

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 35

DIE GRANITPEGMATITE VON TAMMELA IN
FINNLAND UND IHRE MINERALE

VON
EERO MAKINEN

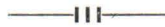
MIT 23 FIGUREN UND 13 TABELLEN IM TEXT

HELSINGFORS
JANVIER 1913

DIE GRANITPEGMATTE VON
TAMMELA IN FINNLAND UND
IHRE MINERALE

VON

EERO MÄKINEN

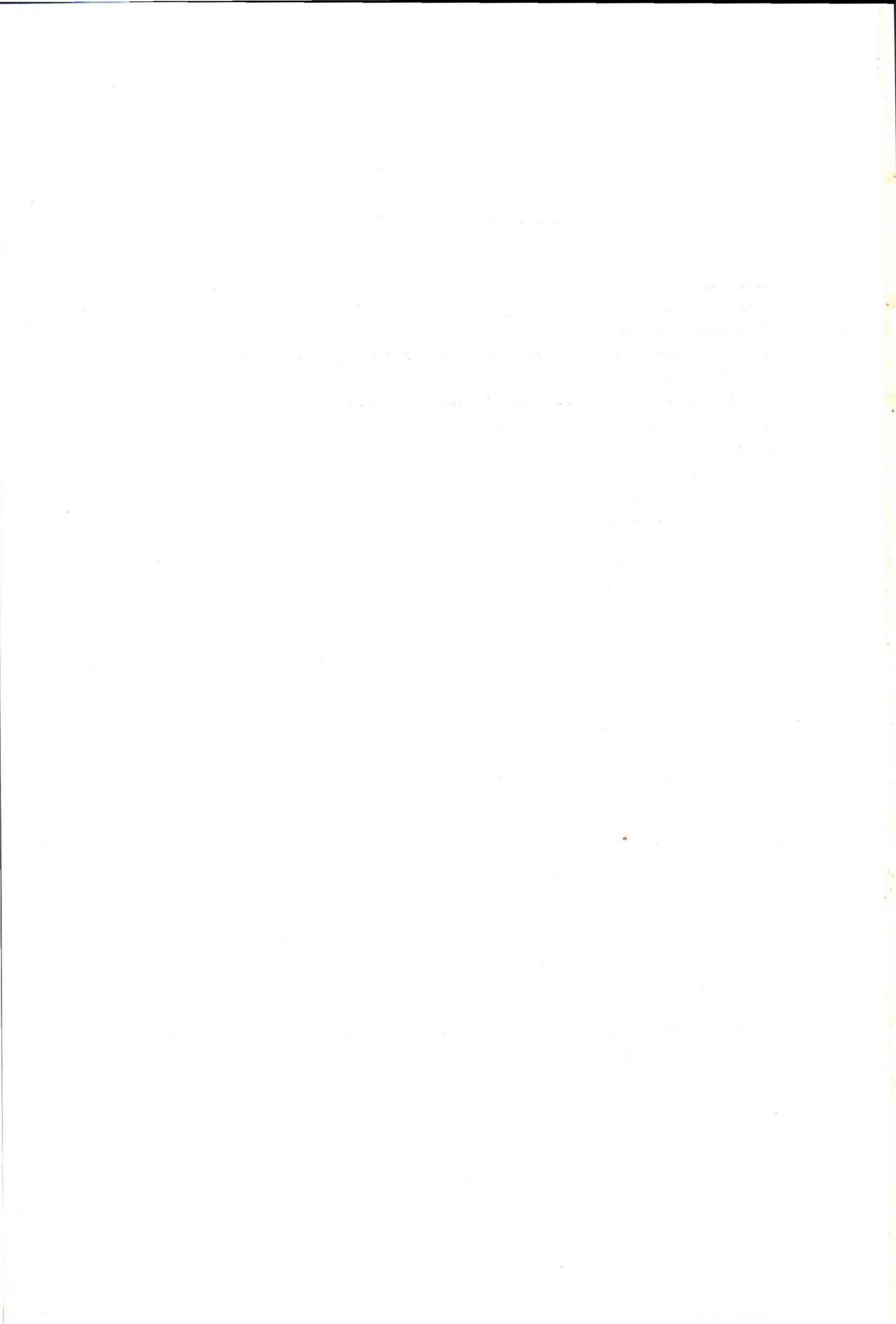


HELSINGFORS 1913
DRUCKEREI DES KAISERLICHEN SENATS



Inhaltsverzeichnis.

Einleitung	Seite 1
Geschichtliches	» 2
Geologische Übersicht	» 4
Das Vorkommen der Pegmatite und ihre Beziehungen zu anderen Gesteinen	» 11
Die Mineralzusammensetzung und Struktur der Pegmatite.....	» 20
Die schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Feldspat	» 27
Spezieller Teil:	
<i>Arsenide:</i>	
Der Arsenkies	» 36
Der Löllingit	» 37
<i>Oxyde:</i>	
Der Chrysoberyll	» 37
Der Ilmenit	» 37
Der Quarz	» 38
<i>Silikate:</i>	
Der Albit	» 38
Der Andalusit	» 42
Der Beryll	» 43
Der Gigantolith	» 44
Die Glimmerminerale	» 57
Der Granat	» 58
Der Kalifeldspat	» 58
Der Spodumen	» 78
Der Türmalin	» 80
<i>Tantalate und Niobate:</i>	
Der Adelpholith	» 85
Der Ainalith	» 85
Der Columbit	» 86
Der Tapiolith (Tantalit)	» 87
<i>Phosphate:</i>	
Der Apatit	» 94
Der Heterosit	» 95
Der Triphylin	» 97
Der Triplit	» 100
Anhang (Monazit)	» 101



Einleitung.

Bekanntlich bilden die Pegmatite und besonders die Granitpegmatite wichtige Fundstellen für eine grosse Anzahl seltener Minerale. Diese haben nicht nur für die Mineralogie Bedeutung, sondern auch die anorganische Chemie verdankt ihre Entwicklung der Entdeckung vieler seltenen Elemente in diesen Mineralen. ¹⁾ Auch in Finnland finden sich viele der wichtigsten und namentlich am frühesten bekannten Mineralvorkommen gerade in Pegmatiten, und zwar alle in Granitpegmatiten. Die wichtigsten sind die Vorkommen von *Skogsböle*, ²⁾ im Kirchspiel *Kimito*; von *Orijärvi* in *Kisko*; von *Torro* und *Sukula* in *Tammela*; sowie von *Lokansaari* und *Nuolanniemi* in *Impilahti*. Die Entdeckung vieler seltenen Pegmatitminerale in diesen Vorkommen beruht hauptsächlich darauf, dass aus den Pegmatiten während langer Zeiten Quarz oder Feldspat gewonnen worden ist. Sicher würden sich die Pegmatite auch an vielen anderen Lokalitäten reichlicher mineralführend zeigen, wenn umfassendere Sprengungen unternommen werden würden. Darauf deuten einzelne Funde von Tantalit, Beryll, Kassiterit und anderen charakteristischen Pegmatitmineralen an vielen Orten in Finnland hin. Die Entstehung der Pegmatite hat die Geologen und Petrographen schon lange Zeit beschäftigt. Nach einigen wären die Pegmatite aus wässrigen Lösungen durch Lateralsekretion entstanden, nach anderen wiederum wären sie im Zusammenhang mit pneumatolytischen Prozessen aus eruptiven Magmen ausgeschieden worden. ³⁾

Nachfolgende Untersuchung wird sich mit den Pegmatitvorkommen in *Tammela* beschäftigen. Dabei werden einzelne Minerale

¹⁾ Vergl. *A. E. Nordenskiöld*: »On Minerals containing rare Elements.« Quart. Journ. Geol. Soc. vol. lvi, 1900. S. 521—530.

²⁾ Dieses alte Tantalitvorkommen in *Kimito* heisst *Skogsböle*, nicht *Skogböle*, wie gewöhnlich angegeben wird.

³⁾ Vergl. *W. C. Brögger*: »Die Min. der Syenitpegmatite.« Zr. f. Kr., 16, 1890, allg. Teil, S. 215 und »Pegmatitgangene ved Moss« G. F. F., V. S. 326.

auch von anderen Fundorten zum Vergleich beschrieben. Der Verf. hat sowohl das Auftreten der Pegmatite: ihre Geologie und Petrographie, als auch die in ihnen aufgefundenen Minerale zur Darstellung gebracht. Das hierbei behandelte Material stammt teils aus den Sammlungen des *Mineralogisch-Geologischen Instituts der Universität zu Helsingfors*, woselbst auch die ganze Untersuchung ausgeführt worden ist. Teilweise hat der Verf. selbst während zweier Reisen nach Tammela Proben gesammelt. Die erste Reise wurde mit Unterstützung des von Prof. *F. J. Wiik* der Universität zu Helsingfors gestifteten Stipendiums unternommen. Von Herrn Prof. *A. Rindell* und Herrn Staatschemiker *H. Petra* hat der Verf. mehrere schöne Stufen erhalten, für welche er ihnen zu vielem Dank verpflichtet ist.

Bei seinen Arbeiten am Mineralogisch-Geologischen Institut ist der Verf. von seinen Lehrern, Herrn Prof. *W. Ramsay* und Herrn Dozent *L. H. Borgström* vielfach unterstützt worden. Auch wurden von Herrn Prof. *Ramsay* die reichhaltigen Sammlungen des Instituts dem Verf. gütigst zur Verfügung gestellt. Der Verf. möchte nicht verfehlen, diesen Herren hier seinen Dank auszusprechen.

Geschichtliches.

Das Kirchspiel *Tammela* gehört zu den geologisch und mineralogisch am frühesten untersuchten Gegenden in Finnland. Die alten Erzsucher scheinen mit Vorliebe Tammela besucht zu haben. Die ersten Angaben rühren von dem schwedischen Bergmeister, dem Freiherrn *Daniel Tilas* her. Er entdeckte im Jahre 1738 ein Kupfererzvorkommen in Tammela, das noch nach ihm *Tilasinvuori* (Tilas' Berg) genannt wird. ¹⁾ Die Erze bestanden aus sehr spärlichem Kupferkies mit Magnet- und Schwefelkies in Quarz eingesprengt. Bis zum Jahre 1746 wurden hier 1,000 Pfund Erze gewonnen; seit dem Jahre 1749 ist jedoch die Arbeit hier eingestellt. Die anderen Vorkommen dieser Art, die in den amtlichen Berichten ²⁾ über Erzschürfungen in diesen Gegenden erwähnt werden, haben noch weniger prak-

¹⁾ *H. J. Holmberg*: Materialier till Finlands Geognosi, Helsingfors 1858. S. 139.

²⁾ Berättelser om malmletningar, afgifna till Bergstyrelsen, *C. Lundström* 1812; *S. Savenius* 1824; *E. J. Westling* 1829, 1830, 1838; *L. G. Lauræus* 1852. (Manuskripte im Archiv des finnl. Bergamts.)

tische Bedeutung erlangt und sind später ganz vergessen worden. Nur der zuerstgenannte Tilasinvuori wird auch später erwähnt und hat Material zu einigen mineralogischen Untersuchungen geliefert. ¹⁾ Hier soll noch der früher wohlbekannte »Salmistonkivi« von Tammela erwähnt werden, der in den älteren Berichten (siehe die Noten auf voriger Seite) und noch von *A. E. Nordenskiöld* ²⁾ als Meerschaum beschrieben wird, aber später als ein Gemenge von Bronzit, Amphibol und Serpentin ³⁾ oder nur als Serpentin ⁴⁾ gedeutet wird.

Die wichtigsten Mineralvorkommen in Tammela bilden jedoch die Pegmatite, die scharf von den vorigen gesondert auftreten. Es sind zahlreiche Quarzbrüche in Granitpegmatitgängen, sowohl in der Umgebung des Dorfes *Torro*, als auch in den südlich angrenzenden Teilen des Kirchspiels *Somero*. Die Quarzbrüche wurden hier angelegt, um Quarz zu einer Glashütte zu bekommen, die im Jahre 1748 von Direktor *J. R. de Pont* mit *Jacob Bremer* aus Åbo als Kompagnon bei *Åvik* (Kirchspiel *Somero*) gegründet wurde. ⁵⁾ Der Quarz wurde von den Einwohnern losgesprengt ⁶⁾ und zur Hütte befördert. Die Belohnung war 24 Banco assign. für eine halbe Tonne ⁷⁾. Nach Angaben von *S. Savenius* (l. c. S. 124) und *Carl Otto Bremer* (l. c.) waren diese Quarzbrüche sogar noch in den Jahren 1824—1825 in Arbeit. Im

¹⁾ *Jacob Mallén*: »De monte cuprifero Tilasvuori.« Akad. afh. Åbo, 1759; *C. Lühr*: »Tilasvuori grufvor i Tammela« 1780. Manusk. im Archiv des finnl. Bergamts; *H. A. Kullhem*: »Mineralogiska bidrag.« Öfversikt af Finska Vet. Soc. förhandlingar, XIII, 1870—1871. S. 43; *F. J. Wiik*: »Mineralogiska meddelanden VII; Om mikroklin och andesin från Pargas samt andesin från Tammela.« Öfversikt af Finska Vet.-Soc. förh. XXIV, 1881—1882. S. 24.

²⁾ *A. E. Nordenskiöld*: »Beskrifning öfver de i Finland funna Mineralier.« Helsingfors 1863. S. 131.

³⁾ Finlands Geologiska Undersökning, Kartblad n:o 5 Vihti, von K. Ad. Moberg, 1882.

⁴⁾ *Kullhem* l. c. S. 43. publizirt zwei Analysen: SiO₂—42,82—42,48 %; Al₂O₃ } 0,90
Fe₂O₃ } 5,56—3,92; MgO—40,48—39,62; H₂O—12,00—12,43.

⁵⁾ *Carl Peter Borenius*: »Historisk och Oeconomisk Beskrifning Öfver Somero Socken.« Akad. Afh. Åbo 1774. P. Kalm. Dissert. Vol. 6. Vergl. auch *Carl Otto Bremer*: »Anvisningar på malm- o. bergarter i Storfurstendömet Finland.« Åbo 1825. Andra delen. S. 15.

⁶⁾ Nach *A. E. Nordenskiöld* (*Acta Soc. Sc. Fenn.* Tom V, p. 170) geschah dies durch Erhitzen und darauffolgendes Abschrecken des Gesteins mit Wasser.

⁷⁾ *S. Savenius*: »Berättelse öfver en malmletareresä 1824.« Manuskript im Archiv des finnl. Bergamts.

Jahre 1839 standen nach *E. J. Westling* ¹⁾ schon einige von den Quarzbrüchen unter Wasser und der Betrieb daselbst war niedergelegt. Über die Menge des während jener Zeit gewonnenen Quarzes existiren keine Angaben. Doch soll dieselbe bedeutend gewesen sein in Anbetracht des langen, 7—8 Dezennien andauernden Betriebes. In den lieggebliebenen Haufen von Feldspat etc. und später auch durch Sprengen wurden dann die vielen Pegmatitminerale entdeckt.

Die obenerwähnten Erzsucher hatten auf ihren Reisen hauptsächlich nur die praktische Seite berücksichtigt und ihre Angaben enthalten daher wissenschaftlich wenig Interessantes. Die ersten wissenschaftlichen Untersuchungen über die Pegmatitminerale von Tammela sind von dem berühmten Mineralogen *N. Nordenskiöld* ausgeführt worden, der damals der Oberintendant des finnländischen Bergamtes war. Er hat auch die meisten der hier vorkommenden, seltenen Minerale zuerst entdeckt. Nach ihm hat *A. E. Nordenskiöld* besonders die Tantalite untersucht. Die Professoren der Chemie an der Universität Helsingfors, *A. E. Arppe*, *A. Moberg*, *J. J. Chydenius* und ihre Schüler haben chemische Analysen an Mineralen von Tammela ausgeführt. *F. J. Wiik* hat viele von den Tammela-Pegmatitmineralen beschrieben. Später haben *Prof. A. Rindell*, *H. Petra* und *H. Stjernvall* viele schöne Minerale aus diesen Vorkommen gesammelt, von denen sich ein Teil in den mineralogischen Sammlungen der Universität befindet.

Geologische Übersicht.

Die oben zitierten älteren Mineralogen und praktischen Erzsucher scheinen den geologischen Verhältnissen sehr wenig Interesse gewidmet zu haben. Und was von ihnen beiläufig erwähnt worden ist, hat heut zu Tage nur historische Bedeutung und kann hier übergangen werden. Erst die bezüglichlichen, von der geologischen Landesanstalt veröffentlichten Aufnahmeblätter geben eine auf regelrechte geologische Untersuchungen gegründete Darstellung über die Geologie dieser Gegenden. Das hier in Betracht kommende Gebiet gehört zu zwei Blättern, der südliche Teil zu *Wihti N:o 5*, von *Moberg* ²⁾;

¹⁾ *E. J. Westling*: »Berättelser öfver malmletareresor under år 1839.» Manuskr. im Archiv des finnl. Bergamts.

²⁾ Finlands Geologiska Undersökning, Beskr. till Kartbladet n:o 5. Vihti K. Ad. *Moberg*. 1882.

der nördliche zu Tammela N:o 18 von *Sederholm*.¹⁾ In seiner Untersuchung »Studien über Eruptivgesteine aus dem südlichen Finnland«²⁾ hat *Sederholm* noch eine eingehendere petrographische Beschreibung der Gesteine dieser Gegenden geliefert. Die Erläuterungen zum Kartenblatt *Wihti* enthalten eigentlich nur petrographische und zwar

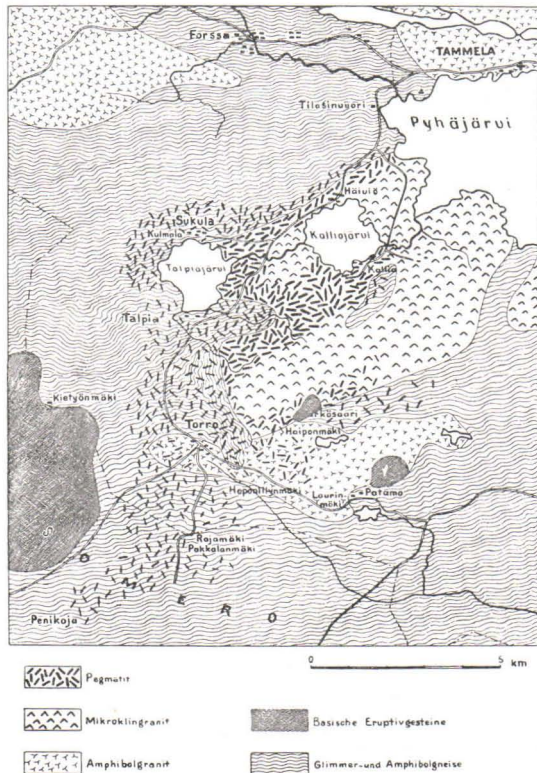


Fig. 1. Übersichtskarte des Felsbodens in der Umgebung der Pegmatitvorkommen in Tammela.

hauptsächlich makroskopische Beschreibungen der betreffenden Gesteine und die geologischen Angaben sind ganz knapp. Auch ist die

¹⁾ F. G. U., Beskrifning till Kartbladet n:o 18, Tammela af *J. J. Sederholm*. 1890.

²⁾ T. M. P. M. 12, 1891. S. 97.

Karte wenig zuverlässig und sogar unrichtig. Der Verf. wird hier deshalb den obenerwähnten und an anderer Stelle ¹⁾ von *Sederholm* gegebenen Darstellungen über die geologischen Verhältnisse dieser Gegenden folgen.

Die ältesten Glieder des Felsbodens dieser Gegenden bestehen aus Glimmer- und Amphibolgneisen, Glimmerschiefern, Phylliten und Dioriten. Diese sind von einem Granit durchsetzt, der älter als die bottnische Sedimentformation ist. Sowohl die älteren Gneise und Schiefer als auch dieser ältere Granit sind wieder von anderen Graniten, die *Sederholm* als postbottnisch bezeichnet, durchsetzt. Die Pegmatite, die das Material dieser Untersuchung darstellen, gehören geologisch zu diesen jüngeren Graniten.

Die Beschaffenheit des Gesteinsuntergrundes in der Umgebung der Pegmatitvorkommen ist auf einer Kartenskizze (Fig. 1) teils nach den obenerwähnten Untersuchungen von *Sederholm*, teils nach eigenen Beobachtungen dargestellt. Das älteste Glied besteht aus Amphibolgneisen, Glimmergneisen und Glimmerschiefern, sowie auch aus basischen Eruptivgesteinen, von denen einige z. B. bei Härkäsaari den Plagioklas-Uralitporphyriten ²⁾ in Kalvola ähnlich sind. Alle diese Gesteine werden von zwei, sowohl geologisch als auch petrographisch verschiedenen Graniten durchsetzt. Der eine, ein grauer Amphibolgranit, ist sehr innig mit den älteren Gesteinen verwoben. Sowohl in diesem Granit als natürlich auch in den anderen obenerwähnten Gesteinen bilden ein roter Mikroklingranit und die mit diesem verbundenen Pegmatite kreuz und quer gehende schmale Adern und breitere Gänge.

Der Amphibolgranit ist ein mittel- und gleichmässigkörniges Gestein mit beinahe massiger oder gelegentlich sehr schwach hervortretender schiefriger Struktur. Schon makroskopisch ist er durch seine graue Farbe und durch den relativ hohen Gehalt an Plagioklas und den dunklen Mineralen, Amphibol und Biotit, charakterisirt. Unter dem Mikroskop erkennt man die folgenden Bestandteile: *Quarz*, *Plagioklas*, *Mikroclin*, *Amphibol*, *Biotit* und akzessorisch *Titanit* und *Apatit*. *Der Quarz* hat durchgehends eine stark undulierende Auslöschung und ist sogar oft durch Sprünge in verschieden

¹⁾ *J. J. Sederholm*: »Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland.« Bull. Comm. Geol. de Finlande N:o 6. 1897.

²⁾ *Sederholm*, T. M. P. M., 12, 1891, S. 97.

orientirte Felder zerteilt. — Der *Plagioklas* wurde nach der Beckeschen Methode

$$\varepsilon > \gamma; \omega > \alpha.$$

$$\varepsilon > \alpha; \omega > \gamma.$$

bestimmt. Die Auslöschungsschiefen in symmetrischen Schnitten betragen 2—4°. Er dürfte also eine Zusammensetzung von Ab_4An_1 haben. Der *Plagioklas* besitzt einen sehr undeutlichen Zonalbau, der oft nur als ein klarer, schmaler Saum um die trübe und verwitterte Mitte der Körner sichtbar ist. Der Gehalt an *Plagioklas* ist im Verhältnis zu der kleinen *Mikroclin*menge ganz überwiegend. — Der *Mikroclin* enthält nur wenige dünne *Perthit*spindeln und ist nur zum Teil gitterlamellirt, in dem die Körner nur an einer Ecke oder an einer Seite die gewöhnliche Gitterstruktur zeigen, während ihre übrigen Teile homogen, einfach sind und schiefe Auslöschung besitzen. In basischen Schnitten, die dadurch erkennbar sind, dass die Gitterlamellen senkrecht zu einander laufen, beträgt die Auslöschung der homogenen Teile 15°—16° gegen die Spaltrisse nach (010). Die polysynthetische Zwillingslamellirung ist hier eben so gut sekundär, wie bei dem unten näher beschriebenen *Mikroclin* aus *Pegmatiten* (vergl. S. 72), und der primäre *Kalifeldspat* also nicht *Orthoklas*, sondern einfacher *Mikroclin*. Der *Amphibol* ist grün und deutlich pleochroitisch mit dem gewöhnlichen Schema: $c=b$ (dunkelgrün) $> a$ (licht gelbgrün). Der Auslöschungswinkel $c:c$ beträgt ung. 15°. — Der *Biotit* ist braungefärbt mit kräftigem Pleochroismus: $c=b$ (dunkelbraun) $> a$ (bräunlich gelb). Der *Amphibol* und *Biotit* kommen als schuppige Aggregate, zusammen mit unregelmässigen *Titanit*körnern und eingewachsenen *Apatit*nadeln, vor. — Alle Bestandteile ausser *Apatit* haben allotriomorphe Begrenzung. Die stark undulöse Auslöschung und sogar Zertrümmerung des *Quarzes* weist auf Deformation des Gesteins hin. — Charakteristisch für diesen Granit ist auch das reichliche Auftreten von *Myrmekit*. Der *Plagioklas* des *Myrmekits* hat dieselbe Zusammensetzung wie der übrige *Plagioklas* des Gesteins. Das Auftreten des *Myrmekits* hat einen sekundären Charakter, besonders dem *Kalifeldspat* gegenüber, wo er als unregelmässige, lappige Partien vorkommt und wie hineingefressen erscheint. Übrigens stimmen die Eigenschaften des *Myrmekits* mit den von *Sederholm*¹⁾ und *Becke*²⁾ beschriebenen überein. — Ob dieser

1) »Eine arch. Sedimentform«, I. s., S. 111.

2) T. M. P. M. 27, 1908. S. 377.

Granit zu den postbottnischen oder präbottnischen Graniten von *Sederholm* zu stellen ist, kann man nicht mit Sicherheit beurteilen. Seine petrographische Beschaffenheit und dabei besonders der hohe Gehalt an Myrmekit, der nach *Sederholms* 1) Beschreibungen für einige Typen unter den präbottnischen Graniten charakteristisch ist, machen es wahrscheinlich, dass er zu diesen gerechnet werden muss.

Für den anderen, hier vorkommenden Granit sind makroskopisch seine *rote Farbe* und sein hoher Gehalt an *Kalifeldspat* charakteristisch. Als dunkle Minerale sind *Biotit* und akzessorisch *Granat* nur ganz spärlich vorhanden. Die Struktur ist gleichmässig-körnig, fein bis mittelkörnig und immer vollkommen massig. Unter dem Mikroskop sieht man Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Biotit, Muscovit, akzessorisch auch Granat und Apatit. — *Der Quarz* kommt sowohl als rundliche Körner in den Feldspäten als auch letztere umgebend vor. Seine Auslöschung ist nur ausnahmsweise schwach undulirend. — Ebenso wie im grauen Granit (vergl. S. 6) ist *der Mikroklin* auch hier nur teilweise gitterstruirt, während die übrigen Teile homogene schiefe Auslöschung zeigen. Der Kalifeldspat ist also auch hier als einfacher Mikroklin aus dem Granitmagma auskristallisiert. Dies wie auch die Perthitstruktur des Mikroklin wird später beim Mikroklinperthit aus den Pegmatiten näher besprochen. — *Der Plagioklas* wurde nach der Beckeschen Methode:

$$\begin{aligned} \varepsilon &> \gamma; \omega > \alpha \\ \varepsilon &\bar{>} \alpha; \omega > \gamma \end{aligned}$$

als zur Albitreihe gehörig bestimmt. Die maximale Auslöschung in den symmetrischen Schnitten ist 12° , wonach ihm eine Zusammensetzung $\text{Ab}_{95}\text{An}_5$ zukommt. Der Plagioklas ist zonalgebaut mit etwas trüber Mitte und einer klaren Zone nach aussen; diese äussere Zone besitzt etwas grössere Auslöschungsschiefen (z. B. $4^\circ 30'$, in der Mitte $3^\circ 40'$) und ist also etwas saurer. Bemerkenswert ist, dass die Plagioklaskörner diese saurere und klare Zone nur dem Mikroklin, nicht aber dem Quarz oder anderen Plagioklaskörnern gegenüber aufzuweisen haben (Fig. 2.). *Muscovit* und *Biotit* kommen als dünne Tafeln entweder zwischen den Quarz- und Feldspatkörnern oder auch sehr oft dieselben quer durchsetzend vor. — Der Granit hat eine beinahe reine Erstarrungsstruktur, denn die einzigen Spuren

1) »Eine arch. Sedim. form.« I. c. S. 111 und 150.

von Metamorphose sind auf eine nur selten vorkommende, sehr schwach undulöse Auslöschung beim Quarz beschränkt. Der Quarz und die Feldspäte sind allotriomorph als rundliche, unregelmässige Körner ausgebildet, die im Kleinen oft wie Zahnräder in einander greifen. Bald sieht man Feldspatkörner im Quarz, bald wieder umgekehrt Quarzkörner im Feldspat, und auch die Feldspäte zeigen dasselbe Verhältnis zu einander. Die verschiedenen Bestandteile sind also gleichzeitig auskristallisiert. Da gleichzeitige Ausscheidung der Bestandteile einer eutektischen Zusammensetzung bei dem Gesteinsmagma entsprechen soll, und da Untersuchungen, besonders

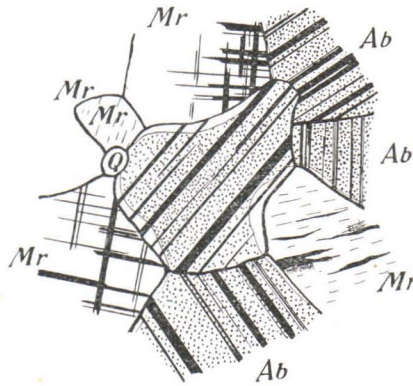


Fig. 2 Zonalgebauter Albit (Ab) mit Mikroklin (Mr) im Mikroklingranit, Nicols +. Vergr. 40.

von Vogt ¹⁾ über diesen Gegenstand gerade bei granitischen Magmen vorliegen, so war es von Interesse, den Granit auch in dieser Hinsicht zu untersuchen. Für diesen Zweck wurden u. d. M. nach der Methode von A. Rosiwal ²⁾ Indikatorlinien gemessen. Die gemessene Strecke war 116.42 mm, die Anzahl der gemessenen Körner 208 die mittlere Korngrösse 0.56 mm und die Fehler nach Rosiwals Berechnungen ca. + 0.5 % für verschiedene Bestandteile. Die so ausgeführten Messungen gaben folgende Resultate:

¹⁾ J. H. L. Vogt: »Physikal. chem. Ges. der Kristallisationsfolge in Erup-tivgest.« T. M. P. M. 25, 1906, S. 387.

²⁾ A. Rosiwal: »Verh. d. Geol. Reichsanstalt 1898. S. 143.

Mikroclin	49.0 %
Albit	20.8 »
Quarz	26.1 »
Biotit	1.5 »
Muscovit	2.6 »
	<hr/>
	100.0 %

Die Mengen von Muscovit und Biotit sind ganz unbedeutend und der Granit repräsentiert ein beinahe reines Gemisch der drei Komponenten, Quarz (Qu), Mikroclinperthit (Mr) und Albit (Ab), und zwar, wenn man Biotit und Muscovit vernachlässigt, im Verhältnis 27.2 % *Qu* : 51.1 % *Mr* : 21.7 % *Ab*. Das Eutektikum von Quarz und Feldspat liegt nach *Vogt* bei 27.5 % *Qu* : 72.5 % *Feldspat* und dasjenige von Quarz, Kalifeldspat (*Or* resp. *Mr*) und Natronfeldspat (mit wenig Anorthit) bei 27.5 % *Qu* : 30.5 % *Or* : 42.0 % *Ab*. Die Zusammensetzung des Granits entspricht also sehr genau dem von *Vogt* angegebenen, binären Eutektikum, weicht aber bedeutend von dem ternären ab. Nun bedürfen zwar die obenerwähnten Relationszahlen für Mikroclin und Albit einer Korrektur, denn der perthitische Mikroclin enthält eine kleine Menge Albit und umgekehrt der Albit auch Kalifeldspat. Für diesen Zweck wurden reine Mikroclinstücke aus dem Granit ausgelesen, grob gestossen und mittels Acetylentetradibromid möglichst reines Material zu einer Analyse vorbereitet. Die Analyse ergab als Resultat:

SiO ₂ — 64.86	Aus der Analyse berechnet sich die Zusammensetzung des Feldspats wie folgt:
Al ₂ O ₃ — 19.10	
Fe ₂ O ₃ — 0.20	
CaO — 0.18	
K ₂ O — 14.11	
Na ₂ O — 1.80	
H ₂ O — 0.21	83.6 % <i>Mr</i> .
<hr/>	15.3 % <i>Ab</i> .
100.46	1.1 % <i>An</i> .
	<hr/>
	100.0 %

Die *Ab* (+ *An*) — menge des Mikroclinperthits beträgt also 16.4 %. Der Albit des Granits konnte nicht analysiert werden, weil es nicht möglich war, dazu reines Material zu erhalten. Wenn aber die Kalifeldspatmenge in Albit auf Grund der Analysen von den Albiten in Pegmatiten (Vergl. S. 41) zu wenigstens 9 % angenom-

men wird, so erhalten wir durch Umrechnen eine Korrektur um ca. 6 % zu Gunsten des Albits. Die Zusammensetzung des Granits wird also 27.2 % *Qu* : 45.1 % *Mr* : 27.7 % *Ab* sein. Jedenfalls ist ein Überschuss an Kalifeldspat vorhanden, ohne dass der Mikroklin, wie die Theorie erfordert, früher ausgeschieden wäre.

Das Vorkommen der Pegmatite und ihre Beziehungen zu anderen Gesteinen.

