

Diverse Berichte

Mineralogie.

Allgemeines. Kristallographie. Flüssige Kristalle.

F. Rinne: Art und Ziel des Unterrichts in Mineralogie und Geologie an den technischen Hochschulen. (Deutsche Bauztg. 1905. 7 p.; ebenso Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. p. 193—206. Mit 20 Abbild. im Text.) [Vergl. auch das folgende Ref.]

„Der Unterricht an den technischen Hochschulen hat bekanntermaßen den Zweck, künftigen Architekten, Bauingenieuren, Maschineningenieuren, Elektrotechnikern sowie Chemikern, an einigen Anstalten auch Hüttenleuten, beim Studium ihrer Fächer Anleitung zu geben.“ Es besteht also nicht die Aufgabe (außer Chemikern) auch Naturwissenschaftler heranzubilden. Den verschiedenen Bedürfnissen der genannten Abteilungen von Zuhörern entsprechend pflegt der naturwissenschaftliche Unterricht ebenfalls verschieden zu sein, anders für Architekten als für Chemiker etc. und dies gilt namentlich auch bei der Mineralogie und Geologie. Die vornehmste Sorge der Lehrer muß sein, daß trotz dieser Spezialisierung die allgemeine wissenschaftliche Grundlage erhalten bleibt und so ein handwerksmäßiger Betrieb vermieden wird. Aus dem schier unerschöpflichen Stoffe der gesamten Wissenschaft ist dann für die Schüler (es handelt sich dabei allein um die Studierenden der Architektur, der Bau-Ingenieur-Wissenschaft und der Chemie) das lehrhafteste und nützlichste auszuwählen, in technisch wirksamster Weise vorzutragen und in Übungen zu behandeln. Verf. zeigt dann auf sehr interessante Weise im einzelnen, wie alle Teile der Mineralogie und Geologie dem Techniker für sein Fach Nutzen bringen können, die geometrische Kristallographie wie die Kenntnis der physikalischen Eigenschaften und die chemische Zusammensetzung der Mineralien, die systematische Mineralogie, die Betrachtung von Gesteinsdünnschliffen unter dem Mikroskop, die Trennung der Gesteinsgemengteile nach dem spezifischen Gewicht, und nach dem magnetischen Verhalten, die Lagerung der Gesteine, die Wasserverteilung in der Erdkruste, die Formationskunde und anderes mehr. Alles wird durch zahlreiche lehrreiche und zweckmäßig ausgewählte Abbildungen erläutert. Für Einzelheiten muß aber dabei auf den Text verwiesen werden.

Max Bauer.

k*

Hippolyt Haas: Art und Ziel des Unterrichts in Mineralogie und Geologie an technischen Hochschulen und Universitäten. (Hochschulschriften, Febr. u. März 1906. No. 185—186. Sep.-Abz. 16 p.) [Vergl. das vorhergehende Ref.]

Verf. nimmt Bezug auf die entsprechende Abhandlung von F. RINNE (vergl. das vorhergehende Ref.) und die akademische Festrede von K. OEBBEKE vom 10. Dezember 1902 (Beilage zur Allg. Zeitung No. 284, 11. Dezember 1902) und betont die dringende Notwendigkeit eines ausgiebigen Unterrichts in der Mineralogie und Geologie an den technischen Hochschulen, weil keine andere Wissenschaft außer der Chemie [und wohl auch der Physik. Ref.!] so direkt der Industrie, der Technik und der Landwirtschaft zugute kommt wie sie. Er tritt dann der Frage näher, wie es sich damit an den Universitäten verhält und betont zunächst, daß auch hier die Wissenschaften nicht ausschließlich um ihrer selbst willen, sondern vielfach ebenfalls zu einem ganz bestimmten Zweck des künftigen Broterwerbes betrieben werden und daß die Vorlesungen und Uebungen an den Universitäten dem Rechnung tragen müssen. Nur die Berufszweige, für die die Universitäten zu sorgen haben, sind im allgemeinen andere als bei den technischen Hochschulen. Es werden dann unter Hervorhebung von manchen Mißständen eingehend die Stellung der Mineralogie und Geologie im Oberlehrerexamen und an den höheren Schulen besprochen (vergl. hierzu: J. PETERSEN, dies. Jahrb. 1901. I. -205-) und betont, daß eine allgemeine Kenntnis des geologischen Aufbaus des Heimatlands zur allgemeinen Bildung gehöre und viel verbreiteter sein müßte, als sie es vielfach tatsächlich ist, und darauf hingewiesen, daß mineralogische und geologische Kenntnisse auch für Theologen und Juristen von erheblicher Bedeutung sein können. Verf. erinnert in dieser Beziehung an die Rolle, die gerade Theologen bei der geologischen Erforschung seines Heimatlandes Württemberg gespielt haben, sowie daran, daß noch jetzt von Regierungs wegen Wünschelrutenmänner zur Aufsuchung von Quellen ausgesandt werden.

Max Bauer.

G. Friedel: Sur la loi de BRAVAIS et la loi des macles dans HAÛY. (Bull. soc. franç. de min. 28. p. 6—12. 1905.)

Es werden einige Beläge dafür mitgeteilt, daß bereits HAÛY einen Zusammenhang zwischen Größe und Form seiner molécule soustractive (der Masche des Gitters entsprechend) und der Art der Spaltung annahm; daß er ferner auch schon bemerkte, daß manchmal Flächen von Kristallteilen, die sich in Zwillingsstellung befinden, gleichwohl auch in bezug auf den Hauptteil dem Gesetz der Dekreszenzen gehorchen. O. Mügge.

Fred Eugene Wright: The determination of the optical character of birefracting minerals. (Amer. Journ. of Sc. 20. p. 285—296. 1905. Mit 6 Fig.)

Verf. erwähnt die bekannten Methoden zur Bestimmung der Doppelbrechung auf Platten senkrecht zu Mittellinien und ferner den Umstand, daß bei Schnitten senkrecht zu einer optischen Achse die 45° zu den Nicol-hauptschnitten bildende Barre nach der ersten Mittellinie zu konvex ist und daß beim Einschieben eines Blättchens vom Rot erster Ordnung, dessen kleinste Elastizitätsachse parallel der Ebene der optischen Achsen verläuft, die konvexe Seite blau erscheint, falls negative Doppelbrechung vorliegt; bei positiver Doppelbrechung liegt das Blau an der konkaven Seite. Auf Platten parallel zur Ebene der optischen Achsen findet man die Richtung der ersten Mittellinie, wie folgt. Dreht man die Platte aus der Dunkelstellung um einen kleinen Winkel heraus, so verschwinden die dunklen Hyperbeln aus dem Gesichtsfelde in Richtung der ersten Mittellinie. Andererseits beobachtet man in der Diagonalstellung der Platte die Interferenzfarben korrespondierender Punkte in anliegenden Quadranten: die Punkte in Richtung der ersten Mittellinie zeigen die niedrigeren Interferenzfarben. Der Charakter der so aufgefundenen Mittellinie bestimmt sich dann leicht wie üblich.

F. Rinne.

O. Lehmann: Näherungsweise Bestimmung der Doppelbrechung fester und flüssiger Kristalle. (Annalen d. Phys. (4.) 18. p. 796—807. 1905.) [Siehe das folgende Ref.]

Zur annähernden Bestimmung der Doppelbrechung füllt Verf. mit der zu prüfenden Substanz den Zwischenraum zwischen einer planparallelen Platte und einer plankonvexen Linse, deren Krümmungsmaß bekannt sein muß, aus. Aus dem Abstand der Ringe, welche sich zwischen gekreuzten Nicols bilden, kann nicht nur auf die Doppelbrechung, sondern auch auf die Struktur des Versuchsobjekts geschlossen werden. Denn ungestört ist das Ringsystem nur, wenn alle Partien der doppelbrechenden Substanz sich in paralleler Stellung befinden; da diese Bedingung bei Schmelzen, welche zwischen den Gläsern erstarrt sind, höchstens näherungsweise erfüllt wird, treten Störungen im Ringsystem (vom Verf. als „Verwerfungen“ bezeichnet) auf. Besonders geeignet und am wenigsten diesen Störungen ausgesetzt ist diese Methode zur Untersuchung flüssiger Kristalle und führt hierbei zu Resultaten, welche mit den nach der Suspensionsmethode vom Verf. gewonnenen gut übereinstimmen.

E. Sommerfeldt.

O. Lehmann: Drehung der Polarisationssebene und der Absorptionsrichtung bei flüssigen Kristallen. (Ann. d. Phys. (4.) 18. p. 808—810. 1905.)

Wenn eine flüssigkristallinische Substanz zwischen gekreuzten Nicols nach der in der vorigen Arbeit des Verf.'s (vergl. vorhergehendes Ref.) benutzten Methode untersucht wird, so zeigen sich nur, solange die Adhäsion zwischen Glas und doppelbrechender Substanz nicht aufgehoben ist, diejenigen Interferenzringe, welche der eigentlichen Doppelbrechung ent-

k**

sprechen. Wird durch Zusatz von Xylol, Öl oder Kolophonium die Adhäsion aufgehoben, so ist die Substanz zugleich ihrer einheitlichen Anordnung beraubt und es kann nur noch die durch Drehung der Polarisationssebene bedingte Interferenzerscheinung sich geltend machen. Durch diese Zusätze tritt nach der Auffassung des Verf.'s zugleich eine Drehung in der Molekularstruktur und der Richtung der stärksten Absorption hervor.

E. Sommerfeldt.

O. Lehmann: Die Gleichgewichtsform fester und flüssiger Kristalle. (Annalen d. Phys. (4.) 17. p. 728—735. 1905.)

Da die Löslichkeit, Schmelztemperatur und Dampftension der Kristalle nicht vektorielle Eigenschaften sind (wie manchmal immer noch behauptet wird), sondern skalare Beschaffenheit zeigen dürften, so nehmen frei bewegliche Tropfen flüssiger Kristalle Kugelgestalt an. Bei denjenigen Substanzen, deren Elastizitätsgrenze im festen Zustand nicht wie bei den flüssigen Kristallen gleich Null ist, wird eben hierdurch sowie auch durch die Adsorptionskraft, welche den Ansichten des Verf.'s zufolge von der Richtung abhängt, die Polyederform der gewöhnlichen Kristalle hervorgerufen.

E. Sommerfeldt.

Carl Bühner: Beiträge zur Kenntnis der kristallinenischen Flüssigkeiten. Dissertation. Marburg 1906. 45 p. 1 Taf.

Durch vorliegende Untersuchung werden einige Ergebnisse der Arbeit von EICHWALD (dies. Jahrb. 1905. II. -171-) nachgeprüft, die physikalischen Konstanten von Anisaldazin ermittelt und die Frage geprüft, ob Homogenität des trüben Schmelzflusses besteht und ob die Diskontinuität beim Übergang der anisotropen Phase in die isotrope unabhängig von der Versuchsanordnung, also lediglich durch den Stoff bedingt ist.

Die Beobachtungen und Messungen, die z. T. bereits in dem Werk von R. SCHENCK (dies. Jahrb. 1906. II. -172-) mitgeteilt sind, gestatten den Schluß, daß die Trübung der anisotropen Phase nicht durch chemische Veränderung oder isomere Umlagerung bedingt sein kann, daß also die Substanz in der anisotropen Modifikation als homogen zu betrachten ist. Ferner kann aus den geringen Abweichungen der Werte für die molekularen Oberflächenenergien der beiden Flüssigkeitsarten sowie ihrer Temperaturkoeffizienten der Schluß gezogen werden, daß auch die Molekulargewichte in den beiden Phasen nicht erheblich voneinander abweichen können. Die Darstellungsweise und Untersuchungsmethoden der Körper wolle man im Original nachsehen. Am Schluß werden einige Beobachtungen über das optische Verhalten von p-Azoxyanisol in der doppelbrechenden flüssigen Phase und über p-Azoxyzimtsäureäthylester mitgeteilt; in bezug auf das erstere bringen sie gegenüber den Beschreibungen von O. LEHMANN nichts Neues, das eigenartige Verhalten des letzteren Körpers ist von O. LEHMANN eingehend geschildert worden (siehe das folgende Ref.), die Abbildung ist hier mißlungen.

R. Brauns.

O. Lehmann: Fließend-kristallinische Trichiten, deren Kraftwirkungen und Bewegungserscheinungen. (Annalen d. Phys. (4.) 19. p. 22—35. 1906.)

—: Homöotropie und Zwillingsbildung bei fließend-weichen Kristallen. (Ebenda. 19. p. 1—9.)

—: Scheinbar lebende weiche Kristalle. (Chemiker-Zeitung. 1906. 30. No. 1.)

Die Substanz, auf welche sich die Untersuchungen beziehen, ist Paraoxyzimtsäureäthylester (vorhergeh. Ref.). Diese Substanz tritt zwischen 140° und 248° in einer fließend-kristallinischen Modifikation auf, die nach Versuchen von SCHENCK etwa gallertartige Konsistenz besitzt. Die Erscheinungen, namentlich die bewegenden Kristalle, zeigen sich nur dann, wenn relativ viel Lösungsmittel (etwa Monobromnaphthalin) zugesetzt wird, welches, wie aus der verminderten Zähigkeit hervorgeht, von den bei niedrigerer Temperatur zur Ausscheidung gelangenden fließenden Kristallen in geringem Maße aufgenommen wird. Auch hier wäre also die Trichitenbildung durch Aufnahme eines fremden Stoffes verursacht. Von Vorteil ist, wenn man noch andere Stoffe zusetzt, die sich in geringem Maße mit der fließend-kristallinischen Substanz mischen können, wie Paratoluylsäure, Azoxyphenetol u. a., weil dadurch die Dimensionen der Gebilde etwas wachsen und die Schnelligkeit der Bewegungen abnimmt.

Wird das Präparat unter Deckgläschen nur so stark erhitzt, daß die fließend-kristallinische Modifikation entsteht, so erscheint die Masse zunächst dunkel, da sich infolge der Homöotropie (hierunter versteht Verf. die besonders bei fließend-weichen Kristallen zu beobachtende Erscheinung, daß bei plastischer Deformation die ausgezeichneten Bildungen im Kristall, z. B. die Achsen der Indikatrix, sich nach den Druckrichtungen orientieren, gewöhnlich dazu parallel oder senkrecht werden) die Molekeln so richten, daß die optische Achse überall senkrecht zur Glasfläche steht. Bei stärkerem Erwärmen treten plötzlich da und dort kreisrunde Flecke mit schwarzem Kreuz auf, die immer zahlreicher werden, bis die ganze dunkle Masse verschwunden ist. Um die beweglichen Kristalle zu erhalten, muß man die Substanz mit einer Spur Lösungsmittel befeuchten und nahe, aber nicht ganz, bis zum Schmelzen erhitzen. Bei der Abkühlung erscheinen zunächst polyedrische Kristalle, die bei Berührung zusammenfließen und sich in der Hauptsache wie früher beschriebene fließende Kristalle verhalten; wir verweisen in bezug hierauf auf die Abhandlungen. „Völlig neu und für den Beobachter geradezu verblüffend ist dagegen das plötzliche Auftreten von Trichiten sowie deren merkwürdige Bewegungs- und Umwandlungserscheinungen, verbunden mit Kraftwirkungen, und das ebenso plötzliche rätselhafte Verschwinden dieser Trichiten: . . Eine gleich merkwürdige und überraschende Erscheinung, bei welcher die Kristalltropfen gewissermaßen Leben gewinnen, und die Fähigkeit fortgesetzter scheinbar willkürlicher Gestaltsänderung und Bewegung ohne merkliche Änderung der Umstände, ist mir bisher nicht vorgekommen. Das sorgfältige Studium dieser Phänomene dürfte möglicherweise zur Aufklärung über die bei

analogen Vorgängen im Reiche der Organismen tätigen Kräfte beitragen können.“ Es bilden sich fast kugelfunde Tropfen mit einer Abplattung an einem Ende, ihr Zusammenfließen wird mit der Kopulation bei Organismen verglichen. Beim Wachstum eines einfachen Tropfens kann die Abplattung plötzlich in eine Vorwölbung übergehen, es entsteht eine Knospe, die häufig zu einer mit außerordentlicher Geschwindigkeit hervorschießenden Schlange wird, die sich windet und krümmt wie ein Wurm und heftig schlängelnde Bewegungen ausführt. Da sie nun in die Länge wächst, obschon das Material von den Seitenflächen aufgenommen wird, so liegt hier eine Art von Wachstum durch Intussusception vor. Die Schlangen erreichen zuweilen so große Ausdehnung, daß sie, einen Knäuel bildend, das ganze Gesichtsfeld des Mikroskops erfüllen, aber plötzlich sind sie verschwunden, sie haben sich momentan zu einer Kugel kontrahiert, welche durch den auftretenden Stoß fortgeschleudert wird. Ein anderer Tropfen zieht sich einfach in die Länge und bildet sich in ein bakterienartiges Stäbchen um, welches imstande ist, selbständig zwischen anderen hindurch vorwärts und rückwärts zu kriechen. Die Bewegungsvorgänge und Kraftäußerungen machen auf den Beobachter den Eindruck, als habe er einen von Infusorien erfüllten Wassertropfen vor sich. Sehr häufig sieht man von einer Schlange plötzlich eine dünnere hervorschießen, aus dieser eine noch dünnere usw. oder ein Tropfen verwandelt sich in ein Gebilde wie ein Samenfaden mit einem sich äußerst fein verjüngenden, sich schlängelnden Schweife. Ebenso häufig ist auch der Fall, daß die Teilung vollständig stattfindet, so daß die beiden Teile genau gleiche Form und Struktur annehmen wie das ursprüngliche Stäbchen, ein Analogon der Zellteilung.

Die sehr mannigfaltigen zierlichen Formen werden auf zwei, den beiden ersten Abhandlungen beigegebenen Tafeln durch nahezu 100 Abbildungen veranschaulicht.

[Anm. d. Ref. Der Gefälligkeit meines verehrten früheren Kollegen O. LEHMANN verdanke ich einige Präparate und ich habe alle wesentlichen Erscheinungen gesehen; das Bild ist durch den steten Wechsel äußerst anziehend. Ref. würde aber doch Bedenken tragen, die Analogie mit lebenden Formen so stark zu betonen. Es ist immer festzuhalten, daß die Erscheinungen nur bei hoher Temperatur und nur innerhalb eines kleinen Temperaturintervalles und nur dann eintreten, wenn die Substanz mit geringer Menge eines Lösungsmittels versetzt ist. Eine geringe Änderung in der Öffnung des Mikrogashahns, ein minimaler Luftzug genügt, eine Änderung der Erscheinung in dem einen oder anderen Sinn herbeizuführen. In einem gegebenen Moment bei hoher Temperatur ist von alledem nichts zu sehen; man dreht den Gashahn etwas enger und die Kugeln treten auf, in einem Augenblick wimmelt es von Kugeln, Stäbchen und Würmchen durcheinander, und hält man jede Abkühlung fern, so kann man die Erscheinungen mit Muße betrachten, steigert man die Temperatur um ein Geringes, so verschwinden sie sehr schnell, ebenso hört bei fallender Temperatur die Bewegung auf und das Präparat zeigt nichts Auffallendes

mehr. Inwieweit von „selbständiger“ Bewegung wirklich die Rede sein kann, mag dahingestellt bleiben, bei den Kugeln ist die Bewegung z. T. nur eine scheinbare, indem momentan hier ein Tröpfchen vergeht, dort entsteht. Ref. hat mehr die Auffassung gewonnen, als ob es sich bei den Änderungen, die innerhalb der geschmolzenen bzw. fließenden Masse vor sich gehen, mehr um einen Entmischungsvorgang handle, indem sich Kristallsubstanz mit Lösungsmittel in wechselnder Weise bei wechselnder Temperatur vereinigt und trennt. Man muß immer bedenken, daß das Präparat fortdauernd stark und ungleichmäßig erhitzt wird, unten und in der Mitte stärker als oben und am Rande, und die zugeführte Wärme und ungleiche Erwärmung wohl eine Quelle der im ganzen doch nur sehr geringen Bewegungsenergie und Ursache der eintretenden Änderungen sein kann.]

R. Brauns.

R. Schenck: Über die Natur der kristallinen Flüssigkeiten und der flüssigen Kristalle. (Zeitschr. f. Elektrochemie. 1905. No. 50. p. 951—955.)

O. Lehmann: Bericht über die Demonstration der flüssigen Kristalle. (Ebenda. p. 955—956.)

Auf der Versammlung der Deutschen Bunsengesellschaft für angewandte physikalische Chemie hat die Natur der kristallinen Flüssigkeiten und der flüssigen Kristalle zur Diskussion gestanden, namentlich hatte O. LEHMANN es übernommen, die Erscheinungen durch Projektion vorzuführen. Als Einleitung zu diesen Demonstrationen hat R. SCHENCK eine kurz gedrängte Übersicht über die Eigenschaften dieser Körper gegeben, dabei namentlich die Differenzpunkte zwischen den Anschauungen von O. LEHMANN und R. SCHENCK auf der einen, von QUINCKE und TAMMANN auf der anderen Seite scharf hervorgehoben.

Nach der Demonstration, die vorzeitig abgebrochen werden mußte, wendete sich O. LEHMANN gegen die von TAMMANN erhobenen Bedenken und suchte sie zu widerlegen. Die Frage nach der Natur der flüssigen Kristalle soll nun durch eine Kommission geprüft werden.

R. Brauns.

Einzelne Mineralien.

H. Moissan: Sur quelques expériences nouvelles relatives à la préparation du diamant. (Compt. rend. 140. p. 277—283. 1905.)

Die neuerliche Untersuchung des Meteoreisens von Cañon Diablo (dies. Jahrb. 1906. I. -187-; Ref. nach Compt. rend. 139. p. 139, 773. 1904; 140. p. 71. 1905) hat Verf. veranlaßt, seine Untersuchungen über die künstliche Darstellung des Diamants wieder aufzunehmen, namentlich, da es möglich schien, daß Schwefel die Verdrängung des Kohlenstoffs aus dem Eisen unterstützte, auch Silicium und Phosphor dabei vielleicht in

k***

Betracht kamen. Es wurden nun 150 g schwedisches Eisen im elektrischen Ofen geschmolzen und mit Zuckerkohle gesättigt, dann 5 g FeS zugesetzt, welche sich alsbald unter Aufschäumen auflösten. In der, der Abkühlung an der Luft überlassenen Schmelze wurden nach dem Auflösen, der Oxydation und schließlichen Entfernung des Graphit etc. niemals Diamanten gefunden, wohl aber, wenn dieselbe Schmelze schnell in kaltem Wasser geglüht wurde. Die Menge der so erhaltenen Diamanten ist etwas größer als früher und steigt noch etwas bei Zusatz von etwas Silicium, indessen erschwert in letzterem Falle die große Menge des entstandenen Carborund seine Isolierung. Die Ausbildung dieser Diamanten ist weniger regelmäßig als bei den früheren, Oktaeder und Tropfen sind seltener, ihre Größe (bis 0,75 mm) im Mittel etwa dieselbe wie im Eisen von Cañon Diablo; sie sind wie die natürlichen meist schwach anomal doppelbrechend. Bei zwei Versuchen wurde unter sonst gleichen Bedingungen der Schmelze Eisenphosphür zugesetzt, indessen keine Diamanten erhalten.

O. Mügge.

A. Leduc: Sur le diamagnetisme du bismuth. (Compt. rend. 140. p. 1022. 1905.)

Läßt man geschmolzenes Wismut in genau kugeligen Ballons von ca. 2 cm Durchmesser im elektromagnetischen Felde erstarren und vermerkt die Stellung der Kugel zu den Kraftlinien, so zeigt sich, daß diese Stellung dieselbe ist, welche die Kugel auch nach der Erstarrung, drehbar aufgehängt, in demselben Felde annimmt. Es wird daraus geschlossen, daß beim Wachstum der Kristalle im elektromagnetischen Felde jeder Kristall sich so zu orientieren strebt, wie es nach seiner Isolierung eine aus ihm geschliffene Kugel tun würde. Nähere kristallographische Angaben werden vom Verf. (der Wismut als regulär betrachtet) nicht gemacht.

O. Mügge.

H. Moissan: Sur l'augmentation de volume de la fonte liquide saturée de carbone au four électrique, au moment de la solidification. (Compt. rend. 140. p. 185—192. 1905.)

Der im Innern einer schnell, etwa in Wasser, abgekühlten und erstarrenden Eisenschmelze entstehende Druck, den Verf. bekanntlich als wesentlich für die Abscheidung eines Teiles der Kohle als Diamant betrachtet, hängt von 3 Faktoren ab: 1. von dem in der Schmelze gelösten, im Moment der Erstarrung ausgeschiedenen Gas; 2. von der Kontraktion der äußeren erkalteten und erstarrten Teile; die Temperatur im Innern unter der schon schwarz gewordenen Oberfläche ist in der Tat noch so hoch, daß das Eisen noch wieder aufglüht, wenn man es bald wieder aus dem Wasser nimmt; 3. von der von vielen Beobachtern angegebenen Ausdehnung der Schmelze beim Festwerden. Diese Ausdehnung tritt indessen nicht ein bei reinem, wohl aber bei mit Kohle gesättigtem Eisen, wie aus folgendem Versuche des Verf.'s hervorgeht. Schwedisches Eisen, das in

einem Magnesiatiegel (der vom Schmelzfluß nicht benetzt wird) möglichst schnell geschmolzen wird, erstarrt mit durchaus glatter Oberfläche; mit Zuckerkohle versetzte und im Graphittiegel geschmolzene und abgekühlte Schmelze dagegen (mit ca. 8 % C) durchbricht ihre erstarrende Oberfläche noch ein oder mehrere Male, indem sie große Mengen der flüssigen Masse nach außen drängt, ohne daß dabei ein Spratzen zu beobachten wäre, wie denn auch durchschnittene Gußproben zeigen, daß nur vereinzelte Gasbläschen ausgeschieden sind, welche zum Volumen der herausgedrängten Schmelzmasse in keinem Verhältnis stehen (derartige Güsse enthalten keine Diamanten). Da der Schmelzpunkt der inneren Masse durch Druck erniedrigt wird, muß sie, falls es ihr gelingt, die festgewordene Hülle zu sprengen, dann doch besonders schnell erstarren. **O. Mügge.**

G. Chr. Hoffmann: Souesite, a native iron-nickel alloy occurring in the auriferous gravels of the Fraser, province of British Columbia. (Amer. journ. of sc. 19. p. 319—320. 1905.) [Siehe die beiden folgenden Ref.]

Beim Waschen auf Gold im Fraser-Fluß, zwei miles unter Lillooet, Lillooet District, in der Provinz Britisch-Columbien, fand sich im Rückstand der behandelten Massen ein feiner, schwerer, grauer, metallischer Sand, der sich als wesentlich zusammengesetzt erwies aus kleinen, sehr unregelmäßig gestalteten, verrundeten Körnern von Eisennickel und glatten, runden Platinblättchen. Ferner fanden sich in ihm unregelmäßige Körner von Iridosmium, etwas Gold, verrundete Magnetitkristalle, kleine Ilmenitkörner und etwas Quarz sowie Granat.

Die Eisennickelkörnerchen waren höchstens $1\frac{1}{2}$ mm groß, schwach gelblich stahlgrau, stark magnetisch, hämmerbar. Spez. Gew. bei 15° C. 8,215. Wenig in kalter, langsam in warmer Salzsäure, leicht in warmer Salpetersäure löslich. Analyse (Durchschnitt von zwei gut übereinstimmenden Ergebnissen): 75,50 Ni, — Co, 22,02 Fe, 1,20 Cu, 1,16 Unlösliches, Sa. 99,88. Aufgerechnet auf 100 %: 76,48 Ni, 22,30 Fe, 1,22 Cu.

Bekanntermaßen wurde ein ähnliches Mineral, der Awaruit, mit Gold, Platin, Zinnstein, Chromit und Magnetit im Gorge-Fluß an der Westküste der Südinself von Neu-Seeland gefunden, und eine andere Nickeisenlegierung in den goldführenden Sanden des Bergflusses Elvo bei Biella in Piemont.

Der Souesit ist zu Ehren des Herrn F. SOUES benannt, der die Probe an den Verf. sandte. **F. Rinne.**

G. S. Jamieson: On the natural iron-nickel alloy, Awaruite. (Amer. journ. of sc. 19. p. 413—415. 1905.) [Siehe das vorhergehende Ref.]

1. Nickeisen von Josephine Co., Oregon. Gerollte, bohnenartige, wenige Millimeter bis 2 cm große Stücke. Dünnschliffe erweisen

einen schwammigen Aufbau des Metalls, welches Serpentin einschließt. Läßt sich leicht pulvern. Durch Behandeln mit Wasser und Jod ging die Legierung bei gewöhnlicher Temperatur in Lösung. Analyse: Unlösliches Silikat 24,15 bezw. 24,55, Fe 19,17 bezw. 18,95, Ni 56,30 bezw. 56,07, Co 0,35 bezw. 0,35, P 0,04 bezw. 0,04, S 0,09 bezw. 0,09; Sa. 100,10 bezw. 100,05. Rechnet man das Nichtsilikatische auf 100, so ergibt sich

	I	II
Fe	25,24	25,11
Ni	74,17	74,30
Co	0,46	0,46
P	0,04	0,04
S	0,09	0,09.

2. Nickeleisen von South Fork, Smith River, Del Norte Co., Kalifornien. Körner von meist 0,15 mm, gelegentlich bis 1,5 mm Durchmesser, die beim Goldwaschen gefunden wurden, untermischt mit Magnetit und ein wenig Chromit. Das Metall ist leicht löslich in warmer, verdünnter Salpetersäure (1 Teil konz. Säure auf 2 Teile Wasser). Zwei Analysen lieferten: Unlösliches 9,45 bezw. 9,97, Fe 19,21 bezw. 18,97, Ni 68,61 bezw. 68,46, Co 1,07 bezw. 1,07, Cu 0,59 bezw. 0,56, S 0,05 bezw. 0,05, P 0,04 bezw. 0,04, SiO₂ 0,10 bezw. 0,19, MgO 0,50 bezw. 0,44. Spez. Gew. 7,45 gefunden, unter Anrechnung von 9,7 % Magnetit 7,85. Rechnet man die Bestandteile der Legierung auf 100 um, so erhält man

	I	II
Fe	21,45	21,28
Ni	76,60	76,79
Co	1,19	1,20
Cu	0,66	0,63
P	0,04	0,04
S	0,06	0,06.

Beim Lösen in Salzsäure gaben beide Legierungen keinen Geruch von Kohlenwasserstoffen, auch wurde keine graphitische Kohle wahrgenommen.

Im folgenden sind die Analysen der bis jetzt bekannten natürlichen Nickeleisen zusammengestellt.

Fundort	Fe	Ni	Co	Cu	Sonstiges
1. Neu-Seeland (Gorge-Fluß, Awarua-Bai) sog. Awaruit . . .	31,02	67,63	0,70	—	0,65
2. Piemont (Elvo-Fluß nahe Biella)	26,60	75,20	—	—	—
3. Josephine Co., Frühere Analyse, von Melville, sog. Josephinit .	27,41	71,35	0,65	0,59	—
4. Britisch-Columbien (Fraser-Fluß) sog. Souesit	22,30	76,48	—	1,22	—
5. Josephine Co.	25,24	74,17	0,46	—	0,11
6. Del Norte Co.	21,45	76,60	1,19	0,66	0,10.

Eine metallographische Untersuchung dieser Legierungen, um Bestandteile und Struktur aufzuklären, ist recht erwünscht. F. Rinne.

W. Guertler und G. Tammann: Über die Legierungen des Nickels und Kobalts mit Eisen. (Metallogr. Mitt. aus dem Institut f. anorg. Chem. zu Göttingen. No. 9; Zeitschr. f. anorg. Chem. 45. p. 205—224. 1905. 1 Taf.)

Die Verf. untersuchten die Legierungen des Nickels und Kobalts mit Eisen in erster Linie hinsichtlich ihrer physikochemischen Eigenschaften, sodann aber auch bezüglich ihrer Mikrostruktur; welche durch 6 Mikrophographien erläutert wird. Von besonderem Interesse ist die bei 30facher Vergrößerung erfolgte Aufnahme der Struktur eines 10%igen Nickelstahles, da derselbe seiner chemischen Zusammensetzung nach manchen Meteoreisen nahesteht. Indessen erinnert die Struktur des abgebildeten Kunstproduktes an keines der meteorischen Vorkommen.

E. Sommerfeldt.

A. Lacroix: Sur un cas curieux de cristallisation du chlorure de sodium au cours de l'éruption de la Montagne Pelée. (Bull. soc. franç. de min. 28. p. 68—70. 1905.)

In den oberen Lagen der im Innern noch sehr heißen Aschenmassen war in der Nähe der Küste aus dem zur Flutzeit aufgesogenen Meerwasser das Kochsalz in zierlichen Würfeln kristallisiert und hatte die Asche zu einer festen Masse verkittet. Ferner hatte dort das durch die hohe Temperatur z. T. zersetzte $MgCl_2$ des Meerwassers die Bildung einer braunen von Eisenchloriden gefärbten Zone in den unteren Aschenmassen zur Folge.

O. Mügge.

Alfred J. Moses: The crystallization of Luzonite; and other crystallographic notes. (Amer. Journ. of Sc. 20. p. 277—284. 1905. Mit 5 Fig.)

1. Luzonit. Verf. erhielt Luzonit von Mancayan auf Luzon und maß 4 Kristalle. Ihre terminalen Flächen waren entschieden heller und weniger glänzend als die Seitenflächen, welche das Dunkelgrau von Enargit zeigten, während erstere ein rötliches Stahlgrau nicht sehr verschieden von der Farbe massigen Luzonits aufwiesen. Die Messung am zweikreisigen Goniometer erwies, daß die Winkel der sehr kleinen, etwa 1 mm langen Kristalle mit Enargit übereinstimmen. Luzonit ist keine unabhängige Art, sondern nur eine Varietät des Enargit. Die FLETCHER'schen Daten für Enargit: $a:b:c = 0,8694:1:0,8308$ und das Verhältnis, das Verf. auf Grund der Messung einer Form $P = \frac{2}{3}P(223)$ am Luzonit berechnete: $a:b:c = 0,8698:1:0,8241$ zeigen die große Ähnlichkeit.

2. Kristallisierter Wolframit von Boulder Co., Col. Kleine, selten über 2 mm große Kristalle, die mit Achse b aufgewachsen sind. Formen: $l = \infty P\bar{2}(210)$, $m = \infty P(110)$, $b = \infty P\infty(010)$, $c = 0P(001)$, nach welcher Fläche die Individuen tafelig sind, $t = -\frac{1}{2}P\infty(102)$, $A = -\frac{1}{2}P(112)$ und eine neue Form $p = -\frac{1}{2}P\bar{2}(214)$. Auf einigen Stücken fanden sich außer Wolframit kleine Zinkblende- und auch Scheelitkristalle.

3. Neue Flächen an Sylvanit von Cripple Creek, Colorado. Die Kristalle sind bis 5 zu 20 mm breit und lang; fast stets umkrustet sie eine dünne Lage von Chalcedon, immerhin sind glänzende Flächen sichtbar. Ein Individuum ($1:1:2$ mm in Richtung $a:b:c$) zeigte 26 Formen, von denen 20 durch CHAS. PALACHE am Cripple Creeker Sylvanit bereits bekannt gegeben sind; zwei sind neu für Cripple Creek ($M = P\infty$ ($\overline{101}$) und $p = -\frac{1}{2}P$ (112); vier sind neue Domen: $H = -\frac{1}{2}P\infty$ (102), $T = -\frac{1}{3}P\infty$ (103), $l = \frac{2}{3}P\infty$ (203), $L = \frac{2}{3}P\infty$ ($\overline{203}$). Gemessene und berechnete Werte stimmen gut miteinander überein.

4. Hämatit von Franklin Furnace, N. J. Eine Hämatitmasse genannten Fundorts zeigte eine ausgeprägte rhomboedrische Teilbarkeit, begleitender Kalkspat gleichfalls Absonderung, und zwar nach $-\frac{1}{2}R$ ($01\overline{1}2$). Die Teilbarkeit des Hämatits geht nach R ($10\overline{1}1$).

Analyse: Unlösliches 1,50, CaO als $CaCO_3$ 2,85, Fe_2O_3 94,00, FeO 1,72; Summe 100,07. Rechnet man Fe_2O_3 und FeO auf 100 auf, so ergibt sich Fe_2O_3 98,20, FeO 1,80.

F. Rinne.

F. Cornu und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Valentinit von Procchio (Insel Elba). (Mitt. Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien. 3. 1905. p. 1, 2.)

Gefunden in einem Antimonerze führenden Quarzgang, der kristallinisch-körnigen Kalk durchsetzt. Gangminerale sind: Antimonglanz, reichlich in grobstrahligen Partien, häufig umgewandelt in gelblichgrauen Antimonocker unter Beibehaltung der Form. Die Antimonitstengel nicht selten von Quarz bedeckt; auf diese Weise sind vielfach hohle Pseudomorphosen von Quarz nach Antimonit entstanden. Valentinit ist dem Gangquarz eingewachsen; er bildet diamantglänzende strahlige Aggregate und in Hohlräumen kleine Schuppen, aber bisher kennt man keine deutlichen Kristalle.

Max Bauer.

N. Égoroff: Sur le dichroïsme produit par le radium dans le quartz incolore et sur un phénomène thermo-électrique observé dans le quartz enfermé en stries. (Compt. rend. 140. p. 1027. 1905.)

Eine durch Radiumstrahlen gefärbte Platte von Bergkristall zeigte denselben Pleochroismus wie Rauchquarz, und in Platten parallel zur Hauptachse, in denen der Pleochroismus durch einwöchentliche Bestrahlung verstärkt war, erschienen unter 45° zur Achse geneigte Streifen, wie sie manche natürlichen Rauchquarze aufweisen. Wurden solche Platten durch Erhitzen entfärbt, so erschienen die Streifen nach zehntägiger Bestrahlung von neuem. — Platten brasilianischer Rauchquarze // (0001), die solche rauchfarbene Streifen // den Nebenachsen zeigten, ergeben bei der Erhitzung von der Mitte aus die gewöhnlichen piezo-elektrischen Verteilungen, bei gleichmäßiger Erwärmung auf 100° auf einer großen Messingplatte

dagegen entsprechen die Grenzen der elektrischen Felder denen der farbigen Streifen, und zwar wurden die helleren Partien zwischen den Streifen elektrisch negativ. Verf. weist darauf hin, daß aus der Färbung von Rauchquarz, Amethyst, Flußspat, Steinsalz etc. vielleicht Schlüsse auf radioaktive Kräfte im Innern der Erde möglich sind. O. Mügge.

G. Spezia: Contribuzioni sperimentali alla cristallogenesi del quarzo. (Atti della R. Accad. delle Scienze di Torino. 41. 10 p. 1 Tab. Torino 1906.)

Die hier mitgeteilten wichtigen Versuche sind mit dem früher (dies. Jahrb. 1905. II. -246-) beschriebenen Apparat ausgeführt worden. Das Lösungsmittel war eine aus dem kristallisierten Salz $\text{Na}_2\text{SiO}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ hergestellte Lösung mit 2% Na_2SiO_3 . Der Quarz, welcher in dem oberen, am stärksten erhitzten (über $326-337^\circ$) Teil des Apparates aufgelöst werden sollte, bestand aus zerkleinerten Stücken, der, welcher in dem unteren weniger stark erhitzten Teil ($165-178^\circ$) wachsen sollte aus drei Prismen, die normal zur Achse geschnitten waren und einem langen Kristall. Zwei von den Prismen wurden, an demselben Silberfaden befestigt, in gleicher Höhe angebracht, das dritte tiefer, ihre Basisflächen horizontal. Der lange Kristall wurde vertikal in den Apparat gebracht so, daß es sich mit dem abgebrochenen Ende in den Quarzstückchen mit dem anderen, von Flächen umschlossenen Ende in dem Kristallisationsbezirk befand. Die Dauer des Experimentes betrug 100 Tage. Das Ergebnis war folgendes:

Das unterste Prisma war zu einem unvollständig gebliebenen, kurzprismatischen Kristall mit bipyramidalen Begrenzung und scheinbarer Basis ausgewachsen, unvollständig wahrscheinlich aus dem Grunde, weil der Lösung durch die über diesem Prisma befindlichen wachsenden Prismen zuviel Kieselsäure entzogen wurde. Von den beiden anderen Prismen war das eine in einen länger prismatischen, vollständigen Kristall, das andere in einen solchen mit zwei Spitzen ausgewachsen, an beiden Spitzen herrschte als Endbegrenzung nur ein Rhomboeder vor. Der lange Kristall hatte an seinem Ende ebenfalls neue Substanz angesetzt. Außerdem hatte sich an den Wänden und Flächen Quarz abgeschieden, zum größeren Teil kurzprismatische Kristalle mit nur einem Rhomboeder am Ende, aber auch sehr dünne nadelförmige Kristalle, die dann jünger sind als jene und sich wahrscheinlich bei schnellerer Abkühlung am Ende des Versuches gebildet haben. Aus diesen Versuchen geht hervor, daß schnelle Kristallisation das Vorherrschen von einem Rhomboeder am Ende und lang prismatischen Habitus begünstigt.

Der Silberfaden, an dem der Quarz aufgehängt war, ist von dem neu gebildeten Quarz umschlossen worden, ein Beweis für die Leichtigkeit, mit der wachsender Quarz Fremdkörper einschließen kann.

Die Endfläche ist eine mit bipyramidalen Erhebungen bedeckte Scheinfläche, bei längerer Dauer der Kristallisation wäre sie gewiß verschwunden.

Aus den Versuchen schließt Verf. bezüglich der Ausbildung der Quarzkristalle, daß die kurzprismatischen mit gleich großen Rhomboedern und hexagonalem Habitus langsam gewachsen seien, die langprismatischen mit einem vorherrschenden Rhomboeder schnell gewachsen seien und führt als Belege hierfür einige Vorkommnisse an.

R. Brauns.

A. Lacroix: Observations faites à la Montagne Pelée sur les conditions présidant à la production de la tridymite dans les roches volcaniques. (Bull. soc. franç. de min. 28. p. 56. 1905.)

Die vom Pelée-Krater bei heftigen Ausbrüchen gelieferten und schnell abgekühlten Andesite haben eine glasige, die von der großen Felsnadel langsam abgebröckelten, wie die nach längerer Ruhezeit ausgeworfenen Massen eine mikrolithenreiche Grundmasse, beide dabei dieselben Einsprenglinge. Ein dritter Typus ist nach Verf. in der Tiefe der großen Nadel entstanden, da er in großer Menge Quarzkriställchen führt; Blöcke davon bröckelten namentlich von einer sehr langsam aufsteigenden Partie der Nadel von Januar bis April 1904 ab. Tridymit fehlt in allen glasigen Varietäten und auch in den mikrolithenreichen trat er nicht schon zu Anfang, sondern erst seit Dezember 1902 und nur spärlich auf, überaus reichlich dann erst von Januar bis April, und zwar in allen, sowohl quarzfreien, wie quarzhaltigen Varietäten; etwas größere Blättchen sind dabei allerdings auf die Wandungen poröser homöogener Einschlüsse beschränkt. Verf. schließt daraus, daß der Tridymit hier nicht ein bloßes Erstarrungsprodukt ist, daß er vielmehr erst durch die lang andauernde Wirkung hoch erhitzter Dämpfe auf das saure Gesteinsglas entstand. Nach Beendigung der Eruption wird sich vielleicht zeigen, ob der Tridymit dann auch in dem blasigen und glasigen, rasch abgekühlten Andesit der großen Nadel sich noch gebildet hat. In den Aschen und Bomben von 1902/3 fehlt er, während er in den Auswurfsblöcken älterer Eruptionen überreichlich vorhanden ist und von Cristobalit begleitet wird.

O. Mügge.

J. Struthers and J. H. Pratt: The Production of Tin in 1903. (Min. Resourc. United States for 1903. p. 19.)

Zinnstein ist in 17 Staaten und Territorien der Nordamerikanischen Union gefunden worden, aber nur in 4 in nutzbaren Mengen, nämlich: in den Black Hills (Süd-Dakota) in Alaska und in Nord- und Süd-Carolina. Das Vorkommen von Harney Peak in den Black Hills ist allgemein bekannt. Bei „Nigger Hill“ und „Bear Gulch“, 75 miles nordwestlich von Harney Peak, ist eine gewisse Menge gewonnen worden. Der Zinnstein liegt in Form grober Körner in Greisen, und in großen Massen von kleinen Körnchen zwischen Schiefer und Porphyr. Der mittlere Gehalt des konzentrierten Erzes beträgt ungefähr 1 % Sn.

Die Seifen am Buck Creek in Alaska lieferten 1903 einige Tonnen gewaschenen Erzes.

Das Zinngebiet der Carolinas erstreckt sich von Gaffney in Süd-Carolina, in im allgemeinen nordöstlicher Richtung durch Cherokee County und durch die Counties Cleveland, Gaston und Lincoln in Nord-Carolina. Die wichtigsten Vorkommen sind die von Gaffney, S.-C., von Kings Mountain, N.-C., an dem südlichen Ende des Chestnut ridge, $2\frac{1}{2}$ miles nördlich von Kings Mountain, und auf der Jones plantation, 7 miles nordöstlich von diesem Platz. Die Zinnerzgänge setzen in Gneisen und in Glimmerschiefern auf, die in der Hauptsache metamorphosierte Sedimente sind. Das Erz findet sich in Gängen oder in Linsen von Greisen im Glimmerschiefer und Gneis, sowie in Pegmatiten. Im Pegmatit ist es hauptsächlich an den Rändern der Gänge angehäuft. Kristalle sind nicht häufig, aber einige schön ausgebildet. Allein von dem Oktaeder s (111) begrenzte hat die Jones-Grube geliefert. Das Mineral ist schwarz bis fast ganz farblos, die gewöhnlichste Farbe ist dunkelbraunschwarz. Turmalin, Magnetit, Pyrit und Chalcopyrit begleiten den Zinnstein in kleinen Mengen, nicht aber Fluorit oder Wolframminerale. In den durch Waschen erhaltenen Schlichen wurden die folgenden Mineralien gefunden: Cassiterit, Magnetit, Ilmenit, Granat, Monazit, Turmalin, Quarz, Pyrit und Chalcopyrit. Monazit und Granat waren in der Hauptsache auf die Vorkommen in den Gneisen beschränkt. In dem $2\frac{1}{2}$ Fuß mächtigen Gang in der Jones-Grube ist der Gehalt an Zinnstein gegenwärtig zwischen 5 und 6 %, entsprechend $3\frac{1}{2}$ % Sn. Die Ausbeute dieses Bezirks betrug im Jahre 1903 ungefähr 20 Tonnen, alles aus der Roß-Grube bei Gaffney, S.-C.

W. S. Bayley.

T. L. Watson: A preliminary report on the Beauxite deposits of Georgia. (Bull. Geol. Surv. of Georgia. No. 11. 1904. p. 169. Taf. 12 Fig. 3. 1 Karte.)

Die Beauxitlager von Georgia werden von dem Tal des Coosa River begrenzt, indem sie sich von Gordon und Walker County südwestlich ungefähr 60 miles bis zu der Grenze des Staats ausdehnen und sich von hier an noch etwa 60 miles nach Alabama hin erstrecken. Die Lager finden sich fast ausschließlich in dem Knox-Dolomit des Ordovician. Sie bilden wohlbegrenzte kompakte Massen in der Form von „pockets“, die um gewisse Zentren oder längs bestimmter Linien angeordnet sind. In der südwestlichen Ausdehnung des Lagers in Alabama sind die begleitenden Gesteine ausgesprochener schieferig als in Georgia und viel stärker zerklüftet, verworfen und gefaltet. Die Mineralien, welche den Beauxit in dem letzteren Staate begleiten, sind Gibbsit, Halloysit, Kaolin, Limonit und Mangan-oxyde. Nach einer Diskussion der Analysen von 59 Proben von nicht eisenhaltigem Beauxit und von 6 eisenhaltigen Varietäten schließt Verf., daß der erstere eine mittlere Zusammensetzung habe, entsprechend der

Formel: $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2,89\text{H}_2\text{O}$. Die mittlere Zusammensetzung der sechs untersuchten eisenhaltigen Proben ist:

52,941 Al_2O_3 , 12,290 Fe_2O_3 , 28,396 H_2O , 2,83 SiO_2 , 3,78 TiO_2 , was bei Fortlassung der Kieselsäure und der Titansäure auf die Formel $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2,65\text{H}_2\text{O}$ führt.

