

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

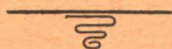
N:o 41

DIE SKAPOLITHLAGERSTATTE VON LAURINKARI

VON

L. H. BORGSTRÖM

MIT 7 FIGUREN IM TEXT



HELSINGFORS, 1914

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:0 41.

DIE SKAPOLITHLAGERSTÄTTE

VON

LAURINKARI

VON

L. H. BORGSTRÖM.

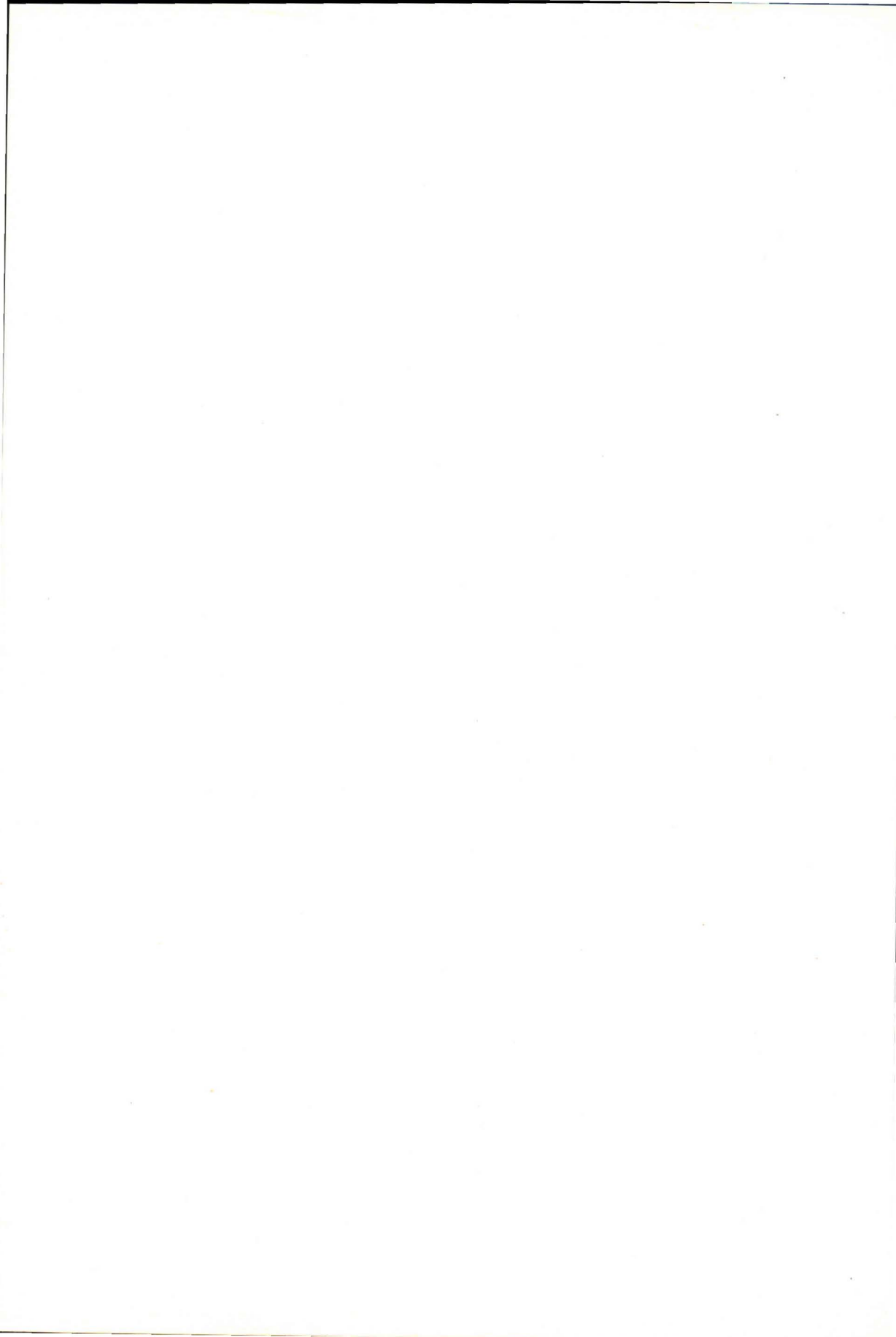


HELSINGFORS 1913
DRUKEREI DES KAISERLICHEN SENATS.



Inhaltsverzeichnis.

	Seite.
Die geographische Lage des Fundortes	1
Auf die Lagerstätte Bezug nehmende Litteratur	2
Die älteren Angaben über die Lagerstätte	3
Der Gesteinsaufbau der Laurinkarigegend	5
<i>a)</i> Der intrusive, granitische Anteil	5
<i>b)</i> Die Bruchstücke älterer Gesteine	10
Die Form und der Inhalt der Lagerstätte, ihre Entstehung und ihre Parallelen unter den Minerallagerstätten	14
Die Mineralien der Lagerstätte.....	19
Litteratur bezüglich der Mineralien	19
Der Skapolith	19
Der Orthit	24
Der Quarz	26
Der Calcit	26
Der Apatit	28
Der Pyrit	28
Der Titanit	28
Der Magnetkies	29
Der Magnetit	29
Der Fluorit	29
Die Hornblende	29
Der Epidot	30
Der Phlogopit	30
Der Molybdenglanz	30
Kokkolitähnlicher Pyroxen	30



DIE GEOGRAPHISCHE LAGE DER FUNDSTÄTTE.

Die im folgenden näher beschriebene Skapolithlagerstätte befindet sich auf dem SE-Ende der kleinen Felseninsel *Laurinkari*, die nur ca. 200 m lang und ca 50 m breit ist.

Die Insel liegt nahe der Halbinsel Maanpää, die den südwestlichsten Teil der grossen Insel Hirvensalo bildet, welche von dem Festlande nur durch eine der für das Gebiete SE von Åbo eigentümlichen, schmalen, kanalähnlichen Meeresengen getrennt ist. Die Fundstätte liegt ungefähr 5 km SW von Åbo.

Da der Name »Hirvensalo« auch für den ganzen Landesteil die grosse Insel Hirvensalo mit umgebenden kleineren Inseln umfassend angewendet wird, ist es nicht ganz unrichtig, den Fundort des Skapolithes mit diesem Namen zu bezeichnen, wie früher oft geschehen ist. Betreffend die Schreibweise des Namens Laurinkari sei bemerkt, dass die vorletzte Silbe nur *ein* a enthält und dass die von Wiik und nach ihm von Sustschinski angenommene Buchstabierung, Laurinkaari, etymologisch unrichtig ist und auch nicht von den Einwohnern der Gegend gebraucht wird. Das finnische Wort Laurinkaari ist ins deutsche übersetzt »Lorenz's Bogen«, während Laurinkari »Lorenz's Felsen« bedeutet und in Analogie mit sehr vielen anderen finnischen Namen auf »Felsen« und »Scheeren« gebildet ist.

AUF DIE LAGERSTÄTTE BEZUG NEHMENDE LITTERATUR.

1. Daniel Tilas, Mineral Historie öfver Björneborgs och Tavastehus Lähner med någre andre få ställen i de öfrige Lähnen uti Finland. Socknevis anmärkt vid Durchfartsundersökningen i Finland Åhren 1737 och 1738. Manuskript im Archiv des finnländischen Industrieamtes in Helsingfors.
 2. E. J. Westling, Reseberättelse om de på Herr Öfverintendentens befallning af underskrifven för Bergs Statens Räkning förrättade resor år 1828. Manuskript im Archiv des finnländischen Industrieamtes in Helsingfors.
 3. A. E. Nordenskiöld, Beskrifning öfver de i Finland funna mineralier. Helsingfors 1855.
 4. H. J. Holmberg, Mineralogischer Wegweiser durch Finnland. Bidrag till kännedom af Finlands natur och folk, utgifna af Finska Vet. Soc. 1. 23. Helsingfors 1857.
 5. A. E. Nordenskiöld, Poggendorffs Annalen. 101. 635. 1857.
 6. H. J. Holmberg, Materialier till Finlands geognosi. Bidrag till kännedom af Finlands natur och folk. 4. 71. Helsingfors 1858.
 7. A. E. Nordenskiöld, Beskrifning öfver de i Finland funna mineralier. 2:te Aufl. Helsingfors 1863.
 8. F. J. Wiik, Meddelande beträffande finska mineralier, III, 13. Öfversigt af Finska Vet. Soc. Förh. XIV. 30. Helsingfors 1872.
 9. F. J. Wiik, Den Finska Mineralsamlingen i universitetets i Helsingfors mineralkabinett. Bidrag till kännedom af Finl. natur och folk. 46. 39. Helsingfors 1887.
 10. K. Ad. Moberg, Finlands Geologiska Undersökning. Beskrifning till Kartbladet N:o 10. 46. Helsingfors 1887.
 11. P. P. Sustschinsky, Beiträge zur Kenntnis der Kontakte von Tiefengesteinen mit Kalksteinen im südwestlichen Finnland. Travaux de la Société Imp. des Naturalistes de St. Pétersbourg. XXXVI, 5. 417. 1912.
-

ÄLTERE ANGABEN ÜBER DIE LAGERSTÄTTE.

Laurinkari ist schon von Alters her als eine Fundstätte von aussergewöhnlich grossen und schön ausgebildeten Skapolithkristallen bekannt, die das Interesse der Mineralogen und Kristallographen erweckt haben und darum schon vielma's Gegenstand kristallographischer und optischer Untersuchung gewesen sind. Die Art des Auftretens ist dagegen von den älteren Verfassern nur vorübergehend erwähnt worden.

Die ersten Angaben rühren von dem berühmten schwedischen Bergmann D. Tilas (1) her, der im Jahre 1738 schreibt, dass in der Nähe von Åbo auf der Insel Kultasaari ¹⁾ in einem flachen Gange grosse Mengen von grobem Schörl und dunkle Kristalle von bis vier Zoll Durchmesser gebrochen werden.

Im Auftrage des Bergamtes sammelte E. J. Westling 1828 (2) Mineralien auf Laurinkari. Nach ihm bildet das Vorkommen ein in O—W streichendes Lager von Skapolith, der grosse Neigung Kristalle zu bilden gehabt hat. Die dabei entstandenen Zwischenräume sind von Quarz oder von Calcit ausgefüllt worden.

A. E. Nordenskiöld, der die Lagerstätte besucht hat, schreibt im Jahre 1855 (3), dass die Skapolithkristalle auf Laurinkari in einer kleinen Kalkader angetroffen werden, und ein Paar Jahre später (5) spricht er sich noch deutlicher über die Art des Vorkommens aus, indem er sagt, dass das Mineralvorkommen einen mit Kalkdrusen ausgefüllten Skapolithgang bildet, wo Skapolith, Kalkspat und Quarz die Hauptbestandteile sind.

In den Jahren 1857 (4) und 1858 (6) veröffentlichte H. J. Holmberg Zusammenstellungen der zu jener Zeit bekannten Mineralfunde in Finnland und erwähnt dabei auch Laurinkari, welchen Fundort er ganz kurz und hauptsächlich nach Westlings Angaben schildert.

