

12. Gahnit von Rosendal auf Kimito, SW-Finnland.

Von

Gunnar Pehrman.

Gelegentlich einer Beschreibung der Pegmatitgänge von Kimito (1945) habe ich das Vorkommen von Zinkblende zusammen mit kleinen Mengen von Gahnit in einem kleinen Hohlraum des Pegmatitbruches von Rosendal erwähnt. Während des fortschreitenden Abbaues des Pegmatits hat man dort später grössere Mengen von Zinkblende und Spessartin angetroffen, die von v. KNORRING (1946) beschrieben wurden. Die Anwesenheit von Gahnit scheint v. KNORRING entgangen zu sein. Im Sommer 1945 besuchte ich erneut Rosendal und sammelte Material, das ausser Zinkblende und Spessartin auch viel Gahnit enthielt, so dass eine genauere Untersuchung dieses Minerals vorgenommen werden konnte. Zur Zeit meines letzten Besuches war der Hohlraum bereits abgebaut, weshalb ich mich mit der Untersuchung des gesicherten Materials begnügen musste. Nach den Aussagen der Leitung des Pegmatitbruches war ein grosser Teil des Hohlraumes mit Kaolin gefüllt, von welchem Proben aufbewahrt waren.

Der Gahnit kommt hauptsächlich zusammen mit Quarz zwischen Partien bestehend aus reinem Quarz und solchen reich an Zinkblende und Spessartin vor. Viel seltener tritt der Gahnit zusammen mit den letztgenannten Mineralen auf. Er ist in unregelmässigen Körnern oder in oktaedrischen Kristallen von höchstens einem mm Durchmesser anzutreffen. Die Spaltbarkeit nach (111) ist bisweilen gut sichtbar. Wo das Mineral in Quarz eingebettet, ist es vollkommen unverändert, im Kontakt mit Zinkblende wird es dagegen von einem Saum eines chloritähnlichen Minerals umgeben, welches auch in die Spalten des Gahnits hineindrängt. Die Chloritschuppen weisen keine bestimmte Orientierung zueinander auf. Der Chlorit ist optisch negativ. Mitunter sieht man, dass der Chloritsaum aus drei Zonen besteht, die sich voneinander durch Korngrösse unterscheiden. Die äusserste Zone ist am grössten. Lösungen, die zwischen den Gahnit- und Zinkblendekörnern eindringen, enthielten anscheinend jene Kieselsäure, die für den Aufbau von Chlorit notwendig war, wobei die übrigen Bestandteile dieses Minerals (Mg, Fe, Al) dem Gahnit selbst und der Zinkblende entstammten. Bereits GENTH (1883) hat die Umwandlung des Gahnits in ein glimmerartiges, chloritisches Mineral beobachtet.

Tabelle 1.

	A		B		C
	%	Mol.-z.	%	Mol.-z.	%
H ₂ O+	0,04	—	0,04		Li 0,03 ± 0,01
SiO ₂	4,51	0,075	—		Cd 0,001
Al ₂ O ₃	53,25	0,521	55,77	0,547	Be ca 0,01
ZnO	34,31	0,421	35,93	0,441	In 0,0005-0,001
FeO	6,57	0,091	6,88	0,096	Ga 0,0005-0,001
MnO	0,91	0,011	0,95	0,013	
MgO	0,18	0,005	0,19	0,005	
	99,77		99,76		

Auch der Spessartin weist bisweilen einen ähnlichen Saum auf, doch nicht in der Regel. Dieser Saum ist bedeutend schmaler als derjenige des Gahnits.

Wegen der fast gleichen Lichtbrechung ist es im Dünnschliff recht schwer, den Spessartin vom Gahnit zu unterscheiden. Die Farbe des Granats zeigt jedoch einen Stich ins Rote, während die Farbe des Gahnits einen, gleichfalls schwachen, Stich ins Grüne aufweist. Diejenigen Gahnitkörner, die die Spaltbarkeit erkennen lassen, können ohne weiteres von den Granatkörnern unterschieden werden.

Der Gahnit ist immer deutlich idiomorph dem Spessartin, der Zinkblende und dem Quarz gegenüber. Die Kristallisationsfolge ist somit die folgende: Gahnit, Spessartin, Zinkblende. Der Quarz ist hauptsächlich jünger als die anderen Minerale. Der Gahnit enthält oft zahlreiche unregelmässige Einschlüsse von Quarz. Zusammen mit Gahnit wird oft ein wenig Muskovit beobachtet. In den Handstücken findet man oft stark kaolinisierten Feldspat.

