

# **Diverse Berichte**

## Mineralogie.

### Allgemeines.

- Navarro, Lucas F.: *Cristalografia geometrica elemental*. 8. 406 p. Madrid 1915.
- *Cristalografia fisica elemental*. 8. 332 p. Madrid 1917.
- Jaeger, F. M.: *Methoden und Resultate der physikalisch-chemischen Untersuchung bei hohen Temperaturen in den letzten fünfzehn Jahren*. (Chem. Weekblad. 18. 428—433. — Chem. C.Bl. 1921. III. 1382.)
- Becker, K., R. O. Herzog, W. Jancke und M. Polenyi: *Über Methoden zur Ordnung von Kristallelementen*. (Zs. f. Phys. 5. 61—62. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 821.)
- Rinne, F.: *Bemerkungen zur Stellung der Kristalle in der Reihe der Feinbautypen*. (Naturwissenschaften. 9. 559—61. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 1208)
- Pfeiffer, Paul: *Die Befruchtung der Chemie durch die Röntgenstrahlenphysik*. (Naturwissenschaften. 8. 984—991. 1920.)
- Reis, A.: *Die chemische Bedeutung der Kristallgitter*. (Zs. Elektrochem. 26. 412—420. 1920. — Chem. C.Bl. 1921. III. 980.)
- Brauns, Reinhard: *Die Mineralien der Niederrheinischen Vulkangebiete mit besonderer Berücksichtigung ihrer Bildung und Umbildung*. 4<sup>o</sup>. 225 p. Mit 40 Tafeln, 3 Porträts und 32 Figuren im Text. In Mappe. Stuttgart 1922. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (E. Nägele). — Centrabl. f. Min. etc. 1922. p. 285.

L. J. Spencer: *Biographical notices of mineralogists recently deceased; with an index to those previously published in this magazine*. (Mineral. Mag. London. 18. 1920 and 19. 1921. 240—262.)

Diese Übersichten enthalten Angaben über Leben und Arbeitsgebiete verstorbener Mineralogen und Vertreter verwandter Fächer, z. T. mit Porträt, und zwar in 18: BAUER, M. H. (1844—1917). BECKER, G. F. (1847—1919). BERWERTH, F. M. (1850—1918). BRANDÃO, V. DE SOUZA (1863—1916). BROWN, A. P. (1864—1917). BROWN, C. B. (1839—1917).

BRUCKMANN, J. (?—1914). BRUNLECHNER, A. (1846—1916). BURTON, R. C. (1890—1916). COLLINS, J. H. (1841—1916). CORNWALL, H. B. (1844—1917). COSTORPHINE, G. S. (1868—1919). CROOKES, Sir W. (1832—1919). DOUGLAS, J. (1837—1918). FINLAYSON, A. M. (1884—1917). FUESS, H. L. R. (1838—1917). GRATACAP, L. P. (1850—1917). HEZNER, L. (1862—1916). HIDDEN, W. E. (1853—1918). HINTZE, C. A. F. (1851—1916). HISE, C. R. VAN (1857—1918). HOFFMANN, G. C. (1837—1917). HOLLOWAY, G. T. (1863—1917). HUGHES, T. MCK. (1832—1917). IRVING, J. D. (1874—1918). JOHNSON, J. P. (1880—1918). JORDAN, J. B. (1838—1915). JUDD, J. W. (1840—1916). LEPSIUS, C. G. R. (1851—1915). LOVISATO, D. (1842—1916). LUDWIG, E. (1842—1915). MARC, R. (1876—1918). NIEDZWIEDZKI, J. (1845—1918). PELIKAN, A. (1861—1918). POOLE, H. S. (1844—1917). RAMSAY, Sir W. (1852—1916). RITZEL, A. (1881—1916). ROBERTSON, A. J. (1887—1915). SCOTT, R. H. (1833—1916). THOMSON, S. P. (1851—1916). TRECHMANN, C. O. (1851—1917). WATSON, J. (1842—1918). WEINBERGER, J. (1838—1915). ZEALLY, A. E. V. (1886—1918).

In 19: ADYE, E. H. (1857—1918). ANDRÉE, A. (?—1917). ARMA-SHEVSKY, P. J. (?—1919). BAILEY, T. E. G. (1883—1919). BARNETT, A. K. (1852—1914). BECK, C. R. (1858—1919). BOEKE, H. E. (1881—1918). CARNOT, M. A. (1839—1920). COSTA SENA, J. C. DA (1852—1919). DOSS, K. B. (1861—1919). FEDOROV, E. ST. (1853—1919). FLETCHER, Sir L. (1854—1921). FRANZEAU, A. (1856—1919). FUGGER, F. E. (1842—1919). GAUTIER, E. J. A. (1837—1920). GOLDSCHLAG, M. (1891—1917). GROSSPIETSCH, O. (?—1920). HELLAND, A. TH. (1846—1918). IDINGS, J. P. (1857—1920). INOSTRANTZEV, A. (1843—1920). ISTRATI, C. J. (1850—1918). JOHN *Edler von Johnesberg*, C. H. (1852—1918). JULIEN, A. A. (1840—1919). KINCH, E. (1848—1920). KLVAŇA, J. (1857—1919). KRENNER, J. A. (1839—1920). LACHMANN, R. (1885—1916). LANG, V. *Edler von* (1838—1921). LOEHR, A. *Ritter von* (1847—1917). MALLET, F. R. (1841—1921). MOSES, A. J. (1859—1920). ORLOV, N. A. (?—1919). PIRSSON, L. V. (1860—1919). PISANI, F. (1831—1920). REYNOLDS, J. E. (1844—1920). RYBA, F. (1867—1918). SELIGMANN, G. (1849—1920). TRONQUOY, R. (1884—1915). TWELVETREES, W. H. (1848—1919). UHLIG, J. (1883—1918). VOIGT, W. (1850—1919). WADA, T. (1856—1920). YOUNG, A. P. (1841—1919). ZYNDEL, F. (1882—1917). R. Brauns.

### Kristallographie. Kristallstruktur.

Wright: Kristalle und Kristallkräfte. (J. Washington Ac. Sci. 6. 1916. 326—332.)

Vogel, Rudolf: Über dendritische Kristallisation und ihren Einfluß auf die Festigkeit der Metallegierungen. (Zs. anorg. Ch. 116. 21—41. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 685.)

**F. Canac:** Détermination de l'orientation des rangées et des plans réticulaires d'un cristal. (C. R. Paris. 170. 1920. 113—116.)

Verf. beschreibt hier eine schon seit 1913 von ihm benutzte Methode, um aus einem beliebigen Beugungsfleck eines Lauediagrammes in einfacher Weise die zugehörige Gitterebene aufzufinden. Zu diesem Zweck läßt man ein paralleles Bündel „weißen“ Röntgenlichtes unter einer geringen Neigung gegen die zu untersuchende Gitterlinie im Kristall auffallen. Diese Gittergerade kann als Zonenachse angesehen werden. Alle Gitterebenen dieser Zone liefern reflektierte Strahlen, die jeweils auf einem mit der Neigung des Primärstrahles zur Zonenachse veränderlichen Kreiskegel liegen. Der Primärstrahl selbst ist eine Erzeugende des Kegels. Beim Auffangen auf einer photographischen Platte senkrecht zur Zonenachse gibt jeder reflektierte Strahl einen auf dem Schnittkreis liegenden Reflex. Die Spur der entsprechenden Netzebene wird als Lot vom Kreismittelpunkt auf die Verbindungslinie des Primärstrahleinstiches mit dem Reflexpunkt oder auch als Verbindungslinie desselben mit dem zum Primärfleck diametral gelegenen Punkt erhalten. Wenn jetzt der Kristall um eine zur Ebene durch die Zonenachse und den Primärstrahl senkrechte Achse gedreht wird, so deformiert sich der Kreis kontinuierlich und verschwindet schließlich, wenn die Zonenachse dem Primärstrahlbündel parallel läuft. Jeder Reflexpunkt beschreibt bei der Drehung eine Lemniskate auf der photographischen Platte, die man stets senkrecht zur Zonenachse stellt. Die analytische Formulierung wird abgeleitet. Verf. gibt schließlich noch einige Folgerungen bezüglich der Form der Flecken. **Schiebold.**

**F. Canac:** Détermination des axes de symétrie d'un cristal cubique. (C. R. Paris. 170. 1920. 276—278.)

Bezugnehmend auf die vorher referierte Abhandlung wird hier die Fleckenverteilung bei Durchstrahlung eines isometrischen Kristalls nahezu in Richtungen wichtiger Zonenachsen theoretisch untersucht, wobei die Drehung jeweils um eine 4, 3 oder 2 zählige S-Achse erfolgt. So ist beispielsweise das Diagramm bei Durchleuchtung nahezu // [001] und Drehung um [100] folgendermaßen beschaffen: Auf einem durch den Primärfleck gehenden Kreis liegt diesem diametral gegenüber der Reflex von (010), in der Vertikalen oben und unten die Reflexe von (110) und ( $\bar{1}\bar{1}0$ ), und in symmetrischer Anordnung links und rechts davon die von (210) ( $\bar{2}\bar{1}0$ ) (120) ( $\bar{1}\bar{2}0$ ) usw., wobei vorausgesetzt wird, daß die Intensität der Flecken der Netzdichte proportional ist. Auf Grund dieser Bemerkungen sind die anderen vom Verf. angegebenen Schemata leicht zu konstruieren. Sie sollen nach seiner Ansicht zur schnellen Orientierung des Kristalles, sowie zur Kennzeichnung des Kristallsystems besonders von Nutzen sein. [Es scheint dem Ref., daß diese Methode gegenüber den in der üblichen

Weise hergestellten Lauediagrammen, wobei möglichst genau in Richtung einer Zonenachse durchleuchtet wird, nichts Neues bietet, besonders muß darauf hingewiesen werden, daß bei der Berechnung der relativen Intensitäten der Flecke nicht auf die Energieverteilung im primären kontinuierlichen Spektrum, die bekanntlich sehr stark mit der Wellenlänge variiert, Rücksicht genommen wurde.]

Schiebold.

**F. Canac:** Détermination des paramètres d'un cristal par les rayons X. (C. R. Paris. 170. 1920. 394—396.)

Verf. gibt zwei Verfahren an zur Berechnung des Achsenverhältnisses von Kristallen, die sich beide auf seine Abänderung der gewöhnlichen Lauemethode gründen (siehe vorhergehendes Ref.). 1. Er läßt ein paralleles Primärstrahlbündel senkrecht auf eine Symmetrieachse des Kristalles auffallen und an den in dieser Zonenachse liegenden Netzebenen reflektieren. Dann können die Winkel, die diese Ebenen mit einer bestimmten Ausgangsfläche bilden, durch die sukzessiven Drehungen des Kristalles um die Symmetrieachse gemessen werden, die jeweils die entsprechenden Reflexe miteinander zur Deckung gelangen lassen. 2. Es wird zur Bestimmung der Parameter der durch geringe Schiefe des einfallenden Strahles entstehende Zonenkreis in der oben angegebenen Weise benutzt, da die auf diesem Kreise liegenden Reflexe immer von den einfachsten (dichtbesetzten) Gitterebenen herrühren, deren Spuren leicht im Diagramm konstruiert werden können. Für nicht isometrische Kristalle wird eine Formel zur Berechnung angegeben und an Diagrammen von Zuckerkristallen experimentell geprüft. Das gefundene Achsenverhältnis  $a : b : c = 1,26 : 1 : 0,86$  ergibt sich bei beiden Methoden übereinstimmend mit dem früher goniometrisch bestimmten  $a : b : c = 1,2595 : 1 : 0,8782$  (WOLFF, Journ. f. prakt. Ch. 1843. 23. 129).

Schiebold.

**G. Aminoff:** Röntgenographische Beobachtungen an Parisit und Synchysit. (Geol. Fören. Stockholm Förh. 42. H. 5. Mai 1920. 291—300.)

Bei Pyrochroit und Brucit wurde eine Abwanderung von H-Atomen, resp.  $H_2O$ -Molekülen aus dem Gitter ohne Zerstörung des Kristalls beobachtet. An den chemisch veränderten Kristallen wurden Lauephotogramme erhalten, die der Symmetrie nach mit denen des unveränderten Materials übereinstimmten, die jedoch radiale Beugungsstreifen statt einzelner Beugungsflecken zeigten. Verf. konnte im Synchysit und Parisit ein Material auffinden, bei dem die Entfernung chemischer Gruppen aus dem Gitter möglich ist, ohne daß die Schärfe der Beugungsflecken des Lauephotogramms allzusehr beeinträchtigt wird. Die Beugungsflecken waren der Lage und der Intensitätsverteilung nach z. T. noch unverändert erhalten, wenn die Kristalle eine bis zwei Stunden geglüht waren und

durch HCl keine Kohlensäure mehr nachgewiesen werden konnte. Verfolgt man daraus, daß die relativen oder absoluten Abstände in den Raumgittern nahezu unverändert sind. [Die Probe ist doch wohl nur für die relativen Abstände genügend empfindlich. Ref.] Ob die übrig gebliebenen Raumgitter im Verhältnis zueinander verschoben sind, läßt sich nicht entscheiden. Die vollkommene Hexagonalität der Lauephotogramme widerspricht der von verschiedenen Forschern festgestellten Trigonalität der Minerale. Möglicherweise ist der Fall abnorm hoher Symmetrie den röntgenphotographischen Beobachtungen an Scheelit (im Gegensatz zu Wulfenit) an die Seite zu stellen. Vielleicht liegt Verzwilligung vor, für die jedoch keine makroskopischen Anzeichen vorhanden sind. Die Röntgenperiode in der Richtung der *c*-Achse ist in erster Approximation  $11,9 \cdot 10^{-8}$  cm.

R. Groß.

- 
- Canac, François: Procédés d'étude des cristaux par les rayons X. (Ann. de phys. (9.) 15. 153—246. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 991.)
- Hull, Albert W.: X-Ray crystal analysis of thirteen common metals. (Phys. Rev. (2.) 17. 571—588. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 934.)
- Dershem, Elmer and C. T. Dosier: The Concentration of Monochromatic X-Rays by Crystal Reflection. (Phys. Rev. (2.) 17. 519. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 817.)
- Stempel, W. M.: Reflexion of X-Rays from Crystals. (Phys. Rev. (2.) 17. 521—524. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 815.)
- Davis, Bergen and W. M. Stempel: An experimental study of the reflection of X-rays from calcite. (Phys. Rev. (2.) 17. 608—623. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 994.)
- The Reflection of X-Rays from Calcite. (Phys. Rev. (2.) 17. 526—527. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 817.)
- Jaeger, F. M.: Some Remains concerning the Röntgenograms obtained by means of Mica-Piles composed by crossed Lamellae. (Proc. Amsterdam, 23. 676—678. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 992.)
- Kahler, H.: The Crystalline Struktur of Sputtered Metallic-Films. (Phys. Rev. 17. 230—231. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 616.)
- Davey, Wheeler P. and Frances G. Wick: The Crystal Structure of Two Rare Halogen Salts (CsCl, TlCl). (Phys. Rev. (2.) 17. 403—404. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 685.)
- Hull, Albert W.: The Crystal Structure of Carborundum. (Phys. Rev. (2.) 15. 545—546. 1920. — Phys. Ber. II. 1921. 740.)
- Hull, Albert W. and Wheeler P. Davey: Graphical Determination of hexagonal and tetragonal crystal structures from X-Ray data. (Phys. Rev. (2.) 17. 266—267, 549—570. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 616, 935.)
-

## Mineralphysik. Instrumente.

- Thirring, Hans: Über die Kohäsionskräfte des Diamanten. (Zs. f. Phys. 4. 1—25. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 740.)
- Streintz, Franz: Über unipolare Leitung an Kristallen. Dritte Mitteilung. (Phys. Zs. 21. 367—374. 1920. — Phys. Ber. II. 1921. 688.)
- Chevenard, P.: Unregelmäßigkeit der Längenausdehnung, die magnetische Umwandlung des Pyrrhotins und Magnetits begleitend. (C. R. 170. 320—22. — Chem. C.Bl. 1921. III. 937.)
- Coblentz, W. W.: Photoelectric sensitivity of bismuthinite and various other substances. (Bull. Bur. of Stand. 14. 591—604. 1919. — Phys. Ber. II. 1921. 702.)
- Positive and negative photoelectric properties of molybdenite and several other substances. (Scient. Pap. Bur. of Stand. 16. 595—639. 1920. — Phys. Ber. II. 1921. 703.)
- Infra-red transmission and refraction data on standard lens and prism material (Quarz, Flußspat, Steinsalz, Sylvin). (Scient. Pap. Bur. of Stand. 16. 701—714. 1920. — Phys. Ber. II. 1921. 1015.)
- Lindmann, Karl F.: Om kvartsens termiska dilatation. (Acta Soc. Fenn. 46. No. 5. 1916. — Phys. Ber. II. 1921. 708.)
- Om turmalinens termiska dilatation. (Acta Soc. Fenn. 46. No. 6. 1916. — Phys. Ber. II. 1921. 709.)

---

Th. Liebisch und H. Rubens: Über die optischen Eigenschaften einiger Kristalle im langwelligen ultraroten Spektrum. I. (SitzBer. Akad. Wiss. 1919. XVI. 198—219.)

Die Untersuchungen wurden auf doppelbrechende Kristalle ausgedehnt. Die dort genannten Reststrahlungen, zu denen noch die mit Hilfe der Quarzlinse methode isolierte langwellige Strahlung des Auerstrumpfes hinzukam, wurden durch Reflexion an einem Selen Spiegel unter  $68\frac{1}{2}^{\circ}$  geradlinig polarisiert. Die Strahlung des Auerbrenners und der Quecksilberlampe wurden durch ein HERTZ'sches Gitter aus feinen Platindrähten polarisiert. Bei den einachsigen Kristallen kam eine parallel der Achse, bei den zweiachsigen eine parallel der optischen Symmetrieebene  $a\ b$  und eine parallel  $a\ c$  oder parallel  $b\ c$  geschnittene Platte in Anwendung. Wo Kristallplatten der erforderlichen Größe von  $5,5 \times 5,5$  cm nicht beschaffbar waren, wurden kleinere mit möglichst engen Fugen parallel aneinandergesetzt.

Für Quarz und Kalkspat maßen die Verf. das Reflexionsvermögen nach der spektrometrischen Methode im Spektralgebiet zwischen 18 und  $32\ \mu$  mit Hilfe eines spitzwinkligen Sylvinprismas und eines Silberdrahtgitters. Es ergaben sich für kristallisierten Quarz 2 Maxima von  $R_o$  bei  $\lambda = 21,0$  und  $26,0\ \mu$ , von  $R_e$  bei  $\lambda = 19,7$  und  $27,5\ \mu$ , von  $R$  des Quarzglas bei  $\lambda = 21,0\ \mu$  und  $\lambda = 27,0\ \mu$ , für Kalkspat von  $R_e$  bei  $\lambda = 28,0\ \mu$  und von  $R_o$  bei  $\lambda = 30,3\ \mu$ . Auch Apatit, Baryt, Anhydrit, Aragonit, Cölestin, Dolomit,

Turmalin wurden analog untersucht, während der Verlauf von R im Gebiet bis  $300 \mu$  für Kalkspat, roten Turmalin, Anhydrit, Apatit, Dolomit, Baryt, Cölestin, Anglesit, Aragonit, Cerussit gemessen wurden. Für die letztgenannten wurde auch die Durchlässigkeit für Hg-Strahlung von  $110 \mu$  Wellenlänge bestimmt.