Die nahen Beziehungen der Pegmatite zum Mikroklinggranit gab die Veranlassung dazu, den letzteren hier oben genauer als die anderen Gesteine zu beschreiben. Es ist nämlich offenbar, dass die Pegmatite geologisch mit diesem Granit in ganz nahem Zusammenhang stehen. Dies wird schon von *Sederholm* ¹⁾ betont, da er Übergänge von normalem Mikroklinggranit in Pegmatite und ferner auch erwähnt, dass beide auf demselben Gange vorkommen. Auch im Granit selbst sind mit grobkörnigem Feldspat, Quarz, Muscovit und Turmalin gefüllte Hohlräume und linsenförmige Gänge gewöhnlich, die keine scharfen Grenzen gegen den Granit zeigen und sicher primäre Bildungen sind. Die Behauptung, dass die Pegmatite aus demselben Magma wie der Granit gebildet sind, wird noch dadurch bestärkt, dass die Mineralzusammensetzung in beiden dieselbe ist, wenn die rein pneumatolytischen und nur akzessorisch, in sehr kleinen Mengen vorkommenden, seltenen Minerale vernachlässigt werden. Von diesen kommt jedoch wenigstens der Turmalin gelegentlich als ein Bestandteil des Granits vor. Auch quantitativ dürfte die Zusammensetzung der Pegmatite nicht viel von derjenigen des Granits abweichen. Der Hauptunterschied hierbei liegt nämlich in dem etwas höheren Gehalt an Kalifeldspat in den ersteren. Dieser Unterschied ist aber wenigstens zum Teil nur scheinbar, denn der Kalifeldspat der Pegmatite enthält bis 30 % Albit gegen 16 % im Granit (vergl. S. 66). Diesem scheinbar höheren Gehalt an Kalifeldspat entspricht auch die Tatsache, dass an den Salbändern der Pegmatitgänge und sogar in besonderen Gängen Albit durch Differenzierung angereichert ist, wie hier unten beschrieben werden soll.

Die Zusammengehörigkeit der Pegmatite mit entsprechenden normalen Tiefengesteinen ist übrigens von einer grossen Anzahl

¹⁾ F. G. U. Beskrifning till kartbladet Tammela, S. 33. und T. M. P. M., 12. S. 101.

verschiedener Lokalitäten eingehend beschrieben worden. Hier soll nur an die Arbeiten *Bröggers*¹⁾ über die Granit- und Syenitpegmatite erinnert werden. Besonders durch *Bröggers* Arbeiten ist auch die eruptive Natur der Pegmatite dieser Art genügend sicher festgestellt und ihre Entstehung auf wässerigem Wege z. B. durch Lateralsekretion ausgeschlossen, so dass hier eine weitere Begründung nicht nötig erscheint. Auf Grund der oben beschriebenen nahen Beziehungen zwischen dem roten Mikroklinggranit und den Pegmatiten wären diese also als die letzten Erstarrungsprodukte des Granitmagmas, sowohl im Granit selbst, als auch ausserhalb desselben, in den älteren Gesteinen aufzufassen.

Auch andere grössere Pegmatitvorkommen in Finnland sind genetisch mit normalen Graniten verbunden. Die Pegmatite von *Orijärvi* im Kirchspiel *Kisko* zeigen Übergänge zu einem roten, mittelkörnigen Granit. Im südwestlichen Schärenhof von Finnland kommen reichlich grössere und kleinere Pegmatitgänge in aller-nächstem Zusammenhang mit dem Hangögranit²⁾ vor. Die Pegmatite im nördlichen Schärenhof des Ladoga-Sees und in der Umgegend der Erzlagerstätten von *Pitkäranta* sind nach *W. Ramsay*³⁾ und *O. Trüstedt*⁴⁾ mit normalen Graniten verbunden.

In *Tammela* kommen die Pegmatite teils als grosse Massen vor und bilden allein ganze Berge z. B. bei *Härkäsaari* (vergl. die Karte) und westlich von dem Dorfe *Sukula*. Obgleich diese Pegmatitmassen an den Rändern des Granitmassivs gegen die älteren Gesteine liegen, wagt man jene doch nicht als eine Grenzfazies des Granits aufzufassen, weil der Gesteinsuntergrund zu sehr bedeckt ist, als dass dies konstatiert werden könnte. Zum Teil kommen die Pegmatite als grössere und kleinere Gänge sowie als Stöcke, auch viele Kilometer vom Granitmassiv entfernt, vor. Die Breite und Richtung der grösseren Gänge exakt zu bestimmen, ist wegen mangelnder Entblössungen oft unmöglich. Die grösseren Vorkommen z. B. bei *Rajamäki* (südlich vom Dorfe *Torro*) sind unregelmässige Stöcke,

1) »Pegmatitgangene ved Moss.» G. F. F. Bd. V, S. 326.

»Die Min. der Syenitpegmatite etc.», Zr. f. Kr. Bd. 16, S. 226.

2) Vergl. *J. J. Sederholm*: »Om Granit och Gneis.» Bull. Comm. Geol. de Finlande N:o 23, 1907, S. 14—24.

3) *W. Ramsay* und *A. Ziliacus*: »Monazit von Impilaks.» Öfversikt af Finska Vet.-Soc. Förh. XXXIX, S. 58.

4) *Otto Trüstedt*: »Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See.» Bull. Comm. Geol. de Finlande. N:o 19, 1907, S. 85—93.

die über eine Fläche von 100—200 m² kleine Felsen zwischen den älteren Gesteinen bilden. Auch bei den kleineren einige cm bis vielen messenden Gängen ist weder ein regelmässiges Streichen noch Fallen konstatiert worden. Sie durchstreichen den älteren Gesteinsuntergrund in allen möglichen Richtungen.

Die *exogenen Kontakteinwirkungen* der Pegmatite waren im allgemeinen sehr gering. Die Grenze gegen das ältere Nebengestein ist scharf und oft auf weite Strecken geradlinig. Bei Härkäsaari z. B. läuft die schnurgerade Grenze ca. 100 m genau in derselben Richtung (N 60° E). Besonders auffallend ist dies übrigens, wenn ein solcher gerader Pegmatitgang die in einem Gneis oder Schiefer injizierten, durch Aufschmelzung verschwommenen und sonst unregelmässigen Gänge des grauen Amphibolgranits quer durchsetzt. Bruchstücke des Nebengesteins im Pegmatit sind sehr selten. In der Gegend von Sukula wurden einige schlierige, gebogene Glimmerschieferfragmente beobachtet. Auch in einem losen Blocke ca. 1.5 km westlich vom Dorfe Torro waren einige bis 20—30 cm lange Bruchstücke, von Glimmerschiefer eingeschlossen. Die Bruchstücke hatten nicht mehr das Aussehen des hier gewöhnlichen grauen, feinkörnigen Glimmerschiefers, sondern waren grösstenteils in ein grünliches, mittelkörniges Gestein umgewandelt, und von dünnen, nur einige mm messenden Pegmatitadern durchsetzt; schon makroskopisch, besonders in der Nähe der Adern waren sie reichlich turmalinführend. Im Dünnschliff kann man konstatieren, dass die dünnen Adern aus Quarz und Plagioklas mit Turmalin und Apatit bestehen. Nach der Lichtbrechung des Plagioklases $\epsilon > \gamma$; $\omega > \alpha$, und nach der maximalen Auslöschung in symmetrischen Schnitten zu urteilen, besitzt er eine Zusammensetzung = Ab₉ An₁. Kalifeldspat war wenigstens in dem untersuchten Dünnschliffe nicht anwesend, obgleich er im Pegmatit ringsum wie gewöhnlich entschieden vorherrschte. Apatit kommt als dicke, mikroskopische Prismen besonders im Albit vor. Turmalin ist am reichlichsten an den Salbändern der Ader vorhanden. Die metamorphosirte Glimmerschiefermasse besteht aus Quarz, Albit und Muscovit sowie auch aus braunem Turmalin. Dieser letztere ist deutlich vom Pegmatit her eingedrungen und dabei scheinen alle Bestandteile umkristallisiert worden zu sein. Der neugebildete Turmalin ist nämlich älter als der Muscovit und dieser wieder wenigstens teilweise vor dem Quarz und Feldspat ausgeschieden. Die sogar früher als Apatit gebildeten Turmalinkristalle zeigen ausgeprägt idiomorphe Begrenzung mit hemimorpher

Ausbildung: an dem einen Ende R und $-2R$, an dem anderen $-\frac{1}{2}R$, R und OR (Fig. 3, a.). Sie sind stark korrodirt und sogar siebartig durchlöchert. Die Korrosion war gelegentlich so kräftig, dass isolirte Kristallbruchstücke bis auf einen kleinen, gerundeten Rest und eine letzteren umgebende trübe Substanz verschwunden sind. Nach und während der Korrosion wurden die Turmalinkristalle zerbrochen, so dass die verschiedenen Teile eines Kristalls oft ganz isolirt von einander liegen (vergl. Fig. 3). Auf den Bruchstücken des braunen *älteren* Turmalins hat sich in der Richtung der Haupt-

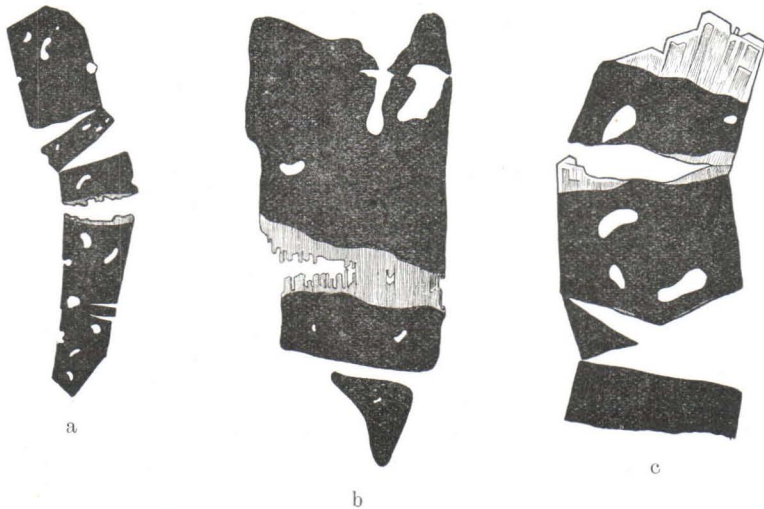


Fig. 3. Zerbrochene und korrodirt Kristalle des braunen Turmalins (schwarz) mit blauem, jüngerem Turmalin (gestrichelt).
Vergr. bei a 30 \times , bei b 400 \times , bei c 200 \times .

axe ein schön blauer und durchsichtiger, *jüngerer* Turmalin in paralleler Orientirung zum älteren abgesetzt (Fig. 3 b, c.). Er bildet skelettartige Gruppen und erscheint deutlich als eine spätere Bildung, besonders dadurch, dass da, wo er sich an den Enden zweier benachbarter, zu einander gehöriger Bruchstücke abgesetzt hat, die Unebenheiten der letzteren nicht mehr in einander passen. Es wäre wohl nicht zu gewagt anzunehmen, dass die von dem braunen, älteren Turmalin korrodirt Substanz nachher mit vielleicht etwas abweichender Zusammensetzung wieder als blauer, jüngerer Turmalin auskristallisirte. Analoge Erscheinungen zweier Turmalin-Generationen

hat *F. H. Butler* ¹⁾ in den kaolinisirten Graniten (*Luxullianit*) von Cornwall beschrieben. Der primäre ältere Turmalin, der auch hier braun ist, wurde korrodirt und teilweise zerstört; später wurde durch pneumatolytische Prozesse eine jüngere Turmalin-Generation gebildet. Aus dem obigen dürfte hervorgehen, dass das Schieferbruchstück im Pegmatitmagma vollständig umkristallisiert wurde und vielleicht sogar geschmolzen war, weil die Korrosion und Zerbrechung des älteren und die Bildung des jüngeren Turmalins in einer festen Masse kaum möglich gewesen wäre. Dabei blieb wohl die Schiefermasse relativ viskos, was gerade die Zerbrechung der Turmalinkristalle verursachte.

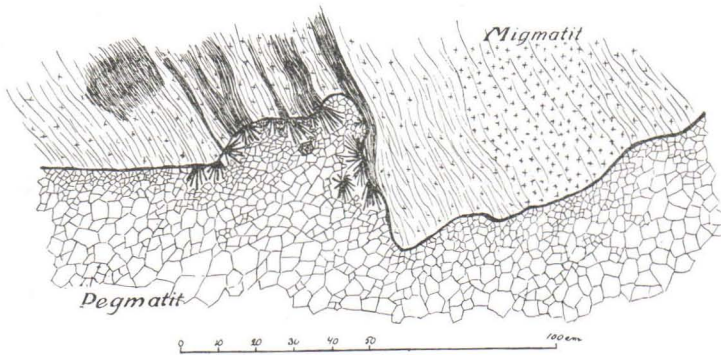


Fig. 4. Resorptionserscheinung in Migmatit. Mosaholmen, Hiittis.

Übrigens war die Einwirkung der Pegmatite in Tammela auf die älteren Gesteine, wie schon oben erwähnt, sehr gering. Dasselbe ist im allgemeinen auch bei anderen Vorkommen in Finnland der Fall, die der Verf. besucht hat. Eine interessante Aufschmelzungserscheinung mag hier zum Vergleich beschrieben werden. In dem westlichen Teil der kleinen Insel, *Mosaholmen*, im Dorfe *Kasnäs*, Kirchspiel *Hiittis*, durchsetzt ein scharf begrenzter, ca. 1.5 m breiter Pegmatitgang einen migmatitischen ²⁾ Gneis, quer zu seiner Streichungsrichtung. Der ganz gerade Pegmatitgang zeigt an einer Stelle, wo der Gneis besonders reichlich aus femischen Mineralen: Biotit und Amphibol

¹⁾ *F. H. Butler*: »Kaolinization and other Changes in West of Englands Rocks.» *Min. Mag.* Vol. XV, n.º 69, 1908. S. 128—146.

²⁾ Vergl. *J. J. Sederholm*: »Om Granit och Gneis.» l. c. S. 88.

bestehende Bänder enthält, eine tiefe Ausbuchtung (Fig. 4) in den Gneis hinein. In dieser Ausbuchtung und gerade an den Enden der Biotit-Amphibolbänder des Gneises sind radialblättrige bis zu 10 cm grosse Biotit- und Muscovitgruppen abgesetzt. Da der Pegmatitgang an anderen Stellen beinahe nur aus Quarz und Feldspat besteht, und nur ganz wenig Biotit und Muscovit enthält, so würde die richtigste Erklärung für Obiges darin zu finden sein, dass das Pegmatit-magma den Migmatit an den femischeren Stellen besser als an den granitischen Stellen assimiliren konnte, und dass die assimilierte Substanz nachher wieder an derselben Stelle ausgeschieden wurde.

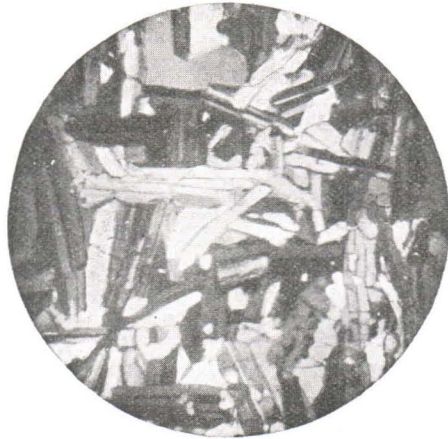


Fig. 5. Albitaplit mit ophitischer Struktur. Härkäsaari.
Nicols +. Vergr. 15 ×.

Die *endogenen Kontakterscheinungen* in den Pegmatiten sind ebenfalls nicht sehr umfangreich. Im allgemeinen bestehen sie nur darin, dass die Korngrösse der Pegmatite einige cm bis dm vom Kontakte geringer wird, ohne dass das Gestein eine Änderung in der Zusammensetzung aufweist. In Härkäsaari sieht man längs der bis zu 100 m langen, schnurgeraden Grenze gegen den hier anstehenden Plagioklasporphyrit einen 5—10 cm breiten, durch seine braune oder schwarze Farbe deutlich hervortretenden feinkörnigen Saum, der allmählich in den normalen Pegmatit übergeht. Im Dünnschliff sieht man, dass dieses Kontaktgestein hauptsächlich aus *Albit* mit Quarz und *Apatit* besteht. Der Mikroklinperthit, obgleich Hauptbestandteil der normalen Pegmatite, ist nur sehr spärlich vor-

handen. *Der Albit* ist als schmale, bis 2 mm lange, kreuz und quer gehende Leisten ausgebildet, deren Zwischenräume der Quarz ausfüllt. Dadurch entsteht eine Struktur (Fig. 5), die lebhaft an die ophitische Struktur der Diabase erinnert. Der Albit ist wie gewöhnlich nach dem Albit-, sowie auch nach dem Karlsbadergesetz schön verzwillingt. Die Lichtbrechung, mit Quarz verglichen, ist:

$$\varepsilon > \gamma; \omega > \alpha$$

An einem Karlsbaderzwilling, der parallel (010) getroffen war (der Winkel zwischen den basischen Spaltrissen war 128.5°), betrug der Aus-



Fig. 6. Gänge von Albitaplit in Amphibolgneis. Punktirte Felder bezeichnen turmalinisirte Stellen. Kietyönmäki. Massstab. 1:30.

löschungswinkel mit den betreffenden Spaltrissen nach (001) 18° . Der Albit ist also sehr rein und enthält nur ca. 5—6 % Anorthit. Sowohl im Albit und Quarz eingeschlossen als auch zwischen den verschiedenen Körnern treten sehr reichlich mikroskopische Apatitkristalle auf. Ausserdem kommt der Apatit unmittelbar am Salband angereichert vor, wo er eine 2—3 mm breite, ganz aus rundlichen Apatit-Säulen bestehende Zone bildet, die besonders in gewöhnlichem Lichte durch die relativ hohe Lichtbrechung des Apatits hervortritt. Dazu sieht man noch spärlich *Muscovit*, *Spinell* und *Heterosit*.¹⁾ Die dunkle Farbe des Gesteins ist von einem halbmatt glänzenden,

¹⁾ Vergl. bei Heterosit.

schwarzen Beschlag verursacht, der sekundär in die Sprünge eingedrungen ist. Qualitative Proben ergaben deutliche Reaktionen auf Mangan, wonach dieser Beschlag aus einer durch Verwitterung des Heterosits entstandenen Manganverbindung (Pyrolusit?) bestehen dürfte. Ein analoges Gestein kommt selbständig bei Kietyönmäki, ca. 3 Kilometer westlich vom Dorfe Torro vor. Hier haben wir nämlich gar nicht den normalen, überwiegend Kalifeldspat führenden Pegmatit, sondern die gebogenen, von einigen cm bis 0.5 m breiten Gänge (Fig. 6) in dem hier anstehenden Amphibolgneise werden nur von einem weissen, aplitischen, feinkörnigen Gestein gebildet, das hauptsächlich aus *Albit* mit wenig *Quarz* und *Kalifeldspat* besteht. Akzessorisch sind ein *blauer Turmalin*, *Muscovit*, *zweierlei Apatit*, *Spodumen*, *Triphylin* und *Heterosit* (durch Umwandlung aus *Triphylin* entstanden) anwesend. Die Lichtbrechung *des Albits* nach der Beckeschen Methode ist:

$$\begin{aligned} \epsilon &> \alpha; \omega > \gamma \\ \epsilon &> \gamma; \omega > \alpha \end{aligned}$$

und die Auslöschungswinkel in einem Schnitt \perp (001) und (010) 12° , wonach ihm dieselbe Zusammensetzung wie dem von Härkäsaari, nämlich $\text{Ab}_{95} \text{An}_5$, zukommt. Der *Albit* ist auch hier als dünne kreuz und quer laufende Leisten ausgebildet, die idiomorph in die mit *Quarz* gefüllten, eckigen Zwischenräume hineinragen. — Der *Kalifeldspat* ist teils gitterlamellirter, teils einfacher *Mikroclin*, und bildet hier und da grössere, bis 10 cm messende, unregelmässige Stücke in der feinkörnigen *Albit*masse. Der *Mikroclin* führt nur spärlich perthitische *Albitschnüre*, enthält dagegen reichlich etwas korrodirt Albitleisten in sich eingeschlossen und ist also später als der *Albit* auskristallisiert. Nach einer Alkalibestimmung ist die Zusammensetzung des *Mikroklins* (vergl. S. 66):

86.18 %	Kalifeldspat
13.82 %	Albit (+ An)
100.00 %	

Der *Apatit* kommt teils als zahlreiche, mikroskopische, farblose Nadeln in den Feldspäten und im *Quarz* vor, teils ist er grüngefärbt (*Manganapatit*) und bildet mit dem blauen *Turmalin* unregelmässige, bis einige cm messende Gruppen mit Implikationsstruktur. Die

Menge des Apatits ist an gewissen Stellen beträchtlich, sogar mehrere Prozente. Der *Turmalin* ist auch lokal, besonders an den Salbändern der Gänge und in kleinen Trümmern des Nebengesteins angereichert. Dieser und die anderen seltenen Minerale: Spodumen, Triphylin und Heterosit werden im speziellen Teil näher beschrieben. Die Zusammensetzung des Gesteins bei Kietyönmäki ist also im höchsten Grade von derjenigen der normalen Pegmatite in Tammela verschieden und weil er auch von diesen ganz isolirt auftritt, so wurde er zuerst als ein besonderes, vielleicht zu den mehr plagioklashaltigen, älteren Graniten gehörendes Ganggestein aufgefasst. Weil die Zusammensetzung und Struktur des Gesteins bei Kietyönmäki und des Kontaktgesteins bei Härkäsaari bis in die Einzelheiten dieselben sind, so kann man nicht daran zweifeln, dass ersteres eben so gut wie letzteres zu den Pegmatiten gehört.— Beide sind durch einen überwiegend hohen Gehalt an Albit und daneben durch die Anwesenheit von Mn-, P- und Li-führenden Mineralen (Spodumen, Triphylin, Heterosit, Apatit) gekennzeichnet¹⁾. Beide haben auch die charakteristische, ophitische Struktur der Diabase. Das Kontaktgestein bei Härkäsaari ist deutlich durch Differentiation entstanden. Eine Assimilation des Nebengesteins kann dort nämlich nicht nachgewiesen werden. Übrigens ist die Entstehung dieses natriumreichen und relativ sauren Kontaktsaums durch Assimilation schon deswegen ausgeschlossen, weil das Nebengestein ein metamorphosirter, basischer Plagioklasporphyrit ist, der hauptsächlich aus einem grünen Amphibol und einem Plagioklas mit der Zusammensetzung $Ab_1 An_3$ besteht. Die mikroskopische Beschaffenheit des Plagioklasporphyrits, auch unmittelbar am Kontakte, zeigt keine Spuren von Aufschmelzung. Wenn das Kontaktgestein bei Härkäsaari also durch Differentiation aus dem Pegmatitmagma entstanden ist, so ist es natürlich, auch die Entstehung des Gesteins bei Kietyönmäki auf dieselbe Ursache zurückzuführen. Die Differentiation ist nur an letztgenannter Stelle in grösserem Masstabe und wahrscheinlich in den unter der Schieferdecke befindlichen Pegmatitmassen vor sich gegangen, von wo die Differentiationsprodukte in die Schieferhülle injizirt wurden.

1) Eine Anreicherung von Na, Li und gelegentlich auch von P in den Pegmatiten von Maine wird von *Edson S. Bastin* mitgeteilt; U. S. G. S. Bull. 445, 1911, S. 21. Der Lithiumpegmatit auf der Insel Utö in Schweden scheint eine andere Mineralzusammensetzung zu besitzen. Vergl. *P. J. Holmqvist*: G. F. F., 32, 1910, S. 867.

Die Mineralzusammensetzung und Struktur der Pegmatite.

Die Hauptmasse der Pegmatite besteht aus:

Kalifeldspat (Mikroclinperthit),
Quarz und
Albit.

Neben diesen kommen:

Muscovit,
Biotit,
Turmalin und
Beryll

in wechselnden Mengen vor. Nur akzessorisch, mehr oder weniger selten sind noch in den Tammela—Pegmatiten folgende Minerale beobachtet worden:

Adelpholith,
Ainalit,
Andalusit,
Apatit,
Arsenkies,
Columbit,
Chrysoberyll,
Gigantolith,
Granat,
Heterosit,
Ilmenit,
Lepidolith,
Löllingit,
Spodumen,
Tapiolith (Tantalit),
Triphylin,
Triplit.

Die näheren Beschreibungen werden für den speziellen Teil reservirt. Das von *I. Nordenskjöld* ¹⁾ mitgeteilte Verzeichnis über die Pegmatitminerale von Tammela ist unvollständig, wie aus einem Vergleich mit dem Obigen hervorgeht.

1) *I. Nordenskjöld*: Bull. Geol. Inst. Uppsala, IX, S. 191.

Die relativen Mengen der obenerwähnten Hauptbestandteile: Mikroklinperthit, Quarz und Albit schwanken bei verschiedenen Vorkommen nur in engen Grenzen. Wegen der riesigen Korngrösse ist es nicht möglich, diese Mengen exakt zu messen, sondern man ist genötigt, die *relativen* Mengen nur schätzungsweise anzugeben. So sieht man, dass der Gehalt an Mikroklinperthit in den Pegmatiten offenbar grösser ist als in dem mit ihm zusammengehörigen, roten Mikroklingranit. Diese Verschiedenheit ist nun aber wenigstens zum Teil nur scheinbar, denn, der Mikroklinperthit der Pegmatite enthält über 30 % Albit gegen 16 % im Granit (vergl. S. 66). Wenn man bedenkt, dass die Menge des Mikroklinperthits in Pegmatiten sicher über 50 % und wahrscheinlich sogar über 60 % beträgt, so könnte diese Verschiedenheit durch die von Mikroklin aufgenommene Albitmenge wohl teilweise ihre Erklärung finden. Auch im Pegmatit selbst begegnet man in kleinerem Massstabe analogen Schwankungen, die der Verf. aus den gleichen Gründen erklären möchte. In den Vorkommen bei Pakkalanmäki und Heponiitynmäki ist nämlich die Albitmenge im Pegmatit offenbar etwas grösser als in denen von Härkäsaari. An erstgenannten beiden Lokalitäten enthält der Mikroklinperthit 28.91 bzw. 29.84 % Ab, bei Härkäsaari 31.53—32.83 % Ab. Wird diese 2—3 % betragende Differenz der Ab-Menge in 60 % Mikroklinperthit auf die ganze Pegmatitmasse (=100 %) reduziert, so ist sie immerhin über 1 % und müsste als eine Zu- oder Abnahme an Albit im Pegmatit wohl bemerkbar werden.— Deutliche Schwankungen in der Quarzmenge sind nicht beobachtet worden. Wo der Pegmatit gelegentlich besonders grobkörnig ist, bildet selbstverständlich auch der Quarz grössere Massen, ohne dass seine relative Menge dabei grösser wäre. Reine Quarzgänge, wie sie oft im Zusammenhang mit Pegmatiten vorkommen, hat der Verf. in Tammela nicht beobachtet.

Viel deutlicher als die obigen Schwankungen kann man die grösseren oder kleineren Mengen an Muscovit, Biotit und Turmalin nachweisen, und zwar führen die Pegmatite im allgemeinen entweder viel Glimmer, hauptsächlich Muscovit, und wenig Turmalin, z. B. bei Härkäsaari und Sukula, oder viel Turmalin und wenig Glimmer, z. B. bei Rajamäki und Heponiitynmäki. Ganz bestimmte Gesetzmässigkeiten wurden hier jedoch nicht beobachtet.

Noch weniger regelmässig ist das Vorkommen der seltenen, akzessorischen Minerale. Die meisten scheinen keine bestimmte Mineralassoziation zu bevorzugen. Das Vorkommen der Li-, Mn- und P-führenden Minerale ist hauptsächlich auf die durch Differentiation

entstandenen, natronreichen Kontaktgesteine (vergl. S. 16) beschränkt. Die ergiebigsten Fundstellen der seltenen Minerale werden am besten im speziellen Teile bei den betreffenden Mineralen angegeben.

Die *Korngrösse* ist, wie gewöhnlich bei den Pegmatiten an verschiedenen Vorkommen und bei verschiedenen Mineralen sehr schwankend. Durchgehends bildet der *Mikroklinperthit* die grössten Individuen, deren Dimensionen z. B. in Härkäsaari bis 0.50—0.75 m betragen. Dagegen ist der *Albit* gar nicht so grobkörnig ausgeschieden und erreicht selten eine Korngrösse von 15—20 cm. Der Quarz bildet oft bis 0.5 m messende Klumpen, von deren Einheitlichkeit man natürlich nicht versichert werden kann. *Muscovit* und *Biotit* kommen

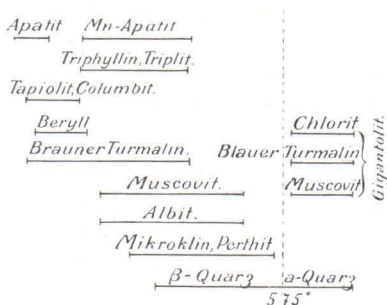


Fig. 7. Graphische Darstellung über die Ausscheidungsfolge der wichtigsten Minerale in dem Pegmatit.

oft (mit einander parallel verwachsen, vergl. unter diesen) als dicke Tafeln mit einem Durchmesser von annähernd 10 cm vor. Die grössten *Turmalin*- und *Gigantolith*-kristalle sind 10—15 cm lang und 5—7 cm im Durchmesser, gewöhnlich jedoch kleiner. Der *Beryll* kann auch dieselben Dimensionen erreichen.

Wie die Korngrösse, so wechseln auch die *Kristallisationsfolge* und die Entwicklung der *Kristallbegrenzung* sowohl an verschiedenen Lokalitäten als auch bei einzelnen Mineralen innerhalb weiter Grenzen. *Tantalit*, *Granat*, *Beryll* und natürlich auch der als mikroskopische Nadeln vorkommende *Apatit* sind überall zuerst ausgeschieden und zeigen mehr oder weniger vollständig idiomorphe Formen. Das gilt im allgemeinen auch für Turmalin und Gigantolit; bei Heponiitymäki ist der erstere zum Teil gleichzeitig mit Feldspat und Quarz auskristallisiert und bei Rajamäki besitzen die zwar prismatisch entwickelten Turmalinindividuen nicht Kristallflächen,

sondern zeigen negative Druckfiguren, was auch auf der zuletzt gleichzeitig stattgefundenen Kristallisation der umgebenden Feldspat-Quarz-Masse beruht (vergl. bei Turmalin S. 83). Biotit und Muscovit sind entweder früher als oder gleichzeitig mit den Feldspäten und dem Quarz gebildet. Der Muscovit zeigt oft idiomorphe Begrenzung mit dem gewöhnlichen, rhomboidalen Durchschnitt. Von den im allgemeinen zuletzt ausgeschiedenen Bestandteilen, Mikroklin, Plagioklas und Quarz, sind nur die beiden ersteren gelegentlich mit idiomorphen Formen auskristallisiert. Dies ist besonders bei Pakkalanmäki der Fall. Die selten ringsum ausgebildeten, weissen Albit-

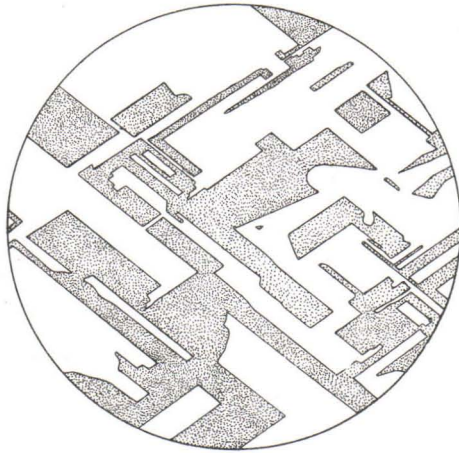


Fig. 8. Die Zwillingsstruktur von α -Quarz auf einer geätzten Fläche parallel (0001), mit Abbeschem Zeichenapparat abgebildet. Härkäsaari. Vergr. 43.

kristalle sind hier im roten Mikroklinperthit oder Quarz eingeschlossen. Auch in Dünnschliffen aus Mikroklinperthit sieht man oft kleine, rundliche Albitkörner, nie aber umgekehrt. Die Ausscheidungsfolge der Feldspäte und des Quarzes wird also weder im Pegmatit noch im Granit (vergl. S. 10) durch das Eutektikum allein, sondern wahrscheinlich auch durch die Kristallisationsgeschwindigkeit ¹⁾ geregelt, die beim Plagioklas grösser als beim Mikroklin war. Die Ausscheidungsfolge der wichtigsten Bestandteile ist durch die Figur 7 graphisch

¹⁾ Vergl. C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie, Bd. I, 5. S. 794, Leipzig 1912.

dargestellt. Die schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Mikroklin ist sehr allgemein, eine solche von Quarz und Plagioklas dagegen in Tammela nicht beobachtet worden. Seines besonderen Interesses wegen wird der Schriftgranit später näher beschrieben.

