

Inhaltsverzeichnis

DIE GESTEINE DES WIBORGER RAPAKIWIGEBIETES

VON

WALTER WAHL

Mit 15 Figuren im Text

Inhaltsverzeichnis.

	<i>Einleitung</i>	5
I.	<i>Das Wiborger Rapakiwigebiet</i>	7
	Ausdehnung des Wiborger Massivs	7
	Kontaktverhältnisse	9
	Grundgebirgsgebiete innerhalb des Rapakiwigebietes	12
	Ältere Gesteine, die den Rapakiwi nach oben hin begrenzen	15
	Die Beziehungen der den Rapakiwi und die Quarzporphyre begleitenden Norite, Gabbros, Labradorfelse und Labradorporphyre zum Rapakiwi	20
	Quarzporphyre und Granitporphyre in der unmittelbaren Umgebung des Wiborger Massivs	21
II.	<i>Verschiedenenartige Ausbildungsformen der Rapakiwigesteine innerhalb des Wiborger Massivs</i>	24
	Granit- und Pegmatitgänge	28
	Hypersthengranitische und syenitische sowie augitdioritische und quarznoritische Gesteine, welche im Rapakiwigebiet anstehen ..	28
	Bruchstücke fremder Gesteine im Rapakiwi	34
III.	<i>Die geologische Erscheinungsform des Rapakiwi im Wiborger Gebiet</i>	36
IV.	<i>Petrographische Beschreibung der Rapakiwigesteine</i>	42
	»Wiborgit«	42
	»Pyterlit«	60
	Rapakiwigranite (mittel- bis feinkörnige)	62
	»Prickgranit«	63
	Granitporphyrische Rapakiwiabarten	64
	Feinkörnige Granitbruchstücke	65
	Feinkörnige Granitgänge	66
	Pyroxen- und Hypersthengranite	66
	»Tirilit«	69
	Syenite	71
	Augitdiorite und Hypersthenaugitdiorite	73
V.	<i>Die chemischen Beziehungen der Rapakiwigesteine</i>	76
	Pyterlit	77
	Wiborgit	79
	Die chemische Natur des Glimmers der Rapakiwigesteine	83
	Tirilit	88
	Quarzporphyre	89
VI.	<i>Die Stammesgeschichte der Rapakiwimagmen</i>	92
VII.	<i>Die Bildungsgeschichte der Rapakiwigesteine und die Entstehung der Rapakiwistruktur</i>	101
VIII.	<i>Verwitterung des Rapakiwi</i>	127

Einleitung.

Zufolge ihrer charakteristischen, eigentümlichen Struktur sind die finländischen Rapakiwigesteine schon frühzeitig Gegenstand der Untersuchung und Beschreibung gewesen.¹⁾ Es wäre unter solchen Umständen zu erwarten, dass diese durch ihre weite Verbreitung auch leicht zugänglichen Gesteine schon so vollständig untersucht wären, dass in betreff derselben nur noch wenig unbekannt sein könnte. Dass dieses trotzdem nicht der Fall ist, hängt indessen wohl von mehreren verschiedenen Umständen ab: Erstens ist ja überhaupt die Petrographie granitischer Gesteine als »uninteressant« eine längere Zeit recht wenig beachtet worden. Die meisten petrographischen Untersuchungen über Granite fanden denn auch im Zusammenhang mit Untersuchungen anderer Gesteine, mit denen sie lokal verbunden auftraten, statt. Die grosse Bedeutung der Granite für die Erforschung des Grundgebirges hat jedoch in letzter Zeit eine erneute Untersuchung der Granite und vor allem ihrer geologischen Erscheinungsformen hervorgerufen. Zweitens ist die Rapakiwipetrographie wohl auch deswegen wenig bearbeitet worden, weil sie so grosse Schwierigkeiten bietet. Charakteristisch ist, dass die meisten Lehrbücher der Petrographie den Rapakiwi nur kurz erwähnen, ohne näher darauf einzugehen, wie die eigentümliche Struktur desselben entstanden sein könnte.

Solange die finländischen Rapakiwigesteine als einzige Vertreter dieses sonderbaren Gesteinstypus dastanden, war es gewissermassen berechtigt, sie als einen ganz vereinzelt, lokal ausgebildeten abnormen Typus ohne besondere Bedeutung für die Kenntnis der Gesteinsstrukturen im allgemeinen aufzufassen. Nachdem aber später Granite mit derselben charakteristischen »Rapakiwistruktur« von mehreren anderen Teilen der Erde bekannt geworden sind, darf diese Rapakiwistruktur nicht mehr für eine »Missbildung« von mehr zufälliger Natur gehalten werden, sondern muss als eine Granitstruktur betrachtet werden, die unter besonderen, zwar verhältnissmässig selten eintretenden Verhältnissen gebildet wird. Ausser Finland sind nämlich jetzt als

¹⁾ Die älteren Untersuchungen über Rapakiwi findet man bei SEDERHOLM, Tschermaks Min. u. Petr. Mitteil. XII (1891) S. 1, referiert.

Fundorte für Granite mit mehr oder weniger verbreiteter Rapakiwstruktur auch das nord-östliche Küstengebiet Schwedens (vor allem Rödö), Süd-Norwegen (Drammen), Russland (Kiew-Gegend), Volhynien, Süd-Ural, Sibirien (SW-Küste des Baikalsees) und Korea bekannt geworden. An diesen Fundorten sind die Rapakiwigranite durch Gesteinsmetamorphose nur wenig verändert. In der letzten Zeit sind aber auch metamorphosierte Grundgebirgsgranite bekannt geworden, in denen eine mehr oder weniger veränderte Rapakiwstruktur noch erkenntlich ist (Filipstad-Granit in Schweden, »Augengneis« des Trondhjemgebietes, Norwegen).

In Finland treten die Rapakiwigesteine in vier grösseren Gebieten, alle in Süd-Finland gelegen, auf. Es sind dieses die Rapakiwgebiete von Wiborg, von den Ålands-Inseln, von Nystad und von Salmis (Pitkäranta). In der unmittelbaren Nähe dieser grossen Gebiete finden sich dann noch einige kleine, die wohl genetisch zu den benachbarten grossen Gebieten gehören. Die beiden westlichen Gebiete, diejenigen von Åland und von Nystad—Wemo, liegen ziemlich nahe bei einander. Die Abstände von diesen zu dem Wiborger Gebiet und zwischen dem Wiborger und dem Salmis-Gebiet sind grösser, bemerkenswerter Weise jedoch nur unbedeutend grösser als die grösste Ausdehnung des Wiborger Gebietes. Geologisch sind denn auch alle vier finländischen Gebiete — und wohl auch die schwedischen — gleich alt, indem dieselben die jüngsten Eruptivgesteine Finlands von grösserer Masse darstellen, die von gebirgsbildenden Kräften nicht mehr betroffen worden sind.

Das Gestein des grössten dieser Rapakiwgebiete, des Wiborger Gebietes, besitzt zum grossen Teile eine typische »Rapakiwstruktur«, d. h. es enthält grosse rundliche bis ovale Orthoklase, umgeben von einem Oligoklasring. Derartige »Rapakiwi-Bälle« sind bekanntlich recht häufig in einer verbreiteten Abart der Gesteine des Åland-Gebietes, werden aber ziemlich selten im Salmis-Gebiet angetroffen und sind auf einige, wie es scheint wenig verbreitete Abarten des Nystad-Gebietes beschränkt. Das Nystad-Gebiet habe ich nicht besucht und kenne die Gesteine desselben nur nach den Handstücken von dort. Wie es scheint ist dieses Gebiet das petrographisch am wenigsten einheitliche, und es kommt eine ziemlich grosse Zahl von verschiedenen, sowohl roten wie grauen Granit- und, am häufigsten, Porphyrgranittypen vor.

I. Das Wiborger Rapakiwigebiet.

Für die Beurteilung der Entstehung der Rapakiwistruktur hat das Wiborger Gebiet unzweifelhaft die grösste Bedeutung, denn nicht nur ist dieses Gebiet das grösste, sondern es tritt die »Rapakiwistruktur« hier in dem teils sehr grobkörnigen Gestein auch am häufigsten und am schönsten ausgebildet auf. Wenn man die Entstehung der Rapakiwistruktur verstehen will, ist es von Bedeutung festzustellen, unter welchen äusseren Bedingungen dieselbe entstanden sein könnte, denn die Struktur eines Eruptivgesteins muss ja als ein Produkt der Bedingungen, unter denen das Magma kristallisierte, aufgefasst werden. Es soll deshalb hier zuerst der Versuch gemacht werden, dasjenige, was über das Wiborger Rapakiwigebiet bekannt ist, zusammenzufassen. Es ergibt sich hierbei denn auch, was noch unbekannt ist, und so kann eine derartige kritische Diskussion vielleicht zu neuen Untersuchungen Veranlassung geben und das Rapakiwiproblem seiner Lösung näher führen.

Ausdehnung des Wiborger Massivs.

In betreff der Grenzen und der Ausdehnung des Wiborger Rapakiwi sei auf die Übersichtskarte Fig. 1 hingewiesen. Hier sei nur kurz erwähnt, dass die ost-westliche Ausdehnung etwa 180 km beträgt und die nord-südliche zwischen etwa 60 und 130 km schwankt. SEDERHOLM gab 1891 die gesamte Flächenausdehnung zu mindestens 12,000 Quadratkilometer an. Damals waren aber die Nord- und Ostgrenzen des Gebietes nicht genau bekannt. Wenn man das Suomenniemi-Gebiet an der Nordgrenze mitrechnet, aber nicht das Mäntyharju—Jaala-Gebiet, und die Südgrenze im Meere zwischen Aspöarna und Hogland verlegt, so gelangt man zu einer Mindestausdehnung von 16,000 Quadratkilometern. Wird das Mäntyharju—Jaala-Gebiet an der Nordgrenze mitgerechnet und die Südgrenze unmittelbar südlich von Hogland aber nördlich von Nervö, wo ein älterer Granit ansteht, verlegt, gelangt man zu einer Gesamtausdehnung von fast 20,000 Quadratkilometern. Wir dürfen wohl demnach eine Gesamtausdehnung von etwa 18,000 Quadratkilometern für die Eruptivmasse des Wiborger

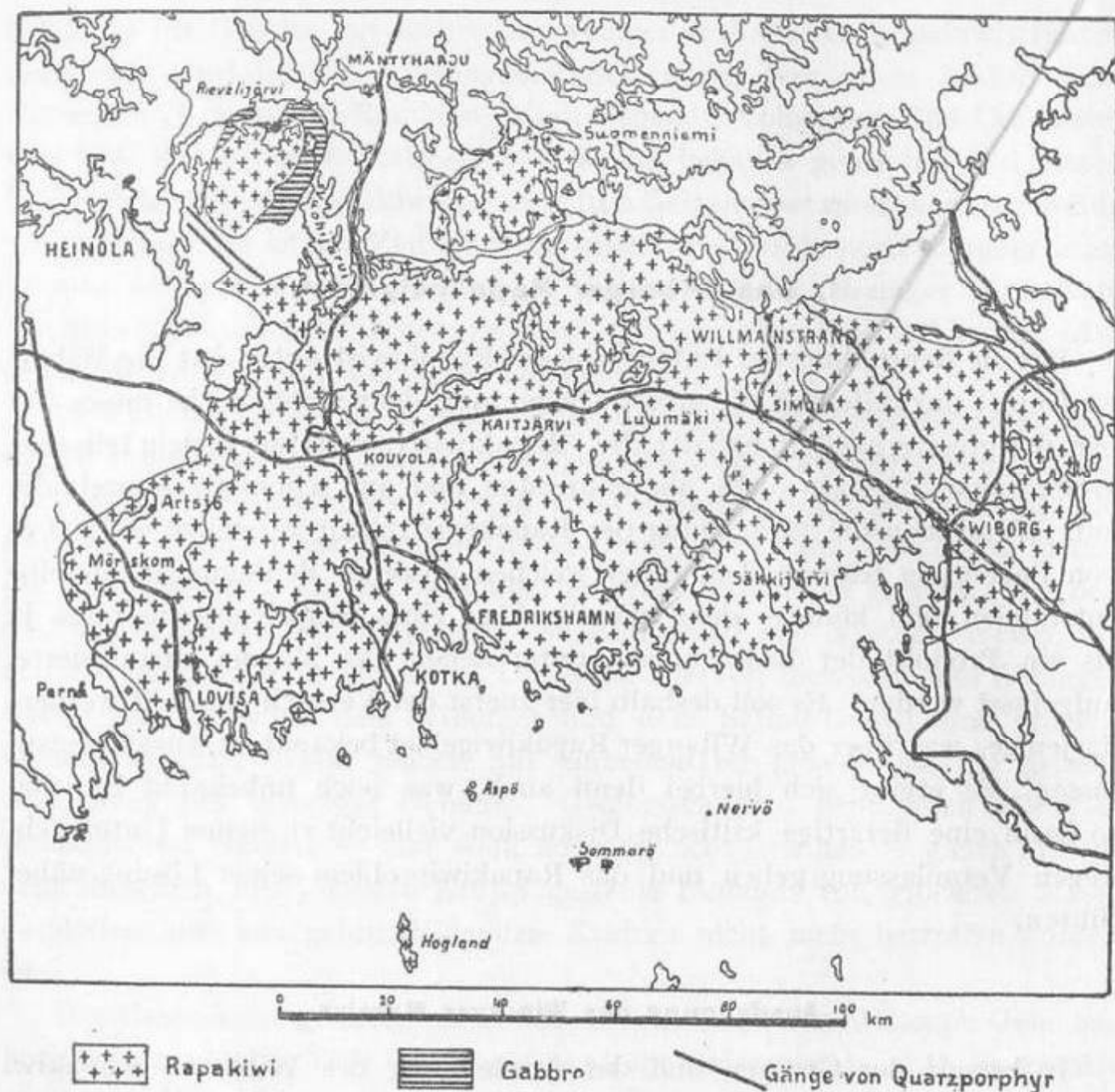


Fig. 1. Übersichtskarte des Wiborger Rapakiwigebietes.

Rapakiwi annehmen. Diese Zahlen sind hier aufgenommen um zu zeigen, dass wir es im Wiborger Rapakiwi mit einer der allergrössten bis jetzt bekannten Eruptivmassen zu tun haben. Grösser sind zwar angeblich das Granodioritmassiv der Sierra Nevada, der Bushveldt Laccolith in Transvaal, der zentral-finnische postbottnische Granitkomplex und wenigstens eins der kanadischen Anorthosit-Gebiete. Bemerkenswert ist aber, dass die ganze Masse des Wiborger Rapakiwigebietes sozusagen einem Guss entspricht, denn das Gestein ist verhältnismässig gut aufgeschlossen und nirgends sind bis jetzt Kontakte zwischen den verschiedenen Gesteinsabarten innerhalb des Gebietes beobachtet worden, sondern dieselben gehen allmählich in einander über. Ob das zentral-finnische Grundgebirgsgranitgebiet

ebenso einheitlich ist, scheint recht fraglich. Vom Bushveldt »Laccolithen« wissen wir, dass derselbe »zusammengesetzt« ist, dass hier mehrere verschiedene Gesteinsarten, die durch Kontakte von einander getrennt sind, den »Laccolithen« aufbauen und ähnlich dürfte es sich mit den »composite« Batholithen der Sierra Nevada verhalten.¹⁾ Im Wiborger Rapakiwimassiv haben wir es aber, wie erwähnt, mit einer einzigen, höchst bedeutenden Magmamasse zu tun, vielleicht mit der grössten bis jetzt bekannten.

Kontaktverhältnisse des Wiborger Rapakiwi.

In Anbetracht der ungewöhnlichen Grösse dieser erstarrten Magmamasse des Wiborger Rapakiwi und der eigentümlichen Struktur des Erstarrungsproduktes, wie dasselbe jetzt im typischen Wiborger Rapakiwi vorliegt, ist es von Interesse festzustellen zu suchen, unter welchen geologischen Bedingungen die Magmamasse erstarrt ist.

Für das Verständnis der geologischen Erscheinungsform des Wiborger Rapakiwi ist meines Erachtens noch immer von entscheidender Bedeutung die Erkenntnis SEDERHOLMS, dass die Kontakte des Wiborger Rapakiwimassivs zum grossen Teil anderer Art sind als die Kontakte der übrigen finländischen Granite, die übrigens auch alle älter sind als der Rapakiwi. Schon frühzeitig war diese Tatsache SEDERHOLM aufgefallen und er hat das erste Mal vor mehr wie fünfundreissig Jahren auf die Bedeutung derselben hingewiesen. Bekanntlich hat dieses von den übrigen Graniten abweichende Auftreten der Rapakiwigesteine dann auch zu wichtigen Konsequenzen für die ganze Entwicklung der Altersbestimmung innerhalb des finländischen Grundgebirges geführt, worauf hier aber nur kurz hingewiesen sei. Es war SEDERHOLM aufgefallen, dass die übrigen Granite Finlands in ausgedehntem Masstabe in die Schiefergesteine intrudiert sind und diese in unzähligen Gängen, teils parallel, teils quer zur Schieferung durchschwärmen. Meistens sind dann die Grenzlinien zwischen diesen Graniten und den Schiefergesteinen nicht scharf und geradlinig, sondern zeigen eine zackige und rissige Beschaffenheit. In betreff der Rapakiwigesteine dagegen sagt SEDERHOLM: »Die Rapakiwigesteine zeigen in ihrem Auftreten einen auffallenden Gegensatz zu allen diesen Erscheinungen. Sie bilden scharf begrenzte Gebiete mit geradlinigen, die Gesteinsschichten quer durchschneidenden Grenzen. Die Apophysen in die umgebenden Gesteine sind niemals sehr zahlreich und bilden gewöhnlich nur ganz schmale Gänge, welche deutlich ausgefüllte

¹⁾ R. A. DALY. Igneous Rocks. S. 390.

Radialspalten sind.» »Die Kontaktlinie ist gewöhnlich eine gerade oder gebrochene Linie, welche quer durch die Schieferung des älteren Gesteins hindurchsetzt und die meistens vertikale Schnittfläche, welche diese begrenzt, ist so scharf, dass sie ganz den Charakter einer Bruchfläche besitzt.»

SEDERHOLM war bekanntlich längere Zeit der Ansicht, dass der Rapakiwi überhaupt nicht Intrusivkontakte aufweise. Durch spätere Untersuchungen im Zusammenhang mit der geologischen Übersichtskartierung Süd-Finlands wurden dann auch Kontakte an den Grenzen des Wiborger Massivs aufgefunden, wo der Rapakiwi das Nebengestein ziemlich intensiv durchdringt. Solche Kontakte wurden zuerst von BERGHELL innerhalb der Sektion Wiborg¹⁾ und von FROSTERUS innerhalb der Sektion S:t Michel²⁾ beobachtet und eingehend von FROSTERUS beschrieben. SEDERHOLM hat kürzlich auch selbst einen derartigen Kontakt aus der südwestlichen Ecke des Wiborger Gebietes ausführlich beschrieben.³⁾ Es sei aber darauf noch besonders hingewiesen, dass gleichzeitig als derartige Intrusivkontakte beobachtet wurden, auch das Beobachtungsmaterial über »Bruchlinien-Kontakte« noch stärker anwuchs.

Wie RAMSAY hervorgehoben hat, ist das Grundgebirge Mittel-Schwedens und Süd-Finlands von Wärmland im W bis Karelen im O stark gefaltet und die Gesteine streichen der Hauptsache nach in W—O-Richtung. Wir haben es hier mit den Wurzeln eines altarchaischen Gebirgszuges, den RAMSAY den »Sveco-Fennischen« Gebirgszug nennt, zu tun.⁴⁾ Diese steil aufgerichteten (meist 80° bis 90°) Gneise, Leptite und Glimmerschiefer mit zwischengelagerten Kalksteinen und metamorphosierten Gesteinen vulkanischen Ursprungs werden nun durch die Wiborger Rapakwimasse auf einer Strecke von etwa 180 km quer unterbrochen. An den Rapakiwi-Kontakten ist die Streichrichtung dieser älteren Gesteine nicht verändert, der Rapakiwi grenzt mit Messerschneidenschärfe an das durchbrochene Gestein und oft sieht man scharfeckige Partien des Gesteins, die vom Rapakiwi umschlossen sind. Wie FROSTERUS hervorhebt ist der Kontakt immer ein derartiger, wenn die Rapakiwigrenze auf längere Strecken in einer und derselben Richtung verläuft, wie z. B. an der grossen, von der Hauptmasse nach NW vorspringenden, am See Karijärvi gelegenen Partie (vergl. Fig. 2). Hier sind dann noch zwei mächtige 20 km lange, zur Rapakiwiserie gehörige Granitporphyrgänge vorhanden, welche dieselbe Streichrichtung besitzen wie die Grenze der erwähnten Rapakiwi-

¹⁾ H. BERGHELL. Beskr. Kartbl. N:o 33, Wiborg. S. 27.

²⁾ B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. C. 2, S:t Michel. S. 91.

³⁾ J. J. SEDERHOLM. Bull. Comm. Géol. Finl. N:o 58 (1923) S. 80.

⁴⁾ W. RAMSAY. Geologins grunder. 2:dra uppl. Helsingfors 1913. II. S. 138.

partie. Der Rapakiwi ist also beim Durchbruch des in geologisch viel älterer Zeit gefalteten Grundgebirges gar nicht von der Faltenrichtung desselben beeinflusst worden, sondern folgt Bruchspalten, und durch solche wird auch die Umgrenzung des Rapakiwi gebildet.

Es kann nun beim ersten Anblick rätselhaft erscheinen, dass man neben diesen geradlinig scharfen Kontakten, wo eckige Ausfüllungen im Nebengestein eher wie intrusive Apophysen obwalten, doch auch Intrusivkontakte ganz anderer Art antrifft, wo der Rapakiwi Apophysen in das Nebengestein, zuweilen in grosser Zahl, sendet, oder in die Verschieferungsflächen eindringt, ja sogar das Nebengestein durchtränkt. Ob die Kontakteinwirkung des Rapakiwimagmas eine nur geringe geworden ist, wie an den meisten der Bruchflächenkontakte, oder eine mehr durchgreifende wie an den Intrusivkontakten, muss davon abhängig gewesen sein, wie lange Zeit das heisse, flüssige, unter hohem Druck stehende Magma auf das angrenzende Gestein einwirken konnte, bevor es sich verfestigte. Stand das Magma unter hohem Druck und enthielt ziemlich viel an gelösten Gasen, so konnten bei genügend andauernder Einwirkungszeit auf das Nebengestein Intrusivkontakte gebildet werden. Wo die Verfestigung des Magmas dagegen kurz nachdem das Magma mit dem Nebengestein in Kontakt kam und zudem schon den wesentlichsten Gehalt seiner gelösten Gase abgegeben hatte, stattfand, sind sowohl die exogenen wie die endogenen Kontakteinflüsse gering geworden. Dass an einigen Orten an der Grenzlinie Kontakte der einen Art, an anderen, und dabei oft an nicht besonders weit entfernten Orten, Kontakte der anderen Art vorliegen, hängt wohl damit zusammen, dass Süd-Finland ein Verwerfungsgebiet ist, wo Verwerfungen nach der Ablagerung des die verwitterte Rapakiwioberfläche überlagernden »jotnischen« Sandsteins (Nystad-Gebiet) in ausgedehntem Masstabe stattgefunden haben. Hierdurch sind Begrenzungsflächen des Rapakiwi, die ursprünglich in verschiedenen Niveaus lagen, in das gemeinsame Niveau der jetzigen Erosionsfläche gelangt.

Das hier oben in betreff der Abgrenzung und der Kontaktverhältnisse gesagte gilt von den seitlichen Grenzen und Kontakten der Rapakiwimasse. Es fragt sich aber, wie verhält es sich mit den oberen und unteren Begrenzungsflächen der Rapakiwimasse? Und sind derartige Begrenzungsflächen überhaupt vorhanden? Für die Beurteilung dieser Frage sind die kleinen Grundgebirgsgebiete, die hier und da innerhalb des Wiborger Rapakiwigebietes vorhanden sind, sowie die kleineren nördlich vom Wiborger Massiv gelegenen Mäntyharju- und Suomenniemi-Gebiete von besonderem Interesse und sollen deshalb hier kurz erörtert werden.

Grundgebirgsgebiete innerhalb des Rapakiwigebietes.

Innerhalb des Kartenblattes N:o 8 findet sich ein derartiges Gebiet nicht zum Rapakiwi gehöriger Gesteine und innerhalb des Kartenblattes N:o 33 »Wiborg« vier solche Gebiete. Eins dieser Vorkommnisse älteren Gesteins, nämlich das kleine Vorkommen vom Kalkbruch Perheniemi, welches nur ein paar km südlich von der WNW-Grenze des Rapakiwigebietes entfernt liegt, wird schon von SEDERHOLM in seiner Arbeit über die finländischen Rapakiwigesteine kurz erwähnt.¹⁾ SEDERHOLM sagt in betreff dieses Vorkommens: »Hier liegen nahe bei einander zwei von einem Tale getrennte Felsen, in welchem der untere Teil aus glimmerreichen Gneisen, in dem südlichen mit Einlagerungen von Kalkstein, der obere Teil aus Rapakiwi besteht. Die Grenze liegt in den beiden, einen Kilometer von einander entfernten Felsen genau in demselben Niveau. Hier ist somit die Grenzfläche eine horizontale. Sie hat auch übrigens nicht den Charakter einer Bruchfläche, sondern scheint gelinde gewölbt und schroff zu sein. Der Rapakiwi zeigt, wo er in Berührung mit den vertikal stehenden Schichten des Gneises kommt, keinerlei Kontakterscheinungen, sondern das Gestein mit seinen vollständig entwickelten Feldspateiern liegt gerade so, wie wenn es ein loses Konglomerat wäre, über dem älteren Gestein.« Der Beschreibung des Kartenblattes N:o 8 S. 36 entnehmen wir, dass der Glimmergneis und Kalk O—W streicht, d. h. sie besitzen die »Sveco-Fennische« Streichrichtung.

Später sind dann bei der geologischen Übersichtsuntersuchung der Sektion C »S:t Michel« von H. Blankett an mehreren Orten an den Nordwest- und Südgrenzen des westlichen Teils des nördlich vom Wiborger Massiv gelegenen kleineren Suomenniemi-massivs, ausserhalb des eigentlichen Rapakiwigebietes, inmitten der älteren Gneise, Granite und Adergneise kleinere Rapakiwischollen beobachtet worden, die das ältere Gestein horizontal überlagern. Die Rapakiwigrenzfläche ist dabei ganz unabhängig von der Streichrichtung und von den Verschieferungsflächen der Grundgebirgsgesteine. *Das Rapakiwi-magma hat sich hier anscheinend längs annähernd horizontalen Kluftspalten im älteren Gestein ausgebreitet.* Die jetzt noch anstehenden verschiedenen Rapakiwischollen sind wahrscheinlich Reste einer grösseren Masse, die sich vom Suomenniemi-gebiet nach Westen und Süden erstreckte und das Suomenniemi-Gebiet mit dem grossen Wiborger Gebiet verband.

Derartige horizontal gelegene Kontaktflächen hat Blankett an zwei etwa $4\frac{1}{2}$ km von einander entfernten Orten beobachtet, wo Rapakiwischollen

¹⁾ J. J. SEDERHOLM, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. XIII (1891) S. 24.

ausserhalb des eigentlichen Rapakiwgebietes, den älteren archaischen Granit überlagernd, aufgefunden wurden (Valtola N:o 85 u. 99). Unweit des Südrandes des Gebietes, etwa 12 km SO von den soeben erwähnten Vorkommnissen, findet man S von Martinlampi wiederum »Adergneiss» innerhalb des Rapakiwgebietes. Der Aufschluss liegt etwa 2 km N von der äusseren Grenzlinie des Rapakiwi. »Rapakiwireste oben auf dem Adergneis deuten darauf, dass die ursprüngliche Rapakiwidecke durch Erosion entfernt worden ist.» »Der Rapakiwi, der unmittelbar an der Grenze feinkörnig ist, sendet von oben her kurze, dicke Apophysen in den an der Grenze felsit-ähnlichen Adergneis. Die Richtung dieser Gänge scheint nicht von der Verschieferung des Adergneises abhängig zu sein.» Etwa 4 km WSW von dieser Stelle ist der Rapakiwikontakt gegen den Gneisgranit aufgeschlossen. Die Grenze ist hier geradlinig und die Grenzfläche anscheinend vertikal. Die Grenzlinie erscheint an der Oberfläche des Felsens ganz scharf, und scharfeckige Gneisgranitfragmente liegen im Rapakiwi eingebettet. Die Kontaktzone am Rapakiwi selbst ist ganz schmal, dicht am Nebengestein ist der Rapakiwi in einer 2 cm breiten Schicht ganz feinkörnig, hierauf wird er feinkörnig und dann porphyrisch mit rektangulär begrenzten Feldspaten (15 cm von der Grenzfläche), um schliesslich in den normalen Rapakiwi mit runden ballähnlichen Orthoklasen überzugehen.

Kontakte ähnlicher Art, wo der Rapakiwi ältere Gneise und Granite teils mit vertikaler Grenzfläche durchsetzt, teils dieselben ziemlich flach, mit einer 30° bis 40° geneigten Grenzfläche, überlagert, habe ich an der Westgrenze des Wiborger Gebietes im Kirchspiele Mörskom N und NO von Kintunsuo etwa 1 1/2 km nördlich von Sopajärvi beobachtet. Die Kontaktlinie lässt sich hier jedoch nicht detailliert studieren, da die Berge meist von Moräne bedeckt sind.

Innerhalb des Kartenblattes Wiborg steht älteres Gestein an wenigstens vier Stellen innerhalb des Rapakiwgebietes an. Von diesen Vorkommnissen sind nähere Angaben vorhanden über das grösste, dasjenige von Taalikkala, und über ein kleines Gebiet bei Laihala, beide etwa 15 km SSO von Willmanstrand.

Das grösste und in vielen Beziehungen das interessanteste dieser Gebiete älterer Gesteine innerhalb des Wiborger Rapakiwgebietes ist dasjenige von Taalikkala, etwa 15 km SSO von Willmanstrand. Das Gebiet erstreckt sich c:a 9 km in O—W-Richtung und besitzt eine Breite von etwa 1 1/2 km in N—S-Richtung. Es liegt etwas mehr wie 10 km von der äusseren Begrenzungslinie des Wiborger Rapakiwgebietes entfernt. Sämtliche älteren Gesteine hier streichen O—W, das heisst sie besitzen auch hier die Sveco-Fennische

Streichrichtung.¹⁾ Sie stehen in verhältnismässig hohen Bergen an, die sich südlich einer Linie erheben, die vom kleinen See Mahalaisenjärvi und von O sowie W davon gelegenen Sümpfen gebildet wird. Der nördliche etwa $1\frac{1}{2}$ km breite Rand des Komplexes besteht aus älteren Porphyrgniten, die eine deutliche Streifung in O—W-Richtung zeigen. Südlich von diesem tritt ein quarzitischer Sandstein in 80° — 90° steilen Schichten auf, und wiederum südlich von diesem, teils in Wechsellagerung mit dem Sandstein und mit einem basischen Ergussgestein, ein etwa halbkilometerbreites Band von basischen Eruptivtuffen. Südlich von hier steht dann der Rapakiwi an, hier allerdings in einer granitporphyrischen Ausbildungsform. Derselbe ist auch intrusiv in die Schichten der nördlich von hier gelegenen Sandsteine eingedrungen. Diese granitporphyrische Rapakiwizone besitzt hier die bedeutende Breite von $1\frac{1}{2}$ km, und erst dann nimmt der Rapakiwi ganz allmählich seine gewöhnliche Struktur an. Die granitporphyrische Ausbildungsform des Rapakiwi deutet darauf hin, dass das gleich nördlich anstehende ältere Gestein abkühlend auf das Rapakiwimagma eingewirkt hat. Bei der verhältnismässig grossen Flächenausdehnung der granitporphyrischen Ausbildungsform erscheint es recht wahrscheinlich, dass die älteren Gesteine hier als Unterlage in nicht gar zu grosser Tiefe unter dem granitporphyrischen Rapakiwi vorhanden sind, und dieser würde dann hier eine verhältnismässig dünne Platte bilden.

Bemerkenswert ist, dass der Rapakiwi nördlich von dem Gebiete älterer Gesteine normal grobkörnig ausgebildet ist. Er ist hier von den älteren Gesteinen durch das Tal, wo der Mahalaisenjärvi und die denselben östlich und westlich fortsetzenden Sümpfe liegen, getrennt. Vielleicht ist die Grenze zwischen den älteren Gesteinen südlich vom Mahalaisenjärvi und dem grobkörnigen Rapakiwi nördlich von demselben eine Verwerfungsgrenze.

Weiter nach Westen hat BERGHELL beobachtet, dass der Rapakiwi in einem Berge auf dem Wege von Taalikkala nach Haapajärvi, etwa $1\frac{1}{2}$ km von Taalikkala, den Tuffschiefer überlagert und hier Apophysen zwischen den Verschieferungsflächen desselben von oben in die tiefer gelegenen Teile hinabsendet. Es ist dieses also ein deutlicher Intrusivkontakt, und aus der Beschaffenheit desselben geht hervor, dass es auch hier bei Taalikkala die Unterlage des Rapakiwi ist, welche durch Erosion entblösst ist. Die Höhe der Berge von älterem Gestein südlich vom Mahalaisenjärvi zeigt, dass die Unterlage des Rapakiwi hier sozusagen treppen-

¹⁾ Recht detaillierte Beobachtungen hierüber finden sich in den Exkursionstagebüchern von H. BERGHELL (1892) und A. TALVIA (1910).

förmig zerklüftet wurde, als das Rapakiwimagma sich horizontal ausbreitete.

Das kleine Vorkommnis älteren Gesteins bei Laihala darf vielleicht als eine direkte östliche Fortsetzung des Taalikkala-Gebietes aufgefasst werden. Ein paar hundert Schritt östlich vom östlichsten Hofe im Dorfe Laihala hat BERGHELL zwei kleinere Porphyrgranitkuppen beobachtet, die aus dem Sandboden emporragen. Im südlichen derselben ist eine schwache Verschieferung sichtbar. Die Streichrichtung ist O—W, also die »Sveco-Fennische».

Ältere Gesteine, die den Rapakiwi nach oben hin begrenzen.

Die älteren Gesteine der »Inseln» innerhalb des Wiborger Rapakiwigebietes gehören, wie aus dem Gesagten hervorgeht, zur Unterlage der Rapakiwimasse. Reste einer Bedeckung von älteren Gesteinen sind innerhalb des Wiborger Gebietes bis jetzt nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Möglicherweise könnten die älteren Porphyrgranite zweier der inselartigen Vorkommnisse des Wiborger Gebietes Reste eines derartigen Daches sein, und ebenso das Kalksteinvorkommen von Ihalais S von Willmanstrand. Etwas Sicheres lässt sich aber zur Zeit über die gegenseitigen Beziehungen zwischen diesen Gesteinsvorkommnissen und dem Rapakiwi nicht sagen.

Dagegen haben wir an den Rändern des Rapakiwimassivs Kontakte kennen gelernt, wo der Rapakiwi das ältere Gestein untertäuft. SEDERHOLM beschrieb vor kurzem eingehend den Kontakt des Wiborger Rapakiwi an dem südwestlichsten Aufschluss auf der kleinen Insel Buckholm nördlich von der Lotsenstation Våtskär in den Schären SW von Lovisa.¹⁾ Nach SEDERHOLM verlaufen die Kontaktflächen hier mehr oder weniger schräg, und der Rapakiwi untertäuft sowohl den älteren Granit wie die alten basischen Ergussgesteine. Der Rapakiwi behält hier seine charakteristische Struktur bis an die Kontaktfläche heran und hat seinerseits eine sehr starke exogene Kontaktwirkung ausgeübt. Die älteren Gesteine sind am Kontakte sowohl granitisiert wie halb umgeschmolzen, der Rapakiwi sendet aber keine Apophysen auf weiteren Strecken in das ältere Gestein. Dagegen wird der Rapakiwi an diesem Ort von einem pegmatitischen Aplit begleitet, der sowohl den Rapakiwi selbst wie die älteren Gesteine durchsetzt. Dieser Aplitgranit hat dann auch sehr starke intrusive Kontakteinwirkungen auf die älteren basischen Gesteine ausgeübt.

¹⁾ J. J. SEDERHOLM. Bull. Comm. Géol. Finlande. N:o 58 (1923) S. 79 & 82.

Es scheint auch wahrscheinlich, dass die hier lokal so starke exogene Kontakteinwirkung des Rapakiwimagma zum grossen Teil auf das lokale Vorkommen des pegmatitisch-aplitischen Magmenanteils zurückzuführen ist.