In einem Aufsätze über Titanit von Kyrkslätt und Pargas vom Jahre 1872 (8) schildert F. J. Wiik diese beiden Fundstätte,

¹⁾ Wahrscheinlich identisch mit Laurinkari.

die sich u. a. durch Skapolithgehalt auszeichnen, als durch Kontakt-
einwirkung von Granit auf Kalkstein entstanden. Er sagt, dass
der Skapolith auf Laurinkari dagegen anderer Entstehung ist. »Der-
selbe bricht durch den Granit als unregelmässige Gänge und Stöcke,
an deren Grenze der Granit weiss und sehr porös ist. Da unter den
zusammen mit Skapolith auftretenden Mineralien nicht selten Quarz-
kristalle in unmittelbarer Berührung mit Kalkspat erscheinen, kön-
nen dieselben nicht aus dem Schmelzfluss gebildet sein, sondern müs-
sen als Neubildungen betrachtet werden, die durch Einwirkung
von kohlensäurehaltigem Quellenwasser auf den Granit entstan-
den sind.» Und im Jahre 1887 (9) sagt er in seiner Beschreibung
der Sammlung von finnischen Mineralien im Mineralienkabinett
der Universität in Helsingfors, dass der Skapolith auf Laurinkari
mit Quarz und Orthit einen Gang im Granit bildet.

Der Vollständigkeit halber sei angeführt, dass die Skapolith-
fundstätte auf Laurinkari in K. Ad. Mobergs (10) Beschreibung
zum Kartblatt 10 von »Finlands geologiska undersökning» vom
Jahre 1887 als ein mehrere Meter breites und langes, in O—W
streichendes Lager¹⁾ erwähnt wird.

In seiner im Jahre 1912 erschienenen umfangreichen Arbeit,
»Beiträge zur Kenntnis der Kontakte von Tiefengesteinen mit Kalk-
steinen im südwestlichen Finnland» hat P. P. Sustschinsky (11)
das Skapolithvorkommen von Laurinkari recht ausführlich behandelt
und kommt zu dem Schluss, dass dasselbe ein durch Kontaktmeta-
morphose umgewandeltes Kalksteinlager ist. Zu diesem Resultat
wird er ausser durch die Mineralassoziation in erster Linie dadurch
gebracht, dass er in dem umgebenden Granit endogene Kontakt-
veränderungen zu finden glaubt.

Der Verfasser hatte Gelegenheit das Skapolithvorkommen schon
vor der Veröffentlichung von Sustschinskys Buch zu besuchen und
ist beim Studium der Verhältnisse der Lagerstätte zu den umge-
benden Gesteinen zu der Auffassung gelangt, dass die erstere jünger
als die letztgenannten ist. Es scheint ihm daher angemessen eine
Beschreibung der Fundstätte zu geben und dabei die Gründe für
seine Auffassung der Gangnatur des Skapolithvorkommens dar-
zulegen.

¹⁾ Wahrscheinlich nach Westlings Beschreibung. Vergleiche Seite 3.

DER GESTEINSAUFBAU DER LAURINKARI-GEGEND.

Der Gesteinsaufbau von Laurinkari und den Inseln rund herum ist ein Resultat einer grossartigen Brekziation und Mischung von eruptivem Material mit älteren Gesteinen. Grössere (bis kilometerlange) und kleinere Bruchstücke von Feldspatgneisen, Gneisgraniten, Hornblendeschiefern und Leptiten liegen in einer Grundmasse von granitischem Charakter. Öfters ist der Granit überwiegend, aber stellenweise sind die Bruchstücke so gross oder so zahlreich, dass der Felsenboden hier hauptsächlich aus Gneis oder Leptit besteht.

Für den granitischen Teil ist ein häufiger Wechsel im Aussehen eigentümlich. Bisweilen ist der Granit so grobkörnig, dass die Mikroklinkristalle 3 bis 4 cm in Länge messen, an anderen Stellen dagegen viel weniger grob, mit einer Korngrösse von 1 cm und darunter. Meistens herrschen Quarz und roter Mikroklin stark vor, stellenweise tritt der Quarz sehr zurück gegenüber dem Mikroklin, in seltenen Fällen spielt der Plagioklas eine wichtige Rolle und kann sogar vor Mikroklin vorwalten. Charakteristisch ist die sehr unbedeutende Menge der dunklen Mineralien; öfters kommen vereinzelte Körner von einem roten Granat vor, oder auch enthält der Granit wenige Speckchen braunschwarzen Biotits, nur in seltenen Ausnahmefällen sind diese beide Mineralien gleichzeitig zu finden. Sporadisch treten sehr kleine Mengen von Sillimanit oder Cordierit auf. Stellenweise ist der Granit pegmatitähnlich insofern, als fleckenweise die Mikroklinindividuen grösser werden und das Gestein einen viel grösseren Gehalt an Quarz aufweist. Solche Partien gehen oft schon in wenigen Metern Entfernung in mittelkörnigen Granit mit gleichförmigem, normalem Aussehen über, ohne dass feste Grenzlinien zwischen den beiden Varietäten zu erkennen wären. In ähnlicher Weise geht roter Granit in grauweissen über.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass die Übereinstimmung in Struktur und auch in mineralogischer Zusammensetzung zwischen den verschiedenen granitischen Partien viel grösser ist

als die okuläre Betrachtung vermuten lässt. Die Struktur ist überall vollständig richtungslos, gleichkörnig, granitisch körnig und zeigt sehr schön wellige Grenzlinien (sutured structure) nicht nur an den Grenzen zwischen den Quarzkörnern oder zwischen diesen und den übrigen Mineralien, sondern auch zwischen diesen unter einander.

Das wichtigste Mineral des Granites ist der *Mikroklin*, der gewöhnlich an Menge überwiegt und dann auch etwas grössere Individuen bildet als die anderen Mineralien. In Handstücken ist der Kalifeldspat oft schön rot, nicht selten auch heller und dann licht fleischrot. Er bildet nur äusserst selten Karlsbaderzwillinge. Unter dem Mikroskop zeigt er ausgeprägte, aber sehr feinstruierte Mikroklingitterstruktur und weist nur wenige und sehr feine Perthitschnüre auf. Die Mikroklinindividuen sind oft länglich und haben rundliche Begrenzung, aber die Grenzlinien zeigen im Kleinen gar keine Spur von Idiomorphismus, nicht einmal gegen den Quarz. Einige im Plagioklas eingeschlossene Individuen zeigen besonders stark korrodierte Formen mit grossen Einbuchtungen von allen Seiten.

Wo der Quarzgehalt niedriger ist, kommt es oft vor, als ob der Mikroklin der jüngste Bestandteil wäre. Der grösste Teil des *Quarzes* scheint meistens jünger als alle andere Mineralien zu sein, während vereinzelte Quarzkörner im Mikroklin oder im Plagioklas oder sogar im Granat eingeschlossen sind. Die Quarzpartien, die ihrer Lage nach als zuletzt gebildet erscheinen, sind oft polyso-matisch und bestehen aus ganz verschieden orientierten Individuen, die gegen einander durch stark wellige Grenzlinien begrenzt sind. Im Quarze sieht man immer die für dieses Mineral so charakteristischen Schnüre von blasenähnlichen, unregelmässig geformten Einschlüssen, die von Gas oder von einem amorphen Körper erfüllt sind; in einigen der Körner war auch eine starre Libelle zu sehen. Die Mehrzahl der Quarzkörner zeigen stärkere oder schwächere Schwankungen der Auslöschungsrichtung (undulierendes Auslöschen), indem das Dunkelwerden in einem oder in einigen Punkten beginnt und sich von dort ausbreitet. Dabei kann man immer wahrnehmen, dass der Schatten sich nicht stetig verbreitet, sondern dass der Quarz immer in kleine Felder mit einwenig verschiedener optischer Orientierung zerfällt, die gegen ihre Nachbarn zackige Konturen zeigen, welche an die suturartigen Grenzen der grösseren wirklichen Individuen erinnern.

Der *Plagioklas* ist auf der Grenze zwischen Oligoklas und Albit-oligoklas. Er ist in Handstücken licht grau oder grünlich grau. Die Zwillingstreifen sind so fein, dass dieselben schwierig mit blossem Auge oder in Handstücken mit der Lupe sichtbar werden. Die niedrige Doppel-

brechung in Schnitten mit deutlichen Zwillingslamellen, die Kleinheit der Auslöschungsschiefe der symmetrischen Zone (öfters 2° , 3° , 4°) und der Umstand, dass der niedrigere Brechungsexponent in allen Schnitten kleiner als w für Quarz ist, während der höhere Brechungsexponent einiger Plagioklasschnitte kleiner als w -Quarz, anderer grösser als w , aber kleiner als ϵ für Quarz ist, zeigen, dass ein *Oligoklas* vorliegt. Der Oligoklas ist meistens annähernd idiomorph, und man findet oft Individuen, bei denen die Konturen sehr ebenflächig und genau kristallographisch orientiert sind, was sich durch einen Vergleich mit der Richtung der Zwillingslamellen konstatieren lässt. Nur selten sind korrodierte Formen des Plagioklases zu sehen.

Eine besondere Stellung nimmt der Oligoklas ein, der zusammen mit Quarz sogenannten *Myrmekit* bildet. Oft sieht man blumenkohl-ähnliche gerundete Partien, die gegen Mikroklin gewachsen sind. Auch findet man Myrmekit, der von im Verhältnis zum Plagioklas kristallographisch bestimmten Flächen umgeben ist und ungefähr symmetrisch angeordnete Quarzstengeln enthält.

Interessant ist eine Zusammenwachsung oder gegenseitige Durchwachsung von Plagioklas und Mikroklin (Fig. 1.), die in einigen Präparaten des Granites mehrfach beobachtet wurde. Nach der Übereinstimmung der Richtung der Albitzwillingslamellen der beiden Feldspäte zu urteilen, sind diese parallel orientiert, was noch durch das Verhältnis der Auslöschungsrichtungen bestätigt wird. Fraglich ist wie diese Zusammenwachsung aufgefasst werden soll; ob als eine unvollständige Verdrängungspseudomorphose von Plagioklas nach Mikroklin oder als eine echte Zusammenkristallisation beider Mineralien.



Fig. 1.
Vergr. 100.

Wo Mikroklin an Plagioklas oder wo Mikroklin an Mikroklin grenzt, aber nicht zwischen Mikroklin und Quarz und nicht oder nur im verhältnissmässig sehr geringer Menge zwischen zwei Plagioklasen, erscheint in einem Teil der Granitproben von Laurinkari eine dünne Zone von einem Plagioklas, der dem reinen Albit viel näher als der früher erwähnte Plagioklas steht. Diese Zone tritt auffallenderweise nicht auf den inneren Grenzen zwischen den verschiedenen Individuen der parallelen Mikroklin-Plagioklas-Verwachsungen auf, sondern nur auf den äusseren Umrandungen dieser Gebilde. Der Plagioklas der Randzone unterscheidet sich von dem älteren durch niedrigere Lichtbrechung, höhere Doppelbrechung und grössere Auslöschungsschiefe, so dass z. B. in Schnitten, wo der zentrale Plagioklas eine symmetrische Auslöschung von 2° bis 3° zeigt, die

Auslöschung der Randzone 12° bis 13° beträgt. Die Zwischenzone an der Grenze zwischen Mikroklin und Plagioklas ist immer kristallographisch parallel mit dem Plagioklas orientiert, was sich u. a. durch die Fortwachsung der Plagioklaslamellen in dieser Zone offenbart. Die Albitzone zwischen zwei Mikroklinindividuen zerfällt gewöhnlich in mehrere verschieden orientierte Teile, so dass ein Teil parallel einem System der Zwillingslamellen des einen Mikroklin ist, ein anderer Teil wieder parallel mit dem anderen System von Mikroklinlamellen desselben Individuums oder einem der Lamellensysteme des anderen Mikroklinkörnchens. Die Albitzone erweist sich durch ihre Lage zwischen den anderen Mineralkörnern als eine spätere Bildung als die eigentliche Verfestigung und Kristallisation des Gesteins.