Analysen, die zu dem Zweck angestellt wurden, Unterschiede zwischen der Zusammensetzung der Pisolithe und der der Grundmasse zu entdecken, hatten ein negatives Ergebnis.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Al_2O_3	52,36	64,91	57,26	52,40	46,92	63,60	48,30
$\text{H}_2\text{O} +$	33,17	33,00	31,69	24,06	21,68	27,15	28,01
SiO_2	3,74	0,62	0,99	4,21	20,46	6,43	3,17
TiO_2	9,70	1,05	7,63	8,79	9,80	1,95	9,75
Fe_2O_3	0,76	0,28	1,89	10,44	0,28	0,28	Spur
$\text{H}_2\text{O} -$	0,20	0,53	0,39	0,39	0,34	0,56	0,53
	99,93	100,39	99,85	100,29	99,48	99,97	99,76 ¹

1. Zehn Pisolithe, dunkelgrau, dicht. Maddox mine.
2. Milchweiß bis hellgelb, dichte Grundmasse. Maddox mine.
3. Sechs Pisolithe, dunkelgrau, konzentrisch. Maddox mine.
4. Sechs Pisolithe, dunkelrot, konzentrisch. Red Warrior mine.
5. Weiche, weiße, tonige Grundmasse. Church mine.
6. Dichte, kompakte, hellgelbe Grundmasse. Perry mine.
7. Weiche, weiße, mehlfartige Grundmasse. Watters mine.

Die Untersuchung von Dünnschliffen ergab, daß die TiO_2 nicht in Form freier Oxyde vorhanden ist.

Die Lager gehören dem Eocän an, obwohl sie in dem Knox-Dolomit liegen, der zum Ordovician zählt. Ihr Ursprung wird auf Quellen zurückgeführt, die ihren Tonerdegehalt den Schiefertönen unter dem Dolomit verdanken. Diese Ansicht wurde zuerst von HAYES ausgesprochen.

W. S. Bayley.

S. L. Penfield and G. S. Jamieson: On Tychite, a new mineral from Borax Lake, California, and on its artificial production and its relation to Northupite. (Amer. Journ. of sc. 20. p. 217—224. 1905. Hieraus: Zeitschr. f. Krist. 41. p. 235—242. 1905.)

Dem neuen Mineral ist der Name Tychit (nach $\tauύχη$, Zufall) gegeben, weil es unter tausenden von ganz ähnlichen Kristallen vom Borax-See, San Bernardino Co., Kalifornien, auf den ersten ganz zufälligen, glücklichen Griff gefunden wurde. Es kommt nämlich in ganz vereinzeltten Oktaedern mit dem gleichfalls oktaedrischen Northupit vor. Unter 5000 Oktaedern wurden nur vier sehr kleine Tychite gefunden. Qualitativ konnte die Gegenwart von CO_2 , SO_3 , Na und Mg festgestellt werden.

¹ Die Summe stimmt nicht. Die Red. M. B.

Es gelang, den Tychit künstlich zu machen. In Verfolg der Methode von DE SCHULTEN bei der Darstellung von Northupit wurden 8 g Na_2CO_3 und 34 g Na_2SO_4 in 120 ccm Wasser gelöst und zur Lösung 1,4 g MgSO_4 gefügt, was einen Niederschlag, wahrscheinlich von etwas basischem Magnesiumcarbonat verursachte. Das Gemisch wurde auf dem Dampfbade in leicht verstopfter Flasche erhitzt. Fast nach fünf Tagen begann eine dann rasch fortschreitende Kristallisation, und das unlösliche Material im Gefäß wurde fast vollständig in oktaedrische Kristalle verwandelt, die gleichmäßig etwa 0,15 mm groß und symmetrisch entwickelt waren. Durch Impfen mit den Kristallen ließ sich die Bildung beschleunigen, immerhin dauerte es bis zur vollständigen Beendigung der Reaktion stets mehrere Tage. Spez. Gew. der Kristalle 2,588. H. 3,5—4. Isotrop. $n = 1,51$ (bei Northupit 1,514 für gelb). Formel $2\text{MgCO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$. Analysen:

	I.	II.	Theorie
SO_3	15,08	15,06	15,33
CO_2	33,55	33,45	33,72
MgO	15,83	15,77	15,33
Na_2O	35,49	35,65	35,62
	99,95	99,93	100,00.

Feines Pulver des künstlichen Tychit löst sich nicht merklich in heißem Wasser, erleidet darin auch keine Zersetzung.

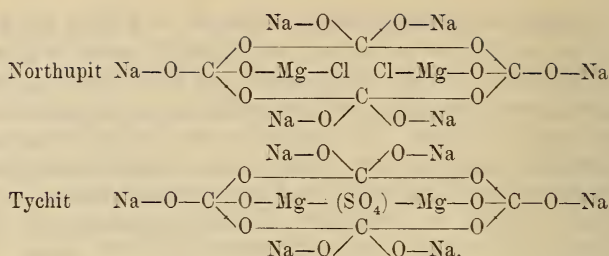
Offenbar ist das Kunsterzeugnis mit dem natürlichen Tychit identisch. Die spez. Gew. weichen zwar etwas voneinander ab (künstliches Salz 2,588, natürliches 2,456 und 2,30), doch erklärt sich die Differenz durch Einschlüsse im Tychit von Kalifornien. Die Brechungsexponenten stimmen überein.

Die beiden genetisch eng miteinander verbundenen Mineralien Tychit und Northupit sind auch chemisch verwandt.

Tychit $2\text{MgCO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$

Northupit $2\text{MgCO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{NaCl}$.

Spez. Gew. bei Tychit 2,456 (natürlich), 2,588 (künstlich). Bei Northupit 2,380 (natürlich), 2,377 (künstlich). Brechungsexponent n für Gelb bei Tychit 1,508 (natürlich), 1,510 (künstlich). Bei Northupit 1,514 (natürlich). Bemerkenswert ist, daß Northupit in kaltem Wasser ziemlich langsam löslich ist und in kochendem Wasser unter Ausfall von Magnesiumcarbonat zersetzt wird, während Tychit in Wasser fast unlöslich befunden wurde, selbst als feines Pulver bei Kochhitze. Ungleich anderen schwer löslichen Substanzen, welche sich schnell bilden beim Zusammenbringen ihrer Komponenten, entstehen Northupit und Tychit langsam aus der entsprechenden Lösung. Bei DE SCHULTEN'S Experiment wurde Northupit erst nach siebenstündigem Erhitzen der Lösung erhalten, künstlicher Tychit von den Verf., wie erwähnt, erst nach mehrtägigem. PENFIELD und JAMIESON meinen, daß dies auf eine komplexe Molekularstruktur hinweist und daß eine längere Zeit zur Gleichgewichtsordnung der Atome nötig ist; sie stellen die Formeln auf:



In dieser Formel treten 4C mit O in Ringform auf. Verf. meinen, daß ein solcher Bau schwierig zu erreichen sein mag, aber dann um so fester ist. Auch möchte diese symmetrische Konstruktion Grund für das hochsymmetrische System sein, dem Northupit und Tychit angehören. Weiterhin könnte die Verknüpfung $\text{Mg}-\text{SO}_4-\text{Mg}$ bei Tychit die schwerere Löslichkeit dieses Salzes gegenüber Northupit erklären und ferner auch die langsamere Bildung.

Daß die beiden Salze trotz der Verschiedenheit, daß einmal Cl_2 , das andere Mal an entsprechender Stelle SO_4 vorhanden ist, isomorph im weiteren Sinne des Wortes sind, erklären die Verf. durch die untergeordnete Bedeutung von Cl_2 und SO_4 in der Fülle der übrigen Atome.

F. Rinne.

F. Cornu und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Kupfererz aus dem Valle Sacca bei Kimpolung (Bukowina). (Mitt. Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien. 3. 1905. p. 4.)

Auf Klüften im „Permdolomit“ finden sich häufig, begleitet von kleinen Dolomitekristallen und Schwerspattafeln, verschiedene Kupfererze, und zwar: 1. Malachit, dünne Überzüge, 2. Kupferlasur, 3 mm im Durchmesser große Scheibchen, die aus mehreren radialstrahligen Schichten bestehen.

Max Bauer.

F. Wallerant: Sur le polymorphisme et l'isomorphisme des azotates alcalins. (Bull. soc. franç. de min. 28. p. 311—374. 1905.)

Verf. hat die sehr mannigfaltigen Zustandsänderungen der Nitrate von Am, K, Rb, Cs, Tl und ihrer Mischkristalle an ihren unter dem WYROUBOFF'schen Erhitzungsmikroskop durch Schmelzen zwischen zwei Glasplättchen hergestellten und abgekühlten Schmelzflüssen untersucht.

Über die Zustandsänderungen der Einzelsalze gibt die Tabelle p. - 166 - eine Übersicht. (Es sind die einzelnen Modifikationen durch griechische Buchstaben bezeichnet, I bedeutet regulär, II = tetragonal, III = hexagonal (rhomboedrisch), IV = rhombisch, V = monoklin; (I) bedeutet pseudoregulär usw. Außerdem ist das Zeichen der Doppelbrechung und die Umwandlungstemperatur angegeben.) Goniometrisch ist anscheinend keine der Modifikationen untersucht, die Angaben werden daher zuweilen

der Bestätigung bedürfen, zumal wo der Grund der Abweichung von ältern nicht näher angegeben ist oder diese (wie jene von W. SCHWARZ und GOSSNER, dies. Jahrb. 1895. I. 244; 1904. I. -325-) gar nicht berücksichtigt sind.

AmNO_3 . Die beim Abkühlen der regulären Modifikation α entstehende β ist nicht rhomboedrisch, sondern tetragonal, was daraus geschlossen wird, daß sie beim Pressen einfache Schiebungen nach 4 Flächen $\{hhl\}$ eingeht. γ entsteht aus β unter starker Dilatation und ist nicht rhombisch, sondern monoklin, aber pseudotetragonal, Achsenebene // $\{010\}$; sie wird durch Zusatz einer kleinen Menge KNO_3 stabiler und geht durch Pressung einfache Schiebungen ein nach $\{100\}$ und zwei zueinander fast senkrechten Flächen $\{110\}$. γ verwächst mit β derart, daß eine Kante $[110] \gamma //$ wird $\bar{c}\beta$, und $\bar{c}\gamma //$ einer zweizähligen Achse von β . Auch δ , aus γ unter starker Kontraktion entstehend und daher voll von Vakuolen, geht leicht Schiebungen nach vier Ebenen ein, deren Spuren in der zur optischen Normalen senkrechten, als $\{001\}$ angenommenen Ebene, zu je zwei parall laufen oder sich nahezu rechtwinkelig kreuzen. Durch Pressung geht β direkt in δ über, das dann frei von Vakuolen ist und zahlreiche Lamellen nach vier Ebenen $\{hhl\}$ enthält, deren Spuren jenen der Lamellen in β parallel laufen. Die Umwandlung von δ in ϵ verläuft nur träge (mit sinkender Temperatur unter Ausdehnung), ihre Orientierung gegenüber δ ist dieselbe wie die von β , und da auch die Doppelbrechung vom gleichen Zeichen nur etwas schwächer ist wie bei β , ist angenommen, daß β und ϵ die gleiche Modifikation sind. Diese Annahme wird noch dadurch gestützt, daß ein nur kleiner Zusatz von CsNO_3 genügt, β bis zu niederen Temperaturen stabil zu machen, aber nur für Atmosphärendruck, höherer Druck bewirkt Umwandlung in δ (so lange er anhält nur). Bei Verzeichnung der Existenzgrenzen der verschiedenen Modifikationen in einer geringeren Druck entsprechenden Koordinatenebene würden daher wohl die beiden jetzt getrennten Existenzgebiete für β und ϵ zusammenhängend erscheinen.

KNO_3 . Die kalkspatähnliche Modifikation α verwandelt sich zunächst in eine zweite, geometrisch nicht merklich abweichende mit stärkerer Doppelbrechung α' , dann erst entsteht die gewöhnliche Modifikation β , die aber nicht rhombisch, sondern monoklin, zugleich pseudoregulär sein soll. Sie geht beim Erhitzen nicht in α' , sondern direkt in α über.

CsNO_3 . Die Umwandlungstemperatur von α wurde zu 145° (nach GOSSNER 161^o) bestimmt. Die Doppelbrechung von β wird beim Abkühlen in flüssiger Luft praktisch gleich Null.

RbNO_3 . Modifikation α ist hinsichtlich Doppelbrechung und Gleitfähigkeit kalkspatähnlich; die Umwandlungstemperatur von β in γ stimmt mit der von GOSSNER angegebenen, die Doppelbrechung von γ ist wieder sehr schwach.

TlNO_3 . Modifikation γ ist nicht mit KNO_3 , Modifikation β (im folgenden kurz als $\text{K}\beta$ bezeichnet) verwandt, sondern pseudotetragonal, was wieder daraus geschlossen wird, daß in Tafeln nach $\{001\}$ bei Pressung

die Spuren von vier Lamellensystemen symmetrisch zu den Auslöschungsrichtungen erscheinen. β ist pseudoregulär, aus ihr entsteht α bei 125° (nach GOSSNER bei 150°).

Am	K	Cs	Rb	Tl
ϵ . II + — 16° —	β . V (I) —	β . III (I) +	γ . III (I) +	γ . IV (II) —
δ . IV (II) — 32° —				
γ . V (II) + 82° —	? α' . III —			80° —
β . II + 125° —	126° —			β . III (I) + 125° —
α . I 152° —	α . III —	145° — α . I	161° — β . I	α . I
flüssig			219° — α . III —	

Die Resultate der Untersuchung der gemischten Schmelzen sind graphisch verzeichnet, indessen wird betont, daß es vielfach nicht möglich ist, festzustellen, ob die sich abscheidenden Kristalle gleicher Mischung sind, und daß die Grenzen der Mischbarkeit im Kristall namentlich dann schwer zu bestimmen sind, wenn ein schwach brechender Gemengteil eines Konglomerates nur in geringer Menge zwischen stark brechenden auftritt. Weitere Unsicherheiten werden durch die häufigen Verzögerungen der Umwandlung veranlaßt.

(Am, Cs)NO₃. Am α und Cs α sind unbeschränkt mischbar in Kristallen der Form α ; bis etwa 95 % Am erfolgt mit sinkender Temperatur Umwandlung in Kristalle der Form Cs β , die Umwandlungstemperatur erreicht bei etwa 60 % Am ihr Minimum mit ca. 100°. Bei mehr als 95 % Am erfolgt direkte Umwandlung von α in Kristalle der Form Am β , und in diese verwandeln sich auch die Kristalle der Form Cs β mit 90—75 % Am bei Temperaturen zwischen ca. 110—88°. Dieser Übergang vollzieht sich derart, daß die Rhomboeder der Form Cs β sich trüben und mitten in ihnen tetragonale Wachstumsformen in Gestalt vielfach verzweigter feiner Schläuche entstehen, welche sich im Laufe eines Tages zu unregelmäßig umrissenen, aber kompakten Flecken zusammenziehen. Bei rascher Abkühlung zeigen die Mischungen der Form Am β analoge Zwillingsbildung wie reines Am β und ihre vierzählige Achse liegt parallel einer der vierzähligen Achsen von Am α . Die Mischungen der Form Cs β mit 75—50 % Am verwandeln sich unterhalb 88° in ein Konglomerat von Kristallen der Form Cs β und Am β , während die Mischungen mit weniger als 50 % Am bis zur gewöhnlichen Temperatur die Form Cs β behalten. Bei sehr großem

Gehalt an Am entstehen bei 82° bis ca. 30°, bzw. 30—16° Mischkristalle der Form $\text{Am}\gamma$ und $\text{Am}\delta$; Am-ärmere Mischungen dagegen (von 75% Am abwärts) bewahren die Form $\text{Am}\beta$ bis zu den niedrigsten Temperaturen.

(Am, Tl) NO_3 . Die Modifikationen $\text{Am}\alpha$ und $\text{Tl}\alpha$ sind unbeschränkt mischbar. Bis zu einem Gehalt von 68% Tl erfolgt mit sinkender Temperatur (zwischen 125—104°) Umwandlung in Kristalle der Form $\text{Tl}\beta$; bei 0—42% Tl erfolgt bei 125—104° Umwandlung in Kristalle der Form $\text{Am}\beta$. Zwischenliegende Mischungen der Form α zerfallen bei 104° in ein Konglomerat von Kristallen der Form $\text{Tl}\beta$ und $\text{Am}\beta$, die bei ca. 68° in ein Konglomerat rhombischer und tetragonaler Kristalle übergehen. Mischungen mit sehr hohem Gehalt an Am (90—100%) verhalten sich ähnlich wie vorher und die $\text{Am}\delta$ und $\text{Am}\beta$ entsprechenden Mischkristalle gehen auch ähnliche einfache Schiebungen ein, wie das reine AmNO_3 . Auf Grund dieser Beobachtungen und der Angaben TAMMANN's zeichnet Verf. ein Modell, das die Existenzbereiche der verschiedenen Modifikationen bei wechselnder Temperatur und wechselndem Druck für den Fall zeigt, daß die Zusammensetzung zwischen 58—100% Am variiert.

(Am, Rb) NO_3 . Schon ein kleiner Gehalt an Am bewirkt, daß aus der Schmelze Kristalle der Form $\text{Rb}\beta$ statt $\text{Rb}\alpha$ entstehen; aus letzteren bilden sich bei Mischungen bis zu 75% Am solche der Form $\text{Rb}\gamma$, während bei mehr als 75% Am zunächst $\text{Am}\beta$ entsteht. Bei der Umwandlung der Mischkristalle der Form $\text{Rb}\beta$ in $\text{Rb}\gamma$ scheinen die Würfelflächen zu Rhomboederflächen zu werden, und zwar pflegen bei rascher Abkühlung reguläre und rhomboedrische Teile in Lamellen nach einer Rhomboederfläche miteinander abzuwechseln. Die Mischungen der Form $\text{Rb}\gamma$ mit weniger als 27% Am sind bis zu den niedrigsten Temperaturen beständig, bei höherem Gehalt an Am wandeln sie sich bei einer mit dem Am-Gehalt steigenden Temperatur in rhombische, pseudotetragonale um. Aus dem Verlauf sekundärer Zwillinglamellen wird geschlossen, daß ihre vierzählige Pseudosymmetrieachse einer ursprünglichen Würfelnormale entspricht. Für Mischungen mit mehr als 60% Am erscheinen analoge Modifikationen wie vorher bei (Am, Tl) NO_3 , indessen ist das Feld der monoklinen, und namentlich der rhombischen Modifikation ausgedehnter, es erstreckt sich bei niederen Temperaturen bis zu Mischungen mit 35% Am, das der tetragonalen Modifikation ist beschränkter. Für Mischungen mit 50—60% Am entstehen zwischen 10 und 90° Konglomerate.

(Am, K) NO_3 . Ein Gehalt bis 7% K bewirkt gegenüber reinem Am nur Erniedrigung der Umwandlungstemperatur für die mit Ausdehnung verbundenen Umwandlungen, bzw. Erhöhung für die von Zusammenziehung begleiteten. Bei größerem Gehalt an K entsteht ein Konglomerat, zunächst (bei 145°) von regulären + optisch zweiachsigen, dann (bei 123°) von regulären + optisch anderen zweiachsigen, dann (bei 110°) von letzteren + tetragonalen Mischkristallen. Bei 104° soll wieder vollständige Mischbarkeit eintreten, und zwar in der $\text{Am}\gamma$ analogen Modifikation; man bemerkt dann in der ganzen Masse ein wurmförmliches Hin- und Herkriechen, wobei die Gemengteile des Konglomerates verschwinden. Verf. nimmt an,

daß hier eine Diffusion im kristallinen Zustande vor sich geht, die dadurch möglich wird, daß die Teilchen im Moment ihrer Umwandlung besonders beweglich sind. Bei mehr als 20 % K entstehen aus der Schmelze zunächst Kristalle mit kleinem Achsenwinkel, die mit zunehmendem Gehalt an K ganz allmählich in die $K\beta$ entsprechende Modifikation übergehen sollen. Mit sinkender Temperatur entsteht daraus eine neue Modifikation mit größerem Achsenwinkel und schwächerer Doppelbrechung, die ebenso allmählich wie die vorige mit zunehmendem Gehalt an K in $K\beta$ übergehen soll. Bei einem Gehalt an 20—45 % K entsteht aus dieser Modifikation zwischen 104—50° eine $Am\gamma$ analoge, so daß deren Bereich hier erheblich ausgedehnter ist als bei reinem Am. Aus Mischungen mit 32—50 % K bilden sich unterhalb ca. 50° Konglomerate von Kristallen der Form $Am\gamma + K\beta$.

(Cs, Rb)NO₃. Zwischen $Cs\alpha$ und $Rb\beta$ besteht unbeschränkte Mischbarkeit, ebenso zwischen $Cs\beta$ und $Rb\gamma$; die Umwandlungstemperatur erreicht bei ca. 50 % Cs mit 136° ihr Minimum. Eine Modifikation der Form $Rb\alpha$ existiert nur oberhalb ca. 245—219° mit 75—100 % Rb.

(Rb, Tl)NO₃. Die Feldergrenzen verlaufen sehr ähnlich wie vorher; indessen tritt unterhalb 80—0° ein Feld mit Formen $Tl\gamma$ für Mischungen von 100—72 % Tl hinzu.

(Tl, Cs)NO₃. Es gilt ähnliches wie vorher, indessen fallen Mischkristalle der Form $Rb\alpha$ fort.

(K, Tl)NO₃. Bei der geringen Ähnlichkeit der Modifikationen beider Komponenten ist die Mischbarkeit erheblich beschränkter als vorher. Bei mehr als 5 % K entstehen bereits Konglomerate, und zwar unterhalb 172° zunächst solche der Formen $K\alpha + Tl\alpha$, unterhalb 122° solche der Formen $K\alpha + Tl\beta$, endlich unterhalb 90° von $K\beta + Tl\gamma$. Bei 34—100 % K besteht unbeschränkte Mischbarkeit, oberhalb 90—126° in der Form $K\alpha$, unterhalb dieses Temperaturintervalles in der Form $K\beta$.

(Rb, K)NO₃. Die Mischbarkeit ist bei gewöhnlicher Temperatur nur eine beschränkte. Zusatz von Rb bewirkt zunächst keine Formänderung, aber gegenüber $K\beta$ eine Verkleinerung des Winkels der optischen Achsen, die schließlich in die Ebene {010} übergehen (dieselbe Wirkung hat in den Mischkristallen auch Temperaturerhöhung). Wird $Rb : K > 10 : 6$, so werden die Mischkristalle undeutlich und bei weiterer Zunahme von Rb entstehen Kristalle vom Habitus $Rb\gamma$. Oberhalb 219° scheint vollständige Mischbarkeit in der Form $Rb\alpha$ zu bestehen. Bei einem Gehalt bis zu 8 % Rb erscheinen auch Mischkristalle der Form $K\alpha'$.

(K, Cs)NO₃. Auch hier besteht eine große Lücke in der Mischbarkeit für 33—50 % K. Für Mischkristalle der Form $Cs\beta$ schwankt die Umwandlungstemperatur in solche der Form $Cs\alpha$ zwischen 145 und 110°.

O. Mügge.

H. Preiswerk: Diopsid aus dem Eozoonkalk von Côte St. Pierre (Canada). (Zeitschr. f. Krist. 40. 1905. p. 498—500. Mit 1 Textfig.)

Der typische Eozoonkalk von der Ferme Côte St. Pierre bei Papineauville zwischen Montreal und Ottawa in Canada wird begleitet von grobkristallinen Kalken, in denen derbe Massen von blauem Apatit, große Muscovitkristalle, ferner Olivin, Knollen von dichtem grünen Serpentin, sowie dunkle Körner sich finden, die aus haarförmig angeordnetem Chrysotil bestehen und häufig randlich an Eozoon erinnernde Struktur aufweisen. Ferner sind linsenförmige Partien zu beobachten, in denen der Kalk sehr grobkörnig wird und welche die in Rede stehenden Diopsidkristalle enthalten. Diese sind meist nahe isometrisch, nach der c-Achse verkürzt und messen höchstens 2 cm. Die Flächen der Prismenzonen sind meist glatt und glänzend, die übrigen vorwiegend matt. Im ganzen sind es die folgenden:

$$\begin{array}{l} a (100), \quad b (010), \quad c (001), \quad m (110) \\ z (021) \quad p (\bar{1}01), \quad n (111), \quad s (\bar{1}11), \quad o (\bar{2}21). \end{array}$$

Vollkommene Spaltbarkeit nach c, um so weniger, je frischer die Kristalle; u. d. M. schmale Zwillingslamellen nach c. Auslöschungsschiefe auf b = $38^{\circ} 18'$ ($\pm 0^{\circ} 50'$).

An Prismen wurde bestimmt:

$$\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3} = 1,6764 (\text{Li}), = 1,6803 (\text{Na}), = 1,6839 (\text{Ti}).$$

Optischer Achsenwinkel in Luft für Weiß = $58^{\circ} 58'$, am nächsten übereinstimmend mit WÜLFING's Wert für reinen Diopsid.

Die Analyse ergab:

53,70 SiO₂, 0,95 Al₂O₃, 0,32 Fe₂O₃, 0,65 FeO, 19,04 MgO, 25,45 CaO, 0,47 Glühverlust; Sa. 100,58.

MgO + FeO überwiegt atomistisch über CaO. Aus diesen Zahlen berechnet sich folgende Zusammensetzung:

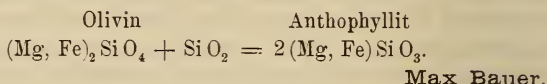
$$\begin{array}{l} 96,25 \% \text{ Ca Mg Si}_2 \text{ O}_6 + 1,92 \% \text{ Fe Mg Si}_2 \text{ O}_6 \\ + 1,51 \% \text{ Mg Al}_2 \text{ Si O}_6 + 0,32 \% \text{ Mg Fe}_2 \text{ Si O}_6. \end{array}$$

Max Bauer.

F. Cornu und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Anthophyllit aus dem Biotit-Granitit von Fonte del Prete (Elba). (Mitt. Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien, **3**. 1905. p. 2 u. 3.)

Der Anthophyllit bildet unregelmäßig rundliche Stücke, 1 cm dick, von feinfaserigem, seidenglänzendem, weißem bis braungrauem Aussehen im Biotit-Granitit. Im Innern sind die Stücke meist hohl und außen mit Biotitschuppen bedeckt. Das Elbaner Vorkommen entspricht dem von Dürrenberg und Weißkirchen a. Donau, wo in der Grenzzone von Gneis und Dioritschiefer Olivinfelsschollen in Anthophyllit und Anomit umgewandelt sind, auch ähnlichen Bildungen von Linz, sowie den bekannten Kugeln von Hermannschlag in Mähren. In Elba stehen ganz nahe Serpentine an, so daß auch hier eine Entstehung des Anthophyllits aus Olivin durch Ver-

mittlung des SiO_2 -reichen Granitmagmas nicht unwahrscheinlich ist nach der Formel:



G. P. Merrill: On the origin of veins in asbestiform serpentine. (Bull. geol. soc. of Amer. 16. p. 131—136. Taf. 33—34.)

Nach der Beschreibung einer Reihe von Chrysotiladern in einem Block von Serpentin bei Thetford, Canada, und nach der Erörterung der Theorien, die zur Erklärung von Spalten im Serpentin und deren nachträglicher Ausfüllung mit Chrysotil aufgestellt worden sind, kommt Verf. zu dem Schluß, daß die Spalten verursacht werden durch eine Schrumpfung infolge des Übergangs einer sehr wasserreichen kolloidalen Substanz in eine wasserärmere stärker kolloidale Form, unterstützt vielleicht durch einen Verlust von Kieselsäure, d. h. durch einen Vorgang ähnlich dem, durch welchen Klüfte in Toneisensteinknollen entstehen. Die Ausfüllung erfolgt durch Kristallisationen, die von den Spaltenwänden aus nach innen hingehen.

W. S. Bayley.

F. Cornu und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Datolith von Pareu Cailor bei Pozoritta (Bukowina). (Mitt. Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien. 3. 1905. p. 4—6. Mit 1 Textfig.)

Auf Klüften eines diabasartigen Gesteins auf den Halden einer Rot-eisensteingrube, deutliche Kriställchen von Datolith von 3 mm Größe, farblos oder weiß. Begrenzungsflächen:

$$\begin{array}{lll} a (100), & b (010), & c (001), \\ g (110), & m (120), & t (320), \\ M (011), & A (111), & \sigma (522), \quad \nu (12\bar{2}). \end{array}$$

Gemessen wurden vier Kristalle; die Messungsergebnisse sind mit den aus dem DAUBER-LÜDECKE'schen Achsensystem berechneten Werten zusammengestellt. Einige Flächen, besonders g, zeigen Neigung zur Ausbildung von Vizinalflächen. Die Begrenzung der Kristalle steht dem „regelmäßigen Typus“ LÜDECKE's nahe. Ein Kristall ist durch hypoparallele Verwachsung zweier Individuen gebildet. Daß es kein Zwilling ist, zeigen die Ätznfiguren mit kochender HCl, die überall parallel stehen und auf allen Flächen der Symmetrie des Datolith entsprechen. Die Figuren auf M unterscheiden sich durch die scharf ausgeprägte Asymmetrie von den von BAUMHAUER beschriebenen, die auf c stimmen mit den letzteren überein. $G. = 2,989$, in Methylenjodid, mittels WESTPHAL'scher Wage.

Max Bauer.

A. Lacroix: Sur la grandidiérite. (Bull. soc. franç. de min. 27. p. 259—265. 1904.)

Der Grandidierit ist an der früher (dies. Jahrb. 1903. I. - 388 -, woselbst, Zeile 5, (010) und (100) zu vertauschen sind) beschriebenen Stelle, begleitet von Almandin, Pleonast, etwas Biotit und Andalusit; sie werden von den bis zu 8 cm langen Grandidierit-Individuen poikilitisch umschlossen. Mittels Totalreflexion wurde für Na bestimmt: $\alpha = 1,6018$, $\beta = 1,6360$, $\gamma = 1,6385$; daraus $2V = 30^\circ 16'$ (gemessen $2E = 49^\circ 30'$ Na, daraus $2V = 29^\circ 40' 1$). Platten senkrecht zu einer optischen Achse, und beim Neigen auch schon solche senkrecht zur spitzen Bisectrix, zeigen blaue Büschel auf hellem Grunde, und zwar liegen die Büschel bei Anwendung eines Polarisators senkrecht zur Trace der optischen Achsenebene, wenn dessen Hauptschnitt parallel derselben liegt.

Der Grandidierit ist vor dem Lötrohr unschmelzbar; eine Analyse von PISANI an mittels Methylenjodid gereinigtem Material ergab Abwesenheit von Bo, F und Ti und folgende Zahlen: 20,90 SiO_2 , 52,80 Al_2O_3 , 6,60 Fe_2O_3 , 4,86 FeO , 9,65 MgO , 2,10 CaO , 2,22 Na_2O , 0,40 K_2O , 1,25 H_2O ; Sa. 100,78. Das entspricht der Formel: $7\text{SiO}_2 \cdot 11(\text{Al, Fe})_2\text{O}_3 \cdot 7(\text{Mg, Fe, Ca})\text{O} \cdot 2(\text{Na, K, H})_2\text{O}$. Danach ist das Mineral chemisch (wie auch physikalisch) durchaus verschieden vom Serendibit. Durch Zersetzung geht aus ihm eine grüne, faserig-blättrige, anscheinend dem Kryptotil ähnliche Substanz hervor. Einmal wurde der Grandidierit in regelmäßiger Verwachsung mit einem farblosen Mineral angetroffen, bei dem die Ebene der optischen Achsen und eine Auslöschungsrichtung 11° zur geraden Grenzlinie beider Minerale geneigt waren, das aber sonst in optischer Hinsicht dem Grandidierit ähnlich war. Unter den begleitenden Mineralen zeichnen sich mikroskopische Kriställchen von Andalusit dadurch aus, daß in einem Schnitt $\parallel \{100\}$ gefärbte und ungefärbte Partien längs $\{001\}$ und $\{021\}$ sich voneinander abgrenzen. O. Mügge.

A. Lacroix: Sur un gisement de redontite à la Martinique. (Bull. soc. franç. de min. 28. p. 13. 1905.)

Die Andesite einiger Eilande an der Küste von Martinique, welche die Zufluchtsstätte zahlloser Seevögel sind, werden von einer mindestens 7—8 cm mächtigen Kruste eines braunen, zonar struierten kompakten Minerals überkrustet, von dem man in Hohlräumen gelegentlich chalcedon-ähnliche Fasern mit einer negativen Doppelbrechung etwas stärker als Quarz erkennt. Die Zusammensetzung ist: 41,20 P_2O_5 , 34,20 Al_2O_3 , Spuren von CaO und MgO , 24,50 H_2O . Die löslichen Guanophosphate haben die unterlagernden Andesite vollständig zersetzt, ihre Feldspate und Pyroxene sind opalisiert, ihre Magnetite verschwunden. Seiner Entstehung und dem mikroskopischen Verhalten, weniger seiner Zusammensetzung nach

¹ Der früher für Li angegebene Wert $2E = 52^\circ$ bezieht sich auf Tl.

ähnelt das Phosphat einem von der Insel Connetable durch CARNOT beschriebenen, in etwas auch SHEPARD's Redontit. Neben der Stärke der Einwirkung der löslichen Guanophosphate auf Feldspat, Pyroxen und Gesteinsglas ist auffallend, daß anscheinend dasselbe Phosphat aus der Zersetzung ganz verschiedenartiger Gesteine entsteht; es erinnert das an die Gleichförmigkeit der aus ganz verschiedenartigen Gesteinen durch lateritische Zersetzung hervorgehenden Böden.

O. Mügge.

L. C. Graton and W. T. Schaller: Purpurite, a new mineral. (Amer. Journ. of Sc. 20. p. 146—151. 1905.)

In zinnsteinführenden Pegmatiten wurde in der Faires Mine bei Kings Mountain, Gaston Co., Nord-Carolina, ein neues Mineral von purpurner Farbe entdeckt. Später fand es sich auch in San Diego Co., Kalifornien, und zwar in den Pegmatitgängen am Hiriart-Hügel, Pala, mit Triphylin.

Der Purpurit der Faires-Grube bildet kleine unregelmäßige Massen, anscheinend meist als Kluft- und sonstige Hohlraumausfüllungen zu deuten. Unter den primären Mineralien der Pegmatite sind zu erwähnen: Zinnstein, Turmalin, Apatit, Spodumen, Lepidolith und ein gelblichbraunes, Li-haltiges Phosphat, zweifelsohne Lithiophililit. Mangandioxyd erscheint vielfach in warziger Bekleidung auf anderen Mineralien in teilweise verwitterten Pegmatitstücken. Im Zinnstein ist oft Ilmenit eingeschlossen. Der Lithiophililit ist immer von einer schwarzen Kruste umgeben und einmal erschien der Purpurit zwischen ihr und dem Lithiophililit. Wahrscheinlich ist danach der Purpurit der Pegmatite dadurch entstanden, daß Lithiophililit durch oxydierende Lösungen zerstört wurde. Li wurde fast vollständig entfernt, während Eisen und Mangan zu Sesquioxyden oxydiert wurden und mit Wasser und der Phosphorsäure zu einem wasserhaltigen Manganiferriphosphat, dem Purpurit, kristallisierten.

Wahrscheinlich ist Purpurit rhombisch. Kristallformen fehlen. Spaltbarkeit anscheinend pinakoidal und dazu weniger deutlich eine rechtwinkelige. Bruch uneben, etwas spröde. H. 4—4,5. Spez. Gew. ca. 3,15. Farbe tief rot, zuweilen mit leichtem Bronzeglanz und öfter auf Spaltflächen dunkler als außen. Pulver entschieden purpurn oder tief rosenrot, Seidiger Schein auf Bruchflächen. Pleochroitisch, Schwingungen parallel den Spaltrissen tief scharlachroth zu rosenrot neigend, senkrecht dazu stärkere Absorption und schöne Purpurfarbe. Kleine Abweichungen der Auslöschungsrichtungen von den Spaltrissen beruhen vielleicht auf nicht parallelem Wachstum, oder sie deuten auf monoklines System. Richtung größter optischer Elastizität parallel den Spaltrissen. n wahrscheinlich zwischen 1,60 und 1,65. Doppelbrechung stark.

Wie beim Vorkommen von Nord-Carolina ist der Purpurit aus Kalifornien von einem schwarzen Material umgeben, das augenscheinlich ein Verwitterungsprodukt von Triphylin bezw. Lithiophililit ist.

Mit Salzsäure entwickelt Purpurit Chlor.

			Durchschnitt	Verhältniszahlen
Fe_2O_3	15,89		15,89	1,03
Mn_2O_3	29,35	30,47 27,93	29,25	1,93
P_2O_5	47,64	46,96	47,30	3,47
H_2O	5,26		5,26	3,04
CaO	1,48		1,48	0,27
Na_2O	0,84		0,84	0,14
Li_2O	Spur		Spur	—
Unlösliches	0,52		0,52	—
			100,54	

Bei 105° werden 3,31 % Wasser abgegeben.

Formel: $\text{R}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 + \text{H}_2\text{O}$, wobei $\text{R} = \text{Mn}$ und Fe .

Bekanntermaßen gibt es nur wenige solcher wasserhaltigen Phosphate mit dreiwertiger Base, so Strengit, dieser enthält aber mehr Wasser.

Purpurit schmilzt leicht, gibt im geschlossenen Röhrchen Wasser ab und wird gelblich braun. Leicht löslich in Salzsäure, während in Salpetersäure ein schwarzes Manganoxyd ausfällt.

F. Rinne.

Vorkommen der Mineralien. Fundorte.

F. Cornu und A. Himmelbauer: Mineralogische Notizen. Die Minerale der Graphitlagerstätte von Regens bei Iglau (Graphit, Wavellit, Variscit, Kaolin, Chloropal). (Mitt. Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien. 3. 1905. p. 3, 4.)

Die Lagerstätte ist kristallinen Schiefen eingeschaltet.

Graphit. Feinschuppige Aggregate oder Bestandteil des Schiefers, der außerdem noch Quarz enthält, sowie kleine gelbgrüne, schwach doppeltbrechende, sekundär infiltrierte, Aggregatpolarisation zeigende Partien von Chloropal. Es ist ein Quarz-Graphitschiefer.

Wavellit. Blaugrüne, halbkugelige, radialfaserige Aggregate auf einem zersetzten pegmatitischen Gestein, oder graugrüne strahlige Rosetten auf dem Graphitgestein. Durch qualitative Analyse bestimmt.

Variscit. Dünne, apfelgrüne, nieriige, radialfaserige Überzüge auf Klüften des genannten Pegmatits, die beim Glühen v. d. L. violettrot werden. Auch hiervon wurde eine qualitative Analyse gemacht. Dieser Variscit ist die Unterlage des erwähnten Wavellits. Außerdem bildet der Variscit noch in innigem Gemenge mit Chalcedon den Kitt des zersetzten Pegmatits.

Chloropal. Dichte, weiche, kantendurchscheinende, zeisiggrüne Massen, oft von Graphitschüppchen durchsetzt; beim Betupfen mit Kalilauge braun (Nontronit). U. d. M. wenig doppeltbrechend. Charakteristisches Mineral auch für andere Graphitlagerstätten.

Kaolin. Stammt z. T. aus dem zersetzten Pegmatit. Auch er ist für solche Lagerstätten charakteristisch.

Max Bauer.

J. Uličný: Mineralogische Nachlese in Westmähren. (Anzeiger des naturw. Klubs in Proßnitz für 1905. p. 51—54. Proßnitz 1905 Böhmisches.)

Angabe von neuen Fundorten für Mineralien, die größtenteils bereits von nahen Lokalitäten bekannt waren: Granat, Quarz- und Opalvarietäten Serpentin, Magnesit, Sillimanit, Disthen, Nontronit, Limonit. In einem Quarzgerölle von Unterkloster bei Třebíč wurden drei kleine Adern von gediegenem Gold gefunden. Eine sehr ergiebige neue Lokalität von schönen grünen und schwarzen Serpentinopalen ist Nihov bei Groß-Biteš.

Fr. Slavík.

A. Sigmund: Über einige seltene Minerale in Niederösterreich. (Min. u. petr. Mitt. 23. 5 p.)

Die mit einer Ausnahme nur an je einer Stelle und auch da nur spärlich vorkommenden für jene Gegend seltenen Mineralien sind: das Gelbbleierz von Annaberg und vom Schwarzen Berg bei Türritz, der Vanadinit von Annaberg, das „Tigererz“ vom schwarzen Berg bei Türritz, das Antimonfahlerz von Grossau bei Reichenau, endlich der Wad von Fischau am Steinfelde.

Gelbbleierz. Aus dem silberhaltigen Bleiglanz von Annaberg nahe der Erdoberfläche entstanden. Bildet lose, zarte, tafelförmige, orange- bis wachsgelbe Kristalle, die zuweilen auch auf grauem Triaskalk sitzen. Die bis 0,5 cm breiten und bis 1 mm dicken Tafeln zeigen außer Prismen und Basis noch das Oktaeder $\frac{1}{3}P$ (113). Das Gelbbleierz vom Schwarzen Berg bei Türritz bildet oktaedrische, etwas blässere Kristalle P (111), die mit Zinkspat auf demselben Kalk sitzen und die auf ihrer Spitze die ungefähre Hälfte einer kleineren Pyramide wie einen Hut in paralleler Stellung aufgesetzt tragen, ähnlich wie beim Szepterquarz. Von demselben Fundort stammt das Tigererz, ein 0,008 % Ag enthaltender Bleiglanz, der in Form von erbsen- bis haselnußgroßen Körnern im Kalk eingesprengt ist. Vanadinit bildet eine kleine Druse bis 2 mm langer, brauner und fettglänzender, hexagonaler Prismen auf Dolomit am Gsenger bei Annaberg. Ein Siderit-Antimonfahlerz-Gangstück stammt von der Erzlinse am Südostfuße der Rax ober Grossau bei Reichenau, die bei Anlage eines Entwässerungstollens angefahren wurde. Das Fahlerz ist nur derb und lichtstahlgrau und enthält 14,73 % Cu sowie $\frac{3}{4}$ Gramm Ag in 1 kg Erz (0,075 % Ag). Wad, teils rein, teils als Imprägnationen des Hallstätter Kalks bei Fischau am Steinfelde. Es sind lockere Ausfüllungsmassen oder Dendriten. Auch findet sich das Mineral als Imprägnation vom schwarzen Kalkspat auf Klüften eines miocänen Konglomerats oder als kleine faserige Klümpchen, auch staudenförmig und dendritisch sowie als nierenförmige Aggregate, stellenweise in Lagen mit Kalkspat in Spalten symmetrisch abwechselnd. Das Wad stammt wahrscheinlich von einem manganhaltigen Eisenspat ab.

Max Bauer.

Giovanni D'Achiardi: I minerali dei marmi di Carrara. (Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Pisa. Memorie. 21. 1905. 11 p. Mit 6 Textfig.) [Vergl. dies. Jahrb. 1901. I. - 30.-]

Mineralien finden sich reichlich im Marmor von Carrara, häufig eingeschlossen im Gestein, u. d. M. zu beobachten-besonders in den unreinen, gefärbten Varietäten, oft auch gut kristallisiert auf Drusen und auf Klüften und Spalten, besonders Quarz, vorzugsweise im reinen farblosen Gestein. Die Bildung der Drusen beruht auf der Wirkung des Wassers, sie sind jünger als die Umwandlung des Kalks in Marmor, während die im Gestein eingeschlossenen Mineralien gleichzeitig mit der Ablagerung oder doch mit der Umwandlung des Kalks entstanden sind. Das Vorkommen und die Verbreitung dieser Mineralien ist durch das ganze Marmorgebiet der apuanischen Alpen dasselbe und es besteht kein Unterschied zwischen Carrara, Seravezza und Pietrasanta. Hier werden vorläufig die in diesen Marmoren auftretenden vier Carbonate beschrieben.

Kalkspat. Er wird in den Drusen von Quarz, Dolomit Gips etc. begleitet. Auf Spalten bildet er hübsche skalenoedrische Kriställchen meist mit Albit oder spätige Schnüre, oft von äußerster Feinheit. Die skalenoedrische Form der meisten Kristalle ist gewöhnlich stark verzerrt und der Anblick eigentümlich. Zuweilen ist ein gummiartiger Glanz zu beobachten, zuweilen sind sie matt. Kristalle von Carrara ergaben die Zusammensetzung:

$$1,90 \text{ MgCO}_3, 98,10 \text{ CaCO}_3; \text{Sa.} = 100,00.$$

Die Kristalle gehen von geringer Größe bis zu 4—5 cm. Die kleinsten, auf den Drusen- und Spaltenwänden Krusten bildenden sind wasserhell, die Flächen der größeren sind meist unregelmäßig und korrodiert und zuweilen mit einer leichten Limonitschicht bedeckt. Auch die kleinen geben meist keine guten Messungsergebnisse. Es lassen sich zwei Typen unterscheiden, je nachdem das Hauptrhomboeder (100) = (10 $\bar{1}$ 1), oder das gewöhnliche Skalenoeder (20 $\bar{1}$) = (21 $\bar{3}$ 1) vorherrscht. Die beobachteten Formen sind:

$r = (100) = (10\bar{1}1)$	$f = (11\bar{1}) = (02\bar{2}1)$
$M = (3\bar{1}1) = (40\bar{4}1)$	$v = (20\bar{1}) = (21\bar{3}1)$
$e = (110) = (01\bar{1}2)$	$w = (410) = (31\bar{4}5)$
$q = (332) = (05\bar{5}4)$	$?a = (10\bar{1}) = (11\bar{2}0)$

Sie geben die folgenden Kombinationen:

1. rMv ; 2. Mwv ; 3. $rMev$; 4. $rMefv$; 5. $rMeqv$; 6. $rMeqvfa$?
7. $rMeqfwv$.

Am häufigsten ist rMv , noch unsicher No. 6, nur einmal beobachtet No. 2, 5 und 7. Eine Winkeltabelle zeigt im allgemeinen gute Übereinstimmung zwischen den gemessenen und berechneten Werten. Für r wurde im Mittel gefunden $74^\circ 54\frac{1}{2}'$. r fehlt fast keinem Kristall, ist aber an denen vom skalenoedrischen Habitus sehr klein. Meist zeigt sich eine charakteristische Flächenbeschaffenheit. Außer den schon erwähnten Adern, die bei stärkerer Anhäufung den Preis des Marmors erheblich vermindern,

finden sich nicht selten auf Spaltenwänden dünne, gelbliche Sinterkrusten mit rundlicher Oberfläche (siehe auch das nächste Ref.).

Dolomit. Häufig weiße, manchmal braune, zuweilen perlmutterglänzende trübe Hauptrhomboeder mit krummen und rauhen Flächen und oft Zwillinge nach der Basis, aufgewachsen in den Drusen in Form sattelförmiger Gruppen. Die Analyse ergab:

55,95 CaCO_3 , 44,31 MgCO_3 ; Sa. = 100,26.

Malachit und Kupferlasur bilden mit Eisenhydroxyd dünne erdige Beschläge auf Marmor.

Max Bauer.

G. D'Achiardi: I minerali dei marmi di Carrara. Aggiunte alle parti 1a e 2a. (Proc. verb. d. Soc. Tosc. di Sc. nat. 11. März 1906. 3 p. Mit 2 Textfig.)

Als Ergänzungen zu seinen früheren Mitteilungen über die Mineralien aus dem Marmor von Carrara (vergl. die beiden vorhergehenden Ref.) beschreibt Verf. folgende Vorkommen:

1. Kalkspatzwilling. Dieser einzige von ihm beobachtete Zwilling sitzt auf weißem Marmor. Er ist durchsichtig, farblos und hat ein rhombisches Aussehen. Zwillingsfläche ist eine Fläche von $(110) = (01\bar{1}2)$, dem nächsten stumpferen Rhomboeder. Die Begrenzung bilden die Formen: $(100) = (10\bar{1}1)$ und $(20\bar{1}) = (21\bar{3}1)$. Der Kristall ist nach der Kante $[201:100]$ stark gestreckt, so daß die Flächen dieser Zone groß sind, die übrigen sind dagegen klein und z. T. sehr klein. Die Winkelmessungen bestätigen diese Deutung.