Ein weiterer Kontakt, wo der Rapakiwi ältere Grundgebirgsgesteine flach untertäuft, habe ich am mittleren Teil der Westgrenze des Wiborger Gebietes beobachtet. Unweit der Grenze zwischen den Kirchspielen Artsjö und Nastola im Dorfe Hietana findet sich auf der Nordseite der Poststrasse ein grösserer Berg, dessen höherer westlicher Teil aus Rapakiwi mit Oligoklasringen besteht, der etwas niedrigere östliche dagegen aus Grundgebirge. Der Hof Tuomola (auch »Passila« genannt) steht auf dem Abhange dieses Berges. Von älteren Gesteinen kommt hier ein älterer Granit vor, der Partien von Glimmergneis und ein gebändertes, »Hälleflinta« ähnliches Gestein durchsetzt. Sowohl der Glimmerschiefer wie das gebänderte Gestein sind schon vor der Rapakiwiintrusion steil aufgerichtet gewesen, und ihre Lage ist durch den Rapakiwi gar nicht beeinflusst worden. Die Grenzfläche zwischen Rapakiwi und den denselben überdeckenden Grundgebirgsgesteinen scheint schwach gewölbt, etwa 20° bis 30° flach, und wenigstens an einer Stelle treppenförmig zu sein. Auch eine kleinere keilförmige Apophyse des Rapakiwi in den Glimmergneis wurde beobachtet. Derselbe durchquert die Schieferungsflächen des Glimmergneises, ohne in seiner Begrenzung irgendwie von denselben beeinflusst zu sein. Am Glimmergneis ist makroskopisch keine Kontakteinwirkung zu sehen, aber der Grundgebirgsgranit, der infolge von Druckeinwirkung schwach gestreift ist, macht in der Nähe des Rapakiwikontaktes einen ziemlich massenförmigen Eindruck. Der Rapakiwi selbst ist unmittelbar an der Grenzfläche ziemlich feinkörnig, wird aber schon etwa 20 cm von derselben mittelkörnig, und ein paar Meter von der Kontaktgrenze sind die gewöhnlichen, an diesem Vorkommen etwa 2 bis 3 cm grossen Orthoklaskugeln mit Plagioklasring zu sehen. Leider ist die Oberfläche des Felsens stark moosbedeckt, weshalb die Kontaktverhältnisse nur hie und da genauer studiert werden können. Deshalb ist auch nicht an der Oberfläche zu sehen, ob vielleicht einzelne Orthoklasbälle auch in der feinkörnigeren Abart vorhanden sind und wie nahe an die Kontaktfläche dieselben herankommen.

Von den Kontakten der auf tieferen Niveaus erstarrten Granite wie von denen der als »Laccolithen« erstarrten Intrusivgesteine unterscheidet sich dieser Kontakt wie ersichtlich dadurch, dass die Grenzflächen des intrudierenden Gesteins nicht den Schieferungsfugen oder Schichtflächen des umgebenden Gesteins

folgen, sondern dieselben überqueren. Die Grenzfläche erscheint demnach als durch eine Bruchfläche oder Zerplatzungsfläche in den umgebenden Gesteinen gebildet, und verläuft ganz unabhängig von Wechslungen in der Gesteinszusammensetzung der umgebenden Gesteinsmassen.

Ein Kontaktvorkommen anderer Art, wo aber der Rapakiwi auch durch älteres Gestein überdeckt ist, hat der Verfasser im Jahre 1907 im nordwestlichen Teile des Mäntyharju—Jaala-Gebietes studiert. Im nordwestlichen Teil des früheren Bauerngrossgutes »Kukkamäki» im Dorfe Paistjärvi liegt ein kleiner See, Namens Eerojärvi. Der See liegt in einem schmalen Tale, dessen Boden ausser von dem See von losen Bildungen erfüllt ist. Die beiden Talseiten bestehen aus steilen, stark zerklüfteten Felswänden, die meist nicht sehr hoch sind, aber an dem Ostufer des Sees erhebt sich die Felswand zu beträchtlicher Höhe, etwa 30 Meter. Diese Felswände bestehen aus dem von FROSTERUS eingehend beschriebenen Labradorstein dieser Gegend, der hier wunderschön zu sehen ist. Das Gestein ist in horizontalen Bänken zerklüftet und sehr frisch. Es ist wie an vielen Stellen dieser Gegend, wie FROSTERUS beschrieben hat, sehr grobkörnig, ist »monomineralisch» und besteht fast ausschliesslich aus Labrador. Hie und da im Gestein findet man bis 25 cm lange und etwa 10—12 cm breite, gewissermassen porphyrische Labradorkristalle. Dieser, der Zusammensetzung nach sehr reine Labradorstein, enthält nun in den Felswänden südlich von dem See an zwei Stellen kleine, im Durchschnitt ein paar Meter grosse schlierenförmige, dunkelbraune Partien mit unregelmässiger Begrenzung. Dieselben bestehen aus Hypersthenfels, welcher Riesen-Hypersthene enthält von etwa der gleichen Grösse, wie die Labradore des Labradorfelsens. Der Hypersthenfels ist zu etwa gleichen Teilen aus den grossen Hypersthenen wie aus einer grobkörnigen, poikilitisch struierten Zwischenmasse von Hypersthen, Augit, Glimmer, Hornblende und wenig Magnetit und Plagioklas zusammengesetzt. Die grossen Hyperstheneinsprenglinge sind oft von einer Zone umgeben, die der »Kelyphit»-Zone mancher Olivine sehr ähnlich ist. Dieser mächtige Labradorsteinfelsen mit seiner schönen bankförmigen Zerklüftung, seinem grobkörnigen Gefüge und seinen Riesen-Einsprenglingen ist einer der schönsten Eruptivgesteinsaufschlüsse, die ich gesehen habe, und bietet mit seinen Hypersthenfelsschlieren vom Gesichtspunkte der chemischen Petrographie und der Differentiationshypothesen vieles von Interesse.

Der untere Teil der Felswand am See besteht aus einem ziemlich feinkörnigen Rapakiwigranit, ohne porphyrische Einsprenglinge. Der Kontakt folgt einer horizontalen Kluftfläche des Labradorsteins und ist ganz horizontal, geradlinig und scharf. Vom Rapakiwi aus, von dem nur ein paar Meter ober-

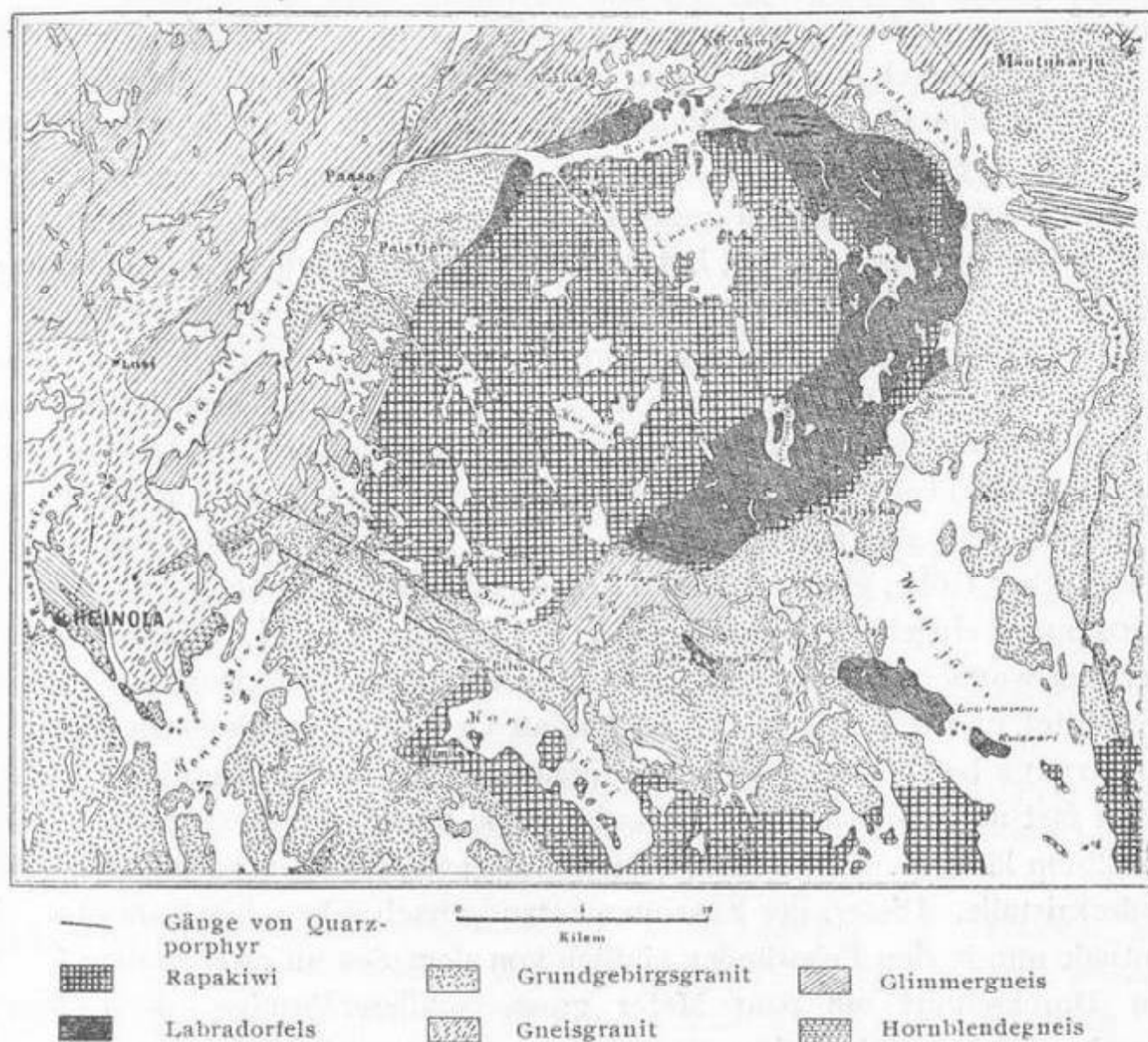


Fig. 2. Übersichtskarte des Mäntyharju—Jaala-Rapakiwigebietes.

halb der Wasserfläche des Sees zu sehen ist, dringen senkrecht nach oben in den Labradorstein Gänge, die oft unter sich parallel sind. Die Kontaktlinie konnte auch auf der andern Seite des Sees in genau derselben Höhe über dem Wasserspiegel wiedergefunden werden. Die Kontaktfläche ist also hier horizontal und der Labradorfels bildet das Dach des Rapakiwi. An der Kontaktgrenze selbst ist makroskopisch keine Veränderung am Labradorstein zu sehen. Auch der Rapakiwi ist bis zur Kontaktgrenze ganz gleichkörnig. Da der Rapakiwi-granit hier feinkörniger ist, als das Gestein SO von hier im Inneren des Jaala—Mäntyharjumassivs, ist es möglich, dass es sich um eine von der Hauptmasse des Rapakiwi nach W ausgehende Intrusivschicht handelt, oder gar um die Intrusivmasse des Rapakiwimassivs nahe an der Stelle, wo diese im älteren Gestein auskeilt und so nur noch eine geringere Mächtigkeit besitzt, wodurch das kleinere Korn und die geringe Kontakteinwirkung ihre Erklärung fänden.

FROSTERUS hat in seiner ausführlichen Beschreibung des Mäntyharju—Jaala-Rapakiwigebietes die Vermutung ausgesprochen, dass der Rapakiwi den umgebenden Kranz von Gabbro-, Norit- und Labradorfels-Gesteinen überlagere, und dass die jetzige Erosionsfläche sehr tief durch das Rapakiwimassiv gehe, wodurch die Unterlage ringförmig aufgeschossen erscheint. Sowohl aus der von FROSTERUS gegebenen Beschreibung des Gebietes und der derselben beigelegten Karte, hier als Fig. 2 wiedergegeben, sowie auf Grund von Beobachtungen, die ich während Exkursionen im Gebiete gemacht habe, habe ich den Eindruck bekommen, dass es sich im Jaala—Mäntyharju-Rapakiwimassiv eher um den oberen Teil eines nur partiell entblösten Granitmassivs handelt, dass also die jetzige Erosionsfläche den obersten Teil des Rapakiwimassivs durchschneidet, nicht, wie FROSTERUS annimmt, den unteren Teil. Es ist hauptsächlich das Studium der Kontakteinwirkung des Granits auf die Gesteine der Norit-Labradorfelsreihe, welches FROSTERUS zu dieser Annahme bewogen hat, da zu der Zeit, als FROSTERUS die Untersuchung ausführte, wohl allgemein angenommen wurde, dass die Kontakteinwirkung eines Tiefengesteins um so intensiver sei, je tiefer der Kontakt liege. Zum grossen Teil auch dank dem Einflusse der Daly'schen Hypothese über den Mechanismus des Empordringens der Tiefengesteine sind wir jetzt geneigt, eine womöglich intensivere Kontakteinwirkung an den »Dachflächen« eines Intrusivgesteins als an dessen Seitenflächen anzunehmen. Die starke Kontakteinwirkung des Rapakiwi auf die überlagernden Norit-Labradorfelsen könnte dementsprechend als eine Folge des sich Emporarbeitens des Granitmagmas gedeutet werden.

Aber ganz unabhängig von diesen Hypothesen scheint es mir, als müsste das ganze Vorkommen dieses Gebietes von jungen Eruptivgesteinen, Norit-Labradorfels und Rapakiwi, innerhalb des Gebietes gepresster Gesteine des älteren Grundgebirges so gedeutet werden, dass die basischeren Anteile des Magmas zuerst in das von ihnen jetzt eingenommene Gebiet intrudiert worden sind, und dass das Rapakiwimagma dann, hauptsächlich denselben Eruptionswegen folgend, nachgedrungen ist, ohne jedoch im Norden, Osten und Südosten das Verbreitungsgebiet der basischen Gesteine wesentlich überschritten zu haben. Im Westen und Süden dagegen erstreckte sich die Rapakiwiintrusion weiter als die Intrusion des basischen Magmas. Durch die Erosion ist dann der grösste Teil des Daches von älteren Gesteinen und von Norit-Labradorfelsen abgetragen und die Granitintrusivmasse, von einem hufeisenförmigen Gürtel von Norit-Labradorfelsgesteinen umgeben, blossgelegt worden. Die schmalen Rapakiwistreifen östlich vom Labradorstein bei Nurma und Paljakka möchte ich als den Rand des Rapakiwimassivs, der un-

ter den bedeckenden Norit-Labradorfelsmassen zum Vorschein kommt, deuten. Der Rapakiwi des Mäntyharju—Jaala-Massivs tritt als ein recht gleichmässig ausgebildeter grobkörniger Granit auf. Ich habe beim Durchqueren des Gebietes keine eigentlichen Rapakiwistrukturen, d. h. Orthoklasbälle, von einem Plagioklasring umgeben, gesehen und FROSTERUS scheint auch keine derartige Ausbildungsformen des Gesteins innerhalb dieses Gebietes beobachtet zu haben. Auch dieser Umstand spricht, ähnlich der Vergesellschaftung mit den basischen Gesteinen des Norit-Labradorfelskomplexes, dafür, dass das kleine Mäntyharju—Jaala-Massiv eine von dem grossen Hauptgebiet des Wiborger Massivs getrennte Masse darstellt, die selbständig intrudiert wurde und für sich erstarrte.

Die Beziehungen der den Rapakiwi und die Quarzporphyre begleitenden Norite, Gabbros, Labradorfelsen und Labradorporphyre zum Rapakiwi.

In manchen Darstellungen über die Rapakiwigesteine werden die dieselben im Mäntyharju—Jaala-Massiv, auf der Insel Hogland im Finnischen Meerbusen, auf den Ålandsinseln und in Ångermanland begleitenden basischen Gesteine für viel älter als die Rapakiwigesteine gehalten. RAMSAY war der erste, der die nahen Beziehungen der Labradorporphyre auf Hogland zu den Quarzporphyren daselbst erkannte.¹⁾ Diese Zusammengehörigkeit ist zwar später von SEDERHOLM bestritten worden,²⁾ und auch FROSTERUS hielt diese basischen Gesteine für wesentlich älter, und also jedenfalls nicht für comagmatisch mit den Rapakiwigesteinen.³⁾ Später haben jedoch sowohl SEDERHOLM wie FROSTERUS ihre Ansichten in dieser Frage dahin modifiziert, dass sie keinen gar zu grossen Altersunterschied zwischen den zuerst erstarrten basischen Gesteinen und den dieselben durchbrechenden Rapakiwigraniten annehmen.⁴⁾

Es scheint mir, dass die von RAMSAY aus Hogland beschriebenen Quarzporphyrtuffe, welche Bruchstücke von basischen (Labradorporphyr) Lavagesteinen enthalten, den Beweis dafür liefern, dass man es hier mit vulkanischen Ausbrüchen zu tun hat, die durch Eruption basischer Magmen eingeleitet und bei denen dann später die grossen Massen von Quarzporphyr zutage gefördert wurden, die wie RAMSAY erwähnt, Rapakiwi-Feldspatbälle, umgeben von Plagioklasringen, als intratellurische Einsprenglinge führen. Die

1) W. RAMSAY. Geolog. Fören. Förh. XII (1890) S. 479.

2) J. J. SEDERHOLM. Fennia VIII (1893) S. 92 u. 102.

3) B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. N:o 21, Mariehamn (1892) S. 18.

4) B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. S:t Michel S. 98.

beiden Gesteinsarten müssen also zur selben Eruptionsserie gehört haben, in welcher zuerst basische und später acide Laven gefördert wurden, ähnlich wie man es auch aus zahlreichen recenten Vulkangebieten kennt. Der magmatische Zusammenhang zwischen Rapakiwimagma und Norit-Labradorfelsmagma dürfte deshalb kaum bezweifelt werden können.

Quarzporphyre und Granitporphyre in der unmittelbaren Umgebung des Wiborger Massivs.

Ausser dem grossen, von RAMSAY eingehend beschriebenen Quarzporphyrgebiet der Inseln Hogland und Sommarö im Finnischen Merbusen, unmittelbar südlich vom Wiborger Rapakiwigebiet,¹⁾ tritt Quarzporphyr an mehreren anderen Orten an den Rändern des Wiborger Massivs auf. So werden in der Beschreibung des Kartenblatts N:o 7 und den dieser Beschreibung zu Grunde liegenden Tagebüchern Quarzporphyr vom Westrande des Wiborger Massivs bei Forsby im Kirchspiel Pärnä, aus dem Berge unmittelbar nördlich der Kirche von Mörskom²⁾ und gleich nordwestlich vom See Pyhäjärvi bei Hitelä in Artsjö erwähnt. Von der Nordwestgrenze ist ein Quarzporphyrvorkommen südlich von der Eisenbahnstation Kausala³⁾ und ein zweites aus dem Gebiete des Dorfes Hietaniemi⁴⁾ im Kirchspiel Mäntyharju bekannt.

Ob der Quarzporphyr von Forsby zu der Rapakiwi-Eruptionsserie gehört, oder vielleicht zu den älteren, von SEDERHOLM beschriebenen Gesteinen der Pellinge-Formation, muss noch untersucht werden. Der in der Beschreibung des Kartenblattes N:o 7 aus dem Berge unmittelbar nördlich der Kirche von Mörskom erwähnte Quarzporphyr existiert aber gar nicht. Derselbe ist nicht in dem Tagebuch des Sektionsgeologen erwähnt, sondern es wird hier angegeben, dass der Berg aus »rotem Syenitgranit« besteht. Ich habe den Ort besucht und fand, dass der Berg aus einem der Rapakiwiserie angehörigen feinkörnigen Granit besteht, der ein ziemlich grosses Gebiet um den Kirchsee Mörskom an der Westgrenze des eigentlichen Wiborger Rapakiwi umfasst. Dieser feinkörnige Granit ist bei der Übersichtsaufnahme 1882 als »roter Syenitgranit« bezeichnet worden und zusammen mit einem grauen, gepressten älteren Granit, der als »grauer Syenitgranit« bezeichnet wurde, auf der geolo-

¹⁾ W. RAMSAY. Beskr. Kartbl. N:o 19, Hogland, u. Geol. Fören. Förh. XII (1890) S. 471.

²⁾ Beskr. Kartbl. N:o 7 S. 35.

³⁾ Beskr. Kartbl. N:o 8 S. 33.

⁴⁾ B. FROSTERUS. Kartbl. S:t Michel S. 81.

gischen Karte (Blatt N:o 7) als »Syenitgranit« verzeichnet. Die Westgrenze des Wiborger Rapakiwgebietes liegt also hier etwas westlicher als auf den geologischen Übersichtskarten über Finland angegeben worden ist. Sie verläuft W vom Kirchsee Mörskom, macht dann eine Biegung nördlich von diesem See in nordöstlicher und östlicher Richtung und verläuft etwa $1\frac{1}{2}$ km nördlich vom See Sopajärvi und etwas nördlich der Eisenbahnstation Artsjö. Alle die grossen Berge nördlich vom Kirchsee Mörskom und W und NW von Sopajärvi bestehen aus diesem feinkörnigen Rapakiwgranit. Nördlich von Sopajärvi tritt der Rapakiwi mit Oligoklasringen hinzu und hier ist dann auch die Grenze zwischen dem Rapakiwi und dem älteren Grundgebirge, wie auf S. 13 erwähnt, zu sehen. Auch im östlichen Teil des Kirchspiels Mörskom, bei Hevonoja und gleich nördlich der Eisenbahnstation Artsjö sowie zwischen dieser Station und dem Dorfe Hitelä in Artsjö habe ich diesen feinkörnigen Rapakiwgranit vorgefunden.

In den Bergen gleich südlich und westlich von der Eisenbahnstation Artsjö steht ein quarzärmer rötlichgrauer Granitporphyr mit feinkörniger Grundmasse und braunroten, 1 bis $1\frac{1}{2}$ cm grossen Orthoklaseinsprenglingen an. Wahrscheinlich ist es dasselbe Gestein, welches in der Kartenblatt-Beschreibung als »Quarzporphyr« aus dem Dorfe Hitelä erwähnt ist.

Nördlich vom Suomenniemi-Massiv hat FROSTERUS Quarzporphyre an drei verschiedenen Orten innerhalb des Grundgebirgsterrains beobachtet.¹⁾ Zwei derselben liegen nahe bei einander, das dritte etwa acht Kilometer von diesen entfernt. Der Quarzporphyr in diesem Vorkommnisse tritt nicht in Form von Gängen auf, sondern liegt mit ziemlich horizontaler Kontaktfläche auf den älteren Grundgebirgsgesteinen. Da hier keine Tuffbildungen zwischen der Unterlage und dem Quarzporphyr vorhanden sind, haben wir es in diesen Vorkommnissen nicht wie auf Hogland mit Ergussgesteinen zu tun, sondern wahrscheinlich mit dem äussersten nördlichen Teil des Wiborger Massivs, das hier schon eine so geringe Mächtigkeit besessen hat, dass es die begrenzenden Grundgebirgsgesteine nicht hat in so hohem Grade erwärmen können, dass endogene Kontakteinwirkungen wie an dem Hauptteil des Wiborger Rapakiwi unterblieben wären. Im Gegenteil hat sich hier die abkühlende Einwirkung des Nebengesteins derart geltend gemacht, dass das Rapakiwimagma in quarzporphyrischer Ausbildung erstarrte.

Von besonderem Interesse sind die zwei grossen Granitporphyrgänge, die unmittelbar nördlich vom See Karijärvi im Kirchspiel Heinola einander nahe parallel, etwa 20 km in NW-Richtung verfolgt werden können (vergl.

¹⁾ B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. S:t Michel S. 94.

Fig. 2).¹⁾ Dasselbe schöne, hell graubraune Gestein mit seinen 2—3 Zoll langen, zonar gebauten hellen Kalifeldspateinsprenglingen und bis $1\frac{1}{2}$ cm grossen Quarzeinsprenglingen habe ich etwa 25 km südlich von hier an der Poststrasse nördlich der Kirche von Iittis beobachtet. Dasselbe Gestein ist auch gangförmig südlich von Märkjärvi in Iittis und zwischen Rihu und Uimila in Heinola beobachtet worden. FROSTERUS erwähnt, dass am See Kivijärvi in Heinola eine Apophyse aus dem grossen nördlichen der 20 km langen Granitporphyrgänge den Rapakiwi des Mäntyharju—Jaala-Gebietes durchsetzt. Diese Granitporphyre sind also jünger wie das kleine Mäntyharju—Jaala-Gebiet. Andere Beobachtungen von FROSTERUS machen es wahrscheinlich, dass das Rihu—Uimila-Vorkommen eine Apophyse des grossen Wiborger Gebietes darstellt, was auf eine von der Intrusion des Mäntyharju—Jaala-Gebietes unabhängige und zeitlich spätere Intrusion des Wiborger Rapakiwi deutet. Als sichergestellt können diese Beweise hierfür jedoch nicht gelten.

Von grossem Interesse für die Beurteilung auch der chemischen Verhältnisse der Rapakiwigesteine sind weiter die beiden »gemischten« Gänge, die FROSTERUS N vom Wiborger Massiv beschrieben hat,²⁾ nämlich von Leinvihkosaari im Kirchspiel Savitaipale und von Hujansalo im Kirchspiel Heinola

¹⁾ B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. S:t Michel. S. 80.

²⁾ B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. S:t Michel. S. 84—87.

II. Verschiedenartige Ausbildungsformen der Rapakiwigesteine im Wiborger Massiv.

Ogleich von den meisten Autoren, welche die Rapakiwigesteine beschrieben haben, über die grosse Einförmigkeit der Gesteine des Wiborger Massivs berichtet wird, erwähnen doch alle das Auftreten verschiedener Varietäten.

Als Hauptgesteinstypen innerhalb des Wiborger Rapakiwimassivs treten zwei Varietäten mit runden Kalifeldspat-Bällen oder -Eiern auf, von denen die eine einen Ring von Plagioklas um die Kalifeldspatbälle hat, die andere nicht. Die den Plagioklasring enthaltende Varietät wird in den Kartenblattbeschreibungen »typischer Rapakiwi« oder schlechthin »Rapakiwi« genannt. Die Varietät ohne Plagioklasring ist von den kartierenden Geologen meist als »rapakiwiartiger Granit« bezeichnet worden. Der »rapakiwiartige Granit« ohne Plagioklasmantel, wie derselbe in typischer Ausbildung in den alten berühmten Steinbrüchen bei Pyterlaks in Wirolahti vorkommt, ist von HOLMQUIST als »Perthit-Quarz-Typus« bezeichnet worden.¹⁾ Den Rapakiwi mit Plagioklasringen bezeichnet HOLMQUIST als »Plagioklas-Perthit-Quarz-Typus«.

Beide diese Haupttypen des grossen Wiborger Granitmassivs sind ihrer Struktur nach dermassen eigentümlich und auch chemisch durch ihren extrem hohen Kaligehalt von den meisten Graniten so verschieden, dass sie als gut definierte Gesteinstypen besondere Namen verlangen. Ich werde deshalb — auch der Kürze wegen — in dieser Arbeit den »Wiborger Rapakiwi mit Plagioklasringen« »Wiborgit« nennen und den »Rapakiwigranit des Pyterlaks-Typus« »Pyterlit«.

Ausser diesen beiden Haupttypen finden sich noch innerhalb des Wiborger Massivs die folgenden Rapakiwiabarten:

a) Bei vollständigem Zurücktreten der Feldspatbälle im Wiborgit und Pyterlit gehen diese in mittelkörnige Granite über, welche denselben Charak-

¹⁾ P. J. HOLMQUIST. Granite von Schweden. Bull. Geol. Inst. Upsala VII (1906). S. 83.

ter wie die Zwischenmasse der Haupttypen besitzen. Von anderen mittelkörnigen Graniten unterscheiden sich diese Rapakiwigranite dadurch, dass sie ziemlich viel idiomorph ausgebildeten Quarz enthalten. Ausserdem kommt in ihnen, wie gewöhnlich in den Graniten, später auskristallisierter, hypidiomorph ausgebildeter Quarz vor. Sie enthalten demnach zwei verschiedene Generationen von Quarz.

b) Die Grösse der Feldspatbälle und der Gemengteile der Gesteinszwischenmasse variiert recht stark sowohl im Wiborgit als auch im Pyterlit, und bei stärkerer Abnahme der Korngrösse gelangen wir schliesslich zu granitporphyrischen Ausbildungsformen mit ziemlich feinkörniger Grundmasse. Bemerkenswert ist nun, dass derartige granitporphyrische Ausbildungsformen längs dem südlichen Rande des Wiborger Massivs, d. h. an der Küste und auf den Inseln der Küste entlang, verhältnismässig sehr häufig sind. In den Kartenblattbeschreibungen werden dieselben aus den Schären von Pärnå, aus der Kotka-Gegend, aus Wekkelaks und aus den Schären von Säkijärvi beschrieben. Ich habe dieselben auf Tuppuransaari, der südöstlichsten Insel, wo anstehendes Gestein getroffen wird, und auch auf Kuorsalö beobachtet. SEDERHOLM erwähnt, dass Blöcke von »quarzporphyrischem Rapakiwi« in der von Quartärbildungen bedeckten Gegend SO vom Wiborger Rapakiwigebiet so sehr häufig sind, dass er annimmt, der Untergrund hier bestehe aus derartig ausgebildetem Rapakiwigestein.

Das Granitporphyrgelände von Artsjö am Westrande des Wiborger Massivs wurde schon Seite 22 erwähnt. Das Auftreten hier von feinkörnigem Rapakiwigranit und granitporphyrischen Abarten erinnert sehr an die Verhältnisse auf den Ålandsinseln, wo ähnliche Gesteine sehr verbreitet sind. Von einer Lokalität nicht weit von hier, dem Gamlasbärg in Lappträsk, habe ich ein Handstück einer granitporphyrischen Rapakiwiabart gesehen, das dem Haupttypus des Åland-Rapakiwi sehr ähnlich ist.

Granitporphyrische Ausbildungsformen des Rapakiwi kommen auch am Nordrande des Rapakiwigebietes, namentlich im Suomenniemi-Massiv vor. Auch in der unmittelbaren Nähe von Willmanstrand, auf der Halbinsel Tyysterniemi, steht ein derartiger roter granitporphyrischer Rapakiwi an. — Schliesslich sei noch auf das Vorkommen solcher Ausbildungsformen südlich des Gebietes von älteren Gesteinen bei Taalikkala (vergl. S. 14) hingewiesen.

c) Das Gestein der Aspö-Inseln. Etwa halbwegs zwischen der finnischen Küste und den Inseln Hogland und Sommarö liegt die ziemlich grosse Inselgruppe der »Aspö-Inseln«. Das Gestein von hier ist, nach Handstücken zu urteilen, feinkörniger als die granitporphyrische Ausbildungsform auf den

Inseln näher der Küste, aber doch nicht ganz so feinkörnig wie der Quarzporphyr von Hogland. Bemerkenswert ist, dass das Aspö-Gestein ausser Kalifeldspateinsprenglingen auch Einsprenglinge von dunkelgrünem, klar durchsichtigem, scharf idiomorph ausgebildetem Plagioklas führt. Die Aspö-Gesteine scheinen gewissermassen eine Übergangsform zwischen dem granitporphyrischen Rapakiwi der Küstengegend und den Quarzporphyren Hoglands darzustellen.

d) Lokal gehen die mittel- bis feinkörnigen Rapakiwigranite in eine eigentümliche Ausbildungsform über, die unter dem Namen »Prickgranit« oder Fleckengranit aus dem Gebiet des Kartenblattes Walkeala bekannt geworden sind. Ein ganz ähnliches Gestein kommt auch innerhalb des Nystad-Gebietes vor. Es ist ziemlich gleichmässig feinkörnig, von hell gelbbrauner oder rotbrauner Farbe mit zahlreichen 2 bis 4 mm grossen Flecken, die aus dunklem eisenreichem Glimmer bestehen. Diese schwarzen Flecke auf dem gleichmässigen hellen Grunde geben dem Gestein ein leopardenfellähnliches Aussehen.

Alle Geologen, die im Wiborger Gebiet gearbeitet haben, sind darin einig, dass keine Grenzflächen zwischen dem Wiborgit und dem Pyterlit vorkommen, sondern dass diese beiden Abarten ohne scharfe Grenzen in einander übergehen. Zuweilen findet dieses ziemlich unvermittelt statt, wobei die eine Abart dann den Charakter einer kleineren oder grösseren »Schliere« innerhalb der anderen besitzt; zuweilen findet der Übergang aber ganz allmählich statt, derart, dass solche Feldspatbälle, welche mit einem Plagioklasring versehen sind, immer seltener werden, oder auch umgekehrt. — Auch die unter a—d hier beschriebenen Abarten des Rapakiwi gehen schlierenartig ohne bestimmte Grenzen in einander und in die beiden Haupttypen über.

e) Ausser den oben beschriebenen mittel- bis feinkörnigen Rapakiwigraniten kommen auch Bruchstücke von hellrotem feinkörnigem Granit ziemlich häufig in fast allen Teilen des Wiborger Rapakiwigebiets vor. Dieselben sind von recht variierender Grösse und teils ziemlich scharfeckig, teils von abgerundeter Begrenzung. Sämtliche Geologen, die im Wiborger Gebiet kartiert haben, beschreiben derartige Bruchstücke von feinkörnigem Granit und sind auch alle der Ansicht, dass dieselben einem früher verfestigten Anteil des Magmas entstammen, der dann vom Hauptteil des Magmas durchbrochen und in Form von Bruchstücken mitgeführt worden ist.

f) Eine selbständigere Stellung dem Rapakiwi gegenüber scheinen dagegen zwei innerhalb des Rapakiwigebiets gelegene Vorkommnisse von Porphyrgranit zu haben; das eine ist ein hellroter Porphyrgranit mit bis 5 cm langen, länglich rektangulären Ortoklaseinsprenglingen, der in einem 60 m hohen, etwa 2 km langen Berge zwischen den Dörfern Perno und Yli-Nummi im Kirchspiel

Kymi ansteht.¹⁾ Die Umgebung des Berges besteht aus quartären Bildungen und das Verhältnis vom Porphyrgranit zum Rapakiwi lässt sich nicht feststellen. Das zweite derartige Vorkommen ist ein grauer, ziemlich biotitreicher Porphyrgranit bei Kavantsaari und SW. vom See Näätälinjärvi im Kirchspiel Wiborg.²⁾ Das Gestein, das meist etwa 2 cm grosse, scharf idiomorphe weisse Kalifeldspate enthält, die kurzprismatisch und aus zwei Zwillingshälften aufgebaut sind und in einer ziemlich gleichmässig körnigen, mittelkörnigen Grundmasse liegen, zeigt eine deutliche Fluidalstruktur. Bisweilen werden die Feldspateinsprenglinge bis 5 cm lang. Auch bei diesem Vorkommen ist es einstweilen noch nicht festgestellt, ob man es mit einem älteren, schon vor dem Rapakiwi erstarrten Gestein, oder mit einer späteren Intrusion granitischen Magmas zu tun hat. Das Gestein ist wie erwähnt recht gleichmässig ausgebildet und dermassen abweichend von den umgebenden Rapakiwigesteinen, dass von einem gleichzeitigen Erstarren der beiden Gesteine unter ähnlichen Bedingungen jedenfalls nicht die Rede sein kann. FROSTERUS hat die Vermutung ausgesprochen, dass es sich um eine spätere stockförmige Intrusion in den schon erstarrten Rapakiwigranit handle. Ähnliches gilt vielleicht für den Porphyrgranit in Kymi. Beide Vorkommen sind im Vergleich zu der Rapakiwimasse, innerhalb der sie auftreten, verschwindend klein.

Mengenverhältnisse der verschiedenen Abarten des Rapakiwi. Für die Beurteilung der Entstehungsweise der Rapakiwi-Struktur wäre es natürlich von Interesse feststellen zu können, ein wie grosser Anteil der Gesteinsmasse des Wiborger Massivs Feldspatbälle führt. Es ist nämlich ohne weiteres klar, dass dem Wiborgit und dem Pyterlit, falls sie nur lokale Abarten von ganz geringer Ausbreitung, z. B. in der Nähe der Kontakte oder ähnlich, wären, kaum eine grössere Bedeutung zukäme, als z. B. den variolitischen oder sphärolitischen Anteilen gewisser Ergussgesteinsvorkommenisse oder den Kugelgranitbildungen der Granite. Bei den Rapakiwigesteinen ist das Verhältnis aber ein anderes: Wiborgit und Pyterlit bilden den Hauptteil der Gesteinsmasse und die Abarten, die hier als a—d erwähnt worden sind, haben eine nur lokale Verbreitung. Ob der Wiborgit und der Pyterlit zusammen 70 oder 90 % der gesamten Gesteinsmasse des Rapakiwigebietes ausmachen, kann ich jedoch nicht angeben, auch nicht das gegenseitige Mengenverhältnis zwischen Wiborgit und Pyterlit. Ich glaube jedoch behaupten zu dürfen, dass der Wiborgit eine bedeutend grössere Verbreitung besitzt als der Pyterlit.

¹⁾ K. A. MOBERG. Beskr. Kartbl. N:o 27, Fredrikshamn. S. 18.

²⁾ B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. N:o 35, St. Andrae. S. 23.