Die Übereinstimmung zwischen  $R_{300}$  und dem aus der MAXWELL'schen Beziehung (s. voriges Ref.) berechneten  $R_{\infty}$  ist sehr gut. Beim Kalkspat ist die Dispersion für beide Schwingungen im gemessenen Gebiet noch beträchtlich.

R. Groß.

**Th. Liebisch und H. Rubens:** Über die optischen Eigenschaften einiger Kristalle im langwelligen ultraroten Spektrum. II. (SitzBer. Akad. Wiss. 1919. XLVIII. 876—900.)

In den neuen Untersuchungen wurde auf die Spektrometernmethode verzichtet und statt dessen eine achte Reststrahlenart von der mittleren Wellenlänge  $27,3 \mu$  hinzugenommen. Die Messungen wurden ausgeführt an Zinkblende, Bleinitrat, Analcim, Cäsiumalaun, Rubidiumalaun, Rubidiumchromalaun, Ammoniumalaun, 2 Opalen, Chalcedon, Quarzglas, Quarz, 4 Turmalinen, 2 Beryllvorkommen, Zirkon, Zinnerz, Vesuvian, Natronsalpeter, Eisenspat, Zinkspat, Natriumtrikaliumsulfat, Kaliumlithiumsulfat, Topas, Witherit, Malachit, Adular, Spodumen. Für die genannten Körper, sowie Elfenbein, Pappelholz und Buchsbaum wurden auch die Durchlässigkeiten in bestimmten Richtungen für  $\lambda = 110 \mu$  bestimmt. Nur bei Zirkon ergeben sich zwischen den optisch und elektrisch bestimmten Dielektrizitätskonstanten Widersprüche, die in mangelnder Reinheit des Materials ihren Grund haben dürften. Die optisch erhaltenen Werte  $D_{300}$  sind meist ein wenig, bisweilen erheblich größer als die mit Hilfe von HERTZ'schen Wellen beobachteten  $D_{\infty}$ . Nur bei einigen wenigen Substanzen ergaben sich Differenzen im entgegengesetzten Sinne.

R. Groß.

Schmidt, W. J.: Vom Polarisationsmikroskop und seiner Anwendung. (Zs. wiss. Mikrosk. 37. 1—35. 1920. — Phys. Ber. II. 1921. 1014.)

Schulz, Hans: Zur Theorie der Polarisationsprismen. VI. Schnittwinkel und Gesichtsfelder für Prismen, bei denen die Kristallachse im Hauptschnitt liegt. (Zs. f. Instrkde. 41. 118—121. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 767.)

## Mineralchemie.

**Kurt Hofmann-Degen:** Über die Schlacke der Clausthaler Silberhütte, eine Eisenfrischschlacke von Bochum und eine neue Silikatfamilie vom Typus  $R_2Si_2O_7$ . (SitzBer. Akad. Wiss. Heidelberg 1919. (A. 14.) 102 p.)

Das erste Kapitel der Arbeit liefert eine vollständige Untersuchung eines zinkhaltigen Eisenkalkolivins, der zusammen mit dem im zweiten



Kapitel beschriebenen Justit die Hohlräume der Clausthaler Schlacke ausfüllt. Der Zusammensetzung 50,9%  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ , 2,7%  $\text{Zn}_2\text{SiO}_4$ , 5,1%  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ , 41,2%  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$  entspricht das Achsenverhältnis  $a:b:c = 0,4371:1:0,5768$ , die Brechungsexponenten  $\gamma_D = 1,7430$ ,  $\alpha_D = 1,6958$ ,  $\beta_D = 1,7340$ ,  $2V_D$  über  $b = a = 48^\circ 40'$ . Die optischen Konstanten sind im ganzen für acht verschiedene Wellenlängen bestimmt worden. Die Dispersionskurve von  $\gamma - \beta$  zeigt im Rot und Blau unternormalen Verlauf und in der Nähe von  $\lambda_D$  einen ausgesprochenen Wendepunkt. Das ganze über die Olivin-gruppe vorhandene Material wird einer Diskussion unterzogen und die Stellung des Eisenzinkkalkolivins innerhalb der Olivinfamilie festgelegt.

Die übrigen sieben Kapitel gehören zusammen und beschäftigen sich im wesentlichen mit jenen quadratischen Schlackensilikaten, die bisher nach dem Vorgang Vogt's zu den Meliliten gestellt werden. Dieser umfangreichere Teil der Arbeit beginnt mit dem oben schon erwähnten, neben dem Olivin in den Drusen der Clausthaler Schlacke vorkommenden, ebenfalls zinkhaltigen, quadratischen Silikate, das die Zusammensetzung  $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Zn}, \text{Mn}, \text{Ca})_3\text{Si}_2\text{O}_7$  besitzt, wobei merkwürdigerweise das Verhältnis von Ca zu der Summe der übrigen Metalle genau gleich 1:1 ist. Das Al-freie Silikat hat, wie die Formel zeigt, nichts mit dem Al-freien Vogt'schen Äkermannit zu tun und erhält daher den eigenen Namen Justit. Die optischen Verhältnisse wurden mit Spektrometer und BABINET'schem Kompensator für acht verschiedene  $\lambda$  des Sonnenspektrums untersucht. Der Justit besitzt ein ausgesprochenes Minimum der Doppelbrechung im Gelbgrün, das sich jedoch wegen des hohen, absoluten Wertes der negativen Doppelbrechung  $-\varepsilon_D = 1,6581$ ,  $\omega_D = 1,6712$  — in den Interferenzfarben erst bei der Kompensation durch Quarzkeile äußert.

Zum Vergleich wurde zunächst der von JOHN E. WOLFF<sup>1</sup> beschriebene Hardystonit  $(\text{Ca}, \text{Zn})_3\text{Si}_2\text{O}_7$  herangezogen, der ganz ähnliche Eigenschaften zeigt wie der Justit. Seine genaue optische Untersuchung erforderte dann eine neue Analyse und Dichtebestimmung, die alle an wirklich identischem Materiale ausgeführt worden sind. Die Zusammensetzung weicht von der des WOLFF'schen Hardystonits nur unerheblich ab. Der Hardystonit zeigt ein Minimum der starken, negativen Doppelbrechung zwischen den FRAUNHOFER'schen Linien B und C. Die Interferenzfarben sind infolgedessen mehr übernormal. Das Verhältnis von Ca zu Mg usw. ist 2:1.

Einen weiteren Beitrag lieferte eine Eisenfrischschlacke von Bochum, die fast nur aus quadratischen Kristallen bestand, und die in der gleichen Weise untersucht wurde wie der Justit und Hardystonit. Die Analyse führt zu der Formel  $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})_3\text{Si}_2\text{O}_7$ . Das Verhältnis von Ca zu Mg usw. ist hier 2:1. Die optische Untersuchung war wesentlich schwieriger. Der Kern der Kristalle ist optisch positiv mit negativer, der Rand optisch negativ mit positiver Dispersion. Die ganz ungewöhnlichen Interferenzfarben sind unternormal. Der Dispersionsverlauf der Doppelbrechung wird Schritt für Schritt vom Kern zum Rand verfolgt. Die Möglichkeiten

<sup>1</sup> Zs. Krist. 32. 1900: 1 u. 33. 1900. 147.

für das Auftreten von Gliedern mit Gipfelpunkten der Doppelbrechung in solchen und ähnlichen Mischungsreihen werden diskutiert.

Die Untersuchung wurde erweitert durch Heranziehung der von HLAWATSCH<sup>1</sup>, RÜSBERG<sup>2</sup>, FOUQUÉ<sup>3</sup> studierten Schlacken, eines Zementmeliliths von BODLÄNDER<sup>4</sup> und des Fuggerits von WEINSCHENK<sup>5</sup> und führte zu folgenden Resultaten:

1. Die quadratischen Schlacken und die natürlichen Melilithe haben nichts miteinander zu tun. Der Begriff des „künstlichen Meliliths“ ist daher aufzugeben. Er ist durch den Namen Justit oder Justitfamilie ersetzt worden.

2. Die VOGT'sche<sup>6</sup>, der TSCHERMAR'schen Skapoliththeorie nachgebildete, Åkermannit-Melilit-Gehlenittheorie ist weder auf die natürlichen Melilithe noch auf die Justite mit Einschluß des Hardystonits anwendbar.

3. Die von VOGT Åkermannit genannten Kristalle dürften nicht die Zusammensetzung  $R_4Si_3O_{10}$  gehabt haben, sondern wahrscheinlich auch  $R_3Si_2O_7$  gewesen sein. Da aber der Name Åkermannit für das Silikat  $R_4Si_3O_{10}$  verbraucht ist, soll das neue Silikat  $R_3Si_2O_7$  den Namen Justit führen.

4. Alle die künstlichen, quadratischen Schlackensilikate mit Einschluß des natürlich vorkommenden Hardystonits bilden eine durch ihre morphologischen, Cohäsions- und optischen Eigenschaften wohl charakterisierte und durch hohen Grad von Isomorphismus ausgezeichnete selbständige Familie vom Typus  $R_2Si_2O_7$ , die Justitfamilie. Sie enthalten neben Ca wesentlich Mg, Fe, Zn und Mn. Das Verhältnis des Ca zu der Summe der übrigen Metalle ist merkwürdigerweise ganzzahlig, entweder 1 : 1, 2 : 1 oder 3 : 1. Diese Tatsache bleibt einstweilen unerklärt. Alle diese Silikate sind imstande, wesentliche Mengen Tonerde als feste Lösung aufzunehmen bzw. als Baustein ihrem Kristallgitter einzuverleiben. Die dichte Schlacke von Bochum zeigt eine Reihe sehr rätselhafter Einschlußformen, deren Deutung nicht vollständig gelungen ist. **Kurt Hofmann-Degen.**

J. B. Ferguson und A. F. Buddington: Das Zweistoffsystem Åkermannit-Gehlenit. (Am. J. Sci. (4.) 50. 1920. 131—140.)

Die als Gehlenit bezeichnete Kristallart hat die Zusammensetzung  $2CaO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2$  und ist als Teilphase im System  $CaO-Al_2O_3-SiO_2$  (cf. RANKIN und WRIGHT, Am. J. Sci. (4.) 39. 1915. 26) bereits beschrieben. Die Verbindung  $2CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$  im System  $CaO-MgO-SiO_2$  (cf. FERGUSON und MERWIN, l. c. 48. 1919. 118 u. 122) wird als Hauptbestandteil des Åkermannits angesehen. Die Molekular-Volumina beider Kristallarten sind nahezu gleich groß (92,8 und 90,4), es ist also von vornherein eine weitgehende Mischbarkeit auch im festen Zustande zu erwarten. In der Tat entspricht das System ausgezeichnet dem Typus völliger Mischbarkeit.

<sup>1</sup> TSCHERM. Min.-Petr. Mitt. 1904. 415.

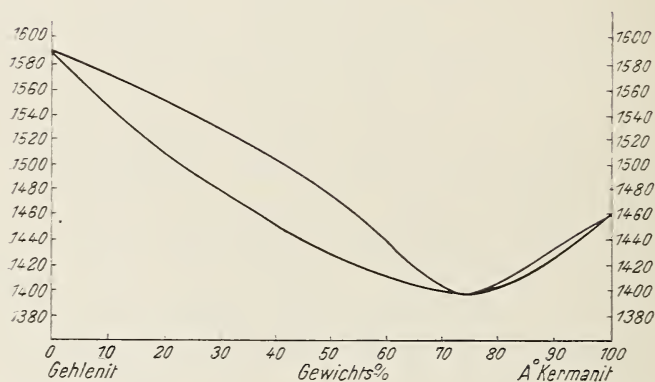
<sup>2</sup> Centralbl. f. Min. etc. 1913. 625 und Diss. Münster i. W. 1912.

<sup>3</sup> Zs. Krist. 1888. 283. — <sup>4</sup> Dies. Jahrb. 1892. I. 54; 1893. I. 18.

<sup>5</sup> Zs. Krist. 27. 1897. 577. — <sup>6</sup> Ref. Zs. Krist. 1893. 21. 170.

mit einem minimalen Schmelzpunkte, der bei 1388° und ca. 26 % Gehlenit gelegen ist (s. Figur).

Zusammensetzung in Gew.-%		$\omega_{Na}$	$\epsilon_{Na}$	Doppelbrechung	Opt. Char.
Gehlenit	Äkermanit				
100	0	1.669	1.658	0.011	—
80	20	1.664	1.657	0.007	—
60	40	1.657	1.654	0.004	—
50	50	1.653	1.652	0.001	—
40	60	1.648	1.649	0.001	—
30	70	1.645	1.648	0.003	—
25	75	1.643	1.647	0.004	+
10	90	1.637	1.643	0.006	—
0	100	1.631	1.638	0.007	+



Längszone	Dichte	Beginn der Kristallisation	Ende	Br.-Index n des Glases	Dichte des Glases
$\gamma'$	3.038	1590°	1590°	1.638	2.884
$\gamma'$	3.018 <sup>1</sup>	1555 <sup>2</sup>	1500 <sup>2</sup>	—	2.903
$\gamma'$	—	1508 <sup>2</sup>	1440 <sup>2</sup>	—	—
$\gamma'$	2.993	1475 <sup>2</sup>	1418 <sup>2</sup>	—	2.919
$\epsilon'$	—	1433 <sup>2</sup>	1401 <sup>2</sup>	—	—
$\alpha'$	—	1393 <sup>2</sup>	1389 <sup>2</sup>	—	—
$\epsilon'$	2.969	1390 <sup>2</sup>	1388 <sup>2</sup>	—	2.938
$\alpha'$	—	1426 <sup>2</sup>	1418 <sup>2</sup>	—	—
$\epsilon'$	2.944	1458	1452	1.641	2.955

Der Wechsel im optischen Charakter und in der Größe der Doppelbrechung mit der Zusammensetzung zeigt sich in den beobachteten Zonenstrukturen, wie Ähnliches von natürlichem Melilith im Alnöit von Manheim.

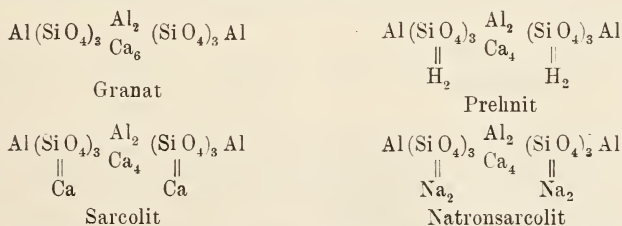
<sup>1</sup> Bei 75 % Gehlenit. — <sup>2</sup> Annähernde Zahlenwerte.

N. Y., berichtet wird (cf. SPYTH, Am. J. Sci. (3.) 46. 1893. 104). Merkwürdigerweise hat das Åkermanitglas eine größere Dichte bei 25° C als die entsprechende Kristallart. Ein Mischkristall mit ca. 55 % Åkermanit müßte optisch isotrop sein, ein solcher mit 92 % hätte gleiche Dichte wie sein Glas.

W. Eitel.

F. W. Clarke: Die Konstitution von Melilith und Gehlenit. (Am. J. Sci. (4.) 43. 1917. 76—84.)

Die Analysen des natürlichen Meliliths und Gehlenits zeigen, daß diese Mineralien komplexe Mischkristalle darstellen müssen. W. T. SCHALLER (U. S. Geol. Surv. Bull. 610, 106—126) betrachtet Melilith und Gehlenit als Mischungen von vier bestimmten Silikaten, nämlich von Åkermanit, Mg<sub>4</sub>Ca<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>30</sub>; Sarcolit, Al<sub>2</sub>Ca<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>; Natronsarcolit, Al<sub>2</sub>Na<sub>6</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>, und „Velardenit“, Al<sub>2</sub>Ca<sub>2</sub>SiO<sub>7</sub>. Der Velardenit ist nur als Kunstprodukt bis jetzt bekannt; alle vier Silikate kristallisieren tetragonal. SCHALLER nimmt auf die Beziehungen des Meliliths und Gehlenits zu anderen Mineralien wie Anorthit, Granat, Vesuvian, Zoisit und Mejonit keine weitere Rücksicht. Der tetragonale Sarcolit hat die gleiche molekulare Zusammensetzung wie der reguläre Granat, so daß es naheliegt, die Verschiedenheit der beiden Mineralien graphisch durch ebene Konstitutionsformeln darzustellen (wozu Verf. ausdrücklich bemerkt, daß solche Formeln nur zur Verdeutlichung verwandtschaftlicher Beziehungen dienen dürfen, nicht aber auf Gültigkeit als Molekülstrukturbilder Anspruch erheben sollen). Auch die Beziehungen zu Prehnit erhellen aus folgender Übersicht<sup>1</sup>:



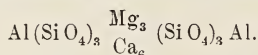
Natürlicher Sarcolit ist eine Mischung des Calcium- und Natron-Sarcolit-Moleküls.

Im Melilith ist das Verhältnis O : Si etwas kleiner als einem Orthosilikat entspricht; man darf also annehmen, daß ihm auch Trisilikat beigemischt ist, das sich zum eigentlichen Melilithmolekül ähnlich verhält wie Albit zu Anorthit oder Marialith zu Mejonit. Andererseits ist im Gehlenit das Verhältnis O : Si größer, so daß basische Bestandteile in das Molekülbild einbezogen werden müssen; man hat Grund zu der Annahme, daß die einwertige Gruppe — Al  $\left\langle \begin{array}{c} \text{O} \\ \text{O} \end{array} \right\rangle$  Ca in es eintritt, so im Velardenit. Natürlicher Melilith enthält stets Natron, Gehlenit so gut wie keines. Der

<sup>1</sup> Die Konstitutionsformeln sind zwecks Raumersparnis etwas kürzer geschrieben als im Original. Ref.

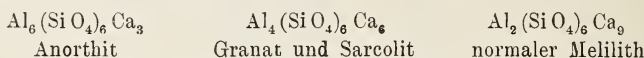
Fuggerit WEINSCHENK's nimmt eine Mittelstellung zwischen beiden ein; man kennzeichnet ihn wohl am besten als eine Natronvarietät des Gehlenits.

Die von BODLÄNDER (dies. Jahrb. 1892. I. 53) aus Portlandzement beschriebenen Melilith-Kristalle haben die Zusammensetzung:



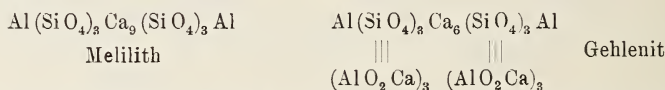
Aus Schlacke isolierte STAHL (Berg- u. Hüttenm. Ztg. 63. 1904. 273; Z. f. Krist. 41. 1906. 226) einen diesem ähnlichen Melilith mit viel Eisenoxydul- und etwas Zinkgehalt.

