

Archiv

for

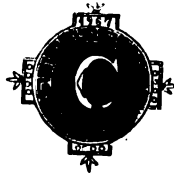
Mathematik og Naturvidenskab.

Udgivet

af

Sophus Lie og G. O. Sars.

Trettende Bind.



Kristiania.

Forlagt af Alb. Cammermeyer.

Im
1890.

Beiträge zur Kenntniss der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen und in den neovulkanischen Ergussgesteinen (jüngeren Eruptivgesteinen).

Von

I. H. L. Vogt,

Kristiania.

(Fortsetzung von Seite 96).

Die Mineralien der Melilithgruppe, — nämlich

Gehlenit, Melilith und ein neues tetragonales, nicht Al_2O_3 -führendes
(Ca, Mg)-Silikat (*Åkermanit*), nebst Zwischengliedern.

Literatur.

John Percy. Report on the crystalline slags. Report of the 16th meeting of the British association for the advancement of science. London, 1847.

David Forbes. Chemisk undersøgelse af nogle ved jernfabrikationen frembragte krystallinske slagge. Nyt magasin f. naturv. (Kristiania) B. 5, 1848.

I. Fr. L. Hausmann. Beiträge zur Kenntniss der Eisenhohofenschlacken. Studien des Göttingischen Vereins Bergmännischer Freunde. 6tes B.'s 3tes H. 1854. Seite 337.

K. C. v. Leonhard. Hüttenerzeugnisse usw. 1858. Seite 326 und 328.

F. Bothe. Beiträge zur Kenntniss krystallisirter Schlacken. Erdmann's Journ. f. prakt. Chemie. B. 78. 1859.

C. Rammelsberg. Lehrbuch der chemischen Metallurgie. 2 Aufl. Berlin. 1865. Seite 118.

L. Bourgeois. Reproduction, par voie ignée, d'un certain nombre d'espèces minérales etc. Thèses 1883. — Ann. de chim. et de phys. 1883. 5e série, t. XIX.

I. H. L. Vogt. «Schlackenstudien, I», Seite 105—148, 291—292.
— *Resumé* in *Jernkontorets Annalen*, 1885. — *Berg- und hüttenmännische Zeitung*, 1888, No. 19 und 21.

Ad. Firket. Sur quelques minéraux artificiels pyrogénés. *Annales de la Soc. géol. de Belgique*. 1885. B. 12.

C. Rammelsberg. Ueber die Zusammensetzung krystallisirter Schlacken. *Zeits. für das Berg-, Hütten- und Salinen-Wesen im Preuss. Staate*. 1886. B. 34.

H. Bauerman. Note on a rare blast furnace slag of the composition of gehlenite. *Journal of the Iron and steel institute*, 1886.

F. Fouqué. Sur un minéral artificiel provenant d'une scorie de forge. *Bull. Soc. min.* 1886.

Dabei auch die Uebersichtsarbeiten von F. Fouqué et Michel Lévy und von Bourgeois.

Bei der Abkühlung basischer und stark CaO -reicher Schmelzmassen mit einem mässigen Gehalte an Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Mn_2O_3 und etwas, jedoch nicht zu viel MgO , MnO , FeO , K_2O , Na_2O usw. scheiden sich bekanntlich tetragonale Mineralien aus, die mit dem natürlichen Melilith und Gehlenit identisch oder äusserst nahe verwandt sind. Dabei bildet sich auch in mässig basischen, CaO -reichen und gleichzeitig $(Mg, Mn, Fe)O$ -führenden Schmelzmassen (Sauerstoffverh. ca. 1.30—1.55), die gar nicht oder nur ziemlich wenig Al_2O_3 enthalten, ein tetragonales, thonerdefreies $(Ca, Mg)O$ -Silikat (Åkermanit), das keinem bis jetzt in der Natur gefundenen Mineral entspricht, und das eine sehr grosse mineralogische Aehnlichkeit mit dem Melilith zeigt.

Die hier vorläufig kurz als Gehlenit und Melilith bezeichneten Mineralien bilden, im Verein mit dem letztgenannten $(Ca, Mg)O$ -Silikat, — in ähnlicher Weise wie die Feldspäthe, Glimmer, Skapolithe¹⁾ usw., — eine besondere

¹⁾ Zu den Skapolithen rechnen wir hier, den Arbeiten G. Tschermaks zufolge (siehe «Die Skapolithreihe», *Sitzber. d. k. k. Akad. d. Wissensch. zu Wien*. 1883, und «Das Mischungsgesetz der Skapolith-Reihe», *Tscherm. Min. u. petrogr. Mitth.* No. 7) die Mineralien

Mineralienfamilie, deren einzelne Glieder als Gemische verschiedener Fundamentalverbindungen anzusehen sind. — Weil die verschiedenen Glieder der Reihe in Bezug auf die krystallographischen Constanten, optischen Eigenschaften, Spaltbarkeit, specifisches Gewicht usw. einander sehr nahe stehen und wahrscheinlich mit einander durch Zwischenglieder verbunden sind, und daneben auch weil unsere künstlichen tetragonalen Mineralien im allgemeinen keine absolut vollständige mineralogische, optische und chemische Untersuchung erlauben, lässt sich in den Schmelzproducten eine detaillirte Specialdiagnose nicht immer durchführen; besonders giebt es oft Fälle, wo es nicht entschieden werden kann, ob das erhaltene Mineral am nächsten zu Gehlenit oder zu der opt. negativen Melilithvarietät, oder in anderen Fällen am nächsten zu der opt. positiven Melilithvarietät oder dem neuen $(Ca,Mg)O$ -Silikat zu stellen ist.

Die wichtigsten Eigenschaften der in den Schmelzproducten ausgeschiedenen Mineralien, die zu Gehlenit (opt. neg.) und Melilith (opt. neg., opt. scheinbar isotrop, opt. pos.) hingeführt werden können, sind:

Die Mineralien erscheinen in quadratischen, im allgemeinen kurz säulenförmigen oder tafelförmigen — obwohl nicht dünn blattförmigen — Krystallen, die von OP und $\infty P\infty$, ziemlich oft dabei auch von der kleinen Kantenabstumpfung ∞P^1), dagegen äusserst selten von anderen Flächen begrenzt sind.

Meionit, Wernerit, Mizzonit, Marialith, Dipyr, Couseranit. usw.,
 — die sämmtlich aus Marialith- und Mejonitsilikat constituirt sind,
 — dagegen nicht Melilith und Gehlenit.

¹⁾ Unter den zwei verticalen Pinacoiden ist fast immer das eine stark entwickelt, während das andere, — nämlich dasjenige, dem die Aufbaurichtung parallel verläuft (Fig. 6), — nur eine schwache Abstumpfung bildet; dieselbe Erscheinung wiederholt

Terminale Flächen sind meines Wissens an dem künstlichen Gehlenit nie und an dem Melilith nur einmal, nämlich von Bothe (l. c.) beobachtet und beschrieben worden. Die betreffenden Krystalle, aus einer Hohofenschlacke von Bettingen bei Lebach (Analyse No. 139), waren von $\infty P . \infty P\infty . \infty Pn . OP . P . P\infty$ begrenzt, und die Messungen ergaben:

$$P : P = 66^{\circ}43' \qquad P\infty : P\infty = 49^{\circ}27'$$

$$\text{Also } a : c = 1 : 0.4666$$

An dem natürlichen Melilith hat Des Cloiseaux (Manuel de Minéralogie, 1862) gefunden:

$$P : P = 65^{\circ}30', \text{ folglich}$$

$$a : c = 1 : 0.4548^1)$$

Die Abweichung rührt wahrscheinlich daher, dass die künstlichen Krystalle facettirt waren, die Messungen also nicht absolut genau.

Selber habe ich mehrere hundert Schlackenstufen mit frei entwickelten Melilith- und Gehlenit-Krystallen durchmustert, nie aber andere Flächen als $OP . \infty P\infty . \infty P$ gefunden.

Die Mineralien sind optisch einachsigt (ohne optische Anomalie); der Brechungsunterschied zwischen dem ordi-

sich auch an dem natürlichen Melilith (und Gehlenit), wo das hervortretende Pinacoid nach der ein für allemal gewählten Stellung als $\infty P\infty$ bestimmt worden ist. Theils aus diesem Grunde und theils weil eine Spaltbarkeit, resp. Andeutung zu Spaltbarkeit an dem künstlichen Gehlenit und Melilith wie auch an den entsprechenden natürlichen Mineralien parallel der hervortretenden Pinacoidfläche geht, rechnen wir, wo sichere Entscheidung durch Messungen nicht zu treffen ist, das grosse Pinacoid als $\infty P\infty$ und das kleine als ∞P . Die Wachstumsrichtung auf OP wird dementsprechend ∞P .

¹⁾ Naumann-Zirkel (Elemente der Mineralogie) und P. Groth (Tabellarische Uebersicht der Mineralien) giebt den Werth $a : c = 1 : 0.6429$, was darauf beruht, dass P in der Rechnung als $P\infty$ betrachtet worden ist.

nären und extraordinären Strahl ist immer sehr klein, wechselt übrigens, wie auch der optische Character, je nach der variirenden Zusammensetzung des ausgeschiedenen Minerals. Zwar können wir hier, wenn wir uns vorläufig nur mit den $(Fe_2, Mn_2)O_3$ -freien und an $(Fe, Mn)O$ ziemlich armen Krystallen beschäftigen, eine bestimmte Reihenfolge nachweisen: Diejenigen tetragonalen Glieder unserer Mineralgruppe, die in stark basischen und gleichzeitig sehr thonerdereichen Schmelzflüssen gebildet worden sind, — also die künstlichen Gehlenite, — sind immer opt. negativ, und die Interferenzfarben gehen in den mikroskopischen Präparaten der gewöhnlichen Dicke im allgemeinen nicht über das »gelblich blau bis klareres grau und grünlichweiss« der ersten Ordnung hinüber, ganz wie es mit dem natürlichen Gehlenit der Fall ist; die Mineralien der etwas SiO_2 -reicheren und Al_2O_3 -ärmeren Schmelzmassen, — nämlich die eigentlichen Melilithe, — sind fortwährend opt. negativ, die Interferenzfarben sind jedoch etwas niedriger wie in dem ersten Falle, erreichen nur das »rein blau oder graublau« der ersten Ordnung, genau wie bei dem natürlichen Melilith; auf der nächsten Reihenstufe ist das Mineral unter gekreuzten Nicols völlig dunkel, beim Drehen des Präparats lässt sich keine Nuancirung beobachten, das Mineral ist also als optisch isotrop oder scheinbar optisch isotrop zu betrachten; bei den folgenden Gliedern ist der opt. Character immer positiv, die Interferenzfarben sind aber fortwährend ganz matt, steigen nicht über das »eisengrau bis lavendelblau« der ersten Ordnung. An diese knüpfen sich wiederum einige opt. positive Zwischenglieder, und endlich gelangen wir am Schluss der Reihe zu dem neuen, opt. positiven, thonerdefreien $(Ca, Mg)O$ -Silikat (Åkermanit).

Optisch negative Glieder der Reihe.¹⁾

Sämmtliche von Bourgeois synthetisch dargestellten Gehlenite und Melilithe (die ersteren von der Zusammensetzung ziemlich genau $3RO \cdot R_2O_3 \cdot 2SiO_2$, die letzteren $12RO \cdot 2R_2O_3 \cdot 9SiO_2$); das am nächsten zu Gehlenit zu rechnende Mineral in No. 163, No. 172—177, und das Melilith-Mineral in No. 153, 154 a & b, 157 und in vielen nicht analysirten Schlacken, darunter unter anderen auch die früher sogenannten »Idokras-Schlacken« von Louisenthal und Mägdelsprung.²⁾ — I. S. Diller und I. E. Whitfield³⁾ erwähnen opt. negativen Gehlenit aus einigen Hohofenschlacken von Mc Wille, Pennsylvanien, ohne jedoch Analysen oder nähere Beschreibung beizufügen.

Die Nuance der Interferenzfarben unter gekreuzten Nicols dieser opt. negativen Glieder sind:

Rothorange, erster Ordnung (unter parallelen Nicols blaulichgrün): bei No. 176⁴⁾.

Klareres grau bis grünlichweiss, gelegentlich bis zu gelblich weiss, erster Ordnung (unter parallelen Nicols

¹⁾ Der opt. Character bei den hiesigen Untersuchungen ist überall in convergent-polarisirtem Lichte, mit Hilfe der $\frac{1}{4}$ -Undulations-Glimmerplatte, bestimmt worden, theils an den frei entwickelten Krystallen, theils an relativ dicken Präparaten der Krystalle, $\neq OP$ geschliffen, und theils endlich an den gewöhnlichen Präparaten der Schlackenmasse, bei Schnitten, die mehr oder weniger annähernd $\neq OP$ getroffen sind. — In mehreren Fällen ist eine sichere Entscheidung nicht zu erhalten, theils weil die Individuen zu klein sind (z. B. bei No. 155, 169—170), und theils weil sie zu stark von fremder Substanz, hauptsächlich Monosulfid, verunreinigt sind (z. B. bei No. 149, 160).

²⁾ H. Credner (senior). Beschreibung einer kryst. Blauofenschlacke von Louisenthal. Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal. 1837. — K. C. v. Leonhard. Hüttenerzeugnisse usw. — Das Originalmaterial dieser Schlacken ist mir gütigst von den Sammlungen der Freiburger- und Berliner-Bergacademie überlassen worden.

³⁾ American Journal of Science. Vol. 37, 1887. Seite 220.

⁴⁾ Dies Glied ist vielleicht noch mehr basisch und reich an Thonerde als der Gehlenit, hierüber mehr später.

braungelb, intensiv braun, bis röthlich braun): Bei No. 157, 161, 163, 172—175, 177. — Das in den hiesigen Fällen ausgeschiedene Mineral wird, wegen des niedrigen Gehalts an SiO_2 und des gleichzeitig hohen Gehalts an Al_2O_3 der Schmelzflüsse, zu dem Gehlenit oder zu denjenigen Gliedern, die dem Gehlenit nahe stehen, hinzurechnen.

Graublau und intensiv himmelblau (unter parallelen Nicols weiss mit hervortretender gelber oder brauner Nuance), wie an dem natürlichen Melilith: bei No. 149, 152, 153, 155, 169—70, No. 5, dabei No. 142 und 156 (bei den zwei letzteren jedoch nur an der äusseren Randzone der Individuen), und endlich bei vielen nicht analysirten Schlacken, z. B. den früher erwähnten »Idokras-Schlacken«; mehreren Schlacken von Schisshyttan. usw. — Mit Rücksicht auf die SiO_2 - und Al_2O_3 -Gehalte der Schmelzmassen hat man überall hier ein Mineral zu erwarten, das in chemischer Beziehung ziemlich genau mit dem natürlichen Melilith überein stimmt.

Opt. isotrope oder scheinbar isotrope Glieder der Reihe: Bei No. 142 und 156 begegnen wir einem interessanten zonalen Aufbau (hieriüber mehr später), indem der centrale Theil der Individuen isotrop oder beinahe isotrop erscheint, während dagegen die Randzone die für den gewöhnlichen Melilith so charakteristischen himmelblauen Interferenzfarben zu erkennen giebt. Bei No. 142 ist die Kernpartei, die ungefähr zwei Drittel der Individuen ausmacht, unter gekreuzten Nicols in allen Stellungen absolut dunkel, bei No. 156 dagegen beobachtet man beim Drehen des Präparats in dem Kern eine äusserst schwache Nuance zwischen ganz dunkel und tief eisengrau, dann kommt eine völlig isotrope Zone, und zum Schluss folgt die periferische Zone mit den blauen Interferenzfarben; aus der letzteren Erscheinung geht hervor, dass die Ursache der dunklen Farbe der centralen Theile nicht etwa in einer winzigen Dicke der

Präparate zu suchen sein konnte. — Unter gekreuzten Nicols sind die centralen Theile ganz weiss, die periferischen dagegen weiss mit einer gelbbraunen Nuance.

Opt. positive Melilithe mit äusserst niedrigen Interferenzfarben: Das tetragonale Mineral in No. 146, 159 und mehreren nicht analysirten Schlacken, z. B. einer Schlacke von Pennsylvanien und von Schisshyttan (mit ganz wenig MnO), mehreren Schlacken von Eisenerz usw., dabei auch No. 158 (letztere nach Fouqué, l. c.). — Als Beispiel dieser Schlacken wählen wir No. 146: die Interferenzfarben unter gekreuzten Nicols gehen bei einem Präparat der gewöhnlichen Dicke nicht über das lichtgrau, ohne bläuliche Nuance, und unter parallelen Nicols sind die Individuen weiss mit einem schwach bräunlichen Tone; an einem dickeren Präparat, $\neq \infty P \infty$ geschliffen, resp. lichtgrau und gelbbraunlich weiss; die Bestimmung des opt. Characters musste an einem sehr dicken Präparat, $\neq OP$ der frei entwickelten Krystalle, ausgeführt werden. — Bei No. 159 sind die Interferenzfarben ein Bischen stärker, unter gekreuzten Nicols lichtgrau und unter parallelen Nicols weiss mit einer braunen Nuance. — Zu dieser Gruppe rechnen wir auch No. 160, wo die Interferenzfarben so niedrig sind, dass der opt. Character sich nicht bestimmen lässt.

Dass diese Melilithvarietät sich durch einen niedrigeren Al_2O_3 - und höheren SiO_2 -Gehalt als die früheren auszeichnet, und dass sie durch Uebergänge mit dem Al_2O_3 -freien $(Ca, Mg)O$ -Silikat, Åkermanit, verbunden ist, werden wir später näher erörtern.

Die opt. negativen, stark FeO -reichen Melilithe in No. 154 *a* & *b* zeigen blaue Interferenzfarben mit einer deutlichen gelben Nuance; es scheint somit, dass der Brechungsunterschied durch bedeutende Gehalte an FeO etwas vergrössert wird. — Dieselbe Wirkung scheint auch, zufolge der Untersuchung der von Bourgeois dargestellten

Melilithe, durch ziemlich geringe Mengen von Fe_2O_3 und Mn_2O_3 hervorgerufen zu werden.

Diejenigen Melilithe und Gehlenite, die neben Al_2O_3 und CaO keine anderen Basen als MgO, Na_2O, K_2O enthalten, sind ganz wasserhell, folglich nicht pleochroitisch. — Die Monooxyde des Eisens und Mangans, FeO und MnO , rufen, selbst wenn sie in beträchtlichen Mengen vorhanden sind, keinen merkbaren Farbenton hervor, während dagegen selbst ziemlich kleine Gehalte der Sesquioxyde, Fe_2O_3 und Mn_2O_3 , stark färben und zwar Fe_2O_3 gelb und Mn_2O_3 violett¹⁾. Die letzteren Melilithe sind etwas pleochroitisch (cfr. näher die Untersuchung von Bourgeois, l. c.).

Tetragonales, opt. positives, Al_2O_3 -freies $(Ca, Mg)O$ -Silikat, $R_4Si_8O_{10}$ (Åkermanit) — In den mässig basischen (Sauerstoffverh. 1.25—1.50), Al_2O_3 -freien $(Ca, Mg)O$ -Schmelzflüssen, z. B. in den CaO - MgO -1.50 Silikat-Schmelzproducten No. 186—188, ohne Al_2O_3 (oder richtiger mit 0.62—0.70 % Al_2O_3) der Åkerman'schen Serien, scheidet sich ein Mineral aus, das durch die folgenden Kriterien gekennzeichnet wird:

Es erscheint in den mikroskopischen Präparaten in quadratischen Tafeln ($\neq OP$), mit ziemlich scharfen äusseren Begrenzungsflächen ($OP \propto P \infty$, bisweilen einer kleinen Kantenabstumpfung $\propto P$). Die Tafeln sind immer sehr dünn,

¹⁾ Der Melilit in den stark MnO -reichen — und Mn_2O_3 -freien — Hohofenschlacken, z. B. No. 156 (mit 6.80 % MnO), No. 142 (10.37 % MnO), No. 5 (11.5 % MnO) nebst mehreren nicht analysirten, ebenso die FeO -reichen Melilithe in No. 154 *a* & *b* (mit resp. 18.7 und 22.6 % FeO) sind in den mikroskopischen Präparaten ganz wasserhell. — Die ziemlich starken violetten, resp. gelben Farben der von Bourgeois dargestellten mangan- und eisenreichen Melilithe können deswegen nicht von den Oxydulen herühren. Bei der Schmelzung ist etwas Oxydul zu Oxyd, durch den Einfluss der Luft, oxydirt worden, die Farben sind demnach der Wirkung der Oxyde zuzuschreiben.

oft sogar ganz blattdünn; gewöhnlich liegen mehrere in beinahe derselben optischen Orientirung parallel auf einander, ein Gesamtindivid bildend wie aus Fig. 5 näher hervorgeht.

Bei der Untersuchung in convergent-polarisirtem Lichte lässt sich sehr leicht entscheiden, dass unser Mineral *optisch einachsig* ist, — also dem *tetragonalen* Krystall-system angehörend, — und dass der opt. Character *positiv* ist. — Die Interferenzfarben sind ziemlich matt, und zwar erreichen sie in den Präparaten der gewöhnlichen Dicke, unter gekreuzten Nicols, das »graublau bis klareres grau« der ersten Ordnung (unter parallelen Nicols rein braun, ziemlich intensiv); bei einer Serie von etwas dickeren Präparaten¹⁾ derselben Schmelzmassen gehen sie sogar unter gekreuzten Nicols bis zu dem »strohgelb bis hellgelb« der ersten Ordnung (unter gekreuzten Nicols tiefviolet bis indigoblau). — Der Brechungsunterschied zwischen dem ordinären und extraordinären Strahl beträgt demgemäss bei dem vorliegenden Mineral ungefähr dieselbe Grösse wie bei dem Gehlenit; er ist grösser als bei dem negativen Melilith, bedeutend grösser als bei der positiven Melilithvarietät und endlich etwas grösser als bei dem Zwischenglied gegen die letztere.

Die Individuen zeigen sehr oft Risse $\neq OP$ und $\infty P\infty$; ob jedoch diese als Zusammenwachungsflächen verschiedener Subindividuen oder gelegentlich dabei auch als Spaltbarkeiten anzusehen sind, lässt sich in den vorliegenden Schmelz-producten nicht sicher feststellen; jedoch scheint es, dass unser Mineral Spaltbarkeit $\neq OP$ und $\infty P\infty$ besitzt.

Die Oberfläche der in den Tiegeln, — bei einer Abkühlung von etwa einer Stunde, cfr. Seite 6—7, — erstarrten Massen

¹⁾ Die letzteren sind von dem Firma R. Fuess, Berlin, die ersteren von dem Wachtmeister des mineralogischen Instituts zu Stockholm, A. Andersson, geschliffen worden.

der No. 186—188 wie auch der No. 106 und 189 sind mit einer Unzahl frei entwickelter und ziemlich grosser (bis 4 mm. breiter) Krystalle bedeckt, nämlich dünne tetragonale Tafeln mit einer ganz flachen Pyramide; die Flächen der *c*-Zone sind im allgemeinen, obwohl nicht immer, in der Schlackenmasse versteckt, die terminalen Flächen dagegen ragen frei hervor. — Indem wir auch hier, wie bei den Gehleniten und Meliliten, das am meisten hervortretende Vertical-Pinacoid als $\infty P \infty$ und die Wachstumsrichtung als ∞P auffassen, wird die terminale Fläche als Deuteropyramide zu bezeichnen sein. Diese ist freilich stark glänzend, dabei aber leider durch und durch facettirt; genaue Messungen sind deswegen unmöglich.

Messungen mit Reflections-Goniometer ergaben: Bei No. 186, Winkel zwischen jeder zwei einander gegenüber liegenden Flächen der Deuteropyramide, bei Krystall No. I: zwischen den Grenzen $11^{\circ}5' - 13^{\circ}3'$ und $10^{\circ}45' - 12^{\circ}29'$, wahrscheinlicher Werth ca. $11\frac{1}{4}^{\circ}$, bei Krystall No. II: zwischen $11^{\circ}19' - 11^{\circ}26'$, und der Winkel zwischen zwei Seite bei Seite liegenden Flächen, bei Krystall No. I: zwischen den Grenzen $7^{\circ}58' - 9^{\circ}19'$, $7^{\circ}58' - 8^{\circ}51'$, $7^{\circ}52' - 9^{\circ}36'$, $7^{\circ}43' - 8^{\circ}56'$, wahrscheinlicher Werth etwas über 8° , und bei Krystall No. II: $7^{\circ}48' - 7^{\circ}57'$, $7^{\circ}38' - 8^{\circ}5'$, ca. 8° , $8^{\circ}10' - 8^{\circ}44'$. Den Winkeln $11^{\circ}19'$ und $11^{\circ}26'$ entsprechen resp. $8^{\circ}1'$ und $8^{\circ}6'$.