2. Nadelig-faseriger Schwerspat. An einigen Exemplaren des Marmors aus verschiedenen Brüchen findet sich zwischen Kristallen von Quarz, Dolomit und Kalkspat ein weißes, lebhaft glänzendes, nadelig-faseriges Mineral von dem Aussehen des Tremolit. Die Nadelchen bilden dünne Büschel. Sie sind in einer Richtung sehr verdünnt und zeigen u. d. M. am Ende zwei sehr schmale Prismenflächen, die sich unter 78° schneiden. An den Kanten sind sie wie sägenförmig. Weiter sind sie zweiachsig, löschen nach den Kanten aus, lösen sich nicht in Säuren, geben Heparprobe und haben Härte = 3. Daher werden sie für Schwerspat gehalten.

Max Bauer.

G. D'Achiardi: I minerali dei marmi di Carrara (Parte terza). Epidoto. Miche. Anfiboli. Albite. Scapolite. (Atti Soc. Tosc. di Sc. Nat. in Pisa. Memorie. 22. 1906. 14 p. Mit 5 Textfig.) [Vergl. dies. Jahrb. 1901. I. -30- und die beiden vorhergehenden Ref.]

Silikate sind mit Ausnahme des verbreiteten Albit selten. Sie sind mit wenigen Ausnahmen sehr sporadisch im Marmor, oder bilden dünne Überzüge oder kleine Äderchen oder sie nehmen Teil an der Zusammensetzung des Bindemittels der breccienartigen Marmore. Verf. berücksichtigt

nur die Mineralien im Marmor nach den im mineralogischen Institut der Universität Pisa aufbewahrten Stücken.

Epidot. Im Bruch von Lorano basso fand sich mit Quarz, Kalkspat und Dolomit ein äußerst dünnes grünliches Kristallnadelchen, das zuerst für Turmalin gehalten worden war.* Letzteres Mineral ist aber nicht mit Sicherheit im Marmor von Carrara gefunden und auch dieses Kriställchen hat sich bei der Messung als Epidot erwiesen (vergl. dies. Jahrb. 1901. I. -30-).

Glimmer. Äußerst dünne Überzüge, Äderchen und Flecken, silberweiß, gelblich und grünlich, chlorit- oder talkähnlich, auch sericitisch. Die Analysen haben ergeben: I. Gelblich silberweißer sogen. Sericit von dem Bruch von Polvaccio. II. Grünlicher sogen. Chlorit aus der Grube von Canal Bianco. III. Graulichgrüner sogen. Talk von dem Bruche von Polvaccio.

	I.	II.	III.
H ₂ O bei 110°	2,15	4,77	0,18
Glühverlust			
SiO ₂	55,53	45,78	43,40
Al ₂ O ₃	23,66	29,30	23,21
Fe ₂ O ₃	3,09	Spur	5,35
CaO	0,09	5,01	7,24
MgO	3,67	4,41	1,93
K ₂ O	(11,81)	9,05	7,71
Na ₂ O			
	100,00	99,98	99,55

Die Analyse I entspricht der Zusammensetzung des Sericits, II der eines Muscovits. In III beruht der große Glühverlust auf einem Gehalt an CaCO₃, der sich auch durch schwaches Aufbrausen mit HCl bemerkbar macht.

Amphibole? Einige sehr feinfaserige weiße Aggregate aus der Fossa degli Angeli sind für Tremolit gehalten worden, Verf. glaubt sie eher dem Schwerspat zurechnen zu müssen (vergl. Min. di Carr. Zusatz zu 1 u. 2.)

Albit. Ist, im Gegensatz zu früheren Annahmen, sehr häufig und bildet Drusen wohl auskristallisierter Zwillinge, nach dem Albitgesetz, seltener einfacher Individuen im Kalk bis zu 2 cm Größe. Die Kristalle sind z. T. farblos und durchsichtig, z. T. auch trübe, milchweiß und schmutzigweiß. Ein Zwilling nach dem Albitgesetz, an dessen eines Individuum ein drittes nach dem Karlsbader Gesetz angewachsen war, wurde kristallographisch, optisch und chemisch von VIOLA eingehend beschrieben. Er bestimmte die Flächen: (010), (0 $\bar{1}$ 0), (130), (110), (1 $\bar{1}$ 0), (1 $\bar{1}$ 0), (1 $\bar{3}$ 0), (130), (001), (00 $\bar{1}$), (20 $\bar{1}$) und (201). Auf (010) war die Auslöschungsschiefe zur Prismenkante = $+21\frac{1}{2}^{\circ}$ und mit dem ABBE-PULFRICH'schen Totalreflektometer wurden die Brechungsexponenten:

$$\alpha_D = 1,52823; \beta_D = 1,53232; \gamma_D = 1,53887$$

und hieraus: $2V = +76^{\circ}55'$ gefunden. Die Analyse ergab nur Spuren von CaO und kein K_2O , sonst die Zahlen unter I in der folgenden Tabelle.

Verf. hat zahlreiche Kristalle untersucht. Eine Analyse lieferte die Werte unter II, und diese nach Berechnung auf 100 unter Vernachlässigung des Wassers und des Glühverlusts, die Zahlen unter III.

	I.	II.	III.
SiO ₂	68,70	67,69	67,75
Al ₂ O ₃	19,47	19,96	19,98
CaO	Spur	0,56	0,56
MgO	—	Spur	—
K ₂ O	—	0,40	0,40
Na ₂ O	11,83	11,30	11,31
H ₂ O (110°)	—	0,12	—
Glühverlust	—	0,20	—
		100,23	100,00

Diese letzteren Werte für K_2O , Na_2O und CaO führen auf die Mischung: 2,37 Mol. Orthoklas + 95,92 Mol. Albit + 2,79 Mol. Anorthit.

Die Kristalle erlaubten dem Verf. keine vollständigen und genauen Messungen, doch konnte daraus das gewöhnliche Vorkommen der Formen: (010), (130), (110), (110), ($\bar{1}30$), (001) und ($\bar{1}01$) entnommen werden, nur ausnahmsweise fand sich (201) an Stelle von ($\bar{1}01$). Sehr selten ist ($\bar{1}11$) und ($\bar{1}\bar{1}1$), sowie vielleicht (150). Alle Kristalle sind tafelig nach (010); aber bei dem einen Typus herrschen die Prismenflächen, während (001) und ($\bar{1}01$) klein sind, beim anderen Typus sind die Prismen sehr verkürzt und die Kristalle nach der a-Achse, Kante [001, 010], stark gestreckt. Selten sind die vorderen Prismenkanten sehr lang, die hinteren sehr kurz. Einfache Kristalle wurden vom Verf. nicht beobachtet. Ganz gewöhnlich sind Albitzwillinge, nach deren Gesetz bis zu 4 Individuen verwachsen sind. Auch das Karlsbader Gesetz ist nicht selten zu beobachten, aber nie an einfachen Kristallen, sondern es sind Albitzwillinge in dieser Weise verwachsen. Nicht selten sind auch Parallelverwachsungen nach Prismenflächen und Übereinanderwachsungen mit zusammenfallenden Längsflächen (010), wobei die Flächen (001) und ($\bar{1}01$) mehrfach übereinander einspringende Winkel an den Prismenkanten bilden, die dadurch sägenförmig werden.

Skapolith? Dafür werden kleine farblose, an den Enden etwas faserige, stark doppeltbrechende, gerade auslöschende, optisch negative Tafelchen gehalten.

Max Bauer.

G. B. Richardson: Report of a Reconnaissance in trans-Pecos, Texas, north of the Texas and Pacific Railway. (Univ. of Texas Min. Surv. Bull. No. 9. p. 117.)

Die in diesem Report besprochene Gegend enthält Erze von Zinn, Silber und Kupfer in nutzbaren Mengen, sowie auch Gold, Blei-

erze, Gips, Salz, Petroleum und gediegenen Schwefel. Malachit auf Spalten in permischem Kalk findet sich in den Guadalupe Mountains der Mexican line.

Salz. Steinsalz kommt in großen Mengen an der Oberfläche von flachen Seen vor, ungefähr 15 miles südwestlich von El Capitan Peak. Erdiger unreiner Gips bildet den Boden und die Seiten dieser Depressionen. In einigen der Seen wurden Borax und Kalisalze gefunden. Strontium ist in dem Gips und Lithium in den Salzablagerungen enthalten. Das wichtigste Becken bedeckt eine Fläche von 45 acres. Bei nassem Wetter wird das Salz ganz rein und es entstehen trichterförmige Kristalle. Eine Analyse von S. H. WORRELL hat ergeben:

59,5 Cl, 38,6 Na, 0,1 Ca, 0,2 Mg, 1,2 SO_4 , 1,0 H_2O ; Sa. 100,6.

Die Salzlager in dem See erreichen zuweilen eine Dicke von 6 Zoll, gewöhnlich beträgt diese aber nur 1 Zoll. Die Masse ist graulich weiß und grobkristallinisch. Eine Analyse dieser Kruste, die das Handelsprodukt darstellt, ergab nach WORRELL:

97,3 Na Cl, 1,4 Na_2SO_4 , 0,6 SiO_2 , 0,6 Al_2O_3 , Fe, Mg, Ca, K in Spuren; Sa. 99,9.

Wenn die oberflächliche Ablagerung entfernt wird, tritt Salzwasser an ihre Stelle und wird wiederum inkrustiert. Der Ersatz scheint unerschöpflich. Es wird vermutet, daß er seine Quelle in einem ausgelaugten Salzlager oder in salzföhrnden Schichten habe, mit denen das Grundwasser in Berührung kommt. Große Mengen des Materials sind gewonnen und weggeführt worden.

Borax. Die Verdunstungskruste auf einem See 2 miles südöstlich von dem Salzsee wurde von E. M. SKATES analysiert. Ihre Zusammensetzung wurde folgendermaßen gefunden:

73,0 (Na_2 , Mg, Ca) SO_4 , 18,3 Na Cl, 8,7 Borax; Sa. 100,0.

Kohle. Ein Kohlenflöz, 6 Fuß mächtig, wurde entdeckt beim Graben eines Brunnens, 8 miles nordöstlich von Fort Hancock. Kohle soll auch an verschiedenen anderen Orten in diesem Distrikt vorkommen. In allen Fällen ist sie vom Alter der oberen Kreide. Sie ist noch nicht abgebaut worden.

Petroleum. Viele Spuren von Erdöl sind beim Brunnengraben angetroffen worden, aber nirgends haben sich nutzbare Mengen davon gefunden. Das wenige, das gesammelt worden ist, enthält 1 % Schwefel und 14 % eines über 662° F. siedenden Rückstands. Die Hälfte des Öls geht zwischen 617° und 662° F. über. Die geologischen Verhältnisse scheinen für die Gewinnung größerer Mengen ungünstig zu sein.

Schwefel. Gediegener Schwefel, verbunden mit Gips, kommt an einigen Orten im Nordosten von El Paso und im Norden von Reeves County vor. Bei Maverick Spring im Toyah Basin findet sich der Schwefel in einer kahlen, flachen, mit Gips bedeckten Gegend. Er bildet einen dünnen amorphen Überzug über dem Gips, und durchsetzt auch in kleinen Mengen die Masse. Kleine Kriställchen sind in einem erdigen Lager von 3 Fuß Dicke eingeschlossen, auch bildet er eine kompakte Schicht von

2 Fuß Mächtigkeit. Der Boden der Gegend, Sand und Kies, sind in dem Maß mit Schwefel imprägniert, daß ein bis zu einer Tiefe von 41 Fuß ausgeführter Versuch einen mittleren Schwefelgehalt von 26 % ergab. Man schätzt, daß an dieser Stelle bis zu der Tiefe von 40 Fuß 300 000 t Schwefel vorhanden sind. Das Wasser in der Nähe ist stark schwefeldioxydhaltig. Bei Rustler Springs überlagert erdiger, poröser Gips in der Dicke von 2—3 Fuß die schwefelhaltige Masse, die ihrerseits 4 Fuß mächtig ist. Letztere besteht aus einer bräunlichen, porösen Substanz, durch die Schwefelkristalle zerstreut sind. Es ist in der Hauptsache Kieselerde mit wenig Tonerde. Eine Analyse von GEO. STEIGER ergab 18,36 % S. An anderen Stellen ist der Gips in einer solchen Weise mit Kalk verbunden, daß man auf eine Umwandlung des letzteren Gesteins schließen muß. Diese Ansicht wird in hohem Maße gestützt durch die weite Verbreitung von H_2S in dieser Gegend. Man nimmt an, daß der Schwefel eher durch die Oxydation dieses Gases als durch die Reduktion des Gipses gebildet worden ist. Das Mineral ist noch jetzt in der Entstehung begriffen in dem Delaware Creek, wo das Wasser einer Schwefelquelle sich mit dem schwefelfreien Wasser von Delaware Spring mischt. **W. S. Bayley.**

H. F. Bain: The Fluorspar deposits of Southern Illinois. (Bull. No. 255. U. S. Geol. Surv. p. 75. Taf. VI Fig. 1.)

—: Zinc and Lead Deposits of North-western Illinois. (Bull. No. 246. U. S. Geol. Surv. p. 56. Taf. V Fig. 3.)

U. S. Grant: Zinc and Lead Deposits of South-western Wisconsin. (Bull. No. 260. U. S. Geol. Surv. p. 304—310.)

E. O. Ulrich and W. St. T. Smith: The Lead, Zinc, and Fluorspar Deposits of Western Kentucky. (Professional Paper. No. 36. U. S. Geol. Surv.)

Zink- und Bleierze sind in zwei Gegenden im oberen Mississippi-Tal bekannt. Die eine ist in der Nordwestecke von Illinois und in der Südwestecke von Wisconsin. Die zweite liegt im südlichen Illinois und im westlichen Kentucky. Diese zweite hat keine so erhebliche Menge von Erz geliefert, immerhin sind aber an einigen wenigen Punkten in Kentucky Zinkerze gewonnen worden. Das Hauptprodukt ist Flußspat, welcher das Hauptgangmineral bildet. Die anderen den Flußspat begleitenden Mineralien sind Bleiglanz, Cerussit, Pyromorphit, Schwefel, Sphalerit, Smithsonit, Hydrozinkit, Calamin, Greenockit, Chalcopyrit, Malachit, Baryt, Calcit, Quarz, Kaolin und Ankerit. Der Distrikt unterscheidet sich von dem weiter nördlich gelegenen dadurch, daß die Erze Gänge bilden, daß die mit den Erzen verbundenen Gesteine von Gängen basischer Eruptivgesteine durchsetzt werden und durch das konstante und reichliche Vorkommen von Fluorit mit den Zink- und Bleierzen, die unwichtig sind. Der Distrikt ist von Bedeutung für die Gewinnung von Flußspat.

Der nördliche Distrikt hat einen Inhalt von ca. 4000 Quadratmiles.

Er ist in mancher Hinsicht von dem südlichen Distrikt scharf unterschieden. Die Erze sind Bleiglanz, Sphalerit und Smithsonit in Verbindung mit Markasit, Baryt und Calcit. Sie bilden niemals Gänge, sondern füllen unregelmäßige spalten- oder kluftähnliche Höhlungen in breccienartigen Kalken und sind durch diese letzteren Gesteine zerstreut. Die spaltenartigen Ablagerungen sind die wichtigsten. In diesen ist die Reihenfolge der Bildung die folgende: Markasit; Sphalerit mit wenig Bleiglanz, Sphalerit, Bleiglanz, Calcit und Baryt; schließlich blieb noch ein Hohlraum offen. Diese Erze liegen unter dem Niveau des Grundwassers. Oberhalb desselben findet man Ablagerungen von Smithsonit und Bleiglanz. Alle diese Erze sind enthalten in dem Galena- oder Platteville-Kalkstein des Ordovician, der kaum merklich in seiner Lagerung gestört erscheint. In der oxydierten Zone sind außer den genannten Mineralien noch folgende andere vorhanden: Cerussit, Limonit, Hämatit, Chalcopyrit, Malachit, Azurit, Gips, Wad, Melanterit und Quarz. Fluorit fehlt gänzlich.

In den oberen Teilen der Ablagerung, unterhalb des Grundwasserspiegels, sind Bleiglanz und seine Verwitterungsprodukte die vorherrschenden Erze. Die nächste Zone, etwa im Niveau des Grundwassers, enthält Smithsonit mit etwas Bleiglanz und kleinen Mengen von Sphalerit. Nach unten hin nimmt der Sphalerit an Menge zu und unter dem Grundwasserspiegel ist er der herrschende Bestandteil. Mit ihm verbunden sind kleine Mengen von Bleiglanz und von Eisensulfiden. Der gesamte Metallgehalt der Erze war ursprünglich durch die Kalke des ganzen Gebiets verteilt, wahrscheinlich in Form von Sulfiden. Diese wurden oxydiert, als Sulfate fortgeführt und als Sulfide wieder abgelagert, vorzugsweise durch die Einwirkung von organischer Materie in den Grundwasserströmen. Ob dieser Einfluß des Grundwassers in den in Rede stehenden Prozessen des Transports und der Wiederablagerung lokal ist oder auf einer allgemeinen artesischen Zirkulation beruht, ist unbekannt.

W. S. Bayley.

A. E. Barlow: Report on the origin, geological relations and composition of the Nickel and Copper deposits of the Sudbury Mining District. (Geol. Surv. of Canada. 14. Pl. 4. p. 236. Pl. 23.)

Die Gesteine des Sudbury-Distrikts sind gebänderte kieselige Magnetite von unterhuronischem Alter, grüne Schiefer, Konglomerate, Grauwacken und Quarzite, durchsetzt von Noriten und Dioriten von oberhuronischem Alter, Graniten und Dioritgneisen von laurentinischem Alter, Tuffen, Sandsteinen und Schiefen, die früher für cambrisch gehalten wurden, die man aber jetzt dem Oberhuron zurechnet, sowie von posthuronischen Graniten, Quarzporphyren, Dioriten und Olivindiabasen.

Die Grünsteinschiefer sind z. T. metamorphosierte Intrusiv- und z. T. veränderte vulkanische Gesteine. Das hauptsächlichste nickelführende

Eruptivgestein ist ein Quarz-Hypersthen-Gabbro, der die grünen Schiefer durchsetzt und mit Dioriten in Verbindung steht. Er ist auch jünger als der mit ihm zusammen vorkommende Granit. Nickelverbindungen in kleinen Mengen finden sich auch in den älteren Dioriten. Das Erz besteht, soweit bekannt, aus Chalcopyrit und Pyrrhotin, gemengt mit Pentlandit. Gelegentlich kommt der Pentlandit in so großen Körnern vor, daß er mit bloßem Auge erkannt werden kann, aber gewöhnlich sind diese so klein, daß sie nur mit Hilfe des Mikroskops unterschieden werden können. Das fein gepulverte Erz kann mittels eines Magneten konzentriert werden. Eine so fein gepulverte Probe, daß sie durch ein Sieb mit 100 Maschen auf den Zoll hindurchging, ließ sich in einen stark magnetischen, einen schwach magnetischen und einen nicht magnetischen Teil trennen. Die schwach magnetische Portion enthielt Chalcopyrit und Pentlandit im Verhältnis 1:21, und das nicht magnetische Produkt ergab die Anwesenheit der nämlichen Mineralien im Verhältnis 1:7. Das letztere enthält 30,36 % Nickel und der schwach magnetische Anteil 30,41 %. Das ursprüngliche Erz enthielt 4,87 % Nickel. Unter den anderen Mineralien, die als Begleiter des Erzes beschrieben worden sind, wird erwähnt: Pyrit, nickelhaltiger Pyrit, Markasit, Millerit, Polydymit, Sperrylit, Niccolit, Gersdorffit, Morenosit, Annabergit, Danait, Smaltit, Bleiglanz, Chalcocit, Bornit, Magnetit, Cassiterit, Kupfer, Gold, Graphit und Cubanit. Diese werden alle im einzelnen beschrieben. Das Erz selbst ist eine innige Mischung von vielen dieser Bestandteile. Sein Ursprung wird zurückgeführt auf eine magmatische Differentiation in dem Norit, die durch die Gegenwart von viel Wasser unterstützt wurde.

W. S. Bayley.

O. B. Bøggild: The minerals from the Basalt of East-Greenland. (Meddelelser om Grønland, 28. 1905. p. 99—129. Mit 11 Abbildungen im Text.)

In der vorliegenden Abhandlung ist wohl alles Material berücksichtigt, das von Ost-Grönland bisher bekannt geworden ist. Es entstammt verschiedenen wissenschaftlichen Expeditionen, ist aber auch teilweise dem Treibeis entnommen, das die Stücke nach Süden geführt hat, deren Heimat indessen trotz ihrer z. T. recht charakteristischen kristallographischen Ausbildung noch nicht hat ermittelt werden können.

Verf. gibt zunächst einen Überblick über die geologischen Verhältnisse von Ost-Grönland, besonders über die dortigen Basaltgebiete und die an den verschiedenen Fundorten vorkommenden Mineralien, von denen namentlich Zeolithe reichlich vorhanden und verbreitet sind. Ihnen ist auch fast ganz die nun folgende spezielle Beschreibung gewidmet in dem Maße, daß neben Zeolithen nur noch der Quarz, Kalkspat und Aragonit eingehender nach Kristallform und Verbreitung geschildert wird. Eine Darstellung der einzelnen Fundorte und der besonderen Ausbildung der Mineralien an den verschiedenen Lokalitäten soll später nachfolgen.

Quarz. Nur an wenig Stellen des ostgrönländischen Basaltgebiets und nur in geringer Menge, z. T. in Form kleiner Kristalle, die auf den Wänden von Drusenräumen in dem Basalt aufgewachsen sind. Auch Chaledon und Opal, in entsprechender Weise vorkommend, werden erwähnt, beide nur in geringer Menge, letzterer aber an zahlreichen, einzeln aufgezählten Fundorten vorkommend, z. T. mit Quarz verwachsen. Als eine besondere Varietät wird „Blutjaspis“ genannt.

Kalkspat. Begleitet die Zeolithe fast überall in Ost-Grönland, aber stets nur in geringer Menge, den Raum zwischen den Zeolithkristallen ausfüllend als körniges Aggregat oder wohl auch in Form meist kleiner unbedeutender Kristalle, immer jünger als der Zeolith. Beschrieben werden spitze Rhomboeder f (02 $\bar{2}$ 1) vom Mount Henry und von der Südseite des Gaasefjord und Eindrücke derselben Form im Quarz vom Kap Dalton. Vom Kap Brewster stammen u. a. rauhfächige, dunkelbraun gelbe Rhomboeder d (08 $\bar{8}$ 1) neben solchen von der Form f (02 $\bar{2}$ 1). Die Pendulum-Insel hat neben anderen Varietäten Rhomboeder mit feiner Zwillingsstreifung und einen gelben trüben Kalktuff geliefert. Von der Insel Jan Mayen werden von Aragonit begleitete kleine undeutliche Rhomboeder R (10 $\bar{1}$ 1) und krummfächige Skalenoeder v (21 $\bar{3}$ 1) beschrieben, z. T. aus Basalt, z. T. aus Basaltbreccien.

Aragonit. Ist in Ost-Grönland ziemlich verbreitet und findet sich auch auf Jan Mayen, meist in Form stengeliger Aggregate. Von der letztgenannten Insel stammen 2—3 mm lange farblose, meist rauhfächige und unregelmäßig ausgebildete Kriställchen aus einem Hohlraum in einem feinkörnigen Basalt, während andere Hohlräume in demselben Basalt Kalkspatkristalle enthalten. Es sind lange rhombische Prismen m (110) mit der Längsfläche b (010) und zwei Brachydomen k (011) und i (021), meist Zwillinge nach m mit polysynthetischer Wiederholung.

Thomsonit. Nur an wenigen Orten und wie gewöhnlich kleine Kriställchen, überall von sehr wenig regelmäßiger Ausbildung. Abgebildet und beschrieben werden solche aus Drusenräumen im Basalt von Henry Land und von schneeweißer Farbe. Es sind dünne, 2 mm breite Plättchen nach a (100), außerdem mit m (110) und e (801), wozu an anderen Individuen noch b (010), f (601), r (101) und c (001) hinzutreten. f ist neu und bestimmt durch den Winkel: $601:100 = 9^{\circ} 12'$ (gem.); $9^{\circ} 20'$ (ger. nach Dana). Der Thomsonit wird zuweilen von Skolezit und von Chabasit begleitet. Am verbreitetsten ist er an der Nordküste des Gaasefjord im Skoresby Sund, wo er nur von Chabasit in der Häufigkeit des Vorkommens übertroffen wird.

Natrolith. Nur von wenig Orten bekannt und auch nur in ziemlich geringer Menge. Meist radialfaserige Aggregate, aus deren Oberfläche zuweilen kleine, schlecht ausgebildete Kriställchen hervorragen. Am Kap Brewster in demselben Hohlraum im Basalt von Stilbit begleitet.

Mesolith. Nur von zwei Orten bekannt. Auf der Turner-Insel wurde eine schneeweiße radialfaserige Kruste gefunden; vom Kap Brewster eine ebensolche Ausfüllung in einem Basaltdrusenraum auf Kalkspat, in

den feine Mesolithnadelchen hineinragen, die besonders nach dem Auflösen des CaCO_3 in HCl deutlich zu bemerken sind.

Skolezit. Nur von wenig Orten und in geringer Menge bekannt, nirgends in deutlichen Kristallen. Am Mount Henry und auf der Turner-Insel wurden radialfaserige Hohlräumeausfüllungen ohne das umgebende Gestein gefunden, am letzteren Ort mit Thomsonit. Die Kristalle zeigten m (110) und b (010), aber keine regelmäßige Endbegrenzung. Auch die Sabine-Insel hat etwas Skolezit geliefert.

Apophyllit. Ist in Ost-Grönland sehr selten. Nur drei Fragmente von zwei Fundorten sind bekannt geworden. Die Ausbildung der Kristalle variiert ziemlich stark und ihre Größe ist z. T. nicht unerheblich. Vom Kap Brewster kommt eine Hohlräumdruse ohne Gestein mit 1—15 mm großen, bräunlichen, durchscheinenden Kristallen von der bekannten kubischen Form (scheinbarer Würfel mit abgestumpften Ecken); es ist die Kombination: a (100), c (001), p (111). Bei Sydbrae im Scoresby-Sund sitzen durchsichtige Apophyllitkristalle von ca. 15 mm Länge einzeln oder in Gruppen auf dem Thomsonit, der in dem dortigen Basalt mit Desmin so verbreitet ist. Es sind spitze Oktaeder mit p (111) und a (100), daneben kleine Flächen von c (001) und y (301). Daneben finden sich auch derbestengelige Aggregate von graulichweißen, halbdurchsichtigen bis 4 cm langen Individuen ohne regelmäßige Begrenzung.

Analcim. In Ost-Grönland nur in wenigen Stücken gefunden und nur an drei Orten. In den Blasenräumen des Basalts von Henry Land sind es bis 15 mm große farblose Ikositetraeder. Kleine, bis 4 mm große weiße Kristalle von derselben Form stammen vom Turner-Sund und ebensolche grauliche, 1—10 cm groß, mit jüngerem Kalkspat, vom Kap Brewster.

Desmin. Ist der in Ost-Grönland verbreitetste Zeolith; besonders viele und große Kristalle südlich vom Scoresby-Sund, weniger ausgezeichnet und viel kleinere Kristalle an diesem Sund und nördlich davon. Der Desmin bildet meist einzelne Kristalle oder Gruppen von wenigen, die gewöhnlichen garbenförmigen Aggregate und blumenkohlähnliche Gebilde sind sehr selten. In einem braunen Dolerit von Bartholins Brä kleine tafelförmige, glänzende, farblose und durchsichtige Kristalle mit b (010), c (001), e (011), m (110), f ($\bar{1}$ 01), begleitet von Chabasit und Levyn. Das Vorkommen östlich am Henry Mountain ist das wichtigste in jener Gegend. Die bis 2 dm großen Blasenräume sind mit einer Lage dunklen Tons ausgekleidet, auf dem Quarz und vorzugsweise Desmin sitzen, jener zuweilen auch auf diesem. Die bis 3 und 4 cm langen, meist ziemlich krummflächigen Kristalle des Desmins sind nach b (010) tafelig und begrenzt von c (001), b (010), e (011), m (110) und t (130). t (130) ist neu; $130:010 = 28^\circ 53'$ ($29^\circ 52\frac{1}{2}'$ ger.). Die etwa 5 mm langen, äußerlich bräunlichen Kristalle auf einer Spalte im Basalt am Fuß des Mount Henry mit b (010), c (001), beide ziemlich gleich groß, m (110) und f ($\bar{1}$ 01) sind mit Kalkspat bedeckt. Auch Thomsonit begleitet zuweilen den Desmin. Weiter werden als Fundorte Turner-Sund, Turner-Insel, und zwar speziell Fyrbödderdal, Kap Brewster, Gaasefjord im Scoresby-Sund, sowie die Sabinen-

Insel genannt und z. T. etwas genauer beschrieben und als Begleiter u. a. auch Chabasit genannt.

Heulandit. Nur an wenig Orten und in geringer Menge gefunden. Die 3—6 mm langen, durchscheinend weißen Kristalle in einem Basalt aus der Moräne des Henry-Gletschers sind begrenzt von $b(010)$, $c(001)$, $t(201)$, $s(201)$ und $m(110)$ und zeigen einen pseudotetragonalen Charakter, der dort aber auch sonst beobachtet wurde. Andere glänzende undurchsichtige Kriställchen von demselben Fundort sitzen auf Chabasit. Sie sind tafelig nach $b(010)$ und begrenzt von $b(010)$, $c(001)$, $t(201)$, $s(20\bar{1})$ und $r(501)$. Letztere Form ist neu; $r:c = 77^{\circ} 54'$ ($77^{\circ} 58\frac{1}{2}'$ gem.). Von Mount Henry sind dunkelrote Kriställchen: $b(010)$, $c(001)$, $t(201)$, $s(20\bar{1})$ und $m(110)$. Kap Brewster hat ziemlich verschiedenartig ausgebildete Formen geliefert: dünne Plättchen nach $b(010)$ mit $c(001)$, $t(201)$ und $s(20\bar{1})$ und kleine Kriställchen: $b(010)$, $c(001)$, $t(201)$, $s(20\bar{1})$, $m(110)$ und $u(\bar{1}11)$. Gaaseland im Scoresby-Sund: durchsichtige Kriställchen, 2—3 mm lang, mit $b(010)$, $c(001)$, $t(201)$, $s(20\bar{1})$ und $m(110)$. In erheblichen Mengen wurde Heulandit in den Basaltstücken gefunden, die mit dem Treibeis nach Iluilek in Süd-Grönland kamen, was auffallend ist, da in Ost-Grönland der Heulandit doch nur eine untergeordnete Rolle spielt. Kein Vorkommen aus diesen Treibeisblöcken ist ident mit einem der eben erwähnten anstehenden; überall in jenen ist der Heulandit von einem weichen grünen oder blauen, vielleicht seladonitähnlichen Mineral begleitet. Die heulanditführenden Basalte und die Ausbildung seiner Kristalle sind ziemlich mannigfaltig. U. a. sind kleine, nach b tafelige Kriställchen aus einem dichten rötlichen Basalt, begrenzt von $b(010)$, $t(201)$, $m(110)$, $s(201)$, $u(\bar{1}11)$, $\chi(021)$ und $c(001)$, letztere beiden Flächen sehr klein beobachtet worden.

Chabasit. Nur an wenigen Orten, aber am Scoresby-Sund an Menge über alle anderen Zeolithe überwiegend. Die Kristalle sind durchweg sehr klein und flächenarm. Henry-Gletscher, Mittelmoräne. Farblose, durchsichtige, glänzende Kristalle. Meist nur $r(10\bar{1}1)$, selten auch $a(11\bar{2}0)$, $s(02\bar{2}1)$ und $e(01\bar{1}2)$. Häufig Penetrationszwillinge nach $c(0001)$. Zwillinge nach r sind selten. Henry-Land, Ostseite. Graulichweiße trübe Kriställchen mit $r(10\bar{1}1)$, selten auch $e(01\bar{1}2)$; meist Penetrationszwillinge nach der Basis. Der Chabasit von Sydbrae in Scoresby-Sund wird von Apophyllit und Thomsonit begleitet. Auf der Nordseite des Gaaseffjord im Scoresby-Sund finden sich Chabasit, meist Penetrationszwillinge nach $c(0001)$, begrenzt von $r(10\bar{1}1)$, im Basalte der Moränen vielfach von anderen Zeolithen begleitet. An der Südseite desselben Fjords vorzugsweise für sich allein ohne diese Begleitung. Es sind vielfach Kristalle wie die oben beschriebenen, in einzelnen Fällen tritt zu $r(10\bar{1}1)$ noch $a(11\bar{2}0)$ und $s(02\bar{2}1)$, vereinzelt fanden sich Kriställchen, an denen a , s und $e(01\bar{1}2)$ fast gleich ausgebildet waren. Chabasit mit anderen Zeolithen und Kalkspat von Danmarks-Insel in Scoresby-Sund, und in den Basalten aus dem Treibeis von Iluilek in Süd-Grönland sind 2—5 mm große farblose, trübe Kriställchen $r(10\bar{1}1)$, sehr häufig Zwillinge nach r , beobachtet worden.

Levyn. Nur an wenigen Orten und nur in geringer Menge, doch in Ost-Grönland im allgemeinen häufiger als sonstwo. In vielen Drusen eines feinkörnigen braunen Basalts von der Mittelmoräne des Henry-Gletschers Levyn, Chabasit, Thomsonit, Stilbit und andere Zeolithe, aber meist nur ein Zeolith in einem Hohlraum. Die 1—2 mm großen Levynkristalle sind in der Form ziemlich mannigfaltig, z. T. dünnplattig, z. T. ziemlich dick. Fast durchweg sind es Penetrationszwillinge nach $c(0001)$ mit von $r(10\bar{1}1)$ gebildeten einspringenden Winkeln und den weiteren Flächen $c(0001)$ und $s(02\bar{2}1)$. Bei den dicken Zwillingkristallen ist zuweilen an der Stelle der Rhomboederflächen kein Reflex zu beobachten, dagegen solche an der Stelle zweier Skalenoeder aus der Zone $[rs]$, und zwar $v(2.10.\bar{1}\bar{2}.1)$ und $u(10.2.\bar{1}\bar{2}.1)$, deutlich gestreift nach der Kante $[uv]$, wozu noch sehr schmale Flächen $s(02\bar{2}1)$ und zuweilen auch $r(10\bar{1}1)$ treten. Ähnliches wird wohl auch beim Levyn von anderen Fundorten vorkommen. Die gemessenen Winkel, bei u und v stark schwankend, sind:

$r:c = 10\bar{1}1$	$:0001$	$= 42^{\circ}46'$ (gem.)	— (ger.)
$s:c = 02\bar{2}1$	$:0001$	$= 61\ 28$	$61^{\circ}36'$
$r:s = 10\bar{1}1$	$:02\bar{2}1$	$= 49\ 12$	$49\ 37\frac{1}{2}$
$u:c = 10.2.\bar{1}\bar{2}.1:0001$		$= 43\ 06$	$43\ 07$
$u:r = 10.2.\bar{1}\bar{2}.1:10\bar{1}1$		$= 6\ 14$	$6\ 07$
$v:c = 2.10.\bar{1}\bar{2}.1:0001$		$= 55\ 42$	$55\ 48$
$v:u = 2.10.\bar{1}\bar{2}.1:10.2.\bar{1}\bar{2}.1$		$= 33\ 50$	$33\ 55\frac{3}{4}$

Kleine dünne Plättchen mit dieser selben Begrenzung finden sich auch am Gaaseffjord, z. T. mit Chabasit. Bei einigen wenigen Kristallen ist, wie es schon bei westgrönländischen beobachtet worden ist, die Basis oben und unten mit einer dünnen Lage seidenglänzender Fasern bedeckt, die auf diesen Flächen senkrecht stehen. In Querschnitten durch diese Kristalle erscheinen sie als feine, deutlich seidenglänzende Striche um den sonst glasglänzenden Kern. Kristalle dieser Art sitzen in besonderen Blasenräumen. Sie haben keine Randflächen, sind aber der Analogie mit dem westgrönländischen Vorkommen wegen als Levyn anzusprechen.

Auch in den Basalten aus dem Treibeis von Iluelek findet man neben Chabasit zuweilen Levyn in Form 2—3 mm großer dünner Plättchen der Kombination $c(0001)$, $r(10\bar{1}1)$, $s(02\bar{2}1)$, ohne die erwähnten Skalenoeder. Zwillinge nach $c(0001)$ kommen vor, aber nie solche mit Penetration. Auch hier sind die Basisflächen mit einer dünnen Lage jener seidenglänzenden Substanz bedeckt.

Laumontit. Ist in Ost-Grönland nur in Henry-Land gefunden worden, und zwar in einer Basaltbreccie nahe der heißen Quelle ohne andere Zeolithe, aber mit großen Kalkspatindividuen. Die rötlichweißen Laumontitkristalle, z. T. gut ausgebildet, werden bis 1 cm lang und sind begrenzt von den gewöhnlichen Formen: $m(110)$ und $c(001)$, wozu selten schmale Flächen von $a(100)$ und $e(201)$. Wenige Zwillinge nach $a(100)$. Wie sonst tritt auch hier ein Zerfallen ein. Max Bauer.

Geologie.

Physikalische Geologie.

A. Schmidt: Bericht der Erdbebenkommission über die vom 1. März 1901 bis 1. März 1902 in Württemberg und Hohenzollern beobachteten Erdbeben. (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. **58**. 389. Stuttgart 1902.)

—: Bericht der Erdbebenkommission über die vom 1. März 1902¹ bis 1. März 1903¹ in Württemberg und Hohenzollern beobachteten Erdbeben. (Ebenda. **59**. 342—349. 1903.)

—: Bericht der Erdbebenkommission über die vom 1. März 1903 bis 1. März 1904 in Württemberg und Hohenzollern beobachteten Erdbeben. (Ebenda. **60**. 357—358. 1904.)

Der im 58. Jahrgang der Jahreshefte gegebene Bericht ist eine Liste von 10 an den in Hohenheim aufgestellten Seismometern registrierten Erderschütterungen.

Der nächste Bericht bringt zunächst einen Nachtrag zu dem vorhergehenden: Erdstoß am 23. Mai 1901 in Gönningen, Kilchberg und Gomariningen verspürt. Sodann werden die Zeitungsnachrichten und Meldungen an die Erdbebenkommission über das Erdbeben vom 3. Oktober 1902, sowie über das Erdbeben vom 9. Oktober 1902 zusammengestellt. Ein weiterer Erdstoß wird von Ebingen am 20. Dezember 1902 gemeldet. Eine Liste der an den Seismometern in Hohenheim registrierten Erderschütterungen bildet den Schluß.

Der letzte Bericht gibt zunächst die Zeitungsnachrichten über Erdstöße am 29. März 1903, am 2. April 1903 und am 11. September 1903. Zum Schluß werden wieder die an den in Hohenheim aufgestellten Seismometern registrierten Erderschütterungen zusammengestellt.

E. Schütze.

¹ In den Jahresheften fälschlich: „1. März 1901 bis 1. März 1903“ gedruckt.

P. Stolpe: Beobachtungen in Upsala bei dem Erdbeben am 23. Oktober 1904. (Bull. geol. Instit. Univers. Upsala. 6. 1902—1903. No. 11, 12. Upsala 1905. 200—213.)

Der Aufsatz gibt einen Bericht über die Beobachtungen, welche beim letzten großen skandinavischen Beben in der Stadt Upsala gemacht wurden. An 50 Mitteilungen sind eingegangen, die zwar beweisen, daß die Bewegung in ganz Upsala bemerkt wurde, aber in ihren sonstigen Angaben recht weit auseinandergehen. Die Beschaffenheit des Untergrundes, die Fundamentierung der Häuser usw. scheinen dabei eine große Rolle gespielt zu haben; Leute auf der Straße haben meistens den Stoß nicht bemerkt, während er in den oberen Stockwerken als ein sanftes Schaukeln deutlich fühlbar war.

Deecke.

G. Platania: Sulla velocità dei microsismi vulcanici. (Mem. d. l. Classe d. Scienze R. Accad. degli Zelanti. (3.) 4. 1905—1906. 8 p.)

Am Ätna hat Verf. gelegentlich die Zeitdifferenz zwischen dem Brüllen und der Bodenbewegung der zugehörigen Explosion bestimmt, und zwar 1892 in Nicolosi, 10 km entfernt von der Ausbruchsstelle. Dieser Zeitunterschied betrug im Mittel 24 Sekunden. Unter Zugrundelegung der Schallgeschwindigkeit kommt man auf 200 m für die Fortpflanzung pro Sekunde im Boden. Es sind also kurze, transversale Wellen. Ganz ähnlich waren die Resultate DI PAOLO's am Vesuv mit schwingenden Magnetnadeln.

Deecke.

J. P. Iddings: A fracture valley system. (Journ. of Geol. 12. 95—105. 1904.)

Schon die Untersuchungen von DE LA BÈCHE in England, von D'OMALIUS und DAUBRÉE in Frankreich, von KJERULF und BRÖGGER in Norwegen, neuerdings diejenigen von HOBBS in Connecticut haben Beziehungen zwischen Flußtälern und Verwerfungen kennen gelehrt, und DAUBRÉE hat gezeigt, daß zwei zueinander senkrechte Systeme von Spalten durch Drillung sowie auch durch Pressung erzeugt werden können. Aus folgenden Beobachtungen scheint hervorzugehen, daß der Einfluß von Spalten und Verwerfungen auf Stromsysteme ein noch ausgedehnter ist, als bisher angenommen.

Das Gebiet nördlich vom Yellowstone Park zwischen Meridian 110° und 111° und Parallelkreis 45° und 46° umfaßt die Snowy Range, die Osthänge des nördlichen Teils der Gallatin Range, einen Teil der Bridger Range und den Südhang der Crazy Mountains; der Yellowstone durchschneidet das Gebiet von Süden und Südwesten nach Nordosten, seine Nebenflüsse in allen Richtungen. Zunächst im Süden nimmt der Strom einen Nordwestlauf und folgt so der Hauptverwerfungslinie, die das ganze System einschließlich der Laramie-Schichten bis herab auf die kristallinen Schiefer durchsetzt, Beträge von über 11000, vielleicht über 16000 Fuß erreicht und am Cinnabar Creek zu enden scheint. Auch scheinen parallele

Verwerfungen geringeren Betrages vorhanden zu sein, welche weiter im Süden die langen, NW. gerichteten Teile der Yellowstone-Zickzacklinie, sowie die gleiche Richtung der Nebenflüsse bestimmen; doch verbergen hier junge Lavamassen vielfach die Tektonik.

Nach Nordwesten hin setzt nun der Strom von dort, wo die Bruchlinie unter jüngeren Laven verschwindet, noch eine Strecke fort; vielleicht auch die Verwerfung, denn in der Madison Range ist eine solche genau in der Verlängerung jener aufgeschlossen. Vom Yankee Jim Cañon bis zum Lower Cañon nimmt der Yellowstone einen Nordostlauf. Das entspricht einer bedeutenden Verwerfung, welche die Westflanke der Snowy Mountains bildet und längs der die westliche Partie um etwa 11000 Fuß abgesunken ist. Zwei Nebenspalten dieser Richtung ziehen sich längs Cinnabar Creek und Reese Creek hin.

Nach Ablagerung der Laramie-Schichten [Coal Measures. Ref.] griffen torsionsartige Bewegungen Platz, was aus dem schnellen Wechsel der Verwerfungsbeträge längs den Spalten folgt. Das ganze Gebiet wurde von zwei zueinander rechtwinkligen Spaltensystemen durchsetzt. Dann trat eine lange Erosionszeit ein, in der Schichten von über 10000 Fuß Mächtigkeit von den kristallinen Schiefern abgetragen wurden. Darauf folgte die vulkanische Tätigkeit des Eocän und es traten Verwerfungen in verschiedenen Zwischenräumen ein, die immer wieder längs denselben Spalten erfolgend nach und nach die Laven und Tuffe des Eocäns und des Miocäns und den pliocänen Liparit durchsetzten. Johnsen.

J. Henderson: Arapahoe glacier in 1903. (Journ. of Geol. 12. 30—33. 1904.)

Die südwärts fließenden Oberflächenströme des Gletschers vom Arapahoe Peak westlich von Boulder, Col., haben ihre Betten von 1900 auf 1902 und von 1902 (Sept.) bis 1903 (Sept.) vertieft und verbreitert; dementsprechend ist auch der von ihnen gebildete See angeschwollen. Auch fiel die Gletscherfront 1903 steiler ab als zuvor, was zur Erklärung noch genauerer Untersuchung bedarf. Die Bewegung des Gletschers ist, obwohl genaue Feststellungen bisher fehlen, sicher eine sehr langsame, so daß er mehrerer besonders kalter oder feuchter Jahre bedarf, um sich von den Wirkungen einer warmen oder trockenen Zeit zu erholen. Dementsprechend ist auf den ihm benachbarten meteorologischen Stationen für die Zeit Sept. 1901 bis Sept. 1902 unternormaler Niederschlag und übernormale Temperatur, für die Zeit Sept. 1902 bis Sept. 1903 das Umgekehrte beobachtet; die Stationen befinden sich zwar über zehn Meilen vom Gletscher entfernt und sind im Maximum nur 8500 Fuß über dem Meeresspiegel gelegen, der Gletscher aber 13000 Fuß, doch darf man aus den übereinstimmenden Daten sämtlicher Stationen wohl auf Gültigkeit derselben für die Firnregion schließen. Johnsen.

J. B. Tyrrell: Crystosphenes or buried sheets of ice in the tundra of northern America. (Journ. of Geol. 12. 232—236. 1904.)

Der südliche Teil der Barrenländer zwischen Mackenzie River und Hudson Bay ist ein hügeliges und von *Sphagnum* bewachsenes sumpfiges Terrain. Alluviale Ablagerungen, darunter festes Gestein. Der Boden, meist gefroren, zeigt hier und da ungefrorene Stellen, wo Quellen austreten; entweder an den Hängen der Hügel, von wo sie in benachbarte Flüsse abfließen, während sie im Winter, wenn die Temperatur unter -60° F. [= -10° C. ca. Ref.] sinkt, unweit der Austrittsstellen zu einigen Fuß dicken Eisdecken festfrieren; oder an tieferen Stellen der Täler, sie bilden dann, aus dem liegenden Gestein austretend in der Alluvialschicht, unter der Oberfläche Eisdecken („Crystosphenes“). Das Quellwasser friert nämlich, sobald es sich der kälteren Oberfläche nähert und das Eis wächst mit zunehmender Winterkälte abwärts, d. h. quellaufwärts; wird hierbei in dem undurchlässigen Schlick eine lockere Sandlage erreicht, wo sich das Quellwasser ausbreiten kann, so bildet sich hier eine Eisschicht, die Jahre hindurch anwachsen und eine Mächtigkeit von 3 Fuß erreichen kann, da sie auch im Sommer durch die schlechtleitende Moosdecke gegen Wärme und Wind geschützt ist und von dem kalten Quellwasser nur wenig gelöst wird. Ist dagegen die Alluvialschicht locker oder der Quelldruck sehr groß, so wird das Wasser auch im Winter an die Oberfläche treten und dort Eiswälle bilden.

Johnsen.

H. F. Reid: The variations of glaciers. IX. (Journ. of Geol. 12. 252—262. 1904.)

Das internationale Gletscherkomitee stellte 1903 fest, daß BRÜCKNER's 35jährige Periode der alpinen Gletscher auch für andere Gletscher zu gelten scheint. Freilich ist das Verhalten sehr kompliziert, indem allgemeine klimatische Perioden unter topographischen Einflüssen stehen. Die meisten Gletscher zeigen gegenwärtig ein Zurückschreiten; dagegen scheint sich das Vorschreiten des Montblanc-Gletschers während der 80er Jahre nunmehr auf die ostalpinen Gletscher übertragen zu haben. Der Vernagt-Gletscher zeigt die merkwürdigsten Eigenschaften; von 1897—1902 verlängerte er sich um 400 m, seine Geschwindigkeit, nahe der Front gemessen, vergrößerte sich von 17 auf 250 m pro Jahr und ging dann plötzlich innerhalb eines Jahres auf 80 m zurück. Ein Anwachsen des Schneefalles auf dem Firnfeld hat Verdickung der oberen Gletscherpartie zur Folge, die sich wie eine Welle abwärts fortpflanzt, und zwar mit größerer Geschwindigkeit als der übrige Gletscher, und so tritt eine Verlängerung desselben ein.

