

Die Mineralien im Basalt von Groschlattengrün in der Oberpfalz

Von

H. Strunz, P. Paulitsch, E. Seeliger, Ch. Tennyson

Berlin und Darmstadt

Mit 34 Abbildungen und 4 Tabellen

Über den Basalt von Groschlattengrün in Nordostbayern liegen einige ältere Bearbeitungen vor, von A. DÖRR (Erlangen 1895), P. MERKEL (Erlangen 1895), P. EGENTER (Regensburg 1910) und S. RICHARZ (München 1920) sowie eine neuere Bearbeitung von K. SÖLLNER (München 1960). Alle diese Arbeiten befassen sich vorzugsweise mit der Geologie und Petrographie dieses Basaltvorkommens. Als Ergänzung hierzu sei in vorliegender Arbeit über die Mineralführung berichtet, und zwar 1. über die gesteinsbildenden Mineralien, 2. über die Erzminerale, 3. über die Kluft- und Drusenminerale. Hierbei werden die von SÖLLNER nicht genannten Arbeiten von GOSSNER über den Olivin (1929), von WEISS, KOCH und U. HOFMANN über den Wolchonskoit (1954) und über den Saponit (1955), alle drei von Groschlattengrün, besonders zu beachten sein; auch auf die Mitteilung von H. BEYER (1958) über Zeolithe von Groschlattengrün ist einzugehen.

Die genannten drei Gruppen von Mineralien umfassen:

1. Olivin, Augit, Biotit und Nephelin; „Iddingsit“; Olivin älterer Entstehung und Enstatit.
2. Magnetit, Maghaemit, Rutil, Magnetkies, Kupferkies und Verwandte, Pentlandit, Gelmarkasit, Arsenkies, selten Vallerit, Bornit, Idait, ganz selten Kupferglanz und Covellin; Chromit.
3. Die Zeolithe Natrolith, Thomsonit, Phillipsit, Gismondin und Chabasit, ferner Apophyllit, Okenit, Calcit und idiomorphen Diopsid; schließlich die Phyllosilikate Montmorillonit und Saponit (beide „Magnalit“), Nontronit und Wolchonskoit sowie „Phosphorit“.

Das Material für diese Untersuchungen entstammt zum Teil älteren Aufsammlungen von Herrn Dr. A. SCHOLZ (Regensburg, † 1951), zum Teil gemeinsamen Aufsammlungen mit Dr. SCHOLZ, und zum größten Teil Aufsammlungen der Angehörigen des Mineralogischen Instituts der TU Berlin auf Exkursionen während der letzten 10 Jahre. Somit konnte Material berücksichtigt werden, das während 40 Jahren aus diesem seit 1890 in intensivem Abbau stehenden Basaltbruch gesammelt worden ist.

ZUR GEOLOGIE

Der „Basalt von Groschlattengrün“ tritt morphologisch als „Großer Teichelberg“ in Erscheinung, mit einer Meereshöhe von 685 m die Umgebung um fast 200 m überragend. Er gehört zu den bayerisch-böhmischen Basalten, die vom Parkstein bei Weiden und dem Rauhen Kulm bei Kemnath über Marktredwitz—Eger (Cheb)—Karlsbad (Karlovy Vary) bis Duppau (Doupov) reichen und als größere Basaltkomplexe den Teichelberg-Reichsforst-Komplex sowie das Böhmisches Mittelgebirge umfassen (Abb. 1).

Wie es sich bei vielen dieser Basalte um dichte Nephelinbasalte handelt, so beim Rauhen Kulm, Steinberg bei Hohenberg usw., so besteht auch der Große Teichelberg aus diesem Gestein. Dies haben bereits EGENTER, MERKEL und RICHARZ festgestellt, während SÖLLNER, entsprechend der TRÖGERSchen Terminologie, den Namen „Olivinnephelinit“ verwendet. Wir wollen hier beim Namen Nephelinbasalt verbleiben, der auch den Sammlerfreunden sehr geläufig ist.

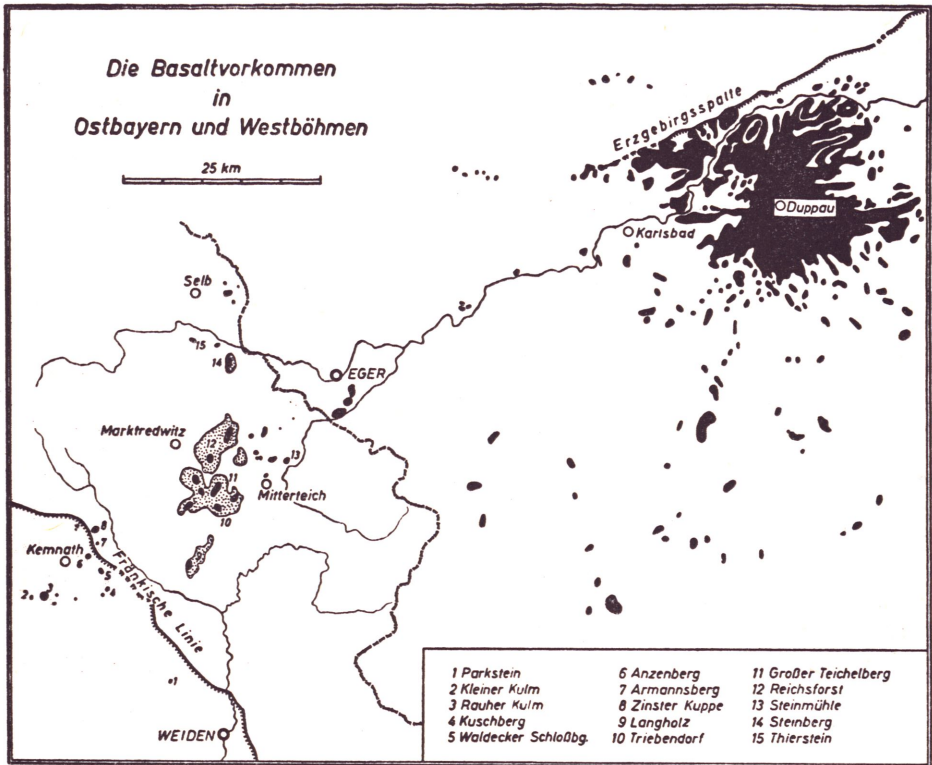


Abb. 1. Die Basaltvorkommen in Ostbayern und Westböhmen.

Mit dem geologischen Aufbau des Großen Teichelberges hat sich eingehend K. SÖLLNER befaßt. Nach ihm besteht der Basaltkörper aus einer maximal 45 m dicken Decke von rund 500 m Länge und Breite. Da das Gestein nach früheren und unseren Untersuchungen sowohl gleichartigen Chemismus und Mineralbestand als auch einheitliche Textur aufweist, dürfte es durch eine einzige Magmen-Ausflußphase entstanden sein. Vorher war es offenbar zu einer kräftigen Eruption mit reichem Aschenauswurf gekommen, wie aus dem den Basalt stellenweise unterlagernden Basalttuff zu erkennen ist. Das Eruptionszentrum liegt nach SÖLLNER, auf Grund magnetischer Messungen, etwa in der Mitte des jetzigen Basaltkörpers (siehe Abb. 2 und 3).

Das unterlagernde und von der vulkanischen Eruption durchbrochene Gestein ist Granit; es handelt sich um die nordöstlichen Ausläufer des Steinwaldes. Die Eruption ereignete sich während des oberen Miocäns, also vor fast 20 Millionen Jahren. Im Gefolge dieses tertiären Vulkanismus steigen heute noch die CO_2 -führenden Thermalquellen von Karlsbad und Marienbad und die „Säuerlinge“ von Kondrau, Alexandersbad usw. auf; auch am NW-Fuß des Großen Teichelberges entspringt eine CO_2 -führende kleine Quelle.

Die Absonderung des Basaltes erfolgte in durchschnittlich 1—2 m, gelegentlich bis 4 m mächtigen Säulen, die lotrecht stehen (Abb. 4) und nur am Rand des Deckenergusses etwas divergieren. Im Querschnitt zeigen die Säulen den üblichen sechsseitigen

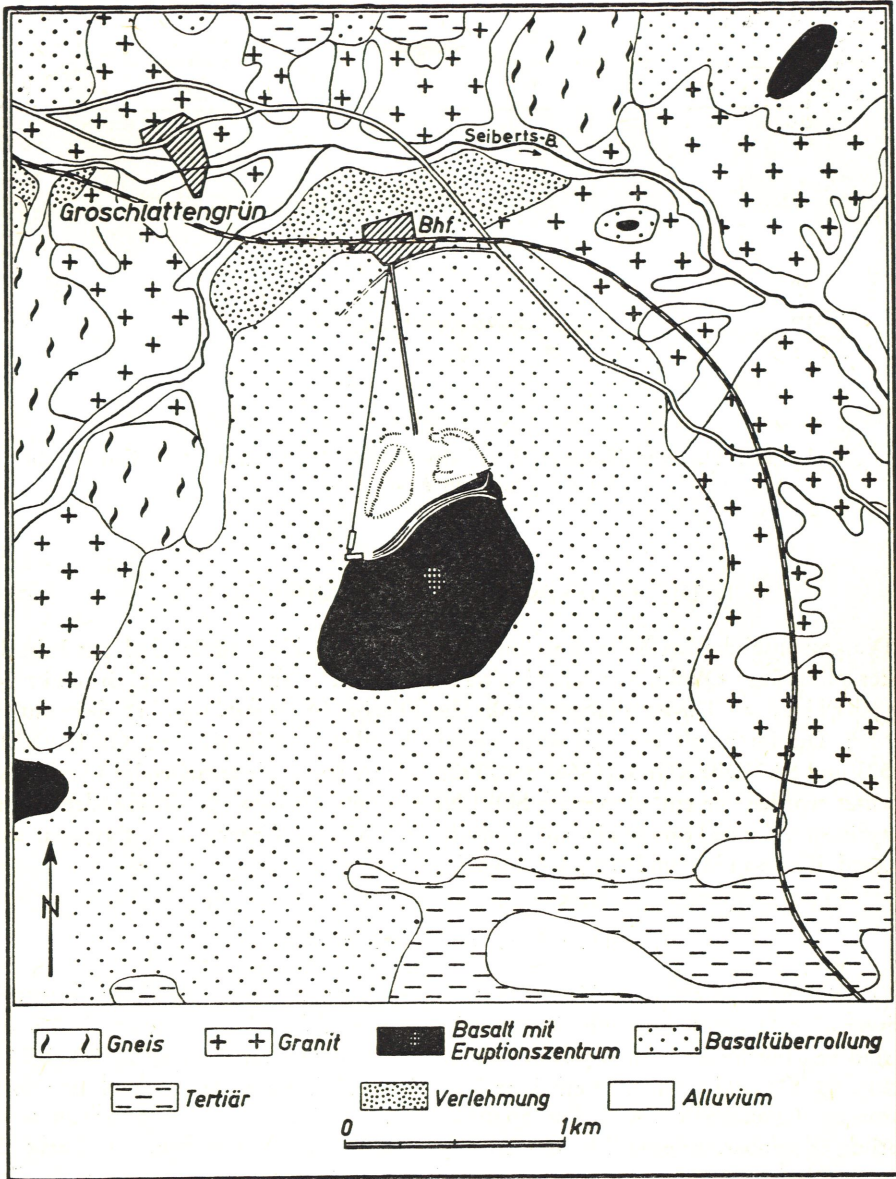


Abb. 2. Geologische Skizze des Großen Teichelberges, Groschlattengrün (nach K. Söllner).

oder ähnlichen Grundriß. Zur Zeit des Magmenausflusses wird die heutige Bergkuppe eine Geländemulde ausgefüllt haben, und durch die leichtere Verwitterbarkeit der nicht-basaltischen Umgebung wird es zu einer Reliefumkehr mit der heutigen Landschaftsmorphologie gekommen sein.

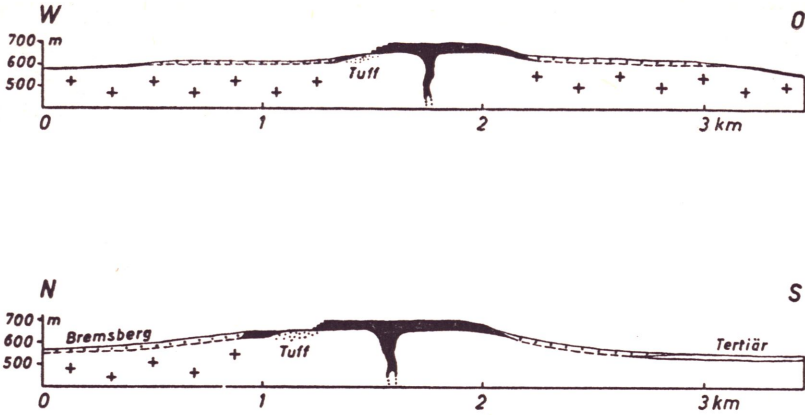


Abb. 3. West-Ost- und Nord-Süd-Profil des Großen Teichelberges, Groschlattengrün (in Anlehnung an K. Söllner).

1. DIE GESTEINSBILDENDEN MINERALIEN

Die gesteinsbildenden Mineralien im Basalt von Groschlattengrün sind gut kristallisierter olivgrüner Olivin, sog. „Kristall-Olivin“, ferner Augit, Biotit und Nephelin; als Umwandlungsprodukt des Olivins ist „Iddingsit“ bekannt geworden. Die im Basalt eingeschlossenen Olivinknollen sind bereits von GUTBERLET (1853) und SANDBERGER (1866) als „Trümmer in der Tiefe anstehender Olivinfelse“ gedeutet worden; sie enthalten nach SÖLLNER (1960) 65 Gew.-% Olivin, den wir als lichtgrünen „Knollen-Olivin“ bezeichnen möchten, ferner 32% Pyroxen, vorwiegend Enstatit, und 3% Chromit.

Die Kristall-Olivine

Die aus dem basaltischen Magma auskristallisierten Olivine von Groschlattengrün besitzen eine Durchschnittsgröße von 0,1 bis 0,3 mm, nicht selten erreichen sie 0,5 mm. Es sind fast durchwegs idiomorph entwickelte Kristalle, mit den Formen $a(100)$, $b(010)$, $c(001)$, $k(102)$ und $n(011)$. Hierbei ist $b[010]$ pseudo-hexagonale Achse, entsprechend Norbergit, Chondroit usw.)* Die Spaltbarkeit nach $c(001)$ ist im allgemeinen wenig deutlich erkennbar, gelegentlich sind Zwillinge nach (101) vorhanden. Die Farbe der Kristall-Olivine ist olivgrün, zum Unterschied zur lichtgrünen Farbe der Knollen-Olivine. Die Dichte ist 3,35, hingegen ist die der Knollen-Olivine 3,28 (nach SÖLLNER 3,29).