Für die Beurteilung der Bildungsverhältnisse, besonders für die der Temperatur giebt das Auftreten der α - und β -Modifikationen des Quarzes als primäre Bestandteile gewisse Ausgangspunkte. Der Umwandlungspunkt dieser zwei Modifikationen liegt nach den genauen Untersuchungen von *O. Mügge*,¹⁾ *F. E. Wright* und *E. S. Larsen*,²⁾ *F. Rinne* und *D. Kolb*³⁾ bei 575° C. Die Umwandlung ist enantiotrop und

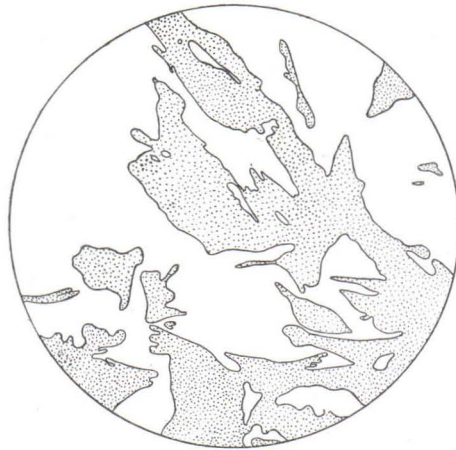


Fig. 9. Die Zwillingstruktur bei umgewandeltem β -Quarz. Geätzte Fläche nach (0001). Mit Abbeschem Zeichenapparat abgebildet. Härkäsaari. Vergr. 12.

folglich existirt der Quarz bei gewöhnlicher Temperatur nur in der unterhalb 575° C. stabilen α -Modifikation. Trotzdem besitzt der Quarz, der oberhalb 575° C. gebildet oder erhitzt ist, Eigenschaften⁴⁾

1) *O. Mügge*: »Ueber die Zustandsänderung des Quarzes bei 570°» N. J. f. Min. Festband 1907. S. 181.

2) *F. E. Wright* und *E. S. Larsen*: »Quartz as a Geologic Thermometer.» Am. Journ. of. Science, Vol. 27, 1909, S. 421.

3) *F. Rinne* und *R. Kolb*: N. J. f. Min. 1910. S. 2, 138 und Centrbl. f. Min., 1911. S. 65.

4) *Wright und Larsen*: l. c.

wodurch es möglich ist, ihn von dem primären α -Quarz zu unterscheiden. Beim Fehlen der Kristallform, wie in Tammela, ist von diesen Eigenschaften die durch Ätzung hervorgerufene Beschaffenheit der Zwillingstruktur entscheidend. Die Zwillingsgrenzen sind nämlich bei einem primären α -Quarz scharf, geradlinig, lamellenartig und nach bestimmten kristallographischen Richtungen orientirt (Fig. 8), bei einem Quarz dagegen, der aus der β zu der α -Modifikation umgewandelt ist, sind die Zwillingsgrenzen ganz unregelmässig und ohne kristallographische Orientirung (Fig. 9). Um die Pegmatitquarze von Tammela in dieser Hinsicht zu prüfen, hat der Verf. Platten aus denselben, sowohl schief, als auch senkrecht zur optischen Axe geschliffen. Die letzteren hat der Verf. in möglichst richtiger Orientirung in der Weise erhalten, dass er zuerst eine Hilfsplatte nach Splittern orientirt verfertigte und die Neigung der optischen Axe gegen ihre Normale in einem gewöhnlichen Axenwinkelapparat bestimmte, wonach der schliesslichen Platte die richtige Orientirung gegeben werden konnte. Vor dem Ätzen wurden alle zur optischen Axe winkelrechten Platten auf ihre Zirkularpolarisation geprüft. Alle (12 St.) waren linksdrehend und Zwillinge von links- und rechtsdrehendem Quarz wurden nicht beobachtet. Das entspricht wohl der Vermutung Mügges¹⁾, dass die pyrogenen Quarze eines Eruptivgesteins, die ja alle aus demselben Magma entstanden sind, entweder links- oder rechtsdrehend sein müssen und dass nur aus wässerigen Lösungen, deren Zusammensetzung vielfachen Veränderungen ausgesetzt ist, sowohl links- als auch rechtsdrehende Quarze gebildet werden könnten. Durch eine optische Untersuchung vor dem Ätzen wurde auch konstatiert, dass die Platten einheitlich waren. Nach der Ätzung mit Flusssäure konnten die für die primäre β -Modifikation charakteristischen, unregelmässigen Zwillingsgrenzen in folgenden Proben konstatiert werden: *Rauchquarz*, reichlich Sprünge enthaltend, als grosse Massen um Gigantolithkristalle (Fig. 9), *Härkäsaari*; *Schriftgranitquarz*, *Härkäsaari*; *Rauchquarz*, mit Feldspat und Turmalin, *Rajamäki*; klar durchsichtiger Quarz in den Feldspäten eingeschlossen und diese umgebend, *Pakkalanmäki*; kleine Quarzkörner aus dem Albitaplit bei *Kietyönmäki*. Die Eigenschaften des primären α -Quarzes zeigte ein *Rosenquarz* von *Pakkalanmäki*, der hier die Mitte des Pegmatitganges bildet und Feldspatkristalle in sich einschliesst, sowie kleine Quarzkörner aus einer bei *Härkäsaari* vorkommenden,

¹⁾ l. c. S. 195.

feinen, sericitähnlichen Muscovitmasse, die, wie später gezeigt werden soll (vergl. unter Gigantolith), erst nach der Kristallisation des Mikroklin aus diesem durch pneumatolytische Verwitterung gebildet sein dürfte. Die Platten aus dem Rosenquarz von Pakkalanmäki waren entweder ganz einheitlich oder zeigten schmale, gerade, unter einander parallele Lamellen. Die Platten aus den kleinen Körnern besaßen eine sehr regelmässige Zwillingstruktur, deren Aussehen wohl am besten aus der beigefügten Abbildung (Fig. 8) hervorgeht. — Zum Vergleich wurde noch aus einem Bergkristall von Pisavuori ¹⁾, welcher Trapezoederflächen besaß und also sicher primärer α -Quarz war, eine Platte senkrecht zur c-Axe geschliffen. Die Platte war rechtsdrehend und optisch einfach. Nach Ätzung wurden nur nahe an einer Ecke schmale und gerade, mit zwei Prismenflächen parallele Zwillinglamellen sichtbar, die im höchsten Grade denjenigen im Rosenquarz von Haiponmäki glichen. — Aus Obengesagtem kann man folgende Schlüsse ziehen: Der grösste Teil des Quarzes und folglich auch alle anderen vor oder gleichzeitig mit ihm auskristallisierten Bestandteile der Pegmatite sind oberhalb 575° gebildet. Unterhalb dieses Punktes sind nur ein kleiner Teil des Quarzes und wahrscheinlich noch die durch die pneumatolytische Verwitterung von Turmalin und Feldspat entstandenen Minerale (vergl. unter Gigantolith), Gigantolith, jüngerer Turmalin und Muscovit, gebildet. Der Rosenquarz bei Haiponmäki ist keine sekundäre Ausfüllung in einem vorher fertiggebildeten Pegmatitgange, sondern offenbar bei der sinkenden Temperatur aus dem Pegmatitmagma kontinuierlich in die Gangmitte auskristallisiert, wo er die früher ausgeschiedenen Feldspäte umschliesst. Auch die Bildung der obenerwähnten, durch Pneumatolyse unterhalb 575° entstandenen Minerale kann nicht durch grössere Zeiträume von der eigentlichen Verfestigung des Pegmatitmagmas getrennt sein, denn das Entweichen der pneumatolytischen Gase muss natürlich mehr oder weniger unmittelbar nach der Verfestigung des Pegmatitmagmas stattgefunden haben. Zu analogen Resultaten über die Bildungsverhältnisse der Pegmatite ist schon früher *E. S. Bastin* ²⁾ auf Grund der obenerwähnten Untersuchungen von *Wright* und *Larsen* gekommen. Hierbei besaß nämlich der mit Feldspat und Glimmermineralen kristallisierte Quarz die Eigenschaf-

¹⁾ Über Bergkristalle von Pisavuori in Finnland hat G. Flink eine kristallographische Untersuchung veröffentlicht. Aus 20 Kristallen waren 16 Linksquarz, die übrigen Rechtsquarz. G. F. F., 30, 1908, S. 338.

²⁾ l. c., vergl. auch Journ. Geol. vol. 18, n.o 4. 1910. S. 297—320.

ten der β -Modifikation. Die reineren Quarzmassen, besonders der Rosenquarz und die in Hohlräumen mit Edelsteinmineralen vorkommenden Bergkristalle waren dagegen sicher als primärer α -Quarz kristallisiert. —

Ogleich die Pegmatite von Tammela sicher archaischen Alters ¹⁾ sind, so zeigen sie doch nur relativ geringe Spuren von Metamorphose. Diese sind nämlich nur auf eine schwach undulirende Auslöschung beim Quarz beschränkt, die übrigens teilweise infolge der Spannungen entstanden sein kann, welche die Umwandlung des Quarzes aus der β - zu der α -Modifikation hervorgerufen hat. Der Plagioklas zeigt nur ganz selten gebogene Zwillingslamellen. In welchem Grade die Zerbrechung der Beryll-, Turmalin- und Gigantolithkristalle als ein Beweis für Druckmetamorphose gelten kann, ist schwer zu sagen, weil sie in vielen Fällen sicher schon in der magmatischen Phase stattgefunden hat. (Vergl. S. 84).

Die Pegmatite sind bis zur Tagesoberfläche ganz frisch, was in Ländern, wie Finnland, allgemein ist, deren Felsen erst vor relat. kurzer Zeit durch die quartären Eismassen reingeschliffen worden sind.

Die schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Feldspat.

Die schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Feldspat ist in den Pegmatiten von Tammela sehr verbreitet. Der Feldspat des Schriftgranits ist hier immer nur Kalifeldspat (Mikroklinperthit), nie aber Plagioklas. Das ist auch in allen anderen von dem Verf. besuchten Pegmatitvorkommen im südwestlichen Finnland der Fall, ausser in denjenigen von Kuusmilu, Orijärvi, im Kirchspiel Kisko, wo auch der Albit schriftgranitisch mit Quarz verwachsen ist.

Das Vorkommen des Schriftgranits ist kein regelmässiges und nicht auf bestimmte Teile der Gänge beschränkt. Seine Bildung gehört natürlich zu der spätesten Ausscheidungsperiode in den Pegmatiten, ist aber im allgemeinen nicht später als der rein auskristallisierte Quarz und die Feldspäte gebildet. Die wesentlichen Bestandteile, Quarz, Mikroklinperthit und Schriftgranit, wenn man auch diesen als einen »Bestandteil« auffasst, bilden ein »eugranitisches Gemenge«, wo keinem eine spätere Ausscheidung zuzuschreiben ist.

¹⁾ Vergl. *Sederholm*: Eine arch. Sedimentform. S. 217.

Ein und dasselbe Feldspatindividuum kann nicht nur ein, sondern mehrere, aus mit einander parallel orientirten Quarzstengeln aufgebaute Systeme beherbergen. Sehr oft ist auch nur ein Teil eines Feldspatindividuums mit Quarzstengeln erfüllt, während der übrige Teil frei davon ist. Die Grenzen der schriffgranitisch ausgebildeten Partien gegen den reinen Feldspat sind oft ganz scharf, und die Grenzflächen können sowohl eben, als auch sphärisch sein. In zwei Handstücken waren die scharfen und geraden Grenzlinien auf den Spaltflächen nach (001), (010) und (110) so orientirt, dass die Begrenzungsfläche einer steilen, negativen Pyramidenfläche anscheinend parallel sein dürfte. Der Winkel, den die Begrenzungslinie auf (010) gegen (001) macht, ist ca. $+ 80^\circ$. In einem dritten Handstück sind die Begrenzungslinien auf den drei Spaltflächen nicht geradlinig, sondern, einer sphärischen Begrenzungsfläche entsprechend, bogenförmig. Die Quarzindividuen sind im allgemeinen stengelig und dabei nahezu senkrecht zur Begrenzungsfläche orientirt. Im Querschnitt zeigen sie entweder die bekannten, an hebräische Buchstaben erinnernden, oder ganz unregelmässige und wie »resorbirte« Umrisse. Die gegenseitige Orientirung von Quarz und Feldspat scheint hier keine gesetzmässige zu sein, wie sie von einigen Autoren ¹⁾ beschrieben worden ist. In einigen Dünnschliffen nach (001) des Feldspats von zwei Handstücken (Härkäsaari und Heponiitynmäki) war der Winkel zwischen der kleineren Elastizitätsrichtung des Quarzes und der Kante (001) : (010) des Feldspats -45° , bzw. -41° , in zwei anderen nach (010) des Feldspats orientirten Dünnschliffen war der entsprechende Winkel $+ 30^\circ$ resp. -45° . Diese Winkel entsprechen nicht bestimmten, kristallographischen Richtungen bei den Komponenten. Nur in dem obenerwähnten Albitschiffgranit von Kuusmiilu scheint die Orientirung gesetzmässig zu sein. In einem Dünnschliffe nach der basischen Spaltbarkeit des Feldspats war die Auslöschung der Quarzindividuen zu den Spaltrissen nach (010) parallel und die kleinere Elastizitätsrichtung des Quarzes war senkrecht zu dieser. In einem Präparat nach (010) des Feldspats zeigten die Quarzindividuen das Axenbild mehr oder weniger zentriert. Dementsprechend ist die Hauptaxe der Quarzstengel zu der Normalen zu (010) oder der b-Axe des Feldspats parallel orientirt, was nicht mit Sicherheit festzustellen war, weil der Quarz sehr stark undulirende Auslöschung besass und sogar in etwas verschieden orientirte Felder zerteilt war.

¹⁾ A. G. Högbom: Bull. Geol. Inst. Uppsala. III, S. 434.

Der Schriftgranit wird bekanntlich als das beste Beispiel einer gleichzeitigen Kristallisation zweier Minerale angesehen. Das quantitative Verhältnis Quarz : Feldspat hat der Verf. nach der Methode *Rosival's* ¹⁾ »über geometrische Gesteinsanalyse« bestimmt. Die eventuellen Fehler in der chemischen Analyse werden nämlich, wie *Vogt* bemerkt, bei der Umrechnung der freien Si O₂-Menge auf Grund der Analysenwerte für K₂O, Na₂O und CaO beträchtlich vergrößert. Auch besitzen die Feldspäte selten genau die theoretische Zusammensetzung, wie sie hierbei vorausgesetzt wird. Ausserdem, dass die Methode *Rosival's* viel einfacher ist, dürfte nach dieser auch eine grössere Genauigkeit erreicht werden. Die Fehler werden nämlich um so kleiner, je länger die gemessenen Indikatorlinien sind. Wenn diese 100 Mal grösser als die mittlere Korngrösse sind, betragen die Fehler der Methode (Beobachtungsfehler nicht mitgerechnet) nach *Rosival* ± 1 %. Der Verf. hat an grösseren Handstücken ebene Flächen angeschliffen, auf welchen zwei, einander kreuzende Systeme von parallelen Linien gezeichnet und längs diesen die respektiven Indikatorlängen mit Zirkel und Massstab gemessen wurden. Bei zu kleinem Korn wurde noch eine Lupe angewendet. Die auf diese Weise ermittelten Indikatorlängen geben direkt das Volumenverhältnis von Feldspat und Quarz und, mit den bezüglichen spez. Gewichten multipliziert, das Gewichtsverhältnis. Der mittleren Korngrösse entsprechend, wurden so lange Linien gemessen, dass die Fehler theoretisch durchgehends weniger als 0.25 % betragen dürften. Hierbei sind die direkten Beobachtungsfehler nicht mitgerechnet. Diese sind jedoch nicht beträchtlich und ausserdem nicht gleichsinnig. Zur Kontrolle wurden die Summen der für Quarz und Feldspat gesondert und die direkt gemessenen Längen an den betreffenden Indikatorlinien verglichen. Die Differenzen betragen bis 2 mm, sehr selten bis 4 mm; die einzelnen Indikatorlinien waren durchschnittlich 100 mm lang. Die ermittelten Werte für Quarz und Feldspat wurden gleichmässig durch diese Differenzen korrigirt. Die Fehlerquelle bei dieser Methode, auf welche *Becke*²⁾ aufmerksam gemacht hat, die von der verschiedenen Lage der Begrenzungsflächen zwischen den Bestandteilen herührt und im durchgehenden Lichte u. d. M. in Rechnung genommen werden soll, kommt hier, wo die Messung auf einer Fläche ausgeführt wird, nicht in Betracht. Um wieder zu prüfen, in welchem Grade

¹⁾ *A. Rosival*: Verh. d. geol. Reichsanstalt, 1898. S. 143.

²⁾ *F. Becke*: T. M. P. M. Bd. 27, 1908, S. 386.

die Messungen auf nur einer Fläche der wirklichen Zusammensetzung des Schriftgranits entsprechen, hat der Verf. auf drei Handstücken auch an ihrer gegenüberliegenden Seite eine Fläche angeschliffen und auf dieser die Messungen wiederholt. Die Differenzen, welche auf den beiden Flächen eines Handstückes *weniger als 1 % betragen*, sind teils den Beobachtungsfehlern, teils der inhomogenen Beschaffenheit des Schriftgranits zuzuschreiben.

Die Resultate sind hier (Tab. I) unten zusammengestellt. Das Verhältnis Quarz : Feldspat ist in Gewichtsprozenten berechnet und die auf den zwei verschiedenen Flächen ermittelten Verhältnisse dabei zum Vergleich mitgenommen worden.

Tab. I.

Probe	Feldspat gew. %	Quarz gew. %	Zusammensetzung das Feldspats	Molekular- verhältnis Feldspat: Quarz
N:o 1 Heponiitynmäki	69,09 } 68,35 } 68,71	30,92 } 31,65 } 31,29	70,16 % Mr (Mikro- klin), 27,38 % Ab, 2,46 % An	1:2,07
N:o 2 Heponiitynmäki	70,15	29,85	= N:o 1	1:1,94
N:o 3 Härkäsaari	70,06 } 69,76 } 69,91	29,94 } 30,24 } 30,09	68,47 % Mr, 30,42 % Ab, 1,11 % An	1:2,009
N:o 4 Härkäsaari	70,60	29,40	= N:o 3	1:1,849
N:o 5 Härkäsaari	76,91 } 77,19 } 77,05	23,09 } 22,81 } 22,95	= N:o 3	1:1,354
N:o 6 Kuusmäilu, Ori- järvi, Kisko	62,68	37,32	6,12 % Mr, 84,36 % Ab, 9,52 % An	1:2,62

Der Feldspat in den Schriftgraniten 1—5 ist Mikroklinperthit. Seine Zusammensetzung wurde nur bei N:o 1 und 3 durch chemische

Analyse, bei N:o 6 durch eine Alkalibestimmung ermittelt. Die übrigen Mikroklinperthite sind nicht analysirt worden, weil ihre Zusammensetzung hier nur innerhalb enger Grenzen zu schwanken scheint (vergl. S. 66). In der letzten Kolumne sind die Molekularverhältnisse Feldspat: Quarz angegeben. Bei der Berechnung des Molekulargewichts der Feldspäte bei N:ris 2, 4 und 5 wurde angenommen, dass diese in den betr. Vorkommen dieselbe Zusammensetzung wie N:o 1 und 3 haben.

Nach den Untersuchungen von *J. J. H. Teall* ¹⁾ und besonders von *J. H. L. Vogt* ²⁾ soll die Zusammensetzung der Schriftgranite annähernd konstant sein und der *eutektischen Mischung* von Quarz und Feldspat entsprechen. *H. E. Johansson* ³⁾ hat aus den von *Vogt* publizirten Analysen das Molekularverhältnis Feldspat: Quarz berechnet und kommt zu dem Schlusse, dass dieses Verhältnis durch einfache, ganze Zahlen ausgedrückt werden kann und durch die Zusammensetzung des betreffenden Feldspats bestimmt ist. Auf Grund von *Vogts* und eigenen Analysen beweist *A. Bygdén*, ⁴⁾ dass die Zusammensetzung der Schriftgranite nicht von derjenigen des Feldspats abhängig ist. Das Molekularverhältnis Feldspat: Quarz soll nach ihm einfachen Verhältniszahlen entsprechen, die jedoch komplizirter sind als *Johansson* sie angiebt. *E. S. Bastin* ⁵⁾ publizirt drei neue Analysen; auch nach ihm kann keine bestimmte Beziehung zwischen der Zusammensetzung des Schriftgranits und der des Feldspats konstatiert werden. Dazu bemerkt er, dass bei der Bildung von Schriftgranit ausser seinen Bestandteilen noch Wasser oder andere Gase anwesend waren und das Magma also eine eventuell eutektische Zusammensetzung von wenigstens vier Komponenten besass, was in den Analysen natürlich nicht berücksichtigt worden ist. *Bastin* giebt noch an, dass der Schriftgranit in den von ihm untersuchten Pegmatiten nicht immer die letzte Kristallisation repräsentirt, was nicht damit übereinstimmt, dass der Schriftgranit nach *Vogt* als eine eutektische Mischung aus dem Magma zuletzt

¹⁾ »British Petrography», 1888.

²⁾ »Die Silikatschmelzlösungen» II. Skrifter udg. af Videnskabselskabet; Christiania 1904 und »Phys.-chem. Gesetze der Kristallisationsfolge in Erup-tivgesteinen.» T. M. P. M., 25, 1906.

³⁾ G. F. F. 27, 1905, S. 119.

⁴⁾ »Über das quantitative Verhältnis zwischen Feldspat und Quarz in Schriftgraniten.» Bull. Geol. Inst. of Uppsala, VII 1904, S. 1—18.

⁵⁾ l. c. S. 39—43.

ausgeschieden werden soll. Der Schriftgranitquarz ist nämlich oberhalb 575° , aber ein Teil des Quarzes und die in Hohlräumen abgesetzten Edelsteinminerale erst unterhalb dieser Temperatur, also später gebildet. — Nach *E. Baur's* ¹⁾ wieder spielen die eutektischen Punkte bei wasserhaltigen Magmen keine Rolle, sondern nur bei Ergussgesteinen und der Schriftgranit ist ganz einfach der zuletzt ausgeschiedene Rest des granitischen Magmas. *Baur's* stützt sich auf seine Versuche in einem Bombenrohr mit relativ grossen Wassermengen, bei 520° .

Das Beobachtungsmaterial, worauf sich die oben kurz referirte Diskussion stützt, ist in der Tabelle II neben den vom Verf. ausgeführten Analysen zusammengestellt. Dabei sind die Berechnungen *Johanssons* und *Bygdéns* unverändert angegeben. Betreffs dieser möchte der Verf. einige Bemerkungen machen. In den ursprünglichen Analysen von 7 und 13 stehen nämlich die Analysenwerte für K_2O und Na_2O mit denjenigen für Al_2O_3 nicht in Übereinstimmung und *Johansson* ²⁾ korrigirt die ersteren unter der Voraussetzung, die letzteren seien richtig. Die Berechtigung dieser Korrektur ist fraglich, sind doch die Werte in der Analyse 7 Mittelzahlen aus drei Bestimmungen.³⁾ Viele Feldspat-Analysen zeigen solche Nichtübereinstimmung, was wenigstens z. T. darauf beruhen kann, dass der Feldspat etwas verwittert ist und nicht die theoretische Zusammensetzung hat. Durch diese Korrektur erhält nun *Johansson* für das Molekularverhältnis Feldspat: Quarz die Werte 1:1.40 und 1: 1.48, nach Abrundung 2:3, was der Theorie *Johanssons* wohl entspricht, Ohne Korrektur wären die betr. Proportionen 1: 2.49 bzw. 1: 1.2 und als solche für *Johansson* nicht mehr brauchbar. — Auf Grund des hier zusammengestellten, vermehrten Beobachtungsmaterials kann zuerst mit Sicherheit konstatiert werden, wie übrigens schon früher *Bygdén* und *Bastin* getan haben, dass das Verhältnis Feldspat: Quarz in den Schriftgraniten in keiner bestimmten Beziehung zu der Zusammensetzung des betr. Feldspats steht. Die Unhaltbarkeit der Behauptungen *Johanssons* und *Bygdéns*, das Molekularverhältnis Feldspat: Quarz könne durch einfache, ganze Zahlen ausgedrückt werden, wird auch durch die Tabelle beleuchtet. In einigen Schriftgraniten nähert sich dieses Verhältnis zwar solchen multiplen Proportionen,

¹⁾ *E. Baur's*: Zeitschr. f. phys. Chemie, 1903. S. 567.

²⁾ l. c. S. 123.

³⁾ Vergl. *Vogt*: Silikatschmelzlösungen II. S. 172.

Tab. II.

	Feldspat Gew. %	Quarz Gew. %	Zusammen- setzung des Feld- spats Mr: Ab: An:	Das Molekular- verhältnis		nach Bygdén abgerundet
				Feldspat = 1	Quarz = 6	
1. Hitterö (Bygdén 8)	66,0	34,0	78,25 : 20,54 : 0,84	1 : 2,36	2,54 : 6	5 : 12 oder 2,5 : 6
2. Heponiitynmäki (Verf.)	68,71	31,29	70,16 : 27,38 : 2,46	1 : 2,07	2,89 : 6	
3. Härkäsaari (Verf.)	69,91	30,09	68,47 : 30,42 : 1,11	1 : 2,009	2,97 : 6	
4. Heponiitynmäki (Verf.)	70,15	29,85	70,16 : 27,38 : 2,48	1 : 1,94	3,09 : 6	
5. Skarpö (Bygdén 7)	70,5	29,5	82,5 : 15,1 : 2,4	1 : 1,92	3,13 : 6	3 : 6
6. Härkäsaari (Verf.)	70,6	29,4	68,47 : 30,42 : 1,11	1 : 1,89	3,17 : 6	4 : 6
7. Raade (Vogt, Bygdén 4)	72,7	27,3	66,1 : 28,2 : 5,7	1 : 1,40	4,29 : 6	
8. Topsham (Bastin)	72,9	27,1	74,4 : 25,6 : 0,0	1 : 1,69	3,55 : 6	4 : 6
9. D:o (D:o)	73,7	26,3	74,4 : 25,6 : 0,0	1 : 1,64	3,66 : 6	
10. Voie, Arendal (Vogt, Bygdén 1)	74,7	25,3	73,8 : 24,0 : 2,2	1 : 1,60	3,75 : 6	4 : 6
11. Hitterö (Vogt, Bygdén 2)	75,3	24,7	70,72 : 28,4 : 1,88	1 : 1,45	4,05 : 6	4 : 6
12. D:o (D:o, D:o 3)	75,3	24,7	70,5 : 26,9 : 2,6	1 : 1,48	4,01 : 6	4 : 6
13. Arendal (Vogt, Bygdén 5)	76,5	23,5	63,9 : 33,7 : 2,4	1 : 1,56	3,85 : 6	4 : 6
14. Bedford, N. Y., (Bastin)	76,8	23,2	61,7 : 37,0 : 1,3	1 : 1,37	4,38 : 6	5 : 6
15. Härkäsaari (Verf.)	77,05	22,95	68,47 : 30,42 : 1,11	1 : 1,35	4,44 : 6	
16. Elfkarleö (Bygdén 6)	79,2	20,8	74,8 : 24,5 : 0,7	1 : 1,20	5,00 : 6	5 : 6
17. Rödö (Bygdén 9)	57,2 (56,0)	42,8 (39,0)	9,6 : 85,4 : 5,0	1 : 2,92	2,02 : 6	2 : 6
18. Ytterby (Bygdén 11)	62,1	37,9	4,3 : 74,5 : 21,2	1 : 2,71	2,21 : 6	2 : 6
19. Kuusmiilu (Verf.)	62,68	37,38	6,12 : 84,36 : 9,52	1 : 2,62	2,29 : 6	3 : 6
20. Evje (Vogt, Bygdén 10)	68,3	31,7	12,4 : 76,0 : 11,6	1 : 2,04	2,94 : 6	
21. Beef Island (Bygdén 12)	81,7	18,3	4,6 : 68,0 : 27,4	1 : 1,00	6 : 6	6 : 6

ein grosser Teil bedarf aber einer zu beträchtlichen »Abrundung« um mit den Theorien *Johanssons* und *Bygdéns* in Übereinstimmung zu stehen. Zwecks besserer Übersichtlichkeit sind die in vor der letzten Kolumne angegebenen Zahlen in der Figur 10 graphisch dargestellt, wobei die Werte für Feldspat als Punkte auf einer Linie aufgetragen sind. Die Punkte liegen ganz unregelmässig und nicht bei den ganzen Zahlen gruppirt. — Die Zusammensetzung der Schriftgranite ist schwankend, bei den Kalifeldspat—Schriftgraniten liegt sie in der Hauptsache zwischen 68 % Feldspat: 32 % Quarz und 77 % Feldspat: 23 % Quarz. Bei vier Plagioklassschriftgraniten schwankt die Zusammensetzung von 58 % Feldspat: 42 % Quarz zu 68 % Feldspat: 32 % Quarz. Der Schriftgranit n:o 21 von Beef Island liegt ganz ausserhalb dieser Zahlen. Nach *Bygdéns* Beschreibung ist er nicht recht homogen, besitzt auch nicht die typische Schriftgranit-

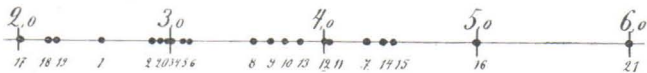


Fig. 10. Graphische Darstellung des Molekularverhältnisses Feldspat: Quarz in den Schriftgraniten aus der Tabelle II.

struktur und enthält Chlorit. Wegen seiner von anderen abweichenden Zusammensetzung wäre es darum wohl am vorsichtigsten, diesen Schriftgranit vorläufig, bis mehr Beobachtungsmaterial gesammelt worden ist, als eine Ausnahme aufzufassen. Jedenfalls ist man nicht berechtigt, wie *Bygdén* tut, einen besonderen Typus mit Feldspat: Quarz Verhältnis 1: 1 auf Grund dieser Analyse aufzustellen, weil der Feldspat nach *Bygdén* verwittert war und somit die Berechnung der freien SiO_2 Menge aus der Analyse nicht mehr sicher ist. — Die von *Bastin* (vergl. oben S. 32) und auch vom Verf. (S. 27) beobachteten Tatsachen, dass der Schriftgranit mitten in reinem Feldspat und Quarz vorkommt und dass nach ihm noch Quarz und andere Minerale gebildet sind, braucht nicht im Widerspruch mit der Theorie Vogts zu stehen. Erstens ist eine eutektische Mischung, wie Vogt bemerkt, in ihrer Ganzheit nicht immer mit Implikationsstruktur auskristallisirt. Die nach dem Schriftgranit gebildete Quarzmenge ist wieder (besonders in Tammela) relativ klein und eine wahrscheinliche Erklärung der Quarzbildung ist vielleicht durch die Anwesenheit

von Wasser in dem Pegmatitmagma gegeben, was schon von *Vogt* ¹⁾ angedeutet worden ist. Nach *Arrhenius* ²⁾ ist die Säurenatur des Wassers, von 300° aufwärts gerechnet, stärker als diejenige der Kieselsäure. Dadurch existieren bei höherer Temperatur freie Basen und z. B. die Kieselsäure H_2SiO_3 . Es wäre nun denkbar, dass bei der Bildung von Schriftgranit, die nach dem oben angeführten sowohl in den von *Bastin* als auch vom Verf. untersuchten Pegmatiten oberhalb 575° stattgefunden hat, noch ein Teil von SiO_2 auf diese Weise an Wasser gebunden war und folglich nicht zusammen mit Feldspat, sondern erst bei niedrigerer Temperatur, wo die Verbindung von SiO_2 und H_2O nicht mehr stabil war, auskristallisieren konnte. Und zwar kann man auch konstatieren, dass die pneumatolytischen Umwandlungen von Turmalin in Gigantolith und von Feldspat in Muscovit, die erst nach der Verfestigung des Feldspats und unterhalb 575° stattgefunden haben, sehr wahrscheinlich unter Mitwirkung von SiO_2 führenden, wässrigen Lösungen stattgefunden haben (vergl. unter Gigantolith). Die Tatsache, dass die Zusammensetzung der Schriftgranite nicht konstant ist, braucht auch nicht ganz auszuschließen, dass der Schriftgranit eine eutektische Mischung ist. Die Verschiebungen in der Zusammensetzung können teils auf der Rolle des Wassers und anderer Mineralisatoren, teils auf der Kristallisationsgeschwindigkeit der verschiedenen Bestandteile beruhen. Andererseits ist es auch denkbar, dass der Schriftgranit allein der eutektischen Zusammensetzung von Quarz und Feldspat in den Pegmatiten nicht entspricht, sondern dass man die Mengen von Quarz und Feldspat in der ganzen Pegmatitmasse berücksichtigen muss. Aus praktischen Gründen kann eine genügende Genauigkeit hierbei jedoch nicht erzielt werden.

¹⁾ Silikatschmelzlösungen II. S. 218—219.

²⁾ »Zur Physik des Vulkanismus«, Geol. För. Förh., 22 1900.

Spezieller Teil.

Arsenide.

Der Arsenkies.

Als eine Fundstelle für Arsenkies in Finnland werden von *A. E. Nordenskiöld* u. a. *Kietyönmäki* ¹⁾ und *Kulmala* ²⁾ (bei *Sukula*) in *Tammela* erwähnt. Der Arsenkies kommt bei *Kietyönmäki* in 5—10 cm breiten Quarzgängen als kleine, bis 0.5 cm grosse Körner und Kristalle vor. ³⁾ Ob diese Gänge mit dem Albitaplit hier zusammengehörig sind, konnte nicht mit Sicherheit entschieden werden; das ist jedoch wahrscheinlich, weil in den Gängen und in dem Amphibolgneis an den Salbändern (ausser Strahlstein) kleine Turmalinnadeln vorkommen, und diese Gänge also als pneumatolytische Ausläufer aus dem Aplit aufgefasst werden können. — Nach *Wijk* ⁴⁾ zeigen die kleinen Kristalle die Kombination von (110) und (014).