Die Zusammensetzung des Gahnites geht aus den Tabellen I, A—C hervor. Die Hauptanalyse wurde von Dr. BLIX ausgeführt. Die Spurenelemente hat Dr. LANDERGREN bestimmt.

Aus der Tabelle I A ist ersichtlich, dass Al₂O₃:RO beinahe gleich 1:1 ist. Dieser Umstand, wie auch das Vorkommen von Quarzeinschlüssen im Gahnit, geben an, dass das SiO₂ der Analyse den Quarz ausmacht, der durch die Scheidung nicht abgetrennt werden konnte. Zieht man diesen Quarzgehalt von der Analyse ab, so erhält man die Zusammensetzung des reinen Gahnits, wie das aus der Tabelle I B hervorgeht.

Ein kleiner Überschuss von RO ist im Gahnit zu konstatieren. Dieser Überschuss kann unter Voraussetzung, dass ein Teil des Eisens dreiwertig ist, ausgemerzt werden. Verteilt man den Eisengehalt so, dass Fe₂O₃ gleich

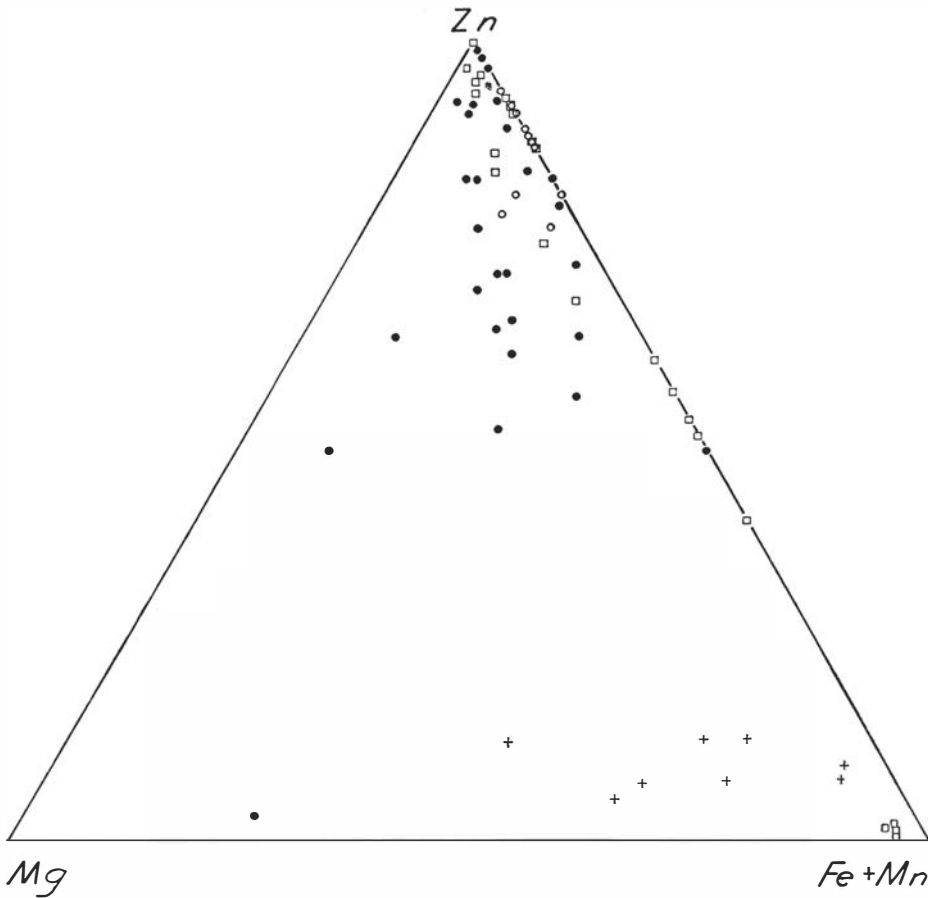


Fig. 1. Punkte = Zn-hältige Spinelle (Gahnite); Kreise = Troostit; Quadrate = Smithsonit und Siderit; Kreuze = Tefroit und Roepperit.

0,44 % und FeO gleich 6,49 % wird, so ist $RO : R_2O_3 = 1 : 1$. Die Analysensumme ist dann gleich 99,80.

