Diverse Berichte

Mineralogie.

Kristallographie. Mineralphysik.

J. Rinne: Über Gyralen. Notiz zur kristallographischen Nomenklatur. (Zeitschr. f. Krist. **50**. 1912. p. 605—606.)

Für die kristallographischen Symmetrieachsen machen sich bei genauerer Bezeichnung ziemlich umständliche Benennungen nötig. Verf. schlägt daher vor, „alle Deckbewegungsachsen Gyralen zu nennen und sie in Gyren (das sind die einfachen Deckbewegungsachsen) und in Gyroïden (Drehspiegelungsachsen) zu trennen". Die Zähligkeit läßt sich dabei kennzeichnen durch die folgenden, hierbei in Betracht kommenden Namen: Hexagyre, Tetragyre, Trigyre und Digyre sowie Tetragyroïde und Hexagyroïde.

J. Uhlig.

F. Rinne: Allgemein gültige Regel zur konoskopischen Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung in Dünnschliffen. (Min. u. petr. Mitt. **30**. 1911. p. 321—323. Mit 9 Textfig.)

Die allgemein gültige Regel gründet sich auf die bekannte Kombination eines Gipsplättchens mit Rot 1. Ordnung mit dem konoskopisch betrachteten Durchschnitt (Centralbl. f. Min. etc. 1901. p. 653), wobei jenes in die „Regelstellung" gebracht ist, d. h. so, daß seine Richtung der kleinsten Elastizität kartographisch in der NO.—SW.-Richtung verläuft. Bezeichnet man die Winkel der Isogyren in üblicher Weise mit + und — (+ rechts oben und links unten, — umgekehrt) und berücksichtigt das Blau, das beim Achsenpunkt aus dem Grau entsteht, so kann man sagen:

„Blau im positiven Isogyrenwinkel Doppelbrechung positiv. Blau im negativen Isogyrenwinkel Doppelbrechung negativ."

Einachsigkeit kann als Grenzfall der Zweiachsigkeit betrachtet werden und die zweiachsige Interferenzfigur kann aus der einachsigen durch Auseinanderziehen entstanden gedacht werden. Daher läßt sich die für einachsige Kristalle zunächst gültige Regel ohne weiteres auch auf zweiachsige anwenden. Die Figuren stellen einige spezielle Fälle dar.

Max Bauer.

M. Brillouin: Polymorphisme et orientations moléculaires. (Compt. rend. **153**. p. 346. 1911.)

Das spezifische Brechungsvermögen $\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} \cdot \frac{1}{d}$, das in Kristallen naturgemäß von der Richtung abhängt, ergibt für Kalkspat und Aragonit nahezu denselben Mittelwert für die drei Hauptbrechungsindizes, nämlich für:

$$\text{Kalkspat } (0{,}1355 + 0{,}1355 + 0{,}0929) : 3 = 0{,}1213$$
$$\text{Aragonit } (0{,}12985 + 0{,}12922 + 0{,}10544) : 3 = 0{,}1215).$$

Verf. sieht darin ein Zeichen, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes zu denjenigen Eigenschaften der Stoffe gehört, welche wesentlich nur von den Eigenschaften der Moleküle abhängen. **O. Mügge.**

Ch. Mauguin: Sur la représentation géométrique de Poincaré relative aux propriétés optiques des piles de lames. (Bull. soc. franç. de min. **34**. p. 6—15. 1911.)

Für einen elliptisch polarisierten Lichtstrahl, der ein Packet doppelbrechender Lamellen durchsetzt, ist die Form und Orientierung der Schwingungsellipse nach dem Austritt durch eine von Poincaré angegebene geometrische Beziehung bestimmt, welche vom Verf. hier elementar abgeleitet ist. Form und Lage einer Ellipse mit den Achsen a und b läßt sich durch einen Punkt auf der Kugeloberfläche darstellen, der auf der Breite 2β und der Länge 2α liegt, wenn α der Winkel ihrer großen Achse mit der Koordinatenachse x und $\beta = \text{arc tg } b/a$ ist. Es stellen dann z. B. alle Punkte derselben Breite Ellipsen gleicher Form, aber von verschiedener Orientierung ihrer Achsen vor, speziell alle Punkte des Äquators ($\beta = 0$) gradlinige Schwingungen aller möglichen Orientierungen; alle Punkte desselben Meridians bedeuten elliptische Schwingungen ungleicher Exzentrizität, aber mit gleicher Orientierung der Achsen, speziell die beiden Pole ($2\beta = 90^0$, $\text{tg } \beta = 1$) zirkulare Schwingungen. Zwei zueinander senkrechte geradlinige Schwingungen werden durch zwei gegenüberliegende Punkte des Äquators vorgestellt, während zwei Endpunkte eines beliebigen Durchmessers elliptische Schwingungen gleicher Exzentrizität, aber vertauschter großer und kleiner Achse angeben, welche also in entgegengesetztem Sinne verlaufen.

Die beiden geradlinigen Schwingungen, in die sich bekanntlich jede elliptische, dargestellt durch den Punkt P auf der Kugel, zerlegen läßt, mögen nun durch die Endpunkte I und J eines Äquatorialdurchmessers vorgestellt werden, dann läßt sich zeigen, 1. daß I so liegen muß, daß $\text{tg } \frac{IP}{2} = \frac{b}{a}$ ist und daß 2. der Winkel Θ des größten Kreises I P mit dem Äquator ein Maß der Phasendifferenz der Komponenten I und J ist. Stellt man demgemäß die senkrecht zur Oberfläche in eine Kristallplatte eintretende polarisierte Schwingung durch ihre Komponenten I und J nach den beiden Hauptschwingungsrichtungen in der Kristallplatte dar, so liegt der Punkt, der die Schwingung nach dem Durchlaufen der Platte anzeigt, auf der Kugel auf einem um I mit dem Halbmesser I P

beschriebenen Kreise, und zwar entsteht er aus I P durch Drehung um den Winkel $2\pi \frac{(n_2 - n_1)\,e}{\lambda}$, wenn e die Dicke der Platte und n_1 und n_2 ihre Hauptbrechungsexponenten sind. Speziell durchsetzen also geradlinige, durch I oder J dargestellte Schwingungen die Platte ohne Änderung, andere geradlinige Schwingungen werden dagegen elliptisch, ausgenommen wenn $(n_2 - n_1)\,e = \frac{\lambda}{2}$ ist, wo die resultierende Schwingung geradlinig und symmetrisch zur einfallenden in bezug auf die Hauptschnitte der Platte ist, und ausgenommen wenn $(n_2 - n_1)\,e = \lambda$ ist, wo die austretende Schwingung ebenfalls geradlinig und der einfallenden parallel ist. Ist die Platte zirkularpolarisierend, so bleibt die Schwingungsellipse der einfallenden Lichtbewegung der Form nach unverändert, aber ihre Achsen werden um den Winkel $\frac{\varrho \cdot e}{\lambda^2}$ gedreht, wenn $\frac{\varrho}{\lambda^2}$ das Drehungsvermögen ist, der darstellende Punkt bleibt auf demselben Breitengrad, wird aber gedreht um die Verbindungslinie der Pole (Achse). Durchsetzt eine Lichtbewegung eine Reihe von Kristallplatten, so lassen sich alle Einzeldrehungen durch eine einzige um einen Äquatorialdurchmesser oder (wenn nur zirkularpolarisierende Platten senkrecht zur optischen Achse vorhanden sind) um die Achse von Pol zu Pol, oder (wenn beiderlei Platten vorhanden sind) um irgend einen Durchmesser ersetzen. **O. Mügge.**

J. Königsberger: Zum elektrischen Verhalten einiger Sulfide und Oxyde und über Kontinuität und Reversibilität physikalischer Eigenschaften in verschiedenen Modifikationen fester Substanzen. (Physik. Zeitschr. **13.** 1912. p. 281—284.)

Verf. faßt seine Ergebnisse wie folgt zusammen: Eisendisulfid (Pyrit), Eisenoxyduloxyd (Magnetit) und Eisenmonosulfid (Magnetkies) existieren in einer stark paramagnetischen, bei niederer Temperatur auch kristallographisch stabilen α-Modifikation und in einer schwach paramagnetischen, oberhalb einer gewissen Temperatur stabilen β-Modifikation. Die elektrische Leitfähigkeit der reinen Substanz ändert sich bei Erhitzung von α über den Umwandlungspunkt in β diskontinuierlich und irreversibel, der Paramagnetismus der reinen Substanz kontinuierlich, wenn auch in der Nähe des Umwandlungspunktes besonders rasch, und reversibel. Daher findet man an den aus Schmelzen erhaltenen Stücken bei niederer Temperatur zwar den Paramagnetismus der α-Modifikation, aber die elektrische Leitfähigkeit der β-Modifikation.

J. Uhlig.

J. A. Le-Bel: Sur le dimorphisme du bichromate de rubidium. (Compt. rend. **153.** p. 1081. 1911.)

Die triklinen (roten) Kristalle von $Rb_2\,Cr_2\,O_7$ werden nach früheren Angaben, mit denen Beobachtungen des Verf.'s übereinstimmen, in der Lösung des Salzes, welche die gelbe (monokline) Modifikation abscheidet, nicht merk-

lich angegriffen, so daß keine Löslichkeitsdifferenz vorhanden zu sein schien. Verf. hat nun gefunden, daß man unabhängig von der Temperatur rote oder gelbe Kristalle aus Lösungen gleicher Zusammensetzung erhalten kann, je nachdem man sie mit etwas Säure oder Alkali versetzt. Dabei zeigt sich aber, daß rote Kristalle in einer Lösung, welche gelbe liefert, langsam aufgezehrt werden. **O. Mügge.**

Einzelne Mineralien.

J. Johnston: A Correlation of the Elastic Behaviour of Metals with Certain of their Physical Constants. (Journ. of Wash. Acad. of Sc. 1911. **1**. p. 260—267; Zeitschr. f. anorg. Chem. 1912. **76**. p. 361—379.)

Es wird die Schmelzpunktserniedrigung von Metallen berechnet, wenn ein äußerer Druck nur auf die feste Phase, nicht auf die Flüssigkeit ausgeübt wird, nach der Formel $\frac{dT}{dp} = \frac{T_1}{Q\,D}$.

(T_1 = absolute Schmelztemperatur bei Atmosphärendruck, Q = Schmelzwärme, D = Dichte der festen Phase).

Durch Integration dieser Formel ergibt sich, daß der Schmelzpunkt der nachfolgenden Metalle auf 25° C erniedrigt wird, wenn der (unerwartet niedrige) Überdruck φ auf der festen Phase lastet.

Metall	Schmelzpunkt in Celsiusgraden	φ in Atmosphären
K	62°	64
Na	97	266
Pb	327	1 760
Sn	232	2 200
Bi	270	3 000
Cd	321	3 300
Al	658	5 100
Zn	419	6 900
Ag	960	14 000
Cu	1083	24 000
Pd	1550	31 000
Pt	1755	46 000

(Diese Tabelle aus der deutschen Übersetzung weicht vom englischen Original etwas ab und ist genauer als die letztere.)

Die Reihenfolge von φ stimmt mit der Reihenfolge des Fließdrucks, der Härte und der Elastizität, umgekehrt mit der Kompressibilität, mit unwesentlichen Abweichungen überein.

Verf. nimmt an, daß auch hochschmelzende Metalle beim „Fließen" durch eine Öffnung vorübergehend schmelzen, ähnlich der Regelation von Schnee und Eis. Er dehnt seine Schlußfolgerung allgemein auf jede bleibende

Deformation einer kristallinfesten Phase aus, jedoch ohne auf Einzelfälle einzugehen. [Diese Ergebnisse sind geeignet, unsere Anschauungen über die Dynamometamorphose der Silikatgesteine und die Deformation der Salzlager eingreifend zu ändern. Allerdings sind die Resultate der Versuche von F. D. Adams über das Gesteinsfließen, wobei Mineralneubildungen nicht beobachtet wurden, mit der Theorie der Regelation schwer in Einklang zu bringen. Ref.] **H. E. Boeke.**

R. Loebe und J. Becker: Das System Eisen—Schwefeleisen. (Zeitschr. f. anorgan. Chem. **77**. p. 301—319. 1912.)

Bei Untersuchung des Systems Fe—FeS durch Treitschke und Tammann (siehe Rinne und Boeke, dies. Jahrb. Festband. p. 237) ist mancherlei noch nicht aufgeklärt worden, woran wahrscheinlich Beimischungen schuld waren, z. B. ein geringer Sauerstoffgehalt des von Treitschke und Tammann benutzten Schwefeleisens. Um diese Fehlerquellen auszuschließen, verwendeten die Verf. zur Herstellung von FeS Schwefelkieskristalle von Brusso, die durch Erhitzen und Schmelzen in FeS übergeführt wurden. Das Produkt bestand in verschiedenen Proben aus 96,25—99,91% FeS, der Schmelzpunkt lag bei rund 1200° (1163—1208°); durch Interpolation wurde er zu 1193° ermittelt. Das benutzte Eisen enthielt nur 0,16% fremde Stoffe. Die Ergebnisse fassen die Verf. in folgende Sätze zusammen:

Auf der Fe-Seite ist das System praktisch mischkristallfrei. — Die Lage des Umwandlungspunktes im Eisen wird durch FeS nicht beeinflußt. — Eine bisher unbekannte, bei der Abkühlung mit Kontraktion verbundene Umwandlung des FeS wurde bei 298° thermisch und dilatometrisch nachgewiesen. Die Umwandlung bei 138° wurde in der von Rinne und Boeke gegebenen Form bestätigt gefunden. Der Rotbruch in schwefelhaltigem Eisen ist auf die Einwanderung von O in das Eutektikum Fe—FeS zurückzuführen.

Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung werden durch photographische Abbildungen erläutert. Das Gefüge war in allen Fällen ohne Ätzung deutlich sichtbar. Bei höherem Eisengehalt (bis zu 84,6% FeS) liegen die Eisenkristalle in das eutektische Gemisch eingebettet und finden sich darin teilweise in Form wohlausgebildeter Dendriten; mit fallendem Eisengehalt wird ihre Kristallstruktur und Differenzierung weniger ausgeprägt. [Diese Beobachtungen dürften für die Beurteilung des mit Magnetkies zusammen vorkommenden gediegenen Eisens im Basalt vom Bühl bei Kassel Bedeutung haben; nach meinen Beobachtungen dürfte es kaum zweifelhaft sein, daß das Eisen im Basalt aus Magnetkies entstanden ist. Ref.] (Vergl. auch dies. Heft p. - 369 -.) **R. Brauns.**

Alfred Stock, Hans Schrader und Erich Stamm: Zur Kenntnis des roten Phosphors. (Ber. d. Deutsch. chem. Ges. **45**. p. 1514—1528. 1912.)

Die Verf. setzen die Versuche fort, die Beziehungen zwischen dem gewöhnlichen (technischen) roten und dem sogen. Hittorf'schen Phosphor einer-

seits, zwischen diesen beiden Formen und dem farblosen Phosphor andererseits festzustellen.

Die Untersuchung des durch Belichtung dargestellten roten Phosphors hat ergeben, daß der dem Ultraviolett benachbarte sichtbare Teil des Spektrums den Übergang des farblosen in roten Phosphor veranlaßt. Ob der auf diesem Wege dargestellte Phosphor amorph oder kristallisiert sei, kann nicht sicher entschieden werden.

Der aus überhitztem Dampf des farblosen Phosphors dargestellte rote Phosphor enthält von diesem um so mehr, je höher der Phosphordampf vorher erhitzt wurde. Sehr wichtig hierbei ist die möglichst schnelle Abkühlung des heißen Dampfes. Über die Eigenschaften des so dargestellten roten Phosphors wird folgendes mitgeteilt: Der Phosphor ist in dünnen Stücken gelblichrot bis blutrot durchsichtig, in kompakten Stücken schwarz mit einem leichten violetten Schimmer. Von dem gewöhnlichen roten Handelsphosphor unterscheidet er sich in sehr bemerkenswerter Weise durch seine geringe, zu 2,115 bestimmte Dichte, gegen 2,14—2,17 des Handelsphosphors. U. d. M. erweist er sich als doppelbrechend, kristallinisch und homogener als jener. Die Untersuchungen sollen fortgesetzt werden. **R. Brauns.**

F. Rinne: Natürliche Translationen an Steinsalzkristallen. (Zeitschr. f. Krist. 1912. **50**. 259—262.)

Die eigentümlich triklin, monoklin, rhombisch und trigonal deformierten Steinsalzkristalle stammen aus einem grauen Ton zwischen Steinsalzschichten eines Bohrkerns von Gräfentonna in Thüringen. Andeutung von Brüchen ist selten. Im Gegensatz zu der Deutung derartiger Gebilde als gestörte Wachstumserscheinungen (Noeggerath 1846) oder Pseudomorphosen nach Bitterspat (Blum 1843) erklärt Verf. dieselben als durch Hangenddruck plastisch deformierte Würfel. Die Spaltbarkeit ist würfelig, ganz unabhängig von der äußeren Gestalt, desgleichen die Schlagfigurenkreuze. Nur die Wülste auf den Kanten der deformierten Kristalle zeigen durch gebogene Spaltrisse eine Störung des inneren Parallelbaues, wie es auch beim künstlich deformierten Steinsalz der Fall ist. Optisch verhalten sich die natürlich deformierten Kristalle normal. Insbesondere stimmten die Brechungsexponenten für mehrere Heliumlinien und die Dispersion beim deformierten Steinsalz und bei nicht deformiertem von Neustaßfurt genau überein. **H. E. Boeke.**

F. Slavik: Mineralogische Notizen. (Abh. böhm. Akad. 1912. No. 16. 9 p. Mit 3 Textfig. Böhmisch, deutsches Résumé im Bulletin internat. ders. Akademie.)

2. Aus Rinneit entstandener Erythrosiderit.

An Rinneitbruchstücken, die mehrere Monate lang an der Luft gelegen waren, bildeten sich hyazinth-braunrote Kristalle, welche gewöhnlich kurzsäulig, öfters aber auch pseudooktaedrisch erscheinen; sie erwiesen sich nach

einer qualitativen chemischen Prüfung und goniometrischer Untersuchung als Erythrosiderit von der Kombination: m (110), o (011) vorherrschend, a (100), b (010), e (101), d (102).

Die durch Deliqueszenz entstandenen kleinen Hügel weisen auf rhombisch bipyramidale Symmetrie hin.

Dichte 2,320.