Die gelegentlich Erbsengröße erreichenden einzelnen Olivinkristalle von olivgrüner Farbe, mit $D = 3,35$, und mit so stark korrodierter Oberfläche, daß Kristallflächen nicht

*) Umstellung: $(100)_{\text{alt}} = (010)_{\text{neu}}$; $(010)_{\text{alt}} = (001)_{\text{neu}}$; $(001)_{\text{alt}} = (100)_{\text{neu}}$.
H. STRUNZ, Mineralogische Tabellen, 1. Auflage, Leipzig 1941, S. 169.

mehr zu erkennen sind, sollen nach SÖLLNER aus den Olivinknollen herausgebrochene Individuen sein, eine Auffassung, der wir uns noch nicht anschließen konnten.*)

In Dünnschliffen auf dem U-Tisch wurde der Achsenwinkel der Kristall-Olivine $2V = 90^\circ$ bestimmt. Dies entspricht einem Anteil von ca. 88 % Forsteritmolekül Mg_2SiO_4 und 12 % Fayalitmolekül Fe_2SiO_4 .

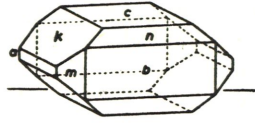


Abb. 5. Olivinkristall aus dem Basalt von Groschlattengrün.
Pseudohexagonale Achse b [010]; Spaltbarkeit c (001); $n_\alpha = c$ [001], $n_\beta = a$ [100],
 $n_\gamma = b$ [010]; AE = a (100).

Die Knollen-Olivine

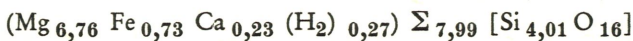
Diese Olivine sind ohne kristallographische Flächen, also xenomorph entwickelt, sind von lichtgrüner Farbe, zeigen deutliche Spaltbarkeit und ausgeprägte Kataklyse; sie besitzen eine Durchschnittsgröße von 1,5 mm; $2V\gamma = 87^\circ$.

Die von GOSSNER (1929) mitgeteilten Analysen des Olivins von Groschlattengrün sind an „hellgrünen Kristallbruchstücken aus grobkörnigen Olivineinschlüssen“, also Knollen-Olivin, durchgeführt worden. Wie Optik und Analysen zeigen, ist der Fe-Gehalt geringer als der der Kristall-Olivine; eine spektrographische Untersuchung zeigt einen deutlichen Chrom-Gehalt.

Tabelle 1. Analyse des Knollen-Olivins von Groschlattengrün
(B. GOSSNER, 1929). Berechnung der Formel.

| | Anal. 1 | Anal. 2 | Mittelwert | Mol. Quot. (x 100) | Atom-Quot. O (x 100) | Atom-Quot. Kationen (x 100) | Kationen ber. auf 16 O | |
|------------------|---------|---------|------------|--------------------|----------------------|-----------------------------|------------------------|-------|
| SiO ₂ | 41,47 | 41,40 | 41,44 | 68,96 | 137,92 | 68,96 | Si | 4,009 |
| FeO | 8,98 | 9,11 | 9,04 | 12,58 | 12,58 | 12,58 | Fe | 0,731 |
| MgO | 46,72 | 47,01 | 46,86 | 116,22 | 116,22 | 116,22 | Mg | 6,756 |
| CaO | 2,26 | 2,14 | 2,20 | 3,92 | 3,92 | 3,92 | Ca | 0,228 |
| H ₂ O | 0,86 | 0,80 | 0,83 | 4,61 | 4,61 | 9,22 | H | 0,536 |
| Σ | | | 100,37 | | S = 275,25 | | | 7,715 |

Aus der chemischen Analyse (Tabelle 1) läßt sich für die Knollen-Olivine die Formel ableiten:



Demnach liegt ein Olivin mit 87,5 % Forsteritmolekül Mg_2SiO_4 , 9,5 % Fayalitmolekül Fe_2SiO_4 und 3 % Calcioolivinmolekül Ca_2SiO_4 vor.

*) Eine eingehendere kristallchemische und geochemische Untersuchung dieser und anderer Olivine aus ostbayerischen Vorkommen ist in Angriff genommen.

Die 0,27 H₂ bzw. ca. 0,5 H der Formel werden topochemisch sicherlich nicht die Stelle von Mg einnehmen, sondern sie werden entweder zwischen zwei [SiO₄]-Tetraedern als Brückenwasserstoff vorhanden sein, oder sie werden aus jedem achten [SiO₄]-Tetraeder ein [SiO₃OH]-Pseudotetraeder machen. Beim Kristallisieren des Olivins wird diesem, im Magma der Erdtiefe offenbar stets vorhandenen Wasserstoff eine wachstumsfördernde Bedeutung zukommen. Über das Korngefüge der Olivinknollen wird im Schlußkapitel berichtet werden.

Ca-führende bzw. Ca-reiche Olivine sind von SAHAMA und HYTÖNEN (1958) beschrieben worden; sie führen hinüber zum Monticellit CaMg[SiO₄] bzw. Kirschsteinit CaFe[SiO₄]. Der Ca-Gehalt der Groschlattengrüner Olivine ist normal (Abb. 8).

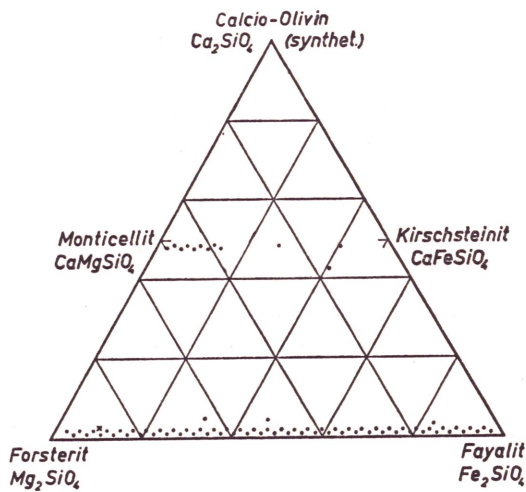


Abb. 8. Der Chemismus der Olivine in Dreiecksdarstellung. Das Kreuz (links unten) gilt für den Knollen-Olivin von Groschlattengrün.

YODER und SAHAMA stellten (1957) eine Röntgendeterminationskurve auf, in der sie aus dem Röntgen-d-Wert für den Reflex (103) die Zusammensetzung ableiten. Als d(103)-Wert ergab sich für den olivgrünen Kristall-Olivin $d = 2,774 \text{ \AA}$; für den hellgrünen Knollen-Olivin $d = 2,772 \text{ \AA}$. In der genannten Kurve entspricht dies der Zusammensetzung 87% Mg₂SiO₄ — 13% Fe₂SiO₄ bzw. 90% Mg₂SiO₄ — 10% Fe₂SiO₄ (Abb. 9). Sicherlich jedoch wird die Genauigkeit dieser Bestimmung durch das vorhandene und das Gitter aufweitende Ca beeinträchtigt werden.

Iddingsit

Als Iddingsit hat LAWSON (1893) rötlichbraun gefärbte Umwandlungsprodukte von Olivin von Californien bezeichnet. Seit dieser Zeit ist „Iddingsit“ häufig festgestellt und auch von RICHARZ (1920) aus dem Basalt von Groschlattengrün genannt worden. Die uns vorliegenden Iddingsite erscheinen mikroskopisch nahezu homogen; sie lassen sich röntgenographisch — wie von BROWN und STEPHEN (1959) beschrieben — als

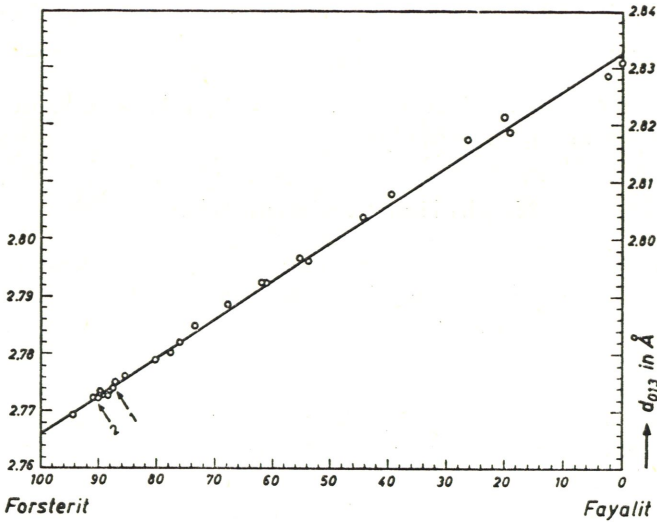
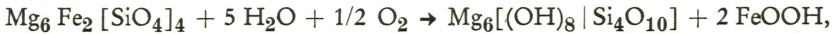


Abb. 9. Röntgendetektionskurve der Olivine (nach Yoder und Sahama 1957).
1 und 2 bedeuten Kristall-Olivin bzw. Knollen-Olivin von Groschlattengrün.

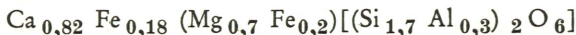
ein Gemenge von Goethit FeOOH und einem Phyllosilikat $\text{Mg}_6[(\text{OH})_8 | \text{Si}_4\text{O}_{10}]$, im vorliegenden Falle nicht Serpentin, sondern Chlorit, erkennen. Die pseudo-hexagonalen Sauerstoffschichten in der Struktur von Goethit und dem Phyllosilikat liegen hierbei parallel zu den pseudo-hexagonalen Sauerstoffschichten in der Struktur des ursprünglichen Olivins. Die Umwandlung dürfte etwa nach folgender Gleichung erfolgt sein:



wobei als geringfügige Vereinfachung das Mg:Fe-Verhältnis des Olivins als 6:2 angenommen wurde. Daß das nach Olivin pseudomorphe Phyllosilikat Seladonit (bzw. Glaukonit) sei, konnten wir im Gegensatz zu SOLLNER nicht feststellen.

Augit, Biotit, Enstatit

Augite, die sich meist in $0,003 \times 0,03$ mm großen Stengeln zu Ballen scharen, bilden den größten Teil der Grundmasse des Basaltes. Selten gewinnt der Augit Einsprenglingscharakter und ist dann meist deutlich nach (100) verzwilligt. Die Auslöschungsschiefe $\gamma/c [001]$ ist im Mittel 45° , was neben dem Pleochroismus α (bläßbraun-gelb) — β (braun-lila) auf Titanaugit hinweist. Von den 3,23 Gew.-% TiO_2 der Gesteinsanalyse wird der wesentliche Teil auf dieses Mineral entfallen. Nach der Berechnung ergibt sich der Augitchemismus:



Biotit ist als Gesteinskomponente äußerst selten, er fand sich nur in einem Schliff in $0,1 \times 0,3$ mm großen Scheitern und rotbraunen Basisplättchen. Gelegentlich kommt Biotit — doch keineswegs als typische Bildung — in Phillipsit und Kalkspat führenden

Drusen vor und erreicht dann bis zu 3 mm Durchmesser. Es handelt sich dabei um die einschichtige monokline Strukturvariante (Biotit — 1M), die opt. Achsenebene liegt parallel $b(010)$.

Enstatit tritt in den Olivinknollen auf und wird mehrere Millimeter groß; er enthält nach $2V\gamma = 82^\circ$ 10% Ferrosilit.

Nephelin, Sanidin, Glas

Nephelin füllt mit $0,07 \times 0,04$ mm großen xenomorphen Körnern die Zwickel der Grundmasse. Gelegentlich sind die Körner durch mikrokristalline Apatiteinschlüsse getrübt. Es gelang bisher noch nicht, durch feine Vermahlung und magnetische Separation genügend reinen Nephelin für eine chemische Analyse zu erhalten. Werden aus der chemischen Gesteinsanalyse alle Alkalien auf Nephelin verrechnet, so entspricht das K/Na Verhältnis mit 163/553 den Nephelinen von vulkanischer Paragenese. Nach MIYASHIRO (1951) führen die plutonischen Nepheline als tiefer temperierte Bildung im allgemeinen weniger Kali.

Sanidin tritt nur selten in nach (100) verzwillingten $0,1 \times 0,03$ mm großen Tafeln auf.

Glasige Grundmasse ist selten; wo kleine Glaspartien beobachtet werden konnten, sind sie an die Grenze zu Sandeinschlüssen gebunden.

Die mikroskopisch kleinen Porenzüge des Gesteines sind mit Calcit und Zeolithen erfüllt.

DIE ERZMINERALIEN

Der Basalt von Groschlattengrün hat einen relativ hohen Opakanteil, der größenordnungsmäßig bei 5—8 Gew.-% liegen mag und zu etwa 90—95% aus Magnetit besteht. In die verbleibenden 5—10% teilen sich Ilmenit, Rutil, Anatas, Maghaemit, Chalkopyrrhotin, Magnetkies, Kupferkies, Pyrit, Markasit und in winzigen Mengen auch Arsenkies, Kupferglanz, Bornit, Idait, Covellin, Pentlandit und Gediegen Eisen.

MERKEL (1895) war der erste, der sich speziell mit dem Basalt von Groschlattengrün befaßte; er nennt die Erzminerale Magnetit, Pyrit und „Spinell“. RICHARZ (1920) fügte Rutil und Anatas hinzu; Picotit war bereits von SANDBERGER (1866) ganz allgemein als Bestandteil der Olivinknollen in den ostbayerischen Basalten erkannt und von GÜMBEL (Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges, 1868, S. 429) in seiner Bedeutung für das Verständnis der Genese dieser Einschlüsse gewürdigt worden. Nach SÖLLNER (1960) enthalten die Olivinknollen ca. 3 Gew.-% Chromit.

Die Hauptmenge unseres Schlißmaterials stammt von Handstücken aus dem Zentralteil dieses Vorkommens, speziell von der untersten Abbausohle, also von Material, in welchem als Ausdruck monotoner Bildungsbedingungen an sich nur eine monotone Erzmineralparagenese zu erwarten ist. Immerhin zeigte sich, daß im Millimeter- oder Zentimeterbereich im Chemismus der Erze Schwankungen auftreten können. Welche Erze auftreten und wie weit die genannten Schwankungen im einzelnen gehen, sei im folgenden mitgeteilt.



Abb. 4. Die Abbau-Terrassen im Basaltbruch des Großen Teichelberges (Groschlattengrün).
Blick nach SW.