Der 8. Jahresbericht obigen Komitees ergibt für 1902:

Schweizer Alpen. Von 95 Gletschern sind 78 im Rückschreiten; wahrscheinlich gilt dieses Verhältnis auch für die 680 übrigen Gletscher.

Ostalpen. Das Zurückweichen in den letzten Jahren hat sich beschleunigt, der Gepatsch-Gletscher bewegt sich seit 1886 rückwärts; nur wenige Gletscher verhalten sich umgekehrt.

Italienische Alpen. Fortgesetzter Rückgang; der Schneefall hat sich jedoch vergrößert.

Französische Alpen. Meist Rückschreiten.

Pyrenäen. Von 20 Gletschern gingen 15 zurück, 5 zeigten etwa Stillstand.

Skandinavien. Teils Vorwärts-, teils Rückwärtsbewegung.

Polargegenden. Inlandeis zwischen $68^{\circ} 30'$ und $69^{\circ} 20'$. Meist Rückschritt.

Himalaya. Meist Vorwärtsbewegung.

Kaukasus. Das Zurückweichen hat fast aufgehört, große Schneeansammlungen deuten auf künftiges Anwachsen hin.

Sibirien. Meist Rückwärtsbewegung, doch scheinen kürzer-periodische Vorwärtsbewegungen aufzutreten.

Vereinigte Staaten. Meist Rückwärtsbewegung.

Johnsen.

G. C. Laube: Die böhmischen Bitterwässer. (Internat. Mineralquellen-Zeitg. Wien 1904. 2 p.)

Die böhmischen Bitterwässer treten in zwei Bezirken auf, die im Bereiche des böhmischen Mittelgebirges gegen dessen südliches Ausstreichen hin gelegen sind. Der eine auf der östlichen Abdachung führt die bisher wenig beachteten Bitterwässer von Wunitz. Aus dem anderen auf der westlichen stammen die seit langer Zeit bekannten von Saidschitz und Püllna. Das Saidschitzer Gebiet, südlich von Bilin, liegt im Serpinatal unmittelbar an der Lehne des Gebirges zwischen den Orten Sedlitz, Saidschitz, Steinwasser. Durch den Rücken der Wtelter Höhe wird davon das Püllnaer, südlich von Brüx gelegene geschieden.

Die Bitterwässer nehmen ihren Ursprung aus einem von A. E. REUSS mit dem Namen „Bittersalzmergel“ belegten Gestein¹. Dieses undentlich geschichtete, gelblich blaulichgraue, erdige, im feuchten Zustande wenig plastische Gestein enthält Gipskristalle und Drusen, Markasitnieren, Kalksteingeoden, sowie zahlreiche Trümmer von mehr weniger zersetztem Basaltgestein. Daneben in wechselnden Mengen schwefelsaure Magnesia, Natron, Kali, deren Anwesenheit sich durch den Geschmack bei Berührung mit der Zunge, außerdem auch durch Ausblühungen von mehlig pulverigem oder feinnadelförmigem Aussehen auf dem Boden, besonders am Gerinne von Wasserläufen bemerkbar macht.

Diese Bittersalzmergel sind, nach der Beimengung von Basaltbrocken und ihrer sonstigen Beschaffenheit zu schließen, als tuffogene Gebilde anzusprechen. Ursprünglich Tuffe, die gelegentlich der Eruptionen der

¹ A. E. REUSS, Geognostische Skizzen aus Böhmen. 1. 161 ff.

Mittelgebirgsvulkane ausgebreitet worden sind, wurden sie durch langsame Zersetzung in ihren gegenwärtigen Zustand umgewandelt. In die Ablagerung der böhmischen Braunkohlenformation verwoben, bilden sie nun ein Glied derselben. Die Tuffite und tuffogenen Gesteine gehören, wie wir nun durch die Untersuchungen von J. E. HIBSCH wissen, in das Oligocän und treten im Liegenden der großen Braunkohlenflöze des Aussig-Komotauer Beckens auf. Die Bittersalzmergel sind von verschiedener Mächtigkeit, sie beträgt bei Saidschitz 4—6 m, bei Püllna 2—3 m. Sie treten unmittelbar oder nur mit Alluvium bedeckt an die Erdoberfläche und werden durch die sie wenigstens zeitweise überziehenden Ausblühungen, sowie durch die auf ihnen gedeihende eigentümliche Salzflora (hauptsächlich *Plantago maritima*) kenntlich. Ihr Zusammenhang mit der flözführenden Braunkohle wird im Bereiche von Püllna ersichtlich. Die Aussig-Komotauer Braunkohlenmulde wirft von Brüx her einen breiten Lappen gegen Süden, der ein bis zwei flachliegende Flöze beherbergt, die durch Schächte mehrfach aufgeschlossen, zugleich durch Bohrungen bis ins Liegende bekannt sind, hier finden sich dann die oben erwähnten tuffogenen Gesteine. Die produktive Braunkohle ist stellenweise abgespült und das Liegende tritt frei zutage. Das ist der Fall um Püllna und in einigen anderen kleinen Gebieten in der Nachbarschaft, wo dann eben im Verbande mit diesem die Bittersalzmergel, kleine Mulden ausfüllend, hervortreten.

Die festen Bestandteile der darin vorkommenden Bitterwässer sind somit nichts anderes als Auslaugungen der leichter löslichen schwefelsauren Salze, hauptsächlich der schwefelsauren Magnesia und des schwefelsauren Natrons. Von ersterem enthalten die Püllnaer 12—34, die Saidschitzer 11, von letzterem jene 16—21, diese 6 auf 1000 Teile. Das Vorkommen dieser Salze bedingt das ursprüngliche Vorhandensein von Magnesia- und Natronsilikate führenden Gesteinen. Diese sind in den mineralischen Bestandteilen der anfänglich abgelagerten Tuffe zu finden, in dem wie im festen Basalt reichlich Olivin und Labradorit neben Augit usw. beigemengt waren. Die hinzutretende Schwefelsäure, welche die Zersetzung der Silikate wesentlich befördert und die Neubildung von schwefelsauren Salzen daraus bedingt, stammt wohl aus der Zersetzung von vordem reichlicher vorhanden gewesener Kiesen im Liegenden der Braunkohlenflöze.

Fraglich scheint es, ob sie als ein Produkt der Zersetzung solcher Mineralien in der Braunkohle selbst angesehen werden könnte, nachdem erweislich, daß die Flöze vom Liegenden durch eine wasserdichte Tonzwischenlage geschieden sind. Auch die gerade in der Nachbarschaft der Püllnaer Wässer auffallend vortretenden Erdbrandgesteine könnte man als Ursprungsort der Schwefelsäure ansehen, insofern bei der Bildung derselben offenbar Kiese zur Abröstung kamen, wobei Schwefelsäure entstanden ist. Allein einesteils fehlen diese Gesteine im eigentlichen Bereiche der Bitterwässer selbst, andernteils kommen wieder in Erdbrandgebieten keine Bitterwässer vor.

Aus dem Mitgeteilten geht nun hervor, daß die Bildung der böhmischen Bitterwässer ganz nahe an der Oberfläche der Erde vor sich geht, und dadurch stehen sie in einem bemerkenswerten Gegensatz zu den übrigen einheimischen Mineralwässern, deren Bildungsherd durchwegs in der Tiefe, ja bei den höher temperierten Therinen wohl in sehr bedeutender Tiefe liegen. Das auf die freiliegenden oder schwach bedeckten Bittersalzmergel niederfallende atmosphärische Niederschlagswasser dringt in sie ein, löst einen Teil der darin enthaltenen Salze und wird Bitterwasser. Verdunstet dieses wieder, so läßt es hierbei die letzteren z. T. auf der Erdoberfläche als Ausblühungen fallen.

In keinem der erwähnten Gebiete gibt es eigentliche, d. h. frei abfließende Bitterwasserquellen, sondern nur Bitterwasserbrunnen, Schächte, auf deren Sohle das aus den Mergeln herausträufelnde oder -schwitzende Bitterwasser Gelegenheit findet, sich anzusammeln. Die Abhängigkeit von den atmosphärischen Niederschlägen drückt sich in der Ungleichmäßigkeit des Zuflusses und dem damit in umgekehrtem Verhältnisse stehenden Gehalt an festen Bestandteilen aus. Im Frühling und in niederschlagsreichen Zeiten ist in den Brunnen mehr, aber schwächeres Bitterwasser vorhanden, daher auch die zu verschiedenen Zeiten ausgeführten chemischen Analysen stark voneinander abweichen. Die in einzelnen aufgeführten geringen Mengen von Chloriden, Ammonium und organischer Substanz sind ebenfalls darauf zurückzuführen, daß diese Stoffe vom Tage aus in die Wässer gelangen. In Würdigung dieses Umstandes hat man daher in Püllna und in Saldschitz seit geraumer Zeit schon das Bitterwassergebiet dem Ackerbau gänzlich entzogen.

Das Püllnaer Mergelgebiet hat eine ungefähre Ausdehnung von etwa 2 qkm Flächenraum, aber nur in seinem südlichen Teile werden Bitterwässer angetroffen. Zwischen der Brück-Saazer Ärarialstraße und dem Dorfe Püllna liegen vor dem Orte selbst acht mit Holzhäuschen überbaute Bitterwasserbrunnen, von denen jedoch gegenwärtig nur drei benützt werden. Sie sind 1,5—2 m tief und mit Trockenmauerung ausgekleidet. Der Wasserstand ist in allen nur ein unbedeutender (1 m).

A. Jentzsch: Über die Theorie der artesischen Quellen und einige damit zusammenhängende Erscheinungen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. -5—6- 1905.)

Vortr. stellt folgende Thesen auf, deren weitere Ausführung und Begründung er in Aussicht stellt:

„1. Das einfache Prinzip kommunizierender Röhren genügt in manchen Fällen nicht zur Erklärung der artesischen Quellen.

2. Letztere sind nicht aus der Hydrostatik, sondern aus der Hydrodynamik in Verbindung mit Geodynamik und Physik zu erklären.

3. Insbesondere wirken dabei mit Gebirgsdruck, Kapillarität, Beweglichkeit der Sandkörner, osmotischer Druck; säkulare, jährliche oder täg-

liche Bewegungen der Erdmassen, sowie makro- und mikroseismische Schwingungen.

4. Die seismischen Schwingungen wirken insofern mit, als sie mit Überwindung des Kapillar-Widerstandes das Gesteinswasser nach der Richtung des geringsten Widerstandes befördern.“

Für osmotische Wirkungen führt Votr. die weite Verbreitung von Chloriden und anderen Salzen im Grundwasser tieferer Erdschichten an und zeigt an Beispielen aus dem nordöstlichen Deutschland, daß Chloride durch Diffusion Gesteinsschichten durchwandern können.

In den Kreidewässern verschiedener Orte in Ost- und Westpreußen auftretendes Natroncarbonat in Wässern, die aus feldspatfreien, nur Quarz, Glaukonit und Kalkcarbonat enthaltenden Gesteinen stammen, führt Verf. wegen des Fehlens äquivalenter Mengen von Chlorcalcium darauf zurück, „daß die bei zehn und mehr Atmosphären gelöste Kohlensäure den Glaukonit eines Teiles seiner Alkalien beraubt, ihn also allmählich in ein relativ saureres Silikat umwandelt.“ Milch.

C. Ochsenius: Hebungen und Verhinderung des Versalzens abflußloser Becken. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. 35—40 1905.)

Im ersten Teil seiner Mitteilung stellt Verf. eine Reihe von Aussprüchen von Geologen und Geographen zusammen, die für Hebung des Festlandes eintreten und drückt sein Bedauern aus, daß er vor 20 Jahren mit dieser Ansicht fast allein geblieben ist.

In dem zweiten Teil behandelt er, anknüpfend an die Erforschung des Balchaschsee im russischen Turkestan durch A. WOJIKOF die Frage, warum dieser See Süßwasser enthält, obwohl er (etwa 40mal so groß als der Bodensee seicht, mit ebenem Boden und einer Maximaltiefe von 11 m, seit Jahren im Steigen begriffen) abflußlos, in einem sehr trockenen Klima gelegen ist und seine Hauptzuflüsse Wüsten durchströmen. Die Antwort lautet: „weil die Vegetation an seinen Ufern stark genug ist, um die salinischen Bestandteile des Wüstenwassers, welche den Salzgeschmack desselben hervorrufen, in nicht salzig schmeckende umzusetzen,“ d. h. „die angebrachte Salzmenge in unschädliche Carbonate, Sulfate u. dergl. zu verwandeln“. Zum Beweise werden Aschenanalysen von Verwandten der den See umgebenden Pflanzen (von diesen selbst gibt es keine derartigen Bestimmungen) mitgeteilt, die sämtlich wenig oder kein Chlor trotz oft sehr erheblicher Mengen von Kali enthalten. Milch.

C. Ochsenius: Die Abtrennung voller Seebecken vom Meere infolge von Hebungen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. 154—155 1905.)

Als neue Beweise für die vom Verf. 1886 aufgestellte Erklärung der Verhältnisse des Titicaca-Sees durch Annahme der Abtrennung voller See-

becken vom Meere infolge von Hebungen unter Bezugnahme auf die gleichen Verhältnisse beim Baikalsee und beim Tanganyika führt Verf. an: das Auftreten einer von CH. ALLUAUD aus dem Victoria Nyanzasee mitgebrachten Qualle *Limnocyda Tanganyicae*, sowie mehrerer Tiere im Baikalsee, deren Verwandte nur im Meere leben, besonders einer dem fliegenden Fisch ähnlichen, von W. DYBOWSKI entdeckten *Glomyntka* (*Callionymus baical*).
Milch.

J. Daneš: Das Flußgebiet der unteren Narenta. (Bibliothek d. böhm. Ges. für Erdkunde. Prag 1905. 107 p. 2 Karten. 18 Beilagen [Böhmisch].)

Die Narenta ist der einzige Fluß von den aus dem illyrischen Gebirgssystem gegen Westen herabfließenden, der ein normaler Oberflächenstrom, kein Karstfluß ist; ihre Nebenflüsse durchströmen jedoch ausgedehnte Karstgebiete, das auch ihnen ihren hydrographischen Charakter aufgeprägt hat. Das orographisch-hydrographische Studium dieses wenig durchforschten Gebietes ist die Hauptaufgabe der vorliegenden Arbeit; hier seien geologische Beobachtungen des Verf.'s angeführt.

Die Karstgebirge der West-Herzegovina gehören teils der Kreide, teils dem Eocän an; die Schichten beider sind stark gefaltet, die die Mulden ausfüllenden tertiären Kalke und Mergel unterlagen leichter der Erosion als die festeren Rudistenkalke, ältere meist fossilere Kreidekalke und Dolomite, wodurch tiefe Längstäler entstanden sind.

Die überwiegende Richtung der Gebirgsrücken ist NW.—SO., jedoch kommen auch alle möglichen anderen Streichungsrichtungen, allerdings mehr untergeordnet, vor. In der Neogenzeit begann nach der Faltung der Eocänschichten eine mächtige Erosion, welcher ein großer Teil derselben zum Opfer gefallen ist. Das Erosionsniveau stand damals etwa um 200 m höher als jetzt. Durch die Veränderung der Oberflächengestaltung wurde nachher die Verkarstung bedingt. Diese ist verschieden stark und hängt einerseits von den tektonischen Verhältnissen, anderseits von der Dauer der unterirdischen Entwässerung ab. Die Karst-Poljen des Narenta-Gebietes sind nicht rein tektonische Senkungsfelder, sondern der Hauptanteil an ihrer Bildung fällt der Erosion zu. Eine Senkung von ganzen Gebirgsszügen scheint im Narenta-Gebiet nicht stattgefunden zu haben, sondern mehr lokale Brüche haben an der Konfiguration der Gegend mitgewirkt; vieles, was den Eindruck einer Dislokation macht, sind eher Stellen, wo Streifen von leicht erodierbaren Eocänschichten der Denudation anheimgefallen sind.

Fr. Slavik.

C. Sass und E. Geinitz: Brunnenbohrungen in Mecklenburg. Die Schwankungen des Grundwassers in Mecklenburg. II. (Mitteil. aus der großherzogl. mecklenb. geol. Landesanst. 17. 1905.)

Fortsetzung der 1901 veröffentlichten Arbeit auf Grund weiterer fünfjähriger Beobachtungen.

Die seit 1900 zur Bearbeitung gelangten weiteren Bohrprofile.

E. Geinitz.

J. Elbert: Die Landverluste an den Küsten Rügens und Hiddensees, ihre Ursachen und ihre Verhinderung. (10. Jahresber. d. geogr. Gesellsch. zu Greifswald. 1906. 27 p. Mit 1 K.)

—: Über die Standfestigkeit des Leuchtturms auf Hiddensee. (Ibid. 1906. 15 p. Mit 4 Taf.)

Verf. nimmt drei Eiszeiten an; die tektonischen Störungen sollen am Schlusse der zweiten Eiszeit erfolgt sein. Die Ursachen der großen Landverluste beruhen hauptsächlich auf der wechselvollen Zusammensetzung und Lagerungsweise der Formationsglieder, erst in zweiter Linie kommt die Abrasionstätigkeit des Meeres in Betracht. Die Profiltafel der zweiten Abhandlung zeigt die reichhaltigen Dislokationen. Es werden noch besprochen die Gefahren des Steinzangens, die Grundwasserzuflüsse und Schollenbewegungen.

E. Geinitz.

E. Geinitz: Die Einwirkung der Silvestersturmflut 1904 auf die mecklenburgische Küste. (Mitt. großh. mecklenb. geol. Landesanst. Rostock. 16. 1905. 9 p. 12 Taf.)

Bei dem Steilufer, Klint, teilweise meßbarer Landverlust (Stoltera 1 m, Rostocker Heide fast 20 m); wo Düne den Strand begrenzt, kein direkter Verlust, aber Zerstörung der Dünen. Einige neue Beobachtungen konnten mitgeteilt werden. Die Tafeln geben gute Erläuterungen für den Landverlust und illustrieren die verschiedenen Schutzbauten.

E. Geinitz.

Petrographie.

W. C. Brögger: Eine Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Kristiania-Gebietes nach ihren geologischen Verwandtschaftsbeziehungen geordnet. (Nyt Mag. f. Naturvidensk. 44. 113—144. 1906.)

Verf. wird demnächst eine ausführliche Darstellung der Eruptivgesteine des Kristiania-Gebietes veröffentlichen. Inzwischen hat er 20 Sammlungen der wichtigsten Gesteins-Typen (227 Nummern) zusammengestellt, die der Firma F. KRANTZ in Bonn zum Verkauf überwiesen wurden. Der vorliegende Katalog enthält ein geologisch nach Verwandtschaftsbeziehungen geordnetes Verzeichnis, aus dem die außerordentliche Mannigfaltigkeit dieser Differentiationsprodukte eines natronreichen Stammmagmas hervorgeht.

Liebisch.

A. C. Lane: The role of possible eutectics in rock magmas. (Journ. of Geology. 12. 1904. 83—93.)

Verf. führt aus, daß sich bei wiederholter Differenzierung die Zusammensetzung von Teilmagmen derjenigen eutektischer Gemische nähern wird. Betrachtet man **IDDINGS'** Diagramm der Eruptivgesteinsanalysen, in welchem der Quotient $(\text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}) : \text{SiO}_2$ vertikal, $\text{CaO}, \text{MgO}, \text{Al}_2\text{O}_3$ horizontal aufgetragen sind, so findet man, was **IDDINGS** entging, daß die figurativen Punkte sich um die 1:12 Horizontale häufen. Dieses Alkali-Kieselsäure-Verhältnis scheint demnach einem eutektischen Gemisch zu entsprechen; ermittelt man das zugehörige Alkalifeldspat-Quarz-Verhältnis, so findet man $(\text{K}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{O}) \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2 + 6 \text{SiO}_2$ als Eutektikum des Schriftgranites. Sucht man denselben Quotienten für Albit-Anorthit-Gemisch zu verwirklichen, so ergibt sich Ab_2An_3 als eutektische Lösung; in der Tat ist ihr Labradorit der am leichtesten schmelzbare Plagioklas; auch die Augitformel scheint ein Eutektikum darzustellen. Verf. macht schließlich auf die Übereinstimmung gewisser Resultate von **LINCK's** und **SCHWEIG's** Sättigungsversuchen mit obigen Darlegungen aufmerksam und empfiehlt eine Wiederholung dieser Versuche zwecks gleichzeitiger genauer Bestimmung der Erstarrungstemperaturen.

Johnsen.

S. Zemczunzy und F. Loewinson-Lessing: Porphyrtartige Struktur und Eutektik. (Mitt. d. polytechn. Instituts für 1906. 5. 1 Taf. St. Petersburg 1906. Russisch.)

In dieser vorläufigen Mitteilung verwenden die Verf. das eutektische Prinzip zur Erklärung eines Teiles der porphyrischen Strukturen. Die Auffassung der porphyrischen Struktur als des Resultats zweier Phasen der Kristallisation erscheint ihnen nur zweifelsfrei bei den Effusivgesteinen mit glasiger oder mikrolithischer Grundmasse. Für die granitporphyrische Struktur mit holokristalliner Grundmasse nehmen sie jedoch keine Änderung in den Kristallisationsbedingungen des Magmas an, sondern sehen ein Analogon in den Metalllegierungen, die ebenfalls eine porphyranähnliche Struktur zeigen. Die holokristalline Grundmasse solcher Massengesteine entspricht hiernach der eutektischen Mischung, während die porphyrischen Einsprenglinge von dem Bestandteile gebildet werden, der in größerer Menge vorhanden ist, als das eutektische Mischungsverhältnis verlangt. Es werden hierfür die Namen „Eutektophyre“ und „eutektophyrische Struktur“ gewählt.

Zum Beweise werden außer den Metalllegierungen eine Reihe von Versuchen angeführt und z. T. auf einer Tafel abgebildet, welche die Verf. mit Salzen (hauptsächlich AgCl , KCl und BaCl_2 , NaCl) angestellt haben, die deutlich die eutektophyrische Struktur erkennen lassen. Zu Versuchen mit Silikatschmelzen werden die Verf. erst in Zukunft übergehen, dagegen haben sie an Schliffrn von Gangdioriten Messungen der relativen Mengenverhältnisse der einzelnen Komponenten angestellt und auch hier die Bestätigung ihrer Theorie gefunden.

Ein maßgebender Beweis ist jedoch wohl nur von Schmelzversuchen mit Silikaten zu erwarten; die von den Verf. in Aussicht gestellte Halographie dürfte keinen unbedingten Rückschluß auf die Verhältnisse der Silikate gestatten. Den Versuchen mit Silikaten kann mit um so größerem Interesse entgegengesehen werden, als DOELTER in seiner neuesten Publikation (Über den Einfluß der Viskosität bei Silikatschmelzen, *Centr. bl. für Min. etc.* 1906. p. 193/198) dem eutektischen Schema für die Ausscheidung der Silikate eine wesentlich geringere Bedeutung zuschreibt, als es die Verf. der vorliegenden Arbeit tun. **Ernst Maier.**

G. Gürich: Granit und Gneis. Ein Beitrag zur Lehre von der Entstehung der Gesteine. Vorgetr. in d. geol. u. min. Abt. d. Naturf.-Versammlung 1904. (Himmel u. Erde. 17. 241—251. 4 Fig. Berlin 1905.)

Nach einigen Bemerkungen über Aktualismus in der Geologie und einer kurzen Übersicht über die für die Genese der kristallinen Schiefer aufgestellten Theorien schildert Verf. die Beziehungen „zwischen den ältesten sedimentären Schiefern und dem Granit“ in Schlesien; er knüpft hierbei an die Einschmelzungstheorie MICHEL-LÉVY's an und stützt sich besonders auf zwei Reihen von Beobachtungen.

1. Basische Schlieren im Granit. Bei Gohlitsch auf Blatt Ingramsdorf (Mittelschlesien, WSW. von Breslau) nimmt der Granit in der Nähe einer von ihm umschlossenen und injizierten, 20 m mächtigen Schieferscholle „ein durch basische Streifenschlieren veranlaßtes unruhiges Aussehen an; vereinzelte losgerissene Schieferstücke stellen sich ein ... Die Glimmerlagen der Schieferblätter erscheinen seitlich im Granit wie aufgelöst und durch vereinzelte, weniger regelmäßig angeordnete Glimmerblättchen oder auch Hornblendekristalle angedeutet. Die Titanitkristalle der Schiefer erscheinen in gleicher Ausbildung im benachbarten Granit.“ Kleinere umgewandelte Schieferschollen finden sich in dem an basischen Schlieren überaus reichen Granit der Beatenhöhe bei Saarau.

Verf. gibt sie ferner aus den Graniten von Striegau, des Zobtens, des Riesengebirges an. „Bei Häslicht fand sich nun ein Schiefereinschluß im Granit, umschlossen von einer basischen Knotenschliere“ — das Gesteinsstück ist abgebildet —. „Der Gedanke liegt nahe, daß die Bildung der Schliere veranlaßt ist durch den Schiefereinschluß im Granit.“

Verf. erklärt aber nicht nur die basischen Schlieren durch Einschmelzung; er bezieht sich auf eine von ihm am Kontakt des Riesengebirgsgranites mit dem Glimmerschieferzug des Hohen Iserkammes bei Nieder-Schreiberhau gemachte Beobachtung. „Dem Andalusit- und Cordieritschiefer des Moltkefelsens ist ein Granat-Hornblendefels eingeschaltet. Unweit davon trifft man an der Granitgrenze ein kersantitisches Erstarrungsgestein an. Die Analysen des Kersantits und jenes Kinzigits stimmen ziemlich überein, und noch auffälliger wird diese Übereinstimmung

durch die Anwendung der OSANN'schen Formeln. Könnte nicht der Kerantit durch Einschmelzung des Kinzigits entstanden sein?“

2. „Die ältesten Sedimente stehen mit dem Granit in Verbindung durch die Vermittlung von Gneis. Maßgebend für seine Folgerungen wurden dem Vortragenden die Verhältnisse im Jenkauer Schiefergebirge nördlich von Striegau. Der grobkörnige und grobflaserige Gneis von Wandris geht nach oben schnell in feiner schieferige Gesteine über, die Flaserung der Gesteine fällt unter ganz flachen Winkeln nach Süden ein. Darüber folgt, abgesehen von einer amphibolitischen Einlagerung, anscheinend durch petrographischen Übergang verknüpft, die Masse der Jenkauer Schiefer. Die Schieferplatten liegen ebenso flach wie die Flaserung des Gneises, aber man kann sich überzeugen, daß die eigentliche Schichtung dieser Schiefer abweichend von der Schieferung eine stark wellige Faltung aufweist. Die vorher gefalteten sedimentären Schiefer sind also nachträglich einer Druckschieferung ausgesetzt gewesen, gleichzeitig mit der Herausbildung der Gneisfasern und wohl auch gleichzeitig mit der Herausbildung der Schalen im unterlagernden Striegauer Granit. Die Gneisbildung erscheint also als eine Steigerung des Vorganges der nachträglichen Schieferung der gefalteten Schichten. Ursache all dieser Vorgänge kann nur der Granit sein. Einer intensiven Gebirgsfaltung sind diese Gneise nicht ausgesetzt gewesen; man kann also von Regionalmetamorphose bei ihnen nicht reden.“

Seine theoretischen Vorstellungen spricht Verf. in folgenden Sätzen aus: Wahrscheinlich werden „in gewissen Tiefen der Erdkruste Temperaturen erreicht werden weit über den Schmelzpunkt der Silikatgesteine. Es ist ebenso wahrscheinlich, daß mit der Tiefe auch der Druck zunimmt . . . In der Tiefe der Kruste können diese Gesteine infolge des hohen Druckes trotz der hohen Temperatur nicht schmelzflüssig werden. Wie aber, wenn irgendwo in der Kruste mehr oder minder plötzlich der Druck nachläßt? Sicher ist dann eine Verflüssigung zu erwarten.

Solche Änderungen der Druckverhältnisse können eintreten: 1. wenn bei tektonischen Vorgängen in der Kruste Spalten entstehen, 2. wenn durch Erosion Gebirge abgetragen werden. Im ersten Falle werden Einschmelzungsvorgänge räumlich beschränkt längs der Klüfte vor sich gehen; im zweiten Falle werden innerhalb der Lithosphäre die Einschmelzungsvorgänge sich über größere Gebiete erstrecken. Diese Zone der Einschmelzungsmöglichkeit soll als Tekosphäre¹ bezeichnet werden; bei zentripetaler Druckverringerung auf einem Erdradius wird die Tekosphäre sich zentrifugal ausdehnen. Die so entstehenden flüssigen Massen bedingen eine größere Beweglichkeit dieser Teile der Erdtiefe. Bei Störungen des Gleichgewichtszustandes in der Kruste werden Bewegungen von größerem Ausschlag entstehen, als wenn es sich um die Verschiebung fester Krustenteile handelt. Unter einem abradierten Kettengebirgsflügel wird durch Emporwölbung der Tekosphäre die Entstehung einer benachbarten Parallelkette

¹ τήνω schmelzen.

eingeleitet. Diese Auffassung kann deshalb auf die Theorie der Gebirgsbildung von Einfluß werden. Mit der zentrifugalen Bewegung der Einschmelzung wird eine Aufwärtskrümmung der Geoisothermen bewirkt. Es werden dadurch die Auffassungen von vulkanischen Vorgängen beeinflusst werden. Überhaupt steht diese Annahme von räumlich beschränkten Einschmelzungsherden im Einklange mit der modernen Vulkantheorie. In den Aufwärtsbewegungen der Tekosphäre endlich kann man auch die Ursache der sogen. „Massendefekte“ suchen. Der durch die Diatexis (Einschmelzung) entstehende Magmaherd wird durch die damit verknüpften Dampfbildungen eine Einwirkung auf die Dachgesteine ausüben. In dieser Einwirkung kann man die Ursache der Gneisbildung suchen. Diese Gneisbildung findet ihre Analogie in den Veränderungen, die die von dem Granit umschlossenen Schieferschollen, wie oben gezeigt, erkennen lassen. Es braucht sich hierbei nicht nur um Injektionen zu handeln; es ist wohl denkbar, daß infolge von Spannungsdifferenzen in der Schieferscholle selbst sich gewisse, leichter einschmelzbare Lagen des Schiefers unmittelbar in granitische Schmelzflüsse verwandeln . . . Die Gneisbildung erfolgt also in der die Tekosphäre umhüllenden, von Dämpfen, den sogen. Mineralbildnern, erfüllten Zone. Sie möge als Zeosphäre¹ bezeichnet werden. In ihr sind auch flaserige basische Gesteine entstanden wie etwa der Gabbro des Zobten, der von granitischen Aplitgängen durchsetzt ist.

Die Entstehung saurer und basischer flaseriger Gesteine in der Zeosphäre möge als Perihypsis² bezeichnet werden. Im Gegensatz dazu steht die Kontaktmetamorphose, die auf einer rascheren Einwirkung emporquellenden Granitmagmas beruht. Entsprechend der vorigen Bezeichnungsweise möge sie Anaphryxis³ genannt sein. Die in der Tiefe durch Flüssigwerden, Diatexis, entstehenden Magmenherde bringen die Gesteine des Daches zur Einschmelzung — Entexis kann man es nennen, wenn damit kein völliges Aufgehen im Magma verknüpft ist —. Durch vollständige Verdauung — Diapepsis — kalk- und magnesiahaltiger Gesteine kann das granitische Magma basischen Charakter annehmen. Entektisch, aber unverdaut aufgenommene Massen können tränen- oder gangförmig in dem granitischen Magma zur Tiefe sinken, wenn sie schwerer sind oder irgendwelche andere Anordnung annehmen, wenn die flüssigen Massen in Bewegung sind. Vieles, was man früher als magmatisches Spaltungsprodukt ansah, wird sich nun als entektische Schliere auffassen lassen. Die unleugbaren Schwierigkeiten der Spaltungstheorie werden dadurch vermieden.

Milch.

D. Martin: Impressions produites par des bulles d'air sur de la vase. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. 50—53. 1904.)

Verf. beobachtete, daß in Schlamm aufsteigende und an der Oberfläche des Schlammes durch darüber stehendes Wasser zusammen-

¹ ζέω sieden.

² ψήσις das Kochen.

³ φρύγω rösten.

gedrückte Gasblasen unter der Mitwirkung des Windes an der Schlammoberfläche Vertiefungen hervorbringen, die nach Abtrocknung der Oberfläche völlig den sogen. fossilen Regentropfen gleichen, während umgekehrt auf Sand oder Schlamm auffallende große Regentropfen unregelmäßige Löcher erzeugen. Er ist daher geneigt, auch für die „fossilen Regentropfen“ eine Entstehung durch aufsteigende Gasblasen anzunehmen. **Milch.**

St. Meunier: Sur des concrétions quartzeuses renfermées dans la Craie blanche de Margny (Oise). (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. 218—222. 1904.)

H. Douvillé: Observation. (Ibid. 222.)

In der Kreide von Margny (Oise) finden sich eigentümliche kieselige Gebilde, die nicht wie die gewöhnlichen Feuersteine in der ganzen Ausdehnung der sie bergenden Schicht auftreten, sondern auf einen bestimmten Fundpunkt beschränkt sind. In Hohlräumen der Kreide befinden sich sehr zierliche und zerbrechliche Aggregate von kristallographisch scharf ausgebildeten kleinen Quarzen; Quarzkörner bilden häufig lockere, mehr oder weniger sphäroide Massen, die in einem ihrer Durchmesser von einer zylinderähnlichen Feuersteinachse durchzogen werden und stets beträchtlich kleiner sind als der Hohlraum, in dem sie liegen. Verf. glaubt, daß in diesen Gebilden verkieselte Spongien vorliegen, die äußere Gestalt erinnert besonders an die Gestalt von *Hallirhoa costata*; die verschiedene Ausbildung der Achse als Feuerstein und der äußeren Partien als Quarz läßt sich auf die verschiedenen Verhältnisse zurückführen, welche die eindringende Masse in dem zylindrischen Mittelkanal und dem eigentlichen Körper vorfindet.

H. Douvillé schließt sich dieser Erklärung an und glaubt, daß die zentrale Feuersteinachse durch Infiltration zu erklären ist, während die Quarzkristalle auf Auflösung und Umkristallisation der primären Kieseladeln jedes Individuums zurückzuführen sind. **Milch.**

O. M. Reis: Über Stylolithen, Dutenmergel und Landschaftenkalk. (Münch. geogn. Jahreshfte. 1902. 15. 157—279; Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 419—422.)

Die Entstehung der Stylolithen ist im Anschluß an eigenartige Horizontalzersprengungen des völlig erhärteten Gesteines unter hohem Gas- und Gebirgsdruck durch wechselseitige chemische Auflösungsvorgänge zu erklären. Die Entstehung der Dutenmergel geschieht nach Art von Konkretionen unter sehr langsamer Anreicherung von Carbonaten nach bestimmten Kernlagen, oft mit verwesenden organischen Resten. Dabei findet stets eine Kristallisation statt (die Kristallelemente weisen auf das erste spitze Rhomboeder hin). Die Entstehung der Knollen des Landschaftenkalkes ist auf eine Überkrustung von Bodenebenenheiten durch lokale Kalkausscheidung zurückzuführen. **A. Sachs.**

M. Reinhard: Absonderung bei einem Mergel. (Bull. de la Soc. des sciences de Bucarest-Roumanie. 14. No. 1 u. 2. 1905.)

An einem mit mergeligen Sandsteinen wechsellagernden Mergel der miocänen Salzformation in einem Seitengraben des Valea Sultanelului (Distrikt Dâmbovitza) beobachtete Verf. eine eigentümliche Absonderung in rhombische Prismen, welche als durch Torsion entstanden erklärt wird. Von den Torsionsklüften aus wurde der Mergel zersetzt, Kalk wurde ausgelaugt, Eisen- und Mangansalze relativ angereichert. Daher ist die äußere Rinde der Mergelprismen eisen- und manganreich, die sich daran anschließende Masse ziemlich eisenschüssig, oft gebändert und nur der innerste Kern der Prismen weist zuweilen noch unversehrte Mergelsubstanz auf.

Katzer.

O. Stutzer: Die „Weiße Erdenzeche St. Andreas“ bei Aue, ein Beitrag zur Frage nach der Genesis der Kaolinlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 333—337.)

Für das Auer Weißerdenlager besteht die Rösler-Weinschenk'sche Theorie (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XV. 1902. p. 231) zu Recht. Verf. vermutet, daß sie ganz allgemein für alle Kaolinlager sich Bahn brechen wird, und erwartet, daß auch bald in den Lehrbüchern der Geologie die Kaolinisierung nicht mehr als Verwitterung, sondern als postvulkanischer Zersetzungsprozeß gedeutet wird.

A. Sachs.

O. Hildebrand: Petrographische Untersuchung einiger Steinwerkzeuge aus Westpreußen. (Schriften d. naturf. Ges. Danzig. 11. 1904. 40—50.)

Das Material von 15 Steinwaffen (teils ohne Loch, teils breit und mit Durchbohrung) gehört zu den kristallinen Schiefern bzw. derartig umgewandelten Massengesteinen, zu Dioriten, Diabasen und Porphyren, sämtlich Diluvialgeschiebe. Hornblendegesteine und uralitisierte Diabase haben wegen ihrer Zähigkeit das meiste Material geliefert.

E. Geinitz.

A. Jentzsch: Geologische Bemerkungen zu einigen westpreußischen Bodenanalysen. (Landwirtsch. Jahrb. 1905. 165—176.)

Diskussion von Bodenanalysen von 30 Untergrundsproben. Diluvialböden (Geschiebemergel, diluvialer Grand und Kies, Geschiebesand, Tal- und Deckton), Alluvialböden. Nach den agronomisch wichtigeren Bestandteilen und Eigenschaften geordnet, zeigt sich folgende Reihe der, möglichst unveränderten, Untergrundsarten (Höchstgehalt oben):

Ton Gehalt:

Alluvialer Wiesenton mit	70,8 %
Diluvialer Tonmergel, Deckton	69,6 "
Abschlamm Massen im Geschiebemergelgebiet	11,8—37,8 "
Diluvialer Geschiebemergel	28,6 "
" Mergelsand	12,8 "
" Sand und Kies	2,2—2,3 "
Alluvialer Dünensand	} 1,5 "
" Wiesenalk	

Phosphorsäure:

Abschlamm Massen im Geschiebemergelgebiet	0,24 %
Diluvialer Tonmergel	0,23 "
" Mergelsand	0,20 "
Alluvialer Wiesenton	0,16 "
Diluvialer Geschiebemergel, Sand, Kies	0,15 "
Alluvialer Wiesenalk	0,10 "
" Dünensand	0,08 "

Gesamtkali:

Alluvialer Wiesenton	3,47 %
Abschlamm Massen im Geschiebemergelgebiet	2,72 "
Diluvialer Deckton und Tonmergel	2,20 "
" Geschiebemergel	2,20 "
" Mergelsand	2,06 "
" Sand	1,66 "
" Kies	1,09 "
Alluvialer Dünensand	0,94 "

E. Geinitz.

R. Oberdorfer: Die vulkanischen Tuffe des Ries bei Nördlingen. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. Jahrg. 61. 40 p. 1 Taf. 1905.)

Bei der vulkanischen Tätigkeit im Ries bei Nördlingen haben sich nur Tuffe gebildet; nirgends findet sich anstehender erstarrter Schmelzfluß. Die Tuffe sind von GÜMBEL als Liparit-, von DEFFNER und O. FRAAS als Trachyttuff bezeichnet, SAUER nimmt an, daß die Auswürflinge von einem basischen Glas abzuleiten seien, das durch Einschmelzung granitischer Einschlüsse seine jetzige saure Beschaffenheit bekommen hätte. Verf. sucht die Natur der Tuffe durch petrographische und chemische Untersuchung aufzuklären.

Die Auswürflinge sind einerseits glasige Schlacken, Bomben, Fladen und Lapilli, anderseits bei der Eruption mit emporgerissene kristalline oder Sedimentgesteine. Von den beiden letzteren sind Granite, Gneise, Diorite, Hornblendegneise, Keupermergel und -sandstein, Lias, Brauner und Weißer Jura zu nennen. Die kristallinen Auswürflinge sind gefrittet, z. T. auch geschmolzen und verschlackt.

Die Grundmasse der Tuffe ist entweder eine glasige Masse, die sich u. d. M. als ein Mikroagglomerat erweist, das aus winzigsten, teils sauren, teils basischen Glaslapilli (mit Quarz- oder Feldspatfragmenten als Kern) besteht, wozu noch Quarz-, Feldspat-, Biotit- und Hornblende-fragmente kommen, oder die glasigen Bestandteile treten mehr zurück, wobei mancherorts die losen Mineralfragmente durch Kalkspat verkittet sind.

Da es sich bei den Tuffen um klastische Gemenge heterogener Materialien handelt, haben die drei vom Verf. mitgeteilten Bauschanalysen nur ein praktisches Interesse.

Die Beschreibung der glasigen Auswürflinge bildet den Hauptabschnitt der Arbeit. Die Glasmasse ist bald farblos, bald gelblichgrün bis tiefbraun gefärbt. Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse sind weit verbreitet. Ganz durchspickt ist das Glas von kleinsten Splitterchen der Gemengteile der vom Magma durchbrochenen kristallinen Gesteine, namentlich von Quarz und Feldspat. Diese fremden Partikel sind vom Schmelzfluß teilweise oder ganz resorbiert, wodurch das Glas um die Einschlüsse herum heller gefärbt und oft sogar Schlierenbildung verursacht wird.

Reichlich treten Entglasungsprodukte auf, so Sphärolithe, die außer ihrem radialfaserigen Aufbau oft noch drei konzentrische Ringe zeigen, von denen der innere und äußere negativen, der mittlere positiven optischen Charakter besitzt. Die Mikrolithe sind z. T. als Feldspath anzusehen, z. T. sind es farblose, wurmförmig geringelte Gebilde. Auch Trichite kommen vor.

Die fremden Einschlüsse der Bomben und Tuffe haben durch den Schmelzfluß Veränderungen erfahren, die einzelnen Mineralien sowohl als auch die Gesteinsbruchstücke. Quarz und Feldspath erscheinen angeschmolzen, letzterer wird bei starker Veränderung isotrop, wobei die Spaltrisse erhalten bleiben. Am Quarz läßt sich Ähnliches beobachten. Die Gesteinseinschlüsse zeigen teils auch diese sekundären isotropen Substanzen, teils sind sie wenig verändert, anderseits aber auch wieder manchmal völlig verschlackt und verglast.

Die Bauschanalyse der glasigen Bomben und auch die Analyse ihres Glases allein ergaben eine chemische Zusammensetzung, die etwa einem Dacit oder Hornblendeglimmerandesit entsprechen würde (SiO_2 -Gehalt zwischen 65,49 und 58,50 %). Es ist aber zu berücksichtigen, daß nicht der ursprüngliche Schmelzfluß allein, sondern dazu all die von ihm eingeschlossenen und eingeschmolzenen sauren fremden Bestandteile analysiert sind. Das Magma des Riesgebietes muß demnach basischer gewesen sein, vielleicht ähnelte es dem des Hegaus oder des Uracher Basaltgebietes.

Die Tuffe werden zu Bausteinen, neuerdings auch, nach Art des Traß im Brohltal, als Zement verwendet.

Den Schluß der Arbeit bildet eine Beschreibung der einzelnen Tuffvorkommnisse.

Otto Wilckens.

E. Gaiser: Basalte und Basalttuffe der schwäbischen Alb. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. Jahrg. 61. 41 p. 2 Taf. 10 Textfig. 1905.)

Verf. beschreibt die Eruptivgesteine der „Vulkanembryonen“ der schwäbischen Alb. Basalt tritt auf derselben an 18 Punkten zutage; es handelt sich dabei meist um Schlotbasalte. Am Eisenrüttel bei Dottingen findet sich Nephelinbasalt, der in chemischer Hinsicht zum OSANN'schen Typus „Käsegrotte“ gehört. Die meisten Vorkommnisse sind feinkörnige Melilithbasalte. Verf. beschreibt ihre Gemengteile (Olivin, Augit, Melilith, Nephelin, Perowskit, Biotit, Magnetit, Pikotit, Chromit und Apatit) im einzelnen. Olivin ist stets reichlich vorhanden; Augit und Melilith stehen in reziprokem Mengenverhältnis. Der Nephelin fehlt nie, doch lassen sich die an diesem Mineral reicheren Nephelin-Melilithbasalte nicht scharf von den typischen Melilithbasalten trennen. Dagegen stellt der Nosean-Melilithbasalt von Grabenstetten einen besonderen Typus dar. Der Nosean tritt als jüngstes Ausscheidungsprodukt in Form bräunlicher Flecken auf. Seine späte Ausscheidung ist besonders bemerkenswert. Die sonstigen Gemengteile dieses Basaltes sind dieselben wie die der Melilithbasalte.

Kontaktwirkungen äußern sich meist in Härtung des Nebengesteins. Ein Basalt lieferte einen Einschluß von Kalksilikathornfels.

Die Füllmasse der meisten vulkanischen Kanäle auf der Alb ist eine „Basalttuffbreccie“, in der neben ausgeworfenem Magmamaterial die durchbrochenen Gesteine in Form eckiger Bruchstücke von Granit, Gneis, Rotliegendem, Buntsandstein, Keuper und Jura vertreten sind. In den obersten Teilen der Röhren sind die Tuffe meist geschichtet; die Größe der Gesteinstrümmen variiert sehr. Die Tuffe sind wahrscheinlich alle solche eines Melilithbasaltmagmas, von einer großen Zahl konnte Verf. dies bestimmt nachweisen. Die magmatischen Auswürflinge haben die Form von Lapilli, die meist einen größeren Kristall als Kern haben. Strukturell läßt sich ein hyalopilitischer Typus von einem intersertalen (mit leistenförmigen Melilithen) unterscheiden. Abkühlungsränder sind häufig. Durch Anordnung der Melilithleisten parallel den Rändern der Lapilli bildet sich oft ein konzentrischer Aufbau heraus. Die Lapilli sind nachträglich verkittet, das Zement ist meist Kalkspat, daneben Magnesit und Zeolithe.

Beim Schlämmen größerer Mengen Tuff findet sich Hornblende als sehr alte Ausscheidung, die in der Effusionsperiode existenzunfähig wurde und die man daher nie in den Basalten findet. Ein Granat aus der Grossulargruppe, der in manchen Tuffen eine gewisse Häufigkeit erlangt, muß als Produkt des Kontaktes zwischen dem basaltischen Schmelzfluß und Kalkgesteinen aufgefaßt werden. Ältere Ausscheidungen kommen in den Tuffen in Gestalt von faustgroßen Bomben vor, die aus Augit, Hornblende und Glimmer, Apatit und Erzen bestehen.

Die Tuffe sind wasserundurchlässig und ihrer Verbreitung ist die Ansiedlung gefolgt. Ihre Bezirke bilden die Oasen in dem wasserarmen Kalkgebiet der schwäbischen Alb.

Die vom Verf. ausgeführten Analysen sind folgende:

Nephelinbasalt Eisenrüttel	Nosean-Melilithbasalt Grabenstetten	Einschlußarmer Melilith- basalttuff, Jusiberg
Si O ₂ 39,39	Si O ₂ 34,03	Si O ₂ 32,07
Ti O ₂ 3,01	Ti O ₂ 2,69	Ti O ₂ 2,30
Fe ₂ O ₃ 6,33	Fe ₂ O ₃ 3,13	Al ₂ O ₃ 6,40
Fe O 5,64	Fe O 6,67	Fe ₂ O ₃ 9,62
Al ₂ O ₃ 7,55	Al ₂ O ₃ 8,41	Fe O 0,83
Ca O 13,98	Ca O 18,20	Mg O 11,50
Mg O 13,91	Mg O 14,68	Ca O 21,07
K ₂ O 1,45	K ₂ O 1,69	K ₂ O 0,58
Na ₂ O 4,88	Na ₂ O 4,58	Na ₂ O 1,77
P ₂ O ₅ 0,72	P ₂ O ₅ 1,10	P ₂ O ₅ 0,83
CO ₂ Spur	SO ₃ 0,94	CO ₂ 2,33
H ₂ O 4,06	CO ₂ Spur	H ₂ O 10,33
100,92	H ₂ O 4,02	99,63
	100,14	

Otto Wilckens.

E. W. Skeats: On the Chemical and Mineralogical Evidence as to the Origin of the Dolomites of Southern Tyrol. (Quart. Journ. Geol. Soc. 61. 97—141. Taf. X—XIV. London 1905.)