Nach gütiger Mitteilung des Herrn Staatschemikers *H. Petra* kommt Arsenkies auch in einem Pegmatitgange westlich von dem Dorfe *Sukula* vor, und hat nach seiner Analyse folgende Zusammensetzung:

Fe	31.22	%
S	16.68	»
As (aus dem Verl.)	52.10	»
	<hr/>	
	100.00	%

während die Formel Fe AsS 34.3 % Fe, 19.7 % S und 46.0 % As erfordert.

¹⁾ Beskr. öfver de i Finland funna Mineralier, 1863, S. 20.

²⁾ Öfvers. af K. Vet.-Akad. Förh., 1863. S. 446.

³⁾ Von *A. E. Nordenskiöld* (l. c.) wird angegeben »zusammen mit Spodumen, grünem Turmalin, Tetraphylin.«

⁴⁾ Den finska Mineralsamlingen i Universitetets i Helsingfors Mineralkabinett. Helsingfors, 1887. S. 12.

Der Löllingit.

Löllingit ist zweimal in dem Pegmatit bei *Sukula* (westlich von dem Bauernhaus Kulmala) gefunden worden. Die eine von den zwei kleinen Stufen in den Sammlungen des Mineral.-Geol. Instituts zu Helsingfors wurde von *H. Petra* gefunden, die andere stammt von der von dem Mineral.-Geol. Institute erstandenen Kollektion des Rektors *Arrhenius* in Åbo her.

Der Löllingit kommt hier in derben 1—2 cm grossen Gruppen mit Quarz, Mikroklinperthit, Muscovit und Turmalin vor. Dass das Mineral wirklich Löllingit und nicht Arsenkies ist, geht aus der folgenden Analyse hervor:

Fe	28.70 %
As	71.09 »
S	schwache Spuren
	<hr/>
	99.79 %

Löllingit wurde durch mehrere Versuche auf Schwefel geprüft. Einige ergaben ein ganz negatives Resultat, die anderen nur sehr schwache Spuren. Das Mineral ist also sehr reiner Löllingit, welcher der Formel FeAs_2 gemäss 27.2 % Fe und 72.8 % As enthält.

Oxyde.

Der Chrysoberyll.

Chrysoberyll wurde in den Tammelapegmatiten von *H. Stjernvall* entdeckt, aber er hat keine näheren Mitteilungen über das Vorkommen des Chrysoberylls gemacht. Nach einer Stufe in den Sammlungen des Mineral.-Geol. Instituts zu urteilen, stammt der Chrysoberyll von *Härkäsaari*. Das Gestein, in welchem die Chrysoberyllkristalle sich befinden, hat nämlich ganz dieselbe Mineralzusammensetzung: *Quarz*, *Heterosit*, *Muscovit*, wie einige Heterositstufen von *Härkäsaari*.

Der Chrysoberyll ist idiomorph als charakteristische, dünne Zwillingstafeln ausgebildet.

Der Ilmenit.

Nach *A. E. Nordenskiöld* ¹⁾ soll bei *Rajamäki* zusammen mit Beryll, Turmalin etc. auch *Ilmenit* vorkommen. »Das Mineral ist

¹⁾ Beskr. öfver de i Finland funna Mineralier, 1863. S. 30 und Öfv. af K. Vet.-Akad. Förh. Stockholm, 1863. S. 453.

dem gewöhnlichen Titaneisen gleich, aber enthält ausser Titan auch Niobsäure.» Das spez. Gew. wurde von *Nordenskiöld* zu 5.09—5.23 bestimmt. Später ist Ilmenit hier nicht gefunden worden, auch gibt es in den Sammlungen des Mineral.-Geol. Instituts keine Ilmenit stufen von Tammela.

Der Quarz.

Die Pegmatitbrüche in Tammela sind gerade, um Quarz zu gewinnen, hier angelegt worden. Der Betrieb wurde eingestellt, wahrscheinlich, weil der Quarz sehr unregelmässig vorkommt und keine grösseren reinen Massen bildet. Er ist teils mit dem Mikroklin schriftgranitisch verwachsen, teils bildet er zwischen den schriftgranitischen und reinen Feldspatstücken 0.3—0.4 m grosse Anhäufungen.

Der Pegmatitquarz von Tammela ist sehr selten kristallisiert. Einige cm grosse, sehr schlechte, abgerundete Kristalle zeigen die Flächen der hexagonalen Doppelpyramide. Die Farbe variiert von wasserklar und milchweiss bis zu der sehr dunklen der Rauchtöpfe. Daneben gibt es auch Rosenquarz, besonders in dem kleinen Vorkommen *Haiponmäki*.

Über das Auftreten der α - und β -Modifikationen des Quarzes siehe näher S. 23—26.

Silikate.

Der Albit.

A. E. Nordenskiöld ¹⁾ giebt für Albit die Pegmatite bei *Torro* als Fundorte an, ohne ihn weiter zu beschreiben. *Wijk* ²⁾ hat das spez. Gew. und die Auslöschungswinkel auf (001) und (010) für drei Albitvarietäten bestimmt. *G. Lindström* ³⁾ veröffentlicht eine Analyse über Albit von Tammela, ohne den Fundort näher anzugeben. Die Analyse von *Lindström* zeigt einen ziemlich hohen Gehalt an Phosphor ($P_2O_5 = 0.72\%$).

Aller Plagioklas in den Tammelapegmatiten gehört zu der Albitreihe. Der Andesin von Tammela ⁴⁾ rührt von dem kleinen Erz-

¹⁾ Beskr. öfver de i Finland funna Mineralier. 1863 S. 88.

²⁾ Öfvers. af Finska Vet.-Soc. förh. XIV, 1871—1872. S. 26 und XIX 1876—1877. S. 62.

³⁾ G. F. F., 7, 1884—1885. S. 681.

⁴⁾ Vergl. z. B. *Hintze*: Handbuch für Mineralogie II. S. 1 503.

vorkommen Tilasinvuori (vergl. S. 2) her, und hat eine ganz verschiedene Paragenesis. Die Menge des Albits in den normalen Pegmatiten ist neben dem Kalifeldspat sehr klein, kaum 15 %. Durch Differentiation ist er jedoch (vergl. oben S. 16) lokal an der Kontaktlinie bei Härkäsaari und in dem Albitaplit bei Kietyönmäki in dem Mass angereichert, dass er beinahe allein das ganze Gestein bildet. — Er ist im allgemeinen kristallinisch-körnig mit einer Korngrösse von 3—4 cm. Zuweilen, besonders bei Heponiitynmäki bildet er krummblättrige, spätige Massen, die der *Clevelandit* genannten Albitvarietät

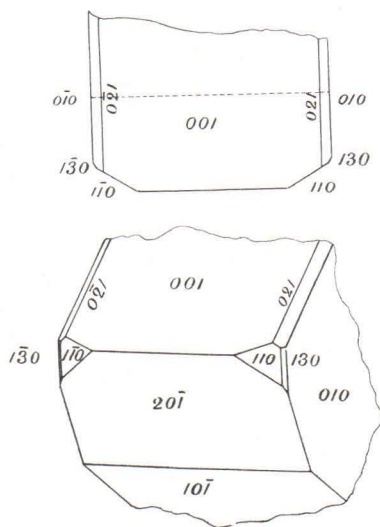


Fig. 11. Albit. Pakkalanmäki. $\frac{3}{4}$ der natürl. Grösse.

ähnlich sind. Als idiomorph begrenzte Kristalle ausgebildet wurde er nur bei *Pakkalanmäki* angetroffen. Die weissen bis zu 10 cm grossen Kristalle besitzen die folgenden Formen: (001); (010); ($\bar{1}01$); (201); (021); (021); (110); ($\bar{1}\bar{1}0$); (130); (130).

Der Habitus der Kristalle ist sehr charakteristisch. Die den Formen (001), (010) und (201) angehörigen Flächen, die ja beinahe senkrecht zu einander liegen ($\wedge 001: 201 = 82^\circ 7'$) sind vorherrschend, und die Kristalle erhalten dadurch eine fast kubische Form (vergl. Fig. 11).

Der polysynthetische Zwillingsbau ist sehr fein und im allgemeinen nur mikroskopisch sichtbar. U. d. M. erkennt man mit dem

Albit parallelorientirte Einlagerungen von Mikroklin. Es sind schmale, gerade Streifen, die auf der Basis Winkel von 56° — 58° , auf (010) ca. 64° mit der Trace nach (001) bilden. Diese Streifen entsprechen also der prismatischen Spaltbarkeit bei dem Albit. Neben diesen kommen auch unregelmässige Flecken vor, deren Längsrichtung jedoch besonders auf (010) mit den vorigen parallel ist. In den basischen Schnitten zeigt der Mikroklin öfters Gitterstruktur.

Obgleich diese Antiperthitstruktur¹⁾ ein von der früher bei dem Mikroklin beschriebenen eigentlichen Perthitstruktur sehr verschiedenes Aussehen hat, so ist ihre Entstehungsweise doch wahrscheinlich analog. Die Mikroklinstreifen in dem Albit sind sekundär gebildet, denn sie kommen ganz deutlich am reichlichsten dort vor, wo die Albitlamellen gebogen und geknickt sind. Auch ihr Auftreten in den Spaltsprüngen nach Prismenflächen spricht stark dafür. Die Mikroklinsubstanz musste in dem Wirte (hier Albit) primär erhalten sein, weil die Konstanz der chemischen Zusammensetzung auch hier eine Substanzeinwanderung von aussen ausschliesst. Ob die Entmischung hier aber durch zirkulirende Lösungen oder auf festem Wege durch molekulare Umlagerung stattgefunden hat, kann nicht festgestellt werden.

Die Auslöschungsschiefen auf 001 und 010 sind sowohl in Dünnschliffen als mittels dünner Splitter bestimmt worden. Die Messungen an verschiedenen Albitvarietäten ergaben:

<i>Pakkalanmäki</i>	auf 001, 10 Mess.,	$2^{\circ}00'$ — $3^{\circ}06'$,	auf 010, 6 Mess.,	$17^{\circ}18'$ — $18^{\circ}00'$
<i>Rajmäki</i>	» » 12 »	$2^{\circ}42'$ — $3^{\circ}27'$,	» » 8 »	$17^{\circ}42'$ — $19^{\circ}12'$
<i>Härkäsaari</i>	» » 5 »	$2^{\circ}40'$ — $3^{\circ}35'$,	» » 5 »	$18^{\circ}31'$ — $19^{\circ}6'$
<i>Heponiitynmäki</i>	» » 6 »	$3^{\circ}12'$ — $3^{\circ}48'$,	» » 7 »	$18^{\circ}24'$ — $19^{\circ}18'$

Die unten angegebenen Auslöschungswinkel stellen die Mittel aus diesen Werten dar. Aus denselben Handstücken wie die Splitter wurde dann Material zu chemischen Analysen genommen. Die Resultate sind in der Tabelle III wiedergegeben, in welcher auf Grund der Analysenwerte für CaO, K₂O und Na₂O die Mengen von Anorthit—(An), Mikroklin—(Mr) und Albitsilikat (Ab) berechnet sind.

Aus der Tabelle geht hervor, dass die Auslöschungswinkel bei steigendem Gehalt an Ab grösser werden, wie es zu erwarten ist. Über die Einwirkung von Kalifeldspat auf die optische Orientirung

¹⁾ *F. E. Suess*; Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1904, S. 419.

geben die oben bestimmten Konstanten keinen sicheren Aufschluss. Übrigens dürfte auch die kleine Menge von Mr in der Hauptsache den Mikroklineinlagerungen im Albit entsprechen.

Tab. III.

Albit von		Pakkalanmäki	Rajamäki	Härkäsaari	Heponiitynmäki
spez. Gew.		2,616	2,619	2,626	2,613
Auslöschungs- winkel auf	001	2° 30'	3° 0'	3° 10'	3° 22'
	010	17° 30'	18° 36'	18° 43'	18° 50'
SiO ₂		66.07 %	66.14 %	66.62 %	66.70 %
Al ₂ O ₃		20.90	20.69	21.26	20.60
Fe ₂ O ₃		0.17	0.08	0.30	0.10
CaO		1.00	1.12	0.68	0.91
MgO		Spuren	—	—	—
K ₂ O		1.52	0.51	0.72	0.48
Na ₂ O		10.02	10.74	10.69	10.86
H ₂ O		0.33	0.32	0.20	0.12
		100.01 %	99.60 %	100.47 %	99.77 %
An		5 %	6 %	4 %	4 %
Mr		9	3	4	3
Ab		86	91	92	93
		100 %	100 %	100 %	100 %

Der Andalusit.

Der *Andalusit* ist in einem 1.5 m messenden Pegmatitblock ca. 1.5 km westlich von dem Dorfe Talpia (vergl. die Karte) von *A. Rindell* und *H. Petra* gefunden worden. Der Pegmatitblock stammt wahrscheinlich aus der nächsten Umgebung, da seine Mineralzusammensetzung, sowohl wie auch seine Beschaffenheit ganz gleich denjenigen des Pegmatits in der Gegend von Sukula und Talpia sind. U. a. kommt auch Gigantolith¹⁾ zusammen mit dem Andalusit in dem Blocke vor.

Der *Andalusit* bildet hier im Quarz und Kalifeldspat bis zu 7—8 cm messende Stengel, die gelegentlich von Kristallflächen begrenzt sind. Folgende Formen wurden beobachtet:

(001), (110), (010), (011) und (101).

Die Prismenflächen sind vorherrschend und gewöhnlich allein ausgebildet. Das Brachypinakoïd kommt als schmale Abstumpfung vor. Basis und Domaflächen sind nur an einem einzigen Individuum beobachtet worden. — Die Farbe ist braunrot. Spez. Gewicht = 3,118.

Die optischen Konstanten sind mit Hilfe einer Axenwinkelplatte²⁾ senkrecht zur spitzen Bisektrix und eines Prismas, dessen eine Seite mit dem optischen Hauptschnitte ac und dessen brechende Kante mit der spitzen Bisektrix parallel orientirt waren, bestimmt. Es wurden erhalten:

$$2 V = 83^{\circ}06'; \quad \rho < v; \quad \gamma = 1,6390; \quad \beta = 1,6328; \quad \alpha = 1,6290 \\ \gamma - \alpha = 0,0100$$

Die chemische Zusammensetzung geht aus der folgenden, von *H. Petra* ausgeführten Analyse hervor:

	Theor.	Zus.
SiO ₂	37.9	37.02
Al ₂ O ₃	60.6	62.98
Fe ₂ O ₃	Spuren	

¹⁾ Dass der Gigantolith und Andalusit zusammen vorkommen, wurde bereits von *Gareiss* (T. M. P. M. Bd. 20. S. 18) erwähnt. Seine Stufen stammen jedoch ziemlich sicher von Härkäsaari her.

²⁾ Mit demselben Apparat wie bei Mikroklin.

Mn ₂ O ₃	Spuren	
CaO	0.1	
Glühverlust	1.2	
	99.8	100.00

Der Beryll.

Beryll wird überall in den Tammelapegmatiten gefunden, am reichlichsten jedoch bei *Pakkalanmäki*, *Rajamäki* und *Penikoja*. Er wird schon von *Holmberg*¹⁾ und *A. E. Nordenskiöld*²⁾ erwähnt.

Der Beryll kommt immer idiomorph begrenzt, als bis 20 cm lange und 6—7 cm dicke Kristalle vor. In der Prismenzone wurden ausser (1010) auch das Prisma (1120) und das dihexagonale Prisma (2130) beobachtet.³⁾ Gewöhnlich sind die Kristalle nur von dem hexagonalen, sechsseitigen Prisma (1010) begrenzt, die zwei anderen Prismen sind weniger häufig. Wenn diese hinzutreten, besitzen die Kristalle gelegentlich einen dicktafeligen Habitus, in dem ein zu dem Prisma (1010) gehöriges Flächenpaar vorherrscht und die Flächen der anderen Prismen beiderseits von diesen die Kanten abrunden. — Die Endflächen sind sehr selten, was wohl dadurch zu erklären ist, dass die langen dünnen Prismen sehr oft in mehrere Stücke quer zerbrochen sind. Diese Zerbrechung hat hauptsächlich bei einer späteren Druckmetamorphose (Kataklyse), aber teilweise auch schon in der magmatischen Phase (Protoklyse) stattgefunden. Die Kristallstücke sind nämlich zuweilen von dem diese umgebenden Feldspat und Quarz zusammengekittet. (Vergl. bei Turmalin).

Die Farbe des Berylls ist gewöhnlich gelb. Grüne, edlere, smaragdähnliche Arten sind selten. Spez. Gew. 2,701—2,722.

Die chemische Zusammensetzung geht aus folgenden, von *Adolf Moberg*⁴⁾ ausgeführten Analysen hervor:

	I.	II.
SiO ₂	67.359 %	66.615 %
Be ₂ O ₃	12.747 »	12.749 »

¹⁾ l. c. S. 144.

²⁾ Beskr. öfver de i Finland funna mineralier, 1863. S. 77.

³⁾ Diese Formen wurden schon von Wiik angegeben. Vergl. Min. Saml. etc. Helsingfors, 1887. S. 27.

⁴⁾ Acta Soc. Sc. Fenn., Tom. II. S. 71.

Al ₂ O ₃	16.465 %	16.514 %
Fe ₂ O ₃	1.497 »	3.026 »
Ta ₂ O ₅	0.290 »	0.102 »
	98.358 %	99.006 %

Die Analyse I. ist an einem braunen Beryll (»brun smaragd») von *Penikoja*, die Analyse II. an einer blauen Varietät (»blå smaragd») von *Laurinmäki*, vorgenommen worden. In dem Aufsätze *Mobergs* fehlen nähere Angaben über seine analytischen Methoden, weshalb man diesen alten Analysen kein zu grosses Vertrauen entgegenbringen kann. Der Gehalt an Tantal dürfte von Verunreinigung herrühren.

Der Gigantolith.

Der Gigantolith wurde hier zum erstenmal bei *Härkäsaari* und in einem grossen Pegmatitblocke, *Kirkkonummenkivi* genannt (ca. 1 km nach SW von *Härkäsaari*) von *N. Nordenskiöld* ¹⁾ schon im Jahre 1825 entdeckt. Erst im Jahre 1840 hat *Nordenskiöld* die Resultate seiner Untersuchung veröffentlicht. Aus der Form und Beschaffenheit einiger zuerst erworbener, kleiner Kristallstücke schliesst er, dass diese aus umgewandeltem Turmalin bestehen. Nachdem er mehr Material erhalten hatte, konstatierte er, dass es sich um ein neues Mineral handelte, und nannte es wegen der Grösse der Kristalle Gigantolith. Diese sind von einem 12-seitigen Prisma begrenzt, dessen Flächen abwechselnd Winkel um 148° und 158° gegen einander bilden. Die Endflächen werden von einem sehr flachen Rhomboëder repräsentirt. Da er nie die drei Flächen des Rhomboëders an einem und demselben Kristall sah, meinte er, die Kristalle gehörten zu dem monosymmetrischen System (»système prismatique»). Doch hält er die Prismenwinkel als entscheidend für das trigonale System (»système rhomboëdrique»). Die Kristalle sind in 1—6 cm dicke, gegen die Prismenaxe senkrechte Tafeln geteilt, wodurch jedoch keine eigentliche Spaltbarkeit in dieser Richtung verursacht wird. Die Tafeln sind mit dünnen Chloritblättern bedeckt. Die Härte ist 3—4, das spez. Gewicht 2.862—2.878. Durch Lötrohrversuche konstatierte *Nordenskiöld* in dem Gigantolith: Eisen, Kieselsäure und Mangan.— Schon vor *N. Nordenskiöld* hatte *Trolle-Wachtmeister* ²⁾ eine Be-

¹⁾ »Description du Gigantolite.» Acta Soc. Sc. Fenn., Tom. I, 1840. S. 377.

²⁾ Pogg. Ann. 45, 1838. S. 558.

schreibung und eine Analyse über den Gigantolith veröffentlicht. Nach ihm sind die Prismenwinkel 150° . Das Mineral dürfte danach also dem ein- und dreiaxigen, mithin hexagonalen Systeme angehören. — *Haidinger*¹⁾ ist der Erste, der den Gigantolith für eine Pseudomorphose nach Cordierit hält. Er sagt: »Die zwölfseitig prismatische Form, die deutlichen sehr ausgedehnten Kristallschaalen, in welche die grossen gestalteten Massen des Gigantoliths gesondert werden können, sind ebenso viele Daten welche an die Beschaffenheit der Cordieritvarietäten erinnern«. — *Blum*²⁾ und *Zirkel*³⁾ haben den Gigantolith sowohl chemisch als auch mikroskopisch untersucht und halten ihn für eine Cordieritpseudomorphose. — *A. E. Nordenskiöld*⁴⁾ hat den Gigantolith ziemlich ähnlich wie *N. Nordenskiöld* beschrieben. Er bemerkt, dass *N. Nordenskiöld* bei *Sukula* Turmalinkristalle gefunden hat, die zum Teil in Gigantolith umgewandelt waren, und, da in den Tammelapegmatiten bisher nie Cordierit gefunden worden ist, hält *A. E. Nordenskiöld* es eher für möglich, dass der Gigantolith eine Pseudomorphose nach Turmalin und nicht nach Cordierit ist. In seiner Beschreibung teilt er ausser der früheren Analyse von *Trolle-Wachtmeister*, zwei neue, von *Marignac* und *Komonen* ausgeführte Analysen mit. — Dass der Gigantolith eine Cordieritpseudomorphose ist, wurde als sicher angesehen, seitdem *A. Wichmann*⁵⁾ unveränderte Cordieritreste im Gigantolith konstatiert hatte. — *A. Gareiss*⁶⁾ macht in seiner Beschreibung über die Cordieritpseudomorphose auch eine ausführliche Mitteilung über den Gigantolith von Tammela, der nach ihm einen Typus für diejenigen Cordieritpseudomorphosen darstellt, welche wesentlich aus Glimmer bestehen und eine schalige Absonderung parallel zur Basis haben. — *Wiik*⁷⁾ hat Gigantolithkristalle beobachtet, an denen die Basisfläche (eigentlich eine Absonderungsfläche) schief ist und deren Winkel zu den Prismenflächen ungleich (100° und 107°) sind. Obgleich die Prismenzone mit dem Cordierit übereinstimmt, sieht er jedoch den Gigantolith auf Grund dieser Beobachtung als ein selbständiges und zwar als asymmetrisches Mineral an.

1) Pogg. Ann. 67, 1846. S. 456.

2) Pseud. Nachträge I, 1847. S. 43.

3) Mikrosk. Beschaffenheit der Min. und Gest., 1873. S. 212.

4) Beskr. öfver de i Finland funna min., 1863. S. 140.

5) Zr. d. d. geol. Ges., 1874, 26. S. 687.

6) T. M. P. M., 20. S. 1.

7) Mineralsamling. S. 29.

Wie schon in den früher erwähnten Arbeiten auseinandergesetzt wurde, ist der Gigantolith der aus einem Aggregat von hauptsächlich Muscovit und Chlorit besteht, kein selbständiges Mineral, sondern eine deutliche Umwandlungspseudomorphose. Auf Grund der oben angeführten Untersuchung von *Wichmann* wird der Gigantolith als eine Pseudomorphose nach Cordierit angesehen und wird auch in allen Handbüchern der Mineralogie unter diesen geführt. Nur *A. E. Nordenskiöld* hat die abweichende Ansicht geäußert, dass der Gigantolith eine Pseudomorphose nach Turmalin sei. Indem der Verf. im Folgenden dies zu zeigen versucht, wird er in der Beschreibung besonders über die kristallographischen Eigenschaften des Gigantoliths den Turmalin zum Vergleich heranziehen.

Der Gigantolith kommt fast nur bei *Härkäsaari* vor, doch wurden einzelne, kleine Kristalle bei *Sukula* gefunden. Der Gigantolith bildet in Quarz und Feldspat eingebettete, grosse, 30—40 cm messende Gruppen von einander durchwachsenen, prismatischen Kristallen. Ganz isolirte Individuen sind weniger häufig. Die Ähnlichkeit dieser Gigantolithgruppen mit denen des Turmalins, z. B. bei *Heponiitymäki*, ist auffallend. Die grössten Kristalle können sogar 15 cm lang und 6—7 cm dick sein. In den Gruppen ist von den Kristallen gewöhnlich nur die eine Seite oder ein Ende sichtbar, und sie können nur mit Schwierigkeit von einander getrennt werden, weil alles wie in ein Ganzes gegossen ist. — Die Querabsonderung wird als charakteristisch für den Gigantolith angesehen. Die Absonderungsflächen sind nicht genau senkrecht zur Prismenaxe, sondern können von dieser Richtung bis 15° abweichen. Sie sind auch gelegentlich dachförmig gebogen. Alles dies erinnert lebhaft an die bei Turmalin vorkommende, oft sehr ausgeprägte Teilbarkeit quer zur Prismenaxe (vergl. bei diesem S. 83). Ausser dieser Querabsonderung kommt sowohl neben dieser als auch allein eine stengelige Struktur vor, die wieder der ähnlichen Teilbarkeit bei Turmalin entspricht. — Die Farbe des Gigantoliths ist grau, in grünen und braunen Abstufungen. — Da der Gigantolith ein Aggregat von mehreren Bestandteilen ist, deren relative Mengen schwanken können, ist die Härte, die in der älteren Litteratur angegeben wird, keine feststehende Eigenschaft. — Aus demselben Grunde ist auch das spez. Gewicht schwankend. Mehrere Stücke in *Thouletscher* Lösung ergaben Werte von 2,859 bis 2,876.

Wenn es gilt, das ursprüngliche Mineral einer Pseudomorphose zu identifizieren, so ist natürlich ein event. Wiedererkennen der

Kristallform des Urminerals an der Pseudomorphose das wichtigste. In dieser Hinsicht hat Verf. die reichhaltigen Gigantolith-Sammlungen des Mineralogisch-Geologischen Instituts, und viele von *H. Petra*, *A. Rindell* und von dem Verf. gesammelte Stufen untersucht.

Die allgemeinste Ausbildungsform der Gigantolithkristalle ist ein zwölf- oder sechsseitiges Prisma. An den letzteren sind die Kanten jedoch immer abgestumpft, wodurch sie, wenn die abstumpfenden sechs Flächen breiter werden, in zwölfseitige Prismen übergehen. Der Verf. hat in den Prismenwinkeln und in der Verteilung der Flächen nicht eine solche Gesetzmässigkeit beobachtet, sodass man berechtigt sein könnte, die zwölfseitigen Prismen und natürlich noch weniger die sechsseitigen mit Abstumpfung für analog mit dem dihexagonalen Prisma zu halten. Auch hat er keine auffallende Übereinstimmung mit den pseudohexagonalen Formen des Cordierits bemerken können. Dagegen entsprechen diese zwölf- und sechsseitigen Prismen sehr deutlich einer Kombination der hexagonalen Prismen erster und zweiter Ordnung. Messungen mit Kontaktgoniometer ergaben:

$$\begin{aligned} \wedge (10\bar{1}0):(10\bar{1}0) \text{ resp. } (11\bar{2}0):(11\bar{2}0) &= 118,5^\circ - 122^\circ \quad (15 \text{ Mess.}) \\ \wedge (10\bar{1}0):(1120) &= 148^\circ - 152^\circ \quad (20 \text{ Mess.}) \end{aligned}$$

Die Abweichung der ermittelten Werte von den theoretischen 120° resp. 150° beruht auf der Unebenheit der Flächen, die oft Streifung und einspringende Winkel zeigen. Versucht man die Prismenwinkel an einem, schon etwas gestreiften Turmalinkristall mit einem *Kontaktgoniometer* zu messen, so werden leicht ebenso grosse Abweichungen erzielt, weil die Prismenflächen durch die Streifung uneben und wie abgerundet werden. Auf Grund dieser zwölf- und sechsseitigen Ausbildungsformen können keine sicheren Schlüsse gezogen werden. *Der Gigantolith besitzt jedoch ausser diesen — allerdings weniger häufig — genau den für den Turmalin so charakteristischen trigonalen Habitus.* An diesen, im Querschnitt dreieckigen Kristallen ist in bekannter Weise entweder das trigonale Prisma $(10\bar{1}0)$ vorherrschend ausgebildet, oder die drei Prismenseiten sind charakteristisch gestreift und im Querschnitt bogenförmig. Die Fig. 12 stellt den möglichst naturgetreu, mit Hilfe einer gnomonischen Projektion (für Turmalin) gezeichneten Querschnitt eines Kristalls des ersteren Typus dar. In der Figur sind die mit Kontaktgoniometer ermittelten Winkelwerte angegeben. *Diese deutlich trigonal ausgebildeten Gigantolithkristalle sind dem entsprechenden Typus bei Turmalin so ähnlich,*

dass der Cordierit ganz ausgeschlossen wird und dass nur der Turmalin als das Urmineral des Gigantoliths angesehen werden kann. Wie an dem Turmalin von Tammela, ist der trigonale Habitus auch an dem Gigantolith seltener als der hexagonale, wodurch es verständlich wird, dass diese unzweideutige Ähnlichkeit zwischen diesen zwei Mineralen den ausländischen Forschern entgangen ist, denen sicher nicht ein so reichhaltiges Material wie dem Verf. zur Verfügung stand. — Die Endflächen sind an dem Gigantolith sehr selten, denn die deutliche Querabsonderung bewirkt, dass die frei herausragenden Enden der

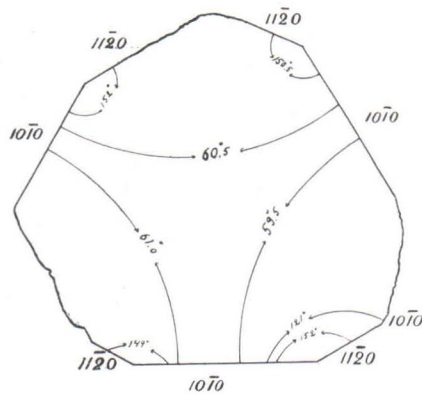


Fig. 12. Trigonaler Querschnitt eines Gigantolithkristalls. Härkäsaari. Natürl. Grösse.

Kristalle abgebrochen werden. Wo diese wieder eingebettet liegen, ist nur die eine Hälfte mit einer oder höchstens zwei Endflächen sichtbar. Man beobachtete, dass diese Flächen zwei verschiedenen Formen angehören. Die einen bilden gegen eine in derselben Zone liegende Prismenfläche Winkel um 104° — 108° , die anderen um 114° — 119° . Diese Flächen dürften also den Rhomboëdern $(01\bar{1}2)$ und $(10\bar{1}1)$ entsprechen; die respektiven Winkel bei Turmalin sind nämlich $104^\circ 23'$ und $117^\circ 21'$. Die Flächen sind schlecht ausgebildet und treppenförmig, wodurch die Messung mit Kontaktgoniometer ungenau wird. Sehr gut sind die Flächen des Rhomboëders $(10\bar{1}1)$ mit Abstumpfung von $(01\bar{1}2)$ an zwei kleinen, 3—4 cm grossen Kris-

tallen ¹⁾ von Sukula ausgebildet. Diese Kristalle besitzen auch übrigens in typischer Ausbildung den trigonalen Habitus des Turmalins. Ausser diesen Rhomboëderflächen scheint auch die Basis an dem Gigantolith vorzukommen; man unterscheidet sie von den Absonderungsflächen dadurch, dass sie etwas uneben und immer genau senkrecht gegen die Prismenaxe steht, während die Absonderungsflächen oft schief sind und dann in spitzen Winkeln gegen die Basis laufen.

Auch wenn dem Gigantolith gelegentlich eine »idiomorphe« Begrenzung fehlt, ist er dem Turmalin auffallend ähnlich. Die äusseren Formen der rundlichen oder dreieckigen, nach dem einen Ende sich verjüngenden Säulen in solchem Fall sind nämlich ganz wie bei Turmalin von den umgebenden Mineralen bedingt und mit negativen Druckfiguren bedeckt (vergl. bei Turmalin). Obgleich eine solche Begrenzung auch an anderen Mineralen als Turmalin ausgebildet sein könnte, *so ist das Vorkommen einer so charakteristischen Eigenschaft bei Turmalin und Gigantolith an derselben Lokalität kaum anders zu erklären, als dass dieser eine Pseudomorphose nach jenem ist.* — Es mag an dieser Stelle noch eine weitere Analogie zwischen Gigantolith und Turmalin erwähnt werden. Die Turmalinkristalle enthalten oft einen Kern von Feldspat und solche Feldspatkerne wurden auch in einigen Gigantolithkristallen von Härkäsaari und Sukula gefunden.