Tafel II

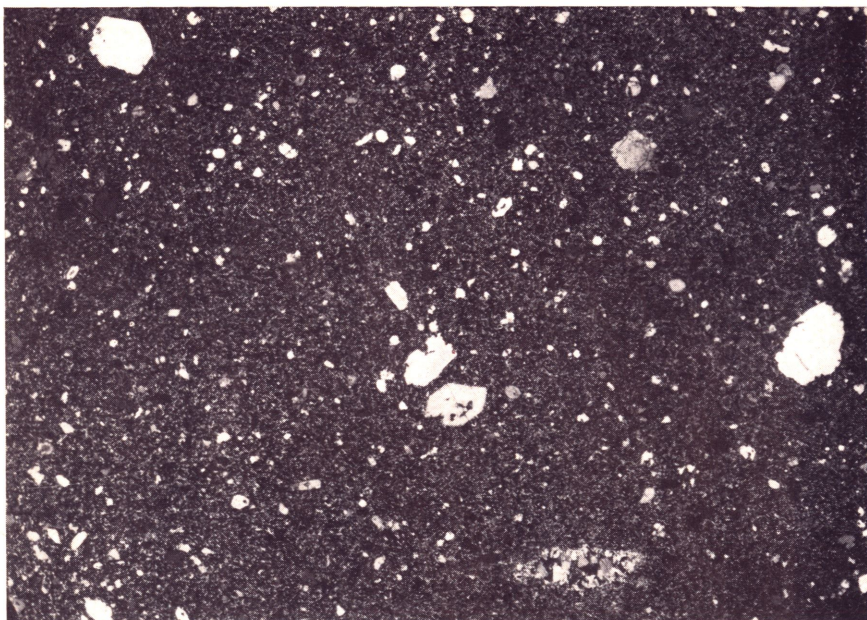


Abb. 6. Dünnschliff des Basaltes von Groschlattengrün mit einem etwas größeren idiomorphen Olivinkristall (Vergr. 9×, Nic. +).

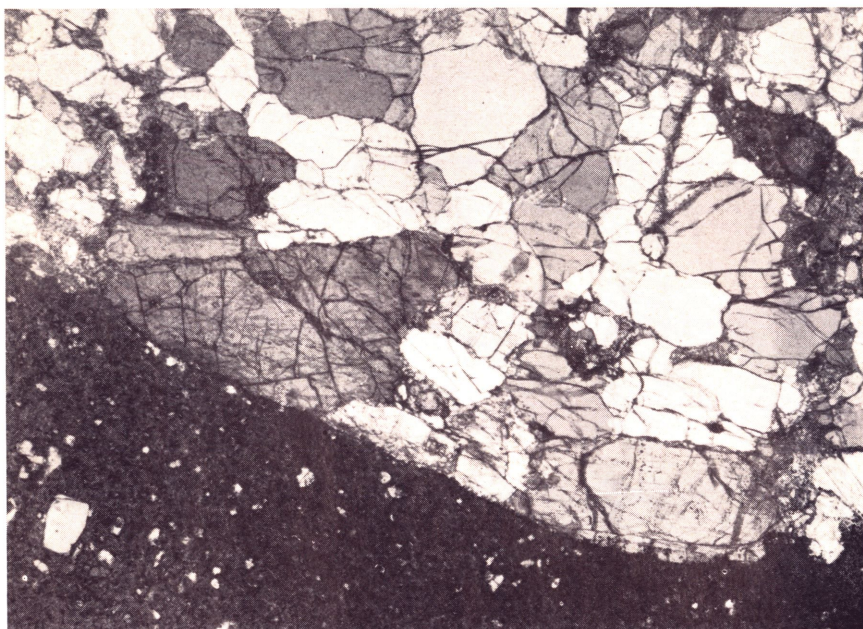


Abb. 7. Dünnschliff vom Rand einer Olivinknolle im Basalt von Groschlattengrün. (Vergr. etc. wie Abb. 6).

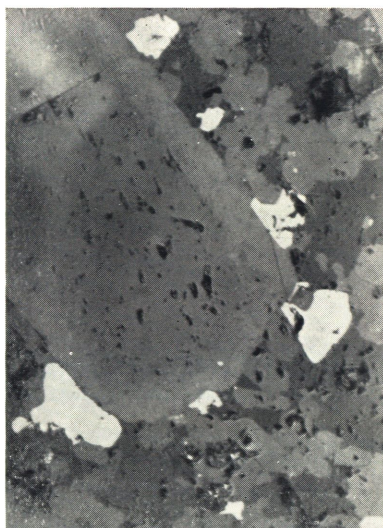


Abb. 10. Verteilung des Magnetit im Basalt von Groschlattengrün. Ein kleiner Teil des Fe_3O_4 (nahezu weiß) zonar im Olivin (hellgraue porphyrische Kristalle). Die Hauptmasse ist postolivisch, z. T. sogar postaugitisch. Jüngster Magnetit tritt in Klüften im Olivin auf.

Vergr. $\cong 150 \times$, P 3 b.

Abb. 11. Orientierte Aufwachsungen von Magnetit (weiß) auf eisenreicher, etwas höher reflektierender Außenzone eines porphyrischen Olivinkristalles. Ursprüngliche Magnetitaufwachsungen sind nachträglich, z. T. postaugitisch fortgewachsen. Vergr. $\cong 450 \times$, P 6, Luft.

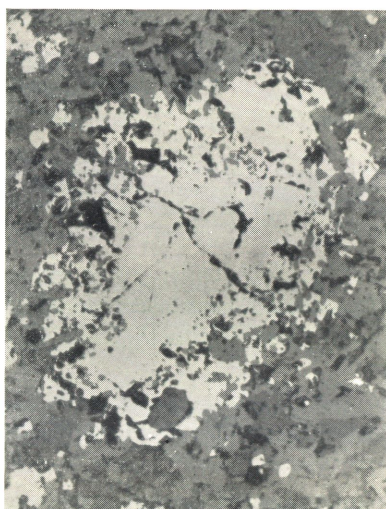
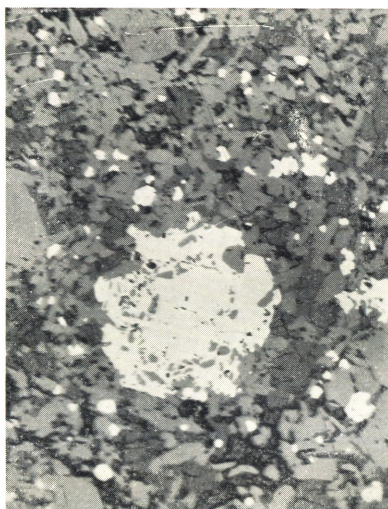


Abb. 12. Früh ausgeschiedener titanfreier Magnetit (jetzt schlecht erkennbar weil wenig hellerer Kern) ist jung, und zwar titanreich, fortgewachsen und hat dabei reichlich Augit zonar eingeschlossen, wird aber ganz von Augit eingehüllt. Dadurch kommt sein Wachstum zum Stillstand; der in viel kleineren Körnern vorliegende Magnetit der Hauptabscheidung ist postaugitisch und fällt zeitlich z. T. sogar noch in die Ausscheidung des Nephelin hinein. Magnetit, zartgrau, titanfreie Varietät eine Spur heller als titanreiche, Augit und Olivin hellgrau, Nephelin dunkelgrau.

Vergr. $\cong 150 \times$, P 3 b.

Abb. 13. Magnetit der gleichen Art wie in Abb. 12 (auch hier hellgrau) umhüllt in jüngstem Fortwachtungsstadium auch Nephelin (dunkelgrau). Vergr. $\cong 150 \times$, P 3 b.

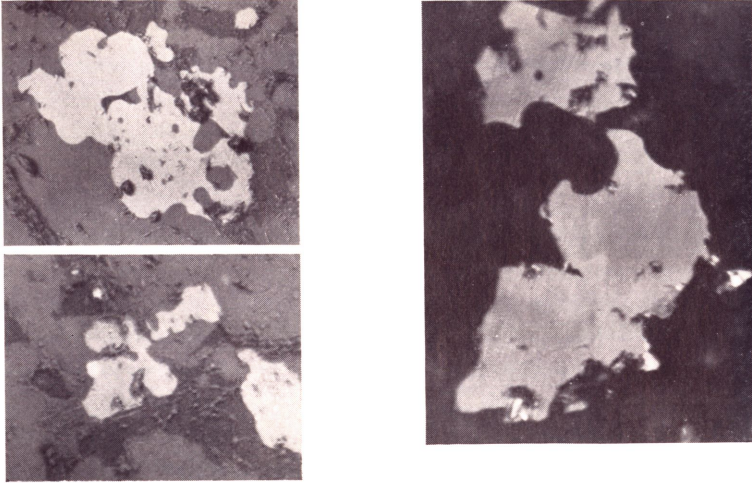


Abb. 14. Poikilitischer Magnetit (hellgrau) mit fleckig wechselndem Ti-Gehalt enthält Einschlüsse von Augit (mittelgrau) aber auch von Glasbasis (sehr dunkelgrau). Vergr. 450 \times , P 6, Luft.

Abb. 15. Magnetit (hellgrau) mit deutlichem Skelettbau bei Schnitt etwa senkrecht auf vierzählige Achse. Am Kornrand etwas Rutil (heller, nahezu weiß), als Hof darum Ti-freier Magnetit (etwas heller als die Ti-reiche Varietät). Vergr. 450 \times , P 6, Luft.

Abb. 16. Gruppe von xenomorphen bis hypidiomorphen Magnetiten mit fleckig wechselndem Ti-Gehalt. Ti-reiche Partien etwas dunkler als Ti-arme oder Ti-freie. Am Kornrand eine Spur Eisenglanz. Vergr. 600 \times , 1/7 Fl, Öl.

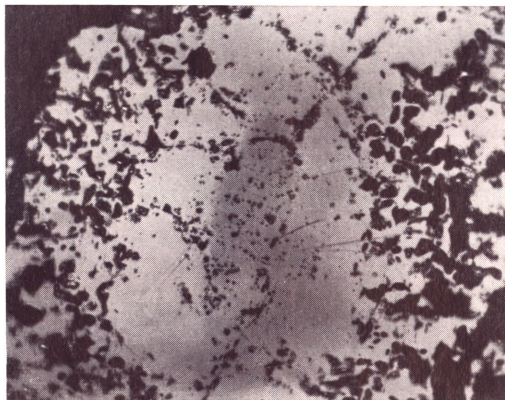


Abb. 17. Mn-reicher, früh abgeschiedener Magnetit wächst jung in Ti-reicher Spielart fort (die Mn-reiche Varietät im Kern ist etwas dunkler als der Ti-reiche Außensaum). Randlich massenhaft Einschlüsse von Augit und ein Korn von neugebildetem metallischem Eisen (weiß). Vergr. \approx 250 \times , 8 mm Öl.

Tafel V

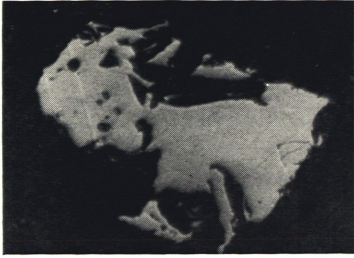


Abb. 18. Zwei Ilmenit-Entmischungslamellen in hoch titanreichen Partien eines xenomorphen Magnetitkornes. Die bei der Entmischung eingetretene „Enttitanisierung“ des Magnetites in der unmittelbaren Nachbarschaft der E-Körper ist im Foto nicht oder kaum zu erkennen. Vergr. 600 \times , 1/7 Fl, Öl .

Abb. 19. Magnetit (Ti-reiche Spielart, hellgrau) zeigt fleckig Zerfall in Maghaemit (etwas heller als Magnetit), wobei an den Kornrändern Rutil (nahezu weiß) sich Neubildet. Der Magnetit umhüllt hier primär etwas Nephelin. Vergr. 450 \times , P 6, Luft.

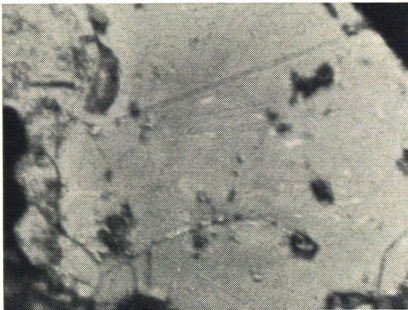


Abb. 20. Maghaemit (hellgrau) verdrängt breiten Kernstreifen eines xenomorphen Magnetitkornes der Ti-reichen Spielart. Neubildungen von Rutil liegen offenbar zufällig nicht in der Schlißfläche. Vergr. 600 \times , 1/7 Fl, Öl .

Abb. 21. Grobes Magnetkieskorn (hellgrau) mit Entmischungskörpern von Pentlandit (deutlich etwas heller, aber nicht ganz typisch flammenförmig). Am Kornrand in geringfügiger Menge Rückbildung des Magnetkieses in angedeuteten „birds eye“-Strukturen. Es liegt ein Gemenge von Pyrit, Markasit und Zwischenprodukt vor, Cu-Mineralien fehlen. Vergr. \cong 600 \times , 1/7 Fl, Öl .

Abb. 22. Magnetkieseinkristall mit geringen Cu-Gehalten. Die Basisspaltbarkeit ist gut erkennbar und in den Rückbildungsprodukten tritt neben Pyrit, Markasit und Zwischenprodukt auch etwas Kupferglanz (im Foto zartgrau) auf. Vergr. \cong 450 \times , P 6, Luft.

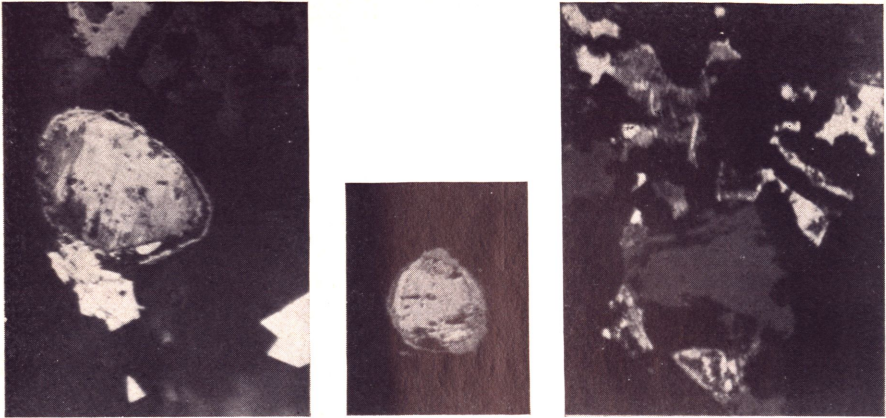


Abb. 23. Magnetkies (hellgrau) wird parallel der Spaltbarkeit von Kupferglanz (deutlich dunkler) verdrängt. Daneben etwas Zwischenprodukt (noch dunkler als Cu_2S). Ein zarter Randsaum besteht ebenfalls aus Chalkosin. Pyritneubildung am Kornrand, im unteren Teil des Bildes dagegen Arsenkies. Vergr. $\approx 450\times$, P 6, Luft.