Granit- und Pegmatitgänge.

Aus allen Teilen des Wiborger Rapakiwigebietes werden Gänge von feinkörnigem rotem Granit beschrieben, die sowohl die verschiedenen Abarten des Rapakiwi wie die in denselben enthaltenen Bruchstücke von feinkörnigem Granit durchsetzen. Meist sind es Gänge von nur 5 bis 10 cm Breite, aber auch breitere sind beobachtet worden. Die grössten dieser Gänge sind bis 2 m breit. Meist bestehen die Gänge fast ausschliesslich aus Feldspat und Quarz mit nur äusserst wenig dunklen Gemengteilen. Die Gänge sind teils gleichmässig körnig, teils mikropegmatisch ausgebildet, und da ein dichteres Salband an denselben nicht beobachtet wird, müssen sie ziemlich bald nach der Verfestigung der Hauptmasse des Rapakiwi, bevor diese noch auf die geringe Masse der Gänge abkühlend einwirken konnte, intrudiert worden sein. Bisweilen kommen aber auch Gänge vor, die mehr an dunklen Gemengteilen enthalten, wie die Haupttypen des Rapakiwi.

Ein aus Feldspat und Quarz bestehender Pegmatit kommt spärlich vor. Derselbe bildet zum Teil eine Art grobkörniger Schlieren im Hauptgestein, zuweilen tritt er mehr selbständig, gangförmig auf. Es handelt sich aber immer um ganz kleine Partien oder nur ganz schmale Gänge und es ist geradezu auffallend, wie wenig Pegmatit innerhalb des Rapakiwimassivs beobachtet wird. Gewissermassen pegmatitisch ist aber die Auskleidung der Wände der im Rapakiwi so überaus häufigen Drusenräume, und besonders wenn diese Hohlräume grössere Dimensionen haben, können die Minerale, die die Wandbekleidung ausmachen, ziemlich grosskörnig und schön ausgebildet sein. An manchen Stellen ist dann auch ein ziemlich reiner Quarz als letztes Ausscheidungsprodukt in Form von kleinen Schlieren im Hauptgestein beobachtet worden.

Hypersthengranitische bis syenitische Gesteine sowie augitdioritische und quarznoritische Gesteine von »lamporphyrischem« Charakter, welche im Rapakiwigebiet anstehen.

Alle hier beschriebene Gesteinsvarietäten haben eine granitische Zusammensetzung und eine rötliche bis braunrote Farbe. Es gibt aber innerhalb der grossen Gesteinsmasse des Wiborger Gebietes auch Abarten des Gesteins, die eine dunklere braune bis grünbraune oder grüne Farbe besitzen. Ausserdem kommen hier auch feinkörnigere Gesteine von grauer bis graugrüner Farbe vor. Von den kartierenden Geologen wurden diese Gesteine schon frühzeitig als »Gabbro«, »gabbroähnlicher Rapakiwi« und »grüner Rapakiwi« bezeichnet. Da aber recht bald beobachtet wurde, dass Quarz, der zwar

gelbbraun oder braunschwarz gefärbt ist, in vielen dieser »gabbroähnlichen« Gesteine vorkam, und da zudem noch auf der verwitterten Oberfläche mancher derselben Feldspatbälle mit hellem Plagioklasring beobachtet wurden, bildete sich die Ansicht aus, dass man es hier in diesem »gabbroähnlichen Rapakiwi« mit einem nur durch Pigmentierung dunkelgefärbten Gestein von sonst derselben Zusammensetzung wie gewöhnlicher Rapakiwi zu tun hatte.¹⁾ Infolgedessen wurden dann im weiteren Verlaufe der Kartierung die Fundstellen dieser dunklen Gesteine nicht immer besonders verzeichnet.

Wenn unsere Kenntnisse über die Verbreitung dieser »grünen Rapakiwigesteine« nun auch infolgedessen lückenhaft sind, so scheint es doch, als ob dieselben hauptsächlich im zentralen Teil des Wiborger Gebietes vorkämen. Die bis jetzt bekannten einzelnen Vorkommnisse seien hier kurz erwähnt.

Die westlichste Fundstelle des »grünen Rapakiwi« liegt etwa 9 km östlich von der Eisenbahnstation Kaipiais an der Eisenbahnlinie (= 2 km westlich von der neuen Eisenbahnhaltestelle »Kaitjärvi«) im Kirchspiel Luumäki. Es ist nur die höchste Spitze eines Felsens, die hier durch die Sandmassen des Salpausselkä hinausragt. Die ganze Gegend weitherum ist von Sandmassen bedeckt und die Niederungen von Torfmoor. Die Eisenbahnlinie ist auf einer Strecke von etwa 80 m durch den Felshügel hindurchgesprengt. Zum grössten Teil besteht dieser Felsen aus einem dunkelgrünen, grobkörnigen Hypersthengranit. Das Gestein ist im Gegensatz zum Rapakiwi sehr zähe und es ist schwer, Handstücke daraus zu schlagen. Es verwittert nicht wie der Rapakiwi tiefgehend, sondern überzieht sich nur alsbald mit einer dünnen grünscharzen Verwitterungsrinde. Im östlichen Teil des Felsens ist das Gestein unbedeutend weniger grobkörnig, aber im grossen und ganzen ist es sehr gleichmässig ausgebildet. Im westlichen Teil des Felsens sieht man, wie der grüne Hypersthengranit schlierenartig in rotbraunen Rapakiwi übergeht. Dieser mittelgrobkörnige Rapakiwi bildet hier den obersten Teil des Felsens, und man sieht an der verwitterten Oberfläche des Gesteins hie und da deutliche Plagioklasringe. Weder im grünen Hypersthengranit noch im rotbraunen Rapakiwi sind hier je welche Bruchstücke fremden Gesteins zu sehen.

Etwa 20 km östlich von hier, 2 $\frac{1}{2}$ westlich der Eisenbahnstation Davidstad, tritt ein brauner bis braungrüner, an dunklen Gemengteilen reicher Rapakiwi auf.

Wiederum 25 km östlich von hier liegt der in der Beschreibung des Kar-

¹⁾ J. J. SEDERHOLM. Beskr. Kartbl. N:o 22, Valkeala (1892) S. 15.

²⁾ H. BERGHELL. Beskr. Kartbl. N:o 33, Wiborg (1898) S. 26.

tenblattes Wiborg N:o 33 erwähnte Fundort des »grünen Rapakiwi« von Simola. Das Gestein von hier erinnert ein wenig an den Hypersthengranit von Kaitjärvi, unterscheidet sich aber auch in mehreren Beziehungen höchst wesentlich von demselben. Es ist ein mittelkörniges dunkelgrünes Gestein, das geschliffen und poliert eine braungrüne Farbe annimmt. Der Zusammensetzung nach steht dieses Gestein zwischen den Quarz-Syeniten und den hornblendereichen Hypersthen-Dioriten. Diesem Gestein zum Verwechseln ähnliche Gesteine stehen an mehreren, zum Teil ziemlich weit entfernten Orten an. Dieselben mögen hier, zum Unterschied von den später zu beschreibenden Gesteinen, nach einem Fundorte bei Weistonmäki im Dorfe Tirilä, SO von Willmanstrand, dem die meisten geschliffenen Monumentsteine entstammen, »Tirilit« genannt werden.

Der Tirilit von Simola ist früher in einem grösseren und mehreren kleineren Steinbrüchen gleich südlich der Eisenbahnstation Simola, wo er gut aufgeschlossen ist, gebrochen worden. Er bildet hier im grossen Steinbruch grosse schlierenartige Partien im rotbraunen Rapakiwi, enthält aber seinerseits wiederum kleinere schlierenartige Partien von rotem Rapakiwi. Der Tirilit und der Rapakiwi gehen meist ziemlich unvermittelt in einander über, aber es sind die Grenzen nicht dermassen scharf, dass das eine Gestein als Bruchstück im anderen aufgefasst werden könnte. Auf halber Höhe der Felswand wird der Tirilit von einem roten, etwa 20 cm dicken mittelgrobkörnigen »Schlierengang« von rotem Rapakiwi durchsetzt, der auch keine scharfen Grenzen gegen den Tirilit aufweist. Sowohl der Tirilit wie der Rapakiwi enthält Bruchstücke eines dunklen Gesteins mit grossen dunklen Plagioklaskristallen, die wohl einem porphyrisch ausgebildeten Labradorfels entstammen. Diese Bruchstücke sind nicht besonders gross, meist walnuss- bis faustgross, und immer abgerundet, aber dabei scharf gegen das umgebende Gestein begrenzt. Zuweilen kommen einzelne Fragmente von ganz ähnlichem Plagioklas wie in den Bruchstücken auch direkt im Tirilit vor. Dieselben entstammen wohl im Tirilitmagma zerspratzten Bruchstücken von porphyrischem Labradorfels. Ausser diesen Bruchstücken kommen auch welche von Gneis vor, dieselben scheinen namentlich in den weiter westlich gelegenen kleineren Steinbrüchen häufig zu sein. Der östliche Teil des Berges, in dem der Tirilit gebrochen worden ist, besteht ganz aus Rapakiwi.

Ein dem Tirilit ganz ähnliches Gestein wird gegenwärtig in einem Steinbruch etwa 2 km nördlich von der Eisenbahnstation Wainikkala, 10 km O von Simola gebrochen. Das Gestein von hier enthält ähnliche kleine rundliche dunkle Bruchstücke wie dasjenige von Simola. Ausserdem wird der Tirilit in einem ganz und gar aus diesem Gestein bestehenden Berge bei Weis-

tonmäki in der Dorfschaft Tirilä etwa 5 km SO von Willmanstrand gebrochen. Das Gestein von Tirilä macht einen sehr einheitlichen Eindruck und eignet sich vorzüglich zur Bearbeitung zu polierten Grabsteinen und dergleichen. Das Gestein ist, soviel ich im Steinbruche sehen konnte, ganz frei von Bruchstücken.

Etwa 2 km von Weistonmäki in der Richtung nach Willmanstrand ragt aus den mächtigen Sandablagerungen dieser Gegend ein niedriger Felsen empor, wo Gestein in ziemlich grossem Umfange zu Bauzwecken für die etwas östlich von hier gelegene Fabrik »Kaukas« gebrochen wird. Der Felsen besteht im östlichen Teile aus Tirilit, der im westlichen in einen mittelkörnigen Quarzsyenit übergeht. Dieser Syenit ist dem später zu beschreibenden ganz ähnlich, der in den früher von der Firma Runeberg in St. Petersburg bearbeiteten ausgedehnten Steinbrüchen etwa $3\frac{1}{2}$ km südlich von Willmanstrand ansteht. In dem Steinbruche von Kaukas vollzieht sich der Übergang von dem dunkelgrünen Tirilit in den fleckigen helleren Syenit ganz allmählich auf einer Strecke von etwa einem Meter. Zu beiden Seiten dieser Übergangszone sind beide Gesteine jedes für sich auf weiten Strecken ganz gleichmässig und einheitlich ausgebildet.

Dem Tirilit wahrscheinlich ähnlicher »grüner Rapakiwi« ist früher an mehreren Orten an der Eisenbahnlinie Simola—Willmanstrand gebrochen worden. Bei Lauritsala 3 km östlich von Willmanstrand soll Tirilit in Verbindung mit Rapakiwi auftreten. — Der östlichste bis jetzt bekannte Fundort von »grünem Rapakiwi« liegt im Kirchspiel Wiborg in der Dorfschaft Lautala N vom See Hounijärvi, und der südlichste Fundort im Kirchspiel Säkki järvi bei Leino am N-Ende des Sees Pukalusjärvi, etwa 15 km südlich von Simola. Nach dem, was jetzt über diese Vorkommnisse von »grünem Rapakiwi« bekannt ist, hat ihr Verbreitungsgebiet also eine Ausdehnung von etwa 65 km in O—W und etwa 30 km in N—S Richtung innerhalb des zentralen Teils des Wiborger Rapakiwigebietes.

Wie erwähnt geht der Tirilit im Steinbruche von Kaukas in einen mittelkörnigen Syenit über. Ein ganz ähnliches Gestein wurde früher in ziemlich grossem Umfange etwa 3 km südlich von Willmanstrand an der Poststrasse nach Wiborg in ausgedehnten Steinbrüchen auf Rechnung der Firma R. Runeberg in St. Petersburg gebrochen. Das Gestein soll von hier hauptsächlich nach Moskau und Poltawa exportiert worden sein. In diesen Steinbrüchen ist zu sehen, wie der Syenit lokal schlierenhaft in grobkörnigen Porphygranit übergeht. Dieser Porphygranit stellt wahrscheinlich eine weitere lokale Abart des Rapakiwi dar. Auch grobkörnige, schlierenartige Granitpartien von mehr rapakiwiähnlichem Aussehen treten auf. Der Syenit enthält stel-

lenweise Bruchstücke von älteren Gesteinen (Gneisgranit, Diabas). Schon weniger als ein Meter von den Grenzen der granitischen Schlieren ist der Syenit in den Runeberg'schen Steinbrüchen ein gleichmässig ausgebildetes Gestein, dass auf grossen Strecken gar nicht sein Aussehen verändert. Es handelt sich also auch bei diesem Gestein der Rapakiwiserie um ein über weite Gebiete einheitlich zusammengesetztes Gestein. Die erwähnten Übergänge dieses Syenits in »Tirilit« und des Tirilits in Rapakiwi zeigen, dass sämtliche diese Gesteine wenigstens eine Zeitlang ein gemeinschaftliches flüssiges Magma gebildet haben und derselben Intrusionsperiode angehören.

Ein dem Syenit dieser beiden Fundorte ganz ähnliches Gestein ist von FROSTERUS noch an einigen anderen Aufschlüssen der Gegend südlich von Willmanstrand beobachtet worden. So wurde das Gestein in den Bergen O von Kaislajärvi etwa 10 km S von Willmanstrand gefunden. Es besitzt also offenbar eine recht grosse Verbreitung in der Gegend S und SO von Willmanstrand. Sowohl der Syenit wie der Tirilit tritt aber in einer Gegend auf, die sehr stark mit Sand bedeckt ist (Salpausselkä); deshalb kann weder die Grösse der einzelnen Vorkommnisse noch die gesamte Flächenausdehnung dieser Gesteine genau angegeben werden. Aus den obigen kurzen Angaben über einige der am besten aufgeschlossenen Vorkommnisse geht aber jedenfalls hervor, dass es sich hier nicht um lokale kleine Gesteinsmassen im Rapakiwi handelt, sondern um zum Teil ziemlich bedeutende Vorkommnisse, deren Magmen sich innerhalb des Rapakiwimagmas derartig gesetzmässig verfestigt haben, dass wir an den weit von einander abliegenden einzelnen Vorkommnissen doch immer Gesteine von unter sich ähnlicher Beschaffenheit antreffen.

Von dem grobkörnigen Hypersthengranit von Kaitjärvi, dem mittelkörnigen Syenit von Lappee und dem Tirilit recht verschiedene, teils feinkörnige, teils porphyrisch ausgebildete dunkelgraue Gesteine stehen in sechs verschiedenen, durch lose Bildungen von einander getrennten, kleineren Felsen an, die von der Eisenbahnlinie östlich von Simola durchquert werden. Die Fundstellen seien hier kurz verzeichnet:

a) Ein paar hundert Meter östlich der Eisenbahnstation. Gesprengte Felswand nördlich der Bahn. Die Oberfläche des Berges ist sonst ganz von üppiger Vegetation bedeckt. Graues, ophitisch struiertes, mittel- bis feinkörniges Gestein mit graubrauner heller Verwitterungsrinde. Wenigstens an einer Stelle wird eine Partie dieses Gesteins teilweise von rotem Rapakiwi umgeben. BERGHELL hat dieses Gestein als Diabasbruchstück im Rapakiwi aufgefasst. Der Aufschluss ist jetzt zum grössten Teil von losem Schutt und von Vegetation bedeckt, und ob es sich hier um ein Bruchstück, wie es BERGHELL für wahrscheinlich hält, oder um eine schlierenartige Partie handelt, habe ich bei meinem kurzen Besuche an dieser Stelle nicht entscheiden können.

b) Felsen. 1 $\frac{1}{2}$ km östlich von Simola, der von der Eisenbahnlinie durchquert wird. Das Gestein hier ist dunkelgrau und mittelkörnig, enthält aber bis 2 cm grosse, nach M tafelförmige, nur 2—4 mm dicke Plagioklaseinsprenglinge, die, wie es scheint, fast immer aus zwei Karlsbader Zwillingshälften bestehen. Im westlichen Teil dieses Felsens treten diese Feldspate in ziemlich grosser Zahl auf, wodurch das Gestein hier ausgesprochen porphyrisch erscheint. Im östlichen Teil des Felsens enthält das Gestein nur vereinzelte Feldspattafeln und ein wenig mehr Glimmer; der Unterschied den porphyrischen Anteilen gegenüber ist aber kein grosser. Das Gestein kann als ein glimmer- und quarzführender Augitdiorit bezeichnet werden.

c) Felsen, 2 km östlich von Simola, der von der Eisenbahnlinie durchquert wird. Das Gestein ist hier etwas heller als bei b. Es ist etwas inhomogen in der Weise, dass dunklere feinkörnigere Partien schlierenartig von etwas helleren, mittelkörnigen Partien umgeben werden, ähnlich wie man es oft in den dunklen, an femischen Gemengteilen sehr reichen basischen Gesteinen sieht.

Die mittelkörnigen Partien sind glimmerführend und stellen ein graues, hypidiomorph-körniges Gestein dar. Dasselbe kann als ein hypersthführender Biotit-Augitdiorit bezeichnet werden. Die feinkörnigeren Gesteinspartien sind grauschwarz und lassen sich als Hypersth-Augitdiorit bezeichnen.

d) Felsen, 2 $\frac{3}{4}$ km östlich von Simola an der Eisenbahnlinie. Graugrünes, ziemlich feinkörniges Gestein mit bis 5 mm grossen Einsprenglingen von Pyroxen, Biotit und dunklem Plagioklas. Das Gestein kann als Hypersth-Biotit-Augitdiorit bezeichnet werden.

e) Felsen, 3 $\frac{1}{2}$ km östlich von Simola an der Eisenbahnlinie. Mittelkörniges, grauschwarzes Gestein mit 6—8 mm grossen, dunklen Feldspateinsprenglingen. Das Gestein erinnert stark an sowohl den vorher beschriebenen Pyroxendiorit wie an den Tirilit, und scheint ein Übergangsglied zwischen beiden zu sein. Es könnte quarzführender Hornblende-Augitdiorit genannt werden.

f) Niedrige Felswand, etwa 100 m nördlich der Eisenbahnlinie, gleich westlich vom Hofe Räihä, 4 km östlich von Simola. Das Gestein ist hier etwas grobkörniger und, wohl infolge einer geringen Zersetzung, etwas bräunlicher als die Gesteine der vorhin erwähnten Aufschlüsse. Das Gestein kann als ein quarzreicher Hornblende-Augitdiorit bezeichnet werden.

Alle die Gesteine der Aufschlüsse b—e sind einander recht ähnlich, und auch das Gestein bei f darf wohl als eine saurere, vielleicht den Übergang zum Rapakiwi vermittelnde Abart angesehen werden. Die Gesteine sind am ehesten als Augitdiorite und Hypersthendiorite zu bezeichnen, besitzen aber einen ausgeprägten »lamprophyrischen» Charakter. Keines dieser Gesteine zeigt irgendwelche Spuren davon, gebirgsbildenden Kräften ausgesetzt gewesen zu sein. Dieselben gehören also sicher nicht zu dem älteren Grundgebirge, wie es die nordöstlich und nordwestlich von hier anstehenden, im Rapakivi inselartig vorkommenden Grundgebirgspartien, die S. 12—14 erwähnt wurden,

tun. Es ist jedoch zur Zeit recht schwer, etwas mit Sicherheit über das geologische Auftreten dieser Gesteine zu sagen. Die Vorkommnisse bestehen alle aus kleineren Felsen, die aus den umgebenden losen Bildungen emporragen, und östlich von ihnen breitet sich ein weites Flachland aus, das dann wieder von ansehnlichen Rapakiwihöhen umgeben wird. Gut aufgeschlossen sind die Gesteine fast nur in den Eisenbahnsprengungen; sonst sind die Felsen so stark von losen Bildungen und Vegetation bedeckt, dass es schwer ist, anderswo als in diesen gesprengten Aufschlüssen Auskunft zu erhalten über die Beschaffenheit des Gesteins, aus dem die Felsmassen der Hügel bestehen. Durch eine detaillierte Untersuchung der Gegend nördlich und südlich der Bahnstrecke Simola—Wainikkala könnten aber vielleicht Aufschlüsse gefunden werden, wo das Verhältnis dieser Pyroxendiorite zum Rapakiwi sich mit grösserer Sicherheit feststellen liesse.

BERGHELL deutet diese Gesteine als durch Aufschmelzung von Bruchstücken basischer Gesteine entstanden. Für das unter a) erwähnte Vorkommen ist dies vielleicht zulässig. Wenn man aber vier Kilometer durch ein Gelände gewandert ist, wo nur diese, einander offenbar sehr nahe verwandten Augit- und Hypersthendiorite die einzigen anstehenden Gesteine sind, erscheint es einem doch recht unwahrscheinlich, dass man es hier mit riesengrossen Bruchstücken zu tun hätte. Auch aus petrographischen Gründen ist es wahrscheinlicher, dass diese Gesteine von ausgesprochen lamprophyrischem Charakter die Verfestigungsprodukte kleinerer lamprophyrischer Anteile des Rapakiwi-Kaligranitmagmas sind.

Bruchstücke fremder Gesteine im Rapakiwi.

In den älteren Beschreibungen über die Rapakiwigesteine wird hervorgehoben, dass der Rapakiwi in Gegensatz zu den älteren Graniten Finlands nur ausnahmsweise Bruchstücke von anderen Gesteinen führt. Später sind jedoch solche an manchen Orten beobachtet worden. So beschreiben FROSTERUS und BERGHELL Bruchstücke aus dem Rapakiwi von Säkki järvi,¹⁾ und BERGHELL beschreibt die vorhin erwähnten, aus basischen Eruptivgesteinen und aus Gneisgranit bestehenden Bruchstücke aus den Steinbrüchen der Umgebung der Eisenbahnstation Simola.²⁾ Von der Nordgrenze des Wiborger Massivs und vor allem von den Grenzen des Suomenniemi-Massivs beschreibt FROSTERUS Bruchstücke von Gneisgranit und von älteren Graniten im Rapakiwi.³⁾ An

¹⁾ B. FROSTERUS u. H. BERGHELL. Beskr. Kartbl. N:o 28 Säkki järvi S. 20.

²⁾ H. BERGHELL. Beskr. Kartbl. N:o 33, Wiborg. S. 26.

³⁾ B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. St. Michel, Sekt. C 2, Bergartskartan. S. 91.

einigen Lokalitäten sind die Bruchstücke ziemlich scharfeckig, an anderen wiederum abgerundet. Meist sind die Bruchstücke ziemlich klein, doch werden welche erwähnt, die bis ein oder ein paar Meter im Durchmesser halten.

Zuweilen ist der Rapakiwi an der Grenzfläche dermassen mit Bruchstücken erfüllt, dass wahre Eruptivbreccien entstanden sind. Im Mäntyharju—Jaala-Massiv hat FROSTERUS an mehreren Stellen eine sehr intensive Einwirkung des Rapakiwi auf Bruchstücke der Labradorfelse und Norite beobachtet. Die Bruchstücke des basischen Gesteins erscheinen geradezu wie im Rapakiwimagma digeriert und haben auch dann bei der erneuten Verfestigung Bestandteile des Rapakiwimagmas in sich aufgenommen.¹⁾ Auch die kleinen Labradorporphyr- und Diabasbruchstücke im Rapakivi und im Tirilit der Steinbrüche von Simola sind dermassen stark kontaktmetamorphosiert, dass sie unter dem Mikroskop eine Art Hornfelsstruktur aufweisen.

¹⁾ B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. St. Michel. Sekt. C 2, Bärgartskartan. S. 65.

III. Die geologische Erscheinungsform des Rapakiwi im Wiborger Gebiet.

Schon vor längerer Zeit ist die Frage über den Eruptionsmechanismus der Rapakiwimagmen erörtert worden. Bekanntlich wurde SEDERHOLM durch die Kontaktverhältnisse des Rapakiwi zu der Auffassung geführt, das Rapakiwimagma sei in offenen grossen Grabensenkungen zu »Taphrolithen«, wie er sie nannte, erstarrt.¹⁾ COHEN und DECKE wiederum haben etwa gleichzeitig die Ansicht ausgesprochen, dass die Rapakiwigesteine »Laccolithen« bilden.²⁾ SEDERHOLM hat sich nun später,³⁾ nachdem Intrusivkontakte des Rapakiwi beobachtet worden waren, gleichfalls der letzteren Ansicht angeschlossen, hält aber auch die Möglichkeit, dass die Rapakiwigesteine Batholithen seien, offen.

Die obige Zusammenstellung dessen, was über die Kontaktverhältnisse des Wiborger Rapakiwi bis jetzt bekannt geworden ist, zeigt — wie ich glaube — dass die SEDERHOLM'sche Taphrolith-Hypothese den Unterschied in der Erscheinungsweise des Rapakiwi derjenigen der Grundgebirgsgranite gegenüber richtig hervorhob. Und ich glaube, dass den Beobachtungen, die dieser Hypothese zu Grunde lagen, auch jetzt noch, nachdem auch Intrusivkontakte beobachtet worden sind, dieselbe Bedeutung zugemessen werden muss wie vorhin. Andererseits zeigen aber die Intrusivkontakte, dass die Taphrolithhypothese — die Auffassung der Rapakiwimassen als eine Art von Ergussgesteinen — nicht richtig sein kann, sondern dass das in seine jetzige Lage emporgebrungene Rapakiwimagma wenigstens einige Zeit unter Druck mit denjenigen Begrenzungsflächen, wo jetzt Intrusivkontakte zu sehen sind, in Berührung gestanden ist.

Gegen eine Einreihung der Rapakiwimasse des Wiborger Gebietes unter die »Batholithen« sprechen mehrere Gründe: E r s t e n s die grosse horizontale

¹⁾ J. J. SEDERHOLM. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. IX (1890). S. 29.

²⁾ E. COHEN und W. DECKE. Mitteil. Nat. Vereins Neu-Vorpommern XXIII (1891). S. 7.

³⁾ J. J. SEDERHOLM. Bull. Comm. Géol. Finl. N:o 23 (1907) S. 78.

Ausdehnung der Masse; es ist undenkbar, dass auch nur ein wesentlicher Anteil dieser Fläche von etwa 20,000 Quadratkilometern vertikal in »die ewige Teufe« hinabreichen würde. Zweitens hat man, wie aus der Darstellung S. 12—18 hervorgeht, an mehreren Stellen, meist nahe den Rändern, aber an einer Stelle auch weiter drinnen im Gebiet, die Unterlage des Rapakiwi beobachtet. Diese Orte liegen zum Teil so weit auseinander, dass es sicher erscheint, dass bei dem Hervordringen des Rapakiwimagmas sich Horizontalklüfte in den umgebenden, schon weit früher geschieferten, vertikal stehenden Gneismassen und gepressten Graniten des Grundgebirges gebildet haben. Diesen Horizontalklüften entlang hat sich das Magma dann weiter verbreitet, ohne dass weder die seitwärts von den Stellen des Emporbruchs des Magmas gelegenen Grundgebirgsgesteine noch die im grossen und ganzen wie es scheint horizontale Unterlage des Rapakiwi hierbei disloziert worden wären. Dieses geht aus der Konstanz der »Sveco-Fennischen« Streichrichtung sowohl rings um den Rapakiwi herum wie in den entblössten Gesteinsplatten der Unterlage hervor. Drittens ist das auf S. 25 erwähnte, an zahlreichen Orten der Südküste beobachtete Vorkommen von nicht unbedeutenden Anteilen des Rapakiwi mit granitporphyrischer Ausbildung unvereinbar mit einer »batholitischen« Erstarrung des Rapakiwi.

Die jetzt erwähnten Umstände weisen darauf hin, dass das Magma der jetzigen Wiborger Rapakiwimasse von einer tiefer gelegenen grösseren Magmamasse ausgehend in seine jetzige Lage emporgedrungen ist. Wie und wo dieses geschehen ist, lässt sich nicht mit Bestimmtheit sagen. Die zwei grossen, 20 km langen Granitporphyrgänge an der Nordwestecke des Wiborger Gebiets (vergl. S. 10 u. Fig. 2) geben aber eine Andeutung davon, wie das Empordringen des Magmas zuerst erfolgt sein kann. Die relative Häufigkeit von Bruchstücken in der Gegend von Simola und W von hier sowie in dem nördlichen Teil des Kirchspiels Säkkijärvi deutet vielleicht darauf hin, dass einige Hauptzufuhrspalten des Magmas in diesem zentralen Teil des Gebietes, vertikal und in O—W-Richtung verlaufend, vorhanden gewesen sind. Von den zentralen Teilen des Gebiets hat sich das Magma dann, wohl in einem ziemlich einheitlichen Horizont, seitlich verbreitet. Der Mechanismus hierbei wird wahrscheinlich ein derartiger gewesen sein, dass die sich kuchenartig ausbreitende heisse Masse in höherem Grade zersprengend auf die seitlich von der Magmasse gelegenen kalten Gesteinsmassen gewirkt hat, als auf die über und unter ihr befindlichen Gesteinsmassen, die durch das Magma bald erwärmt wurden. Eine Folge hiervon ist, dass das heisse Magma, sobald es die Gelegenheit gefunden hatte sich horizontal auszubreiten, es auch immer weiter in dieser Richtung, nach den kalten, zerplatzenden Seitenwänden hin

tat. Es wird dann wohl auch die mittlere Schicht des Magmakuchens sein, welche, als die heisseste und zugleich leichtflüssigste, immerfort das Material zu dem sich seitlich ausbreitenden und hervordringenden Magmakuchen lieferte. Der Rand des Magmas wird gewissermassen wie eine heisse Schneide zersprengend auf das kalte Nachbargestein wirken, dann in die entstandene Spalte eindringen und immer weiter zersprengend wirken, solange der im Magma herrschende Überdruck genügt, um weitere frische Magmamassen nachzubefördern.¹⁾

Nach dieser Auffassung würde also der Wiborger Rapakiwi eine riesenhaft grosse Intrusivplatte ausmachen. Die Unterlage bestände aus steilstehenden Gneisen und die Decke wäre wahrscheinlich von ganz ähnlicher Art gewesen. So wie der Mechanismus der Intrusion hier gedeutet worden ist, ist es verständlich, dass dort, wo die Unterlage zu sehen ist, ihre Lage (Streichrichtung) durch die gewaltigen Magmamassen ungestört erscheint. Bei den Batholithen der älteren Granite rings umher sieht die Sache dagegen ganz anders aus; hier fliesst sozusagen alles durcheinander.

Wir dürfen weiter annehmen, dass die Rapakiwimasse in ein verhältnismässig kaltes Grundgebirge intrudiert wurde, das heisst in ein ziemlich hohes Niveau nahe der Erdoberfläche. Bei der grossen Masse des intrudierten Magmas ist es verständlich, dass dennoch keine wesentliche endogene Kontakteinwirkung stattfand. Die exogene Kontakteinwirkung durch das an den Grenzflächen sich abkühlende Magma wird wohl auch eine verhältnismässig geringe gewesen sein. Wenn aber irgendwo lokal immer frisches

¹⁾ Anm. Die hier entwickelte Anschauung macht es denn auch verständlich, weshalb die »overhead stooping« im Sinne Daly's nicht bis an die Erdoberfläche fortsetzt, sondern endigt und in eine horizontale intrusive Verbreitung des Magmas übergeht. Ähnlich wird der Mechanismus der Laccolithenbildung sein, bei der aber die horizontale Schichtung der die Magmamassen umgebenden Gesteine noch in erhöhtem Grade auf die horizontale Verbreitung des Magmas befördernd wirken muss. Es wird gewissermassen von dem Betrage des Überdruckes in dem das Intrusivmagma liefernden Magmabassin und von der Mächtigkeit der auf dem sich horizontal verbreitendem Magma ruhenden Gesteinsmassen abhängen, wie gross die entstehende Intrusivmasse wird. — Hat eine anfängliche Aufwölbung des Daches des Laccolithen stattgefunden, so wird von einem gewissen Entwicklungsstadium der Intrusion an ein Zurücksinken der Aufwölbung unter seitlicher Ausbreitung des Magmas stattfinden können.

Die Entstehung von Gangspalten erklärt sich in derselben Weise. Ist das Magma des Magmaherdes schon vorher »differentiiert«, können »gemischte Gänge« entstehen.

Auf ein näheres Eingehen auf diese interessanten Fragen des Eruptionsmechanismus muss jedoch in diesem Zusammenhange verzichtet werden.

heisses Magma mit dem umgebenden Gestein in Kontakt kam, konnten sich »Intrusivkontakte« ausbilden. Näher bei den Orten, wo frisches Magma empordrang, konnten keine granitporphyrische Ausbildungsformen entstehen, und sie konnten überhaupt nicht entstehen, solange das Magma unter Druck stand und sich immer noch zwischen den älteren Gesteinen ausbreitete. Sobald aber die Ausbreitung des Magmas aufhörte, erstarrte der zuletzt in kaltes Gestein intrudierte Anteil mit kleinerem Korn, »granitporphyrisch«, wie wir denn auch solche Ausbildungsformen vom ganzen südlichen Rande des Wiborger Gebiets kennen.

Es fragt sich nun: wie mächtig ist die so entstandene riesenhafte Intrusivplatte des Rapakiwi gewesen? Hierüber lässt sich zur Zeit nichts Bestimmtes aussagen. Vielleicht war sie maximal nur wenige hundert Meter, und stellenweise recht verschieden dick. Es wird die Unterlage wohl auch nicht überall ganz auf demselben Niveau gelegen haben, sondern lokal terrassenförmig gewesen sein, Schwankungen in der Mächtigkeit der Intrusivplatte hervorruhend.

Eine zweite Frage, die sich aufdrängt, ist die: Hat diese gewaltige, 20,000 Quadratkilometer einnehmende Intrusivmasse, als sie sich ausbreitete, sich schliesslich bis an die Erdoberfläche hin durchgearbeitet, oder ist sie erstarrt, ohne irgendwo die Erdoberfläche zu erreichen? Die gewaltigen Quarzporphyrmassen der Insel Hogland im Finnischen Meerbusen geben hierüber Auskunft. RAMSAY hält diese Quarzporphyrmassen für dem Rapakiwimagma entstammend, und dieser Auffassungsweise ist allgemein beigestimmt worden. Der Quarzporphyr Hoglands ist aber nach RAMSAY ein effusives Gestein, das seinen eigenen Tuffen überlagert. Soviel man heute weiss, existiert nur ein einziger Tuffhorizont, der auf der durch Erosion entstandenen Grundgebirgsoberfläche liegt, und dieser Tuff wird dann von einer jetzt noch 150 m mächtigen Quarzporphyrmasse bedeckt. Der Tuff hat stellenweise den Charakter einer Tuffbreccie, in der eckige Bruchstücke der älteren Gesteine einen nicht unwesentlichen Anteil ausmachen. Das geologische Auftreten des Quarzporphyrs und des zugehörigen Tuffes deutet also auf einen massenhaften Erguss von Porphyr, dem ein katastrophaler Ausbruch vorherging, bei welchem Stücke des durchbrochenen Gesteins mit Lavabomben und Asche emporgeschleudert wurden. — Tuffe, welche die übrigen Quarzporphyrvorkommnisse in der Umgebung der Rapakiwigeiete (S. 21—23) begleiten würden, sind nicht bekannt.

Das Rapakiwimagma muss also, nachdem es intrusiv unter Druck seine grösste Ausbreitung erreicht hatte, am Südrande der Intrusivmasse an die Erdoberfläche durchgebrochen sein. Dieses ist nicht nur an einem einzigen

Punkt bei Hogland geschehen, denn auf der etwa 45 km ONO von Hogland liegenden Insel Sommarö tritt nach RAMSAY ebenfalls derselbe Quarzporphyr auf. Es sind also gewaltige Magmamassen am Südrande der Intrusivmasse effusiv emporgedrungen, wobei eine grosse Druckentlastung und zugleich die Bildung der Tuffbreccie stattfand. Das Rapakiwimagma muss aber, nach der Beschaffenheit der Bomben in der Tuffbreccie zu urteilen, an und für sich ein verhältnismässig gasarmes Magma gewesen sein.