Die optischen Eigenschaften entsprechen Lacroix's Angaben über umkristallisierten natürlichen Erythrosiderit vom Vesuv, nur zeigen die aus Rinneit gebildeten Kristalle einen wenn auch nur schwachen Pleochroismus:

auf (100) // c gelb ins Braunrote,

⊥ c braungelb, mit einem Stich ins Grünliche.

F. Slavik.

G. Heyne: Über Eisenchlorürdoppelsalze des Rubidiums und Cäsiums und Untersuchungen über Vorkommen und Verteilung des Rubidiums in deutschen Kalisalzlagerstätten. Diss. Göttingen 1912.

Verf. berichtet eingehend über Methoden zum Nachweis von kleinen Mengen Rb und über damit ausgeführte Untersuchungen an deutschen Salzlagerstätten (vergl. E. Wilke-Dörfurt, Kali. 1912. **6**. 245—254). Im Staßfurter Berlepsch-Schacht zeigte sich kein durchgängig gesetzmäßiger Verlauf des Rb-Gehaltes, woraus Verf. auf Störungen in der Salzfolge durch Überflutungen zur Bildungszeit schließt. Er schlägt vor, das Vorkommen des Rb gelegentlich zur Feststellung des primären oder „sekundären" Charakters eines Lagers [wobei zwischen „deszendent" und „posthum" im Sinne Everding's nicht unterschieden wird. Ref.] oder auch zur Einordnung versprengter Gesteinsstücke in das Profil zu benutzen. Verschiedene Carnallit-, Sylvin- und Langbeinitproben erwiesen sich als Rb-haltig; Kainit und Polyhalit scheinen davon frei zu sein.

Der Rb Cl-Gehalt der Staßfurter Carnallitgesteine ergab sich zu $<$ 0,015—0,030 %, der der Ascherslebener Carnallitgesteine zu 0,015—0,037 %. Im Staßfurter Salzton wurden 0,0030 %, in künstlichem Carnallit von Aschersleben 0,099 % Rb Cl festgestellt.

Die dargestellten Eisenchlorürdoppelsalze des Rb bezw. Cs, über die Verf. bereits gemeinsam mit E. Wilke-Dörfurt berichtet hat (Ber. d. deutsch. chem. Ges. 1912. **45**. p. 1012—1015), wurden genauer untersucht. $2\,RbCl_2\,FeCl_2 . 2\,H_2O$ und $2\,CsCl_2 . FeCl_2 . 2\,H_2O$ erwiesen sich als monoklin, für $RbCl . FeCl_2 . 2\,H_2O$ und $CsCl_2 . FeCl_2 . 2\,H_2O$ konnte die Kristallform nicht bestimmt werden. Die Darstellung von Rubidium-Kainit gelang nicht und scheint derselbe unter gewöhnlichen Bedingungen nicht existenzfähig zu sein, was mit dem Fehlen des Rb in Kainitgesteinen in Einklang stände.

M. Naumann.

O. Riedel: Chemisch-mineralogisches Profil durch das ältere Salzgebirge des Berlepsch-Bergwerkes bei Staßfurt. (Zeitschr. f. Krist. 1912. **50**. p. 139—173.)

Als Grundlage der Untersuchung dienten die Proben des Staßfurter Normalprofils, welche Ref. seinerzeit für eine Untersuchung über die Verteilung des Broms in der primären Salzfolge (dies. Jahrb. 1911. I. -16-) gesammelt hatte.

Es wurden zunächst Trennungen der Minerale mittels schwerer Flüssigkeiten im etwas modifizierten Luedecke'schen Gefäß (vergl. Dreibrodt, Centralbl. f. Min. etc. 1911. p. 425) mit darauffolgender optischer Untersuchung vorgenommen. Diese Methode erleichtert die Ermittlung der Mineralprozente aus der quantitativen chemischen Analyse beträchtlich, ermöglicht schon eine rohe Schätzung der quantitativen Zusammensetzung und bietet auch sonst mehrere Vorteile, insbesondere für das Auffinden akzessorischer Gemengteile, die im Dünnschliff übersehen werden oder darin gar nicht anzutreffen sind. Die chemische Analyse erstreckte sich auf Calcium, Magnesium, Schwefelsäure und alkohollösliches Magnesium.

Es werden die verschiedenen Regionen der Salzfolge genau mineralogisch beschrieben. Besonderes Interesse verdient das Vorkommen von 2—6 % Sylvin in einer etwa 17 m mächtigen Zone im Hangenden der Polyhalitregion (von 65—82 m der Rinne'schen Ausmessung). Als durchschnittliche Zusammensetzung der Zonen werden die nachfolgenden Zahlen angegeben:

1. Älteres primäres Steinsalz 0—114 m.

0—50 m. Hangender Teil der Anhydritzone.
Steinsalz 95,5 %, Anhydrit 4,4 %.

50—65 m. Polyhalitzone.
Steinsalz 93,5 %, Polyhalit 5,2 %, Anhydrit 1,1 %.

65—82 m. Zone des sylvinitischen Kieseritanhydrithalits.
Steinsalz 85—87 %, Sylvin 2—6 %, Carnallit 0,7 %, Anhydrit 4,3 %, Kieserit 4,1 %, Polyhalit 1 %.

82—114 m. Zone des anhydritischen Carnallithalits.
Starke Fazieswechsel bezüglich der quantitativen mineralischen Zusammensetzung.

2. Zone des carnallitischen Kieserithalits. 114—125 m.
Steinsalz 50 %, Kieserit 31 %, Carnallit 19 %, Anhydrit 0,4 %.

3. Zone des kieseritischen Carnallithalits. 125—150 m.

125—140 m. Steinsalzreiche Zone.
Steinsalz 54 %, Carnallit 32 %, Kieserit 13 %, Anhydrit 0,6 %.

140—150 m. Carnallitreiche Zone.
Carnallit ca. 60 %, Steinsalz ca. 25 %.

Die ältere deszendente Salzfolge bis zum grauen Salzton (150—186 m) weist zunächst eine Steinsalzzone (150—179 m) auf, die in vier Teile gegliedert wird.

Tabellen über die Zusammensetzung des Profils.

1. Verteilung der Elemente in Gewichtsprozenten.

Meterzahlen	Ca	Mg (gesamt)	Mg (alk. lös.)	SO_4	Cl	K
0— 1,5	1,02	0,003	0,003	2,44	58,60	
5— 6,5	1,13			2,70		
10— 11,5	1,19			2,84		
15— 16,5	0,73			1,75		
20— 21,5	1,42			3,39		
25— 26,5	1,46			3,51		
30— 31,5	1,18			2,82		
35— 36,5	1,06	0,02		2,62		
40— 41,5	2,35	0,04		5,77		
45— 46,5	1,47	0,05		3,86		
50— 51,5	1,20	0,15	0,006	3,95	57,18	
55— 56,5	0,80	0,22		3,55		
60— 61,5	1,04	0,30		4,75		
65— 66,5	1,41	0,78		6,90		
70— 71,5	1,75	0,96	0,05	7,85	53,12	3,26
75— 76,5	1,14	0,73		5,49		
80— 81,5	1,41	0,82	0,06	6,45	54,23	1,31
85— 86,5	0,95	0,72		3,79	56,11	
90— 91,5	1,21	0,94	0,59	4,43		
95— 96,5	0,60	0,36		1,60		
100—101,5	0,45	0,28	0,24	1,26	58,53	
105—106,5	4,41	2,02	1,17	14,65	44,89	
110—111,5	0,33	0,55	0,48	1,24	58,06	
115—116,5	0,12	6,74	1,30	21,75	37,83	
120—121,5	0,11	7,34	1,96	21,54	36,76	
125—127	0,15	4,74	2,68	8,48	46,46	
131—133	0,18	4,95	2,71	9,27	45,18	
137—139	0,17	6,36	3,60	11,29	41,16	
142—144	0,20	8,17	5,16	12,39	36,37	
148—150	0,31	4,44	2,71	7,59	47,04	
158—160	0 19	0,79	0,01	4,86	55,91	3,23
164—166	0,18	1,68		20,18		
172—174	0,21	1,66		11,14		
176—178	0,16	4 42		23,33		
180—182	0,85	4,13	0,07	18,13	40,72	14,55
182—184	0,92	7,26	4,51	13,06	35,69	

2. Verteilung der Minerale in Gewichtsprozenten[1].

Meterzahlen	Steinsalz	Anhydrit	Polyhalit	Kieserit	Carnallit	Loeweït	Vanthoffit	Langbeinit	Sylvin
0— 1,5	96,6	3,5	—	—	0,03	—	—	—	—
5— 6,5		3,8	—	—		—	—	—	—
10— 11,5		4,0	—	—		—	—	—	—
15— 16,5		2,8	—	—		—	—	—	—
20— 21,5		4,8	—	—		—	—	—	—
25— 26,5		5,0	—	—		—	—	—	—
30— 31,5		4,0	—	—		—	—	—	—
35— 36,5		3,4	0,3	—		—	—	—	—
40— 41,5		7,8	0,4	—		—	—	—	—
45— 46,5		4,5	1,0	—		—	—	—	—
50— 51,5	94,2	2,5	3,5	—	0,05	—	—	—	—
55— 56,5		0,4	5,1	—		—	—	—	—
60— 61,5		0,3	7,1	Spur		—	—	—	
65— 66,5		3,4	3,2	3,6		—	—	—	
70— 71,5	82,5	5,6	0,7	5,0	0,7	—	—	—	5,9
75— 76,5		3,6	0,7	3,6		—	—	—	
80— 81,5	87,2	4,5	0,5	4,2	0,7	—	—	—	2,3
85— 86,5	89,8	2,8	0,8	1,8	4,3	—	—	—	—
90— 91,5	86,2	3,6	1,1	1,7	6,8	—	—	—	—
95— 96,5		1,9	0,4	Spur	3,9	—	—	—	—
100—101,5	94,8	1,5	Spur	0,2	2 8	—	—	—	—
105—106,5	(65)[2]	12,9	4,7	3,8	13,4	—	—	—	
110—111,5	92,3	0,8	0,8	0,2	5,5	—	—	—	—
115—116,5	53,0	0,4	—	30,9	14,9	—	—	—	—
120—121,5	46,5	0,4	—	30,6	22,4	—	—	—	—
125—127	57,3	0,5	—	11,7	30,6	—	—	—	—
131—133	55,0	0,6	—	12,7	31,0	—	—	—	—
137—139	42,0	0,6	—	15,7	41,0	—	—	—	—
142—144	22,8	0,7	—	17,1	58,8	—	—	—	—
148—150	58,0	1,1	—	9,8	31,0	—	—	—	—
158—160	87,6	—	1,4	2,4	0,1	3,7	Spur	Spur	5,8
164—166		—	1,3			(7)	18,4		
172—174		—	1,6	(2)		(5)	Spur	(9)	
176—178		—	1,2	8,9		Spur	—	23,6	
180—182	44,8	2,9	Spur	23,2	0,8	—	—	Spur	27,6
182—184	(20)	3,1	—	15,6	51,5	—	—	—	

[1] Die offenen Felder bedeuten „vorhanden, aber nicht ermittelt“.
[2] Eingeklammerte Zahlen sind nur geschätzt.

150—161 m. „Grenzsalz", und zwar
150—157 m Steinsalz mit ca. 15% Kieserit, daneben Sylvin und Anhydrit.
157—161 m Loeweït an Stelle von Kieserit, Polyhalit an Stelle von Anhydrit.
161—168 m. Vanthoffithalit. Vanthoffit bis 18,4%.
168—173 m. Loeweïthalit. Loeweït auf 6% geschätzt.
173—179 m. Langbeinithalit. Langbeinit bis 23,6%.

Darauf folgt mit scharfer Grenze gegen das Liegende von

179—182,5 m Kieseritsylvinhalitzone („Hartsalz").
Sylvin 28%, Kieserit 23%.
182,5—186 m, ebenfalls ohne Übergangsschicht kieseritischer Halitcarnallit.
Carnallit 52%, Steinsalz 20%, Kieserit 16%, Anhydrit 3%, (ferner 9% Ton und Sylvin, die aber dem Hangenden und Liegenden der Zone angehören).

Im theoretischen Teil macht Verf. zunächst auf das Fehlen von Mineralen mit niedriger Bildungstemperatur und auf die Paragenese Kieserit-Sylvin, sowohl in der primären wie in der deszendenten Salzfolge, aufmerksam, die bekanntlich eine Bildungstemperatur von mehr als 72° beansprucht. Den weiteren Ausführungen werden daher die van't Hoff'schen Zahlen für 83°, und zwar in der Form des von Jaenecke und dem Ref. angegebenen Dreiecksdiagramms zugrunde gelegt.

Von besonderem Interesse ist die Reihenfolge der Begleitminerale im deszendenten Steinsalz: Kieserit (150—157 m), Loeweït (157—161 m), Vanthoffit (161—168 m), welche auf ein Zurücklegen der Kristallisationsbahn im umgekehrten Sinne, also unter Wiederauflösung schließen läßt. Von 168 m ab ist die Salzbildung wieder in der normalen Weise unter Wasserverdunstung vor sich gegangen, indem sich nacheinander Vanthoffit, Loeweït, Langbeinit, Kieserit-Sylvin und Carnallit-Kieserit neben Steinsalz bildeten.

Als Anhang werden die möglichen Salzfolgen nach den Kristallisationsbahnen im Dreiecksdiagramm theoretisch abgeleitet. Auch wird aus den van't Hoff'schen Daten die Zusammensetzung der verschiedenen Ausscheidungen berechnet, wenn eine Lösung auf der Grenze des Thenardit- und Vanthoffitfeldes bei 83° verdunstet. Diese Lösung hat für die deszendente Salzfolge des Normalprofils ungefähre Gültigkeit. Die Berechnung stimmt mit dem Naturvorkommen im großen ganzen überein. **H. E. Boeke.**

E. T. Allen, J. L. Crenshaw und John Johnston: Die mineralischen Eisensulfide. Mit kristallographischen Untersuchungen von Esper S. Larsen. (Zeitschr. f. anorgan. Chem. **76**. p. 201—271. 1912.) (Siehe auch das folg. Ref. und dies. Heft p. -363-.)

Die Verf. untersuchen die Entstehungsbedingungen der natürlichen Eisensulfide und ihre Beziehungen zueinander. Zu diesem Zweck stellen sie

Markasit, Pyrit und Pyrrhotin synthetisch dar, ermitteln ihre Bildungsbedingungen und die Umwandlungen. Alle Versuche über die Synthese von Pyrit und Markasit wurden in zugeschmolzenen Glasröhren ausgeführt, die in Stahlbomben eingeschlossen und in Widerstandsöfen erhitzt wurden; die Vorrichtungen sowie die Beschickung werden im einzelnen genau beschrieben. Zur Erzielung von Kristallen ist langsame Bildung erforderlich; diese wurde durch Anwendung von zwei ineinandergeschobenen Glasröhren erzielt, von denen das eine das Ferrisalz, das andere eine Lösung Natriumthiosulfat enthielt, aus der sich beim Erhitzen H_2S entwickelt, durch dessen Einwirkung auf das Ferrisalz Kristalle von meßbarer Größe gebildet wurden. Die Ergebnisse ihrer Untersuchungen fassen die Verf. wie folgt zusammen:

1. Die Darstellung von Eisendisulfid wurde ausgeführt 1. durch Einwirkung von Schwefelwasserstoff auf Ferrisalze oder von Schwefel und Schwefelwasserstoff auf Ferrosalze; 2. durch Addition von Schwefel aus Lösung an amorphes Ferrosulfid oder Pyrrhotin; 3. durch die Einwirkung löslicher Polysulfide auf Ferrosalze; 4. durch die Einwirkung löslicher Thiosulfate auf Ferrosalze. Die ersten drei Methoden können allgemein bezeichnet werden als Einwirkung von Schwefel auf Ferrosulfid: a) in saurer Lösung, b) in fast neutraler Lösung und c) in alkalischer Lösung, da wir bei 1. annehmen können, daß sich zuerst Ferrosulfid durch Einwirkung von Schwefelwasserstoff auf Ferrosalz bildet und da wir bei 3. wissen, daß Polysulfide zuerst ein Gemisch von Ferrosulfid und Schwefel fällen. Markasit erhielt man mit Sicherheit nur nach Methode 1; niedere Temperatur und freie Säure begünstigen seine Bildung. Eine Lösung mit etwa 1% freier Schwefelsäure bei 100° gibt reinen Markasit. Weniger saure Lösungen bei höherer Temperatur geben Gemische von Markasit und Pyrit. Die anderen Verfahren liefern Pyrit, der unter gewissen Bedingungen mit amorphem Disulfid gemischt sein kann. Es ist möglich, daß etwas Markasit nach Methode 4 gebildet wird.

2. Markasit und Pyrit wurden in den so erhaltenen Produkten identifiziert: 1. Durch mikroskopische Prüfung und kristallographische Messung. Die Pyritkristalle zeigen nur Würfel und Oktaeder. Markasitkristalle wurden zum erstenmal dargestellt. Sie waren gewöhnlich nach (110) verzwillingt. Das Achsenverhältnis des synthetischen Markasits ist $a : b : c = 0{,}7646 : 1 : 1{,}2176$; es stimmt gut mit dem des natürlichen überein. 2. Nach Stokes' Oxydationsmethode, die auch zur Analyse des Gemisches der beiden Mineralien dient.

3. Markasit verwandelt sich in Pyrit unter Wärmeentwicklung. Die Umwandlung verläuft sehr langsam bei 450° und wird auch nicht durch Drucke bis zu 10 000 Atm. beschleunigt. Markasit ist gegen Pyrit monotrop. Dies stimmt überein mit der größeren Oxydierbarkeit des Markasits, seiner angenommenen größeren Löslichkeit sowie mit der Tatsache, daß seine Bildung durch die Zusammensetzung der Lösung, aus der er kristallisiert, bedingt ist.

4. Die Tatsache, daß Markasit niemals als primärer Bestandteil eines Magmas auftritt, was beim Pyrit bisweilen der Fall ist, wird dadurch erklärt, daß Markasit nicht oberhalb 450° existieren kann. Die Bildung von Pyrit in tiefen Gängen und heißen Quellen findet seine Erklärung darin, daß die Wässer, aus denen er sich bildete, keine starke Säure enthielten. Der Markasit von

Oberflächenadern wurde wahrscheinlich aus kalten, sauren Lösungen gebildet, während das Auftreten der Gemische von Markasit und Pyrit durch höhere Temperatur (bis zu 300 und 400°) oder Gegenwart von wenig Säure oder beides bedingt wurde. Mikroorganismen können bei der Bildung von Pyrit oder Markasit tätig gewesen sein, indem sie Schwefelwasserstoffbildung verursachten.