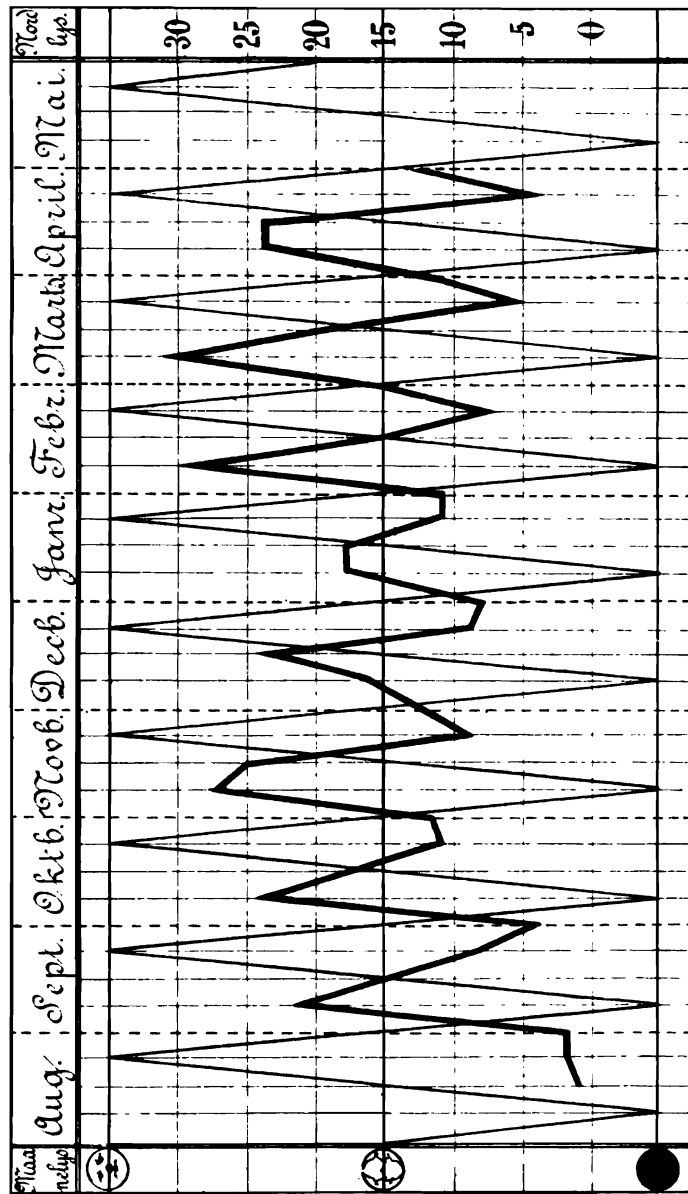
Die wahrscheinlichen Werthe sind resp. $11^{\circ}19'$ und $8^{\circ}1'$; dies giebt, wenn die Fläche als $nP \infty$ aufgefasst wird,

$$nc = 0.0991.$$

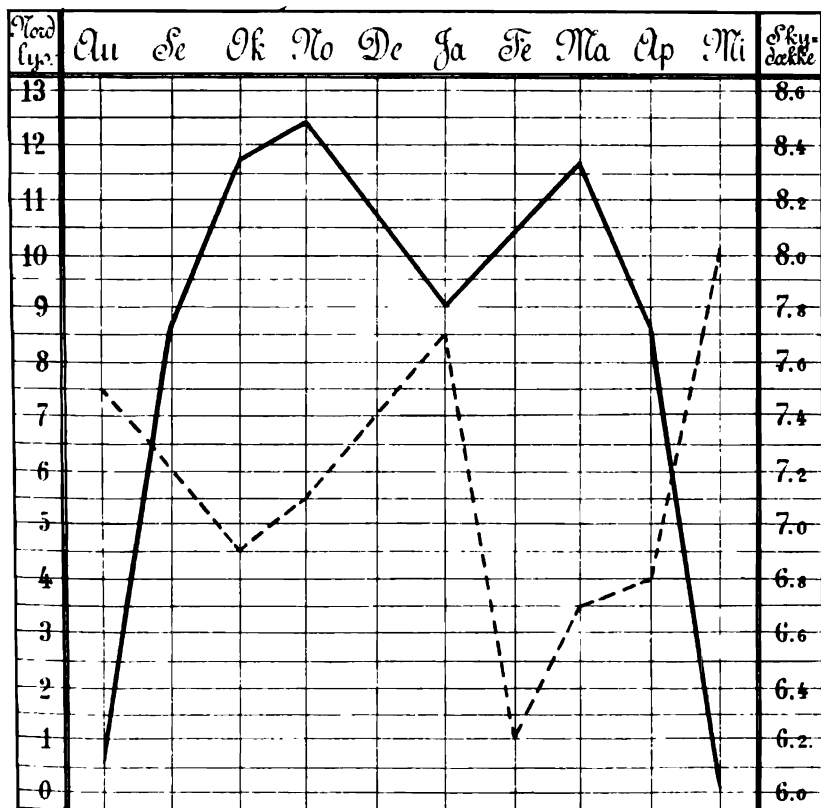
Die *c*-Achse bei Melilith und Gehlenit beträgt resp. 0.4548 und 0.400; würden wir auch bei dem vorliegenden Mineral eine etwa entsprechende *c*-Achse wählen, wird die Deuteropyramide = $\frac{1}{4} P \infty$ (bei *c* = ca. 0.4) oder $\frac{1}{6} P \infty$ (bei *c* = ca. 0.5) zu bestimmen sein.

Unser Mineral zeichnet sich unter anderem dadurch

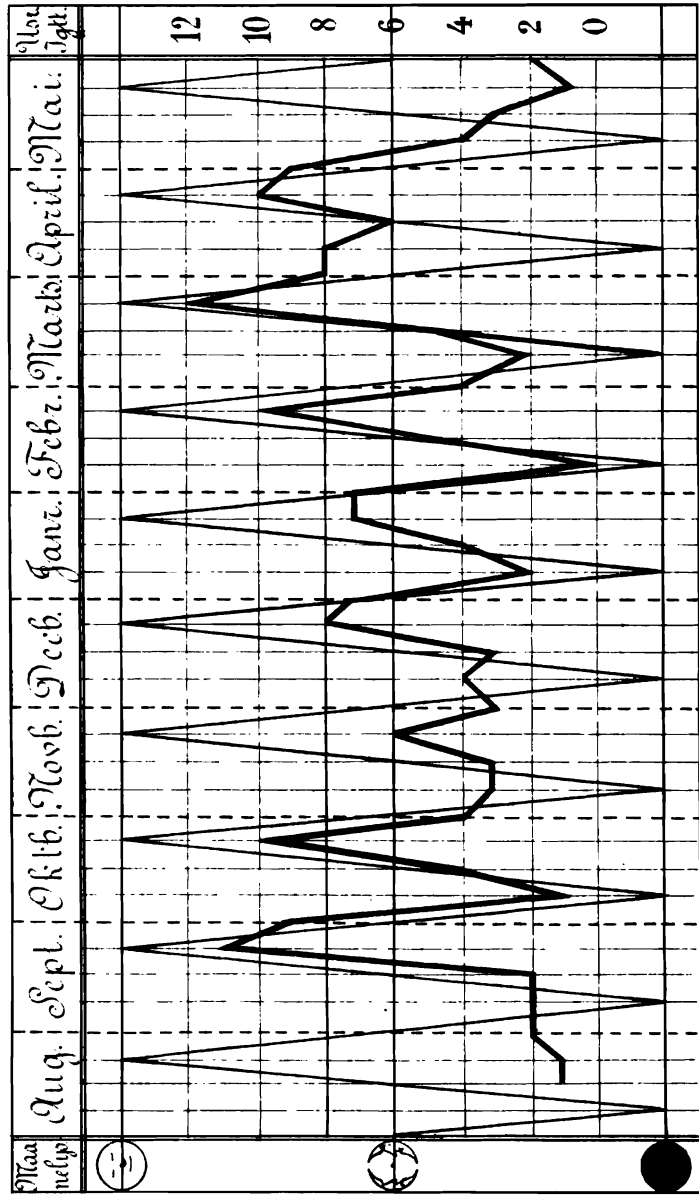
Tab. III.



Tab.IV.



Tab. VII.



aus, dass es selbst bei sehr schneller Abkühlung Individuen von einer erstaunenden Grösse bildet; bei den Åkerman'schen Schmelzserien beträgt die Breite der frei entwickelten Krystalle der in den Tiegeln erstarrten Massen, bei einer Zeit der Abkühlung von etwa einer Stunde, zu nicht weniger als ungefähr 4 mm., und in den Präparaten derselben Schlacken sind die Individuen ca. 1—3 mm. lang oder breit; die Krystalle der im Calorimeter äusserst schnell abgekühlten Massen sind, wie a priori zu erwarten wäre, etwas kleiner, jedoch 0.1—0.5 mm. lang oder breit.

In den vorliegenden Schmelzproducten, No. 186—188, bildet unser Mineral überall den ganz überwiegenden Theil, im allgemeinen ca. 70—80 %, gelegentlich sogar vielleicht 80—90 %, der ganzen Masse; der Rest ist hauptsächlich ein reines Glas, hie und da findet sich auch in winziger Menge einige ganz kleine Krystalle und Sphärolithe von Augit, die an den grossen Tafeln des tetragonalen Minerals angewachsen sind, und die folglich später gebildet worden sind (cfr. hierüber mehr später).

Das Magma der drei Schmelzproben enthält ganz wenig, nämlich nur 0.62—0.70 % Al_2O_3 ; ob auch diese Menge vollständig in das ausgeschiedene tetragonale Mineral hineingegangen wäre, würde der Thonerdegehalt des Minerals sich nur zu etwa 0.8—1 % belaufen. Vielleicht ist die ganze Thonerdemenge in der Mutterlauge oder in dem Glase zurückgeblieben, das Mineral würde also in diesem Falle absolut thonerdefrei sein. Wie es sich in der That hiermit verhält, kann durch die directen Observationen nicht entschieden werden; weil aber immer diejenigen Silikate, die Thonerde als einen festen Bestandtheil der Constitution enthalten, nie verschwindende Spuren, sondern immer ziemlich beträchtliche Thonerdemengen führen, darf man nach der Analogie den Schluss ziehen, dass die winzige, fragliche

Thonerdemenge nicht unentbehrlich zu der Zusammensetzung unseres Minerals gehört. Dies wird folglich als ein reines RO -Silikat aufzuführen, wo $RO = CaO$ mit etwas MgO und MnO und FeO .

In den 1.50 Silikat-Schmelzflüssen mit CaO als alleiniger Base oder mit überwiegend viel CaO neben ziemlich wenig $(Mg, Mn, Fe)O$ scheidet sich wie früher nachgewiesen (No. 104—105), nicht das tetragonale Silikat, sondern dagegen das hexagonale Kalkbisilikat, $CaSiO_3$, aus; es scheint somit für die Constitution des tetragonalen Minerals notwendig zu sein, dass etwas CaO durch $(Mg, Mn, Fe)O$ ersetzt wird; jedenfalls ergibt eine einfache Berechnung, dass unser Mineral in den Proben No. 186—188 neben CaO auch etwas MgO ¹⁾ enthalten muss; es lässt sich deswegen als ein $(Ca, Mg)O$ -Silikat bezeichnen.

In No. 106, ebenfalls ein 1.50- CaO - MgO -Silikat, jedoch mit etwas mehr CaO und weniger MgO als in den vorigen Proben, findet sich an der Oberfläche der in den Tiegeln abgekühlten Masse wiederum das tetragonale $(Ca, Mg)O$ -Silikat in den soeben beschriebenen Krystallen mit der flachen Deuteropyramide²⁾; in einem Präparat der Schmelzmasse dagegen sieht man das hexagonale Kalkbisilikat, $CaSiO_3$. — Wir befinden uns also hier genau an der Grenze zwischen den zwei »Magmafeldern« (cfr. hierüber mehr später).

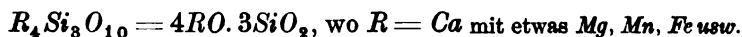
In einer etwas mehr basischen Schmelzmasse mit einer winzigen Thonerdemenge und mit ungefähr derselben Relation zwischen CaO und MgO wie in den vorigen Fällen, nämlich in der 1.25-Silikat-Schmelzmasse No. 190 (mit 0.7 % Al_2O_3) ist zuerst das tetragonale $(Ca, Mg)O$ -Silikat (opt. pos.),

¹⁾ Bei grössere MgO -Gehalten der mässig basischen Schmelzflüsse bildet sich nicht länger das tetragonale Silikat, sondern dagegen Olivin.

²⁾ Dies ist bei einem Versehen nicht früher in dem Abschnitt über das hexagonale Kalksilikat (bei No. 106) angegeben worden.

in grossen Krystallen und später Olivin gebildet worden (hierüber mehr später). Gehen wir dagegen zu den noch mehr basischen und thonerde-freien oder -armen Schmelzmassen mit viel CaO und etwas $(Mg, Mn, Fe)O$ hinüber, scheidet sich nicht länger das tetragonale Silikat aus, sondern wir bekommen ein anderes Mineral, wahrscheinlich einen CaO -reichen Olivin, wie in den 1.00-Silikaten No. 37 und 39.

Die Constitution des vorliegenden Minerals oder mit anderen Worten, die Relation $R:Si$, lässt sich aus den obigen Beobachtungen nicht ganz exact feststellen, weil keine unserer Schmelzproducten sich gänzlich zu dem Mineral umkrystallisirt hat, ohne Spur von Glasrest zu liefern, und weil eine Isolation mit einer schweren Flüssigkeit nicht durchführbar ist. — Wie wir später näher erörtern werden, fällt das Sauerstoffverh. der Verbindung zwischen den Grenzen 1.33 und 1.50, am nächsten zu dem letzteren Werthe; in den 1.50-Silikaten ist auch beinahe die ganze Masse zu Mineral umgebildet worden. Eine Serie später zu beschreibenden Erscheinungen lässt sich auch nur dadurch erklären, dass unser Mineral genau nach der folgenden Formel entwickelt ist:



Für diese neue Species erlaube ich mir den Namen Åkermanit vorzuschlagen, zu Ehren des bekannten schwedischen Metallurges Professor Rich. Åkerman, in dessen — obwohl nicht zu einem mineralogischen, sondern zu einem physikalischen Zwecke — synthetisch dargestellten Schmelzproducten das Mineral zuerst entdeckt ist, und der mir auch dadurch, dass er immer bereitwillig seine reichen Sammlungen zu meiner Disposition gestellt, grosse Dienste geleistet hat.

Wie wir es später näher erörtern werden, nimmt der Åkermanit in der Melilithgruppe genau dieselbe Stellung

ein wie z.B. der Albit in der Plagioklasgruppe; es ist deswegen völlig berechtigt ihn als eine selbständige Species aufzufassen¹⁾

Zwischenglied zwischen dem Åkermanit und den opt. positiven Melilithvarietäten. — Auch in den Hohofenschlacken mit dem Sauerstoffverh. ca. 1.30—1.50, mit überwiegend viel CaO gegen $(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})\text{O}$ (etwa 30—40 % CaO gegen 8—16 % $(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})\text{O}$) und endlich mit relativ wenig Al_2O_3 (etwa 4—7 %, höchstens ca. 13 %, cfr. die Analysen No. 178—185) scheidet sich ein tetragonales Mineral aus, das dem Åkermanit in jeder Beziehung äussert nahe steht. — Die Kriterien sind kurz: Das Mineral tritt in tetragonalen Krystallen auf ($OP \cdot \infty P \infty$, oft dabei ∞P , selten andere Flächen), die immer oder beinahe immer ganz dünn tafelförmig oder blattförmig sind, und die in ähnlicher Weise wie der Åkermanit sehr oft Gesamtindividuen bilden (cfr. Fig. 5). An No. 178 (Sauerstoffverh. 1.59, 8.67 % Al_2O_3) begegnen wir genau denselben ganz flachen, stark glänzenden und facettirten Deutropyramide-Flächen, die für den Åkermanit so charakteristisch sind, — sonst habe ich an den vielen Krystallstufen nirgends andere Flächen als OP , $\infty P \infty$ und ∞P beobachtet.

An einigen nicht analysirten Hohofenschlacken von Sandviken, 1884, die neben dem tetragonalen Mineral auch ziemlich viel Augit enthalten, und deren Zusammensetzung ziemlich genau mit den übrigen Analysen der Sandvik-

¹⁾ Für diejenigen neuen synthetisch dargestellten Mineralien, die in einer kurzen und exacten Weise nach der chemischen Zusammensetzung bezeichnet werden können, — z.B. »Blei Anorthit«, »Hexagonales Kalksilikat oder Kalkbi (meta)-silikat«, — braucht man keine besonderen neuen Namen einzuführen; anders dagegen, wo die Bezeichnung nach dem chemischen und mineralogisch-optischen Characteristik nicht genügend kurz und scharf erzielt werden kann.

Schlacken, No. 179 $a-d$, überein stimmt (Sauerstoffverh. ca. 1.55¹⁾), ca. 3.5—4.5 % Al_2O_3), findet sich an drei oder vier Stellen eine scheinbar völlig gesetzmässige Zwillingsdurchkreuzung der frei entwickelten Krystalle. — Die betreffenden Krystalle, die eine bedeutende Grösse erreichen (Seitenkante ca. 2—2.25 cm. bei einer Dicke 0.1—0.2 cm), sind an der Oberfläche von einer Unzahl kleiner Augite und von einer »Manganhaut« bedeckt; eine Messung mit Reflexions-Goniometer ist deswegen nicht durchführbar. — Mit dem Auge lässt sich jedoch ohne weiteres beobachten, dass die Durchkreuzungslinie jeder zwei zusammengehörigen Individuen scheinbar ganz genau $\perp$ der einen Kante $\infty P \infty : \infty P \infty$ verläuft; die Zwillingsene würde also — wie so oft sonst in dem tetragonalen System, — eine Deutero-pyramide $P \infty$ oder $nP \infty$ sein. Der Winkel zwischen den OP -Flächen der zwei Individuen der vermutheten Zwillinge ist mit Contact-Goniometer zu $46\frac{1}{2}^\circ$, 47° , 48° , 49° und 50° gemessen; wahrscheinlicher Werth $48\frac{1}{2}^\circ$, der halbe Winkel also $24\frac{1}{4}^\circ$. — Die Zwillingsene, $nP \infty$, bildet folglich einen Winkel $24\frac{1}{4}^\circ$ (oder $65\frac{3}{4}^\circ$) mit OP ; dies giebt

$$nc = 0.4505 \quad (\text{oder } 2.220).$$

Weil $P \infty$ bei den tetragonalen Mineralien im allgemeinen und zwar auch speciel bei dem Melilith, wie es von Rosenbusch²⁾ nachgewiesen worden ist, die Zwillingsene bildet, werden wir den ersten Werth (0.4505) als c auffassen. — Zum Vergleich stellen wir daneben das Achsenverhältniss des eigentlichen Meliliths:

$$a : c = 1 : 0.4548 \quad (\text{Messung von Des-Cloiseaux})$$

$$a : c = 1 : 0.4666 \quad (\quad \quad \quad \text{Bothe}).$$

¹⁾ Cfr. die Krystallisationsbeziehung zwischen Augit und den Melilith-mineralien.

²⁾ Mikrosk. Phys. d. Mineralien, 1885, Seite 322.

Weil die regelmässige Zusammenwachsung sich in mehreren Fällen wiederholt, weil die Krystalle so gross sind, dass die Beobachtung über die Zonenlage ziemlich exact wird, und weil endlich die Berechnung die a priori zu erwartende Zwillingfläche $P \infty$ giebt, dürfen wir trotz den Schluss ziehen, dass wir hier in der That nicht mit Zufälligkeiten, sondern mit einer gesetzmässigen Zwillingbildung zu thun haben.

Der optische Character des in den vorliegenden Schlacken auftretenden tetragonalen Minerals ist positiv; dies ist bei jeder einzelnen der No. 177—180 und No. 182—185 wie auch bei vielen übrigen analogen, nicht analysirten Schlacken, — darunter auch den letzterwähnten von Sandviken, — bestimmt worden; nur in No. 181 ist der Brechungsunterschied so klein, dass eine Entscheidung über den opt. Character nicht möglich war. — Die Interferenzfarben sind sehr matt, gehen nämlich in den mikroskopischen Präparaten der gewöhnlichen Dicke nicht über das lavendelblau, gelegentlich höchstens das graublau, der ersten Ordnung (Interferenzfarben unter parallelen Nicols zwischen schwach bräunlichweis und rein braun, ohne gelbe oder röthliche Nuance). Zwar werden wir besonders hervorheben, dass die Interferenzfarben einerseits niedriger als an dem Åkermanit und andererseits höher als an dem früher als opt. positive Melilithvarietät (Typus No. 146 und 159) bezeichneten Mineral sind; dasjenige in No. 178 (Sauerstoffverh. 1.59) ausgeschiedene tetragonale Mineral steht in Bezug auf die Stärke der Interferenzfarben am nächsten gegen den Åkermanit, und dasjenige in No. 181 (Sauerstoffverh. 1.46, 6.92 % Al_2O_3) am nächsten gegen die opt. pos. Melilithvarietät in No. 159. — In No. 183, wo wir einem zonalen Aufbau zwischen dem vorliegenden opt. positiven Mineral und dem eigentlichen, opt. negativen Melilith

begegnen, sind die Interferenzfarben nicht unwesentlich stärker an dem letzteren als an dem ersteren.

Unter gekreuzten Nicols sind die Interferenzfarben bei den vorliegenden Mineralien oft schwer von einander scharf hinauszuhalten; besonders ist dies der Fall mit den verschiedenen Nuancen der Serie »lavendelgrau, graublau, klareres grau, grünlich weiss bis fast reinweiss«; bei denjenigen unter parallelen Nicols erhaltenen complimentären Farben dagegen ist die Entscheidung leicht und sicher, indem wir hier eine continuirliche Reihe von weiss¹⁾ und später stärker und stärker braun erhalten.

Das *specifische Gewicht* des natürlichen Gehlenits beträgt, nach Des-Cloiseaux (Manuel de Minéralogie, 1862) 2.9 à 3.01 und nach Naumann-Zirkel (Elemente der Mineralogie) 2.98—3.1, — und dasjenige des natürlichen Meliliths, denselben Autoren zufolge, 2.90 (Humboltilith) und 2.95 (Melilith²⁾).

Das sp. Gew. der künstlichen Mineralien lässt sich im allgemeinen nicht absolut exact feststellen, theils weil die Krystalle sehr oft von fremden Substanzen (Glas, Spinell, Monosulfid, Augit usw.) verunreinigt sind, und theils weil sie gelegentlich auch Luftporen enthalten. Selbst durch eine Isolation mit einer schweren Flüssigkeit kann man in der Regel keine absolut scharfe Bestimmung erhalten.

¹⁾ Zwischen »weiss« und »bräunlichweiss« enthält die Newton'sche Farbenscala eine Zwischenstufe »gelblichweiss«, die bei den Melilithvarietäten nie scharf hervortritt. Dem optischen Schema zufolge spielt auch das gelb in den Complimentärfarben im vorliegenden Falle eine unbedeutende Rolle.

²⁾ Der letztgenannte ist etwas eisenreicher, deswegen schwerer.

Frühere Bestimmungen des sp. Gew. der künstlichen Melilithmineralien:

Künstlicher Gehlenit: 2.87—2.98 (nach Des-Cl.); die Minimumsgrenze wahrscheinlich zu klein, indem die Krystalle Luftporen eingeschlossen haben (?).

Künstlicher Melilith: 2.87—2.91 (nach Des-Cl.); 2.919 (No. 138, Percy, Forbes); 2.908 (No. 139, Bothe); als Mittel mehrerer nicht näher angegebenen Bestimmungen 2.91 (nach Percy, Metallurgy, Iron and steel, 1864, Seite 497). — Künstlicher, opt. positiver Melilith: 2.91 (No. 158, Fouqué).