Das Problem der Entstehung der südostalpinen Trias-Dolomitmassen wird in dieser Arbeit durch chemische und mikroskopische Untersuchung zahlreicher an Ort und Stelle geschlagener Stücke und durch Vergleich mit rezenten Korallenkalkbildungen zu lösen versucht. Leider hat Verf. die Literatur über Südtirol und Venetien nur unvollständig benützt und kommt so zu der Überzeugung, daß sich in dieser Frage nur zwei Parteien gegenüberstehen. Die eine halte die betreffenden Massen für Korallenriffe und stratigraphische Äquivalente benachbarter toniger Bildungen, die andere für nicht seitwärts auskeilende, sondern sich gleichmäßig schichtförmig ausbreitende, nicht von Korallen aufgebaute Gebilde. Daß auch eine dritte Anschauung von zahlreichen Forschern vertreten bzw. doch anerkannt wird, die zwar den heteropischen Charakter der hellen Dolomite und Kalke zugibt, aber leugnet, daß Korallen die wesentlichen Bildner dieser rasch an- und abschwellenden Massen seien, das ist dem Verf. anscheinend unbekannt geblieben. Dabei hebt er selbst, gerade auf Grund eingehender und sorgfältiger Untersuchungen rezenter „Korallenriffe“ hervor, daß auch in diesen im allgemeinen die Korallen nur eine untergeordnete Rolle spielen und daß Kalkalgen, Foraminiferen und andere Organismen die Hauptmasse der Riffgesteine bilden. („The study of the relative proportions of the organisms composing coral-reefs and the alterations which they undergo has shown that corals generally play a subordinate part, and that calcareous algae, foraminifera, and other organisms form the bulk of the rocks composing the reefs.“ p. 138, und: „In the

first place, it has been shown, that corals play a much less important part in building up coral-reefs than was formerly supposed. Calcareous algae are often more abundant than the corals; foraminifera and echinodermata often bulk largely; and polyzoa, lamellibranchiata and other organisms are occasionally present in fair abundance.“ p. 126.) Trotz dieses wichtigen Zugeständnisses aber wird in der Arbeit eine jede Tatsache, die zeigt, daß zwischen den Dolomiten Südtirols und rezenten Kalkalgen oder Korallenkalken Ähnlichkeit besteht, als ein Beweis für die „Korallenriffnatur“ der ersteren aufgefaßt. Von diesen Tatsachen ist von Bedeutung wohl nur die eine, allerdings durch eine große Anzahl von chemischen Bestimmungen erhärtete, daß die Kalksteine rezenten „Korallenriffe“ im allgemeinen sehr arm an in Salzsäure unlöslichen Bestandteilen sind und daß dies genau in derselben Weise für die südtiroler Dolomit- und Kalksteinmassen zutrifft, während die dem Muschelkalk angehörenden, die Buchensteiner, Wengener und Cassianer Kalke reich an unlöslichen Bestandteilen sind.

Die Untersuchung zahlreicher, z. T. auch photographisch reproduzierter Dünnschliffe hat sehr wenig neues Material ergeben. Die auch vom Verf. nur sehr hypothetisch auf Korallen zurückgeführte „mäandrine“ Anordnung von Dolomitekristallen ist höchst zweifelhafter Natur. Interessant ist die einmalige Beobachtung einer noch mit den ursprünglichen Aragonitfasern erhaltenen Koralle im Cassianer Kalkstein des Sett Sass, sowie das Auftreten völlig idiomorpher kleiner Quarzkristalle im Dolomit des Giau-Passes.

Was die vom Verf. in den Dolomiten angetroffenen Organismenreste betrifft, so sagt er zwar, daß im Schlerndolomit „corals are occasionally found in the mass of the rock in various horizons. They are almost always found as casts in dolomite, and only in a few places occur in abundance.“ Er fügt aber sofort hinzu, daß in Dünnschliffen Kalkalgen die gemeinsten Versteinerungen sind, besonders mehrere Arten von „*Gyroporella (Diplopora)*“.

In mineralogischer Hinsicht interessant ist die Beobachtung, daß einzelne scheinbar einheitliche Dolomitekristalle aus abwechselnden Lagen von Dolomit und Calcit bestehen, was mit der LEMBERG'schen Methode nachgewiesen wurde.

Was den Ursprung der Magnesia der Dolomitmassen betrifft, so tritt Verf. ebenso wie viele seiner ihm leider wieder nur sehr unvollständig bekannten Vorgänger energisch dafür ein, daß er im Seewasser zu suchen ist¹. Zum Beweise werden einige neuere Beobachtungen über Dolomitierung von rezenten „Korallenkalken“ des Stillen Ozeans aufgeführt, wo sich der Prozeß in seichtem Wasser vollzogen haben soll. Dabei wird genau in derselben Weise, wie das schon früher von anderer Seite geschehen ist, der durch Verwesung der Organismenreste frei werdenden

¹ Eine Diskussion der Frage findet sich z. B. bereits in der Arbeit des Ref. Palaeontographica. 42. 1895. p. 44.

Kohlensäure eine bedeutende Rolle zugeschrieben. Diese Dolomitisierung des Kalksteins vollzog sich also nach dem Verf. schon bei der Bildung des Gesteins und in horizontal weit ausgedehntem Maße. Daneben beobachtete Verf. auch lokale Dolomitisierung in der Nähe von Gesteinspalten, die dem Wasser jetzt den Transport von Magnesiicarbonat innerhalb der festen Massen gestatten.

Wilhelm Salomon.

G. Klemm: Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneisen“ und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. II. (Sitzungsber. Berl. Akad. d. Wiss. Physik.-math. Kl. 1905. 442—453, 2 Fig.)

Nachdem Verf. im ersten Teil seines Berichtes (dies. Jahrb. 1905. I. - 242—243-) seine Überzeugung ausgesprochen hatte, daß der Tessiner „Gneis“ ein jungtertiärer, primär flaseriger Granit sei, der die überlagernden Sedimente kontaktmetamorph verändert habe, berichtet er in dem vorliegenden zweiten Teil über die Lagerungs- und Verbandsverhältnisse der metamorphen Sedimente der Umgebungen von Airolo sowie über deren Beziehungen zu den Protoginen des Gotthardmassivs.

In der schon im ersten Teil besprochenen Schlucht Ronco di Berri (nahe am Ausgang des Val Canaria bei Airolo) geht das höchste Dolomitband ganz allmählich in die hangenden Schiefergesteine bei völliger Konkordanz aller Schichten über. Etwa 7 m unterhalb des Kreuzungspunktes der Schlucht und des Weges nach der Alp Pontino folgt auf den Dolomit eine 3—4 dm mächtige Schicht mit vereinzelt Glimmerfasern, die sich mehr und mehr anreichern. Der silbergraue Glimmer (hellbraun und farblos pleochroitisch) ist oft ganz erfüllt von Carbonatkörnchen und enthält viel Turmalinsäulchen, etwas seltener Rutilkriställchen. Das Gestein geht über in weißen, schwarz gebänderten Paragonitschiefer, sodann in recht verschiedenartige Glimmerschiefer; 10 m über dem Wege stehen zum erstenmal die in keiner tieferen Schicht wiederkehrenden weißen Glimmerschiefer mit den mehrere Centimeter langen, garbenförmige Figuren zusammensetzenden Hornblenden an — diese Garben, bis 10 cm lang, liegen bald in den Schichtflächen, bald unter allen möglichen Winkeln gegen sie geneigt. Bis 1 cm im Durchmesser erreichende Granaten in unvollkommenen (110), durchaus skelettartig durch Einschlüsse von zahllosen Quarzkörnchen und Paragonitschüppchen ausgebildet, erscheinen u. d. M. bisweilen als dünnfädiges Maschenwerk zwischen den anderen Gemengteilen; weder an ihnen, noch an den Hornblenden, noch am Biotit sind optische Anomalien zu beobachten — außer den genannten Mineralien enthält das Gestein noch Malakolith, Apatit, stellenweise auch Feldspat, ferner Rutil, Zirkon, Eisenerz. Mit dem Garbenschiefer wechsellagernde Hornblendeschiefer und Amphibolite wechsellagern anderseits mit Glimmerschiefern, mit denen sie durch Übergänge verknüpft sind, so daß sie als umgewandelte Sedimente

anzusprechen sind. Die Mannigfaltigkeit der Gesteine dieses Komplexes, der auch reine Glimmerschiefer, hornblendereiche Glimmerschiefer etc. enthält, ist sehr groß, seine Mächtigkeit ist auf 600—700 m zu veranschlagen.

Von Airolo westlich fällt der Dolomit und die ihn überlagernden Schiefer mit 40—60° nach NW., am anderen Ufer des Tessin finden sich Kalkphyllite mit gleichem Streichen, aber 35° nach SO. einfallend. Die die beiden verschiedenen Gesteinsserien trennende Störung scheint bis zum Stalvedro bei Airolo zu ziehen; sie kann „nicht jungen Datums sein, da sie nicht in den Granit unterhalb Stalvedro übergreift, sondern es muß eine bei der Aufrichtung des Gebirges entstandene Verschiebung in der Mittelebene des Sattels sein, zu dem . . . die Sedimente der Tessiner Alpen zusammengefaltet worden sind.“ Im Südflügel dieses Sattels scheint die Lagerung weit unregelmäßiger zu sein.

Das Studium der Verbandsverhältnisse der Schiefer und der Protogine an der Gotthardstraße zeigte zunächst beim Eintritt in das Val Tremola schwarze Amphibolite, mit dunklen Biotitschiefen wechsellagernd; in ihnen finden sich zunächst vereinzelt auftretende, dann häufigere Granitapophysen, oft linsenförmig erweitert. „Bei weiterem Anstiege wird die Injektion immer stärker und es entstehen in dem sogen. ‚Sorescia-Gneise‘ Gesteinstypen, die man leicht mit manchen der ‚körnigstreifigen Gneise‘ des Spessarts verwechseln könnte.“ Manche dieser ‚Sorescia-Gneise‘ sind malakolithreich, andere zeigen Strukturen wie kontaktmetamorphe Sandsteine oder Grauwacken.

Die Protogine zeigen Verhältnisse, wie sie aus der Dazio-Grande-Schlucht im ersten Bericht geschildert wurden, den gleichen Eindruck erhielt Verf. beim Durchwandern des Reuß-Tales: man „kann verfolgen, daß der Granit da, wo er Schiefergesteine . . . eingeschlossen hat, selbst schieferige Struktur annimmt, während er sonst fast rein massigen Habitus aufweist“, woraus die Ursprünglichkeit der Flaserstruktur folgt. „Wenn man beobachtet, wie aus einem Granit mit ebenflächig verlaufender Fluidalstruktur sich plötzlich da eine stark wellige Struktur zu entwickeln beginnt, wo man Schiefereinschlüsse im Granit wahrnimmt, wird man immer mehr zu der Vorstellung gedrängt, daß diese Einschlüsse durch die Gebirgsbewegungen, welche noch eine Zeit lang nach der Injektion des Granites fort dauerten, in die noch bewegliche Masse hineinversenkt wurden und so die lokalen Störungen der Struktur hervorriefen“ (p. 450). Alle bisher als dynamometamorph aufgefaßten Erscheinungen der Gotthardgranite bezeichnet Verf. als protoklastisch; für Dynamometamorphose läßt er nur Erscheinungen gelten, wie sie sich auf Quetschzonen und Überschiebungsflächen einstellen. „Man kann sich aber kaum einen schärferen Gegensatz denken als den zwischen diesen gequetschten und zertrümmerten Graniten und den nach ihrer Erstarrung durch keinen Gebirgsdruck beeinflussten Fluidalgraniten des Gotthardgebietes.“

Milch.

G. Klemm: Über Blasenzüge aus dem Melaphyr. (Ber. d. Oberrhein. geol. Ver. Separatabdr. 3 p. 1904.)

Polemik gegen KÜPPERS. (Vergl. Centralbl. f. Min. etc. p. 217 ff. resp. 414 ff.) Milch.

J. F. Blake: On the Order of Succession of the Manx Slates in their Northern Half, and its Bearing on the Origin of the Schistose Breccia associated therewith. (Quart. Journ. Geol. Soc. 61. 358—373. London 1905.)

LAMPLUGH hatte in einer früheren Arbeit¹ in den Schiefern der Insel Man ein Gestein als „crush-conglomerate“ (Reibungsbreccie) beschrieben und später (1903) in den Publikationen der englischen geolog. Landesanstalt eine Karte und eingehende Beschreibung der Insel und der Reihenfolge ihrer Sedimente gegeben. Verf. greift nun in der vorliegenden Arbeit LAMPLUGH's Annahmen zum Teil an. Er sucht vor allen Dingen zu zeigen, daß die Breccie nicht „autoclastic“ sein könne und zwar weil sie nur Material der unterlagernden, nicht der überlagernden Schichten führe, ferner weil sie gleichzeitig Gerölle mehrerer verschiedener Gesteinsarten enthalte. Nur an relativ wenigen Stellen der Insel gebe es echte Reibungsbreccien. Diese aber seien von LAMPLUGH mit Trümmerbildungen zusammengeworfen, die infolge einer Diskordanz zwischen den „Lonan oder Niabyl Flags“ und den übrigen Man-Schiefern entstanden seien. Er nimmt auch zur Erklärung seiner Auffassung Verwerfungen an, die indessen, wie LAMPLUGH in der Diskussion ausführte, wohl nur ganz unbedeutenden Verschiebungen, wie sie das äußerst komplizierte Gebirge von Man in ungeheurer Zahl durchsetzen, entsprechen dürften. Überhaupt leugnet LAMPLUGH die Richtigkeit der Annahmen des Verf.'s. Er hält nach wie vor an der von ihm gegebenen Schichtenfolge und an der Auffassung des strittigen Gesteins als Reibungsbreccie fest. Wilhelm Salomon.

J. V. Elsdon: On the Igneous Rocks occurring between St. David's Head and Strumble Head (Pembrokeshire). (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 1905. 61. 579—607. Taf. XXXVIII—XL.)

Die Arbeit ist durch eine geologische Schwarzdruckkarte im Maßstab von 1 inch zu $1\frac{1}{2}$ miles und durch 2 Tafeln von Mikrophotographien erläutert. Nach einer Übersicht über die ältere Literatur beschreibt Verf. eingehend die eruptiven Gesteine des im Titel bezeichneten Teiles von Nord-Wales. Auf der Karte sind unterschieden: 1. Der „Basalt“- (Melaphyr-) Lakkolith von Pen Caer, 2. Gesteine mit rhombischen Pyroxenen (Enstatit-Diabase, Quarzporphyrite usw.), 3. Gabbro und Diabas, 4. Bostonite und Porphyrite, 5. saure Laven von Llanrian (Quarzporphyr), 6. gleichalterige Tuffe.

¹ Quart. Journ. Geol. Soc. 51. 564. Vergl. dies. Jahrb. 1896. II. - 286 -.

Die ältesten Eruptivgesteine sind die Quarzporphyrlaven von Llanrian, die petrographisch mit den durch COWPER REED und PARKINSON bekannt gewordenen Laven von Prescelly und Fishguard übereinstimmen. Wahrscheinlich sind sie ordovicischen Alters.

Die intrusiven Gesteine sind jünger und gehören im wesentlichen drei Gruppen an: 1. Gabbros und Diabase des Strumble-Head-Gebietes, 2. Norite und mit ihnen verknüpfte Gesteine von St. David's Head und dessen Umgebung, 3. Kalkbostonite und Porphyrite des Abercastle-Mathry-Gebietes.

Die Gruppe der Kalkbostonite ist jedenfalls älter als die der Gabbros und der Norite. Sie scheint zu der petrographischen Provinz des südöstlichen Irland zu gehören, wo im Waterfordgebiet sehr ähnliche und offenbar nah verwandte Gesteine auftreten, während Übergänge zu den Gabbros und Noriten der benachbarten Teile von Wales ganz fehlen.

Die Gabbros auf der einen, die Norite auf der anderen Seite sind gleichzeitig intrudiert, sind aber im wesentlichen auf zwei verschiedene Gebiete beschränkt und zwar haben die Norite mit ihren verwandten Gesteinen ihr Hauptverbreitungsgebiet im SW., zwischen St. David's Head und Abercastle, die Gabbros und Diabase im NO. um Strumble Head herum; doch ist zwischen den beiden Bezirken eine undeutlich abgegrenzte Zone vorhanden, in der „die beiden Magmen sich in gewissem Maße mischten“. Die letzte Phase der vulkanischen Tätigkeit lieferte die Intrusion des Pen-Caer „Basalt“-Lakkolithen. — Aus der petrographischen Beschreibung der einzelnen Gesteinstypen seien hier noch die folgenden beiden Analysen mitgeteilt.

	Quarznorit von Penberry Hill	Etwas verwitterter Kalk- bostonit von Abercastle
Si O ₂	54,42	55,38
Ti O ₂	0,72	0,90
Al ₂ O ₃	15,34	18,34
Fe ₂ O ₃	0,67	1,13
Fe O	5,17	5,86
Mn O	Spur	—
Ca O	8,30	3,25
Mg O	6,69	3,47
K ₂ O	1,01	0,22
Na ₂ O	4,21	7,12
P ₂ O ₅	0,57	Spur
H ₂ O bei 110°	0,47	0,48
H ₂ O b. höherer Temperatur	2,60	2,39
CO ₂	Spur	2,00
Summe	100,17	100,54.

Das als Kalkbostonit („lime-bostonite“) bezeichnete Gestein wird mit dem von BRÖGGER von Maena bei Gran in Norwegen beschriebenen verglichen. Hier wie dort treten auch porphyrische Varietäten auf. Verf.

hatte auch Gelegenheit die von COWPER REED¹ aus dem Waterford-Gebiete Irlands beschriebenen „smaller intrusives of Foilnaneena Cove“ zu vergleichen und glaubt, daß auch diese Gesteine zu demselben Typus gehören.

Wilhelm Salomon.

J. Deprat: Note sur une diabase ophitique d'Épidaure (Péloponnèse). (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. 247—250. 2 Fig. 1904.)

In einem tief eingeschnittenen Tal am Ausgange des Dorfes Ligurio am Wege von Nauplia nach Epidauros erfüllt ein von PHILIPPSON als Serpentin bezeichnetes Gestein den ganzen Talgrund, auf dem die Ruinen von Epidauros stehen; das Gestein ist tatsächlich ein Diabas, der in vielen Handstücken den typischen Ophiten der Pyrenäen völlig gleicht.

Der Diabas tritt in den von PHILIPPSON der Kreide zugerechneten Marmoren auf, die beiderseits schwach geneigt von ihm abfallen; den hangenden Marmoren sind zahlreiche, mehrere Meter mächtige Lagergänge des gleichen Diabases eingeschaltet, wie die Wand des großen Theaters besonders deutlich zeigt. Kontaktwirkungen sind weder an der Hauptmasse noch an den Lagergängen zu beobachten.

Das Gestein baut sich auf aus Plagioklas (Ab^1An^1 bis Ab^2An^3), monosymmetrischem Pyroxen mit Diallaghabitus, häufig amphibolitisiert und auch teilweise in Chlorit umgewandelt, und Magnetit; die Lagergänge sind im allgemeinen der Hauptmasse gleich, aber reicher an leukokraten Differenzierungsprodukten, in denen der Pyroxen stark hinter dem Labradorit zurücktritt.

Das gleiche Gestein findet sich in dem gleichen Marmor zwischen Epidauros und den Ruinen von Troizene, ebenso in Euboea in verschiedenen mesozoischen Horizonten. Wenn nun auch das Alter der Marmore etc. noch nicht feststeht, so kann jedenfalls als sicher angenommen werden, daß im östlichen Griechenland große Massen basischen Eruptivmaterials in verschiedene mesozoische Schichten eingedrungen sind und mit diesen Schichten gefaltet wurden. Unter den Eruptivgesteinen sind einerseits Gabbros und Diabase, anderseits Peridotite am häufigsten vertreten.

Milch.

P. Termier: Les Brèches de friction dans le granite et dans le calcaire cristallin à Moiné-Mendia, près Hélette (Basses-Pyrénées) et leur signification tectonique. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. 832—838. 1 Fig. 1905.)

Ein 1 km südlich vom Dorfe Hélette gelegener Hügel (auf dem Blatt Saint-Jean-Pied-de-Port der Generalstabskarte nahe der nordöstlichen Ecke gelegen, ohne Namen, nur mit der Höhenzahl 374 bezeichnet) besteht aus auf horizontal liegendem Gneis und Glimmerschiefer ruhendem

¹ Vergl. dies. Jahrb. 1902. II. -69-.

großkristallinem Marmor (20—30 m mächtig, reich an Graphit), der von einem pegmatitähnlichen Alkaligranit überlagert wird. Nahe am Kontakt enthält der Marmor schmale Adern von Quarz, Mikroklin, Albit, die auch isoliert im Marmor auftreten, ebenso gerundete Körner von Titanit, Diopsid, kleine Nadeln und Körner von blauem Turmalin, seltene Kristalle von grüner Hornblende und Chloritblättchen. Schmale Gänge von rotem Hämatit durchsetzen das Gestein. Der Alkaligranit besteht aus durchsichtigem Mikroklin, zersetztem Albit, wenig dunklem und viel weißem Glimmer; der Quarz findet sich fast stets als Einschuß in den Feldspäten.

Parallel der Grenze zwischen Granit und Marmor findet sich eine Reibungsbreccie, in die der Granit allmählich übergeht; während die Anfänge der Zertrümmerung im Granit nur mikroskopisch nachzuweisen sind, besteht die typische 1—3 m mächtige Breccie aus zertrümmerten Granitmineralien, zwischen denen gerundete Granitbrocken von Faust- bis (selten) Kopfgröße auftreten. Unter ihr liegt 25 cm bis 1 m mächtig eine an eisen-schüssigem Bindemittel reiche, rote Breccie mit kleineren und spärlicheren Granittrümmern; sie ruht auf einer 4—5 m mächtigen Marmorzone mit Klüften parallel den oberen Zonen und linsenförmigen Marmorbreccien, die aber auch noch einige Granittrümmer enthalten. Die Marmorstücke haben sehr wechselnde Größe; die Trümmer sind reicher an Silikaten als der normale Marmor — die Zertrümmerung hat eine durch Kontaktmetamorphose besonders geschwächte Bank betroffen. Unter dieser Zone folgt der normale Marmor von mindestens 20 m Mächtigkeit.

Diese räumlich beschränkten Dislokationen sind nicht als „charriages“, wohl aber als „symptômes de charriage“ zu bezeichnen. Aus den Schilderungen von STUART-MENTEATH geht hervor, „que les Pyrénées occidentales sont, ou bien un pays charrié, c'est-à-dire formé d'un paquet de nappes, ou bien un pays écrasé, sur lequel sont passées des masses pccantes. . . . Les mouvements relatifs entre granite et marbre, à Moine-Mendia, sont des mouvements différentiels dans une série d'assises, charriées ou écrasées, où abondent les glissements de grande amplitude.“

Milch.

J. Roussel: Le gneiss dans les Pyrénées et son mode de formation. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. 380—386. 1904.)

Verf. geht aus von dem Auftreten des Gneis in den Pyrenäen, der nach seinen Angaben in Linsenform sich findet und von „schistes cristallins“ (Glanzschiefer, Sericitschiefer, selten Glimmerschiefer) mit scharfer Grenze seitlich abgelöst wird. Gneis und Schiefer greifen seitlich fingerförmig ineinander; die gleichen Schiefer finden sich als Einlagerungen im Gneis, wechsellagern mit ihm in höheren Horizonten und überlagern ihn endlich in großer Mächtigkeit.

Die Vorstellungen des Verf.'s über die Entstehung des Gneises können hier nur kurz angedeutet werden. Verf. betrachtet ihn als granitoide

schmelzflüssige Ergüsse der archaischen Periode, die auf Sprüngen und Klüften durch die gefaltete erste Erstarrungskruste in wiederholter Folge hindurchdrangen und ihre Gestalt, sowie ihre Struktur dem vom Verf. für die damaligen Verhältnisse auf 620160 kg auf das dm² berechneten Druck der Atmosphäre resp. dem entgegen der Richtung des Aufsteigens des Schmelzflusses unter dem hohen Druck in diesen eindringenden Wasserdampf- und Gasstrom verdanken. Dort, wo keine derartigen Eruptionen stattfanden und in den Pausen zwischen den einzelnen Eruptionen entstanden die Schiefer.

Das gleiche Magma drang am Ende der paläozoischen Ära im Gefolge der großen gebirgsbildenden Prozesse empor und bildete die Granitmassive, in die infolge der geänderten Druckverhältnisse Wasserdampf nur bis in geringe Tiefe eindringen konnte, so daß nur dünne Schalen größerer Massive und sehr kleine Vorkommen als Gneise auskristallisierten, während die Hauptmenge granitische Struktur annahm.

Milch.

J. Roussel: L'auréole calcaire des massifs granitiques des Pyrénées. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. 588—590. 1905.)

Nach Angaben des Verf.'s finden sich Kalke paläozoischen Alters in den Pyrenäen nur in den Teilen, in denen Granitmassive auftreten, während die paläozoischen Formationen dort, wo sie mit Gneisen auftreten, nur höchst selten in Form von Kalken entwickelt sein sollen. Die Kalke des älteren Paläozoicum „affectent la forme de précipités chimiques et de dalles cristallines. Ceux du Primaire supérieur sont moins cristallins et apparaissent, per endroits, pétris de fossiles“.

Um diese Verbreitung des Kalkes zu erklären, nimmt Verf. an, daß das uralte Granitmagma infolge von Faltungen etc. während der paläozoischen Ära emporgestiegen und die älteren Sedimente teilweise eingeschmolzen habe, so daß während dieser ganzen Zeit lokal nahe der Erdoberfläche gewaltige schmelzflüssige Massen bestanden hätten. Oberhalb dieser von dem Meere nur durch eine dünne Kruste getrennten Massen habe das Wasser eine höhere Temperatur angenommen als dort, wo die Kruste dicker war; das Wasser habe durch die Erhitzung die Fähigkeit verloren, CO² in Lösung zu behalten und demgemäß habe sich Kalk als chemisches Präzipitat niedergeschlagen und so die Kalkaureolen um die Granite gebildet. Nachdem diese Präzipitate sich in genügender Mächtigkeit abgesetzt hätten, habe sich die Menge der eindringenden Wärme verringert und es hätten nun auch Organismen in diesen Meeren leben können.

Milch.

G. K. Gilbert: Domes and dome structure of the high Sierra. (Bull. Geol. Soc. Amer. 15. 29—36. Pls. 1—4. 1904.)

Die Granite der Sierra Nevada bilden öfters domförmige Erhöhungen des Geländes; die Basis ist von kreisförmigem, ovalem oder

etwas weniger regelmäßigem Umriß. Der Granit zeigt eine schalige Absonderung ungefähr parallel der Oberfläche. Der eine im Profil vorliegende Dom, dessen eine Vertikalhälfte von einem glazialen Strom wegerodiert ist, besitzt einige unregelmäßige Klüfte, längs denen an der Oberfläche eine Einkerbung hinläuft. Hier stoßen also zwei Oberflächenwölbungen aneinander und dementsprechend setzen zwei Absonderungssysteme an jener Kluft ab. Im übrigen ist die sphäroidale Oberfläche durch erodierende Kräfte nicht verändert, was doch z. B. bei Gebirgsfalten oft der Fall. Jene Struktur wird daher nicht für eine primäre des Granit, sondern für eine durch Temperaturänderungen oder durch Druckänderungen (infolge wechselnder Belastung durch Hangendes) oder durch Verwitterungsprozesse bewirkte sekundäre Eigentümlichkeit erklärt.

Johnsen.

J. H. Perry: Geology of Monadnock Mountain, New Hampshire. (Journ. of Geol. 12. 1—14. 1904.)

Das Monadnock-Gebirge liegt im südlichen Teil von New Hampshire; es wird durch eine Synklinale von wahrscheinlich carbonischem Andalusit-Fibrolith-Schiefer gebildet. Diese wurde durch Intrusion eines Granites bewirkt, der die dynamometamorphen Gesteine metamorphosierte; der Andalusit ist z. T. in Fibrolith und Sericit verwandelt, der Fibrolith seinerseits auch z. T. in Sericit.

Johnsen.

E. C. Eckel: On a California roofing slate of igneous origin. (Journ. of Geol. 12. 15—24. 1904.)

Im Eureka-Steinbruch bei Slatington, Eldorado County in Kalifornien, wird schwarzer Dachschiefer gebrochen; die Schieferung fällt mit ca. 80° bald nach Osten, bald nach Westen ein. Parallel der Streckungsrichtung (grain) ist der Schiefer von Klüften durchzogen, die mit 70—80° nach NW. einfallen. Längs solchen Klüften, sowie längs Schieferungsfugen treten Quarz- und Kalkspatlagen auf, längs den Schichtflächen Pyritnester. Analyse: SiO_2 63,52, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ 16,34, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 6,79, MgO 2,50, CaO 0,98, Glühverlust 7,36, Alkali nicht bestimmt [Sa. 94,99. Ref.].

Durch den schwarzen Schiefer zieht sich ein 4 Fuß breites hellgrünes Band, aber nicht genau parallel der Schichtung, sondern etwa 10° dagegen geneigt. U. d. M. zeigt das grüne Gestein Feldspat, Kalkspat, Chlorit „und einige andere Minerale“. Analyse: SiO_2 47,30, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ 15,53, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 8,00, MgO 7,86, CaO 7,83, Alkali 3,17, Glühverlust 9,92 [Sa. 99,61. Ref.]. Der grüne Schiefer repräsentiert einen vor der Dynamometamorphose in die Mariposa-Schiefer intrudierten Gabbrolagergang.

Johnsen.

E. C. Eckel: On the chemical composition of american shales and roofing slates. (Journ. of Geol. 12. 25—29. 1904.)

Verf. berechnet die Durchschnittsanalyse von 27 mesozoischen und känozoischen Tonen und diejenige von 51 paläozoischen Tonen und

aus beiden wiederum eine Durchschnittsanalyse (I), sodann diejenige (II) aus 36 Tonschiefern (Dachschiefer) des Jura, Carbon, Devon, Silur, Cambrium und Präcambrum. Es ergibt sich, daß die Dynamometa-morphose wesentlich strukturelle, nichtchemische Ände-rungen verursachte.

(I.) SiO_2 60,15, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ 17,21, Fe_2O_3 4,04, FeO 2,90, MgO 2,32, CaO 1,41, Na_2O 1,01, K_2O 3,60, Glühverlust 3,82.

(II.) SiO_2 60,64, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ 18,05, Fe_2O_3 2,25, FeO 3,66, MgO 2,60, CaO 1,54, Na_2O 1,19, K_2O 3,69, Glühverlust 3,51. Johnsen.

Th. L. Watson: The Leopardite (Quartz-Porphry) on North Carolina. (Journ. of Geol. 12. 215—224. 1904.)

Die Leopardit genannten Quarzporphyre von Nord-Karolina wurden bereits von HUNTER, GENTH, MERRILL und LEWIS kurz beschrieben. Verf. lernte ein typisches Vorkommen $1\frac{1}{2}$ Meilen östlich Charlotte in Mecklenburg County kennen. Das Gestein bildet bei den Belmont-Springs einen bis 25 Fuß mächtigen Gang im Biotitgranit mit scharfer Grenze gegen diesen. Auf Absonderungsflächen erscheinen lange dendritische Abscheidungen schwarzer Eisen- und Manganoxyle, im Querbruch bilden diese rundliche Flecken; im übrigen ist das Gestein kryptokristallin mit kleinen hellen und dunklen Quarzeinsprenglingen und solchen von Feldspat. U. d. M. mikrogranitische bis granophyrische Grundmasse mit Quarz, Feldspat, hellem Glimmer, Apatit, Zirkon, Eisenoxyd, Manganoxyd. Feldspat = Orthoklas + Plagioklas + wenig Mikroklin. Einsprenglingsfeldspat = Orthoklas + Plagioklas. Der Glimmer ist mindestens teilweise sekundär. Eisenmagnesia-Mineralen fehlen vollkommen. Die Erzflecken bilden eine sekundäre, vielleicht nur ganz oberflächliche Erscheinung.

Analyse: SiO_2 75,92, Al_2O_3 14,47, Fe_2O_3 0,88, MgO 0,09, CaO 0,02, Na_2O 4,98, K_2O 4,01, H_2O 0,64; Sa. 100,01. Johnsen.

J. P. Iddings: Quartz-Feldspar-Porphry (Granophyro-Liparose-Alaskose) from Llano, Texas. (Journ. of Geol. 12. 225—231. 1904.)

In der Gegend von Llano, Texas, tritt ein Porphyr auf, der in dichter Grundmasse Einsprenglinge von rötlichem Feldspat und bläulichen Quarz enthält, erstere bis 1 cm, letztere bis $\frac{1}{2}$ cm im Durchmesser. Mengenverhältnis 11 % Quarz, 26 % Feldspat, 63 % Grundmasse. Letztere besteht u. d. M. aus etwa 34 % Quarz, 56 % dunklem Glimmer, 1 % Flußspat, Apatit, Magnetit, Zirkon. Struktur granophyrisch bis mikrogranitisch. Feldspat = Albit + Mikroklin in etwa gleichen Mengen, stellenweise mikropertthitisch und z. T. kaolinisiert. Quarz mit zahlreichen Einschlüssen von Ilmenitblättchen, 0,004 mm dick im Maximum, und von Apatitnadelchen, 0,0008 mm dick im Maximum. Die blaue Färbung der Quarze kann das Blau trüber Medien oder die Interferenzfarbe der an beiden Wänden

der Ilmenit tafelförmig reflektierten Strahlen sein [vielleicht ist es die Oberflächenfarbe des braun durchsichtigen Ilmenit. Ref.]. Der Glimmer ist Lepidomelan.

Analyse: SiO_2 75,90, Al_2O_3 12,07, Fe_2O_3 1,01, FeO 1,45, MgO 0,22, CaO 0,65, Na_2O 3,08, K_2O 5,32, H_2O 0,47, TiO_2 0,38, P_2O_5 0,15; Sa. 100,70.

Johnsen.

Th. L. Watson: Orbicular Gabbro-Diorite from Davie County, North Carolina. (Journ. of Geol. 12. 294—303. 1904.)

Sphäroidale Strukturen sind bereits in Graniten und Dioriten von Slätinossa, Wirvik, Riesengebirge, Corsica, Sardinien u. a. Orten beschrieben. In Nordamerika sind sie seltener bekannt geworden aus Kalifornien, Colorado, Rhode Island, Michigan, Ontario. Meist sind die Kugeln den dunklen Schlieren der Granite ähnlich und mehr oder weniger basisch, nur die von ADAMS aus dem Granit von Pine Lake, Ontario, beschriebenen sind saurer als ihre Matrix. Verf. fand im östlichen Davie County in Nord-Carolina einen sphärisch strukturierten Gabbrodiorit, der bei der Hairston Farm, ca. 10 Meilen von Laxington und $1\frac{1}{2}$ Meilen von Yadkin-River aus Buckel von 30 Fuß Höhe, bedeckt von Verwitterungsschutt, auftritt. Das Gestein ist grünlich, die Einschlüsse sind kugelig bis ellipsoidisch, ihr Durchmesser erreicht einige Zoll. Es sind radialstrahlige Aggregate von Hornblende, oft nach dem Zentrum hin in Quarz-Feldspatgemenge übergehend. Konzentrische Struktur fehlt stets. U. d. M. zeigten sich in der Matrix und in den Einschlüssen: Diallag, grüne Hornblende, basische Plagioklase, Mikrokline, Quarz, Titanit, Zirkon, Magnetit, Muscovit, Zoisit, Kalkspat. Das Mengenverhältnis von Diallag und Hornblende wechselt, letztere ist stellenweise in ersterem eingeschlossen.

Johnsen.

C. H. Gordon: On the pyroxenites of the Grenville series in Ottawa County, Canada. (Journ. of Geol. 12. 316—325. 1904.)

Die Pyroxenite, mit den Apatitabsätzen eng verknüpft, nehmen mächtige Areale nördlich von Ottawa ein. Verf. fand sie oft stark deformiert oder zertrümmert, normalem Quarzit konkordant eingelagert oder diesen durchsetzend, hier und da Quarzitstücke einschließend. U. d. M. bestehen sie aus fast farblosem körnigen Augit mit feinen Zwillinglamellen // (100) als Effekten von Pressungen, die Lamellen sind überdies vielfach verbogen, die Spaltungsrisse sind zahlreich. Auslöschungsschiefe auf (010) = 38—43°. In geringen Mengen treten hinzu Skapolith, Quarz, Apatit, Titanit, dunkler Glimmer, Hornblende und Eisenerz. Der Skapolith ist gelbgrau, filzig oder poikilitisch mit Augit verwachsen. Der Titanit zeigt vielfache Absonderung nach der Gleitfläche (221) [die Gleitfläche ist nicht rational. Ref.]. Die Hornblende ist zuweilen mit dem Augit mit parallelen (010) und (100) verwachsen.

Analyse des Augit: SiO_2 50,23, Al_2O_3 27,21, FeO 11,12, CaO 8,17, MgO 1,73; Sa. 98,46.

Es handelt sich um Gänge und Lagergänge eines dem Gabbro verwandten Pyroxenites; während seiner Intrusion vollzog sich infolge von Fumarolentätigkeit Apatitbildung. Die Gänge werden von jüngeren Syenit- und Dioritgängen geschnitten. Der ganze Komplex unterlag später starker Dynamometamorphose.

Johnsen.

R. S. Holway: Eclogites in California. (Journ. of Geol. 12. 344—358. 1904.)

Eklogite wurden durch LÜDECKE von Syra, durch NEWLAND aus dem Fichtelgebirge, durch PATTON aus Böhmen, durch TRAUBE aus Schlesien bekannt gemacht.

I. Der typischste der kalifornischen Eklogite ist der aus dem Bett des Coyote Creek, 18 Meilen südöstlich von San José und 6 Meilen nordöstlich von San Martin. An der einen Wand des Flußbettes steht der Eklogit an, gegenüber Serpentin. In der grasgrünen Grundmasse des Eklogit liegen scharfe rote Granatrhombedodekaeder von einigen Millimetern Durchmesser (Eisentonerdegranat mit etwas Ca); dazu treten Aggregate von Glaukophan, Aktinolith, Chlorit. Hervortretende Adern eines feinkörnigen isotropen Minerals bestehen wahrscheinlich aus Granat. Etwas Kupferkies ist eingesprengt, in den Granaten etwas Gold (bis 2 Dollar pro 1 m^3). Hier und da ein Rutil von $1\frac{1}{2}$ cm Durchmesser. U. d. M. besteht die Grundmasse aus lichtgrünem Omphacit (Pleochroismus sehr gering) mit ca. 40° Auslöschungsschiefe auf (010) [$= c:\hat{c}?$ Ref.], er zieht sich auch ebenso wie Apatit, Quarz, Chlorit, Rutil durch die Sprünge des Granats. Der Glaukophan, stellenweise in grüne Hornblende übergehend, zeigt a hellgelb, b violett, c blau, $b = \bar{b}$, $c:\hat{c} = 5^\circ$ ca.

II. Calaveras Valley in Santa Cruz, 15 Meilen nordwestlich der Lick-Sternwarte.

1. Dunkler Hornblende-Eklogit; die braune Hornblende schmilzt v. d. L. leicht zu einer magnetischen Kugel; a hellgrünlichgelb, b olivgrün, c grünblau, $c:\hat{c} = 25^\circ$ ca.; sie ist oft von Glaukophan umrandet. Granat, etwas Feldspat und Quarz, sowie Pyrit, von Eisenoxyd umgeben.

2. Grüner Omphacit-Eklogit, ähnlich dem obigen, mit etwas Feldspat; Glaukophan $c:\hat{c} = 15^\circ$ ca.

III. Tiburon-Halbinsel in der San Francisco-Bay. Glaukophan-Omphacit-Eklogit mit Granat, Margarit und Lawsonit.

Von einigen anderen Orten Kaliforniens sind Eklogite schon früher beschrieben. Obige Eklogite stammen vielleicht von Gabbros ab, worauf die Art des geologischen Auftretens hinweist; solche Entstehung ist auch bereits von DILLER, BONNEY, TRAUBE, FOUQUÉ und LÉVY herangezogen worden.

Analyse von I: SiO_2 44,15, Al_2O_3 10,18, Fe_2O_3 11,92, FeO 13,04, MgO 6,18, CaO 4,51, Na_2O 5,11, K_2O 2,09, H_2O 0,95, TiO_2 Spuren; Sa. 99,31 [98,13. Ref.].

Johnsen.

Th. L. Watson: *Granites of North Carolina.* (Journ. of Geol. 12. 373—407. 1904.)

Nord-Carolina zerfällt von Osten nach Westen in drei natürliche Teile: I. Coastal Plain, II. Piedmont Plateau, III. Appalachian Mountains; in allen drei Gebieten treten Granite auf, in I. besonders spärlich, in II. besonders reichlich. Obwohl oberflächlich stark verwittert und mit Trümmermassen bedeckt, zeigt der Granit doch viele frische Partien; er bildet große breite Buckel, Klippen oder Blöcke, zahlreiche Steinbrüche sind in ihm angelegt.

Typen: 1. Normaler Granit, klein- bis mittelkörnig, rötlich bis grau. 2. Granitporphyr, gangförmig mit scharfer Grenze; er ist etwas grobkörniger und meist nur durch die Struktur von 1. verschieden. 3. Granitgneis, schieferig, allmählich in 1. übergehend.

Minerale: Quarz, Orthoklas, etwas Mikroklin, Albit bis Oligoklas, Biotit, Hornblende, Zirkon, Apatit, Titanit, Rutil; sekundär: Muscovit, Kaolin, Chlorit, Epidot, Kalkspat. Gelegentlich feinkörnige basische Einschlüsse von Biotit + etwas Quarz. Häufig granophyrische und pegmatitische Strukturen. Die Granite werden öfters durchsetzt von Diabasgängen, grobkörnigen Pegmatitgängen, feinkörnigen Aplitgängen mit Orthoklas, Mikroklin, sehr wenig Plagioklas, Mikroperthit, Quarz, sehr wenig Biotit, Muscovit, Rutil, Magnetit, Chlorit, Kaolin — also Kali-Aplite; auch Quarzadern von einigen Centimetern Durchmesser treten auf. Die Gänge scheinen der Richtung nach den hauptsächlichsten Kluftsystemen zu folgen; sie zeigen die gleiche Schieferung wie das umgebende Gestein.

Johnsen.

E. Howe: *An occurrence of Greenstone schists in the San Juan Mountains, Colorado.* (Journ. of Geol. 12. 501—509. 1904.)

Nahe dem Südwestrande des San Juan Mountains von Süd-Colorado treten auf der Grenze zwischen San Juan und La Plata alte kristalline Gesteine auf, konkordant von Kreide überlagert, in einer mächtigen Antiklinale aufgeschlossen. In diesen präcambrischen Gesteinen befinden sich die „Irving-Grünsteine“, die sich zu beiden Seiten der Vallecito Creek in der Mitte zwischen deren Quelle und deren Einmündung in den Pine River auf 7 Meilen nördlich und südlich erstrecken. Da Fragmente dieses Gesteins in den nördlich und östlich anstehenden algonkischen Quarziten und Konglomeraten aufgefunden wurden, so ist der Grünstein älter als diese. Er ist wahrscheinlich intrusiver Natur und ähnelt den von G. H. WILLIAMS s. Z. untersuchten Gesteinen des Menominee- und Marquette-Gebietes, die jedoch z. T. für Oberflächenergüsse erklärt wurden. Die Schieferung ist vertikal mit nordwest—südöstlichem Streichen. An der Grenze gegen das Algonkium finden sich Reibungsbreccien. Makroskopische Gemengteile: Hornblende, Chlorit, Epidot, Biotit und veränderter Feldspat. U. d. M. findet man noch Magnetit, Zoisit, Kalkspat; der Feldspat ist Labradorit.

Die Gesteine werden z. T. für grobkörnige Gabbros, z. T. für ophitische feinkörnige Diabase erklärt, beide dynamometamorphosiert. Die verknüpften „Grünsteinschiefer“ verhalten sich ähnlich, sind nur noch stärker verändert.

Johnsen.

S. Weidman: Wide spread occurrence of fayalite in certain igneous rocks of central Wisconsin. (Journ. of Geol. 12. 551—561. 1904.)

In der Gegend von Wausau, welche den Südteil des präcambrischen Distriktes der Nordhälfte von Wisconsin bildet, herrscht große Mannigfaltigkeit von Intrusivgesteinen; sie werden rings um Wausau durch Granit, „Quarzsyenit“, Nephelinsyenit und Sodalithsyenit repräsentiert, mit ihnen sind ältere basische Gesteine und ein noch älterer Liparitstrom verknüpft. In den Syeniten tritt zuweilen Fayalit auf, er ist in jenem Gebiet völlig auf diese Gesteine beschränkt, in denen man ihn auch in Arkansas, Massachusetts (Essex Cty.) und in Südnorwegen beobachtet hat.

Die Analysen ergaben für obige Gesteine, daß Al_2O_3 und Alkali mit abnehmendem SiO_2 anwachsen. Eisen ist außer in der granitischen Varietät reichlich vorhanden. Die geringe Menge des MgO , sowie das Überwiegen von FeO über Fe_2O_3 hat wohl Anlaß zur Fayalitbildung gegeben. Der Fayalit, der bis 5% des Gesteins ausmacht, ist allotriomorph wie die übrigen Gemengteile; er ist oft von magnetischem Fe_3O_4 umgeben und stößt zuweilen an Hedenbergit und an Feldspat. Ein braunes Zersetzungsprodukt wird für Göthit gehalten [= Iddingsit? Ref.].

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO_2	76,54	67,99	61,18	57,48	54,79	54,76
Al_2O_3 . . .	13,82	15,85	19,72	20,04	22,87	24,72
Fe_2O_3 . . .	1,62	5,36	{ 3,71 1,32	5,64	1,74	2,73
FeO	—			3,76	3,24	2,35
MgO	0,01	0,41	—	0,40	1,92	0,10
CaO	0,85	1,78	2,64	1,70	—	1,67
Na_2O	4,32	3,21	5,28	7,25	10,75	10,38
K_2O	2,31	4,81	5,66	3,65	4,06	2,37
H_2O	0,20	0,30	0,32	0,25	—	0,55
Cl	—	—	—	—	0,54	—
F	—	—	—	—	0,08	—
ZrO_2	—	—	—	—	0,07	—
Sa.	99,67	99,71	99,83	100,17	99,75	99,63

[V. Sa. = 100,06. Ref.]

Analysen:

- I. Granit mit Albit, Orthoklas, Quarz.
- II. Amphibolgranit mit Mikroperthit, Quarz, Amphibol (reich an Fe_2O_3 und Al_2O_3).
- III. Hedenbergit-Quarzsyenit mit Mikroperthit, Quarz, Hedenbergit, Arfvedsonit, Lepidomelan, Fayalit.

- IV. Amphibolsyenit mit Orthoklas, Amphibol (blaugrün), Magnetit, Glimmer, Zirkon, Fluorit.
- V. Sodalithnephelinsyenit mit Anorthoklas, Nephelin, Sodalith, Hedenbergit, etwas Fluorit.
- VI. Nephelinsyenit mit Nephelin, Orthoklas, Hedenbergit, etwas Fayalit.

Johnsen.

Wh. Cross: An occurrence of trachyte on the island of Hawaii. (Journ. of Geol. 12. 510—523. 1904.)