Ein in der Spinellgruppe gewöhnlicher und auch im Gahnit vorkommender Überschuss von dreiwertigen Elementen ist somit im Gahnit von Rosendal nicht festzustellen. Wegen der Unsicherheit bei der Bestimmung von FeO in einem in Fluorwasserstoff nicht löslichen Mineral kann dieser Überschuss möglicherweise z. T. nur scheinbar sein. In vielen Fällen bleibt R_2O_3 auch dann im Überschuss, wenn das ganze Fe_2O_3 in FeO umgerechnet wird.

Die von Dr. LANDERGREN bestimmten Spurelemente des Gahnits sind in der Tabelle I C zu finden.

LiAl kann im Raumgitter MgBe ersetzen. Da Kadmiemeisenspinell synthetisch hergestellt wurde (EVANS 1946), könnte man wohl denken, dass Cd in den Gahnit in ung. gleichen Verhältnisses, wie in Zinkblende von demselben Fundort eingehen müsste. Doch ist dies nicht der Fall. Das Ge-

wichtsverhältnis Cd:Zn ist im Gahnit = 0,000035, während dasselbe Verhältnis für Zinkblende von Rosendal = 0,0031 ist. Die Fähigkeit des Cadmiums den Zink zu vertreten scheint somit in der Zinkblende 100-Mal grösser als im Gahnit zu sein. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, dass der Gahnit vor der Zinkblende auskristallisiert ist.

Mn dagegen hat eine grössere Neigung, den Zn im Gahnit als in der Zinkblende zu ersetzen: Mn:Zn = 0,026 für Gahnit, = 0,010 für Zinkblende. Das Verhältnis Fe:Zn ist in beiden Mineralien wiederum fast gleich: 0,19 resp. 0,18. Sehr verschieden ist dagegen das Verhältnis Mn:Fe im Gahnit, im Spessartin und in der Zinkblende von Rosendal: 0,14, 1,70, resp. 0,05.

Obwohl Zn und Fe^{+2} dieselben Ionenradien besitzen, scheinen diese Ionen einander nicht unbegrenzt im Spinellgitter ersetzen zu können. Dies geht aus den Figg. 1 u. 2 hervor, wo die laut den zahlreichen in der Literatur befindlichen Analysen von zinkhaltigen Spinellen und den daraus berechneten Molekularproportionen von Zn, Fe+Mn und Mg in die Dreiecksprojektion eingeführt sind. In der Figur 1 treten keine Punkte zwischen 2,6 und 43,5 Mol. % Zn auf. Die erstangeführte Zahl bezieht sich auf einen Spinell von Harmala, Lojo, in Finnland. Dieses Mineral wurde nach RAMMELSBURG (1860) von THORELD analysiert.

Ein Vergleich mit Verhältnissen an anderen Zn-Mineralien zeigt, dass das Spinellgitter sich doch recht tolerant gegenüber dem Ersatz von Zn durch Fe und Mn verhält. Im allgemeinen sind die Zinkminerale nicht isomorph mit entsprechenden Eisenmineralien, wie z. B. Zinkblende resp. Wurtzit und Magnetkies, oder Willemit und Fayalit. Mehrere Zinkminerale haben keine entsprechenden Vertreter unter den Eisenmineralen, wie z. B. Zinkit und Hemimorphit. Die Zinkblende enthält höchstens 20 % Fe, entsprechend den Molekularprozenten 34 Fe und 66 Zn. Im Wurtzit ist der maximale Fe-Gehalt niedriger und entspricht den Molekularprozenten 14 Fe und 86 Zn. Der Magnetkies kann dagegen höchstens 2 % Zn enthalten, entsprechend der Molekularprozenten 97 Fe und 3 Zn.

Innerhalb der Olivengruppe befinden sich Tephroit und Roepperit in ähnlicher Stellung: sie enthalten Spuren von Zn bis höchstens 13 % von der Molsumme Fe + Mn + Mg + Zn. Der Zn-reiche Troostit in der Willemit-Gruppe zeigt aber einen Fe + Mn-Gehalt höchstens 20 % derselben Summe. Siehe Fig. 1 u. 2!

Der Smithsonit und der Siderit sind isomorph. Die Molekularproportionen Zn: Fe+Mn: Mg gehen aus der Fig. 1 hervor. Es treten keine Punkte in der Figur zwischen 40 Zn und 2,5 Zn auf, welches bedeutet, dass Zn und Fe (+Mn) in ungefähr denselben Mengen sich im Spinell, wie auch im Smithsonit-Siderit vertreten können. In beiden Fällen wird Zn leichter von Fe als umgekehrt Fe durch Zn ersetzt, d. h. Pleonast und Siderit enthalten weniger Zn als Gahnit und Smithsonit Fe. In bezug auf Mg ist das Verhältnis ein anderes. Dieser Ion befindet sich in grösseren Mengen im Gahnit als im Smithsonit.