Kein mir zur Disposition stehendes Material des künstlichen Gehlenits und Meliliths ist so rein, dass es eine Controlle der obigen Werthe erlaubt; dagegen habe ich einige Untersuchungen über das sp. Gew. des Zwischenglieds zwischen dem Åkermanit und der opt. pos. Melilithvarietät ausführen können. — Einige frei ausgepflückte Krystalle der Schlacken No. 179 *c—e* wie auch einiger in chemischer Beziehung ganz entsprechenden Schlacken von Schisshyttan und Eisenerz wurden in der Quecksilberkaliumjodid-Flussigkeit eingetaucht; die klein zerbrochenen Stückchen sanken zu Boden bei dem Concentrationsgrad 2.80, flossen aber hinauf bei 2.75; genauere Bestimmung unmöglich, weil die verschiedenen Fragmente in Bezug auf das sp. Gew., wegen kleiner Verunreinigungen, ein Bischen von einander abwichen.

Zusammenstellung der Resultate:

Sp. Gew. des Gehlenits: 2.9—3.01, 2.98—3.1, 2.87(?)—2.98, — wahrscheinliche Grenzen 2.98—3.05.

Sp. Gew. des eigentlichen Meliliths: 2.90—2.95, 2.87—2.91, 2.919, 2.908, — wahrscheinliche Grenzen 2.90—2.95.

Sp. Gew. der opt. pos. Melilithvarietät: 2.91.

Sp. Gew. des dem Åkermanit nahe stehenden Zwischenglieds (Typus No. 179 *e*): 2.75—2.80.

Es ergibt sich somit, das wir auch hier eine continuirliche Reihe bekommen, und zwar ist das am meisten basische und thonerdereiche Glied das schwerste, ganz wie es z.B. auch bei den Skapolithen und Plagioklasen der Fall ist.

Krystallographische Constanten:

Gehlenit $a : c = 1 : 0.400.$ } (Des-Cl.)
 Melilith $a : c = 1 : 0.4548$ }

Zwischenglied, dem Äkermanit sehr nahe stehend

(Typus No. 179, e) . . . $a : c = 1 : \text{ca. } 0.45$ (Vogt).

Diese Werthe, die wohl alle als vorläufig und mehr oder weniger approximativ angesehen werden müssen, scheinen anzudeuten, dass die Achsenverhältnisse der verschiedenen Glieder nicht weit von einander abweichen; wahrscheinlich bekommen wir auch hier eine systematische Reihenfolge. Aus Mangel an Material lässt sich aber diese noch nicht sicher feststellen.

Spaltbarkeit. — Bei dem natürlichen Melilith und Gehlenit eine ziemlich vollkommene Spaltbarkeit $\neq OP$, daneben auch eine weniger gute Spaltbarkeit $\neq \infty P\infty$; die letztere scheint bei dem Gehlenit etwas mehr hervortretend als bei dem Melilith zu sein. — Ganz ähnliche Erscheinungen begegnen wir auch bei den entsprechenden künstlichen Mineralien (Gehlenit und den opt. negativen, isotropen und positiven Melilithvarietäten); überall findet sich hier, wo überhaupt eine sichere Entscheidung möglich ist, eine gute Spaltbarkeit $\neq OP$; dabei giebt es auch eine ziemlich gute Spaltbarkeit $\neq \infty P\infty$, und diese ist je mehr hervortretend, je mehr basisch und thonerdereich diejenigen Schmelzmassen sind, in denen die Individualisation stattgefunden hat.

Der Åkermanit und das Zwischenglied (Typus No. 179, e) zwischen diesem und der opt. pos. Melilithvarietät ist immer tafelförmig entwickelt; theils aus diesem Grunde und theils, weil die Krystalle im allgemeinen aus vielen von OP und ∞P begrenzten Subindividuen zusammengesetzt sind, ist die Bestimmung der Spaltbarkeit hier ziemlich schwierig und unsicher. Jedoch scheint es, dass man auch hier eine ganz gute Spaltbarkeit $\neq OP$ und eine weniger gute $\neq \infty P$ nachweisen kann. — In einigen $\neq OP$ geschliffenen Krystallen des letzterwähnten Zwischengliedes beobachtet man gelegentlich sehr deutliche Gleitflächen $\neq \infty P$.

Die verschiedenen Mineralien der Melilithgruppe zeichnen sich von den übrigen in Schlacken und ähnlichen schnell abgekühlten Schmelzmassen dargestellten Silikat-Mineralien unter anderem dadurch aus, dass sie im allgemeinen beinahe vollständig fertige, rings herum krystallographisch begrenzte Krystalle und nicht nur Skelette oder Krystall-Embryo bilden. Die Individuen erreichen am öftesten, bei einer Dauer der Abkühlung von etwa einer halben Stunde bis einigen Stunden, eine Grösse von ca. 2—5 mm., gelegentlich bis 10—25 mm.¹⁾, — dies jedoch unter der Bedingung, dass die Schmelzflüsse nicht zu viel Al_2O_3 und umgekehrt nicht zu wenig MgO , MnO , FeO , Na_2O , K_2O usw. enthalten. Die einzige Andeutung des unfertigen Zustandes oder des schnellen Wachstums der Krystalle giebt sich dadurch kund, dass man auf OP eine Wachstumsrichtung $\neq \infty P$ ²⁾ wahrnehmen kann, oder dass die Krystalle treppenförmig, wie z.B. bei

¹⁾ Besonders der Åkermanit und das diesem nahe stehende Zwischenglied wird durch die Grösse der Individuen characterisirt.

²⁾ Cfr. hierüber die Zeichnung Fig. 34 in »Schlackenstudien I«, dabei auch Fig. 7 und 6 dieser Arbeit.

Kochsalz, ausgewickelt sind. — Nur in denjenigen Fällen, wo die Schmelzmassen ganz wenig MgO , FeO , Na_2O usw. enthalten, oder wo der Krystallisationsprocess durch einen sehr beträchtlichen Gehalt an Al_2O_3 entgegenwirkt oder verzögert wird, sinkt die Grösse der Individuen herab, gelegentlich fast bis zur mikroskopischen Kleinheit, oder man bekommt statt fertiger Krystalle nur Krystallskelette. Um dies näher zu erörtern werden wir einige Beispiele nehmen.

In den gewöhnlichen Singulosilikat-Schlacken mit einigen Procent (Mg, Mn, Fe, Na_2) O und etwa 7 bis 14, höchstens ca. 16—18 % Al_2O_3 (z.B. No. 133, 142, 146, 149, 153, 154 *a* & *b*, 159 usw.) beträgt die Grösse der in reichlicher Menge ausgeschiedenen und beinahe fertig entwickelten Melilithkrystalle ungefähr 1—5 mm. In einigen noch bedeutend mehr thonerdereichen Schlacken, z.B. No. 155 und 157 (mit resp. 29.31 und 24.12 % Al_2O_3), ist unser Mineral dagegen nur in spärlicher Menge gebildet worden, und in dem einen Falle (No. 155) erscheint es in ganz winzigen Krystallen, in dem anderen (No. 157) nur in Krystallskeletten. Die letzteren sind dadurch diagnosticirt worden, dass die ungefähr $\neq OP$ getroffenen Schnitte sich opt. einachsigt und opt. negativ erweisen, dass die Aufbaurichtung und die äussere Begrenzung das tetragonale System angeben, und dass endlich das Mineral die höchst characteristisch blauen bis blaugelben Interferenzfarben der ersten Ordnung kund giebt. Wie es an den Zeichnungen der $\neq OP$ geschliffenen Skelette (Fig. 6) angegeben ist, hat der Aufbau nach zwei sich unter 90° kreuzenden Richtungen ($\neq \infty P$) stattgefunden; von den grossen, centralen Aufbaustäben (der ersten Ordnung) zweigen sich kleinere Stäbe (der zweiten Ordnung) ab, von diesen wiederum noch kleinere Stäbe (der dritten Ordnung) usw.); das ganze Individ wird in dieser

Weise ein feines Gitterwerk, wo die einzelnen Mineralstäbe von einander durch dünne Glashüllen getrennt sind. — Die Entwicklung der Skelette, die eine Grösse bis zu etwa 0.2—0.3 mm. erreichen, ist oft so regelmässig fortgeschritten, dass die Individuen eine scharfe quadratische Begrenzung ($\neq \infty P \infty$) erhalten haben (Fig. 6, a). Im Kerne der Skelette findet sich gelegentlich eine fertige, kompakte Platte von Melilith (Fig. 6, b). — In No. 155 erscheint unser Mineral in so winzigen Tafeln, dass eine Bestimmung der Art der Doppelbrechung und des optischen Characters sich nicht durchführen lässt; der Auslöschung und besonders den bekannten Interferenzfarben zufolge darf man jedoch die Bestimmung als sicher ansehen. — Die Menge des ausgeschiedenen Meliliths in den vorliegenden zwei Schlacken beträgt bei No. 157 etwa 4—8 % und bei No. 155 nur etwa 1—2 %; der Rest ist ein wasserhelles Glas, in beiden Fällen mit etwas Anorthit.

Noch besser als bei den letzterwähnten Proben können wir den Einfluss der hohen Thonerdegehalten auf die Entwicklung der Melilithminerale bei den in Tiegeln erstarrten Schmelzproducten der Åkerman'schen Serien studiren, indem die Schmelzung und Erstarrung hier überall unter beinahe ganz identischen physikalischen Bedingungen stattgefunden hat; die mineralogischen Abweichungen beruhen deswegen hier beinahe ausschliesslich auf den wechselnden chemischen Zusammensetzungen der Magmata. — Die mikroskopische Untersuchung ergibt bei den 0.7- $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ -Silikaten:

	No. 172	No. 173	No. 174	No. 175	No. 203	No. 204
% Al_2O_3	20.87	24.48	27.51	28.84	30.09	32.32
% Gehlenit . . .	95—99	20—40	20—30	4—10	Reines Glas, ohne irgend welche Aussonderungen.	
% Glas	Spur (Spinell?)	80—60	80—70	96—90		
Grösse der Gehlenit- Indiv.	0.5—1.25 mm.	0.25—0.7 mm.	0.2—0.6 mm.	0.05—0.2 mm.		
	Beinahe ganz fertig entwickelte Krystalle.		Skelettförmige Krystalle (wie an Fig 6).			

Bei No. 172 ist ungefähr die ganze Masse zu Mineral umgebildet worden; die Ursache darf einfach darin zu suchen sein, dass die Zusammensetzung des Magmas beinahe ganz genau derjenigen des ausgeschiedenen Glieds der Melilithgruppe entspricht; besonders muss der Thonerdegehalt in beiden Fällen ungefähr derselbe sein. Je mehr aber der Thonerdegehalt des Magmas oberhalb desjenigen des ausgeschiedenen Minerals hinüber steigt, je weniger wird von dem tetragonalen Mineral ausgesondert, je kleiner wird die Grösse der auskrystallisirenden Individuen, und je grösser wird die Tendenz zu der skelettförmigen Entwicklung.

Entsprechenden Erscheinungen begegnen wird dagegen nicht, wenn die Thonerdemenge des Schmelzflusses unterhalb des Gehalts des betreffenden Minerals hinuntersinkt; hierüber und über die allgemeinen Bemerkungen über die Einwirkung der hohen Thonerdemengen auf die Individualisation der Silikatmineralien verweisen wir zu einem späteren Abschnitt, »Ueber den Einfluss der Thonerde die Ausscheidung der verschiedenen Silikatmineralien zu verzögern«.

Wie es schon früher von Bourgeois (l. c.) nachgewiesen worden ist, wird die Ausscheidung des Meliliths und theils auch des Gehlenits durch etwas MgO , FeO , MnO und Na_2O stark befördert, ja, das Vorhandensein irgend einer dieser Basen scheint für die Constitution der zwei Mineralien — oder wenigstens für Melilith — absolut nothwendig zu sein, wenn Al_2O_3 die einzige R_2O_3 -Base ist; die Schmelzflüsse $12CaO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 9SiO_2$ und $3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$, wie auch $2CaO \cdot SiO_2$, zerfallen nämlich bei dem Erstarren zu einem feinen Staub; hierüber näher in einem späteren Abschnitt, »Ueber das Zerfallen der basischen und stark CaO -reichen Schmelzmassen«.

Pflockstructur. Den Untersuchungen von A. W. Stelzner¹⁾ und H. Rosenbusch²⁾ zufolge bildet die Quersfaserung mit der sogenannten »Pflockstructur« eines der besten Kriterien des natürlichen Meliliths, und einem etwa entsprechenden Fänomen begegnet man gelegentlich auch bei dem natürlichen Gehlenit (Rosenbusch, Seite 324). Ebenfalls wiederholt sich dieselbe Erscheinung, — wie es schon früher von Bourgeois (l. c.) und mir³⁾, ganz unabhängig von einander, hervorgehoben worden ist, — bisweilen auch bei den künstlichen Melilithmineralien, und zwar, den folgenden Beobachtungen gemäss, nicht nur bei den opt. negativen, sondern auch bei den isotropen und positiven Gliedern der Reihe.

Als Beispiel wählen wir eine Hohofenschlacke von Pennsylvanien, wo das in grossen Individuen ausgeschiedene tetragonale Mineral wegen des opt. positiven Characters der Doppelbrechung, der mässig niedrigen Interferenzfarben und der tafelförmigen Entwicklung der Individuen am nächsten mit dem Zwischenglied (Typus No. 179, e) zwischen dem Åkermanit und der opt. positiven Melilithvarietät zu vergleichen ist. — In den ungefähr $\perp OP$ verlaufenden Schnitten beobachtet man eine Unzahl langer, aber ganz dünner, undurchsichtiger Interpositionen (cfr. Fig. 8), die parallel der *c*-Achse eingelagert sind, und die bald ziemlich gesetzmässig cylindrisch sind, bald dagegen wurstförmig mit unregelmässigen kugel- oder trichterförmigen Ausbuchtungen. In den basischen Schnitten projiciren sich die Streifen als winzig kleine Pünktchen. — Der mikroskopischen Untersuchung zufolge bestehen die Linien im allgemeinen aus

¹⁾ Ueber Melilith und Melilithbasalte. Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal. Beilage-Band 1883.

²⁾ Mikroskopische Physiographie der Mineralien. 1885. Seite 323—324.

³⁾ »Schlackenstudien, I«, Seite 114—115.

einem schwarzen, undurchsichtigen Glase (durch FeS (?) gefärbt); ausnahmsweise scheinen sie aber hohle Canäle zu bilden.

Auch in mehreren anderen Fällen, z. B. bei dem opt. positiven Mineral in dem Kern der zonal aufgebauten Individuen der No. 183, ebenfalls in der opt. isotropen Melilithvarietät der No. 156, usw. finden wir ganz ähnliche parallel c eingelagerte Interpositionen; die Erscheinung ist jedoch nicht sehr häufig.

In anderen Fällen verlaufen die Streifen nicht $\perp OP$, liegen dagegen in der Basisfläche mit Längenrichtung $\perp$ den begrenzenden $\infty P\infty$ -Flächen, wie es an Fig. 7, von No. 146, angegeben ist. Hier lässt sich sehr leicht entscheiden, dass die groben, wurstförmig gebogenen »Linien« aus hohlen Luftcanälen bestehen, die nur hie und da theilweise mit einem schwarzen¹⁾ Glase gefüllt sind, oder an deren Wänden sich gelegentlich schmutzige Glastropfen abgesetzt haben. — Ebenfalls, obwohl nicht so deutlich, bei einigen Schlacken von Eisenerz.

Es ist leicht einzusehen, dass die oben beschriebenen Erscheinungen direct in Verbindung mit gewissen Eigentümlichkeiten beim Wachsthum der Individuen stehen; die feinen Interpositionen, hauptsächlich Mutterlauge, die aus irgend einer Ursache sich nicht individualisiren konnte, wurden hier, wie so oft sonst²⁾, parallel einer der vorherrschenden krystallographischen Richtungen eingelagert, — oder es entstanden Hohlräume, vielleicht bei der schnellen Entwicklung aus Mangel an Krystallsubstanz, parallel einer der verschiedenen Wachstumsrichtungen.

¹⁾ Das Glas — oder die Mutterlauge — ist hier unzweifelhaft von FeS gefärbt.

²⁾ Z.B. bei dem künstlichen Glimmer von Kafveltorp, cfr. Fig. 1, »Ueber die künstliche Bildung des Glimmers«. (Kristiania Videnskabselskabs forh. 1887).

Als fremde Substanz, in der Mutterlauge während der Individualisation unserer Silikate herumschwimmend, findet sich in den Schlacken sehr oft etwas Monosulfid, im allgemeinen CaS oder $(\text{Ca}, \text{Mn})\text{S}$; auch dies ist sehr oft in einer mehr oder weniger gesetzmässigen Weise in die Melilithindividuen eingelagert worden, — nämlich in dünnen, wurstförmigen »Longuliten« oder büschelförmigen Gruppen derselben auftretend, mit Längenrichtung ungefähr senkrecht auf den äusseren Krystallflächen, OP und $\infty P\infty$, (cfr. Fig. 9). Auch diese Gruppierung ist zu den soeben erwähnten Vorgängen beim Wachsthum der Krystalle zurückzuführen.

Ueber zonale Zusammenwachsungen verschiedener Glieder der Melilithgruppe. — In bei weitem den meisten Fällen ergeben die Individuen in einem und demselben Präparate überall dieselben Interferenznuancen, d. h. es ist kein Unterschied in den verschiedenen Theilen der Individuen nachzuweisen; nur gelegentlich beobachten wir einen zonalen Aufbau, ganz wie es so oft z. B. mit den Plagioklasen der Fall ist.

Das beste Beispiel dieser Erscheinung liefert uns die Schlacke No. 183, von Forsbacka (Sauerstoffverh. 1.38, 3.92 % Al_2O_3), wo das tetragonale Mineral in 0.5—1 cm.-breiten und ziemlich dünnen Individuen ausgebildet ist. Bei der Untersuchung in durchfallendem oder polarisirtem Lichte ahnt man nichts besonderes; die Spaltbarkeiten durchsetzen die Individuen quer, und alle Theile sind wasserhell und farblos. Zuerst unter gekreuzten Nicols giebt sich der zonale Aufbau (cfr. Fig. 10) zu kennen: die Kernpartei, die ungefähr zwei Drittel der ganzen Individuen ausmacht, zeigt eisengraue bis höchstens lavendelblaue Interferenzfarben, dann folgt ein ganz schmaler, absolut dunkler, opt. isotroper Saum, und zum Schluss giebt die

Randzone die für den gewöhnlichen Melilith typisch himmelblauen Farben. In conv.-polarisirtem Lichte lässt sich leicht entscheiden, dass die Kernzone opt. positiv und die Randzone opt. negativ ist. Unter parallelen Nicols sind die Interferenzfarben des centralen Theils schwach bräunlich weiss, die schmale isotrope Zone ist lebhaft weiss, die periferischen Theile dagegen intensiv braun. — Die Grenze zwischen der inneren, opt. positiven und der sich darum schliessenden opt. isotropen Zone ist haarscharf, während dagegen diejenige zwischen der letzteren und der opt. negativen Randzone langsam verschwimmt; statt Grenze also allmähliche Uebergänge. — Weil alle Theile der Individuen gleichzeitig auslöschen, und weil die krystallographische Begrenzung der Randzone, OP und $\infty P\infty$, mit derjenigen der Kernzone parallel verläuft (Fig. 10, b), hat die Zusammenwachsung nach der krystallographischen Orientirung stattgefunden.

Ausserhalb unseres tetragonalen Minerals findet sich in der vorliegenden Schlacke hie und da auch etwas Augit, dessen Aussonderung nach dem Abschluss der Krystallisation der opt. positiven Kernzone anfang; die Augitstäbe reichen nämlich bis zu dem schmalen opt. isotropen Saum der tetragonalen Gesamtindividuen, werden dagegen von der äusseren Melilithsubstanz umhüllt (Fig. 10, c).

Das Mineral der Kernzone stimmt in optischer Beziehung wie auch in Bezug auf die dünn-blattförmige Entwicklung der aus beinahe parallelen Subindividuen zusammengesetzten Gesamtindividuen mit dem Zwischenglied (Typus No. 179, e) zwischen dem Äkermanit und der opt. positiven Melilith-varietät überein; die Diagnose folgt auch unmittelbar daher, dass unser Mineral, das etwa die Hälfte der ganzen Masse bildet, in einem mässig basischen und thonerdearmen Schmelzflusse constituirt worden ist. Nachdem eine beträchtliche Menge dieses an Thonerde armen Minerals ausgeschieden

war, ist der Thonerdegehalt der Mutterlauge ziemlich hoch gestiegen; bei der Aussonderung des Augits auf dem zweiten Krystallisationsstadium ist sie auch basisch geworden, folglich konnte unter den jetzigen chemischen Bedingungen ein SiO_2 -reiches und Al_2O_3 -armes Glied der Melilithreihe sich nicht länger individualisiren, sondern es möchten mehr basische und thonerdereiche Zusammensetzungen krystallisiren, nämlich zuerst der opt. isotrope und später der opt. negative Melilith.

Einer ganz ähnlichen Zonalstructur begegnen wir auch in anderen Fällen; z. B. bei der Schlacke No. 142 erscheint der Kern der ziemlich grossen Individuen (Fig. 11, a) unter gekreuzten Nicols völlig isotrop, während die Randzone durch die bekannten himmelblauen Interferenzfarben gekennzeichnet wird; die Grenze ist bald scharf, bald durch Uebergänge vermittelt. Ebenso bei No. 156; nur giebt hier ein kleiner Theil in dem Centrum der Individuen unter gekreuzten Nicols einen Wechsel zwischen ganz dunkel und tief eisen-grau, — die Mineralsubstanz ist wahrscheinlich zu der opt. positiven Melilithvarietät, mit äusserst niedrigen Interferenzfarben, hinzurechnen, — dann folgt, ohne irgend welche scharfe Grenze, eine breite opt isotrope Zone und zum Schluss eine Zone des gewöhnlichen Meliliths, mit himmelblauen Interferenzfarben.

Auch bei mehreren der übrigen Schmelzproducte finden wir eine Andeutung zur Zonalstructur, z. B. bei No. 133 (wo die Kernzone blaue und die Randzone gelbe Interferenzfarben zeigen), bei mehreren Schlacken von Eisenerz (wie an No. 142); die Erscheinung ist übrigens nicht sehr verbreitet.

Bei den zonal aufgebauten Plagioklasen ist bekanntlich im allgemeinen zuerst das am meisten basische Glied ausgeschieden worden, und später sind die Individuen durch schrittweise Absetzung von mehr und mehr kieselsäure-

reichen Gliedern der Reihe vergrößert worden; bei den vorliegenden Melilithmineralien dagegen begegnen wir, wie wir es später näher erörtern werden, ganz der umgekehrten Reihenfolge; die Ursache ist in der Differenzirung der Mutterlauge zu suchen.

Auch die natürlichen Melilithe zeigen, den Untersuchungen von Stelzner (l. c.) zufolge, gelegentlich, obwohl ganz selten, eine Zonalstructur, die wohl am nächsten mit den an Fig. 11, a angegebenen Vorgängen zu vergleichen ist.

*Krystallisationsfolge zwischen den Melilithmineralien und Olivin, Augit, Glimmer usw.*¹⁾. — Im allgemeinen bilden die Melilithmineralien in den von mir untersuchten Schmelzproducten nur einen Theil, am öftesten etwa die Hälfte oder zwei Drittel, der ganzen Masse; der Rest besteht, neben dem Monosulfid (*RS*) der Schlacken und bisweilen auch Spinell²⁾, die alle beide früher als das Silikatmineral ausgeschieden worden sind, — und zwar zuerst Monosulfid, später Spinell, — in einigen Fällen aus einem reinen Glas, in anderen dagegen aus Glas mit Olivin oder Augit, Glimmer usw.

Krystallisationsfolge zwischen Melilith und Olivin.

1. *Melilith allein.* — In denjenigen unserer Schmelzmassen, die neben überwiegend viel *CaO* nur ganz wenig, etwa 2—5 % (*Mg, Mn, Fe*)*O* enthalten, ist kein anderes Silikatmineral als irgend ein Glied der Melilithgruppe gebildet worden; die Ursache darf einfach darin zu suchen sein, dass

¹⁾ Diesen Abschnitt besprechen wir hier unter »Melilith«, weil wir die Resultate zur Erörterung der chemischen Constitution der verschiedenen Melilithmineralien gebrauchen.

²⁾ Spinell findet sich in No. 153, 161 und 163, vielleicht auch in No. 172 (?).

der kleine $(Mg, Mn, Fe)O$ -Gehalt grösstentheils von dem sich ausscheidenden Melilithmineral aufgenommen worden ist.