Die Beziehung der Mineralien Anorthit, Granat, Sarcolit und Melilith erhellt aus folgender Zusammenstellung:



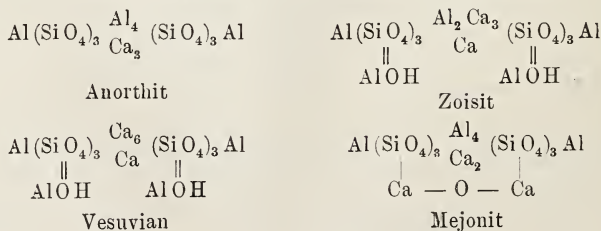
In natürlichem Melilith erscheint das Molekül des normalen Meliliths gemengt mit Sarcolit, Natronsarcolit und ein wenig Trisilikat  $\text{Al}_4(\text{Si}_2\text{O}_8)_6 \text{Ca}_4 \text{Na}_4$ . Nach sieben Analysen von Melilith zu urteilen herrscht das normale Melilith-Molekül mit 60—70 % in den Mischkristallen vor, dann folgen die beiden Sarcolit-Moleküle und zuletzt das hypothetische Trisilikat, das am geringsten vertreten ist. Immerhin ist das Trisilikat noch nicht sicher festgestellt, neigt doch der Melilith zur Bildung von Einschlüssen anderer Mineralien, so enthält der Melilith von Capo di Bove Kriställchen von Leucit als Einschlüsse. Es ist auch zu bedenken, daß  $\text{SiO}_2$  in fester Lösung vorhanden sein könnte.

Die Beziehung des Meliliths zum Gehlenit stellt CLARKE durch folgende Formeln dar:



Die Analysen des natürlichen Gehlenits führen diesen auf Mischungen von normalem Melilith-, Sarcolit- und eigentlichem Gehlenit-Molekül zurück; im Fuggerit tritt noch etwas Natron-Sarcolit hinzu.

Zu den genannten Beziehungen zwischen Melilith und Gehlenit treten noch diejenigen der beiden Mineralien zu Granat, Prehnit, Zoisit, Epidot, Vesuvian, Mejonit (einschließlich BORGSTRÖM's Carbonat- und Sulfat-Mejonit, in denen die Gruppen —  $\text{Ca}-\text{CO}_3-\text{Ca}$  — und —  $\text{Ca}-\text{SO}_4-\text{Ca}$  — an Stelle von —  $\text{Ca}-\text{O}-\text{Ca}$  — eintreten; cf. Z. f. Krist. 54. 1914. 238):



Auch genetisch sind Melilith und Gehlenit durch ihr Vorkommen in kontaktmetamorphen Kalksteinen mit Granat, Epidot, Anorthit, Vesuvian und Skapolith verknüpft. Sarcolit und Vesuvian finden sich in den Auswürflingen des Monte Somma, nur der Prehnit nimmt eine Sonderstellung als Derivat des Granats ein, insofern er mit den anderen genannten Mineralien nicht zusammen gefunden wird. Bei Oravica fand man in Rollsteinen Gehlenit und darin eingewachsen Körnchen von Vesuvian, und der Melilith von Colorado kommt mit Granat und Vesuvian zusammen vor.

Anorthit verwandelt sich leicht in Skapolith, Vesuvian und Gehlenit in Granat, Granat in Epidot und Skapolith. Alle diese Mineralien gehen gerne in Glimmer über, die magnesiareichen auch in Chlorit. Alle diese Beziehungen erhellen ihre enge Zusammengehörigkeit. Verf. führte die Alumosilikate auf drei Alumokieselsäuren zurück, die er nach der Zahl der in ihrem Molekül enthaltenen Aluminiumatome bezeichnet. Die Schlußfolgerungen des Verf.'s lassen sich in folgender kleinen Übersicht zusammenfassen:

Säure	Normales Calciumsalz	Saure Derivate	Basische Derivate	Umwandlungsprodukte	Beständigkeit und Häufigkeit
$\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3\text{H}_3$ „trialicacid“	Anorthit		Mejonit	Muscovit	Normales Salz sehr häufig und in Schmelze beständig
$\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3\text{H}_6$ „dialicacid“	Granat, Sarcolit	Prehnit	Zoisit	Biotit, Chlorit	Normales Salz weniger häufig als Anorthit, leichter zersetzlich
$\text{Al}_1(\text{SiO}_4)_3\text{H}_9$ „unalicacid“	Melilith		Vesuvian, Gehlenit		Normales Salz am wenigsten häufig, leicht zersetzlich

Auch der Nephelin ist ein sehr beständiges Trialat; die häufigsten Unalate sind die basischen und leicht zersetzlichen Chloritminerale.

W. Eitel.

G. A. Rankin und H. E. Merwin: Das ternäre System  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ . (Am. J. Sci. (4) 45. 1918. 301—325.)

Stabile Kristallarten in dem System  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  sind: MgO (Periklas);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Korund);  $\text{SiO}_2$  (als Cristobalit und Tridymit);  $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$  (Forsterit);  $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$  (Klinoenstatit);  $\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$  (Spinell);  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$  (Sillimanit);  $2\text{MgO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2$  (ein Endglied der Cordierit-Reihe). Der Klinoenstatit erschien in den ternären Schmelzen nur selten verzwilligt, ja oft in gleichen Proben in Gestalt

von Nadeln, Prismen und Tafeln. Der cordieritartige Körper ähnelt sehr dem von MOROZEWICZ beschriebenen cordieritartigen Kunstprodukt.

Kristallarten mit kongruentem Schmelzpunkt sind:  $MgO$ ;  $Al_2O_3$ ;  $SiO_2$ ; Forsterit, Spinell und wahrscheinlich Sillimanit. Der Spinell vermag etwas Kieselsäure und Tonerde in fester Lösung aufzunehmen.

Inkongruent schmelzen die Kristallarten Klinkenstatit und Cordierit.

Die in nebenstehender Figur vermerkten Grenzlinien 2—3 und 1—5 scheinen flache Temperaturmaxima aufzuweisen. Der Punkt 1 ist ein ternäres Eutektikum, ebenso wahrscheinlich Punkt 6, vielleicht auch Punkt 5. In der Tat ist das System Forsterit—Spinell ein binäres Teilsystem, mit Eutektikum und mit einem Maximum der Temperatur auf Linie 4—6; es treten in diesem Teilsystem lediglich die Kristallarten Forsterit und Spinell in die Erscheinung, wie mikroskopisch an Schmelzprodukten (im Iridiumofen erhalten) nachgewiesen wurde.

Zusammensetzung	P. 1 (Ent.)	P. 2	P. 3	P. 4
$MgO$ . . . . .	20,3 %	10,0 %	16,1 %	25,7 %
$Al_2O_3$ . . . . .	18,3	23,5	34,8	22,8
$SiO_2$ . . . . .	61,4	66,5	49,1	51,5
Temperatur in °C	1345 ± 5	1425 ± 5	1460 ± 5	1370 ± 5
Koexistierende Phasen	$MgO \cdot SiO_2$ + $SiO_2$ + Cord.	$SiO_2$ + $Al_2O_3$ $SiO_2$ + Cord.	Cord. + $Al_2O_3$ $SiO_2$ + $MgO$ $Al_2O_3$	$MgO \cdot Al_2O_3$ + Cord. + 2 $MgO$ $SiO_2$

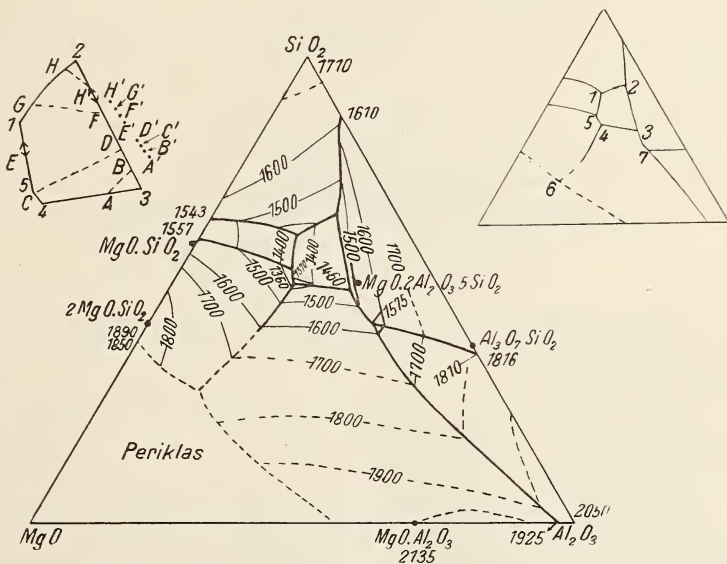
Zusammensetzung	P. 5 (Ent.?)	P. 6 (Ent.)	P. 7
$MgO$ . . . . .	25,0 %	56,0 %	15,2 %
$Al_2O_3$ . . . . .	21,0	16,0	42,0
$SiO_2$ . . . . .	54,0	28,0	42,8
Temperatur in °C	1360 ± 5	1700 ± 25 <sup>1</sup>	1575 ± 5
Koexistierende Phasen	2 $MgO \cdot SiO_2$ + $MgO \cdot SiO_2$ + Cord.	2 $MgO \cdot SiO_2$ + $MgO$ + $MgO$ $Al_2O_3$	$Al_2O_3$ + $MgO$ $Al_2O_3$ + $Al_2O_3$ $SiO_2$

Flächenreiche Kristalle des cordieritartigen Körpers erhält man am besten aus Schmelzen, in welchen dieser oder Sillimanit die primäre Ausscheidung darstellt. Es sind kurze sechsseitige Prismen mit basaler Endigung und negativem Charakter der Längsrichtung. Der Prismenwinkel ist ungefähr 120°, basale Endigungen geben ein fast einachsiges

<sup>1</sup> Mit Hilfe des optischen Pyrometers bestimmt.

oder wirklich einachsiges konoskopisches Bild. In einem einzigen Fall zeigten die Kristalle typisch-rhombischen Charakter mit den Flächen  $\{110\}$ ,  $\{010\}$ ,  $\{001\}$ , ferner  $\{100\}$  und  $\{120\}$ .  $\alpha \parallel c$ . Aus Schmelzen mit 66 %  $\text{SiO}_2$  ergaben sich Kristalle mit  $\alpha = 1,519$ ;  $\beta$  und  $\gamma = 1,522$ ; aus solchen mit 50 %  $\text{SiO}_2$ : Kristalle mit  $\alpha = 1,524$ ;  $\beta$  und  $\gamma = 1,528 \pm 0,002$ . Die Veränderlichkeit der optischen Eigenschaften deutet auf isomorphe Mischbarkeit mit anderen Bestandteilen der ternären Schmelzen hin.  $\gamma - \alpha = 0,003 - 0,004$ . Die Kristalle haben kleinere Brechungsindizes als die entsprechend zusammengesetzten Gläser.

Läßt man Gläser von der Zusammensetzung der Cordieritart bei 900° oder weniger kristallisieren, so bildet sich zuerst eine instabile  $\mu$ -Modi-



fikation (feine radialstrahlige Fasern), die bei 925—1150° in die normale Cordierit-Modifikation übergeht. Diese  $\mu$ -Form scheint innerhalb weiterer Grenzen der Zusammensetzung als homogene kristallisierte Phase vorzukommen als die bei höherer Temperatur stabile  $\alpha$ -Form. Die Brechungsindizes der Aggregate der  $\mu$ -Form nehmen mit zunehmendem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt linear ab; bei 68 %  $\text{SiO}_2$ : 1,535; bei 40 %  $\text{SiO}_2$ : 1,560. Für die  $\alpha$ -Form gilt bei 64 %  $\text{SiO}_2$ : 1,515; bei 44 %  $\text{SiO}_2$ : 1,540. Es gelingt nicht, die  $\alpha$ -Form durch thermische Exposition auf Temperaturen unterhalb der Bildungstemperatur von  $\alpha$ -Phase in Kristalle der  $\mu$ -Modifikation überzuführen. Die Temperatur, bei der die Umwandlung  $\mu \rightarrow \alpha$  merkliche Geschwindigkeit erlangt, steigt bei einer Zunahme um 30 %  $\text{SiO}_2$  um ca. 100° an. Es ist durchaus mit der Möglichkeit zu rechnen, daß die Cordierit-Phase innerhalb der Grenzen  $\text{MgO}:\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2 = 1:1:3$  und  $2:2:5$



variable Zusammensetzung infolge von Mischkristallbildung zeigt. Es wären alsdann streng genommen die Kristallisationsbahnen im Felde des Cordierits keine geraden Linien, die vom darstellenden Punkte A (s. die obenstehende Figur) ausstrahlen, sondern Kurven, welche sich von den Punkten B, C, D, E aus ergeben; die Maxima  $m_1$  und  $m_2$  auf 2—3 bzw. 1—5 müssen jedenfalls aber nur sehr flach ausfallen. Das vollständige Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Systems zeigt die Figur<sup>1</sup>.

Die natürlichen unzersetzten Cordieritkristalle enthalten z. T. 2—3 % Wasser, andere sind ganz oder fast wasserfrei (s. OPPENHEIMER, Heidelb. Med. Nat. Ver. N. F. 13. 1914. 257; BÜCKING, dies. Jahrb. 1901. I. - 72-). Nach Abzug des Wassers nähern sich alle der Formel  $2(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{O} \cdot 2 \text{Al}_2 \text{O}_3 \cdot 5 \text{SiO}_2$ . Ein bei 1440° geschmolzener Cordierit lieferte Glas + Sillimanit; wasserhaltiger Cordierit, auf 600° 5 Minuten lang erhitzt, veränderte seinen mittleren Brechungsindex um — 0.010. Die isomorphe Vertretbarkeit der Magnesia durch Eisenoxydul verändert wahrscheinlich das System durch Eintritt dieser neuen Komponente nicht unerheblich. Es dürfte wohl sogar bei starkem Vorherrschen der letzteren das Cordieritfeld ganz verschwinden, so daß das Korundfeld mit dem Olivinfeld zusammenstößt, ohne daß dessenthalb der Korund als frühe magmatische Ausscheidung aufzutreten brauchte, wenn ein trockenes Magma peridotitische Zusammensetzung hätte.

W. Eitel.

J. B. Ferguson und H. E. Merwin: Das Dreistoffsystem  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ . (Am. J. Sci. (4.) 48. 1919. 81—123. — Dazu dies. Jahrb. 1921. I. - 131-.)

Die in diesem System auftretenden Kristallarten zeigt folgende Übersicht (Tabelle I siehe p. -290- und -291-).

Über die binären Teilsysteme siehe

System  $\text{CaO} - \text{SiO}_2$ : G. A. RANKIN, Am. J. Sci. (4.) 39. 1915. 1—79; Zs. anorg. Ch. 92. 1915. 213—296; Ref. dies. Jahrb. 1916. II. - 26- ff.

System  $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ : O. ANDERSEN und N. L. BOWEN, Zs. anorg. Ch. 87. 1914. 283; Ref. dies. Jahrb. 1915. II. - 15- ff.

System  $\text{CaO} - \text{MgO}$ : G. A. RANKIN und H. E. MERWIN, Zs. anorg. Ch. 96. 1916. 291—316; Ref. dies. Jahrb. 1917. - 263—265-.

Das ternäre Zustandsdiagramm gibt Fig. 1 wieder. Die darin enthaltenen invarianten Punkte sind in Tabelle II zusammengestellt; die Figur ist zwecks besserer Übersicht in Molekularprozenten entworfen. Die Angaben der Tabelle II (p. 292) sind in Gew.-% gegeben.

Das Feld der Mischkristalle des Pseudowollastonits erstreckt sich auf ein Gebiet, welches einerseits von der Seitenlinie  $\text{CaSiO}_3 - \text{CaO}$ , andererseits von der Linie  $\text{CaSiO}_3 - \text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$  und einer Linie von den

<sup>1</sup> Versehentlich ist für Sillimanit die Zusammensetzung  $\text{Al}_3\text{O}_7 \cdot \text{SiO}_2$  angeschrieben, es muß heißen  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ . Bei dem Punkte des Cordierits muß es heißen  $2\text{MgO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2$ .

Punkten 44,4 CaO; 3,1 MgO; 52,5 SiO<sub>2</sub> auf dieser Linie und 46,7 CaO; 3,5 MgO; 49,8 SiO<sub>2</sub> auf der Linie CaO . SiO<sub>2</sub> — 2CaO . MgO . 2SiO<sub>2</sub> eingefaßt wird.

Wollastonit-Mischkristalle erstrecken sich bis zu ca. 17 % Diopsid oder 3,2 % MgO bei höheren Temperaturen. Die gesättigte feste Lösung mit 17 % Diopsidgehalt zersetzt sich bei 1340 ± 5°, in Übereinstimmung mit den Beobachtungen von ALLEN und WHITE (Am. J. Sci. (4.) 27. 1909. 1).

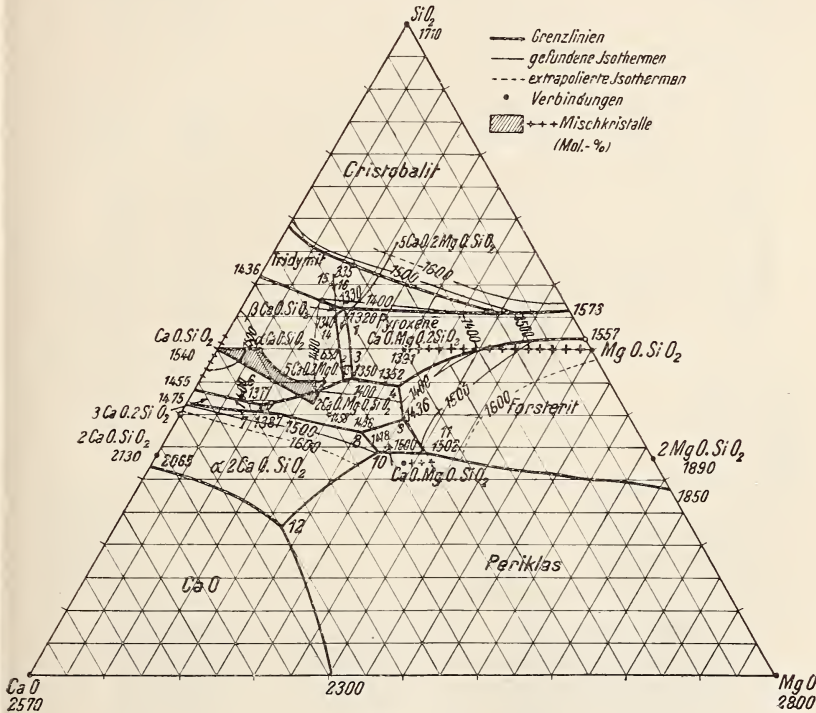


Fig. 1.

Mischkristalle der Verbindung 5CaO . 2MgO . 6SiO<sub>2</sub> sind bei ihren Schmelzpunkten nicht beständig. Das starke Ansteigen der Zersetzungstemperaturen der Mischungen in der Nähe dieser Verbindung führte zur Entdeckung dieser Kristallart; ihr inkongruenter Schmelzpunkt liegt wohl bei 1365 ± 5°C.

Diopsid bildet mit Forsterit, SiO<sub>2</sub> und Pseudowollastonit keine festen Lösungen, auch nicht mit 2CaO . MgO . 2SiO<sub>2</sub>, ist aber vollständig mit Klinoenstatit mischbar.