Abb. 24. Durch Farbeindruck und Isotropie als Chalkopyrrhotin angesprochenes Erzkorn. Beim Zerfall desselben entsteht Kupferkies (heller Randsaum um wenig dunkleren Chalkopyrrhotinrest), der Randsaum ist Kupferglanz mit Spuren von Zwischenprodukt. Vergr. $\approx 450\times$, P 6, Luft.

Abb. 25. Ehemaliges Chalkopyrrhotinskelett, jetzt in ein Gemenge von Magnetkies (weiß) und in Partien zerfallen, die hauptsächlich aus extrem feinkörnigen Gemengen von Bornit und Kupferkies bestehen, die aber daneben etwas Vallerit und Kupferglanz enthalten. Die eingeschlossene Gangart ist z. T. Olivin (noch verhältnismäßig hellgrau) und Nephelin (sehr dunkelgrau). Vergr. $800\times$, 1/10 Fl, Öl.

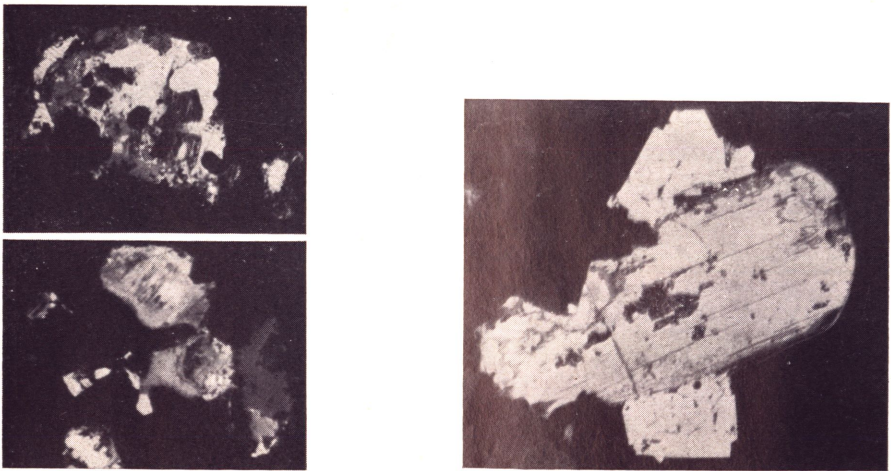


Abb. 26. Chalkopyrrhotin, gänzlich in ein Gemenge von Magnetkies (weiß), Kupferkies, Vallerit, Kupferglanz, Zwischenprodukt und Magnetit zerfallen. Die Komponenten des zerfallenen Mischkristalls sind im Foto kaum zu unterscheiden. Vergr. $600\times$, 1/7 Fl, Öl.

Abb. 27. Gänzlich zerfallener Chalkopyrrhotin, jetzt ein Gemenge von Magnetkies, Vallerit, Kupferglanz und Kupferkies. Daneben auch Gelpyrit-Markasitgemenge, außerdem im Foto verhältnismäßig dunkelgrau etwas Magnetit.

Abb. 28. Arsenkies (weiß) tritt am Kornrand eines verhältnismäßig großen, idiomorphen Magnetkieskristalles (hellgrau) auf. An diesem sind Rückbildungs- und Verdrängungserscheinungen erkennbar. Die Rückbildungsprodukte sind Pyrit-Markasit-Zwischenprodukt-Gemenge, daneben tritt, deutlich etwas heller als das Zwischenprodukt, aber dunkler als Magnetkies, als Neubildung auch etwas Kupferglanz auf. Vergr. $450\times$, P 6, Luft.

Magnetit

Aus seinen Kornformen und seiner Verteilung im Gestein läßt sich erzmikroskopisch ziemlich sicher eine altersmäßige Einstufung der Magnetitabscheidung in die Einzelphasen der Erstarrung des basaltischen Magmas durchführen.

Früheste Magnetitbildungen — Mengen und Korngrößen sind sehr gering — sind in den einsprenglingsartig auftretenden relativ großen Olivinen gelegentlich zu beobachten. Ganz selten finden sie sich im Kernteil, etwas häufiger in der oft braungefärbten höher reflektierenden und deshalb eisenreicheren Randzone (siehe hierzu Abb. 10 und 11). Die Kristalle sind hier idiomorph und orientiert im Wirt eingeschlossen. Die bekannten regelmäßigen Verwachsungen, bei denen Magnetit mit der Fläche (111) auf (010) von Olivin so verwächst, daß die Richtung [110]-Magnetit mit [100]-Olivin zusammenfällt, sowie die Orientierung Olivin (011), [100] parallel Magnetit (111), [110] sind aber auch an den Magnetiten zu erkennen, die unmittelbar nach Abschluß der Kristallisation des Olivins (siehe hierzu Abb. 11) entstehen, und sogar auch noch an solchen, die wenig später im Abscheidungszeitraum der Augite als Keim aus der Schmelze abgeschieden werden. Daß die Orientierung in diesem Frühstadium der Kristallisation eintritt, ist kein Wunder, wie es auch keines ist, daß die Kristalle oft nach der Verwachsungsfläche tafelig verzerrt sind. Das ist bei Magnetitzwillingen bekanntlich sehr oft, bei regelmäßigen Aufwachsungen an den Gastmineralien vielleicht noch häufiger zu finden. Darauf beruht es natürlich, daß der Magnetit nach SÖLLNER eine gewisse Einregelung zeigt. Diese betrifft aber nicht den Magnetit, sondern natürlich den Olivin, und deshalb fallen die in Olivinschnitten im Anschliff erkennbaren Längsachsen der Magnetite naturgemäß auch in die Richtung der Fluidaltextur des Gesteines. Orientierte Verwachsungen der genannten Art sind in Foto 11 bei starker Vergrößerung gezeigt. Auf Foto 11 ist zu bemerken, ganz besonders schön aber auf Abb. 10 und Abb. 12, daß sich die Magnetitabscheidung kontinuierlich durch alle jüngeren Phasen der Erstarrung des Gesteins hindurch fortsetzt. Abb. 12 beweist beispielsweise, daß ein sehr früh, wahrscheinlich „kurz postolivinisch“ entstandener normaler Magnetit (das große Erzkorn zeigt in seinem Mittelteil einen schlecht erkennbaren etwas helleren Fleck von normativem Magnetit) auch noch während der Auskristallisation der Augite und des Nephelins fortgewachsen ist. Das Magnetitkorn enthält zonar massenhaft Einschlüsse von Augit, aber noch keinen Nephelin. Dafür ist an der Hauptmasse des Magnetits der gleichen Abbildung und des der Abb. 10 z. B. zu erkennen, daß sie postaugitisches Alter hat und auf Oberflächen von Augiten aufgewachsen ist. Noch andere Magnetite werden von Nephelin allseitig eingeschlossen oder schließen diesen auch selbst ein.

Werden früh ausgeschiedene Kristalle des Fe_3O_4 mit dem Abschluß der Bildungsphase der Augite — wie in Abb. 12 — vollständig von Augit eingehüllt, dann hört das Wachstum des Magnetits natürlich auf. Wo das aber örtlich nicht der Fall ist, sind in den äußersten Randpartien (siehe Abb. 13) auch Nepheline eingeschlossen. Selbst jüngste Glasbasis ist bei starker Vergrößerung (siehe Abb. 14) zu finden und schließlich gibt es sogar, wie in Abb. 10, noch jüngere Magnetite als Ausfüllung winzigster Klüfte im Olivin.

Die Korngrößen des Magnetits schwanken in weiten Grenzen. Früh entstandene Einschlüsse im Zonarbau des Olivins sind meist sehr klein. Sie unterschreiten in der Regel die 10μ Grenze bei weitem und sind idiomorph. Die jüngere Hauptmenge des Fe_3O_4 ist wesentlich gröber — die Korndurchmesser mögen etwa bei 20μ im Durchschnitt

liegen — und es zeigen sich hier die verschiedensten Kornformen. Im Übergewicht allerdings scheinen idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle zu sein, ausgesprochen xenomorphe Kornformen sind zwar auch häufig, aber doch deutlich seltener. Kornzusammenballungen, wie sie von SÖLLNER beschrieben sind, konnten wir nicht beobachten, wohl aber Frühabscheidungen, die über den gesamten Zeitraum der Magmenerstarrung hinweg fortgewachsen sind, und die dann Korndurchmesser bis maximal etwa $200\ \mu$ aufweisen. Hier zeigen sich besonders schöne poikilitische Strukturen im Einzelkorn, allerdings bei meist zonarer Anordnung der Fremdeinschlüsse. Hauptursache für diese Art von Strukturen ist die Kristallisationsfreudigkeit des Magnetits, die sich, wie das besonders schön von Schlacken bekannt ist, sogar noch in zähen Schmelzen in einer Neigung zum Skelettwachstum äußert. Ein solches natürliches Magnetitskelett im Schnitt senkrecht auf eine vierzählige Achse ist in Foto 15 abgebildet und im Schliffmaterial recht häufig.

Die Verfasser halten die Annahme SÖLLNERs, daß Magnetite vom Typus der in Abb. 12, 13, 14 und 15 dargestellten Art auf magmatische Korrosion bzw. Resorption zurückgehen, für eine Fehldeutung.

Abwegig erscheint auch, daß (nach SÖLLNER) eine gravitative Anreicherung des Magnetits eingetreten sein soll. Dagegen spricht die relative Altersstellung des Magnetites zu den Silikaten; denn da nirgendwo ein deutlicher Hiatus bei der Abscheidung der beobachteten Magnetittypen zu erkennen ist, kann nur angenommen werden, daß sich dieser Vorgang kontinuierlich über den Gesamtzeitraum der Erstarrung erstreckt hat. Gegen eine gravitative Differentiation sprechen auch die Korngrößen und die Kornformen, wie ganz allgemein die sicher verhältnismäßig schnelle Erstarrung der Basaltdecke.

Wenn die von SÖLLNER beobachtete oder errechnete Zunahme des Magnetitinhaltens mit zunehmender Teufe reell ist, dann wird das andere Ursachen haben, die wahrscheinlich darin liegen, daß der Fe-Inhalt des Magmas im Verlauf des Ergusses schon von vornherein verschieden hoch gewesen ist.

Der Farbeindruck der Magnetite in Luft und in Öl schwankt innerhalb der untersuchten Schliffflächen stark, schon im Bereich von Bruchteilen eines Millimeters, und gestattet, Schlußfolgerungen auf den Chemismus des Magnetits und auf örtliche Verschiedenheiten des Magma-Chemismus zu ziehen. Normatives FeFe_2O_4 , also ein Mn- und Ti-freier Magnetit, tritt gegenüber rötlichbraungrau reflektierendem Ti-Magnetit mit unentmischten Titangehalten zurück. Die Verteilung des Ti ist schon im einzelnen Magnetitkorn nicht gleichmäßig, sondern entweder diffus fleckig (siehe hierzu Abb. 16) oder auch, wie in Abb. 12, deutlich zonar wechselnd, wobei bald die Kernpartie, bald die Außenzone des Einzelkornes besonders Ti-reich ist. Eine Regelmäßigkeit ist, wahrscheinlich als Folge des zu kleinen Schliffmaterials, nicht zu erkennen.

Höhere Mangangehalte sind verhältnismäßig selten und meist an frühgebildete und in Olivin eingeschlossene Magnetite geknüpft, gelegentlich aber auch an solche, die während eines längeren, jüngeren Zeitabschnittes fortgewachsen sind. Hier bilden sie den Kern der Körner, während der breite Randsaum Ti-reich ist (siehe hierzu Abb. 17).

Zu den verschiedensten Zeitpunkten, während, nach und lange nach der Erstarrung des Basaltes, sind mannigfaltige Umbildungen am Fe_3O_4 eingetreten.

Wann und wie es zur Reduktion des Magnetits bis zum metallischen Eisen gekommen ist — man findet es in sehr kleiner Menge gelegentlich im Magnetit — ist

unbekannt. Sein Auftreten weist auf örtlich extrem niedriges Redoxpotential hin. Möglicherweise sind im Basalt eingeschlossene Braunkohlen — SÖLLNER erwähnt ein Vorkommen im Süden des Teichelberges — an den zur Neubildung von gediegen Eisen notwendigen Reduktionsvorgängen beteiligt.

Der Zeitraum, in dem es im Magma zur Entstehung von Magnetit gekommen ist, ist wahrscheinlich durch Temperaturen gekennzeichnet, die zwischen 900 und 1100 ° C gelegen haben werden, und es darf deshalb nicht wundern, daß große Mengen von FeTiO_3 - (Ilmenit)-Molekül vom Magnetit aufgenommen worden sind. Entmischung ist im allgemeinen der schnellen Erstarrung und des geringen geologischen Alters der Gesteine wegen noch nicht eingetreten, und man findet als Ausdruck „eingefrorener Ungleichgewichte“ die oben beschriebenen starken Schwankungen im Farbeindruck. In größenordnungsmäßig 5 von 1000 Magnetitkörnern treten einige wenige Ilmenit-Entmischungskörper auf, wahrscheinlich deshalb, weil ein gewisser Grenz-Ti-Wert örtlich überschritten wird. Die Zahl der Ilmenit-E-Körper ist meist klein, mehr als drei Ilmenitlamellen sind in einem Korn nicht beobachtet (siehe Abb. 18). Selten schön ist in diesen Fällen nachzuweisen, daß es sich tatsächlich um Entmischungserscheinungen im festen Zustand handelt, weil an der Korngrenze der E-Körper gegen den unentmischten, Ti-reichen Magnetit ein schmaler Randsaum von Ti-freiem Fe_3O_4 auftritt, der diffus in die Ti-reiche Spielart übergeht.

Maghaemit

Auch auf die Umformung des Magnetits bei seiner Verwitterung, deren Alter sich nicht festlegen läßt, üben Titan- und Mangan-Gehalte einen Einfluß aus. Die Martitisierung wird verhindert oder stark verzögert, und an die Stelle von Eisenglanzneubildungen treten, wie in analogen Fällen so auch hier, solche von Maghaemit. Oft sind es nur winzige, nicht streng begrenzte, sondern randlich diffus in Magnetit übergehende Flecke, und nur selten einmal verdrängt der Maghaemit größere Partien des titanreichen Magnetites, wie etwa in Abb. 20.

Rutil

Als eine Folgeerscheinung der Maghaemitisierung entsteht als ein junges Nebenprodukt Rutil, charakteristisch an den Kornrändern der von der Umbildung betroffenen Magnetite. Das zeigen Abb. 15 und Abb. 19, nicht dagegen Abb. 20, doch ist im letztgenannten Falle offenbar nur rein zufällig in der Schlißfläche kein Rutil freigelegt. Da die untersuchten Gesteine sehr frisch sind, sind Maghaemit und Rutil nur selten zu finden.

Chalkopyrrhotin, Magnetkies, Kupferkies, Pentlandit

Die primär an sich sehr geringen Schwefelpartialdrucke im Magma sind bereits unmittelbar nach Abschluß der Phase der Frühkristallisation der Silikate und Oxide doch so stark lokal gesteigert, daß es örtlich auch zur magmatischen Abscheidung von Sulfiden kommt.