Der *Granat* bildet gerundete Körner, die makroskopisch dunkelrot oder rot sind und ziemlich oft Kristallbegrenzung oder wenigstens vereinzelte Fazettflächen aufweisen. In Dünnschliffen sind die Granatkörner klar und farblos und zeigen meistens konvex gerundete Formen und nur selten durch Korrosion verursachte Einbuchtungen. Die Granate sind meistens frei von Einschlüssen. Die Granate sind hie und da in der Nähe des Skapolithganges in schwarze, glimmerreiche Knoten verwandelt worden. Diese kennzeichnen sich als Granatpseudomorphosen nicht nur dadurch, dass sie den Platz der Granate im Gestein einnehmen, sondern auch dadurch, dass in ihnen Überreste des ehemaligen Granatkristalls unter dem Mikroskop gefunden werden können. Nach Schätzung u. d. M. besteht die Pseudomorphose zur Hälfte aus Biotit. Die andere Hälfte wird von etwa gleichen Teilen Plagioklas und Magnetit neben ein wenig grünem Spinell gebildet. Der Biotit hat kräftige Doppelbrechung und starken Pleochroismus, grün parallel der Spalt- richtung und sehr hellgrün senkrecht gegen diese Richtung, und kommt als bis 0.25 mm im Durchmesser messende Tafeln vor. Der Plagioklas ist ein Oligoklas, der annähernd isometrische Körner bildet mit nur seltenen Zwillingsstreifen. Der Magnetit und der Spinell bilden kleine Körnchen, die wahrscheinlich mehr oder weniger scharf ausgebildete Kristalle sind.

Von grossem Interesse ist die Struktur der Pseudomorphose. Die Granatrete haben im Grossen konvexe Konturen, das heisst, sie bilden gerundete Körner. Im Kleinen sind die Grenzen aus konkaven Teilen zusammengesetzt, so dass oft zwischen zwei bogenförmigen Einbuchtungen, die in die Granatmasse hineinragen, eine im Verhältnis zu diesen spitze Zunge von Granatsubstanz vom Hauptteil des Granatkörnchens hervorsticht. Der Biotit ist ausgeprägt

idiomorph, besonders parallel der Spaltrichtung, wo die Begrenzung fast immer genau geradlinig und mit den Spaltrissen parallel ist. Die Individuen des Plagioklases sind viel kleiner als die Glimmerindividuen und sind nicht kristallographisch begrenzt, obgleich die Neigung zur Körnerform wie oben gesagt auffallend ist. Die Struktur der Pseudomorphose hat mehr Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Kontaktmetamorphose als mit denen der magmatischen Verfestigung.

Es ist von besonderem Interesse hervorzuheben, dass die Granate des Laurinkari-Granites durch Umwandlung Glimmer und Magnetit ergeben, denn die Tatsache, dass dieses Mineral in solcher Weise zerfallen kann, erklärt auch, dass dasselbe die genannten dunklen Mineralien im Gestein wirklich ersetzt, wie schon das Vorkommen von Granat im Gestein das Auftreten von dunklem Glimmer auszu-schliessen scheint.

Der *Biotit* ist stark pleochroitisch, dunkelkastanienbraun — licht gelblichbraun, und zeigt pleochroitische, dunkle Höfe rund um eingeschlossene Zirkonkriställchen. Der *Biotit* zeigt einen sehr hohen Grad von Idiomorphismus parallel zur Basis, hat aber oft unregelmässige Begrenzung in der dazu senkrechten Richtung.

Apatit ist als kleine, meist rundliche, farblose Körnchen vorhanden. In ähnlicher Form ist *Zirkon* im dem Granit verbreitet. Bisweilen sind kleine Körnchen von *Pyrit* oder *Magnetit* in den Präparaten zu entdecken.

Nur sporadisch treten *Cordierit* und *Sillimanit* auf. Der letztere bildet Schmitzen von gewundenen Fiebern, deren Längsrichtungen der Längsrichtung des Aggregates folgen. Rund um diese sind die hellen Minerale von kleineren Nadelchen von *Sillimanit* durchspickt. Der *Cordierit* ist zwar nicht auf Laurinkari gefunden, aber in der Stadt Åbo in demselben Granit. Man findet hier teils wirklich *Cordierit*, teils Pseudomorphosen nach *Cordierit*, sogenannten *Auralit*.

Die Struktur des Granites zeigt keinen derartigen Hiatus seiner Züge, dass einige als primär, andere als entschieden sekundär bezeichnet werden könnten. Die später als die anderen Mineralien gebildeten Albitzonen können, wie die Perthitschnüre im Mikroclin, auf eine Entmischung des Alkalifeldspates zurückgeführt werden. Die Übergänge zwischen diesem neugebildeten Plagioklas zum Myrmekit, die sich darin zeigen, dass ausnahmsweise die Quarzstengel des Myrmekits in diese neue Zone hineingewachsen sind, und die Tatsache, dass diese Zone auch die meisten der Myrmekite umgibt, zeigt, dass wahrscheinlich die Bildungsumstände des Myrmekites und der neugebil-

deten Zonen von denen der Hauptgemengteile nicht viel verschieden waren. Eine charakteristische Eigenschaft dieses Granites, welche denselben von vielen anderen unterscheidet, ist die Abwesenheit von Mikropegmatit, das ist von Mikroklin-Quartz-Eutektikum. Die einzige Struktur, die auf genau gleichzeitige Auskristallisation von zwei Mineralien deutet, ist der Myrmekit, dessen Form und Lage im Verhältnis zu den anderen Mineralien doch wohl die Annahme ausschliesst, dass derselbe die Plätze der zuletzt auskristallisierten Magmareste einnehmen könnte.

Die Abwesenheit einer eigentlichen Kristallisationsfolge der Mineralkomponente des Gesteins, die im Idiomorphismus ihren Ausdruck hätte finden müssen, und die Abwesenheit eines gemischten Kristallisationsrestes scheint auf andere Kristallisationsbedingungen zu deuten, als die einer echten Kristallisation aus einer flüssigen Schmelze. Die Ähnlichkeit der Struktureigenschaften dieses Granites mit denen von Quarziten, kristallinen Arkosen und anderen kristallinen Schiefen könnte für die Möglichkeit einer Kristallisation aus dem festen Zustande sprechen. Man hat die Sache sich so vorzustellen, dass dieser Granit in einer Tiefe, die der Tiefenkontaktmetamorphose entspricht, in die älteren Gesteine eingedrungen ist und darum sogleich beim Kristallisieren mehrere Eigenschaften der Kata-Gneise angenommen hat, vielleicht dadurch, dass das Magma in Folge des grossen Druckes genügend trägbeweglich war um Überkühlung zu gestatten und um die Kristallisation durch Umkristallisieren im festen Zustande nachzuahmen.

Die Kontaktverhältnisse zwischen dem granitischen Anteile der Mischung und den eingemischten Bruchstücken sind sehr verschiedenartig. Oft sieht man leptitische oder sehr basische, an dunklen Gemengteilen reiche Gesteine, die unvermittelt an hellem

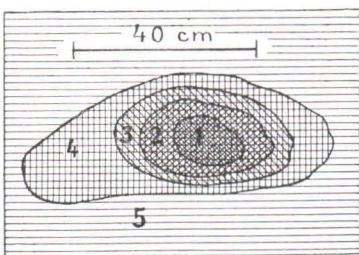


Fig. 2. Bruchstück von dunklem Gneis in Pegmatitgranit (5).

Mikroklingranit mit scharfen, eckigen Bruchstückformen grenzen. Bisweilen sind die Einschlüsse von granitischen Adern und Äderchen erfüllt, bisweilen wieder sind die Randteile des Bruchstückes in eine Übergangszone umgewandelt, indem z. B. diese Teile eines sonst feinkörnigen Leptites in ihrem Korne sich dem Granit nähern. Sehr selten findet man einen stufenweisen Übergang in der Materialzusammensetzung (Fig. 2.), indem die äusserste Zone eines basischen Bruchstückes in ein Zwischengestein umgewandelt worden ist und im Feldspatgehalt eine Zwischenstellung zwischen dem Granit und dem Bruch-

stück einnimmt. Einschlüsse sind nicht selten, die, obgleich sie deutliche Bruchstückform haben, sich vom Granit der Zwischenmasse hauptsächlich nur durch einen etwas höheren Gehalt an Glimmer und eine nur makroskopisch sichtbare, undeutliche Parallelstruktur unterscheiden. Solche Gesteine sind wahrscheinlich Bruchstücke älterer Granite.

Einige grössere Schollen dieser Art kommen auf dem SW-Ende der Insel Laurinkari vor. Sie können als Typus der granitischen Einschlüsse dienen. Der Granit dieser Bruchstücke ist etwas dunkler gefärbt als die Zwischenmasse. Er ist ein feinkörniger (0.5—1 mm), gleichkörniger (siehe unten), zuckerkörniger, graubrauner Granit von homogenem und massigem Aussehen und zeigt nur stellenweise Andeutungen zu Parallelstruktur. Auf der Bruchfläche sind wenige Feldspatindividuen zu sehen, die einige Male grösser sind als die übrigen Mineralkörner und dadurch Anklänge an porphyrische Struktur hervorrufen. Under dem Mikroskope erkennt man, dass Quarz mit welligen Konturen, Mikroklin mit schöner Gitterstruktur und besonders wenigen und sehr unregelmässigen Perthitschnüren, Oligoklas mit sehr feinen Zwillingslamellen und brauner Biotit in dicken Individuen die Hauptgemengteile sind. Kleine Körnchen von Zirkon sind sehr häufig und Apatit ist nicht selten. Myrmekit ist reichlich vertreten. Die Struktur des Gesteins ist der des Granites der Zwischenmasse sehr ähnlich.

In ihrer Zusammensetzung weichen einige Gneise, z. B. einige von der E-Seite der Insel, vom Granit nur wenig ab. Diese sind graue, parallelstruierte Gesteine, reich an Quarz und mit einer Korngrösse von 0.25-0.75 mm. Neben dem Quarz können Biotit, Feldspat und Granat, der letztere als 2—3 mm grosse Körner, mit blossem Auge unterschieden werden. U. d. M. sieht man Quarz, Mikroklin mit mehr oder weniger zahlreichen Lamellen, Oligoklas, Cordierit, braunen Biotit und farblosen Granat mit etwas Zirkon und Apatit. Der Cordierit zeigt bisweilen sehr schöne Zwillingsstrukturen mit mehreren Lamellensystemen, die sich in gewissen Schnitten unter angenähert 60° kreuzen. Rund um die Zirkoneinschlüsse im Cordierit zeigt dieses Mineral runde Höfe mit etwas niedrigerer Doppelbrechung, die an den entsprechenden dunklen Höfen im Biotit desselben Gesteins erinnern. Die Mineralindividuen des Gesteins nähern sich im allgemeinen der Körnerform und haben unregelmässige Grenzen, mit Ausnahme des Glimmers, der immer parallel zu der Endfläche kristallographisch begrenzt ist. Von Interesse ist, dass die Biotite, welche die Parallelstruktur des Gesteins markieren, als Einschlüsse im Cordierit und Granat wie in den anderen Mineralien ihre Richtung beibehalten.