Monticellit nimmt Forsterit in fester Lösung auf, und zwar bis zur Konzentration von 10 % 2MgO . SiO<sub>2</sub> (bei 32,0 CaO; 28,8 MgO; 39,2 SiO<sub>2</sub>). Der Zersetzungspunkt des reinen Monticellits läßt sich durch einfache Ab-

Tabelle I.

Zusammensetzung	Kristallsystem	Kristalltracht	Spaltbarkeit	Optische Orientierung	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$	Opt. Char.	Achsenwinkel	Bemerkungen
CaO	2 Modifikationen, beide regulär	Würfel, in ternären Schmelzen rundl. Körner	Vollkommen nach {100}				1,84			Schmelzpunkt 2570° C
MgO, Periklas	regulär	Oktaeder, Kuboktaeder, Skelette, rundl. Körner	Vollkommen nach {100}				1,737			2800° C
SiO <sub>2</sub> als $\alpha$ -Cristobalit	regulär	Oktaeder, Würfel								1710° $\pm$ 10° C
$\beta$ -Cristobalit	tetragonal	Körner			1,484		1,487			Umwandlungspunkt in $\alpha$ -Cristobalit:
$\alpha$ -Tridymit	hexagonal	dünne Blättchen			1,469		1,473			
$\alpha$ -CaO · SiO <sub>2</sub> , Pseudowollastonit	pseudo-hexagonal	oft polysynthetisch verzwill. Körner			1,610	1,611	1,654	+	oft beinahe einachsige	kleine Auslöschungsschiefe
$\beta$ -CaO · SiO <sub>2</sub> , Wollastonit	monoklin	leistenförmig	// Längsrichtung nach (100)	$b = \beta$ ; $\Delta c : \alpha = + 32^\circ$	1,616	1,629	1,631	-	2 E ca. 70°	A.E. $\perp$ Spalt- rissen

$3\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$	wahrscheinlich rhombisch monoklin ?	Körner	1,641	?	1,650	+	2 V groß	stabil bis $1420^\circ$
$\alpha\text{-}2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$		prismatisch, verzwillingt	1,715	1,720	1,737	+	2 V groß	stabil bis $675^\circ$
$\beta\text{-}2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$	mon. oder rhombisch monoklin ?	selten verzwillingt	1,717		1,735	+	2 V groß	stabil unterhalb $675^\circ$
$\gamma\text{-}2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$	monoklin	prismatisch	1,642	1,645	1,654	+	2 V ca. $60^\circ$	stabil unterhalb $675^\circ$
$\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ , Klinostenatit		polysynthetisch verzwillingt nach (100)	1,651		1,650			A. E. $\perp$ (010)
$2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ , Forsterit			1,635	1,651	1,670	+	2 V	
$\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ , Diopsid			1,664	1,671	1,694	+	$2\text{V} = 59^\circ$	
$5\text{CaO} \cdot 2\text{MgO} \cdot 6\text{SiO}_2$		unregelmäßig gestreckte Körner	-1,666	-1,673	-1,695			
			1,621	1,627	1,635	+	2 V ca. $80^\circ$	
$2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ , Akermanit	tetragonal	stumpfe Prismen mit oft oktogonalen Querschnitten	1,631		1,638			
		Körner	$\pm$ 0,002		$\pm$ 0,002			
$\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ , Monticellit		Körner	1,638	1,646	1,651	+	2 V	
			-1,640		-1,655		$= 85 - 90^\circ$	

\* \*

Tabelle II.

Punkte in der Figur 1	Kristallphasen	Gewichtsprozent		Temp. ± 5°C	Art des Quintupelpunktes	
		CaO	MgO			SiO <sub>2</sub>
1	Diopsid + Tridymit + 5 CaO . 2 MgO . 6 SiO <sub>2</sub> . . . . .	30,6	8,0	61,4	1320°	Entektikum
16	Tridymit + Wollastonit-Mischkristalle + 5 CaO . 2 MgO . 6 SiO <sub>2</sub> - Mischkristalle . . . . .	nahzu wie b	Punkt 15			
15	Pseudowollastonit + Wollastonit-Mischkristalle + Tridymit . . . . .	31,3	7,2	61,5	1330 1335	Aufsteigende Gabelung Umwandlungspunkt
14	Pseudowollastonit + Wollastonit-Mischkristalle + 5 CaO . 2 MgO . 6 SiO <sub>2</sub> -Mischkristalle . . . . .	31,4	7,6	61,0	1340	Umwandlungspunkt
13	Pseudowollastonit + 5 CaO . 2 MgO . 6 SiO <sub>2</sub> + 2 CaO . MgO . 2 SiO <sub>2</sub> . . . . .	36,7	12,3	51,0	1365	Absteigende Gabelung
3	5 CaO . 2 MgO . 6 SiO <sub>2</sub> -Mischkristalle + Diopsid + 2 CaO . MgO . 2 SiO <sub>2</sub> . . . . .	36,0	12,6	51,4	1350	Entektikum
4	2 CaO . MgO . 2 SiO <sub>2</sub> + Forsterit + Diopsid . . . . .	29,8	20,2	50,0	1357	Entektikum
6	Pseudowollastonit + 3 CaO . 2 SiO <sub>2</sub> + 2 CaO . MgO . 2 SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,2	6,3	44,5	1377	Entektikum
7	β-Ca <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> + 3 CaO . 2 SiO <sub>2</sub> + 2 CaO . MgO . 2 SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,5	6,2	44,3	1387	Aufsteigende Gabelung
8	α-2CaO . SiO <sub>2</sub> + Monticellit-Mischkristalle + 2 CaO . MgO . 2 SiO <sub>2</sub> . . . . .	39,0	18,3	42,7	1436	Entektikum
9	Forsterit + Monticellit-Mischkristalle + 2 CaO . MgO . 2 SiO <sub>2</sub> . . . . .	33,3	22,3	44,4	1436	Aufsteigende Gabelung
10	MgO + Monticellit-Mischkristalle + α-2CaO . SiO <sub>2</sub> . . . . .	37,3	22,3	40,3	1498	Aufsteigende Gabelung
11	MgO + Monticellit-Mischkristalle + Forsterit . . . . .	32,1	26,4	41,5	1502	Absteigende Gabelung
12	CaO + MgO + α-2CaO . SiO <sub>2</sub> . . . . .	nicht genau bestimmt	> 1900			Entektikum

kühlung einer Schmelze seiner Zusammensetzung nicht bestimmen. Nach Fig. 2 kristallisiert aus einer solchen Schmelze zuerst Mg O (längs ME), dann  $MgO + \alpha\text{-}2CaO \cdot SiO_2$  (von E bis Punkt 10). Alsdann wird Mg O

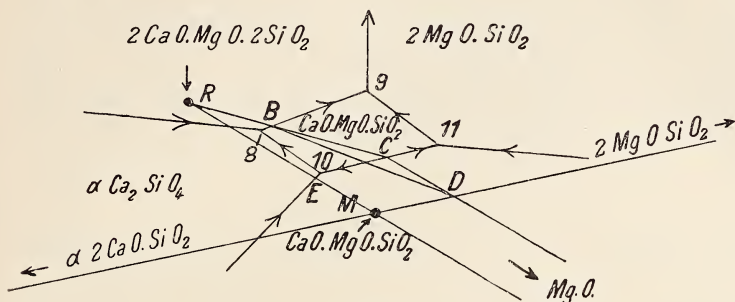


Fig. 2.

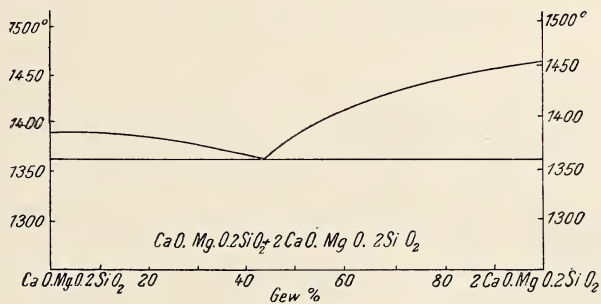


Fig. 3.

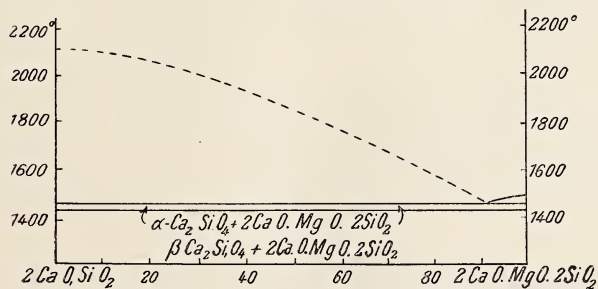


Fig. 4.

unter Bildung von  $\alpha\text{-}2CaO \cdot SiO_2$  und eines Mischkristalls resorbiert, der eine Zusammensetzung zwischen M und D besitzt. C ist der Zersetzungspunkt der an Forsterit gesättigten Mischkristalle D; das Gebiet

B—9—11—C ist das Feld der Mischkristalle D, entsprechend B—8—10—C das der monticellitreicheren Mischkristalle M—D.

Die Verbindung  $2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$  entspricht nahezu der von W. T. SCHALLER (U. S. Geol. Surv. Bull. No. 610, 1916) gegebenen Formel  $8\text{CaO} \cdot 4\text{MgO} \cdot 9\text{SiO}_2$  für den Åkermanit. Das von SCHALLER beschriebene Mineral hat die Brechungsindizes  $\omega = 1,633$  und  $\epsilon = 1,639$ , während für den künstlichen Körper  $2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$  gilt:  $\omega = 1,631$ ;  $\epsilon = 1,638$ . Es gelang nicht, eine der SCHALLER'schen Formel genau entsprechende Verbindung im vorliegenden System  $\text{CaO}—\text{MgO}—\text{SiO}_2$  darzustellen.

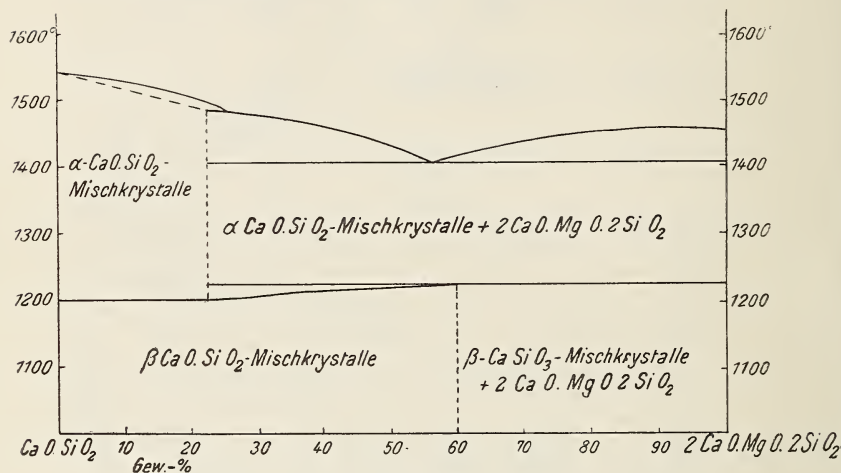


Fig. 5.

Die Umwandlung des  $\alpha$ -Cristobalits in  $\alpha$ -Tridymit liegt nach neueren Untersuchungen in dem vorliegenden System jedenfalls bei Temperaturen unter  $1500^\circ$  in guter Übereinstimmung mit dem von FENNER ursprünglich schon gegebenen Werte  $1470^\circ$ . Die große Trägheit der Umwandlungsreaktion verhinderte eine genauere Bestimmung. Die binären Teilsysteme  $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2—2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$  sowie  $2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2—2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  werden in den Diagrammen Fig. 3 und 4 wiedergegeben. Mischkristalle treten im System  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2—2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$  auf (s. Fig. 5).

W. Eitel.

J. Ferguson und H. E. Merwin: Wollastonit ( $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ ) und damit verwandte Mischkristalle im ternären System Kalk—Magnesia—Siliciumdioxid. (Am. J. Sci. (4.) 48. 1919. 165—189.)

Die Untersuchung der Mischkristalle im ternären System  $\text{CaO}—\text{MgO}—\text{SiO}_2$  wird z. T. durch geringe Korngröße, vor allem aber auch

durch die optische Gleichartigkeit der einzelnen Kristallphasen sehr erschwert, endlich durch die Trägheit der Einstellung der Mehrphasengleichgewichte und das Vorkommen instabiler Phasen. Der Wollastonit nimmt 3 %  $\text{SiO}_2$  in fester Lösung auf, Pseudowollastonit weniger als 2 %. Die Mischkristallbildung mit  $3\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$  erstreckt sich beim Pseudowollastonit bis zum Gemisch mit  $50\frac{1}{2}\text{CaO}$ ;  $49\frac{1}{2}\text{SiO}_2$  (d. h. bis ca. 20 %  $3\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$ ). Die Grenze der Mischkristallreihe des Wollastonits mit  $3\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$  liegt bei 52,5 CaO; 47,5  $\text{SiO}_2$  (entsprechend 45 %  $3\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$ ) mit einem Umwandlungspunkt bei 1170°. [Im Original ist die Konzentration wohl versehentlich zu 47,5 CaO; 52,5  $\text{SiO}_2$  angegeben. Ref.]

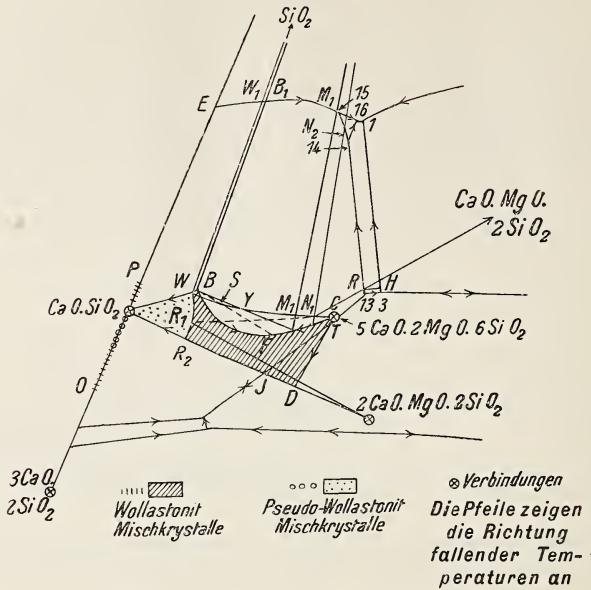
Mit Diopsid  $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$  bildet Pseudowollastonit Mischkristalle bis zu 16–17 % Diopsid; Wollastonit nimmt maximal 17 % Diopsid auf; die Zersetzungstemperatur des Grenzmischkristalls liegt bei 1336 bzw. 1352°.

Im System Wollastonit—Äkermanit ( $2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ ) existieren Mischkristalle bis zur Konzentration 23 % Äkermanit + 77 % Pseudowollastonit (entsprechend 46,5 CaO; 3,5 MgO; 50  $\text{SiO}_2$ ) bzw. 60–70 % Äkermanit + 30–40 % Wollastonit (mit 43,5 CaO; 10 MgO; 46,5  $\text{SiO}_2$ , entsprechend einer vielleicht (?) unbeständigen Verbindung  $3\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2$ ).

Versuche, welche bezweckten, die Mischbarkeit von Wollastonit und Diopsid mit  $\text{SiO}_2$  im ternären System zu bestimmen, ergaben eine jedenfalls nur geringe Erstreckung des Mischkristallgebietes von der Pseudowollastonit—Diopsid-Linie ins Innere des darstellenden Dreiecks hinein. Im System Wollastonit—Diopsid—Äkermanit dagegen erstrecken sich die wollastonitartigen Mischkristalle auf ein weites Feld des darstellenden Dreiecks, und es ist in Anbetracht der gesteigerten Löslichkeit des Diopsids bei niedrigeren Temperaturen eine größere Ausdehnung des Mischkristallgebietes bei solchen anzunehmen. Da die optischen Untersuchungen an den Mischkristallen infolge der großen Ähnlichkeit der einzelnen Typen in bezug auf Größe des Achsenwinkels, optischen Charakter und Habitus keine zulänglichen Kriterien ergaben, war man auf die Bestimmung der Umwandlungstemperaturen der Wollastonit-Mischkristalle als alleinige zweckentsprechende Methode angewiesen.

Auf der Wollastonit—Diopsid-Linie liegt ein Temperatur-Maximum der Umwandlung bei 1365°, welches auf der Verlängerung der Linie Diopsid— $5\text{CaO} \cdot 2\text{MgO} \cdot 6\text{SiO}_2$  liegt. Die letztere Verbindung ist durch die Untersuchung der Mischkristall-Umwandlungen als tatsächlich existierend nachgewiesen und bildet ihrerseits Mischkristalle mit  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  und  $2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ , desgleichen mit den Mischkristallen dieser beiden Kristallarten. Die Zersetzungstemperaturen der Mischkristalle zwischen dem an Diopsid gesättigten  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ -Kristall und der Verbindung  $5\text{CaO} \cdot 2\text{MgO} \cdot 6\text{SiO}_2$  haben ein Minimum (bei F in Fig. 1). Wahrscheinlich existieren auch noch in beschränktem Maße ternäre Mischkristalle von  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  und  $2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$  mit  $3\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$  nach der Linie  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ — $3\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$  zu, doch wurden darüber keine eingehenderen Untersuchungen angestellt.





Besprochen werden auch die Umwandlungs-Intervalle, deren Bestimmung mit Hilfe thermischer Methoden infolge der Reaktionsträgheit nicht möglich war. Die Umwandlungsfläche längs der  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2 - \text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2 \text{SiO}_2$ -Linie ist jedenfalls nach aufwärts convex. Trägt man die Temperaturen des experimentell ermittelten Beginns der Umwandlungen und Zerfallsreaktionen senkrecht über dem Konzentrations-Diagramm auf, so erhält man im Verein mit den in einer früheren Mitteilung (Am. J. Sci. (4.) 48. 1919. 81—123) gegebenen Schmelztemperaturen eine übersichtliche räumliche Darstellung der gesamten Verhältnisse.

Hochinteressant sind die wertvollen Beobachtungen der Verf. über instabil auftretende Kristallarten. Ähnlich wie FENNER im System  $\text{SiO}_2$  instabile Phasen nach der OSTWALD'schen Stufenregel auftreten sah, ALLEN-WRIGHT-CLEMENT ein instabiles fasriges Magnesiummetasilikat in rasch abgekühlten Schmelzen fanden, RANKIN-WRIGHT im System  $\text{CaO} - \text{SiO}_2$  bei Synthese von  $3 \text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  aus  $\text{CaO}$  und  $\text{SiO}_2$  zuerst die Bildung von  $2 \text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$  beobachtete, das dann erst in das Trisilikat sich umsetzte, BOWEN endlich in Nephelin-Glas unterhalb des Umwandlungspunktes Carnegit kristallisieren sah, so entsteht Pseudowollastonit leicht aus  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ -Glas auch bei Temperaturen mehrere  $100^\circ$  unterhalb des Umwandlungspunktes in Wollastonit.

In den Fällen, daß eine bei niederer Temperatur beständige homogene Phase bei Temperaturerhöhung in zwei oder mehr Phasen zerfällt, beobachtet man manchmal eine oder mehrere dieser Phasen schon von vornherein in Gläsern, die unterhalb der Stabilitätsgrenze derselben kristallisierten.