Diese sind in der Hauptsache vertreten durch Magnetkies, durch Verwandte der sogenannten „Chalkopyrrhotine“ und durch Chalkopyrrhotin selbst. Der Chalkopyrrhotin ist bekanntlich ein kubischer Mischkristall zwischen CuFeS_2 und FeS , jedoch gibt es offenbar auch Mischkristalle der beiden Verbindungen mit Magnetkiesgitter, wobei dann vielleicht die Beanteiligung des Kupferkiesmoleküls am Mischkristall besonders gering ist.

Normative Magnetkiestypen sind selten, treten örtlich aber in verhältnismäßig großen Kristallen auf, zeigen mitunter Einschlüsse von Pentlandit $(\text{Fe, Ni})_9\text{S}_8$ (siehe hierzu Abb. 21) und sind meist frisch, d. h. nicht oder jedenfalls nur in sehr geringem Ausmaß mit den typischen "birds eye"-Strukturen in Pyrit und Markasit zurückverwandelt. RAMDOHRs Zwischenprodukt, praktisch ein Gemarkasit, fehlt in den Rückbildungsprodukten nicht, es fehlt aber bei den typischen Magnetkiesen als Zerfallsprodukt natürlich Kupferkies oder der aus ihm zementativ neugebildete Kupferglanz. Letztere sind nur dann zu finden, wenn ursprünglich $\pm \text{CuFeS}_2$ -reiche Mischkristalle vorgelegen haben, und finden sich deshalb sowohl an manchen hexagonalen Magnetkiestypen als auch an den kubischen Chalkopyrrhotinen.

Die Altersstellung des Magnetkieses und des Chalkopyrrhotins entspricht im wesentlichen der des Magnetits. Ganz frühe Bildungen beider Mineralien haben tropfenförmige Gestalt oder sind idiomorph, jüngere oder zumindest jünger fortgewachsene Magnetkiese schließen randlich Silikate ein, und von Chalkopyrrhotin sind ausgesprochen poikilitische Strukturen bekannt. Sehr alte Magnetkiese mit fehlenden oder geringen Cu-Gehalten zeigen die Abb. 22, 23 und 28; alt, wenn auch vielleicht in den Außenzonen etwas jünger, ist der in Abb. 21 gezeigte Magnetkies. Die Rückbildungserscheinungen sind dort besonders gering, in Abb. 22, 23 und 28 dagegen sehr viel deutlicher, und es ist hier auch die monotome Basisspaltbarkeit des Minerals gut sichtbar. In Abb. 22 besteht die Hauptmasse des Umbildungsproduktes aus Pyrit und Zwischenprodukt, Kupferglanz ist nur sehr untergeordnet vorhanden, in Abb. 23 dagegen verdrängt Kupferglanz von der Spaltbarkeit aus den Magnetkies, und Pyrit entsteht in größeren Kristallen als Neubildung am Kornrand. Anders in Abb. 28, in der gezeigt ist, daß neben den typischen Rückbildungsprodukten reichlich auch Kupferglanz entsteht, wobei die Hauptmenge des Schwefels des ursprünglichen Mischkristalles zur Neubildung von FeS_2 verbraucht und das Kupfer in der schwefelarmen Verbindung Cu_2S an Ort und Stelle fixiert wird. Kupferglanz ist als Neubildung nur da charakteristisch, wo der Mischkristall primär arm an CuFeS_2 -Molekül gewesen und noch hexagonal ist, und wahrscheinlich ist der Zerfall oberhalb 103°C eingetreten; Wirt und Gast sind hier regelmäßig miteinander verwachsen. Die Verwachsung ist achsenparallel denkbar, da für Cu_2S $a_0 = 3,90$, $c_0 = 6,69$ und für FeS $a_0 = 3,44$ und $c_0 = 5,69 \text{ \AA}$ ist.

Das Auftreten von Pentlandit in Form der typischen Pentlanditflammen im Magnetkies (siehe hierzu Abb. 21) weist darauf hin, daß kleine Ni-Gehalte möglicherweise auch unentmischt verbreitet auftreten können, und es muß deshalb hier daran erinnert werden, daß kleine Mengen von Nickel offenbar eine stabilisierende Wirkung für den leicht zersetzlichen kubischen Chalkopyrrhotin besitzen und den Zerfall dieser Mischkristalle verzögern oder gar verhindern.

Trotzdem ist frischer Chalkopyrrhotin im Schriffmaterial eine Seltenheit, meist handelt es sich um wenige kleine Relikte in stark zersetztem Material. Einen Ausnahmefall bildet das in Foto 24 abgebildete Erzkorn, das wegen seiner für Magnetkies viel zu kräftigen und viel zu sehr ins Rosa-gelbbraune hineingehenden Farbe und seiner optischen Isotropie nur Chalkopyrrhotin sein kann. Außerdem entsteht hier im Rahmen des jungen Zerfalles des Mischkristalles nicht Kupferglanz, sondern Kupferkies, meist in verhältnismäßig großer Menge am Kornrand, und es scheint so, als ob beim Zerfall des kubischen Chalkopyrrhotins generell Kupferkies gewissermaßen als Leitmineral neben den typischen Gemengen von Pyrit, Markasit und Zwischenprodukt sich neubildet.

Die Hauptmenge der Chalkopyrrhotine im Groschlattengrüner Basalt fällt dem Bildungsalter nach offenbar mit dem der Ausscheidung der Hauptmenge des FeFe_2O_4 zusammen, und ist also intrasilikatisch, z. T. spätintrasilikatisch im nahezu schon festen Magma ausgeschieden. Daher tritt das Mineral in hypidiomorphen, verhältnismäßig großen Körnern mit sehr eigentümlichem Bau auf. Die Kristalle bilden ein zartes, sehr lockeres Skelett, von dem so große Mengen älterer Silikate umhüllt werden, daß man den Zusammenhang der in der Schlißfläche meist stark aufgelockerten, aber doch noch optisch zusammengehörenden Teile eines Chalkopyrrhotineinkristalles erst bei verhältnismäßig schwacher Vergrößerung erkennt. Einen Extremfall bildet das in Foto 25 dargestellte Einzelkorn. Gewöhnlich, wie in Abb. 26 oder 27, sind die Kornformen unkomplizierter und unauffälliger. Von gelegentlichen Chalkopyrrhotinrelikten abgesehen beweist dann immer nur das Auftreten von Kupferkies, besser von Kupfer-Eisen-Schwefelverbindungen, den ehemals kubischen Hochtemperaturmischkristall.

Valleriit, Bornit, Idait, Kupferglanz, Covellin

Mit der Abkühlung des Basaltes ist der Chalkopyrrhotin schnell instabil geworden und manchmal in ein kompliziertes Gemenge verschiedenartiger Mineralien, in der Hauptsache aber in Kupferkies und Magnetkies zerfallen. Dieser Magnetkies unterscheidet sich von dem primären durch sehr geringe Korngrößen, und es sind in der Regel ihm zugesellt: Valleriit, Bornit, Idait und ganz selten auch einmal Kupferglanz und Covellin.

In Abhängigkeit von der primären Zusammensetzung des Mischkristalles ändert sich auch nach seinem Zerfall das Mengenverhältnis der neugebildeten Sekundärmineralien. In Abb. 25 sind am Aufbau des ehemaligen Einkristalles in etwa gleichen Mengen Kupferkies, Bornit, Magnetkies und Pyrit beteiligt, während in Abb. 26 Pyrit und Bornit den Hauptanteil am Aufbau des Erzkornes ausmachen. Kupferkies ist hier nur untergeordnet und Magnetkies nur in Spuren zu beobachten. Sehr kompliziert ist der Zerfall entsprechend Abb. 27, wobei der ehemalige Chalkopyrrhotin in ein Gemenge von Pyrit, Markasit, Zwischenprodukt, Bornit, Kupferkies, Kupferglanz, Covellin, Valleriit und Idait zerfallen ist.

Die an früh gebildeten Sulfiden zu beobachtenden Zerfallserscheinungen treten im absolut frischen Gestein ohne erkennbaren Anlaß auf. Offenbar sind an den im Rahmen des Zerfalls eintretenden Einzelvorgängen winzigste Flüssigkeitsmengen auf Korngrenzflächen maßgeblich beteiligt. Interessant ist in diesem Zusammenhang (siehe hierzu die Abb. 23 und 28) das Auftreten von **Arsenkies**, durch welches angezeigt ist, daß es offenbar, wenn auch in sehr geringfügigem Ausmaß, mehr oder weniger hochtemperiert hydrothermale Veränderungen im Mineralbestand des Basaltes gibt. Mit der gleichen Hydrothermalphase, durch die die in Abb. 28 gezeigten Arsenkiese als Idioblasten entstanden sind, sind offenbar auch, wenn auch wesentlich tiefer temperiert, die Rückbildung des Magnetkieses in Pyrit und der Zerfall des Chalkopyrrhotins verbunden.

3. DIE KLUFT- UND DRUSENMINERALIEN

Gasblasen in dem fest werdenden Basaltbrei haben zur Entstehung von Hohlräumen Anlaß gegeben, deren Form und Größe in weiten Grenzen schwanken, wobei jedoch

Faustgröße selten überschritten wird. Diese Hohlräume, oder Drusen, wurden im Verlauf der postvulkanischen Tätigkeit von Lösungen durchtränkt und mit daraus auskristallisierenden Mineralien, vorzugsweise Zeolithen, ausgekleidet. Am häufigsten sind Natrolith und Phillipsit, die bereits LORD (1894) und MERKEL (1895) bzw. RICHARZ (1920) bekannt waren. Von H. BEYER wurden im „Aufschluß“ (1958) schöne Kristalle von Gismondin und Chabasit beschrieben. Wohl um die gleiche Zeit — anlässlich unserer Pfingstexkursion 1958 — fanden wir gleichfalls diese Mineralien sowie bereits früher — jedoch bisher unpubliziert — Thomsonit, Okenit, schöne Kristalle von Apophyllit, Calcit und Aragonit.

Die Klüfte zwischen den Basaltsäulen sind gelegentlich vom sogenannten „Magnalit“ erfüllt, der sich teils als Montmorillonit, teils als Saponit identifizieren ließ; WEISS, KOCH und HOFMANN haben auch Nontronit und Wolchonskoit festgestellt. Die Entstehung dieser Kluftausfüllung wird auf den Einfluß der Thermalwässer auf Aschenglas oder anderes primäres Gesteinsmaterial zurückzuführen sein. Der auf den Klüften gleichfalls vorkommende erdige Phosphorit kann in biogenen, den Basalt ehemals über- und unterlagernden Substanzen seinen Ursprung haben.

So wie die für die Drusen typischen Zeolithe gelegentlich auch die Wände der Klüfte überziehen, so können die Tonmineralien gelegentlich auch in den Drusen gefunden werden.

Natrolith

Natrolith, $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, tritt in der sehr einfachen Kombination $m(110) \cdot o(111)$ auf, häufig ist auch $a(100)$ vorhanden (Abb. 29). Die Kristalle sind sehr klein, höchstens 2 mm lang, meist mit unverzerrtem quadratischen Querschnitt und gut auf dem Reflexionsgoniometer meßbar. Natrolith sitzt in radialstrahligen Büscheln und Krusten den Phillipsitrasen, seltener unmittelbar dem Basalt auf.

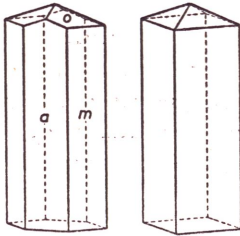


Abb. 29. Natrolith, $a(100)$, $m(110)$, $o(111)$.

Daneben kommen — gleichfalls meist auf Phillipsit aufgewachsen — trübweiße radialfaserige bis garbenförmige Büschel und Krusten mit mattem Seidenschimmer vor, das Röntgen-Pulverdiagramm ist sehr ähnlich, aber nicht identisch mit dem von Natrolith. Es kamen in Frage: ein teilweise hydratisierter Natrolith, also etwa „Laubanit“, ein durch Wasserverlust getrübtter Natrolith, also etwa RINNEs „Metanatrolith“, und schließlich ein anderes Glied der Natrolith-Mesolith-Skolezit-Reihe. Die erste Möglichkeit konnte fallengelassen werden, weil Laubanit-Diagramme sich kaum von Natrolith unterscheiden lassen, der zweite Fall kam gleichfalls nicht in Frage, wie die röntgenogra-

phisch verfolgte Entwässerung von Natrolith zeigte. Bei der Klärung der dritten und letzten Möglichkeit traten zunächst einige Widersprüche auf:

Nach den Untersuchungen von HEY & BANNISTER (1932) bilden Natrolith, $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, Mesolith, $\text{Na}_2\text{Ca}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, und Skolezit, $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, keine unbegrenzte Mischkristallreihe, sondern drei selbständige Typen mit begrenzter Möglichkeit für diadoche Substitution Na-K bzw. 2 Na-Ca. Dementsprechend muß es möglich sein, die drei genannten Mineralien röntgenographisch zu unterscheiden.

Betrachtet man die Pulverdiagramme von Natrolith und Skolezit, so fällt unter den zehn ersten Linien an zwei Stellen ein charakteristischer Unterschied auf, der 7. Reflex von Natrolith spaltet sich beim Skolezit in zwei Reflexe auf und umgekehrt fallen die Reflexe 8 und 9 von Natrolith beim Skolezit zusammen. Wie ein Vergleich der d-Werte zeigt, liegt der fragliche „Natrolith X“ dazwischen (Tabelle 2).

Tabelle 2. d-Werte von Natrolith, „Natrolith X“ und Skolezit.

| Nr. | Natrolith (PENG 1958) | | „Natrolith X“ | | Skolezit (PENG 1958) | |
|-----|--------------------------|------|---------------|------|-------------------------|------|
| | I | d | I | d | I | d |
| 1. | 10 | 6,44 | 5 | 6,53 | 3 | 6,53 |
| 2. | 10 | 5,81 | 8 | 5,88 | 4 | 5,81 |
| 3. | 3 | 4,47 | 3 | 4,63 | 3 | 4,69 |
| 4. | 10 | 4,32 | 7 | 4,38 | 5 | 4,37 |
| 5. | 6 | 4,10 | 4 | 4,11 | 1 | 4,19 |
| 6. | 1 | 3,48 | 1 | 3,70 | 1 | 3,63 |
| 7. | 10 | 3,18 | 8 | 3,18 | 2 | 3,15 |
| 8. | 4 | 2,93 | 3 | 3,11 | 1 | 3,09 |
| 9. | 4 | 2,93 | 5 | 2,94 | | |
| 9. | 10 | 2,83 | 10 | 2,87 | 10 | 2,86 |
| 10. | 1 | 2,66 | 2 | 2,68 | 2 | 2,68 |
| 11. | 3 | 2,57 | 4 | 2,57 | 1 | 2,58 |
| 12. | 3 | 2,43 | 5 | 2,43 | 1 | 2,47 |
| 13. | 2 | 2,41 | 1 | 2,40 | 1 | 2,42 |
| 14. | 2 | 2,32 | 3 | 2,32 | 1 | 2,32 |
| 15. | 2 | 2,25 | 3 | 2,26 | 1 | 2,26 |
| 16. | 6 | 2,17 | 5 | 2,19 | 3 | 2,20 |

Die DTA-Kurven von Natrolith, Mesolith, Skolezit sind deutlich verschieden (PENG 1958); es wurden daher Differential-Thermo-Analysen an normalem Natrolith von Groschlattengrün und am „Natrolith X“ durchgeführt, die erhaltene Kurve war in beiden Fällen gleich und entsprach der von Natrolith (Abb. 30).