5. Pyrrhotin wurde durch Zersetzung von Pyrit oder erhitztem Markasit oder durch Erhitzen von Eisen mit überschüssigem Schwefel dargestellt. Die Dissoziation von Pyrit in Pyrrhotin und Schwefel ist leicht umkehrbar. Bei 565° ungefähr sind Pyrit und Pyrrhotin im Gleichgewicht mit dem Teildruck des Schwefels in Schwefelwasserstoff, der hier nach den Daten von Preuner und Schult 5 mm beträgt; bei 550° geht Pyrrhotin in Schwefelwasserstoff in Pyrit über und bei 574° findet die umgekehrte Reaktion statt. Bei ungefähr 665° wird die Entwicklung von Schwefel aus Pyrit geschwind und eine ausgesprochene Absorption von Wärme findet statt. Der Druck des Schwefeldampfes erreicht hier eine Atmosphäre.

6. Pyrrhotin hat veränderliche Zusammensetzung, die bei jeder Temperatur von dem Druck des Schwefeldampfes, in dem er erhitzt wird, abhängig ist. Obgleich es sich nicht ermöglichen ließ, Temperatur und Druck unabhängig zu verändern, konnte man doch eine Reihe von Produkten darstellen, indem man zuerst Pyrit zusetzte, dann das entstehende Material auf verschiedene gemessene Temperaturen im Schwefelwasserstoff erhitzte und schließlich in diesem abschreckte und in Stickstoff kühlte. Die schwefelärmsten Produkte erhielt man auf dem letzten Wege. Alle Produkte sind nach physikalischen und chemischen Eigenschaften dem natürlichen Pyrrhotin ähnlich. Ihre spezifischen Volumina ändern sich kontinuierlich mit der Zusammensetzung. Pyrrhotin ist demnach als feste Lösung von Schwefel in Ferrosulfid zu betrachten. Der Maximalgehalt an gelöstem Schwefel in synthetischem Pyrrhotin war 6,04 % bei 600°. Durch Extrapolation fand man als Gehalt der gesättigten Lösung bei 565°, unter welcher Temperatur sich Pyrit bildet, zu 6,5 %. Dies entspricht ziemlich genau dem Maximalgehalt des Schwefels in natürlichem Pyrrhotin.

7. Der Schmelzpunkt des Pyrrhotins konnte nicht genau bestimmt werden, weil die Verbindung bei hoher Temperatur in die Elemente zerfällt. Durch Erhitzen im Vakuum ließ sich diese Dissoziation nachweisen, obgleich sie so langsam verläuft, daß der Schmelzpunkt angenähert festgelegt werden konnte. Man darf ihn mit einiger Sicherheit auf 1170 ± 5° C. annehmen.

Im Schwefelwasserstoff erhöht sich der Schmelzpunkt, weil die dann gebildete feste Lösung mehr Schwefel enthält als die zuerst beim Schmelzen gebildete Flüssigkeit. Die Grenzen des Schmelzintervalls konnten bis jetzt nicht bestimmt werden, aber die maximale Wärmeabsorption fällt auf 1183°. In einer Schwefelatmosphäre erhöht sich diese Temperatur auf 1187°.

8. Meßbare Kristalle von Pyrrhotin wurden wiederholt dargestellt bei Temperaturen zwischen 80 und 225° durch Einwirkung von Schwefelwasserstoff auf schwach saure Lösungen von Ferrosalzen, die etwas Ferrisalz enthielten.

9. Die kristallographische Untersuchung bestätigt die Feststellung von Rinne und Boeke, daß Pyrrhotin in zwei Modifikationen auftritt. Die hohen

Temperaturen entsprechende Form, α-Pyrrhotin, scheint rhombisch zu sein mit Achsenverhältnissen, die zwischen a : b : c = 0,5793 : 1 : 0,9267 bis 0,5793 : 1 : 0,9927 schwanken, je nach der Menge des gelösten Schwefels (?). β-Pyrrhotin ist hexagonal und c ändert sich von 0,8632—0,8742. Die Kristallkonstanten von natürlichem Pyrrhotin können nicht als unveränderlich betrachtet werden, da die Zusammensetzung des Minerals nicht konstant ist und die Kristallwinkel des synthetischen Minerals variieren. Die mangelnde Übereinstimmung der Mineralogen über das Kristallsystem des Pyrrhotins lassen sich unter der Annahme, daß von ihm zwei Formen existieren, erklären.

10. Troilit ist nur das Endglied der Pyrrhotinreihe und keine besondere Mineralart. Bisher hat er sich nicht frei von metallischem Eisen darstellen lassen.

Über die geologische Bedeutung ihrer Untersuchungsergebnisse äußern sich die Verf. u. a. dahin, daß in der Natur die Dissoziation von Pyrit unter Bildung von Pyrrhotin noch nicht beobachtet worden sei, obwohl gewisse Erscheinungen in der Nähe von Kontakten diese nahelegen, daß ferner Pseudomorphosen von Pyrit nach Pyrrhotin nicht bekannt seien.

[Hierzu erlaube ich mir darauf hinzuweisen, daß in Tonschiefereinschlüssen des Basalts vom Finkenberg bei Bonn Pseudomorphosen von Pyrrhotin nach Pyrit vorkommen, indem die in dem Tonschiefer eingeschlossenen Pyritwürfel von 1 cm Kantenlänge in Pyrrhotin umgewandelt sind. Die Belegstücke hierfür befinden sich in dem mineralogischen Institut der Universität Bonn. Daß überhaupt Magnetkies in Basalt aus Schwefelkies entstanden sei, hat E. Wildschrey nachgewiesen (Neue und wenig bekannte Mineralien aus dem Siebengebirge und seiner Umgebung. Diss. Bonn 1911 und Sitzungsber. d. Geol. Ver., Gruppe Bonn. **2**. p. 112. 1911; dies. Jahrb. 1912. II. p. -198-); ich hoffe, bei einer anderen Gelegenheit auf diese interessanten Beziehungen zurückkommen zu können. Ref.] **R. Brauns.**

G. Sirovich: Sulla marcasite di Castelnuovo di Porto. (Rend. R. Accad. d. Lincei. Cl. sc. fis., mat. e nat. (5.) **21**. 1912. p. 352—354. Mit 1 Textfig.)

Verf. ist nicht der Ansicht daß sich die Eisensulfide durch Reduktion von $FeSO_4$-Lösungen mittels organischer Substanzen gebildet haben, sondern durch Einwirkung von Schwefelwasserstoff auf Eisensalze. Versuche (vergl. u. a. das vorherg. Ref.) haben ergeben, daß sich bei der Einwirkung von Schwefel und von Schwefelwasserstoff auf Eisensalze um so mehr Markasit bildet, je mehr freie Säure in den Lösungen vorhanden ist, Schwefelkies nur, wenn diese neutral oder schwach sauer sind. Es wurde auch festgestellt, daß sich in der Kälte Markasit bildet, aber nicht mehr bei Temperaturen über 450°. Damit stimmt das Vorkommen von Markasit überein, der sich an dem genannten Fundort im Gebiet der sabatinischen Vulkane im Tuff eingelagert findet. Die nach den Vorschriften von Allen und Johnston ausgeführte (Zeitschr. f. anorg. Chem. **69**. 1911. p. 102) Analyse ergab:

46,20 Fe; 53,25 S; 0,32 As; 0,24 SiO_2. Sa. = 100,01.

Er zeigt eine sinterartige Oberfläche und bildet teilweise Stalaktiten von einer Länge bis 15 cm und von konzentrisch-schaliger Struktur. Nahe bei dieser Ablagerung sind einige eisenhaltige Quellen, und an zahlreichen Stellen etwas talabwärts entweicht Schwefelwasserstoff, durch dessen Einwirkung auf jene Quellen wohl zweifelsohne jener Markasitsinter entstanden ist, der sich auch heute noch unter unseren Augen bildet. Höhere Temperatur begünstigt die Entstehung von Pyrit, wie u. a. dessen Bildung in den 55° warmen Quellen von Karlsbad zeigt. **Max Bauer.**

Adolf Mahr: Über Schwefelkies und Markasit aus Hessen-Nassau und Waldeck. Inaug.-Diss. Marburg 1912. 56 p. Mit 2 Taf. u. 17 Textfig.)

Die vorliegende Dissertation beschreibt die Vorkommen von Schwefelkies und Markasit der genannten Landesteile, in der Hauptsache nach dem in der Marburger Universitätssammlung enthaltenen Material. Berücksichtigt wurde dabei neben der Art des Vorkommens in erster Linie die Kristallform. Folgende 36 Fundorte wurden dabei in Betracht gezogen: Adorf in Waldeck (Schwefelkies und Markasit), Corbach, Reinhardshausen, Volkmarsen, Grube Stellberg I bei Wattenbach, Großalmerode (Schwefelkies und Markasit), Faulbach bei Großalmerode, Steinberg ebendort, Riechelsdorf, Ronneberg bei Homburg a. Efze, Battenberg, Dexbach, Silberg, Feiselberg bei Caldern, Ellnhausen, Dammühle bei Marburg, Hermershausen, Rachelshausen, Erdhausen, Lohra, Weipoltshausen, Wissenbach, Nanzenbach, Eibach bei Dillenburg, Dillenburg, Grube Beilstein, Grube Friedrichstollen und Grube Nikolausstollen bei Oberscheld, Löhnberg, Steinbrüche gegenüber Ahausen a. Lahn, Langenhecke, Rupbachtal, Holzappel, Ems, Grube Friedrichsegen und Bieber. Die Kristalle der meisten Orte sind einfach, Würfel oder Pyritoeder, und bieten nichts, was von besonderer Bedeutung und erwähnenswert wäre. Nur einige erregen durch den Flächenreichtum der Kristalle oder andere Umstände größeres Interesse und nur diese sollen hier eingehender besprochen werden.

a) Adorf. Auf dem Roteisenstein sitzen sehr kleine Markasitkristalle $\infty P(110) . P\bar{\infty}(011)$, zuweilen auch mit sehr kleinen Flächen eines Oktaeders $\frac{3}{4}P\frac{5}{4} = (15 . 12 . 20)$. Auch Zwillinge wurden beobachtet. Schwefelkies findet sich in Würfelform. Markasit ist nicht selten regelmäßig auf dem Schwefelkies aufgewachsen in derselben Weise, wie es C. O. Trechmann von Bredlar bei Brilon in Westfalen beschreibt (vergl. dies. Jahrb. 1912. II. -14-). Es sind aber, der Forderung von Mügge entgegen, nicht bloß Zwillinge, sondern auch einfache Kristalle des Markasits mit dem Schwefelkies verwachsen (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVI. 1903. p. 364). Sind es Zwillinge, so ist wie bei Bredlar die Prismenfläche Zwillingsfläche.

b) Grube Stellberg I bei Wattenbach in Hessen. Die Braunkohlen dieser Grube sind von Markasit durchsetzt. Zuweilen findet man aufsitzend winzige Speerkieszwillinge, begrenzt von $P\bar{\infty}(011)$ und $0P(001)$.

c) Großalmerode. Von besonderem Interesse sind hier die sogen. Hicken, bis kopfgroße Knollen von Eisenbisulfid in den oberen Lagen der dortigen Braunkohlentone. Diese sind früher schon eingehend nach Vorkommen und Beschaffenheit beschrieben worden von Fr. Koehler (Pogg. Ann. 14. 1828. p. 71) und R. Waitz von Eschen (Ber. Ver. f. Naturk. Kassel 1880. p. 47); es blieb aber doch noch eine gewisse Unsicherheit bezüglich der Zugehörigkeit zum Markasit und Pyrit. Verf. wies nach, daß diese Knollen aus einzelnen Schichten bestehen, die teils zum einen, teils zum andern der beiden genannten Mineralien gehören, was namentlich die scheinbare Anomalie des spezifischen Gewichts erklärt. Die äußerste Schicht zeigt vielfach regelmäßige Kristalle, die z. T. wegen Flächenkrümmung und aus anderen Gründen Formen zeigen, die sich nicht ohne weiteres mit Sicherheit erkennen lassen. Es ließ sich aber nachweisen, daß man es hier durchaus mit den regulären Formen des Schwefelkieses zu tun hat. Es wurde beobachtet: O (111) und $\infty O \infty$ (100), beide selbständig auftretend, zuweilen kombiniert mit ∞O (110) und $\left[\frac{\infty O 2}{2}\right]$ (210). Dieses Pyritoeder ist dadurch bemerkenswert, daß nicht selten die beiden korrelaten Formen gleichzeitig an demselben Kristall auftreten, was sonst beim Schwefelkies nur selten vorkommt. Für die vielfach interessanten Einzelheiten, namentlich auch bezüglich des intermittierenden Wachstums der Kristalle, muß auf das Original mit seinen zahlreichen Abbildungen verwiesen werden. Im allgemeinen konnten die Mitteilungen von Fr. Köhler (l. c.) bestätigt werden, doch wurden auch mancherlei Abweichungen beobachtet, so wurde niemals das Kubooktaeder angetroffen, das Köhler als häufig bezeichnet. Wenn so der Schwefelkies durch die Kristallisation und ebenso auch durch Ätzversuche sicher nachgewiesen ist, so ist auch Markasit zu vermuten nach dem spezifischen Gewicht, das vielfach, zwischen dem des Schwefelkieses und des Markasits stehend, gefunden worden ist. Seine Anwesenheit wurde bestätigt durch das Verhalten mancher Stücke gegen Kupfer- und Silberbleche, wie es Strüver als charakteristisch für Markasit im Gegensatz zu Pyrit beschreibt (Centralbl. f. Min. etc. 1901. p. 401). Ebenso ergab die Untersuchung einer geschliffenen Platte nach der Methode von J. Königsberger (Centralbl. f. Min. etc. 1901. p. 195 und 1908. p. 565, 597, 729) zweifellos Doppelbrechung des Eisenbisulfids, und zwar ist diese Beobachtung besonders zuverlässig, da sie auf Ersuchen des Ref. von Königsberger selbst angestellt worden ist. Endlich wurde auch nach der chemischen Methode von Alexis A. Julien (dies. Jahrb. 1889. II. -254-) die Anwesenheit von Markasit noch weiter bestätigt. Übrigens kommen bei Großalmerode nicht nur diese Knollen vor, sondern ebenfalls im Braunkohlenton einzelne Kristalle, so bei Faulbach bis 10 mm große, sehr gut ausgebildete Pyritoeder $\left[\frac{\infty O 2}{2}\right]$ (210).

d) Nanzenbach. Auf Stufen von der Grube „Neuermut“ finden sich z. T. reine Pyritoeder $\left[\frac{\infty O 2}{2}\right]$ (210), z. T. Kristalle mit komplizierteren Kombinationen, und zwar: (211) . (111); (210) . (430) . (530); (430) . (530) . (100); (430) . (530). Die beiden Pyritoeder (430) und (950) kommen auch selbständig vor.

e) Eibach bei Dillenburg. Die Kristalle, bis höchstens 2 mm groß, sind eingeschlossen im kieseligen, z. T. stark verwitterten Tonschiefer. Beobachtet wurden die Formen:

$$\infty O \infty\,(100),\ O\,(111),\ \left[\frac{\infty O 2}{2}\right](210),\ 2O2\,(211),\ 3O3\,(311),$$
$$\left[\frac{\frac{20}{9}O\frac{10}{9}}{2}\right](10\,.\,9\,.\,20)\ \text{und}\ \left[\frac{59O\frac{59}{2}}{2}\right](59\,.\,1\,.\,2),$$

und zwar in folgenden Kombinationen:

(211) . (210); (211) . (210) . (100); (211) . (210) . (100) . (111);
(210) . (211) . (111); (210) . (211) . (111) . (100) . vizinal (1 . 59 . 2) und
(10 . 9 . 20): (210) . (211) . (311) . (100) . (111).

Ikositetraeder (211) findet sich vielfach herrschend, wie bei den ganz in derselben Weise vorkommenden Kristallen von Friedberg in Hessen, die Düsing beschrieben hat (dies. Jahrb. 1890. I. -17-).

f) Dillenburg. Auf einer Gangstufe sitzen auf Kalkspat bis ½ cm große Kristalle von der Kombination:

(100) . (111) . (211) . (421) . (210) . (310) . ?(230).

Herrschend (421), nur wenig kleiner (210) und (310).

Auch sonst findet sich Schwefelkies noch vielfach bei Dillenburg.

Max Bauer.

V. Rosický: Beitrag zur Morphologie des Miargyrits. (Abh. böhm. Akad. 1912. No. 1. 50 p. Mit 4 Textfig. u. 2 Taf. Böhmisch, deutsch. Résumé im „Bulletin international".)

Vorliegende Arbeit ist eine monographische Studie über die Kristallographie des Miargyrits und bezieht sich auf Příbramer, Bräunsdorfer und Felsőbányaer Material, wovon das erstgenannte bereits vor Jahren von Vrba bearbeitet, aber nicht publiziert worden ist.

1. Příbram. Charakteristisch ist der isometrische Kristallhabitus und der Reichtum der Zone [a ω] = (100) : (011) bei gleichzeitiger Armut der Zone [o A] = ($\bar{1}01$) : ($\bar{1}11$).

Bisher waren am Příbramer Miargyrit nur folgende fünf Formen bekannt:

$\underline{c}$ (001), $\underline{a}$ (100), $\underline{o}$ ($\bar{1}01$), $\underline{d}$ (311), $\underline{u}$ ($\bar{2}03$),

die Vrba (Zeitschr. f. Krist. 1881. 5. p. 429) an den Pseudomorphosen von Markasit nach Miargyrit festgestellt hat.

Verf. hat hierzu neunzehn weitere, bereits anderwärts bekannte Formen und fünf überhaupt für den Miargyrit neue hinzugefügt. Die ersteren sind:

$\underline{\omega}$ (011), $\underline{m}$ (101), $\underline{\lambda}$ (102), $\underline{\vartheta}$ (103), $\underline{t}$ (111), $\underline{h}$ (113), g ($\bar{3}13$), $\underline{\chi}$ ($\bar{2}12$), $\underline{C}$ (811),
$\underline{f}$ (922), $\underline{\varphi}$ (411), $\underline{\varepsilon}$ (522), $\underline{s}$ (211), $\underline{\sigma}$ ($\bar{2}11$). $\underline{i}$ ($\bar{3}11$), $\underline{\psi}$ ($\bar{4}13$). $\underline{\xi}$ ($\bar{2}13$), $\underline{k}$ ($\bar{2}15$),

Die fünf neuen Formen sind:

*Q (733), *$\underline{Y}$ (11 . 5 . 5), *j (533), *Γ (133)

und die unsichere Form Θ ($\bar{5}22$).