## Erklärungen zu nebenstehender Figur.

F ist der in Punkt 14 beständige Mischkristall, entsprechend M in P. 16, N in P. 1, T in P. 3,  $R_1$  in P. 13, C längs der Linie H—13 beständig. H ist das Maximum der Temperatur auf Linie 1—3. Vielleicht fallen die Punkte  $R_1$  und  $R_2$  zusammen. Die Zersetzungspunkte von B und F sind gleich dem Schmelzpunkt in P. 14 ( $1340^\circ$ ), entsprechend von C gleich P. 13 ( $1365^\circ$ ).

Mischungen  
des Gebietes

liefern

- A E  $W_1$  W . . . längs Linie E—15: Mischungen von Pseudowollastonit-Mischkristallen A W und  $SiO_2$ .
- A W  $R_2$  . . . . . homogene Pseudowollastonit-Mischkristalle.
- W  $W_1$  B<sub>1</sub> B . . .  $SiO_2$  + Wollastonit-Mischkristalle B + Pseudowollastonit-Mischkristalle W; Endpunkt der Kristallisation ist P. 15.
- $R_2$   $R_1$  K J . . . längs Linie J—13: Åkermanit + Pseudowollastonit-Mischkristalle  $R_2$   $R_1$ .
- $R_1$  C T K . . . . . Åkermanit +  $5 CaO \cdot 2 MgO \cdot 6 SiO_2$  + Pseudowollastonit-Mischkristalle  $R_1$ , Endpunkt P. 13.
- $R_1$  W C . . . . . längs Linie 14—13: Gemenge von Mischkristallen  $R_1$  W +  $5 CaO \cdot 2 MgO \cdot 6 SiO_2$ -Mischkristallen C F; die Verbindungslinien der darstellenden Punkte der zwei Arten von Mischkristallen sind Tangenten an die Kurve W C und bedecken das Gebiet  $R_1$  W C.
- W B S . . . . . Pseudowollastonit-Mischkristalle W + Wollastonit-Mischkristalle B + Mischkristalle F. Endpunkt der Kristallisation ist P. 14.
- B S Y . . . . . längs 14—16: Wollastonit-Mischkristalle B + Mischkristalle F—M.
- B B<sub>1</sub> M<sub>2</sub> M<sub>1</sub> Y . . Wollastonit-Mischkristalle B + Mischkristalle M +  $SiO_2$ ; Endpunkt ist P. 16.
- $M_1$   $M_2$ —15— $N_2$   $N_1$  längs 16—1:  $SiO_2$  + Mischkristalle M N.
- $N_1$   $N_2$ —14—R . .  $SiO_2$  + Diopsid + Mischkristall N; Endpunkt ist P. 1.
- $N_1$  R—13—T C . . längs 1—3: Diopsid +  $5 CaO \cdot 2 MgO \cdot 6 SiO_2$ -Mischkristalle.

So findet sich Pseudowollastonit in ternären Mischungen, welche reine Mischkristalle von Wollastonit oder von  $5 CaO \cdot 2 MgO \cdot 6 SiO_2$  darstellen sollten. Binäre Gemenge der annähernden Zusammensetzung  $3 CaO \cdot 2 SiO_2$  enthalten etwas  $2 CaO \cdot SiO_2$ , und an Stelle der reinen Verbindung  $CaO \cdot MgO \cdot SiO_2$  (Monticellit) erhält man immer nur Gemenge von  $2 CaO \cdot SiO_2$  und Monticellit-Mischkristallen.

W. Eitel.

N. L. Bowen: Die Natron-Kali-Nepheline. (Am. J. Sci. (4.) 43. 1917. 115—132.)

Die reinen Komponenten des Systems  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  werden als die Hauptbestandteile der Mineralien Nephelin und Kaliophilit aufgefaßt.

Ein Glas der Zusammensetzung  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  kristallisiert bei Temperaturen unterhalb von  $1248 \pm 5^\circ\text{C}$  zum hexagonalen Nephelin, bei höheren Temperaturen zum vermutlich triklinen Carnegieit, der bei  $1526^\circ$  schmilzt (s. Am. J. Sci. (4.) 33. 1912. 551).

Die kalihaltige Komponente schmilzt erst bei so hoher Temperatur, daß eine Verflüchtigung des Kalis beim Sintern bereits stattfindet. Verf. erhielt ein Glas der Zusammensetzung  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  durch Sintern bei niedrigen Wärmegraden und darauffolgende schnelle Erhitzung im Iridiumofen. Es entglast zu einer dem Kaliophilit ähnlichen Kristallart, welche hexagonale Symmetrie besitzt, negativen optischen Charakter hat.  $\epsilon = 1,527 \pm 0,002$ ;  $\omega = 1,532 \pm 0,002$ . Prisma und Basis herrschen als Formen vor, gelegentlich ist auch eine Pyramidenfläche schwach entwickelt. Bei  $1300^\circ$  erhält man gute Kristalle, wenn Kaliumwolframat als Flußmittel verwendet wird. Kleine Kristalle von Kaliophilit stellte MOREY auf hydrothermale Wege dar (Journ. Am. Chem. Soc. 36. 1914. 217).

Analyse (BOWEN) des künstlichen Kaliophilit:

$\text{SiO}_2$ . . . . .	38.0	Theorie	38,07
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	32,0		32,21
$\text{K}_2\text{O}$ . . . . .	29.8		29,72
$\text{H}_2\text{O}$ . . . . .	0.12		—
Sa. . . . .	99.9		100,00

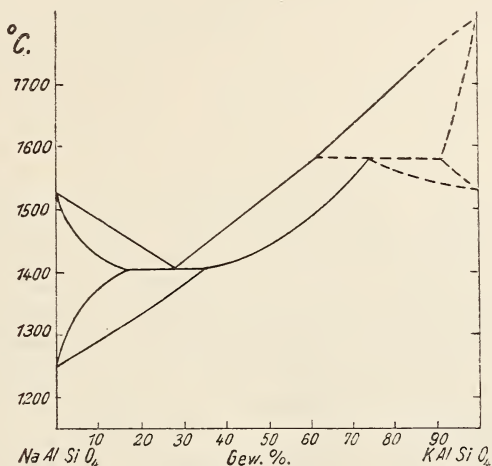
Will man das Glas  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  bei  $800^\circ$  mit Kaliumwolframat als Flußmittel kristallisieren lassen, so erhält man fast nur Leucit; demgegenüber entglast es bei  $1300^\circ$  völlig zu Kaliophilit.

In den im Iridiumofen hoch erhitzten Proben fand sich noch eine zweite rhombische polysynthetisch verzwilligte Modifikation des  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ , welche hexagonale Querschnitte mit sechsfacher Felderteilung im polarisierten Lichte zeigt, gelegentlich auch lamellare Viellinge vom Aussehen der Albitzwillinge. Kristalle dieser Modifikation erhält man auch nach der Methode von DUBOINE (Bull. soc. fr. min. 15. 1892. 191) durch Zusammenschmelzen von Kieselsäure, Tonerde und Fluorkalium über dem Bunsenbrenner.  $\gamma = 1.536$ ;  $\alpha = 1.528$ ;  $2V = 39 \pm 3^\circ$ , optischer Charakter negativ. Das so erhaltene Produkt enthält noch  $5$ — $7\%$  der Verbindung  $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  ( $n = 1,540$ , isotrope Oktaeder). Glas der Zusammensetzung  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  hat den Brechungsindex  $n_D = 1,508 \pm 0,002$ .

Gemische der Komponenten  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  und  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  ließen sich bis  $40\%$  Gehalt an der ersteren durch Sintern in der üblichen Weise leicht herstellen. Bei höheren Gehalten an Kalinephelin ließ sich ein geringer Alkaliverlust durch Verdampfung nicht vermeiden. In den nach der Abschreckungsmethode erhaltenen Präparaten lassen sich die ausgeschiedenen Kristallarten nicht ohne weiteres mikroskopisch identifizieren, da beide

Nephelinarten in Form und Eigenschaften fast übereinstimmen. Besonders schwierig ist insbesondere auch das Auffinden der Carnegieit-Kristalle im Glase, welche leicht übersehen werden können. Das in beistehender Figur wiedergegebene Zustandsdiagramm wurde durch Bestimmung derjenigen Temperaturen festgelegt, bei denen eine Änderung der auftretenden Phasen bei den verschiedenen Gemischen beobachtet werden konnte. Das Auftreten der ersten Spuren von Glas läßt sich mikroskopisch nur schwer feststellen, wohl aber makroskopisch an dem Durchscheinendwerden der vorher undurchsichtigen gesinterten Proben. Die Temperatur, bei der diese Erscheinung eintritt, wurde als Temperatur der beginnenden Schmelzung betrachtet.

Der Kalinephelin bildet mit Carnegieit ein Eutektikum, mit Nephelin ist er aber in festem Zustande unbeschränkt mischbar. Die Umwandlungs-



temperatur des Nephelins wird durch Beimischung des Kaliophilits erhöht, und zwar bei einem Gehalt von 35 %  $\text{KAlSi}_3\text{O}_4$  um mehr als  $150^\circ$ . Bei 35 %  $\text{KAlSi}_3\text{O}_4$  schließt sich an die Umwandlungskurve im Zustandsdiagramm eine fortwährend ansteigende Schmelzkurve an. Wahrscheinlich ist bei sehr kalireichen Gemischen eine Mischungslücke noch vorhanden, welche durch das Auftreten der rhombischen Modifikation verursacht wird.

Diese Ergebnisse scheinen den natürlichen Vorkommen entgegenzusetzen, da man nur Nephelin-Mischkristalle bis zu einem Gehalt von 32 %  $\text{KAlSi}_3\text{O}_4$  kennt, andererseits Kaliophilite mit maximal 10 %  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ . Indessen könnten nur Paragenesen von kaligesättigten Nephelinkristallen neben natrongesättigten Kaliophiliten die Unrichtigkeit der oben dargelegten Mischungsverhältnisse, die bis zu einem Gehalt von 70 %  $\text{KAlSi}_3\text{O}_4$  feststehen dürften, beweisen. Daß man keinen Nephelin mit mehr als 32 %  $\text{KAlSi}_3\text{O}_4$  bis jetzt fand, führt Verf. auf die Seltenheit einer entsprechend intensiven Zufuhr an Kali zurück.

Besonders interessant ist die Beziehung zwischen hexagonalem und rhombischem  $\text{KAlSiO}_4$ , wclch letzteres bereits LEMBERG (cf. WEYBERG, Centralbl. f. Min. etc. 1908. 401) dargestellt hat. Der Kaliophililit ist die bei niederer Temperatur beständige ( $\beta$ -)Phase, der Umwandlungspunkt liegt etwa bei  $1540^\circ$ . Ähnlich wie im System  $\text{SiO}_2$  auch bei niederen Temperaturen die  $\alpha$ -Phase bei synthetischen Versuchen auftrat (cf. N. FENNER, Am. J. Sci. (4) 36. 1913. 339), so läßt sich auch die rhombische Modifikation des  $\text{KAlSiO}_4$  weit unterhalb  $1540^\circ$  darstellen. Durch die Beimengung des Natronnephelins wird die Umwandlungstemperatur erhöht, d. h. die  $\beta$ -Phase des  $\text{KAlSiO}_4$  nimmt mehr vom Natron-Molekül auf als die  $\alpha$ -Kristallart.

Betreffs der Zusammensetzung natürlichen Nephelins ist man über den  $\text{SiO}_2$ -Überschuß noch nicht im klaren. CLARKE nimmt an, daß  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  alsdann in fester Lösung sich befinde, ebenso SCHALLER und BOWEN. THUGUTT schreibt dem Nephelin eine komplizierte Zusammensetzung  $8\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 4\text{Na}_2\text{Al}_2\text{O}_4 \cdot 3\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$  zu und führt jede Abweichung auf mitanalytierte Zersetzungsprodukte zurück. Demgegenüber ist zu bedenken, daß auch bei den reinsten synthetischen Nephelinpräparaten diese Abweichungen sich finden. Außerdem sprechen die künstlichen und natürlichen Mischkristalle (cf. Pseudonepheline) gegen die Annahme THUGUTT's einer bestimmten Formel. Am wahrscheinlichsten ist doch die Annahme einer isomorphen Mischbarkeit des Nephelins mit Albit, nimmt er doch auch Kalk in fester Lösung auf, der den mit ihm so häufig paragenetisch verknüpften Plagioklasen entstammt. Für die Zusammensetzung des natürlichen Nephelins sind also die Moleküle  $\text{NaAlSiO}_4$ ,  $\text{KAlSiO}_4$ ,  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  und  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  bestimmend; in kleinerem Umfange ersetzt auch  $\text{H}_2\text{O}$  die Alkalien. An 9 ausgesuchten Analysen zeigt BOWEN, daß bei hohem Albitgehalt nur wenig Anorthitmolekül im Nephelin enthalten zu sein pflegt und umgekehrt.

Der merkwürdige verzwilligte Nephelin vom Etinde (W-Afrika), den ESCH (SitzBer. Berl. Akad. 18. 1901. 400) beschrieb, dürfte mit der rhombischen kalireichen Form übereinstimmen (ESCH vermutete allerdings trikline Syngonie). Verf. hatte früher (Am. J. Sci. (4) 33. 1912. 572) geglaubt, dieser Nephelin ESCH's sei natürlicher Carnegieit, was jetzt als unrichtig erwiesen sein dürfte.

Komplexe Mischkristallarten wie Glimmer, Pyroxene und Amphibole sowie auch der Nephelin vereinfachen den Kristallisationsverlauf eines Magmas dadurch, daß sie viele von dessen Komponenten aufnehmen. Insbesondere hat Verf. schon früher nahegelegt, die Nephelinsyenite als nahe verwandt mit glimmerführenden subalkalinen Gesteinen, den Biotitgraniten, zu betrachten, seien sie doch ein an flüchtigen Bestandteilen reiches Residuum der granitischen Magmen. Aus vorliegender Arbeit geht hervor, daß gerade das im Glimmer auftretende Molekül  $\text{KAlSiO}_4$  dem Nephelin sich ebenfalls beimischt. Ferner ist das Vorkommen von durchschnittlich über 10% Plagioklas-Molekülen im Nephelin für das Verständnis des Chemismus der Ijolithe und Nephelinite von Bedeutung,

zumal die Nephelinite gewöhnlich mit plagioklasführenden Gesteinen vergesellschaftet zu sein pflegen.

Als Fixpunkt des geologischen Thermometers ist die Umwandlungstemperatur des Nephelins ( $1248^{\circ}$ ) nicht verwendbar, da die ihm beigemengten Stoffe dieselbe stark erhöhen. Das Fehlen eines natürlichen Carnegieits mag indessen als Anzeichen dafür betrachtet werden, daß der Nephelin sich aus den Magmen bei Temperaturen unterhalb  $1325-1350^{\circ}$  ausgeschieden hat. Das von Esch beobachtete Auftreten einer pseudohexagonalen verzwilligten Form darf nicht als Beweis für Kristallisation bei sehr hoher Temperatur gelten.

W. Eitel.

---

Duparc, Louis: Contribution à l'analyse des silicates naturels. (Bull. soc. fr. min. 42. 1919. 138—241)

---

## Einzelne Mineralien.

G. Flink: Trigonit und Dixenit, zwei neue Mineralien von Långbanshyttan. (Geol. Fören. Förh. 42. 1920. 436—452.)

Trigonit. Das Mineral kommt nur in Kristallen, angewachsen auf Spaltflächen von mit Hausmannit imprägniertem Dolomit zusammen mit ged. Blei und ein paar noch nicht untersuchten Mineralien vor, von welchen wenigstens das eine ein Bleisilikat sein dürfte. Die Kristalle erreichen eine Länge von  $\frac{1}{2}$  cm. Sie sind in der Regel in hypoparalleler Orientierung zusammengewachsen. Sie gehören zur domatischen Klasse des monoklinen Systemes. Aus den Fundamentalwinkeln  $101:001 = 56^{\circ}01'$ ,  $10\bar{1}:001 = 58^{\circ}08'$  und  $110:010 = 42^{\circ}58'$  wird das Achsenverhältnis:

$$a:b:c = 1,0739:1:1,6590; \beta = 91^{\circ}31'$$

berechnet. Folgende Formen sind beobachtet:

a (100) b ( $\bar{1}00$ ) c (001) d ( $00\bar{1}$ ) e (010) p (101) q ( $\bar{1}0\bar{1}$ ) r ( $10\bar{1}$ ) s ( $\bar{1}01$ )  
f (011) g (012) h (014) i ( $01\bar{1}$ ) m (110) k ( $\bar{1}10$ ) l (210) n (111) o ( $11\bar{1}$ ).

Der Habitus der Kristalle wurde gewöhnlich durch die Kombination e (010) c (001) r ( $10\bar{1}$ ) q ( $\bar{1}0\bar{1}$ ) bestimmt, wodurch die Kristalle dreiseitigen Prismen ähneln. (Daher der Name Trigonit.)

Sehr ausgeprägte Spaltbarkeit // (010). Weniger ausgeprägte Spaltbarkeit // (101). Härte 2—3.

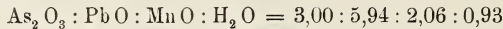
Farbe gelb in verschiedenen Nuancen, von blaß schwefelgelb bis braun. Durchscheinend bis durchsichtig. In 010 bildet eine Auslöchungsrichtung  $44\frac{3}{4}^{\circ}$  mit der c-Achse im stumpfen Winkel  $\beta$ . Die Brechungsindizes wurden von Dr. N. ALSÉN mit Mischungen von Schwefel und Selen bestimmt.  $\gamma = 2,16 \pm 0,02$ ,  $\alpha = 2,08 \pm 0,02$ .  $\gamma - \alpha$  (in 010)  $\sim 0,06$ . — Dichte = 8,28.

Die chemische Untersuchung (von Dr. R. MAUZELIUS) ergab:

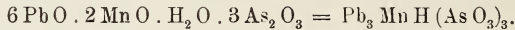
	I.	II.	III.	Mittel	
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	28,95	28,72	—	28,83	0,146
PbO . . . . .	63,43	63,38	—	63,40	0,284
CaO . . . . .	—	0,23	—	0,23	0,004
FeO . . . . .	—	0,15	—	0,15	0,002
MnO . . . . .	—	6,79	—	6,79	0,095
MgO . . . . .	—	0,11	—	0,11	0,003
H <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	0,81	0,81	0,045
Nicht gelöst . . .	—	0,13	—	0,13	—
				100,45	

Das Mineral löst sich leicht in verdünnter Salpetersäure. Enthält Spuren von Cl. Schmilzt leicht zu einer dunkelroten Flüssigkeit, welche Wasser abgibt. Daß dreiwertiges As vorliegt, ergibt sich aus der Leichtigkeit, mit welcher das Arsenik von H<sub>2</sub>S gefällt wird, sowie aus der Analysensumme. Außerdem wurde dreiwertiges Arsen im Rückstand nach der Wasserbestimmung direkt nachgewiesen.

Werden CaO mit PbO und FeO sowie MgO mit MnO zusammengeführt, so erhält man:



oder



Dixenit. Das Mineral kommt auf Stufen von Skarn-impregniertem Hämatit oder von Erz-impregniertem Dolomit zusammen mit Baryt und einem grasgrünen, unbekanntem Mineral vor. Frei ausgebildete Kristalle wurden nicht wahrgenommen, sondern nur Lamellen, die in einem Falle hexagonalen Umriß zeigten. Röntgenogramme zeigen hexagonale oder rhomboedrische Symmetrie mit der Achse senkrecht zu den Blättern (G. AMNHOFF).