Andere gneisartige Einschlüsse sind schon Mischgesteine, wo mit blossem Auge granitische Adern, die der Parallelstruktur folgen, zu sehen sind. U. d. M. sind die Adern nicht mehr so deutlich zu sehen, sondern alles ist zu einem Gestein verschmolzen, wo Quarz und Glimmer gegenüber untergeordnetem Mikroklin, Oligoklas und sporadisch auftretendem Granat vorherrschen, der in der Schieferungsrichtung ausgezogen ist. Accessorisch sind winzige Körnchen von Zirkon und Apatit. Die Grösse der Mineralien schwankt in diesem Gestein stark um einen Mittelwert von ca 1 mm im Durchmesser. Stellenweise ist die Struktur mehr echt gneisig und nähert sich dann der Bienenwabenstruktur, stellenweise jedoch mehr granitisch und unregelmässig, was wohl den granitischen Trümmern entspricht.

Ein echter Paragneis ist wohl z. B. der Gneis auf der SW-Seite von Laurinkari. Es ist ein dunkelgrauer, viel Quarz und Feldspat neben reichlichem Glimmer führender Gneis mit schwacher Parallelstruktur, die jedoch schon eine schieferartige Spaltbarkeit verursacht. Dieses feinkörnige Gestein besitzt eine Korngrösse von nur 0.25—0.05 mm, und enthält in mikroskopischen Präparaten vorwiegend Oligoklas mit viel Quarz und Glimmer und zahlreiche Körnchen von Pyrit. Apatit ist in kleinen, oft länglichen Kristallen vorhanden; Zirkon ist auffallend viel weniger häufig und bildet viel kleinere Individuen als in den kalifeldspatreicheren Gesteinen der Gegend. Der Zirkon macht sich jedoch durch die dunklen runden Höfe im Biotit merkbar. Die Struktur dieses Gesteins ist rein gneisig mit annähernder Pflasterstruktur und die Konturen der Mineralkörnchen sind etwas wellig.

Als Beispiel basischer Gesteine kann ein Gneis von der Nähe des Skapolithganges angeführt werden, welches Gestein makroskopisch eine stark ausgeprägte Parallelstruktur zeigt und schwarz, feinkörnig und sehr arm an hellen Mineralien ist. Das Mikroskop zeigt ein Gestein, dessen Korngrösse um 0.15 mm schwankt, und das aus einem basischen Plagioklas, Quarz, blassgrüner Hornblende und einem rhombischen Pyroxen nebst etwas Pyrit besteht. Die Hornblende ist stark pleochroitisch: $a = \alpha =$ sehr licht braunlich $< b = \beta =$ licht braungrün $< c = \gamma (17^\circ - 19^\circ) =$ licht bräungrün. Der Pyroxen ist vollständig farblos, besitzt Spaltbarkeit parallel den Prismenflächen und Absonderung senkrecht dazu. In Schnitten mit parallelen Spaltsprüngen tritt oft eine optische Achse aus, welche durch die Abwesenheit einer Krümmung auf einen grossen Achsenwinkel schliessen lässt. Da die Doppelbrechung in Schnitten senkrecht gegen die Prismenzone grösser ist als in den Schnitten, die senkrecht zur optischen Achsenebene und

parallel den Spalten verlaufen, während die Schwingung parallel *c* immer die grösste Brechungsexponent besitzt, ist der Pyroxen wohl als optisch negativ und als zum Hypersten gehörig anzusehen. Der Gneis zeigt eine ziemlich reine Pflasterstruktur mit rundlichen Körnerformen, aber ohne wellige Grenzlinien. Die grösseren der Hornblende- und Pyroxenkörner enthalten viele andere Körner als Einschlüsse und zeigen dadurch Anklänge an die Siebstruktur.

Ein Hornblendegestein, der auf Laurinkari ansteht und ein längliches Bruchstück bildet, besteht nur aus femischen Mineralien. Makroskopisch ist es ein mittelkörniges Gestein mit ausgeprägter Parallelstruktur und schieferartiger Verklüftung. Das Gestein besteht überwiegend aus grüner Hornblende und braunem Biotit und enthält etwas Magnetkies, Apatit, Zirkon und Calcit. Die Korngrösse liegt meistens zwischen 0.5 und 1.0 mm. Der Biotit ist in der Regel idiomorph gegenüber der Hornblende, aber es kommt auch vor, dass die Grenze gegen den Biotit konvex ist. Die Begrenzung parallel zur Basis ist bei dem Glimmer hier wie in den meisten Gesteinen scharf ausgebildet. Die Hornblendeindividuen sind meistens in der Richtung der *c*-axe länglich und zeigen ziemlich oft kristallographische Begrenzung in der Prismenzone. Meistens ist die Grenzlinie von der Kristallstruktur unabhängig. Auch der Calcit bildet Körner von annähernd rundlicher Form, wie das auch bei den übrigen Mineralien der Gneise üblich ist. Apatit und Zirkon sind in sehr kleiner Menge vorhanden. Die kleinen Zirkonkörner sind oft nur dank der pleochroitischen Höfe, die sie in den Biotite hervorrufen, zu entdecken.

FORM UND INHALT DER LAGERSTÄTTE.

Wie aus der beigelegten Kartenskizze¹ hervorgeht, bildet die Lagerstätte einen langen und schmalen Gang, der die Strukturzüge der umgebenden Gesteinsmasse überquert und sowohl deren granitische Teile wie auch die Einschlüsse von Leptit und Gneis durchzieht. Der Granit der Umgegend zeigt bei Annäherung an die Lagerstätte keine Verkleinerung der Korngrösse oder andere Veränderungen, die etwa für endogene Kontaktphänomene gehalten werden könnten. Nach Sustschinsky wäre aber der Granit in der Nähe des Skapolithfundortes feinkörniger und reicher an Biotit und Plagioklas als sonst und auch mehr gneisähnlich. Der Verfasser muss darum glauben, dass Sustschinsky einige von den älteren, feinkörnigen, gneisgranitischen Einschlüssen, die in der Nähe des Ganges vorkommen, für Kontaktmodifikationen des Granites gehalten hat. Der Gang läuft ungefähr nordsüdlich. Der nördliche Teil fällt ungefähr 45° gegen W, der südlichere ist ziemlich wagerecht. Der Gang ist ca. 1 m mächtig am südlichsten Ende, meistens aber misst die Breite nur 10 bis 20 Centimeter. Stellenweise keilt der Gang sogar vollständig aus, um in einigen Metern Entfernung wieder zum Vorschein zu kommen und schliesslich am Ufer der Insel unter der Wasserfläche zu verschwinden. Die sichtbare Länge des Ganges beträgt ca. 50 Meter. Die Grenzen zwischen Gang und Nebengestein sind scharf und die Gangbildung scheint nur in der Weise vom Nebengestein abhängig zu sein, dass die Gangspalte sich oft etwas verjüngt, wo sie durch Leptit oder Gneis geht. Von grosser Bedeutung für die genetische Beziehung zwischen der Gangbildung und dem granitpegmatitischen Nebengestein ist die Tatsache, dass an einigen Stellen die äussersten Skapolithkristalle des Ganges noch von den

¹ Bei den geologischen Aufnahmen in der Gegend von Laurinkari und besonders beim Ausarbeiten der Karte Fig. 3 war mir Student M. Aschan behilflich, wofür ich ihm hier meinen herzlichsten Dank ausspreche.

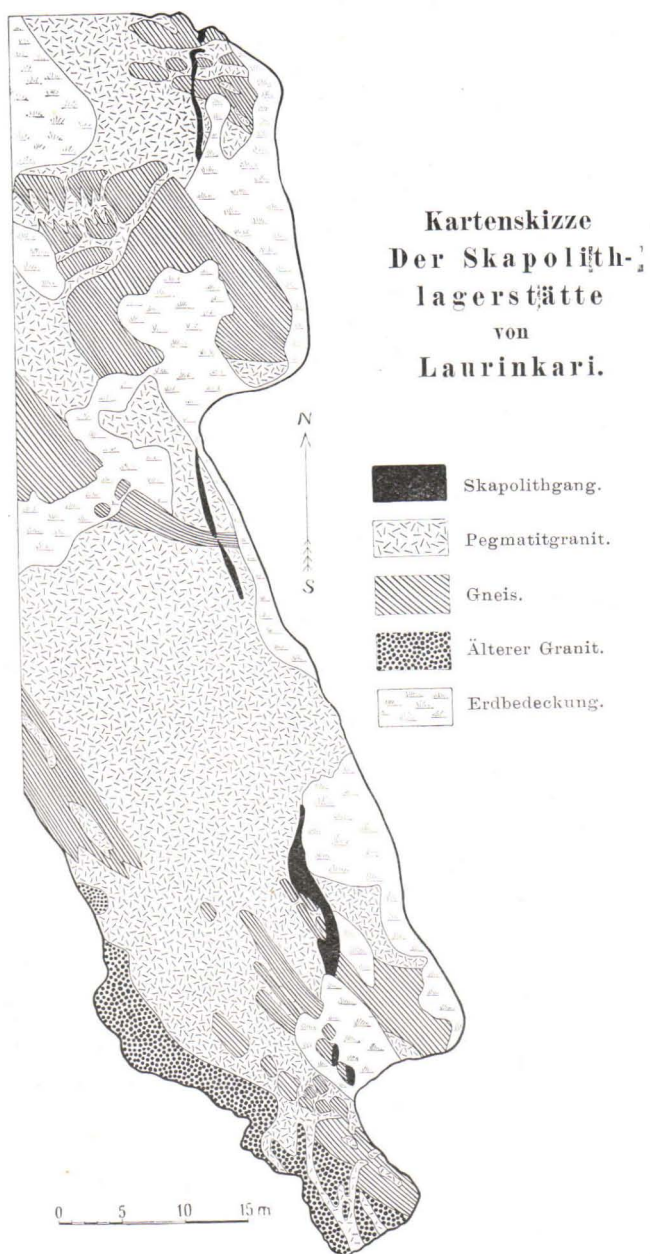


Fig. 3. Kartenskizze der Skapolithlagerstätte von Laurinkari.

randlichen Teilen des Pegmatites umschlossen sind. Es existiert hier also eine Übergangszone zwischen Pegmatit und Gangfüllmasse, indem der Mikroklin und der Quarz des Pegmatites weitergewachsen sind, nachdem schon die Kristallisation des Skapolithes angefangen hatte.