Als Unterscheidungsmerkmal kann ferner der Wassergehalt herangezogen werden. Er beträgt im Idealfall für Natrolith 10,47%, für Mesolith 14,12% und für Skolezit 15,98%. Der Wassergehalt des „Natrolith X“ wurde an einer bei 700°C geglühten Probe bestimmt: Ergebnis 12,01%, also zwischen Natrolith und Mesolith.

Eine qualitative Spektralanalyse ergab selbstverständlich Si und Al, daneben Na und Ca in etwa der gleichen Größenordnung, außerdem wurde Mg nachgewiesen.

Unter Berücksichtigung der Ergebnisse aller angewandten Untersuchungsmethoden läßt sich zusammenfassend sagen: „Natrolith X“ ist ein Mischkristall zwischen Natrolith und Mesolith.

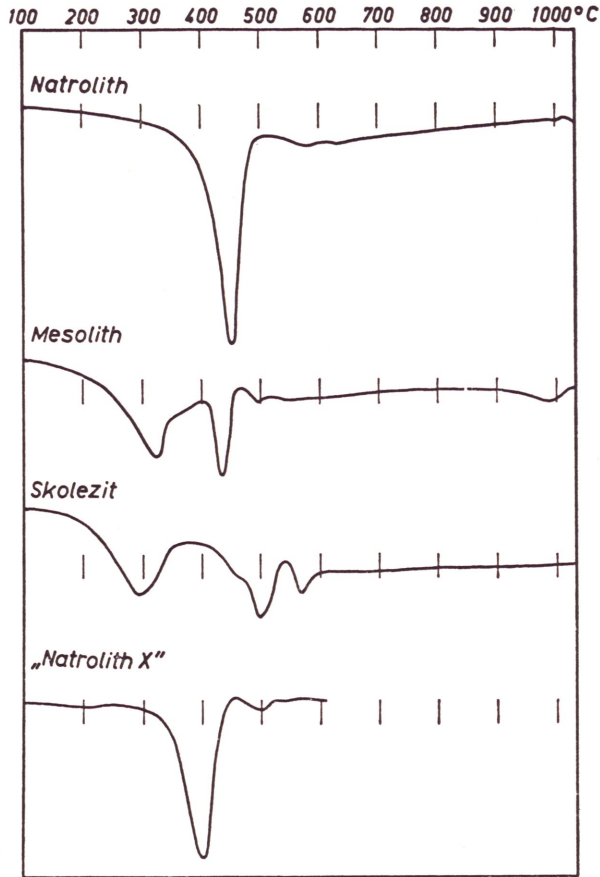


Abb. 30. DTA-Kurve für „Natrolith X“ von Groschlattengrün und Kurven der Vergleichssubstanzen.

Die Nachweisbarkeit für den „Umschlagpunkt“ liegt offenbar bei der röntgenographischen und bei der DTA-Untersuchung nicht beim gleichen Ca-Gehalt.

Die Röntgendiagnose ist für einen geringen Ersatz des Na durch Ca empfindlicher.

Thomsonit

Thomsonit, $\text{NaCa}_2[\text{Al}_2(\text{Al}, \text{Si})\text{Si}_2\text{O}_{10}]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, ist chemisch und strukturell eng mit Natrolith verwandt, aber in Groschlattengrün äußerst selten. Er bildet farblose glasklare Kristalle, die zu lockeren radialstrahligen Gruppen verwachsen sind und einer dichten weißen Kruste von Phillipsit aufsitzen, oder faserige Krusten mit schönem Seidenglanz, unterlagert von bräunlichem Saponit. Die morphologische Ausbildung der Einzelkristalle läßt etwa (100), (010), (110) und (001) erkennen, typisch sind die sehr gute Spaltbarkeit nach (100) und die weniger gute nach (010).

Phillipsit

Phillipsit, $\text{KCa} [\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, bildet die bekannten Zwillingstöcke von pseudotetragonalem Aussehen, die durch die Verwachsung nach (110) aus zwei Durchkreuzungszwillingen nach (001) entstanden sind. Die Kristalle sind glasklar bis durchscheinend weiß, mit deutlicher Streifung und gut erkennbarer Zwillingsnaht auf $m\text{-}m''$ (Abb. 31).*) Je größer die Kristalle sind, umso ausgeprägter ist die Streifung und

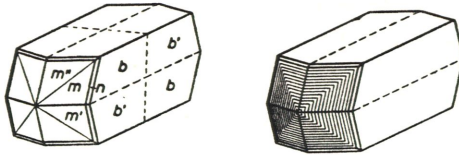


Abb. 31. Phillipsit, m (110), n (120), b (010).

umso größer auch die Neigung, Parallel- und Subparallelverwachsungen zu bilden. Charakteristisch für die Groschlattengrüner Phillipsite ist das Auftreten der Form (120), die teils nur kantenabstumpfend, teils als deutliche Fläche entwickelt, meist jedoch nicht gleichzeitig an allen Individuen eines Kompositkristalles ausgebildet ist. Die größten in unserem Besitz befindlichen Kristalle sind bis 3 mm lang und fast $1\frac{1}{2}$ mm dick. Phillipsit bildet in der Regel einen unmittelbaren der Basaltunterlage aufgewachsenen Kristallrasen, der häufig ganz oder stellenweise von Natrolith überwachsen ist.

Spektralanalytisch waren neben den Hauptbestandteilen Si, Al, Ca und K auch Ba und Na nachweisbar, und zwar variierte das Verhältnis Ba : Na in verschiedenen Proben erheblich. Auch bei deutlichem Ba-Gehalt handelte es sich nach dem Befund der Röntgenuntersuchung bei allen Proben um Phillipsit, nicht um Harmotom oder Wellsit.

Gismondin und Chabasit

Gismondin, $\text{Ca} [\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, kommt in Groschlattengrün sehr selten vor; auf rund 80 gesammelten Stufen wurde er nur zweimal beobachtet. Gismondin bildet typische pseudooktaedrische Kristalle von weißlicher Farbe mit einer Kantenlänge von höchstens 2 mm. Die Zwillingungsverwachsung aus niedriger symmetrischen Individuen kommt nicht nur in der Optik zum Ausdruck, sondern führt auch zu der unregelmäßig parkettierten Oberfläche. Bereits im Handbuch der Mineralogie von HINTZE (1896) findet sich ein Hinweis auf die mögliche Verwandtschaft zu Phillipsit, doch später ist dies wohl in Vergessenheit geraten, denn O. KRAUS, der 1939 die „rhombischen“ Gitterkonstanten bestimmte, erwähnt davon nichts, obgleich ein Vergleich der Zelldimensionen schnell die metrische Übereinstimmung erkennen läßt. Es ist nämlich

Gismondin $a_0 = 13,71$ $b_0 = 14,31$ $[101] = 8,65 \cdot 2$ $[100] : [001] = 90^\circ$
 Phillipsit $[102] = 14,04$ $b_0 = 14,28$ $c_0 = 8,64$ $[100] : [102] = 89^\circ 46'$

*) Die Beschreibung von BEYER, daß der Phillipsit eine trübweiße undurchsichtige Außenzone besitzt und keine Streifung erkennen läßt, kann nach unseren Beobachtungen an rund 30 Stufen nur für einen Ausnahmefall zutreffen.

Die in neuerer Zeit festgestellten Abmessungen einer Elementarzelle mit monokliner Symmetrie $a_0 = 10,02$, $b_0 = 10,62$, $c_0 = 9,84 \text{ \AA}$, $\beta = 92^\circ 25'$ (K. FISCHER, 1958) lassen die Verwandtschaft weniger deutlich zum Ausdruck kommen.

Chabasit, $(\text{Ca}, \text{Na}_2) [\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6 \text{ H}_2\text{O}$, zeigt Tracht und Habitus der als „Phakolith“ bezeichneten morphologischen Variante. Es sind regelmäßig gebildete Ergänzungszwillinge zweier rhomboedrischer Kristalle nach (0001), die wegen der Abplattung durch die Basis und bei gerundeten Flächen Linsenform erhalten. Farbe weiß. Nach RICHARZ (1920) soll die erste Erwähnung von Chabasit auf einem Irrtum beruhen, er schreibt: „Wenn Alb. SCHMIDT aus dem Staudt'schen Steinbruch neben Natrolith auch Chabasit erwähnt, so liegt zweifellos eine Verwechslung mit Phillipsit vor . . .“. So „zweifellos“ können wir der Annahme einer Verwechslung nicht zustimmen und möchten eher die Kritik von RICHARZ als voreilig bezeichnen. Es liegt kein Grund vor, daran zu zweifeln, daß A. SCHMIDT tatsächlich schon 1895 Chabasit festgestellt hat.

Apophyllit und Okenit

Apophyllit, $\text{KCa}_4 [\text{F} | (\text{Si}_4\text{O}_{10})_2] \cdot 8 \text{ H}_2\text{O}$, wurde von uns bisher nur einmal beobachtet, aber in einer sehr interessanten Paragenese. Der Habitus der gut 2 mm langen wasserklaren Kristalle wird vom tetragonalen Prisma 1. Stellung bestimmt, dazu kommen das Prisma 2. Stellung und die Basis, nur ausnahmsweise tritt als Kantenabstumpfung die Dipyramide (011) auf, die sonst für Apophyllit typische Form (111) fehlt. Wegen der ausgezeichneten basalen Spaltbarkeit zeigt (001) Perlmutterglanz. Der Apophyllit sitzt nicht in einem normalen Drusenraum, sondern in einer Höhlung, die sich neben einem Nebengesteinseinschluß gebildet hat, und ist also offensichtlich unter Mitwirkung aus dem Einschluß stammender Komponenten entstanden. Die Kristalle sind nicht unmittelbar dem Basalt aufgewachsen, sondern einer dichten weißen Kruste mit niedrigkugeliger Oberfläche und Radialstruktur. Diese Kruste, die in einer Dicke von etwa 1 mm die ganze Wandung überzieht, erwies sich überraschenderweise als Okenit, $\text{CaH}_2[\text{Si}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Die Faserachse ist $b_0 = 7,20 \text{ \AA}$. Im Dünnschliff zeigt der Okenit sehr schön sphärolithische Aggregate.

Kalkspat und Aragonit

Kalkspat kommt im Basalt als Drusenmineral und als Kluftausfüllung häufig vor, meist sind die Kristalle jedoch sehr verzerrt, die Flächen stark gerundet und nicht meßbar. So umfaßt z. B. bei einem gestreiften Rhomboeder die Krümmung etwa 20° , nur an der Spitze ist es mit (01 $\bar{1}2$) indizierbar. Die Farbe des Kalkspates ist gelblich bis rein weiß, manchmal sind deutlich zwei Generationen unterscheidbar, beide jünger als die Zeolithe. Als Beispiel für die flächenreichen Kombinationen sei ein Kristall aus einer Phillipsitdruse angeführt mit vorherrschendem Skalenoeder (54 $\bar{9}1$), großem Rhomboeder (40 $\bar{4}1$), kleinem (02 $\bar{2}1$) und ganz schmalem (10 $\bar{1}1$); die Basis ist gerundet und rauh (Abb. 32). Auch konzentrisch schaliger kryptokristalliner Calcit von weißer bis schwach gelblicher Farbe kommt vor.

Aragonit, die rhombische Modifikation von CaCO_3 , ist gleichfalls vertreten. Es handelt sich um 2–3 cm lange stengelige Kristalle, die wirrstrahlig miteinander verwachsen sind. Die Farbe ist gelblichweiß und gelegentlich violettrosa.

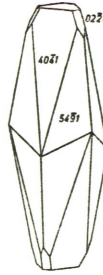
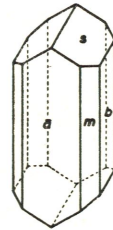


Abb. 32. Kalkspat, steiles Skalenoeder mit Rhomboedern und Basis.

Diopsid

Zu erwähnen ist als „Drusenmineral“ auch Diopsid, der häufig in einem eigenartig ausgebleichten Basaltsaum angereichert ist, manchmal als dünne durchgehende Tapete die Drusenwandung auskleidet und gelegentlich mit freien Kristallendigungen in den Drusenraum hineinragt. Hier ist er meist von Phillipsit überwachsen, aber auch allseitig umwachsen, so daß die Diopsidkristalle zweiseitig idiomorph ausgebildet sind. Sie lassen sich leicht herauspräparieren und haben ganz ausgezeichnet glatte Flächen. Es handelt sich um die Kombinationen a (100), b (010), m (110), s ($\bar{1}11$); die Kristalle sind säulig mit quadratischem Querschnitt oder leicht abgeplattet nach a (100), die Farbe wechselt zwischen hellgrün und bräunlichgrün. Die Länge beträgt 1—3 mm.

Abb. 33. Diopsid, a (100), b (010), m (110), s ($\bar{1}11$).

„Magnalit“, Montmorillonit, Saponit

Nach Carl W. v. GÜMBEL (Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges, 1868, S. 430) füllt mitunter eine „specksteinartige, weiße, fleisch- und isabellfarbige, auch gelbliche, grünliche und bräunliche Substanz“ die Kluft- und Blasenräume der ostbayerischen Basalte. — Albert SCHMIDT (1895) hat diese Substanz als „Malthazit“ bezeichnet. Da jedoch der von BREITHAUPT (1837) aus dem Basalt von Steindörfel in Sachsen beschriebene Original-Malthazit kein MgO enthält, während RICHARZ im Groschlattengrüner Material reichlich MgO und Al_2O_3 feststellen konnte, schlug letzterer (1920) entsprechend der chemischen Zusammensetzung den neuen Namen „Magnalit“ vor.