Härte 3—4. Glimmerähnliche Spaltbarkeit. Die Blätter sind spröde.

Farbe glutrot. Optisch einachsigt positiv. Kein Pleochroismus. Mittlerer Brechungsindex, mit Hilfe von Lösungen von As<sub>2</sub>S<sub>3</sub> in Methylenjodid von Dr. N. ALSÉN bestimmt, ergab  $1,96 \pm 0,02$ . — Dichte = 4,20.

Die Analyse (Dr. R. MAUZELIUS) ergab:

As <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	30,55	0,154
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,09	0,001
SiO <sub>2</sub> . . . . .	8,66	0,144
CuO . . . . .	3,38	0,042
FeO . . . . .	4,54	0,063
MnO . . . . .	48,94	0,689
MgO . . . . .	0,50	0,012
CaO . . . . .	0,28	0,005
H <sub>2</sub> O . . . . .	3,38	0,188
	100,32	

Das Mineral löst sich leicht in HCl, während ein Teil der Kieselsäure abgeschieden wird. Beim Lösen in  $\text{HNO}_3$  entwickelt sich ein rotbraunes Gas. Läßt man die Phosphorsäure außer acht und führt  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  und  $\text{FeO}$  zusammen, so erhält man:

$\text{As}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 : \text{CuO} : \text{FeO} : \text{MnO} : \text{H}_2\text{O} = 4,0 : 3,7 : 1,1 : 2,1 : 18,1 : 4,9$ , woraus man die Formel  $(\text{HO Mn})_{10} \text{Mn}_8 \text{Cu Fe}_2 (\text{SiO}_2)_4 (\text{AsO}_3)_8$  erhält.

Eine einfachere Deutung ist:  $(\text{HO Mn})_2 \text{Mn}_3 \text{SiO}_3 (\text{AsO}_3)_2$ , welche folgende Übereinstimmung zeigt:

	Gefunden	Berechnet
$\text{As}_2\text{O}_3$ . . . . .	30,5	31,4
$\text{SiO}_2$ . . . . .	8,7	9,6
$5 \text{MnO}$ . . . . .	57,4	56,2
$\text{H}_2\text{O}$ . . . . .	3,4	2,8
	100,0	100,0

Der Name ist von  $\delta\iota$  = zwei und  $\xi\acute{\epsilon}\rho\omicron\varsigma$  = Fremder hergeleitet.

Aminoff.

**Per Geijer:** The cerium minerals of Bastnäs at Riddarhyttan. (Sveriges Geol. Undersökning. Ser. C. No. 304. 5—24.)

Das Vorkommen von Cerium-Mineralien bei Bastnäs ist wahrscheinlich die größte primäre Konzentration von Cerium-Metallen, die man kennt. Im Gegensatz zu anderen Konzentrationen von seltenen Erdarten ist sie nicht an Pegmatit gebunden.

Verf. gibt eine Übersicht von dem, was zuvor von den genannten Cerium-Mineralien bekannt ist, teilt einige neue optische Bestimmungen mit und beschreibt ein neues Mineral (Törnebohmit).

Folgende Mineralien kommen in der Assoziation vor (die mit \* versehenen sind vom Verf. selbst angetroffen, die anderen aus der Literatur zitiert): Gold; \*Bismuthinit; \*Molybdenit; \*Kupferkies; \*Linneit; \*Quarz; ?Cuprit; \*Magnetit; \*Fluocerit. Dieses Mineral ist für Bastnäs neu, kommt in 0,2 bis 1,5 mm großen Körnern in dem Ceriterz vor. \*Bastnäsit: Als Mittel von Bestimmungen an 4 Prismen wurde erhalten:  $\omega = 1,7225$ ,  $\epsilon' = 1,8242$ ,  $\epsilon' - \omega = 0,1017$  ( $\epsilon'$  wahrscheinlich nicht sehr von  $\epsilon$  verschieden); \*Lanthanit; \*Malachit; \*Aktinolith. Optisch negativ;  $c:c = 17\frac{1}{2}^\circ$ ; größter Brechungsindex 1,624—1,629 (Immersionsmethode); \*Orthit. Prüfung auf Radioaktivität ergab negatives Resultat. \*Cerit. Doppelbrechung sehr niedrig (0,002). Brechungsindizes hohe. Eine (nicht exakte) Bestimmung nach der Prismamethode ergab 1,81 (Na-Licht). Sehr schwach pleochroitisch in licht rosa Farben. Prüfung auf Radioaktivität mit dem Elditroskop ergab  $< 0,0005$  Uranium-Einheiten. \*Törnebohmit. Neues Mineral. Licht olivengrün. Härte 4,5. Keine regelmäßige Spaltbarkeit. Brechungsvermögen ungefähr wie Cerit. Doppelbrechung viel höher,  $\gamma - \alpha = 0,028 - 0,030$ ,  $\beta - \alpha \sim 0,001$ . Zweiachsig,  $2E = 49^\circ$ . (Wenn  $\beta = 1,81$  angenommen wird, berechnet man  $2V = 26^\circ 30'$ .)



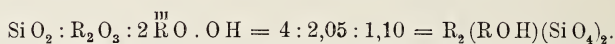
Dispersion stark  $v > \rho$ . Optisch  $+$ . Absorption:  $a =$  licht rosa bis grünlich gelb,  $b =$  bläulich grün,  $c =$  licht rosa,  $b > a = c$ . Auffallend ist die bedeutende Differenz in der Absorption in den beiden Richtungen  $a$  und  $b$ , wo die Brechungsindizes sehr wenig voneinander verschieden sind. Das Mineral bildet keine Kristalle, zeigt in einigen Dünnschliffen orientierte lamellare Zusammenwachsung mit Orthit. Dichte 4,94. Die Analyse wurde von Dr. R. MAUZELIUS gemacht:

Si O <sub>2</sub> . . . . .	22,05	0,367
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	27,52	0,084
(La, Di) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	34,85	0,106
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,55	0,084
FeO . . . . .	1,91	0,027
MnO . . . . .	0,05	0,001
MgO . . . . .	0,49	0,012
CaO . . . . .	0,23	0,004
F <sub>2</sub> . . . . .	0,29	0,007
Glühverlust . . . . .	1,70	0,094
Kupferkies . . . . .	0,96	
Molybdenit . . . . .	n. best.	
Unlöslich . . . . .	0,95	
	<hr/>	
	99,55	

Wird RO als R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> berechnet, so erhält man:

$$\text{Si O}_2 : \text{R}_2 \text{O}_3 : \text{H}_2 \text{O} = 0,367 : 0,289 : 0,101 = 4 : 3,15 : 1,10$$

oder



Das Mineral gehört also zur Andalusit-Topas-Gruppe.

Es ist in chemischer wie auch in physikalischer Hinsicht eine unverkennbare Ähnlichkeit mit Cerit vorhanden und Verf. diskutiert die Möglichkeit, daß Törnebohmit eine primäre, nicht umgewandelte Form von Cerit sei, welche seinerseits ein Hydratationsprodukt wäre. Intermediäre Stadien in Doppelbrechung zwischen den beiden Mineralien kommen jedoch nicht vor und die Doppelbrechung von Cerit variiert nicht. Der in der Assoziation auftretende Orthit ist auch ganz frisch. Schließlich spricht die lamellare Verwachsung mit Orthit und die Tatsache, daß Törnebohmit etwas jünger als Cerit ist, gegen eine solche Annahme und Verf. ist der Meinung, daß eine selbständige Mineralspezies vorliegt. Dieselbe wurde nach dem schwedischen Geologen A. E. TÖRNEBOHM benannt.

? Biotit; \* Talk, Asphalt.

Betreffs der Paragenesis macht Verf. folgende Beobachtungen: Malachit, Asphalt und Lanthanit sind sekundär gebildet. Die primären Mineralien bilden drei paragenetische Typen, nämlich das Ceriterz, die Orthitadern und das Aktinolithgestein. Das Ceriterz besteht aus einem feinkörnigen Aggregat von Cerit, mit Bastnäsit und gewöhnlich etwas Törnebohmit und Orthit. Der seltene Fluocerit gehört auch zu dieser

Assoziation. Das Ceriterz ist von den Orthitadern durchsetzt. Diese sind jünger als der Cerit und sind Substitutionsadern. Mit dem Orthit zusammen kommen Sulfide, Bastnäsit und Talk vor. Bastnäsit im allgemeinen jünger als Orthit, Bismuthinit praktisch gleichzeitig mit Bastnäsit gebildet. Die auf den Halden vorkommende Assoziation von Orthit und Aktinolith (mit wenig Kupferkies) ist nicht scharf abgegrenzt gegen die Ceriterze mit Orthit auf der einen und dem aktinolithführenden Magnetit auf der anderen Hand.

Die Cerium-Lagerstätten bei Bastnäs sind gebildet durch Prozesse von derselben Natur, die bei der Bildung eines typischen Kontaktes wirksam sind: metasomatische Substitutionen von Kalkstein bei hoher Temperatur durch wahrscheinlich gasförmige Verbindungen. Aminoff.

**J. Schetelig:** Högbomit i norsk jernmalm. (Norsk Geol. Tidsskr. 4. 249—253. 1918.)

Das von A. GAVELIN beschriebene neue Mineral Högbomit (ref. dies. Jahrb. 1920. -129-) wurde vom Verf. im korundführenden Eisenerz (Magnetitkorundit) von Rödsand in Söndmøre, Westnorwegen, und auch in einigen Erzproben aus Westnorwegen ohne nähere Fundangabe gefunden. Vermutlich ist der Högbomit in den westnorwegischen Eisenerzen ein ziemlich verbreitetes Mineral. Er wurde nur zusammen mit dem Korund angetroffen. Pentti Eskola.

**Otto M. Reis:** Einzelheiten über Bau und Entstehung von Enhydros, Calcitachat und Achat. I. und II. Teil. (Sonderabdruck aus den Geognost. Jahresh. 1916/17 und 1918. XXIX, XXX. 81—298; XXXI. 1—92. Mit 54 Abb. und 6 Tafeln. München 1920.)

„Da die in einer Anzahl von Schriften zur Achatbildung herangezogene Diffusionstheorie beansprucht, in sehr vielen, auch praktisch wichtigen Gegenständen der Mineralanreicherung in Gesteinen, ausschlaggebende Erklärungen zu liefern, schien es nötig, näher auf die jüngste Achattheorie einzugehen und Tatsachen im einzelnen zu behandeln, welche bisher wenig berücksichtigt, bezw. nicht bekannt waren. — Die mitgeteilten Tatsachen lassen die Wagschale nicht auf die Seite der Pigment-Diffusionstheorie sinken.“

Bei einer Besprechung des betreffenden Achatbuchs des einen der Ref. wurde vermißt, daß darin die Enhydros nicht behandelt sind. Deshalb wird das außerordentlich gut ausgestattete, aber schwer lesbare Werk mit einer Besprechung der Enhydros begonnen. „Wir sehen in dieser Art Erfüllung der Eruptivgesteinsblasen nichts, was irgendwie mit Pigment-Diffusionen zusammenhängen könnte. Dagegen liegen deutlichere Appositionskennzeichen vor. — Beim Enhydros äußert sich gegenüber den übrigen Achaten ein langsamer und mangelhafter Nachschub von  $\text{SiO}_2$ -Lösung, welche außerdem in mehreren Hauptabsätzen geschieht, während welcher Zeit sich die Kristallisations- und Ausfällungsbedingungen auch durch äußere

Ursachen erheblich geändert haben müssen.“ „Aus dem Bau des Enhydrosanteils beim Enhydros geht unzweifelhaft hervor, daß der innere Hohlraum mit dem Luft- und Flüssigkeitsinhalt keine später entstandene Schrumpfungshöhle in der Kieselsäuregallerte sein kann, sondern ein fortbestehender Teil der ursprünglichen Blasenöhle ist, welche zuerst gas- und später lösungsführend ist, deren jüngste Absätze aber immer auf der Innenseite der älteren nach dem Mittelraum zu erfolgen<sup>1</sup>.“

„Calcitachat ist ein Achat mit deutlicher Feinbänderung und allen übrigen Anzeichen echten Achatwachstums, der aber nur zu 20 % aus Kieselsäure, im übrigen aus Calcit besteht. — Er ist bis jetzt in einem Mittellager der Effusivdecke Gangelsberg—Thalböckelheim in wenigen Stücken gefunden worden.“ — „Die mögliche Entstehung des Calcitachats könnte darin gesehen werden, daß, während sonst in die erste äußerste Achathülle Carbonatlösung eindringt und in von der Kieselsäure getrennten Kristallen im Falle rascherer Ansaugung nach innen auswächst und später sonst nur Kieselsäure als Nachschub vordringt, beim Calcitachat letztere irgendwie im Rückstand bleibt und auch in späteren Stadien reichlich Carbonatlösung eindringt.“

Es wird hier die Möglichkeit der Beteiligung von Kalkcarbonat in kolloider Lösung erörtert: „Nach NEUBERG (1907) entsteht Kalkgallerte in Lösungen von CaO in Methylalkohol, Holzgeist durch Einleiten von CO<sub>2</sub>, welches Kolloid mit einer Reihe organischer Solvenzien (Benzol etc.) mischbar wird. Nun finden sich gerade in basischen Gesteinen als Produkte der Diagenese und Metamorphose Petroleum und Asphalt, sowie in Lava Kohlehydrate; es wäre denkbar, daß verwandte Vorgänge hier die Entstehung von gallertigem Kalkcarbonat beförderten.“

Beim Calcitachat sind drei Bildungsperioden zu unterscheiden: Erst traten zahllose isolierte Kristallkeime von sog. „Feinchalcedon“ auf; dann erschien ein Hydrosol von CaCO<sub>3</sub>, aus welchem Vaterit entstand, dessen radialstrahliger Bau sich in der Anordnung der Feinchalcedon-Flitterchen noch bemerkbar machen kann — das  $\pm$  konstante Mischungsverhältnis von Kieselsäure und Kalk bleibt unerklärt —; endlich erfolgte, vielleicht unter Hinzutritt weiterer Kalklösung, Umkristallisation zu Calcit.

Es kommen auch vor: Calcitachate mit Kieseloiden und Silikateinschlüssen oder solche mit Tütenstruktur. „Es ist die Entstehung letzterer Strukturmerkmale nicht an diffusionsartige Pigmenteinwanderung gebunden, sondern an bänderungsartige Auskristallisationen in viskosen Medien, wie z. B. auch an die Bildung von Frostkristallisationen in Gelatinelösung<sup>2</sup>.“

Auch in der nun folgenden Fülle der interessanten Einzelbeschreibungen der Struktur verschiedener „Vollachate“ (Chalcedonachate) gibt es einige

<sup>1</sup> In einer Enhydrosstheorie des Ref. (vgl. Centralbl. f. Min. etc. 1912, 193) wurden weder Diffusionsvorgänge, noch eine präexistierende Gallerte oder eine Schrumpfung derselben angenommen.

<sup>2</sup> Also rhythmische Kristallisation. Diese ist in physikalisch-chemischer Hinsicht der rhythmischen Fällung wesensgleich. Denn auch hier handelt es sich um Uebersättigungsvorgänge. Ref.

Stellen, welche einen Einblick tun lassen in das, was Verf. darzustellen beabsichtigte. So sagt er von deren Pigment: „Es befindet sich auslaugbar zwischen den Fasern, umhüllt und verkittet diese in Tropfen- etc. Form. Es ist nur kein Pigment vorgekommen, von dem man sagen könnte, es stecke in dem Faserkörper der Kieselsäureausscheidung drinnen, die Achat-Kieselsäureauskristallisation habe es als älteres Element gleichsam einverleibt. Die Pigmentbildung ist überwiegend jünger als die Faser- und Schichtfugenbildung; ihre Streifenordnung ist wohl abhängig von der Durchlässigkeit der Faserung und der Konzentration des Eisenoxydgel. Es handelt sich um eine Eisenoxyddurchsinterung — —.“

Wie „Durchsinterungen“ mit Eisenoxyd werden auch solche mit Kieselsäurelösung angenommen. Ist der erste Kieselsäureabsatz sehr dicht, so ist es möglich, daß wohl noch Carbonatlösung durchdringt, nicht aber mehr kolloide oder hochgradig konzentrierte (echte) Kieselsäurelösung. Dies wird als „osmotische Wirkung“ bezeichnet.

Die Generationen der untersuchten deutschen Achate folgen recht gesetzmäßig auf einander: 1. Gemisch von Seladonit, Delessit und Calcit, darauf eine eisenoxydreiche Schicht und schließlich  $\pm$  reiner Chalcedon, alles zusammengefaßt als erste Generation. 2. Die zweite Generation beginnt mit „Zwischencalcit“, dann der eigentliche „Achat No. 2“, auf den eventuell Calcitachat folgen kann. 3. Die bekannten Restfüllungen von Quarz.

Für mehrfache Unterbrechung des Füllvorganges der ursprünglich gashaltigen Drusenräume werden eine ganze Reihe von Gründen angeführt, z. B. die Bildung traubiger bzw. geperelter Schichtgrenzen als freier Oberflächen, ferner Diskordanzen der Achatschichtung, namentlich des Achat No. 2.

Die Unterschiede der Ausbildungsweise der einzelnen Generationen sollen auf Zustandsänderungen im Muttergestein (Abkühlung, Druck auflastender Neurgüsse) beruhen.

Die Form der Drusen verrät noch das ursprüngliche plastische Verhalten des Muttergesteins: Die Unterseite (stratigraphisch genommen) der Drusen ist in der Regel flacher als die Oberseite. Dabei ist die endgültige Drusenform oft erst zu einer Zeit erreicht worden, als die Drusenwände schon durch die ersten Füllmassen ausgekleidet waren, welche bei den nachträglichen Deformationen oft zerbrochen sind. Die horizontalen, über dem Boden mancher Drusen lagernden Achatschichten erscheinen dem Verf. als „hydrostatische Ausgleichungsflächen“, da sie bei im Anstehenden benachbarten Drusen einander parallel liegen und durch Körnerlagen, also einer Art von Sedimentation, kleinster Quarze ausgezeichnet sind. Klimatische Bedingungen werden für die Entstehung dieser selteneren Art von Drusenfüllung mit in Betracht gezogen.

Was die Mineralnatur des Füllmaterials betrifft, so schließt Verf. aus verschiedenen Beobachtungen, daß in den einzelnen Generationen entweder Opal oder Chalcedon als feste Phase auftrat, aber keine Umwandlung von Opal in Chalcedon stattgefunden hat. Wohl wurden Opalkörnchen von Chalcedon umwachsen, und gelegentlich hat auch sekundärer Opal die Zwischenräume zwischen Chalcedonfäserchen erfüllt, wo diese locker aggregiert waren. (Beim Enhydros wurde auch der Fall

beobachtet, daß Quarz und Chalcedon einer und derselben Generation angehören.) Die sog. Anfangssphärolithe (gestaltlich Halbsphärolithe) gelten als Ausdruck besonders hoher Viskosität der Lösung.