Grosse Teile des Ganges bestehen hauptsächlich aus Skapolith, so dass derselbe hier tatsächlich ein Skapolithgang genannt werden könnte. In anderen Teilen herrscht jedoch Quarz vor, so dass der Gang hier wiederum eine Quarzader mit einem engen Saum von Skapolith darstellt (Fig. 4). Die Teile, wo der Skapolith überwiegt, enthalten neben diesem Minerale Quarz und Calcit, die grössere oder kleinere, in der Längsrichtung des Ganges ausgezogene Partien bilden, in welche die Skapolithkristalle mit ihren Spitzen hineinragen. Wo der Skapolith nur eine wenige Centimeter breite Zone zwischen

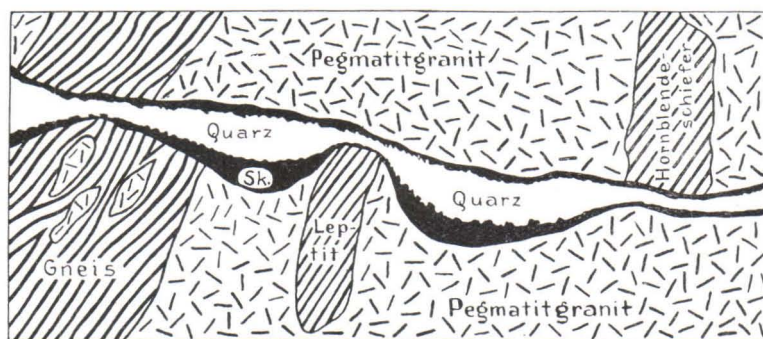


Fig. 4. Ein 2,5 m langes Stück des Skapolithganges von Laurinkari.

Quarz und Nebengestein bildet, besteht diese Zone oft aus Kristallen, die auf der Oberfläche des Nebengesteins aufgewachsen sind und ihre freien Spitzen, die von Kristallflächen umgeben sind, dem Quarze zukehren. Die Verteilung der Hauptbestandteile, Skapolith, Quarz und Calcit, ist im Grossen und Ganzen ausgeprägt symmetrisch, indem der Skapolith vorzugsweise die äusseren, der Quarz und Calcit die inneren Teile des Ganges bilden. In dem Gange wurden folgende Mineralien gefunden. Dieselben werden hier nach den ungefähren Altersverhältnissen geordnet, von den ältesten Bestandteilen beginnend.

Orthit,
 Skapolith, Titanit,
 Pyrit, Magnetit, Hornblende, Epidot, Phlogopit,
 Quarz, Apatit, Magnetkies,

Fluorit,
Calcit.

Es scheint dem Verfasser, dass die Lagerstätte eine echte Spaltenfüllung ist. Die Art der Mineralverteilung ist ähnlich wie in solchen Pegmatiten, die lokale Übergänge zu Quarzadern zeigen und sich durch den Wechsel im Mengenverhältnis der Hauptminerale von den Graniten und den diesen näherstehenden Pegmatiten unterscheiden. Die erstangeführte Art der Pegmatite kann für hydato-pneumatogen gehalten werden, im Gegensatz zu den magmatischen Gebilden. Die Lagerstätte ähnelt den Pegmatiten auch in Anbetracht der bedeutenden Grösse der Skapolithkristalle. Die Skapolithlagerstätte ist durch höheren Gehalt an Mineralisatoren wie CO₂, Cl, F, P gegenüber den Pegmatitgängen charakterisiert. In der Schärfe der Ausbildung der Kristalle und darin, dass diese zum grossen Teil aufgewachsen sind, ähnelt die Lagerstätte den Bildungen der Drusenräume. Die Theorie der hydato-pneumatogenen Bildung kann auch den beobachteten örtlichen Übergang zum Pegmatit erklären. Aus diesem geht die nahe Beziehung der Skapolithlagerstätte zu den pegmatitischen Teilen des Åbogranites der Gegend hervor, und die Bildung des Skapolithganges erscheint als eine späte Phase der Intrusion dieses Granites. Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari ist durchaus nicht der alleinige Zeuge dafür, dass dieser Granit ein Träger von bedeutenden Mengen von Mineralisatoren gewesen ist. Denn es ist die Regel, dass die durch den Granit metamorphosierten Kalksteine dieser Landesteile (z. B. Pargas) nicht nur die durch blosse Umkristallisation erzeugten »Thermokontaktminerale« enthalten, sondern bedeutende Mengen von Cl- und F-haltigen Mineralien, wie Fluorit, Skapolith, Chondrodit, Phlogopit, Apatit und Fluoramphibole aufweisen können.

Nur wenige Lagerstätten, die dem skapolithführenden Gang von Laurinkari ähnlich sind, sind früher beschrieben worden. Unter ihnen befinden sich gewisse Varietäten der Apatitgänge Norwegens und Kanadas.

Nach Vogt ¹⁾ sind die wichtigeren Mineralien der norwegischen Apatitgänge im skapolithisierten Gabbro: Apatit, Rutil, Titaneisen, Eisenglanz, Titanit, Magnetkies, Magnesiaglimmer, Enstatit, Hornblende, Skapolith, verschiedene Feldspäte, Quarz und Calcit. Die Mineralien treten in verschiedenen Gängen in ganz verschiedenen Mengenverhältnissen auf. Mitunter herrscht auch Skapolith vor. So giebt es in der Nähe von Bamle bei Vestre-Kjörrestad ein Gang,

¹⁾ J. H. L. Vogt, Geologiska Föreningens Förh. Stockholm. VI. 1883. 783. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895. S. 367, 444, 465.

der aus fussgrossen Skapolith-Individuen mit Rutil, wenig Glimmer und Apatit besteht. Bei Akeland enthalten grobkristallinische Gänge Glimmer, Skapolith und Feldspat. Vogt denkt sich, dass am Ende der Eruption aus dem Gabbromagma ein mit Mineralisatoren beladenes, azides Extrakt entwich, dessen Ausscheidungen die Apatitgänge bilden.

Die Hauptbestandteile der kanadischen Apatitgängen sind Calcit und Apatit, neben welchen Phlogopit, Skapolith, Fluorit, Magnetkies, Diopsid, Titanit, Amphibol, Feldspäte und Quarz auftreten. Der Mineralbestand der Gänge zeigt mitunter grosse Abweichungen von der normalen Zusammensetzung. Charakteristisch ist, dass die Kristalle dieser Lagerstätten oft auffallend grosse Dimensionen erreichen. Von den Mineralien sind Quarz und Calcit immer die jüngsten und bilden den zentralen Teil der Gänge, während die zuerst ausgeschiedenen Mineralien sich vorzugsweise am Salbande befinden. Über die Entstehung der kanadischen Apatitgänge sind verschiedene Ansichten ausgesprochen worden. So denkt Harrington an Lateralsekretion, Dawkins an Absätze aus aufsteigenden Lösungen, Coste und Ells an eruptive Gase. Für die pneumatolytische Entstehung haben sich auch Vogt u. Osann ausgesprochen. Stutzer¹ aber betrachtet die Gänge als »pegmatitähnliche Injektionsgänge, bei deren Bildung Pneumatolyse eine grosse Rolle spielte«. Der Verfasser schliesst sich am ehesten der Theorie von einer hydato-pneumatogenen Entstehung der kanadischen Apatitgänge an und will dabei besonders hervorheben, dass es ihm als sehr unzutreffend vorkommt eine Gangbildung als »pegmatitähnlich« *im Gegensatz* zu hydatogen oder pneumatogen zu bezeichnen, weil eben das, was Pegmatit genannt wird, in genetischer Beziehung sehr ungleichartig ist, indem die Pegmatite Beispiele von allen Übergängen von echten magmatischen Erstarrungsprodukten zu Absätzen wässriger Lösungen darbieten können. Von Interesse ist es zu bemerken, dass die kanadischen Apatitgänge in einem Gesteinsgebiete vorkommen, das in vielen Hinsichten Ähnlichkeit mit dem SW-finnischen Küstengebiete aufzuweisen hat, u. a. auch darin, dass dort kristalline Kalksteine verbreitet sind, welche dieselbe Reihe von mineralisatorenführende Kontaktmineralien enthalten, die in den zahlreichen Kalksteinen SW-Finnlands, besonders in denen von Pargas, so schön entwickelt ist.

¹ Betreffend die Äusserungen von B. J. Harrington und den folgenden Autoren muss auf Zitate in Stutzers Lagerstätten der Nichterze hingewiesen werden, da die Originallitteratur dem Verf. nicht zugänglich war. O. Stutzer, Die wichtigsten Lagerstätten der Nichterze I. Seite 297. Berlin 1911.

DIE MINERALIEN DER LAGERSTÄTTE.

LITTERATUR BEZÜGLICH DER MINERALIEN.

Ausser den auf Seite 2 angeführten Abhandlungen.

12. Th. Wolff, De compos. fossil. Ekeberg., Skap. et Mejoniti Berol. 1843. Dissertation. Zitiert nach *Hintze*. Handbuch der Mineralogie II. 1557. Leipzig 1897.
13. R. Blum, Die Pseudomorphosen des Mineralreiches. S. 134. Stuttgart 1843.
14. A. Breithaupt, Handbuch d. Min. III. S. 468. Dresden und Leipzig 1847.
15. N. v. Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands II. 93. St Petersburg. 1852—1857.
16. A. E. Nordenskiöld, Bidrag till Finlands Mineralogi. Acta Soc. Sc. Fenn. V. 163. 1858.
17. A. Lacroix, Bull. Soc. Min. 12. 83. Paris 1889.

DER SKAPOLITH.

Der Skapolith bildet wie schon einmal gesagt wurde den grössten Teil der Spaltenausfüllung gerade an dem Ende des Ganges, wo dieser am breitesten ist. Hier bildet derselbe einen wirklichen Skapolithfels, dessen körnerförmige Individuen meistens nur einen oder ein Paar cm messen. In der Nähe der mit Kalkspat gefüllten Drusenräume, gegen welche die grössten und am besten ausgebildeten Kristalle sitzen, werden die Skapolithindividuen immer grösser und dabei auch länglicher. An einigen Stellen bilden die Skapolithkristalle ziemlich kurze, an anderen wieder schlanke Säulen, deren Länge zehnmal die Dicke übertrifft. Gebogene und zerborstene Säulen mit Querrissen sind bisweilen zu sehen, wobei diese Risse mit Calcit, Quarz oder Fluorit ausgefüllt sind.

Die schönen und grossen Skapolithkristalle von Laurinkari waren schon den Mineralogen vom Ende des 18-ten Jahrhunderts bekannt. Eine sehr gute und vollständige Beschreibung der Kristallformen verdanken wir v. Kokscharow (15), der auch mehrere Zeichnungen von Skapolithkristallen dieses Fundortes publizierte. Die Formen dieses Skapolithes wurden auch später namentlich von A. E. Nordenskiöld in seinem Buche, Finlands Mineralier, 1:ste Auf-

Häufige Formen der Skapolithkristalle von Laurinkari sind in der Prismenzone m (110) und a (100), von welchen die erstgenannte entschieden vorherrscht. Als Endbegrenzung erscheint die Grundpyramide r (111) als herrschende Form. Neben diesen tritt oft die Basis c (001) auf. Seltener sind das ditetragonale Prisma f (210), die ditetragonale Pyramide z (311), die spitze tetragonale Pyramide erster Ordnung w (331) und die tetragonale Pyramide zweiter Ordnung e (101). Alle diese Formen sind in der Sammlung der Universität zu Helsingfors durch mehrere Beispiele repräsentiert. An einigen Kristallen liessen sich die Flächen (210) mit dem Reflexionsgoniometer messen und gaben dann Resultate, die nur mit einigen Minuten von den theoretischen abweichen. Die übrigen selteneren Formen konnten durch Zonenverband und durch Messungen mit Kontaktgoniometer bestimmt werden.