Die Hawaii-Inseln sind bisher als fast ganz von Basaltlaven bedeckt beschrieben, die sich als Ströme über die Oberfläche ausbreiten, ausgehend von einigen großen vulkanischen Bergen; diese sind z. T. zu Klippen degradiert, z. T. zu tief zerschnittenen Modellen umgestaltet. Verf. fand nun ein Vorkommen von Trachyt am Nordfuß des großen Basaltberges Hualalai auf der Insel Hawaii, dessen letzte Eruption 1801 an einem tieferen Punkte des Bergabhanges stattfand. Ganz in der Nähe dieser Stelle erhebt sich bei Puu Waawaa ein Aschenkegel, der nach der Untersuchung aus Trachyt-Obsidian und -Bimsstein besteht; seine Sohle liegt wenige Fuß über dem Meeresspiegel, sein Gipfel einige 100 Fuß höher. Nördlich davon erstreckt sich auf 3 Meilen nach NW. eine scharf umrissene Terrasse, Puu Anahulu, an deren Ostseite die Lavaströme des 30 Meilen entfernten Mauna Loa stoßen. Die Terrasse besteht aus Trachyt, der, meist kaplinisiert, in den größeren Stücken noch frische dunkelgraue Partien aufweist, die infolge parallel geordneter Feldspatäfelchen eine phonolithartige plattige Absonderung zeigen. Die Massen von Puu Waawaa bilden offenbar den zugehörigen Tuff; er ist wohl geschichtet und von tiefen Ravinen durchzogen. Der Obsidian birgt in glasiger Basis hier und da Feldspatmikrolithe und Magnetitstaub, sowie eisenoxydreiche Globulite. Der Trachyt besitzt trachytisch-fluidale Struktur und besteht aus Mikrolithen von Sanidin, Anorthoklas und vielleicht Albit; der Feldspat bildet ca. $\frac{4}{5}$ des Gesteins. Dazu tritt etwas Glas, Magnetit, Apatit; Nephelin, durch die Analyse angedeutet, wurde nicht beobachtet; zwei unbekannte Minerale repräsentieren vielleicht ein seltenes Zirkon- resp. Titan-Silikat.

Analysen: I. Trachytobsidian. II. Trachyt.

I. SiO₂ 62,19, Al₂O₃ 17,43, Fe₂O₃ 1,65, FeO 2,64, MnO 0,32, MgO 0,40, CaO 0,86, BaO 0,03, Na₂O 8,28, K₂O 5,03, H₂O 0,53, CO₂ 0,02, TiO₂ 0,37, ZrO₂ 0,04, P₂O₅ 0,14, SO₃ —, Li₂O Spuren; Sa. 99,93.

II. (Unvollständig) SiO₂ 62,11, Fe₂O₃ 22,97, CaO 0,85, Na₂O 6,89, K₂O 4,82, H₂O 1,60, CO₂ Spuren.

Für die quantitative Klassifikation (von CROSS, IDDIGS, PIRSSON, WASHINGTON) ergibt sich: Orthoklas 29,47, Albit 51,87, Nephelin 5,40, Akmit 4,62, Na₂SiO₃ 0,61, Diopsid 2,88, Olivin 2,63, Fayalit 0,61, Ilmenit 0,76, Apatit 0,34; Sa. 99,19.

Johnsen.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

F. Frech: Über die Zukunft des Eisens. (Zeitschr. f. Sozialwissenschaft., Berlin. 7. 1904. 487—509; Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 369—370.)

Verf. gelangt zu folgenden interessanten Sätzen:

„Die Zukunft des Eisens, d. h. der Eisenproduktion ist aufs innigste mit der Zukunft der Steinkohle verbunden:

1. Eine Erschöpfung der Eisenerzlagerstätten ist für die drei führenden Industrieländer, Nordamerika, Deutschland und Großbritannien, innerhalb weniger (1—2) Jahrhunderte mit einiger Sicherheit vorauszusehen. In Nordamerika wird bei dem herrschenden Raubbau die Erschöpfung der wertvollen (55—60 proz.) Erze des Oberen Sees schon in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts zu erwarten sein.

2. Ein Niedergang bzw. ein Verschwinden der Industrie wird jedoch nur in England erfolgen, wo ungefähr gleichzeitig auch die Steinkohlen erschöpft sein werden (in ca. 100 Jahren in Durham und Northumberland, in ca. 250 bis 350 Jahren in den übrigen englischen Kohlenfeldern).

3. Für Deutschland und Nordamerika wird durch den Import ausländischer Eisenerze die Erschöpfung der inländischen Lagerstätten ausgeglichen werden, da das Erz zur Kohle reist. Die Zukunft der Eisenproduktion ist also in diesem Falle eine Transportfrage.

4. Die Erdrinde birgt — vor allem im nördlichen Skandinavien und Schansi, ferner in Algerien und wahrscheinlich in Indien, Südamerika und Australien hinlängliche Eisenmassen für eine ferne Zukunft.

5. An einem Beispiel, dem nördlichen Schweden, wurde gezeigt, daß die dort ermittelte Eisenmenge allein die Eisenproduktion der drei führenden Industriestaaten für zwei Jahrhunderte — unter Berücksichtigung der heutigen Ziffern — aufrecht zu erhalten vermag.

6. Nur in einem Ausnahmefall, in der chinesischen Provinz Schansi, läßt das Zusammenvorkommen von Kohle und Eisenerz auf 1600 bis 1700 deutschen Quadratmeilen das Emporkommen einer zukünftigen Weltindustrie außerhalb der führenden drei Industriestaaten möglich erscheinen.“

A. Sachs.

L. Koniouchevsky et P. Kovalew: Les gisements de fer de la région minière de Bakal. (Mém. du comité géol. Nouv. série. Livr. 6. St. Petersburg 1903. 126 p. 1 carte. 83 Fig. Russisch mit franz. Restimee.)

Die Verf. geben auf einer Karte und 83 Zeichnungen und Profilen eine Spezialuntersuchung der Eisenerzlagerstätten der Berge Boulandikha, Chouida und Irkousan im Süd-Ural, die in der Literatur und in den neueren Lagerstättenwerken als „Minen von Bakal“ vielfach behandelt sind. Diese schichtigen Eisenerze sind genetisch an dolomitische, kieselige und tonige Kalke des Unterdevon gebunden als Spateisensteine, die sekundär in Turjit

und Brauneisenerz umgewandelt sind. Ob die zahlreichen Diabasgänge, die z. T. die Erzlager selbst durchschneiden, eine Bedeutung für diese haben — vielleicht als Ursprungsort des Eisenmaterials — ist noch un- aufgeklärt, wahrscheinlicher ist, daß die Auslaugung des Eisens aus den Schiefern erfolgte. Große Bedeutung für die Lagerstätten haben die starken Dislokationen der Devonschichten, die lokale Ansammlungen der Eisenlösungen bedingten.

Ernst Maier.

L. Duparc et L. Mrazek: Le minerai de fer de Troïtsk. (Mém. du comité géol. Nouv. série. Livr. 15. 115 p. 6 pl. 1 carte géol. St. Petersburg 1904. Russisch und französisch.)

— —: Sur le minerai de fer de Troïtsk, Oural du Nord. (Bull. soc. des sc. de Bucarest, Roumanie. 13. 35—37. 1904.)

Die vorliegende Arbeit bringt eine eingehende Untersuchung der Magnetit-Lagerstätten von Troïtsk am Flusse Kosva im Ural. Bei Troïtsk befindet sich ein Granitporphyrstock von 8000 m Länge und einer größten Breite von 2520 m, der umgeben ist von devonischen Schichten und bisher als intrusiv im Unterdevon aufgefaßt wurde. Die Kontaktwirkungen dieses Granitporphyrs sind sehr intensiv und zeigen sich in Gestalt von Hornfelsen und stark kristallinen Glimmer-Hornfelsen. Die Auffindung devonischer Konglomerate mit unzweifelhaften Geröllstücken eben dieses Granitporphyrs beweist jedoch, daß die Hornfelse nicht kontaktmetamorphe Unterdevon-Schichten sind, sondern ein höheres, allerdings unbestimmbares Alter haben. Die vorhandene Konkordanz zwischen den kontaktmetamorphen Schichten und dem normalen Unterdevon wird hiernach zu einer nur dynamischen Konkordanz, wodurch auch der unvermittelte Übergang zwischen hochmetamorphen und unveränderten Schichten erklärlich wird, ebenso wie die Tatsache, daß stellenweise alle Kontakterscheinungen fehlen und der Granit direkt von unveränderten Devonschichten überlagert wird. Es ergibt sich somit, daß zur Devonzeit das granitische Massiv mit seinen überlagernden Sedimenten der Denudation unterlag, die stellenweise bis zum Granitporphyr selbst vordrang und aus diesen das Material der devonischen Konglomerate und Sandsteine lieferte. Bei der späteren Faltung des Devon bildete das Granitmassiv eine stauende Klippe, auf welche die Devonschichten durch tangentialen Druck hinaufgeschoben wurden, wobei sie sich völlig konkordant dem Relief der Klippe anschmiegen und je nach dem Grade der erfolgten Denudation die alte kontaktmetamorphe Sedimentdecke oder den Granit selbst überlagerten. Nach Auffaltung der hercynischen Ketten unterlag auch diese zweite Sedimentdecke der Erosion, die den Granitporphyr in seiner heutigen Ausdehnung freilegte.

Wesentlich kompliziert werden diese Verhältnisse dadurch, daß sich in dem Granitporphyr 4 Enklaven von Hornfels finden, deren größte (Mine von Osamka) eine Längenerstreckung von über 900 m hat. Die Untersuchungen der Verf. führen zu dem Resultate, daß sie Stücke der ursprünglichen, prädevonischen Sedimentdecke darstellen, die in das

Magma versunken sind. Diese Dislokation der Decke kann auf Zunahme des Druckes bei der Intrusion oder auf starke Resorption der Decke zurückgeführt werden, und es ist möglich, daß diese Bruchstücke allseitig vom Magma bedeckt waren; es erscheint hiernach auch nicht ausgeschlossen, daß sich in tieferen, heute von der Erosion noch nicht freigelegten Teilen des Granitstockes noch weitere solche Enklaven — und somit Erzlagerstätten — finden. Diese Enklaven sind auch für die Erstarrungsform des Magmas von Bedeutung geworden, indem sie eine euporphyrische Struktur bedingten, während in den äußeren Einflüssen mehr entzogenen Teilen des Magmas — fern vom Kontakt und den Enklaven — eine quasi-granitische Struktur sich ausbilden konnte. Die späteren dynamischen Vorgänge, bei denen der Granit als stauende Klippe wirkte, erzeugten in demselben Verwerfungen, die sich besonders stark in Dislokationen der Enklaven äußern, und außerdem Veranlassung zu Diabaseruptionen boten.

Die Magnetitlagerstätten sind gebunden an die kontaktmetamorphen Hornfelse, und zwar tritt das Erz in den technisch wenig wichtigen Lagerstätten des peripherischen Kontakts sporadisch auf, während die Hornfelse der Enklaven dasselbe in einer großen Zahl von kompakten Bänken von 0,5—1,5 m Mächtigkeit enthalten, die durch Zwischenlagen verschiedener schichtiger oder kompakter Hornfelse getrennt sind. Letztere sind wahrscheinlich entstanden aus kalkigtonigen, mehr oder weniger dolomitischen Gesteinen, und zeigen vielfach einen bedeutenden Magnetitgehalt, so daß sich stetige Übergänge vom Erz bis zu den magnetitfreien Hornfelsen beobachten lassen. Der Granit selbst hat beträchtliche endomorphe Veränderungen erfahren, wohl infolge der Resorption eines Teiles der schon metamorphosierten Decke. Das Erz findet sich niemals unmittelbar am Kontakte, bildet auch keine Übergangszone zwischen Granit und Hornfels, sondern tritt in geringer Entfernung vom Kontakte in den Hornfelsen auf. Das kompakte Erz ist stets frei von Calcit, während die Hornfelse um so reicher an Calcit werden, je geringer der Magnetitgehalt in ihnen ist.

Die Genesis der Lagerstätten wird bestimmt als direkte Kontaktwirkung des Granitporphyres, der die Sedimente in Hornfelse umgewandelt und denselben auf pneumatolytischem Wege das Eisen zugeführt hat.

Wesentlich gestützt wird diese Annahme durch kleine aplitische Gänge in den entfernteren magnetitfreien Hornfelsen, die an ihren Salbändern eine feine Erzschrift zeigen. Bei der Bindung des Eisens hat zweifellos der Calcit der Hornfelse eine wesentliche Rolle gespielt, denn es finden sich in diesen aplitischen Gängen Calcitrhomboeder, die von einer Schicht von Magnetit umgeben sind und in ihrem Inneren bräunliche Flecken von Eisen enthalten. Das sporadische Erzauftreten in den peripherischen Kontaktzonen entspricht ganz dem Charakter der Kontaktlagerstätten, während die regelmäßige schichtweise Anordnung des Erzes in der Enklave von Osamka darauf zurückzuführen ist, daß das Magma auf die in ihm eingeschlossene Enklave bedeutend stärker wirken mußte, und die einzelnen Sedimentbänke auf Grund ihrer strukturellen und chemischen Verschieden-

heit nicht in gleicher Weise der Wirkung der magmatischen Emanationen unterlagen.

Die Ansichten der Verf. sind durch ein sehr eingehendes und interessant dargestelltes Beobachtungsmaterial begründet, und reich mit Karten Photographien und besonders Profilen belegt, und es ist sehr zu begrüßen, daß das russische geologische Komitee die ganze Arbeit in russischer und französischer Sprache publiziert hat.

Ernst Maier.

F. Krecke: Sind die Roteisensteinlager des nassauischen Devon primäre oder sekundäre Bildungen? (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 348—355.)

Verf. sucht zu beweisen, daß die bisherigen Theorien von der Entstehung der Roteisensteinlager im nassauischen Devon durch Metamorphose von Kalklagern nichtig sind, und daß nur die Annahme primärer Lagerbildung gerechtfertigt ist. Die genetischen Beziehungen zu den dortigen Diabasen und Schalsteinen sind nach Ansicht des Verf.'s derart aufzufassen, daß mit den und nach den mitteldevonischen Diabaseruptionen sich eisenhaltige Lösungen und Dämpfe, da die Eruptionen submarin waren, in das Meereswasser ergossen. Sehr wahrscheinlich wurde das Erz in Form von Eisenchlorid exhalirt, welches mit dem kohlensauren Kalk des Meerwassers sich zu einer oxydischen Eisenverbindung umsetzte.

A. Sachs.

C. Chelius: Eisen und Mangan im Großherzogtum Hessen und deren wirtschaftliche Bedeutung. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 356—362.)

Nach einer kurzen Übersicht über die sonstigen Vorkommen nutzbarer Minerale im Großherzogtum Hessen werden die Manganerze von Bockenrod und Waldmichelbach im Odenwald, von Oberrosbach und der Lindenermark bei Gießen, sowie die Eisensteine in der weiteren Umgebung von Mücke nächst Ohm- und Seental ausführlich behandelt, weil nur diese Vorkommen größere Mengen fördern und wirtschaftliche Bedeutung erlangt haben. Es wurden nach der Statistik von 1903 in Oberhessen nur 355 t, und im Odenwald 14 891 t Manganerz gefördert, die Gesamtförderung des Großherzogtums an Eisenerzen betrug in diesem Jahre 207 695 t. In dieser Statistik ist der weitaus größte Teil der manganreichen Erze unter Brauneisenstein eingereiht. Rechnet man diese jedoch im Gegensatz hierzu zu den Manganerzen im weiteren Sinne, so stehen rund 150 000 t Manganerzen im weiteren Sinne im Wert von 1 100 000 Mk. nur 70 000 t Eisenerz im Wert von etwa 600 000 Mk. gegenüber.

A. Sachs.

Th. L. Watson: Die Eisenerzlagerstätten von Cartersville in Georgia. (Transact. Amer. Inst. of Mining Engineers. New York Meeting. Okt. 1903; Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 367—369.)

Der Eisenerz tritt hier in den dem cambrischen System zugehörigen Schichten des sogen. Weisner Quarzites auf. Diese Schichten bestehen hauptsächlich aus einem feinkörnigen bis glasigen grauen Quarzit mit eingeschalteten Bänken von feinen Quarzkonglomeraten und von braungelben, oft gefalteten Kieselschiefern. Körner und Kristalle von Pyrit finden sich sowohl im Quarzit wie auch in den Schiefern eingesprengt, und beide Gesteine enthalten auch die Ockerlagerstätten. Die Quarzitschichten sind stark gefaltet und oft zertrümmert. Ocker und Quarzit sind niemals scharf gegeneinander begrenzt, sondern es finden Übergänge statt. Die Entstehung der Lagerstätte erklärt Verf. übereinstimmend mit HAYES durch eine metasomatische Verdrängung von Kieselsäure durch Eisenhydroxyd. Das Eisen soll z. T. von dem eingeschlossenen Eisenkies herrühren, größtenteils aber von außen zugeführt worden sein. Analysen von rohem Ocker zeigen 56—72 % Fe^2O^3 , 10—13 % Wasser, 9—20 % Silikate von Al etc., und 6—9 % Quarzsand.

A. Sachs.

Die Manganerzindustrie Brasiliens. (Gornosavodsky Listok. 1903. No. 28 u. 29; Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 414—416.)

Im Verlaufe der letzten zehn Jahre ist Brasilien als Manganerzlieferant für den Weltmarkt außerordentlich in den Vordergrund gerückt. Besonders reich an Manganerzlagerstätten ist die Provinz Minas Geraes (die Vorkommen von Miquel Burnier, Lafayette, Ouro Preto und Quelliz). Bedeutende Lagerstätten befinden sich noch in der Provinz Matto Grosso unweit Corumbá und in der Provinz Bahia unweit Nazaret; in der Provinz Paraná wurde Manganerz in der Umgebung von St. Katarinen gefunden. Das Manganerz der brasilianischen Lagerstätten gehört nach Untersuchungen des Geologen ORVILLE DERBY zum Cambrium und Untersilur. Die erzführenden Gesteine sind von zweierlei Art: entweder Gneis, öfters Granitstruktur annehmend und als „Mangangneis“ bezeichnet (Lafayette, Quelliz, Nazaret), oder aber die als Manganschiefer bezeichnete Kombination von Quarzit, Glimmerschiefer und Kalkstein, welche gleichzeitig mächtige Lagerstätten von eisenhaltigem Glimmerschiefer-Itabirit und eisenhaltigem Sand birgt (das Vorkommen von Ouro Preto). Eine mehr oder weniger bedeutende Erzgewinnung erfolgt bis jetzt nur in Miquel Burnier, Corumbá, Lafayette und Nazaret. Besonders reich und rein ist das Erz von Miquel Burnier. Eine Tabelle des Welt-Manganexportes zeigt, daß im Jahre 1900 bei weitem an erster Stelle Rußland steht, dann folgen Spanien, Portugal und Brasilien, weiterhin Britisch-Indien, Chile, die Türkei, Frankreich, Cuba und Griechenland, Panama, Japan, Java. Brasilien fungiert in diesem Jahre mit 127 343 metrischen Tonnen, Rußland mit 427 860, Spanien und Portugal mit 132 602 t.

A. Sachs.

Albr. Macco: Die Eisenerzlagerstätten am Lake Superior. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 48—53, 377—394.)

Aus den eingehenden Ausführungen des Verf.'s sei nur folgendes hervorgehoben:

Das vom Lake Superior kommende Eisenerz ist vorwiegend Roteisenstein. Braun- und Magneteisenstein werden nur in untergeordnetem Maße gewonnen.

Es handelt sich um folgende Bezirke:

- den Penokee Gogebic-Bezirk,
- „ Mesabi-Bezirk,
- „ Marquette-Bezirk,
- „ Crystal Falls-Bezirk,
- „ Menominee-Bezirk,
- „ Vermilion-Bezirk,
- „ Michipicoten-Bezirk in Canada.

Die Eisenerze finden sich im Archäikum, im unteren Huron und an der Basis sowie innerhalb des oberen Hurons. Die archaischen Eisenerze, nur in Vermilion und Michipicoten vorkommend, treten an der Basis der Eisenstufe (Soudan) auf in Rinnen, deren Wände entweder von den darunterliegenden Ely-Grünsteinen allein oder von solchen Grünsteinen in Verbindung mit jüngeren Intrusivgesteinen gebildet werden.

Unterhuronische Eisenerze finden wir nur in Marquette (Negaunee). An der Basis der Negaunee-Stufe sind sie entwickelt, da, wo darunterliegende Schiefer Rinnen bilden; mitten in der Negaunee-Stufe, wo Dioritlager oder Dioritgänge oder beide im Verein Gerinne geformt haben; in dem hangendsten Teil der Formation endlich, im Übergang zum Oberhuron, wo zwischengelagerte und intrusive Gesteine das gleiche getan haben. Die abbauwürdigen Eisenerze von der Basis des Oberhuron, nur in Marquette und Menominee, stehen in Marquette mit den Erzen vom Übergang zwischen Unter- und Oberhuron in so engem Zusammenhang, daß deren eben erwähnte Verhältnisse auch für diese oberhuronischen Eisenerze Geltung haben. In Menominee bilden Talkschiefer, die den Randville-Dolomit krönen, da, wo die Erze gerade an der Basis, dagegen schieferige Glieder der Eisenstufe selbst, da, wo sie in einigem Abstand von der Basis aufsetzen, die Auskleidung der Rinnen, in denen sich die Erzbildung vollzog. Die oberste, oberhuronische Eisenstufe liefert in allen Bezirken, außer Vermilion und Michipicoten, Eisenerz. Dieses findet sich dann vornehmlich im unteren Teil der Stufe. Bei Marquette, Crystal Falls und Menominee lagern die Eisenerze Schiefer auf. Im Penokee-Bezirk hat ein Quarzit, der von Schiefer unterlagert ist, in Verbindung mit Diabasgängen die Bedingungen für die Erzbildung geliefert. Im Mesabi-Bezirk liegen die Erzrinnen entweder in tonigen oder hornsteinartigen Partien der Eisenstufe selbst oder, aber seltener, auf Schiefer und Quarzit auf. In allen Bezirken bevorzugen die Erzkörper gleichermaßen Ausmündungen in Abhängen.

Die Gestalt der Erzkörper und die Ausdehnung ihres Ausgehenden steht mit der Intensität von Schichtenfaltungen in engstem Zusammenhange. Die Richtung der Längsfaltung fällt mit der Längenausdehnung der Eisenerzlagerstätten in der Regel zusammen. Die quer zum Generalstreichen verlaufende Faltung ist bestimmend für den Grad des Einfallens der Erzkörper. Die geringste Faltung zeigt der Mesabi-Bezirk, die stärkste der Vermilion-Bezirk. Im Marquette-Bezirk kommt es in der Regel nicht über 20—30° Einfallen der Erzkörper hinaus.

Als Ursprungsgestein für die Eisenerzbildung wird ein hornsteinartiges, eisenschüssiges Carbonat angesehen, welches in zweifacher Weise metamorphosiert wurde: einerseits gingen daraus Amphibol- und Magnetit-Quarzgesteine und Schiefer, gelegentlich auch Pyroxen- und Chrysolithgesteine hervor durch dynamometamorphe und kontaktmetamorphe Tiefeneinwirkungen; anderseits resultierten eisenschüssige Schiefer, eisenschüssige Hornsteine und Eisenkiesel, Jaspilite und Eisenerzlager, und zwar dann, wenn von Tage her die Erde durchsickernde Wässer in erheblichem Maße tätig waren. Als der endgültig die Eisenerzbildung besiegelnde Vorgang muß der angesehen werden, daß unter Abhängen in Gerinnen sich sammelnde Wasser, welche beim Herabsickern Eisencarbonat gelöst hatten, mit direkt von Tage herniedersinkenden und daher Sauerstoff zuführenden Wassern zusammentrafen und infolgedessen ihren Eisengehalt als Oxyd absetzten. Die große Masse des von den Abhängen her in diese Gerinne geleiteten Wassers vermochte die Auflösung und Fortführung von Kieselsäure aus den Erzmassen und bewirkte deren weitere Anreicherung und Reinigung.

In ökonomischer Hinsicht sei nur hervorgehoben, daß 1902 die Eisensteinförderung am Lake Superior 28013569 t betrug: fast $\frac{3}{4}$ der Gesamtmenge an Eisenstein der Union. Bezüglich des Erzvorrates befinden sich Marquette und Menominee schon auf dem absteigenden Ast der Entwicklung, Gogebic und Vermilion sind noch in besserer Lage, am günstigsten steht der Mesabi-Bezirk. Verf. schätzt, daß am Lake Superior dreimal so viel Erz vorhanden sei, als bisher bereits gewonnen worden ist.

A. Sachs.

H. Merensky: Neue Zinnerzorkommen in Transvaal. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 409—411.)

Das neue „Buschveld-Vorkommen“ liegt inmitten von Transvaal, ungefähr 65 km nordöstlich von Pretoria. Es kann den meisten bekannten Zinnerzlagerstätten gleichgestellt werden, insofern es an Granit und ganz besonders an verquarzte Zonen im Granit gebunden ist. Ein roter, grobkörniger Granit — dem Alter nach den jüngeren Schichten des Kapsystems zugerechnet — wird von einem jüngeren, feinkörnigen Granit durchbrochen. Der jüngere Granit ist der Erzbringer. Das Erz tritt erstens auf Kontraktionsspalten innerhalb des jüngeren Granites auf. Zweitens aber ist es an Quarzgänge innerhalb des grobkörnigen Granites geknüpft, und diese Art des Auftretens ist, wie besonders auf der Farm

Enkeldoorn No. 373, viel wichtiger. Hier finden sich mehrere parallel laufende Quarzgänge, die z. T. einige Kilometer weit verfolgbar sind. Zu beiden Seiten der Quarzgänge liegen zersetzte und gleichzeitig mit Zinnstein imprägnierte Zonen des grobkörnigen Granites. Die Mächtigkeit der sich an die Gänge anschließenden zinnhaltigen Zonen ist schwankend, sie schwillt, beide Seiten zusammengerechnet, bis auf mehr denn 7 m an und dürfte im Durchschnitt auf dem bisher besonders aufgeschlossenen Hauptgange 3 m betragen. Das Erz ist dunkler Zinnstein: SnO_2 mit ca. 78 % Zinn. Der Hauptgang auf Enkeldoorn dürfte 3 % Zinnstein enthalten. Ein schnelles Aufhören der Gänge nach der Tiefe ist nicht zu erwarten. Besonders aussichtsreich sind Kontaktstellen zwischen dem jüngeren und dem grobkörnigen Granit. Als Begleitmineralien waren nur Kupferkies und Hämatit nachweisbar, die charakteristischen Begleitmineralien des Zinnsteins scheinen zu fehlen, nur Molybdänglanz war an einem Greisenstück einige Kilometer nördlich Enkeldoorn nachweisbar. Der Abbau wird sich sehr einfach gestalten, Konzentration und Reduktion des Erzes werden an Ort und Stelle möglich sein. Das probeweise ausgeschmolzene Zinn ist arm an Verunreinigungen. Schon das Vorkommen von Enkeldoorn allein dürfte wirtschaftliche Bedeutung erlangen, ihm dürften sich aber vermutlich noch andere aus dem Bereich des Buschveld-Granites zugesellen, so sah Verf. beispielsweise reich mit Zinnstein imprägnierte Stücke von zersetztem Granit aus dem Lydenburg-Distrikt nordöstlich von den bisherigen Fundorten.

A. Sachs.

G. Sodoffsky: Die Gipslager in den Gouvernements Livland und Pleskau. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 411—414.)

Der Gips kommt in Rußland häufig im devonischen System (in den baltischen Provinzen und im Pleskau (Pskow)schen Gouvernement, im Perm und in der Trias (in den Gouvernements Archangelsk, Wologda, Nischnij Nowgorod, Kasan, Orenburg und Perm), schließlich im Tertiär (in den Gouvernements Podolien und Bessarabien) vor.

Verf. gibt eine Beschreibung der Gipslager von Livland, die im allgemeinen unter feuchten wiesigen Gründen in der Nähe von Sümpfen oder Mooren auftreten, sowie der Gipsbrüche des Pskowschen Gouvernements, in denen im allgemeinen der Gips tiefer gelegen sein dürfte, als in den livländischen.

A. Sachs.

Geologische Karten.

Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lief. 112. Berlingerode, Heiligenstadt, Dingelstädt, Kella, Lengenfeld. Vorbereitet durch G. MEYER, O. SPEYER, H. PRÖSCHOLDT, O. ZEISE, H. BÜCKING; erläutert durch O. ZEISE, ER. KAISER und E. NAUMANN. Lief. 128. Langensalza, Langula, Henningsleben (Großenbehringen). Vor-

bereitet durch CL. SCHLÜTER, M. BAUER, W. FRANTZEN; erläutert durch ER. KAISER und E. NAUMANN.

E. Naumann: Aufnahmeergebnisse im SW. des Hainichs. Bericht über die Aufnahme der Blätter Henningsleben, Mihla und Treffurt in den Jahren 1903 und 1904. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1904. 25. Heft 4. Berlin 1906.)

Die vorliegenden Blätter sind gelegen im Gebiete des Eichsfeldes, des Düns, des Hainichs und der Haardtberge zwischen der Werra und Leine einerseits und dem Ohmgebirge sowie der Unstrut anderseits.

Die Formationen, die am Aufbau der Schichten sich beteiligen, sind:

Zechstein,
Buntsandstein,
Muschelkalk,
Keuper,
Diluvium und
Alluvium.

Der mittlere Zechstein erscheint nur auf dem Blatte Kella und ist als sogen. unterer Dolomit oder Hauptdolomit (zm_1) entwickelt, der häufig stark ausgehöhlte Rauchwackenmassen bildet. Der obere oder Plattendolomit (zo_2) der Blätter Kella und Heiligenstadt ist insofern bemerkenswert, als er nur vereinzelt plattig entwickelt ist, sonst dagegen dem unteren Dolomit außerordentlich ähnlich ist und in rauchwackenartigen, dickbankigen Massen vorkommt.

Die Grenze des unteren Buntsandsteins gegen den mittleren wird durch die erste grobkörnige Sandsteinbank festgelegt. Als Grenzschicht der letztgenannten Abteilung gegen den Röth treten allenthalben Bausandsteine (*Chirotherium*-, Carneolsandstein) auf, deren Mächtigkeit für Blatt Kella mit 10 m berechnet wird. Einsturztrichter bezeichnen häufig das Vorhandensein mehr oder weniger ausgelaugter Gipsmassen des Röths.

Die drei Oolithkalkzonen des unteren Muschelkalks ($\alpha, \beta = oo$; $\gamma_1, \gamma_2 = r$; $\delta_1, \delta_2, \delta_3 = \chi$) sind meist gut und petrographisch wie angegeben entwickelt, was für die erstgenannte im Gegensatze zum großen Teile von Ostthüringen betont zu werden verdient. Wirtschaftlich und zugleich paläontologisch wichtig ist δ_2 auf der Ostseite des Hainichs (Bl. Langula). Der Schaumkalk wird dort schon seit alten Zeiten in ausgedehntem Maße abgebaut und weithin versandt. Unter den dort besonders häufigen Fossilien fallen große Cephalopoden (neben *Nautilus bidorsatus* geknotete Nautilen, vielleicht vergleichbar *Pleuromutilus Stautei* K. v. FRITSCH) auf. Im mittleren Muschelkalke gewinnen Zellendolomite an einzelnen Stellen solche Bedeutung, daß sie als Felsbildner erscheinen. Gips ist im Bereiche des in Rede stehenden Gebietes nicht sehr häufig, doch weisen Erdfälle — besonders verbreitet am Ostabhange des Hainichs — auf Gips, Steinsalz etc. hin. Erwähnenswert ist das Vorkommen von *Myophoria transversa* auf dem Harsberge (Bl. Mihla). Aus dem oberen Muschelkalke ist bemerkenswert eine auf dem Blatte Henningsleben gut aufgeschlossene, aber auch sonst in Westthüringen (Bl. Fröttstedt, Wutha, Mihla) vorkommende, etwa

fußstarke Lage hellen Kalkschiefers zwischen Trochitenkalk und Nodosen-schichten. Wegen der Häufigkeit von Steinkernen einer *Nucula* kann man sie als *Nucula*-Schiefer bezeichnen. Die unteren und oberen Tonplatten — häufig getrennt durch die sogen. *Cycloides*-Bank — unterscheiden sich, wie aus anderen Gegenden schon bekannt, auf den Blättern Langula und Henningsleben deutlich durch das Auftreten verschieden aussehender Ceratiten. Die untere Abteilung führt kleinere Formen (*C. compressus*, *C. enodis* und *C. spinosus*), während in den oberen Tonplatten die großen Arten, *C. nodosus* typus, *C. intermedius*, *C. dorsoplanus*, und in den hangendsten Schichten *C. semipartitus* erscheinen. Auf dem letztgenannten Blatte sind schließlich auch die den obersten Ceratitenschichten zugehörigen sogen. Fischschuppenschichten sehr fossilreich aufgeschlossen.

Der Keuper hat seine Hauptverbreitung auf den Blättern Langula, Langensalza und Henningsleben und findet sich sonst fast nur in der charakteristischen Weise als schmale Bänder längs der Störungszonen.

Der untere Keuper besteht allenthalben aus eigentlichem Kohlenkeuper und Grenzdolomit. Die Grenze der Abteilung gegen den oberen Muschelkalk wird durch zellige, dolomitische Gesteine („Kastendolomite“) festgelegt. Es folgt dann sehr bald eine kartographisch fixierbare, ca. 20 cm starke Kalkbank, die zahlreiche Schalen von *Anoplophora donacina* und andere Fossilien führt. Schwach kohlenführende Letten und lettige Sandsteine lagern über der Kalkbank, und reine, vielfach pflanzenführende Sandsteine (auf Bl. Henningsleben 12—15 m mächtig), sowie bunte Letten und Mergel beschließen die untere Abteilung des Kohlenkeupers. Der Grenzdolomit zeigt hier und da oolithische Struktur. Der mittlere Keuper ist auf dem Blatte Langensalza am vollständigsten entwickelt, nämlich in seiner unteren Abteilung, dem Gipskeuper, während die obere Stufe, der Steinmergelkeuper, fehlt. Die Gliederung des erstgenannten Komplexes ist folgende, von oben nach unten:

- | | |
|-----------------|--|
| km ₄ | Bunte Mergel. |
| km ₃ | { Lehrbergschicht, helle Steinmergel mit zahlreichen Fossilresten. |
| | { Gipshorizont (vergl. Berggips). |
| km ₂ | { Bunte Mergel, der „Roten Wand“ völlig analog. |
| | { Schilfsandstein. |
| km ₁ | { Schicht mit <i>Estheria laxitesta</i> (vergl. Franken und Gegend von Coburg). |
| | { Unterer Gipskeuper — bunte Mergel, Steinmergel, Quarzbreccien und Gips (auf Bl. Langula auch „Grundgipse“?). |

Was die Lagerung der Trias anlangt, so ist folgendes von Wichtigkeit. Das in Rede stehende Gebiet gehört der Nordwestecke der von Harz und Thüringer Wald begrenzten Triasmulde und zwar der Teilbildung der Mühlhausen—Langensalzaer Keupermulde an. Ihre äußerste aus Buntsandstein gebildete Umrandung tritt besonders auf den Blättern Berlingerode, Heiligenstadt, Kella (und Eschwege) zutage, während das

Muldentiefste, der mittlere Keuper, auf den Blättern Langensalza und Mühlhausen in ungefähr SO.—NW.-Richtung verläuft. Die Bildung flacher „hercynischer“ Falten, durch einen aus SW. vom Thüringer Walde kommenden Druck hervorgerufen, verbindet sich einerseits durch Umschwenken der NW.—SO.-Richtung in die W.—O. verlaufende mit Störungen, die ungefähr senkrecht zu der erstgenannten Richtung sich erstrecken, zu muldenförmiger Schichtenlagerung¹ und konzentriert sich anderseits, zumeist in der erstgenannten Richtung, zu engeren Falten und schließlich Brüchen. Die Störungszone, welche die vorliegenden Blätter beherrscht, reicht einerseits bis Eichenberg, zu dem bekannten Leinegraben, tritt anderseits u. a. mit den Störungen auf dem Blatt Gotha in Beziehung und erscheint schließlich bei Saalfeld als Randspalte des Thüringer Waldes. Die Erscheinungsform der Störungen ist naturgemäß verschieden. Auf den Blättern Heiligenstadt, Kella und Lengenfeld (in dieser Reihenfolge von NW. nach SO.) erscheint die Störungszone als typischer Graben, an dem in selteneren Fällen Schollen älterer Schichtglieder — Zechstein — emporgepreßt, zu allermeist jedoch Schollen aus einem Material — oberer Muschelkalk und Keuper —, das geologisch jünger als die beiderseitige Umgebung des Grabens, eingesunken sind. Auf der südlich des Blattes Lengenfeld gelegenen Sektion Treffurt, sowie in der äußersten SW.-Ecke des östlich angrenzenden Blattes Langula treten einseitige Einsenkungen auf. Sie werden auf den hiervon südlich und daran anschließend östlich gelegenen Sektionen Mihla und Henningsleben zumeist durch schmale grabenartige Keuperversenkungen abgelöst, längs deren das eben genannte Schichtglied von SW. her mit Muschelkalk überschoben ist.

Die sogen. niederländischen oder erzgebirgischen Störungszonen verlaufen nur im ganzen großen senkrecht zu den hercynischen. Sie zeigen vielmehr in dem in Rede stehenden Gebiet eine deutliche NNO.—SSW.-Richtung, die noch weiter gegen W. fast in die nordsüdliche übergeht (Leinegraben). Auf den drei am weitesten nördlich gelegenen Blättern Berlingerode, Dingelstädt und Heiligenstadt treten zwei derartig niederländisch gerichtete Störungszonen als grabenartige Versenkungen von Röth- und Muschelkalkschollen deutlich hervor. Ob die beiden Störungssysteme altersverschieden sind, läßt sich nicht überall mit Sicherheit sagen.

Den hydrologischen Verhältnissen wird in den Erläuterungen zu Blatt Langula ein besonderes Kapitel gewidmet.

Von den interessanten Ablagerungen des Diluviums auf den Blättern Langula und Langensalza wurde durch E. KAISER und E. NAUMANN schon früher berichtet und darüber in dies. Jahrb. 1905. II. -446- referiert.

Fossilführende alluviale Kalksinterablagerungen treten besonders auf den Blättern Dingelstädt, Lengenfeld und Langensalza auf.

Karl Walther.

¹ Die muldenförmige, durch die konzentrische Anordnung der einzelnen Schichtglieder — vom unteren Muschelkalk bis mittleren Keuper — bedingte Lagerung tritt auf den Blättern Langula, Langensalza und Henningsleben kartographisch vorzüglich hervor, so daß die genannten Blätter sich zu Demonstrationszwecken außerordentlich eignen dürften. (Anm. d. Ref.)

Geologische Beschreibung einzelner Länderteile.

C. Diener, R. Hörnes, Fr. E. Suess, V. Uhlig: Bau und Bild Österreichs. Mit einem Vorwort von E. Suess. 1110 p. 8 Karten, 2 Titelbilder, 250 Textfig. Wien 1903.

Das im Beginn eines neuen Jahrhunderts erschienene großartige Werk gibt eine Übersicht über den geologischen Bau und das landschaftliche Bild der gesamten Monarchie und auch die Fernerstehenden werden es dankbar begrüßen, daß wieder einmal für einen bestimmten Zeitabschnitt die Summe gezogen ist aus den zahlreichen Beiträgen, die in reger Arbeitslust in den letzten Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts geliefert wurden. Kaum ein anderes Land bietet eine ähnliche Mannigfaltigkeit der geologischen Formationen und des Aufbaues, fast für jede Frage der Geologie finden sich Beispiele, und so werden die Auslassungen über das österreichische Gebiet auch in anderen Ländern befruchtend wirken, zumal die Abgrenzung nicht schematisch nach den Grenzpfählen erfolgte.

Vier Forscher haben sich zusammengefunden, um das Werk zu schaffen, aber jeder Teil ist ein Ganzes. Wenn damit einige Wiederholungen, einzelne Inkongruenzen veranlaßt sind, so ist dadurch auch der große Vorteil einheitlicher und wohlthuend subjektiver Darstellung der großen Abschnitte: Böhmisches Masse, Ostalpen, Karpathen, österreichische Ebenen — gegeben. Wir erhalten nicht eine zusammenredigierte Kompilation vorgesetzt, sondern originale Werke von einer Darstellung, wie sie nur ein Forscher entfaltet, der sich nach Lust und Wissen über ein ihm vertrautes Gebiet aussprechen kann.

1. Bau der Ostalpen und des Karstgebietes¹.

C. DIENER verdanken wir die Darstellung der Ostalpen, deren Probleme dem Verf. wohl bekannt und in wichtigen Beiträgen der Lösung näher geführt sind. Leider war das Werk schon erschienen, als die ersten Versuche sich regten, die nördlichen Kalkalpen als fremde, wurzellose Massen zu erklären, jedoch hat Verf. inzwischen dazu Stellung genommen und an seiner in diesem Werke vertretenen Auffassung nichts geändert².

Einleitendes Kapitel stellt als Ziel hin, eine Anschauung von der Struktur der Ostalpen zu geben. Nicht der stratigraphische Aufbau, sondern die Tektonik tritt in den Vordergrund; als tektonische Glieder höherer Ordnung, die auch im landschaftlichen Charakter zum Ausdruck kommen, ergeben sich fünf Zonen:

1. Die nördliche Sandstein- oder Flyschzone.
2. Die nördliche Kalkzone.
3. Die Zentralzone.

¹ Bei der Wichtigkeit des Werks erschien eine eingehende Besprechung von Wert, es muß aber damit auch eine Verteilung des Referats auf 2 Hefte eintreten.

² Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 161.

4. Der Drauzug.

5. Die südliche Kalkzone, welche schon mit den dinarischen Falten zusammenhängt und der nördlichen Kalkzone nicht homolog ist.

Die nordalpine Flyschzone. Die Falten des Säntis finden in denen des Bregenzer Waldes ihre Fortsetzung; auch die Schichtenfolge ist die der helvetischen Fazies. Sie legen sich aber derartig an die Triasecke des Rhätikon, daß ihr Streichen aus SW.—NO. allmählich in ein rein westöstliches übergeht. Ebenso, nur noch schärfer, krümmen sich die Triasgesteine des Rhätikon um das kristalline Silvettra-Massiv. Innerhalb der Kreideinsel des Bregenzer Waldes sind die Falten meist windschief, oft überstürzt; die nördlichste schiebt sich über den vorliegenden Flyschstreifen [das ganze Kapitel ist geschrieben, ehe die TERMIER'schen Ansichten über die Deckschollennatur der nördlichen Kalkalpen bekannt wurden und Anklang fanden. Ref.]. Der Grünten wird mit GÜMBEL als selbständige Falte, nicht als nach Norden verschobenes Stück des Bregenzer Waldes aufgefaßt, die Klippen östlich der Iller als Aufbrüche, nicht als Deckschollen.

Während vom Genfer See bis zur Isar nur alttertiäre Schichten in der Flyschfazies entwickelt sind, zeigen östlich der Isar schon Kreideschichten ein gleiches Aussehen. Bis zum Trauntal ist die Flyschzone nur ein schmales, zerstückeltes Band, das erst östlich sich verbreitert und damit dem Rand der Alpen eine mehr nordöstliche Richtung gibt. Bei Salzburg ist sie durch den bekannten Einbruch unterbrochen. Hier und in der Wiener Sandsteinzone bis zur Steyr ist der Flysch obercretaceisch, während das Alttertiär in anderer Fazies auftritt. Der Muntigler Flysch wird nicht als Garumnien, sondern als ein Äquivalent der oberen Gosauschichten betrachtet. Die eigentlichen Gosauschichten sind auf die Fjorde der Kalkalpentäler beschränkt.

In Niederösterreich wird der Flysch von mannigfaltigeren Gesteinen gebildet und ist teils obercretaceisch, teils alttertiär. Neocomgesteine bilden klippenartige Aufbrüche.

Die intensiv gefaltete Zone des Wiener Sandsteins ist von den Kalkalpen durch eine gleichmäßig fortstreichende Störungslinie geschieden, deren gewaltige Dislokationen trotzdem im orographischen Relief gar nicht hervortreten. Nirgends folgt ihr ein größeres Längental; auch die in lange Falten gepreßte Flyschzone ist fast nur durch Quertäler gegliedert.

Tektonisch bunter ist der eigentliche Wiener Wald mit seinen neocomen Aufbruchszonen; die Faltung ist mehrfach von dem Südrande der gegenüberstehenden böhmischen Masse beeinflusst, verläuft daher unabhängig von der Störungslinie zwischen Flyschzone und Kalkzone.

Aufbruchsklippen sind seltener als in den äußeren Zonen der Westalpen und der Karpathen, finden sich aber von Hindelang bis St. Veit. Häufiger sind exotische Blöcke, durch Abrasion des alten, ursprünglich anstehenden Urgebirges („vindelicisches Gebirge“) und den Zerfall von Urgebirgsinseln entstanden, zuweilen auch wohl anstehend (Pechgraben bei Weyer).

Das tertiäre Vorland der Flyschzone zeigt gestörte Lagerung nur bis zur Salzach, ist zu Antiklinen zusammengebogen, vom Flysch überschoben. Weiter östlich ist es aber ganz horizontal gelagert, so daß die Verbindung der Molasse-Antikline in der Schweiz mit den Faltungen am Karpathenrande nicht statthaft erscheint.

Die nördliche Kalkzone. Den Hauptanteil haben triadische Gesteine in austroalpiner Fazies; den Westalpen steht sie fremd, als neues tektonisches Element gegenüber. Es werden zunächst die sehr mannigfaltigen Gesteine kurz besprochen. Es verdient vielleicht hervorgehoben zu werden, daß die Hauptmasse der Hallstätter Kalke in das Niveau des Dachsteinkalks gerechnet wird¹.

Die obere Kreide ist, wie erwähnt, in fjordartigen Tälern zur Ablagerung gekommen, diskordant zu dem gesamten Grundgebirge, oft alte Brüche überbrückend. Diese Tatsachen beweisen, daß gebirgsbildende Bewegungen intensiver Art der Ablagerung der Gosauschichten vorangingen.

Die Besprechung der Tektonik beginnt mit dem Rhätikon, wobei eine Entscheidung unter den verschiedenen Ansichten nicht getroffen wird. Gewaltige Überschiebungen über das im Süden, Westen und Norden vorliegende Gebiet werden anerkannt. Es wird aber auch auf die fast vertikale Stellung der Überschiebungsflächen im Algäu (zwischen Kalkalpen und Flyschzone) hingewiesen, welche ein Beweis für nur randliche Überschiebung und ein Argument gegen die Hypothese wurzelloser Massen ist. Vom Rhätikon bis zum Kaisergebirge herrschen im Bau der Kalkalpen schiefe Falten, Senkungsbrüche sind untergeordnet. Östlich vom Kaisergebirge sind schiefe Falten auf den nördlichen Saum beschränkt, während mehr im Süden flache Faltungswellen und große Brüche herrschen. Die Ketten werden durch einzelne Massive und Hochplateaus ersetzt, in denen der Dachsteinkalk eine wichtige Rolle spielt. Der Übergang fällt in die Gegend von Waidring, die stärkste Entwicklung der Plateaustöcke in den Kessel von Berchtesgaden. Ältere Schwankungen haben Teile des Dachsteinkalks bloßgelegt und in verschiedenen Zeiten wieder dem Meere überantwortet (Hierlatzkalk, transgredierendes Kelloway).

Eine Schilderung des Salzkammerguts aus der Feder von E. v. Mojsisovics ist eingeflochten. Die besonders interessierende Entwicklung der Trias, der Typus der einstigen juvavischen Provinz, wird jetzt als eine lokale bezeichnet, welche nur kleine Räume einnimmt, mitten zwischen der Dachsteinkalkentwicklung inselartig auftaucht. Es sind im wesentlichen zwei, durch eine Barriere von Wetterstein- und Dachsteinkalk gesonderte Züge, von denen der nördliche als Ischl-Ausseer, der südliche als Berchtesgaden-Hallstätter Kanal bezeichnet wird.

Östlich vom Toten Gebirge gelangt der salzburgische Strukturtypus zum Abschluß; es beginnen die österreichischen Kalkalpen, welche durch

¹ Bei Aufzählung der Juraschichten werden Macrocephalenschichten des Salzkammerguts als unteres Bathonien bezeichnet. Ich habe neulich eine ähnliche Bezeichnung gelesen, möchte aber betonen, daß dies nicht üblich ist. Macrocephalenschichten sind unteres Kelloway.

eine tektonische Längslinie Admont-Schneeberg in zwei sehr verschiedene Teile zerfallen. Eine schmalere, südliche, auf das Hochgebirge beschränkte Region bewahrt den Schollen- und Plateaucharakter der Salzburger Alpen. Die nördliche, wesentlich voralpine Region wird von schiefen, nach Norden übergelegten Falten und Schuppen beherrscht. In der Störungslinie stoßen verschiedene obertriadische Schichtenglieder scharf aneinander oder es kommt zu Aufbrüchen der älteren Trias. Zwischen Mariazell und Buchberg ist die Grenze keine einfache Bruchlinie, sondern ein breites, zersplittertes Gebiet. Eine Reihe von Gosauvorkommen, welche diskordant allen älteren Schichten aufliegen, ist an die Region geknüpft. Ergibt sich hieraus die Anlage der großen Aufbruchslinien als prägosauisch, so ist andererseits im Gosabecken der Neuen Welt zu beobachten, daß die Gosauschichten von den obertriadischen Kalken der Hohen Wand überschoben und daß Wandkalke samt Gosauschichten von noch jüngeren, diagonal zum Streichen gerichteten Blättern durchsetzt sind. Also mindestens drei altersverschiedene Systeme von Störungen. Der Richtung der Blattflächen folgen bekanntlich häufig die Erdbeben Niederösterreichs.