Auf dem Opalgehalt der Chalcedonfasern beruht nach üblicher Annahme die bekannte mikroskopisch feinste Bänderungserscheinung der Achate, die Verf. als „Feinstriefung“ = „Zusammenziehung des Opalbestandes zu Zonen innerhalb der Fasern“ beschreibt. Dagegen wird eine andere Art von Bänderung in einer schwer verständlichen, von der üblichen abweichenden Weise erklärt, nämlich die Zickzackbänder, die durch gleichen Polarisations-ton zwischen  $\perp$  Nicols bedingt sind und sonst auf gleichsinnige und  $\pm$  gleichmäßig vorschreitende Drillung aller Chalcedonfasern einer Generation zurückgeführt wird. Zu dieser älteren Erklärungsweise paßt übrigens die neue Beobachtung des Verf.'s, daß diese „Runzelschichtung“ oder „Überbänderung“ (wie er sie nennt) auf Bruchflächen ein Relief hervorruft, der sich offenbar mit wechselnder Orientierung Kohäsionsunterschiede des Fasergefüges bemerkbar machen. Die Verschmelzung der anfänglichen feinstkörnigen Chalcedonkriställchen zu Fasern, Faserbüscheln und Büschelpaketen wird unter Annahme nachträglichen radialen Lösungsdurchzuges erklärt.

Die Annahme eines Opalgehaltes im Chalcedon wird durch Untersuchungen über die Wasserabgabe des erhitzten Chalcedonpulvers (Entwässerungskurven) gestützt. Der Wassergehalt des Chalcedons kann nur zum kleineren Teil hygroskopisch sein, da zwischen 380 und 450° viermal soviel (? konstitutiv gebundenes) Wasser entweicht als bei tieferen Temperaturen. Ein optisch hohen Opalgehalt verratender Chalcedon gab besonders viel Wasser ab. Selbst der oben erwähnte Feinchalcedon ist wasserhaltig.

Zum Vergleich mit der Achatbildung werden die diagenetischen Verkieselungserscheinungen herangezogen, welche zu den sog. Hornsteinen geführt haben. Auch hier sind mehrere Generationen der Kieselausscheidungen erkennbar, die ersten Opalausflockungen in Fossilhöhlräumen, als Restfüllungen auch hier häufig Quarz. Mit der Kieselsäure-Einwanderung geht Abwanderung des Kalkes aus dem ursprünglichen Sediment parallel.

Die Ausführungen über die stalaktitenähnlichen Gebilde seien in wörtlichen Auszügen wiedergegeben: „Es ist hervorzuheben, daß die Stalaktoiden (solche mit Achsenkanal und ohne) hauptsächlich von einer als Bodenfläche zu bezeichnenden flachen Seite nach oben wachsen. Es ist aber auch zugleich das Umgekehrte beobachtet.“ In einem anderen Fall handelt es sich um „einen wesentlich richtigen Carbonatstalaktiten, dessen Formen durch das Chalcedonwachstum überrindet wurden. Es gibt aber auch Achsenkanal-Stalaktoiden, welche von oben nach unten gerichtet sind; noch häufiger solche, in welchen diese Bildungen von der Seite nach unten vorrücken. Die Ursache des dendritischen Auswachsens muß also im Innern der Blase bzw. gelegentlicher Gangluftzerreißung gelegen sein; es kann nicht, wie bei der Annahme von GERGENS und LIESEGANG hinsichtlich der Bildungsweise der Silikatgewächse lediglich der Auftrieb mitbestimmend gewesen sein.“

Nach der aus 181 Paragraphen bestehenden Zusammenfassung „rückt die Achatbänderung aus der Begriffssphäre einer Vorentstehung durch

Diffusionserscheinungen in einer im wesentlichen flüssigen Masse in die Sphäre der sich festigenden Kristallisationsentstehung eines faserigen Minerals, wodurch die ganze Tendenz unserer Anschauungen gekennzeichnet ist<sup>2</sup>.

R. E. Liesegang, W. Wetzel.

G. Cesáro: Periclasia artificiale. Genesi probabile della periclasia del Somma. (Riv. min. crist. Ital. 48. 1917. 80—81.)

Magnesiumchlorid zur Rotglut erhitzt, bildet sich in kristallisiertes MgO um. Wahrscheinlich haben in den kalk- und magnesiumhaltigen Auswürflingen des Mte. Somma HCl enthaltende Dämpfe die Bildung von MgCl<sub>2</sub> bewirkt, das sich alsdann durch Wärmewirkung in MgO umgewandelt hat.

Millosevich.

F. Stella Starrabba: Nefelina di Parco Chigi (Ariccia) nei Monti Albani. (Riv. min. crist. Ital. 48. 1917.)

Der Nephelin entstammt einem metamorphen Auswürfling von folgender Zusammensetzung: vorwiegende Biotitblättchen, die 3—5 mm breit und in der Richtung der Kante (111):(001) bis zur Länge von 15—20 mm gestreckt sind, mit sehr kleinem Achsenwinkel; dazwischen kristalliner Sanidin, kleine Biotitlamellen, Augit und Hornblende. Die Biotittafeln enthalten mitunter so viele Sanidineinschlüsse, daß eine poikolitische Struktur entsteht. Miarolitische Hohlräume mit Kristallisationen obiger Mineralien sind häufig; dazu kommen außerdem sehr klare, farblose Kriställchen von Nephelin und honiggelbe Titanite, die ausschließlich dem Biotit und Sanidin, jedoch niemals dem Nephelin aufsitzen.

Der Nephelin ist gewöhnlich prismatisch, seltener tafelig nach der Basis ausgebildet. Die gewöhnlichen Kombinationen sind: {1010}, {1120}, {1011}, {0001} und {1010}, {1120}, {1011}, {2021}, {0001}. Vielleicht tritt auch {1012} auf. Spez. Gew. 2,65. Mittels des VOIGT'schen Monochromators wurden am {1010} folgende Brechungsindizes bestimmt:

FRAUNHOFER'sche Linie	$\lambda =$	$\omega =$	$\varepsilon =$	$\omega - \varepsilon$
A . . . . .	760	1,5366	1,5332	0,0034
A <sub>95</sub> a . . . . .	721	1,5375	1,5341	34
B . . . . .	687	1,5383	1,5349	34
C . . . . .	656	1,5392	1,5357	35
C <sub>50</sub> D . . . . .	623	1,5403	1,5369	34
D . . . . .	589	1,5417	1,5382	35
Tl . . . . .	535	1,5443	1,5408	35
E . . . . .	527	1,5448	1,5411	37
F . . . . .	486	1,5480	1,5443	37
G . . . . .	431	1,554	1,550	—
G <sub>60</sub> H . . . . .	410	1,556	1,552	—

Für die Analyse stand nur wenig, aber sehr reines Material zur Verfügung. Cl und Mn wurden in geringen Mengen qualitativ nachgewiesen,  $P_2O_5$  und  $MoO_3$ , wclch letzteres in einigen Sodalithen vorkommt, konnten nicht aufgefunden werden. Besondere Sorgfalt wurde der Bestimmung der  $SiO_2$  zugewandt. Die Analyse ergab:

$SiO_2$ . . . . .	42,57	0,706	—	—	2,12
$Al_2O_3$ . . . . .	33,58	0,329	} 0,333	—	1
$Fe_2O_3$ . . . . .	0,68	0,004			
$CaO$ . . . . .	2,15	0,038	} 0,040	}	1,01
$MgO$ . . . . .	0,06	0,002			
$Na_2O$ . . . . .	14,48	0,234	} 0,295	}	
$K_2O$ . . . . .	5,73	0,061			
Cl . . . . .	merkl.Sp.	—			
$SO_3$ . . . . .	0,29	0,004			
$H_2O +$ . . . . .	0,15	—			
	<u>99,69</u>				

Nach ZAMBONINI's Auffassung<sup>1</sup> bestehen die Nepheline aus einer festen Lösung von  $(Ca Mg) Al_2 Si_2 O_8$  und  $K_2 Al_2 Si_2 O_8$  in wechselnden Verhältnissen und einem „Residuum“, das einer Verbindung von  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$  und  $SiO_2$  von jeweils wechselnder Zusammensetzung entspricht, die den bisherigen Analysen zufolge zwischen  $Na_2 Al_2 Si_2 O_8$  und  $Na_2 Al_2 Si_3 O_{10}$  zu liegen scheint. Außerdem lassen verschiedene Analysen auf die Beimischung eines Silikates  $Na_2 Si O_3$  schließen.

Unter a sind im nachstehenden die Molekularzahlen für das „Residuum“ des Nephelins von Parco Chigi, unter b und c entsprechend die zweier anderer, von ZAMBONINI (App. alla Min. vesuv. p. 27) mitgeteilter Nephelinanalysen (Monte Somma) angegeben.

	a	b	c
$Na_2O$ . . . . .	0,234	0,274	0,272
$Al_2O_3$ . . . . .	0,232	0,256	0,271
$SiO_2$ . . . . .	0,504	0,633	0,770

Die Zusammensetzung des „Residuums“  $Na_2 Al_2 Si_x O_y$  entspricht für a und c etwa  $Na_2 Al_2 Si_2 O_8 - Na_2 Al_2 Si_3 O_{10}$  und dieses ist vielleicht eine feste Lösung dieser beiden Silikate. Im übrigen besteht der Nephelin a aus  $Na_2 Al_2 Si_x O_y + 0,25 K_2 Al_2 Si_2 O_8 + 0,17 (Ca Mg) Al_2 Si_2 O_8$ , c aus  $Na_2 Al_2 Si_x O_y + 0,16 K_2 Al_2 Si_2 O_8 + 0,06 (Ca Mg) Al_2 Si_2 O_8$ <sup>2</sup>. In b müßte auch  $Na_2 Si O_3$  enthalten sein (vgl. hierzu UHLIG, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXV. 734).

In optischer Beziehung hat ZAMBONINI am Vesuv zweierlei Nepheline unterschieden: bei den einen ist  $\omega_{Na} = 1,537 - 1,538$ ,  $\epsilon_{Na} = 1,534$ , bei den

<sup>1</sup> Osservazioni sulla composizione chimica di alcuni minerali. (Rend. Acc. sc. Napoli. 16. Serie 2 a. 1914.) Dies. Jahrb. 1916. I. - 152 -.

<sup>2</sup> Im Original steht irrtümlich 0,6.

ändern  $\omega_{\text{Na}} = 1,542$ ,  $\epsilon_{\text{Na}} = 1,538$ . a gehört der zweiten Art, b und c der ersten Art an. Es wird für möglich gehalten, daß das verschiedene Verhalten durch den Unterschied im Gehalt an  $(\text{Ca Mg})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  bedingt sei.

Bergeat.

**F. Zambonini:** Leucite pseudomorfa di nefelite di Parco Chigi, presso Ariccia, nei Monti Albani. (Atti Acc. sc. Torino. 53. 1918. 445—450.)

Die Pseudomorphosen fanden sich in einem Block, der aus wechselnden Mengen von kristallinen, bis 5 mm messenden Leucitkörnern, aus Sanidin Nephelin, dunkelbraunem Granat, nebst wenig Augit und Hornblende bestand. Der an Einschlüssen arme Leucit zeigt ausgezeichnet die polysynthetische Struktur mit Doppelbrechung; der im Schliß braune Granat tritt teilweise in glänzenden Kriställchen  $\{110\}$   $\{211\}$  auf. In kleinen Hohlräumen kommen braune Granate der gleichen Kombination, nach  $\{010\}$  tafelige bis 7—8 mm große Sanidine, Leucite und gelegentlich fast farblose oder grünliche Hauyne und sehr selten auch Hornblendekriställchen vor. Dazu kommen bis zu 6 mm große, weiße Pseudomorphosen, deren Muttermineral sich häufig nicht mehr bestimmen läßt; in kleinen Hohlräumen sieht man darin klare farblose Kristallneubildungen. In den meisten Fällen aber handelt es sich deutlich um nur oberflächlich umgewandelte Kristalle von Nephelin mit  $\{0001\}$   $\{10\bar{1}0\}$   $\{10\bar{1}1\}$ , wie das die optische und chemische Untersuchung und die Bestimmung des spezifischen Gewichts am unveränderten Kern ergibt. Die pseudomorphe Kruste besteht aus Leucit, der zum größeren Teil in winzigen  $\{211\}$  mit der Zwillingstreifung ausgebildet ist. Neben ihm sind auch winzige Täfelchen von Sanidin an der Umwandlung des Nephelins beteiligt. Die den Pseudomorphosen gelegentlich aufsitzenden Granatkriställchen sind dagegen nach der Umwandlung gebildet.

Zu den verschiedenen anderen Umwandlungsprodukten des Nephelins tritt damit zum erstenmal auch der Leucit, während der umgekehrte Vorgang, nämlich die Pseudomorphosenbildung von Nephelin nach Leucit schon seit einiger Zeit bekannt ist. Verf. erklärt erstere damit, daß bei erhöhter Temperatur Kalisilikatlösung auf den Nephelin eingewirkt habe. (Über den Nephelin von hier siehe STARRABA, vorhergehendes Referat.)

Bergeat.

**F. Millosevich:** Studi su minerali del Lazio. La melilite degli inclusi nel peperino. (Rend. Acc. Lincei Roma. 30. 1921. 80—84.)

Melilithkristalle (Humboldtith) in Auswürflingen des Peperino vom Albanergebirge. Das Mineral wird begleitet von Pyroxen, Leucit, Hauyn, gelbem Granat. Formen: (001) (100) (310) (111) (201). Aus dem



Winkel (001) (111) =  $32^{\circ} 50\frac{1}{2}'$  errechnet man  $a:c = 1:0,45643$ . Spez. Gew. 2,929 bei  $15^{\circ}$ . Brechungsindizes:  $\omega_{Na} = 1,633$ ,  $\varepsilon_{Na} = 1,629$ ,  $\omega - \varepsilon = 0,004$ .

Analysen:  $SiO_2$  41,07,  $Al_2O_3$  10,47,  $Fe_2O_3$  3,80, CaO 33,92, MgO 6,02,  $Na_2O$  3,25,  $K_2O$  1,04; Sa. 99,57.

Betrachtet man Melilith und Gehlenit als isomorphe Mischungen von Äkermanit  $4MgO \cdot 8CaO \cdot 9SiO_2$ , Velardenit  $2CaO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2$ , Sarkolith  $3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$  und Natriumsarkolith  $3Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$ , so dürfte der Melilith der Einschlüsse im Peperino folgendermaßen zusammengesetzt sein: 48,5 Äkerm., 15,0 Velard., 27,5 Sark., 9,0 Natr.-Sark.

Bei passender Achsenwahl tritt der Isomorphismus zwischen Melilith, Sarkolith, Gehlenit, Äkermanit deutlich in die Erscheinung.

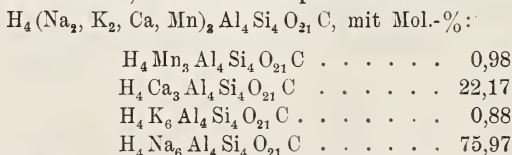
Millosevich.

**Béla Mauritz:** Über den Cancrinit von Ditró. (Mathem. u. Naturw. Ber. aus Ungarn, 30. 3. Heft. 178—190. Teubner 1915.)

Der Cancrinit bildet einen Bestandteil des bekannten Eläolithsyenits von Ditró und ist schon früher von G. TSCHERMAK und A. KOCH analysiert worden. Erneute Analyse eines rosafarbenen Cancrinites durch den Verf. hat folgende Werte (I.) ergeben; dazu unter II. die Molekularprozent-

	I.	II.
$SiO_2$ . . . . .	34,34	33,60
$Al_2O_3$ . . . . .	29,62	17,12
CaO . . . . .	5,23	5,51
MnO . . . . .	0,29	0,24
$Na_2O$ . . . . .	19,83	18,87
$K_2O$ . . . . .	0,35	0,22
$CO_2$ . . . . .	5,59	7,51
$H_2O$ . . . . .	5,16	16,93
Sa. . . . .	100,41	100,00

Von den andern bisher bekannten Cancrinitanalysen unterscheidet sich diese durch den geringeren Wert für Kieselsäure und den höheren Wert für Wasser; es wird die empirische Formel errechnet:



Es wird als erwiesene Tatsache angesehen, daß der Cancrinit in diesem Gestein sekundär aus Nephelin entstanden sei (vgl. dazu dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXV. 138 u. 735).

R. Brauns.

E. S. Larsen und G. Steiger: Sulphatic Cancrinite from Colorado. (Am. J. Sci. (4.) 42. 1916. 332—334.)

Im Uncompahgrit von Beaver Creek, Gunnison Co., Col., fand LARSEN ein körniges Aggregat eines Cancrinites, dessen  $\text{CO}_2$  zur Hälfte durch  $\text{SO}_3$  ersetzt ist. Diese Varietät ist fast farblos; Härte ca. 5; unter Aufschäumen leicht schmelzbar; leicht löslich in Säuren unter  $\text{CO}_2$ -Entwicklung und Abscheidung gelatinöser Kieselsäure in der Wärme. Dichte 2,448.

Einachsiger, optischer Charakter negativ wie beim gewöhnlichen Cancrinit, Lichtbrechung und Doppelbrechung indessen wesentlich geringer als bei diesem:  $\omega = 1,509$ ,  $\epsilon = 1,500$ ,  $\omega - \epsilon = 0,009$  in diesem Sulfatcancrinit, und  $\omega = 1,522$ ,  $\epsilon = 1,527$ ,  $\epsilon - \omega = 0,005$  in Natrodavyn. Undeutliche Spaltbarkeit parallel den Prismenflächen. Einschlüsse und negative Kristalle parallel der c-Achse angeordnet. Analyse (G. STEIGER):

	Sulfatcancrinit	Durchschnitt durch drei <sup>1</sup> Analysen von Cancrinit	Cancrinit von Litchfield, Maine
$\text{SiO}_2$ . . . . .	33,70	37,31	36,19
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	29,40	28,22	29,24
$\text{CaO}$ . . . . .	4,18	5,18	4,72
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	18,52	16,88	19,20
$\text{K}_2\text{O}$ . . . . .	1,45	1,74	0,14
$\text{H}_2\text{O}$ . . . . .	4,96 <sup>2</sup>	4,53	4,15
$\text{TiO}_2$ . . . . .	0,07	—	—
$\text{CO}_2$ . . . . .	3,18	5,89	6,11
$\text{SO}_3$ . . . . .	4,65	—	—
$\text{SrO}$ . . . . .	0,08	—	—
Summe . . . . .	100,19	99,75	99,75

Vermutlich liegt demnach ein Mineral vor, welches einen Mischkristall des reinen Cancrinites und eines für sich noch unbekanntes Sulfatcancrinites darstellt (vgl. dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXV. 740).

W. Eitel.

E. S. Larsen: Der optische Charakter des Sulfatcancrinites. (Am. J. Sci. (4.) 43. 1917. 420.)

Berichtigung einer irrthümlichen Angabe in der Arbeit über die Mineralien der Cancrinitgruppe (vorhergehendes Referat); Cancrinit und Sulfatcancrinit sind optisch negativ, Natrodavyn positiv. W. Eitel.

<sup>1</sup> Davon eine von Ditró, zwei von Brevik.

<sup>2</sup> Davon 0,72 %  $\text{H}_2\text{O}$  unterhalb 100° abgegeben.