2. Zuerst Melilith, später Olivin. — In den mässig basischen Schmelzmassen (Sauerstoffverh. höchstens 1.25—1.30)¹⁾ mit etwas mehr $(Mg, Mn, Fe)O$, zwischen ca. 7 und 16 %, hat sich dagegen überall, nachdem die Krystallisation des Melilithminerals abgeschlossen war, Olivin gebildet und zwar je mehr Olivin, je höher der $(Mg, Mn, Fe)O$ -Gehalt verläuft.

Die Menge der ausgeschiedenen Minerale beträgt nach Ermessen:

	No. 161	No. 133	No. 163	No. 153	No. (146)	No. 156	No. 154 a	No. 154 b	No. 188
Sauerstoffverh.	0.79	1.14	0.71	0.73	ca. 1.0	0.95	0.86	0.96	1.25
$CaO : (Mg, Mn, Fe)O$	7.3 : 2.7	7.3 : 2.7	6.8 : 3.2	6.3 : 3.4	6.5 : 3.5	6.4 : 3.6	6.3 : 3.4	6.0 : 4.0	6.7 : 3.3
1) % Melilith	ca. 50	ca. 50	50—60	50—60	ca. 70	60—70	40—60	40—50	ca. 50
2) % Olivin	2—5	4—8	4—8	4—8	5—10	4—8	10—20	20—40	ca. 30

¹⁾ In den noch SiO_2 -reicheren Magmata scheidet sich als Mineral No. 2 Augit, eventuel hexagonales Kalkbisilikat aus.

In Nö. 153, 161 und 163 ist zuerst etwas Spinell gebildet worden; in No. 154 *a* & *b* etwas Magnetit. In No. 133 an einzelnen Stellen ein monosymmetrisches(?) Mineral statt Olivin. No. (146) ist eine Schlacke von Königin-Maria-Hütte, bei derselben Beschickung wie No. 146, jedoch unter reinem Hohofenbetriebe gefallen; auf dem zweiten Krystallisationsstadium ist hier neben dem Olivin auch ein wenig, ca. 0.5 %, Magnesiaglimmer gebildet worden. Bei No. 188 (mit 0.7 % Al_2O_3) besteht das Melilithmineral aus Äkermanit.

Derelben Krystallisationsfolge begegnen wir auch in mehreren anderen in chemischer Beziehung entsprechenden, nicht analysirten Schlacken, z. B. von Eisenerz, Pennsylvanien; ebenfalls in No 142, wo jedoch die Diagnose des zweiten Minerals fraglich ist. — Der Olivin ist sonst überall, — durch die rhombische Auslöschung, lebhafte Interferenzfarben, krystallographische Begrenzung ($\propto \check{P}\infty \cdot \infty P \cdot 2\check{P}x$) oder charakteristische Skelettbildung usw., — mit Sicherheit bestimmt worden.

Das Melilithmineral erscheint in den vorliegenden Schlacken in gut entwickelten, grossen Krystallen, die sowohl gegen das Glas als auch gegen den Olivin seine scharfe idiomorphe Contur behält, und die im allgemeinen ziemlich kleinen Olivinindividuen sitzen an den Melilith angewachsen (Fig. 12), die Individualisation des ersteren Minerals war also gänzlich abgeschlossen, ehe die Krystallisation des letzteren anfang. Nur bei No. 154 *b*, mit relativ noch mehr $(Mg, Fe)O$ und weniger CaO als in den übrigen Schlacken, stecken die kleinen Olivinkrystalle hie und da ein wenig in die grossen Melilithkrystalle hinein, — ungefähr wie es mit den Augitstäben in dem Melilith bei No. 183, Fig. 10, *c* der Fall ist; — der Wachsthum der Melilithkrystalle hat also hier auch nach dem Beginn der Individualisation des Olivins fortgesetzt.

3. *Melilith und Olivin gleichzeitig.* — In Schmelzmassen mit wiederum etwas höheren Gehalten an $(Mg, Mn, Fe)O$ und niedrigeren Gehalten an CaO sind gelegentlich Melilith und Olivin gleichzeitig constituirt worden. Gute Beispiele hierauf liefern uns zwei schon früher erwähnte Hohofenschlacken von Schisshyttan, nämlich No. 5 und eine andere von fast genau derselben Zusammensetzung (Seite 17 beschrieben). — In No. 5 hat sich an einigen Stellen des Präparats der grösste Theil, mindestens etwa 80—85 % der ganzen Masse zu Olivin, $[(R, Ca)_2 SiO_4]$, mit viel Ca , cfr. Seite 16—22] umgebildet, an anderen Stellen dagegen ist nur Melilith individualisirt. — In der anderen Schlacke von Schisshyttan finden wir in den Drusenräumen, ohne irgend welche gesetzmässige Gruppierung, eine Menge Krystalle sowohl von Melilith als auch von Olivin, die ersteren in ca. 2mm. grossen, quadratischen Tafeln, die letzteren in cm.-langen Nadeln ($\propto \check{P} \propto . 2 \check{P} \propto . \propto P$, ebenfalls mit einem bedeutenden Ca -Gehalte). U. d. M. erscheinen die Mineralien in Krystallen von verschiedenen Grössen; bald liegen kleine Olivinkrystalle mit idiomorpher Contur in grossen Melilithkrystallen eingeschlossen, bald ist ganz das umgekehrte der Fall, bald endlich stiessen die zwei Mineralien ohne irgend welche gesetzmässige Begrenzung gegen einander. Die Erscheinungen lassen sich nur dadurch erklären, dass die Individualisation beider Mineralien gleichzeitig stattgefunden hat.

4. *Zuerst Olivin, später Melilith.* — Gehen wir endlich zu den noch $(Mg, Fe, Mn)O$ -reicheren und umgekehrt CaO -ärmeren Magmata hinüber, begegnen wir als Mineral No. 1 nicht länger Melilith, sondern dagegen Olivin. In denjenigen Fällen, wo die Schmelzmassen nur ganz wenig Thonerde enthalten, und wo der auskrystallisirende Olivin beträchtliche Mengen von CaO hinaufnimmt (cfr. Seite 21—22), ist beinahe die ganze Masse zu Olivin umgebildet worden; in

anderen Fällen und zwar, wenn die Schmelzmassen gleichzeitig bedeutend viel CaO und nicht zu wenig Al_2O_3 führen, hat sich dagegen auf einem späteren Stadium Melilith constituirt. — Dies ist z. B. mit den folgenden No. der Fall:

	No. a*)	No. b*)	No. 18	No. 20	No. 19	No. 22
Sauerstoffverh. . .	0.91	1.17	1.21	1.18	1.20	1.11
% Al_2O_3	8.3	5.21	9.97	9.91	5.92	4.48
$\text{CaO}:(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})\text{O}$	5.5:4.5	5.5:4.5	5.3:4.7	5.2:4.8	4.7:5.3	4.6:5.4
1) % Olivin	ca. 50	20	20	20	20	50
2) % Melilith	ca. 10	40	10—20	30	40	20

Der Olivin findet sich hier in ziemlich grossen, wohl entwickelten Krystallen oder Krystallskeletten (cfr. Fig. 13, von No. 20), die gegen das später gebildete Melilithmineral gänzlich idiomorph erscheinen. — Dies wird durch die folgenden Kriterien gekennzeichnet: es tritt in dünnen, quadratischen Tafeln auf, mit Begrenzung OP und $\infty P\infty$; Auslöschung $\pm$ der Längenrichtung; Interferenzfarben ganz matt, bald hellblau, wie an opt. neg. Melilith, bald grau, wie an opt. pos. Melilith; in einigen unserer Schlacken (No. a, 18, 22) sind die Individuen so klein, dass die Art der Doppelbrechung nicht bestimmt werden kann, bei anderen (No. b, 19, 20) dagegen ist nachgewiesen worden, dass unser Mineral opt. einachsigt ist; bei No. b und 19 lässt sich entscheiden, dass der opt. Character positiv ist; die Interferenzfarben hier matt grau. — Das Melilithmineral, dessen Individuen gelegentlich noch grösser als diejenigen des Olivins sind, zeigen überall eine allotriomorphe Contur gegen die Olivinkrystalle, ist also auf einem späteren Sta-

*) Diese zwei No. werden näher in »Zusatz« besprochen.

dium gebildet worden. Dies wird zum Ueberfluss auch dadurch bestätigt, dass einzelne der vorliegenden Schlacken auf denjenigen Stellen, wo die Abkühlung ganz kurz dauerte, nur Olivin führen, während auch Melilith zur Entwicklung kam, wo die Magmata etwas langsamer abgekühlt wurden.

5. *Olivin allein.* — In unseren basischen Schmelzmassen mit wiederum noch höheren $(Mg, Fe, Mn)O$ -Gehalten ist die Abkühlung immer so schnell eingetreten, dass die Mutterlaugen nach der Ausscheidung des Olivins ohne weiteres zu Glas erstarrten.

Melilithmineral, hauptsächlich Åkermanit, und Augit. — Um die Krystallisationsbeziehungen zwischen den Melilithmineralien und Augit nachweisen zu können werden wir eine Serie Schmelzmassen von wechselnder Acidität (Sauerstoffverh. zwischen 1.55—1.60 bis 1.25—1.30) bei einer ungefähr constanten Relation $CaO : (Mg, Fe, Mn)O$ näher untersuchen.

Wenn das Sauerstoffverh. des Magmas die Grenze etwa 1.55—1.60 übersteigt, wird zuerst immer Augit individualisirt (cfr. z.B. No. 67, 70, 71); in den etwas mehr basischen Schmelzmassen dagegen können sich gleichzeitig Augit und Åkermanit oder das Zwischenglied zwischen diesem und der opt. pos. Melilithvarietät constituiren, und bei wiederum niedrigeren Aciditätsgraden bildet sich endlich zuerst ein Glied der Melilithreihe und eventuel später Augit.

Ein gutes Beispiel der gleichzeitigen Bildung der zwei Mineralien liefert uns eine schon früher erwähnte Schlacke von Sandviken, 1884 (Sauerstoffverh. ca. 1.55), wo die grossen Zwillingskrystalle des Melilithminerals neben 1—2 cm. langen Augitkrystallen in den Drusenräumen auftreten; an einigen Stellen ist nur das eine Mineral zur Entwicklung gekommen, an anderen nur das zweite, wiederum an anderen

erscheinen die Krystalle beider Mineralien, gesetzlos mit einander zusammengewachsen.

In No. 189 (1.5-Silikat mit 4.99 % Al_2O_3) ist die Schmelzmasse an den meisten Stellen zu der neuen Melilithvarietät erstarrt, an anderen dagegen finden wir ein reines Glas, das hie und da einige Augitkrystalle führt; auch hier scheint die Individualisation der zwei Mineralien gleichzeitig und von einander unabhängig stattgefunden zu haben.

Bei den folgenden Proben wird die Krystallisationsreihe durch das Schema erleuchtet:

	Sauerstoff- verh.	% Al_2O_3	Zuerst Melilith- mineral, %	Später.
No. 178	1.50	8.67	15—25	ca. 50 % Augit Glas.
„ 179a	1.55	3.37	25—40	Viel Augit. Glas.
„ 186—188	1.50	0.8—0.7	70—80	Wenig Augit. Glas.
„ (189)	1.50	4.99	70—80	Wenig Augit (gleichzeitig). Glas.
„ 180	1.48	4.67	60—80	Wenig Augit. Glas.
„ 181	1.46	6.92	50—70	Rest reines Glas.
„ 182	1.42	6.50	50—60	Etwas Augit. Glas.
„ 183	1.38	3.92	ca. 40	Augit, Melilith. Glas.
„ 159	1.32	8.34	50—60	Rest reines Glas.
„ 160	1.26	5.95	ca. 50	Olivin. Glas.
„ 190	1.25	0.7	ca. 50	Olivin. Glas.

Das Glied der Melilithreihe ist, wie schon früher erörtert, an No. 186—188 und No. 190 als (thonerdefreier) Åkermanit und an No. 178—182 als Zwischenglied zwischen diesem und der opt. positiven Melilithvarietät zu bestimmen; No. 183 mit zonaler Zusammenwachsung verschiedener Glieder der Reihe; No. 159 opt. positive Melilithvarietät, die Krystalle mit kurz säulenförmiger Entwicklung.

Als Typus derjenigen Schmelzmassen, wo Augit auf

dem zweiten Krystallisationsstadium gebildet worden ist, wählen wir die Schlacke No. 178 (Fig. 14, *a* & *b*). — Hier ist überall, durch die ganze Masse, zuerst das tetragonale Silikat, in grossen Krystallen ausgeschieden worden; an denjenigen Stellen, wo die Abkühlung ganz kurz dauerte, ist die Mutterlauge als ein reines Glas erstarrt (Fig. 14, *a*), wo aber die Abkühlung eine längere Zeit beanspruchte, finden wir eine reichliche Menge von Augit (Fig. 14, *b*). Dieser erscheint theils in gut entwickelten Krystallen, die durch die Begrenzung von ∞P , die charakteristischen Querschnitte $\perp c$, Spaltbarkeit $\neq \infty P$, Auslöschungsschiefe bis 38° , sehr lebhaft Interferenzfarben usw. gekennzeichnet werden, und theils in den ebenso charakteristischen Krystallskeletten. Das Melilithmineral behält überall seine idiomorphe Contur gegen die Augitindividuen, und diese sitzen an die Tafeln des tetragonalen Minerals angewachsen; ihre spätere Bildung ist also unzweifelhaft.

In den übrigen Schlacken, die sich alle durch eine etwas niedrigere Basicität auszeichnen, zeigt sich der Augit in ganz entsprechender Weise, jedoch in geringerer Menge und in kleineren Individuen. — Bei No. 183, wo das tetragonale Mineral in zonalem Aufbau erscheint (Fig. 10), stecken die zierlich entwickelten Augitstäbe gelegentlich bis zur Grenze zwischen der opt. positiven Kernzone und der sich darum schliessenden opt. isotropen Melilithzone hinein (Fig. 10, *c*), d: zuerst ist der Åkermanit zur Entwicklung gekommen, dann der Augit, und zum Schluss hat das tetragonale Mineral, durch Ablagerung von mehr basischer und thonerde-reicher Substanz, seinen Wachsthum fortgesetzt; zwar stimmt diese Reihenfolge sehr schön mit der Differenzirung des Magmas überein: durch die Aussonderung des Åkermanit-Minerals ist die Mutterlauge mehr reich an SiO_2 und Al_2O_3 geworden, folglich möchte sich auf dem zweiten Stadium Augit individualisiren; dadurch wurde der Basicitätsgrad

und der Thonerdegehalt vergrössert, auf der nächsten Stufe konnte sich folglich opt. isotroper und negativer Melilith ausscheiden.

In den noch etwas mehr basischen Schmelzmassen, mit Sauerstoffverh. höchstens etwa 1.30, finden wir als Mineral No. 2 nie länger Augit, sondern dagegen — bei grösseren Gehalten an $(Mg, Mn, Fe)O$ — Olivin oder Glimmer.

Zuerst Melilithmineral, später Magnesiaglimmer. — In der früher kürzlich erwähnten Schlacke No. 146 von Königin-Maria-Hütte bei Zwickau, Sachsen (Frühling 1884), unter etwas unreinem Betriebe gefallen, ist zuerst etwa 85–90 % der ganzen Masse als Melilithmineral (opt. pos.) ausgeschieden, und später hat sich etwas Magnesiaglimmer¹⁾ in dem Glase im Zwischenraume zwischen den Melilithkrystallen und in den Glaseinschlüssen innerhalb derselben individualisirt. Die Melilithkrystalle, die in grossen Individuen auftreten, sind vollkommen idiomorph entwickelt, und die kleinen Glimmerblätter sitzen an die zuerst gebildete feste Substanz angewachsen.

In anderen Schlacken von derselben Hütte und bei derselben Beschickung, jedoch unter reinem Ofenbetrieb gefallen — 3: mit weniger FeO , — ist auf dem zweiten Krystallisationsstadium bald Olivin allein und bald Magnesiaglimmer (von lichtgrauer Farbe) neben Olivin gebildet worden.

Nähere Beschreibung in »Schlackenstudien, I« (Fig. 33) und »Om kunstig dannelse af glimmer« (Fig. 6 und 7).

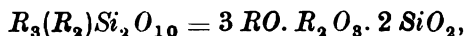
Melilith und Anorthit, cfr. später.

Ueber die Constitution der Melilithgruppe. — Wie es schon früher hervorgehoben worden ist, bilden die verschie-

¹⁾ Der Glimmer wurde durch Behandlung mit schwacher Salzsäure und später Kali isolirt und gewogen; näher in »Ueber die künstliche Bildung des Glimmers« (l. c.).

denen Glieder unserer Gruppe, — nämlich der Gehlenit, das Zwischenglied zwischen diesem und dem opt. negativen Melilith, der opt. negative Melilith (eigentlicher Melilith), die opt. isotrope Melilithvarietät, die opt. positive Melilithvarietät, das Zwischenglied zwischen dieser und dem Åkermanit und endlich das letztgenannte Mineral, — in der angegebenen Ordnung eine continuirliche Reihe, die sich in chemischer Beziehung durch steigende SiO_2 - und abnehmende Al_2O_3 -Gehalte auszeichnet.

Gehlenit. Aus den ziemlich spärlichen Analysen des natürlichen Gehlenits hat man die Constitution



wo $R = \text{Ca, Mg, Fe}$, usw., $R_2 = \text{Al}_2, \text{Fe}_2$, usw.,

abgeleitet; weil aber die Analysen nicht sehr gut mit einander übereinstimmen und auch nicht an ganz frischem Material ausgeführt worden sind, darf die Formel vorläufig nicht als absolut exact angesehen werden. — Ihre Richtigkeit wird jedoch durch die mineralsynthetischen Untersuchungen von Bourgeois (l. c.) zum Theil bestätigt; es ergibt sich nämlich aus diesen, dass die Schmelzmassen $3\text{RO} \cdot R_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ zu Gehlenit erstarren, der gar nicht oder nur ganz wenig Glas enthält; die Zusammensetzung des Minerals kann also nur ganz unbedeutend von der schon früher angenommenen Formel abweichen.

Die Schlackenanalysen No. 162 und 164 (Sauerstoffverh. 0.71 und 0.62, statt 0.667 nach der Formel, 27.81 und 24.24 % Al_2O_3) beziehen sich auf frei ausgepflückte Krystalle; weil aber das Analysematerial von Monosulfid, CaS , und wahrscheinlich auch von Glas und Spinell verunreinigt gewesen ist, dürfen die Analysen nicht zu einer sicheren Berechnung der Constitution gebraucht werden; sie ergeben

jedoch, dass die obige Formel approximativ für den Schlacken-Gehlenit gelten muss.

Das Zwischenglied zwischen Gehlenit und dem opt. neg. Melilith. — Unter den $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 0.7\text{-Silikat}$ -Schmelzmassen ist nur die eine, nämlich No. 172 (mit 20.87 % Al_2O_3), fast durch und durch zu einem Gehlenit-ähnlichen Mineral, in 0.5–1.25 mm. grossen Individuen, umgebildet worden, während sich in denjenigen Magmata, die weniger (16.50 % oder mehr (24.48 % und darüber) Thonerde enthalten, nur ein relativ geringer Theil des tetragonalen Minerals ausgeschieden hat. — In No. 172 bildet das tetragonale Mineral nach Ermessen 95–99 % der ganzen Masse; der Rest ist Spinell(?) mit einer winzigen Spur von Glas. Selbst ob hier die ganze Thonerdemenge des Magmas in das Mineral hineingegangen wäre, — eine übrigens nicht erlaubliche Annahme, — würde dies bei weitem nicht so viel Thonerde enthalten, wie es die Formel des Gehlenits verlangt, oder wie es mit den von Bourgeois dargestellten Gehlenit-Schmelzproducten und mit dem Gehlenit in No. 162 und 164 der Fall ist; andererseits enthält unser Mineral bedeutend mehr Thonerde als der opt. negative Melilith, d: es bildet in Bezug auf den Thonerdegehalt ein Zwischenglied zwischen Gehlenit und Melilith. Wahrscheinlich ist dies auch mit dem SiO_2 -Gehalte der Fall, indem die Schmelzmasse in Bezug auf den Basicitätsgrad zwischen die zwei Mineralien fällt.

Opt. negativer Melilith, mit blauen Interferenzfarben. — Die Analysen des natürlichen Meliliths werden wir später besprechen; hier sei es nur kürzlich erwähnt, dass, den synthetischen Untersuchungen von Bourgeois zufolge, die Zusammensetzung des Minerals sich nicht weit von der Formel

$R_{12} \cdot (R_2)_2 \cdot \text{Si}_9\text{O}_{36} : 12 \text{RO} \cdot 2 \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 9 \text{SiO}_2$
entfernen kann.

Opt. isotrope (oder scheinbar isotrope) Melilithvarietät und opt. positive Melilithvarietät, mit eisengrauen Interferenzfarben. — In denjenigen chemisch und mikroskopisch untersuchten Schmelzmassen, wo diese Glieder der Reihe angetroffen sind, beträgt das Sauerstoffverh. und die Thonerdemenge des Magmas:

	Kernzone opt. isotrop, Randzone mit blauen Interf.farben.		Opt. pos. Melilith.			
	No. 156	No. 142	No. 146	No. 158	No. 160	No. 159
Sauerstoffverh.	0.95	1.03	0.98	0.96	1.26	1.32
% Al_2O_3	11.81	9.10	7.81	12.26	5.95	8.34

Die zwei nicht analysirten Schlacken von Eisenerz, wo wiederum die opt. isotrope Melilithvarietät auftritt, zeichnet sich auch durch niedrige Thonerdegehalte und eine mässige Basicität aus (cfr. die vier Schlackenanalysen mit 37—42 % SiO_2 , 5.6—7.1 % Al_2O_3 , Iron and Steel, 1888, I, Seite 315) ebenfalls enthalten die Mutterlaugen der Olivin-Melilith-Schlacken No. 19 und No. 6, wo die opt. positive Melilithvarietät auf dem zweiten Krystallisationsstadium gebildet worden ist, nach der Aussonderung des Olivins nur etwa 6.5—7.5 % Al_2O_3 (die Schlacken selber 5.21 und 5.92 % Al_2O_3).

Durch Vergleich mit denjenigen Schmelzmassen, wo die opt. negativen Melilithglieder sich constituiren, ergibt sich ohne weiteres, dass die Magmata der opt. isotropen und positiven Melilithvarietäten sich durchgängig durch einen etwas niedrigeren Thonerdegehalt und dabei auch durch einen etwas höheren Aciditätsgrad auszeichnen; dies lässt sich nur dadurch erklären, dass dieselben chemischen Unterschiede sich auch in den Zusammensetzungen der ausgeschiedenen Mineralien wiederholen.

In einem Falle, bei No. 146, lässt sich auch zweifellos constatiren, dass unser opt. positives Mineral bedeutend weniger Thonerde als der gewöhnliche opt. negative Melilith enthält. In der betreffenden Schlacke hat sich zuerst etwa 85—90 % der ganzen Masse zu dem tetragonalen Mineral, in 3—5 mm. grossen Krystallen, umgebildet; später ist etwas Magnesiaglimmer individualisirt. — Ob auch hier die ganze Thonerdemenge des Magmas von dem opt. positiven Melilith aufgenommen wäre, würde dies höchstens ca. 9—9.5 % Al_2O_3 enthalten, also jedenfalls weniger als bei dem opt. negativen Melilith; in dem vorliegenden Falle ist übrigens ein thonerdeführendes Mineral, Magnesiaglimmer, später als der Melilith ausgeschieden worden, die Mutterlauge hat also nach der Aussonderung des tetragonalen Minerals fortwährend Thonerde enthalten und zwar nicht in ganz verschwindend kleinen Mengen. Es ergibt sich somit, dass der Thonerdegehalt des tetragonalen Minerals nicht mehr als höchstens etwa 8—9 % betragen kann; andererseits muss das Silikat mindestens ca. 5 % enthalten, — im umgekehrten Falle würde nämlich die Mutterlauge so thonerdereich werden, dass sie unter den vorliegenden Bedingungen nicht einmal schmelzbar sein würde; — das Resultat wird, dass der Thonerdegehalt des Minerals zwischen die Grenzen ca. 6 und 8 % fallen muss.

Auch bei No. 160 (mit 5.95 % Al_2O_3), wo ungefähr die Hälfte in das tetragonale Mineral umgebildet worden ist, muss dies weniger Thonerde enthalten, als es mit dem gewöhnlichen Melilith der Fall ist.