Wir gelangen also zu der folgenden Anschauung über die geologische Entwicklungsgeschichte des Wiborger Rapakiwimagmas. In einem tiefgelegenen Magma tritt durch Differentiation die Bildung teils einer grossen Menge kaligranitischen Magmas, teils kleinerer Mengen von Gabbro-, Norit- und Labradorfels-Magmen auf. Diese basischen Magmen werden zuerst in höhere, kältere Anteile des Grundgebirges intrudiert, wodurch der Mäntyharju—Jaala-»Stock« mit seinen Eruptivbreccienkontakten entsteht. Unmittelbar darauf erfolgt an derselben Lokalität die Intrusion eines Teils des Granitmagmas, das die basischen Gesteine intrusiv durchdringt, aber ein grösseres Volumen besitzt und das Ausdehnungsgebiet der basischen Intrusion überschreitet. Diese Magmaanteile erstarren intrusiv, das Norit-Labradorfels-Rapakiwigebiet von Mäntyharju—Jaala bildend.

Später wird ein sehr viel grösserer Anteil des Kaligranitmagmas in der Gegend südlich und südöstlich von hier in grossem Masstabe in die höheren Niveaus des Grundgebirges hinaufgepresst, wo er sich in einem annähernd horizontalen Niveau zu einer 20,000 km² grossen Intrusivplatte ausbreitet. Hierbei wurden dann auch aus dem tiefer gelegenen Magmaherd Magmamassen von etwas verschiedener Zusammensetzung emporbefördert, die als »Wiborgit« und »Pyterlit« erstarrten, und in den zentralen Teilen des resultierenden Magmakomplexes drangen auch basischere Magmaanteile empor, den Hypersthengranit, Tirilit, Syenit der Willmanstrandgegend und die Pyroxendiorite der Gegend östlich von Simola bildend. Bevor die so entstandene grosse Intrusivplatte gänzlich erstarrt war, aber wahrscheinlich nachdem die Zufuhrkanäle aufgehört hatten, weitere neue Magmamengen dem Intrusivkörper zuzuführen, trat am Südrande ein grosser Durchbruch des Magmas an die Erdoberfläche, die zu dieser Zeit schon aus »älterem Grundgebirge« bestand, ein. Es bildeten sich hierbei die Tuffe und Quarzporphyre von Hogland und Sommarö. Hierauf folgte die schliessliche Verfestigung der grossen Magmamasse als Wiborger Rapakiwi, und gegen Ende dieses Verfestigungsprozesses drangen dann noch flüssige Magmareste in die Klüfte des gebildeten Gesteins, die Gänge von feinkörnigem Granit (S. 28) bildend.

Die grosse Rapakiwiintrusivplatte hat also gewissermassen als »peripheri-

scher Herd» im Sinne Stübel's für die vulkanischen Ergussgesteine von Högland und Sommarö gedient.

Seiner geologischen Erscheinungsform nach ist der Wiborger Rapakiwi also kein »Batholith«, wie solche Massen wohl allgemein theoretisch aufgefasst werden. Er besitzt, ähnlich vielen der von Kloos in letzter Zeit untersuchten Tiefengesteine, eine Unterlage, und zwar eine, die zum grossen Teil durch die enorme Magmamasse in ihrer Lage nicht gestört ist. Dem Wesen nach ist der Wiborger Rapakiwi ein riesig grosser »Eruptionslaccolith«. Da er aber nicht konkordant im geschichteten Gestein eindrang, sondern sich auf horizontalen Kluftspalten von steilanstehenden Gneisen und Graniten des Grundgebirges ausbreitete, dürfte der Name Laccolith nicht verwendet werden können, — wohl auch kaum »diskordanter Laccolith« — und der Intrusivkörper des Rapakiwi ist deshalb wohl besser als »Intrusivplatte« zu bezeichnen.

IV. Petrographische Beschreibung der Rapakiwigesteine.

Wiborgit (Rapakiwi mit Plagioklasringen).

Der Wiborger Rapakiwi mit Plagioklashüllen um die Orthoklasovoide, der wohl meist »typischer Rapakiwi« genannt worden ist, ist mehrfach petrographisch beschrieben worden. Eine Abbildung des Gesteins eines Uferfelsens am See Kivijärvi im Kirchspiel Luumäki wird hier als Fig. 3 nach einer Photographie von SEDERHOLM beigegeben. Fig. 4 zeigt ein Vorkommen des Gesteins, wo die Orthoklasbälle weniger zahlreich sind (Insel Buckholm, Kirchspiel Pärnä. Photo Sederholm). Weitere Abbildungen finden sich bei SEDERHOLM.¹⁾ Von früheren petrographischen Beschreibungen seien die von SEDERHOLM,²⁾ FROSTERUS³⁾ und HOLMQUIST⁴⁾ besonders hervorgehoben. POPOFF hat die Feldspatovoide und Mantelhüllen sehr eingehend beschrieben,⁵⁾ leider ist mir nur das deutsche Referat dieser Arbeit zugänglich gewesen.⁶⁾ Den älteren Beschreibungen seien folgende kurze Auszüge entnommen:

»Der typische Rapakiwi ist bekanntlich ein porphyrisches Granitgestein, das teils durch die Leichtigkeit mit der es verwittert charakterisiert wird, teils durch die Eigentümlichkeit, dass die porphyrisch ausgeschiedenen Ortho-

¹⁾ J. J. SEDERHOLM. Bull. Comm. Géol. Finlande. N:o 58 (1923) Fig. 26, 28, 39 u. 40.

²⁾ J. J. SEDERHOLM. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. IX (1890) 1. u. Bull. Com. Geol. N:o 58 S. 75.

³⁾ B. FROSTERUS u. H. BERGHELL. Beskr. Kartbl. N:o 28 Säkijärvi (1895) S. 11—21.

⁴⁾ P. J. HOLMQUIST. Bull. Geol. Inst. Upsala VII (1906) S. 83—88 u. 93—100.

⁵⁾ B. POPOFF. Ellipsoidische Einsprenglinge des Finländ. Rapakiwi-Granites. Petersburg 1897 (in russischer Sprache mit deutschem Ref.)

⁶⁾ Diese Rapakiwistrukturen lassen sich vielleicht am besten in den zahlreichen Bürgersteigplatten der Städte Südfinslands studieren, wo die Rapakiwibälle in den geschlissenen Platten nass nach einem Regen besonders deutlich hervortreten.

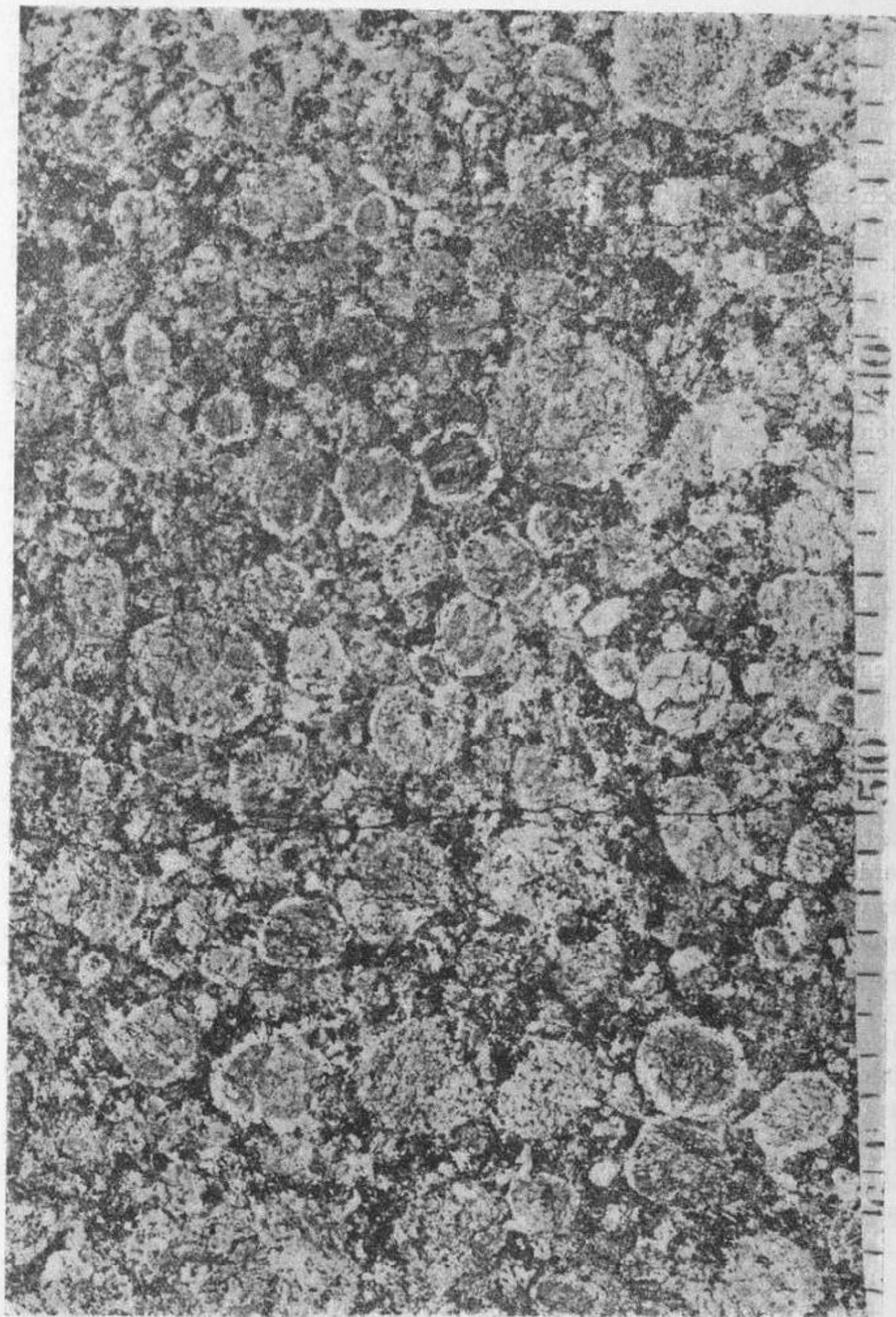


Fig. 3. Wiborgit von Luumäki. *a. 2x*

klaskristalle abgerundet und von einer Plagioklashülle umgeben sind, welche in der der Einwirkung der Atmosphärilien ausgesetzten Oberfläche in Gestalt weisser Ringe hervortritt.

Die Grösse der Orthoklaskristalle beträgt im Mittel 2—3 cm im Durchmesser — — —. Die Form ist in der Regel ellipsoidisch. Zuweilen wird jedoch eine ziemlich deutliche Kristallbegrenzung beobachtet, indem die Form der Umgrenzung sechsseitig oder viereckig ist. — — — Selten kommt es vor, dass die Orthoklasbälle nicht aus einem einheitlich orientierten Individuum bestehen, sondern aus einem Karlsbaderzwilling oder aus mehreren radiierenden Feldern». ¹⁾

»Die Substanz dieses Kalifeldspats ist sehr unrein. Er ist mit Oligoklas in sehr unregelmässigen unterbrochenen Flecken durchwachsen und enthält auch Quarz in so grosser Menge, dass der Mikroklin als eine Art von Kristallskelett aufgefasst werden kann. Der Quarz füllt Hohlräume im Feldspat aus und die Form dieser Hohlräume wird durch die Kristallisation des Feldspats bestimmt. Die Wände dieser Hohlräume sind zuweilen mit reinem Feldspat ausgekleidet, welcher durchsichtiger als der Hauptkristall ist und eine andere Zusammensetzung zu besitzen scheint. Mikropegmatit kommt auch zuweilen vor als Ausfüllung dieser Hohlräume. Kleine Biotitkristalle sind auch in den Feldspatovoiden eingeschlossen». ²⁾

»Die Hauptmasse oder der Kern des Feldspatballs ist meist aus einem einheitlich orientierten Orthoklasindividuum aufgebaut, das reichlich mit einem rotbraunen Neubildungsprodukt (Eisenoxyd) imprägniert wird, welches so gleichmässig verteilt ist, dass der ganze Orthoklas hierdurch eine rotbraune Farbe erhalten hat. Ausser dieser Verunreinigung durch Eisenoxydhydrat werden bei der mikroskopischen Untersuchung im Feldspat stets kleinere Körner von Hornblende, Biotit und Quarz, meistens auch von Zirkon und Flusspat beobachtet. Von diesen Einschlüssen scheinen die Hornblende, der Biotit und der Zirkon früher als der Orthoklas gebildet worden zu sein. Zirkon tritt nämlich in kleinen Individuen mit deutlicher Kristallbegrenzung auf, die Hornblende besitzt zwar keine deutlich idiomorphe Begrenzung, zeigt aber eigentümliche, zerfetzte Formen, welche darauf hindeuten, dass das Mineral umgewandelt worden ist nachdem es im Feldspat eingeschlossen wurde. Der Biotit schliesslich ist deutlich idiomorph. Die Auflösung der Hornblende scheint in den zentralen Teilen begonnen zu haben, denn dieselbe ist hier oft ganz zerstört und von Quarz und Flusspat ersetzt.

¹⁾ J. J. SEDERHOLM, Beskr. Kartbl. N:o 22 Valkeala S. 14.

²⁾ J. J. SEDERHOLM, Bull. Comm. Géol. Finl. N:o 58 S. 75.

Zuweilen nehmen die im Orthoklas eingeschlossenen Bestandteile dermassen an Menge zu, dass der Kern als ein granitisches Aggregat erscheint. Hierbei besteht entweder der ganze Ball bis an die umschliessende Plagioklashülle heran, wenn eine solche vorhanden ist, aus einer solchen granitischen Mischung, oder auch sind nur die innersten Teile derartig aufgebaut, wogegen die peripherischen Teile aus einheitlichem Orthoklas bestehen. — — —

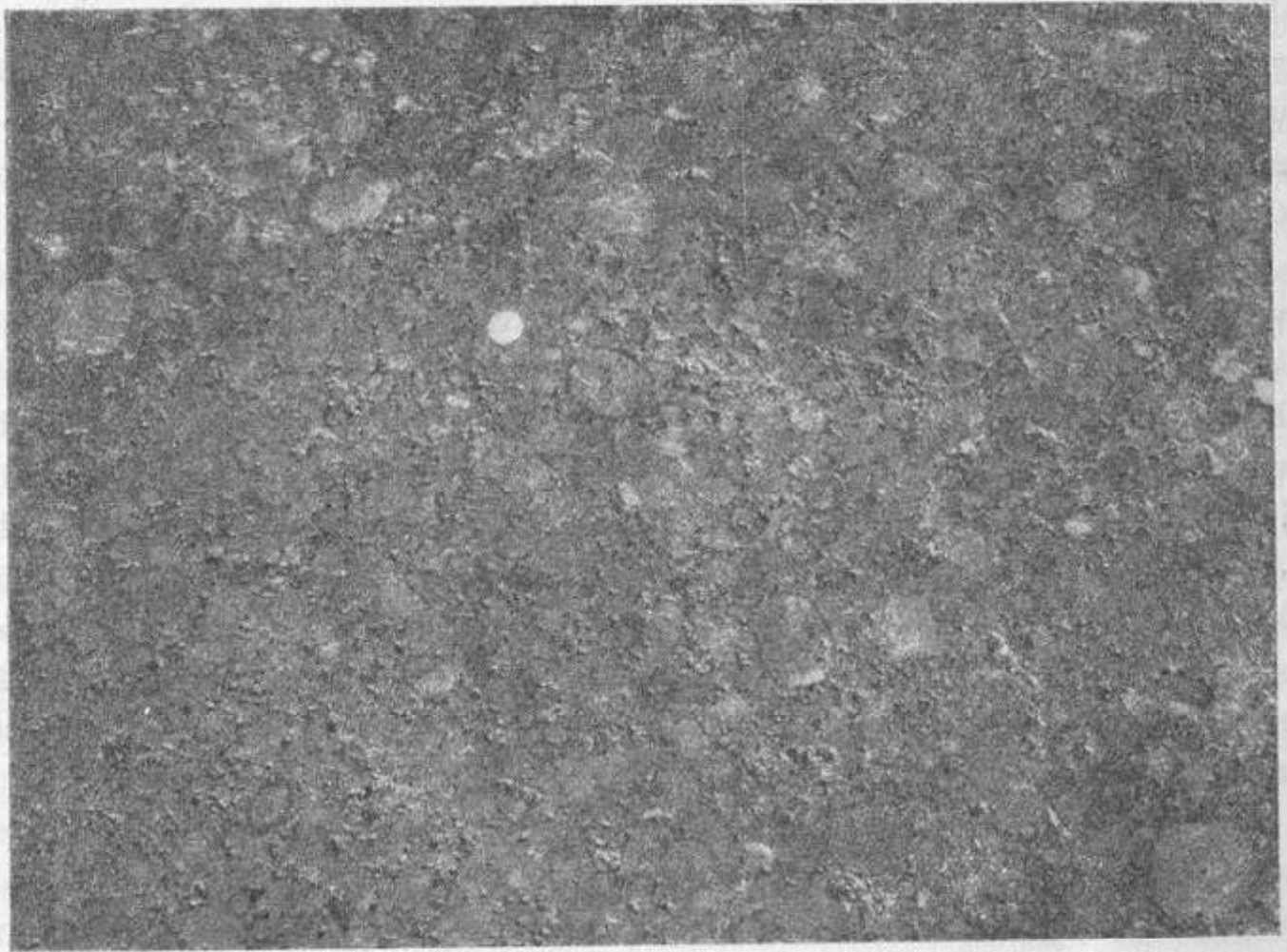


Fig. 4. Wiborgit von Buckholm, Pärnä.

Die Orthoklasbälle sind, wie erwähnt, in den meisten Fällen von einer schmäleren Plagioklaszone umhüllt. Dieser Feldspat ist im frischen Zustande grünlich weiss. Sein spezifisches Gewicht ist 2,645. Dieses sowie der optische Charakter zeigt an, dass das Mineral ein Oligoklas ist. Im allgemeinen freier von Einschlüssen als der Orthoklas umschliesst er diesen in der Art, dass die klino- und brachypinakoidalen Richtungen der beiden Feldspate einander parallel sind. Dennoch besteht die Hülle nicht aus einem einheitlich orientierten Oligoklas, sondern aus einem Aggregat von mehreren Individuen, welche in unregelmässiger Art und mit zackigen Grenzen an den Orthoklas stossen.¹⁾

¹⁾ B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. N:o 28 Säkijärvi S. 12—13.

»Diese von Plagioklas umgebenen Orthoklasbälle sind durch eine meist in ziemlich geringer Menge vorhandene, grobkörnige Grundmasse, die aus Feldspat, Quarz und Biotit besteht, von einander getrennt. Das letztgenannte Mineral wird oft durch Hornblende ersetzt. Der Feldspat ist zum überwiegenden Teil ein Orthoklas von derselben blass fleischroten Farbe wie in den porphyrischen Kristallen. Der Quarz bildet runde Körner von mehr oder weniger deutlicher Kristallbegrenzung. Nur selten werden die Quarzkörner so gross, dass sie als ein porphyrischer Gemengteil hervortreten. Der Quarz besitzt gewöhnlich eine charakteristische rauchgraue Farbe. Da ausserdem Biotit und Hornblende gewöhnlich recht reichlich vorhanden sind, bildet die Grundmasse eine recht dunkelgefärbte Mosaik, die die porphyrischen Bälle in ihrer Gesamtheit gut hervortreten lässt.«¹⁾

»Diese Grundmasse im Rapakiwi wird von einem mittelkörnigen Gemisch von Hornblende, Biotit, Orthoklas und Quarz mit untergeordnetem Plagioklas aufgebaut. Als Übergemengteile werden Eisenerz, Zirkon, Apatit und Flusspat beobachtet. Die Hornblende besitzt oft eine dunkelgrüne Farbe und nicht selten eigentümliche, auf Resorption deutende Formen. Der Biotit ist dem in anderen Graniten ähnlich und der Orthoklas besitzt ganz dasselbe Aussehen wie in den porphyrischen Individuen. Der Plagioklas ist ein Oligoklas und gewöhnlich viel weniger trüb als der Orthoklas. Der Quarz ist besonders reich an Flüssigkeitseinschlüssen — — —. Von akzessorischen Mineralen ist der Zirkon durch seine oft schön spitz-pyramidale Kristallform bemerkenswert.

Die Struktur ist dadurch besonders charakteristisch, dass Quarz und Feldspat allenthalben schriftgranitisch verwachsen sind und dass die Minerale überhaupt keine zerbrochene Formen oder irgendwelche andere Erscheinungen zeigen, die darauf hindeuten, dass das Gestein einer stärkeren Pressung ausgesetzt gewesen wäre.«²⁾

HOLMQUISTS Charakterisierung der Rapakiwigesteine sei noch folgendes entnommen:³⁾ »Die Gesteinsmasse ist von grossen perthitisch entwickelten und gewöhnlich aus mehreren Individuen zusammengesetzten Orthoklas- oder Mikroklinkristallen aufgebaut, — — —. Gewöhnlich kann der Perthit als plagioklasreich bezeichnet werden, d. h. eine grosse Menge der Plagioklassubstanz des Gesteins ist perthitisch in den Kalifeldspat eingeflochten. — — — Die perthitische Struktur zeichnet sich ausserdem durch die innige Verwach-

¹⁾ J. J. SEDERHOLM. Beskr. Kartbl. N:o 22 Valkeala S. 14—15.

²⁾ B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. N:o 28 Säkijärvi S. 14.

³⁾ P. J. HOLMQUIST. loc. cit. S. 85 u. 87.

sung der beiden Feldspate aus. *Oft fehlen die Konturlinien an der Begrenzung.* Der Plagioklas schimmert gleichsam durch die Kalifeldspatsubstanz hindurch, oder auch treten deutlich gipfelige Plagioklaspartien ohne scharfe Begrenzung hervor. Es scheinen somit in diesen Fällen die Plagioklaspartien von dünnen Übergangszonen mit der umgebenden Orthoklas- und Mikroklinmasse verbunden zu sein.»

Zu dieser allgemeinen Charakteristik des Gesteins möge folgendes, als für die Beurteilung der Rapakiwistruktur von Bedeutung, hinzugefügt werden:

1) *Verteilung und Grösse der Bälle.* Im Gesteine kommen »Ovoide« von sehr verschiedener Grösse gleichsam durcheinandergemischt vor. Zwar sind die grössten Ovoide verhältnismässig selten. Die grössten, die beobachtet worden sind, sollen bis 27 cm im Durchmesser halten. Solche grosse Bälle sind jedoch sehr selten. Dagegen kommen oft welche von 6 bis 8 cm Grösse vor, und 3 bis 4 cm ist im Wiborger Rapakiwigebiet die gewöhnliche Grösse.

2) *Gestalt der Bälle.* Die Ovoide sind nicht regelmässig ellipsoidisch begrenzt, und die Querschnitte sind auch nicht regelmässig kreisförmig. Die Form ist im Gegenteil oft eine gestörte: eine Abplattung an einer oder mehreren Seiten ist sehr gewöhnlich. Oft erscheint eine derartige Abplattung oder sogar Einbuchtung der Seite eines Ovoids als eine direkte Folge des störenden Einflusses eines nahen Nachbars. Angesichts dessen ist die Bezeichnung »Ellipsoid«, »Ovoid« vielleicht nicht ganz zutreffend. Die Bezeichnung »deformierte Kugel« oder »deformierter Ball« würde dem Tatsachenbestand viel besser Rechnung tragen. Bei stärkerer Deformation erscheint ein derartiger Ball oft unregelmässig ellipsoidisch. Es verdient hervorgehoben zu werden, dass regelmässig ausgebildete Ellipsoide oder Ovoide, wie jemand, der das Gestein nicht kennt, nach den vorhandenen Beschreibungen erwarten würde, tatsächlich vorhanden sind, aber recht selten.

3) *Das Vorkommen von Plagioklasmänteln.* In einem grösseren Flächenschnitte des Gesteins erscheinen oft die meisten der Bälle von einem Plagioklasring umgeben. Es finden sich, wie es scheint, doch immer einige wenige, die keine Plagioklashülle haben. Zuweilen sind es grosse, zuweilen kleine Bälle, die ohne Hülle sind. Oft kommen auch, bei Vorherrschaft von Bällen mit Oligoklasmantel, doch recht viele ohne Mantel vor.

Die Dicke der Plagioklashüllen schwankt recht bedeutend. Hätten alle Bälle eine gleich dicke Hülle, müsste die Hülle an s. z. s. äquatorial verlaufenden Schnittflächen am dünnsten sein und die Dicke der Hülle als mit der Breitenlage der Schnittfläche wachsend erscheinen. Die Dicke der Hüllen ist

aber nicht in der Weise abhängig von der zufälligen Lage der Schnittflächen, sondern sie wechselt stark von Nachbarball zu Nachbarball.

Zuweilen beobachtet man, dass der Orthoklasball nur partiell von einer Plagioklashülle umgeben ist. Die Plagioklashülle wird hierbei meist allmählich schmaler und spitz auslaufend, und in der Folge kann dann ein Kranz von idiomorphen Quarzkörnern den Orthoklasball umrahmen.

4) *Beschaffenheit der Kalifeldspatbälle.* In den früheren Beschreibungen der Rapakiwibälle findet man oft die Angaben, dass der Kalifeldspat teils ein Orthoklas, teils ein Mikroklin sei. Es ist das Verdienst HOLMQUISTS nachgewiesen zu haben, dass die Orthoklase und Mikrokline perthitisch struiert sind.¹⁾ Es handelt sich dabei um eine meist recht grobe Mikroperthitstruktur, in der der Kalifeldspat als Wirt auftritt und der saure Plagioklas wie gewöhnlich durch jenen hindurch schimmernde, schmale, mit einander zusammenhängenden Partien bildet. So schön ausgebildet wie der Mikroperthit der Alkaligranite, der Alkalisyenite oder der Ragundagesteine ist dieser ziemlich grobe Mikroperthit nicht. Sowohl Orthoklasmikroperthit wie Mikroklinmikroperthit wird in dem Rapakiwi beobachtet. Auf Grund des vorhandenen Materials lässt es sich jedoch zur Zeit nicht entscheiden, ob der Mikroklinmikroperthit, der seltener ist, sich auf gewisse bestimmte Rapakiwitypen beschränkt oder nicht.²⁾

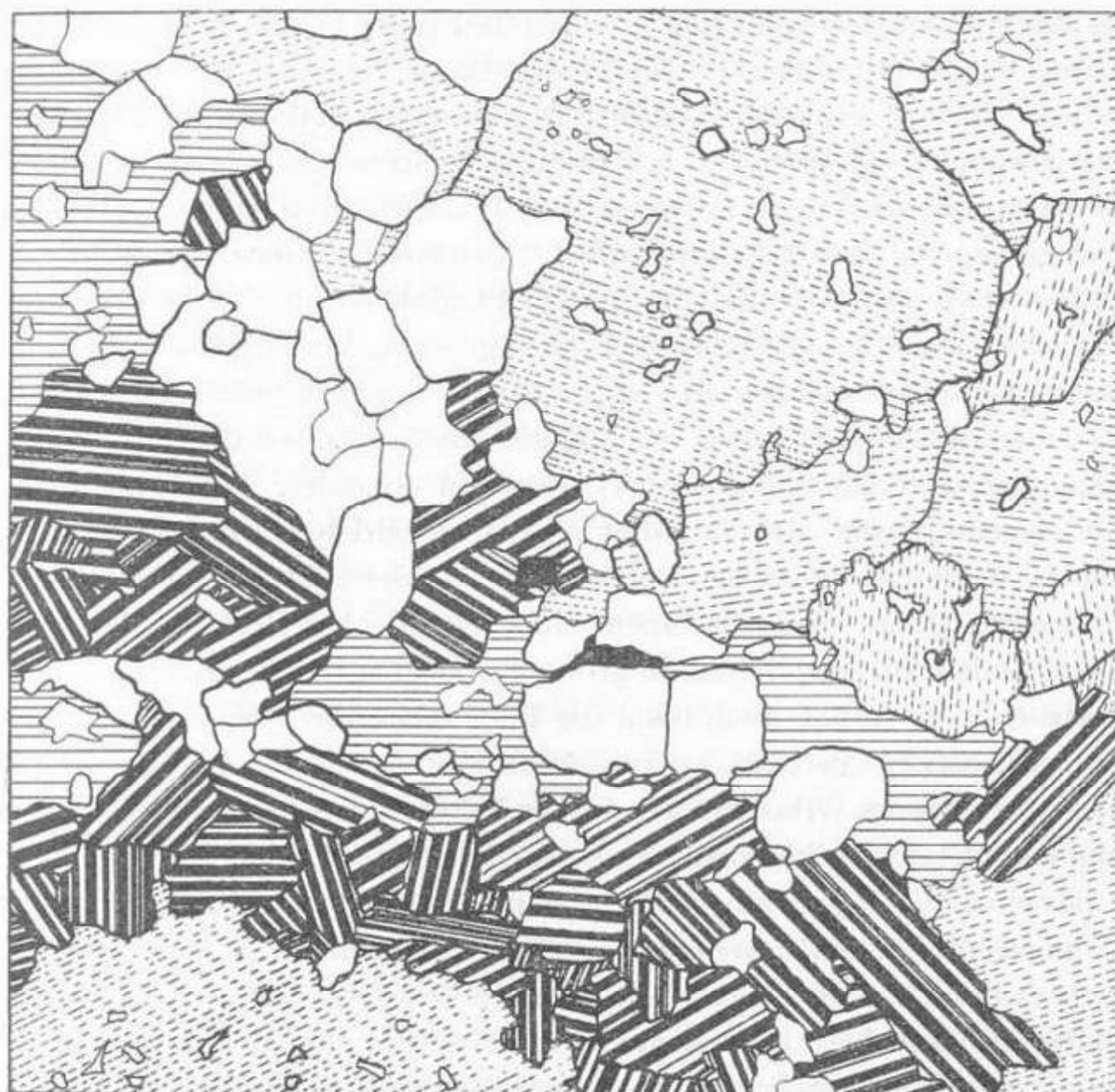
In den älteren Beschreibungen wird angegeben, dass der Kalifeldspat der Ovoide oft aus zwei Karlsbader Zwillingshälften besteht, aber dass auch ein Aufbau aus mehreren Sektoren zuweilen beobachtet wird. Infolge der Grösse der Feldspatbälle ist es recht schwer Dünnschliffe herzustellen, die durch einen ganzen Ball nebst Plagioklashülle und umgebender Gesteinsmasse verlaufen. Die älteren Angaben fassen deshalb wohl meist auf makroskopischen Beobachtungen. Vor mehreren Jahren wurden für das Mineralogische Institut der Universität Helsingfors zwei grosse Dünnschliffe des Rapakiwi von Muhutlahti in Säkijärvi vom Präparator Anderson in Uppsala hergestellt.

1) P. J. HOLMQUIST. Bull. Geol. Inst. Upsala VII (1906).

2) Die Feldspate der Rapakiwigesteine sind meist durch eisenreiche Pigmentierung rotbraun gefärbt. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine Entmischung eines primär ausgeschiedenen, »Ferri-Orthoklas« enthaltenden Feldspats und die Verwitterung des eisenführenden Bestandteils unter Abscheidung eines eisenreichen Pigments. Auf die pneumatolytischen Umwandlungsprodukte und die Verwitterungsprodukte der Gemengteile der Rapakiwigesteine wird aber in dieser Darstellung gar nicht eingegangen. Dieselben scheinen mir kein besonderes Interesse zu bieten und die Darstellung würde durch ihre Aufnahme an Übersichtlichkeit verlieren und auch zu umfangreich werden.

Jedes der Präparate enthält den grössten Teil einer Feldspatkugel mit Hülle und umgebender Grundmasse. Die Feldspatkugel des einen Präparats besteht aus einem einzigen, einheitlich orientierten Perthit, der die bei den Rapakiwibällen gewöhnlichen, später zu beschreibenden Einschlüsse fremder Minerale sowie Korrosionsstrukturen aufweist. Der Plagioklasring ist ganz schmal und nur an einem Teil des Balls vorhanden. Der zweite Dünnschliff geht durch einen Feldspatball mit besonders breitem Plagioklasring. Der Perthit dieses Feldspatballs besteht aber aus mehreren grossen, verschieden orientierten Körnern, zwischen welchen an einigen Stellen lange schmale Quarzpartien eine trennende Schicht bilden. An anderen Stellen stossen die verschiedenen Feldspate mit ziemlich unebenen Grenzen an einander. Noch an anderen Stellen liegen kleinere, ziemlich idiomorph ausgebildete Glimmer- oder Hornblendeindividuen zwischen den Perthitkörnern. Der zwischen den Perthitkörnern liegende Quarz wird von einem nichtperthitischen Feldspat (Orthoklas) begleitet und ist oft mit diesem in grob mikropegmatitischer Art verwachsen. Dasselbe Gebilde trennt auch lokal die Plagioklase des Plagioklasringes von den umschlossenen Perthitkörnern. Auch HOLMQUIST hat beobachtet, dass die Feldspatbälle des Wiborgits wie die des Pyterlits aus mehreren Individuen zusammengesetzt sein können. Professor HOLMQUIST hatte die Freundlichkeit, mir einen von Präparator Andersson in Upsala hergestellten 5×6 cm grossen Dünnschliff zu leihen, welcher aus einem ziemlich hornblendereichen Wiborgit mit etwa 2 cm grossen Feldspatbällen besteht. Der Perthit eines der enthaltenen Bälle besteht aus einem Individuum, ein anderer Ball besteht aus vier verschiedenen Individuen, die in unregelmässiger Art neben einander liegen, ohne dass eine Anordnung in Sektoren zu beobachten ist. In einem weiteren grossen Dünnschliff einer 3 cm grossen Rapakiwikugel aus Säkkijärvi (der Dünnschliff gehört der Geologischen Landesuntersuchung Finlands) besteht der Orthoklasperthit aus einem einzigen Individuum. An mehreren kleineren, durch Teile von Bällen verlaufenden Dünnschliffen sieht man, dass sie teils aus einem, teils aus mehreren Individuen bestehen. Fig. 5 stellt eine mit Hilfe des Zeichenapparates hergestellte Abbildung eines aus mehreren Körnern bestehenden Orthoklasballs ohne Plagioklas-mantel dar.

Die Feldspatbälle des Wiborger Rapakiwi brauchen demnach keine einheitlichen »porphyrischen Einsprenglinge« zu sein, sondern sie bestehen auch oft aus mehreren verschiedenen Individuen. Dieses ist recht bemerkenswert, denn die porphyrischen Einsprenglinge anderer Eruptivgesteine sind doch immer einheitliche Kristalle oder Zwillinge, während wir es hier mit einem zusammengesetzten Gebilde, ähnlich einem selb-



1cm

Orthoklas

Plagioklas

Quarz

Glimmer

Magnetit

Fig. 5. *Wiborgit*. Ziemlich reich an dunklen Gemengteilen und Plagioklas. Rechts oben ein Viertel eines Orthoklasballs ohne Plagioklasmantel. Derselbe ist aus mehreren verschiedenen orientierten Körnern aufgebaut. Links unten ein Teil des in Fig. 6 abgebildeten Orthoklasballs mit Plagioklasmantel. Gekreuzte Nicols.

ständigen Gestein oder ähnlich den »Olivinknollen« oder »Saniditeinschlüssen« gewisser Ergussgesteine, zu tun haben.