Spuren alter, cretaceischer Talbildung sind durch die Verbreitung der Gosauschichten besonders im Gebiet des Eunsdurchbruchs erwiesen. Jedoch greift auch das Neocom bei Scheibbs und an der Jeßnitz aus der Flyschzone kanalartig in die Kalkalpen ein und liegt diskordant auf gestörten Schichten, so daß Gebirgsbewegungen vor seiner Ablagerung vollzogen sein müssen.

Die sogen. „Thermenlinie“, die aus der Gegend von Gloggnitz über Baden und Mödling bis Wien verläuft, schneidet die östlichen Kalkalpen diagonal auf das Streichen ihrer Schuppen ab. Die Sandsteinzone, welche steiler nach NO. streicht, wird nur am inneren Saum von der Störung berührt. Ebenso sinkt die Zentralzone nur auf eine kurze Strecke unter die Ebene hinab, schließt sich jedoch weiterhin über das Leithagebirge und die Hainburger Berge fast unmittelbar an die Zentralmasse der kleinen Karpathen an. Das inneralpine Senkungsfeld von Wien, nach SW. zwischen Thermenlinie und Zentralzone spitz ausgeilend, ist nur durch wenige Tore (Völkerpforten von Wien und Carnuntum) geöffnet. Die tertiären Ablagerungen dieser Senke beginnen mit lignitführenden Süßwassertonen. Diese sind überall kräftig gestört, steil, auch senkrecht gestellt. Vom marinen Miocän an lagern die Schichten meist horizontal und sind nur durch Staffelbrüche durchschnitten.

Die Zentralzone. Die Kenntnis vom Bau der Zentralzone ist noch weit von jener Klärung entfernt, die ein deutliches Bild von der Architektur zu entwerfen erlauben würde. Die Aufteilung der kristallinen Gesteine nach ihrem sedimentären oder eruptiven Ursprung, die Altersdeutung der metamorphen Gesteine, die Unterscheidung der alten Kerne von jüngeren Intrusionen — das alles wird den Geologen noch lange Schwierigkeiten bereiten. DIENER sagt mit ESCHER VON DER LINTH: „Solange wir die Bedeutung und Entstehung der Zentralmassen nicht erkannt haben, so lange ist es noch gar nichts mit unserer Mechanik der Alpen“

— ein Wort, das man heute wieder unterstreichen möchte. Ein Unterschied gegenüber den Westalpen liegt in der Geschlossenheit der ostalpinen Zentralzone, welche sich im Süden wie im Norden von den Kalkzonen deutlich absondert. Vom Arlberg bis Gloggnitz schiebt sich ein paläozoisches Übergangsgebirge ein, in welches Brüche und Denudation jene merkwürdige Längsfurche gegraben haben, die heute von Durchbruchstätern zerstückelt, in jungtertiärer Zeit (nach LöwL) vielleicht von einem gegen das Murtal strömenden Fluß entwässert wurde. Die gemeinten Durchbrüche des Inn, der Chiemseer Ache, der Salzach und der Enns stehen wohl in einem Zusammenhange mit der Struktur des Gebirges, sind aber in ihrer heutigen Form jedenfalls Produkte der Erosion. Im Süden fehlt eine korrespondierende Grauwackenzone.

Aus dem westlichen Teil, wo die Lücken des Wissens besonders empfindlich sind, werden Adamello, die Judicarischen Brüche und die Umgebung des Brenners näher besprochen.

Die Intrusion des Adamello-Tonalits wird mit neueren Forschern (SALOMON) in die Tertiärzeit gerückt, gestützt auf STACHE's Beobachtung, daß Tonalitgerölle erst im Diluvium vorkommen, und SALOMON's Feststellung, daß steile Triassynklinalen im Tonalitgebiet eingeschlossen liegen, welche erst nach dem Oligocän entstanden sein können. (Beide Gründe sind noch nicht ausschlaggebend. In den mesozoischen Schichten herrschen Ausbildungen, denen Gerölle meist fehlen, und synklinale Biegungen können sehr wohl mit den vulkanischen Kräften der Tonalitruption verbunden gedacht werden. Die Störungen am Ostrande des Tonalitmassivs zeigen jedenfalls, daß dieses in der Zeit der jüngeren Gebirgsbildung schon als solches existierte.) Kürzer sind die Münstertaler Alpen, Ortler, Ötztaler Masse usw. behandelt, aber immer ist die Charakteristik eine vorzügliche und immer wird man in knappen Worten auf die Probleme hingewiesen, welche diese Berge bieten.

Die Judicarienlinie wird in Zusammenhang gebracht mit der Störungszone des Pustertals (in Tonglimmerschiefer eingefaltete und südwärts überschobene Triaskalke) und jenen Brüchen, welche bis Lienz die mesozoischen Gesteine im Süden von den kristallinen des Nordens scheiden (Draubrüche). Entlang dieses ganzen Bogens großartiger Störungen ist das östlich und südlich vorliegende Gebirge Südtirols gesenkt und z. T. überschoben. Die Tonalitmassen des Iffinger und des Brixener Massivs sind jüngere Intrusionen, aber doch von den jüngsten tektonischen Bewegungen noch mit-ergriffen; auch scheint wenigstens die Anlage der Judicarienlinie und ihrer Fortsetzung weit zurückzuliegen.

Bei der Besprechung des Brenners lagen die neuen Aufnahmen von FRECH noch nicht vor. Das Auftreten der Kalke zu beiden Seiten des Brenners läßt die Annahme einer ursprünglichen Quersenke schon während der Ablagerung berechtigt erscheinen, deren Betrag so bedeutend war, daß auch die späteren Hebungen die Kalkmassen nicht so hoch drängten, daß sie der Abtragung zum Opfer fallen mußten. Gegenüber den Schlüssen, die man früher aus der flachen Lagerung des Mesozoicums am Brenner

zog, wird auf die Dislokationen hingewiesen, welchen im Süden die, wie FRECH nachwies, triadischen Tribulaundolomite, im Norden die Triasbildungen der Tuxer Alpen ausgesetzt waren. Da diese Gesteine sich nach Osten herausheben, so sind sie im unteren Zillertal ganz verschwunden; dieses ist ganz in Phyllite etc. eingeschnitten, in denen der Granitgneis des Kellerjochs ein verändertes Intrusivgestein darstellen dürfte.

Das sogen. Pinzgauer Mittelgebirge ist wenig bekannt, hervorzuheben ist aber, daß seine Gesteine, die sich im Westen an die Glimmerschiefer etc. des Zillertals anschließen, nach Osten an Kristallinität verlieren; das Pinzgau selbst entspricht einer Grabenversenkung, welche gegen das Streichen spitzwinklig verläuft. Im Norden wird es von der Trias der Kalkalpen durch ein „Übergangsgebirge“ getrennt, in dessen Gesteine die Längsfurche Wörgl—Dienten eingeschnitten ist. Es beginnt bei Schwaz. Zahlreiche Erzlagerstätten sind aus diesem Gebiet bekannt geworden.

Im Süden sind im sogen. Tauerngraben paläozoische und mesozoische Gesteine in dislozierter Lagerung erhalten (Krimmler Schichten LÖWL's, Breiner Schichten bei ROTHPLETZ), welche das Phyllitgebirge, die Fortsetzung der Ötztaler Masse, vom Zentralmassiv der Hohen Tauern trennen. In diesen betreten wir ein Gebiet der Zentralgneis-Entwicklung, dessen Massive von einer „Schieferhülle“ umstrittenen Alters ummantelt werden. Jedenfalls wies GEYER für die Kalkphyllite von Murau nach, daß sie dem Grazer Paläozoicum entsprechen, während TELLER in den Kalken des Pfunderer Gebirges Diploporen entdeckte. Die Zentralgneise selbst dürften in die Schieferhülle eingedrungen sein, Intrusivgesteine, welche einen weitreichenden Kontakt ausübten, so am Venediger und allgemein in den westlichen Tauern. Auch die Wechsellagerung von Schiefer- und Granitgneis kann durch die Annahme ausgewalzter Granitapophysen am besten erklärt werden. Für großartige Aufschmelzung der Schieferhülle sprechen die Verhältnisse der von BECKE untersuchten Greiner Scholle im Zillertaler Hochgebirge. Später ist sowohl die Schieferhülle wie das Intrusivgestein dynamischen und chemischen Umänderungen ausgesetzt worden, welche ihnen gemeinsame Züge verliehen. Das Alter dieser Intrusionen ist ein hohes; Hochstegenkalk und Brennerschiefer, welche dem Granitgneis des Tuxer Massivs ohne jede Kontakterscheinungen auflagern, setzen eine Grenze nach oben hin. Die isolierte Masse von Bruneck (Antholzer Granitgneismasse), welche an den Tonglimmerschiefen des Pustertals scharf abstößt, nach Norden etwas überschoben ist, erscheint als Äquivalent der Zentralgneise des Zillertaler Massivs, dagegen ist die Tonalitmasse des Riesenferners den post-triadischen Intrusionen vom Typus des Adamello zugerechnet.

Großenediger und der kleine Granatspitzkern sind Intrusivmassen (am Granatspitz kommt sogar ein Stück des Bodens des Intrusionsraums zum Vorschein, ähnlich wie an den Lakkolithen der Henry Mountains), die Glocknergruppe gehört ganz der Schieferhülle an. Von hier beginnt das Streichen nach SO. Wiederum begegnen uns isolierte Intrusionen (Rametten, Gamskarl, Rauriser und Hohalm-Massiv) inmitten einer Schieferhülle, welche in den tieferen Lagen Silikatschiefer, in den höheren Kalkphyllite führt.

Hier sind auch jene berühmten goldführenden „Gangstreichen“ eingeschaltet, welche im Gebiet von Heiligenblut, Gastein und Rauris so oft zu Bergbau Veranlassung gegeben haben. Die Blätter und Sprünge streichen vorwiegend NO. oder NNO., oft mehrere Kilometer weit.

Während im Hauptkamm der Hohen Tauern Zentralgneis herrscht, liegt im Süden eine breite Zone von Glimmerschiefer und Gneisphylliten, aus denen Schobergruppe und Deferegger Gebirge gebildet sind; sie sind älter als die Hauptmasse der Schieferhülle, intensiv gefaltet und von einer Längsstörung durchzogen, welche als Matreier Überschiebung (nach Norden) eingeführt wird.

In dem Hohalm-Massiv, auf dessen Mantel noch eine kleine Carbon-scholle liegt, erreicht das Auftreten der Zentralgneise sein östliches Ende; die steierischen Zentralmassen sind aus Hornblendegneis und Glimmerschiefer gebildet, welche mehr dem oben erwähnten Zuge im Süden der Tauern ähneln. Eine bedeutende Querstörung scheidet den Westen und Osten.

Zwischen dem Hohalm-Massiv und den schon zur östlichen Entwicklung gehörenden Bundschuh- und Schladminger Gneismassen lagern die Triasschollen der Radstätter Tauern, deren oberste, schon jurassische Sedimente auffallend kristallinischer sind als die triadischen Diploporenkalke der Unterlage. Zweifellos liegen sie diskordant auf dem Grundgebirge, aber der heutige Gebirgsbau ist doch wesentlich durch junge tektonische Störungen beeinflusst.

Die tektonische Fortsetzung der Tauern, deren Scheitellinie in der Schladminger Gneismasse sich deutlich gegen SO. senkt, liegt in dem Zuge der Glimmerschiefermasse der norischen Alpen, führt gegen SO. und drängt sich im Bachergebirge in die Umrandung der pannonischen Tiefebene. Die Gneismassen, welche weiter im Norden sich aneinander reihen, bilden einen von den Tauern ganz unabhängigen Bogen, dessen Konvexität nach Süden gekehrt ist — den nordsteierischen Gebirgsbogen VACEK's.

Der Achse der Tauern zunächst folgend tritt man in die Mulde von Neumarkt-Murau, deren jüngere Phyllite in das Paläozoicum gehören und von GEYER als Äquivalente des Grazer Silurs betrachtet werden. Die sogen. steierische Masse STUR's, welche die Saualpe, Koralpe und die Lavanttaler Alpen umfaßt, wird wesentlich von Granatglimmerschiefern gebildet, denen an der südlichen Abdachung noch Reste jüngerer Formationen anhaften. Im Krappfelde, einer SW.—NO. streichenden Mulde, sind Trias in nordalpiner Entwicklung, gosauartige Kreide und marines Eocän vertreten. Ähnliches gilt von dem Vorkommen von St. Paul, einer im Westen und Osten von Verwerfungen abgeschnittenen Scholle. An den Gehängen des Lavanttales gehen aquitanische Tone hoch hinauf und marines Unteriocän greift bis in das Innere der Zentralzone. Das Becken von Klagenfurt, ein inneralpines Senkungsfeld, ist zum größten Teil von jüngerem Tertiär erfüllt. Im Bosruck springt die Glimmerschiefermasse gegen die Ebene vor, während das durch eine Senke getrennte Bachergebirge einen Intrusionskern von Granit umschließt, dessen Alter

umstritten ist. Immerhin hat das Bachergebirge als starre Masse die mesozoischen Falten des Drauzugs beeinflußt.

Der nordsteierische Gebirgsbogen, mit der Masse des Bösensteins oder der Rottenmanner Tauern beginnend, umschließt weiter die Gneismassen des Mürzthales, des Wechsel- und Rosalingebirges, Reste eines sehr alten, abradierten Bogenstückes, deren Intervalle von transgredierenden Granatglimmerschiefern und Phylliten gefüllt werden. Auf der nördlichen Innenseite des Bogens finden sich mosaikartig durcheinander gewürfelt obersilurische Tonschiefer und devonische Kalke, und in selbstständiger Verbreitung, nach VACEK transgredierend, carbonische Sedimente. Die Kalke des Semmerings dürften nach TOULA's Funden wesentlich triadisch sein. Auf dem Goldberg bei Kirchberg (Wechselmassive) hat sich ein Rest Eocän erhalten. Mit dem Rosalienberg und den Krumbacher Bergen erreicht der geschlossene Bogen sein östliches Ende, aber es ist kein Zweifel, daß die aus der miocänen Niederung auftauchenden Inseln, vor allem das Leithagebirge, den Anschluß an die kleinen Karpathen vermitteln.

Wo der nordsteierische Bogen und die nörtsche Fortsetzung der Tauern auseinanderweichen, schiebt sich die Bucht von Graz ein, mit ihren silurischen und devonischen Sedimenten, über denen in der Kainach auch noch Gosaukreide transgredierend auftritt.

Der Abbruch gegen die östliche Ebene ist mehrfach zerschlitzt, doch drang das miocäne Meer nur im Lavantale bis in die Zentralzone vor; im ganzen bildeten die geschilderten Alpen einen geschlossenen, gebirgigen Landrücken. Die lakustren Miocänbildungen, welche vor dem Eindringen des Meeres in die Senkungsfelder von Ödenburg und von Graz entstanden, sind noch erheblich disloziert, das jüngere Miocän fällt flach nach Osten ab. Doch kommen lokale Störungen selbst noch in pontischen Schichten vor. Auch die Basalte der Riegersburg sind von jugendlichem Alter (den Congerienschichten und dem Belvedereschotter entsprechend), die Trachyte-ergüsse jungmiocän.

Wenn nun der Ostrand der Zentralzone nicht als ein natürlicher Rand betrachtet werden kann, so schwächt sich doch die Intensität der Faltung deutlich gegen Osten ab, und LOCZY zeigte, daß der Untergrund der ungarischen Tiefebene den Charakter einer alten, nur unerheblich gestörten Masse trägt.

Der Drauzug wird jener langgestreckte Gebirgstreifen genannt, der sich als trennendes Element zwischen Zentralzone und südlichen Kalkalpen vom Sextental bis in die pannonische Ebene verfolgen läßt. Sein Bau ist im ganzen geklärt durch die Arbeiten von STACHE, FRECH, TELLER und GEYER. Im Westen ist eine deutliche Dreigliederung vorhanden. Eine schmale Aufbruchszone kristalliner Gesteine trennt einen nördlichen Streifen, welcher ganz den Charakter eines Faltenstückes der nördlichen Kalkalpen, bei nördlicher Entwicklung der Trias, trägt, die Gailthaler Alpen, von einer südlichen Kette, in der paläozoische Gesteine vom Untersilur an schon in carbonischer Zeit zusammengeschoben und gefaltet erscheinen und eine obercarbonische Decke dem abradierten

Gebirge aufgelagert ist. Die erhaltenen Reste der Trias sind von südalpiner Entwicklung. Schon westlich von Villach verschwindet die kristalline Aufbruchszone; weiter im Osten stoßen nördliche und südliche Zone direkt aneinander, bis weiterhin die kristallinen Aufbrüche und tonalitischen Intrusivmassen von Eisenkappel etc. sich zwischen die beiden Streifen einzwängen. Hieraus ergibt sich eine berechnete Einteilung in einen westlichen und einen östlichen Abschnitt (Karawanken).

Während die kristallinen Gesteine das normale Fundament der paläozoischen Gesteine des Südens abgeben, sind sie von der Nordzone durch den Gailbruch scharf geschieden. Die Schichten der Nordkette beginnen im allgemeinen mit permischem Grödnert Sandstein; eine interessante Ausnahme bildet das auffällige Auftauchen des Unter carbons mit *Productus giganteus* am Dobratsch (Nötscher Schichten), das sich nach GEYER bei Kötschach wiederholt. Auch nach NW. sind die Gailthaler Triasalpen durch Brüche von der Zentralzone abgesetzt, jedenfalls bis in die Gegend von Lienz; in eingeklemmten Resten läßt sich diese Trias aber bis weit ins Pustertal verfolgen, bis Bruneck.

Weiter im Osten trennt ein Längsbruch den Dobratsch von dem Bleiberger Erzgebirge, wo das bekannte Vorkommen des Muschel marmors mit *Carnites floridus* sich befindet.

Die ober carbonische Decke der karnischen Hauptkette, in welche devonische Riffkalkmassen klippen- oder inselartig eingreifen, nur von den höchsten Fusulinenhorizonten überlagert, ist besonders im Gebiet des Auernig und der Krone studiert. Bekannt ist der mehrfache Wechsel terrestrischer Bildungen mit marinen Sedimenten vom Alter des russischen Ober carbon — eine an das Donetzgebiet erinnernde Bildung. Noch jüngere Bildungen sind die Troglkofelkalke (hier noch als Perm carbon bezeichnet, einfacher wohl als Perm zu benennen), denen dann Grödnert Sandstein, *Bellerophon*-Kalk und die ganze Serie der südalpinen Trias sich anschließen. Im östlichen Abschnitte der Hauptkette ist, wie FRECH gezeigt hat, ein Triasstreifen von flacher Lagerung zwischen Brüchen zur Tiefe gegangen, so daß hier am sogen. Savebruch Schlierndolomit hart neben die permische und unter triadische Basis der südlichen Kalkalpen (Triasplatte von Raibl) zu liegen kommt, während im Norden die Triasscholle von den silurischen „Gailthaler Schichten“ begrenzt wird. Im Westen existiert eine derartige tektonische Scheidung nicht; das Paläozoicum der karnischen Alpen zieht ungestört nach Friaul hinein, wo ihm die Triasbildungen aufgelagert sind.

Im Profil von Tarvis ergab sich, daß bis zu den Fusulinenkalken herab volle Konkordanz der Schichten herrscht.

Für die Karawanken, deren Erforschung wir besonders TELLER verdanken, ist charakteristisch die Aufbruchszone von Eisenkappel mit ihren Intrusionen, welche SALOMON zu dem Randbogen der periadriatischen Massengesteine rechnet, und die wahrscheinlich bis zum Bacher reichen. Die Dreigliederung im Westen ist damit in gewisser Weise wiederhergestellt. Ganz auffallend ist der scharfe Kontrast der Triasbildungen im Norden und Süden dieser Zone, welche sich bis auf $3\frac{1}{2}$ km einander nähern.

Daß der heute an parallelen Längsbrüchen tief eingesunkene Urgebirgsstreifen einstmals als trennender Wall auftrat, so daß im Norden Reingrabener Schiefer, *Cardita*-Schichten etc., im Süden rein südalpine Schichten sich bilden konnten, wird von TELLER als wahrscheinlich hingestellt.

Der mesozoische Zug am Nordrande umschließt noch Lias und Jura. Er endet im Osten mit einem Abbruch und überragt das Senkungsfeld von Windischgrätz, in dem innerhalb der tertiären Ausfüllung auch Gosauschichten erscheinen, welche über den Bruchrand greifen, ohne am Aufbau der Karawanken sonst teilzunehmen. Der Einbruch ist also jünger als oberer Jura und älter als die obere Kreide; daß das Triasgebirge sich hier einst fortsetzte, wird durch die Scholle von Oberdollnisch bewiesen. Auch im Becken von Klagenfurt tauchen noch Reste der versenkten Karawankenkette auf.

Die karnische Hauptkette ist in den Ostkarawanken fortgesetzt in den Triaszügen der Kuschota und Uschowa, welche nach Norden über den nördlichen mesozoischen Zug und auch über die Tonalite von Eisenkappel geschoben sind. Weiter im Westen gehören Vignuša und Stou hierher, deren steile Auffaltungen scharf mit dem tafelförmig gebauten Nordrand der Julischen Alpen kontrastieren, obwohl in stratigraphischer Beziehung unverkennbare Verwandtschaft herrscht.

Im Osten liegt zwischen dem Triaszuge der Koschuta und den Steiner Alpen ein weites Gebiet, in dem die paläozoischen Gesteine sich heraufdrängen, durch tiefgreifende Längsstörungen in zahlreiche schmale Bänder zerlegt, tektonisch sehr kompliziert, stratigraphisch aber analog dem Paläozoicum der karnischen Hauptkette. Weithin wird der Südrand dieser Aufbruchzone von der Triasscholle der Steiner Alpen überschoben. Jenseits einer Querstörung läßt sich der tektonische Südrand noch weiter nach Osten verfolgen; hier sind die Andesitmassen des Smrekouc auf ihm zum Ausbruch gekommen, wie aus der Verknüpfung der Laven mit marinen Schichten hervorgeht, zur Untermiocänzeit.

Noch einmal erweitert sich der stark eingeengte Triasstreifen, der als Fortsetzung der karnischen Hauptkette zu gelten hat, zum Triasgebiet von Weitenstein mit seiner schmalen carbonischen Aufbruchswelle, der Weitensteiner Eisenerzformation.

Von Interesse ist die Beziehung zu den Tertiärbildungen am Südrand. Schon das unteroligocäne Meer drang in die Fjorde ein, welche durch die parallelen Längsbrüche geöffnet wurden, aber bis in die jüngere Miocänzeit haben die Bewegungen des Gebirges fortgedauert. Pliocäne Flußläufe wies TELLER noch in 200 m Höhe über dem Niveau der Pak nach. Erst die oberpliocänen Schichten mit *Mastodon arvernensis* (nicht unterpliocän) liegen flach.

Intensiv gestört sind auch die Sotzkaschichten, welche zwischen Bacher- und Weitensteinergebirge einen schmalen Streifen bilden; an manchen Stellen sind sie innig mit klippenartig aufragenden Gosauschichten verfaßt.

Im Gonobitzer Gebirge, dann im isolierten Wotsch findet der Weiten-

steiner Triaszug seine Fortsetzung; die transgredierenden Sotzkaschichten sind auch hier in durch Längsstörungen angelegte Buchten eingedrungen und später mit dem Gebirge verfaltet. Südlich der Hauptzone von Carbon und Trias treten nochmals klippenförmige Schollen des Grundgebirges und des Carbons aus dem Tertiär hervor, welche einer Zone paralleler Längsstörungen angehören, die als Donatib^uch bezeichnet wird. Dieser Bruch, der sich weit nach Osten verfolgen läßt, nach Westen in den südlichen Randbruch des Weitensteiner Gebirges verläuft, ist der natürliche Südrand des Drauzugs, welcher unter dem stauenden Einfluß des Bachers hier deutlich nach Süden ausbiegt. Auf diesen Dislokationen brachen zur älteren Miocänzeit andesitische und dacitische Magmen aus, hier treten noch heute Thermen und Sauerlinge an die Oberfläche, sodaß die Bezeichnung „Südsteierische Thermallinie“ gut gewählt erscheint.

Für die Intensität, mit der die Gebirgsbewegungen noch in junger Tertiärzeit sich geltend machten, sprechen auch hier am Ostrande die steilen sarmatischen Schichten der Ebene, die Leithakalke auf der Spitze des Donatiberges (833 m) und seine unter 60—80° einfallenden Nulliporen-bänke.

Die südliche Kalkzone. Eine Besprechung der für dieses mächtige Gebiet in Betracht kommenden Schichten eröffnet den Abschnitt. Dann wird auf die Bedeutung hingewiesen, welche die Judicarienlinie für seine Abgrenzung besitzt. Mit dieser weit in den Körper der Ostalpen eindringenden Störung erhält die südliche Kalkzone, die bisher nur als schmaler Gürtel das kristalline lombardische Alpengebirge begleitete, eine Verbreiterung, welche die nördliche Kalkzone um ein bedeutendes übertrifft. Es lassen sich aber in diesem Gebiete zwischen Judicarienlinie und dem Einbruch von Laibach mehrere tektonische Elemente unterscheiden, welche sich um den Porphyrschild von Bozen und den Aufbruch der Cima d'Asta gruppieren. Im Westen liegt die judicarische Faltungszone, mit ausgesprochen NNO. streichenden Falten, am Südrand der Cima d'Asta die venezianische Faltungszone, deren Falten und Brüche mehr äquatorial resp. periadriatisch ziehen, bis zum Isonzo. Der Hauptstamm der südlichen Kalkzone, das dritte tektonische Element umfaßt Südtirol, wo die Schichten dem Porphyrschild aufgelagert sind und reicht bis zu den julischen Alpen. Hier überall sind Verwerfungsbrüche maßgebend, weniger ausgesprochene Faltungszüge.

Die judicarische Faltungszone oder das Etschbuchtgebirge ist durch einen regelmäßigen Faltungsbau charakterisiert, der nichts mit Flexuren oder Senkungserscheinungen zu tun hat, obwohl orographisch der Kettentypus nicht so deutlich ist. Judicarien und Val Trompia, das untere Sarcatal mit dem Gardasee, die beiden Ketten des Monte Baldo gehören zu den tektonisch vorgezeichneten landschaftlichen Formen. Überschiebungen, welche nach außen gerichtet sind (nach S. und OSO.), sind häufig. Weiter im Norden, wo Adamello und Cima d'Asta-Massiv sich einander nähern, wird die tektonische Komplikation noch größer. Drei große Ketten beherrschen den Aufbau, die Brenta-Gruppe, der Monte Gazza und der Orto

d'Abramo, welch' letzterer die tektonische Fortsetzung des Monte Baldo ist. In ihm macht sich der Einfluß anders gerichteter Faltung schon deutlich geltend, indem er bei Trient nach Osten umbiegt. Auch der Monte Bastornada bei Rovereto beschreibt einen derartigen Bogen und noch ausgesprochener zeigt sich die Interferenz der beiden Faltungssysteme im Monte Pastello und Pastelletto, welcher ganz gegen Osten umbiegt und in der Kniefalte des Corno d'Aquiglio den südlichen Absturz der Lessinischen Berge gegen das veronesische Mittelgebirge bildet.

Der Südrand der Alpen verläuft von Brescia bis Battaglia in ungefähr dinarischer Richtung, als eine natürliche, dem Schichtenstreichen konforme Abgrenzung, aber nach Osten ist ein großer Teil des Gebirges an einer Bruchlinie in die Tiefe gesunken, welche von Battaglia bis Schio nach NW. zurückspringt. Das Dreieck zwischen dem natürlichen Südrand und der Schiolinie ist das veronesisch-vcentinische Mittelgebirge, mit verhältnismäßig einfachem Bau. Die tiefsten Schichten sind die grauen Kalke des Lias. Die Lavaströme des vcentinischen Alttertiärs scheinen von Westen aus den veronesischen Bergen gekommen zu sein.

An seiner Spitze ist das Dreieck zweimal durch Erosion unterbrochen. Das abgelöste Südende sind die Euganeischen Berge, mit der Vulkanruine des Monte Venda und trachytischen Eruptionen, das zweite Stück die Colli Berici mit flach nach Norden abgedachten Schichten. Das Hauptstück des Dreiecks hat sein tektonisches Zentrum im Aufbruch von Recoaro, wo flachgelagerte, eingefaltete Quarzphyllite inmitten einer triadischen und liassischen Umrahmung erscheinen. Die geringe Faltung erklärt DIENER damit, daß er die Stelle als Zentrum eines periklinalen Doms auffaßt, entgegen TORNQUIST, der auf die vollständige Abwesenheit faltender Bewegungen zur Tertiärzeit schloß.

Die Fortsetzung des Triasgebiets von Recoaro liegt im enger zusammengepreßten Tretto, ist aber durch die Schiolinie abgetrennt; nach Süden fällt es in Staffeln ab, der Südrand selbst ist stellenweise nach Süden überkippt. Der Westrand senkt sich allmählich gegen das Val Lagarina und bildet den Sockel des Monte Baldo. Querbrüche, die nach Osten auseinander treten, zerlegen das Plateau in eine Reihe schmaler, nach Süden divergierender Streifen.

Im Osten schließt sich die niedrige tertiäre Hügellandschaft der Marostica an, deren Nordrand die tektonische Fortsetzung der Überschiebung von San Orso und bis Bassano stark disloziert ist. Über ihr erheben sich die Sette Comuni mit einem hohen Steilrand, durch senkrecht stehende oder überkippte Jura- und Kreideschichten gebildet, welche von dem flach muldenförmig nach Norden gesenkten Schichten der ersten Plateaustufe durch einen Bruch getrennt sind. Ein ähnlich gebauter zweiter Steilrand von 600—800 m führt zu einer nördlichen Stufe, deren flache Plateauschichten sich weiter im Norden zu den Spitzen über dem Val Sugana hinaufziehen. Dies letztere folgt einer der wichtigsten Störungslinien des ganzen Gebiets, welche MORISOVICS bis nach Agordo verfolgt hat, die aber vielleicht noch viel weiter östlich in der Tagliamento-Flexur wieder auf-

taucht; charakteristisch ist die Überschiebung des Südrandes der kristallinen Masse der Cima d'Asta auf mesozoische und känozoische Schichten des Val Sugana. Schon zur Miocänzeit muß eine Tiefenfurche existiert haben, welcher das Meer folgen konnte.

Ehe man, von den Sette Comuni absteigend, das Val Sugana erreicht, kreuzt man eine Dislokationslinie, an welcher z. B. am Civaron Miocän zwischen mesozoische Schichten eingeklemmt erscheint. Es ist dies die Bruchlinie von Belluno, welche die venezianische Faltungszone im Norden begrenzt und weiter im Osten von der Isonzolinie abgelöst wird. Auch sie geht östlich in eine nach Süden überkippte Falte oder eine Wechselfläche über. Südlich liegen zunächst die von Tertiär gefüllten Mulden von Belluno und Alpagò, vielleicht die Fortsetzung der auf der ersten Stufe der Sette Comuni bemerkten Mulde von Asiago, dann erhebt sich das Terrain zu einer großen Antiklinale von flacher Wölbung, den Belluneser Voralpen, die bis an die venezianische Tiefebene herantreten.

Das Porphyrschild von Bozen, welches am Westrande der Etschbucht unter den mesozoischen Gesteinen der Mendel untertaucht, keilt sich nach Norden aus, wie die Profile im Villnöß lehren. An anderen Stellen ist es aber auch tektonisch umschrieben, so am Rand zwischen Lavis und Neumarkt und im Norden an der Ecke gegen die vorliegenden Tonglimmerschiefer. Die phyllitischen Gesteine seiner Unterlage heben sich im Norden von Waidbruck bis Brixen, im Süden in der Aufbruchswelle der Cima d'Asta heraus. Die nördlichen Phyllite sind durch die Brixener Granitmasse von der Zentralzone geschieden und bei Klausen von dioritischen Gesteinen durchzogen, welche W. streichenden Längsbrüchen folgten. Ihr Alter ist strittig.

Die Region der Cima d'Asta bildet eine nach dem Val Sugana hin überschlagene Falte von Phylliten, in welcher granitische Intrusivmassen stecken. Mit v. KRAFFT hält DIENER am carbonischen Alter des Asta-granits fest, da bisher die Beobachtung, daß Kontaktgesteine der Schieferhülle schon im Verrucano vorkommen, nicht widerlegt ist.

Wie die Porphyryplatte im Raschötz das Phyllitgebiet von Klausen überragt, so ist im Süden die Lagorai der Cima d'Asta vorgelagert. Sie trägt die Wasserscheide und die hier entspringenden Flüsse haben das südliche kristallinische Gebiet tief durchschnitten. Nach Norden sinkt die Tafel ab und ist von Sprüngen durchzogen. Hier hat das Flußgebiet des Avisio die bekannten Eruptivstöcke von Predazzo und des Monzoni erschlossen. Die Diskussion über das Alter der Intrusionen ist noch im Gange; DIENER nimmt eine vermittelnde Stellung ein, indem er zwar anerkennt, daß die Monzonite jünger sind als die Hauptmasse der Eruptivgesteine aus der Wengener Zeit, aber die Möglichkeit offen läßt, daß sie mit den jüngsten Melaphyr- und Porphyritlaven zusammenhängen. Ihre untere Altersgrenze ist durch den Kontakt mit Kalksteinen der ladinischen Stufe gegeben. Über die angeblich posttriadischen Intrusivgänge in Wengener Schichten, von denen ROTHPLETZ und OGILVIE sprechen, läßt sich ebenso wenig etwas Sicheres sagen.

Im Osten taucht der Porphyry allmählich unter mesozoische Sedimente. Wir treten in die Region der „Südtiroler Dolomite“, für die das Nebeneinander scharf kontrastierender, vikariierender Faziesgebilde und das Auftreten weit verbreiteter Eruptivmassen bezeichnend sind. Die Rifftheorie wird ausführlich besprochen. Es wird als feststehend anerkannt, daß der Schlerndolomit in Gestalt von Klötzen und Stöcken auftritt, die eine fazielle Vertretung der benachbarten Tuff- und Mergelschichten darstellen, es wird aber auch zugegeben, daß er weiter im Norden (Gröden, Enneberg, Ampezzo) als normales Sediment zwischen Cassianer und Raibler Schichten sich einschiebt, daß er also am Ende der Cassianer Zeit an räumlicher Ausdehnung bedeutend gewann.

Den Ausdruck „Riff“ für die stockförmigen Massen hält DIENER im ganzen für wohl gerechtfertigt; ob es gerade Korallen waren, denen der Aufbau der Riffe zuzuschreiben ist, ist nicht gesagt, es hat sich aber auch an den rezenten Korallenriffen gezeigt, daß insbesondere Algen mindestens stark beteiligt an ihrer Struktur sind. Der steile Böschungswinkel an der Faziesgrenze, die Übergußschichtung, Block- und Konglomeratstruktur werden mit MOJSISOVICS als wichtige Analoga mit Riffbauten genannt. Sie entstanden auf höheren Teilen des Meeresbodens; vulkanisches Material füllte allmählich die zwischenliegenden Tiefen aus. In Pausen drang die Riffbildung gegen diese Regionen vor (Roßzahn-Struktur) aber erst nachdem die Ausfüllung beendet war, vor Eintritt der Raibler Zeit, griff die Dolomitentwicklung in großem Umfange auf jene Regionen der Tuffe und Mergelbildung über.

Die jetzigen Steilabbrüche fallen allerdings nur ausnahmsweise (so am Plattkofel) mit der Böschungsfläche des alten Riffs zusammen; in großartigem Maße hat die Erosion die Massen zerstückelt. Die Isolierung der Kalkmassen durch Torsionssprünge, wie sie die OGLIVIE'sche Hypothese annimmt, wird abgelehnt und betont, daß die periklinalen Wölbungen der tieferen Triassschichten zwischen den einzelnen Massiven wohl darauf zurückzuführen sind, daß die gewaltigen Dolomitmassen einen Druck auf die weichere Unterlage ausübten, der Ausweichungsbewegungen erzwingen mußte. Faltungen und Überschiebungen fehlen zwar im südtirolischen Hochlande nicht (Marmolata u. a.), aber in der Regel sind die Spannungen in Verwerfungsbrüchen ausgelöst. Die Linie des Villnöß, von Falzarego, des Antelao sind bekannte Beispiele solcher Sprünge.

Die östliche Fortsetzung des südtirolischen Hochlandes, die Friulaner Alpen, ist bedeutend verschmälert, indem sich der Drauzug zwischen Zentralzone und Kalkalpen einschiebt. Im Norden treten erhebliche Riffmassen unter dem Niveau der Buchensteiner Schichten auf, im Süden von Sappada liegen sie über den Wengener Schichten; bei San Stefano fehlt Schlerndolomit ganz und die sandig-mergelige Fazies (inkl. der *Subbullatus*-Zone) reicht bis an die Basis des Hauptdolomits. Das Gebirge ist von zwei Antiklinalen durchzogen, neigt sich aber als ganzes so stark gegen den Tagliamento, daß hier nur noch Hauptdolomit erschlossen ist (Tagliamento-Flexur). Dann sinkt es in Staffelbrüchen gegen Süden

ab, zur Frattura periadriatica, der Fortsetzung der Belluno-Linie. Ausgeprägte Faltungen sind im wesentlichen auf das schmale Gebiet südlich dieser beiden Störungslinien beschränkt. Die Strukturlinien der Friulaner Alpen setzen durch das Tolmezziner Gebiet bis in die Raibler Alpen fort, sind jedoch im einzelnen noch nicht klargestellt.

Die Triasregion der julischen Alpen ist von der karnischen Hauptkette, wie erwähnt, durch einen scharfen Bruch geschieden, welchem die Täler der Fella oberhalb Pontafel, die oberste Gailitz und die Wurzener Save folgen. In tiefen Durchbruchstälern sind die berühmten Profile von Pontafel und Raibl erschlossen. Über den doleritischen Tuffen von Kaltwasser folgt der erzführende Kalk als Rifffazies der ladinischen Stufe, dann die Fischechiefer und noch höher die Raibler Schichten in der bekannten Gliederung (*Kefersteini*-Schichten, Zwischendolomit, Torer Schichten). Weiter westlich schalten sich an der Basis der Tuffe dem Mendolakalk entsprechende Kalkmassen ein, unterhalb Pontafel wird die Mächtigkeit der Tuffe erheblich reduziert, oberhalb des Aupasattels schieben sich über ihnen Wengener Schichten mit *Daonella Lommeli* ein, so daß sie hier nur noch der Stufe der Buchensteiner Schichten entsprechen. Weiter im Osten keilen dann die Raibler Schichten als selbständiges Mergelniveau vollständig aus; ein mächtiger Kalkkomplex reicht von den doleritischen Tuffen an bis in das Rhät. Diese Ausbildung greift noch in die Steiner Alpen hinüber.

Die Julischen Alpen sind zwar im Vergleich mit der karnischen Hauptkette ruhig gelagert, aber immerhin von beträchtlichen Störungen durchzogen. Der südliche Abbruch fällt mit der Isonzolinie zusammen, an die von Süden her schon dinarisch streichende Falten und Längsbrüche herantreten. Die Ebene von Laibach, welche durch einen von carbonischen Gesteinen gebildeten Hügelzug in zwei Teile zerfällt, unterbricht als typisches Einbruchsfeld, welches auch häufigen Erdstößen ausgesetzt ist, den Zusammenhang mit dem Osten. Erst jenseits desselben erreichen wir in den Steiner Alpen die Fortsetzung der Julischen. Sie bilden wie diese eine im ganzen starre Schichtentafel, welche aber im Norden sich über die paläozoische Aufbruchszone der Koschuta schiebt, während im Süden entgegengesetzte Faltungstendenz herrscht. Hier sind bei Stein sowohl die Trias wie die tertiäre Vorlage nach Süden überkippt. Im Osten sind sie abgeschnitten durch das Senkungsfeld von Praßberg, dem noch einzelne triadische Schollen entragen. Das Oligocänmeer ist nicht allein in dieses Becken, sondern auch noch in das Innere der Steiner Alpen gedrungen, wie LIPOLD und TELLER im Feistritztal nachwiesen. Seine Ablagerungen treten in so verschiedenen Höhenlagen auf, daß postoligocäne Störungen von mindestens 500 m Sprunghöhe angenommen werden müssen.

Das verkarstete Kalkgebirge der Menina Planina ist von gemischtem Charakter, ist von älteren Faltungen ergriffen, den jüngeren gegenüber aber passiv geblieben und dadurch zum stauenden Hindernis geworden. Ähnliche Rollen wurden dem Bacher, dem Adamello, dem Porphyrschild von Bozen zugeteilt.

Die Ausführungen über das Karstsystem sind kürzer gehalten, geben aber einen ausgezeichneten Überblick über dies große Gebiet, dessen Eigenart und dessen Durchforschung bei uns viel weniger bekannt ist als die der oft besuchten Ostalpen. Durch Krain, Görz und Gradiska, Istrien, Dalmatien, Bosnien, Herzegowina wird überall der Bau beherrscht von NW.—SO. streichenden Falten, deren häufig überschobene Stirnen gegen SW. blicken. Nur in wenigen Gegenden, so in dem Dreieck zwischen Isonzolinie, der Senke von Laibach und einer in SO.-Richtung über Idria geführten Linie, kommt es zu Interferenzen mit der WO.-Richtung des alpinen Typus.

In der Isonzolinie und ihrer östlichen Fortsetzung sind die Gesteine der Julischen Alpen vielfach gegen Süden bewegt und über die Kreideschichten des dinarischen Vorlandes geschoben. Dennoch steht das dinarische System dem südalpinen nicht zusammenhanglos gegenüber, wie sich besonders im Verlauf der tektonischen Linien des Karstes ergibt, welche, deutlich nach Westen und Südwesten umbiegend, im Norden der venetianischen Alpen zusammenlaufen.

In der Richtung des Streichens wird das Gebiet geteilt durch die tektonisch wichtige Linie von Idria, welche von der Isonzostörung an bis über Laas hinaus nach Südosten verfolgt wurde. Bei Idria sind die an dieser Linie erfolgten Störungen durch den Bergbau erschlossen; sie sind durch nachträgliche Faltungen kompliziert, aber nach KOSSMAT im ganzen auf Schuppenstruktur zurückzuführen. Das Paläozoicum ist durch die Silberschiefer vertreten, dann folgen Werfener Schichten, Dolomite und Dolomitbreccien des Muschelkalks, Wengener Schichten, als *Lommelschiefer* oder als pflanzenführende Skonza-Schiefer entwickelt, Cassianer, Raibler (durch Wechsellagerung mit den Cassianern eng verbunden) und Hauptdolomit. Kreidesteine sind meist an Verwerfungen geknüpft, ohne Zusammenhang, das Eocän durch Diskordanz von der oberen Kreide getrennt. Die Quecksilbererze sind Imprägnationen besonders der Skonza-Schichten.

Östlich der Bruchlinie von Idria liegt das Plateau und Hügelland von Innerkrain, dessen Falten in gleicher Richtung nach Südwestkroatien fortsetzen, zum überwiegenden Teil ein Triasland mit paläozoischen Aufbrüchen (marines Untercarbon nordwestlich von Lagus, Obercarbon von Ričica im Velebitgebirge, obercarbone Floren von Tergove).

Gegen das Tiefland der Save endigt das System mit einem Steilabbruch. Weder lassen sich die Gesteine des Karsts darüber hinaus verfolgen, noch tritt marines Tertiär in das Karstgebiet ein, das zur Miocänzeit Festland war.

Im Südwesten der Linie von Idria herrschen Kreide- und Eocängesteine. Besonders in den Hochplateaus des Kreidekalks, mehr als in Innerkrain, kommt es zur Entwicklung der sogen. „Karstphänomene“, der Poljen, Dolinen, unterirdischen Flußläufe etc. Ältere Bildungen (graue Kalke des Lias, Vigilio-Oolithe des Jura, Tithon als Plassenkalk) treten nur längs der Hauptwasserscheide der Hochgebirgsstufe auf. Auf der

Grenze zwischen Kreide und Eocän tritt weithin eine Unterbrechung der marinen Serie ein; die limnischen und brackischen Liburnischen Schichten können aber auch durch echt marine Kalke vertreten sein (kroatischer Karst).

Für die Tektonik des österreichischen Küstenlandes ist die Ausbildung von drei, den Gewölbefalten des Kreidekalks entsprechenden Stufen mit vorlagernden Flyschmulden maßgebend. Die innerste, die Hochkarst-Stufe, erhebt sich noch von 1500—1800 m; sie umfaßt den Tarnowaner Wald, Birnbaumplateau, Nanos, Pincka Planina. Die zweite Stufe bildet der Triestiner Karst und Tschitschenboden (1000—1400 m), mit den sie einschließenden Eocänmulden die Hauptfaltungszone des Karsts. Die dritte Stufe ist das flachgewölbte südistrische Karstland (300—450 m), Istria rossa, mit einer weit verbreiteten Decke von Terra rossa.

Die beiden letzten Stufen und ihre Mulden fanden ihre Fortsetzung auch auf dem Lande, das jetzt mit dem Adriatischen Meere versenkt liegt. Seine Reste, die Inseln und Halbinseln Dalmatiens, sind aus dem dinarischen Karstlande herausgeschnittene Stücke. Der Einbruch des Landes mag z. T. schon in die Miocänzeit fallen, da TELLINI auf Pianosa und den Tremiti-Inseln marines Miocän und Pliocän nachwies, aber vollendet wurde er erst in pleistocäner Zeit. Der Zusammenhang des küstenländischen Karsts mit der venezianischen Faltungszone wird durch den Monte Matajur hergestellt. DIENER nimmt aber nicht an, daß die Südalpen deswegen als ein Glied der „Dinariden“ anzusehen und vom Stamm der Ostalpen abzutrennen sind (Suess), sondern äußert sich dahin, daß die dinarischen Falten aus den Südalpen hervorgehen, daß sie einen selbständig gewordenen Zweig derselben darstellen.

Für die Fortsetzung der Leitlinien des Karsts nach Dalmatien wird besonders auf KERNER'S Untersuchungen (Profil des Kerkatals, Küstengebiet von Tráú) Bezug genommen, für Süddalmatien folgt DIENER den sorgfältigen Studien von BUKOWSKI. Erwähnt sei die Stärke der gegen die Adria gerichteten Überschiebungen bei Tráú, wo es zur Ausbildung von Deckschollen gekommen ist. Durch SW. gerichtete Überschiebungen bewirkte Schuppenstruktur ist auch der tektonische Grundzug in dem Gebirgsbau von Süddalmatien.

Die letzten Abschnitte bringen das Resümee des Verf.'s über die Fälle der vorgetragenen Einzelheiten, den Versuch, sie zu einer „Geologischen Geschichte der Ostalpen“ und einer Darstellung „der Struktur der Ostalpen“ zu benutzen, unter großen Gesichtspunkten zu vereinigen.

Die paläozoische Geschichte ist noch stark in Dunkel gehüllt, zumal im Westen die Altersbestimmung der Kalkphyllite große Schwierigkeiten macht. Immerhin kann man schließen, daß die Hauptmasse der Alpen während der Silur- und Devonzeit ein Festland war, das aus dem Gebiet des heutigen Mittelmeeres über Sardinien bis nach Mittelddeutschland reichte. Während der Zeit des Mittelcarbons trat eine starke Faltung ein, im Obercarbon eine Senkung, jedoch stellte der überwiegende Teil der ostalpinen Zentralzone eine über das Meer ragende Bodenschwelle dar. Die Abtragung des variscischen Gebirges in den Ostalpen lieferte das Material

für die Anhäufung der Trümmergesteine des Obercarbons und Perms. Die ältere Permzeit ist überall Kontinentalepoche, durch intensive Abtragung und gewaltige Porphyrruptionen gekennzeichnet. Erst gegen den Schluß kommt es zu marinen Eingriffen. Vom Westen, aus der Nordschweiz, kam das Meer, welches den Schwazer Kalk, das Äquivalent des Röthidolomits (nach anderer Auffassung Trias), abgelagerte, einem südlichen Meere gehören die *Bellerophon*-Kalke an. Die Transgression des Grödnertal Sandsteins wird als terrestrische bezeichnet, als eine kontinentale Wüstenbildung. Die Trogkofelschichten und die Uggowitzer Breccie werden als Permo-carbon aufgeführt; jedenfalls bezeichnen sie das Vordringen eines Meeres, welches jünger als das typische Obercarbon ist. (Das Vorkommen indischer Formen sowohl im Trogkofelkalk wie im *Bellerophon*-Kalk läßt den Schluß zu, daß beide randliche Oszillationen eines und desselben Meeresbeckens darstellen.)