2. Bräunsdorf. Ältere Beobachter (Naumann, Weisbach, vom Rath, Lewis, Friedländer) führen im ganzen 65 Formen an. Verf. fügt hinzu ϑ (103), bisher nur von Felsőbánya, jetzt auch von Příbram bekannt, und die neuen Flächen:

$$*\tau\,(\bar{8}18),\ *\Gamma\,(133)\ \text{und}\ ?\ *\Phi\,(\bar{3}19).$$

Es werden die Kombinationen, Habitus und Flächenentwicklung der sechs untersuchten Individuen eingehend beschrieben.

3. Felsőbánya. Zu 31 Formen, welche Krenner an diesem Vorkommen angeführt hat, treten nach Verf.'s Untersuchungen als für die Lokalität neu:

$$\underline{G}\,(105),\ \underline{u}\,(\bar{2}03),\ \underline{p}\,(\bar{6}16),\ \underline{D}\,(711),\ \underline{\eta}\,(611),\ \underline{f}\,(922),\ \underline{\varphi}\,(411),$$

ferner die auch am Bräunsdorfer Material gefundene neue Fläche $*\tau\,(\bar{8}18)$ und die unsichere ? $*\Omega\,(235)$.

Alle fünf untersuchten Kristalle entstammen einer und derselben Druse, wo sie mit Diaphorit eng verwachsen sind. Habituell sind vier von ihnen isometrisch, während der fünfte dünntafelig ist und an den „Kenngottit" erinnert.

Die Symbole der acht zuerst beobachteten Flächen werden aus folgenden Winkeldaten ermittelt:

	Gemessen:	Berechnet:
$\tau\,(\bar{8}18) : \underline{a}\,(100)$	51° 30′	52° 1′
$: \underline{b}\,(010)$	74 30	74 22
$Q\,(733) : \underline{a}\,(100)$	51 56	51 31½
$: \underline{c}\,(001)$	70 15	69 49⅔
$Y\,(11.5.5) : \underline{a}\,(100)$	53 31	53 3
$\underline{j}\,(533) : \underline{c}\,(001)$	69 23	69 19
$: \underline{a}\,(100)$	59 33	59 48⅔
$\Gamma\,(133) : \underline{c}\,(001)$	70 1	70 5
$: \underline{a}\,(100)$	80 35	81 8⅓
$: \underline{o}\,(\bar{1}01)$	82 10	81 27
$?\ \Theta\,(\bar{5}22) : \underline{c}\,(001)$	80 9	80 22
$: \underline{a}'(\bar{1}00)$	54 43	53 9⅔
$?\ \Omega\,(235) : \underline{b}\,(010)$	32 58	33 7⅓
$: \underline{o}\,(\bar{1}01)$	77 20	78 21
ξ_0 [1]	27 46	28 35
$?\ \Phi\,(\bar{3}19) : \underline{a}\,(100)$	79 27	80 31
η_0 [2]	18 4	17 55 [3]

[1] d. h. $90^0 - \varphi$ bei der Stellung, in welcher die orthodiagonale Zone äquatorial liegt.

[2] d. h. φ in der Lage mit (100) im Pol und der orthodiagonalen Zone im Hauptmeridian.

[3] Den berechneten Werten liegt Dana's Achsenverhältnis für die Miller-Lewis'sche Stellung zugrunde: a : b : c = 2,99449 : 1 : 2,90951; $\beta = 81^0\,22'\,35''$.

Verf. gibt weiter ein Verzeichnis der bisher beobachteten Kombinationen des Miargyrits, eine Zusammenstellung der Formen nach ihrer Häufigkeit, Flächenausdehnung und Vorkommen an einzelnen Lokalitäten, sowie eine Diskussion der Zonen nach V. Goldschmidt's Art; aus diesen Betrachtungen ergibt sich eine Formentabelle des Miargyrits, welche 59 sichergestellte, 16 unsichere und 15 vizinale und untypische Formen enthält und zahlreiche Korrekturen der älteren Angaben vornimmt. **F. Slavik.**

L. Azéma: Note sur une ilmenite du Brésil. (Bull. soc. franç. de min. **34**. p. 29—32. 1911.)

Die Analyse der von Pelotas am Rio Grande do Sul stammenden abgerollten Körner führt nach Abzug von etwa 17 % aus Titanit[1] bestehender Rinde auf die Molekularverhältnisse 17,8 TiO_2 : (12,4 FeO + 1,3 MnO + 3,9 MgO) : 1,9 Fe_2O_3, entsprechend der Formel (Fe, Mn, Mg) O . TiO_2 + ca. 0,1 Fe_2O_3. **O. Mügge.**

W. E. Ford and W. M. Bradley: Pseudomorphs after Stibnite from San Luis Potosi, Mexico. (Amer. Journ. of Sc. 1912. **34**. p. 184—186.)

Die drei untersuchten Kristalle waren ca. 10 cm lang und 1—2 cm stark; sie stammten aus einem Gang in Kalkstein. Mit dem Anlegegoniometer konnten die Flächen b (010), n (210), m (110), o (120) und τ (343) des Antimonglanzes identifiziert werden. Das Material der Pseudomorphose ist erdig, schmutziggelb und wahrscheinlich amorph. Analyse von zwei Proben:

	Erste Probe				Zweite Probe
	I.	II.	III.	Mittel	
Sb_2O_5	85,43	85,64	—	85,53	90,43
CaO	9,64	9,69	9,81	9,71	7,36
H_2O	4,84	4,83	4,73	4,80	3,83
Summe . . .	99,91	100,16	—	100,04	101,62

Spez. Gew. 4,906.

Die Zusammensetzung ist mithin nicht gleichmäßig und eine bestimmte chemische Formel kann nicht angenommen werden. Wahrscheinlich ist ein Teil nicht als Sb_2O_5, sondern als SbO_2 vorhanden. **H. E. Boeke.**

J. E. Pogue and V. Goldschmidt: On Quartz from Alexander County, North Carolina. (Amer. Journ. of Sc. 1912. **34**. p. 414—420.)

Die Verf. untersuchten zwei flächenreiche Kristalle, einen rechten und einen linken. Neue Formen am rechten Kristall: Φ ($\bar{9}097$), I (7 . 6 . $\overline{13}$. 7),

---

[1] der aber nach dieser Annahme 1,82 MgO auf 2,38 CaO enthält. [Ref.]

r $(\bar{4}\bar{3}73)$; am linken Kristall: ω . $(50\bar{5}2)$, Θ $(10 . 0 . \bar{10} . 3)$, Θ . $(\bar{10} . 0 . 10 . 3)$, η : $70\bar{7}2)$, $\mathfrak{n}$: $(10 . 3 . \bar{13} . 3)$, $\mathfrak{n}$. $(\bar{10} . \bar{3}\,13 . 3)$.

Θ . ist wahrscheinlich identisch mit der früher als $(\bar{23} . 0 . 23 . 7)$ angegebenen Form (v. Rath).

Die positiven und negativen Rhomboeder $(10\bar{1}1)$ und $(\bar{1}011)$ wurden an angeschliffenen Flächen durch Ätzen mit Flußsäure unterschieden. Der Sinn der Zirkularpolarisation in basischen Schnitten stimmte mit der rechten bezw. linken Lage der Trapezoederflächen überein. **H. E. Boeke.**

E. Quercigh: Sulla identità della sinchisite con la parisite. (Rendic. R. Accad. d. Lincei. Cl. sc. fis., mat. e nat. (5.) **21**. 1912. p. 581—588.)

Nach den bisherigen Untersuchungen wurden die beiden genannten Mineralien von manchen Mineralogen für ident gehalten, von manchen anderen, namentlich von G. Flink, der den grönländischen Synchysit als neue Spezies aufgestellt hatte, aber an ihrer Verschiedenheit festgehalten, wenn schon die Unterschiede nicht sehr groß gefunden wurden. Verf. suchte diese Frage zu entscheiden. Er untersuchte die Brechungskoeffizienten an je einem Prisma parallel der Achse c einmal von Parisit von Muso und dann von Synchysit, der erstere vollkommen, das andere nur stellenweise durchsichtig. Er fand die folgenden Zahlen:

Parisit von Muso.

	$\lambda = 667$	$\lambda = 633$	$\lambda = 599$	$\lambda = 589$	$\lambda = 570$	$\lambda = 533$	$\lambda = 475$	$\lambda = 453$
ε . . .	1,7657	1,7679	1,7702	1,7712	1,7730	1,7763	1,7809	1,7882
ω . .	1,6679	1,6691	1,6711	1,6717	1,6727	1,6751	1,6785	1,6841
$\varepsilon - \omega$.	0,0978	0,0988	0,0991	0,0995	0,1003	0,1012	0,1024	0,1041

Synchysit von Narsarsuk.

ε . . .	1,7633	1,7648	1,7685	1,7690	1,7700	1,7743	1,7790	1,7879
ω . .	1,6691	1,6704	1,6728	1,6730	1,6737	1,6778	1,6802	1,6836
$\varepsilon - \omega$.	0,0942	0,0944	0,0957	0,0960	0,0963	0,0965	0,0988	0,1043

Diese Brechungskoeffizienten sind, wie man sieht, nicht ganz gleich. ε ist beim Parisit für alle Wellenlängen größer als beim Synchysit, für ω ist das Gegenteil der Fall, ausgenommen für das violette Licht. Die Doppelbrechung ist beim Parisit etwas größer als beim Synchysit, doch nehmen diese Differenzen mit der Wellenlänge ab und für $\lambda = 453$ ist ε, ω und $\varepsilon - \omega$ in beiden Mineralien fast gleich. Bei beiden wächst die Doppelbrechung vom Rot gegen Violett, aber stärker bei dem grönländischen als bei dem südamerikanischen Mineral. Immerhin sind alle diese Unterschiede nur klein und erklären sich wohl durch die wechselnde Menge der Metalle der Cergruppe (Cer, Lanthan, Praseodym und Neodym) für beide Fundorte. Beide Mineralien, besonders der Synchysit, zeigen anomale Dispersion, wie die vom Verf. gezeichnete Kurve ergibt, aus der man sieht, daß die Brechungskoeffizienten keine kontinuierlichen Funktionen der Wellenlänge sind. Beide zeigen auch dementsprechend am sichtbaren Teil des Spektrums zahlreiche Absorptionsstreifen. Für den ordentlichen

Strahl ist die Anomalie schwächer als für den außerordentlichen, gemäß dem Umstand, daß das Absorptionsspektrum des ersteren beim Parisit ärmer an Streifen ist als das des außerordentlichen. Der Unterschied zwischen beiden Mineralien ist wahrscheinlich in dem verschiedenen Verhältnis der seltenen Erden begründet. Im Parisit von Muso macht das Didymoxyd etwa $\frac{1}{6}$, im Synchysit dagegen etwa $\frac{1}{4}$ der ganzen Menge der Oxyde R_2O_3 aus.

In der folgenden Tabelle sind die Brechungskoeffizienten für Parisit und Synchysit von allen bekannten Fundorten nach den verschiedenen bisherigen Beobachtern für Na-Licht zusammengestellt:

	Parisit, Muso Sénarmont	P., Quincy Warren	Synchysit Quercigh	Synchysit Flink	Parisit, Muso Quercigh
ε	1,670	1,757	1,7690	1,7701	1,7712
ω	1,569	1,676	1,6730	1,6742	1,6717
$\varepsilon - \omega$ . .	0,101	0,081	1,0960	0,0959	0,0995

Mit Ausnahme der von Sénormont erhaltenen Werte stimmen alle anderen nahezu miteinander überein, doch äußert sich der Parisit von Quincy mehr dem Synchysit nach den vom Verf. bestimmten Zahlen, als dem Parisit von Muso. Alle diese Verhältnisse sprechen also für die Identität des Synchysit mit dem Parisit.

Was die chemische Zusammensetzung anbelangt, so ist dem Parisit die Formel: $(\overset{III}{R}F)_2Ca(CO_3)_3$, dem Synchysit die Formel: $(\overset{III}{R}F)Ca(CO_3)_2$ beigelegt worden, entsprechend 60,96% R_2O_3 und 10,41% CaO im Synchysit, resp. 51,58% R_2O_3 und 17,47 CaO.

Das von Flink stammende, von Mauzelius analysierte Material des Synchysit enthält aber 2,10% H_2O, davon 1,56% schon bei 100° entweichend und zeigt noch andere Merkmale unfrischer Beschaffenheit. Verf. hat aus seinem Material 0,1178 g ganz frische Substanz analysiert und darin gefunden: 60,95% R_2O_3 und 11,96 CaO, ganz entsprechend den von C. H. Warren im Parisit von Muso gefundenen Zahlen: 60,71% R_2O_3 und 10,70 CaO; es besteht also auch im frischen Material bezüglich der chemischen Zusammensetzung kein Unterschied zwischen Synchysit und Parisit und dasselbe ist für das spezifische Gewicht der Fall. Nur der unfrische Synchysit hat ein etwas niedrigeres spezifisches Gewicht. Es ist also wohl kein Zweifel mehr, daß der Synchysit mit dem Parisit vereinigt werden muß. **Max Bauer.**

Otto Mulert: Über die Thermochemie der Kieselsäure und der Silikate. (Zeitschr. f. anorgan. Chemie. **75**. p. 198—240. 1912.)

Verf. beschreibt zunächst das eingeschlagene Versuchsverfahren, teilt danach die Untersuchungen im einzelnen mit, wobei die Ergebnisse in vielen Tabellen zusammengestellt werden. Die Hauptergebnisse faßt er in folgende Sätze zusammen:

1. Die spezifische Wärme der Flußsäure ist bei gleicher Äquivalentkonzentration erheblich größer als die der anderen Mineralsäuren.

2. Die Reaktion zwischen Kieselsäure und Flußsäure endigt auch bei einem Überschuß von H F mit der Bildung von Kieselflußsäure; mehr als 6 Mol. H F treten nicht mit 1 Mol. $Si O_2$ in Reaktion.

3. Die wasserhaltigen Kieselsäuren sind als Hydrate des glasig-amorphen Kieselsäureanhydrids zu betrachten. Die Wasseraufnahme vollzieht sich bis zur Bindung von 3 % $H_2 O$ unter Wärmeentwicklung, bei weiterer Hydratisierung tritt eine geringe Wärmeabsorption ein. Doch bleibt die Bildungswärme sämtlicher Kieselsäurehydrate aus Anhydrid und Wasser stets positiv.

4. Die Reaktion zwischen Tonerdehydrat und Flußsäure geht bei einem Überschuß von H F unter Bildung einer Aluminiumfluorwasserstoffsäure vor sich; ist Tonerdehydrat im Überschuß vorhanden, so reagiert die entstandene Aluminiumfluorwasserstoffsäure in einer sekundären, lang anhaltenden Reaktion mit dem überschüssigen Tonerdehydrat unter Bildung einer schwer löslichen Verbindung.

5. Die Lösungswärme der amorphen wasserfreien Tonerde wurde nur angenähert bestimmt; die Bildungswärmen der Aluminiumsilikate sind daher nur als Näherungswerte zu betrachten.

6. Es wurden die Bildungswärmen der folgenden Silikate bestimmt: Natriumsilikat, Zink-Ortho- und Metasilikat, Leucit, Mikroklin, Adular, Analcim, Natrolith, Heulandit. Die Kristallisationswärme wurde ermittelt beim Zinkorthosilikat, Mangansilikat, Adular.

In der folgenden Tabelle sind die sämtlichen vom Verf. bestimmten Bildungs- und Kristallisationswärmen der Silikate zusammengestellt, dazu von Tammann ermittelte Werte der Kristallisationswärmen (mit + bezeichnet) und die von Chatelier bestimmten Bildungswärmen der Silikate von Ca. Fe und Mn:

Verbindung oder Mineral	Bildungswärme pro 1 Mol. in Kal.	Bildungswärme pro 1 g in Kal.	Kristallisationswärme pro 1 Mol. in Kal.	Kristallisationswärme pro 1 g in Kal.
Natriumsilikat	+ 97,85	+ 0,800	—	—
Calciummetasilikat . . .	+ 15,2	+ 0,129	—	—
Eisenmetasilikat	+ 10,0	+ 0,0757	—	—
Manganmetasilikat . . .	+ 5,4	+ 0.0411	+ 8,52	+ 64,9
Zinkorthosilikat	— 23,74	— 0,106	+ 9,04	+ 40,5
Zinkmetasilikat	+ 2,49	+ 0,0175	—	—
Diopsid	—	—	+ 20.18+	+ 93+
Leucit	+ 101,6	+ 0,257	+ 11,38+	+ 26+
Mikroklin	+ 104,2	+ 0,187	+ 46,33+	+ 83+
Adular	+ 131,2	+ 0,235	+ 55,72	+ 99,8
Eläolith	—	—	—	+ 73+
Analcim	+ 85,22	+ 0,215	—	—
Natrolith	+ 95,76	+ 0,277	—	—
Heulandit	+ 59,44	+ 0,114	—	—

R. Brauns.

Domenico Lovisato: Anfiboli di Monte Plebi presso Terranova Pausania (Sardegna). (Rendic. R. Accad. d. Lincei. Cl. sc. fis., mat. e nat. (5.) **21**. 1912. p. 109—116.)

Der Monte Plebi besteht aus Gneis und einer Reihe von Glimmerschiefern mit Quarzlinsen, manchmal mit Feldspat, Rutil und Turmalin in großen Kristallen. Da und dort sind durch sehr weitgehende Umwandlung entstandene, mehr oder weniger große Linsen von Amphibolit, um deren Beschreibung es sich hier handelt. Dazwischen trifft man Massen meist stärker oder schwächer zersetzten quarzfreien Diorits mit großen gelblichen, ursprünglich grünen Amphibolen. Der ganze Berg befindet sich in einem Zustande starker Zersetzung, besonders in jenen Linsen, in denen mehr als Hornblende, Strahlstein und Tremolit mit Asbest, Steatit, Talk, Glimmer etc. sowie schöne Sekretionen von reinem Serpentin eine Rolle spielen.