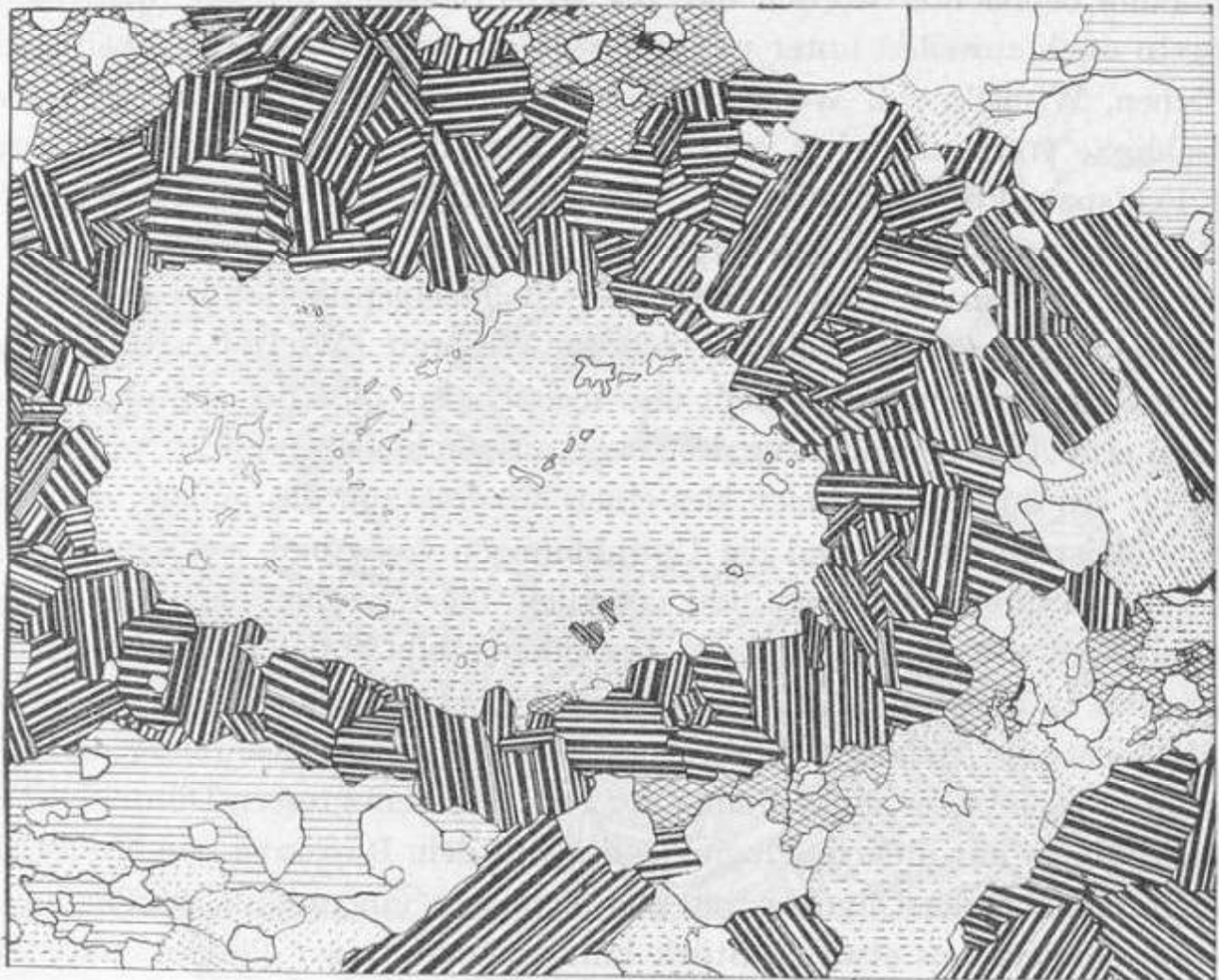
Nicht ganz selten sieht man, wie auch schon früher erwähnt worden ist, sowohl im *Wiborgit* wie im *Pyterlit* Orthoklasbälle, die aus mehreren verschiedenen Körnern aufgebaut sind, in der Art, dass jedes Korn einen sektorähn-

lichen Anteil bildet, der annähernd vom Zentrum des Balls austrahlt. Auf der Bruchfläche eines derartigen Feldspatballs spiegeln die verschiedenen Sektoren dann unter verschiedenem Winkel ein. Es wäre denkbar, dass man es hier mit Durchkreuzungszwillingen nach einem komplizierten Zwillingsgesetz zu tun hätte, aber dieses scheint unwahrscheinlich, denn es sind Fälle beobachtet worden mit bis sechs Sektoren und die Spaltflächen spiegeln auch zuweilen unter wenig verschiedenen, und wie es scheint willkürlichen, Winkeln ein. Wo an solchen Feldspatkugeln ringförmig geordnete Einschlüsse vorhanden sind, verläuft der Ring derselben ungebrochen durch alle Feldspatsektoren hindurch. Zuweilen enthält aber auch nur einer der Sektoren einen einzelnen grösseren Einschluss.

5) *Der Aufbau der Plagioklasmäntel.* Recht eigentümlich ist der Aufbau des Plagioklasringes der Feldspatbälle im Wiborgit. Wo in Gesteinen Minerale einander umhüllen, geschieht dies meistens so, dass das später gebildete Mineral eine Art Fortwachsung des zuerst ausgeschiedenen bildet, und so entsteht oft ein äusserer Rahmen des einen Minerals um das andere. Wohlbekannte Beispiele davon sind die Umrahmungen von Augit mit Aegirinaugit, von Diopsid mit Hornblende und vor allem die Umrahmungen von Plagioklas mit Kalifeldspat, wie sie z. B. besonders schön in den Quarzdiabasen zu sehen sind.¹⁾ Es wäre deshalb zu erwarten, dass auch die Oligoklasringe der Kalifeldspate im Wiborgit direkte Fortwachsungen der Kalifeldspate bilden würden. Dies ist aber nicht immer der Fall. An dem grossen Dünnschliff des Orthoklasballs mit dickem Plagioklasring aus dem Rapakiwi von Muhutlahti besteht nämlich der Oligoklasring gar nicht aus einem einzigen Plagioklaskristall, sondern aus etwa 60 Stück kurz säulenförmiger Plagioklaskristalle, die sehr verschieden gross und sehr verschieden orientiert sind. Diese Plagioklase sind gleichzeitig mit einander kristallisiert, wodurch sie ihre Begrenzung gegenseitig beeinflusst haben und nicht idiomorph werden konnten, dann aber auch nicht allotriomorph einem anderen Oligoklas des Ringes gegenüber. Wo diese kurzen säulenförmigen Plagioklase mehr oder weniger senkrecht gegen den Orthoklaskern stehen, sind sie gewissermassen idiomorph diesem gegenüber und tauchen mit ihren Enden in den Orthoklasball hinein, wo nicht lokal eine schmale allotriomorphe Quarzschicht oder Mikropegmatitbildung zwischen Plagioklasring und Orthoklasball liegt. Infolgedessen ist die Oberfläche des Orthoklasballs auch gar nicht von einer ebenen gewölbten Fläche begrenzt, sondern erscheint im Dünnschliff ziemlich zackig. Eine deutliche kristallographische Begrenzung dem Orthoklas gegenüber zeigt der Oligo-

¹⁾ Vergl. z. B. die Abbildung in Fennia 24 N:o 3. Taf. III. Fig. 2.

klas meistens jedoch nicht und man hat den Eindruck, dass der Oligoklas doch gewissermassen durch die Kalifeldspatsubstanz in seiner Ausbildung gehindert worden ist. Aus dem Obigen geht deutlich hervor, dass bei den Feldspatbällen eine fertig gebildete Oberfläche der zentralen Kalifeldspatkugel nicht vorhanden gewesen ist, als die Plagioklase zu kristallisieren begannen.



1 cm

 Orthoklas	 Plagioklas	 Quarz	 Glimmer	 Hornblende
--	---	--	--	---

Fig. 6. *Wiborgit*. Schnitt durch einen Feldspatball (wahrscheinlich durch eine Randpartie verlaufend). Der Orthoklas besteht aus einem einzigen Individuum. Der Plagioklasmanter ist aus einer grossen Zahl verschieden orientierter Plagioklaskörner aufgebaut. Gekreuzte Nicols.

Fig. 6 stellt eine mit Hilfe des Zeichenapparates hergestellte Abbildung eines kleineren Rapakiwiballs nebst Plagioklasmanter und einen Teil der umgebenden Gesteinsmasse dar. Fig. 7 gibt einen Teil eines Plagioklasringes eines zweiten Feldspatballs wieder. An dieser Stelle sind die in den Orthoklasball hineinschiessenden Plagioklase des Mantels deutlich idiomorph und früher wie der Orthoklas kristallisiert.

Nach aussen hin ist die Begrenzung des Plagioklasringes meistens auch eine ganz unebene. Oft liegen rundliche, ziemlich idiomorphe Quarzkörner an dieser Grenze und man sieht deutlich, wie der äussere Teil der Plagioklaskörner die Quarzkörner umschliesst und dass diese Quarzkörner also schon da waren, als die Substanz des Plagioklasringes kristallisierte. Zwischen diesen rund-

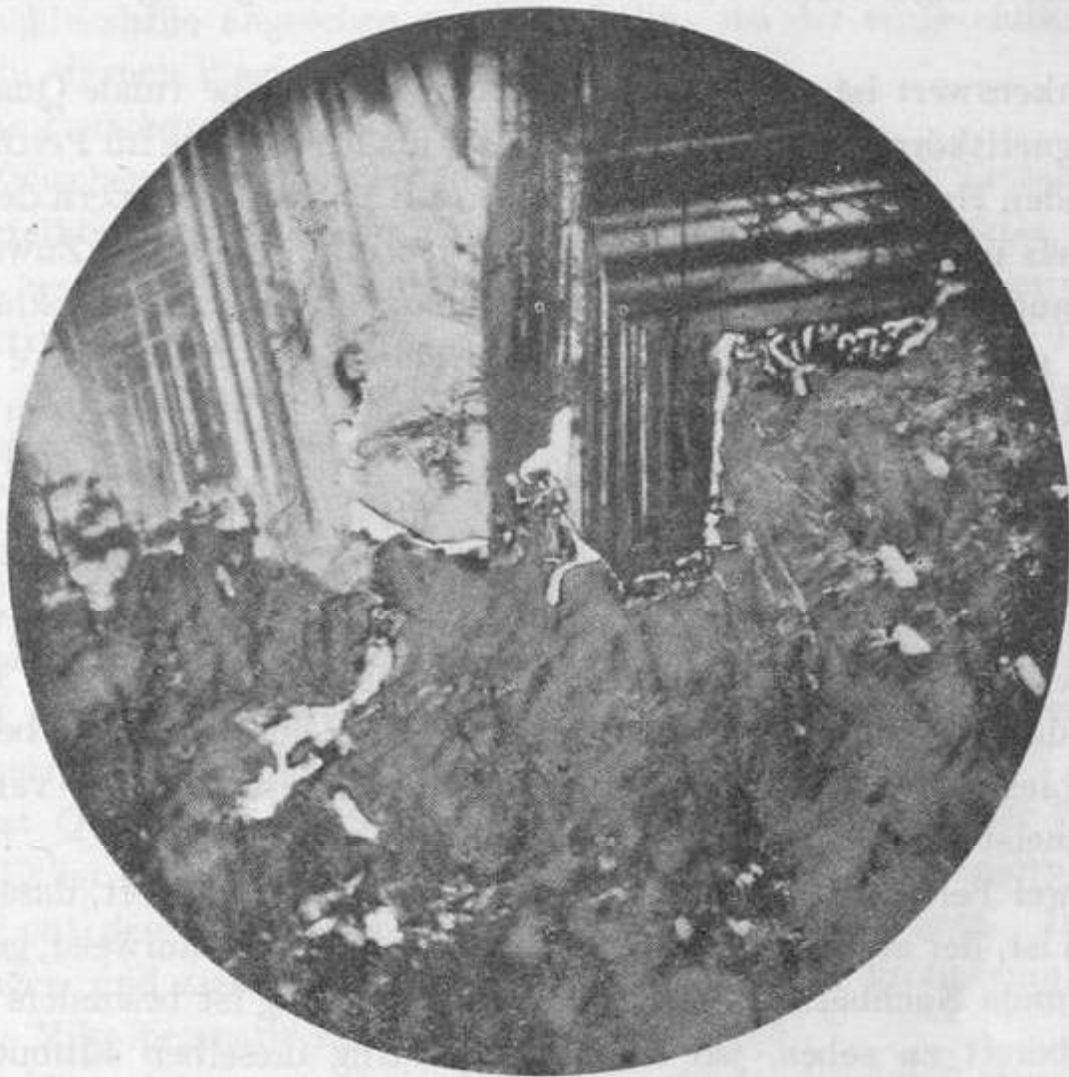


Fig. 7. Teil einer Orthoklaskugel mit Plagioklasmantel aus hornblende-führendem Wiborgit nördlich von Ravi im Kirchspiel Säkijärvi. Der Plagioklasmantel (oben) besteht aus mehreren Plagioklaskörnern, welche da, wo sie in den Orthoklasball (unten) hineinragen, eine deutliche kristallographische Umgrenzung besitzen. Zwischen den Plagioklassäulen und dem Orthoklas an einigen Stellen schmale Partien von Quarz und von etwas Myrmekit, welche den zuletzt auskristallisierten Anteil des Orthoklasbolls ausmachen. Vergrösserung 36 $\times$. Gekreuzte Nicols.

lichen Quarzkörnern findet sich zuweilen als letztes Kristallisationsprodukt ein Feldspat ohne Zwillingsstreifung sowie allotriomorpher Quarz in Verwachsung mit diesem Feldspat. Wo wiederum der Plagioklas des Ringes an diesen Feldspat stösst, zeigt er eine scharfe Kristallbegrenzung.

Ganz ähnlich sind die Plagioklasringe anderer Feldspatbälle struiert. Doch beobachtet man zuweilen eine partielle Quasi-Parallelorientierung des

Plagioklasen mit dem Orthoklas an der einen oder anderen Seite der Kugel. In einem derartigen Falle war die Orthoklaskugel von nur zehn Plagioklaskörnern umgeben. In dem erwähnten, Prof. HOLMQUIST gehörenden Präparat war der einheitliche Perthitball von mehr als fünfzig Plagioklasindividuen umrahmt, und in einem anderen Präparat fand ich, dass der Querschnitt der Rapakiwikugel nebst Mantel durch etwa zwanzig Plagioklasindividuen verlief.

Bemerkenswert ist weiter, dass zuweilen idiomorphe runde Quarzkörner oder Magnetitkörner, und auch die später als Einschlüsse im Perthit zu beschreibenden Hornblendeknollen, zwischen den Plagioklaskörnern des Plagioklasmantels und von diesen umschlossen zu beobachten sind. Zuweilen findet man auch später kristallisierte kleine Quarzpartien oder Orthoklas-Mikropegmatit spärlich zwischen den Plagioklaskörnern. Auch der Plagioklasmantel stellt also ein gewissermassen selbständig kristallisiertes monomineralisches Gestein dar, das ähnliche Einschlüsse wie die Perthitbälle beherbergt.

6) *Das gegenseitige Verhalten der Feldspatbälle.* Wo in dem Wiborgit und Pyterlit die Feldspatbälle sehr dicht nebeneinander liegen, beobachtet man, dass sie sich bisweilen gegenseitig in ihrer äusseren Form beeinflusst haben. Liegen die Bälle mehr einzeln in der Zwischenmasse verteilt, so sind sie meist regelmässig rundlich begrenzt.

Wo zwei Feldspatbälle an einander stossen, findet man oft, dass der eine Ball rund ist, der andere aber eine konkave Einbuchtung aufweist, gegen welche der runde Nachbarball passt. Diese Erscheinung ist besonders deutlich beim Wiborgit zu sehen, wo der Plagioklasring dieselben Einbuchtungen aufweist, sich der Aussenlinie des Kalifeldspatballs anschmiegend. Zuweilen kann diese Einbuchtung so scharf werden, dass der eine Feldspatball wie teilweise in den anderen eingesenkt liegt. Der Plagioklasring fällt dann für die beiden Bälle an der Berührungsfläche zusammen. Ganz vereinzelt wird auch beobachtet, dass zwei Orthoklasbälle sich direkt berühren und zusammen einen länglichen grösseren Ovoid bilden. Wenn dieselben von Plagioklasmänteln umgeben sind, sieht der gemeinsame Mantel auf dem Durchschnitt wie eine geöffnete Acht aus. Derartige Fälle sind zwar ziemlich selten zu beobachten. Etwas öfter sieht man aber, dass in einem auf der Bruchfläche einheitlich spiegelnden Orthoklasball ein kleinerer runder Ball eingeschlossen liegt und sich durch die verschieden orientierte Spiegelung seiner Bruchfläche kundgibt. Derartige in grössere Bälle eingeschlossene kleinere Bälle liegen zuweilen, aber bei weitem nicht immer, ziemlich im Zen-

trum des grösseren umschliessenden Balls. Ich habe sowohl derartige Doppelbälle beobachtet, die nicht von einem äusseren Plagioklasmantel umgeben werden, wie solche, die einen Plagioklasmantel um den äusseren, umhüllenden Ball besitzen. Vielleicht dürfen die von anderen Forschern beobachteten, jedoch seltenen Fälle, wo Rapakiwibälle mehrere konzentrische Plagioklasmäntel enthalten, als Spezialfälle der oben beschriebenen, nicht ganz seltenen Einschlussbälle angesehen werden, Fälle, wo der eingeschlossene Ball von einem eigenen Plagioklasmantel umgeben ist.

7) *Die Zwischenmasse zwischen den Feldspatbällen.*

Die Zwischenmasse zwischen den grossen Feldspatbällen besteht aus einem mittelkörnigen Gemenge von Quarz, Orthoklas, Plagioklas, dunklem Glimmer und Hornblende nebst den Übergemengteilen Magnetit, Zirkon und Apatit, sowie aus Flusspat und einer ganz geringen Menge Rutil und Monazit. Zirkon, Apatit, Rutil und Monazit sind immer scharf idiomorph und werden von den übrigen Gemengteilen eingeschlossen.

Der Quarz tritt in zweierlei Art auf. Teils kommen ziemlich reichlich 2—5 mm grosse rundliche Quarzkörner vor, die gegenüber allen anderen Gemengteilen des Gesteins ausser Zirkon, Apatit, Rutil und Monazit idiomorph sind. Diese Quarzkörner stellen gewissermassen »porphyrische Einsprenglinge» dar. Teils hat sich Quarz auch später zusammen mit Kalifeldspat als letztes Kristallisationsprodukt des Magmas ausgeschieden.

Nächst Quarz ist Kalifeldspat der Hauptgemengteil dieser Zwischenmasse. Er ist allen anderen Gemengteilen gegenüber allotriomorph und ist zuweilen mit dem zuletzt ausgeschiedenen Quarz verwachsen. Diese Verwachsungen sind ziemlich spärlich vorhanden und so grobkörnig, dass sie kaum als Mikropegmatit bezeichnet werden können.

Plagioklas tritt ausser in den Mänteln auch als einzelne Körner der Zwischenmasse auf. Er ist allotriomorph gegenüber dem zuerst ausgeschiedenen Quarz, aber idiomorph gegenüber dem dunklen Glimmer der Hornblende und den zuletzt ausgeschiedenen Quarzen und Kalifeldspaten.

Der dunkle Glimmer tritt im Gestein in dreierlei Art auf. Teils als kleine Kriställchen, die Einschlüsse in den Feldspatbällen bilden und idiomorph sind, teils als Glimmerfelder der Zwischenmasse. Der Hauptteil des Glimmers tritt in dieser Weise auf. Dieser Glimmer ist stark pleochroitisch, strohgelb bis dunkel braunschwarz und undurchsichtig. Der Glimmer scheint fast einachsigt zu sein, aber Schnitte, wo das Achsenbild senkrecht austreten würde, sind nicht durchsichtig. Wie die später mitzuteilende Analyse zeigt, ist der Glimmer sehr eisenreich und fast magnesiumfrei. Der Glimmer hat bisweilen ein scheckiges Aussehen, indem er in fleckig hellen Partien durchsichtig

ist, dafür aber sehr dunkle Ränder und Flecke besitzt. Pleochroitische Höfe um die Einschlüsse kommen häufig vor. Drittens findet man den dunklen Glimmer als Gemengteil der später zu beschreibenden, hauptsächlich aus Hornblende bestehenden Knollen.

Hornblende tritt im Haupttypus des Wiborgits nur spärlich auf. Es ist eine braungrüne, nicht besonders stark pleochroitische »gemeine Hornblende«.



Fig. 8. Knollen von Hornblende (dunkle Partie im Zentrum), Glimmer (dunkle Partie rechts), Quarz und Fluorit, der ein grösseres Quarzkorn (unten) teilweise umschliesst. Das ganze Gebilde bildet einen Einschluss in einem grossen Orthoklasball (Orthoklas oben und links im Bilde) des Wiborgits von Muhutlahti in Säkijärvi. Vergrösserung 22 $\times$. Parallele Nicols.

Sie ist zuweilen mit dunklem Glimmer verwachsen, scheint sich aber meist etwas später wie dieser ausgeschieden zu haben. Nur dem zuletzt ausgeschiedenen Quarz und Kalifeldspat gegenüber ist die Hornblende idiomorph. In den an dunklen Gemengteilen ziemlich armen Wiborgiten, wo der Glimmer unter diesen überwiegt, findet man die Hornblende hauptsächlich in klumpenförmigen Aggregaten, die zum grössten Teil aus Hornblende und dazu aus dunklem Glimmer, Apatit, Magnetit, Feldspat, Quarz und Fluorit bestehen.

Jene Aggregate haben oft eine rundliche Gestalt und eine gewissermassen »hornfelsartige« Struktur. Fig. 8 gibt ein derartiges Gebilde wieder, das an ein Quarzkorn grenzend zusammen mit diesem in einem Feldspatball eingeschlossen liegt. Sie sind von einigen Millimeter bis fast ein Zentimeter Grösse und liegen zuweilen im Perthit der Feldspatbälle eingeschlossen, zuweilen zwischen den einzelnen Perthitkörnern eines Feldspatballs oder zwischen den Plagioklaskörnern des Mantels. Manchmal liegen sie auch in dem zuletzt kristallisierten Quarz-Feldspatgemenge.

Es gibt aber auch hornblendereichere Abarten des Wiborgits. In diesen kommen gewöhnlich grössere Partien von Hornblendekörnern vor, welche die Feldspatbälle umkränzen. Dann ist die Hornblende deutlicher idiomorph, als wenn sie nur spärlich vorhanden ist. Den zuerst ausgeschiedenen rundlichen Quarzkörnern gegenüber ist sie aber stets allotriomorph.

Schliesslich tritt die Hornblende, ähnlich dem dunklen Glimmer, in Form kleiner, nach aussen scharf begrenzter Kristalle als Einschlüsse in den Feldspatbällen auf. Das Innere dieser kleinen Kristalle erscheint gleichsam korrodiert, durchlöchert und von einem Aggregat von körniger Hornblende, Feldspat, Fluorit und Quarz erfüllt. Der äussere Rahmen dieser kleinen Hornblendekristalle ist meist lebhaft grün bis blaugrün und scheint einen »Hastingsit'schen« Charakter zu besitzen.

8) *Die Einschlüsse in den Feldspatbällen.* Es ist schon mehrfach auf das Vorkommen von Einschlüssen in den Feldspatbällen hingewiesen worden. Makroskopisch sieht man oft, dass diese Einschlüsse ringförmig angeordnet sind, und oft finden sich mehrere derartige Ringe, immer einer um den anderen herum; bis zehn solche Ringe sind beobachtet worden. POPOFF hat mehrere Abbildungen über die Anordnung solcher Ringe veröffentlicht.¹⁾ Aus seinen Abbildungen geht deutlich hervor, wie die ringförmige Anordnung der Einschlüsse oft den Ein- und Ausbuchtungen der äusseren Begrenzung des Feldspats getreu folgt (Figg. 3, 4, 5, 6, 7 u. 25 bei Popoff), falls diese rundlich oder unregelmässig rundlich ist. Nähert sich der äussere Umriss des Feldspatballs dagegen bei Abwesenheit der Plagioklashülle einer eckigen Kristallbegrenzung, so sind die Einschlüsse im Inneren doch auf rundlichen Ringen angeordnet (Figg. 19, 20, 21, 22, 23 u. 24 bei Popoff). POPOFF bildet auch einen Fall ab, wo mehrere Ringe von Einschlüssen nicht genau um dasselbe Zentrum geordnet liegen (Fig. 31). Diese Einschlüsse bestehen meist aus Biotitfetzen, kleinen Hornblende- und Biotitkristallen oder rundlichen Quarzkörnern.

¹⁾ B. POPOFF. Ellipsoidische Einsprenglinge des Finländischen Rapakiwi-Granites (russisch mit deutschem Ref.). S:t Petersburg 1897.

Von grösseren Einschlüssen kommen die früher erwähnten hornfelsstruierten Aggregate der dunklen Gemengteile (Fig. 8) sowie einzelne grössere rundliche Körner von Quarz und kurze Plagioklassäulen (Fig. 9, unten) vor, die den Körnern des Plagioklasmantels ganz ähnlich sind. Derartige Einschlüsse liegen ganz unregelmässig im Feldspatball verteilt.

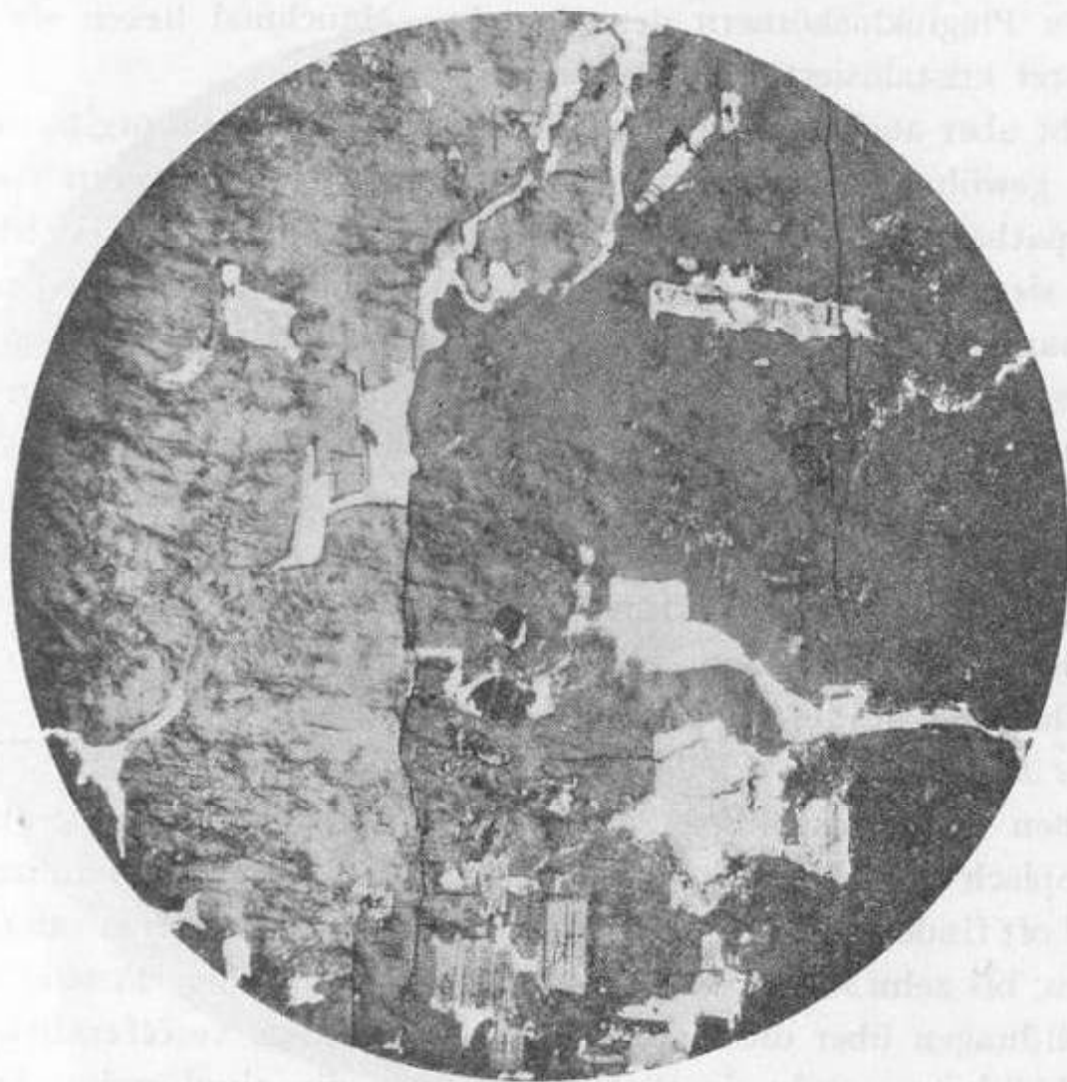


Fig. 9. Das Innere des in Fig. 7 abgebildeten Orthoklasballs mit »Einschlüssen« von Quarz sowie einige kleine scharf idiomorphe Plagioklaskristalle. Die Form der Quarzpartien wird ganz und gar durch die von Kristallflächen begrenzten, an den Quarz stossenden Anteile des Orthoklases bestimmt. Diese schmalen, unregelmässig begrenzten Quarzpartien stellen demnach keine gewöhnlichen Einschlüsse dar, sondern bilden den zuletzt erstarrten Anteil der Feldspatkugel. Vergrösserung 14 $\times$. Gekreuzte Nicols.

Eine dritte Gruppe von Einschlüssen ist schliesslich ganz anderer Natur. Es sind die von SEDERHOLM und HOLMQUIST erwähnten Bildungen von jüngerem Quarz, Mikropegmatit sowie in einzelnen Fällen auch Verwachsungen von Biotit und Quarz, welche die Zwischenräume im Feldspatball ausfüllen. Sie liegen, wie oben erwähnt wurde, auch zwischen den einzelnen Orthoklas-

körnern des Feldspatballs und bilden dann gern schmale lange Partien zwischen diesen. Fig. 9 giebt solche Quarzeinschlüsse wider.

9) *Rapakivibälle besonderer Art:*

a) Mehrere der Geologen, die das Wiborger Gebiet systematisch untersucht haben, berichten über Feldspatbälle, in welchen mehrere konzentrische Plagioklasringe vorhanden sind. Bis fünf solche Ringe sind beobachtet worden.¹⁾ Es scheint, als würden solche Feldspate an gewissen Lokalitäten etwas häufiger auftreten, im ganzen aber sehr selten sein. Handstücke und Dünnschliffe solcher Feldspatbälle sind nicht in den Sammlungen vorhanden (POPOFF bildet einen derartigen Feldspatball mit drei konzentrischen Plagioklasringen in Fig. 14 ab).

Es ist mir nicht gelungen, solcher Feldspatbälle im Gestein ansichtig zu werden; wahrscheinlich sind dieselben sehr selten.

b) POPOFF bildet noch einen Feldspatball ab, an dem die Hülle von Plagioklas nur einen Teil der Oberfläche eines Orthoklasballs bedeckt, wogegen ein grosser Wulst von Orthoklas den Rest des Balls umgibt (Fig. 34 bei POPOFF).

10) *Bälle granitischer Zusammensetzung:*

a) Hie und da werden im Rapakiwi rundliche bis längliche, wohl auch ziemlich unregelmässig geformte Partien von feinkörnigen Quarz-Feldspatgebilden beobachtet, die ein Rand von Plagioklaskörnern umhüllt. Zuweilen ist nur ein Teil dieses Quarz-Feldspatballs von der Plagioklashülle umschlossen. Bis 20 und sogar 50 cm grosse Klumpen davon sind beobachtet worden.²⁾ SEDERHOLM beobachtete an einigen derartigen Gebilden noch einen inneren Mantel von Orthoklas in groben Körnern ausgebildet zwischen den eigentlichen Quarz-Feldspatklumpen und der äusseren Plagioklashülle. An der Oberfläche einer Bürgersteigplatte an der W-Seite von Riddaregatan, einige Schritte S von Regeringsgatan in Helsingfors, ist ein derartiger feinkörniger Quarz-Feldspat-«Ovoid» von etwa Faustgrösse zu sehen, den ein ziemlich ungleichmässig breiter Ring von, wie es scheint, nur Orthoklas umgibt.

Aus der Gegend etwa 2 km nördlich von Ihantala im Kirchspiel Wiborg wird ein derartiger, etwa 18—22 cm grosser Ball erwähnt, dessen Kern 12×16 cm ist und aus einem feinkörnigen granitischen Gemenge von Feldspat, Quarz und Biotit besteht. Dieser Kern wird von einem 3 cm dicken Ring von Feldspat umgeben, der aus vielen einzelnen Feldspatindividuen besteht, deren Längsrichtungen senkrecht zur Oberfläche des Kerns stehen.³⁾

b) FROSTERUS hat einen speziellen Fall eines derartigen Gebildes von fein-

¹⁾ B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. N:o 28 Säkkijärvi. S. 14.

²⁾ J. J. SEDERHOLM. Beskr. Kartbl. N:o 22 Valkeala S. 19.

³⁾ H. BERGHELL u. B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. N:o 28 Säkkijärvi S. 18.

körnigem Quarz und Feldspat beschrieben,¹⁾ wo in der Quarz-Feldspatmischung noch drei Orthoklasbälle ohne Plagioklashülle liegen, das Ganze aber von einer Plagioklashülle umgeben ist.

11) *Dunkle Bälle*. Bisweilen finden sich unter den Feldspatbällen des Wiborgits einzelne runde, dunkle Bälle, welche der Form nach den roten Feldspatbällen ähnlich sind, aber aus einem Gemenge dunkler Minerale zu bestehen scheinen. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Bällen um ähnliche Aggregate der sich zuerst ausscheidenden Minerale wie diejenigen, die hier (8) als Einschlüsse in den Feldspatbällen beschrieben wurden. Dieselben sind gewöhnlich kleiner als die Feldspatbälle. Derartige dunkle Bälle sieht man ziemlich oft an glazialgeschliffenen Rapakiwiplatten und in den Strassenplatten. Vielleicht handelt es sich auch teilweise um eingeschlossene Bruchstücke von Hornblendegneis, die in der Weise aufgeschmolzen worden sind, dass sie eine runde Form annehmen konnten. Leider ist es nicht gelungen, Dünnschliffe solcher dunklen Kugeln zu erhalten.

12) *Miarolitische Hohlräume*. Eines der Hauptmerkmale sowohl dieses Rapakiwi-Typus mit Plagioklasringen, wie der Typen ohne Ringe ist, dass das Gestein ganz ungewöhnlich reich an kleinen Drusenräumen ist. Infolge des Vorkommens dieser Drusenräume macht die Oberfläche des Gesteins bisweilen sogar einen rauhen Eindruck. Oft werden die Drusenräume etwas grösser und man sieht dann deutlich, wie sowohl die zuletzt ausgeschiedenen Quarze wie die Feldspate mit voller Kristallbegrenzung in die Drusenräume hineinschiessen und deren Wände bilden. Mitunter hat sich Flusspat in diesen Drusenräumen ausgeschieden. Zuweilen werden die Drusenräume ziemlich gross und können sogar die Bildung von kleineren Höhlen im Gestein verursachen. Bis $90 \times 180 \times 120$ cm grosse Drusenräume sind beobachtet worden.²⁾

Der miarolitische, poröse Charakter des Gesteins ist um so bemerkenswerter, als Pegmatite sowohl als letzte Ausscheidung wie als mehr selbständige Gangbildungen im Rapakiwi wie erwähnt verhältnismässig sehr selten sind und nur eine ganz untergeordnete Rolle spielen.

Pyterlit (Rapakiwi ohne Plagioklasringe).

Vom Pyterlit hat HOLMQUIST eine schöne Abbildung der Oberfläche des Gesteins in natürlicher Grösse (hier als Fig. 10 wiedergegeben) sowie eine Autotypie eines 6×8 cm grossen Dünnschliffs in nat. Grösse (Fig. 1 bei H.)

¹⁾ Beskr. Kartbl. N:o 28 Säkijärvi, S. 13, Fig. 1.

²⁾ K. A. MOBERG. Beskr. Kartbl. N:o 27 Fredrikshamn S. 14.

veröffentlicht. Das Charakteristische dieses grobkörnigen, rotbraunen Gesteins ist, dass die grossen, runden Feldspatbälle von einem Kranz von 2—5 mm grossen idiomorphen Quarzkörnern umgeben sind. Diese Quarzkörner liegen gleichsam eingebettet in der Randzone der grossen Feldspate. HOLMQUIST hat diese Struktur als »Marginations-Struktur« bezeichnet. Der Pyterlit scheint im allgemeinen reicher an Quarz zu sein als der Wiborgit. Der Quarz ist meist dunkel gefärbt und tritt sehr deutlich gegen die rotbraunen Feldspate hervor.

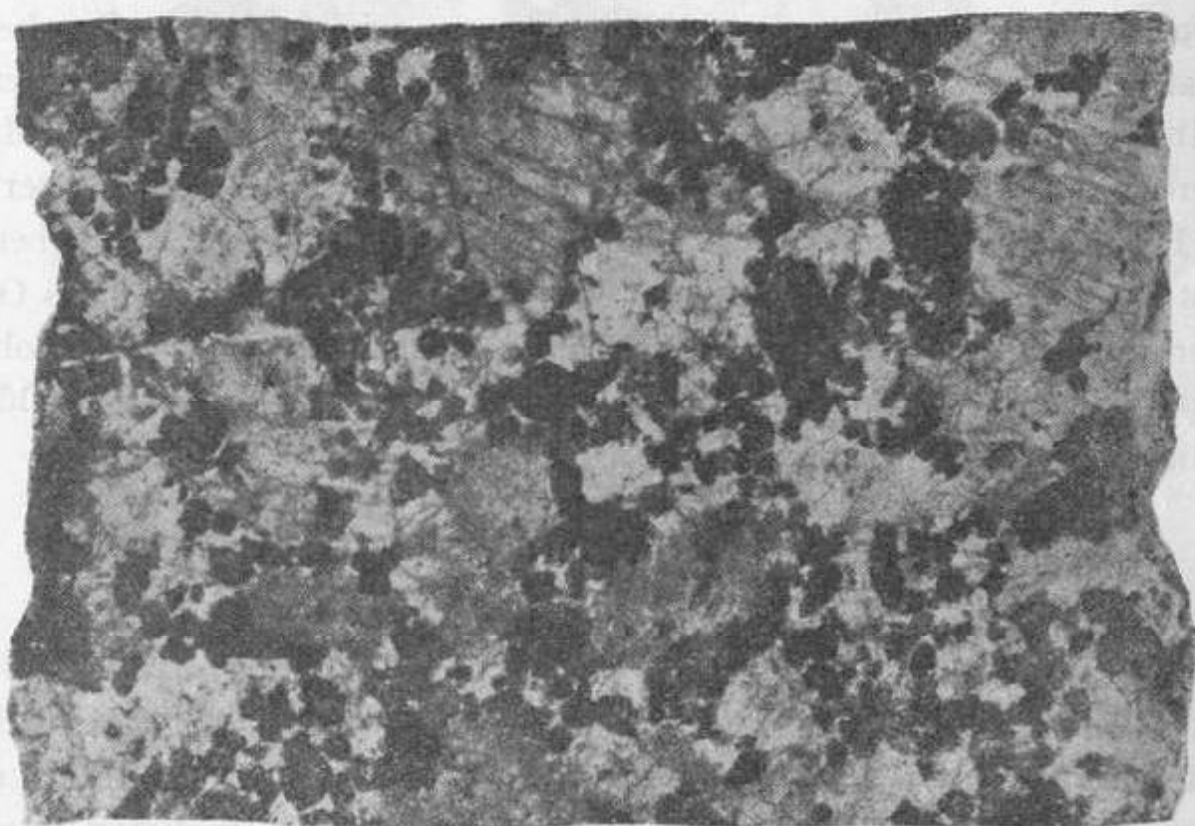


Fig. 10. Pyterlit. Polierte Fläche des Gesteins. Die idiomorphen, dunklen Quarzkörner treten deutlich hervor.