Die Hauptbestandteile des Gigantoliths sind Chlorit und Muscovit. Die relativen Mengen dieser sind schwankend. Gewöhnlich sieht es aus, als wäre der Chlorit vorherrschend, weil er in Form dünner Blätter sowohl die Kristallflächen als auch die Absonderungsflächen bedeckt, andererseits aber giebt es Varietäten, in welchen der Muscovit vorherrscht. Die mikroskopische Untersuchung ergibt jedoch, dass die beiden Bestandteile durchschnittlich in gleichen Mengen in dem Haupttypus vorkommen. — Der Chlorit ist grüngelblich und deutlich pleochroitisch mit kräftiger Absorption parallel zur Spaltbarkeit. Die Auslöschung ist parallel zu den Spaltrissen. Die Interferenzfigur wurde an mehreren Blättern untersucht, und erwies sich entweder ganz einaxig oder zeigte eine kaum merkliche Öffnung der Hyperbeln. Der optische Charakter ist negativ. Doppel-

¹⁾ Weil sie so deutlich die Kristallform des Turmalins besitzen, so waren sie in den Sammlungen des Min.-Geol. Instituts nicht als Gigantolith, sondern als »Glimmerpseudomorphose nach Turmalin« angegeben. Sowohl makroskopisch als mikroskopisch sind sie jedoch dem Gigantolith ganz ähnlich. Die eine besitzt sogar eine deutliche Gigantolithabsonderung nach einer Rhomboëderfläche.

brechung sehr schwach. Der Chlorit dürfte also zum *Pennin* gehören. — Der *Muscovit* ist gelblich oder grauweiss. Man unterscheidet ihn in Dünnschliffen leicht von dem Chlorit, weil er farblos und nicht pleochroitisch ist. Auch die höheren Polarisationsfarben kennzeichnen ihn. Der Axenwinkel wurde an einigen Blättern gemessen und für 2 E Werte von $60^{\circ} 17'$ bis $61^{\circ} 30'$ erhalten. Nach der Schlagfigur gehört er zu den Glimmern I Art. — Neben diesen Hauptbestandteilen kommen akzessorisch Quarz- und Feldspatkörner, Turmalin und Granat vor. Von diesen gehört nur der Granat in derselben Bedeutung wie Chlorit und *Muscovit* zu den Bestandteilen des Gigantoliths. Er bildet nämlich parallel mit den Absonderungsflächen orientirte, unregelmässige oder tafelförmige Körner zwischen den Chlorit- und *Muscovit*blättern, und kündigt sich deutlich als ein mit diesen gleichzeitiger Bestandteil an. Die Quarz- und Feldspatkörner waren wahrscheinlich schon in dem Turmalin primär einkristallisirt. Die tiefblauen, meistens ganz scharf und sogar idiomorph begrenzten Turmaline sind späteren Ursprungs als die Gigantolithbildung. Die Gigantolithkristalle sind nämlich oft parallel zu der Querabsonderung zerbrochen, und die verschiedenen Teile gegen einander verschoben, *wogegen die eingeschlossenen, blauen Turmaline von einer solchen Zerbrechung und Verschiebung nicht getroffen sind* — Die Quer- und Längsabsonderung des Gigantoliths ist auch in den Dünnschliffen sichtbar. Sie sind durch dünne Streifen von Chlorit- und *Muscovit*blättern angedeutet. Zwischen diesen zeigt die Gigantolithmasse bei schwachen Vergrösserungen nur Aggregatpolarisation, man sieht aber bei starker Vergrösserung deutlich, dass sie sich in Filz auflöst, welcher aus radialstrahligem *Muscovit* und Chlorit besteht (Fig. 13). —

Wie schon oben erwähnt wurde, ist *A. Wichmann* (l. c.) der einzige, dem es gelang Cordieritreste im Gigantolith zu entdecken. Er berichtet hierüber u. a. folgendes: »Erst nach Anfertigung einer verhältnismässig grösseren Anzahl von Dünnschliffen gelang es, den Cordierit in makroskopisch wie mikroskopisch wohl erhaltenen Resten aufzufinden. Diese Reste, welche in Gestalt kleiner, rundlicher Körnchen inmitten der Gigantolithmasse stecken — —.« Es ist nun auffallend, dass in dem reichhaltigen Material, welches der Verf. gerade in dieser Hinsicht untersucht hat, weder makroskopisch noch mikroskopisch Cordierit entdeckt wurde. *Übrigens ist dieses Mineral nie in den Pegmatiten von Tammela angetroffen worden.* Entweder hat nun *Wichmann* irgend ein anderes Mineral, vielleicht Quarz ¹⁾, mit Cordierit

¹⁾ Auf S. 677 in seiner Untersuchung betont *Wichmann* die Ähnlichkeit dieser Minerale in Dünnschliffen.

verwechselt, oder stammen seine Stufen von einem anderen Fundorte her. Es giebt nämlich, wie der Verf. selbst gesehen hat, dem Gigantolith sehr ähnliche Cordieritpseudomorphosen, z. B. bei Skogböle, im Kirchspiel Tenala. Wären die Cordieritreste im Gigantolith so zahlreich, wie *Wichmann* berichtet, so wäre es nicht möglich, dass nicht nur der Verf., sondern auch alle oben angeführten Autoren diese übersehen hätten. Ausser Cordierit beschreibt *Wichmann* noch ein isotropes, »schön tiefblaues Mineral«, welches nach seiner Ansicht Flussspat ist. Dieses schön tiefblaue Mineral war wahrscheinlich Turmalin, der senkrecht zur Prismenaxe getroffen war. Der von

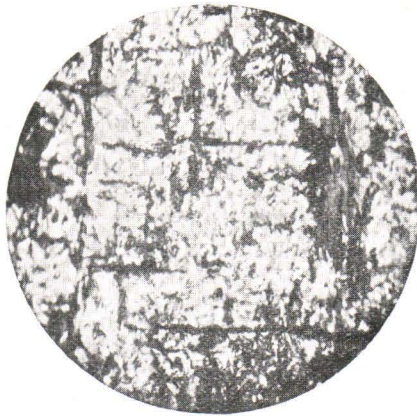


Fig. 13. Mikrophotographie des Gigantoliths. Schliff parallel mit der Prismenaxe. Nicols +. Vergr. 25.

Wichmann angeführte »pleochroitische Glimmer« müsste aus Chlorit bestehen, weil nämlich in dem Gigantolith aller Glimmer Muscovit ist.

In dem typischen Gigantolith giebt es keine Reste des ursprünglichen Turmalins. Die eingeschlossenen, durchgehends mit dem Gigantolithwirt *nicht* parallel orientirten, *blauen* Turmaline, sind, wie schon oben bemerkt wurde, späteren Ursprungs. Derjenige Turmalin, aus dem der Gigantolith gebildet wurde, war dagegen höchst wahrscheinlich nicht blau sondern braun; der Turmalin in Tammela ist überwiegend braun (Siehe unter Turmalin). Nun hat der Verf. bei *Heponiitynmäki* Turmalinkristalle gefunden, welche eine beginnende oder sogar sehr weit vorgeschrittene Umwandlung in eine gigantolithähnliche Substanz zeigen. Schon makroskopisch kann eine

grüngraue Chlorit-Muscovitmasse unterschieden werden, in welcher sich kleine unzersetzte Turmalinkörner befinden. U. d. M. sieht man über den ganzen Dünnschliff mit einander parallelorientirte, unregelmässig begrenzte, *braune* Turmalinkörner, deren Zwischenräume von blätterigem und schuppigem Muscovit und Chlorit erfüllt sind (Fig. 14). Die Muscovitblätter sind teilweise sowohl längs als quer zur Prismenaxe des Turmalins angeordnet, so dass eine an den Gigantolith erinnernde Struktur entsteht. Ausserdem giebt es gerade, von Feldspat (Albit) erfüllte Sprünge, die sehr wahrscheinlich schon in dem ursprünglichen, stengeligen Turmalin primär einkristallisirt

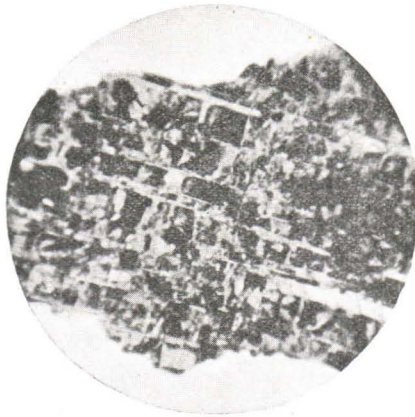


Fig. 14. Parallelorientirte Turmalinreste im Gigantolith.
Heponiitynmäki. Nicols ||. Vergr. 9.

waren. Dieser teilweise umgewandelte Turmalin dürfte also ein Übergangsglied zu dem Gigantolith darstellen.

Ogleich auf Grund der chemischen Zusammensetzung einer Pseudomorphose im allgemeinen keine sicheren Schlüsse über die Zusammensetzung des ursprünglichen Minerals gezogen werden können, so ist es doch event. möglich den Verlauf der Umwandlung auf chemischem Wege zu verfolgen. In dieser Absicht wurden folgende Analysen vorgenommen: I an typischem *Gigantolith* von *Härkäsväri*; II an dem schon teilweise umgewandelten braunen *Turmalin* von *Heponiitynmäki*; III an dem *braunen Turmalin* von *Rajamäki* (vergl. S. 83), weil er wegen seiner ausgeprägten Querabsonderung am meisten dem Gigantolith ähnlich ist. Das Analysenmaterial wurde in keinem

Fälle mit schweren Flüssigkeiten gereinigt, weil ja sonst die verschiedenen Bestandteile der inhomogenen Aggregate von einander separiert werden könnten. Nur aus dem Gigantolith wurden mit der Lupe die Turmalinkörner möglichst genau herausgelesen. Bor ist nach einer von *Edgar T. Wherry*¹⁾ ausgearbeiteten Methode bestimmt worden, nach welcher die Sesquioxyde durch Kochen mit CaCO_3 ausgefällt werden, und die Borsäure in dem Filtrate, nachdem Glycerin zugesetzt ist, mit NaOH titriert wird. Diese Bestimmungen wurden wenigstens zweimal wiederholt; die angegebenen Werte sind Mittel aus diesen, die weniger als 1 % von einander abwichen. Die Bestimmung von Ferroeisen ist mit in Alkohol geschlämmtem Pulver, sowohl nach der *Cooke'schen*, als auch nach der *Pratt'schen*²⁾ Methode ausgeführt. Die Alkalien sind nach *Lawrence Smith* und im Gigantolith auch nach einem von dem Verf.³⁾ ausgearbeiteten Verfahren bestimmt. Im Übrigen hat der Verf. den von *Hillebrand* (l. c.), angegebenen Methoden gefolgt. In der folgenden Tabelle (IV) sind auch die älteren Gigantolithanalysen mitgeteilt. Zum Vergleich sind auch Analysen über den bei der Gigantolithbildung umgewandelten (IV) und frischen Kalifeldspat (V) angegeben.

Wie nun aus den Analysen hervorgeht, steht der teilweise umgewandelte Turmalin von *Heponiitynmäki* (II) intermediär zwischen Turmalin (III) und Gigantolith (I) und stellt somit einen Übergang von jenem zu diesem dar. Die Umwandlung besteht hauptsächlich darin, dass die *Borsäure verschwindet*, *Kalium* und *Wasser aufgenommen* werden. (Die Spuren von Borsäure in dem Gigantolith können von kleinen Turmalinkörnern herkommen, welche auch in mikroskopischer Grösse vorkommen.) Dazu ist die Menge an SiO_2 relativ vermehrt, diejenige an Al_2O_3 vermindert worden. Die Tatsache, dass die Borsäure bei der Umwandlung von Turmalin zu erst weggeführt wird, ist schon von *G. Bischoff*⁴⁾ und *Tschermak*⁵⁾ beobachtet und betont worden. Der Gehalt an Eisen ist sogar bis auf seine Oxydationstufe unverändert geblieben, was im allgemeinen auch bei Mengen an MnO , MgO , CaO und Na_2O der Fall ist. Nun

¹⁾ *Edgar T. Wherry* und *W. H. Chapin*: »Determination of Boric Acid in Insoluble Silicates.« Journ. of the Amer. Chem. Soc. XXX, 11, 1908.

²⁾ Vergl. *Hillebrand*: »Analyse der Silikat- und Karbonatgesteine«.

³⁾ »Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittels Chlorkalzium.« Bull. Comm. géol. de Finlande n:o 26, 1911 und Zr. f. Anorg. Ch., 74, S. 74.

⁴⁾ »Lehrbuch d. chem. und phys. Geol.«, I, 1847, S. 687.

⁵⁾ »Die gewöhnliche Umwandlung der Turmaline« T. M. P. M. 21, 1902.S. 1.

Tab. IV.

	Gigantolithanalysen von			I	II	III	IV	V
	Troile-Wacht- meister	Marrignac	Komonen	Gigantolith Hörkäsari	Gigantolith- Turmalin, Hepontiyg- mäki	Turmalin, Rajomäki	Umgewandel- ter Kalifeld- spat, Hörkäsari	Frischer Kali- feldspat, Hörkäsari
SiO ₂	46.27%	42.59%	45.5%	42.85%	38.95%	35.46%	67.30%	64.86%
B ₂ O ₃	—	—	—	Spuren	5.65	8.90	—	—
TiO ₂	—	—	—	Spuren	0.97	0.58	—	—
Al ₂ O ₃	25.10	26.62	26.7	30.13	30.35	36.39	22.28	19.40
Fe ₂ O ₃	15.60	15.73	13.8	3.28	3.89	1.43	0.63	0.20
FeO.....	—	—	—	10.15	8.36	9.59	—	—
MnO.....	0.89	0.95	0.9	0.39	0.22	0.47	Spuren	—
MgO.....	3.80	2.63	2.4	1.87	1.86	2.61	—	—
CaO.....	—	—	—	0.32	0.32	0.45	0.77	0.24
K ₂ O.....	2.70	5.44	5.8	4.23	3.29	0.22	4.74	11.59
Na ₂ O.....	1.20	0.86	—	1.23	1.34	1.73	2.48	3.60
H ₂ O-110°....	} 6.00	} 5.89	} 6.2	0.25	0.32	0.19	0.20	} 0.18
H ₂ O+110°....				5.06	4.34	1.28	1.54	
Fl.....	—	—	—	0.34	0.07	0.20	Spuren	—
	101.56%	99.71%	101.30%	100.10%	99.93%	99.60%	99.94%	100.07%

war es interessant zu konstatiren, dass auch der Kalifeldspat um den Gigantolith herum, in einem Abstand von 2—3 cm in ein gelblich

graues Aggregat von sericitähnlichem Muscovit und Quarz umgewandelt ist. (Vergl. bei Kalifeldspat S. 76) Das Analysenmaterial stammt nicht aus vollständig umgewandelten Teilen her, sondern weist mikroskopisch noch unveränderte Feldspatreste auf. Mit dem frischen Kalifeldspat verglichen, zeigt er eine doppelt so kleine Menge von K_2O , und einen Gehalt von 1.74 % H_2O (Die kleine H_2O -Menge in dem frischen Mineral dürfte aus hygroskopischem Wasser bestehen). Die relativen Mengen von SiO_2 und Al_2O_3 sind vermehrt worden. Bei der Umwandlung von Turmalin in Gigantolith ist also Kali aus dem Feldspat in den Gigantolith, und vielleicht auch umgekehrt etwas Al_2O_3 aus dem Gigantolith in den Feldspat eingewandert. In beiden sind dazu SiO_2 und H_2O von aussen zugeführt worden. — Bei dieser Umwandlung ist die gewöhnliche durch die Atmosphären verursachte Verwitterung ausgeschlossen. Wie schon früher bemerkt wurde, sind die Pegmatite bis zur Tagesoberfläche ganz frisch ohne jegliche Verwitterung. Die Gigantolithgruppen liegen dazu oft tief in dem Pegmatite von Quarz und Feldspat umschlossen. Die Umwandlung ist als ein pneumatolytischer Prozess anzusehen. Hierfür sprechen u. a. die folgenden Tatsachen. In dem Gigantolith und in der sericitähnlichen Muscovitmasse, welche, auch von dem Gigantolith unabhängig vorkommend, *Sprünge und kleine Hohlräume im Feldspat bekleidet*, sind kleine Kristalle eines *blauen Turmalins* eingebettet. Es wurde schon vorher auseinandergesetzt, dass dieser blaue Turmalin jünger als die Zerbrechung der Gigantolithkristalle (eigentlich der Urturmalinkristalle) ist. Der in der Muscovitmasse, neben dem blauen Turmalin vorkommende Quarz gehört zu der α -Modifikation, die bekanntlich unter 575° gebildet ist. In dem Pegmatit zirkulierten also in einer gewissen Phase Lösungen oder Gase, die nebst Muscovit (durch Umwandlung von Feldspat) und α -Quarz auch Turmalin absetzten. Die Zufuhr von SiO_2 wenigstens in dem Gigantolith und wahrscheinlich auch in dem umgewandelten Feldspat beweist, dass diese zirkulierende Substanz auch SiO_2 enthielt. Dass dieser Prozess ein pneumatolytischer war, beweist gerade das Vorhandensein von Turmalin. Weil es hier keine jüngere Eruptivgesteine als die Pegmatite giebt, so ist es am natürlichsten die obenbeschriebenen Umwandlungen den aus dem Pegmatit magma zuletzt entweichenden, flüchtigen Bestandteilen mit Wasser und Kieselsäure, zuzuschreiben. —

Aus dem obigen dürfte nun folgendes hervorgehen:

1:o. *Der Gigantolith ist keine Pseudomorphose nach Cordierit, weil er nicht die Kristallform des Cordierits besitzt und weil die Pegmatite*

in Tammela keinen Cordierit enthalten, sondern eine Pseudomorphose nach Turmalin, weil er die Kristallform des Turmalins sogar in sehr typischer Ausbildung besitzt.

2:o. Die Umwandlung des Turmalins in Gigantolith hat *pneumatolytisch*, durch Einwirkung der aus dem Pegmatitmagma zuletzt entweichenden Gase und Lösungen stattgefunden.

Solche pneumatolytische Umwandlungen sind nun gar nicht selten. Dafür sind sowohl die Greisen-, als auch die Kaolinbildung gute Beispiele. Brögger ¹⁾ beschreibt in seiner Arbeit über die Syenitpegmatite eine gewisse Phase der Gangbildung, in welcher eine Verwitterung und Bildung neuer Minerale stattgefunden hat. Der von F. H. Butler ²⁾ beschriebene Prozess der Kaolinbildung im Luxullianit von Cornwall zeigt eine gewisse Analogie mit unserem Falle, insofern, als auch hierbei zwei Turmalin-Generationen vorkommen, von denen die jüngere durch Zerstörung der älteren gebildet ist. — Obgleich der Turmalin sehr schwierig durch die gewöhnliche Verwitterung zersetzt wird, wie sein Vorkommen in Sand und Geschiebe und sogar als ein Bestandteil der Sandsteine zeigt, so wird eine mehr oder weniger vollständige Umwandlung des Turmalins besonders in Pegmatiten öfters beschrieben. ³⁾ Das gewöhnlichste Umwandlungsprodukt scheint der Muscovit zu sein; aber neben diesen kommen auch solche von Biotit, Lepidolith, Chlorit und Talk vor. Auch werden einige dem Gigantolith ähnliche Pseudomorphosen angegeben ⁴⁾. Nach Tschermak ⁵⁾ werden die Mg-, Fe-reichen Turmaline in Muscovit und Biotit, die Alkaliturmaline in dichten Muscovit umgewandelt; aus dem Biotit kann dann sekundär noch Chlorit gebildet werden.

In den finnländischen Pegmatiten kommen an mehreren Orten gigantolithähnliche Pseudomorphosen vor. Die folgenden Lokalitäten werden von Wiik erwähnt: Skogsböle (Kimito, Gouvernement Åbo), »kleine, undeutliche Kristalle in Quarz, denen von Tammela ähnlich»; Bjärno (Guv. Åbo). Der Verf. hat solche auch in dem Pegmatit bei Puurolampi und Paavo (Orijärvi, Kisko) gefunden. Bei Puurolampi kommen in einem 1—1.5 m breiten, aus Mikroklinperthit, Albit und Quarz

¹⁾ Zr. f. Kr. Bd. 16, 1890. S. 166.

²⁾ »Kaolinization and other Changes in West of England Rocks.» Min. Mag. Vol. XV, n:o 69, 1908. S. 128—146.

³⁾ Vergl. die Litteraturangaben und kurze Beschreibungen in dem Handbuch der Mineralogie von Carl Hintze. II Teil. S. 321—361.

⁴⁾ Hintze: I, c.

⁵⁾ »Die gewöhnliche Umwandlung der Turmaline», T. M. P. M., 21, 1902, S. 1.

gebildeten Pegmatitgänge sehr reichlich grüngraue, bis zu 10 cm lange, 4—5 cm dicke Säulen vor, die aus Chlorit und Muscovit bestehen. Leider fehlen ihnen jegliche Kristallflächen, so dass man keine sicheren Schlüsse betreffs des Urminerals ziehen kann. Die Querabsonderung ist an ihnen nicht so deutlich wie bei dem typischen Tammelagigantolith, sondern sie besitzen eine stengelige Struktur. Mikroskopisch ist das Mineral jedoch auffallend dem Gigantolith ähnlich. Auch in diesem Fall ist der Chlorit Pennin, der nicht pleochroitische Bestandteil aber Muscovit. Ein Schnitt parallel zur Längsrichtung der Säulen, zeigt zwei senkrecht gegen einander orientirte Spaltrichtungen, die durch lange Chlorit- und Muscovitblätter erkennbar sind. Die bei *Paavo* gefundenen, kleinen Bruchstücke sind mit ihrer Querabsonderung schon makroskopisch mehr dem Gigantolith ähnlich. In den Mineralsammlungen der hiesigen Technischen Hochschule giebt es einige dem Gigantolith ähnliche Minerale, worauf Dr. *Benj. Frosterus* den Verf. aufmerksam gemacht hat. Die Stufen stammen aus einem turmalinführenden Pegmatit in der Nähe der Stadt Nystad. Die säulenförmigen Stücke bestehen aus Chlorit und Muscovit, und zeigen auch eine Querabsonderung, besitzen aber nicht genügend deutliche Kristallflächen, um an ihnen eine bestimmte Kristallform feststellen zu können.

Die Glimmerminerale.

In den Pegmatiten kommen die beiden gewöhnlichsten Glimmerarten: *Biotit* und *Muscovit*, angeblich auch *Lepidolith* vor. Sie sind früher von *A. E. Nordenskiöld* ¹⁾ und *Wiik* erwähnt und der *Muscovit* auch näher von *Wiik* beschrieben worden ²⁾.

Der *Biotit* kommt neben *Muscovit* in ganz geringen Mengen und hauptsächlich nur bei Rajamäki und Sukula vor. Er bildet dünne, öfters chloritisirte Blätter in Quarz und Feldspat. Die Farbe ist makroskopisch schwarz, in durchscheinendem Licht tief braun mit den Absorptionsfarben: *c*, *b*: tiefbraun, *a*: braungelb. Auf Grund seiner optischen Orientirung zur Schlagfigur gehört er zu den Glimmern II. Art. Der optische Axenwinkel beträgt nur 2°—3°.

Viel häufiger ist der *Muscovit*, der bei Härkäsaari sogar einen der Hauptbestandteile des Pegmatits bildet und zwar zeigt er oft

¹⁾ Beskrifn. öfver de i Finland funna Mineralier. 1863, S. 107.

²⁾ »Optisk-kristallografisk undersökning af finska glimmerarter.» Öfvers. af Finska Vet.-Soc. förh. XIV, 1871—1872. S. 33.

dicke Tafeln mit der idiomorphen, rhombischen Begrenzung. — Die Farbe ist gelblich weiss oder rein weiss. *Wiiik*¹⁾ hat ihn schon als zu den Glimmern erster Art gehörig erkannt und ihren optischen Axenwinkel zu 66° — 67° bestimmt. Der Verf. hat an einem Muscovit von *Sukula* in gewöhnlichem Lichte $2 E = 70^{\circ} 20'$, an einem anderen von *Härkäsaari* $2 E = 68^{\circ} 10'$ bestimmt.

Biotit und Muscovit sind oft gesetzmässig als dünne Tafeln entweder auf einander oder neben einander gewachsen. Der Leitstrahl der Schlagfigur bildet auf beiden Seiten einen Winkel um 59° — 60° gegen die etwas zackige Grenze.²⁾

Als eine sekundäre Bildung kommt neben Chlorit der Muscovit als der Hauptbestandteil des pneumatolytisch umgewandelten Mikroklin und des Gigantoliths (vergl. S. 49) vor.

Als Fundstelle für *Lepidolith* giebt *A. E. Nordenskiöld*³⁾ *Penikoja* an, ohne das Mineral näher zu beschreiben. Es ist dieselbe Stelle, von welcher auch Spodumen, Tantalit, Adelpholith, Beryll u. a. herkommen. In den Sammlungen des Mineral.-Geologischen Instituts giebt es jedoch keine *Lepidolith*stufen von *Penikoja*. Um das eventuelle Vorkommen des *Lepidoliths* in dem Albitaplit von *Kietyönmäki*, der ja auch andere lithiumhaltige Minerale führt, zu konstatiren, hat der Verf. qualitative Proben auf Lithium mit einem hier spärlich vorkommenden, lichten Glimmer vorgenommen, ohne jedoch positive Resultate zu erzielen.

Der Granat.

Dunkelbraune, bis 2—3 cm grosse Granate sind in dem Pegmatit sehr häufig. Sie sind im allgemeinen in der Form des Ikositetraeders (211), gelegentlich auch in Kombination mit (110) kristallisirt. Als Neubildung kommt der Granat in dem Gigantolith vor.

Der Kalifeldspat.

Kalifeldspat ist der überwiegende Bestandteil der Pegmatite von *Tammela*. Seine Menge beträgt hier, approximativ berechnet, wenigstens 60 %, gelegentlich bis 70 %. Durch seine rote Farbe giebt er schon äusserlich den Pegmatitgängen einen gewissen Charakter. In

1) l. c.

2) Vergl. *Hintze*: Handbuch der Mineralogie. S. 533.

3) Beskr. öfver de i Finland funna Mineralier, 1863. S. 111.

der ältesten Litteratur ¹⁾ wird er kurzweg als Feldspat, später, u. a. von *A. E. Nordenskiöld* ²⁾ und *Wijk* ³⁾ als Orthoklas erwähnt und beschrieben. Nach dem Erscheinen der Untersuchungen von *Des Cloizeaux* über Mikroklin, erwähnt *Wijk* ⁴⁾ auch Mikroklin von Tammela. Aller Kalifeldspat ist jedoch hier *Mikroklin*, die *Pegmatite*

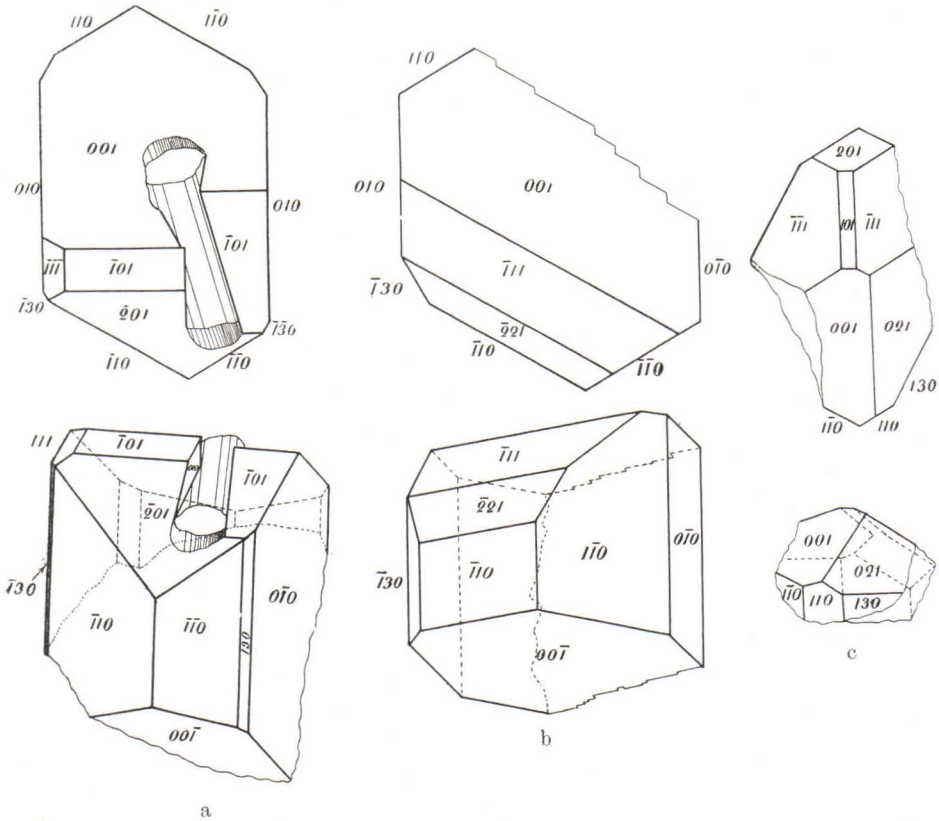


Fig. 15. Mikroklinkristalle, a und b $\frac{1}{2}$ der natürl. Grösse, c in natürl. Grösse.

¹⁾ Vergl S. 2—3.

²⁾ Beskr. öfver de i Finl. funna Min., 1863 S, 86.

³⁾ Undersökning af finska ortoklasvarieteterna, Öfversikt af Finska Vet.-Soc. förh. XIII, 1870—1871. S. 76.

⁴⁾ Öfversikt af finska Vet.-Soc. förh. XXIV, 1881—1882. S. 51.

enthalten keinen Orthoklas. Der Mikroklin von Tammela ist zum grossen Teil s. g. »einfacher« Mikroklin ohne die gewöhnliche Gitterstruktur, und immer perthitisch.

Der Mikroklin kommt meistens als grosse, sogar bis 0.5—0.75 m messende Individuen, meistens ohne Kristallbegrenzung vor. Die ringsum ausgebildeten Kristalle sind ganz selten, öfters ist nur ein Ende oder eine Ecke von Kristallflächen begrenzt. Die Dimensionen der Kristalle schwanken von 1—2 cm bis 10—15 cm und sogar bis 0.5 m. Die Flächen sind rau und uneben und für Messungen im Reflexionsgoniometer keineswegs geeignet. Die unten aufgezählten Formen sind mit dem Kontaktgoniometer identifiziert und als asymmetrisch aufgefasst worden, weil die richtige Aufstellung, trotz der kleinen Abweichung der Winkelwerte von den monosymmetrischen, dadurch ermöglicht wurde, dass das bei Spaltungsstücken konstatierte Auftreten nur des linken Hemiprismas (110) als Spaltfläche auch bei den gemessenen Kristallen mehr oder weniger deutlich hervortrat. Folgende Formen wurden beobachtet: (001), (010), ($\bar{1}$ 01), (201) ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$), ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$), (021), ($0\bar{2}\bar{1}$), (110), ($\bar{1}\bar{1}$ 0), (130), ($\bar{1}\bar{3}$ 0).

Die beigefügten Kristallfiguren ¹⁾ (Fig. 14 a, b, c) sind mit Hilfe einer monosymmetrisch entworfenen, gnomonischen Projektion gezeichnet. Die Figuren stellen die mehr ideale oder, was öfters der Fall ist, stark verzerrte Ausbildung der Kristalle dar. Sie sind meistens nach der Prismenaxe dick säulenförmig, in einem Falle auch nach der Kante (001): ($\bar{1}\bar{1}$ 0) gestreckt (Fig. 14 b). Die Flächenwinkel der Kristalle an einem Reflexionsgoniometer zu messen, war wegen der Beschaffenheit der Kristallflächen unmöglich. Die folgenden Messungen (Tab. V) sind darum mit Reflexionsgoniometer an Spal-

Tab. V.

	Der Winkel zwischen		
	(001):(010)	(001):($\bar{1}\bar{1}$ 0)	(010):($\bar{1}\bar{1}$ 0)
Tammela I ..	90° 25'	67° 46'	61° 7'
» II..	90° 23'	67° 37'	60° 52'
» III	90° 25'	67° 48'	60° 48'
Pellotsalo....	90° 29'	68° 0'	61° 1'

¹⁾ Einer von den abgebildeten Kristallen (a) enthält einen Beryllkristall in sich eingeschlossen.

tungsstücken ausgeführt, wobei, um die Signale möglichst ungestört zu erhalten, die unebenen Stellen geschwärzt wurden. Die angegebenen Zahlen sind Mittelwerte aus 4—5 Messungen. Vor der Messung wurde an kleinen Splittern untersucht, ob der Mikroklin einfach oder gitterlamellirt war. Es wurde nämlich beobachtet, dass die gitterlamellirten Spaltstücke sehr abweichende Zahlen, besonders für den Winkel (001): (010) z. B. bis $90^{\circ} 5'$ — $89^{\circ} 58'$ ergaben. Nur die ersteren Werte sind mitgenommen. Die oben ermittelten Werte zeigen eine relativ grosse Übereinstimmung. Die früher angegebenen, entsprechenden Winkelwerte für Mikroklin zeigen dagegen viel grössere Schwankungen, wie aus der Zusammenstellung im Handbuch von Hintze, II. Teil, S. 1338 ersichtlich ist.

Die grossen Schwankungen bei diesen Winkelwerten beruhen wahrscheinlich darauf, dass die Messungen nicht an vollkommen einfachem Mikroklin, an dem die primären Flächenwinkel ungestört erhalten sind, sondern an wenigstens teilweise gitterlamellirtem Mikroklin ausgeführt wurden, der sekundär entweder aus einfachem Mikroklin oder aus Orthoklas entstanden ist. Die sekundäre Zwillingstruktur des Mikroklin ist aber nicht immer, wie der Verf. später (vergl. S. 71) zu beweisen versuchen wird, »fertig« und präzise, und somit kann man an solchem Mikroklin sehr schwankende Winkelwerte erhalten.