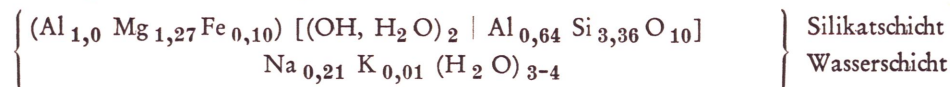
Die uns zur Untersuchung vorliegenden „Magnalite“ haben sich teils als Montmorillonit, teils als Saponit erwiesen. Die Montmorillonite haben im allgemeinen lichtere, die Saponite dunklere Färbung; erstere stammen offenbar bevorzugt aus den Klüften, die letzteren aus den Drusen. Neben grünlichgrauem Saponit tritt auch bräunlicher Saponit auf.

Eine bereits von A. SPENDEL im Auftrag von S. RICHARZ (1920) ausgeführte Analyse eines „Magnalites“ (Tabelle 3, a) führt sehr gut zu einer Montmorillonitformel, acht chemische Analysen von weißen bis graugrünen Saponiten aus dem Basalt von Groschlattengrün haben WEISS, KOCH und HOFMANN (1955) mitgeteilt. In letzteren schwankt der MgO-Gehalt zwischen 30,3 und 32,3 Gew.-%, der Al₂O₃-Gehalt zwischen 8,5 und 11,0 Gew.-%, der Wassergehalt liegt um 19 %; die Durchschnittswerte aus drei Analysen (Tabelle 3, b) wurden von den genannten Autoren der Berechnung der Formel zugrundegelegt.

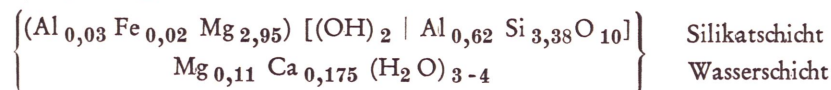
Tabelle 3. Chemische Analyse von Montmorillonit und Saponit aus dem Basalt von Groschlattengrün.

| a) Montmorillonit (SPENDEL, in RICHARZ, 1920) | | | b) Saponit (WEISS, KOCH & HOFMANN, 1955) | | | | |
|--|--------|------------------|---|--------------------------------|-------|------------------|------|
| Gew.-% *) | | | Gew.-% *) | | | | |
| SiO ₂ | 44,88 | Si | 3,36 | SiO ₂ | 54,74 | Si | 3,37 |
| Al ₂ O ₃ | 18,60 | Al | 1,64 | Al ₂ O ₃ | 8,93 | Al | 0,65 |
| FeO | 1,58 | Fe ²⁺ | 0,10 | Fe ₂ O ₃ | 0,43 | Fe ²⁺ | 0,02 |
| MgO | 11,40 | Mg | 1,27 | MgO | 32,08 | Mg | 2,95 |
| Na ₂ O | 1,47 | Na | 0,21 | MgO (austauschfähig) | 1,20 | Mg | 0,11 |
| K ₂ O | 0,83 | K | 0,01 | CaO | 2,65 | Ca | 0,17 |
| H ₂ O (105°) | 14,91 | H | 7,46 | H ₂ O (110°) | 9,17 | H | 3,77 |
| Glühverlust | 6,33 | H | 3,17 | Glühverlust | 9,93 | H | 4,08 |
| Σ | 100,00 | | | | | | |

Für den von SPENDEL analysierten Montmorillonit ist das Ionenaustauschvermögen nicht bekannt, und somit kann die Besetzung der Wasserschicht mit austauschfähigen Kationen nicht mit Sicherheit angegeben werden. Die Zusammensetzung dürfte der folgenden Formel entsprechen:



Das Quellungswasser in den Saponiten macht nach WEISS, KOCH und HOFMANN pro Formeleinheit 2,9 H₂O aus. Die auf 10 O + 2 OH + 2,9 H₂O berechneten Analysen ergeben:



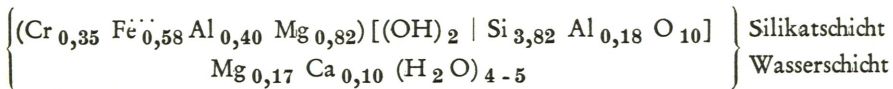
Die Gitterkonstanten des genannten Saponites sind nach WEISS und Mitarbeitern: a₀ = 5,33 Å, b₀ = 9,21 Å, c₀ = 30,72 Å, β ~ 97°, das Kationenaustauschvermögen 130—140 mval/100 g lufttrockenem Material. Die chemische und röntgenographische Verfolgung der Differentialthermoanalyse ergibt, daß die beiden endothermen Maxima zwischen 100 und 300° C auf die Abspaltung des Quellungswassers und des Hydrationswassers zurückzuführen sind, während die Abspaltung von Wasser aus den Hydro-

*) nach Abzug von 6,02 % CaCO₃ auf 100 % berechnet.

xylogruppen der Silikatschichten bei 556—650° C erfolgt und bei 700° quantitativ beendet ist. Als Endprodukt der thermischen Behandlung entstehen Enstatit und amorphes Al_2O_3 .

Wolchonskoit

Wolchonskoit ist ein dunkelgrünes chromhaltiges Mineral der Montmorillonitgruppe, das nach WEISS, KOCH & HOFMANN (1954) in Groschlattengrün derbe bis faustgroße Stücke bildet und auch gemeinsam mit Montmorillonit, Saponit und Nontronit als Kluftausfüllung auftritt. Der Mittelwert aus drei Analysen (SiO_2 60,85, Cr_2O_3 7,12, Fe_2O_3 12,35, Al_2O_3 7,86, MgO 10,45, CaO 1,44, H_2O (110°) 18,5, H_2O (Glühverlust) 10,02 Gew.-%) führt nach WEISS und Mitarbeitern zu der Strukturformel



Das Kationenaustauschvermögen beträgt 108 mval/100 g lufttrockenem Wolchonskoit, davon ca. 60 mval Mg-Ionen und ca. 40 mval Ca-Ionen. Die Gitterkonstanten, gleichfalls nach WEISS u. Mitarbeitern, sind $a_0 = 5,16$, $b_0 = 8,94$, $c_0 = 14,40$ Å. Wolchonskoit ist optisch zweiachsig negativ, die Brechungsindizes für lufttrocknen Wolchonskoit mit dem Schichtabstand 14,4 Å sind $n_\alpha = 1,49$, $n_\beta = 1,50$, $n_\gamma = 1,515$. Die DTA-Untersuchung bestätigt die nahe Verwandtschaft zu Nontronit. Die Abgabe des Quellungswassers erfolgt bei ca. 200° C, die Abspaltung des Wassers aus den Hydroxylgruppen beginnt bei etwa 400° C.

Da die Grünfärbung des Wolchonskoites im Gegensatz zu Nontronit auf dem Cr-Gehalt beruht, ist hierin ein Unterscheidungsmerkmal zwischen Wolchonskoit und Nontronit gegeben. Mit verdünnter wässriger NH_3 -Lösung befeuchtet, färbt Nontronit sich infolge der Oxydation des Fe^{2+} zu Fe^{3+} durch den Luftsauerstoff braun, während Wolchonskoit auch nach monatelangem Behandeln unverändert grün bleibt. Der Cr-Gehalt des Wolchonskoites wird aus den Olivinknollen herrühren, die ja bis 3 Gew.-% Chromit, ferner Chromdiopsid und Cr-haltigen Olivin enthalten und Mitbringsel aus großer Erdtiefe darstellen.

Phosphorit

RICHARZ (1920) und SOLLNER (1960) berichten über Phosphorit, der sich in Klüften zwischen den Säulen als „gelbes, leicht zerreibliches, sich fettig anführendes Material“ abgesetzt hat und dort eine Schichtdicke bis zu mehreren Zentimetern erreichen kann; vom Regenwasser zusammengespült kann er in kleineren Hohlräumen auch zu nierig-traubigen Gebilden von dichter opalartiger Beschaffenheit (Härte nahe 5, Dichte 2.54) werden. Unter dem Mikroskop zeigen diese Phosphorite kryptokristalline Struktur mit winzigen Apatitkörnchen von durchschnittlich 0.02 mm Größe. Wir haben diese Körnchen auch röntgenographisch als Apatit diagnostiziert; eine am Geologischen Landesamt München ausgeführte und von SOLLNER (1960) mitgeteilte Teilanalyse des Groschlattengrüner Phosphorites ergab 21% P_2O_5 . Nach SOLLNER wird dieser Phosphorit wahrscheinlich durch die postvulkanischen CO_2 -Wässer zugeführt worden sein; man könnte auch an PO_4 -Zufuhr aus biogenem Oberflächenmaterial denken.

Abgesehen von den zuletzt genannten Kluftausfüllungen kann man bei den Drusen drei Typen feststellen, die sich nicht so sehr in ihrer Mineralführung wie offenbar in ihrer Genese unterscheiden:

a) Drusenräume, bei denen der umgebende Basalt in einer Breite von etwa 1 cm eigenartig ausgebleicht erscheint. Unsere Dünnschliffuntersuchung bestätigte die Befunde von RICHARZ und SÖLLNER, wonach in dieser Zone die Olivine sehr unfrisch sind und der normale Augit in Diopsid übergeht. Auf den Diopsid, dessen Ausbildung oben beschrieben wurde, folgen dann die weiteren Drusenminerale. In diesen Drusen schließt sich die Bildung der Zeolithe, wie vor allem das gleichzeitige Wachstum von Phillipsit und Diopsid zeigt, unmittelbar an die Erstarrung des Basaltes an; die Drusenfüllung bildet den Abschluß der Gesamtkristallisation. Schematisch kann man etwa folgende Abfolge aufstellen:

1. Ausgebleichte Basaltzone mit Diopsidanreicherung
2. Auskleidung mit Diopsid
3. Wirrstrahliger Phillipsit mit eingewachsenen Diopsidkristallen
4. Phillipsitkristalle
5. Natrolith
6. ± Kalkspat.

Selbstverständlich gibt es von diesem Schema die vielfältigsten Abwandlungen, schon weil längst nicht in jedem Drusenraum alle hier genannten Mineralien vorhanden sind und weil die selteneren Zeolithe als „Zufallsbildungen“ nicht mit eingeordnet werden können.

b) Hohlräume, die sich neben Fremdeinschlüssen gebildet haben; zur Drusenfüllung können Komponenten des Magmas und des Einschlusses beigetragen haben. Einer solchen Bildung gehören z. B. der Apophyllit und Okenit an.

c) Drusenräume, bei denen der umgebende Basalt kaum eine Veränderung zeigt. Hier sind die Zeolithe offenbar eine späte Neubildung; treten Phillipsit und Natrolith nebeneinander auf, dann ist Phillipsit stets das ältere Mineral.

FOLGERUNGEN AUS DER GESAMTANALYSE UND DEM KORNGEFÜGE DER OLIVINKNOLLEN

Chemismus

Für die chemische Analyse wurde eine homogene und einschlußfreie Probe ausgewählt. Die erhaltenen Werte sind in Tabelle 4 den bisher bekannten Daten gegenübergestellt; für die Mittelwerte der drei Analysen wurden die Magmenzahlen nach NIGGLI errechnet. Sie stimmen gut mit den zum Vergleich angegebenen Zahlen für melanatron-gabbroide Magmen überein. Zudem entspricht die Analyse dem Mittel der Nephelin-basalte nach DALY.

Ein Vergleich obiger Ergebnisse mit denen von RICHARZ (1920) zeigt, daß der Basalt während des Abbaues von 1920 — 1958 in den untersuchten Bereichen eine ver-

Tabelle 4. Chemische Analysen des Nephelinbasaltes von Groschlattengrün.

| | 1 DÖRR 1895 | 2 SÖLLNER 1960 | 3 neu 1961 | 1—3 Mittel | Mol.-Quot. (x 1000) | NIGGLI-Werte für | | |
|--------------------------------|-------------------|----------------------|------------------|---------------|------------------------|------------------|------------------------------------|------------|
| | | | | | | Groschlattengrün | melanatron- gabbroide Magmen | |
| SiO ₂ | 38,00 | 39,20 | 39,38 | 38,86 | 6467 | si | 77 | 75 |
| TiO ₂ | 3,49 | 2,94 | 3,26 | 3,23 | 404 | ti | 4 | |
| Al ₂ O ₃ | 11,85 | 11,23 | 10,34 | 11,14 | 1093 | al | 13 | 13 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,77 | 6,93 | 4,14 | 6,28 | 39 | | | |
| FeO | 5,85 | 7,61 | 9,50 | 7,65 | 1065 | fm | 50 | 52 |
| MnO | 0,29 | 0,21 | 0,24 | 0,25 | 29 | | (mg = 0,72) | (mg = 0,6) |
| MgO | 11,89 | 12,89 | 12,17 | 12,32 | 3056 | | | |
| CaO | 14,52 | 12,61 | 13,18 | 13,44 | 2396 | c | 28 | 27 |
| Na ₂ O | 3,92 | 3,27 | 3,10 | 3,43 | 553 | alk | 8 | 8 |
| K ₂ O | 1,95 | 1,07 | 1,60 | 1,54 | 163 | | (k = 0,23) | (k = 0,25) |
| H ₂ O | 1,13 | 1,58 | 1,86 | 1,52 | 844 | — | | |
| P ₂ O ₅ | 0,32 | 0,45 | 0,89 | 0,55 | 39 | — | | |
| S | n. bst. | 0,04 | Spur | 0,04 | — | — | | |
| Σ | 100,98 | 100,03 | 99,66 | 100,25 | | | | |

hältnismäßig große chemische und mineralogische Homogenität beibehalten hatte. Gleichgeblieben ist die Augit-, Nephelin- und wohl Erzführung; gering ist der Wechsel im Chemismus des Olivins.

RICHARZ (1920) gibt für Olivin 2 V um 90° und negativen Charakter der Doppelbrechung an. Die nunmehr untersuchten Olivine besitzen überwiegend 2 V um 90° mit positivem Charakter der Doppelbrechung. Dies entspricht einer Änderung von etwa 20 Mol Fayalit auf 10 Mol Fayalit.

Ähnlich gering ist die Variation im Chemismus der Olivine im Basalt aus dem Burgenland (E. ZIRKL, 1953) und im rheinischen Basalt (K. F. CHUDOBA & J. FRECHEN, 1943).

Zum Korngefüge der Olivinknollen

Mehrfach ist schon versucht worden, aus der Art der bevorzugten Orientierung der Olivine im Gestein genetische Hinweise zu erhalten. Grundsätzlich können zwei Arten von Regeln unterschieden werden; Orientierung nach der Kornform und nach dem Kristallgitter.