Der Feldspat der grossen Feldspatbälle ist in den Dünnschliffen, die ich zu untersuchen die Gelegenheit hatte, ein Mikroklin¹⁾ mit perthitisch eingelagertem Plagioklas. Der grösste Teil des Plagioklases im Pyterlit ist in diesem perthitischen Feldspat der Bälle enthalten. Es kommen jedoch auch einzelne, oft grössere, länglich ausgebildete Plagioklaskörner vor, die gegenüber dem Kalifeldspat und dem gleichzeitig mit diesem ausgeschiedenen Anteil des

¹⁾ Hiernach scheint es, als wäre der Kalifeldspat des Wiborgits sowohl Orthoklas wie Mikroklin, der des Pyterlits Mikroklin. Die Zahl der untersuchten Dünnschliffe ist jedoch nicht eine genügende, um ein bestimmtes Urteil zu erlauben.

Quarzes idiomorph sind, aber allotriomorph den rundlichen Quarzkörnern gegenüber.

Von dunklen Gemengteilen findet man im Pyterlit nur einen dunklen Glimmer und ganz wenig an Magnetit. Der Glimmer ist stark pleochroitisch, strohgelb — braunschwarz, undurchsichtig. Dieser Glimmer scheint, nach dem was an schiefen, noch ein wenig durchsichtigen Schnitten beobachtet werden kann, fast einachsigt zu sein. Er gleicht also dem Glimmer des Wiborgits, und auch die Einschlüsse und »pleochroitischen Höfe« sind ganz ähnlich.

Die Konturen der Feldspatbälle treten infolge der randlichen Einlagerung der Quarzkörner nicht ganz so deutlich hervor wie am Wiborgit, aber die Beschaffenheit und der innere Aufbau der Feldspatbälle sind sonst denjenigen im Wiborgit ganz ähnlich. Wie bei diesem besteht der Feldspatball oft aus mehreren verschiedenen Feldspatkörnern. Es ist ein ausgesprochen perthitischer Feldspat, der von Einschlüssen mehr oder weniger durchlöchert erscheint. In betreff der Einzelheiten kann auf die Beschreibung des Orthoklaskerns der Feldspatbälle des Wiborgits verwiesen werden, da sowohl die Feldspatbälle selbst wie deren Einschlüsse den Orthoklaskernen der Feldspatbälle im Wiborgit ganz ähnlich sind.

Mittel- bis feinkörnige Rapakiwi granite.

Der grobkörnige Rapakiwi ohne Plagioklasringe geht dadurch, dass die Feldspatbälle wegfallen, bisweilen lokal in ziemlich gleichmässig körnige Granite über. Diese sind meist von mittlerem Korn und scheinen im allgemeinen recht quarzreich zu sein. Stark hervortretend in diesen Graniten sind die rundlichen idiomorphen Quarzkörner, welche den Quarzkörnern, die in den beiden Haupttypen Kränze um die Feldspatbälle herum bilden, ganz ähnlich sind. Hier sind sie ziemlich gleichmässig innerhalb der Gesteinsmasse verteilt und werden durch die später auskristallisierten Feldspatkörner und kleineren Quarzkörner sowie den meist spärlich vorhandenen Glimmer gleichsam zusammenzementiert. Durch das reichliche Vorkommen dieser idiomorphen Quarzkörner unterscheiden sich die dem Rapakiwi angehörigen mittelkörnigen Granite von den gewöhnlichen, hypidiomorph-körnigen Graniten.

Der Feldspat dieser Granite ist meist ein Mikroklinperthit. Oft ist gar kein selbständiger Plagioklas zu sehen, sondern die Plagioklassubstanz des Gesteins ist ganz und gar im Mikroklin perthitisch eingeschlossen. An einigen Fundorten dieser Granite beobachtet man jedoch ganz wenig von selbstän-

dig kristallisiertem Plagioklas, welcher in kurzen Säulen ausgebildet auftritt und oft von Mikroklinperthitfeldern vollständig umschlossen wird. Diese plagioklasführenden Granite enthalten gewöhnlich auch etwas Hornblende. Es sei noch bemerkt, dass der Mikroklinperthit dieser mittelkörnigen Granite, im Gegensatz zum Perthit der Feldspatbälle der beiden Haupttypen, frei von

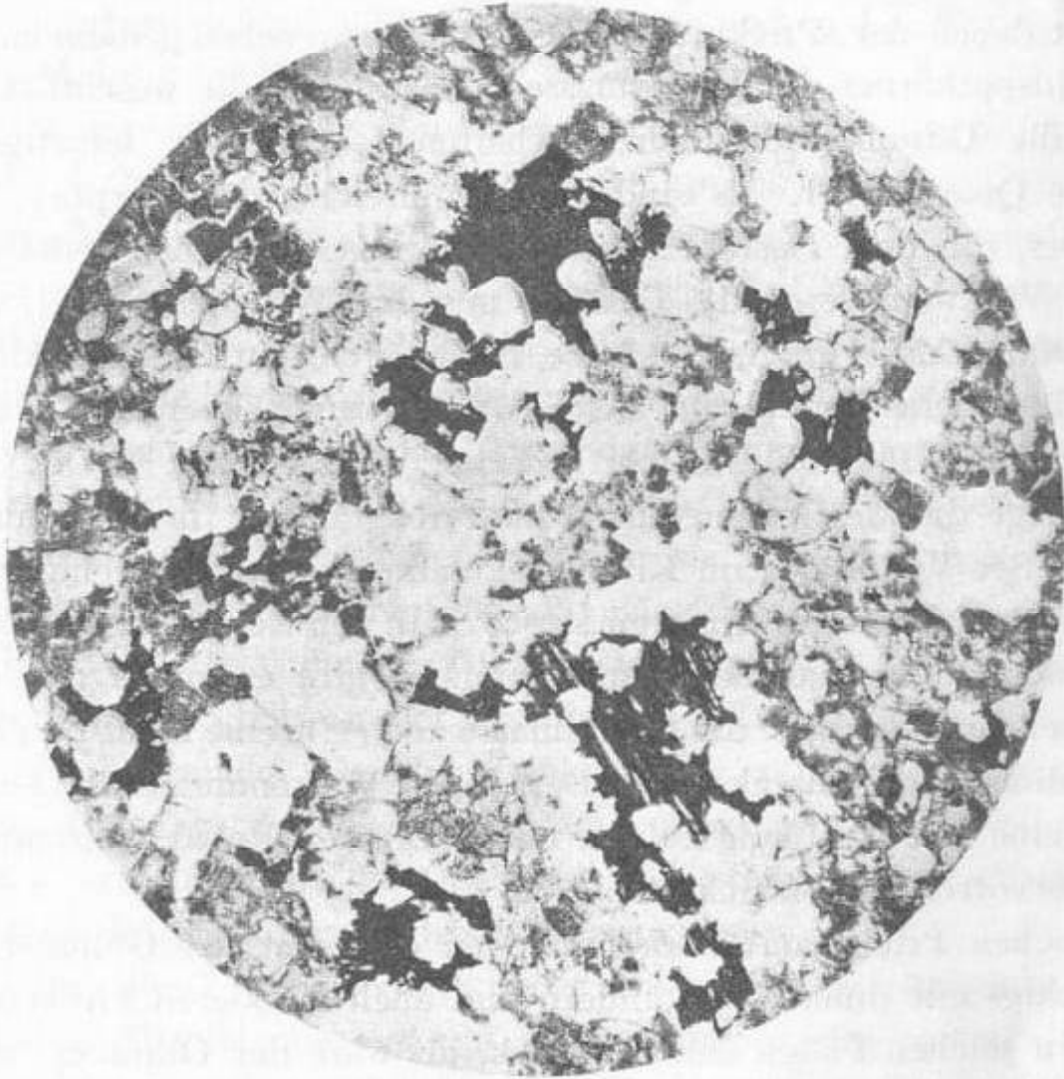


Fig. 11. »Prickgranit« von Valkeala. Parallele Nicols. Die dunklen Partien sind Glimmer. Sowohl die idiomorphe Begrenzung der im Glimmer eingeschlossenen Quarzkörner (weiss) wie der Quarzkörner, die in der feinkörnigen Grundmasse des Gesteins eingebettet liegen, tritt deutlich hervor. Vergrösserung 15 $\times$.

Einschlüssen ist. Dagegen sind die idiomorphen Quarze in ihrem zentralen Teil oft ganz voll von winzigen Einschlüssen, wohl Muscovit und Flüssigkeitsporen.

Prickgranite.

Lokal gehen die vorher beschriebenen mittelkörnigen Granite in »Prickgranite« über. Diese sind meist gleichmässig fein- bis zuckerkörnig. In der feinkörnigen Grundmasse liegen einzelne grössere Individuen von dunklem

Glimmer, die von kleinen idiomorphen Quarzkörnern ganz durchlöchert sind. Fig. 11 zeigt derartige Glimmerpartien im Prickgranit. Es liegt hier keine poikilitische Durchwachsung von Glimmer und Quarz vor, denn obgleich der Glimmer optisch einheitlich orientiert ist, so sind die kleinen Quarzkörner von einander ganz unabhängig. Der in dieser Weise siebartig durchlöcherte Glimmer ist ganz ähnlich ausgebildet wie die Alkali-Hornblende der Paisanite,¹⁾ mit denen der »Prickgranit« das fleckige Aussehen gemein hat. Auch die Kalifeldspatkörner der Hauptmasse des Gesteins, die wesentlich kleiner sind als die Glimmerindividuen, enthalten fast immer derartige kleine idiomorphe Quarzkörner. Es sind diese zahlreichen idiomorphen, kleinen Quarzkörner, die dem Gestein sein zuckerkörniges Aussehen verleihen.

In den Vorkommnissen des Gesteins aus dem Wiborger Gebiet, von welchen ich Dünnschliffe untersucht habe, ist der Feldspat ein Mikroklin. Selbständiger Plagioklas kommt nur ziemlich spärlich vor, aber der Kalifeldspat enthält ein wenig Plagioklas in perthitischer Verwachsung.²⁾ Der Glimmer ist der einzige dunkle Gemengteil dieser Prickgranite. Im Vorkommen bei Anttila am See Vuohijärvi im Kirchspiel Valkeala tritt ein wenig Muscovit auf; sonst habe ich keinen primären Muscovit in den Gesteinen der Rapakiwserie beobachtet. In manchen Vorkommnissen gibt es ausser den idiomorphen kleinen Quarzkörnern der Grundmasse auch einzelne mehr porphyrische grössere, idiomorphe Quarzkörner. Derartigen Vorkommnisse bilden petrographisch eine Art Übergang zu den mittelkörnigen Rapakiwgraniten ohne deutlich hervortretende »Prick-Struktur«.

In manchen Prickgranit-Vorkommnissen erscheint der Glimmer gleichsam »scheckig« mit dunkleren Rändern und auch dunkleren Flecken. Man bekommt in solchen Fällen den Eindruck, als wäre der Glimmer nach seiner Auskristallisation nachträglich schwach angeschmolzen worden.

Granitporphyrische Rapakiwiabarten.

Die an mehreren Orten im südlichen Teil des Wiborger Massivs vorhandenen »quarzporphyrtartigen« oder »granitporphyrtartigen« Rapakiwigesteine unterscheiden sich von den Haupttypen hauptsächlich dadurch, dass die Feldspatbälle viel weniger häufig vorkommen und kleiner sind, und dass dann

¹⁾ Z. B. Abbild. 40 in ROSENBUSCH, Elemente d. Gesteinslehre. Dritte Aufl.

²⁾ In den »Prickgraniten« des Nystad-Rapakiwgebietes ist der Feldspat hauptsächlich ein Orthoklas, und Plagioklas tritt etwas häufiger auf. Im wesentlichen sind diese Gesteine aber den Prickgraniten des Wiborger Gebietes ganz ähnlich.

auch die idiomorphen Quarze, die in den Haupttypen Kränze um die Feldspatbälle bilden, hier infolge der feinkörnigen Struktur der Grundmasse als zahlreiche Einsprenglinge hervortreten. In den Haupttypen erscheinen dieselben hauptsächlich deshalb nicht deutlich als »intratellurische Einsprenglinge«, weil sie infolge des Vorhandenseins der grossen Menge von Feldspatbällen nur Platz haben, sich um diese herumzulagern und so die »Marginationsstruktur« von HOLMQUIST hervorrufen.

Der quarzporphyrische Rapakiwi des südlich vom See Mahalaisenjärvi in der Dorfschaft Taalikkala, Kirchspiel Lappee, gelegenen Gebietes (vergl. S. 14) zeichnet sich aus durch das Vorkommen von nur ziemlich kleinen, bis etwa ein Zentimeter grossen Einsprenglingen von Orthoklas und von Plagioklas sowie reichlich von zwei bis vier Millimeter grossen Quarzeinsprenglingen. Die Feldspateinsprenglinge stellen aber meist nur fragmentähnliche Anteile von Kristallen dar. Ausserdem kommen ziemlich grosse Partien von Hornblende vor, die aus einem ganz durchlöcherten, skelettartigen porphyrischen Individuum bestehen, das von kleinen idiomorphen Quarz- und Feldspatkörnern vollständig erfüllt ist, analog dem Glimmer des »Prickgranits« (S. 63, Fig. 11). Etwas dunkler Glimmer tritt auch auf, teils in Form grösserer zeretzter Partien, teils in der Grundmasse. Die Grundmasse besteht aus einem gleichkörnigen, ziemlich feinkörnigen, sehr deutlich »panallotriomorphen« Gemenge von Feldspaten und Quarz mit wenig Glimmer. Auch in diesem Gestein liegen die Quarzkörner der Grundmasse gleichsam eingebettet in den Rändern der Feldspateinsprenglinge.

Einzelne dieser granitporphyrischen Abarten des Rapakiwi enthalten ziemlich viel Hornblende und nur wenig Glimmer. Sie besitzen eine dunkel braunrote Farbe und ziemlich kleine, nur $\frac{1}{2}$ bis 1 cm grosse Feldspatbälle, wodurch sie manchen Vorkommnissen des »Åland-Rapakiwi« sehr ähnlich sind. In den älteren Kartenblattbeschreibungen werden derartige Gesteine wegen ihres Hornblendehalts bisweilen als »Syenitgranite« beschrieben. Ein derartiges Gestein steht z. B. in »Gamlas-bärgen« im Kirchspiel Lappträsk an.

Feinkörniger Granit, der als Bruchstücke im Rapakiwi vorkommt.

Der feinkörnige Granit, der älter als das Hauptgestein ist und in zum Teil recht stark resorbierten, vielleicht auch partiell umgeschmolzenen Bruchstücken in diesem liegt, ist teils von roter, teils auch von grauer Farbe. Ich bin nicht in der Lage gewesen, diese Gesteine mikroskopisch zu untersuchen.

Feinkörnige Granitgänge im Rapakiwi.

Die feinkörnigen Granitgänge, die jünger als das Hauptgestein sind, scheinen meist eine rötliche Farbe zu haben. Sie sind von ziemlich verschiedenartiger Zusammensetzung. Zuweilen ist schon makroskopisch zu sehen, dass sie fast ganz aus einem schriftgranitischen Gemenge von Quarz und Feldspat mit fast gar keinen dunklen Gemengteilen bestehen. Einige Kieselsäurebestimmungen, die an diesen Ganggraniten ausgeführt worden sind, deuten an, dass sie quarzreicher als die Haupttypen des Rapakiwi sind.¹⁾ Sie enthalten sehr wenig dunkle Gemengteile, hauptsächlich dunklen Glimmer.

Es kommen aber auch feinkörnige Granite gangförmig im Rapakiwi vor, die ziemlich viel dunkle Gemengteile führen. Hornblende überwiegt dann über dunklen Glimmer und oft enthält die in diesen Gesteinen idiomorphe Hornblende einen Kern von grünem »diopsidischem Augit«.

Diejenigen von diesen gangförmig im Rapakiwi auftretenden feinkörnigen Graniten, von denen ich die Gelegenheit hatte Handstücke und Dünnschliffe zu untersuchen, unterscheiden sich alle strukturell von den Rapakiwitypen dadurch, dass in ihnen die für die Rapakiwigesteine so charakteristischen idiomorphen Quarze fehlen.

Pyroxen- und hypersthenführende Rapakiwiabarten.

Von den dunkelgefärbten Rapakiwiabarten stehen die graubraunen bis dunkelbraunen Gesteine dem Wiborgit am nächsten und können als hornblende- und plagioklasreiche Wiborgite bezeichnet werden. Auch bei ihnen sieht man auf den verwitterten Gesteinsoberflächen runde Feldspatbälle, umgeben von einem hellen Oligoklasring.

Mikroskopisch zeigt es sich, dass die Feldspatbälle aus einem ähnlichen Mikroperthit bestehen wie im Haupttypus, und auch die Einschlüsse sind von derselben Art. Der Plagioklas ist reichlicher vorhanden und derjenige Anteil desselben, der nicht an dem Aufbau der Mäntel teilnimmt, ist stärker idiomorph säulenförmig entwickelt als beim Haupttypus. Derselbe ist gewöhnlich von Feldern von jüngerem Kalifeldspat und Quarz umgeben. Die in bräunlich grünen Farbentönen pleochroitische Hornblende ist meist in grösseren Individuen ausgebildet, welche aber siebartig durchlöchert sind und idiomorphe, mittelgrosse Körner von Quarz und Plagioklas sowie Apatit und Zirkon beherbergen. Die Hornblende schliesst oft einen Kern von blassem, hellgrünem diopsidischem Augit ein. In solchen Fällen ist dann auch die

¹⁾ Beskr. Kartbl. N:o 7 S. 38.

Hornblende stärker pleochroitisch und besitzt eine deutlich bläulichgrüne Farbe. Dunkler Glimmer und Magnetit treten, meist in Verwachsung mit der Hornblende, auf.

Von dieser Art ist z. B. das Vorkommen, welches $2\frac{1}{2}$ km westlich von der Eisenbahnstation Davidstad ansteht und in den Steinbrüchen dieser Gegend gebrochen wird. Ein ähnliches Gestein kommt in der Gegend südlich von Lauitsala und an einigen Orten in Säkijärvi vor.

Diesen dunkelbraunen Wiborgitabarten sind manche Vorkommnisse des »grünen Rapakiwi« nahe verwandt. Der Hauptunterschied zwischen dem bräunlich grünen und dem gewöhnlichen Rapakiwi besteht aber nicht, wie früher angenommen wurde, nur darin, dass die Gesteinsgemengteile, besonders die Feldspate, stärker pigmentiert sind, sondern darin, dass der Plagioklasgehalt ein grösserer ist und dass gleichzeitig Pyroxen als Gesteinsgemengteil hinzutritt. Sowohl ein blassgrüner »diopsidischer Augit« wie ein schwach pleochroitischer rhombischer Pyroxen, wohl Hypersthen, werden beobachtet. An den charakteristischen gelbbraunen und braungrünen Farben der Gesteine erkennt man sofort, dass man es hier mit Hypersthengraniten und verwandten Gesteinen zu tun hat. Gleichzeitig mit dem Auftreten des Hypersthens als Gemengteil in dieser Abart tritt nämlich — offenbar wie immer in den Hypersthengraniten und Charnockiten — eine gelbbraune Färbung des Quarzes und eine braune oder braungrüne Färbung des Kalifeldspats ein.

Das Gestein des Vorkommens von Kaitjärvi (vergl. S. 29) ist recht grobkörnig. Es erscheint auf frischen Bruchflächen dunkel grüngrau und auf nicht ganz frischen Flächen dunkelgrün. Der Kalifeldspat dieses Gesteins ist nicht mehr als runde Bälle entwickelt, sondern tritt in 2 bis 4 Zentimeter grossen, kurz säulenförmigen Kristallen auf. Diese sind graugrün, heller wie die übrigen Anteile des Gesteins, und erscheinen, wenn nass, heller weisslich grün. Die Quarzkörner, die mit Feldspaten und den dunklen Gemengteilen zwischen den grossen Kalifeldspaten liegen, sind im auffallenden Lichte glänzend schwarz und tragen so zur dunklen Gesamtfarbe des Gesteins bei.

Unter dem Mikroskop erweist es sich, dass dieser Kalifeldspat ein Mikroperthit ist, jedoch von viel feinerer Struktur als der Mikroperthit der Haupttypen des Rapakiwi. Hie und da sind innerhalb dieser Feldspate Partien mit Andeutungen von Mikrolin-Gitterstruktur sichtbar, aber meist entbehren sie der Zwillingsstruktur. Wo die Plagioklaseinlagerungen des Perthits gröber werden, beobachtet man gelegentlich eine polysynthetische Zwillingsbildung derselben nach dem Albitgesetz. Ziemlich häufig gewahrt man, wie auf grossen Partien innerhalb dieser Mikroperthite die mikroperthitische Struktur

allmählich in eine »kryptoperthitische« übergeht. An den Übergangsstellen sieht man dann spindelähnliche Partien der beiden Feldspate durcheinandergewoben, ähnlich wie sie BRÖGGER aus den Feldspaten des Laurvikits beschreibt und abbildet.¹⁾ In den feinsten Strukturabarten dieser Gebilde sind die einzelnen »Spindeln« nur bei stärkster Vergrößerung durch den Unterschied in der Lichtbrechung der Komponenten zu beobachten. An solchen Stellen löscht der Feldspat zwischen gekreuzten Nicols nicht scharf aus, sondern zeigt nach der einen Richtung gedreht eine bläuliche, nach der andern eine bräunliche Farbe. Derartige Feldspatpartien und diejenigen, an denen gerade noch eine Mikroperthitstruktur zu beobachten ist, »schillern« mit einem grünlich blauen Farbenspiel, ähnlich der grünschillernden Abart des Feldspats des südnorwegischen Laurvikits, jedoch nicht so kräftig wie dieser.

Dieser Mikroperthit enthält, wie erwähnt, als Einschlüsse einzelne Plagioklase und idiomorphe Quarzkörner. Ebenso beobachtet man dieselben klumpenförmigen Aggregate von Hornblende, Apatit und Quarz, die als Einschlüsse in den Orthoklasbällen der Haupttypen des Rapakiwi beschrieben wurden. Dagegen kommen die länglichen, schmalen Quarz- und Mikropegmatitpartien, welche fast immer in den Feldspatbällen vorhanden und geradezu für diese charakteristisch sind, hier nur spärlich vor.

Plagioklas tritt in diesem Gestein selbständig in kurz säulenförmigen Individuen auf, die kleiner sind als die grossen Mikroperthitindividuen und ihnen auch an Menge nicht gleichkommen. Der Quarz ist auch in diesem Gestein in zwei Generationen vorhanden. Teils bildet er rundliche Körner, die vor den Feldspaten ausgeschieden worden sind, teils ist er der zuletzt ausgeschiedene Gemengteil.

Der hauptsächliche dunkle Gemengteil dieses Gesteins ist ein schwarzes, im Dünnschliff dunkel gelbbraunes Umwandlungsprodukt nach rhombischem Pyroxen. Monokliner Pyroxen scheint recht spärlich vorhanden zu sein. Es ist ein blassgrüner, nicht merklich pleochroitischer »diopsidischer Augit«, der nach der Basis und dem Orthopinakoid eingelagerte, schwarze, undurchsichtige, stabförmige, wohl aus Eisenerz bestehende Interpositionen in ziemlich grosser Menge führt. Wo monokliner Pyroxen vorhanden ist, wird er meist von Hornblende umrahmt. Auch der rhombische Pyroxen, wohl Hypersthen, wird ähnlich von Hornblende umrahmt. Fast immer ist aber der Hypersthen in diesem Vorkommen in eine gelbbraune serpentinähnliche, von Eisenerz durchsetzte Masse umgewandelt, die viel Ähnlichkeit hat mit der »Iddingsit«-Pseudomorphose des Olivins in Gesteinen, die gleichzeitig

¹⁾ W. C. BRÖGGER. Zeitsehr. f. Kristall. XVI (1890) S. 531—536.

Olivin und Quarz führen, wie z. B. in den olivinführenden Quarzdiabasen der Walamo-Inseln.¹⁾ Diese Umwandlung ist wahrscheinlich eine magmatische gewesen und hat sich dann noch als eine postmagmatische, pneumatolytische fortgesetzt, denn stellenweise ist die »Iddingsit«-Pseudomorphose noch selbst randlich umgebildet, wobei sich Eisenerz ausgeschieden und strahlsteinähnliche Kriställchen an den Rändern der Iddingsitkörner und auch auf Spalten in den umgebenden Feldspaten abgesetzt hat.²⁾ Dieser pneumatolytischen Periode sind wahrscheinlich auch »myrmekitische« Neubildungen zuzuschreiben, die an manchen Stellen, wo Plagioklas und Kalifeldspat aneinander grenzen, beobachtet werden.

Die Hornblende tritt in diesem Gestein zuweilen örtlich stark gegen die Pyroxenpseudomorphosen zurück und bildet dann nur kleinere allotriomorphe, spät auskristallisierte Körner. Zuweilen ist aber die Hornblende in etwas grösserer Menge vorhanden und bildet grössere, teilweise gut begrenzte Felder, die ziemlich viel von den zuerst ausgeschiedenen Quarzkörnern umschliessen. Dunkler Glimmer tritt in dem Gestein nur untergeordnet auf, meist in Verwachsung mit der Hornblende. Dagegen ist Magnetit reichlicher vorhanden als in den Haupttypen des Rapakiwi.

Dieser dunkle Hypersthen-Granit von Kaitjärvi entspricht gewissermassen dem ziemlich ähnlichen dunklen Pyroxengranit von Gravesfors in Mittelschweden, der ebenfalls eine Faciesbildung innerhalb eines grossen Gebietes roter Granite darstellt.

Tirilit (grünschwärzer Granodiorit).

Dem Hypersthengranit von Kaitjärvi schliessen sich der Farbe nach die hier als »Tirilite« bezeichneten dunkelgrünen mittelkörnigen Gesteine nahe an. Dieselben sind aber dunkler schwarzgrün. Auf der frischen Bruchfläche ist das Gestein ganz gleichmässig dunkelgrün mit einem Stich ins Bläulichgrüne. Sehr bald verändert sich die Oberflächenfarbe in dunkel bräunlichgrün, und geschliffene und polierte Flächen nehmen einen eigentümlichen braungrünen Farbenton an. An polierten Flächen des Gesteins sieht man auch ziemlich reichlich grünschillernde, ein bis anderthalb Zentimeter grosse

¹⁾ K. v. CHRUSTSCHOFF. Geol. För. Förh. XIII S. 149. u.

J. J. SEDERHOLM. Fennia. VIII, S. 106.

²⁾ Die Feldspate enthalten auf den Spalten ziemlich reichlich gründurchsichtige, chloritähnliche Schüppchen, die jedenfalls stark zur grünen Farbe des Gesteins beitragen.

Feldspate. An den groben Spaltflächen des Gesteins tritt dagegen das Schillern der Feldspate nicht hervor. In Handstücken ist das Gestein, wie erwähnt, gleichmässig schwarzgrün, am ehesten sieht es wie ein Gabbro aus, und die von den Feldgeologen viel benutzte Bezeichnung »gabbroähnliches Rapakiwigestein« liegt deshalb auf der Hand. Das Gestein besteht aus Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Hornblende, Glimmer, mit ein wenig Pyroxen, Eisenerz, Apatit und Zirkon als Übergemengteilen. Man könnte es mit so ziemlich gleicher Berechtigung zu den Graniten (Granodioriten), den Quarzdioriten, den Quarzsyeniten oder den Quarz-Hornblende-Monzoniten rechnen. Da das Gestein recht quarzreich ist, muss man es vielleicht am ehesten zu den Graniten (Granodioriten) zählen; es stellt zwar dann einen gleichmässig grünschwarz gefärbten Granit dar, was ja jedenfalls nicht mit dem Granitbegriff vereinbar ist, und wie später gezeigt werden soll unterscheidet es sich auch chemisch von allen diesen Gesteinsarten durch eine sehr viel niedrigere mg-Zahl. Da die Rapakiwigranite, wie später gezeigt werden soll, nicht zu den Alkali-Kalkgraniten gehören, sondern extrem kalireiche Granite sind, und da das fragliche Gestein eine Faciesbildung dieses kaligranitischen Magmas darstellt, soll es hier als »Tirilit« bezeichnet werden.

Makroskopisch unterscheidet man im Gestein $1\frac{1}{2}$ bis $1\frac{1}{2}$ Zentimeter grosse, viereckige und achteckige Durchschnitte von idiomorphem Feldspat sowie Partien von Hornblende und dunklem Glimmer. Quarz tritt in kleinen, meist nur 2 bis 3 mm grossen rundlichen Körnern auf, die im auffallenden Licht schwarz erscheinen und im durchfallenden bräunlich durchscheinend sind.

Mikroskopisch erweisen sich die dunkel grünschwarzen porphyrischen Feldspate als Kalifeldspat. Auf Spaltblättern, die ziemlich leicht zu erhalten sind, wurde die Auslöschungsschiefe auf P gleich 0° auf M im allgemeinen etwa zu $6^\circ 30'$ bestimmt. An einzelnen Stellen sinkt die Auslöschungsschiefe bis etwa 4° , an anderen werden dagegen etwas höhere Auslöschungsschiefen, bis etwa 10° , beobachtet. Auch in den Dünnschliffen bemerkt man, dass die Auslöschungsschiefe etwas variiert, je nachdem, ob eine mikroperthitische Struktur zu sehen ist oder nicht. In betreff der mikroperthitischen Struktur gilt auch für diesen Feldspat das für den Feldspat des Hypersthengranits von Kaitjärvi (S. 68) Gesagte. — An dem Fundorte im Steinbruche der Fabrik Kaukas wurde ein runder dunkler Feldspatknollen gefunden, dessen Durchmesser etwa 8 cm beträgt. Derselbe besteht aus mehreren Sektoren, deren Flächen 3 bis 4 cm gross sind. Spaltblättchen dieses grossen Feldspats zeigen, dass er ein Orthoklas ist. Es ist dieses gewissermassen ein grosser Rapakiwiball ohne Plagioklashülle, aber von dunkel grünschwarzer Farbe, wie das umgebende Gestein.

Der Plagioklas ist bedeutend reichlicher vorhanden als in den mittelkörnigen Rapakiwigraniten und »Prickgraniten». Er ist meist idiomorph dem Kalifeldspat gegenüber, aber enthält oft selbst randlich kleine rundliche Quarzkörner eingeschlossen. So zahlreich sind diese Quarzkörner jedoch nicht, wie in der später zu beschreibenden Hornblende.

Quarz tritt in diesem Gestein viel spärlicher auf als in den roten und braunen Rapakiwiabarten, er ist aber doch in ziemlicher Menge vorhanden und tritt meist in kleinen rundlichen, von den übrigen Gemengteilen umschlossenen Körnern auf. Ausserdem findet man den Quarz zusammen mit Kalifeldspat als letztes Kristallisationsprodukt, in dieser Art jedoch nur in untergeordneter Menge.

Hornblende ist reichlicher vorhanden als in den eigentlichen Rapakiwiabarten. Es ist eine nicht besonders stark pleochroitische, bräunlich grüne »gemeine Hornblende». Sie bildet ziemlich grosse Felder, welche aber immer zahlreiche Quarzkörner und Apatit und Zirkon eingeschlossen enthalten, wodurch sie den Charakter eines siebartigen Gerüsts erhält, ähnlich wie der dunkle Glimmer im Prickgranit (S. 63, Fig. 11). Oft ist die Hornblende mit dunklem Glimmer verwachsen, der aber zum Teil später kristallisiert zu sein scheint als die Hornblende. Im allgemeinen enthält dieses Gestein bedeutend mehr Hornblende als Glimmer. Zuweilen findet man in den Hornblendepartien Kerne, die aus einem im Dünnschliff fast farblosen »diopsidischen Augit» bestehen. Dieser Pyroxen ist meist in serpentinähnliche, grüne bis bräunliche Aggregate umgewandelt. Zuweilen sind in diesen Umwandlungsprodukten auch Pyroxenreste zu sehen, die wahrscheinlich aus rhombischem Pyroxen bestehen. In einem Falle wurde ausser monoklinem und rhombischem Pyroxen auch Olivin als derartige Kerne in den Hornblendepartien beobachtet.

Von den Übergemengteilen sind die ziemlich zahlreichen, ganz ebenso wie in den Haupttypen des Rapakiwi ausgebildeten Zirkone und Apatite bemerkenswert.

Der Syenit von Lappee.

Der Syenit, der an mehreren Orten südlich von Willmanstrand im Kirchspiel Lappee ansteht, ist ein mittelkörniges, hellrötlichgrau- und schwarzfleckiges Gestein von ausgesprochenem Tiefengesteinscharakter. Die Hauptgemengteile sind ein hellrotgrauer Kalifeldspat und schwarzer Glimmer. Der Feldspat besitzt eine gewisse Neigung zu porphyrischer Ausbildung, indem hier und da bis ein Zentimeter grosse Feldspate in der sonst ziemlich gleich-

mässig körnigen Masse eingesprengt liegen. Dieser Feldspat zeigt kein Farbenschiellern. Die meisten Feldspatkörner sind etwa $\frac{1}{2}$ Zentimeter gross, und von derselben Grösse sind die schwarzen bis braunschwarz schimmernden Partien von dunklem Glimmer, der den zweiten Hauptbestandteil des Gesteins ausmacht.

Neben diesen Hauptgemengteilen kommt Quarz in grauen, meist ziemlich kleinen Körnern vor. Der Gehalt an Quarz scheint lokal zu wechseln, zuweilen ist er etwas grösser, zuweilen geringer; ganz quarzfreie Abarten habe ich nicht beobachtet. Die quarzreichen Abarten könnten vielleicht ebenso gut als quarzarme Biotitgranite bezeichnet werden. Da aber ganz quarzfreie kalifeldspatreiche Glimmersyenite bis jetzt wohl überhaupt nicht angetroffen worden sind, glaube ich, dass es berechtigt ist, dieses Gestein zu den Syeniten zu rechnen. — In etwas geringerer Menge als Quarz kommt Plagioklas vor. Derselbe bildet meist kleinere Körner als der Kalifeldspat und besitzt eine weissgraue hellere Farbe.

Das Gestein ist durchaus frisch und hart und verwittert nicht wie der Rapakiwi, weshalb es in ziemlich ausgedehntem Masstabe zu Bauzwecken in Willmanstrand und an den Eisenbahnlinien in Ostfinland Verwendung gefunden hat. Es ist auch in bedeutenden Mengen nach Russland ausgeführt worden. Auf den frischen Bruchflächen hat dieses Gestein eine schöne Farbe, nimmt aber bald einen viel dunkleren braunen Ton an, und die Oberfläche des Gesteins macht in den älteren Bausteinen einen schmutzigen, toten Eindruck.

Mikroskopisch erweist sich das Gestein als der Hauptsache nach hypidiomorphkörnig kristallisiert. Der Quarz ist aber ausgesprochen idiomorph und kommt fast ausschliesslich in kleinen runden Körnern vor. Der Kalifeldspat ist ein Perthit, der ziemlich plagioklasarm zu sein scheint. Der Plagioklas ist in ziemlich geringer Menge vorhanden. Er ist oft von dem Kalifeldspat umschlossen und meist ziemlich deutlich idiomorph diesem und dem Glimmer gegenüber. Der Plagioklas ist in diesem Gestein fast immer zonar gebaut, mit einer nicht unbedeutend grösseren Auslöschungsschiefe im inneren Teil der Körner als in den äusseren Hauptteilen. Oft macht dieser innere Teil den Eindruck, als sei er ein Rest eines grösseren, partiell resorbierten Plagioklasindividuums, das dann nach der Resorption durch Anlagerung einer albitreicheren Mischung wieder weitergewachsen ist. Die Zusammensetzung des Plagioklases dürfte sich zwischen basischem Andesin und saurem Oligoklas bewegen.