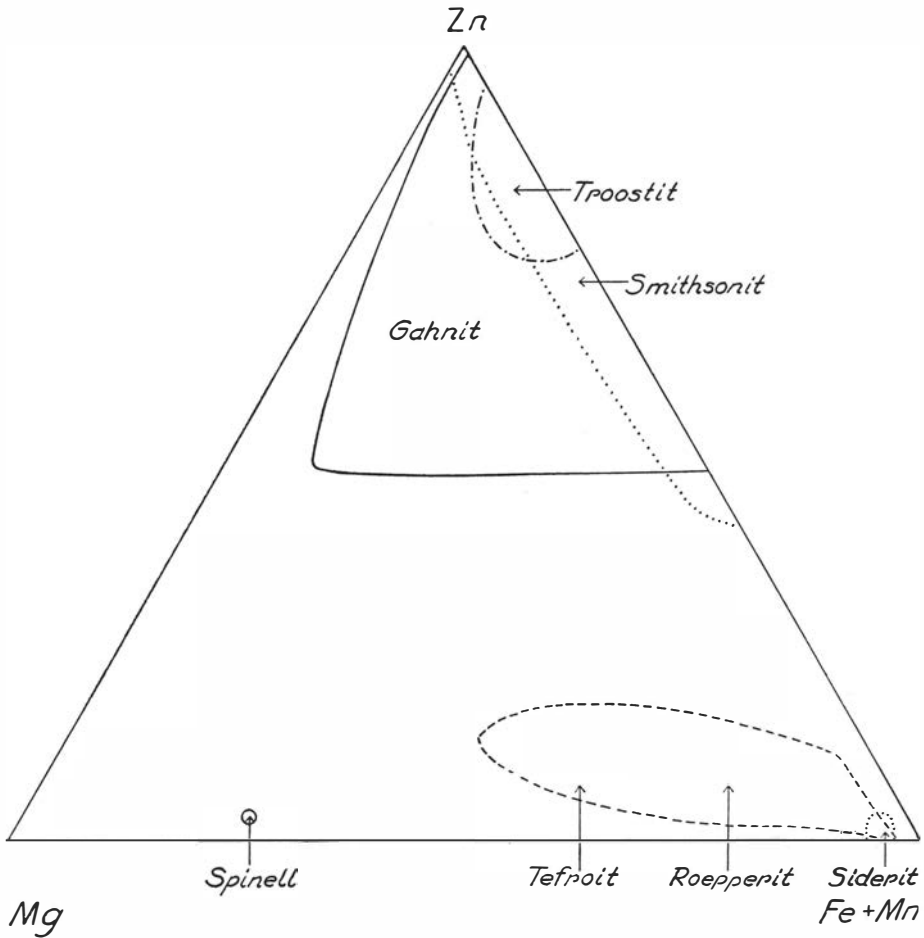


Fig. 2.

Trotz der Zn-haltigen Umgebung in Rosendal enthält nach v. KNORRING (1946) der Spessartin dort $< 0,01\%$ ZnO. ERÄMETSÄ (1945) erwähnt einen Grossular von Pitkäranta mit $0,49\%$ ZnO, welches als maximaler Zn-Gehalt für Granat angenommen werden dürfte.

Die Ursache der trotz der Gleichheit der Ionenradien nur begrenzten Vertretung von Fe- und Zn-Ionen ist wohl in der Ionisationsenergie zu suchen, die für Zn gleich 27,2 Volt, für Fe gleich 24,3 Volt ist. Für Fe, Mg und Mn liegen diese Werte einander bedeutend näher: 22,6 für Mg, 23,1 für Mn. Vgl. SCHIEBOLD (1931)!

MASON (1947) hat doch wahrscheinlich gemacht, dass Franklinit und Magnetit, sowie Hetaerolith und Hausmannit vollständig mischbar sind.

Das spezifische Gewicht der Analysensubstanz wurde unter Anwendung von Propionsäure mit einem Pyknometer bestimmt. Diese Flüssigkeit wurde wegen der ihr zukommenden geringen Oberflächenspannung und des hohen

Tabelle II.