Der ditetragonale Pyramide (311) ist schon von Kokscharow auf den Kristallen von Laurinkari in hemiëdrischer Verteilung beobachtet worden. Von fünf Kristallen, an welchen der Verf. mehr als eine Fläche dieses Pyramides gesehen hatte, haben zwei nur solche Flächen (zusammen fünf Flächen), die zu derselben pyramidal-hemiëdrischen Pyramide dritter Art gehören. Ein Kristall hatte drei Flächen derselben hemiëdrischen Form und dazu noch eine Fläche des entgegengesetzten Halbflächners. Dieser Kristall ist der von Wiik abgebildete, aber in seiner Zeichnung ist die vierte Fläche, die allerdings schlechter und weniger eben als die anderen ist, nicht zu sehen. Ein Kristall hat zwei korrespondierende Flächen und eine Fläche der ergänzenden Form. Der fünfte Kristall hatte nur eine Fläche von jeder der Halbflächner. Die von Kokscharow untersuchten Kristalle hatten Endflächen nur am einen Ende, so dass er an diesen Pyramiden nicht die Symmetrieklasse des Minerals bestimmen konnte. Da die Skapolithe meistens aufgewachsene Kristalle bilden, sind auch solche, die sowohl obere als untere Pyramidenflächen zeigen, ungewein selten. Dem Verf. ist es jedoch gelungen einige aufzufinden, wie sie in den nach der Natur gezeichneten Figuren 5 und 6 wiedergegeben sind. Fig 5 zeigt sehr schön die pyramidale Hemiëdrie der Form (311). Das Auftreten der Form (210) auf jeder zweite Kante zwischen a und m weist, wie schon Kokscharow hervorgehoben hat, auf pyramidale Hemiëdrie hin. Der Kristall, der in Fig. 6 abgebildet ist, hat vier Flächen des ditetragonalen Prismas, die alle abwechselnd liegen. Der von Wiik abgebildete Kristall zeigt dagegen diese Form in vollständig holoëdrischer Ausbildung mit allen acht Flächen. Von zehn Kristallen mit mehr als eine Fläche des Prismas (210) haben fünf nur Flächen desselben Halbflächners; bei

einem der Kristalle tritt neben drei korrespondierenden Flächen eine des anderen Halbprismas auf; bei einem anderen erscheinen zwei des einen und eine Fläche des anderen Prismas dritter Art; zwei Kristalle haben eine Fläche jedes Halbflächners und nur einer, der schon einmal erwähnt wurde, zeigt holoëdrische Ausbildung. Die Neigung zu hemiëdrischer Ausbildung ist demnach ganz deutlich, obgleich nicht so streng vorherrschend, wie bei einigen anderen hemiëdrischen Mineralien, und sie spricht entschieden für die Zugehörigkeit des Skapolithes zur bipyramidalen Klasse (pyramidal-hemiëdrischen Abteilung) des tetragonalen Kristallsystems.

Parallel der Fläche (100) besitzt der Skapolith von Laurinkari eine sehr gute Spaltbarkeit, so dass beim Zerschlagen ziemlich glänzende Flächen entstehen, die jedoch immer eine Streifung oder vielleicht richtiger eine Faserung in der Richtung der Hauptachse zeigen. Eine zweite prismatische Spaltbarkeit parallel (110) ist selten und in Form unebener, matter Flächen zu sehen. Der Bruch ist oft muschelrig und auch die dabei entstandenen krummen Flächen sind in charakteristischer Weise uneben, wie die Spaltflächen. Das Mineral ist spröde. Die Härte ist 5—5 $\frac{1}{2}$. Das spezifische Gewicht wurde mit Thoulets Lösung zu 2.698 bis 2.719 bestimmt. Wiik (8) giebt 2.700, Breithaupt (14) 2.726 bis 2.734, Wolff (12) für das von ihm analysierte Material 2.733.

Der Glanz des Mineralen ist ein etwas fettartiger Glasglanz auf den Kristallflächen und den Bruchflächen, die quer zur Hauptachse gehen. Der Glanz der Bruchflächen, die parallel der Hauptachse sind, zeigt einen Stich ins seidenartige. Die Farbe ist oft dunkelgrau, selten Schwarz, und sehr selten ist die Skapolithsubstanz beinahe farblos. Der Skapolith von Laurinkari ist kantendurchscheinend, nur ausgelesene Stückchen sind etwas durchsichtig. Die Brechungsexponente wurden in zwei Prismen bestimmt:

	Dunkler	Skapolit	Hellgefärbter	Skapolith
	ω	ϵ	ω	ϵ
Li	1.5782	1.5507	1.5793	1.5523
Na	1.5804	1.5529	1.5832	1.5555
Tl	1.5847	1.5567	1.5869	1.5587
	$\omega - \epsilon$		$\omega - \epsilon$	
Li	0.0275		0.0270	
Na	0.0275		0.0277	
Tl	0.0280		0.0282	

Lacroix (17) hat schon früher für Skapolith von Laurinkari die Brechungsexponenten ermittelt und zwar mit dem Totalreflektometer:

$$\omega_{\text{Na}} = 1,583 \quad \epsilon_{\text{Na}} = 1,553 \quad \omega - \epsilon = 0,030$$

und Sustschinsky (11) hat die Doppelbrechung in Dünnschliffen nach verschiedenen Methoden zu 0.023 bis 0.028 geschätzt.

Der Skapolith von Laurinkari enthält zahlreiche Einschlüsse, die in charakteristischer Weise parallel der Hauptachse des Kristalles ausgezogen und nadelförmig sind. Diese Einschlüsse messen meistens nur bis 0.0005 mm im Durchmesser, aber sind bis 0.5 mm lang. In einigen Fällen scheint die Endbegrenzung eine negative Kristallform zu bilden. Das Gesamtvolumen dieser Einschlüsse ist viel kleiner als 0.5 % des Mineralen, die präzise Menge ist schwierig zu bestimmen. Wenngleich diese Einschlüsse sich durch ihre charakteristische Form als zusammengehörig kennzeichnen, so scheinen sie jedoch aus verschiedenartigem Materiale zu bestehen. Einige sind ganz opak, andere durchsichtig und isotrop und haben viel niedrigere Lichtbrechung als der Wirt. Bisweilen ist eine schwach rötliche Färbung zu sehen. Neben diesen, im Minerale überall verbreiteten Einschlüssen kommen hie und da Körnchen von Calcit vor, die meistens viel grösser sind als die beschriebenen Einschlüsse und nur ganz selten länglich sind, wobei sie auch bisweilen negative Kristalle bilden. Wie auch Sustschinsky bemerkt hat, ist die äussere Zone der Kristalle oft frei von den nadelförmigen Einschlüssen, die dem Skapolith von Laurinkari den grauschwarzen Farbenton geben.

Eine Analyse des Skapolithes gab die auf folgender Seite unter I angeführten Zahlen. Unter II ist die Zusammensetzung eines Skapolithes gegeben, der aus $1/6 \text{ NaCl} \cdot 3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, $1/6 \text{ Na}_2\text{SO}_4 \cdot 3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ und $2/3 \text{ CaCO}_3 \cdot 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ besteht. III ist eine Analyse von Wolff (12) vom Jahre 1843, nach Hintze zitiert. Die Übereinstimmung zwischen I und II ist für die meisten der chemischen Bestandteile sehr gross. Besondere Aufmerksamkeit wurde der Kohlensäurebestimmung gewidmet, wobei mehrere Methoden geprüft wurden. Eine Beschreibung der Kohlensäurebestimmung erscheint demnächst in Fresenius Zeitschrift für analytische Chemie.

	I	II	III
SiO ₂	46.25	46.19	48.15
Al ₂ O ₃	26.50	27.58	25.38
Fe ₂ O ₃	0.13	—	1.48
CaO	16.03	16.00	16.63
MgO	0.17	—	0.84
Na ₂ O	3.96	5.17	4.91
K ₂ O	0.57	—	0.12
Cl	0.72	0.72	—
SO ₃	1.41	1.41	—
CO ₂	3.12	3.06	—
H ₂ O	1.16	—	0.85
	<hr/>	<hr/>	<hr/>
	100.02	100.13	98.36
Ab O für Cl	0.15		
	<hr/>		
	99.87		

Der bedeutende Gehalt an CO₂ stammt nicht aus eingeschlossenem Calcit her, sondern ist ein echter Bestandteil des Mineralen, wie die oben gegebenen Formeln es ausdrücken. Dies geht schon aus dem Verhältnis des Mineralen zur Salzsäure hervor. Eine sehr verdünnte Säure, die jedoch mit Calcitpulver lebhaft brauste, gab nur wenige Gasblasen mit pulverisiertem Skapolith von Laurinkari. Beim Erwärmen mit stärkerer Klorwasserstoffsäure entsteht schon reichlich Kohlensäure, aber ein wirkliches »Brausen« wird erst durch eine Mischung von Salzsäure und Fluorwasserstoffsäure bewirkt. Der Verfasser hat in einem eben erscheinenden Aufsätze,¹ zu welcher vorliegender Untersuchung des Laurinkariskapolithes den Anlass gab, bewiesen, dass das kalkführende Mischungsglied der Skapolithserie, der Mejonit, in der Tat die Zusammensetzung CaCO₃.3CaAl₂Si₂O₈ hat und nicht CaO.3CaAl₂Si₂O₈, wie bisher allgemein angenommen wurde.

DER ORTHIT.

Zusammen mit dem Skapolith tritt auf Laurinkari Orthit auf, meistens in Form kleiner Körnchen. Oft machen diese sich dadurch bemerkbar, dass das Gestein in ihrer Umgebung zersplittert ist, wobei die Sprünge vom Orthitkörnchen radiieren, wie schon Westling (2) bemerkt hat. Bisweilen ist die Zersplitterung so ausgeprägt, dass sie sehr derjenigen gleicht, die bei der Gesteinsprengung mit Dy-

¹) Zeitschrift für Kristallographie.

namit rund um die Einsatzstelle des Sprengstoffes entsteht. Die Grösse der Gebilde ist natürlich eine ganz andere; die Zerspaltung streckt sich jedoch oft auf 5 bis 10 cm vom Orthitkörnchen hin. Dieses Phänomen steht möglicherweise im Zusammenhang mit dem Übergang der Orthitsubstanz vom kristallisierten im amorphen Zustand, was wahrscheinlich mit einer bedeutenden Zunahme des Volumens verbunden ist. Die Orthitkörner zeigen Kristallflächen und erscheinen bisweilen als ziemlich gut ausgebildete, tafelförmige Kristalle, die ausnahmsweise eine Grösse von $6 \times 4 \times 1,5$ cm erreichen.