Die Zwillingbildung, von der erst u. d. M. sichtbaren, polysynthetischen Zwillinglamellirung abgesehen, folgt nur dem Bavenoer-Gesetz, während Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz nicht beobachtet wurden¹⁾. An den Bavenoer-Zwillingen werden ja die Basis des einen und das Brachypinakoid des anderen Individuums, und umgekehrt, nahezu parallel. Auf einer solchen gemeinsamen Spaltungsfäche wird die Zwillingsgrenze dadurch sehr deutlich sichtbar, dass die Perthitschnüre auf dem Klinopinakoid schief, auf der Basis senkrecht zu dieser Grenze verlaufen. Die Fig. 16 stellt solche Spaltflächen von einem Bavenoerzwilling dar, wo also Basis- und Brachypinakoid-flächen zusammenfallen. Wie aus der Fig. ersichtlich ist, läuft die Zwillingsgrenze nicht ganz geradlinig, sondern zeigt Knickungen und Biegungen. Durch Messungen an 4 verschiedenen Spaltstücken wurde konstatiert, dass die gemeinsame Zwillingfläche entweder (021) oder (021) für beide, aber nicht für das eine Individuum (021) und

¹⁾ Das ist auch in den Pegmatiten von Moss in Norwegen der Fall. Vergl. Brögger: G. F. F., 5, S. 345.

das andere ($0\bar{2}1$) ist. Daraus geht hervor, dass die Zwillingbildung also nicht auf Zufälligkeiten beruht und dass der Mikroklin auch in den Zwillingen ausgeprägt asymmetrisch ist. Die polysynthetische Zwillingstruktur, die erst in Dünnschliffen, in polarisiertem Lichte sichtbar ist, wird unten (S. 68) besonders beschrieben.

Die Spaltbarkeit nach (001) ist, wie gewöhnlich, viel deutlicher als nach (010). Daneben kommt auch diejenige nach ($1\bar{1}0$) und oft sogar deutlicher als nach (010) vor. In Dünnschliffen wird noch die öfters angegebene, mit einem steilen Makrodoma ($\bar{8}01$) oder ($\bar{7}01$) parallele Murchisonit-Spaltbarkeit sichtbar, die in naher Beziehung zur Perthitbildung steht und zusammen mit dieser noch näher beschrieben werden soll. — Das spezifische Gewicht wurde in Thouletscher

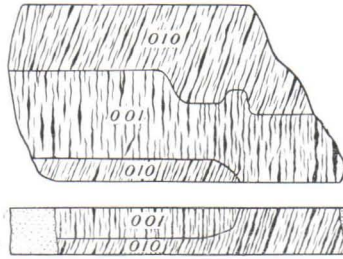


Fig. 16. Spaltflächen an einem Bavenoerzwilling von Mikroklinperthit. $\frac{1}{2}$ der natürl. Grösse.

Lösung mit Westphalscher Wage bestimmt und schwankt zwischen 2.561—2.567, was vielleicht auf der unhomogenen Beschaffenheit und etwaigen Verwitterung des perthitischen Feldspates beruht. Die meisten Spaltstücke hatten jedoch das spez. Gew. 2.563—2.565.

Die Farbe ist gewöhnlich licht ziegelrot, geht aber in lichtrot und sogar in rein grauweiss über. Die Perthitschnüre treten auf den Spaltflächen durch ihre helleren Farben schon makroskopisch deutlich hervor.

Da dem Mikroklin meistens die gewöhnliche gitterlamelläre Zwillingstruktur fehlte, so schien die Bestimmung der optischen Konstanten aussichtsvoll, indem die optischen Bestimmungen durch diesen Zwillingbau sonst erschwert werden. Die hierzu nötigen Axenwinkelplatten und Prismen zur Bestimmung der Lichtbrechungsponenten wurden unter Zugrundelegung der

Berechnungen von *Ussing* ¹⁾ über die optische Orientirung beim einfachen Mikroklin angefertigt.

In dem von *Ussing* untersuchten einfachen Mikroklin war der Auslöschungswinkel auf (001) + 15° 30' und auf (010) + 5° 15'. Mit Hilfe zweier weiterer Schnitte bestimmte er die Orientirung für Platten senkrecht zu der spitzen und stumpfen Bisektrix. Mit diesen zwei Platten hat *Ussing* dann den spitzen und stumpfen Axenwinkel, die Doppelbrechung $\gamma-\beta$ und $\beta-\alpha$ gemessen, dann durch Totalreflektion den Brechungsexponenten β bestimmt und zuletzt die übrigen γ und α berechnet. Der Verf. hat nur die eine Axenwinkelplatte senkrecht zu der spitzen Bisektrix und dazu ein Prisma zur Bestimmung von γ und β angefertigt. Die Schriffe sind mit Hilfe des Wülfing'schen Schleifapparats orientirt. In den Mikroklinen von Tammela waren die Auslöschungswinkel auf (001) und auf (010) etwas schwankend, aber die Mittelwerte so gleich denjenigen bei *Ussing* und zwar waren eigentlich nur diejenigen auf (010) verschieden, so dass keine weiteren Hilfsplatten geschliffen wurden, sondern der gewünschten Axenwinkelplatte, senkrecht zur spitzen Bisektrix, eine diesen kleinen Abweichungen entsprechende, approximativ berechnete Orientirung gegeben wurde. Die Prismen waren so orientirt, dass die Eintrittsfläche für Licht dieselbe Lage wie die Axenwinkelplatte besass und die brechende Kante mit der stumpfen Bisektrix parallel war. Auf diese Weise wurden die optischen Konstanten für den Mikroklin von zwei verschiedenen Vorkommen in Tammela (Härkäsaari I und Pakkalanmäki II), und zum Vergleich für den einfachen Mikroklin von Pellotsalo ²⁾ III bestimmt. In der Tabelle VI sind die Auslöschungswinkel auf (001) und (010), die berechneten und die schliesslichen Orientirungen der fertigen Axenwinkelplatten und Prismen neben den Werten *Ussings* angegeben.

Zur Orientirung der brechenden Kanten bei den Prismen parallel zur stumpfen Bisektrix, wurden die Auslöschungsrichtungen in den Axenwinkelplatten bestimmt, das Spaltungsstück mit der fertig polirten Fläche *bc* auf einem Objektglas so befestigt, dass die Kante 001: *bc* den richtigen Winkel mit der Kante des Objektglases bildete. Die Axenwinkel wurden unter dem Mikroskop mit Hilfe eines Kleinschen Drehapparates, wo die Platte zwischen zwei halbkugelförmigen Linsen gefestigt war, gemessen.

¹⁾ *A. Sauer* und *N. V. Ussing*: *Zr. f. Kr.*, 18, 1891, S. 192.

²⁾ Vergl. *W. Ramsay* und *A. Zilliacus*: *Öfversikt af Finska Vet.-Soc. Förh.* Bd. 39. S. 58.

Tab. VI.

	Der Auslö- schungswin- kel auf		\wedge 001 : bc			\wedge 010 : bc		
	001	010	Berechnet	Axenw.-platte fertig	Prisma fertig	Berechnet	Axenw.-platte fertig	Prisma fertig
Bei Ussing	15° 30'	5° 15'	83° 31'	—	—	106° 01'	—	—
I	15° 38'	4° 6'	84° 40'	84° 00'	84° 10'	106° 01'	106° 05'	106° 15'
II	15° 30'	4°	84° 31'	84° 32'	85° 13'	106° 01'	106° 47'	107° 24'
III	15°-16°	4° 48'	83° 57'	83° 53'	82° 46'	106° 01'	106° 35'	105° 48'

Mit den Prismen I und II wurden die Brechungsexponenten γ und β für Na-Licht, mit III für gewöhnliches Licht, bestimmt. Der dritte Brechungsexponent α ist auf Grund der Werte für den Axenwinkel, und den Brechungsexponenten γ und β berechnet. Als Kontrolle der mit Prismen ermittelten Werte hat der Verf. die Doppelbrechung $\gamma-\beta$ in den entsprechenden Axenwinkelplatten bestimmt. Die Tabelle VII giebt die erhaltenen Werte wieder:

Tab. VII.

	Bestimmt	Bestimmt	Bestimmt	aus γ , β und $2V$ be- rechnet	$\gamma-\beta$ aus γ und β be- rechnet	$\gamma-\beta$ bestimmt	Berechnet $\gamma-\alpha$
I	$2V = 82^\circ 1'$ $\text{Na } \xi > v$	$\gamma_{\text{Na}} = 1,52438$	$\beta_{\text{Na}} = 1,52152$	$\alpha_{\text{Na}} = 1,51937$	0,00286	0,00302	0,00501
II	$2V = 81^\circ 34'$ $\text{Na } \xi > v$	$\gamma_{\text{Na}} = 1,52485$	$\beta_{\text{Na}} = 1,52204$	$\alpha_{\text{Na}} = 1,51997$	0,00281	0,00300	0,00488
III	$2V = 82^\circ 3,5'$ $\xi > v$	$\gamma = 1,52081$	$\beta = 1,51772$	$\alpha = 1,51539$	0,00309	0,00307	0,00542

Die *chemische Zusammensetzung* des Mikroklinperthits geht aus der Tabelle VIII hervor. Das Analysenmaterial konnte nicht mit schweren Flüssigkeiten gereinigt werden, weil dann der schwere Perthitalbit von dem leichteren Kalifeldspat separiert worden wäre. Es wurden darum nur makroskopisch frische, kleine Spaltungsstücke zur Analyse genommen. Die Analysen I und III sind an ganz demselben Material wie die optischen Bestimmungen I (Härkäsaari) und II (Pakkalanmäki), II an Mikroklinperthit aus Schriftgranit von Härkäsaari und IV an Mikroklinperthit von Heponiitynmäki ausgeführt. Zum Vergleich sind in der Tabelle noch folgende Analysen und Alkalibestimmungen von Mikroklinperthit mitgenommen: V aus Pegmatit, Elgskär, Hiittis; VI aus Pegmatit, Skarfkyrkan, Tvärminne; VII aus Pegmatit, Kuusmälu, Orijärvi, Kisko; VIII aus Pegmatit, Paavo, Orijärvi, Kisko; und IX aus Albitaplit (Vergl. S. 18) Kietyönmäki, Tammela; X aus Mikroklingranit (Vergl. S. 10), Häiviö, Kalliojärvi Tammela. Auf Grund der Analysenwerte für CaO, K₂O, Na₂O sind noch die prozentischen Mengen an Kalifeldspat (Mr), Albit (Ab) und Anortit (An) in der Tabelle angegeben. Bei den Analysen VI—IX, wo CaO nicht bestimmt ist, sind die An-Mengen als Rest zu Hundert angenommen. Dennoch sind besonders VI und VIII nicht weniger zuverlässig, denn bei der ersteren sind die angegebenen Zahlen Mittelwerte aus drei, bei der letzteren aus zwei Bestimmungen.

Aus den Analysenresultaten geht hervor, dass der Mikroklinperthit aus den Pegmatiten (Anal. I—VIII) durchgehends ung. doppelt so viel Ab (+An) enthält als der Mikroklinperthit aus dem Albitaplit (IX) und aus dem Granit (X). A priori sollte man jedoch das entgegengesetzte erwarten, nämlich, dass der Kalifeldspat im Granit und besonders im Albitaplit reicher an Albit wäre als in den Pegmatiten, die doch relativ sehr wenig Albit enthalten. Denkt man sich, dass die Ab (+An)—Substanz ursprünglich als isomorphe Mischung mit dem Kalifeldspat zusammenkristallisiert und erst später entmischt wurde und sich in den Perthitschnüren ansammelte (Vergl. S. 73), so kann man die Verschiedenheit in der Zusammensetzung der Pegmatitfeldspäte einerseits und des Aplit- und Granitfeldspats andererseits auf Grund der von Vogt dargestellten Theorien sehr gut erklären. Nach Vogt¹⁾ bilden nämlich Kalifeldspat und Albit (mit Anortit) isomorphe Mischungen mit einem maximalen Gehalt von 28 % Albit, wenn der Kalifeldspat und 12 % Kalifeldspat, wenn der Albit überwiegt; die Mischungs-

¹⁾ J. H. L. Vogt: T. M. P. M. 24. S. 535.

Tab. VIII.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
					Elgskär Hittis	Skarfyrkan Tvärnåne	Kuusmilin Orjäärvi	Pervo Orjäärvi	Kietyönmäki Tammela	Granit Tammela
SiO ₂	65,05%	64,86%	64,96%	65,22%	64,51%	—	—	—	—	64,86
Al ₂ O ₃	19,19	19,40	18,91	18,47	19,45	—	—	—	—	19,11
Fe ₂ O ₃	0,28	0,20	0,43	0,36	0,09	—	—	—	—	0,20
CaO	0,41	0,24	0,32	0,47	0,29	—	—	—	—	0,18
K ₂ O	11,19	11,59	12,09	11,86	12,21	12,28	10,85	12,39	14,54	14,11
Na ₂ O	3,57	3,60	3,31	3,44	3,75	3,08	3,84	2,40	1,26	1,80
H ₂ O	0,15	0,18	0,18	0,16	0,23	—	—	—	—	0,21
	99,84%	100,07	100,20	99,98	100,53	—	—	—	—	100,46
Mr	67,2%	68,5%	71,1%	70,2%	69,0%	73,0%	65,0%	73,0%	86,0%	83,6%
Ab	30,8	30,4	27,5	27,4	30,0	26,0	32,0	21,0	12,0	15,3
An	2,0	1,1	1,4	2,4	1,0	1,0	3,0	6,0	2,0	1,1
	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%

reihe hat eine grosse Lücke und auch einen eutektischen Punkt. Bei hoher Temperatur kristallisieren die Endglieder reiner und bei niedriger mit immer wachsender Menge der anderen Komponenten aus. Der Granit ist nun sicher früher und auch bei höherer Temperatur verfestigt worden als die Pegmatite. Dem Albitaplit von Kietyönmäki kann man mit aller grösster Wahrscheinlichkeit dieselbe Entstehungsweise

wie der Kontaktzone bei Härkäsaari, nämlich Differentiation und Verfestigung vor dem eigentlichen Pegmatitmagma zuschreiben (vergl. S. 19). Am Kalifeldspat dieser Kontaktzone hat der Verf. keine Analysen ausgeführt. U. d. M. kann man jedoch konstatieren, dass die spärlich vorkommenden Mikroklinkörner gar keine oder nur sehr wenig Perthitschnüre enthalten, was mit grosser Sicherheit darauf hindeutet, dass der Kalifeldspat auch hier viel weniger Albit enthält als im Pegmatit. *Wir haben also hier in Gesteinen, die sich bei relativ hoher Temperatur verfestigten, Kalifeldspat mit einem kleineren Gehalt an Albit, als in den Pegmatiten, die sicher bei niedriger Temperatur auskristallisiert, was die Theorie von Vogt gerade fordert.* Die Temperatur bei der Befestigung der Pegmatite war sogar so niedrig, dass die maximale Mischbarkeit von Kalifeldspat und Albit in vielen Fällen erreicht worden ist. Bedenkt man, dass die Albitmenge im Kalifeldspat der Pegmatite doppelt so gross wie in demjenigen der Granite ist, so erhellt, dass der grössere Gehalt an Kalifeldspat in den Pegmatiten wenigstens zum Teil nur scheinbar ist (vergl. S. 21). Auf dieselbe Weise möchte Verf. auch die deutlich verschiedene Zusammensetzung der Feldspäte bei Härkäsaari einerseits (Analysen I und II) und der bei Pakkalanmäki (III) und Heponiitynmäki (IV) andererseits erklären. Bei Härkäsaari ist relativ wenig Albit im Pegmatit und viel im perthitischen Kalifeldspat, an den zwei anderen Vorkommen dagegen mehr Albit im Pegmatit und weniger im Kalifeldspat (Vergl. S. 21), In letzterem Falle wurde also ein grösserer Teil des Albitbestandes im Pegmatitmagma individualisiert.

Die *mikroskopische Beschaffenheit* des Mikroklinperthits geht aus folgendem hervor. Schon ohne Nicols erkennt man die Perthitschnüre, weil ihre Ränder durch submikroskopische Interpositionen getrübt sind. Auch die Grenzen der Zwillingslamellen im Mikroklin sind oft durch solche Trübung sichtbar. Die basische Spaltbarkeit bekundet sich als gerade, lange Risse, die oft das ganze Präparat durchziehen. Die Spaltrisse nach dem Brachypinakoid und diejenigen nach der Prismenfläche ($1\bar{1}0$) sind kürzer und weniger allgemein. Alle diese Spaltrisse gehen sowohl den Mikroklin als die Perthitschnüre hindurch. Eine weitere, in allen Präparaten sichtbare Spaltbarkeit, die aus kurzen und feinen, dicht an einander liegenden, parallelen Rissen besteht, kommt dagegen nur im Mikroklin vor. Die Richtung dieser Spaltrisse ist in den basischen Schnitten winkelrecht zur Kante $(001) : (010)$, in Schnitten parallel zu (010) bilden die Risse mit derselben Kante Winkel um $+70^\circ 30' - +73^\circ 30'$, gewöhn-

lich um c:a $+73^\circ$. Es ist also die sogenannte Murchisonitspaltung nach den steilen Hemidomen (701) oder (801). — Zwischen gekreuzten Nicols werden die Perthitschnüre deutlich sichtbar, so auch die gelegentlich vorkommenden Zwillingslamellen im Mikroklin. Sogar in einige cm^2 grossen Präparaten können die Zwillingslamellen ganz fehlen (Fig. 17). Grössere 10—20 cm messende Handstücke sind an dem einen Ende einfach, am anderen gitterlamellirt. Der Auslöschungswinkel im einfachen Mikroklin beträgt auf (001), wie gewöhnlich angegeben $+15^\circ$ bis $+16^\circ$, auf (010) $+3^\circ$ bis $+5^\circ 30'$ gegen die Kante (001):(010). Die Albitlamellen sind häufiger als die Periklinlamellen



Fig. 17. Einfacher Mikroklin mit Perthitschnüren. Härkäsaari.
Schnitt nach (001). Nicols +. Vergr. 9.

und sind besonders in den ersten Stadien spindelförmig (Fig. 18), wie *P. Sabersky* ¹⁾ sie beschrieben hat, als er die polysynthetische Zwillingsstruktur beim Mikroklin nur nach dem Roc-Tournégesetz erklärte. In den weiteren Entwicklungsstadien werden die Albitlamellen jedoch scharf begrenzt und geradlinig. Die längeren und breiteren Periklinlamellen sind auch ebenso scharf und selbständig wie die Albitlamellen (vergl. Fig. 19), und gar nicht als eine Unterbrechung bei diesen aufzufassen. Weil der Winkel (001) : (010) so wenig, nur um c:a $30'$ von einem Rechten abweicht, ist es auch deutlich, dass die Periklinlamellen in Dünnschliffen nach (010) nicht

¹⁾ N. J. f. Min., 1891. B.-B., S. 359.

sichtbar werden. Das geschieht nach *Böggild* ¹⁾ erst in Schnitten, die etwas schief zur Axe b liegen. Durch seine Untersuchungen hat *Böggild* ferner konstatiert, dass der polysynthetische Zwillingbau im Mikroklin nicht nur dem Roc-Tourné-, sondern wirklich dem Albit- und Periklingesetze folgt.

Die *Perthitstruktur* besitzt die gewöhnliche Beschaffenheit (vergl. Fig. 17). Der Plagioklas des Perthits besteht aus mehr oder weniger deutlich zwillingslamellirtem Albit, dessen Auslöschungswinkel auf der Basis 3° — 4° auf dem Brachypinakoid c:a 19° beträgt. Die

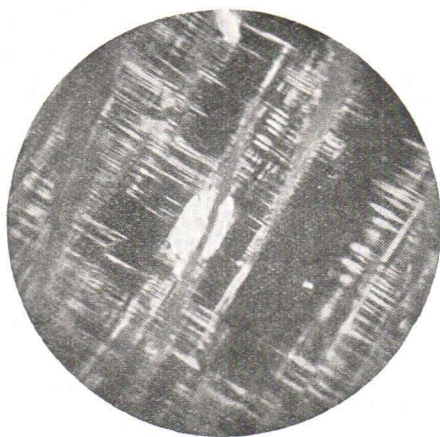


Fig. 18. Gitterlamellirter Mikroklin mit Perthitschnüren, von denen eine ein Quarzkorn durchsetzt. Rajamäki. Schnitt nach (001). Vergr. 25.

Perthitschnüre sind im Mittel 0.1 mm gelegentlich bis 0.5 mm breit. Ihre Richtung ist überwiegend dieselbe wie die der Murchisonitsprünge. Weniger häufig sind die mit den Prismenflächen (110) und $(\bar{1}\bar{1}0)$ parallel orientirten Schnüre. Diese sind schon makroskopisch sichtbar und setzen oft sogar durch 1 cm messende Schlifflinien fort. Neben diesen kommen noch unregelmässige kurze Perthiteinlagerungen vor, die auf dem Brachypinakoid Winkel von c:a 12° gegen (001) bilden. Untersucht man die feinen, dicht an einander liegenden Murchisonitsprünge bei starker Vergrößerung, so entdeckt man, dass sogar die feinsten von diesen mit Albit erfüllt sind, der im gewöhn-

¹⁾ Zr. f. Kr. B. 48, 1910. S. 466—472.

lichen Lichte etwas höheres Relief besitzt und zwischen gekreuzten Nicols mit dem übrigen Perthitalbit parallele Orientierung zeigt.

Die Entstehungsweise der polysynthetischen Zwillingstruktur beim Mikroklin ist vielfach diskutirt worden. Obgleich diese Diskussion eigentlich mehr die Beziehung zwischen Orthoklas und Mikroklin, und weniger die Frage berührt, wie diese Struktur im einfachen Mikroklin entstanden ist, so mag sie hier doch kurz zitirt werden. — Nach den einen ist diese Zwillingstruktur nicht nur im Mikroklin, sondern auch im Orthoklas schon primär vorhanden, aber im Orthoklas so fein, submikroskopisch, dass sie der direkten Beobachtung entgeht. *Michel Lévy* hat auch bewiesen, dass die optischen Eigenschaften beim Orthoklas, auch wenn dieser somit nur scheinbar monoklin wäre, durch diesen feinen Zwillingbau aus asymmetrischen Lamellen erklärt werden kann. Orthoklas und Mikroklin sind nicht zwei dimorphe Modifikationen. Es handelt sich nicht um Dimorphie, sondern um Polysymmetrie (*Groth*), weil die physikalischen Eigenschaften von Orthoklas und Mikroklin gar zu wenig von einander abweichen. — Andere ¹⁾ halten Orthoklas und Mikroklin für zwei dimorphe Modifikationen des Kalifeldspats und die Gitterstruktur für sekundär. Die Gitterstruktur wird teils durch Entspannung der Kontraktionen bei dem Übergang aus der monosymmetrischen in die asymmetrische Modifikation, teils durch Dynamometamorphose hervorgerufen.

Nach der ersteren Theorie ist die schiefe Auslöschung beim einfachen Mikroklin ein Resultat davon, dass das eine von den submikroskopischen, nach links und rechts auslöschenden, asymmetrischen Lamellensystemen überwiegt (*Brögger*: »Die Syenitpegm.« I. c. S. 560). Der Auslöschungswinkel beim einfachen Mikroklin ist aber ebenso gross (15°—16°), wie bei den Lamellen und folglich müsste der einfache Mikroklin aus submikroskopischen Lamellen des einen Systems aufgebaut sein, was ja dazu führt, dass er doch aus einem einzigen Individuum besteht. Wäre auch das nicht der Fall, so sollte das eine System, auch nachdem die Lamellen sichtbar werden, ganz vorwiegen, was man nicht konstatiren kann. Im Gegenteil giebt es in den gitterstruirten Partien ebenso viel links- wie rechtsauslöschende Lamellen. Man kann keinen Unterschied zwischen einem gitterlamel-

¹⁾ Ein eingehendes Litteraturverzeichnis ist in der folgenden Untersuchung zu finden. *Otto Wenglein*: »Über Perthitfeldspäte.« Diss. Kiel, 1903.

Vergl. auch: *W. Wahl*: »Analogien zwischen Gliedern der Pyroxen- und Feldspatgruppen und über die Perthitstrukturen.« Öfvers. af finska Vet. Soc. förh., 50, 1906—1907. N:o 2.

lirten Mikroklin der, aus Orthoklas und einem, der aus einfachem Mikroklin entstanden ist, entdecken. In den ersten Stadien kommen die Zwillingslamellen hauptsächlich oder nur an den Rändern der Perthitschnüre vor (Vergl. Fig. 18). Wenn sie anderswo sichtbar sind, ist ihr Zusammenhang wieder mit den kurzen Murchisonitsprüngen deutlich. Bei stärkerer Vergrößerung entdeckt man, dass die Mikroklinlamellen und Murchisonitsprünge ausgeprägt gleichzeitige Bildungen sind. Das eine Mal werden letztere von jenen unterbrochen, während ein anderes Mal die ersteren von den letzteren durchsetzt sind und längs dieser die Lamellen wie verworfen erscheinen. Anfangs besitzen die kurzen, spindelförmigen Lamellen

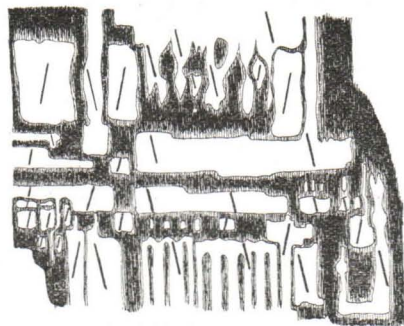


Fig. 19. Gitterlamelle mit geradeauslöschenden Zwischenfeldern im Mikroklin. Pakkalanmäki. Nicols +. Vergr. ung. 100 ×.

keine scharfen Grenzen. Beim Herumdrehen des Präparates wandert die Auslöschung schattenförmig von den Lamellen des einen Systems zu denen des anderen hinüber, so dass die schmalen Zwischenfelder parallel auslöschten. Diese Zwischenfelder werden allmählich immer schmaler, erscheinen zuletzt bei der Parallelstellung nur als schwarze Linien und zugleich wird die Auslöschung der Lamellen präziser, ihre Formen und Begrenzungen schärfer. Die Bildung der Lamellen hat eine gewisse Analogie mit den durch Gleitung entstandenen Zwillingslamellen. Die Fig. 19 vom Mikroklinperthit aus Pakkalanmäki soll diese Erscheinung illustrieren. In der Figur sind die Auslöschungsrichtungen der zwei Lamellensysteme durch feine Linien angegeben. Das eine System hat dieselbe Orientierung wie der homogene Feldspat in anderen Teilen des Präparats, das andere ist dagegen in Zwillingsstellung gegen das erstere gebracht. Die Zwischenfelder

besitzen parallele Auslöschung, und zeigen sehr unscharfe Grenzen gegen die schiefauslöschenden Zwillingslamellen. Die Umlagerung in der Zwillingsstellung durch Gleitung geschieht beim Mikroklin nicht sogleich und nicht so vollständig wie z. B. beim Kalkspat. Die polysynthetische Zwillingsstruktur des Mikroklin wird erst allmählich fertig und scharf. Dass diese Zwillingsstruktur sekundär ist, wird noch dadurch bewiesen, dass die Zwillingslamellen deutlich in nahem Zusammenhang mit den Perthitschnüren und Murchisonitsprüngen stehen, die doch sicher sekundär sind.

Obleich die sekundäre Natur der Perthitstruktur dieser Art ¹⁾ von den meisten Autoren als sicher angesehen wird, ²⁾ mag hier noch ein weiterer Beweis herbeigetragen werden. In den vom Verf. untersuchten Perthiten von Tammela und anderen Lokalitäten in Finnland enthält der Mikroklinwirt kleine einkristallisierte Plagioklas- und Quarzkörner. Wo die Perthitschnüre an solche Körner grenzen, dringen sie in diese hinein und durchsetzen dieselben sogar. (Fig. 18.) Die Perthitschnüre mü sen doch in solchen Fällen sicher sekundär, nach der Verfestigung des Hauptminerals und der von diesem umschlossenen Körner fremder Minerale gebildet sein. — Wenn also die Perthitstruktur sekundär ist, gehen die Ansichten darin noch auseinander, ob die Albitsubstanz von aussen oder vom Mikroklinwirt selbst her stammt.

Nach der einen Ansicht ist der Albit als Lösungen von aussen in Sprünge des Mikroklin eingewandert, nach der anderen (vergl. bei *Wenglein* l. c.) war die Albitsubstanz des Perthits schon primär als isomorphe Mischung im Kalifeldspat enthalten und wurde daraus erst später durch Verwitterung oder molekulare Umlagerung entmischt. Obleich jede dieser Erklärungen in speziellen Fällen richtig sein mag, sind doch einige für unseren Fall ausgeschlossen. Die Einwanderung des Albits von aussen in die bis 0.5 m messenden Kalifeldspat-Individuen ist kaum möglich. Dazu sind sie gar zu frisch und die Perthitstruktur zu homogen sowohl im Inneren als auch in den äusseren Teilen derselben verteilt. — Wäre die Albitsubstanz mit Lösungen eingewandert, so müsste die chemische Zusammensetzung des Perthits grossen Schwankungen unterworfen

¹⁾ Die Perthitstruktur der Alkalifeldspäte besonders in den Nephelinsyeniten besitzt ein anderes Aussehen und ist nach den meisten Autoren primär. Vergleich *W. Wahl*: l. c. S. 14.

²⁾ Ein eingehendes Litteraturverzeichnis ist in der oben zitierten Untersuchung von *Otto Wenglein* zu finden.

und auch der Gehalt an Albit dort grösser sein, wo das Gestein selbst mehr Albit führt. Oben ist gezeigt worden, dass diese Beziehung sogar die entgegengesetzte sein kann (vergl. S. 67). Die relativ grosse Konstanz der chemischen Zusammensetzung beweist gerade, dass der Gehalt an Albit in diesen Perthiten primär sein muss, also mit dem Kalisilikat zusammen in isomorpher Mischung auskristallisierte. Die Entmischung der beiden Komponenten ist in unserem Fall kaum einfach durch Verwitterung geschehen, weil man keine Spuren einer solchen konstatieren kann. Die zwei Komponenten sind ohne Mitwirkung von Lösungen, durch molekulare Umlagerung, im festen



Fig. 20. Mikroklinperthit, Härkäsaari. Schnitt nach (010).
Nicols +, Vergr. 25.

Zustande entmischt worden. Schon oben wurde betont, dass die Bildung der Perthitschnüre eng mit derjenigen der Murchisonitsprünge verknüpft ist. Die breiteren Perthitschnüre werden von Feldern homogenen Mikroklinen umsäumt, und erst in weiterer Entfernung von diesen liegen in Gruppen dicht an einander feine Perthitspindeln (Fig. 20). Es ist nun offenbar, dass die homogenen, klaren Felder Gebiete bezeichnen, von wo die Albitsubstanz gerade in den breiteren Schnüren angesammelt ist. In einer gewissen Entfernung konnte das nicht mehr geschehen, sondern die Entmischung musste hier teils in den haarfeinen, kurzen Murchisonitsprüngen »in situ« stattfinden und blieb z. T. vielleicht ganz aus. Wenn ein Ausläufer von den breiteren Schnüren in eine solche Partie hineinragt,

sieht man auch deutlich, dass sich um diese herum ein homogener, »leerer« Hof gebildet hat. Analoge Beobachtungen sind von *Franz Reinhold* gemacht worden ¹⁾ und er hat auch dieselbe Erklärung dafür gegeben. — Um entscheiden zu können, ob die Entmischung vollständig ist, d. h. ob sich alle Albitsubstanz in den Perthitschnüren vorfindet, hat der Verf. nach der Methode *Rosiwals* (l. c.) das Verhältnis Albit: Mikroclin ermittelt und dieses mit den Analysenresultaten verglichen. Die Messung ergab als Resultat:

Mikroclinperthit von Härkäsaari 75.6 % Mr: 24.4 % Ab gegen 67.2 % Mr: 32.8 % Ab aus der Analyse.

Mikroclinperthit von Pakkalanmäki 72.3 % Mr: 27.7 % Ab gegen 71.1 % Mr: 28.9 % Ab aus der Analyse.

Hierbei ist vorausgesetzt, dass der Perthitalbit frei von Kalisilikat ist. Auch muss bemerkt werden, dass die allerfeinsten Perthit-spindeln, deren Breite unter 0.001 mm sinken kann, nicht genau gemessen werden konnten. Mit Berücksichtigung dieser eventuellen Fehler kann man aus dem obigen ersehen, dass die Entmischung beim letztgenannten Feldspat ziemlich sicher durchgeführt ist, beim ersterwähnten aber wahrscheinlich nicht, weil die chemische Analyse hier einen Überschuss von ca 8 % Ab aufweist, welche Menge also noch in isomorpher (oder möglicherweise in submikroskopischer) Mischung mit dem Kalifeldspat enthalten sein dürfte. Dieses steht damit in Übereinstimmung, dass die Gitterstruktur in dem Feldspat von Härkäsaari beinahe ganz fehlt, in demjenigen von Pakkalanmäki dagegen wieder sehr typisch ausgebildet ist. Nach dem obenerwähnten dürfte ja auch die Entwicklung dieser zwei Erscheinungen eng mit einander verknüpft sein.

Über den Zeitpunkt der Entmischung geben die folgenden Tatsachen einige Aufschlüsse. Ausser der pneumatolytischen Verwitterung des Turmalins zu Gigantolith (vergl. S. 54) wurde auch der die Turmalinkristalle umgebende Feldspat zum Teil in Muscovit umgewandelt. *Die dabei neugebildeten Muscovitstreifen durchsetzen den Feldspat, dessen perthitische Struktur schon vorher fertig ausgebildet war (vergl. Fig. 21 a, b).* Die Temperatur bei dieser pneumatolytischen Phase war unter 575° gesunken, weil hierbei Quarz in der α -Modifikation gebildet wurde (vergl. S. 25).