% ZnO	D	n	Gahnite verschiedener Fundorte
—	c:a 3,8	c:a 1,754	Pleonast.
22,80	4,241	—	Piemont (Doelters Handb. 1926)
26,67	4,89	—	Bodenmais (Ibidem)
27,44	4,54	—	» »
27,98	4,478	1,807	Träskböle (Eskola 1914)
29,46	4,38	—	West. Austr. (Simpson 1937)
31,38	4,38	1,782	» » (Simpson 1930)
32,11	4,39	—	Snuggen, Hälsingland (Doelters Handb. 1926)
34,47	—	c:a 1,800	Ducktown (Ross 1935)
34,48	—	1,790	Maryland (Shannon 1923)
35,93	4,788	1,810	Rosendal
37,10	4,6	—	Sterling (Doelters Handb. 1926)
38,05	4,576	—	Mitchell Co (Ibidem)
38,14	4,587	—	Franklin Furnace (Ibidem)
39,86	4,0624	1,6529	Madagaskar (Sabot 1920)
41,66	4,57	1,818	West. Austr. (Simpson 1931)
42,60	4,52	—	Synthese (Doelters Handb. 1926)
43,74	4,49	—	» » » »

Siedepunktes angewandt. Als Ergebnis wurde $4,624 \pm 0,002$ bei $+23^\circ$ /H₂O ^{+4°} erhalten. Da die Analysesubstanz 4,51 % Quarz enthält, lässt sich das spezifische Gewicht für den reinen Gahnit als gleich 4,788 umrechnen. Da Zn ein höheres Molekulargewicht als Fe und Mg besitzt, sollte das spezifische Gewicht des Gahnits mit steigendem Zn-Gehalt zunehmen. Nach den in der Literatur zugänglichen Daten liegt das spezifische Gewicht für Gahnit zwischen 4,06 und 4,89. Der Gahnit von Rosendal hat somit ein verhältnismässig hohes spezifisches Gewicht. In Übereinstimmung damit steht der hohe Zn-Gehalt, der in der Tabelle II ersichtlich ist. Eine Korrelation des Zn-Gehaltes mit dem spezifischen Gewicht der Gahnite weist jedoch keine deutliche steigende Tendenz des spezifischen Gewichts in Verbindung mit zunehmendem Zn-Gehalt auf.

Der Lichtbrechungsindex des Gahnits wurde nach der Immersionsmethode zu $n = 1,810 \pm 0,002$ bestimmt. Als Einbettungsflüssigkeit wurde eine nach der Vorschrift von WEST (1936) hergestellte Lösung von gelbem Phosphor, Schwefel und Methylenjodid in einander benutzt. Für den Brechungsindex des Gahnits werden in der Literatur Werte von 1,65 bis 1,82 angegeben. Der kleinste von diesen Werten ist ungewöhnlich niedrig, ohne dass die Analyse irgendwelche Besonderheiten aufweisen sollte. Dieser Gahnit stammt

von Madagaskar (SABOT 1914) und besitzt auch ein ungewöhnlich niedriges spezifisches Gewicht (4,06). Wird dieser stark abweichende Wert nicht in Betracht gezogen, so liegt die Variationsbreite der Brechungsindices des Gahnits innerhalb 1,78 und 1,82. Aus der Tabelle II geht hervor, dass der Brechungsindex eine schwach steigende Tendenz mit zunehmendem Zn-Gehalt besitzt.

Der Hohlraum, in welchem die eben beschriebene Mineralparagenese vorkommt, war von einer kaolinartigen, weissen oder gelben erdigen Masse ausgefüllt. In dieser konnten mehrere Stücke eines stark kaolinisierten Feldspates, von Quarz und von etwas Muskovit beobachtet werden.

ESKOLA (1914) hat ein Vorkommen von Zinkblende und Gahnit aus Träskböle, ung. 20 km östlich von Rosendal beschrieben. Auch hier kommt der Gahnit im Pegmatit vor. Nach ESKOLA sind beide Minerale dem Pegmatit durch Assimilation der umgebenden erzführenden Leptite zugeführt worden. Diese Erklärung kann jedoch für das Vorkommen in Rosendal nicht gelten, da dieses nicht im Leptit, sondern in einem erzfreien Hornblendegabbro liegt. LUNDEGÅRDH (1948) weist darauf hin, dass Zn als Spurenelement im Gabbro nicht angereichert wird.