## Minerallagerstätten.

**B. Granigg:** Zur Anwendung metallographischer Methoden auf die mikroskopische Untersuchung von Erzlagerstätten. V. Über einige Mikrostrukturen von Erzen der „Kieslager“. (Metall und Erz. 1916. 13. 169—177.)

Es werden Anschliffuntersuchungen von Erzen der „Kieslager“ mitgeteilt, soweit sie sich auf die mikroskopischen Kennzeichen der häufigsten Erze und ihrer Verwachsungsstrukturen beziehen. Genetische Betrachtungen und Dünnschliffstudien werden noch nicht gebracht.

**Pyrit:** Kennlich in den Anschliffen an seiner hellgelben Farbe, großen Härte, geringen Polierfähigkeit und Widerstandsfähigkeit gegenüber dem Einfluß chemischer Agenzien. Struktur ist bei homogenen Aggregaten eine Pflasterstruktur, bei heterogenen oft eine „Porphystruktur“. Fast immer sind die Pyritkristalle bei Gegenwart anderer Erze „deformiert“, teils chemisch, teils mechanisch. Es entstehen Breccienstrukturen, Mörtelkranzstrukturen und „Pyritknollen“. Bemerkenswert ist, daß Kupferkies häufig an den Ausspitzungen des Pyrits zu finden ist: Verf. deutet dies als ein Hinwandern an Stellen geringeren Druckes. Oft entstehen dann „Fluidalstrukturen“. Arsenkies ist etwas heller, meist idiomorphe rhombische Kristallschnitte oder Zwillinge bildend. Seine Idiomorphie gegen Pyrit wird als Zeichen höheren Alters aufgefaßt. Magnetit, dunkler grau, reagiert auf Salzsäuredämpfe. Stets idiomorph (Oktaeder und Spinell-Zwillinge), was ebenfalls als ein Zeichen höheren Alters dem Pyrit gegenüber aufgefaßt wird. Kupferkies: kennlich an der gelben Farbe, guten Politurfähigkeit und geringeren Härte. Die elektrolytische Anfärbung mit Kaliumbromat, die Verf. empfiehlt, hat den Übelstand, daß sie die einzelnen Individuen eines Aggregats nicht differenziert. Kupferkies scheint stets jünger zu sein als Pyrit, Arsenkies und die Gangarten. Magnetkies steht in bezug auf Härte, Politurfähigkeit und Glanz dem Kupferkies nahe, unterscheidet sich aber von ihm durch seine „braune“ Farbe [? eher cremegelb im Vergleich zum rein schwefelgelben Kupferkies. Ref.]. Durch Kaliumbromat oxydiert, aber auch nicht in einzelne Körner differenziert. Vorkommen ähnlich wie Kupferkies. Bleiglanz: weich, hell glänzend, weiß, dreieckige Aussprünge. Jüngeres Erz auf Kieslagern. Zinkblende: lichter grau als Magnetit, unempfindlich gegen Reagentien. Jünger als Pyrit, aber älter als Bleiglanz. — Der Arbeit sind 36 Mikrophotographien im auffallenden Licht beigegeben, darunter 6 Autochromaufnahmen. Fundpunkte: Agordo, Sulitjelma, Rösos, Tangendorf (Tirol), Fragant (Kärnten), Prettau (Tirol), Lamnitztal (Kärnten), Tessenberg (Tirol), Walchen (Steiermark). — Die Arbeit ist ein wertvoller Beitrag zu der Kenntnis der Beschaffenheit der vielumstrittenen Kieslager. Sie ist ermöglicht worden durch Anwendung der Mikroskopie im auffallenden Licht, bei deren Anwendung auf Erze in Europa der Verf. bahnbrechend gewirkt hat. [Ref. möchte aber zwei Bedenken nicht verhehlen: einmal ist die strukturelle Unterscheidung

zwischen „chemisch und mechanisch deformiertem“ Pyrit, wie Verf. sagt, oder zwischen aktiven Verdrängungen und passiven Ausfüllungen von tektonisch bezw. dynamometamorph entstandenen Pyrit-Breccien nicht scharf durchgeführt. Es sind keine Erkennungsmerkmale für die eine oder andere Struktur gegeben, trotzdem beide sich oft täuschend ähnlich werden könnten. Zum zweiten nimmt Verf. an, daß auch bei den Erzen der Kieslager wie in den Eruptivgesteinen der Grad des Idiomorphismus das Alter bestimmt. Ref. hat in einer Arbeit (Metall und Erz. 1922. p. 21 d. S.-A.) auf das Irrige dieser Übertragung schon für hydrothermale Lagerstätten hingewiesen und möchte dies erst recht für die Kieslager betonen, für die mindestens der Verdacht einer metamorphen Bildung oder Umbildung auch der Erze vorliegt. Man wird also oft nicht mit idiomorphen, sondern mit idioblastischem Pyrit, Arsenkies etc. zu rechnen haben, wodurch dann natürlich die Altersfolge ganz umgestoßen wird. Auch hierfür sind noch Kriterien auszuarbeiten. Beide Bedenken erklären sich freilich aus dem Versuch des Verf.'s, sich mit der neuen Methodik nun gleich an die schwierigste Lagerstättengruppe zu wagen, in der mehrere Vorgänge übereinandergelagert sind. Erst wenn für einfacher gebaute hydrothermale Lagerstätten die Kriterien der Verdrängungsstruktur, Breccienstruktur etc. ausgearbeitet sind, kann man an die Lösung der alten Frage nach der Genesis der Kieslager im metamorphen Gebirge gehen. Ref.]

H. Schneiderhöhn.

**B. Granigg:** Zur Anwendung metallographischer Methoden auf die mikroskopische Untersuchung von Erzlagerstätten. VI. Über die Titanomagnetite von Smålands Taberg (Schweden). (Metall und Erz. 1920. 17. 57—61.)

In Anschliffen, die mit verd. Salzsäure geätzt werden, zeigt sich, daß die Titanomagnetite von Smålands Taberg kein einheitliches Mineral sind: Magnetit bildet die Grundmasse, Titaneisen ist in Blättchen parallel den Oktaederflächen und Eisenspinell in Blättchen parallel den Würfelflächen des Magnetit eingelagert. Die Dicke der Blättchen schwankt zwischen 0,03 und 0,001 mm, eine mechanische Trennung durch Aufbereitung ist also unmöglich. Verf. läßt es dahingestellt, ob die geschilderten orientierten Verwachsungen sich schon bei der Erstarrung so ausgebildet haben, oder ob sie erst durch Entmischung im festen Zustand entstanden sind. Der Arbeit sind 8 Mikrophographien beigegeben.

H. Schneiderhöhn.

**M. Henglein:** Dioptas- und Planchéitlagerstätten aus der Umgegend von Guchab im Otaviegebirge, Südwestafrika. (Zs. f. prakt. Geol. 1921. 29. 53—56.)

An den Dioptaskristallen von Guchab, deren Größe zwischen 0,3 und 2,5 cm in der Richtung der c-Achse beträgt, wurden bei Annahme des Achsenverhältnisses 1 : 1,0622 folgende Formen beobachtet: a (10 $\bar{1}$ 0),

p (1121),  $\sigma$  ( $\overline{11}22$ ), n: ( $\overline{41}52$ ), H: (5272), die bei Annahme von p als Grundrhomboeder (10 $\overline{1}0$ ), (10 $\overline{1}1$ ), (1012), ( $\overline{21}32$ ), (31 $\overline{1}2$ ) sind. Die Kristalle sind teilweise stark monstros, kurze Prismen, große, ungleiche Rhomboeder. Doch sind die meisten Kristalle von der bei andern Fundorten bekannten Tracht. Mittel zweier Analysen: CaO 0,12, CuO 49,97, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,24, SiO<sub>2</sub> 37,88, H<sub>2</sub>O 11,48; Sa. 99,69. Dichte 3,296. Es werden 6 verschiedene charakteristische Paragenesen unterschieden:

1. Am häufigsten oberflächliche Hohlräumausfüllungen, in die von obenher Kalkschlamm eingeführt wurde, der erhärtete. Die Grundmasse ist bald sandig-kalkig, bald erdig und enthält neben Brocken von Quarz und kieseligem Dolomit breccienartig durchsichtigen bis durchscheinenden Diopas.

2. Klüfte, die einen gelblichbraunen Dolomit durchsetzen, von 2—10 cm Breite, führen neben Diopas Kalkspat oder Quarz. Der Kalkspat sitzt in größeren Kristallen auf den Klüftflächen auf und wird von großen Diopaskristallen bedeckt, welche von jüngerem Calcit, eben spaltbar und stark krummflächig, überdeckt sind. Als letzte Ausfüllung der Drusenräume folgt häufig noch Malachit. Seiner genetischen Stellung nach gehört der Diopas der Zeolithphase an.

3. In rötlich sandigem Dolomit in Klüften Diopas, massive Trümer bildend, mit Quarz, Malachit und Calcit. Der Malachit bildet bald kleine Kristallbüschel über Diopas in Quarz, bald füllt er die ganzen Hohlräume aus.

4. Eigentümlich ist das Vorkommen in Knollen, deren äußere Hülle krustenartiger Diopas ist mit nach innen gerichteten Kristallspitzen. Innen ist alles mit faserigem Malachit ausgefüllt; manchmal auftretender nierer Malachit, teilweise mit Kupferschwärze durchtränkt, ist älter als der Diopas.

5. Eine Kalkbreccie ist mit himmelblauem Planchéit durchsetzt, der als älteste Bildung die Kalkstücke überzieht. Darüber folgen Quarz, Diopas, Malachit und Calcit. In Gestalt kleiner Kügelchen tritt der Planchéit auch neben den diopasführenden Klüften zwischen dem älteren nierer Malachit und dem Diopas auf.

6. Diopaskristalle sitzen in Höhlungen im derben Kupferglanz, die manchmal auch Cuprit führen.

Ein weiterer Fundort für Planchéit ist Groß-Otavi, von wo Knollen stammen, die äußerlich schwärzlichbraun und glänzend wie Eisenpecherzgerölle aussehen. Beim Aufschlagen erweisen sie sich als fast reiner Planchéit, der nierer ist und bis 3 mm lange Fasern aussendet. Er ist anisotrop; der mittlere Brechungsexponent 1,678. Er weicht von dem des Shattuckit von Arizona ( $n = 1,782$ ) merklich ab, so daß es sich um zwei verschiedene Kupfersilikate handelt (dies. Jahrb. 1921. I. - 141-).

Es folgen Betrachtungen über den Wassergehalt der Kupfersilikate.

Die Diopase sind jüngere Bildungen, wobei die Temperatur und Verdunstungsmöglichkeit (Klima), deren Einfluß viel stärker ist als die chemische Zusammensetzung der Lösung, eine besondere Rolle gespielt haben. Der wasserreichere Chrysokoll (bis 31 %) hat eine viel allgemeinere Verbreitung.

M. Henglein.

**K. Biehl:** Beiträge zur Kenntnis der Mineralien der Erzlagerstätten von Tsumeb. Diss. Münster i. W. 1919. 58 p.

Es werden eine Anzahl von Oxydationserzen aus der Tsumeb-Mine, Deutsch-Südwestafrika, beschrieben. Die Stücke stammen aus den Sammlungen des Mineralogischen Museums der Universität Münster, von G. SELIGMANN-Coblenz und FR. KRANTZ-Bonn.

Massicot, Plattnerit und Mennige treten als Überzüge von Cerussit und Mimetesit auf. Quarz ist selten, als jüngstes Mineral über Zinkspat oder Cerussit. Cerussit, sehr schön ausgebildet (vgl. die Spezialarbeit von H. DÜBIGK über den Cerussit von Tsumeb, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVI, 214). Zinkspat bildet nierenförmig-traubige, schalige und zellige Aggregate, meist Cu-haltig. Kalkspat ist ganz selten. Malachit, besonders häufig und typisch. Manchmal büschelige Aggregate von nadel- und haarförmigen, schlecht ausgebildeten Kristallen, dann wieder dünntafelig, traubig-nierige Aggregate. Besonders charakteristisch sind Pseudomorphosen von Malachit nach Kupferlasur. [Die eigenartigen Wachstums- und Aggregationsformen der Malachitkriställchen in diesen Pseudomorphosen werden nicht behandelt. Ref.] Kupferlasur. Meist gut ausgebildete Kristalle. Verschiedene Trachten: längsgestreckt zur b-Achse, vertikal-säulig. [Die sehr charakteristischen Unterschiede in der Paragenesis dieser und anderer in Tsumeb vorkommenden Kupferlasur-Trachten werden nicht erwähnt. Ref.] Es wurden folgende Formen beobachtet: (001) (101) ( $\bar{1}01$ ) (100) ( $\bar{1}05$ ) ( $\bar{3}02$ ) ( $\bar{2}01$ ) bei den zur b-Achse gestreckten Kristallen, und (100) (110) (023) (011) (021) (221) bei den vertikal-säuligen Kristallen. Aurichalcit, selten. Als Paraurichalcit wird ein dem Aurichalcit ähnliches Mineral bezeichnet, das in seiner qualitativen Zusammensetzung mit ihm übereinstimmt, in der prozentualen Zusammensetzung seiner Bestandteile jedoch sehr verschieden ist. Verschiedene Analysen werden gegeben und auch Formeln berechnet, doch scheint es sich um eine Mischkristallreihe zu handeln, deren Endglieder Malachit und Hydrozinkit sind. Verf. bezeichnet alle diese Mineralien als „Paraurichalcit“, nur ein Glied glaubt er als eigenes Mineral Cuprozinkit  $(\text{Zn Cu})\text{CO}_3 \cdot (\text{Zn Cu})(\text{H O})_2$  ausscheiden zu sollen. [Mit welcher Berechtigung, geht nicht klar hervor. Es scheint bei diesem Mineral sich nur um eine der zahlreichen Zwischenstufen zwischen Malachit und Hydrozinkit zu handeln, deren Ref. noch viel mehr beobachten konnte. Ref.] Brochantit, vertikal säulig begrenzt. Mimetesit, gut kristallisierte Säulchen zu Drusen und Gruppen vereinigt. Beobachtete Formen (0001) matt, ( $10\bar{1}1$ ) glatt und glänzend, ( $10\bar{1}1$ ), uneben und löcherig. Die Kristalle haben nach einer Analyse 2,81 % CaO. Olivenit, vertikal säulige Kriställchen, schlecht ausgebildet, mit (110) (011). Sie enthalten 2,78 % FeO. Etwas hellere Olivenitmassen enthalten 2—4 % ZnO. Sehr verbreitet sind basische Blei-Kupfer-Arseniate, die schon an den wechselnden Farben ihren Charakter als Mischkristalle erkennen lassen. Es werden beschrieben: Bayldonit,  $(\text{Cu Pb})_3\text{As}_2\text{O}_8 \cdot (\text{Cu Pb})(\text{O H})_2 + \text{H}_2\text{O}$ , Parabayldonit  $(\text{Pb Cu})_3\text{As}_2\text{O}_8(\text{Pb Cu})(\text{O H})_2 + \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$  und ein Mineral

von der Zusammensetzung  $2(\text{PbCu})\text{As}_2\text{O}_8 \cdot 3(\text{PbCu})(\text{OH}) + \text{aq}$ . Als eine weitere Spezies wird ein neues Mineral „Cuproplumbit“ beschrieben,  $2[(\text{PbCu})_3\text{As}_2\text{O}_8] \cdot 3[(\text{PbCu})(\text{OH})_2]$ . — [Ref. bezweifelt auf Grund eigener vorläufiger Untersuchungen des an Ort und Stelle gesammelten Materials die Selbständigkeit der angeführten Arseniate. Es sind alles Mischkristalle, deren Endglieder noch nicht bekannt sind. Manche Arten sind auch noch Gele, oder kristallin gewordene Gele, in denen gewisse Stoffe adsorbiert waren, die jetzt mechanisch beigemischt sind. Jedenfalls ist die Aufstellung von Formeln und die Schaffung neuer Mineralnamen auf Grund einer oder weniger Analysen eines so verwachsenen, bestenfalls kryptokristallinen Materials nicht angängig. Ref.] — Über die Paragenesis der beschriebenen Mineralien wird sehr wenig gesagt. Dem Ref. lagen eine Anzahl der beschriebenen Stücke vor, seine brieflichen Äußerungen darüber sind teilweise und meist ohne Zusammenhang mit den Untersuchungen des Verf.'s angeführt.

H. Schneiderhöhn.

## Meteoriten.

P. Tschirwinsky: Pallasite. Autoreferat<sup>1</sup> aus einer größeren russischen Arbeit, die am 24. Febr. 1919 der Donschen Universität in Rostov am Don vorgelegt wurde.

Die Hauptkomponenten der Pallasite, Nickeleisen und Olivin, erscheinen im Sinne der chemischen Zusammensetzung und der physikalischen Eigenschaften sehr gleichmäßig.

Die rationelle Klassifikation der Pallasite muß sich nur auf ihre quantitative mineralogische und chemische Zusammensetzung gründen. Die Pallasite nehmen eine Mittelstellung zwischen den Sideriten einerseits, Mesosideriten und Steinmeteoriten andererseits ein. Die Menge von Olivin in ihnen schwankt zwischen 38 und 75 Gewichtsprozenten.

Die Methoden von DELESSE und ROSIWAŁ in der vom Verf. ausgearbeiteten Modifikation erscheinen am geeignetsten, die bisher sehr dürftig bekannte quantitative Zusammensetzung zu ermitteln. In einem Durchschnittspallasit ist das Atomverhältnis zwischen den Metallen und Metalloiden nahe zu 1 : 1, und annähernd dieselbe Relation besteht zwischen den Gewichtsanteilen von Olivin und Nickeleisen.

Die Zusammensetzung der Pallasite und die Genesis der sie bildenden Elemente ist durch das AVOGADRO'sche Gesetz gegeben, welches seine Einwirkung von dem gasförmigen Stadium in das flüssige und bis in das feste aufrecht hält.

Die mittlere Zusammensetzung der Pallasite sowie der anderen Meteorite und der Eruptivgesteine kann man zweckmäßig durch ein Pseudoelement mit dem entsprechenden Atomgewicht symbolisieren; der Atom-

<sup>1</sup> Aus dem Russischen von dem Unterzeichneten übersetzt.

gewichtsgroßen solcher Pseudoelemente kann man sich zur Begründung des AVOGADRO'schen Gesetzes in entsprechenden Fällen bedienen.

Das Entropiephänomen war eine von den Ursachen des Zerfalls der erkaltenden Himmelskörper in Zonen von verschiedener chemischer und mineralogischer Zusammensetzung. Die Pallasite haben auch in diesem Falle eine Zwischenstellung zwischen den Eisen- und Steinmeteoriten eingenommen.

Slavik.

---

Tschirwinsky, Peter: Ein Versuch der Anwendung des AVOGADRO'schen Gesetzes auf irdische Gesteine und Meteoriten. Nowotscherkassk 1915.  
Vogel, Rudolf: Über Zwillingsbildung in den Oberflächenschichten von Metallen infolge Kaltbearbeitung. (Zs. anorg. Ch. 117. 271—280. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 1140.)



# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie](#)

Jahr/Year: 1922

Band/Volume: [1922](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1273-1319](#)