Die Perthitstruktur des Mikroklins ist also sekundär, durch Entmischung in festem Zustande aus einer isomorphen Mischung von

¹⁾ *Franz Reinhold*: T. M. P. M., 29. S. 121.

Kalisilikat und Natronsilikat gebildet. Und dieses hat bei ziemlich hoher Temperatur, bei 575° oder wahrscheinlich darüber, also sogleich nach der Kristallisation des primär homogenen Mischkristalls stattgefunden.

Dass molekulare Umwandlung und Wanderung auch in der festen Phase möglich sind, beweisen u. a. die Untersuchungen von *F. Rinne* und *H. E. Boeke* ¹⁾ über »Thermometamorphose und Sammelkristallisation« und von *H. Brand* ²⁾ über »das ternäre System Cadmiumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid«. *Brand* beschreibt eine Entmischungserscheinung, deren Gang tatsächlich verfolgt werden konnte. Nach ihm sind nämlich Kaliumchlorid und Natriumchlorid, wenn sie aus einer Schmelze auskristallisieren, in allen Verhältnissen mischbar. Nachdem die Temperatur vom Erstarrungspunkte (700°—650°) hinab bis 400°—320° gesunken ist, beginnt aber eine Entmischung der homogenen Mischkristalle. Das ist als ein Knick auf der Abkühlungskurve zu erkennen. Optisch bekundet sich die Entmischung dadurch, dass der klardurchsichtige Mischkristall zuerst stellenweise und schliesslich ganz trüb wird. Dabei entstehen auch Sprünge und anomale Doppelbrechung. Die Entmischung schreitet nur langsam vorwärts und ist erst nach einigen Monaten vollendet. Das hierdurch entstandene mechanische Gemenge von Kalium- und Natriumchlorid ist nun zwar nicht, nach den Abbildungen *Brands* zu urteilen, der Perthitstruktur des Kalifeldspats ähnlich. Die beiden Erscheinungen dürften aber analog sein. Wäre es möglich, die Molekularvolumina des Kali- und Natronfeldspats bei der ihrem Erstarrungspunkt entsprechenden Temperatur zu bestimmen, so könnte hierdurch die rein theoretische Seite dieser Erscheinung erklärt werden. Als eine Bedingung für Isomorphie und folglich auch für die Möglichkeit zweier Substanzen Mischkristalle zu bilden, gilt nämlich, dass diese ein nahezu ähnliches Molekularvolumen besitzen.³⁾ Das ist nun der Fall bei Albit (100.5) und Anorthit (101.5), die auch homogene Mischkristalle bilden. Das Molekularvolumen des Kalifeldspats (108.7) weicht aber von demjenigen des Albits und des Anorthits relativ stark ab. Es könnte nun möglich sein, dass die Dichten von Kalifeldspat und Albit bei Temperatur-

¹⁾ T. M. P. M., 27, 1908, S. 393—398.

²⁾ N. J. f. Min. B.-B. 32, 1911, S. 638.

³⁾ Vergl. *B. Gossner*: »Über Isomorphie«, Zr. f. Kr., 43, 1907, S. 130.

erhöhung nicht kongruent verändert werden und dass diese in einem gewissen Temperaturgebiet ein so ähnliches Molekularvolumen besitzen, dass die Bildung von Mischkristallen ermöglicht ist. Bei niedrigerer Temperatur wird die Isomorphie aufgehoben, und folglich werden die Komponenten entmisch.

Wie schon oben (S. 54) erwähnt ist, wurde der Mikroklinperthit gleichzeitig mit der Gigantolithbildung zum Teil in Muscovit umgewandelt. Diese Umwandlung geschah in der Hauptsache unter Aufnahme von Wasser und Wegführung von Kalium. In Dün-



Fig. 21. Umwandlung von Mikroklinperthit in Muscovit. Weiss=Mikroclin. Weiss mit schwarzen Lamellen und schwarz=Albit. Gestrichelt=Muscovit. Punktirt=Anorthoklas. Nicols +. Vergr. bei a 60 \times , bei b 54 \times .

schliffen aus nicht vollständig umgewandeltem Feldspat sieht man den neugebildeten Muscovit als unregelmässige Streifen, die sowohl den Mikroclin, als auch die Perthitschnüre durchsetzen (Fig. 21 a. b). Die Perthitschnüre haben das gewöhnliche Aussehen mit deutlichen polysynthetischen Zwillingslamellen in basischen (a) Schnitten. Ihre Zwischenfelder, die in einem nicht umgewandelten Perthit aus homogenem Mikroclin bestehen, sind aber bei gekr. Nicols nicht mehr einheitlich. Die einen Teile (in den Figuren 21 a und b weiss) zeigen die Auslöschung des Mikroklins: in Schnitten nach (001) ung. 15° in denen nach (010) 4° — 5° . Die anderen Teile (in den Figuren punk-

tirt), die gegen den Mikroklin unscharf begrenzt sind, besitzen eine andere optische Orientirung, die weder derjenigen des Mikroklin, noch derjenigen des Albits entspricht. Die Auslöschungswinkel dieser Felder sind in basischen Schnitten 2° — 3° , in Schnitten nach (010) ung. 10° . Eine derartige optische Orientirung besitzen bekanntlich die Anorthoklase. Es ist nun gerade wahrscheinlich, dass diese Felder, die eine sekundäre Natur besitzen, indem sie den primären Mikroklin in sich einschliessen, wirklich aus Anorthoklas bestehen. Bei der Umwandlung des Kalifeldspats in Muscovit wurde natürlich eine entsprechende Menge Natriumsilikat frei und konnte mit dem übrig gebliebenen Kalifeldspat einen Na-reichen Feldspat, also Anorthoklas, bilden.

Wie schon früher betont, giebt es in den Pegmatiten von Tammela und von anderen Fundorten in Süd- und Ost-Finnland keinen Orthoklas. Der Kalifeldspat ist überall Mikroklin und zwar zum grossen Teil einfacher. Das ist sowohl in zahlreichen Dünnschliffen, als auch an Splittern aus Handstücken konstatiert worden. Aber nicht nur in den Pegmatiten, sondern auch in den normalen, granitischen Tiefengesteinen scheint der einfache Mikroklin ein sehr häufiges, primäres Mineral zu sein. Z. B. in den beiden, früher beschriebenen (vergl. S. 6) Graniten findet sich kein Orthoklas, sondern aller Kalifeldspat ist als einfacher Mikroklin ausgeschieden und erst später sekundär und nur teilweise gitterlamellirt worden. Um die weitere Verbreitung des einfachen Mikroklin zu verfolgen, hat der Verf. eine Anzahl Dünnschliffe von finnländischen Graniten untersucht. *Die roten, porphyrtigen, postbottnischen¹⁾ Granite, der Hangögranit, der Obbnäsgranit führen nur einfachen oder teilweise gitterlamellirten Mikroklin, aber keinen Orthoklas.* In den Rapakivgraniten wiederum überwiegt der Orthoklas. Da der Kalifeldspat in diesen öfters sehr trüb ist, war es nicht möglich, immer mit Sicherheit zu entscheiden, ob Mikroklin oder Orthoklas vorlag. In der Literatur wird jedoch in den erstgenannten Granittypen oft Orthoklas neben Mikroklin angegeben. Das beruht wohl darauf, dass nur die gitterlamellirten Schnitte als Mikroklin, die einfachen aber als Orthoklas bezeichnet wurden. In Präparaten, wo die Feldspatkörner frisch sind, ist es jedoch leicht, den Orthoklas und den einfachen Mikroklin zu unterscheiden, weil der erstere in allen Schnitten der symmetrischen Zone parallele Auslöschung besitzt. In Graniten mit primärem Ortho-

¹⁾ Sederholm: »Eine arch. Sedimentform.« I. c., S. 105.

klas, welche Dynamometamorphose erlitten haben, kann natürlich sowohl Orthoklas als aus diesem sekundär entstandener, gitterlamellirter Mikroclin vorkommen. In den vom Verf. untersuchten Dünnschliffen wurde dagegen nicht gleichzeitig Orthoklas und primärer, d. h. einfacher Mikroclin konstatiert. Dies ist ja auch natürlich, wenn man bedenkt, dass der Orthoklas und Mikroclin zwei dimorphe Modifikationen sind, die nur unter verschiedenen Verhältnissen gebildet werden können. Dafür spricht auch die Tatsache, dass der Kalifeldspat in den vorwiegend orthoklasführenden Rapakivigraniten überaus häufig trüb und verwittert ist, während der Mikroclin in Mikroclingraniten durchsichtig und frisch ist. Dieses kann nicht auf sekundären Ursachen beruhen, weil z. B. viele von den obenerwähnten, postbottnischen Graniten sehr wenig metamorphosirt sind und beinahe die reine Erstarrungsstruktur besitzen.

Der Spodumen.

Spodumen ist bisher an zwei verschiedenen Stellen im Tammela-gebiete: *Kietyönmäki* und *Penikoja* gefunden worden. Die ersten Auskünfte darüber rühren von *A. E. Nordenskiöld* ¹⁾ her. *Wiik* ²⁾ giebt eine kurze, makroskopische Beschreibung über den Spodumen von *Penikoja* und teilt zugleich eine unter der Aufsicht des Prof. der Chemie *J. J. Chydenius* ausgeführte Analyse mit.

Der Spodumen kommt bei *Kietyönmäki* in dem Albitaplit zusammen mit blauem Turmalin, Triphylin, Heterosit und Apatit vor. Bei *Penikoja* ist das Gestein auch reich an Albit und dem Albitaplit von *Kietyönmäki* ähnlich, insoweit man nach Handstücken in den Sammlungen des Mineralogisch-Geologischen Instituts urteilen kann. Der Verf. hat nämlich die alte Fundstelle bei *Penikoja* nicht wiederfinden können. An beiden Stellen bildet der Spodumen stengelige und faserige 4—5 cm grosse Gruppen. Kristallflächen sind nicht beobachtet worden. Die Spaltbarkeit nach (110) und (010) ist deutlich. Ausserdem ist auch eine Teilbarkeit nach (100) ausgebildet, was auf dem lamellären Zwillingsbau nach dieser Fläche beruhen dürfte. Die Farbe ist gelblich weiss oder grauweiss. Spez. Gew. 3.186. —

Die optischen Konstanten sind auf folgende Weise bestimmt. An einem polirten Spaltungsstück, parallel zu (100), wurde die Nei-

¹⁾ Beskr. öfver de i Finland funna Mineralier. 1855. S. 137.

²⁾ Öfvers. af Finska Vet.-Soc. förh. XVII. 1874—1875. S. 70.

gung der einen optischen Axe zu der Normalen dieser Fläche ermittelt. ¹⁾ Nachdem der Auslöschungswinkel $C: \epsilon$ an mehreren Spaltungsstücken parallel zu (010) gemessen war, wurde $2V$ aus diesen Grössen berechnet. Den Brechungsindex β hat Verf. mit Hilfe eines Prisma bestimmt, dessen eine Seite mit (100) und die brechende Kante mit der Kante (100):(110) parallel war. Es wurden die folgenden Resultate erhalten:

Der *Auslöschungswinkel* (Mittel aus Messungen an 12 verschiedenen Spaltstücken parallel mit (010) variirend zwischen $23^\circ 12'$ und 24°)

$$C: \epsilon = 23^\circ 43'$$

$$2V = 67^\circ 40'$$

$$\beta = 1.6748$$

Eine chemische Analyse des *Spodumens* von *Kietyönmäki* (I) ergab die untenstehenden Resultate. Zum Vergleich ist auch die von *Wik* (l. c.) mitgeteilte Analyse über den Spodumen von *Penik-oja* (II). angegeben:

Tab. IX.

	I	II	Die theor. Zusammens.
SiO ₂	64,81 %	66,80 %	64,49 %
Al ₂ O ₃	27,01	25,32	27,44
Fe ₂ O ₃	0,25	1,49	—
FeO	0,42	—	—
CaO	0,43	—	—
MnO	Spuren	—	—
MgO	0,44	—	—
K ₂ O	Spuren	—	—
Na ₂ O	0,44	—	—
Li ₂ O	6,25	5,46	8,07
H ₂ O	0,41	—	—
	100,46 %	99,07 %	100,00 %

¹⁾ An demselben Apparat wie bei Mikroklin S 63.

Der Turmalin.

Der Turmalin kommt überall in den Tammelapegmatiten vor. Er wird schon in der ältesten Litteratur¹⁾ und später auch von *A. E. Nordenskiöld* ²⁾ und *Wiik* ³⁾ erwähnt.

Der Turmalin repräsentirt sich hier in drei verschiedenen Varietäten. In dem Albitaplit bei Kietyönmäki kommt eine *grün bis grünblau gefärbte*, etwas *durchsichtige* Varietät in stark gestreiften, rosettenförmig angeordneten dünnen Prismen vor. Die zwei anderen sind beide in auffallendem Lichte ganz schwarz, in Dünnschliffen ist aber die eine *tiefblau*, die andere *braun*. Die *blaue Turmalinvarietät* wurde nur bei *Härkäsaari* beobachtet, wo sie als eine jüngere Turmalin-Generation, gleichzeitig oder etwas später als die Umwandlung der wahrscheinlich braunen, älteren Varietät in Gigantolit (vergl. bei diesem S. 55) vor sich ging, gebildet wurde. Er stellt gewöhnlich kleine, nur 0.5 cm lange, dünne Prismen dar, die entweder in dem Gigantolith oder in einer ebenfalls pneumatolytisch gebildeten Muscovitmasse eingebettet liegen.—Die überaus vorherrschende Varietät ist ein *brauner, gemeiner Schörl*.

Er bildet sowohl isolirte Kristalle als (besonders auch bei *Heponiitynmäki*) Gruppen, die aus in einander gewachsenen Individuen bestehen. Die Kristalle sind immer nach der Prismenaxe säulenförmig und von einigen mm bis zu 20 cm lang und 4—5 cm dick. Sie sind im allgemeinen für eine kristallographische Untersuchung nicht geeignet, weil besonders die Endflächen undeutliche Signale im Reflexionsgoniometer geben. Die folgenden Formen wurden beobachtet:

in der *Prismenzone*: $(10\bar{1}0)$, $(\bar{1}010)$, $(11\bar{2}0)$, $(41\bar{5}0)$;

als *Endflächen*: $(05\bar{5}1)$, (0001) , $(10\bar{1}1)$, (0112) , $(02\bar{2}1)$, $(21\bar{3}1)$, $(32\bar{5}1)$, $(12\bar{3}2)$.

Da die Kristalle so schwach pyroelektrisch waren, dass die *Kundt'sche* Bestäubungsmethode keine deutlichen Resultate ergab, war es nicht möglich, mit Sicherheit zu entscheiden, wann der antiloge oder analoge Pol und folglich auch wann eine positive oder negative Form vorliegt. Die von *Rose* angegebene Regel für die Bestimmung des Pols auf Grund der Lage des Grundrhomboëders gegen das

¹⁾ Vergl. die Zitate auf S. 2—3 und *Holmberg* (l. c.) S. 144.

²⁾ Beskr. öfver de i Finland funna mineralier. 1863. S. 82.

³⁾ Mineralsamling etc. S. 29.

trigonale Prisma, ist ja, wie *Worobieff*¹⁾ gezeigt hat, nicht gültig, weil man das positive $(10\bar{1}0)$ und das negative, trigonale Prisma $(\bar{1}010)$ von einander nicht unterscheiden kann. Nach *Worobieff* sind wohl gewisse Flächen für die verschiedenen Pole so charakteristisch, dass die Bestimmung des Pols schon ohne pyroelektrische Untersuchung möglich ist. Auch die Untersuchung über die Lage des Grundrhomboëders zu den ditrigonalen Prismen soll hierbei zum Ziele führen. Leider zeigen die Turmalinkristalle von Tammela meistens so wenig Formen, dass auch die von *Worobieff* angegebenen Regeln nicht immer angewendet werden können. — Von den oben aufgezählten Formen sind in der Prismenzone $(11\bar{2}0)$, entweder das positive $(10\bar{1}0)$ resp. das negative $(\bar{1}010)$ Prisma oder meistens beide, ausgebildet. Das positive, ditrigonale Prisma $(41\bar{5}0)$, das nach *Worobieff* viel häufiger als das negative $(\bar{4}1\bar{5}0)$ sein soll, ist an einigen Kristallen beobachtet worden. Von den Endflächen ist wieder $(10\bar{1}1)$ immer ausgebildet und im allgemeinen sehr vorherrschend. Neben dieser sind $(01\bar{1}2)$ und $(02\bar{2}1)$ die häufigsten. Alle anderen Formen können schon als selten bezeichnet werden. Der hexagonale sechs- oder zwölfseitige Habitus ist überhaupt am allgemeinsten. Hier ist die gewöhnliche Kombination: in der Prismenzone $(11\bar{2}0)$, $(10\bar{1}0)$, $(\bar{1}010)$ und als Endflächen $(10\bar{1}1)$ mit Kantenabstumpfung von $(01\bar{1}2)$ und kleinen dreiseitigen Flächen von $(02\bar{2}1)$. An einigen Kristallen dieses Typus wurde auch eine sehr kleine (0001) beobachtet. Bemerkenswert ist, dass die Prismenflächen bei den sechs- und zwölfseitigen Kristallen oft sehr wenig oder gar nicht gestreift sind. — Die trigonale Ausbildung ist relativ weniger häufig. Wenn hierzu das trigonale Prisma kam, wurde angenommen, dass es die positive Form $(41\bar{5}0)$ ist. Da die dieser Form angehörenden Flächen immer als Abstumpfung auf den Kombinationskanten des vorherrschenden trigonalen und des hexagonalen Prismas auftraten, so musste, wenn das ditrigonale Prisma positiv $(41\bar{5}0)$ ist, auch das vorherrschende dreiseitige, trigonale Prisma positiv $(10\bar{1}0)$ sein. In solchen Fällen konnte auch der Pol bestimmt werden. An dem antilogon Pole war immer $(10\bar{1}1)$ vorherrschend mit Kantenabstumpfung von $(01\bar{1}2)$ und Eckenabstumpfung von $(02\bar{2}1)$. An dem analogen Pole wieder ist $(01\bar{1}2)$ vorherrschend, während $(10\bar{1}1)$ zurücktritt. Die Prismenflächen, besonders $(10\bar{1}0)$ und $(11\bar{2}0)$, sind stark gestreift. — Die

¹⁾ V. von *Worobieff*: »Krystallographische Unters. über Turmalin von Ceylon etc.« Zr. f. Kr., 33, 1900, S. 419—425.

wobei der Fläche $(10\bar{1}0)$ die Positionswinkel $\rho = 90^\circ$, $\varphi = 0^\circ$ zukommen. Diese Fläche stellt eine Abrundung von $3\bar{1}22$ nach der Fläche $02\bar{2}1$ dar. Zwischen $3\bar{1}22$ und der Fläche x ist auch keine scharfe Kante ausgebildet. Die von *Jerofejeff* angegebenen Flächen $\bar{1}10\bar{2}$ und $02\bar{2}1$ hat der Verf. nicht wiederfinden können, der Kristall ist auch an derjenigen Stelle, wo diese letztere Fläche nach *Jerofejeff* sein sollte, verletzt (vergl. die Figur N:o 15 mit der Fig. 22 Verfassers). Die ditrigonale Prismenfläche $\bar{5}410$ hat *Jerofejeff* auch übersehen.

Der Turmalin besitzt jedoch nicht immer vollkommen idiomorphe Formen. Bei Rajamäki zeigt er nämlich sehr selten eigentliche Kristallflächen, sondern die Turmalinindividuen sind als langgezogene, oft nach dem einen Ende schmale, im Durchschnitt dreieckige oder rundliche Säulen ausgebildet, deren äussere Formen deutlich von den umgebenden Mineralen abhängig sind, und aus negativen Druckfiguren bestehen. Dabei sind jedoch oft die Flächen des Rhomboëders $(10\bar{1}1)$ als Endflächen ausgebildet. Diese gezwungenen Formen bei dem Turmalin zeigen, dass die Beendigung seiner Kristallisation gleichzeitig mit der Verfestigung der umgebenden Minerale (hauptsächlich Quarz und Feldspat) stattgefunden hat. Eine deutlich gleichzeitige Kristallisation mit dem Feldspat zeigt der Turmalin bei Heponiitynmäki. Es giebt dort nämlich in Feldspat hineinragende, dünne, skelettartige Turmalinstengel, die an dem einen Ende auf einem gemeinsamen Kamme sitzen. Dazu umschliessen die Turmalinstengel oft einen Feldspatkern.

Der gemeine, braune Turmalin besitzt oft, besonders bei Rajamäki, eine sehr ausgeprägte Querabsonderung. Man kann sogar 3—4 cm dicke Turmalinsäulen in nur $\frac{1}{2}$ cm dicke Tafeln spalten. Diese Absonderung ist gelegentlich nach einer von den Grundrhomboëderflächen orientirt, ist meistens aber mehr oder weniger genau senkrecht zur Prismenaxe. Öfters ist die Absonderungsfläche nicht eben, sondern dachförmig gebogen, indem die Absonderung nach zwei Rhomboëderflächen deutlicher ausgebildet ist als nach der dritten. An einigen anderen Fundorten, z. B. bei Heponiitynmäki, ist wieder eine zur Längsrichtung parallele, stengelige Teilbarkeit allgemein.

Die chemische Zusammensetzung des braunen Turmalins geht aus der Analyse III auf Seite 54 hervor. Er ist ein *Eisenturmalin*. — Eine partielle Analyse ergab für den blauen jüngeren Turmalin von *Härkäsaari*: SiO_2 — 36.63 %; Al_2O_3 — 35.77 %; Fe_2O_3 — —; FeO —

7.19 %; MnO — 0.13 %; CaO — 0.10 %; MgO — 3.89 %. Seine Zusammensetzung weicht also etwas, besonders durch den kleineren Gehalt an Eisen und höheren Gehalt an Magnesium, von derjenigen des braunen Turmalins ab.

Der grünblaue, etwas durchsichtige Turmalin von Kietyönmäki nähert sich wahrscheinlich wieder den Alkalitormalinen. In ihm wurde nämlich qualitativ Lithium nachgewiesen.

Die Kristalle des braunen Turmalins sind oft in verschiedene Teile zerbrochen und diese dazu gegen einander verschoben. Die Bruchstücke sind oft sowohl von Quarz als Feldspat wieder zusammengekittet, Da man in diesen entsprechende Sprünge und Verschiebungen nicht entdecken kann, so müsste die Zerbrechung der Turmalinkristalle schon vor der Verfestigung des Magmas stattgefunden haben.

Tantalate und Niobate.

Der Adelpholith.

Dieses Mineral wurde bei Laurinmäki von *N. Nordenskiöld* entdeckt und *Adelpholith* genannt. Nach *A. E. Nordenskiöld* ¹⁾ soll auch bei *Rajamäki* und *Penikoja* ein dem Adelpholith ähnliches Mineral vorkommen.

Die folgende Beschreibung ist nach *A. E. Nordenskiöld* wiedergegeben. Der Adelpholith ist tetragonal und bildet in dem Mikroklin (bei Nordenskiöld: Orthoklas) eingesprengte Prismen. Spaltbarkeit ist nicht sichtbar. $H = 3.5-4.5$. Strich weiss oder weissgelb. Der Bruch muschelrig. Kanten durchsichtig bis undurchsichtig; fettglänzend, braungelb, braun bis schwarz. Spez. Gew. — 3.8, beziehungsweise etwas höher; das genaue Gewicht konnte nicht festgestellt werden, weil es nicht möglich war, grössere Partien rein zu erhalten. Unter dem Lötrohr entwickelt der Adelpholith Wasser, aber schmilzt nicht, er löst sich schwierig, aber doch vollständig in einer Phosphorsalzperle auf und reagirt beim Zusatz von Salpeter auf Mangan. Zersetzt wird Adelpholith von schwefelsaurem Kalium ziemlich leicht, schwerer von Alkalikarbonat. Quantitative Bestimmungen ergaben: 9.7 % Wasser und 41.8 % Metallsäuren; ausserdem kommen kleine Mengen Zinnoxid vor. Der Adelpholith dürfte also ein wasserhaltiges Niobat und Tantalat von Eisen und Mangan sein.

Der Ainalith.

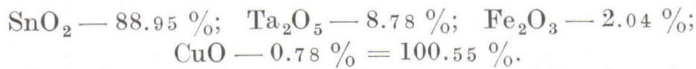
Ainalith wurde bei *Penikoja*, wo er zusammen mit Tantalit und Beryll in Albit vorkommt, von *A. E. Nordenskiöld* ²⁾ entdeckt. Ein ähnliches Mineral ist auch bei *Sukula* gefunden worden.

¹⁾ Beskr. öfver de i Finland funna Min., 1863, S. 144 und Öfversikt af K. Vet.-Akad. Förh., 1863, S. 452.

²⁾ Beskr. öfver de i Finl. funna Min. 1855. S. 162.

A. E. Nordenskiöld (l. c.) beschreibt den Ainalith folgendermassen: Kristallform tetragonal, isomorph mit dem Kassiterit. Die gewöhnlichsten Formen sind (111) und (110). Die Kristalle sind verzerrt, sodass sie ein anscheinend monosymmetrisches Aussehen besitzen. $H = 6-6.5$. Strich lichtbraun. Bruch uneben. Sehr spröde. Undurchsichtig. Glas- bis diamantglänzend. Schwarz bis schwarzgrau. Spez. Gew. = $6.6-6.8$. Verhält sich unter dem Lötrohr wie Kassiterit und ist wie dieser in Säuren unlöslich.

Der Ainalith von Penikoja (spez. Gew. = $6.68-6.76$) besitzt nach *A. E. Nordenskiölds* Analyse folgende Zusammensetzung:



Über Ainalith ist eine Untersuchung von *Dr. L. H. Borgström* in der nächsten Zukunft zu erwarten.

Der Columbit.

Nach *A. E. Nordenskiöld* ¹⁾ soll der *Columbit* weit häufiger als der *Tantalit* in den Tammelapegmatiten vorkommen. Er giebt für den *Columbit* als besondere Fundstellen folgende an: *Kulmala* bei Sukula, *Heponiitynmäki*, *Laurinmäki* und *Penikoja* (Kaitasuo). Die letztgenannte, ein »kleiner Quarzbruch«, ist dieselbe, wo ausser *Turmalin* und *Beryll* auch *Spodumen*, *Lepidolith*, *Ainalith* und *Adelpholith* vorkommen. An den kleinen tafelförmigen oder prismatischen Kristallen hat *Nordenskiöld* die Formen



erkannt. Ausserdem kommen auch einige *Pyramidenflächen* vor, die er nicht hat bestimmen können.

Die folgenden Analysen werden angegeben.

¹⁾ Öfvers. af. K. Vet.-Akad. förh., 1863, S. 448—452.

Tab. X.

Columbit von	Kulmala	Laurinmäki	Penikoja
Nb ₂ O ₅	79,27 %	80,96 %	81,70 %
SnO ₂	0,82 ¹⁾	1,79	1,87
CuO	—	1,05	0,28
Al ₂ O ₃	—	0,90	2,71
Fe ₂ O ₃	—	10,06	9,26
FeO	17,18	—	—
Mn ₂ O ₃	—	4,74	3,91
MnO	3,42	—	—
CaO	—	Spuren (mit MgO)	Spuren
	100,69 %	99,50 %	99,73 %
Spez. Gew.....	= 5,75	= 6,11	= 5,61

Das Material war nur bei der ersten Analyse ganz frisch.

Der Tapiolith (Tantalit).

Die Pegmatite von Tammela nebst denjenigen von Skogsböle in Kimito gehören zu den ältesten und wichtigsten Fundorten für dieses Mineral. Sein Vorkommen in Kimito war seit 1746 bekannt, obgleich es, bis *Ekeberg* ²⁾ in ihm das neue Metall Tantal entdeckte, für eine wolfram- und zinnführende Granatvarietät angesehen wurde. Bald wurde Tantalit auch an anderen Stellen in Finnland gefunden. In seiner grundlegenden Untersuchung, »*Sur la tantalite en Finlande, et recherches sur sa cristallisation*» giebt *N. Nordenskiöld* ³⁾ ausser *Skogsböle* noch sechs andere Fundorte an, und unter diesen auch die Pegmatite von Tammela. Der Tantalit wurde bekanntlich von *Nordenskiöld* für rhombisch erklärt. Später unterscheidet *A. E. Nordenskiöld* ⁴⁾ eine andere Tantalitart, die auch rhombisch ist, aber ein

1) Mit Wolframsäure.

2) *A. G. Ekeberg*: K. Vet.-Akad. Förh., 1802, S. 80.

3) *Acta Soc. Sc. Fenn.*, Tom. I, 1840, S. 119 und *Pogg. Ann.* 50, 1840, S. 656.

4) *Acta Soc. Sc. Fenn.*, Tom. V, 1858, S. 164 und *Pogg. Ann.*, 101, 1857, S. 625.

anderes Axenverhältnis und einen anderen Habitus mit dominirenden Pinakoidflächen besitzt. Sie soll auch leichter als die vorige sein, und enthält 12—13 % SnO_2 . Die erstere wurde *Tammela-Tantalit* oder *Skogbölit*, die letztere *Kimito-Tantalit* oder *Ixiolit* (von N. Nordenskiöld *Ixonolit*) genannt. Dieser kommt nur in Kimito, jener aber sowohl in Tammela als auch in Kimito vor. Hierzu kommt noch die tetragonale Modifikation, der *Tapiolith*, der von A. E. Nordenskiöld ¹⁾ bei Kulmala (Dorf Sukula) entdeckt wurde. Von diesen drei Tantalitarten sind nun, wie Brögger ²⁾ bewiesen hat, der Skogbölit und Tapiolith identisch, indem der erstere nur pseudorhombisch ist und aus tetragonalen Individuen in der Zwillingsstellung nach einer Fläche der Deuteropyramide (101) besteht. Die Verbindungen (Fe, Mn) Ta_2O_6 und (Fe, Mn) Nb_2O_6 bilden nach Brögger zwei isomorphe Reihen, von welchen die eine rhombisch, die andere tetragonal ist. Das an Niob reichere rhombische Mineral ist der *Columbit*. Das an Tantal reichere, fraglos rhombisch als Mängantantalit vorkommende Mineral dürfte nach Brögger *Tantalit*, und die entsprechenden tetragonalen Glieder *Mossit* und *Tapiolit* genannt werden. Der Verf. wird im Folgenden dieser von Brögger vorgeschlagenen Nomenklatur folgen.

Der *Tapiolith* kommt beinahe überall in den Pegmatiten von Tammela, am reichlichsten jedoch bei *Härkäsaari*, vor. Einfache, tetragonale Kristalle sind ziemlich selten und zwar nur bei *Kulmala*, *Sukula*, gefunden worden. Die Tapiolithkristalle von *Härkäsaari* sitzen sehr häufig in dem lichtroten, körnigen Albit. Etwas bestimmtes ist jedoch in dieser Hinsicht nicht beobachtet worden. Die Grösse der einzelnen Individuen schwankt zwischen einigen mm und 2—3 cm. Die Kristallflächen sind nur an einem Ende ausgebildet, eine ringsum idiomorphe Begrenzung besitzen die Kristalle niemals. Die Flächen sind nur an den kleinen Kristallen eben und glänzend, während sie besonders an den grösseren rauh und wie geätzt erscheinen. — Da nach N. und A. E. Nordenskiöld und besonders nach dem Erscheinen der obenzitirten Untersuchung von Brögger keine kristallographischen Messungen an dem *Tapiolith* von Tammela ausgeführt worden sind, schien es dem Verf. lohnenswert, das Material aus den Sammlungen des Mineralogisch-Geologischen Instituts einer neuen Untersuchung zu unterwerfen.

¹⁾ Öfvers. af K. Vet.-Akad. Förh., 1863, S. 445.

²⁾ »Über den Mossit und das Kristallsystem des Tantalit (Skogbölit) aus Finnland,« Videnskabselsk. Skrifter, Mathem.-Naturw. Kl., 1897, N:o 7.

Von dem einfachen, ursprünglichen *Tapiolith* lag nur ein 3—4 mm grosses Kristallstück vor, an dem zwei obere und zwei untere Flächen der Grundpyramide ausgebildet waren. Von Zwillingkristallen des pseudorhombischen Typus wurden drei Stücke und zum Vergleich auch ein solches von Skogsböle gemessen. Bei der Messung musste meistens Verkleinerung, und bei dem grossen, 2.5 cm messenden Kristall von Skogsböle mit Glycerin aufgeklebte Glasstücke angewendet werden, um genügend deutliche Signale zu erhalten. Folgende Formen wurden beobachtet:

(100); (110); (320); (101); (301); (111).