In No. 156 und 142 ist zuerst opt. isotroper und später, — nachdem der Thonerdegehalt der Mutterlauge durch die Aussonderung des relativ thonerdearmen Minerals etwas gestiegen war(?), — opt. negativer Melilith, als Randzone, individualisirt worden.

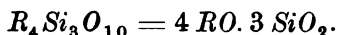
Das Zwischenglied zwischen der opt. positiven Melilithvarietät und Åkermanit nebst dem letzteren Mineral. — Bekanntlich kann sich der Augit nur in denjenigen Magmata constituiren, deren Sauerstoffverh. mindestens etwa 1.53—1.55 beträgt; es ist somit einleuchtend, dass die Bildung des Augits auf dem zweiten Krystallisationsstadium bei den früher beschriebenen Schlacken No. 178—180 und 182—186 (Sauerstoffverh. ca. 1.40—1.55) dadurch zu erklären ist, dass die Mutterlauge während der Aussonderung des tetragonalen Minerals Schritt für Schritt kieselsäurereicher geworden sind, o: der Aciditätsgrad des Åkermanits und des diesem nahe stehenden etwas thonerdeführenden Schlackenminerals kann die Grenze des Sauerstoffverh. 1.50 nicht übersteigen. Im umgekehrten Falle würde auch die Grenze zwischen den zwei »Magmafeldern« (cfr. die spätere graphische Darstellung) bei einem höheren Sauerstoffverh. liegen müssen. — Andererseits bildet sich der Åkermanit nie in Schmelzmassen, die so basisch als das Singulosilikat sind, o: ihr Aciditätsgrad liegt nicht unwesentlich höher als bei dem Sauerstoffverh. 1.00.

Weiter: In unseren äusserst schnell abgekühlten, beinahe thonerdefreien 1.50-Silikat-Schmelzmassen haben sich im allgemeinen mindestens ungefähr drei Viertel der ganzen Masse zu Åkermanit umgewandelt; eine einfache Berechnung, auf dieser Thatsache gestützt, wird somit ergeben, dass der Aciditätsgrad des Minerals nicht unterhalb der Grenze ca. 1.33—1.38¹⁾ sinken kann; im Gegentheile, die Erscheinung lässt sich nur dadurch erklären, dass der Aciditätsgrad des Minerals genau mit demjenigen des Magmas überein stimmt

¹⁾ Wäre die Zusammensetzung des ausgeschiedenen Minerals ein 1.33-Silikat, würde die Mutterlauge am Ende der Krystallisation einen Aciditätsgrad 2.4—2.5 haben.

oder davon nur ganz wenig entfernt ist. — In der beinahe thonerdefreien 1.25-Silikat-Schmelzmasse No. 190 ist zuerst Åkermanit und später Olivin (Sauerstoffverh. 1.00) konstituiert worden; dies wird auch einfach dadurch zu erklären werden, dass die Mutterlauge während der Aussonderung des Åkermanits mehr basisch geworden ist, o: dass unser Mineral ein höheres Sauerstoffverh. als 1.25 besitzt.

Wenn wir endlich auch berücksichtigen, dass unser dem Åkermanit sehr nahestehendes tetragonales Schlackenmineral, dass sich von dem Åkermanit nur durch einen kleinen Al_2O_3 -Gehalt und einen ganz wenig niedrigeren SiO_2 -Gehalt unterscheidet, in den Schmelzmassen mit Sauerstoffverh. binnen den Grenzen 1.35—1.40 bis 1.55 zu Hause hört, gelangen wir zu dem Schlusse, dass der Åkermanit selber nach aller Wahrscheinlichkeit ein 1.5-Silikat ist; seine Formel wird somit



Dies ist auch die einzige einfache Constitution, — 2 Metasilikat: 1 Orthosilikat, — die angenommen werden könnte, indem sich aus der obigen Erörterung ergibt, dass das Sauerstoffverh. des Minerals zwischen die Grenzen ca. 1.40 und 1.50 fallen muss.

Dasjenige tetragonale Mineral, das wir in den ziemlich thonerdearmen Schlacken (mit am öftesten 4—6 % Al_2O_3) von Sauerstoffverh. 1.35—1.55 nachgewiesen haben, stimmt beinahe in jeder Beziehung, die durch die mineralogisch-mikroskopische Untersuchung festgestellt werden kann (opt. Character, typische Krystallflächen, tafelförmige Entwicklung und übriger Habitus der Individuen, usw.), genau mit dem thonerdefreien Åkermanit überein, nur sind die Interferenzfarben durchgängig ein wenig niedriger. Schon dies deutet an, dass die chemische Zusammensetzung der zwei Mineralien nicht völlig identisch ist, — ein Resultat, zu dem wir auch durch die übrigen früheren Beobacht-

ungen gelangen. — Unser Schlackenmineral kann sich, selbst bei der schnellen Abkühlung, welcher die Magmata unterworfen gewesen sind, in sehr bedeutender Menge — $\frac{2}{3}$ bis $\frac{3}{4}$ der ganzen Masse — in denjenigen Schmelzflüssen ausscheiden, die bis zu nicht weniger als ca. 5—8 % Thonerde enthalten. Dies lässt sich nur dadurch erklären, dass die krystallisirende Verbindung etwas Thonerde aufnimmt; im umgekehrten Falle würde nämlich die Mutterlauge so reich an Thonerde werden, dass die bedeutende Ausscheidung des Minerals unmöglich wäre¹⁾. — Dabei giebt auch die Individualisation des Augits auf dem zweiten Krystallisationsstadium zu erkennen, dass unser tetragonales Schlackenmineral in den vorliegenden Proben einen niedrigeren Aciditätsgrad als 1.50 hat.

Um diese Schlüsse sicher zu bestätigen ist eine Analyse (No. 179, e) der frei ausgepflückten Krystalle des Minerals ausgeführt worden; daneben auch eine Analyse der ganzen Schlackenmasse.

Beide Analysen sind von Herrn stud. min. A. Damm, an dem metallurgischen Laboratorium zu Kristiania, ausgeführt worden.

In den Drusenräumen der von $(Ca, Mn)S$ schwach grün gefärbten Schlacke sitzt eine Menge beinahe wasserheller, tafelförmiger Krystalle ($OP. \infty P \infty. \infty P$), die eine Breite von ca. 4—15 mm. und eine Dicke von ca. 0.25—0.5 mm. erreichen; diese wurden ohne weiteres mit Pincet losgetrennt und nach einer mikroskopischen Untersuchung auf die Reinheit analysirt. Die Krystalle sind noch lichter als die eigentliche Schlackenmasse, enthalten also ganz unbedeutend wenig, obwohl freilich etwas Monosulfid (wahrscheinlich ca. 0.5 %); dabei

¹⁾ Die nähere Begründung dieser Behauptung folgt in einem späteren Abschnitt »Ueber die Eigenschaft der Thonerde-Ueberschüsse die Ausscheidung der Silikatminerale zu verzögern«.

Schlacke von Sandviken, 1885.

	Die ganze Schlacken- masse. No. 179 d	Die frei ausge- pfückten Krystalle. No. 179 e ³⁾
<i>SiO₂</i>	42.44 ¹⁾	43.17
<i>Al₂O₃</i>	4.38	3.43
<i>FeO</i>	0.30	Spur
<i>MnO</i>	9.21	5.85
<i>CaO</i>	28.37	37.89
<i>MgO</i>	11.87	9 ⁴⁾
<i>CaS</i> ²⁾	1.89	(Wenig)
Sum	98.42	(99.4)
Sauerstoffverh.	1.33	1.335
<i>CaO</i> : (<i>Mg, Mn, Fe</i>) <i>O</i>	5.42 : 4.58	6.7 : 3.3

führen sie auch einige Glaseinschlüsse, die auf keine Weise separirt werden konnten, dagegen keine Spur von Augit, Olivin oder Spinell. — Die Verunreinigungen betragen, der mikroskopischen Untersuchung des Analysematerials zufolge, nur ein oder ein Paar Procent, jedenfalls nicht so viel wie 5 %.

Weil sowohl die Schlackenmasse und Krystalle als folglich auch die Glaseinschlüsse beinahe denselben Aciditätsgrad haben, ist die Bestimmung des Sauerstoffverh. der Krystalle ganz zuverlässig. — Selbst ob der Thonerdegehalt des Glases 8% und die Menge der Einschlüsse 4 %

¹⁾ Mittel aus 42.40 und 42.48 %.

²⁾ Das Monosulfid als *CaS* berechnet, obwohl es in der That aus *CaS* mit ganz wenig *MnS* besteht. — Bei der Berechnung des Sauerstoffverh. der Krystalle wurde vorausgesetzt, dass 0.4 % *CaO* = 0.39 % *Ca* in *CaS* hineingeht.

³⁾ Eingewogen ca. 0.5 gr.

⁴⁾ Die Bestimmung halb verunglückt.

betrage, würde dies den Thonerdegehalt der Krystalle nur um 0.2 % herabsetzen; es ergibt sich somit, dass unser Mineral zwischen 3.2—3.3 und 3.4 % Al_2O_3 enthält.

Dass die CaO -Menge sich in das ausgeschiedene Mineral und die $(Mg, Mn)O$ -Menge sich in die Mutterlauge concentrirt hat, ist ganz natürlich; auf diesem Vorgange beruht die schon früher erörterte spätere Bildung des Olivins in den mässig $(Mg, Mn, Fe)O$ -führenden Melilith-Schmelzflüssen.

In Bezug auf diejenige Stellung, welche die verschiedenen RO -Basen, — CaO und $(Mg, Mn, Fe, Na_2)O$, — in der Constitution der verschiedenen Glieder unserer Melilithgruppe einnehmen, wie auch auf denjenigen mineralbildenden Einfluss, den sie bei der Individualisation der Melilith- und Olivin-Mineralien ausüben, begegnen wir wiederum mehreren eigenthümlichen Erscheinungen, die auch nur dadurch erklärt werden können, dass wir nicht mit mehreren differenten und von einander scharf getrennten tetragonalen Mineralien, sondern mit einer gemeinschaftlichen Mineralgruppe zu thun haben.

CaO ist überall die wichtigste Base und kann überhaupt als die characterisirende RO -Base der Melilithreihe bezeichnet werden; jedoch ergeben unsere Untersuchungen die auffallende Thatsache, dass nicht nur die Krystallisation der Melilith durch einen mässig niedrigen Gehalt von $(Mg, Mn, Fe, Na_2)O$ ¹⁾ stark befördert wird, sondern dass es

¹⁾ Bourgeois (l. c.) zieht aus seinen Untersuchungen über die Bildung des Meliliths den Schluss, dass, »si la soude n'est pas absolument nécessaire à la formation de la mélilith, elle en favorise du moins singulièrement la cristallisation«. — Die meisten von mir untersuchten Schmelzproducten, wo Melilith sich in grossen und gut entwickelten Krystallen gebildet hat, führen nur etwa 0.05—0.1 à 0.5—1 % Na_2O ; es folgt somit, dass Na_2O , wenn etwas $(Mg, Mn, Fe)O$ im Schmelzflusse gegenwärtig ist, keinen separaten Einfluss auf die Individualisation oder Krystallisation des Minerals ausübt. — Die

sogar für die Constitution der sämtlichen Mineralien unserer Gruppe nothwendig ist, dass etwas CaO durch MgO usw. ersetzt wird.

Die reinen Kalk-Thonerde-Schmelzflüsse, $12 \text{CaO} \cdot 2 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 9 \text{SiO}_2$ und $3 \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$, — wie auch $2 \text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$, — zerfallen, wie schon früher erwähnt und wie es in einem späteren Abschnitt näher erörtert wird, bei der Abkühlung zu einem feinen Staub; soll die Individualisation der Mineralien gelingen, müssen die Schmelzmassen neben CaO auch $(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Na}_2)\text{O}$ enthalten. — Und eine allenfalls für die Bildung des tetragonalen Minerals ganz entsprechende Erscheinung lehrt uns das Studium der 1.5-Silikat-Schmelzmassen: wenn CaO allein gegenwärtig ist, oder wenn CaO die $(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})\text{O}$ -Menge ganz überwiegt, geben die Schmelzflüsse zu der Ausscheidung des tetragonalen Kalkbisilikats, CaSiO_3 , Veranlassung (No. 104, 105, 91, 96), während wir um die Constitution des Åkermanits zu erhalten etwas mehr CaO durch MgO usw. ersetzen müssen.

Es mag auch hervorgehoben werden, dass alle bis jetzt analysirten natürlichen Gehlenite und Melilithe wie auch die künstlichen Åkermanite und das diesem nahe stehende Schlackenmineral (Typus No. 179 e), — im Gegensatz z. B. zu den Skapolithen und den Plagioklasen, — immer neben CaO einen ganz beträchtlichen Gehalt von $(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Na}_2)\text{O}$ aufweisen; wir können gern auch schon hier erwähnen, dass die principielle Ursache zu der Individualisation des Meliliths, statt des Plagioklases, in den Melilithbasalten in dem relativ hohen MgO -Gehalte der Mutterlauge beim Anfang der Bildungszeit des Minerals zu suchen ist.

Wenn die künstlichen Schmelzflüsse nur ganz wenig

bisher analysirten Melilithe und Gehlenite enthalten immer stöchiometrisch mehr MgO als $(\text{Na}_2, \text{K}_2)\text{O}$, und alkalireiche Melilithe sind überhaupt noch nicht bekannt.

(*Mg, Mn, Fe*)*O* enthalten, wird der Gehalt zu der Individualisation der Melilithminerale in Beschlag genommen; bei etwas höheren (*Mg, Mn, Fe*)*O*-Procenten dagegen geht nur ein relativ geringer Theil in die tetragonalen Mineralien hinein, — mit anderen Worten, der *CaO*-Gehalt wird in die ausgeschiedene Verbindung und der (*Mg, Mn, Fe*)*O*-Gehalt in die Mutterlauge concentrirt. Dass dies wirklich der Fall ist, ergibt die Bildung des Olivins auf dem zweiten Krystallisationsstadium in den vorliegenden Magmata; ebenfalls folgt es unmittelbar beim Vergleich der Zusammensetzungen des ursprünglichen Magmas und der ausgeschiedenen Krystalle bei der Schlacke No. 179 *d—e*.

Bei noch höheren (*Mg, Mn, Fe*)*O*- und noch niedrigeren *CaO*-Gehalten scheidet sich bekanntlich als Mineral No. 1 nicht länger irgend ein Glied der Melilithgruppe, sondern dagegen Olivin aus, und zwar werden wir hier betonen, dass die betreffende *Grenze in Bezug auf die Relation CaO: (Mg, Mn, Fe)O nicht von dem Aciditätsgrade des Magmas abhängig ist*¹⁾, d: die vorliegenden Basen üben auf die Individualisation des Gehlenits, des Meliliths und des Åkermanits, nebst Zwischengliedern, denselben mineralbildenden Einfluss aus. Diesem Moment ist ein sehr bedeutender Werth als Argument dafür zuzusprechen, dass unsere tetragonalen Mineralien mit einander sehr nahe mineralogisch und chemisch verwandt sind.

Als gemeinschaftliche Eigenschaften der sämtlichen vorliegenden tetragonalen Mineralien haben wir aufzuführen: das Krystallsystem; die Tendenz der Krystalle immer in kurzen Säulen oder Tafeln aufzutreten; die vorherrschenden äusseren Begrenzungsflächen $OP \propto P \infty$, mit einer kleinen Kantenabstumpfung $\propto P$; ganz gute Spaltbarkeit $\perp OP$

¹⁾ Den Beweis werden wir am bequemsten in dem späteren Abschnitt »Schlussfolgerungen« (cfr. die graphische Darstellung) liefern.

und schlechte $\neq \infty P \infty$; die Wachstumsrichtung $\neq \infty P$ und die höchst charakteristische »Pflockstruktur«, die bei fast sämtlichen Gliedern der Reihe nachgewiesen worden ist; der immer ganz geringe Brechungsunterschied zwischen dem ordinären und extraordinären Strahle oder die sehr niedrigen Interferenzfarben; und in Bezug auf die chemische Zusammensetzung: CaO ist die charakterisierende RO -Base, es ist aber immer nothwendig, dass etwas CaO durch $(Mg, Mn, Fe, Na_2)O$ ersetzt wird, und die verschiedenen RO -Basen wirken in mineralbildender Beziehung überall in genau derselben Weise; Verhalten gegen Säuren: unsere sämtlichen tetragonalen Mineralien werden sehr leicht, unter Ausscheidung von gallertartiger Kieselsäure, selbst von ziemlich schwachen Säuren aufgelöst. Einen wichtigen Beweis liefert uns endlich auch der zonale Aufbau der Individuen, besonders lässt sich dadurch die Verwandtschaft zwischen den opt. positiven, isotropen und negativen Gliedern constatiren.

Je nach der chemischen Zusammensetzung variirt, und zwar continuirlich, in einer langsamen Reihenfolge, der opt. Character und der Brechungsunterschied zwischen o und e , das specifische Gewicht, wahrscheinlich auch die kristallographischen Constanten.

An unserem am meisten basischen Mineral, dem Gehlenit, ist $(\omega \div \epsilon)$ freilich ziemlich klein, jedoch grösser als sonst an den übrigen Gliedern der Reihe; mit zunehmendem SiO_2 - und abnehmendem Al_2O_3 -Gehalt wird $(\omega \div \epsilon)$ zuerst langsam kleiner und kleiner, dann, an der opt. isotropen oder scheinbar isotropen Melilithvarietät, genau $= 0$ oder allenfalls so klein, dass die Abweichung von Null nicht constatirt werden kann; auf dem nächsten Stadium schlägt der opt. Character von negativ zu positiv um, zum Anfang, nämlich an der opt. positiven Melilithvarietät, ist $\div (\omega - \epsilon)$ oder $(\epsilon - \omega)$ äussert

klein, wird später etwas grösser und erreicht endlich bei dem Åkermanit ein zweites Maximum. — Der Brechungsunterschied oder die Interferenzfarben werden ein wenig von den wechselnden Gehalten an Fe_2O_3 , Mn_2O_3 usw. beeinflusst.

Auf Grundlage der Intensität der Interferenzfarben bei einer gegebenen Dicke¹⁾ der mikroskopischen Präparate lässt sich die Grösse der Differance ($\epsilon - \omega$) annähernd bestimmen; sie beträgt:

		$\epsilon - \omega$
Åkermanit	No. 186—190	+ 0.005—0.007
Zwischengl. zwischen diesem und der opt. pos. Melilithvar.	No. 178 No. 179—180, 182	+ 0.004—0.005 + 0.003—0.004
Opt. positive Melilithvarietät .	No. 159 No. 146	+ ca. 0.003 + ca. 0.002
Opt. isotrope Melilithvarietät .	No. 142, 156	0.0000—0.000?
Eigentlicher Melilith	No. 149, 152, 153	÷ 0.003—0.005
Zwischengl. zwischen diesem und Gehlenit.	No. 157, 172—175	÷ 0.005—0.006
	No. 176	÷ ca. 0.008

Zufolge den von Michel Lévy und A. Lacroix mitgetheilten Angaben beträgt ($\omega - \epsilon$) an zwei verschiedenen natürlichen Melilithen 0.0048 und 0.0058 und an dem natürlichen Gehlenit ca. 0.005.

Diejenige Serie, die das spezifische Gewicht bildet, entspricht genau derjenigen, die nach der Analogie mit den Plagioklas- und Skapolith-Reihen zu erwarten wäre. Ueber die krystallographischen Constanten sind leider, aus

¹⁾ Vgl. die Farbenscala in «Les minéraux des roches», von Michel Lévy und A. Lacroix (Paris, 1888).

Mangel an Material, nur ganz spärliche Erleuchtungen mitzutheilen.

Die Krystalle der Gehlenite und der opt. negativen, isotropen und positiven Melilithvarietäten erscheinen im allgemeinen kurz säulenförmig, diejenigen der Åkermanite und der diesen sehr nahe stehenden Zwischenglieder dagegen tafelförmig oder dünn blattförmig, und zwar haben wir bisher diesen Unterschied gebraucht um die opt. positiven Melilithvarietäten von den Zwischengliedern zwischen diesen und dem Åkermanit auszuhalten. Die Differance ist jedoch von ganz geringem Werthe, das Kriterium ist grösstentheils von einer subjectiven Natur, und eine scharfe Grenze existirt in der Natur nicht. — Z. B. No. 159 konnte ebenso gut in die Gruppe des letztgenannten Zwischengliedes wie in diejenige der opt. positiven Melilithvarietät eingereiht werden.

Die Ursache der soeben beschriebenen reihenförmigen Entwicklung unserer gesammten tetragonalen Mineralien darf sich nur dadurch erklären können, dass die Zusammensetzung der verschiedenen Zwischenglieder als Gemische der Fundamentalverbindungen der zwei äusseren Glieder — Åkermanit und Gehlenit — anzusehen ist. Es fragt sich dann erstens, ob die auf diese Weise erhaltenen Mischungen sich in der That mit den Zusammensetzungen des natürlichen Meliliths und mit unseren übrigen Zwischengliedern, deren chemische Constitution wir approximativ oder genau kennen, identificiren lassen, und zweitens, ob die Åkermanit- und Gehlenit-Silikate so nahe chemisch analog constituirt sind, dass sie einander ersetzen können.

Die Genauigkeit der für Åkermanit und Gehlenit aufgestellten Formeln mag vorläufig vielleicht etwas bestritten werden, jedoch sind die möglich begangenen Fehler ganz unbedeutend klein; besonders werden wir hervorheben, dass

die erhaltenen Formeln die einzigen einfachen Constitutionen sind, die unsere Mineralien erklären können.

Um den ersteren Vergleich in der That ausführen zu können werden wir eine Serie Gemische der zwei Fundamentalverbindungen, — kurz Äkerm.-Sil. und Gehl.-Sil. bezeichnet, — aufschreiben. (Wir wählen die reine Thonerdesilikate und ersetzen $\frac{1}{4}$ der RO-Menge durch MgO , Rest CaO).

Äkerm. : Gehl.-Sil.	10:0	9:1	8:2	7:3	6:4	5:5	4:6	3:7	2:8	1:9	0:10
SiO_2	46.59	44.9	43.5	42.0	40.5	39.0	37.5	36.1	34.6	33.1	31.66
Al_2O_3	0.00	2.7	5.4	8.2	10.9	13.6	16.3	19.0	21.7	24.5	27.17
CaO	43.30	42.3	41.3	40.3	39.3	38.3	37.3	36.3	35.3	34.3	33.25
MgO	10.31	10.1	9.8	9.6	9.3	9.1	8.9	8.7	8.4	8.2	7.92
Sauerstoffverh.	1.50	1.38	1.27	1.17	1.08	1.00	0.92	0.85	0.79	0.73	0.667

Daneben die bis jetzt publicirten Analysen des natürlichen Meliliths:

	Von Capo di Bove, nach Damour.		Von Vesuv, nach Damour. Kobell.		Aus Melbas. Stelzner.
	No. a	No. b	No. c	No. d	No. e
SiO_2	38.34	39.27	40.60	43.96	44.76
Al_2O_3	8.61	6.42	10.88	11.20	7.90
Fe_2O_3	10.02	10.17	4.43	2.32	5.16
FeO					1.39
CaO	32.05	32.47	31.81	31.96	27.47
MgO	6.71	6.44	4.54	6.10	8.60
Na_2O	2.12	1.95	4.43	4.28	2.65
K_2O	1.51	1.46	0.36	0.38	0.33
H_2O					1.42
Summe	99.36	98.18	98.35	100.20	99.68

No. *e* aus Melilithbasalt, von Hochbohl bei Owen, isolirt; Analyse von H. Schulze, nach A. W. Stelzner »Ueber Melilith und Melilithbasalte«.

An den vier ersteren ist Fe_2O_3 und FeO nicht getrennt analysirt; an der letzteren ist das Analysematerial nicht ganz rein gewesen¹⁾, und weil die Analyse auch etwas H_2O ausweist, darf sie, ebenso wenig wie die vier ersteren, zu einer exacten Berechnung der Formel angewandt werden.