Strahlstein, stets mit Tremolit zusammen, bildet z. T. wohlbegrenzte, auch gebogene und sonst gestörte Prismen, bis 3 cm lang, sowie feinere Fasern von grüner, bei starker Zersetzung schmutzigweißer bis gelber Farbe. Er ist begleitet von Rutil und großen Turmalinkristallen. Zersetzungsprodukte dieses Amphibols sind neben Asbest und Amianth Talk, Serpentin und Steatit, Chlorit, Epidot, Eisenoxyde etc. Serpentin, dunkelgrün bis schwarz, stellenweise rötlichbraun; G. = 2,674. Faseriger Asbest, weiß ins Grünliche, ist häufig, langfaseriger, zur Herstellung von Geweben geeigneter Amianth aber selten. Der Strahlstein zeigt nach Manis folgende Zusammensetzung: 56,50 SiO_2; 0,81 Al_2O_3, 1,15 Fe_2O_3, 6,90 FeO, 0,09 MnO, 13,00 CaO, 19,22 MgO, 0,19 CuO, 0,15 NiO, 1,07 Na_2O, 0,19 K_2O, 0,90 H_2O; Sa. = 100,17.

CuO und NiO sind bisher nur sehr selten in Strahlstein gefunden worden und nur in einem Amphibol vom Hohenkrähen, beide nebeneinander; das Vorkommen in Sardinien wird dann aber hauptsächlich mit dem in den südlichen Alpenabhängen (Val Malenco etc.) verglichen, wo fein- und langfaseriger Amianth in Menge vorkommt, der am Monte Plebi eifrig, aber wohl vergeblich gesucht wird. **Max Bauer.**

O. A. Welter: Bericht über neuere Nephritarbeiten. (Geolog. Rundschau. **2**. 1911. p. 75—87.)

Verf. stellt die Titel von 73 Arbeiten über Nephrit aus älterer und neuerer Zeit zusammen und liefert damit ein ziemlich vollständiges Verzeichnis der wichtigeren Nephritliteratur. Eingehend werden dann diejenigen neueren Mitteilungen über dieses Mineral besprochen, die sich auf das anstehende Vorkommen desselben an den verschiedenen Orten beziehen. Besondere Berücksichtigung finden die neuesten Anschauungen über die Entstehung des Nephrits nach den Anschauungen von Kalkowsky und G. Steinmann.

Max Bauer.

A. E. Fersmann: Über die verworren-faserigen Asbeste Böhmens und Mährens. (Abh. böhm. Akad. 1912. No. 15. 14 p. Böhmisch. Deutsches Résumé im Bulletin international.)

Verf. hat gelegentlich seiner monographischen Studien über die Palygorskitgruppe das böhmische und mährische Material mit folgenden Resultaten bearbeitet:

Von den **böhmischen** Vorkommen gehören

zum Zillerit = Tremolit- oder Aktinolithasbest Einsiedl z. T., Mezihoř bei Benešov;

zum Zermattit = Serpentinkork Einsiedl z. T.;

zum β-Palygorskit, d. h. 1 A + 1 B, wobei A = Parasepiolith $H_4 Mg_2 Si_3 O_{10} . 2 H_2 O$ und B = Paramontmorillonit $H_6 Al_2 Si_4 O_{14} . 2 H_2 O$, die schönen Vorkommen von Dobešovic bei Kolín, Mies (Anal. 1), Kreuzberg bei Hlinsko und Tepl-Wischkowitz;

zum eisenhaltigen β-Pilolith, d. h. 3A + 1B, der Bergschleier von Kuttenberg, der Kalkspatskalenoeder auf den Klüften im Serpentin bedeckt (Anal. 2 und 3), und vom Adalbertigang bei Příbram (Anal. 4);

zum Parasepiolith (A) ein Teil der Bergschleierproben vom Lill- und Adalbertischacht bei Příbram.

Aus den Literaturangaben über die Vorkommen von Bleistadt, Joachimsthal, Petschau, Srnín, Ratibořic läßt sich über die Zugehörigkeit von „Bergkork" und ähnlichem nichts Sicheres entnehmen.

Die **mährischen** Vorkommen stellten sich folgendermaßen heraus:

Zillerit: Zöptau-Wiesenberg; vielleicht auch Kuklík bei Neustadtl;

β-Palygorskit: sehr viele Orte in der Brünner Eruptivmasse; Anal. 5 bezieht sich auf eine Probe aus Obřan nördlich von Brünn; ferner Nedvědic bei Pernstein und wahrscheinlich auch Studnic;

Parasepiolith: Tempelstein, von Kovář analysiert (s. dies. Jahrb. 1904. II. p. -31-), Hrubšic, Gröschelmaut und wahrscheinlich auch Letovic.

Zweifelhafte Vorkommen sind Rosic, Straškau und Busau.

Analysen (2, 3 und 4 nach Abzug der Carbonatbeimengung auf 100 berechnet):

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O unter 110°	H_2O über 110°	Sa.
1.	51,42	13,08	2,74	0,51	—	9,30	1,16	7,65	14,36	100,22
2.	56,04	Spur	10,95	0,14	0,61	17,22	—	8,43	6,60	99,99
3.	54,68	1,83	9,67	0,67	Spur	14,98	—	10,24	7,92	99,99
4.	50,66	1,87	9,62	1,45	1,03	19,65	—	8,08	7,64	100,00
5.	54,17	13,56	0,22		—	9,55	0,41	9,58	11,87	99,36

F. Slavik.

R. Tronquoy: Particularité de structure de quelques micas. (Bull. soc. franç. de min. **34**. p. 252—266. 1911.)

Verf. hat die an Spaltblättchen von Glimmer bekanntlich nicht selten auftretende isomorphe Schichtung etwas näher untersucht. Er beobachtete sie an Spaltplatten von Muscovit aus granitischen Gesteinen von La Villeder bei Ploërmel als Anwachsstreifen von wechselnder Stärke der Doppelbrechung, und zwar sind die stärker doppelbrechenden Zonen zugleich die stärker

brechenden. Der Gangunterschied nimmt in den aufeinanderfolgenden Zonen bald zu, bald ab, als größte und kleinste Werte wurden z. B. gefunden 580 bezw. 300 etc.; in den stärker doppelbrechenden ist auch der Achsenwinkel 2 E etwas größer (67° gegen 63°). Die optisch und also wohl auch chemisch verschiedenen Streifen grenzen sich meist längs (0 k l) und (h h l), zuweilen auch längs (h . 3h . l) voneinander ab; es scheint, daß Anwachszonen, an deren Begrenzung (0 k l) stärker teilnimmt,, zuweilen auch hinsichtlich der Doppelbrechung sich stärker von ihren Nachbarn entfernen. Glimmer mit diesem zonaren Bau hat Verf. auch unter den Gemengteilen der eigentlichen „granulites" gefunden, dagegen nicht in den gewöhnlichen Graniten und den Zweiglimmergraniten. Von den ersteren zeigt ein Muscovit von Pont-Percé-en-Condé im optischen Verhalten zugleich Andeutungen trikliner Symmetrie mit Zwillingsbildung nach (010). **O. Mügge.**

J. E. Wolff: A New Chlorite from Northern Wyoming. (Amer. Journ. of Sc. 1912. **34**. p. 475—476.)

Vorkommen (Sheridan County, Wyoming) wahrscheinlich in kristallinen Schiefern. Makroskopisch: blätterig, blaßgrün, durchscheinend auch in dickeren Stücken, farblos und fast glasähnlich in dünnen Splittern. Mikroskopisch: parallel gelagerte Körner von 0,1 zu 0,2 mm, ohne Kristallumrisse, ohne Zwillingsbildung mit guter basischer Spaltbarkeit. Brechungsindex (H. E. Merwin) $\alpha = 1{,}580$, $\beta = 1{,}580—1{,}581$, $\gamma = 1{,}589$, mit einer Genauigkeit von 0,001. $2\,E = 26—50^0$, meist 35^0. I. M.: c = 5—10°.

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	FeO	H_2O über 110°	H_2O unter 110°	Na_2O	K_2O	CaO	F	Summe
28,81	26,43	0,24	31,21	0,40	12,62	0,09	0,35	0,14	—	—	100,29

Spez. Gew. 2,702.

Formel $H_6\,Mg_3\,Al_2\,Si_2\,O_{13}$. Verf. schlägt den Namen „Sheridanit" vor.

H. E. Boeke.

W. Werenskiold: Über die Beziehung zwischen Doppelbrechung und Eisenoxydgehalt des Epidots (On the relation of the birefringence to the amount of iron oxide in epidote). (Archiv för Mathematik og Naturvidenskap. 1911. **32**. No. 4. Kristiania.)

In einer Arbeit von Olaf Andersen (dies. Jahrb. 1912. II. -35-) wurde die Abhängigkeit der Doppelbrechung von dem Eisengehalt der Epidote erörtert. Verf. zeigt, daß man mittels der Methode der kleinsten Quadrate zu genaueren Resultaten gelangt, als sie Andersen erhalten hatte. Die von Andersen angeführten Zahlenwerte liefern bei der Neuberechnung folgende Gleichung:

$$F = 341\ B + 1{,}3 \pm 1{,}2;$$

F ist der Eisenoxydgehalt, ausgedrückt in Prozenten, B ist gleich $\gamma - \alpha$.

V. M. Goldschmidt.

Thorolf Vogt: Studien über die Humitgruppe. (Videnskapsselskapets skrifter. Mat.-naturw. Kl. 1912. No. 5. p. 1—27.)

Verf. behandelt die geometrischen Beziehungen zwischen den Mineralien der Humitgruppe und den Olivinen. Bekanntlich resultieren nahe übereinstimmende Achsenverhältnisse beider Mineralgruppen, wenn man statt der gewöhnlichen Achsen a b c die Werte a′ b′ c′ einführt, wobei $a' = \frac{1}{2}b$, $b' = a$, $c' = c$.

Diese geometrische Analogie fand Verf. bestätigt durch Untersuchung regelmäßiger Verwachsungen von Forsterit und Klinohumit, bei denen die gegenseitige Orientierung der zwei Mineralien die oben geforderte ist, also (010) des Olivins parallel mit (100) des Klinohumits, (100) des Olivins mit (010) des Klinohumits, während die Basisflächen beinahe zusammenfallen.

Diese orientierten Verwachsungen, welche Verf. in einem kontaktmetamorphen Dolomitmarmor von Langöen, Vesteraalen (im nördlichen Norwegen) fand, werden ausführlich beschrieben.

Nach der gemeinsamen Aufstellung zeigen die Humitmineralien und die Olivine auch analoge optische Orientierung, indem die Bisektrix γ in allen diesen Mineralien dieselbe Richtung besitzt, dasselbe gilt bei den rhombischen Gliedern für die Bisektrix α, während bei den monoklinen Humiten α und β in ihrer gemeinsamen Ebene verschoben sind.

Mit Berücksichtigung der Spaltbarkeit empfiehlt es sich, die Achse a bei den Humiten zu verdoppeln, beim Olivin nur a und b zu vertauschen, dann ergeben sich folgende Achsenverhältnisse:

Forsterit	2,1514 : 1 : 2.	0,6300
Prolektit	2,1606 : 1 : 3.	0,6287
Chondrodit	2,1606 : 1 : 5.	0,6289
Humit	2,1606 : 1 : 7.	0,6291
Klinohumit	2,1606 : 1 : 9.	0,6288

Die Winkel zwischen Flächen der Prismenzone mit analogen Indizes sind fast identisch, auch für die Lage der anderen Flächen ergeben sich gewisse Regelmäßigkeiten. So zeigt eine Statistik der bis jetzt beobachteten Kombinationen, daß die wichtigste Pyramide bei den Humitmineralien in ihrer Lage der Flächen (111) des Forsterits entspricht. Bei der verschiedenen Länge der c-Achsen erhält diese Pyramide natürlich verschiedene Indizes, trotzdem sich ihre Winkellage innerhalb der ganzen Gruppe nur wenig ändert. Verf. schließt daraus, daß der Typus des Olivins auch bei der Humitgruppe in den wesentlichen Zügen erhalten bleibt. Während die Vertikalachse der Humitmineralien mit zunehmendem Molekulargewicht wächst, behalten die wichtigsten Flächen ihren Platz, erhalten jedoch verschiedene Symbole. Verf. meint, daß sich die Formenfülle der Humitmineralien aus den relativ komplizierten Indizes der Hauptflächen erklären läßt.

Bei der Olivin-Humit-Gruppe finden sich zwei Reihen pseudohexagonaler Zwillingsbildungen, die Zwillingsebenen bilden einen Winkel von 30° und 60° mit der Basis, worauf schon Scacchi aufmerksam machte. Zwillingen des ersten Typus entsprechen die Zwillingsebenen (101) bei Olivin, (205) bei Chon-

drodit, (207) bei Humit, Zwillingen des zweiten Typus die Zwillingsebenen (301) bei Olivin, (605) bei Chondrodit, (607) bei Humit, (203) bei Klinohumit. Bei dem Prolektit wären Zwillingsbildungen nach (203) und (201) zu erwarten, bei Klinohumit nach (209). Letzteres Zwillingsgesetz des Klinohumits glaubt Verf. auf einer alten Zeichnung von Scacchi nachgewiesen zu haben, auf der eine parallele Verwachsung von Forsterit und Klinohumit dargestellt ist[1].

V. M. Goldschmidt.

Eduard Riecke: Zur molekularen Theorie der Piëzoelektrizität des Turmalins. (Nachr. k. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Klasse. 1912. Heft 2. p. 253—266.)

Verf. zieht aus seinen theoretischen Auseinandersetzungen das Resultat, daß die polare Elektrizität, die wir den Molekülen des Turmalins zuschreiben, von derselben Größenordnung ist, wie bei den Molekülen eines Elektrolyten.

Max Bauer.

W. Burkhardt: Lösungserscheinungen am Anhydrit. (Zeitschr. f. Krist. 1912. **50**. p. 209—230.)

Anhydrit von Berchtesgaden und von Neustaßfurt wurde hinsichtlich der Ätzfiguren in verschiedenen Lösungsmitteln (konz. Schwefelsäure, Salzsäure, 20 % Flußsäure, destilliertes Wasser, Salpetersäure, Kalilauge und Natriumcarbonatlösung), der Lichtfiguren und der Lösungskörper untersucht. Nur frisch hergestellte Spaltflächen geben übereinstimmende Resultate, während Lagern an der Luft die Angreifbarkeit der Flächen erhöht. Die Fläche der am wenigsten guten Spaltbarkeit {100} wird von allen Ätzmitteln zuerst angegriffen. Die Zeit zum Erhalten guter mikroskopischer Ätzfiguren schwankt zwischen 10 Minuten und etwa 3 Stunden bei Zimmertemperatur für die oben genannte Reihenfolge der Ätzmittel. Für die Einzelheiten der Ätzfiguren sei auf das Original und die beigegebene Tafel verwiesen.

Die Symmetrie und die Krümmung der Lichtfiguren lassen sich durch eine stereographische Projektion deuten. Diese Symmetrie kann mit derjenigen der Ätzfiguren nicht übereinstimmen, weil die Reflexe bei den Lichtfiguren von verschieden schräg stehenden Spiegelebenen erzeugt werden. Erst die Kombination der Lichtbilder bei senkrechter Aufstellung der verschiedenen Zonen der Ätzfiguren läßt auf die wahre Symmetrie der letzteren schließen. Der Umstand, daß die Lichtfigur meist nicht einzelne Lichtpunkte, sondern Lichtstreifen aufweist, deutet auf gekrümmte Ätzflächen oder mit zahlreichen Flächen belegte Zonen der Ätzfiguren hin.

Zur Herstellung der Lösungskörper wurden Spaltwürfel in Glaswolle lose eingehüllt dem Lösungsmittel ausgesetzt. Die Reihenfolge der Angriffsgeschwindigkeit war dieselbe wie beim Ätzen (Schwefelsäure, Salzsäure, Wasser, Salpetersäure). Die Lösungsmittel wirken am stärksten in der Richtung der a-Achse, am schwächsten in der Richtung der b-Achse. Die Endkörper sind

---

[1] Dies. Jahrb. 1876. p. 321.

für das verwendete Lösungsmittel charakteristisch. In Schwefelsäure werden nach etwa 4 Tagen Flächen der Form {okl} deutlich ausgebildet, die annähernd das Symbol {012} besitzen. Ein in der Form {012} geschliffener Anhydritkristall ändert seine Gestalt in konz. Schwefelsäure nicht. Der nach 6 Wochen erhaltene Lösungskörper in Salpetersäure weist ein steiles Prisma I. Art, ca. {0 . 1 . 10} auf. Mit destilliertem Wasser dagegen bleibt die Kante {001} : {010} erhalten und bildet sich ein Prisma II. Art, etwa {504} heraus. Der Lösungskörper mit Salzsäure enthält als neugebildete Form ebenfalls ein Prisma II. Art von der annähernden Form {304}.

Wie zu erwarten war, zeigte sich in der Richtung der Normalen der Prärosionsflächen die größte Auflösungsgeschwindigkeit. Bezüglich der Entstehung von Ätzgrübchen und Ätzhügel begründet Verf. die Ansicht, daß letztere sich dort bilden, wo die geätzte Kristallfläche eine größere Lösungsgeschwindigkeit aufweist als die Flächen der Ätzfigur; für Ätzgrübchen gilt das Umgekehrte.

H. E. Boeke.

E. Manasse: Identità della cosidetta ihleite elbana con la copiapite e compositione chimica di questa. (Atti. Soc. Tosc. S. Nat. Proc. verb. **20**. 1911. p. 65—76. Mit 3 Textfig.)

Verf. hat das von Görgey als Ihleit beschriebene schwefelgelbe, feinkristallinische, fast pulverige Mineral untersucht, das auf der Insel Elba bei Vigneria, Capo d'Arco und Capo Calamita in Begleitung und als Zersetzungsprodukt von Schwefelkies und Markasit mit anderen Zersetzungsprodukten der beiden letzteren Mineralien vorkommt. Es löst sich restlos in kaltem Wasser, verliert in der Wärme erst alles Wasser und dann fast alle Schwefelsäure und hat alle mikroskopischen, physikalischen und chemischen Eigenschaften des chilenischen Copiapits, von dem es sich nur äußerlich dadurch unterscheidet, daß letzterer deutlich lamellar gebaut ist. U. d. M. beobachtet man Kriställchen, die wohl rhombische Täfelchen, 110 : 1$\bar{1}$0 = 102°, mit Längsfläche (010) und Basis (001) sind, deren Basis und Prismenflächen ein deutlicher Blätterbruch parallel geht. Auf den Spaltungsplättchen tritt in Öl die Mittellinie $\mathfrak{a}$ aus, Achsenebene // (010) oder Achse $\mathfrak{b}$. Achsenwinkel ziemlich groß. Ziemlich starker Dichroismus: $\mathfrak{a}$ = $\mathfrak{c}$ grünlichgelb, $\mathfrak{b}$ = $\mathfrak{b}$ blaßgelb bis farblos, $\mathfrak{c}$ = $\mathfrak{a}$ schwefelgelb. Absorption: $\mathfrak{c} > \mathfrak{a} > \mathfrak{b}$.