Der hauptsächlichste dunkle Gemengteil ist ein strohgelb und dunkel graubraun pleochroitischer dunkler Glimmer. Derselbe tritt in etwa halb-

zentimetergrossen, optisch einheitlich orientierten Partien auf, die aber nur ein Kristallskelett ausmachen, welches kleine, runde, bis scharf idiomorphe Quarzkörner beherbergt. Es ist genau dieselbe Erscheinung wie sie an den Prickgraniten (S. 63, Fig. 11) beschrieben wurde, nur in grösserem Masstabe, da der Syenit viel reicher an Glimmer ist, wie auch die Glimmerpartien viel grösser sind.

Als akzessorische Gemengteile treten Apatit und Zirkon ziemlich reichlich auf. Dieselben liegen meist im Glimmer eingebettet und lassen dann einen schwachen pleochroitischen Hof um den Zirkon herum erkennen. In geringerer Menge ist Eisenerz, dazu ein wenig Hornblende vorhanden.

Die Augitdiorite und Hypersthendiorite aus der Gegend östlich von Simola.

Die Gesteine der auf S. 33 beschriebenen, mit b—d bezeichneten Fundorte unterscheiden sich von einander hauptsächlich nur durch das Auftreten der Gemengteile in etwas verschiedenen Proportionen und durch strukturelle Unterschiede. Der monokline Pyroxen, den alle diese Gesteine miteinander gemein haben, ist ein blassgrüner »diopsidischer Augit«, ähnlich wie der in den Pyroxengraniten sowie in manchen Pyroxensyeniten und Dioriten gewöhnlich vorkommende. Er ist durch die ziemlich grosse Zahl von stabförmigen, parallel der Basis und dem Orthodoma eingelagerten Eisenerzeinschlüssen besonders charakterisiert. Der rhombische Pyroxen erscheint auch in dünnen Dünnschliffen recht deutlich pleochroitisch (rötlich — hellgrün) und ist demnach ein ziemlich eisenreicher Hypersthen. Überhaupt sind alle diese Gesteine verhältnismässig sehr eisenreich und enthalten viel Magnetit, der in kleinen Körnern offenbar recht frühzeitig kristallisiert ist.

Für diese Gesteine ebenso wie für die mittel- bis feinkörnigen Rapakiwi-granite ist es charakteristisch, dass die dunklen Gemengteile in grossen Feldern ausgebildet sind, die eine grössere Zahl von kleinen Körnern der zuerst ausgeschiedenen Minerale — in diesem Falle Magnetit und Plagioklas — umschliessen. Es gleicht diese Ausbildungsart den »poikilitischen« Verwachsungen, unterscheidet sich aber von diesen dadurch, dass es nicht zwei grössere Individuen sind, die sich gegenseitig durchdringen, sondern ein grosses Individuum des einen Minerals, das viele kleine, verschieden orientierte Individuen des anderen Minerals umschliesst.

Eine Detailbeschreibung der Gesteine der einzelnen Vorkommnisse würde zu weit führen, es seien deshalb nur einige bemerkenswertere Einzelheiten hervorgehoben:

Das porphyrische Gestein des Fundortes b) ist durch seine schmalen Feldspattafeln besonders charakteristisch. Im Querschnitt erscheinen diese Tafeln auf der Bruchfläche leistenförmig und bestehen dann fast immer aus zwei Zwillingshälften. Wo diese Tafeln häufig sind, sammeln sie sich, wohl aus Mangel an Platz, in Gruppen, wobei die Enden nahe bei einander liegen, so dass eine derartige Gruppe dann im Querschnitt mehr oder weniger sternförmig erscheint. Durch das Vorkommen dieser dünntafeligen Plagioklase erinnert das Gestein recht stark an die »Odinite« des Odenwaldes. Das Gestein besitzt auch sonst infolge seines Glimmer- und hohen Magnetitgehaltes einen ausgesprochen »lamprophyrischen« Charakter. — Die erwähnte Ausbildungsform der Plagioklase tritt auch bei den sog. »Labradorporphyren« von Hogland und Sommarö auf. Besonders auffallend ist die Ähnlichkeit zwischen der Ausbildungsform der Plagioklase des porphyrischen Pyroxendiorits von Simola und der Plagioklase einer Abart des Porphyrs von Sommarö, wo der Plagioklas verhältnismässig reichlich vorhanden ist. Bemerkenswert ist auch der grosse Eisenerzgehalt sowohl dieses porphyrischen Pyroxendiorits wie des Labradorporphyrs der Inseln. Der Hauptunterschied besteht darin, dass der Diorit von Simola als Tiefengestein holokristallin erstarrte, wogegen die Labradorporphyre der Hauptmasse nach mikrokristallin erstarrten.

Die grobkörnigeren Partien vom Fundorte c) sind sehr quarzarm, die feinkörnigen enthalten fast gar keinen Quarz. Die grobkörnigen Partien sind reicher an dunklem Glimmer und der Pyroxen ist hauptsächlich der beschriebene blassgrüne diopsidische Augit. Rhombischer Pyroxen kommt in geringerer Menge vor und bildet dann etwas grössere, kurz säulenförmige, idiomorphe Individuen. Magnetit ist reichlich vorhanden und tritt in ziemlich kleinen rundlichen Körnern auf, die meist früher als die übrigen Gemengteile ausgeschieden worden sind. Das Gestein ist dadurch eigentümlich, dass Gruppen von etwas grösseren Mineralen von recht feinkörnigen Partien umschlossen werden. Die Struktur dieser feinkörnigen Partien ist eine »panallotriomorphe«, wie bei manchen basischen Ergussgesteinen. Gleichzeitig macht sich jedoch eine Art Fluidalstruktur in diesen feinkörnigen Anteilen dadurch bemerkbar, dass die klein-leistenförmig entwickelten Plagioklase mit den Längsachsen annähernd parallel angeordnet sind.

Die feinkörnigen, dunklen Partien des Gesteins von c) sind sehr reich an Magnetit, Hypersthen und diopsidischem Augit, aber Biotit fehlt in diesem Gestein fast ganz. Da Hypersthen in grösserer Menge wie monokliner Pyroxen vorkommt, ist das Gestein den Noriten nahe verwandt, dürfte aber doch richtiger als Hypersthendiorit aufgefasst werden. Die Struktur des Hauptanteils des Gesteins ist »panallotriomorph«, aber einzelne etwas grössere Hypersthene

und Plagioklase liegen in Gruppen angehäuft hier und da in dieser feinkörnigen Hauptmasse. Das Ganze weist eine deutlich fluidale Anordnung auf. Die Struktur sowohl der Hauptmasse des feinkörnigen Gesteins wie der erwähnten feinkörnigen Partien innerhalb des mittelkörnigen Gesteins sowie der Mineralbestand sind denen der »Beerbachite« des Odenwaldes dermassen ähnlich, dass man das Gestein als einen Beerbachit klassifizieren müsste, falls es gangförmig auftreten würde.

Das Gestein des Fundortes d) steht seiner mineralogischen Zusammensetzung nach den Gesteinen des Fundortes c) sehr nahe. Es enthält aber ziemlich reichlich Glimmer in grösseren, optisch einheitlich orientierten Körnern, in denen viele kleine Plagioklase und Magnetitkörner eingebettet liegen.

Die Gesteine der Fundorte e) und f) sind quarzreicher als die übrigen Gesteine. Gleichzeitig mit dem Quarz tritt Orthoklas als letztes Kristallisationsprodukt auf. Rhombischer Pyroxen und Glimmer kommen nur in geringer Menge vor. Der monokline Pyroxen ist mehr säulenförmig entwickelt, ähnlich wie in den mikropegmatitreichen Quarzdiabasen, und von blassvioletter Farbe, fast farblos, nicht blassgrün wie an den meisten Fundorten der Diorite. Dieser Pyroxen wird in den Gesteinen der Fundorte e) und f) meist von Hornblende umsäumt, und Hornblende tritt auch in grösseren, selbständigen Individuen auf. Durch den Hornblende-, Quarz- und Orthoklasgehalt stellen diese Gesteine gewissermassen Übergänge zu den Tiriliten dar, doch besteht den Tiriliten gegenüber der charakteristische Unterschied, dass sie bei der Verwitterung eine rötliche Farbe annehmen, ähnlich wie die mikropegmatitreichen Quarzdiabase, wogegen die Tirilite nur dunkler grün werden.

V. Die chemischen Beziehungen der Rapakiwigesteine.

Die chemische Zusammensetzung der Rapakiwigesteine ist verhältnismässig wenig untersucht worden. Von älteren Analysen wurden einige an stark verwittertem Material aus losen Blöcken ausgeführt, und andere können wegen ihrer Unvollständigkeit nur zum Vergleich benutzt werden. Aus neuerer Zeit besitzen wir jedoch von den Haupttypen ein paar zuverlässige Analysen, die über die Eigenartigkeit derselben Auskunft geben. Auch einige der alten Analysen sind offenbar zuverlässig und genügen auch den heutigen Anforderungen. Sie sind aber von dem verhängnisvollen Schicksal betroffen worden, in autoritativen Veröffentlichungen unrichtig abgedruckt zu werden, und erschienen dann so eigentümlich, dass ihre Richtigkeit in Frage gestellt wurde. So hat SEDERHOLM¹⁾ in seinem Bericht über die Rapakiwigesteine die Ziffern für den Magnesium- und den Kalkgehalt der damals einzigen guten Analysen, derjenigen von STRUVE,²⁾ vertauscht. Die eine der Struve'schen Analysen ist auch von HACKMAN in der unrichtigen Edition in seiner Zusammenstellung von Analysen finländischer Gesteine abgedruckt worden,³⁾ die zweite ist richtig nach STRUVE angegeben. HACKMAN hat wiederum die Zahlen für Na_2O und K_2O in der neuen Analyse des Rapakiwi von Pitkäranta vertauscht.⁴⁾ Diese Analyse wurde an 8 Meter Bohrkernen, die einer Diamantbohrung der Grube »Klara II» entstammen, ausgeführt. Sie dürfte also ein recht genaues Bild von der durchschnittlichen Zusammensetzung des Pitkäranta-Rapakiwi geben.

In der Tabelle I sind sowohl die neueren Analysen (III, IV u. VII), wie diejenigen unter den älteren, die an frischem, unverwittertem Gestein ausgeführt wurden, zusammengestellt. Von den älteren Analysen entsprechen nur die von Struve (I u. II) unseren jetzigen Anforderungen, die übrigen sind

¹⁾ J. J. SEDERHOLM. *Tscherm. Min. u. Petr. Mitt.* XII (1891) S. 21.

²⁾ H. STRUVE. *Mém. de l'Acad. Imp. Sciences. St. Petersburg. Ser. VII* 1863. T. VI N:o 4.

³⁾ V. HACKMAN. *BULL. Comm. Géol. Finlande.* N:o 15 (1905).

⁴⁾ V. HACKMAN. *Loc. cit.* S. 25.

Tabelle I.

	Pyterlite.			Wiborgite.			VII	VIII
	I	II	III	IV	V	VI		
SiO ₂	75,06	77,71	75,81	70,24	69,52	71,53	75,26	66,95
TiO ₂	0,36	0,48	0,32	0,35	—	—	0,25	—
Al ₂ O ₃	11,70	10,13	11,22	14,28	14,04	13,70	12,71	15,03
Fe ₂ O ₃	1,04	1,41	0,86	0,63	0,34	1,79	0,97	2,14
FeO.....	1,57	2,15	1,91	2,88	4,42	2,34	1,11	3,23
MnO.....	sp.	sp.	sp.	0,04	—	—	0,02	—
MgO.....	0,19	0,21	0,34	0,22	0,32	0,48	0,29	0,33
CaO.....	1,01	1,13	1,25	2,09	2,40	2,08	0,66	3,22
Na ₂ O.....	2,56	1,85	2,27	3,16	3,40	2,82	2,65	4,43
K ₂ O.....	6,25	4,50	5,49	5,50	6,25	6,71	5,56	2,46
H ₂ O.....	0,63	0,43	0,40	0,41	0,52	0,34	0,89	0,39
	100,37	100,00	99,87	99,95	101,52	101,79	100,41	93,18

- I. Pyterlit aus den Steinbrüchen von Hämeenkylä (»Himmeküll») gegen-
über Pyterlaks. Anal. von H. Struve. (etwa 10 kg Material).
- II. Pyterlit vom selbem Orte wie I. Anal. H. Struve. (etwa 1 kg Material).
- III. Pyterlit von Pyterlaks. Anal. N. Sahlbom.
- IV. Wiborgit von Muhutlahti, Säkkijärvi. Anal. R. Mauzelius.
- V. Wiborgit von Huovila, Säkkijärvi. Anal. H. Berghell.
- VI. Wiborgit von Simola. Anal. H. Berghell.
- VII. Rapakiwi von Pitkäranta, Analyse einer Generalprobe von 8 m Bohr-
kernen aus der Grube »Klara II». Anal. G. Sundell.
- VIII. »Tirilit» von Simola. Anal. H. Berghell.

nicht vollständig. Doch haben sie meines Erachtens als Vergleichsmaterial eine gewisse Bedeutung: sie legen die ziemlich grosse chemische Konstanz der Gesteine der beiden Haupttypen dar. — Natürlich wäre es sehr wünschenswert, dass noch mehrere Analysen von verschiedenen Teilen dieser grossen Eruptivmasse zum Vergleich herangezogen werden könnten.

Pyterlit.

Entsprechend seinem Mineralbestand aus hauptsächlich mikropertithischem Kalifeldspat mit Quarz und dunklem Glimmer zeigen die Analysen I bis III einen hohen Alkali- und besonders K-Gehalt bei niedrigem Ca-Gehalt. An. I von STRUVE ist an etwa 10 kg gepulvertem Material, An. II an etwa 1 kg ausgeführt worden. Dieses erklärt, warum bei höherem Si O₂-Gehalt der An. II dennoch die Summe der Eisenoxyde höher und der Alkaligehalt nied-

Tabelle I a.

<i>Molekularproportionen.</i>								
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	12,510	12,952	12,635	11,707	11,587	11,922	12,543	11,158
TiO ₂	45	60	40	44	—	—	31	—
Al ₂ O ₃	1,147	993	1,100	1,400	1,376	1,343	1,246	1,474
Fe ₂ O ₃	65	88	54	39	21	112	61	134
FeO	218	299	265	400	614	325	154	449
MnO	—	—	—	6	—	—	3	—
MgO	47	52	85	55	80	120	72	82
CaO	180	202	223	373	429	371	118	575
Na ₂ O	413	298	366	510	548	455	427	715
K ₂ O	665	479	584	585	665	714	591	262
<i>Magmentypus nach Niggli.</i>								
si	447	509	460	343	312	337	453	288
al	41	39	40	41	37	38	45	38
fm	14	21	17	16	19,5	19	13	21
c	6,5	8	8	11	11,5	10,5	5	15,5
alk	38,5	32	35	32	32	32,5	37	25,5
k	0,62	0,62	0,61	0,53	0,55	0,61	0,58	0,27
mg	0,12	0,10	0,18	0,10	0,11	0,18	0,20	0,10
c fm	0,45	0,38	0,49	0,69	0,59	0,54	0,34	0,72
qz	193	281	220	121	84	107	189	88

riger ist; denn bei einem dermassen grobkörnigen porphyrischen Gestein, wie dem Pyterlit, wird bei Verarbeitung eines kleineren Gesteinsstückes die Analyse verhältnismässig mehr von der Zwischenmasse zwischen den Feldspateinsprenglingen umfassen, als dem Gestein im Durchschnitt entspricht. Da Biotit und Quarz hauptsächlich in der Zwischenmasse des Gesteins vorkommen und ein kleineres Stück keine genügende Menge an grossen Feldspateinsprenglingen enthält, wird die Analyse einen höheren Gehalt an SiO₂ und Eisenoxyden aufweisen, als was der Gesamtzusammensetzung entspricht. Die nach modernen Methoden ausgeführte Analyse III steht etwa zwischen I u. II. Auch die Analyse des Rapakiwi von Pitkäranta, die hier in berichtiger Form als N:o VII zum Vergleich mit aufgenommen wurde, zeigt recht übereinstimmende Zahlen.

Der Pyterlit ist ein recht extremer Kaligranit mit niedrigem Ca-Gehalt, aber auch mit wenig Mg O und verhältnismässig viel Eisenoxyden. Das eigent-

lich einzige dunkle Mineral des Gesteins, der Glimmer, ist, wie die Analyse von STRUVE zeigt, ein sehr eisenreicher und magnesiaarmer Glimmer; wie noch näher dargelegt werden soll, könnte er fast ebenso gut zu den salischen wie zu den femischen Gemengteilen gerechnet werden, weil er mehr an Oxyden $R_2 O_3$ und Alkalien wie an Oxyden $R O$ enthält.

STRUVE hat auch den Feldspat des Pyterlits aus den Steinbrüchen bei Hämeenköylä (= »Himmeküll») gegenüber Pyterlaks analysiert. Die Zahlen sind als An. a in der Tabelle II wiedergegeben. Aus der Analyse berechnet sich die folgende prozentische Zusammensetzung des Feldspats:

Orthoklas	72,9 %
Albit	25,1 »
Anorthit	2,0 »
	100,0 %

Der Wiborgit.

Vom Wiborgit besaßen wir bis vor kurzem nur die älteren Analysen von SCHRIDDE und UNGERN-STERBERG,¹⁾ die an stark verwittertem Material bewerkstelligt sind und deshalb hier gar nicht mehr abgedruckt werden, sowie zwei Analysen von BERGHELL, an Gesteinsproben von Säkkijärvi (An. V, Tab. I) und von Simola (An. VI, Tab. I) ausgeführt. Letztere sind nicht vollständig und entsprechen nicht den jetzigen Anforderungen. Sie stimmen aber in ihren Hauptzügen gut mit einander und auch mit der Analyse IV überein und zeigen somit, dass auch die Wiborgite an verschiedenen Orten des Rapa-kiwigebietes eine fast genau identische chemische Zusammensetzung besitzen. — In Anbetracht der verhältnismässig grossen Unsicherheit der beiden Analysen V u. VI war es deshalb von grosser Bedeutung für die Kenntnis der Rapa-kiwigesteine, dass der Wiborgit mit besonders schön entwickelten Plagioklasringen, von welchem Professor SEDERHOLM vor mehreren Jahren bei Muhutlahti an der Mündung des Flusses Wilajoki in Säkkijärvi Material gesammelt hatte, auf die Anregung Professor P. J. HOLMQUIST's von R. MAUZELIUS analysiert wurde, An. IV, Tab. I. Professor SEDERHOLM, dem ich die Analysenzahlen verdanke, teilt mit, dass etwa 2,7 kg des Gesteins zur Herstellung des Analysenmaterials verwandt wurden.

STRUVE hat den Kalifeldspat eines Feldspatballs aus Wiborgit von Piki-

¹⁾ TH. V. UNGERN-STERBERG. Dissert. Leipzig. 1882.

Tabelle II.

	a	b	c	d	e
SiO ₂	66,20	67,65	60,90	32,73	39,45
TiO ₂	—	—	—	1,93	—
Al ₂ O ₃	17,43	18,30	24,32	13,49	9,27
Fe ₂ O ₃	sp.	sp.	—	15,41	35,78
FeO.....	—	—	—	23,39	1,45
MnO	—	—	—	0,84	2,54
MgO	—	—	—	1,77	3,29
CaO	0,41	0,76	5,78	—	0,31
Na ₂ O	2,82	2,99	6,51	0,48	—
K ₂ O.....	12,49	9,88	1,87	8,73	5,06
H ₂ O.....	0,46	0,42	0,62	0,75	1,83
	99,81	100,00	100,00	99,52	99,07
Sp. Gew.	2,574	2,578	2,596	—	—

- a. Orthoklas aus Pyterlit von Hämeenkylä. Anal. von H. Struve.
 b. Orthoklas aus einer Rapakiwikugel aus Wiborgit von Pikiruukki, Monrepos. Anal. von H. Struve.
 c. Oligoklas aus derselben Feltspatkugel wie b. Anal. H. Struve.
 d. Glimmer aus Rapakiwi. Anal. H. Struve.
 e. Glimmer aus Rapakiwi von Abborfors, (mit 0,29 % F). Anal. Svanberg.

ruukki, Monrepos bei Wiborg, analysiert. Die Analyse ist als An. b in der Tab. II hier wiedergegeben. Aus der Analyse ergibt sich die folgende prozentische Zusammensetzung:

Orthoklas	65,7 %
Albit	30,1 »
Anorthit	4,2 »
	100,0 %

Auch der Oligoklas der Plagioklashülle desselben Feldspatballs ist von STRUVE analysiert worden, An. c, Tab. II. Aus der Analyse berechnet sich die folgende prozentische Zusammensetzung:

Orthoklas	8,7 %
Albit	61,2 »
Anorthit	30,1 »
	100,0 %

Wie ersichtlich enthält der Perthit des Pyterlits etwas weniger Oligoklas als der Perthit des Wiborgits. Der Oligoklas im Perthit des Pyterlits ist auch etwas albitreicher als der Oligoklas im Perthit des Wiborgits. Beide Perthit-oligoklasse sind bedeutend albitreicher als der Oligoklas der Plagioklasmäntel im Wiborgit.

Wenn man die drei Pyterlitanalysen und die drei Wiborgitanalysen mit einander vergleicht, so fällt die konstante chemische Zusammensetzung der beiden Typen auf. Es wäre interessant Analysen aus weit entfernten Teilen des Wiborger Gebietes mit einander vergleichen zu können, um zu sehen, ob diese ganze riesige Magmamasse dieselbe konstante Zusammensetzung hat, was nach den obigen Analysen wahrscheinlich erscheint. Bemerkenswert ist ferner, dass der analysierte, zum Pyterlittypus gehörende Pitkäranta-Rapakiwi auch fast genau dieselbe Zusammensetzung wie die analysierten Gesteine dieses Typus aus dem Wiborger Gebiet besitzt.

Sowohl der Pyterlit wie der Wiborgit besitzen einen im Verhältnis zu den Kalkalkaligraniten sehr hohen Kaligehalt und einen niedrigen Magnesiagehalt bei verhältnismässig hohem Gehalt an Eisenoxyden. Es sind dies die gemeinsamen Kennzeichen der Rapakiwimagmen. Der hauptsächliche Unterschied zwischen den beiden Rapakiwiabarten besteht darin, dass der CaO-Gehalt beim Wiborgit einen verhältnismässig viel höheren Wert annimmt und dass gleichzeitig NaO und Al_2O_3 ansteigen. Auch der Gehalt an Eisenoxyden ist beim Wiborgit höher als beim Pyterlit, was eine etwas reichlichere Glimmerbildung veranlasst.

Weitere Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung zwischen Wiborgit und Pyterlit treten hervor, wenn man die nach NIGGLI berechneten Magmenzahlen mit einander vergleicht. Dieselben sind in der unteren Abteilung der Tabelle I a zusammengestellt. Wenn man den beiden neuen Analysen III u. IV ein grösseres Gewicht zuerkennt als den älteren Analysen, erhält man die folgenden Zahlen für die durchschnittliche Zusammensetzung der Pyterlit- und der Wiborgitmagmen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	q z
Pyterlitmagma . .	470	40	17	7	35	0,62	0,15	0,48	220
Wiborgitmagma .	340	40	17	11	32	0,54	0,15	0,68	120

Wie ersichtlich ist sowohl die si-Zahl als auch die Quarzzahl qz bedeutend höher für den Pyterlit als für den Wiborgit, was dem höhere Quarz-

gehalt des Pyterlits entspricht. Die k-Zahlen sind beide hoch, doch ist diejenige des Pyterlits wesentlich höher. Die c-Zahl des Wiborgits ist — den Plagioklasringen entsprechend — höher als die c-Zahl des Pyterlits. Al, fm, alk und mg sind gleich gross. Die bei allen Analysen gleich niedrige mg-Zahl ist für die Magmen der Rapakiwiserie äusserst charakteristisch.

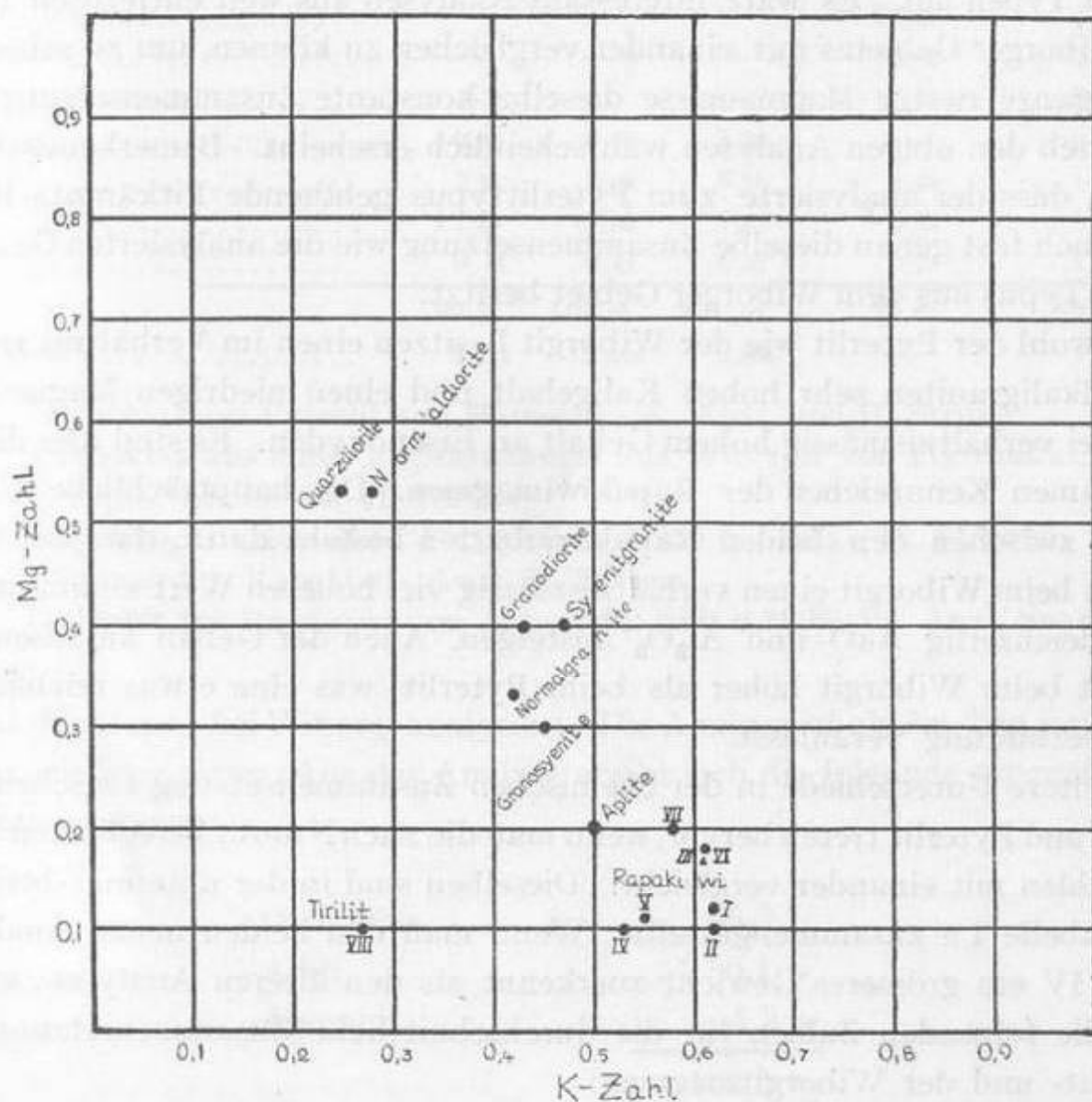


Fig. 12

Wenn man diese Analysen mit den Analysen anderer Granite, der Granosyenite, Granodiorite, Syenite und Diorite vergleicht, ergibt es sich sofort, dass die Rapakiwigranite — auch der plagioklasmantheführende Wiborgit — extreme Kaligranite sind. Im mg-k-Diagramm nach NIGGLI tritt dieses besonders deutlich hervor. Fig. 12 stellt ein derartiges Diagramm dar, in welches die Analysenpunkte I—VII sowie die Analysenpunkte der wichtigsten

der von NIGGLI gegebenen Typ-Magmen granitischer sowie granosyenitischer und granodioritischer Gesteine ¹⁾ eingetragen sind.

NIGGLI hat kürzlich in seinem grossangelegten Werke über Gesteins- und Mineralprovinzen die kalireichen Eruptivgesteine als eine besondere »Kalireihe« von der »Kalkalkalireihe« und der »Natronreihe« unterschieden. Eine derartige Zuordnung der kalireichen Gesteine zu einer besonderen Kalireihe ist auch nach der Ansicht des Verfassers durchaus berechtigt und nützlich. Als die kieselsäurereichsten Gesteine der Kalireihe erscheint in den Niggli'schen Tabellen eine Gruppe von Graniten, die NIGGLI nach den darin enthaltenen Rapakiwigraniten als »R a p a k i w i t e« bezeichnet. Der als Mittel der Magmentypen aller dieser Gesteine von NIGGLI abgeleitete »Typus des rapakiwitischen Magmas« steht aber den Alkalikalkgraniten bedeutend näher als der hier aus der Zusammenstellung der Analysen der Rapakiwigranite des Wiborger Gebietes erhaltene Mittelwert für die Rapakiwimagmen. Es geht aus der hier gegebenen Zusammenstellung deutlich hervor, dass die Rapakiwigranite die kalireichsten kieselsäurereichen Gesteine sind und als solche bilden sie die sauren Endglieder der »Kalireihe«. Im besonderen gilt dieses für die »Pyterlite«, die innerhalb der Kalireihe gewissermassen dieselbe Stellung beanspruchen, wie die »Aplitgranite« innerhalb der »Kalkalkalireihe« und die sauren Alkaligranite innerhalb der »Natronreihe«.

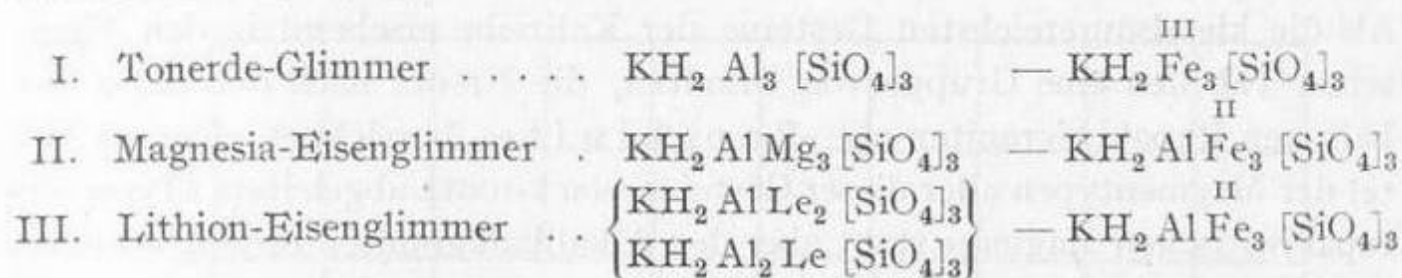
Die chemische Beschaffenheit des Glimmers der Rapakiwigesteine.

Ausser den genannten Gemengteilen hat STRUVE noch den dunklen Glimmer aus Rapakiwi isoliert und analysiert, Analyse d) der Tab. II. Leider geht aus STRUVES Angaben nicht deutlich hervor, ob der zur Analyse verwandte Glimmer dem Wiborgit oder dem Pyterlit entstammt. Zum Vergleich wird hier noch eine ältere von SVANBERG ausgeführte und von STRUVE wiedergegebene Analyse eines Glimmers aus dem Rapakiwi von Abborfors als An. e. Tab. II mitgeteilt. In dieser alten Analyse ist die Bestimmung des relativen Gehaltes an Eisenoxyden wahrscheinlich nicht richtig. Sie zeigt aber im grossen und ganzen denselben extremen Charakter wie der von STRUVE analysierte Glimmer.

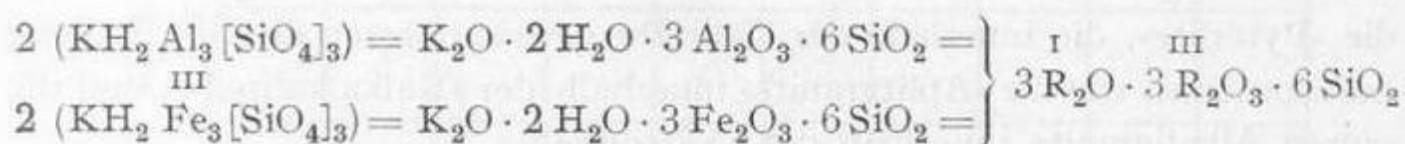
Dieser Glimmer des Rapakiwi ist sowohl durch seinen niedrigen Magnesiumgehalt, bei gleichzeitig niedrigem Aluminiumgehalt, wie durch den hohen Eisengehalt eigentümlich. Versucht man, diesen Glimmer unter den bis jetzt

¹⁾ P. NIGGLI. Gesteins- und Mineralprovinzen I. Berlin 1923, S. 97, 101 u. 104.

aufgestellten Glimmertypen unterzubringen, so zeigt es sich, dass dieses mit Schwierigkeiten verbunden ist. Es ist indessen nicht möglich, hier näher auf die Frage nach der Zusammensetzung der Glimmer einzugehen, und es muss deshalb ganz kurz auf die neueren Zusammenstellungen von BOEKE¹⁾ und von KUNITZ²⁾ hingewiesen werden. KUNITZ hat den Versuch gemacht, die chemische Zusammensetzung sämtlicher Glimmer auf folgende Mischungsreihen zurückzuführen:

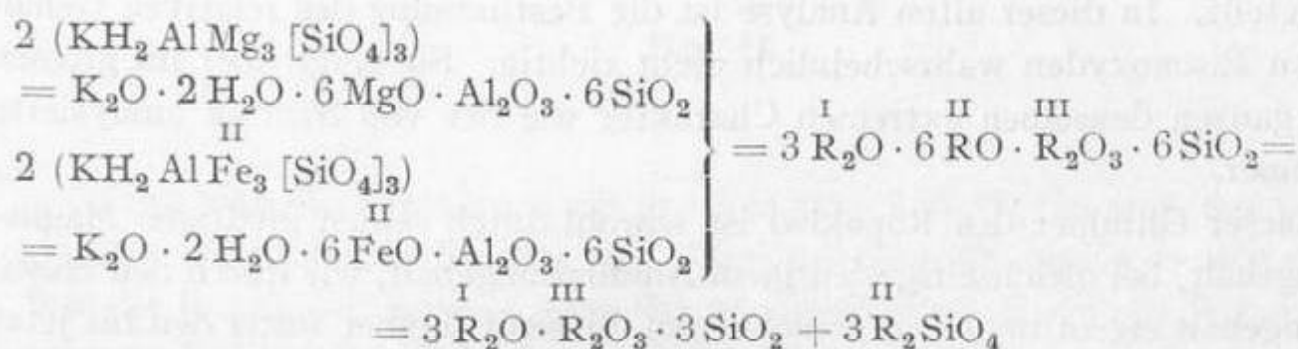


Von diesen Reihen interessieren uns hier nur die Reihen I u. II. Die Reihe I ist auf der Basis des Tschermak'schen Muscovit-Silikates aufgebaut. Wenn wir die obige Formel I mit Zwei multiplizieren, so wird der Zusammenhang mit der älteren Oxyd-Formel ersichtlich:



Wir wollen dieses zusammengesetzte Al-Silikat »Muscovit-Silikat«^{III} nennen, und das entsprechende Eisensilikat, wo Al durch Fe ersetzt ist, »Ferri-Muscovit-Silikat«.

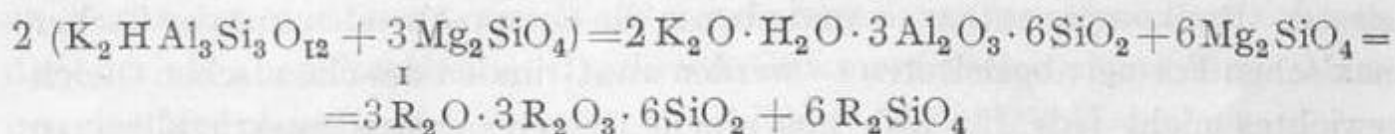
Die Silikate der zweiten Gruppe leiten sich ab von dem Muscovit-Silikat durch Ersatz zweier Atome des dreiwertigen Al mit drei Atomen des zweiwertigen Mg beziehungsweise Fe. Wenn wir die Formeln II mit Zwei multiplizieren, erhalten wir die entsprechenden Oxydformeln:



¹⁾ H. BOEKE. N. J. 1946, I, 83.

²⁾ W. KUNITZ. N. J. Beil. B. I., 365.

Diese Formeln von KUNITZ sind von der Silifizierungsstufe der Orthosilikate, ähnlich wie die Tschermak'sche Meroxenformel:



Sie unterscheiden sich von den Tschermak'schen durch einen geringeren Aluminium- und Kieselsäuregehalt und durch ein abweichendes Verhalten zwischen Aluminium und Kieselsäure sowie zwischen den Alkali- und Wasserstoffkomponenten.