In den grossen Zügen stimmen die Analysen so gut mit den entsprechenden Gemischen unserer Äkerm.- und Gehl.-Silikate überein, dass die kleinen Unterschiede auf unreines und verwittertes Analysematerial und kleine Analysefehler zurückgeführt werden können; und zwar wird der natürliche Melilith am nächsten mit dem Gemische 1 Äkerm.-Sil. : 1 Gehl.-Sil. zu vergleichen. — Der Bestimmung der Kieselsäure in No. *e* darf, wie soeben erwähnt, kein grösserer Werth zugetheilt werden; es ergibt sich somit, dass der Kieselsäuregehalt des natürlichen Meliliths etwa 39—41 % beträgt. Das Eisen tritt wahrscheinlich immer theils als Oxyd und theils als Oxydul auf, vielleicht der grössere Theil als Oxyd (cfr. No. *e*); unter der Voraussetzung, dass gleich viel als Oxyd wie als Oxydul sich berechnen lässt, erhalten wir bei No. *c* und *d*, wo die totale Eisenmenge ziemlich niedrig ist, resp. ca. 13 und ca. 12.25 % $(Al_2, Fe_2)O_3$, während wir unserem Schema zufolge in dem betreffenden Gliede einen Gehalt von ca. 13 % erwarten sollten. — Die procentischen Mengen der No. *e* deuten an, dass der Melilith bei zunehmendem Kieselsäuregehalt einen abnehmenden Thonerdegehalt führe, wie auch unsere Theorie es fordert.

¹⁾ Stelzner betont ausdrücklich, dass die Analyse wegen der einige Procent betragenden fremden Beimengungen und wegen des kleinen Wassergehalts nur ein angenähert richtiges Bild der Zusammensetzung giebt. — Eingewogen zu der Analyse 0.33 gr.

Den Untersuchungen von Bourgeois (l. c.) zufolge erstarren die Schmelzmassen $12 RO. 2 R_2 O_3. 9 SiO_2$, — wenn CaO zum Theil durch MgO und Na_2O ersetzt wird, — gänzlich oder beinahe gänzlich zu Melilith; die Zusammensetzung des Minerals kann also nur ganz wenig von der obigen Formel abweichen. Um den Vergleich im Detail auszuführen werden wir die procentischen Mengen, unter Voraussetzung $4 RO = 3 CaO + MgO$, der von B. angewandten Schmelzflüsse berechnen:

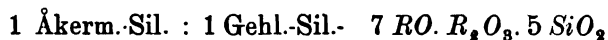
	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	Sauerstoffverh.
Nach Bourgeois	39.4	15.0	36.8	8.9	1.00
1 Åk.-Sil. : 1 Gehl.-Sil.	39.0	13.6	38.3	9.1	1.00
5 « « : 6 « «	38.3	14.6	38.0	9.0	0.96

Die Bestimmung der Constitution durch die synthetische Methode ist nicht sehr scharf; das erhaltene Mineral kann deswegen ebenso gut nach einem der Gemische unserer Åkermanit-Gehlenit-Silikate wie nach der von dem französischen Synthetiker angenommenen Formel individualisirt werden; die Abweichung der procentischen Mengen ist nur sehr klein.

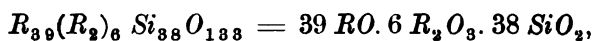
Die früher angenommene Formel des natürlichen Meliliths



wird somit, unserem Schema zufolge, mit einer der folgenden zu ersetzen:



Auf Grundlage der Analyse No. e hat Rammelsberg (Handbuch der Mineralchemie, Ergänzungsheft, 1886) die Constitution des Meliliths als



aufgeführt; diese kann jedoch nicht richtig sein. Sie bezieht sich nur auf eine einzige Analyse, von welcher schon der Author, Stelzner, betont, dass sie nur ein angenährt richtiges Bild der Zusammensetzung giebt, und sie würde resp. ca. 7, 6, 5 und $1\frac{1}{2}$ % SiO_2 mehr liefern, als man thatsächlich bei No. *a—d* gefunden hat; die Formel giebt auch ca. 0.7 % SiO_2 und ca. 1.1 % $(Al_2, Fe_2)O_3$ mehr als No. *e*.

In Verbindung mit der Zusammensetzung des Meliliths werden wir auch diejenige des natürlichen Gehlenits etwas näher besprechen. — Die Resultate der Analysen der bis jetzt chemisch untersuchten Gehlenite (cfr. Rammelsbergs Mineralchemie) lassen sich durch die folgenden stöchiometrischen Relationen ausdrücken:

	% H_2O	Si : R_2 : R	Si : R_2 : R
No. <i>f</i>	1.53	1 : 0.43 : 1.41	2.30 : 1 : 3.24
« <i>g</i>	0.37	1 : 0.43 : 1.70	2.33 : 1 : 4.0
« <i>h</i>	2.00	1 : 0.46 : 1.46	2.15 : 1 : 3.12
« <i>i</i>	4.72	1 : 0.46 : 1.50	2.18 : 1 : 3.27
« <i>j</i>	1.28	1 : 0.47 : 1.61	2.11 : 1 : 3.40
« (<i>k</i>)	3.30	1 : 0.57 : 1.34	1.75 : 1 : 2.3

An No. *g* und *j* Eisenoxyd und Oxydul jedes für sich bestimmt, an den übrigen die ziemlich kleine Eisenmenge als Oxyd aufgeführt. — Bei No. *k* Magnesia nicht angegeben, die Analyse deswegen von geringem Werthe.

Daneben einige Gemische unserer Åkermanit- und Gehlenit-Silikate:

	Si : R ₂ : R	Si : R ₂ : R
1.5 Åkerm.-Sil. : 8.5 Gehl.-Sil.	1 : 0.40 : 1.46	2.53 : 1 : 3.70
1 " " : 9 " "	1 : 0.43 : 1.48	2.33 : 1 : 3.44
0.5 " " : 9.5 " "	1 : 0.46 : 1.49	2.16 : 1 : 3.21
0 " " : 10 " "	1 : 0.50 : 1.50	2.00 : 1 : 3.00

Es ergibt sich durch den Vergleich, dass die Erklärung der nicht sehr guten Uebereinstimmung der verschiedenen Analysen des natürlichen Gehlenits nach aller Wahrscheinlichkeit darin zu suchen ist, dass der Gehlenit nicht immer eine und dieselbe Zusammensetzung hat, sondern dass das Mineral als ein Gemisch des reinen Gehlenit-Silikats, $3 RO \cdot R_2O_3 \cdot 2 SiO_2$, mit etwas, jedoch immer ganz wenig Åkermanit-Silikat aufzufassen ist; die Uebereinstimmung der zwei Serien ist so gut, wie es nach den zum Theil nicht ganz vollständigen Analysen der etwas verwitterten Krystalle erwartet werden konnte. — Dieser Untersuchung zufolge dürfen wir die Bestimmung des Gehlenit-Silikats als unzweifelhaft ansehen.

Auch die Analyse No. 179 *e* passt ausgezeichnet gut in unsere Reihe hinein; ebenfalls lassen sich die approximativ bestimmten Zusammensetzungen der No. 146 und No. 172 leicht und einfach nach unserem Schema erklären.

Es darf somit als bewiesen angesehen werden, dass die verschiedenen Glieder der Melilithreihe aus Gemischen der Åkermanit- und Gehlenit-Silikate bestehen; folglich ist es auch berechtigt die Analyse No. 179 *e* zu einer wohl übrigens nicht nöthigen Controlle der Zusammensetzung des Åkermanit-Silikats zu gebrauchen.

Die Analyse giebt 3.43 (oder 3.2—3.3 bis 3.4) % Al_2O_3 ; die Beimischung des Gehlenit-Silikats beträgt somit 3.96 % SiO_2 , 3.4 % Al_2O_3 , 4.16 % CaO und 0.99 % MgO , folglich

die Zusammensetzung des Åkermanit-Silikats 39.21 % SiO_2 , 0.0 % Al_2O_3 , 33.34 % CaO , 5.85 % MnO und 8 % MgO ; Sauerstoffverh. 1.486 statt 1.50 oder $\text{Si} : \text{R} = 1 : 1.328$ statt $1 : 1.333$. — Selbst ob die Bestimmung der Zusammensetzung des Minerals, der kleinen fremden Verunreinigungen wegen, nicht ganz exact wäre, würde dadurch die Constitution des Åkermanit-Silikats nur unbedeutend beeinflusst werden (Sauerstoffverh. statt 1.50 binnen den Grenzen 1.46 bis 1.51). — Die Zusammensetzung des Åkermanit-Silikats ist somit ganz sicher festgestellt¹⁾.

Schon a priori darf man als eine allgemein gültige Regel annehmen, dass die Zusammensetzung des sich in jedem einzelnen Falle im Schmelzfluss individualisirenden Melilithminerals nicht ausschliesslich einerseits von dem Basicitätsgrade oder andererseits von dem Thonerde- (und Eisenoxyd-) Gehalte des Magmas, sondern gleichzeitig von den zwei Relationen $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2 : (\text{RO}, \text{R}_2\text{O}_3)^2$ bedingt wird, — 3: die Bildung lässt sich zu dem Sauerstoffverh. in Verein mit dem Thonerdegehalte der Mutterlauge zurückführen. — In Schmelzmassen³⁾ mit dem Sauerstoffverh. höchstens 1.00 und gleichzeitig mindestens ca. 13.5—14 % Thonerde oder bei etwas höheren Aciditätsgraden mit nicht unwesentlich mehr Thonerde sind deswegen opt. negative Glieder der

¹⁾ Bekanntlich hat G. Tschermak eine dem obigen Vorgange ganz entsprechende Methode benutzt um aus den Analysen der Mejonite (88 % Mejonit- + 12 % Marialith-Silikat) und Marialithe (84 % Marialith- + 16 % Mejonit-Silikat) die Constitution der betreffenden Silikate zu berechnen

²⁾ Die dritte Relation, $\text{R}_2\text{O}_3 : \text{RO}$, hängt von den obigen zwei ab, ist also keine »unabhängig variable«.

³⁾ In der folgenden Uebersicht nehmen wir auf die $(\text{Fe}_2, \text{Mn}_2)\text{O}_3$ -führenden oder an $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{O}$ - sehr reichen Magmata keine Rücksicht, indem etwas $(\text{Fe}_2, \text{Mn}_2)\text{O}_3$ oder viel $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{O}$ einen sekundär modificirenden Einfluss auf die optischen Eigenschaften der tetragonalen Mineralien auszuüben scheint.

Reihe zu erwarten; dies tritt in der That auch immer ein. Ebenso scheidet sich in den Magmata mit Sauerstoffverh. ca. 0.95—1.00 und nur ca. 8—11 % Al_2O_3 wie auch in denjenigen mit Sauerstoffverh. ca. 1—1.1 und etwas mehr Thonerde die opt. isotrope Melilithvarietät, eventuel das folgende Glied, die opt. positive Melilithvarietät (mit eisen-grauen Interferenzfarben) aus; bei noch höheren SiO_2 - und noch niedrigeren Al_2O_3 -Gehalten erhalten wir zuerst die opt. positive Melilithvarietät, dann das Zwischenglied mit Typus No. 179, e und endlich den Åkermanit.

Auch nach der Nuance der Interferenzfarben können wir die Stellung des ausgeschiedenen Minerals in unserer Mischungsreihe sehr oft beurtheilen.

Z. B. Die opt. negativen Mikrolithe in No. 157 (Sauerstoffverh. 0.98) mit gelbblauen Interferenzfarben stehen, wegen der hohen Thonerdemenge des Magmas (24.12 %), auf dem Uebergange zwischen Melilith und Gehlenit; in Schmelzmassen mit ungefähr demselben Aciditätsgrade (No. 156 und 142, Sauerstoffverh. 0.95 und 1.03), jedoch mit bedeutend weniger Thonerde (resp. 11.8 und 9.1) erhalten wir dagegen zuerst die opt. isotrope Melilithvarietät, bei noch kleineren Thonerdegehalten (z. B. No. 146, Sauerstoffverh. 0.98 und 7.8 % Al_2O_3) sogar zuerst die opt. positive Melilithvarietät. — No. 159 (Sauerstoffverh. 1.32, 8.34 % Al_2O_3) steht in Bezug auf die Interferenzfarben auf der Grenze zwischen der opt. positiven Melilithvarietät und dem sich an den Åkermanit schliessenden Zwischengliede, — und unter denjenigen Schlacken, die das letztgenannte Glied enthalten, kommt endlich No. 178 (Sauerstoffverh. 1.59) sowohl in Bezug auf die Interferenzfarben als auch auf den Habitus der Krystalle dem Åkermanit am nächsten.

Auch diejenige Krystallisationsfolge der verschiedenen Melilithvarietäten, die wir bei den zonal aufgebauten Indi-

viduen nachgewiesen haben, lässt sich leicht nach der obigen Annahme erklären, ebenfalls die spätere Bildung des Augits in den thonerdeführenden Schmelzmassen mit Sauerstoffverh. ca. 1.35—1.55. — In unseren 1.50-Silikat-Schmelzmassen No. 186—188, mit 0.6—0.7 % Al_2O_3 , ist ein tetragonales Mineral mit Sauerstoffverh. ca. 1.47—1.48 und 0.3—0.4 % Al_2O_3 zu erwarten; deswegen konnte sich hier nicht die ganze Masse zu Åkermanit umbilden, im Gegentheil, es möchte zum Schluss eine winzige Menge Augit krystallisiren.

In der gesammten Melilithgruppe haben wir bis jetzt eine Menge, mindestens etwa 9—11¹⁾, chemisch und mineralogisch etwas differenter Glieder nachweisen können, und es giebt, namentlich unter Berücksichtigung der letzteren Erörterung, keinen Grund anzunehmen, dass die Reihe damit abgeschlossen sei. Wir erlangen somit, — im Gegensatz zu dem Resultat, das Fouqué und Michel Lévy²⁾ aus ihren mineralsynthetischen Untersuchungen in Bezug auf die Constitution der Plagioklasgruppe ziehen zu können glauben, — zu der Auffassung, dass die Melilithreihe ganz continuirlich, ohne Lücken, sein muss.

Zum Schluss dieses Abschnittes eine schematische Zusammenstellung³⁾:

¹⁾ Nämlich Åkermanit, das opt. positive Mineral in No. 178, 179, e, 159 und 148, das opt. isotrope Mineral in No. 156 oder 142, natürlicher Melilith, vielleicht von etwas wechselnder Zusammensetzung, das opt. negative Mineral in No. 157 oder 172, natürlicher Gehlenit, wiederum von wechselnder Zusammensetzung.

²⁾ Synthèse des minéraux et des roches. 1882.

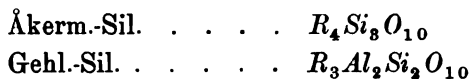
³⁾ Vorausgesetzt bei der Uebersicht über die opt. Eigenschaften, dass die Melilithe gar kein $(Fe, Mn)_2O_3$ und nicht sehr viel $(Fe, Mn)O$ enthalten, und bei der Berechnung des Thonerdegehaltes, dass $R_2O_3 = Al_2O_3$ und $4 RO = 3 CaO + MgO$.

Die Melilithgruppe.

Äkerm.-Sil. : Gehl.-Sil. .	$\infty : 1$	9 : 1	8 : 2	7 : 3	6 : 4	5 : 5	4 : 6	3 : 7	2 : 8	1 : 9	1 : ∞
% Al_2O_3	0.00	2.7	5.4	8.3	10.9	13.6	16.8	19.0	21.7	24.6	27.17
Sauerstoffverh. . .	1.50	1.38	1.27	1.17	1.08	1.00	0.92	0.85	0.79	0.73	0.667
Opt. Character . .	Positiv.			Iso- trop.		Negativ.					
Interferenz- farben im Dünnschliff, unter	gekreuzten Nicols	Graublau bis klare- res grau.	Lavendel- blau bis graublau.	Tief eisengrau. Licht eisengrau.	Dunkel.	Lavendel- blau.	Graublau bis him- melblau.	Graublau bis him- melblau.	grünlich bis gelb- lich weiss.	Klareres grau, grünlich bis gelb- lich weiss.	
	parallelen Nicols	Kein braun.	Bräunlich weiss bis braun.	Weiss bis gelblich weiss. Weiss bis bräunlich weiss.	Weiss.	Weiss bis gelblich weiss.	Bräunlich weiss.	Bräunlich weiss.	Bräunlich röthlich braun.	Braun- gelb bis röthlich braun.	
($\epsilon - \omega$)	+ 0.005— 0.007	+ 0.005—0.005	ca. 0.005	ca. 0.005	0.0000— 0.000?	÷ 0.005— 0.005	÷ 0.005—0.005	÷ 0.005—0.005	÷ 0.005—0.005	÷ ca. 0.005	
Specifisches Gew.		2.75—2.80		(2.91)		(2.90—2.95)				2.96—3.05	
$a : c$		1 : 0.45				1 : 0.4548				1 : 0.400	
	Äker- manit.	Zwischenglied zw. opt. pos. Melilith- varietät und Äkermanit.		Opt. pos. Melilith- varietät.	Opt. Isotrope Melilithv.	Natürlicher Melilith (<i>Eigentlicher Melilith</i>).		Zwischenglied zw. Gehlenit und dem eigentlichen Melilith.		Natürlicher Gehlenit.	

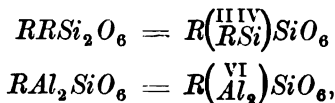
Mineralbildung in Schmelzmassen etc.

Die zwei Fundamentalverbindungen der Melilithgruppe.
nämlich:



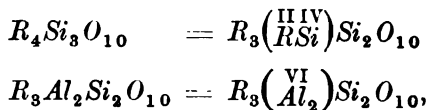
(wo $R = Ca, Mg, Mn, Fe, Na$, usw., Al_2 kurz statt Al_2, Fe_2, Mn_2) sind insofern chemisch analog constituirt, wie sie alle beide dieselbe Anzahl Sauerstoffatome und dieselbe Äquivalenzzahl zeigen; dabei lässt sich leicht nachweisen, dass sich hier genau derselbe Unterschied wiederholt, den man schon früher zwischen dem Diopsid-Hedenbergit-Silikat $RRSi_2O_6$ und dem Aluminosilikat $R(R_2)Si_2O_6$ der Augite (oder Pyroxene) constatirt hat.

Den Arbeiten von G. Tschermak zufolge lässt sich bekanntlich die Augit-Constitution in folgender Weise auffassen:



wo $\left(\overset{VI}{Al_2} \right)$ wegen der chemischen Äquivalenz die Atomgruppe $\left(\overset{IIIV}{RSi} \right)$ ersetzen sollte.

In ganz entsprechender Weise bei den Äkerm.- und Gehl.-Silikaten:



also eine vollständige Analogie, wenn wiederum $\left(\overset{VI}{Al_2} \right) = \left(\overset{IIIV}{RSi} \right)$.

Zu demselben Resultat erlangen wir auch, wenn wir die von Rammelsberg verfochtene Darstellung der Constitution des Augits zu Grund des Vergleichs legen; die Formel

$RSiO_3 + n Al_2O_3$, wo n höchstens = 1,
lässt sich nämlich auch umschreiben:

$$RSiO_3 + \left\{ \begin{array}{l} (1-n) RSiO_3 \\ n Al_2O_3 \end{array} \right.$$

Damit ganz entsprechend wird im allgemeinen die Constitution der Melilithgruppe:

$$R_2SiO_4 + RSiO_3 + \left\{ \begin{array}{l} (1-n) RSiO_3 \\ n Al_2O_3 \end{array} \right.$$

$n = 0$ giebt Äkerm.-Sil.

$n = 1$ giebt Gehl.-Sil.

Es ergibt sich somit, dass die zwei Fundamentalverbindungen der Melilithgruppe einander in chemischer Beziehung so nahe stehen, dass wir die jetzige Auffassung der Wissenschaft von den Grenzen der Begriffe »Isomorphie« oder »Heteromorphie« nicht erweitern brauchen.

Die letztere Formel lässt vermuthen, dass nicht nur die eine $RSiO_3$ -Molekülgruppe, sondern noch mehr $RSiO_3$, vielleicht alle beide Molekülgruppen, durch Al_2O_3 ersetzt werden können; die Constitution der Melilithgruppe würde in diesem Falle:

$$R_2SiO_4 + \left\{ \begin{array}{l} 2-n RSiO_3 \\ n Al_2O_3 \end{array} \right., \text{ wo } n \text{ höchstens} = 2,$$

und die stark basischen und thonerdereichen Glieder würden durch die folgenden Relationen gekennzeichnet werden:

$$Si : Al_2 : R$$

$$\text{Gehl.-Sil. } n = 1 \quad 1 : 0.50 : 1.50$$

$$n = 1\frac{1}{4} \quad 1 : 0.71 : 1.57$$

$$n = 1\frac{1}{3} \quad 1 : 0.80 : 1.60$$

$$n = 1\frac{1}{2} \quad 1 : 1.00 : 1.67$$

$$n = 2 \quad 1 : 2.00 : 2.00$$

Als Stütze dieser ziemlich fraglichen Hypothese können

wir nur die folgende Thatsache anführen: In der $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3$ -0.5-Silikat-Schmelzmasse No. 176 (35.66 % Al_2O_3 , $\text{Si} : \text{Al}_2 : \text{R} = 1 : 0.80 : 1.60$) hat sich, selbst bei der äusserst schnell eingetretenen Abkühlung, ein sehr bedeutender Theil, mindestens etwa die Hälfte, zu einem Gehlenit-ähnlichen Mineral (opt. neg.) umgebildet, und zwar zeichnet sich dies, wie schon früher berührt, von dem eigentlichen Gehlenit durch etwas höhere Interferenzfarben aus; in der noch mehr thonerdereichen Schmelzmasse No. 177 (mit 38.33 % Al_2O_3 , $\text{Si} : \text{Al}_2 : \text{R} = 1 : 0.84 : 1.43$) dagegen ist nur ganz wenig des betreffenden Minerals individualisirt worden. — Dies lässt sich einfach dadurch erklären, dass die erstere Schmelzmasse ungefähr dieselbe Zusammensetzung wie das zu erwartende sehr basische Gehlenitglied hat, während dagegen die letztere zu viel Thonerde enthält. — Die Schmelzmasse No. 176 führt ca. 9 % mehr Thonerde, als es der eigentliche Gehlenit, $3\text{RO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$, fordern würde; dieser Ueberschuss würde, wie wir es später näher erörtern werden, bei der schnellen Abkühlung der reichlichen Ausscheidung eines Minerals mit Zusammensetzung wie Gehlenit stark entgegenwirken oder vielleicht ganz verunmöglichen.

Es sei auch hier erwähnt, dass die Analyse No. *k* des natürlichen Gehlenits einen abnorm hohen R_2O_3 -Gehalt zu erkennen giebt.

Ueber die neue hypothetische Kieselsäure, Pyrokieselsäure, $\text{H}_8\text{Si}_3\text{O}_{10}$ und über die Structurformen der Äkermanit- und Gehlenit-Silikate. — In der Einleitung zum Abschnitte «Silikate» in seiner Arbeit «Tabellarische Uebersicht der Mineralien» (dritte Auflage, 1889) sucht P. Groth zu veranschaulichen, dass es in der That nur vier selbständige, übrigen zum Theil hypothetische Säuren des Siliciums giebt, nämlich:

H_4SiO_4		Orthokieselsäure
H_2SiO_3		Metokieselsäure
$H_8Si_2O_7$		Orthodikieselsäure
$H_2Si_2O_5$		Metadokieselsäure.

Die bisher bekannten Silikate werden als neutrale, saure oder basische Salze dieser Säuren betrachtet.

Dass es — mit Ausnahme der Orthodikieselsäure — keine andere Zwischenstufe zwischen den Ortho- und Metakieselsäuren existirt, würde nach seiner Darstellung daraus folgen, dass «wenn man die Oxyde zweiwerthiger Metalle, «wie *Mg, Mn*, auf Kieselsäureanhydrid unter Umständen einwirken lässt, unter denen Salzbildung erfolgen muss, und «zwar in Quantitätsverhältnissen, welche zwischen denen «eines neutralen Orthosilikats und Metasilikats intermediär «sind und dem Salz irgend einer complicirteren Säure entsprechen, so entsteht niemals ein solches, sondern stets ein «Gemenge zweier Salze, von denen eines genau die Formel «eines neutralen Orthosilikats, das andere die eines eben- «solchen Metasilikats besitzt». — So geht es auch in der That, wenn man mit den Basen der Metalle *Mg, Mn, Fe* oder mit denselben nebst etwas *Ca* arbeitet; bei überwiegend viel *Ca* dagegen resultirt auf der intermediären Stufe kein Ortho- oder Metasalz, sondern dagegen eine neue Verbindung (Åkermanit = $\overset{II}{R}_4Si_3O_{10}$), die somit, der theoretischen Auffassung von Groth zufolge, als ein normales Salz einer neuen Kieselsäure, $H_8Si_3O_{10}$, angesehen werden muss.