Starke Doppelbrechung. In Flüssigkeiten wurde bestimmt:

Vigneria.	Capo d'Arco.
α = 1,507	α = 1,509
β = 1,531	β = 1,532
γ = 1,575	γ = 1,577
$\gamma - \alpha$ = 0,068	$\gamma - \alpha$ = 0,068
$2V_{Na}$ = 74° 43′	$2V_{Na}$ = 72°55′

Auch die optischen Eigenschaften sprechen für rhombische Kristallisation und für die Zugehörigkeit zum Copiapit, wie die zum Vergleich angeführten Zahlen für den letzteren zeigen. Die Substanz der beiden genannten Fundorte

wurde je zweimal analysiert; im folgenden sind die erhaltenen Mittelwerte angegeben:

	Vigneria		Capo d'Arco		$Fe_4[HO]_2S_5O_{20}.16H_2O$
Unlöslich . .	0,61		0,71		
SO_3	38,87	(40,13)	38,37	(40,54)	39,71
Fe_2O_3 . . .	21,91	(31,32)	26,10	(31,25)	31,70
Al_2O_3 . . .	4,15		Spur		
FeO	0,94		4,06		
MgO	Spur		—		
H_2O	33,33	(28,55)	30,68	(28,21)	28,59
	99,81	(100,00)	99,92	(100,00)	100,00

Die Substanz ist unrein; es werden daher für das erste Vorkommen 3,64 %, für das zweite 15,70 % Eisenvitriol, für das erste auch 25,61 % Alunogen (Keramohalit) abgezogen, berechnet aus dem Gehalt an FeO und Al_2O_3. Kleine Mengen Markasit und Fibroferrit geben den unlöslichen Rückstand. Berechnet man dann die Analysen auf 100, so erhält man die Zahlen in (), die gar nicht mit Ihleit, ganz befriedigend aber mit Copiapit übereinstimmen, wenn man für dieses Mineral die Formel $Fe_4[OH]_2S_5O_{20}.16H_2O = 2Fe_2O_3.5SO_3.16H_2O$ annimmt, welche mit dem C. von Tierra Amarilla stimmt, während der C. von Copiapo nach den Analysen $18H_2O$ erfordern würde. Die erstere Formel gibt die in der letzten Kolumne angeführten Zahlen.

Die genauere Wasserbestimmung hat folgende Zahlen ergeben:

	Copiapò	Vigneria	Capo d'Arco
über H_2SO_3	9,98 % H_2O	13,27 %	12,56 %
110—115°	14,08	19,31	12,54
165—170	23,64	28,34	26,31
215—220	26,64	31,01	28,56
260—270	27,96	32,98	29,70
315°	29,24	33,60	30,05
350° ca.	29,34	33,60	30,11
450° ca.	29,44	33,60	30,08
Gesamtes H_2O	29,71 %	33,48 %	30,48 %.

Das ganze Wasser ist also von derselben Art.

Gebildet denkt sich Verf. den Copiapit von Elba durch Oxydation und Wasseraufnahme aus Eisenvitriol in Gegenwart auch der Schwefelsäure, die mit dem Vitriol zusammen aus Markasit entstanden ist.

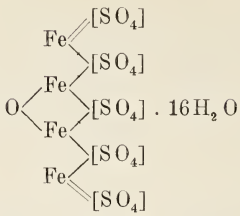
Verf. drückt die von ihm festgestellten Resultate folgendermaßen aus:

1. Der sogen. Ihleit von Elba entspricht kristallographisch und optisch, und auch chemisch vollkommen dem chilenischen Copiapit und bildet eine mikrokristallinische, fast pulverige und unreine Varietät desselben, ähnlich wie die Misy genannte Substanz der Harzer Bergleute und der sogen. Janosit von Böck und Emszt.

2. Die Kristallisation des Copiapits ist rhombisch und nicht monoklin.

3. Die chemische Zusammensetzung des Copiapits, obwohl aus verschiedenen Gründen, besonders wegen der Unreinigkeiten schwer genau festzustellen,

ist wahrscheinlich: $Fe_4 S_5 O_{21} . 16 H_2 O$, woraus Verf. folgende Strukturformel ableitet:



Er hält es nicht für nötig, daß die beiden freien Valenzen an der Gruppe $Fe_4 [S O_4]_5$ durch zwei Moleküle [H O] gesättigt werden, wie Groth will. Der ganze Wassergehalt ist ja nach obiger Untersuchung von einerlei Art.

Max Bauer.

Mineralvorkommen.

V. Dürrfeld: Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Straßburg. (Zeitschr. f. Krist. **50**. 1912. p. 582—595. Mit 1 Taf.)

1. Malachit von Katanga, Deutsch-Ostafrika. Der Malachit ist aus Rotkupfererz hervorgegangen und bildet um Kerne des letzteren nierenförmige Aggregate mit radialfaseriger Textur. An der Oberfläche Kriställchen, bis 1 mm groß; Formen: $\{\bar{6}45\}$ (neu), $\{110\}$, $\{100\}$, $\{001\}$. Die Kriställchen sind nach der Kante $[(6\bar{4}\bar{5}) : (64\bar{5})]$ gestreckt. Zwillinge nach $\{100\}$, meist Durchkreuzungszwillinge, sind sehr häufig. Pleochroismus auf Spaltblättchen nach (001): gelblichgrün parallel der Symmetrieachse, dunkelgrün senkrecht dazu.

2. Phenakit von Framont. Die 1834 entdeckte Fundstelle hat seit langem kein Material mehr geliefert. Neuerdings auf einer alten Halde gesammelte Stücke von Brauneisenerz enthielten einige kurzsäulige, farblose bis schwach weingelbe Phenakitkriställchen mit den Formen: a $\{11\bar{2}0\}$, τ $\{10\bar{1}1\}$, m $\{10\bar{1}0\}$; mehrfach deutliche Spaltbarkeit nach a.

3.—6. Skorodit, Pharmakosiderit, Pyromorphit und Anglesit von der Grube Gabriel im Einbachtal (Schwarzwald). Spitzpyramidale, bis 2 mm große, lauchgrüne Skoroditkriställchen ($\{111\}$, $\{100\}$, $\{120\}$) fanden sich auf stengelig abgesondertem Eisenkies, zusammen mit einigen Würfeln von gelblichgrünem oder grasgrünem Pharmakosiderit (1 mm groß, anomal doppelbrechend). Neues Vorkommen. Pyromorphit in schmutziggrünen Säulchen (bis 1 cm lang, 1—2 mm dick) von der Kombination $\{10\bar{1}0\} . \{0001\}$ auf Baryt mit etwas farblosem Flußspat, ferner auf Quarz mit hellblauem Flußspat und etwas Baryt in dünneren grasgrünen bis hellgrünen Säulchen der Kombination $\{10\bar{1}0\} . \{0001\}$ oder $[10\bar{1}0] . [10\bar{1}1]$. — Anglesit mit Eisenkies und Flußspat in einer Quarzdruse; Formen: q $\{011\}$, y $\{122\}$, z $\{111\}$, c $\{001\}$, m $\{110\}$, n $\{120\}$, $\varkappa$ $\{130\}$, d $\{102\}$, p $\{324\}$, ϑ $\{326\}$. Die letzte Form ist neu; q, y und z herrschen vor und bestimmen den Typus der bis 4 mm großen

Kriställchen. Auf m und p zahlreiche Ätzeindrücke, die den anderen Formen fehlen.

7. Natrolith von Oberschaffhausen am Kaiserstuhl (Baden). Die ziemlich flächenreichen Kristalle zeigen bei 5 mm Länge und 1—2 mm Dicke die Kombination: a {100} . b {010} . m {110} . o {111} . z {331} . {25.0.1}? Gewöhnlich etwas tafelig nach a {100}, welche Fläche übergeht in ein steiles Makrodoma etwa {25 . 0 . 1}, wahrscheinlich eine Ätzfläche.

8. Cerussit und Pyromorphit von Reichenbach bei Lahr (Schwarzwald). In Schwerspat als Gangfüllung finden sich einzelne Bleiglanzknollen, die größtenteils zersetzt sind zu Pyromorphit und Cerussit. Letzterer ist farblos, schwach bräunlich oder grau gefärbt. Die Kriställchen sind gewöhnlich nicht über 5 mm, selten bis 1 cm groß. Die Kristalltracht wechselt: 1. Typus von der Kombination m {110} . b {010} . p {111} . i {021} . x {012}, p und i herrschen vor, alle Flächen sind glänzend; 2. Typus mit den Formen b {010}, i {021}, k {011}, x {012}, c {001}, y {102}, {607}*, r {130}, m {110}, a {100}, p {111}, o {112}, s {121}, w {211}, {5 . 8 . 14}*?, η {352}; y, b, i und r herrschen vor. y und c sind in der Regel angeätzt, die übrigen Formen sind glänzend. In der Brachydomenzone sind an Stelle ehemaliger Kanten Brachydomenflächen angeätzt, die sich nicht genauer bestimmen lassen. Die Flächen von y {102} sind fast durchweg mit Ätzhügeln besetzt, die bis 0,5 mm Größe [im Original steht irrtümlicherweise 0,5 m. Ref.] erreichen. Die Ätzhügel werden gebildet von einer Makrodomenfläche ({607}, neu!) und zwei Flächen einer Brachypyramide ({5 . 8 . 14}?, neu!). Zwillings- und Drillingsbildung mit (110) als Zwillingsebene ist beim zweiten Typus häufig; auch in scheinbar einfachen Kristallen finden sich zuweilen feine Zwillingslamellen. Für den kleinsten Brechungsexponenten des Cerussits wurde in Li-Licht 1,7897, in Na-Licht 1,8009 gefunden. — Der Pyromorphit ist gelblichgrün bis gelblichbraun gefärbt. Größe der Kristalle nicht über 2 mm; Formen: {10$\bar{1}$0}, {10$\bar{1}$1}. Aus dem Winkel [(10$\bar{1}$1) : (10$\bar{1}\bar{1}$)] von 102° 26′ (Grenzwerte 102° 50′ und 102° 2′) wurde das Achsenverhältnis a : c = 1 : 0,69589 berechnet, welches von den bisher bestimmten Zahlen um 2—3 Einheiten der zweiten Dezimale abweicht. Größere Kristalle sind aus kleineren zusammengesetzt und dicktafelig nach der Basis entwickelt.

9. Prehnit vom Hechtsberg bei Steinach (Schwarzwald). Neues Vorkommen von hellgrünen Kristallen, zu kugeligen Doppelkegeln gruppiert (bis 7 mm) auf Klüften eines Glimmergneises.

10. Wulfenit von Reichenbach bei Lahr (Schwarzwald). Neues Vorkommen in zerfressenem Bleiglanz, auf Cerussit und Pyromorphit aufsitzend. Kaum 1 mm große, pomeranzgelbe Täfelchen mit den Formen c {001}, n {111}, s {113}, e {101}.

11. Ätzversuche an Apatitkristallen von der Göschener Alp. Der Apatit sitzt zusammen mit Adular und Albit auf granitischem Gemenge von Quarz und Feldspat. Der Adular zeigt die gewöhnliche Ausbildung T, l {110}, x {$\bar{1}$01}, P {001}. Albit ist tafelig nach (010); Formen: T {1$\bar{1}$0}, l {110}, f {130}, z {1$\bar{3}$0}, M {010}, P {001}, χ {$\bar{1}$01}, o {$\bar{1}\bar{1}$1}, δ {$\bar{1}\bar{1}$2}; meist verzwillingt nach dem Albitgesetz. Die flächenreichen, bis 4 mm großen Kristalle

des Apatits weisen bei größerer Ausbildung prismatisch-pyramidalen Habitus auf, kleinere sind mehr kugelig; bei einigen Kristallen herrschen Pyramidenflächen durch Zurücktreten der Prismenflächen vor. Sämtliche Kristalle zeigen die gleichen Begrenzungselemente: c {0001}, m {10$\bar{1}$0}, a {11$\bar{2}$0}, r {10$\bar{1}$2}, x {1011}, y {20$\bar{2}$1}, s {11$\bar{2}$1}, μ {21$\bar{3}$1} r, n {31$\bar{4}$1} r, μ_1 {31$\bar{2}$1} l. Die Ausbildung mancher Kristalle erweckt den Anschein, als ob eine Hemimorphie nach der c-Achse bestände. Es scheint sich aber nur um zufällige Wachstumserscheinungen zu handeln, da Ätzversuche mit Salzsäure, Schwefelsäure und Salpetersäure von verschiedener Konzentration, entsprechend früheren Ergebnissen Baumhauer's, keinen weiteren Anhalt für eine Hemimorphie ergaben.

12. Pyrit von Zipaquira (Columbien), von Ernst Schnäbele. Pyrit tritt hier mit Magnesitkriställchen als Einschluß im Steinsalz auf. Die 2—3 mm großen, sehr flächenreichen Pyritkriställchen haben stets die Formen: {111}, {100}, {110}, {210} oder {120} und {221}. Bei einem Typus der Kriställchen ist {111} die Hauptform, bei einem anderen herrscht {100} vor. Im letzteren Falle treten untergeordnet noch folgende Flächen hinzu: {211}, {412}, {142}, {331}, {441}, {311}, {411}, {433}, {655}, {552}, {885}, {995}, {310}, {511}, {322}, {312} und andere Dyakisdodekaederflächen, deren Indizes nicht bestimmt werden konnten. **J. Uhlig.**

J. Blumrich: Die Minerale der Iserwiese. Progr. Gymn. Bregenz. 1912. 10 p.

Die Iserwiese ist der östliche Teil einer von der Kleinen Iser durchflossenen Talmulde, zur Ortschaft Wilhelmshöhe-Kleiniser gehörig; den Talschluß gegen Osten bildet der Basaltkegel des Buchberges, sonst besteht das ganze Gebiet aus Granit. Die Edelsteine der Iserwiese werden bereits am Ende des XVI. Jahrhunderts urkundlich erwähnt; neuere Berichte stammen von Zippe, Jokély, Janovsky (und von O. Herrmann, dies. Jahrb. 1897. II. p. -449-).

Die noch jetzt nicht gerade selten gefundenen Edelsteine werden in der Kleinen Iser und deren Zufluß, dem Saphirflüßchen, immer von Iserin begleitet. Verf. sah bei den Sammlern etwa 50 schöne Saphire und eine Menge Zirkone, die für Rubine gehalten werden.

Das häufigste Mineral der Sande von der Iserwiese ist das Titanmagneteisen, neben dem schwach oder nicht magnetischer Iserin vorkommt; eine scharfe Grenze zwischen den beiden läßt sich nicht ziehen. Die Dichte des ersteren wurde vom Verf. mit 4,679—4,777 (fünf Bestimmungen), des letzteren mit 4,508—4,654 (drei Proben) bestimmt.

Der Pleonast beträgt der Menge nach etwa ein Zehntel der nichtmagnetischen „schwarzen Steinchen" und ist in unvollkommenen Oktaedern ausgebildet, von mattschwarzer Farbe und pechartigem Glanz. Dichte = 3,83.

Der Basalt des benachbarten Buchberges führt keinen Ilmenit und Spinell, sondern, auch makroskopisch auftretenden, Magnetit.

Ferner wurden unter den „schwarzen Steinchen" als Seltenheit Hämatit (Eisenglimmer), Psilomelan, Niobit und Rutil gefunden.

Unter dem ganzen Materiale von roten Steinen, das dem Verf. zur Verfügung stand, befand sich kein einziger Rubin und kein Spinell, sondern ausschließlich nur Zirkone von rötlicher oder hyazinthroter Farbe und säulenartigem Habitus; ein Teil des größten Zirkons ist wasserhell. Dichte = 4,74.

Der Sapphir ist der wichtigste Edelstein der Iserwiese, zwar nicht so häufig wie der Zirkon, aber weit öfter von besserer Qualität. Der größte, den Verf. gesehen, war etwa 10 Karat schwer. An einigen Stücken ist noch eine steile Pyramide deutlich erkennbar, sowie die Basis mit unter 60° sich schneidenden Zwillingslamellen. Die Farbe der Saphire ist schön blau mit einem Dichroismus himmelblau—meergrün. Dichte = 3,9.

Die „Smaragde" der Sammler sind sehr selten; zwei von ihnen, die Verf. zu untersuchen Gelegenheit hatte, erwiesen sich als grüner Turmalin.

Lose Bergkristalle finden sich im Granitsande des Kleiniserbettes und stammen wie der Hämatit aus den im Granit auftretenden Quarzadern.

Ältere Autoren erwähnen von der Iserwiese noch Cuprit, Hessonit und die nach dem Verf. zweifelhaften Mineralien: blauen Spinell, Türkis, Amethyst und Gold. Die Angabe vom Olivin dürfte sich wohl auf Olivin aus dem Basalt des Buchberges beziehen.

Verf. beobachtete einen Aufschluß, der zwischen der Humusdecke und dem Granit eine etwa 1 dm mächtige, hellgraue sandige Lehmschicht aufwies; dieselbe enthielt eine Anzahl von Iserinen, welche natürlich aus ihr in die Bachalluvionen gelangen. Nach der Ansicht des Verf.'s ist diese Ablagerung von diluvialem Alter und verdankt ihren Ursprung der örtlichen Vereisung in der Glazialperiode und Abtragung des Gebirgsgrundes durch mächtige, von den Randbergen der Iserwiese sich herabschiebende Firnmassen.

Als das wahrscheinlichste Muttergestein der Mineralien der Iserwiese sieht Verf. mineralreiche Spalten und Schlieren des Granits an; für Eisenglanz und Niobit ist der Ursprung aus dem Granit direkt nachgewiesen worden (durch ansitzende Quarz- und Feldspatfragmente); vermutlich ist an dem im Süden die Iserwiese begrenzenden Welschen Kamm die ursprüngliche Lagerstätte der Mineralien gewesen, denn an seinem Fuße zieht sich eben jene edelsteinreiche Ablagerung hin, welche durch das Saphirflüßchen gut erschlossen ist.

Zum Schlusse betont Verf. nochmals, daß die altberühmte Mineralienfundstätte an der Iserwiese keineswegs als erschöpft gelten darf.