A. E. Nordenskiöld (5) hat Kristalle von Laurinkari gemessen und beschrieben. Die Flächen dieser sind zwar nicht sehr schön, Orthit ist aber ein Mineral, von welchem in dieser Hinsicht überhaupt nicht sehr viel zu erwarten ist. Er hat das Achsenverhältniss $a : b : c = 1.5516 : 1 : 1.8172$ $\beta = 64^\circ 18'$ festgestellt und folgende Formen beobachtet (100), ($\bar{1}01$), ($\bar{1}02$), ($\bar{2}01$), (101), ($\bar{1}12$), ($\bar{1}11$) und (110). Nordenskiöld beobachtete auch Zwillingsbildungen, hatte aber nicht Gelegenheit das Zwillingsgesetz zu bestimmen. Wiik (8) konstatierte später die von Nordenskiöld gefundenen Formen (100), ($\bar{2}01$), (110) und hat dazu noch die Formen (210) und (011) gemessen. Beim Durchmessen einer Zahl von Kristallen und Kristallfragmenten konnte der Verf. mit Sicherheit die Formen (100), ($\bar{1}01$), ($\bar{1}02$), ($\bar{2}01$), (001), (101), (110), ($\bar{1}11$) und (210) erkennen. Da das basische Pinakoid nicht früher an Kristallen dieses Fundortes angetroffen wurde, werden hier die Resultate der Messung einer Zone [(001) : (100)] angeführt, durch welche diese Form entdeckt wurde.

	Beobachtet.	Berechnet (Dana).
001 . $\bar{1}02$	34° 15'	34° 15.5'
001 . $\bar{1}01$	63° 27'	63° 24'
001 . $\bar{2}01$	90° 28'	89° 1'
001 . $\bar{1}00$	115° 47'	115° 1'

Unter den gemessenen Kristallen befand sich auch ein Zwilling nach 100, an welchen die Flächen (100) und (101) bestimmt wurden. Der Orthit von Laurinkari besitzt keine Spaltbarkeit, hat eine Härte von ungefähr 7.0 und ein spezifisches Gewicht von 3.425 bis 3.427 (nach Nordenskiöld). Das Mineral schmilzt unter Blasenwerfen sehr leicht vor dem Löthrohr zu einer schwach magnetischen Kugel. Es wird augenscheinlich sehr wenig von Salzsäure angegriffen und gelatiniert weder vor noch nach dem Glühen. Beim Erhitzen wird etwas Wasser abgegeben.

DER QUARZ.

Der Quarz bildet zum Teil grössere Partien, wo die verschiedenen Individuen sich nicht mit unbewaffnetem Auge von einander trennen lassen. Wo das Mineral an einem der von Calcit erfüllten Drusenräume grenzt, bildet es Kristalle. Diese sind meistens lang und werden von Prismen- und Pyramidenflächen begrenzt. Die Prismenflächen sind in der Weise ziemlich stark gekrümmt, dass die prismatischen Kristalle gegen das Ende zu schmaler werden, bis die Pyramidenflächen die Kristallform abschliessen. Ausserdem sind die Kanten und Ecken der Kristalle stark abgerundet, bisweilen in solchem Maasse, dass die Kristallform überhaupt ganz undeutlich wird. Die Kristalle sind nicht scharf und regelmässig genug um zeigen zu können, ob die Ausbildung trapezoëdrisch-tetartoëdrisch ist oder nicht. Meistens sind die Quarzkristalle nur einige Centimeter lang und ein oder ein Paar Centimeter dick, jedoch wurden bis 5 cm dicke Kristalle beobachtet. Die Bruchfläche und der Glanz der Kristalle sind ganz normal. Die Farbe wechselt von sehr licht grau zu dunkelgrauer, beinahe schwarzer Rauchtopasfarbe. Der Quarz enthält zahlreiche Flüssigkeitssporen, zum Teil mit beweglicher Libelle. Beim Erhitzen verschwinden die Libellen nicht bei 30°.5 oder darunter und ihre Grösse verändert sich nur langsam beim Erwärmen. Die Flüssigkeit netzt die Wandungen der Blasenräume sehr gut und ist nach dem Vorhergehenden wohl als Wasserlösung zu betrachten. Der Quarz giebt beim Ätzen mit HF an || der Basis geschliffenen Flächen rundlich und unregelmässig begrenzte Felder von ungleich orientierten Ätzfiguren und ist also nach der Hypothese von Wright *) als β -Quarz auskristallisiert.

DER CALCIT:

Der Calcit tritt immer als kristallinische Ausfüllung der unregelmässig geformten Drusenräume auf. Diese messen nur selten mehr als 30 cm im Durchmesser. Die Grösse der Individuen ist sehr wechselnd, von Erbsengrösse oder noch kleiner bis zu 10 oder sogar 15 cm im grössten Diameter. Kristalle von diesem Minerale wurden nicht gefunden, aber charakteristisch geformte Spaltstücke, die oft sehr schön die Zwillingslamellierung nach (0112) zeigen, werden leicht herausgeschlagen. Die Zwillingsstreifen sind oft bis ein halb oder ein mm breit. Wo die Lamellen aber besonders zahlreich sind, sind sie dünner und ähneln dann oft den Lamellen der sauren Plagioklase darin, dass sie haarscharf sind. Bisweilen folgt in einem Spaltstück

die Zwillinglamellierung hauptsächlich nur einer Fläche des stumpfen negativen Romboëders. Eine Folge dieser Zwillingsbildung nach einer der Gleitflächen sind wohl auch die auffallend geformten Spaltstücke, die bisweilen beim Zerschlagen der grobspätigen Calcite entstehen. Es sind anscheinend rombische Formen, die von Prisma und Basis begrenzt sind, wie Figur 7 zeigt. Die scheinbaren Prismenflächen sind Grundromboëderflächen des Calcites. Die dazu senkrechte Fläche ist eine sekundäre, durch Zwillingsbildung entstandene Spaltfläche. Diese Fläche ist fast ebenso schön spiegelnd wie die Romboëderflächen, nur ist hier eine starke Riefung mit haarfeinen Linien parallel

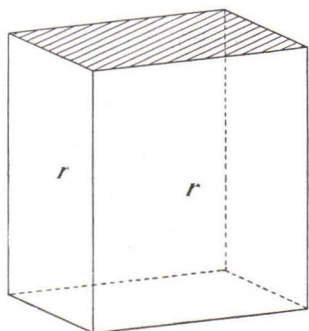


Fig. 7. Abnormales Spaltstück von Calcit von Laurinkari.

der längeren Diagonale zu sehen. Die »Prismenflächen« der Gebilde, die Romboëderflächen, zeigen vereinzelte zarte Streifen, die hier parallel der Prismenachse (der Kante zwischen den Romboëderflächen) gehen. Das hier beschriebene Gebilde ist offenbar durch Deformierung des Calcites entstanden und in bekannter Weise durch Gleitflächen verursacht. Zu bemerken ist aber, dass nicht Zwischenformen entstehen, sondern dass die Spaltstückchen entweder die normale Romboëderform haben oder auch die gegen die anderen Romboëderflächen angenähert senkrechte Fläche aufweisen. Ähnliche Spaltstücke werden auch an anderen Fundstätten angetroffen, z. B. in Pargas, von wo der Verfasser auch übergangsartige Gebilde kennt. In einem Spaltstück der letzteren, das auf den Seiten von zwei ebenen romboëdrischen Spaltflächen begrenzt ist, wurde beobachtet, dass ein Teil der dritten Spaltfläche senkrecht gegen die Romboëderflächen liegt, ein anderer Teil dieser Fläche aber die gewöhnliche Stellung der dritten Romboëderfläche hat. Der Übergang zwischen diesen beiden Teilen ist ganz unvermittelt. Also entstehen nicht einmal in diesem Falle sekundäre Flächen, die eine Lage zwischen

den beiden angegebenen Stellungen einnehmen würden. Der Calcit hat normalen Glanz und ist farblos oder schwach rosarot.

DER APATIT.

Der Apatit bildet säulenförmige Kristalle, die von $(10\bar{1}0)$, $(10\bar{1}1)$ und (0001) begrenzt werden. Die Messung ergab für die Grundpyramide im Mittel $\varrho = 40^\circ 14'$ gegen $40^\circ 16'$ in Goldschmidts Winkeltabellen. Die Spaltbarkeit ist nicht bemerkbar, sondern die Bruchflächen sind immer uneben. Der Apatit besitzt einen glasartigen Glanz mit Stich ins Fettartige und wäre klar durchsichtig, wenn nicht die zahlreichen Sprünge denselben trübten. Die Farbe ist licht gelblich grün, wie so oft beim Apatit.

DER PYRIT.

Der Eisenkies ist stellenweise ziemlich reichlich vertreten in der ganzen Länge des Ganges. Handstücken dieser Teilen des Skapolithganges haben beinahe immer einige erbsengrosse Körnchen von Pyrit aufzuweisen. Die Pyritansammlungen sind jedoch oft auch grösser, bis 50 oder 100 cm³. Der Pyrit sitzt gern auf Skapolithkristallen, auch auf scharfen Flächen, und ist gegen den Calcit der Drusenräume mehr oder weniger gut kristallographisch begrenzt. Meistens ist die Oberfläche gegen Calcit zackig oder gerundet, bisweilen wurden jedoch Krystallflächen, Hexaëder mit Oktaëder, beobachtet. Pyritkristalle, die an Magnetkies stossen, sind oft von diesem umhüllt, indem der Magnetkies zwischen dem Eisenkies und dem Calcit wuchert. Der Eisenkies scheint gegen den Magnetkies bessere Formenausbildung zu besitzen, als gegen den Calcit, und zeigt hier oft nur das Oktaëder.

DER TITANIT.

Der Titanit kommt nur als Seltenheit vor. Er bildet kleine (bis 1 cm lange), dunkelbraune, glänzende Kristalle, die meistens in Calcit nahe an der Grenze zum Skapolith vorkommen oder auch in den äussersten Schichten der Skapolithkrystalle sitzen, wo sie an den Calcit grenzen. Die herrschende Formen sind (001) und (111) mit untergeordneten Prismenflächen (110) . Gemessen wurden $001 : 111$ $38^\circ 9'$, $38^\circ 14'$, $38^\circ 35'$ gegen berechnete (Dana) $38^\circ 16'$ und $111 : 110$ $27^\circ 10'$ und $27^\circ 20'$ gegen $27^\circ 14'$ nach Dana.

DER MAGNETKIES.

Der Magnetkies bildet unregelmässige Knollen an der Grenze zwischen Skapolith und Calcit und ist jünger als der erstere. Die Magnetkiespartien sind meistens nur erbsen- bis nussgross, messen aber bisweilen mehrere cm^3 . Gegen den Kalkspat ist die Begrenzung deutlich konvex, so dass der Magnetkies als der ältere erscheint. Die Begrenzungsflächen sind aber auch dem Calcit gegenüber uneben und die Form des Mineralen ist unregelmässig rundlich. Der Magnetkies dieses Fundortes ist deutlich, aber sehr schwach magnetisch.

DER MAGNETIT.

Der Magnetit ist vom Verf. nur ein einziges Mal im Skapolithgange von Laurinkari angetroffen worden. Kleine, rauhe Oktaeder (2—3 mm Kantenlänge) sitzen im Calcit neben Pyrit. Das Aussehen und der kräftige Magnetismus sind genügende Kennzeichen.

DER FLUORIT.

Der Fluorit ist der nach Skapolith, Calcit und Quarz häufigste Bestandteil des Mineralganges, und die Ansammlungen dieses Mineralen erreichen auch oft Faustgrösse. Bisweilen füllt der Flusspat einen ganzen Drusenraum aus, so dass die Skapolithstengel nur von diesem Minerale umgeben sind. Die Skapolithkristalle sind in diesem Falle ebenso gut entwickelt wie dort, wo dieselben im Calcit eingebettet sind, und haben vielleicht sogar noch etwas besser glänzende Kristallflächen. Der Fluorit hat die normale gute Spaltbarkeit und eine violette oder röthlichviolette Farbe.