Die Berechtigung dieses Schlusses geht auch deutlich aus derjenigen Thatsache hervor, dass alle bis jetzt bekannten Silikate (und Titanate), die ausschliesslich die Basen der ein- und zweiwerthigen Metalle enthalten, sich als normale Salze der früheren vier nebst der neuen fünften Kieselsäure ableiten lassen; auf dem heutigen Stadium der

Wissenschaft kennt man nämlich nur die folgenden allein $\overset{\text{I}}{R}$ - oder $\overset{\text{II}}{R}$ -führenden Verbindungen¹⁾ der Kiesel- und Titansäure²⁾:

Orthokieselsaure Salze: Die Mineralien der Olivin- und Willemitt-Gruppen ($\overset{\text{II}}{R}_2\text{SiO}_4$).

Orthokieselsaure Salze: Barysilit ($\text{Pb}_3\text{Si}_2\text{O}_7$).

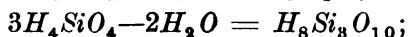
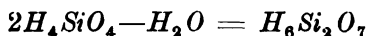
Metakieselsaure Salze: Die Mineralien der Pyroxen- und Amphibolgruppen ($\overset{\text{II}}{R}\text{SiO}_3, \overset{\text{I}}{R}_2\text{SiO}_3$); Perowskit (CaTiO_3).

Metadikieselsaure Salze: Titanit (CaSiTiO_6).

Dazu das neue Mineral Åkermanit ($\overset{\text{II}}{R}_4\text{Si}_3\text{O}_{10}$).

Für die neue hypothetische Säure erlaube ich mir den Namen Pyrokieselsäure vorzuschlagen³⁾.

Diese wie auch die Orthokieselsäure lassen sich in der folgenden Weise von der Orthosäure deriviren:



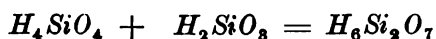
ebenfalls lässt sich die Orthodisäure als 1 Ortho- + 1 Meta-

¹⁾ Auf die Verbindungen der drei- oder mehrwerthigen Elemente wie auch auf die H_3O , H , Cl , Fl usw. -führenden Salze nehmen wir keine Rücksicht, weil diese sehr oft von basischer oder saurer Natur sind; ebenso wenig nehmen wir mit in Betracht die complicirten Bleisilikate und die Doppelverbindungen mit Sulfid, Carbonat usw.

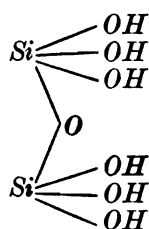
²⁾ Cfr. die Zusammenstellung von Groth in «Tabellarische Uebersicht der Mineralien» (1889).

³⁾ Von dem Phosphorsäureanhydrid leiten sich bekanntlich drei Säuren, Ortho-, Pyro- und Metaphosphorsäure ab; unter diesen ist die Pyrosäure als Zwischenstufe zwischen den zwei anderen aufzufassen ($\text{H}_3\text{PO}_4 + \text{HPO}_3 = \text{H}_4\text{P}_2\text{O}_7$). — Die neue Kieselsäure, $\text{H}_8\text{Si}_3\text{O}_{10}$, steht ebenfalls auf einem intermediären Stadium zwischen den Ortho- und Metakieselsäuren; der stringenten Analogie zufolge sollte übrigens die Orthokieselsäure mit der Bezeichnung «Pyro» gekennzeichnet werden, indem diese durch die Addition von 1 Meta- zu 1 Orthosäure hervorgeht ($\text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{H}_4\text{SiO}_4 = \text{H}_8\text{Si}_2\text{O}_7$). — Den Namen «Parakieselsäure» hat man gelegentlich (Roscoe-Schorlemmer, Ausführliches Lehrb. d. Chemie, B. I, 1877, Seite 483) der rein hypothetischen Säure H_6SiO_5 zugetheilt.

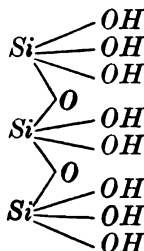
säure und die Pyro-säure als 1 Ortho- + 2 Meta-säure auffassen:



Die Structurformel der zwei Säuren wird somit in der folgenden Weise darzustellen:

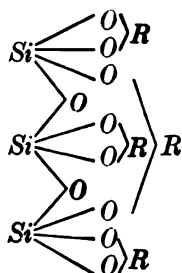
Orthodikieselsäure¹⁾.

Pyrokieselsäure.

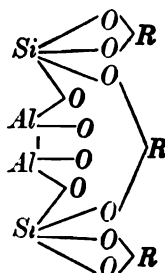


In der Melilithgruppe begegnet man der sich so oft bei den iso- (und hetero-)morphen Silikatgruppen wiederholenden Erscheinung, dass die basischen (o: relativ SiO_2 -armen) Glieder sich durch zunehmende Thonerdegehalte auszeichnen; dies lässt sich nur dadurch erklären, dass die Thonerde gewissermassen die Kieselsäure oder eine Si -Molekülgruppe vertritt. Die Structurformel der zwei Fundamentalverbindungen der Melilithgruppe wird dementsprechend aufzufassen:

Äkermanit-Sil.



Gehlenit Sil.



¹⁾ Groth, Tabel. Uebers. d. Min., Seite 93.

Die Analysen No. 131, 143, 149, 151—153, 155, 157, 159—161, 163, 178—179 *a—b*, 180—185 sind an der Bergschule zu Stockholm (cfr. «Schlackenstudien, I») und No. 146, 156, 179 *d—e* an dem metallurgischen Laboratorium zu Kristiania ausgeführt worden; No. 129—130, 132, 134—141, 144—145, 147—148, 150, 158 (Fouqué) und 162, 164, 165 (Bauerman) sind der vorhandenen Literatur entnommen; No. 166—177, 186—190 sind synthetisch dargestellte Schmelzproducte, den Åkerman'schen Serien gehörend, und No. 154, *a—b* einige von mir an dem metallurg. Lab. zu Kristiania synthetisch dargestellte Producte.

Die Analyse No. 129, 136, 138, 145 («Melilith») und No. 162, 164 («Gehlenit»), vielleicht noch mehrere Melilith-Analysen aus der älteren Literatur, beziehen sich auf die frei ausgepflückten Krystalle, die wohl übrigens alle ziemlich stark von fremden Beimengungen (Monosulfid, Glas, eventuel Spinell usw.) verunreinigt gewesen sind; die übrigen Analysen dagegen gelten für die durchschnittlichen Schmelzmassen (die ursprünglichen Magmata).

No. 133, 142, 146, 149, 152—157, 159—161, 163, 166—183, 185—190 nebst vielen anderen, nicht analysirten Schlacken sind von mir mikroskopisch untersucht.

Das Monosulfid ist überall, wo nichts anderes angemerkt worden ist, als CaS berechnet, obwohl es in mehreren Fällen aus $(Ca, Mn)S$, $(Mn, Ca)S$ oder FeS besteht.

Hohofenschlacken von:

No. 129. La Providence (Percy, l. c.).

- * 130. Dowlais in England (Berthier, Chimie minérale II, Seite 227, cfr. A. Gurlt, Pyrogenete künstliche Mineralien, 1857).
- * 132. Wednesbury-Oak, England (Percy).
- * 134. Dudley, England (Berthier, cfr. Gurlt).
- * 135. Königshütte, Schlesien (Karsten, cfr. Gurlt).

No. 136, 138, 140, 144, 145. Dudley (Percy).

- « 137. Weiks, England (Berthier, cfr. Gurlt).
- « 139. Bettingen, Deutschland (Bothe, l. c.). Die Krystalle gemessen.
- « 141. Zizenhausen, Deutschland (Leonhard, Hüttenerzeugnisse usw.).
- « 147. Jason bei St. Étienne (Berthier, cfr. Gurlt).
- « 148. Heinrichshütte bei Hettingen, Deutschland (B. Kerl, Allgem. Hüttenkunde, 1879, Seite 397).
- « 150. Hörde, Deutschland, (B. Kerl, do.).

Bei sämtlichen diesen der älteren Literatur entnommenen Analysen findet es sich von den verschiedenen Autoren angegeben, dass die betreffenden Schlacken «Melilith» oder «Humboltilith», im allgemeinen in sehr schön entwickelten Krystallen, geführt haben.

No. 131. Dowlais, 1879 (von J. J. de Elia analysirt, Stockholms Bergschule).

No. 133. Oberhausen, Deutschland (von Professor A. Ledebur, Freiberg, analysirt; Material mir an der Berg-academie zu Berlin überlassen). Ca. 1.5-cm. breite und 0.5-cm. dicke Melilithkrystalle (zonal aufgebaut); später theils Olivin, theils ein monosymmetrisches Mineral (??).

No. 142. Lokalität unbekannt (an Berliner Berg-academie analysirt). — Zonaler Aufbau: zuerst isotroper, später opt. neg. Melilith, cfr. Fig. 11, a.

No. 143. Fletscher furnace, Pennsylvanien (L. M. Lindberg, Stockholm).

No. 149. Dowlais, 1879 (K. A. Lagerkvist, Stockholm).

No. 151. Govan bei Glasgow, 1886 (E. Sjöstedt, Stockholm).

No. 152. Finedon (C. G. Särnström, Stockholm).

No. 153. Coldness bei Glasgow, 1879 (P. S. Lindner, Stockholm).

No. 154, *a* & *b*. Schmelzproducte in Fletscher-Ofen (eingewogen 200—210 gr.) an dem metallurg. Lab. zu Kristiania dargestellt (um das Eisen als Oxydul zu erhalten wurden FeO -reiche Schlacken von bekannten Zusammensetzungen, nämlich Rohschlacken und Konzentrationsschlacken, als Material gewählt und mit verschiedenen Gemengtheilen von reinem Kalkspath zusammengeschmolzen; ein ganz wenig FeO wurde während der Schmelzung zu Fe_2O_3 oxydirt, deswegen etwas Magnetit ausgeschieden).

No. 156. Schisshyttan, Schweden (H. Holmsen, Kristiania). Cfr. Seite 16 und Fig. 11, *b*. Zonaler Aufbau: zuerst opt. isotroper, später opt. neg. Melilith. — Zum Schluss Olivin (Fig. 12).

No. 155. Von den Demidoff'schen Eisenwerken, Russland, 1879 (T. W. T. Olán, Stockholm).

No. 157. Hohofen bei Lake superior (P. Larsson, Stockholm). — Opt. neg. Mikrolithe, cfr. Fig. 6.

Hohofenschlacken mit der opt. *positiven* Melilithvarietät:

No. 146. Königin-Maria-Hütte bei Zwickau, Sachsen, 1884, bei etwas unreinem Betriebe gefallen. (J. C. Andresen, Kristiania). Cfr. Fig. 7 und unter «Glimmer», Seite 90—94.

No. 158. Sainte-Nazaire, Frankreich (von F. Fouqué beschrieben, l. c.). — Die Analyse bezeichnet approximativ die Zusammensetzung des ausgeschiedenen Minerals.

No. 159. Domnarfvet, Schweden, 1879 (C. G. Särnström, Stockholm).

No. 160. Dådran, Schweden, 1872 (J. G. Clason, Stockholm).

Hohofenschlacken, wo zuerst das Zwischenglied (*Typus* No. 179, *e*) zwischen Åkermanit und der opt. *positiven* Melilith-

varietät ausgeschieden worden ist. (Sämmtliche Schlacken sind von Schweden und an der Bergschule zu Stockholm analysirt).

No. 178. Degerfors, 1879 (C. G. Särnström).

No. 179, *a, b, c*. Sandviken, von resp. 1870, 1885, 1885
(*b* und *c* von J. Ericson analysirt).

No. 180. Hofors, 1867 (I. H. Forsmann).

No. 181. Löfsjöen, 1871 (E. Barnekow).

No. 182. Molnebo, 1866 (I. Edberg).

No. 183. Forsbacka, 1879 (Isæus & Lejonhjelm).

No. 184. Långshyttan, 1884 (C. G. Särnström).

No. 185. Långshyttan, 1879 (C. G. Dahlerus).

Analysen von Hohofen-Schlacken, wo zuerst ein Glied der Melilitgruppe ausgeschieden ist.

(* bezeichnet Analyse, der älteren Literatur entnommen).

	No 129*	No. 130*	No. 131	No. 132 *	No. 133	No. 134 *	No 135 *	No. 136 *
<i>SiO</i> ₂	45.59	43.2	41.66	42.06	39.45	40.6	39.60	39.52
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	11.88	12.0	10.57	12.93	10.70	16.8	12.60	15.11
<i>CaO</i>	38.20	35.2	41.70	32.53	36.42	32.2	42.04	32.52
<i>MgO</i>	0.91	4.0	0.51	1.06	2.34			3.49
<i>MnO</i>			Spur	2.26	1.95		4.30	2.89
<i>FeO</i>	1.11	4.2	1.28	4.94	6.04	10.4	Spur	2.02
<i>K</i> ₂ <i>O</i>			0.62 ¹⁾	2.69	1.79			1.06
<i>CaS</i>	1.76		3.22	1.03	1.05		1.46	2.15
Sum	99.45	98.6	99.81	99.50	99.74	100.0	100.00	98.76
Sauerstoffverh.	1.43	1.27	1.27	1.20	1.14	1.12	1.12	1.11
<i>CaO</i> : (<i>Mg, Mn, Fe</i>) <i>O</i>	9.47 : 0.53	8.0 : 2.0	9.61 : 0.39	8.11 : 1.89	7.30 : 2.70	8.0 : 2.0	9.23 : 0.77	7.90 : 2.10

¹⁾ + 0.15 % *Na*₂*O*.

	No. 137 *	No. 138 *	No. 139 *	No. 140 *	No. 141 *	No. 142	No. 143	No. 144 *
<i>SiO₂</i>	40.3	37.91	38.41	38.76	38.34	35.54	38.68	37.63
<i>Al₂O₃</i>	14.0	13.01	14.19	14.48	21.22	9.10	17.36	12.78
<i>CaO</i>	35.0	31.43	39.75	35.68	29.20	34.05	39.45	33.46
<i>MgO</i>	5.7	7.24	1.46	6.84	2.44	5.36	1.12	6.64
<i>MnO</i>	1.9	2.79	Spur	0.23		10.37	0.06	2.64
<i>FeO</i>	1.6	0.93	2.65	1.18	1.98	0 11	0.85	3.91
<i>K₂O</i>		2.60	2.27 ¹⁾	1.11	1.10			1.92
<i>CaS</i>		3.65	0.92	0.98	0.04	4.75	3.09	0.68
Sum	98.5	99.56	100.13	99.26	94.32	99.28	100.61	99.66
Sauerstoffverh.	1.10	1.08	1.05	1.04	1.03	1.03	1.03	1.01
<i>CaO : (Mg, Mn, FeO)</i>	7.08 : 2.32	7.11 : 2.89	9.07 : 0.93	7.77 : 2.23	8.54 : 1.46	6.86 : 3.14	9.46 : 0.54	6.99 : 3.01

¹⁾ + 0.38 % *Fe₂O₃*, 0.10 % *P*.

	No. 145*	No. 147*	No. 148*	No. 149	No. 150*	No. 151	No. 152	No. 153
<i>SiO</i> ₂	38.05	36.6	36.37	34.32	34.26	35.58	34.85	30.08
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	14.11	18.4	15.36	12.11	15.60	17.33	19.32	15.13
<i>CaO</i>	35.70	34.6	38.09	42.19	38.13	36.33	41.65	35.46
<i>MgO</i>	7.61	4.8	5.51	2.82	2.56	7.49	2.30	12.33
<i>MnO</i>	0.40		1.85	4.17	3.52	2.30	0.31	0.59
<i>FeO</i>	1.27	2.0		0.26	1.00	0.27	0.26	0.47
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	1.85	2.2		0.32	2.04			
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>				1.14				
<i>CaS</i> ,	0.82		2.32 ¹⁾	3.33	2.43	0.59		5.72
Sum	99.81	98.6	101.50	100.66	99.54	99.89	98.69	99.78
Sauerstoffverh.	0.99	0.95	0.94	0.91	0.89	0.86	0.85	0.72
<i>CaO</i> : (<i>Mg, Mn, Fe</i>) <i>O</i>	7.49 : 2.51	8.07 : 1.93	8.06 : 1.94	8.30 : 1.70	8.43 : 1.57	7.44 : 2.56	9.19 : 0.81	6.62 : 3.38

¹⁾ + 2 % *CaSO*₄.

Monosulfid,
6.5 % Spinell,
Melilith,
Olivin, Glas.

	No. 154, a	No. 154, b	No. 156	No. 155	No. 157	No. 148	No. 158	No. 159	No. 160
<i>SiO₂</i>	32.0	31.8	36.71	43.37	39.68	36.48	37.60	43.85	42.31
<i>Al₂O₃</i>	8.3	8.3	11.81	29.31	24.12	7.81	12.26	8.34	5.95
<i>CaO</i>	36.7	32.7	33.46	15.48	30.33	37.26	40.11	35.00	29.57
<i>MgO</i>	2.8	2.9	10.12	8.25	3.17	11.27	9.33	7.81	10.58
<i>MnO</i>			6.60	2.38	0.18	2.74		2.43	9.50
<i>FeO</i>	18.7	22.6	0.57	0.50	0.34	2.00	Spur	0.90	0.40
<i>K₂O</i>	} 1.5	} 1.5			0.48		Spur		0.37
<i>Na₂O</i>					0.62				0.56
<i>MnS</i>				3.21	<i>CaS</i> 0.74	<i>FeS</i> 2.40		<i>CaS</i> 0.34	
Summe	100.00	99.8	102.47	99.29	99.66	99.96	99.30	98.33	99.58
Sauerstoffverh.	0.86	0.86	0.95	1.05	0.98	0.98	0.96	1.32	1.26
<i>CaO:(Mg,Fe,Mn)O</i>	6.6:3.4	6.0:4.0	6.42:3.58	5.28:4.72	8.62:1.38	6.57:3.43	7.54:2.46	7.30:2.80	5.72:4.38
	Später überall Olivin. — Bei No. 154 a & b Spur von <i>Fe₂O₃</i> , deswegen Magnetit.			Gläserne Schlacken, mit Melilith und Anorthit.		Später Glimmer. Rest nur Glas.			Opt. Character = ? . Graue Interferenz. Später Olivin (?).
						Opt. positives Melilithmineral.			

Analysen von Hohofenschlacken mit *Gehlenit-Mineral*, von:
No. 161. Linthorpe bei Middlesbro, 1866 (S. Svedberg, Stockholm).

No. 162. Holzhausen in Hessen (Bunsen, Hausmann, l. c.).

No. 163. Clarence bei Middlesbro, 1879 (P. Johnson, Stockholm).

No. 164. Daves bei Oldbury (Percy, l. c.).

No. 165. Almond, England (Baunerman, l. c.).

Hohofenschlacken mit *Gehlenit-Mineral*.

	No. 161	No. 162*	No. 163	No. 164*	No. 165*
<i>SiO₂</i>	35.10	32.22	31.40	28.32	28.59
<i>Al₂O₃</i>	27.35	27.81	22.32	24.24	22.32
<i>CaO</i>	28.14	17.35	30.92	40.12	36.76
<i>MgO</i>	7.04	5.57	10.02	2.79	7.78
<i>MnO</i>	0.24	2.67	0.96	0.07	0.50
<i>FeO</i>	0.75		0.03	0.27	0.37
<i>K₂O</i>		3.05	0.12	0.64	0.21
<i>Na₂O</i>		11.30	0.17	0.26 ¹⁾	0.40
<i>CaS</i>	(Viel)		3.85	3.38	3.25
Summe	98.62	99.97	100.79	100.09	100.21
Sauerstoffverh.	0.79	0.71	0.71	0.62	0.61
<i>CaO : (Mg, Mn, Fe)O</i>	7.26 : 2.74	6.4 : 3.6	6.76 : 3.24	9.07 : 0.93	7.61 : 2.39
	Monosulfid, 2 % Spinell, Gehlenit, Olivin, Glas.	Ausge- pfückte Krystalle.	Monosulfid, 3 % Spinell, Gehlenit, Olivin, Glas.	¹⁾ <i>Ca SO₄</i> . Ausge- pfückte Krystalle.	Monosulfid, 5 % Spinell, Gehlenit.

Schmelzmassen von den Åkerman'schen Schmelzserien.

	<i>CaO-Al₂O₃-1.σ-Silikate.</i>				
Åkermans No.	CCXXXI	6	12	5	4
No.	166	167	168	169	170
<i>SiO₂</i>	36.69	37.17	37.67	38.10	38.92
<i>Al₂O₃</i>	6.99	9.84	12.38	14.64	18.47
<i>CaO</i>	53.43	50.23	47.32	44.75	40.29
<i>MgO</i>	2.01	1.90	1.79	1.68	1.52
<i>MnO</i>	0.19	0.18	0.17	0.16	0.14
<i>FeO</i>	0.65	0.62	0.60	0.58	0.55
<i>Na₂O</i>	0.04	0.06	0.07	0.08	0.11
Summe	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00
Sauerstoffverhältniss	1.00	0.99	1.00	0.99	1.00
<i>R : Al₂</i>	9.37 : 0.63	9.09 : 0.91	8.82 : 1.18	8.57 : 1.43	8.11 : 1.89
	Melilith fraglich, in kleinen Skeletten mit blauen Interferenzfarben.			Ca. 10—20 % Melilith.	Ca. 5 % Melilith, Rest Glas.
	Dabei ein anderes Mineral mit lebhaften Interferenzfarben.				

In No. 169—170 Melilith in winzigen, aber scharf begrenzten quadratischen Tafeln mit den charakteristisch blauen Interferenzfarben. — No. 166—169, mit einem fremden, nicht bestimmbar Mineral, werden in einem späteren Abschnitt, über das Zerfallen der basischen, stark *CaO*-reichen Schlacken, näher beschrieben.

Schmelzmassen von den Åkerman'schen Schmelzserien.

	CaO-Al ₂ O ₃ -0.7-Silikate.					CaO-Al ₂ O ₃ -0.5-Silikate.	
Åkermans No.	CCXXVII	CCXXVIII	CCXXIX	CCXXXVI	CCXXX	CCXXXIX	CCXL
No.	171	172	173	174	175	176	177
SiO ₂	30.27	31.01	31.61	32.13	32.35	25.97	26.31
Al ₂ O ₃	16.50	20.87	24.48	27.51	28.84	35.66	38.33
CaO	50.46	45.56	41.53	38.14	36.64	36.22	33.33
MgO	1.91	1.73	1.57	1.44	1.39	1.37	1.27
MnO	0.18	0.16	0.15	0.14	0.13	0.13	0.12
FeO	0.59	0.55	0.52	0.49	0.48	0.44	0.42
Na ₂ O	0.09	0.12	0.14	0.16	0.17	0.21	0.22
Summe	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Sauerstoffverhältniss	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.50	0.50
R:Al ₂	8.57 : 1.43	8.11 : 1.89	7.69 : 2.31	7.32 : 2.58	7.14 : 2.86	6.67 : 3.33	6.32 : 3.68
% Gehlenit	Wie No. 166—168, cfr. später.	95—99	20—40	20—30	4—10	ca. 50	5—10
% Glas		Nichts oder Spur von Spinell(?).	80—60	80—70	96—90	ca. 50	95—90

Analysen von Hohofenschlacken, wo zuerst das *Zwischenglied* (Typus No. 179, e) zwischen *Äkermanit* und der opt. positiven *Melilithvarietät* ausgeschieden worden ist.

	No. 178	No. 179, a	No. 179, b	No. 179, c	No. 180	No. 181	No. 182	No. 183	No. 184	No. 185
<i>SiO₂</i>	49.60	47.72	46.91	46.01	46.32	46.86	45.92	43.51	45.15	46.50
<i>Al₂O₃</i>	8.67	3.37	4.23	4.34	4.57	6.92	6.50	3.92	5.14	12.90
<i>CaO</i>	32.60	37.52	34.64	32.93	34.05	33.37	31.85	40.82	36.85	32.07
<i>MgO</i>	7.72	8.73	9.83	11.46	10.25	9.70	7.82	5.80	10.26	6.75
<i>MnO</i>	0.49	1.75	3.54	4.72	2.68	1.11	5.31	3.22	2.24	0.58
<i>FeO</i>	0.64	0.50	0.80	0.87	0.52	0.89	2.85	0.78	0.29	0.90
<i>CaS</i>					0.76	0.96		0.63 ¹⁾		
Summe	99.72	99.59	99.95	100.33	99.15	98.81	99.75	99.12	99.93	99.70
Sauerstoffverh.	1.59	1.56	1.49	1.42	1.48	1.46	1.42	1.38	1.37	1.36
<i>CaO : (Mg, Mn, Fe)O</i>	7.39:2.61	7.29:2.71	6.69:3.31	5.79:4.21	6.69:3.31	6.88:3.12	6.47:3.53	7.79:2.21	6.93:3.07	7.51:2.49
	Viel Augit, Glas.	Viel Augit, Glas.	Augit, Glas.		Spur von Augit, Glas.	Nur Glas.	Wenig Augit, Glas.	¹⁾ + 0.38% <i>K₂O</i> , 0.16% <i>Na₂O</i> . Zonaler Aufbau, cfr. Fig. 10. Augit.		Später Augit (?).