F. Slavik.

B. Zahálka: (Mineralogische Notizen aus der) Kreideformation westlich von der Moldau. (Sitz.-Ber. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1911. No. 23. 178 p. Mit 1 Taf. Böhmisch.)

Der umfangreichen Arbeit über die Stratigraphie der cenomanen Schichten links der Moldau nördlich und westlich von Prag entnehme ich einige mineralogische Angaben:

Bei Miletic und Velvary findet sich Gips und Aluminit sowohl im Kreidesandstein als auch in dem denselben bedeckenden Löß; der Aluminit erscheint u. d. M. aus allerfeinsten farblosen Nädelchen zusammengesetzt,

welche höchstens die Größe von 0,025 × 0,006 mm aufweisen; schiefe Endflächen bilden mit der Längsachse die respektiven Winkel 63—75° und 40—50°; das mittlere Brechungsvermögen 1,47, die Doppelbrechung gering, Auslöschungsschiefe 0—5°, selten bis 15°, die Längsrichtung negativ.

Ganz identisch ist der Aluminit, der im Letten und Löß bei Mühlhausen vorkommt; seine Vorkommen im Letten erklärt Verf. für entschieden cenoman, während es von den früheren Beobachtern z. T. der darunter liegenden Permformation zugewiesen wurde.

Ferner enthält die Arbeit zahlreiche Daten über das Vorkommen und die Verbreitung von Glaukonit, Pyrit und Brauneisenerz in verschiedenen cretacischen Sedimenten des Gebietes. **F. Slavik.**

B. Ježek: 1. Zwei neue Mineralienfunde in Mähren und Österreichisch-Schlesien. („Sborník Klubn přírodovědeckého.“ Prag 1911—1912. p. 79—84. Mit 1 Taf. u. 4 Textfig. Böhmisch.)

—: 2. Apophyllit von Blauda in Mähren und Monazit von Groß-Krosse in Schlesien. (Sitz.-Ber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1912. No. XIII. 10 p. Mit 4 Textfig. u. 1 Taf.)

1. Apophyllit von Blauda. Im Bludovit, d. h. aus Wollastonit, Granat, Epidot, monoklinem farblosen Pyroxen, Vesuvian und Calcit bestehenden Kalksilikathornfels, erfüllt der Apophyllit kleine Adern und ist wie in den von V. M. Goldschmidt beobachteten Fällen aus Wollastonit entstanden. In flachen Drusenräumen sind freie, nach (001) dicktafelförmige Kristalle entwickelt, die nur die häufigsten Formen zeigen: c (001), a (100) m (110), r (310), p (111). Die Brechungsindizes wurden an einem von c und p gebildeten Prisma bestimmt:

$$\omega_{Li} = 1{,}5314$$
$$\omega_{Na} = 1{,}5338$$
$$\omega_{Tl} = 1{,}5370$$
$$\omega_{blau} = 1{,}5416$$

(Cu-NH_3-Strahlenfilter).

Außerdem am Refraktometer

$$\omega_{Na} = 1{,}5342$$
$$\varepsilon_{Na} = 1{,}5377.$$

Dichte = 2,37 (in Bromoform bei 20° bestimmt).

2. Monazit von Groß-Krosse. An der genannten Stelle zwischen Friedeberg und Setzdorf fand H. Kretschmer in einem zum dortigen Granitmassiv gehörigen Quarzbruch lichtbraune, in Quarz eingewachsene, bis 13 × 12 × 5 mm große Monazitkristalle. an welchen Verf. die Formen a (100), c (001), m (110), ω (101), x (10$\bar{1}$), v (11$\bar{1}$) sichergestellt, von denen nur c einigermaßen seltener ist. Sehr deutlich ist die Spaltbarkeit nach (001). Dichte = 5,17 bei 20°.

Groß-Krosse ist die erste Monazitlokalität in Österreichisch-Schlesien. **F. Slavik.**

A. Sigmund: Neue Mineralvorkommen in Steiermark und Niederösterreich. Mitteilungen aus der mineralogischen Abteilung des Steiermärkischen Landesmuseums Joanneum in Graz. II. Bericht. (Mitt. Naturw. Ver. Steiermark. **48**. 1911. p. 239—247. — Vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1909. p. 710.)

11. Magnesit vom Pusterwald. Hornblendegarben im Glimmerschiefer von der Mahralpe und von Siebenhütten. Reiner, einschlußfreier Magnesit, bläulichgrau, grobkörnig, wahrscheinlich ein Lager im Glimmerschiefer bildend, das noch nicht näher bekannt ist. In der Nähe ist ein Lager körnigen Kalkes mit goldblondem Phlogopit. Kleine Hornblendegarben im granatführenden Glimmerschiefer: $c : c = 16{,}1^0$; $\mathfrak{a}$ grünlichgelb, $\mathfrak{b}$ olivengrün, $\mathfrak{c}$ blaugrün. $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$.

12. Fluorit von Hallthal bei Mariazell. Hellviolblau mit Kalkspat auf Spalten im Guttensteiner Kalkstein.

13. Cadmiumblende (Greenockit) auf Zinkblende von Haufenreith. — Über den gegenwärtigen Stand des Bergbaus in Haufenreith. Grünlichgelber Anflug auf brauner, mit viel Quarz gemengter Blende, sowie in schmalen Furchen des gefältelten Sericitschiefers ziemlich häufig. Das Blendelager, bis 2—3 m mächtig, zwischen Graphitschiefer, im Hangenden eine 3—4 cm mächtige Lage Bleiglanz, der auch im Blendelager Schnüre bildet, hat 1911 über 10 000 Zentner aufbereitete Blende geliefert, die in Galizien verhüttet wird.

14. Malachit in Häutchen und Kupferlasur in 1—3 mm breiten Rosetten, selten im quarzhaltigen, zinnoberführenden Devonkalk des Dalakberges bei Stein nahe Gratwein. Der Zinnober wurde früher gewonnen.

15. Moldavit von Stainz. Das Stück ist mit größter Wahrscheinlichkeit nicht verschleppt, sondern bei Stainz nahe Graz in einer Gegend mit Gneisuntergrund eine Spanne tief im Boden gefunden. Das Stück hat die Form einer abgeplatteten Ellipse und wiegt 56 g. H. = 6. Grünlichschwarz im auffallenden, chrysolithfarbig im durchgehenden Licht. Die Oberfläche ist ganz wie an den Budweiser Stücken, doch möchte Verf. zunächst nicht an den meteorischen Ursprung der Moldavite, speziell des von ihm beschriebenen Stückes glauben.

16. Apatit und Granat im Pegmatitgang bei Stampf. In der genannten Gegend bei Edelschrott unweit Köflach durchsetzen viele Pegmatitgänge den Zweiglimmerschiefer. Darin findet man neben den gewöhnlichen Gemengteilen des Pegmatits schwarzen Turmalin, Granat, bis $3\frac{1}{2}$ cm große Kristalle, ∞O (110), z. T. mit 2O2 (211) oder auch unregelmäßige Knollen. Außerdem walnußgroße, grasgrüne kristallinisch-körnige Aggregate von Apatit mit reihenförmig nach der c-Achse angeordneten Flüssigkeitseinschlüssen. Der Apatit findet sich nur in Turmalin-Quarzknauern, nie mit Granat.

17. Sphärokristalle von Chalcedon als Einschlüsse in Aragonit von Weitendorf bei Wildon. Der vom Verf. beschriebene Aragonit aus Drusen in dem Feldspatbasalt von dort bildet einen gelben, aus acht Individuen bestehenden Juxtapositionszwilling von 7 cm langen und 8 cm dicken Individuen. Er enthält zahlreiche mikroskopische Sphärokristalle von

Chalcedon. Chalcedon von dieser Beschaffenheit überzieht auch als jüngste Bildung stellenweise die Oberfläche der Aragonitkristalle.

18. Über neue Erzvorkommen und Riebeckit-Magnetitgänge im Forellenstein bei Gloggnitz. Das durch Verwitterung des Löllingits entstandene grüne Mineral ist nicht Skorodit, sondern Symplesit. In den Steinbrüchen in der Wolfsschlucht findet man im Forellenstein in geringer Menge Kupferkies mit Malachit, Kupfergrün und Azurit, Kupferglanz als dünner Überzug über Kupferkies und Bleiglanz und Covellin als Anflug auf Kupferkies und Kupferglanz, seltener in Plättchen. Auf Klüften der Quarzgänge Eisenglimmer. Die Bleiglanz-, Löllingit- und Kupferkiesbutzen sind ursprüngliche Ausscheidungen im Forellensteinmagma. An einzelnen Stellen beobachtet man leicht sich absondernde, oft viele Meter sich hinziehende Platten eines blauschwarzen Gesteins, eines Gemenges von Magnetit und Riebeckit. Es sind Gänge, die auf basische Nachschübe zurückzuführen sind.

19. Wad in Pulverform in Höhlungen des Albitgneises in der großen Klause bei Aspang in Niederösterreich. Es ist wohl ein Verwitterungsprodukt eines manganhaltigen Carbonats. Ankerit ist ja aus diesem Albitgneis bekannt. **Max Bauer.**

E. Balogh: Die bituminösen Kalke und ihre Mineralien aus der Umgebung von Klausenburg, Kajántó und Forda. (Mitt. aus der mineralogisch-geologischen Sammlung des Siebenbürgischen Nationalmuseums. 1. 1911. p. 51—80. Mit 6 Textfig. u. 1 Taf.)

Die bituminösen Kalke gehören dem oberen Mediterran jener Gegend an. Ihr Vorkommen ist spärlich und beschränkt. Damit zusammen kommen Gipslagen und Lager von bituminösem Mergel vor. An einzelnen Stellen (Bekásér und Kajántóer) beobachtet man kubische Höhlungen, deren Wände mit kleinen Aragonitkriställchen bedeckt sind. Zweifellos waren diese Hohlwürfel ursprünglich von Steinsalz erfüllt.

Die Kalke, nie aber die Mergel, enthalten vielfach später gebildete Mineralien verschiedener Art, von denen die Cölestin- und Schwerspatlager des Dobogóbergs nahe Koppänd schon länger bekannt und beschrieben sind. Diese Mineralien sind hier beschrieben:

1. Kalkspat. Als feines Spaltenfüllsel überall verbreitet. Aufgewachsene Kristalle, Begleiter des Cölestin und Schwerspats vom Dobogóberg schon beschrieben; auch sonst kommen sie vor, u. a. als kleine Skalenoeder.

2. Cölestin. Neuer Fundort im Hosszúvölgy (Langenthal); auf kleinen Hohlräumen (bis 1 cm groß), Kristalle ähnlich den vom Dobogóberg, aber ohne Schwerspat.

3. Schwefel. Am selben Orte findet sich in der nämlichen Weise auch Schwefel in kleinen, schlecht ausgebildeten Kristallen, die zuweilen kleine Kalkspatkriställchen einschließen. Er kommt nicht mit Cölestin zusammen vor, wohl aber mit Kalkspat.

4. Schwerspat. Neuer Fundort: Kajántó in Form derber oder fächerförmig ausgebreiteter Faseraggregate von höchstens $\frac{1}{2}$ cm Größe.

5. Quarz, Chalcedon und Opal, sehr verbreitete und häufige sekundäre Mineralien. Opal nur im Kalk von Kajántó. Meist auf engen Spalten (1—3 mm). Chalcedon füllt auch zuweilen die oben erwähnten Hohlkristalle, Quarz füllt mehr oder weniger große Nester aus, stets von einer Chalcedonhülle umgeben. Selten auf Klüften aufgewachsene kleine Bergkristalle. Lutecit mit den beiden Fasersystemen bildet Körner im Chalcedon. Quarzin in fächerförmig angeordneten, sehr feinen Fasern, die kreisrunde Sphärokristalle bilden. Chalcedon spielt neben den letztgenannten beiden Mineralien eine untergeordnete Rolle. Er ist wohl aus ursprünglichem Opal hervorgegangen. Die Erscheinungen am Quarzin machen es wahrscheinlich, daß er in seinem Aufbau nicht homogen ist, sondern aus Lutecitelementen sich zusammensetzt.

6. Aragonit. Ist in kleinen Körnchen in den Kieselmineralien von Kajántó eingeschlossen, fehlt anderwärts ganz, findet sich aber in zentnerschweren Blöcken im Békasgraben, wo er ein mächtiges Lager bildet, hinter dem bituminösen Kalk an Menge nicht zurückstehend. Die braunen Blöcke sind Aggregate kleiner (bis 1 mm) Kristalle. Sie enthalten große Hohlräume, die mit einer 5—6 mm dicken dunkelbraunen, faserigen Aragonitrinde ausgekleidet sind. Auch Stücke einer ganz dichten braunen oder grauen Varietät kommen vor. Aufgewachsene Aragonitkristalle finden sich nicht selten in den verschiedenen Hohlräumen, meist nach der Längsfläche tafelig und nach der a-Achse mehr oder weniger gestreckt; seltener sind sie haar- oder nadelförmig. Nach zahlreichen Messungen kommt ihnen das Achsenverhältnis zu:

$$a : b : c = 0{,}623050 : 1 : 0{,}721665,$$

berechnet aus

$$110 : 1\bar{1}0 = 63^0\,51'; \; 001 : 011 = 35^0\,49'.$$

Die Hauptformen, die sich an allen Kristallen finden, sind:

c (001), m (110), k (011), meist auch: b (010).

Brachydomen sind noch mehr vorhanden, besonders stets ein sehr ausgedehntes mit steilen Flächen, das allerdings aus einer Anzahl von schmalen Flächen mehrerer Domen von benachbarter Lage besteht. Alle diese zahlreichen Brachydomen werden tabellarisch zusammengestellt, von denen sehr viele bisher noch nicht bestimmt worden waren; sie sind in der folgenden Tabelle, die ein vollständiges Verzeichnis der genauer bestimmten Flächen darstellt, mit * bezeichnet:

c (001)	(0.12.5)*	(0.37.10)*	j (0.12.1)
x (012)	Ω (052)	N (092)	K (0.17.1)
k (011)	(0.23.9)*	(0.28.5)*	O (0.18.1)
(0.11.6)	(0.13.5)*	q (061)	(0.48.1)*
i (021)	(083)*	χ (071)	b (010)
D (0.41.19)	v (031)	(0.15.2)	
(0.23.10)*	(0.16.5)	ν (081)	
Ξ (073)	(0.18.5)*	l (0.10.1).	

Außer den bisher bekannten steilen Domen kommen einige noch steilere (Winkelwerte 88° 55′ und 89° 30′) vor.

Einfache Kristalle sind selten, meist sind es Zwillinge nach m (110), manchmal auch Drillinge. Es sind entweder zwei nach der a-Achse stark spießig verlängerte Individuen knieförmig an- oder durcheinander gewachsen, oder drei solche Individuen bilden einen dreistrahligen Stern. Auch Durchwachsungszwillinge von der auch sonst häufiger gedrungenen Prismenform kommen vor.

Die Analyse von E. Kiss ergab:

$$54{,}097\ CaO,\ 1{,}832\ SrO,\ 43{,}214\ CO_2;\ Sa. = 99{,}143,$$

entsprechend:

$$96{,}534\ CaCO_3 \text{ und } 2{,}609\ SrCO_3.$$

Der Aragonit von Békás ist nicht aus warmer, sondern aus kalter Lösung auskristallisiert, wie es noch heute bei dem Koronder Aragonit geschieht. Sicher ist er eine sekundäre Bildung. Es werden dann noch die an den einzelnen speziellen Orten vorkommenden Mineralien zusammengestellt und die auffallende Tatsache des allgemeinen Auftretens Baryum und Strontium enthaltender Mineralien im bituminösen Kalk hervorgehoben.

Diese Mineralien sind älter als der Quarz und der Chalcedon. Die Quelle der beiden Metalle sucht Verf. mit großer Wahrscheinlichkeit in dem bituminösen Kalk selbst. **Max Bauer.**

Martin Löw: Einige seltene Mineralien aus den Gruben von Vaskö (Komitat Krassószörény). (Földtany Közlöny. **41.** 1911. p. 811—815. Mit 3 Textfig.)

Die Mineralien stammen aus den Kontaktlagerstätten des genannten Komitats.

1. Brochantit aus der Grube Reichenstein. Eine kristallinische Kruste bedeckt Hämatit. Die nach der c-Achse verlängerten Prismen sind begrenzt von b (010), m (110), r (120), e (012), ? (021). Neben r ist noch eine vizinale Fläche mit einem Abstand von 1—2° vorhanden. Die Messungsresultate sprechen mehr für monokline Symmetrie; die optischen Eigenschaften widersprechen dem aber entschieden. Auf b ist gerade Auslöschung und die spitze Mittellinie tritt auf b senkrecht aus. Die Interferenzfigur zeigt rhombische Symmetrie. b vollkommen, m gut spaltbar. In der Kruste ist auch Malachit, aus dem sich der Brochantit durch Einwirkung schwefelsäurehaltiger Lösungen gebildet hat, wie man an Pseudomorphosen erkennt.

2. Gips aus der Grube Reichenstein. Entsteht durch Einwirkung der Verwitterungsprodukte von Sulfiden auf Kalk. Er bildet in den Hohlräumen eines löcherigen Limonits bis 1 cm lange Säulen und in den Klüften eines dichten Magnetits flache radiale Gruppen. Die Begrenzung ist:

b (010), m (110), l (111).

3. Goethit aus der Grube Reichenstein. Die dicht gedrängt nebeneinander stehenden, sehr kleinen, $\frac{1}{2}$—1 mm breiten Nädelchen umhüllen den nierenförmigen Hämatit vollständig. Die Kombination ist:

d (210) . m (110) . l (120) . b (010) . t (36 . 8 . 27),

letztere Pyramide nahe w (413); außerdem ein nicht bestimmbares Brachydoma. Spaltungsblättchen nach b (010) sind rot durchsichtig und löschen gerade aus. Im Na-Licht ist die optische Achsenebene //c (001) und die b-Achse ist die spitze Bisektrix. Zwischen dem Goethit und dem darunter liegenden Hämatit ist eine dünne, faserige Schicht von wahrscheinlich Hydrohämatit.