Kornform-Orientierungen mit α parallel c des Gefüges sind bekannt in gebankten Duniten, Basalten und Olivinfelsen; unterschiedlich ist aber die γ -Regel: In Duniten liegen die γ -Pole in (ab); in Basalten besitzen sie oft ein Maximum in a ; in Olivinfelsen kann es zu einem (ac)-Gürtel der γ -Pole kommen. Zudem sind unregelmäßige Olivingefüge als Ergebnis der Gravitationsdifferentiation bekannt und konvergierende Kornlagen, die eine Unterscheidung der Genese nicht ermöglichen. Eindeutig metamorphen Ursprungs sind bisher die β -Gürtel, als (ac) des Gefüges (TURNER, 1943, PAULITSCH, 1953). BATTEY (1960) untersuchte die Korn-Orientierung von Olivin in Duniten vom Dun Mountain, Nelson, Neu-Seeland, und fand, daß α [001] (neue Aufstellung) die Bänderung abbildet. Die Kataklase und Undulation parallel (010) (neue Aufstellung) weisen darauf hin, daß eine postkristalline Deformation stattgefunden hat.

Im folgenden ist das Ergebnis der gefügekundlichen Untersuchungen von 150 optischen Koordinaten der Olivine in den Knollen in drei Diagrammen dargestellt. n_a ent-

spricht dem Pol von (001), n_β dem Pol von (100) und n_γ dem Pol von (010). (001) ist als gute Trennfläche sowie als Ebene der Translation bekannt.

Abb. 34 zeigt die Tendenz der (001)-Flächen, sich subparallel der Gefügefläche s zu legen. Dargestellt sind die Pole von 50 (001)-Flächen = n_α .

Im Fall Groschlattengrün liegt mit der bevorzugten Orientierung von (001) subparallel s ein „Durchläufergefüge“ vor. Aus geometrischen Betrachtungen allein kann daher eine eindeutige Aussage über die Genese dieser Knollen nicht gewonnen werden, es müssen vielmehr noch allgemein geologische und petrologische Befunde (Typ der Korrosion, Kataklyse, Undulation) über die Olivinknollen herangezogen werden (vgl. Th. ERNST, 1935, CHUDOBA & FRECHEN, 1943, K. SÖLLNER, 1960).

Auf Grund der beobachteten Undulation und geringen Kataklyse ist die sekundäre mechanische Beanspruchung sicher. Die Paragenese mit Augiten und Chromit weist auf plutonische Genese hin. Ähnliche Ergebnisse erzielten ROSS, FOSTER, MYERS (1954). Sie fanden folgende Gemeinsamkeiten zwischen Dunit und Olivinknollen:

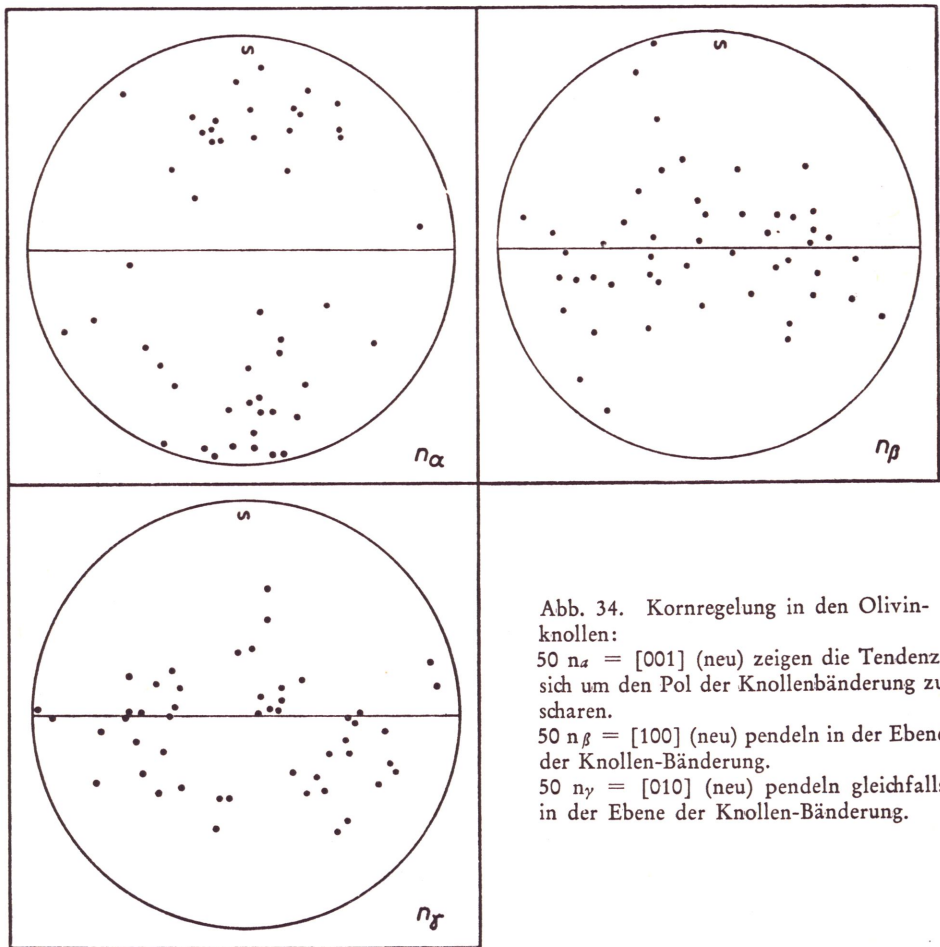


Abb. 34. Kornregelung in den Olivinknollen:

50 n_α = [001] (neu) zeigen die Tendenz, sich um den Pol der Knollenbänderung zu scharen.

50 n_β = [100] (neu) pendeln in der Ebene der Knollen-Bänderung.

50 n_γ = [010] (neu) pendeln gleichfalls in der Ebene der Knollen-Bänderung.

1. Ähnliche Gemengteile und chemische Zusammensetzungen in Haupt- und Spurenelementen.
2. Weltweites Auftreten bei ähnlichen Mineralmengen.

Sie kommen zum Schluß, daß beide Gesteine uns Auskunft über die Peridotitzone der Erdkruste geben.

P. HAHN-WEINHEIMER (1959) lieferte durch spektralanalytische und Isotopenuntersuchung einen Beitrag zur Unterscheidung von orthogenem oder paragenem Ursprung von Eklogiten. Der zunehmende Borgehalt ist ein Gradmesser für die Metamorphose. Präkambrische granitführende Mergel können nach dem Isotopenverhältnis das sedimentäre Ausgangsmaterial für die Eklogite sein. Auf ähnliche Schlüsse kommt auch WEISKIRCHNER (1952) für die Olivinknollen.

Abschließend kann gesagt werden, daß alle Gesteinsmerkmale (Gefüge, Chemismus, Mineralbestand und Paragenese) die Olivinknollen als hochtemperierte, eisenärmere Phase bestätigen.

Literatur

- Bathey, M. H.*: The relationship between preferred orientation of olivine in dunite and the tectonic environment. — *Am. Journ. Sci.* 258 (1960) 716—727.
- Beyer, H.*: Über Zeolithe im Basaltsteinbruch von Groschlattengrün (Oberpfalz). — *Der Aufschluß* 9 (1958) 180—182.
- Brown, G. & Stephen, I.*: A structural study of iddingsite from New South Wales, Australia. — *Am. Min.* 44 (1959) 251—260.
- Chudoba, K. F. & Frechen, J.*: Die frühmagmatische Bildung der Olivinausscheidungen von Finkenberg (Siebengebirge) und Dreiser Weiher (Eifel). — *Geol. Rundschau* 32 (1941) 257—278.
- Der Einfluß der Temperatur auf die Beziehung zwischen Optik und Chemismus der Olivine. — *N. Jb. Min., Mh.* 1943, 91—106.
- Dörr, A.*: Beitrag zur chemischen Kenntnis der Basalte des Fichtelgebirges. — *Diss. Erlangen* 1895.
- Egenter, P.*: Einschlüsse in Basalten der Oberpfalz. — *Ber. Nat. Ver. Regensburg* 13 (1910) 54—64.
- Ernst, Th.*: Olivinknollen der Basalte als Bruchstücke alter Olivinfelse. — *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen I.* Berlin 1935.
- Ernst, Th. & Drescher-Kaden, F. K.*: Über den Sonnenbrand der Basalte. — *Z. Angew. Min.* 3 (1941) 73—140.
- Ernst, Th.*: Die Herkunft basaltischer Magmen. — *Fortschr. Min.* 39 (1961) 108.
- Fischer, K.*: Elementarzelle und Raumgruppe von Gismondin. — *Naturw.* 45 (1958) 488.
- Gossner, B.*: Beitrag zur Stöchiometrie der Silikate (Olivin von Groschlattengrün). — *Z. Angew. Chem.* 42 (1929) 175—178.
- Gutberlet*: Über Einschlüsse in vulcanoidischen Gesteinen. — *Fulda* 1853. S. 29.
- Hahn-Weinheimer, P.*: Geochemische Untersuchungen an den ultrabasischen und basischen Gesteinen der Münchberger Gneismasse (Fichtelgebirge). Ein Beitrag zur Klärung von Genese und Alter dieser Gesteine. — *N. Jb. Min., Abh.* 92 (1959) 203—278.
- Hahn-Weinheimer, P.*: Bor- und Kohlenstoffgehalte basischer bis intermediärer Metamorphite der Münchberger Gneismasse und ihre ¹²C/¹³C-Isotopenverhältnisse. — *Intern. Geol. Congress, XXI. Session, Norden, Kopenhagen 1960, Part. XIII.*
- Hahn-Weinheimer, P. & Rost, F.*: Akzessorische Mineralien und Elemente im Serpentin von Leupoldsgrün (Münchberger Gneismasse). Ein Beitrag zur Geochemie ultrabasischer Gesteine. — *Geochim. cosmochim. Acta* 21 (1960/61) 165—181.
- Hey, M. H. & Bannister, F. A.*: Studies on the zeolites. Part III. Natralite and metanatroilite. — *Min. Mag.* 23 (1932) 243—289.
- Studies on the zeolites. Part V. Mesolite. — *Min. Mag.* 23 (1933) 421—447.
- Studies on the zeolites. Part IX. Scolecite and metascolecite. — *Min. Mag.* 24 (1936) 227—253.

- Hibsch, J. E.*: Über den Aufbau des Böhmisches Mittelgebirges. — Monatsber. D. Geol. Ges. (1908) 195—200.
- Hofmann, F. & Jüger, E.*: Saponit als Umwandlungsprodukt im basaltischen Tuff von Karolihof (Kanton Schaffhausen). — Schweiz. Min. Petr. Mitt. 39 (1959) 115—124.
- Kipp, H.*: Die Basalte des Reichsforst. Ein Beitrag zur Kenntnis der Basalte des Fichtelgebirges. — Diss. Erlangen 1895.
- Kraus, O.*: Röntgenographische Untersuchungen an Gismondin. — Zbl. Min. 1939. 105—109.
- Ladurner, J.*: Das Verhalten des Olivins als Gefügekorn in einigen Olivingesteinen. — Tscherm. Min. Petr. Mitt. 5 (1956) 21—36.
- Lord, E. C. E.*: Über die Basalte des Fichtelgebirges. — Diss. Heidelberg 1894.
- Merkel, P.*: Die Basalte des großen und kleinen Teuchelberges und des Langholz'. — Diss. Erlangen 1895.
- Miyashiro, A.*: The ranges of chemical composition in nepheline and their petrogenetic significance. — Geochim. cosmochim. Acta 1 (1951) 278—283.
- Paulitsch, P.*: Olivinkornregelung und Genese des chromitführenden Dunites von Anghida auf der Chalkidike. — Tscherm. Min. Petr. Mitt. 3 (1953) 158—166.
- Peng, C. J.*: Thermal analysis study of the natrolite group. — Am. Min. 40 (1955) 834—856.
- Povarennych, A. S.*: Zur Zeolithisierung alkalischer Gesteine. — Dokl. Akad. Wiss. (Nauk) USSR. 94 (1954) 761—764.
- Pukall, K.*: Beiträge zur Frage des Sonnenbrandes der Basalte. I. u. II. Teil. — Z. Angew. Min. 1 (1939) 195—303.
- Richarz, S.*: Die Basalte der Oberpfalz. — Z. D. Geol. Ges. 72 (1921) 1—100.
- Ross, C. S., Foster, M. D. & Myers, A. T.*: Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. — Am. Min. 39 (1954) 693—737.
- Sahama, Th. G. & Hytönen, K.*: Calcium-bearing magnesium-iron-olivines. — Am. Min. 43 (1958) 862—871.
- Sandberger, F.*: Über Olivinfels und die in demselben vorkommenden Mineralien. — N. Jb. Min. 1866. 395—400.
- Schmidt, A.*: Beobachtungen über das Vorkommen von Gesteinen und Mineralien in der zentralen Gruppe des Fichtelgebirges. — Diss. Erlangen 1895.
- Schoklitsch, K.*: Beiträge zur Kenntnis der oststeirischen Basalte. — N. Jb. Min. BbD. 63 (1932) 319—370.
- Seeliger, E. & Strunz, H.*: Reaktionen an Einschlüssen im Basalt vom Parkstein (Weiden, Oberpfalz). Erzminerale vom Typus β -Korund (Freudenbergit, Högbonit). — Chemie d. Erde 22 (1963) (HEIDE-Festband).
- Söllner, K.*: Der Olivin-Nephelin vom Teichelberg bei Groschlattengrün (Fichtelgebirge). — N. Jb. Min., Abh. 93 (1960) 324—388.
- Strunz, H.*: Die Ostbayerischen Basalte in „Mineralien und Lagerstätten in Ostbayern“. — Acta Albertina Ratisbonensia, Sonderheft, 20 (1952).
- Laubanit, ein Natrolith. — N. Jb. Min., Mh. 1957. 116—118.
- Mineralogische Tabellen, 1. Aufl., Leipzig 1941; 3. Aufl., Leipzig 1957.
- Sun, M. S.*: The nature of iddingsite in some basaltic rocks of New Mexico. — Am. Min. 42 (1957) 525—533.
- Turner, F. J.*: Preferred orientation of olivine crystals in peridotites. — Trans. Roy. Soc. New Zeal. 72 (1942) 280—300.
- Waldeck, H.*: Beiträge zur Kenntnis der Basalte der Oberpfalz. — Diss. Erlangen 1905.
- Weiskirchner, W.*: Zur Kenntnis der Olivingruppe. — Diss. Tübingen 1952.
- Weiß, A., Koch, G. & Hofmann, U.*: Zur Kenntnis von Wolchonskoit von Groschlattengrün. — Ber. D. Keram. Ges. 31 (1954) 301—305.
- Zur Kenntnis von Saponit (von Groschlattengrün). — Ber. D. Keram. Ges. 32 (1955) 12—17.
- Wyart, J. & Chatelain, P.*: Étude Cristallographique de la Christianite (Phillipsit). — Bull. Soc. Franç. Min. 61 (1938) 121—126.
- Yoder, H. S. & Sahama, Th. G.*: Olivine X-ray determinative curve. — Am. Min. 42 (1957) 475—491.
- Yoder, H. S. & Tilley, C. E.*: Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. — Journ. of Petrology 3 (1962) 342—532.