Mineralbildung in Schmelzmassen etc.

Schmelzmassen von den Åkerman'schen Schmelzserien,
Åkermanit enthaltend.

	<i>CaO-MgO-Silikate.</i>					
Åkermans No.	CLIX	CLX	CLXIII	XXXIX	38	28
No.	106	186	187	188	189	190
<i>SiO</i> ₂	46.41	46.68	46.85	47.1	47.88	42.6
<i>CaO</i>	42.04	40.24	39.13	37.8	35.23	41.0
<i>MgO</i>	10.02	11.51	12.43	13.5	11.19	14.7
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	0.60	0.62	0.64	0.7	4.99	0.7
<i>MnO</i>	0.15	0.14	0.14	0.1	0.13	0.1
<i>FeO</i>	0.78	0.80	0.81	0.8	0.54	0.9
<i>NaO</i> ₂					0.04	
Summe	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
Sauerstoffverhältniss	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.25
<i>CaO</i> : <i>MgO</i>	7.50 : 2.50	7.14 : 2.86	6.92 : 3.08	6.67 : 3.33	6.92 : 3.08	6.67 : 3.33
	Nebst hexag. <i>CaSiO</i> ₃ .	Zuerst 70—80 % Åkermanit, später ganz wenig Augit Glas.			Augit gleich- zeitig, Glas.	Später Olivin,

Anorthit.

Ueber die verschiedenen Darstellungsmethoden der Feldspäthe verweisen wir auf die Uebersichtsarbeiten von F. Fouqué und Michel Lévy und von L. Bourgeois. Nur werden wir hier kurz recapitulieren, dass den umfassenden Experimenten von F. Fouqué und Michel Lévy zufolge, der Orthoklas auf feurigem Wege in Silikat-Schmelzflüssen sich nicht reproducirt; wie es sich in dieser Beziehung mit Albit verhält, mag etwas fraglich sein; dagegen krystallisiren die Kalk-Natron-Plagioklase (Oligoklas, Labrador) und besonders der reine Kalk-Plagioklas (Anorthit) sehr leicht aus den Silikat-Magmata. Bekanntlich glauben F. Fouqué und Michel Lévy aus ihren Experimenten den Schluss ziehen zu können, dass die übrigen Zwischenglieder der Tschermak'schen Plagioklas-Reihe in directem Schmelzfluss sich nicht individualisiren.

Bei meinen eigenen Untersuchungen habe ich bis jetzt nur mit Schmelzflüssen gearbeitet, die ganz oder beinahe ganz frei von Alkali sind; deswegen können wir hier keine neue Erläuterungen über die Bildung der Alkali- und Kalk-Natron-Feldspäthe liefern. Aus den folgenden Untersuchungen ergeben sich nur einige Beiträge zu den Gesetzen der Bildung des Anorthits, besonders in Relation zu den Bedingungen für die Ausscheidung der Melilithmineralien.

Der in den Schmelzproducten No. 191—198 und 200—201 der Åkerman'schen Serien ausgeschiedene Anorthit wird durch die folgenden Kriterien gekennzeichnet: Das Mineral erscheint überall in polysynthetischen, dem Albitgesetze folgenden Zwillingen, die bei den grösseren Individuen im allgemeinen aus ca. 4—7, bei den kleineren nur aus ca. 2—4 Lamellen bestehen. Die Krystalle — wie auch die

Krystalskelette — sind immer leistenförmig, $\neq \infty \check{P}\infty$, entwickelt, und diese Fläche ist auch in den meisten Fällen gut und scharf ausgebildet; OP ist auch sehr oft an den fertigen Krystallen zu guter Entwicklung erlangt, während dagegen die Leisten an den beiden Enden im allgemeinen unregelmässig verlaufen; nur selten lässt sich hier eine krystallographische Begrenzung, ∞P , wahrnehmen.

Spaltbarkeit $\neq \infty \check{P}\infty$ und OP . Die Auslöschungsschiefe gegen $\infty \check{P}\infty$ der ungefähr $\neq OP$ getroffenen Leisten beträgt ca. $\div 37^\circ$ (Messungen an den polysynthetischen Zwillingen in den verschiedenen Präparaten ergeben z. B. $38 \ \& \ 37^\circ$, $38 \ \& \ 36^\circ$, $36 \ \& \ 34^\circ$, $35 \ \& \ 35^\circ$, usw.), — und in den tafelförmigen, $\neq \infty \check{P}\infty$ verlaufenden Schnitten ist die Auslöschungsschiefe gegen OP in mehreren Präparaten zu ca. $\div 35^\circ$ bestimmt worden.

Die Interferenzfarben sind nicht sehr lebendig, erreichen nämlich in den sehr dünnen Präparaten nur das «hellgelb bis braungelb» der ersten Ordnung (unter gekreuzten Nicols indigoblau). — Die Farben sind etwas stärker in den leistenförmigen ($\neq OP$) als in den tafelförmigen ($\neq \infty \check{P}\infty$) Projectionen.

Diesen Beobachtungen zufolge dürfen wir unser Mineral unzweifelhaft als Plagioklas und zwar als Anorthit bestimmen; zum Ueberfluss wird die Diagnose auch dadurch bestätigt, dass die Ausscheidungen überall in Magmata, die nicht sehr weit von der Zusammensetzung des Anorthits ($CaAl_2Si_2O_8$) abweichen, stattgefunden haben. — Die vorliegenden Schmelzmassen enthalten immer ganz wenig, nur etwa 0.15—0.25 % Na_2O^* ; die Glieder der Bytownit- und Labradorreihen könnten sich somit nicht individualisieren.

*) Kali fehlt in einzelnen Magmata gänzlich, in anderen dagegen erreicht der Gehalt ca. 1 %.

In den meisten Präparaten (No. 192—196, 198, 200) liegt unser Mineral in beinahe ganz fertigen Krystallen (Fig. 15, *a*) vor; in anderen dagegen, und zwar besonders schön in No. 191, findet sich gelegentlich hie und da neben den gut entwickelten Krystallen auch Wachstumsformen und Skelette, die ein besonderes Interesse beanspruchen, weil die skelettförmigen Stadien der Plagioklase kaum früher beschrieben worden sind. — Die Diagnose und der Aufbau wird am einfachsten durch die Serie No. *a*—*g*, Fig. 15 (nach No. 191 gezeichnet) der ungefähr $\mp OP$ getroffenen Schnitte erleuchtet: No. *a* stellt die normale, völlig entwickelte Anorthitleiste dar; bei No. *b* sind die Zwillinglamellen an dem einen Ende etwas gegabelt und gebogen; bei No. *c* und *d* tritt diese Gabelung an den beiden Enden der Leisten auf, und sie ist auch etwas weiter fortgeschritten; bei No. *e* und *f* ist die Gabelung noch mehr hervortretend, von den Zweigen der ersten Ordnung trennen sich kleinere Zweige der zweiten Ordnung ab, von diesen wiederum noch kleinere Zweige usw., und nur in der Mitte des Gesamtindividuums ist eine kleine compacte Anorthitleiste zu entdecken; bei No. *g* endlich ist auch dieser Rest verschwunden, und das ganze Gesamtindividuum besteht nur aus einem feinen Netzwerk von Zwillinglamellen, die zum Schluss in einem regelmässigen Bogen enden. Die einzelnen Tafelchen, die im allgemeinen aus je zwei und zwei Lamellen bestehen, sind von einander durch eine ganz schwache Glas-hülle getrennt. — Selbst in den feinsten Geweben ist der polysynthetische Zwillingaufbau und die schon bekannten Auslöschungsschiefen zu constatiren.

Bei den vorliegenden Schmelzproducten der Åkerman'schen Serien sind die physikalischen Bedingungen bei der Erstarrung beinahe absolut identisch gewesen; sämtliche Proben sind im Tiegel, in einer Zeit von etwa einer

Stunde, abgekühlt worden. Wir können somit hier die Einwirkung der verschiedenen chemischen Factoren auf die Individualisation des Minerals in den Details nachspüren, und zwar ergiebt die Untersuchung, dass nicht nur die Menge der ausgeschiedenen Anorthite, sondern vielleicht noch mehr die Grösse der Individuen abnimmt, je mehr die chemische Zusammensetzung der ursprünglichen Mutterlauge sich von derjenigen des Minerals unterscheidet. — Unter den $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3$ -1.00 Silikaten No. 191—196 stimmt das Al_2O_3 -reichste und umgekehrt CaO -ärmste, nämlich No. 191 ($\text{Al}_2 : \text{Ca} = 1 : 1.13$ statt $1 : 1.00$), annähernd mit Anorthit überein; hier sind auch mindestens etwa zwei Drittel oder drei Viertel in Anorthit umgebildet, und die Individuen erreichen eine Grösse von ca. 0.3—1 mm.; in No. 192, mit etwas weniger Al_2O_3 und mehr CaO , hat sich nur ungefähr die Hälfte in Anorthit umgebildet, die folgende Probe. No. 193, ist noch glasreicher, und No. 194—196 endlich können als Glas mit ziemlich spärlichen, etwa 2—6 % Anorthitleisten angesehen werden. — In No. 192 ist die Grösse der Individuen zu ca. 0.2—0.8 mm., in No. 193 zu ca. 0.2—0.5 mm. und endlich in No. 194—196 zu 0.05—0.1 mm. gesunken. — Bei noch höheren CaO - und noch niedrigeren Al_2O_3 -Gehalten scheidet sich in den Singulosilikat-Schmelzmassen, unter denselben physikalischen Bedingungen, nicht länger Anorthit, sondern dagegen Melilith aus, zuerst in spärlicher Menge und in winzigen Krystallen (No. 169—170), später in grösseren Quantitäten und ebenfalls grösseren Individuen.

Ganz entsprechende Beobachtungen können wir auch aus den 0.7- und 0.5-Silikat-Schmelzmassen entnehmen: Unter den 0.7-Silikaten enthält No. 197 ($\text{Si} : \text{Al}_2 : \text{Ca} = 1.4 : 1 : 1$) ca. 60 % Anorthit in relativ sehr grossen Krystallen (Länge ca. 0.4—1 mm.); No. 198, mit etwas weniger Al_2O_3 und mehr CaO , ist beinahe ein ganz reines Glas, wo nur hie

und da einige ganz kleine Anorthitleisten zu beobachten sind; No. 203 und 204, mit noch weniger Al_2O_3 und noch mehr CaO , sind reine Gläser, ohne irgend welche krystallinische Aussonderungen; bei wiederum niedrigeren Al_2O_3 - und höheren CaO -Gehalten krystallisiren die Melilithminerale (Gehlenit), zuerst in geringer Menge und kleinen Individuen (No. 174 und 175) und später in Schritt für Schritt grösseren Mengen und gleichzeitig auch grösseren Individuen (No. 172—173).

Die 0.5-Silikaten: In No. 199, mit 47.11 % Al_2O_3 und 1.34 % $(Mg, Fe, Mn)O$, ist zuerst eine Unzahl kleiner Spinell-Oktaëder ausgeschieden worden, und später haben sich einige dünne Leisten*), die wahrscheinlich aus Anorthit bestehen, gebildet; No. 205 ist ein ganz reines Glas; in No. 177, mit noch mehr CaO , ist etwas und in No. 176, wiederum mit mehr CaO , ist ziemlich viel Gehlenit, individualisirt worden.

Die $CaO-Al_2O_3$ -1.50-Silikaten No. 201 und 202 sind reine Gläser, No. 201 jedoch mit ganz vereinzelteten und sehr kleinen Anorthitleisten.

Zum Schluss dieses Abschnittes werden wir besonders hervorheben, dass Anorthit und ein Melilithmineral in den vorliegenden schnell abgekühlten Schmelzmassen nie alle beide in denselben Producten zur Individualisation erlangt sind; die zwei «Magmafelder» (cfr. die spätere graphische Darstellung) sind von einander durch eine intermediäre Serie als Glas erstarrter Schmelzproducte getrennt, wo die Krystallisation — des Thonerdegehaltes wegen — verzögert oder verhindert wurde.

In No. 196 findet sich in unbedeutender Menge und in ganz kleinen Krystallen dasselbe scheinbar rhombische Mineral, das wir früher in No. 166—169 nachgewiesen haben,

*) Weil die Bestimmung etwas fraglich sein möchte, werden wir später auf diese No. keine Rücksicht nehmen.

und das in einem späteren Abschnitt, «Ueber das Zerfallen der basischen und stark CaO -reichen Schmelzflüsse» näher besprochen werden wird.

Unter den vielen von mir mikroskopisch untersuchten Hohofenschlacken ist Anorthit nur zweimal nachgewiesen worden, nämlich in den glasigen, stark Al_2O_3 -reichen Singulosilikat-Schmelzmassen No. 155 und 157, wo in beiden Fällen Melilith über die ganze Masse ausgeschieden worden ist. — In No. 157 beobachtet man hie und da einige grössere krystallinische Aussonderungen, die sich als polysynthetisch zusammengesetzte Zwillinge, in Krystallskeletten (Länge ca. 0.5—2 mm.) wie an No. *f—g*, Fig. 15, erweisen; die Auslöschungsschiefe gegen $\infty \bar{P} \infty$ der Zwillinglamellen beträgt in den ungefähr $\perp OP$ getroffenen Schnitten annähernd zu ca. $\div 37^\circ$ (einige Messungen ergaben $35 \ \& \ 40^\circ$, $32 \ \& \ 37^\circ$ usw.), und die Interferenzfarben entsprechen denjenigen der früher beschriebenen künstlichen Anorthite. — Die Einzelkrystalle und Zwillinge der langen und schmalen Leisten der No. 155 zeigen ebenfalls dieselben Interferenzfarben; Begrenzung $\infty \bar{P} \infty$, OP , Auslöschungsschiefe gegen $\infty \bar{P} \infty$ bis ca. $35\text{—}37^\circ$. — Diese freilich ziemlich spärlichen Kriterien sind jedoch so charakteristisch, dass unser Mineral als Anorthit bestimmt werden kann; die Diagnose wird endlich auch dadurch bestätigt, dass die Individualisation in CaO -reichen und Alkali-armen Singulosilikat-Schmelzmassen, die sich durch ausnahmsweise hohe Al_2O_3 -Gehalte auszeichnen, stattgefunden hat. — Der Schmelzfluss No. 157 entspricht in chemischer Beziehung ziemlich genau No. 195, wo die mineralogische Bestimmung des Anorthits unzweifelhaft ist, — und in No. 155 begegnen wir einem noch höheren Thonerdegehalt als in No. 157.

In den beiden Schlacken betragen die procentischen Mengen des ausgeschiedenen Meliliths und noch mehr des Anorthits nur ganz wenig, und es lässt sich leicht nachweisen, dass die Individualisation des einen Minerals nicht dadurch hervorgerufen worden ist, dass die Mutterlauge durch die Aussonderung des anderen Minerals in chemischer Beziehung verändert worden ist.

Schmelzmassen von den Åkerman'schen Schmelzserien, *Anorthit* enthaltend.

	<i>CaO-Al₂O₃</i> -1.5-Silikate						0.7-Silikate		0.5-Silikat
Åkermans No.	XII	CXCII	II	IO	2	3	CCXXXV	CCXXXIII	CCXLVI
No.	191	192	193	194	195	196	197	198	199
<i>SiO₂</i>	43.15	41.86	40.93	40.34	39.86	39.56	34.64	33.67	27.46
<i>Al₂O₃</i>	33.39	31.94	28.34	25.44	23.00	21.63	42.47	36.70	47.11
<i>CaO</i>	20.56	23.25	28.92	32.27	35.06	36.66	21.40	27.86	23.82
<i>MgO</i>	0.93	1.03	1.09	1.22	1.32	1.38	0.81	1.06	0.91
<i>MnO</i>	0.07	0.08	0.10	0.11	0.13	0.13	0.08	0.10	0.09
<i>FeO</i>	0.75	0.75	0.46	0.48	0.50	0.51	0.35	0.40	0.34
<i>K₂O</i>	0.96	0.91							
<i>Na₂O</i>	0.19	0.18	0.16	0.14	0.13	0.13	0.25	0.21	0.27
Summe	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Sauerstoffverh.	1.04	1.00	0.99	0.99	1.00	0.99	0.70	0.70	0.50
<i>R : Al₂</i>	5.61:4.39	6.00:4.00	6.67:3.33	7.14:2.86	7.50:2.50	7.69:2.31	5.00:5.00	6.00:4.00	5.00:5.00
	Wenig Glas. Grösse der Individuen ca. 0.5—1 mm.	Etwas Glas. Grösse der Individuen ca. 0.5—0.8 mm.	Viel Glas. Grösse der Individuen ca. 0.5—0.8 mm.	Ueberwiegend viel Glas. Grösse der Individuen ca. 0.05—0.1 mm. In No. 194 in geringer Menge ein nicht bestimmtes Mineral (nicht Melilith), cfr. No. 166—169.			Etwas Glas. Grösse der Individuen ca. 0.4—1 mm.	Beinahe reines Glas, mit ganz vereinzelteten, kleinen Anor- thitkristallen.	Anorthit frag- lich. Isotrope Spinnelle. Glas.

Schmelzmassen von den Åkerman'schen Schmelzserien.

Anorthit enthaltend.			Reines Glas.			
$CaO-Al_2O_3$ -Silikate.	1.-Silikat.	1.5-Silikat.	1.-Silikat.	$CaO-Al_2O_3$ -0.7-Silikate.	0.5-Silikat.	
Åkermans No.	58	CLXXXIII	CLXXXII	CCXXXVII	CCXXXII	CCXLIII
No.	200	201	202	203	204	205
SiO_2	45.54	51.10	51.91	32.55	32.93	26.61
Al_2O_3	26.06	23.39	26.40	30.09	32.30	40.61
CaO	25.65	22.95	19.17	35.25	32.78	30.87
MgO	1.09	0.98	0.85	1.34	1.24	1.17
MnO	0.09	0.08	0.07	0.13	0.12	0.11
FeO	0.72	0.70	0.70	0.47	0.44	0.40
K_2O	0.74	0.67	0.75			
Na_2O	0.15	0.13	0.15	0.17	0.19	0.23
Summe	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Sauerstoffverhältniss	1.20	1.50	1.50	0.70	0.70	0.50
$R : Al_2$	6.67 : 3.33	6.67 : 3.33	6.00 : 4.00	6.98 : 3.02	6.67 : 3.33	6.00 : 4.00
	Viel Glas. Grösse der Individuen ca. 0.1—0.3 mm.	Beinahe ganz reines Glas, mit vereinzelten Anorthitleisten.	Reines Glas, ohne irgend welche krystallinischen Aussonderungen.			

Granat.

Obwohl mehrere Forscher sich in den letzteren Jahren¹⁾ mit ziemlich ausgedehnten Untersuchungen über Schmelzproducte beschäftigt haben, deren chemische Zusammensetzungen beinahe ganz genau denjenigen der Granate entsprechen, ist die künstliche Bildung des Minerals in den Silikat-Magmata nur in äusserst spärlichen Fällen nachgewiesen worden; dagegen individualisirt sich der Granat, einer Arbeit von A. Gorgeu²⁾ zufolge, sehr leicht durch Schmelzung von Kieselsäure und Thonerde in Manganchlorür oder Calciumchlorid³⁾. — In reinen Silikat-Schmelzflüssen ist meines Wissens unser Mineral nur in den folgenden drei Fällen beobachtet worden: Fouqué und Michel Lévy⁴⁾ haben bei einem einzelnen Versuche gelegentlich Melanit (neben Nephelin) in ∞O -Krystallen erhalten, — L. Bourgeois hat⁵⁾ einmal im Schmelzfluss Spessartin (neben Hausmannit) dargestellt, bei einer Wiederholung des Experimentes krystallisirten dagegen andere Mineralien, — und endlich hat E. Hussak⁶⁾ in einer Hohofenschlacke von Eisenerz ein Mineral gefunden, das er, unter anderem des Auftretens in schönen Ikositetraedern wegen, mit Granat identificiren zu können glaubt, eine Annahme, die ich nach einer Untersuchung seiner Originalpräparate antrete. Die betreffenden,

¹⁾ Ueber die älteren, vielleicht fraglichen Angaben über die Darstellung des Granats auf feurigem Wege verweise ich auf die Uebersichtsarbeiten von F. Fouqué et Michel Lévy und von Bourgeois.

²⁾ Sur plusieurs productions artificielles de minéraux naturels obtenus à l'aide des chlorures métalliques. Ann. de chimie et de physique. 1885, T. IV, Seite 536 und 553.

³⁾ Das Chlor scheint hier eine Rolle als «agent minéralisateur» zu spielen.

⁴⁾ Comptes rendus. 1878. T. LXXXVII, Seite 961.

⁵⁾ Thèses etc. (l. c.) Paris, 1883.

⁶⁾ Tschermaks Min. Petrogr. Mitth. B. I, 1878.

stark glasigen Schlacken, die neben dem vermutheten Granat auch etwas Olivin führen, sind ziemlich basisch und enthalten neben CaO und Al_2O_3 relativ bedeutende Mengen von MgO und MnO^1); es ist deswegen anzunehmen, dass die RO -Base des Granats aus CaO mit ziemlich viel $(\text{Mg}, \text{Mn})\text{O}$ besteht. — In allen drei Fällen ist nur ein geringer Theil des Magmas zu Granat umgebildet worden; wir können auch hervorheben, dass reiner Kalk-Thonerde-Granat bis jetzt nicht im Schmelzfluss dargestellt worden ist.

Meinen eigenen Untersuchungen zufolge scheidet sich bei schneller Abkühlung in Schmelzmassen, die in chemischer Beziehung nur äusserst wenig von Kalk-Thonerde-Granat abweichen, — bei No. 194—196, $\text{Si} : \text{Al}_2 : \text{R} = 1 : 0.37 : 0.92$, $1 : 0.34 : 1.00$ und $1 : 0.32 : 1.06$, statt $1 : 0.33 : 1.00$, — nicht Granat, sondern dagegen, wenn der $(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})\text{O}$ -Gehalt des Magmas nur ganz wenig beträgt, Anorthit hinaus; die Hauptmasse erstarrt übrigens als Glas; bei höheren $(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})\text{O}$ -Gehalten krystallisirt Anorthit und Melilith gleichzeitig (No. 157 und 155), und in den CaO -reichen und $(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})\text{O}$ -führenden Schmelzflüssen mit etwas niedrigeren Thonerdegehalten (z.B. No. 141, 143, 151, 152, 170 usw.) wird überall Melilith individualisirt.

Ebenso wenig haben Des-Cloiseaux²⁾, Bourgeois³⁾ und Doelter und Hussak⁴⁾ bei der Umschmelzung von Almandin, Grossular, Melanit usw. irgend eine Granat-varietät erhalten, im Gegentheil, es haben sich immer andere

¹⁾ Eine Serie Schlackenanalysen von Eisenerz (cfr. Iron and Steel, 1888, I, Seite 315 und den Zusatz dieser Arbeit) ergeben neben 23—27 % CaO nicht weniger als 10—14 % MgO und 10—12 % MnO .

²⁾ Des-Cloiseaux. Manuel de Minéralogie. Paris, 1862. Seite 277, 543.

³⁾ Thèses etc. Paris, 1883.

⁴⁾ Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal. 1884, I.

Mineralien gebildet (Melilith, Anorthit, gelegentlich mit Spinell, Magnetit, Eisenglanz usw.) — Zuzolge den später näher angegebenen Schemata über die Individualisation der Mineralien in den Silikat-Schmelzflüssen lässt sich leicht ableiten, in welche Mineralien die verschiedenen Granat-varietäten, je nach den wechselnden chemischen Zusammensetzungen, bei der Umschmelzung zerfallen müssen.

Es ergibt sich aus der obigen Uebersicht, dass Granat sich freilich auf feurigem Wege, ohne Einwirkung von irgend welchen «agents minéralisateurs», individualisiren kann, dass jedoch die Bildung nur unter exceptionel günstigen chemisch-physikalischen Bedingungen stattfindet.

(Fortsetzung folgt).