4. Szájbélyit vom Berg Daniel. Feine, weiße Nadeln in dem mit Ludwigit in Verbindung stehenden Kalkstein bleiben beim Auflösen in verdünnter Salzsäure zurück. Alle chemischen Reaktionen stimmen genau mit denen des Szájbélyits von Rezbanya überein. Der letztere wurde vom Verf. auch optisch untersucht. Er ist wie der von Vaskö optisch negativ und zeigt gerade Auslöschung. Schiefe Spaltung der Nadeln konnte nicht beobachtet werden; eine Spaltungsfläche geht in der Längsrichtung und eine senkrecht dazu. Nach der Einbettungsmethode ist:

$$\omega = 1{,}65;\ \varepsilon = 1{,}59;\ \omega - \varepsilon = 0{,}06.$$

Der Szájbélyit bildet nur Überzüge auf Höhlungen oder Klüften. Auf der Oberfläche des Ludwigits werden nach dem Entfernen des Kalksteins Pseudomorphosen nach Ludwigit sichtbar. Der Szájbélyit entsteht wahrscheinlich durch Verwitterung des Ludwigits. **Max Bauer.**

L. Desbuissons: Contribution à l'étude des minéraux de la vallée de la Bine. (Bull. soc. franç. de min. **34**. p. 242—252. 1911.) (Vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1910. p. 218.)

Ilmenit vom Fleschenhorn. Die Kristalle dieses im Binnental seltenen Minerals liegen hier im Talk eines magnetitreichen, serpentinisierten Olivin-Amphibol-Gesteins. Die meisten zeigen nur (0001), ein hier abgebildeter außerdem $(10\bar{1}1)$, $(0\bar{2}21)$, $(01\bar{1}2)$, $(22\bar{4}3)$ und $(11\bar{2}0)$. Keine Anzeichen von Tetartoedrie.

Anatas von Spissen. Bis 2 cm große Kristalle, ausgezeichnet durch das Vorherrschen von (133); daneben in abnehmender Größe: (113), (100), (011), (112), (111) und zahlreiche kleinere. Neben diesen finden sich hellgelbe kleinere bis zu fast mikroskopischen Dimensionen in zahllosen Individuen auf fast allen Begleitmineralen, sie erscheinen meist linsenförmig durch Vorherrschen von (113), (112) und (011).

Anatas von Riggi. Die Hauptformen sind hier (001), (111), (113), (115); Habitus tafelig nach (001) oder pyramidal nach (111).

Prehnit war bisher vom Binnental nicht bekannt; er findet sich in Aggregaten ähnlich denen von Oisans in den Amphiboliten des Schwarzhorns.

O. Mügge.

Federico Millosevich: Zeunerite e altri minerali dell' isola di Montecristo. (Rendic. R. Accad. dei Lincei. Cl. sc. fis., mat. e nat. **21**. 1912. p. 594—597.)

Zeunerit, kleine Schüppchen auf einem granitischen Gestein von Cala Maestra, begrenzt von (001) und (100) mit vollkommener Spaltbarkeit nach (001), Spuren nach (100). Apfel- bis grasgrün. — einachsig. Pleochroismus:

ω grasgrün, ε hellgrün. $\omega = 1{,}629$ (Na-Licht) in Flüssigkeiten nach der Methode von Schröder van der Kolk. Für Zeunerit von Gottesberg im Voigtland fand sich auf dieselbe Weise: $\omega = 1{,}627$, während für Torbernit von Gummis Lake Mine in Cornwall mittels des Pulfrich'schen Refraktometers:

$$\omega = 1{,}590;\ \varepsilon = 1{,}581;\ \omega - \varepsilon = 0{,}009.$$

(Mittel aus vier Bestimmungen an vier verschiedenen Kristallen.) Es liegt also darnach nicht Torbernit, sondern Zeunerit vor.

Auf Drusen desselben turmalinführenden porphyrischen Granits findet man:

Orthoklas (Adular), am häufigsten; zwischen und auf diesen Kristallen liegt der Zeunerit. Begrenzt von der Kombination: (110) . (001) . ($\bar{1}01$). Halb durchsichtig bis trübe. Sitzt auf Klüften und Drusen im Gestein und ist jünger als dessen Orthoklas.

Arsenkies. Verhältnismäßig häufig in derben grauen Partien. Damit zusammen vielfach brauner Limonit, der auch sonst das Gestein und dessen Mineralien durchzieht, sowie grüner Eisenvitriol, Kupferkies und Buntkupfererz; sehr spärlich.

Turmalin. Ist nicht im Gestein gleichmäßig verteilt, sondern da und dort angehäuft. Beobachtet die Kombination: ($10\bar{1}$) . (100) . ($1\bar{1}\bar{1}$) . ($2\bar{1}\bar{1}$) . ($11\bar{2}$). Es sind kurze, dicke, schwarze, glänzende Prismen mit senkrecht gestreiften Flächen, das zweite Prisma ($10\bar{1}$) herrschend; nur an einem Ende ausgebildet. Statt der Flächen des dreiseitigen Prismas erster Stellung sind zuweilen je zwei Flächen des vizinalen Prismas: (7 . 6 . $\bar{1}3$) vorhanden. $10\bar{1} : 7 . 6 . \bar{1}3 = 27^0\,01'$ ($27^0\,29'$ gerechnet). Die Form ist neu für Turmalin.

Flußspat. Ziemlich häufig in Form grünlicher Kristalle, Oktaeder, z. T. mit abgestumpften Kanten und mit matten Flächen. Andere Kristalle sind weißlich, trüb, glanzlos und wie angewittert.

Das Vorkommen zeigt also große Ähnlichkeit mit den anderen derartigen Uranmineralien an anderen Orten; es sind pneumatolytische Bildungen. Vielleicht finden sich auf der Insel Montecristo noch Uranmineralien von technischem Wert für die Radiumgewinnung. **Max Bauer.**

G. D'Achiardi: Minerali dei marmi di Carrara. (Atti Soc. Tosc. di Sc. Nat. Proc. verb. **20**. 1911. p. 54—58 u. p. 77—78; vergl. dies. Jahrb. 1906. II. -175-, -176-; 1907. I. -214-.)

1. Dem Anschein nach für den Fundort neue Mineralien. Kriställchen, metallisch glänzend, grau, mit einem lebhaft bronzeartig grünlichen (broncino-verdastro) Schiller, sehr selten, erwiesen sich als wahrscheinlich regulär und zum Bleiglanz gehörig. Dieses Mineral war von Carrara schon bekannt, aber noch nicht in Kristallen.

In der zweiten Mitteilung finden sich neue Versuche über das sub. No. 1 erwähnte, für Bleiglanz gehaltene Mineral. Darnach enthält es Kupfer, aber kein Blei, auch kein Arsen, Antimon und Wismut, dagegen Schwefel. Nach den bisherigen Untersuchungen kann das Mineral keiner bekannten Spezies zugewiesen werden, man muß zur endgültigen Bestimmung neue Funde abwarten.

2. Violetter Flußspatkristall. Violetter Flußspat war bisher nur in Form kristallinischer Aggregate beobachtet worden. Verf. fand ein Kriställchen (2 × 2 × 1 mm), begrenzt vom Würfel, einem Pyramidenwürfel (m n 0) und einem Ikositetraeder (m n n).

3. Radialfaseriger Schwerspat. Die radial gestellten Kristallnadeln sind an dem äußeren Ende vorwiegend von einem Makro- und einem Brachydoma begrenzt, zu denen noch andere kleine Facetten, darunter die Basis, treten. **Max Bauer.**

Giorgio Spezia: I minerali del Brasile all' esposizione internationale di Torino. (Rivista mensile di Sc. Nat. „Natura". 2. Pavia 1911. 10 p.)

Von Brasilien sind in Turin zahlreiche Mineralien ausgestellt worden, besonders aus dem Staate Minas Geraës, z. T. auch aus anderen Staaten. Verf. beschreibt diese Mineralien in der Reihenfolge wie bei Dana, zwar nur kurz, aber man erhält doch ein Bild von dem Mineralreichtum dieses Landes. Es sollen daher hier wenigstens die Namen der zur Schau gestellten Spezies genannt, im übrigen aber auf die Schrift selbst, eine der letzten des verstorbenen Verf.'s, verwiesen werden. Es sind genannt: Diamant, Graphit, Wismut, Gold, Porpezit (vergl. dies. Jahrb. 1905. II. -346-; 1907. I. -335-) Antimonglanz, Molybdänglanz, Bleiglanz, Kupferglanz, Blende, Zinnober, Magnetkies, Kupferkies, Schwefelkies, Arsenkies, Flußspat, Steinsalz, Quarz, und zwar Bergkristall, Amethyst, Rauchtopas und Rosenquarz, Chalcedon, Enhydros, Opal, Rotkupfererz, Korund, Eisenglanz, Martit, Spinell, Magneteisen, Chrysoberyll, Rutil, Anatas, Baddeleyit, Pyrolusit, Goethit, Limonit (Glaskopf), Kalkspat, Malachit und Kupferlasur, Orthoklas, Albit, Leucit, Spodumen (durchsichtiger), Rhodonit, Strahlstein, Amianth, Krokydolith, Beryll (Aquamarin), Granat, Phenakit, Zirkon, Topas, Andalusit, Cyanit, Euklas, Turmalin, Muscovit, Serpentin, Talk, Pyrophyllit, Kaolin, Senait, Columbit, Euxenit, Xenotim, Monazit, Lazulit, Wawellit, Skorodit, Bindheimit, Lewisit, Tripuhyt und Derbylith, Vanadinit, Schwerspat, Rotbleierz, Scheelit, Stolzit und Wolframit. Von den Edelsteinen waren auch geschliffene Exemplare ausgestellt. Besonders erwähnt werden auch die technisch nutzbaren Mineralien: Gold findet sich in Seifen und anstehend, bei der Mina de Morro Velho Villa nova de Lima (goldhaltiger Arsen- und Schwefelkies, ein Schacht 1250 m tief, 3000 Arbeiter, Produktion von 1910 ist 9 927 272 Lire wert); bei Gongo secco im Eisenglimmerschiefer (Itabirit); bei Ouro Canta São Gonzalo di Sapucahy Gold im Gneis. Z. T. ist das brasilianische Gold stark palladiumhaltig. Sehr ergiebig sind die Eisenerzgruben (Eisenglanz) von Pico d'Itabira do Campo (10 Millionen Tonnen Erz aufgeschlossen) und die von Sabara (Magneteisen) mit 800 Millionen Tonnen. Auch die Mangangruben sind mit großen Blöcken vertreten, z. B. Morro da Mina mit einem solchen von $1\frac{1}{2}$ cbm. Zu erwähnen als technisch wichtig ist noch: Monazitsand, Muscovit (von Pecanha), Amianth (von Rocas novas) und Graphit (von Fasenda do Emparedo do Aressuahy. Bergkristall, besonders häufig bei Congonhas do Campo, könnte Material für

Quarzglas liefern. Ausgestellt waren auch Gesteine: Itakolumit, biegsamer, von Grão Mogol, zersetzter Tonschiefer von S. João da Chapada als Muttergestein des Diamant, Kalkstein, Gneis, Schiefer und Granit, sowie die nicht unwichtigen Kohlen von verschiedenen Orten der Staaten Rio Grande do Sul und Santa Catharina, die zwar eine mechanische Aufbereitung und Reinigung erfordern, aber dann doch den Bedarf Brasiliens decken könnten.

Max Bauer.

F. P. Paul: Über Azurit, Vanadinit, Mimetesit, Calamin. (Zeitschr. f. Krist. **50**. 1912. p. 600—604. Mit 2 Taf.)

1. Kupferlasur von Kelly, Socorro Cy. (New Mexiko).

Ein nach σ (101) abgeplatteter Kristall von den Dimensionen 2 mm : 1,5 mm : 0,4 mm zeigte folgende ungewöhnlich flächenreiche Kombination: c (001) . a (100) . m (110) . e (023) . f (011) . p (021) . σ (101) . n ($\bar{1}$02) . $\mathfrak{b}$ ($\bar{2}$03) . Θ ($\bar{1}$01) . A ($\bar{1}$03) . h (221) . s (111) . P (223) . K ($\bar{2}$21) . π ($\bar{4}$41) . R ($\bar{2}$41) . ϱ ($\bar{1}$34). δ (243) . d ($\bar{2}$43) . e ($\bar{2}$45). Ein anderer Kristall erwies sich als folgende Kombination: c (001) . a (100) . m (110) . p (021) . σ (101) . Θ ($\bar{1}$01) . v ($\bar{2}$01) . h (221) . P (223) . ϱ ($\bar{1}$34) . d ($\bar{2}$43). Die Kristalle finden sich mit Aurichalcit, Smithsonit, Malachit und Calcit in den oberen Teufen eines Erzganges, der in der Tiefe Blende, Bleiglanz und Kupferkies führt.

2. Vanadinit von Cutter (New Mexico).

Der Vanadinit findet sich auf Erzgängen mit Kalkspat als Gangart im Kalkstein. Das Blei stammt von Bleiglanz her, der sich in der Tiefe, häufig auch neben Vanadinit findet. Die Herkunft des Vanadiums ließ sich nicht ermitteln. Der Vanadinit bildet ein Haufwerk feinster Kriställchen von tombakbrauner Farbe, Nädelchen und zugespitzte Stäbchen bis 2 mm lang und 0,2 mm dick. Kristall 1: a (01$\bar{1}$0) . η (33$\bar{6}$2)* . δ (22$\bar{4}$1)*; η und δ sind neu. Kristall 2: a (01$\bar{1}$0) . $\varkappa$ (01$\bar{1}$1) . η (33$\bar{6}$2)*.

3. Vanadinit von Kelly (New Mexico).

Der Habitus ist der bei Vanadiniten häufigste: herrschend a (01$\bar{1}$0), b (11$\bar{2}$0) mit c (0001), daneben χ (01$\bar{1}$1), selten eine steile Pyramide, die sich als neue Form H (05$\bar{5}$1) erwies; kurz säulenförmig bis 2 mm lang und 1 mm dick, Kristall 1: Kombination c a b χ; Kristall 2: c a b H. [Im Text des Originals ist die Form {11$\bar{2}$0} bald mit b, bald mit m bezeichnet, in den Figuren ausschließlich mit b. Ref.]

4. Vanadinit von Caballos Mountains (New Mexico).

Braune, kurzsäulige Kriställchen, bis 3 mm dick und 5 mm lang. Kombination: c, a, oft mit kleinem b und χ.

5. Mimetesit von El Potosi Mine, Chichuahua (Mexico).

Gewirr von schwefelgelben Nädelchen, bis 4 mm lang, 1 mm dick; Kombination χ (01$\bar{1}$1) . a (01$\bar{1}$0). a geht durch oszillatorische Streifung in χ über.

6. Calamin von Leadville (Colorado).

Wasserhelle, nicht sehr formenreiche Kriställchen von den ungefähren Dimensionen 0,5 mm : 3 mm : 5 mm.

Formen: a (010), m (110), t (301), s (101), e (011). **J. Uhlig.**

A. Lacroix: Sur quelques minéraux de Madagascar. (Bull. soc. franç. de min. **34**. p. 63—74. 1911.) (Siehe auch dies. Jahrb. 1910. II. -203- etc.)

Lazulith und Bismutit finden sich in den Pegmatitgängen von Ampanagabe; letzterer, wahrscheinlich aus ged. Wismut oder Wismutglanz entstanden, mit Quarz und Turmalin, ersterer mit Quarz. Durch sehr kleine (0,1 mm) Lazulithkristalle blau gefärbter Quarz findet sich am Berge Bity. Von letzterem Orte sind jetzt auch Kristalle (111, 001, h h l) des schon früher von dort beschriebenen Hatchettolit bekannt geworden, ebenso von Tongafeno, hier in Begleitung von Magnetit, Ilmenit, Turmalin, Lepidolith und Beryll; ferner aus der Umgegend von Antsirabe Hatchettolit, Kristalle von Monazit und namentlich eines Blomstrandian-ähnlichen Minerals; von Antanamalaza Kristalle von Samarskit (nach der Analyse schon stark zersetzt). Der früher beschriebene Autunit aus torfigen Tonen von Vinanikarena ist offenbar an Ort und Stelle entstanden, und zwar (ähnlich dem Vivianit) durch Einwirkung organischer Phosphorsäure auf Uranlösungen aus dem Pegmatituntergrund. Es sind offenbar ganz junge Bildungen und dasselbe scheint auch für die französischen Vorkommen von La Troche u. a. zu gelten, vielleicht auch für den Urangehalt des schwedischen Kolm.

O. Mügge.

L. Duparc, M. Wunder, R. Sabot: Contribution à la connaissance des minéraux des pegmatites (Deuxième note). (Bull. soc. franç. de min. **34**. p. 131—139. 1911.)

—: Note complementaire sur le beryl de Madagascar. (Ibid. p. 239—242.) (Siehe dies. Jahrb. 1911. II. -356- u. 1912. I. -63-.)

Ein 8 : 60 mm großer Kristall von Beryll von Maharitra (Madagaskar) in tafelig nach (0001), seitlich $(11\bar{2}1)$ (herrschend), $(10\bar{1}1)$. $(10\bar{1}0)$. $(11\bar{2}2)$. $(31\bar{4}1)$. $(21\bar{3}1)$, blaßgrünlichblau. Der Habitus, die hohe Brechung und Dichte entsprechen dem hohen Gehalt an Alkalien (0,68 K_2O, 2,05 Na_2O, 1,99 Li_2O, 0,87 Cs_2O, 1,34 Rb_2O). — An der zweiten Stelle werden noch 3 Analysen prismatisch entwickelter Berylle von Madagaskar mitgeteilt; sie sind alle drei erheblich ärmer an Alkalien, besonders frei von Cs und Rb (fast frei auch von Li), haben geringere Dichte und niedrigere Brechung als die nach (0001) tafeligen, zwei sind blau (Aquamarin), einer aber rot, letztere Färbung ist also kein sicheres Kennzeichen für hohen Alkaligehalt (wie umgekehrt blaue Färbung kein Merkmal für niedrigen). Übergänge zwischen alkalireichen und -armen Kristallen haben Verf. nicht beobachtet.

Rhodizit von Ampakita. Der grünlichgelbe, rhombendodekaedrische Kristall zeigt Spaltung nach (110), schwache Doppelbrechung ($>$ 0,0070), eine mittlere Brechung von 1,6895 Li, 1,6935 Na, 1,6965 Tl, Dichte 3,344. Die Analyse ergab einen noch erheblich höheren Gehalt an Be, aber niedrigeren an Li als die kürzlich von Lacroix mitgeteilte, und führt auf die Formel $B_{14}Al_6Be_7(Li, K, Cs, Rb, Na, H)_4O_{29}$.

O. Mügge.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Jahr/Year: 1913

Band/Volume: 1913

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Diverse Berichte 1359-1401