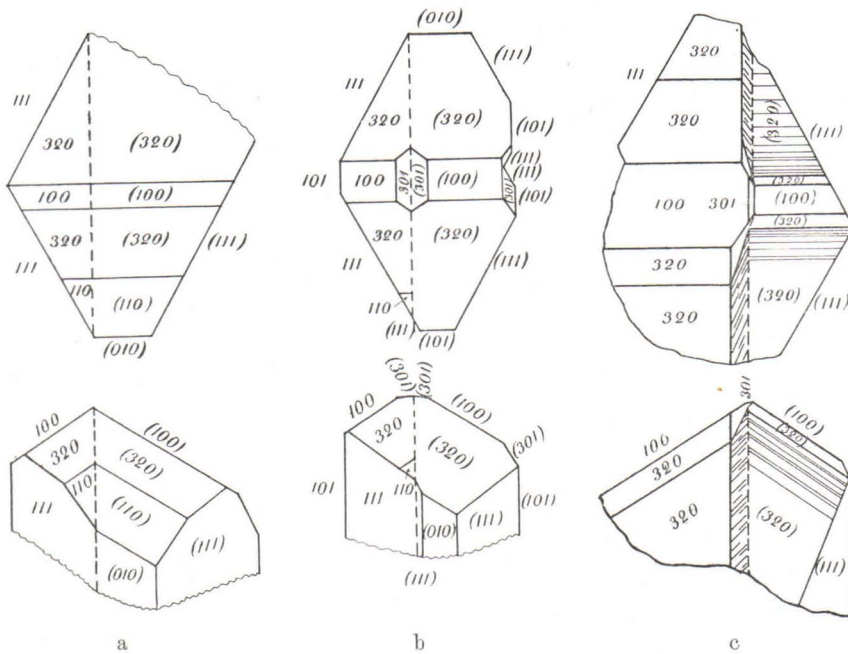


Fig. 23. Zwillingkristalle des Tapioliths. a und b sind um $2 \times$ vergr., c in der natürl. Grösse.

Die Zwillingkristalle sind immer stark verzerrt. Meistens sind an den beiden Individuen zwei den Formen (111) und (320) angehörende Flächen gross ausgebildet, wie es die Fig. 23 a, b, c zeigen, während die anderen zurücktreten oder ganz fehlen. Seltener sind die Flächen der Prismenzone vollständig ausgebildet. Gelegentlich

sind sie stark gestreift, wie an dem Kristall von Skogsböle, der auffallend einem Kassiteritzwilling ähnelt, zu sehen ist (Fig. 22 c). Sind die beiden Individuen nicht gleich gross ausgebildet, und ist die Prismenzone dazu gestreift, so tritt der Zwillingsbau ganz deutlich hervor. Sowohl *N. Nordenskiöld* als auch *A. E. Nordenskiöld* geben auch Zwillinge (der letztere auch einen Drilling) nach dem Brachypinakoid (010) an, welche Fläche jedoch, wie *Brögger* bemerkt, natürlich nicht als Zwillingsfläche in dem rhombischen System dienen kann.

Obleich es auf Grund der oben zitierten Untersuchung von *Brögger* als sicher angesehen werden kann, dass der *Skogbölit* nur aus tetragonalen Individuen bestehende Zwillingskristalle darstellt, nahm sich der Verf. dennoch vor, dieses noch näher zu prüfen. Er fertigte ein paar Dünnschliffe an, um eventuell auf optischem Wege entscheiden zu können, ob die Zwillinge wirklich tetragonal wären. Aber durch die vollständige Undurchsichtigkeit auch in den dünnsten Schlifften trotzte das Mineral allen Versuchen in dieser Hinsicht. Ist der Schnitt schief gegen die angebliche Zwillingsfläche orientirt, so tritt die Zwillingsgrenze schon nach dem Schleifen als eine gerade Linie sehr deutlich hervor, da die gemeinsame Schlifffläche verschiedenen Richtungen bei den beiden Individuen entspricht. Eine senkrecht gegen die Zwillingsfläche und mit den Hauptaxen parallel geschliffene Fläche zeigte aber, wie auch zu erwarten war, keine Grenze; diese wurde erst nach Ätzen mit saurem Kaliumsulfat sichtbar. Dabei entstanden zwar keine deutlichen Ätzfiguren, aber die zwei Hälften zeigten unter dem Mikroskop beim Herumdrehen des Präparats symmetrisch zu der Zwillingsgrenze einen starken Schimmer.

An den Kristallen wurden folgende Winkel gemessen:

Tab. XI.

	Einfacher Kristall von Kulmala, Sukula	Zwillingskristalle von		Berechnet.
		Tammela.	Skogsböle.	
111 : 111	57°7'—57°11'	56°57',5—57°11',5—57°15'—57°21'	57°14'	57°10'30"
111 : 111̄	94°49',5	—	—	94°49'34"
101 : 100	—	56°40'—56°59'—57°15'	—	56°58'45"
100 : 301	—	27°15'	—	27°9'9"
100 : 320	—	33°40'—33°48'—33°50'	34°	33°41'
100 : 110	—	45°17'	—	45°
010 : 110	—	44°56'	—	45°
100 : (100)	—	66°10'—65°51'	65°56'	66°2'30"

Aus dem Mittel von den ermittelten Winkelwerten für Tapiolith von Tammela, 111: 111=57° 10' 30", erhält man das Axenverhältnis a: c=1: 0.6499. *A. E. Nordenskiöld* giebt a: c=:0.6464 für einfache Kristalle, *Brögger* wieder a: c=1: 0.65251 für einen Zwillingskristall an. Der Verf. kann über die Richtigkeit des einen oder des anderen Wertes kein Urteil abgeben, da die von ihm untersuchten Kristalle nicht genauere Messungen als die oben angeführten erlaubten. Die nahe Übereinstimmung der von *A. E. Nordenskiöld* und von dem Verf. angegebenen Axenverhältnisse macht es wahrscheinlich, dass diese richtig sind, während *Brögger* einen zu grossen Wert für die Axe c erhalten hat, deren Wert übrigens nur auf Grund einer einzigen Messung festgestellt worden ist.

Der Tapiolith ist verschiedene Male analysirt worden. Die Zusammenstellung der Analysen folgt unten:

Tab. XII.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Ta ₂ O ₅	83,44	84,15	84,70	83,90	84,44	83,66	82,71	83,06	73,91	76,34
Nb ₂ O ₅									11,22	7,54
SnO ₂	Spuren	0,32	0,50	0,66	1,26	0,80 (Verl.)	0,83	1,07(mitWo)	0,48	0,70
FeO	13,75	14,68	14,29	13,81	13,41	15,54	15,99	15,78	14,47	13,90
MnO	1,12	0,90	1,78	0,74	0,96	—	—	—	0,81	1,42
CuO	—	1,81 (unrein)	0,04	0,11	0,14	—	—	—	—	—
CaO	—	0,07	—	—	0,15	—	—	—	—	—
Summa	98,31	101,93	101,81	99,82	100,36	100,00	99,53	99,91	100,89	99,90
Spez. Gew. .	7,264	7,197	—	7,414	7,845—7,854	—	7,17—7,36	7,35—7,37	7,496	7,384

- I. *N. Nordenskiöld*: Acta Soc. Sc. Fenn., Tom I, 1840. S. 119.
 II. *Jacobson* bei *H. Rose*: Pogg. Ann. 43, 1844. S. 331.
 III. *Brooks* » » » » » » »
 IV. *Weber* » » » » 54, 1854. 92.
 V. *A. E. Nordenskiöld*: Acta Soc. Sc. Fenn., Tom V, 1858. S. 164.
 VI—VII. *A. E. Arppe*: Acta Soc. Sc. Fenn., Tom VI, 1861. S. 588.
 VIII. *A. E. Nordenskiöld*: Öfvers. af K. Vet.-Akad. Förh. 1863. S. 445.
 IX—X. *Rammelsberg*: Monatsberichte der Akad. zu Berlin, 1871. S. 180.

Die Analysen VI—IX beziehen sich auf ursprünglich als Tapiolith angesehene einfache Kristalle, die übrigen auf Zwillingskristalle und derbe Stücke. *Arppe* und *A. E. Nordenskiöld* haben keinen Mangan in den einfachen Kristallen (Anal. VI—VIII) gefunden, während die Analyse von *Rammelsberg* (IX) einen Gehalt von 0.81 % MnO aufweist. *Arppe* bemerkt ausdrücklich, dass das von ihm analysirte Mineral manganfrei sei. In den Analysen I—VIII sind Tantal und Niob nicht geschieden worden, natürlich weil das Niob erst im Jahre 1863 entdeckt wurde. *Rammelsberg* hat dagegen Ta_2O_5 und Nb_2O_5 durch wiederholte Kristallisation gesondert bestimmt. Obgleich es wünschenswert wäre, die Beziehung der chemischen Zusammensetzung und besonders des Verhältnisses von Ta_2O_5 und Nb_2O_5 zu den kristallographischen Eigenschaften durch weitere Analysen zu beleuchten, so hat der Verf. jedoch auf diese umfassende Untersuchung verzichtet, weil bisher keine genauen Methoden zur Scheidung von Tantal und Niob existiren.

Phosphate.

Der Apatit.

Der *Apatit* ist überall in dem Pegmatit, besonders in dem Quarz und in den Feldspäten, als dünne mikroskopische Nadeln verbreitet. Auffallend reichlich ist er in den durch Differentiation entstandenen Albitapliten (vergl. S. 16) bei *Härkäsaari* und *Kietyönmäki* vorhanden. Die Nadeln zeigen gelegentlich den hexagonalen Durchschnitt und sind oft zerbrochen. Er gehört zu den am frühesten ausgeschiedenen Bestandteilen, weil er schon in dem Turmalin einkristallisiert vorkommt. — Abgesondert von dieser Varietät ist ein *blaugrüner Apatit* von *Kietyönmäki*. Er bildet hier 1—2 cm grosse, unregelmässige Körner, die von Quarz, Feldspat und Turmalin durchwachsen sind. Er ist makroskopisch tief blaugrün und noch in Dünnschliffen gewöhnlicher Dicke bläulich. Der Apatit von *Kietyönmäki* wurde früher als lithiumhaltig angesehen und *Kietyöit* genannt, bis *A. E. Arppe*¹⁾ zeigte, dass er frei von Li ist. *Arppe* hat ihn auch mit folgendem Resultat analysirt:

P ₂ O ₅	41.89 %
CaO (»Kalk»)	50.15 »
Ca (»Calcium»)	3.75 »
Fl (aus Diff.)	2.99 »
Fe ₂ O ₃	1.72 »
	<hr/>
	100. %

Das spez. Gew. ist nach *Arppe* 3.18, der Verf. hat 3.143 erhalten. Eine von dem Verf. ausgeführte kolorimetrische Bestimmung ergab 0.83 % MnO; qualitativ wurden sowohl Fluor als Chlor nachgewiesen. Vielleicht beruht die grünblaue Farbe gerade auf dem Manganengehalt.

¹⁾ Acta Soc. Sc. Fenn. Tom V, 1858, S. 472.

Der Heterosit.

Der *Heterosit*, eine Pseudomorphose nach *Triphylin*, wurde zuerst von A. Rindell bei Härkäsaari entdeckt. *Wilk*¹⁾ hat das von Rindell gefundene Mineral untersucht und die Übereinstimmung seiner Eigenschaften mit dem *Heterosit* von *Limoges* konstatiert. »Es war ein dunkles, stellenweise eisenschwarzes Mineral mit violettem Strich und Pulver«. Qualitative Proben ergaben H₂O, Fe, Mn. und Li. Das Mineral war in Säuren leicht löslich. In den von Rindell in Härkäsaari gesammelten Stufen kommt der Heterosit zusammen mit Quarz, Chrysoberyll und Albit vor. Nach einer mündlichen Mitteilung von Prof. Rindell wurde der Heterosit gerade in demselben Felsen gefunden, wo der Pegmatit den oben beschriebenen albitreichen Kontaktsaum aufweist (vergl. S. 16). In diesem Albitaplit kommen dem Heterosit ähnliche, kleine, mikroskopische, idiomorphe begrenzte Prismen vor. Diese haben nämlich u. d. M. ganz dasselbe Aussehen wie der unten beschriebene Heterosit von Kietyönmäki: Farbe charakteristisch braunrot, hohes Relief, scharfe Spalttrisse. Die dunkle, schmutzige Farbe des Gesteins beruht gerade darauf, dass der Heterosit, selbst eine Pseudomorphose, noch weiter umgewandelt ist und dabei Veranlassung zur Bildung von schwerlöslichen Manganoxiden gegeben hat. Sogar die feinsten Sprünge in dem Gestein sind nämlich von einer schwarzen, halbmatt glänzenden Substanz erfüllt, die sehr deutlich auf Mangan reagiert und wahrscheinlich aus *Pyrolusit* besteht. Ausser bei Härkäsaari, ist der Heterosit sehr reichlich bei *Kietyönmäki* vorhanden. Er kommt hier in engem Zusammenhang mit dem *Triphylin* vor und ist deutlich eine Umwandlungspseudomorphose von diesem. Der Heterosit bildet hier unregelmässige, bis 0,5 cm messende Körner, die aussen von einer schwarzen, oder braunschwarzen Haut umgeben sind, aber innen einen *violetten Strich* geben.

In Dünnschliffen ist er mit tief rotbrauner Farbe durchsichtig. Seine Spaltbarkeit erinnert im höchsten Grade an diejenige im *Triphylin*, einige Schnitte zeigen mit einander parallele (Prismenzone) oder schief überquerende Risse, andere wieder, den basischen Schnitten bei *Triphylin* entsprechend, zwei einander kreuzende Systeme. Die Ähnlichkeit der Spaltbarkeit im Heterosit und in seinem Urmineral, *Triphylin*, wird auch von *Tschermak*²⁾ betont.

¹⁾ Öfersikt af Finska Vet.-Soc. förh., 22, 1879—1880. S. 113.

²⁾ Sitz.-ber. d. K. Akad. zu Wien. Mathem.-Naturv. Kl., XLVII, 1863, S. 285.

Die Lichtbrechung ist deutlich höher als bei Kanadabalsam. Die Doppelbrechung konnte der eigenen, tiefen Farbe des Minerals wegen nicht gemessen werden. Die Auslöschung ist in vielen Schnitten mit den Spaltrissen parallel, in anderen schief gegen diese, was auf der zufälligen Lage dieser beruhen dürfte. Schnitte, wo die Spaltrisse einander unter 60° — 70° grossen Winkeln schneiden, zeigen die Interferenzfigur eines zweiaxigen Minerals mit einem sehr kleinen (5° — 10°) Axenwinkel. Der optische Charakter ist positiv. Durch qualitative Proben hat der Verf. Mn, Fe, Li und H_2O nachgewiesen.

Der Heterosit von Tammela scheint dem von *L. C. Gratton* und *W. T. Schaller*¹⁾ beschriebenen *Purpurit* ähnlich zu sein, der auch eine Pseudomorphose nach Triphylin (resp. Litiophylit) ist und wie jener in Pegmatit mit Triphylin, Turmalin, Spodumen, Apatit vorkommt.

Der Triphylin.

Triphylin ist bisher nur an zwei Fundorten in Tammela angetroffen worden, nämlich bei *Kietyönmäki* und *Kulmala* in *Sukula*. An der erstgenannten Stelle wurde er wahrscheinlich von *N. Nordenskiöld* entdeckt. Er hat über das Mineral keine Beschreibung veröffentlicht, nur eine von ihm bei *Berzelius* ausgeführte Analyse wird von *A. E. Nordenskiöld*²⁾ mitgeteilt. Der *Triphylin* kommt hier in dem Albitaplit mit Heterosit, Apatit, Spodumen etc. vor. Bei *Kulmala* (*Sukula*) wurde Triphylin wieder von *Wijk*³⁾ als lose Bruchstücke in einer kleinen Quarzschürfung gefunden. Der Pegmatit, von dem diese Bruchstücke herkommen sollen, besteht hier wesentlich aus Quarz, Feldspat, Glimmer und Turmalin. Auch der Tapiolith von *Sukula* wurde wahrscheinlich in denselben kleinen Quarzschürfungen entdeckt. Das Vorkommen des Heterosits, der ja ein Umwandlungsprodukt des Triphylins ist, auch in dem Pegmatit bei *Härkäsaari* zeigt, dass der Triphylin einst verbreiteter gewesen ist als jetzt. Frischer Triphylin ist auch bei *Kietyönmäki* sehr selten, gelegentlich findet man kleine unverwitterte Reste in dem Heterosit.

¹⁾ Zr. f. Kr. 41. 1906. S. 433 und 44, 1908. S. 1.

²⁾ Beskr. öfver de i Finland funna Min., 1863, S. 154.

³⁾ Öfvers. af finska Vet.-Soc. förh., 24, 1882, S. 26.

Der Triphylin ist an beiden Fundorten makroskopisch ganz ähnlich. Er besitzt eine graue oder grünlichgraue Farbe und Fettglanz, auch zeigt er die gewöhnliche Spaltbarkeit: vollkommen nach (001), weniger deutlich nach (010) und (110). Kristallflächen sind an ihm nicht beobachtet worden. Nach *Wiik* (l. c.) ist das spez. Gew. des Triphylins von *Sukula* 3.5—3.6 (3.58).

Die optische Orientirung und die optischen Konstanten wurden mit Hilfe mehrerer, nach den Spaltungsflächen orientirter Dünnschliffe und Prismen bestimmt. Die optische Axenebene liegt in beiden Varietäten parallel (100) und die Elastizitätsachsen sind nach dem folgenden Schema orientirt, $a = c$, $b = a$, $c = b$. Der optische Charakter ist positiv. Eine Platte, parallel zu (010), ist also senkrecht gegen c und zeigt den spitzen, eine andere, parallel zu (001), den stumpfen Axenwinkel und eine dritte, parallel zu (100), ist senkrecht gegen die optische Normale (b). Der spitze Axenwinkel ¹⁾ und zwei Brechungsexponenten wurden direkt gemessen und daraus wurde der dritte Brechungsexponent berechnet.

Tab. XIII.

Triphylin	2 V	γ	β	α	$\gamma - \alpha$
Kietyönmäki	62° 30'	1,7018	1,6954	1,6938	0,0080
Sukula	80°	1,7031	1,7008	1,6952	0,0079

Dispersion $\rho > v$ (die Hyperbeln sind in dem spitzen Axenwinkel innen rot, aussen blau gefärbt, in dem stumpfen umgekehrt).

Das Mineral ist in gewöhnlichen Dünnschliffen farblos und ohne Pleochroismus. Die Interferenzfarben im parallelen polarisirten und die Interferenzfiguren im konvergenten polarisirten Lichte sind jedoch ganz anomal. Das Graue erster Ordnung, das bei Anwendung einer Gipsplatte Rot I. Ordnung hervorgerufen war, war in einigen Schliffen so kräftig blaugefärbt, dass der Verf. es zuerst mit dem Blau II. Ordnung verwechselte, besonders, weil dieselben Schliffe bei der Parallelstellung der Gipsplatte das Gelb II. Ordnung zeigten,

¹⁾ Mit demselben Apparate wie bei Mikroclin, S. 63.

welches er wiederum mit dem Gelb I. Ordnung verwechselte. Erst durch Anwendung eines Quarzkeils wurde die richtige Orientirung gefunden. Die Interferenzfigur in einer Platte senkrecht zu der spitzen Bisektrix, die nach Einschaltung der Gipsplatte Blau und Gelb in verschiedenen, gegen einander liegenden Quadranten und zwar in diesem Falle in positiver Orientirung, zeigen sollte, ¹⁾ war an dem Triphylin von Sukula dermassen anomal, dass sowohl das Blaue wie das Gelbe in denselben Quadranten erschienen. doch so, dass es Gelb in den ihm normal zugehörigen Quadranten mehr war als in den zwei anderen. Die entsprechende Figur der stumpfen Bisektrix war dagegen normal und negativ. Das Mineral ist in gewöhnlichem Lichte ganz homogen. Zwischen gekreuzten Nicols zeigt es aber stellenweise etwas verschiedene Interferenzfarben (z. B. grau, resp. grauweiss), die jedoch erst nach Einschaltung der Gipsplatte deutlich hervortreten. Es sind in Schnitten nach (010) unregelmässige und sehr unscharf begrenzte, meistens streifenförmige Felder, in Schliffen nach (001) sind sie auch meistens unregelmässig, besitzen aber gelegentlich sogar kristallographische Begrenzung in Gestalt der Prismenquerschnitte. Die Felder besitzen ausser paralleler Auslöschung, auch ähnliche optische Orientirung wie das übrige Mineral. Die unscharfen Grenzen und die gemeinsame Spaltbarkeit beweisen, dass hier kein fremdes Mineral vorliegt. Es ist nur die verschieden grosse Doppelbrechung, welche die Unterscheidung dieser Felder ermöglicht. In Schliffen nach (001) besitzen sie höhere, in denen nach (010) niedrigere Interferenzfarben; die Differenz der Gangunterschiede beträgt nur ca. 100 $\mu\mu$. In Schliffen nach (100) tritt keine solche Inhomogenität hervor. Da diese Felder so klein sind (0.005—0.006 mm), war es nicht möglich ihren Axenwinkel zu messen, der wohl nach dem obigen kleiner als in dem übrigen Mineral sein dürfte. Bei der Messung der Axenwinkel und Brechungsexponenten konnte diese Inhomogenität jedoch keine merkbaren Fehler verursachen, da sie nur ganz untergeordnet vorkommt. — Der Triphylin führt sehr reichlich Flüssigkeitseinschlüsse. Diese besitzen sowohl polygonale als auch unregelmässige, verzweigte Formen. Eine unbewegliche Libelle wird in diesen häufig beobachtet. Die Einschlüsse können bis 0.003 mm gross sein und sind in Streifen angeordnet, welche im Wirte keiner bestimmten Richtung entsprechen. — Schon makroskopisch erkennt man in den

¹⁾ Rosenbusch-Wülfing, Mikr. Phys., 1904, I, 1, S. 335.

Stufen von Sukula ein schwarzes, kompaktes Mineral, das Triplit zu sein scheint und zwar in inniger Mischung mit dem Triphylin. In Dünnschliffen sieht man, dass ersterer Spaltsprünge in letzterem ausfüllt und auch Teile von diesem in sich einschliesst.

Aus dem Triphylin von Kietyönmäki konnte nur 0.1 Gramm frisches Material erworben werden, an welchem der Eisengehalt des Minerals ermittelt wurde. Von der anderen Varietät war es dagegen möglich, genügend frisches und reines Material für eine vollständige chemische Analyse zu erhalten. Dazu wurden Splitter aus demselben Stücke wie für die optischen Bestimmungen angewendet. FeO, die Alkalien (nach Lawrence-Smith), MnO (kolorimetrisch) und P₂O₅ sind in besonderen Proben bestimmt worden. Die Phosphorsäure wurde als phosphorsaures Amm.-molybdat ausgefällt und als Mg₂P₂O₇ gewogen. Ausser kolorimetrisch ist MnO auch gewichtsanalytisch bestimmt worden. Die in derselben Lösung ausgeführten kolorim. Bestimmungen (8.14—8.14—8.28—8.16 %) ergaben im Mittel 8.18, und die gewichtsanalytische 8.79 % MnO. Die angegebene Zahl für MnO, 8.49 %, ist das Mittel aus diesen. Der Oxydationsgrad des Mangans ist nicht besonders bestimmt, sondern alles als MnO angenommen worden, weil in dem Mineral das Eisen noch grösstenteils in der Ferrostufe verblieben war. Die Resultate der Analysen am Triphylin von Sukula (I) und von Kietyönmäki (II) werden hier unten mitgeteilt. Zum Vergleich sei auch eine von N. Nordenskiöld am Triphylin von Kietyönmäki ausgeführte Analyse wiedergegeben:

	I.	II.	III.
SiO ₂	0.50 %		
P ₂ O ₅	41.08 »		42.6 %
Fe ₂ O ₃	2.76 »	1.02 %	
FeO	31.09 »	30.92 »	38.6 »
MnO	8.49 »		12.1 »
CaO	6.13 »		
MgO	—		1.7 »
K ₂ O	Spuren		
Na ₂ O	2.71 »		
Li ₂ O	6.95 »		8.2 »
Fl	Spuren		
H ₂ O	0.42 »		
	<hr/> 100.13 %		<hr/> 103.2 %

Bekanntlich besteht der Triphylin aus zwei isomorphen Phosphaten, dem Lithium-Eisen-Phosphat und dem Lithium-Mangan-Phosphat. *Penfield* ¹⁾ hat fünf Glieder dieser isomorphen Reihe chemisch und optisch untersucht und dabei konstatiert, dass sowohl die optischen Konstanten, besonders der Axenwinkel, als die optische Orientirung durch Veränderung der chemischen Zusammensetzung verschoben werden. In den manganreichsten Gliedern ist die optische Axenebene (001), und der spitze Axenwinkel öffnet sich um die kristallographische Axe *b*. Bei den intermediären Gliedern wird dieser Axenwinkel immer kleiner, schliesslich (bei ca. 26 % FeO) für eine Farbe nach der anderen gleich Null und öffnet sich wieder in der Fläche nach (100). Beim Steigen des Eisengehalts wird der Axenwinkel immer grösser, passirt 90°, wobei der optische Charakter negativ wird, und öffnet sich, nachdem er um die kristallographische Axe *c* zum zweiten Male gleich Null geworden ist, in der Ebene (010). — Die von dem Verf. erhaltenen Resultate stehen in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen *Penfields*. Wenn alles Eisenoxyd als Oxydul in den Analysen I und II umgerechnet wird, wozu man berechtigt ist, da der Gehalt an Eisenoxyd sehr wahrscheinlich auf Verwitterung in Zusammenhang mit Oxydation zurückzuführen ist, so erhält man für den Triphylin von Sukula 33.57 % FeO, für denjenigen von Kiettyönmäki 31.86 % FeO. Die optische Orientirung in beiden entspricht der von *Penfield* angegebenen. Der Axenwinkel des ersteren wäre auf Grund seiner chemischen Zusammensetzung aus einer von *Penfield* gezeichneten Kurve berechnet ca. 60°, gemessen aber 62° 30'; der Axenwinkel des anderen, aus derselben Kurve berechnet, wäre ca. 80°, und gemessen ebenso 80°. Von *Penfield* wird durch die ganze Reihe die Dispersion $\varrho < \nu$ angegeben, während der Verf. durchgehends in den spitzen Axenwinkeln $\varrho > \nu$ (die Hyperbeln innen rot, aussen blau) und in den stumpfen Axenwinkeln natürlich umgekehrt $\varrho < \nu$, beobachtet hat.

Der Triplit.

In einem Pegmatitgange bei Sukula hatte *A. Rindell* im Jahre 1881 ein Mineral gefunden, das von *Wijk* ²⁾ auf Grund seiner physi-

¹⁾ S. L. *Penfield* and *J. H. Pratt*: »Effect of the Mutual Replacement of Manganese and Iron on the Optical Properties of Lithiophilite and Triphylite.« *Amer. Journ.*, 50, 1895, S. 387—390.

²⁾ *Öfvers. af Finska Vet.-Soc. Förh.* 24, 1881—1882, S. 26.

kalischen und chemischen Eigenschaften für Triplit erklärt wurde. Nach *Wiik* ist die Härte des Minerals 5—5.5, das spez. Gew. = 3.55. Es ist braunschwarz, im Bruch graugrün und auf Absonderungsklüften eisenschwarz und metallglänzend. An den von *Wiik* und *Rindell* gesammelten Stufen in den Sammlungen des Mineral.-Geol. Institutes liessen sich die Bestimmungen von *Wiik* wiederholen. Qualitative Proben ergaben ausser Mn, Fe und P, auch Fl, der ja für den Triplit charakteristisch ist. Das Mineral war jedoch so stark umgewandelt und hierbei auch in dem Grade undurchsichtig geworden, dass der Verf. keine weiteren, weder optischen noch chemischen Untersuchungen an ihm ausführen konnte. Ein diesem umgewandelten Triplit sehr ähnliches, grüneschwarzes, opakes Mineral kommt auch mit dem Triphylin zusammen vor, wobei es in die Spaltsprünge des letzteren eindringt.

Anhang: *A. E. Nordenskiöld* hat den Sammlungen des Mineral.-Geol. Institutes ein ca. 3 cm grosses Mineralstück übersandt, das in Sukula (Mäki-Tulokas) gefunden ist und aus Monazit bestehen sollte. Nach *Wiik* ¹⁾ kann das Mineral jedoch kaum Monazit sein, weil es so leicht ist, (das spez. Gewicht = 2.8—2.9) und nicht die chemischen Reaktionen des Monazits besitzt. In der Tat war dieses Mineral kein Phosphat wie der Monazit, sondern ein Alkalialuminiumsilikat, was der Verf. durch qualitative Proben konstatierte. Das Mineral besitzt zwei gegen einander senkrechte Spaltrichtungen und einen perlmutterähnlichen Glanz auf den Spaltungsflächen. Im Dünnschliffe ist er beinahe opak, zeigt aber stellenweise durchsichtige Partien mit niedriger Doppelbrechung. Allem Anschein nach ist dieses Mineral also Feldspat (Kalifeldspat), der von einem reichlich vorkommenden Eisenoxydpigment dunkelbraun gefärbt ist.

¹⁾ Öfvers. af Finska Vet.-Soc. Förh., 24, 1881—1882, S. 33.



Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande (en vente dans la librairie Akademiska bokhandeln, Helsingfors, et chez MAX WEG, Königstrasse 3, Leipzig).

N:o 1.	Cancrinitenytit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi, von WILHELM RAMSAY und E. T. NYHOLM. Mit 4 Figuren im Text. Mai 1896.....	—: 50
N:o 2.	Ueber einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo, von J. J. SEDERHOLM. Mit 12 Figuren im Text. Dec. 1895 —:	75
N:o 3.	Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i Södra Finland, af WILHELM RAMSAY, jemte Bihang 1 och 2 af VICTOR HACKMAN och 3 af J. J. SEDERHOLM. Med en karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. Févr. 1896.....	1: 25
N:o 4.	Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland, von BENJ. FROSTERUS. Mit 2 Tafeln und 11 Figuren im Text. April 1896	1: 25
N:o 5.	Bidrag till kändedomen om Södra Finlands kvartära nivåförändringar, af HUGO BERGHELL. Med 1 karta, 1 plansch och 16 figurer i texten. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntnis der quartären Niveauschwankungen Süd-Finnlands. Mai 1896	2: —
N:o 6.	Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges, von J. J. SEDERHOLM. Mit 2 Karten, 5 Tafeln und 96 Figuren im Text. Févr. 1899	5: —
N:o 7.	Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari, von JULIUS AILIO. Mit 1 Karte und 8 Figuren im Text	1: 25
N:o 8.	Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora, af GUNNAR ANDERSSON. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 taflo. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. Déc. 1899	4: —
N:o 9.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERMOLM. Avec 1 carte. Nov. 1899	1: —
N:o 10.	Les Dépôts quaternaires en Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 2 figures dans le texte et 1 carte. Nov. 1899	1: —
N:o 11.	Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Karten, 12 Figuren im Text und 4 Figuren auf einer Tafel. Mars 1900	1: 50
N:o 12.	Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå, von WILHELM RAMSAY und L. H. BORGSTRÖM. Mit 20 Figuren im Text. Mars 1902.....	1: —
N:o 13.	Bergbyggnaden i sydöstra Finland, af BENJ. FROSTERUS. Med 1 färglagd karta, 9 taflo och 18 figurer i texten. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. Juli 1902.....	4: —
N:o 14.	Die Meteoriten von Hvittis und Marjalahti, von LEON. H. BORGSTRÖM. Mit 8 Tafeln. April 1903.....	2: 50
N:o 15.	Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. April 1905	2: 50
N:o 16.	On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike rock, by I. G. SUNDELL. With one plate of figures. August 1905	1: —
N:o 17.	On the occurrence of Gold in Finnish Lapland, by CURT FRICKS. With one map, 15 figures and frontispiece. Nov. 1906	1: 25
N:o 18.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 23 bilder i texten och 6 taflo. Résumé en français: Études sur le système	

	quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. Mars 1907..	4: —
N:o 19.	Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See, von OTTO TRÜSTEDT. Mit 1 Karte, 19 Tafeln und 76 Figuren im Text	7: 50
N:o 20.	Zur Geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland, von V. TANNER. Mit einer Karte und zwei Tafeln. April 1907.....	1: —
N:o 21.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 6 taflor. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. Juin 1907....	3: 50
N:o 22.	Granitporphyr von Östersundom, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Figuren im Text und einer Tafel. Juni 1907	1: —
N:o 23.	Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia, af J. J. SEDERHOLM. Med 8 taflor, en planteckning, en geologisk öfversiktskarta öfver Fennoskandia och 11 figurer i texten. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. With 8 plates, a coloured plan, a geological sketch-map of Fenno-Scandia and 11 figures. Juli 1907.....	3: —
N:o 24.	Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 20 figures dans le texte et une carte. Juillet 1910	1: 50
N:o 25.	Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln. von V. TANNER. Mit 2 Tafeln und 5 Fig. im Text. Mai 1911	1: 25
N:o 26.	Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium, von EERO MÄKINEN. Mai 1911.....	—: 50
N:o 27.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	1: 50
N:o 28.	Les roches préquaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte. Juillet 1911	1: 50
N:o 29.	Les dépôts quaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	1: 50
N:o 30.	Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 13 figures dans le texte et 6 cartes. Juillet 1911....	1: 50
N:o 31.	Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflageringar, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912	1: —
N:o 32.	Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande med tvenne kartor af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912.....	1: —
N:o 33.	Kvartära nivåförändringar i östra Finland af W. W. WILKMAN. Med 9 figurer i texten. Deutsches Referat. April 1912.....	1: —
N:o 34.	Der Meteorit von St. Michel, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Tafeln und 1 Fig. im Text. August 1912	1: 50
N:o 35.	Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland, von EERO MÄKINEN	1: 50