Da Fusulinenkalke als Gerölle im Verrucano des Sextentals seit langer Zeit bekannt sind, so ist beider Entstehung offenbar durch einen längeren Zeitraum getrennt, es ist aber nicht gesagt, daß dieser die ganze Zeit des unteren Perms umspannt. Mit der Triasepoche beginnt eine Phase entschiedenen Vordringens des Meeres; die Raibler Schichten, die offenbar eine Phase der Rekurrenz anzeigen, ermöglichen nun eine Rekonstruktion der damaligen Küsten. Im Norden lag als Festland das böhmische Massiv mit dem nach Südwesten sich erstreckenden vindelicischen Landrücken, der in der Gegend von Vaduz mit entsprechenden Teilen der Westalpen verschmolz. Seinen Rand bezeichnen die *Cardita*-Schichten und Lunzer Sandsteine. Im Süden der Ostalpen ist festes Land im Gebiet der Poebene und der nördlichen Adria zu vermuten, welches die Ausbildung der triadischen Schichten um Recoaro beeinflusste. Einzelne vulkanische Aufschüttungen der ladinischen Zeit erreichten ebenfalls den Meeresspiegel und wurden von Pflanzen besiedelt. Es muß aber auch eine Scheide zwischen den Bildungsräumen der Raibler Schichten im Norden und Süden angenommen werden. Im Drauzug, wo beide Entwicklungen einander am nächsten rücken, deutet der eingesunkene Urgebirgstreifen eine solche an. Die Zentralzone war wohl stets von Meeresstraßen durchsetzt (Münstertaler Alpen, Brenner), aber sie dürfte ein Inselgebirge dargestellt haben, welches im Norden und Süden von Riffen begleitet war. Zur Zeit des Hauptdolomits allerdings sank diese Insel und wurde unter einem Deckgebirge begraben, von dem uns heute nur noch in Depressionen und Brüchen gelagerte Schollen erhalten sind.

Die gewaltige, rasche Ablagerung der Hauptdolomite und Dachsteinkalke hat dazu geführt, daß einzelne Plateaus der Meeresoberfläche sehr nahe rückten und dann über sie erhoben wurden. Sie wurden dann erodiert und überzogen sich mit Terra rossa; in den Ausfurchungen kleben die Absätze des erneut vorgedrungenen Liasmeeres, für dessen Umgrenzung dieselben Momente maßgebend bleiben wie in der Trias. Nur scheint es sich in den Ostalpen vertieft zu haben, da Adnethen, Allgäuer Schichten u. a. Absätze in beträchtlicher Tiefe sein müssen. Im oberen Jura erreicht die

Tiefe des Meeres ihr Maximum; es verschwindet das im Süden der Alpen gelegene Festland, und im Norden, wo das vindelicische Gebirge schon längst überflutet war, dringt das Meer jetzt auch noch über den Südrand des böhmischen Festlandmassivs.

Aus allem geht hervor, daß in den Ostalpen nicht nur rein pelagische Sedimente (im engeren Sinne), sondern solche sehr verschiedener Meerestiefen abgesetzt wurden. Auch ist sehr häufig eine auffallende Lückenhaftigkeit zu konstatieren, indem die meisten Glieder rein lokal, ohne regelmäßige Verbindung mit benachbarten Schichten, auftreten. Die Gründe sind noch nicht hinreichend bekannt; Meeresströmungen, Behinderung organischen Lebens und der Kalkanhäufung sind jedenfalls eher dafür verantwortlich zu machen als tatsächliche Unterbrechungen der Meeresbedeckung, obwohl auch Beispiele echter, wenn auch beschränkter Transgressionen (z. B. Tithon auf Vigilioschichten bei Cles, nach VACEK) angeführt werden können.

Tektonische Bewegungen während der Trias- und Jurazeit sind z. B. von BITTNER in den niederösterreichischen Voralpen nachgewiesen; die Bildung der nordalpinen Hauptstörungen zog sich offenbar durch lange Zeiten hin. Auch einigen südtirolischen Brüchen kommt ein höheres Alter zu. Derartige Störungen müssen die Sedimentation beeinflusst und geändert haben, aber auch sie haben die Kontinuität der Meeresbedeckung nicht zu unterbrechen vermocht.

Erst die Grenze zwischen unterer und oberer Kreide ist ein wichtiger Abschnitt in der Geschichte der Ostalpen. Durch gebirgsbildende Bewegungen wurden die nördliche Kalkzone, die Zentralzone, der Drauzug, wahrscheinlich auch der Hauptstamm der südlichen Kalkzone über den Meeresspiegel erhoben; sie traten in eine Festlandsperiode ein, während der ein entschiedenes Relief und mehrere Quertäler der Nordalpen sich ausbildeten. Im Cenoman beginnt das Meer wieder vorzudringen, eine größere Ingression erfolgte dann am Ende der Turonzeit. Aus der Flyschzone griff das Meer in Buchten und Kanälen tief in das Land, ebenso von SO. in die Zentralzone; es entstanden die Gosauschichten, welche den verschiedensten, damals schon bloßgelegten Gesteinen aufgesetzt sind.

Vor Beginn des Tertiärs hatte sich das Meer wieder aus dem Bereich der nördlichen Kalkalpen und der Zentralzone zurückgezogen und auch das adriatische Festland trat aus dem Meere hervor. Dann setzt eine neue Transgression ein, die teils der eocänen, teils (und wohl in größerem Umfange) der oligocänen Zeit zufällt. Die Wege des Eindringens sind andere als die des obercretaceischen Meeres; besonders ist der östliche Hauptstamm der südlichen Kalkalpen infolge großer Schollensenkungen davon betroffen.

In die Wende der Oligocän- und Miocänzeit fällt jene Faltungsphase, der man früher die gesamte Aufrichtung der Alpen zuschrieb, die jedenfalls durch Vereinigung einzelner Abschnitte zu einem einheitlichen Gebirge die wichtigste für das heutige Bild ist. Die Bewegungen dauerten noch während der Miocänzeit fort, so in Oberbayern und am Außenrande

der südlichen Kalkzone. Es handelt sich auch nicht nur um Angliederung je einer neuen Zone im Norden und Süden des Gebirges, sondern auch die älteren Teile der Alpen wurden mit davon betroffen. Aufrichtung der Gosauschichten, Rhätikonüberschiebung etc. weisen auf diese Zeit hin. Auch die Höhe der Zentralzone wäre kaum zu erklären, wenn sie nicht noch in dieser Zeit weiter aufgestaut wäre.

Während der Miocänzeit erlischt die Faltung schon an vielen Stellen, besonders im Norden, während auf der Südseite die Bewegungen noch lange nicht zur Ruhe kommen. Selbst in dem Festlandgebiet des Karstes sind limnische Schichten miocänen Alters steil aufgerichtet. Auf der Südseite vollzog sich auch in der Quartärzeit noch ein tektonisches Ereignis von großer Bedeutung — der Einbruch der Adria.

Die Ostalpen sind wiederholt aufgebaut, zusammengebrochen, eingeebnet und wieder aufgebaut. Es wechseln längere Zeiträume relativer Ruhe mit kürzeren Epochen der Aufrichtung. Dabei haben die einzelnen Teile des Gebirges ihre eigene, selbständige Geschichte, und erst am Ende der älteren Tertiärzeit werden sie zu engerer Einheit zusammengefügt. Stark ist auch die Gegensätzlichkeit der Nord- und Südalpen in bezug auf vulkanische Ausbrüche, die innerhalb des Bogens der Judicarienlinie seit der Carbonzeit in die geologische Geschichte eingriffen. „Es deutet darauf hin, daß in den Südalpen zeitweilig neben einer Zusammenstauung der Gesteinsmassen lokal auch eine Zerreißung der Schichten durch Senkung stattfand, so daß den Laven der Tiefe ein Weg zur Oberfläche geöffnet wurde.“

Das Schlußkapitel über die Struktur der Ostalpen weist zunächst den Leser nochmals auf die großen Züge des alpinen Landes, ihre Zusammenhänge einerseits, ihre selbständige Geschichte anderseits hin. Dann geht DIENER zur Diskussion der letzten Fragen über, die sich erheben, zu den Fragen nach dem Grunde dieses Baues. Die durch SUSS gegebenen Erklärungen haben durch das feste Ineinandergreifen aller vorgebrachten Einzelheiten und durch die Größe des von ihnen gedeckten Feldes uns alle beeinflußt. Wenn der Verf. sich hier in ganz fundamentalen Punkten auf anderen Boden stellt, so tritt doch sichtlich auch das Bestreben hervor, das alte Lehrgebäude möglichst zu schonen, nicht nur aus berechtigter Pietät, sondern auch, weil vorläufig kein besseres an seine Stelle gesetzt werden kann. Wollen wir seine Meinung in eine kurze Formel kleiden, so lautet diese: Die Ostalpen der jetzigen Form (und auch die Westalpen) sind entstanden durch Zusammenschub zwischen zwei starren Massen, von denen die im Norden liegende als böhmisches Festland bekannt ist, während die südliche im zerstörten adriatischen Festland vermutet werden kann. Ein einseitiger Schub aus Süden, wie ihn SUSS annahm, wird den Verhältnissen nicht mehr gerecht, welche durch fortschreitende Aufnahmen im Süden, Osten und in der Zentralzone klargelegt wurden. Man muß die Alpen zu den homöomorphen Gebirgen rechnen, dagegen ergibt der Vergleich der im Norden und Süden auf die Zentralzone folgenden Elemente, daß man sie nicht als symmetrisch gebaut bezeichnen darf. Ein Gegen-

satz von Außenrand und Innenrand existiert nicht, denn der Innenrand der Alpen westlich Venetiens wird zum Außenrand der abgezweigten dinarischen Ketten im Osten. Diese sind nicht durch eine südwärts gerichtete Bewegung abgetrennt, denn es fehlt jene Region der Zerrung, die man auf der Grenze zu dem angeblich nordwärts bewegten Hauptstamm erwarten durfte. „Hier sind überall nur Anzeichen des Zusammenschubs vorhanden, selbst dort, wo das Aufquellen der Eruptivmassen des periadriatischen Randbogens die Entstehung eines gewaltigen Risses, einer Schramme im Antlitz des Planeten verrät.“

Die letzte Ursache der Faltenbildung wird sich vorläufig nicht mit Sicherheit entscheiden lassen. Gilt es unter den vorgebrachten Hypothesen eine Auswahl zu treffen, so befriedigt die Kontraktionstheorie noch am meisten.

E. Koken.

W. Kilian: Sur les phases de plissement des zones intra-alpines françaises. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. 137. (1903. 2.) 621—622.)

In den delphino-provençalischen Alpen finden sich Andeutungen von vormiocänen Dislokationen in der Existenz von liassischen und eogenen Breccien. Die jüngeren Bewegungen, von denen sie betroffen wurden, sind folgende:

a) Bildung von gegen den Außenrand des Gebirges gerichteten, geschuppten oder liegenden Falten, die, besonders zwischen Mercantour- und Pelvoux-Massiv, von zahlreichen Überschiebungen begleitet werden und mancherwärts in ihrem Vorland eine deutliche Schuppenstruktur erzeugt haben.

Da diese Faltungen den Eocän- und Oligocänflysch betroffen haben und dieser über Gebiete geschoben ist, in deren äußersten Teilen gefaltetes Miocän vorkommt, so müssen sie der zweiten Hälfte des Neogens angehören. Aber schon vor diesen haben intensive Bewegungen stattgefunden; denn die obermiocänen Konglomerate im subalpinen Gebiet führen Gerölle der inneralpinen Zonen, z. B. Pelvoux-Granit, Triasquarzit, Variolit. Diese Gesteine lagen also damals schon an der Oberfläche. Es folgt daraus übrigens weiter noch, daß jene Dislokationen sich nicht nur in der Tiefe vollzogen, sondern auch die Oberfläche erreicht haben.

b) Eine neue Phase des Zusammenschubes faltete die vorher gebildeten liegenden Falten und aus solchen hervorgegangenen Decken. (Dieselben sind durch die Erosion zum großen Teil entfernt.)

c) Darauf trat durch das Sinken der piemontesischen Region Rückfaltung ein. Diese Art „Stoß ins Leere“ brachte sekundäre, gegen Italien gerichtete Falten hervor, wie sie östlich von Modane, Briançon, Château-Queyras und Maurin, sowie namentlich in den Wurzelgebieten der Liaschubmasse des Mont Jovet und der „vierten Schuppe des Briançonnais“ vorkommen, welch letztere beiden vor ihren Wurzeln durch die Erosion getrennt sind. Diese Rückfalten unterscheiden sich von den westwärts gerichteten liegenden Falten der ersten Phase (a) durch den Mangel an

bedeutenden Überschiebungen und ihre andere Richtung. Erst unter dem Einfluß dieser letzten Bewegungen haben die französischen Alpen ihre charakteristische unsymmetrische Fächerstruktur erhalten. Diese erscheint heute nicht mehr als etwas Unnormales, da auch in diesen Teilen der Alpen die eigentlichen gebirgsbildenden Kräfte von der Innenseite des Gebirges gegen außen gewirkt haben.

Otto Wilckens.

E. Haug: Sur les racines de quelques nappes de charriage des Alpes occidentales. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. 137. (1903. 2.) 1307—1308.)

In den „subalpinen Ketten“ und der „ersten alpinen Zone“ Lory's stehen die vorhandenen Überschiebungsdecken in direktem Zusammenhang mit ihren Wurzeln. Über die Beziehungen der übrigen Decken zu ihren Wurzelgebieten hat Verf. folgende Ansichten:

Die „Zone der Aiguilles d'Arves und des Val Ferret“ (zweite alpine Zone Lory's) ist im Rücken des Mt. Blanc-, Pelvoux- und Mercantour-Massivs sehr verschmälert. Zwischen Mercantour und Pelvoux ist sie dagegen über die erste Zone hinüberschoben und auch zwischen Pelvoux und Mt. Blanc scheint sie ihr ganzes Vorland überdeckt zu haben. Die Masse von Sulens besteht wenigstens aus drei übereinanderliegenden Decken. Da die mittlere derselben eocäne Breccien enthält, die mit solchen der Tarentaise übereinstimmen, so nehmen Verf. und LUGEON an, daß die Wurzeln der Sulens-Decken in der Aiguilles d'Arves-Zone zu suchen sind. Der übergeschobene Außenrand dieser Zone findet sich östlich der Rhone in der Lizerne- und der Diablerets-Falte wieder. Die ganzen Schweizer Kalkalpen sowie das Aar- und Gotthardmassiv sind nur die Verzweigungen des Faltenbündels der Aiguilles d'Arves und des Val Ferret.

Die mittlere Sulens-Decke entspricht der inneren Zone der Voralpen, die untere wird durch Cephalopodenneocom und einen Malm charakterisiert, der demjenigen der savoyischen Kalkhochalpen ähnelt. Ihr Äquivalent ist die zwischen Morcles-Bündel und Diablerets-Decke eingeschaltete Cephalopodenneocom-Schuppe von Cheville. Die Wurzel der inneren Voralpen-Zone liegt im Wallis auf der rechten Seite der Rhone, die Wurzel der mittleren Sulens-Decke muß weiter nach außen liegen, und zwar im Faltenbündel des Mt. Blanc. Die Neocomschuppe von Cheville, das Mt. Blanc-Massiv und die Wurzel der unteren Sulens-Decke nehmen in bezug auf die Zone der savoyischen Hochalpen (im NW.) und die Zone der Aiguilles d'Arves (im SO.) genau dieselbe Lage ein.

Otto Wilckens

W. Kilian: Sur les relations de structure des Alpes françaises avec les Alpes suisses. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. 137. (1903. 2.) 502—504.)

Verf. untersucht, inwieweit sich die von LUGEON unterschiedenen tektonischen Zonen der Schweizer Alpen auch in den französischen Alpen nachweisen lassen, und kommt zu folgenden Resultaten:

1. Autochthon sind größtenteils die subalpinen Ketten Savoyens und des Dauphiné mit ihren Faltenverwerfungen und ihren „zögernden“ Falten. Daß sie wurzeln, geht aus dem allmählichen Übergang ihrer Fazies in die der benachbarten außeralpinen Gebiete, sowie aus der Beschaffenheit ihrer klastischen Sedimente aus der Tertiärzeit hervor. Diese autochthone Zone geht südwärts bis in die See-Voralpen (Préalpes maritimes) der Gegend nordwestlich von Grasse und Nizza. Zu ihr gehören auch die kristallinen Massive der Aiguilles Rouges, der Belledonne und von La Mure.

2. Decken mit äußerer Wurzel.

a) Ein erstes Faltenbündel (Morcles-, Diablerets-Falte usw.) findet seine Fortsetzung im Süden des Mt. Blanc-Massivs und im Mt. Joly. Diese Falten sind nördlich von Albertville über die Belledonne-Zone hinübergeschoben. Zu ihrer südlichen Fortsetzung gehören die Isoklinalzone von Petit-Coeur, Col de la Madeleine, und die kristallinen Kerne von Rocheray, den Grandes Rousses und des Pelvoux. Wahrscheinlich gehört auch die Zone des Gapençais dazu, die sich südostwärts gegen das Mercantour-Massiv zu krümmt.

b) Ein zweites Faltenbündel — das der Glarner Decken LUGNON's — wurzelt südöstlich vom Mt. Blanc im Val Ferret. Es setzt sich in Frankreich in der Zone Chapieux—Cornet d'Arèches—Moûtiers fort und deren Fortsetzung ist die Zone der Aiguilles d'Arves (Flyschzone). Zwischen dem Col de la Seigne und dem Lautaret stellt diese Zone ein einfaches Bündel isoklinaler Falten dar, südlich des Pelvoux aber treten darin mächtige Überschiebungen auf, die im Embrunais und in der Ubaye ihr Maximum erreichen und das Bündel a teilweise bedecken. Dann läuft die Zone östlich des Mercantour und nimmt wieder die isoklinale Schuppenstruktur an.

c) Ein drittes Faltenbündel, das der inneren Voralpen, zieht in der Gegend des Kleinen St. Bernhard durch. Er umfaßt die westliche Seite des carbonischen Fächers des Briançonnais, ferner isoklinale und z. T. geschuppte Falten am Westabfall des Mte. Jovet, von Salins-Moûtiers usw. Südlich der Guisane zeigen sich in ihm übereinandergetürmte Decken. Die einfache isoklinale Struktur erscheint nordöstlich von Meyronnes und Larche wieder. Diesem Bündel müssen auch die Klippen von Sulens und Les Annes zugerechnet werden.

3. Die großen liegenden Falten der Simplongegend müssen ihre Fortsetzung in Frankreich östlich der carbonen Zone finden, d. h. in einem Gebiet, wo die Faltung etc. infolge von jüngerer Rückfaltung nach Osten gerichtet ist. Hierher gehören wohl die Schiefer des Jovet-Gipfels und TERMIER's „vierte Schuppe“ des Briançonnais. Ihre Wurzel ist am Westrand der Glanzschieferzone zu suchen.

4. Von Decken mit innerer Wurzel ist in den französischen Alpen nichts bekannt. Die Deckenbildung hat in den französischen Alpen überhaupt nicht einen solchen Umfang erreicht wie in der Schweiz oder gar östlich des Rheins.

Otto Wilckens.

W. Kilian: Sur le rôle des charriages dans les Alpes delphino-provençales et sur la structure en éventail des Alpes briançonnais. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. 1903.)

Die Untersuchung der delphino-provençalischen Alpen hat den Verf. zu folgenden Resultaten geführt:

Es gibt alle Übergänge zwischen normalen Falten, Faltenverwerfungen, isoklinaler Schuppenstruktur, liegenden Falten und Überschiebungsdecken. Letztere stellen das Extrem in dieser Kette dar, deren Glieder man zuweilen entlang einer und derselben Achse verfolgen kann.

Die Überschiebungsdecken sind nicht vor der Hauptfaltung gebildet. Es lassen sich Spuren eines anfänglichen Stadiums der Bildung von Aufwölbungen in solchen Gebieten nachweisen, die später von Faltenverwerfungen und andern mit den Überschiebungen gleichzeitig erfolgten tektonischen Vorgängen betroffen sind.

Die alten kristallinen Massivs haben die horizontale Ausdehnung der Decken beschränkt. Beispiele: Keine Überschiebungen westlich des Belledonne-Massivs, dagegen große Überfaltungsdecken zwischen Pelvoux- und Mercantour-Massiv; Auftreten der Klippen von Sulens und Les Annes zwischen Belledonne- und Mt. Blanc-Massiv. Die Massivs sind von den liegenden Falten gestürzt (escaladé) und haben diese durch die Erhöhung verhindert, in Depressionen zu gelangen, wo die Erosion sie verschont haben würde. Die Gebiete isoklinaler Schuppenstruktur stellen häufig die Wurzelregionen liegender und überschobener Falten dar, besonders hinter kristallinen Massiven, die eine Erhebung der Falten veranlaßt haben.

Alle Schubmassen und jede Schuppenbildung sind (von unbedeutenden Erscheinungen in den äußersten Ketten abgesehen) von liegenden, gegen den Außenrand des Gebirges gerichteten Falten herzuleiten.

Diejenigen Falten, die, im östlichen Teil des Fächers der delphino-provençalischen Alpen gelegen, gegen den Innenrand des Gebirges gerichtet sind, zeigen keine Überschiebungen oder Auswälvungen und sind weniger scharf als die westlichen.

Oben auf dem Fächer, den Verf. als ein größtenteils noch mit seiner Sedimentbedeckung bekleidetes Zentralmassiv betrachtet, kommen Schichtpakete vor (Lias am Mt. Jovet, TERMIER's „vierte Schuppe“ des Briançonnais), deren Wurzeln in dem Gebiet der heute ostwärts gerichteten Falten zu suchen sind.

Die größten in diesem Teile der Alpen nachgewiesenen Überschiebungen erreichen nicht mehr als 35–40 km Ausmaß.

Otto Wilckens.

M. Lugeon et E. Argand: Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. 140. (1905. 1.) 1364–1367.)

In der großen kristallinen Zone des Monte Rosa und des Piemont läßt sich zwischen Bonneval und dem Tessiner Massiv das Vorhandensein

von sieben übereinanderliegenden Überfaltungsdecken nachweisen. Dieselben sind mehr oder weniger verzweigt und sämtlich gegen Norden übergelegt. Die Decken dieser 200 km langen und bis zu 90 km breiten Zone sind von oben nach unten folgende:

VII. Decke der Dent Blanche. Eine gewaltige, in ihrer ganzen Größe auf einer mesozoischen Unterlage schwimmende Klippe. Eine ihrer Stirnverzweigungen ist in Form einer tauchenden Gneisantiklinale bei Gignod erhalten.

VI. Die Decke des Mt. Mary (Mari) — Mte. Emilius wird von der vorigen auf eine weite Strecke durch die schmale, vielfach ausgequetschte mesozoische Mulde von Roysan getrennt. Im oberen Val Tournanche unter Decke VII vollständig ausgequetscht, wächst sie nach SW. schnell an Breite. Im Tälchen von St. Marcel bildet sie eine prachtvolle Überschiebung über den Grünsteinen der mesozoischen Unterlage. Die Gneismasse des Mte. Emilius steht mit ihrer Wurzel (Gneis von Sesia-Val di Lanzo) durch die verschiedenen analogen Bildungen des Kammes Punta-Glacier-Rafré in Verbindung. Sie erreicht die Dora Baltea bei Isogne. Zu dieser Decke gehört die Klippe von Pillonet auf dem Kamm zwischen Val Tournanche und Challant-Tal.

Das große Fenster von Châtillon-Zermatt liegt zwischen der tauchenden Mt. Mary-Masse, der Mte. Emilius-Überschiebung und den Wurzeln dieser Decke (Sesia-Gneis). Es tritt im Osten zu der Mulde von Alagna in Beziehung, die die Decken VI und V trennt. Bei Arceza (Challant-Tal) erscheint unter den mesozoischen Bildungen dieses Fensters der Gneis der

Decke V. Decke des Mte. Rosa-Gran Paradiso. Daß diese beiden Massive unterirdisch zusammenhängen, wird allem Anschein nach durch diesen Gneis von Arceza angezeigt. Der Gneis des Mte. Rosa schwimmt an seinem Nordostende auf der Mulde des oberen Zwischbergen-, Bognanco- und Antrona-Tales. Die Faltenachsen steigen gegen NO. an, daher ist die Mte. Rosa-Decke jenseits dieser Mulde durch die Erosion gänzlich abgetragen. Im Furgen-Tal erscheint in einem kleinen Fenster in dieser Decke das Mesozoicum. Die Wurzel, die in kontinuierlicher Verbindung mit der Decke steht, hängt über Bannio mit dem Tessiner Gneis zusammen. Sie ist lokal nach SO. übergelegt. Der Gran Paradiso spielt dieselbe tektonische Rolle wie der Mte. Rosa, er muß als Rückenschild (carapace) einer großen, noch begrabenen Decke aufgefaßt werden.

Die mesozoische Zone, die von Aosta über den Col de Fenêtre, Evolena, Brunegghorn, Zermatt, Saas und den Weißmies läuft, besteht aus verschiedenen tektonischen Elementen, denn sie bildet einerseits die Unterlage der Decke VII. anderseits umhüllt sie die Stirnfalte der Decke V, dient dieser weiterhin als Unterlage und trennt sie schließlich von

Decke IV, der Decke des Gr. St. Bernhard. Diese steigt vom Col de Rhême nach N. auf und bildet die große liegende Antiklinale der Walliser Casanna-Schiefer, die an ihrem Ostende auf einer schmalen Mulde schwimmt, unter der der Gneis des Mte. Leone (Decke III) folgt.

Zwischen Dent Blanche- und Mte. Rosa-Decke schiebt sich die zur

Decke IV gehörende Mischabel-Masse und ganz entsprechend zwischen Mte. Emilius- und Gran Paradiso-Decke die Valsavaranche-Masse.

NOVARESE faßte die letztere als gegen Süden über den Gran Paradiso gelegte Antiklinale auf, die Verf. betrachten sie als einen Teil der Decke IV und wie die Mischabel-Masse als gegen die Außenseite des Gebirges gelegte falsche Synklinale.

Der Gneis von Zwischbergen gehört zu dieser Decke, ebenso das kleine Massiv von Canneghera bei Domo d'Ossola.

Die Decken III, II und I sind die des Mte. Leone, Lebendun und von Antigorio. Sie bilden die Simplonmasse. **Otto Wilckens.**

M. Lugeon et E. Argand: Sur les homologues dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. 140. (1905. 1.) 1491—1493.)

Zwischen der Dent Blanche und dem Tessiner Massiv lassen sich sieben übereinanderliegende Überfaltungsdecken nachweisen (vergl. das vorhergehende Ref.). Dadurch wird die kolossale Mächtigkeit der kristallinen Massen verständlich und die Alpen erweisen sich mehr und mehr als Deckenland. Nach der Tiefe zu kennt man keine Grenze dieser imposanten Erscheinung. Unter der mesozoischen Synklinale, die die Antigorio-Gneis-Decke trägt, erscheint bei Crodo eine Gneismasse, die wahrscheinlich der Rückenpanzer einer tieferen Decke ist. Der im Simplontunnel unter dem Antigorio-Gneis angetroffene Gneis ist damit vielleicht identisch, vielleicht gehört er aber zu einer noch tieferen Falte.

Die Decken zeigen eine transversale Einsattelung, deren tiefste Stelle etwa dem Lauf des Buthier zwischen Gignod und Aosta entspricht. Nach SW. und NO. steigen die Faltenachsen an. Daher kommen im Osten immer tiefere Decken an die Oberfläche. Im Tessiner Massiv befindet man sich in der gemeinsamen Wurzel der Decken, hinter den Synklinalcharnieren, von denen nur sporadische Reste auftreten. In der entgegengesetzten Richtung erreicht die Achse ein Höhenmaximum in der Masse des Gran Paradiso. Die beiden Gruppen Mte. Rosa-Mischabelhörner und Gran Paradiso-Valsavaranche-Masse liegen symmetrisch zur Einsattelung und spielen die gleiche Rolle in der Tektonik. In der Einsattelung blieben die höheren Decken am besten erhalten. Die Erscheinung erinnert ganz an die in dem Raume zwischen Mt. Blanc- und Aarmassiv.

Die Rolle der hercynischen Massive als Widerstände ist deutlich wahrnehmbar. Die Stirnteile der Decken suchen gegen die Oberfläche anzusteigen, um das Hindernis zu übersteigen (Ganter-Gneis), ebenso entstehen durch den Druck gegen die alten Massive nach Süden überliegende Falten, die als zurückprallende Wellen zu betrachten sind.

Der Widerstand der alten Horste und vielleicht dazu die Absenkung der Po-Ebene rufen oft eine Neigung der aufrechtstehenden Wurzeln gegen Süden oder der Deckenbildung folgende Faltungen hervor.

Otto Wilckens.

E. Haug et M. Lugeon: Sur l'existence, dans le Salzkammergut, de quatre nappes de charriage superposées. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. 139. 1904. 4 p.)

Bekanntlich hat die Parallelisierung der Hallstätter Kalke mit der normalen triadischen Schichtfolge der nördlichen Kalkalpen stets große Schwierigkeiten bereitet. Dieser Umstand im Verein mit der Erkenntnis, daß die aus dem Studium der Schweizer Alpen gewonnene Überschiebungstheorie auf den ganzen Nordrand des Gebirges ausgedehnt werden muß, veranlaßte die Verf. zu einer Reise in die Umgegend von Hallstatt, um festzustellen, ob der von dort beschriebene brüske Fazieswechsel nicht auf Deckenbau beruhte. In der Tat kommen sie zu dem Resultat, daß es in diesem Teil der nördlichen Kalkalpen vier übereinanderliegende Decken mit eigener Trias- und Liasfazies gibt. Die Täler haben dieselben mehr oder weniger tief angeschnitten, und durch Fenster in den höheren werden die tieferen Decken sichtbar.

Die erste oder Decke der bayrischen Alpen ruht wahrscheinlich auf helvetischen Falten. Man sieht sie nur am Osterhorn, wo sie von Hauptdolomit, Plattenkalk, Rhät, rotem Adnether Kalk, Fleckenmergel nebst Radiolarienschichten und Kalken des Malm aufgebaut wird. Bei Hallein wird das Tithon vom Neocom des Schrambaches und Roßfeldes überdeckt. Die Gosau-Schichten liegen dann diskordant über diesen verschiedenen Stufen des Mesozoicums.

Die zweite oder Salzdecke besteht aus Werfener Schichten, Zlambachmergeln, Rhät, Lias und Gosau-Schichten, die oft direkt über den Werfener Schichten liegen. Daß diese Decke sich in anormaler Überlagerung über der ersteren befindet, läßt sich an mehreren Lokalitäten beobachten.

Die dritte oder Decke der Hallstätter Kalke ist ziemlich unzusammenhängend, so daß die vierte Decke vielfach direkt auf der zweiten liegt. Oft besteht sie nur aus Hallstätter Kalk, anderwärts liegt über diesem noch mächtiges Tithon. Für die Selbständigkeit dieser Decke spricht eine ganze Reihe von Profilen, so die Überlagerung von Zlambachschichten durch Hallstätter Kalk bei Aussee, die Auflagerung auf Gosauschichten. In vielen Fällen liegen allerdings die Hallstätter Kalke auf Werfener Schichten oder dem Salzgebirge.

Die vierte oder Dachsteindecke besitzt eine von der unteren beträchtlich abweichende Fazies. Ihr gehören an: *Cardita*-Schichten der unteren ladinischen Stufe, Dachsteinkalke, lokal Kössener Schichten, Lias in der Ausbildung des Brachiopodenkalkes (Hierlatzkalk). Das Tithon ist koralligen und deutlich transgressiv (Untersberg).

Diese oberste Decke bildet große, durch die Erosion zerstückelte und rings mit jähem Wänden abfallende Plateaus. Am Fuß dieser Wände erscheinen die Gesteine der tieferen Decken. Mojsisovics hat das lokale Auftreten der Hallstätter Kalke in mehreren großen Depressionen richtig erkannt. Er nannte sie Lagunen; aber in Wirklichkeit sind es Fenster in der obersten Decke. Ebenso wenig sind die Gosau-Schichten in Fjorden

abgelagert. Sie gehören bald zur ersten, bald zur zweiten Decke und erscheinen in den Fenstern der höheren Decken.

Das ganze Salzkammergut ist von Verwerfungen wie zerhackt. Dieselben sind jünger als die Überschiebungen.

Bemerkenswert ist die fazielle Übereinstimmung der untersten Decke mit der Gailtalzone. Die Hallstätter Kalke, der untere Muschelkalk der Schreyer Alm und die Hierlatz-Schichten finden dagegen ihre Analoga in den Dinariden.

Otto Wilckens.

E. Greppin: Zur Kenntniss des geologischen Profils am Hörnli bei Grenzach. (Verh. Nat. Ges. Basel. 18. Heft 2. 8 p. 1 Taf.)

Die in der Umgebung von Basel konstatierten Verwerfungen haben die Tendenz, die Flexur, mit der der Tafeljura zur oberrheinischen Tiefebene absinkt, schiefwinkelig zu durchschneiden. Eine solche Verwerfung hat Verf. auch in dem Profil entdeckt, das bei sehr niedrigem Wasserstande auf beiden Ufern des Rheins am Hörnli bei Grenzach beobachtet werden kann. Alle Schichten stehen hier steil aufgerichtet. Auf dem rechten Rheinufer stößt das obere Rauracien, das normale Liegende des Oligocäns, an Lias, auf der linken Seite Oligocän an Lias. Wichtig ist dies Profil besonders auch deshalb, weil es die Altersbestimmung der bekannten pflanzenführenden Schichten des Keupers an der „Neuen Welt“ bei Basel erlaubt. Die Schichtenfolge von der letztgenannten Lokalität findet sich — allerdings ohne die Pflanzen — am Hörnli wieder. Sie ruht hier auf Keupergips und liegt nicht weniger als 73 m über *Trigonodus-Dolomit*. Die Keuperflora von der „Neuen Welt“ kann somit nur dem Schilfsandstein, nicht der Lettenkohle angehören. Otto Wilckens.

M. Lugeon: Sur la coupe géologique du massif du Simplon. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. 134. (1902. 1.) 726—727.)

Die Profile von SCHARDT und GOLLIER und SCHMIDT zeigen im Simplon nach N. und nach S. gerichtete Falten, die nur durch einen Schub aus zwei Richtungen zu erklären sein würden. Wie es aber in Wirklichkeit keine Glarner Doppelfalte gibt, so müssen auch diese Erscheinungen anders gedeutet werden. Die Achsen der großen liegenden Falten des Simplons steigen ostwärts an. Der Gneis des Mte. Leone findet im Osten sein Ende über beträchtlichen Glanzschiefermassen. Es handelt sich bei ihm und dem Ofenhorngneis um den vorderen Teil einer aus Süden kommenden Antiklinale, deren Wurzel im Gneisband Seehorn—Crevola zu suchen ist. Die Gneisklippen der Cistella sind den Klippen des Hausstock und der Sardona in den Glarner Alpen zu vergleichen.

Die Tessiner Gneismasse ist der Ursprungsort großer, nordwärts gerichteter, übereinandergehäufte Falten. Solche finden sich auch östlich vom Simplon im Tambo- und Suretta-Massiv. Nach Westen läßt sich das gleiche Phänomen auf Grundlage der bis jetzt vorhandenen geologischen

Karten noch nicht verfolgen, obwohl es sicher auch dort vorhanden sein muß. Zweifellos muß man den Mte. Rosa als Rückenpanzer einer großen liegenden Falte auffassen, deren Stirnscharnier eingegraben und deren Mittelschenkel in der Tiefe verborgen ist.

Otto Wilckens.

H. Schardt: Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon. (Eclog. geol. helv. 8. 1904. 173—200. 1 Taf. 10 Fig.)

Ein Teil der Abhandlung gibt eine durch Profile verdeutlichte historische Übersicht über die verschiedenen Auffassungen des Simplonprofils. Schon STUDER kannte die anormale Auflagerung von Gneis auf jüngeren Sedimenten am Hälsenhorn und an der Cistella. GERLACH stellte fest, daß der Antigorio-Gneis eine gewaltige liegende Falte bildet und spricht von einer Überschiebung mit 10 km Ausmaß. Dieser wichtigen Tatsache, der Überdeckung jüngerer Gesteine durch Antigorio-Gneis, tragen die späteren Profile von RENEVIER, LORY, HEIM (1878) und RENEVIER, LORY, HEIM, TARAMELLI (1882) keine Rechnung, ebensowenig das von SCHARDT 1890, das später vergrößert als „offizielles“ Profil für den Tunnelbau galt, obwohl Verf. sich im Jahre 1893 von den andersartigen Lagerungsverhältnissen des Antigorio-Gneises überzeugt hatte. Mit SCHARDT's Profil von 1894 ist man dann im Prinzip etwa wieder so weit wie GERLACH 1869. Dasjenige TRAVERSO's (1895) bedeutet dagegen wieder einen Rückschritt. C. SCHMIDT's Profil von 1901 zeigt gegen S. und gegen N. gerichtete Antiklinalen und erst LUGEON's (übrigens recht schematisches) Profil zeigt mehrere übereinanderliegende Überfaltungsdecken, die, von S. kommend, mit ihren Stirnteilen gegen N. abwärts tauchen.

Der zweite Teil beschäftigt sich mit der Stratigraphie und Tektonik des Simplons nach den Beobachtungen des Verf.'s, der als offizieller Tunnelgeologe die Arbeiten am Simplontunnel Schritt für Schritt verfolgt hat. Außer den Glanzschiefen, die bis nahe an den nordwestlichen Tunnelzugang Belemniten führen, hat kein Gestein Fossilien geliefert; und die Altersbestimmung der Schichten gestaltet sich um so schwieriger, als die Gesteine stark verändert sind, wobei noch solche verschiedenen Ursprungs gegenwärtig einen sehr ähnlichen Anblick gewähren können. Die Glanzschiefer samt den Kalkschiefen und grauen, häufig granatführenden Glimmerschiefen sind sicher jurassisch (Lias, Dogger). Die Trias wird durch dolomitische Kalke, Gips, Anhydrit und grünliche Schiefer repräsentiert, wozu manchmal noch Quarzit tritt. Älter sind Glimmer- und Hornblendeschiefer und die verschiedenen Gneisarten wie der Augengneis des Mte. Leone und der Granitgneis von Antigorio.

Der Schlüssel für die Tektonik des Simplon ist die Existenz einer von Kalk- und Granatglimmerschiefen und Grünschiefen gebildete Synklinale am Sticelgrat, deren gegen Süden gerichtetes Scharnier höher liegt als die nordwärts gerichtete Öffnung. Nach Analogie dieser Synklinale müssen auch die anderen Kalkschiefer- und Dolomitmassen, die zwischen

den Gneisen liegen, als südwärts geschlossene Mulden zwischen nordwärts in die Tiefe stoßenden Antiklinalen aufgefaßt werden.

Folgende Zonen lassen sich im Tunnelgebiet von N. nach S. unterscheiden.

1. Zone der Glanzschiefer.
2. Triadische Zone mit einer Scholle von eigenartigem, wahrscheinlich aus einer Arkose hervorgegangenen Gneis.
3. Ganter-Gneis.
4. Zone der dolomitischen Kalke und Kalkschiefer. Sie bildet den Kern der Mte. Leone-Mulde.
5. Zone des Mte. Leone mit einer, allem Anschein nach jüngeren Gruppe kristalliner Schiefer und dem sogen. Mte. Leone-Gneis. Zwischen dem Gneis treten falsche Antiklinalen von mesozoischen Gesteinen auf, durch die die Wurzellosigkeit der Mte. Leone-Gneismasse bewiesen wird.
6. Das Kalkband des Lago d'Avino.
7. Gneis- und Glimmerschiefer desselben.
8. Graue Kalke und Kalkglimmerschiefer der Arête de Vallé.
9. Vallé-Gneis (GERLACH's „Lebendun-Gneis“).
10. Kalke und Kalkschiefer von Vallé-Ciamporino.
11. „Geröllgneis“ mit dem Aussehen eines metamorphen Konglomerates, was er aber in Wahrheit nicht sein dürfte. Er bildet eine Aufwölbung des normalen Untergrundes der autochthonen Glanzschiefer.
12. Glanzschiefer und dolomitische Kalke.
13. Antigorio-Gneis.

Das der Abhandlung beigegebene Profil zeigt die Lage dieser Zonen zueinander und das tektonische Bild des Simplons nach der Beschaffenheit an der Oberfläche und im Tunnel. Verf. glaubt, daß mit der Tektonik des Simplons im Prinzip identisch ist diejenige der Tessiner und Bündner Alpen einerseits, der Walliser Alpen bis zum Combin anderseits. LUGEON's Vermutung, daß die Kuppe des Mte. Rosa der Rückenpanzer einer großen liegenden Falte sei, ist für den Verf. eine Gewißheit.

Auf die Einzelheiten der Polemik des Verf.'s gegen C. SCHMIDT kann das Referat nicht eingehen.

Otto Wilckens.

Stratigraphie.

Silurische Formation.

Aug. F. Foerste: The ordovician-silurian contact in the Ripley Island Area of southern Indiana, with notes on the age of the Cincinnati geanticline. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 1904. 321.)

Nach einigen Bemerkungen über das Alter der Cincinnati-Falte beschreibt Verf. genau die Grenzschichten zwischen Unter- und Obersilur mit ihren teilweise reichen Faunen.

Drevermann.

Gertrude L. Elles: Some Graptolite Zones in the Arenig Rocks of Wales. (Geol. Mag. 1904. 199.)

Verf. unterscheidet in den Arenig-Schichten des tiefen Untersilur drei Graptolithenhorizonte, welche durch drei Arten von *Didymograptus*, *extensus*, *hirundo* und *bifidus* charakterisiert werden. Außer Graptolithen fanden sich einige Trilobiten und wenig andere Fossilien. **Drevermann.**

Devonische Formation.

Whitman Cross: A new devonian formation in Colorado. (Am. Journ. Sc. 4. XVIII. 245.)

Ein Horizont von sandig-schieferigen und kalkigen Gesteinen, der Fischreste geliefert hat, wird als Elbert-Formation bezeichnet; sein Alter ist oberdevonisch. **Drevermann.**

A. J. Jukes-Browne: The devonian limestone of Lummaton Hill near Torquay. (Proceed. of the Geol. Association. 19. 291. 1906.)

Die ausgedehnten Kalkbrüche von Lummaton Hill unweit des genannten Seebades in Süd-Devonshire sind schon lange als Fundstelle der reichen, von DAVIDSON und WHIDBORNE beschriebenen „Lummaton-Fauna“ bekannt. *Stringocephalus Burtini*, *Rhynchonella cuboides* und viele andere Brachiopoden, Korallen, Stromatoporen, Crinoiden, Trilobiten u. a. kommen hier in Menge, wenngleich — ähnlich wie in den kontinentalen Kalken des oberen Mittel- und unteren Oberdevon — im allgemeinen nur nesterweise vor.

Das rings von permischen Ablagerungen umgebene Kalkvorkommen ist bisher immer als eine einheitliche Masse betrachtet worden; Verf. zeigt indes, daß an seiner Zusammensetzung mindestens drei verschiedene Arten von Kalk beteiligt sind. Außer einem geschichteten rötlichen Kalkstein nämlich, der nur im Trumland-Bruche, im SO. des Kalkhügels ansteht, lassen sich noch zwei weitere, mehr oder weniger massige, hellgraue Kalke unterscheiden: ein ganz überwiegend aus Stromatoporen bestehender, und ein anderer, der gewöhnlich als Korallenkalk bezeichnet wird, sich aber fast nur aus Trümmern von Crinoiden und Brachiopoden aufbaut, während Korallen sehr zurücktreten. Verf. nennt ihn daher „Muschelkalk“ (shelly limestone) und deutet ihn als Ablagerung einer mäßig tiefen See, deren Boden — wie vielfach noch heute — weithin mit geschlossenen Crinoiden-Ansiedelungen bedeckt war, zwischen denen ästig verzweigte Favositen wuchsen, an welchen, ebenso wie an den Crinoiden, zahlreiche Brachiopoden lebten. An einigen Stellen ist dieser Kalk — wie Verf. meint, unter dem Einfluß des Perm-Meeres — in Dolomit umgewandelt worden.

Verf. hebt noch hervor, daß der Stromatoporenkalk, in dem meterlange Stromatoporen keine Seltenheit sind, hiermit aus England zum ersten Male beschrieben wird, ganz im Gegensatz zum Kontinent, wo die große Verbreitung solcher Kalke im jüngeren Devon schon lange bekannt sei.

Kayser.

Kreideformation.

A. Strahan: Abnormal section of chloritic marl at Mupe Bay, Dorset. (Geol. Mag. 1901. 319—321.)

Bei Mupe Bay ist nicht Upper Greensand, wie Verf. in seiner „Geology of the Isle of Purbeck and Weymouth“ angegeben, sondern Chloritic Marl mit *Holaster subglobosus* var. *alta* und *Echinoconus castanea* entwickelt; letztere ist gegen den Gault verworfen.

Joh. Böhm.

W. Friedberg: Die Foraminiferen der Inoceramenschichten aus der Umgebung von Rzeszów und Debica. (Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Krakau. Math.-naturw. Kl. 1901. 459—464. Taf. 22.)

Verf. führt aus den Ropianka-(Inoceramen-)Schichten der Umgebung von Rzeszów und Debica 106 Foraminiferen auf, unter denen *Miliolina gramen*, *M. tenuis*, *Dendrophyra discreta*, *Ammodiscus angustus*, *Trochammina bifasciata*, *Tr. mirabilis*, *Tr. variegata*, *Tr. simplex*, *Lagena apiculata* nov. var. *tetracarinata* und *Polymorphina irregularis* neu sind. Er tritt gegenüber GRZYBOWSKI (dies. Jahrb. 1903. II. -152-) für das cretaceische Alter der Inoceramenschichten wenigstens für diese Gegend ein. Es besteht eine sehr große Ähnlichkeit mit den Formen aus dem oberbayrischen Senon. Die Foraminiferen sind bei ihrer weiten vertikalen Verbreitung nicht für die Altersfeststellung von Schichten geeignet.

FRIEDBERG weist auf den Zusammenhang zwischen der chemischen Zusammensetzung des Gesteins und dem Material der darin gefundenen Foraminiferenschalen hin. Wenn das Gestein kein Calciumcarbonat enthält, herrschen die kieseligen Formen vor, wenn aber diese Verbindung im Gestein vertreten ist, so sind die kalkschaligen Gattungen vorherrschend. Da die Foraminiferen das Material zu ihren Schalen teils aus dem Wasser, teils aus dem in ihm suspendierten Material entnehmen, so ist der Zusammenhang zwischen den Sedimenten und der in ihnen enthaltenen Fauna natürlich.

Joh. Böhm.

W. D. Lang: The zone of *Hoplites interruptus* (BRUGUIÈRE) at Black Ven, Charmouth. (Geol. Mag. (5.) 1. 1904. 124—131. 4 Textfig.)

Zwischen Lyme Regis und Charmouth und an der Klippe Black Ven wird der Lias (Zone des *Liparoceras capricornu*) diskordant von dem Selbornian überlagert. Auf der Grenze liegen Quarz- und Hornsteingerölle, die kein zusammenhängendes Lager bilden, darüber fast schwarzer Lehm, der nach oben hin sandig und heller wird. Diese Schichten gehören mit 38' Mächtigkeit der Zone des *Hoplites interruptus* an, ihre tiefsten Lagen vielleicht mit ca. 8' noch der des *Acanthoceras mamillatum*. Darüber folgen gelbe Sande mit Knollen, sogen. „Cowstones“, die mit den „Foxmould“-Sanden (ca. 80') der Zone der *Schlönbachia rostrata* Sow. zuzuweisen sind.

Joh. Böhm.