DIE HORNBLENDE.

Eine makroskopisch schwarze *Hornblende* bildet radialstrahlige büschelförmige Gruppen, die meistens in Calcit stecken und zwischen den Skapolithstengeln auftreten. Diese Hornblende bildet bisweilen mehrere cm lange, feine Nadeln, die jedoch schlecht ausgebildet sind und im Calcit der Drusenräume auskeilen. Unter dem Mikroskope zeigt die Hornblende Pleochroismus und Lichtabsorbtion nach folgendem Schema

$$\alpha \quad < \quad \beta \quad < \quad \gamma$$

licht gelbbraun dunkelgrün dunkelbläulichgrün

Die optischen Achsen liegen in der Symmetrieebene (010). Die Auslöschungsschiefe $c : \gamma$ wurde zu 14° gemessen. Die Hornblende schmilzt sehr leicht und unter lebhaftem Blasenwerfen vor dem Löthrohre zur magnetischen Kugel. Die Flamme wird dabei nur schwach gelb gefärbt, ein Zeichen dafür, dass wir hier wahrscheinlich nur eine Varietät der gemeinen Hornblende und nicht etwa einen Alkali amphibol haben, worauf die bläuliche Farbe hätte deuten können.

DER EPIDOT.

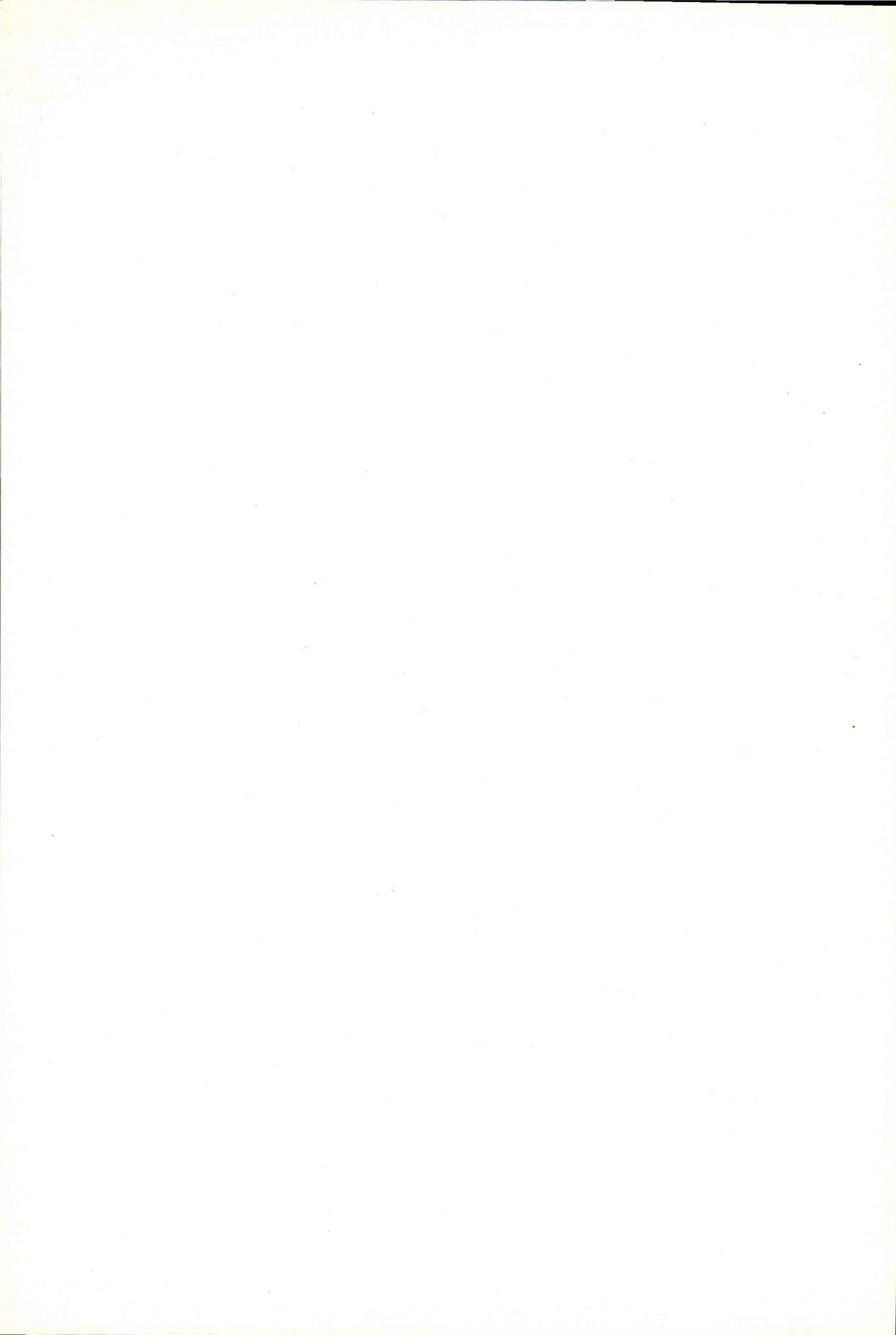
In mikroskopischen Präparaten vom Skapolithfels wurde *Epidot* in wenigen rundlichen, schlecht begrenzten Körnchen gefunden, die Pleochroismus in lichtgelblichgrünem (parallel der Spaltrisse) und gelblichgrünem Farbentone (senkrecht zur Spaltbarkeit) aufweisen. Der Skapolith zeigt sich wenigstens in einigen Fällen idiomorph gegenüber dem Epidot.

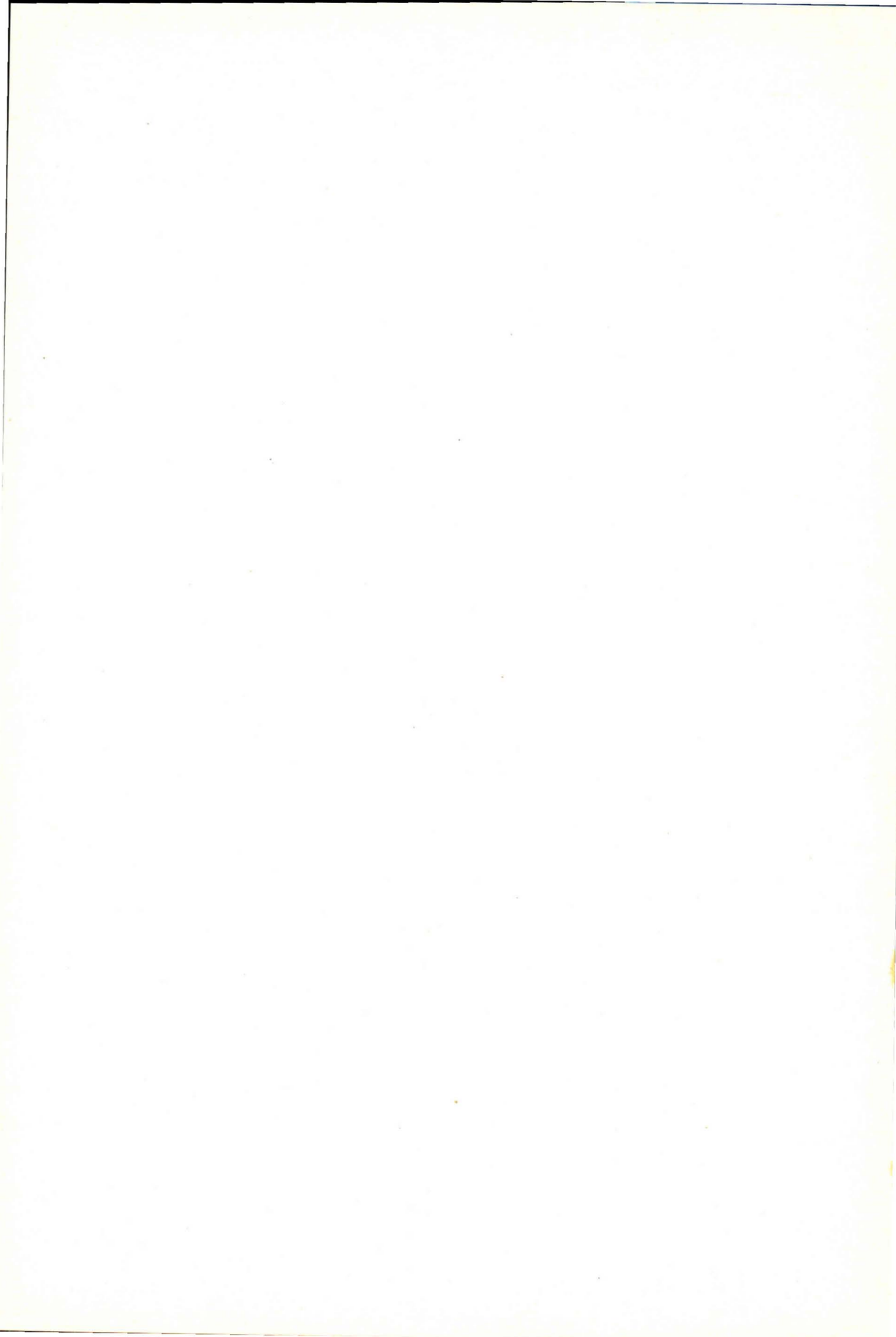
DER PHLOGOPIT.

Als grosse Seltenheit wird ein Glimmer, wahrscheinlich *Phlogopit*, gefunden. In Handstücken ist er dunkelbraun. Unter dem Mikroskope ist der Glimmer senkrecht gegen c farblos, $\parallel c$ sehr licht gelblich braun. Die negative, scheinbar einachsige optische Achsenbild tritt senkrecht oder nahezu senkrecht auf den Spaltflächen aus.

DER MOLYBDÄNGLANZ UND DER PYROXEN.

Im Jahre 1855 schrieb A. E. Nordenskiöld, (3) dass *Molybdän- glanz* früher auf Laurinkari gefunden worden sei, dass aber dieses Mineral damals nicht mehr zu sehen war. Dieses Mineral ist auch nicht von späteren Forschern auf Laurinkari beobachtet worden. Ebenso wenig gelang es dem Verf. in dem Skapolithgange *Pyroxen* zu finden. Sustschinsky (11) hat jedoch bis 5 mm lange Körner von grünem kokkolitartigem Pyroxen unter den Mineralien des Laurinkariganges entdeckt.





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.	Cancriniten och 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 sen-glaciala 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 kännedomen 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 ANDERSON. 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 Jolithmassiv 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 FIRCKS. 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 Chloralkalium, 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 aflagringar, 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. Mit 23 Figuren und 13 Tabellen im Text	1: 50
N:o 36.	On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities, by PENTTI ESKOLA. With 15 Figures in the Text	1: 50
N:o 37.	Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia, von J. J. SEDERHOLM. Mit einer Tafel und 27 Figuren im Text	1: 50
N:o 38.	Lapplands istidsgeologi af V. TANNER, en train de paraître	
N:o 39.	Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finnland. von VICTOR HACKMAN	1:—
N:o 40.	On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland, by PENTTI ESKOLA, en train de paraître	
N:o 41.	Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari, von L. H. BORGSTRÖM.	1:—