Das Auftreten von Gahnit, Spessartin und Zinkblende im Hohlraum deutet eher auf eine hydrothermale Bildung im Zusammenhang mit der letzten Entwicklungsphase des Pegmatits hin. Mn-, Fe-, Zn- und S-haltige Lösungen haben den Pegmatitfeldspat zersetzt, wodurch Hohlräume entstanden sind. Auch der für die Bildung von Gahnit und Spessartin notwendige Al-Gehalt wurde dadurch bereitgestellt. Bei der Endkristallisation der Lösung wurde der Kaolin angelegt. Dieses Mineral ist somit auch hydrothermalen Ursprungs.

Die Kombination Gahnit-Quarz ist etwas ungewöhnlich. Man sollte vielleicht unter diesen Verhältnissen Sillimanit erwarten. In den Pegmatiten bei Nyäng und Brokärr auf der Kimito-Insel (vergl. PEHRMAN 1945) kommt die Paragenese Sillimanit-Muskovit-Mikroklin-Quarz mit einzelnen Granat- und Spinellkörnern vor. Hier wird der Sillimanit durch Muskovit verdrängt, was auf eine Instabilität des ersten Minerals mit Kalizuschuss bei sinkender Temperatur hindeutet. Unter den im Rosendal-Vorkommen postulierten hydrothermalen Verhältnissen musste somit die Bildung von Gahnit begünstigt werden.

Die vorliegende Untersuchung konnte während der Zeit durchgeführt werden, die ich als nordischer Dozentstipendiat in Uppsala verbracht habe. Für diese ausserordentliche, mir zuteil gekommene Begünstigung bin ich der Universität in Uppsala zu tiefstem Dank verpflichtet. Auch möchte ich Herrn Professor ERIK NORIN, dem Direktor des Mineralogisch-geologischen Institutes, Herrn Professor HELGE G. BACKLUND, dem Herausgeber dieser Zeitschrift, sowie allen Kollegen und Freunden im Mineralogisch-geologischen Institut der Universität Uppsala meinen herzlichen Dank sagen. Besten Dank

bin ich den Herren Dr. BLIX und Dr. LANDERGREN für die Ausführung der in dieser Arbeit veröffentlichten chemischen Analysen schuldig.

Uppsala, März 1948.

Literatur.

- DOELTER, C., und LEITMEIER, H., Handb. der Mineralchemie, Bd. III, 2.
 ERÄMETSÄ, OLAVI, Zinkgehalt finnischer Minerale mit nichtmetallischem Charakter, Ann. Acad. Sci. Fennic., Ser. A, II, 14, 1945.
 ESKOLA, PENTTI, An occurrence of Gahnite in Pegmatite near Träskböle in Perniö. Finland, Geol. Fören. Förh. Bd. 36, 25, 1914.
 EVANS, R. C., Crystal Chemistry, Cambridge 1946.
 GENTH, F. A., Contribution to Mineralogy, Ref. Neues Jahrb. II, 321 1883.
 v. KNORRING, OLEG, On an manganese garnet enclosed in sphalerite from Kimito in S. W. Finland, Compt. Rend. de la Soc. géol. de Finl. XIX, 1946.
 LUNDEGÄRDH, PER H., Some aspects to the determination and distribution of zinc, Ann. Agric. Coll. of Swed. Vol. 15, 1948.
 MASON, BRIAN, Mineralogical aspects of the system Fe_3O_4 — Mn_3O_4 — ZnMn_2O_4 — ZnFe_2O_4 , Amer. Min. 32, 426, 1947.
 PEHRMAN, GUNNAR, Die Granitpegmatite von Kimito und ihre Minerale, Acta Acad. Aboensis, Math. et phys., XV, 2, 1945.
 RAMMELSBERG, Min.-Chem. 1860.
 ROSS, CL. C., Origin of The Copper Deposits of the Ducktown type in the Southern Appalachian region, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 179, 1935.
 SABOT, RENE-CH., Etude cristallographique et optique d'un certain nombre de minéraux des pegmatites de Madagascar et de l'Oural. Diss. Geneve 1914.
 SIMPSON, EDW. S., Contributions to the mineralogy of Western Australia, Ser. V, Journ. of the Roy. Soc. of West. Austr. 16, 1930.
 —»— Ibidem, Ser. VI, 17, 1930/1931.
 —»— Ibidem, Ser. X, 23, 1937.
 SHANNON, E. V., Note on cobaltiferous Gahnite from Maryland, Amer. Min. 8, 1923.
 SCHIEBOLD, E., Über die Isomorphie der Feldspatmineralien, Neues. Jahrb. B.-Bd. 64, Abt. A, 251, 1931.
 WEST, C. D., Immersion liquids of high refractive index, Am. Min. 21, 1936.