KUNITZ, der eine ziemlich geringe Anzahl von Analysen zur Ableitung der Formeln benutzt hat, nimmt an, dass die gesamte Menge an Eisen in den Magnesia-Eisenglimmern der Gruppe II als Ferro-Eisen vorhanden sei, und dass das Ferri-Eisen der Analysen nicht primär, sondern durch Oxydation des Ferro-Eisens entstanden sei. Diese Annahme mag wohl für die Magnesia-Eisen-Glimmer der körnigen Kalke und metamorphen Gesteine zulässig sein, ist aber schon aus allgemeinen Gründen des chemischen Gleichgewichtes für Glimmer, die sich aus wasserhaltigen, sowohl FeO- wie Fe₂O₃-Verbindungen enthaltenden Eruptivmagmen ausgeschieden haben, wenig wahrscheinlich. KUNITZ weist übrigens auch selbst darauf hin, dass in seinen Analysen ein Anstieg des Fe₂O₃-Gehaltes parallel einer Abnahme des Al₂O₃-Gehaltes verläuft, was auch entschieden darauf hin deutet, dass in den eisenreicheren Glimmern Ferrisilikate die Alumosilikate isomorph ersetzen können. Diese Ferrisilikate können aus dem »Ferri-Muscovit-Silikat« erhalten werden, in analoger Weise wie die Mg-, Fe-Silikate aus dem Muscovit-Silikat:



Wenn wir die von KUNITZ aus dem Muscovit-Silikat abgeleiteten beiden Glimmersilikate als »Magnesium-Muscovit« und »Ferro-Muscovit« bezeichnen, könnten wir diese Silikate als »Magnesium-Ferrimuscovit« und »Ferro-Ferrimuscovit« bezeichnen. Wir erhalten so die folgenden vier Silikate als Endkomponenten in den dunklen Glimmern der Eruptivgesteine:

- I. $\text{K H}_2\text{Al Mg}_3[\text{SiO}_4]_3 = \text{»Magnesium-Muscovitsilikat«}$
- II. $\text{K H}_2\text{Al Fe}_3[\text{SiO}_4]_3 = \text{»Ferro-Muscovitsilikat«}$
- III. $\text{K H}_2\text{Fe Mg}_3[\text{SiO}_4]_3 = \text{»Magnesium-Ferrimuscovitsiliket«}$
- IV. $\text{K H}_2\text{Fe Fe}_3[\text{SiO}_4]_3 = \text{»Ferro-Ferrimuscovitsilikat«}$

In ganz analoger Weise können wir auch die der Tschermak'schen Alumosilikat-Glimmerformel entsprechenden Ferrisilikate ableiten. Die vier hier abgeleiteten »Endkomponenten« — und ebenso die entsprechenden aus der Tschermak'schen Formel abgeleiteten — werden aus Gründen des chemischen Gleichgewichtes nicht jede für sich aus einem Gesteinsmagma auskristallisieren, sondern es wird sich, je nach den Mengenverhältnissen der übrigen Silikatkomponenten des Magmas, ein Gleichgewicht ausbilden. In weiterer Abhängigkeit von der relativen Löslichkeit der Glimmerkomponenten wird dann ein isomorphes Gemenge auskristallisieren, das aus allen vier Komponenten zusammengesetzt ist.

Da Magnesium und zweiwertiges Eisen sowohl in den Muscovitsilikaten (I u. II) wie in den Ferrimuscovitsilikaten (III u. IV) isomorph vertreten sind, lässt sich der relative Gehalt eines Glimmers an diesen vier Silikaten nicht direkt aus der Bauschanalyse berechnen. Wenn man aber die Formeln I—IV in Betracht zieht, findet man, dass alle vier dieselbe Menge an Alkalien, Wasserstoff und $[\text{SiO}_4]$ enthalten und dass der Unterschied zwischen ihnen also

durch die Atomzahlen von $\overset{\text{III}}{\text{Al}}$, $\overset{\text{II}}{\text{Fe}}$, $\overset{\text{II}}{\text{Fe}}$ und $\overset{\text{II}}{\text{Mg}}$ bedingt wird. Die Zusammensetzung der gesteinsbildenden dunklen Glimmer lässt sich deshalb durch

ein Konzentrationstetraeder für $\overset{\text{III}}{\text{Al}}$, $\overset{\text{II}}{\text{Fe}}$, $\overset{\text{II}}{\text{Fe}}$ und $\overset{\text{II}}{\text{Mg}}$ übersichtlich darstellen. In derselben Art lässt sich auch ein Vergleich zwischen der Zusammensetzung eines Gesteins und der Zusammensetzung des in demselben enthaltenen dunklen Glimmers durchführen. Das für einen Vergleich zwischen dem magnesiumarmen Glimmer des Rapakiwi und anderen dunklen Glimmern der Eruptivgesteine vorhandene Material ist jedoch so reichhaltig, dass eine diesbezügliche Untersuchung und eine Diskussion der Ergebnisse nicht in dieser Arbeit Platz finden können, sondern anderswo veröffentlicht werden sollen. Soweit die Ergebnisse für die Beurteilung der kaligranitischen Magmen von Bedeutung sind, sollen sie jedoch hier mitgeteilt werden. Es zeigt sich nämlich, dass ausser in den Rapakiwigesteinen noch magnesiumarme und eisenreiche dunkle Glimmer in den sauren und intermediären Gesteinen der Natronreihe vorhanden sind. Dagegen enthalten die sauren und intermediären Gesteine der Kalkalkalireihe ziemlich magnesiumreiche Glimmerarten. Die kiesel-säurearmen Gesteine sämtlicher Gesteinsreihen enthalten bisweilen extrem magnesiareiche Glimmer. Solche magnesiareiche Glimmer sind auch ziemlich aluminiumreich, enthalten aber meist nur wenig Eisenoxyde. Sie werden also hauptsächlich durch das Magnesiummuscovitsilikat I oder das entsprechenden Tschermak'sche Magnesiummuscovitsilikat aufgebaut. In den intermediären und sauren Gesteinen der Kalkalkalireihe wird dieses Silikat

bis zu einem gewissen Grade vom Ferromuscovitsilikat II vertreten. Derartige dunkle Glimmer mit wechselndem, aber nicht besonders hohem Gehalt an Ferroeisen sind meist als »Biotite» bezeichnet worden, die eisenreicheren dagegen als »Lepidomelane». In diesen Glimmern treten nur geringe Mengen der Magnesium- und Ferromuscovitsilikate III u. IV hinzu.

In den intermediären und sauren Gesteinen der Natronreihe und der Kalireihe nimmt dagegen das Ferro-Ferrimuscovitsilikat IV neben dem Ferromuscovitsilikat II die Bedeutung eines wesentlichen Gemengteils des Glimmers an. Ein derartiger dunkler Eisenglimmer ist es, der in den Rapakiwigesteinen vorhanden ist. Derselbe ist früher als Lepidomelan bezeichnet worden, was aber nicht richtig ist, da er sich von den Lepidomelanen durch einen sehr viel niedrigeren Magnesiumgehalt und einen hohen Gehalt an Ferrieisen unterscheidet. Unter solchen Umständen scheint es am geeignetsten, die Namen *Phlogopit* für die an Magnesiummuscovitsilikat reichen dunklen Glimmer, *Biotit* für diejenigen Glimmer, in denen das Magnesiummuscovitsilikat I durch wechselnde aber nicht sehr hohe Mengen an Ferromuscovitsilikat II ersetzt ist, und *Lepidomelan* für die an Ferromuscovitsilikat II reichen Glimmer beizubehalten. Diejenigen dunklen Glimmer, die wie der Glimmer des Rapakiwi Ferrimuscovitsilikat als wesentlichen Bestandteil enthalten, erfordern aber eine besondere Benennung und mögen nach dem von STRUVE zuerst analysierten Glimmer aus Rapakiwi von »Monrepos» bei Wiborg »*Monrepit*» heissen.

Die Ferrimuscovitsilikate III u. IV entsprechen gewissermassen unter den Kaliverbindungen den Akmit-Ägirinsilikaten unter den Natronverbindungen. Wenn das Magma verhältnismässig alkali- und eisenreich ist und nur wenig Magnesia enthält, bilden, Natron- und Eisensilikate Ägirin. Ein Gehalt an Kali führt unter entsprechenden Verhältnissen zur Bildung eines ferro-ferrimuscovitsilikatreichen »Monrepits». In den kalireichen sauren Gesteinen können sich nämlich keine Alkalipyroxen- oder Alkalihornblendsilikate bilden, da es keine solche gibt, die Kali führen, sondern es verbindet sich statt dessen das Ferrieisen mit Kalisilikat zu Ferrimuscovitsilikat. Die *Monrepit* spielen also in den sauren Gesteinen der Kalireihe dieselbe Rolle wie die Alkalipyroxene und Alkalihornblenden in den Gesteinen der Natronreihe. Aber ebenso wie man oft bei den intermediären Gesteinen der Natronreihe Übergangsglieder zwischen den Alkalipyroxenen und den gewöhnlichen monoklinen Pyroxenen antrifft (»Ägirin-Augite»), finden sich in den intermediären Gesteinen der Kalireihe Glimmerarten, die der Zusammensetzung nach zwischen den magnesiumarmen und ferrieisenreichen

Monrepiten und den gewöhnlich dunklen Magnesium-Ferro-Aluminiumglimmern der Biotit-Lepidomelanreihe stehen.

Der Pyterlit entspricht also innerhalb der Kalireihe den Lestiwariten und Ägirinapliten innerhalb der Natronreihe, und der »Prickgranit« innerhalb der Kalireihe den Paisaniten und verwandten Gesteinen innerhalb der Natronreihe. Dass die Stellung der kalireichen Rapakiwigesteine und die Natur des in denselben enthaltenen Eisenglimmers nicht früher erkannt worden sind, ist wohl darauf zurückzuführen, dass der Eisenglimmer sich nicht im Dünnschliff so deutlich von den gewöhnlichen »Biotiten« der Kalkalkaligesteine unterscheidet, wie die Alkalipyroxene und Alkalihornblenden von den gewöhnlichen Pyroxenen und Hornblenden der Kalk-Alkaligesteine. Wir besitzen deshalb in den sauren extremen Kaligesteinen keine auch okular sofort erkennbaren »Leitminerale«, die eine Trennung der Kaligesteine von den Kalkalkaligesteinen erlauben würden, wie es die Alkalipyroxene und Amphibole der Natrongesteine sind, und die sauren Kaligesteine sind deshalb bislang nur durch ihre chemische Beschaffenheit von den Kalkalkaligesteinen zu trennen gewesen. Bei den intermediären und bei einem Teil der basischen Kaligesteine tritt aber Leuzit als »Leitmineral« hinzu, wodurch diese basischeren Kaligesteine sich leichter den übrigen Gesteinsreihen gegenüber charakterisieren lassen.

Die chemische Zusammensetzung des Tirilit.

Als Analyse VIII der Tabelle I ist hier eine unvollständige, von BERGHELL ausgeführte Analyse des »grünen Rapakiwi« aus den Steinbrüchen bei Simola wiedergegeben. Es ist dies die einzige vorhandene Analyse eines der hier als »Tirilit« bezeichneten Gesteine. Von dem Hypersthengranit von Kaitjärvi, dem Syenit von Lappee und den Hypersthen-Augitdioriten der Gegend östlich von Simola sind dagegen bislang gar keine Analysen ausgeführt worden. Die Berechnung der Analyse VIII zeigt, dass das Gestein, in Übereinstimmung mit dem Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung, viel mehr Plagioklas und weniger Kalifeldspat als die eigentlichen Rapakiwigranite enthält und dass ziemlich viel Quarz vorhanden ist. Die k-Zahl ist viel niedriger als bei den Wiborgiten, die c-Zahl hinwieder bedeutend höher. Auch die fm-Zahl ist höher, dabei ist aber die mg-Zahl ebenso niedrig und die Menge an Eisenoxiden ist gestiegen. Es scheint diese niedrige mg-Zahl ein Charakteristikum der Rapakiwimagmen und der aus ihnen hervorgegangenen Spaltungsgesteine zu sein. Durch jene Zahl unterscheidet sich der »Tirilit« auch höchst bedeutend von den Quarzdioriten, Granodioriten, Granosyeniten und

Quarzmonzoniten, denen er sonst am nächsten steht. — Die Analyse spricht auch entschieden dagegen, dass der Tirilit ein »Mischgestein« aus Rapakiwi und Diabas wäre, denn er enthält bei viel mehr CaO als der Rapakiwi, doch ebenso wenig MgO wie dieser, und sein NaO-gehalt ist viel höher als bei den beiden mutmasslichen Endgliedern der vermuteten Mischung, dem Rapakiwi und dem Diabas.

Die chemischen Beziehungen der Quarzporphyre und Labradorporphyre von Hogland.

Über die Porphyre der Insel Hogland besitzen wir eine ältere, sehr umfangreiche chemische Untersuchung von LEMBERG.¹⁾ LEMBERG hat nicht nur den Porphyr von etwa 10 verschiedenen Stellen der Insel analysiert (insgesamt 17 Analysen frischer Gesteine), sondern auch die Zersetzung der Gesteine vermittlems vergleichender analytischer Untersuchungen festzustellen gesucht. Indessen wurden nur an fünf Gesteinsproben die beiden Oxydationsstufen des Eisens bestimmt; dieselben sind hier in Tab. III aufgenommen. Zum Vergleich sind noch einige der unvollständigen Analysen beigelegt. Ausserdem teilt LEMBERG eine Analyse des »Labradorporphyrs« sowie drei Analysen von mit diesem zusammen auftretenden Gesteinen, die er »Basalte« nennt, mit.

Die SiO₂-reichsten Analysen (IX—XI, Tab. III) weisen die charakteristischen Merkmale der Rapakiwimagmen auf. Die k-Zahl ist eine hohe, die mg-Zahl sehr niedrig und die Quarz-Zahl hoch; es entsprechen diese Porphyre von Lapinlax, Kiiskinkylä und Hirsikallio ihrer chemischen Zusammensetzung nach den »Pyterliten«. Der Quarzporphyr des Pohjoiskorkia (An. XII Tab. III) entspricht wiederum dem »Wiborgit«. Allerdings ist der Na₂O-Gehalt sämtlicher dieser Analysen ein ungewöhnlich niedriger und der K₂O-Gehalt auch höher als bei den entsprechenden Rapakiwianalysen, was auf einen methodischen Fehler in den Lemberg'schen Analysen hindeutet. Andererseits hat LEMBERG in derselben Arbeit Orthoklas- und Labradoranalysen veröffentlicht, wo die Zahlen für die Alkalien den zu erwartenden entsprechen; deshalb muss man wohl annehmen — wenigstens bis dies durch neue Analysen widerlegt wird —, dass die Quarzporphyre von Hogland etwas kalireicher und natronärmer sind als die entsprechenden Tiefengesteine. Auch aus anderen

¹⁾ JOH. LEMBERG. Die Gebirgsarten der Insel Hogland chemisch-geognostisch untersucht. Archiv f. Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurland. I. Ser. Bd. IV (1867) S. 174—222 u. Bd. IV (1868) S. 337—392.

Tabelle III.

	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX
SiO ₂	74,21	71,52	71,95	68,94	64,29	62,75	61,72	60,54	48,49	44,14	43,65	37,46
Al ₂ O ₃	12,51	12,74	12,18	14,31	17,00	17,11	15,83	16,50	17,18	19,73	16,92	18,98
Fe ₂ O ₃	0,78	1,78	1,96	2,29	—	2,20	8,22	8,60	19,32	17,82	20,31	21,12
FeO	2,94	1,81	1,81	2,75	4,30	5,61	—	—	—	—	—	—
MgO	0,20	0,30	0,18	0,47	0,76	0,77	1,50	1,30	3,58	3,37	3,83	4,47
CaO	1,82	1,10	1,43	2,25	1,91	4,57	4,01	4,84	5,16	6,54	10,69	14,03
Na ₂ O	0,54	0,72	0,78	1,13	1,95	2,57	1,95	2,71	2,98	1,21	1,52	0,10
K ₂ O	6,67	7,70	7,53	7,38	7,00	4,41	5,40	4,02	2,48	5,54	2,09	0,24
H ₂ O	0,50	0,39	0,63	0,46	0,98	0,50	1,16	1,06	0,83	1,77	0,91	3,32
	100,17	108,06	98,45	99,98	98,19	100,49	99,79	99,58	100,00	100,10	99,92	99,72

IX. »Schwarzer Porphy mit dunklem Orthoklas südlich von Lapinlax.« Hogland.

X. »Schwarzer Porphy mit rothem Orthoklas; nördlich von Launaküllä am Meere.«

XI. »Dunkel violetter Porphy mit fleishfarbigem Orthoklas vom Hirskallio am Meere.«

XII. »Schwarzer Porphy mit rothen Orthoklaskristallen von Pochjakörkia.«

XIII u. XIV. »Schwarze unzersetzte Porphyre vom Launakörkia, Quarz u. Labrador enthaltend.«

XV u. XVI. »Porphyre vom westlichen Teil des Launakörkia.«

XVII. »Labradoritführender Porphy, westlich von Pochiaküllä.«

XVIII u. XIX. »Basaltartige Gesteine« Derselbe Fundort wie XVII.

XX. »Dichtes, sehr festes Gestein von grünlicher Farbe.« Derselbe Fundort wie XVII.

Gebieten kennt man Rhyolite, die kalireicher sind als alle bis jetzt bekannten Kaligranite.

Einen wesentlich anderen Charakter als die Quarzporphyre aus dem mittleren, östlichen und nördlichen Teil der Insel besitzt der Porphy aus dem südlichsten der drei hohen Hügel, dem »Lounatkorkia«. Makroskopisch treten in diesem Plagioklaseinsprenglinge neben Orthoklas und Quarz hervor. Die Analysen der dortigen Gesteine (An. XIII—XVI) weisen auch einen viel niedrigeren Quarzgehalt auf. Die Porphyrmasse des Lounatkorkia scheint indessen recht inhomogen zu sein und lokal eine verschiedene Zusammensetzung zu besitzen. Das Gestein der Analyse XIII könnte als dem Syenit von Lappee entsprechend aufgefasst werden und seine Nachbarn, An. XIV, XV u. XVI, entsprechen ihrer chemischen Zusammensetzung nach dem Nachbar des Syenits, dem »Tirilit«. Zwar besitzen die Analysen XIV, XV u. XVI einen mehr basischen Charakter als An. VIII, Tab. I und weisen, insbesondere durch den etwas höheren MgO- und niedrigeren Na₂O-Gehalt,

eine mehr monzonitische Zusammensetzung auf. Bemerkenswert ist jedenfalls der niedere Mg-Gehalt dieser Gesteine (XIV, XV u. XVI) bei verhältnismässig hohem Eisengehalt, ein Charakterzug, der wie erwähnt bei den Rapakiwimagmen extrem stark ausgebildet ist.

Einen weiteren abweichenden Gesteinstypus stellt An. XVII des »Labradorporphyrs« dar. Hier ist der Eisengehalt bedeutend höher und der Magnesiagehalt niedriger als bei den Pyroxendioriten (Andesiten) bis Diabasen (Plagioklasbasalten), denen das Gestein sonst entsprechen würde. Es handelt sich hier wieder um die für die Rapakiwimagmen charakteristische niedrige mg-Zahl. Wahrscheinlich entspricht dieses Gestein den porphyrischen Plagioklase enthaltenden Augitdioriten aus der Gegend östlich von Simola (vergl. S. 33) und stellt sozusagen deren Effusivform dar.

Was schliesslich die Lemberg'schen »Basalte«, An. XVIII u. XIX, betrifft, so scheinen sie mir der hypersthenreichen, dunklen Abart der Pyroxendiorite östlich von Simola zu entsprechen. Wie die mikroskopische Untersuchung dieser »Pyroxendiorite« zeigt, sind sie sehr reich an Eisenerz. Dementsprechend weisen die Ergussgesteine von Hogland einen sehr hohen Eisengehalt auf. Bei Annäherung an die Zusammensetzung der pyroxendioritischen und basaltischen Magmen besitzen diese Magmen jedoch durch ihren hohen Eisengehalt und einen für basische Gesteine ungewöhnlichen, so sehr niedrigen Magnesiumgehalt einen durchaus eigenartigen Charakter. An. XVIII zeigt Anklänge an die monzonitisch-schonkinitischen Magmen.

Das Gestein der Analyse XX ist noch mehr basisch als die übrigen schwarzen Ergussgesteine. Der Kieselsäuregehalt ist hier am niedrigsten, der Eisengehalt sehr hoch und der Magnesiagehalt fast ebenso niedrig wie bei den übrigen Gesteinen. Der Kalkgehalt ist aber stark gestiegen bei fast gänzlichem Verschwinden der Alkalien. Nach der Analyse zu urteilen stellt das Gestein eine »pyroxenitisch« — »augititische« Grenzform der Rapakiwimagmen dar, welche hier in Ergussgesteinsform vertreten ist.

Wie die obige Übersicht zeigt, hat man es auf Hogland mit einer ziemlich mannigfaltig entwickelten Serie von postarchäischen, mit dem Wiborger Rapakiwi genetisch zusammengehörenden Ergussgesteinen zu tun. Die Lemberg'schen Analysen sind jedoch so alt, dass es sehr wünschenswert erscheint, neue Analysen dieser Gesteine zu erhalten, auf deren Grundlage erst eine nähere Untersuchung über den Verlauf der Magmenspaltung in den basischen Anteilen des Rapakiwimagmas unternommen werden kann. Eine solche chemische Untersuchung wäre für die Kenntnis der Differentiation der Magmen der »Kalireihe« von grossem Interesse.]

VI. Die Stammesgeschichte der Rapakiwimagmen.

In fast allen fennoskandischen Rapakiwi-gebieten ist der Rapakiwi von basischen Gesteinen, die meist als Diabase bezeichnet worden sind, begleitet. In einigen Gebieten gibt es Diabase, die teils älter, teils jünger sind als der Rapakiwi; in anderen dagegen findet man entweder nur ältere oder auch nur jüngere Diabase. In allen diesen Gebieten bilden die Diabas-Rapakiwi-Diabasgesteine eine geologische Einheit an sich in der Beziehung, dass die Magmen, aus welchen sie entstanden sind, zur Eruption gelangten, nachdem die umgebenden Gesteine schon ihr Grundgebirgsgepräge erhalten hatten, und dass dann meistens auch überhaupt keine weiteren Eruptivvorgänge an denselben Orten später stattgefunden haben. Schon diese Umstände deuten darauf hin, dass die Diabas- und Rapakiwimagmen genetisch zusammengehörten. Für die Entstehung aus einem gemeinsamen Stammagma sprechen auch im besonderen die auf Seite 20 erwähnten Verhältnisse zwischen den Quarz- und den Labradorporphyren Hoglands und die im vorigen Abschnitt erörterten Schwankungen in der Zusammensetzung der Hogland-Porphyre.

Seit der Eruption dieser Rapakiwi- und Diabasgesteine sind in Fennoskandia östlich von den in die kaledonische Faltung mit einbezogenen Gebieten nur nephelinsyenitische Magmen zur Eruption gelangt. Nur in zwei Gegenden, nämlich bei Alnön und Rödön in Nordschweden und im Kristianiafelde, sind Kaligranitmagmen mit diesen Alkaligesteinen lokal verbunden. In den östlichen Rapakiwi-gebieten treten dagegen keine Nephelinsyenite (Alkalimagmen) auf, und in den nordöstlichen Nephelinsyenitgebieten von Fennoskandia gibt es wiederum keine kaligranitischen Gesteine. Es ist deshalb recht unsicher, ob die Gesteine der Kali- und der Natronreihe in Fennoskandia eine nähere genetische Beziehung zu einander haben.

Wenn wir uns ein Bild über die Herstammung der Magmen des Wiborger Rapakiwi-gebietes im besonderen zu schaffen versuchen, so müssen wir annehmen, dass zuerst in grösserer Tiefe ein gemeinsames Stammagma vorgelegen hat, welches durch irgendwelche Differentiationsprozesse inhomogen geworden ist, und dass die verschiedenen Anteile dieses Magmas teils allein,

teils in Mischung mit einander zur Eruption gelangt sind. Bislang sind unsere Kenntnisse über die chemische Zusammensetzung der verschiedenen Gesteine aber zu unvollständig, als dass wir uns eine detaillierte Vorstellung von den Differentiationsprozessen bilden könnten. Einiges lässt sich jedoch mit ziemlich grosser Wahrscheinlichkeit aus dem vorhandenen Material hierüber ableiten.

Als älteste Gesteine des Wiborger Gebietes sind die Gabbros, Norite und Labradorfelse («Diabase» und «Labradorporphyre») von Mäntyharju—Jaala zur Eruption gelangt. Es scheint, als hätte sich hierbei zuerst aus dem Stammmagma ein basisches Magma abgeschieden, um sich dann wieder seinerseits

Tabell IV.

	XXI	XXII	XXIII	XXIV	XXV
SiO ₂	47,66	53,53	52,21	73,19	62,00
Al ₂ O ₃	15,59	24,20	13,14	12,38	15,81
Fe ₂ O ₃ } . . .	20,35	4,29	18,20	4,17	6,75
FeO }					
MgO	4,78	1,02	3,46	0,27	0,32
CaO	6,91	9,27	7,05	1,22	3,29
Na ₂ O	2,24	4,00	1,00	1,26	4,56
K ₂ O	2,54	1,49	2,73	5,18	6,35
Gl. Verl. . .	0,54	1,30	1,05	0,70	1,77
	100,61	99,10	98,84	98,37	100,85

XXI. «Diabas» von Paljakka, Kirchspiel Jaala. An. H. BERGHELI.

XXII. «Labradorfels» von Pökölä, Mäntyharju—Jaala-Gebiet. An. H. BERGHELI.

XXIII. «Diabas». Salband des «gemischten Ganges» von Leinvihkosaari, Kirchspiel Savitaipale. An. B. FROSTERUS.

XXIV. «Quarzporphyr». Gangmitte desselben Ganges wie XXIII. An. H. BERGHELI.

XXV. «Syenitporphyr». Gangmitte des «gemischten Ganges» von Hujan-salo, Kirchspiel Heinola.

in mehr gabbroide, noritische oder labradorfelsähnliche Teilmagmen zu spalten. An. XXI, Tab. IV gibt die Zusammensetzung eines der so entstandenen gabbroiden Gesteine und An. XXII eines der Labradorfelse wieder. Das Restmagma hat dann aber keine einheitliche Zusammensetzung besessen, sondern ist, als es in grosser Masse im Wiborger Gebiet zur Eruption gelangte, dermassen inhomogen gewesen, dass es in verschiedenen Teilen zu unter sich verschiedenartigen Gesteinen wie «Wiborgit», «Pyterlit», Syenit,

»Tirilit« und Pyroxendiorit intrusiv erstarrte. Es ist nun von grossem Interesse, dass der mächtige Erguss desselben Magmas, der die Porphyre von Hogland bildet, deren Magma sich wohl kaum mehr nach der Eruption hat differenzieren können, ganz ebenso inhomogen ist und dieselben charakteristischen Merkmale wie das intrusiv erstarrte Hauptmagma aufweist. Der Differentiationsprozess wird also vor der Eruption des Hogland-Magmas stattgefunden haben und dieses Magma wird in schmelzflüssigem Zustande inhomogen gewesen sein. Dieses bedeutet dann, dass, falls die Differentiation als »Kristallisationsdifferentiation« erfolgt ist, der Anteil des Magmas, welcher die angesammelten Kristalle enthalten hat, wieder geschmolzen war, bevor die Eruption des Magmas stattfand.

Aus LEMBERGS Untersuchung der Hogland-Porphyre lassen sich auch einige Schlüsse über die Differentiationstendenz der Magmen ziehen. LEMBERG hat nämlich an zwei Porphyren sowohl das Gestein selbst, wie die möglichst von Einsprenglingen befreite Grundmasse analysiert. Vergleicht man diese Analysen mit einander, so ersieht man, welche chemische Komponenten sich bei der Kristallisation zuerst ausschieden und in welchem Verhältnis dieses geschah. Eine Kristallisationsdifferentiation würde auch ein diesem zuerst ausgeschiedenen Anteil entsprechendes Magma liefern. In der Tab. V sind diese Analysen von LEMBERG zusammengestellt:

Tabell V.

	XI	XI a	XV	XV a
SiO ₂	71,95	74,00	61,72	60,79
Al ₂ O ₃	12,18	10,53	15,83	14,66
Fe ₂ O ₃	1,96	5,01	8,22	9,89
FeO	1,81	—	—	—
MgO	0,18	0,28	1,50	1,81
CaO	1,43	0,99	4,01	2,71
Na ₂ O	0,78	0,60	1,95	1,37
K ₂ O	7,53	7,57	5,40	6,93
Gl. Verl.	0,63	0,86	1,16	0,95
	98,45	99,84	99,79	99,13

XI a und XV a Grundmasse der Porphyre XI u. XV.

Die Analysen zeigen, dass die Grundmassen im wesentlichen an CaO Al₂O₃ und Na₂O ärmer sind. Durch Kristallisationsdifferentiation würde also aus diesen Magmen zuerst ein der Zusammensetzung nach der Analyse XXII

entsprechendes Gestein, d. h. Labradorstein, hervorgehen. Im weiteren Verlauf der Kristallisation dieser Porphyre treten in der Grundmasse Hornblende (Augit) und Magnetit neben Feldspaten und Quarz auf. Eine zweite Phase der Kristallisationsdifferentiation würde dementsprechend ein ausser an den Bestandteilen des Labradorits auch noch an Eisenoxyden und Magnesia (in geringerem Grade als an CaO und FeO) angereichertes Gestein ergeben. Es würden sich also Gabbro oder Norit entsprechende Magmaanteile ausscheiden. Später, wenn die kalkreichen Plagioklase sich schon ausgeschieden hätten und wenn sich natronreichere Plagioklasmischungen nebst Magnetit und eisenreichem Pyroxen oder Hornblende ausschieden, würden sich wiederum hypersthen-augitdioritisch zusammengesetzte Anteile ausscheiden.

In den entsprechenden Tiefenmagmen würde eine Differentiation parallel verlaufen können und so zur Entstehung von Labradorsteinen, Noriten und Pyroxendioriten Anlass geben, wie diese Gesteine denn auch tatsächlich im örtlichen Zusammenhange mit dem Rapakiwi beobachtet werden.

Das Restmagma würde schliesslich an Quarz und an Orthoklas stark angereichert sein, wie dieses bei den Rapakiwigraniten der Fall ist.

Falls bei einer Kristallisationsdifferentiation ein früh ausgeschiedener Gemengteil, wie z. B. Labrador, nicht die Gelegenheit hat, sich in grösserer Masse allein abzusetzen, so kann es eintreffen, dass gewisse Magmaanteile des Magmabassins doch lokal an diesen zuerst ausgeschiedenen Gemengteilen angereichert werden. Sind derartige Magmaanteile heisser (tiefer gelegen) oder tritt durch Druckentlastung eine Schmelzung der einwandernden Kristalle ein, so kann das Magma an den chemischen Bestandteilen dieser eingewanderten Kristalle angereichert werden, und in der Weise kann lokal ein Teilmagma von abweichender Zusammensetzung entstehen. Ein solches Teilmagma wird dann bei der schliesslichen Verfestigung ein von der Hauptmasse abweichendes Gestein ergeben. Sind Resorptionsreste der eingewanderten Kristalle bei deren Auflösung oder partieller Aufschmelzung zurückgeblieben, so können sich bei der schliesslichen Kristallisation zonar verschieden zusammengesetzte Minerale bilden, welche im Inneren Reste der eingewanderten Kristalle enthalten. In dieser Art sind vielleicht die Tirilite durch Anreicherung des Rapakiwi mit saurem Plagioklas und mit Magnetit entstanden.

Das gemeinsame Vorkommen von Labradorstein, Gabbro, Norit, Kaligraniten und Pyroxendioriten in demselben Eruptionsgebiet ist also auf Grundlage der Kristallisationsdifferentiationshypothese verständlich, beweist aber natürlich nicht an und für sich, dass diese Hypothese über den Verlauf der Differentiation auch tatsächlich die richtige Erklärung für den Differentiationsvorgang in diesem Gebiete gibt.

Natürlich kann es vorkommen, dass einzelne Teile eines derart differenzierten und hierdurch inhomogen gewordenen Magmabassins zu verschiedenen Zeiten in höhere Niveaus der Erdrinde hinaufgepresst werden und dass ein früher emporgepresster Magmaanteil sogar vollständig erstarrt ist, bevor weitere Magmamassen von vielleicht ganz anderer Zusammensetzung nachdringen. Die aus den zuerst emporgedrungenen Magmen entstandenen Gesteine können dann von den später empordringenden Magmen durchbrochen und sogar kontaktmetamorphosiert werden. Mit derartigen Verhältnissen haben wir es offenbar in den von FROSTERUS beschriebenen Diabas-Rapakiwi-kontakten des Mäntyharju—Jaala-Gebietes zu tun.¹⁾

Als Analysen XXIII—XXV der Tabelle IV auf S. 93 sind die Analysen der Gesteine der von FROSTERUS aus der Gegend unmittelbar nördlich des Wiborger Rapakiwimassivs beschriebenen zwei »gemischten Gänge« (vergl. S. 23) aufgenommen. Die granitische Gangmitte des Ganges von Leinvihko-saari An. XXIV entspricht ihrer chemischen Zusammensetzung nach ganz genau einem Pyterlit. An. XXIII des Salbands besitzt denselben chemischen Charakter wie das »basaltartige Gestein« An. XIX von Hogland. An. XXV der Gangmitte des »gemischten Ganges« von Hujansalo besitzt wiederum einen mehr syenitisch-monzonitischen Charakter. Dieses Gestein entspricht wahrscheinlich einem quarzarmen Tirilit, und unter den Ergussgesteinen von Hogland steht der Porphyry An. XIV von Lounatkorkia demselben nahe. Die niedrige mg-Zahl und die verhältnismässig hohe k-Zahl charakterisieren das Gestein als zur Rapakiwiserie gehörend. Die Gesteine dieser gemischten Gänge weisen also einen analogen Verlauf der Magmaspaltung auf wie die Magmen des Rapakiwgebietes und auf Hogland.

Das Vorkommen von Bruchstücken von »Diabas« und Granitgneis im Rapakiwi und im Tirilit der Steinbrüche in der Umgebung von Simola (vergl. S. 34) hat früher die Veranlassung zu der Ansicht gegeben, dass auch die grossen Massen dunkler Gesteine innerhalb des Wiborger Rapakiwimassivs von dem Rapakiwi umschlossene Bruchstücke basischer, dunkler Gesteine (Diabase, Labradorporphyre, Norite) seien, die von dem Rapakiwi mehr oder weniger imprägniert und dem entsprechend granitisiert worden wären.²⁾ Nach dieser Auffassung wäre nicht zu erwarten, dass das Material der »Bruchstücke« chemisch irgend welche gemeinsame Charakterzüge mit dem umschliessenden Rapakiwigranit besässe. Wollte man sich sämtliche frü-

¹⁾ B. FROSTERUS. Beskr. Kartbl. C 1. St. Michel. Bärgartskartan S. 98.

²⁾ H. BERGHELL. Beskr. Kartbl. N:o 33 Wiborg S. 26.

³⁾ J. J. SEDERHOLM. Bull. Comm. Géol. Finlande N:o 48 S. 118.

her mit dem »Sacknamen« »grüner Rapakiwi« (Hypersthengranite, Syenite, Tirilite) bezeichneten dunklen Gesteine sowie die hier beschriebenen Hypersthendiorite östlich von Simola als aus Bruchstücken basischer Gesteine hervorgegangen denken, so müsste angenommen werden, dass zum Teil ganz riesenhafte, bis mehrere kilometer grosse »Bruchstücke« basischer Gesteine vom Rapakiwi aufgenommen worden wären. In den »grünen Rapakiwigesteinen« haben wir es aber, wie aus der hier gegebenen Beschreibung hervorgeht, mit Gesteinen zu tun, die — im Gegensatz zu den durch Kontaktmetamorphose veränderten Gabbro-Labradorsfelsgesteinen des Mäntyharju—Jaala-Gebietes — sich im flüssigen, magmatischen Zustande innerhalb des umgebenden, zur selben Zeit flüssigen Rapakiwimagmas befunden haben. Sowohl das geologische Auftreten der Gesteine, die schlierenähnlichen Grenzen derselben dem Rapakiwi gegenüber, das Vorhandensein von roten Schlieren im dunklen Gestein und von dunklen Schlieren im roten Gestein, wie das Vorkommen ganz gleichartiger kleiner Bruchstücke von Diabasen und Granitgneisen sowohl im Rapakiwi wie in dem von diesem umschlossenen Tirilit beweisen dieses.

Es ist zwar verlockend, sich auf den Standpunkt der Daly'schen Hypothese über das Hervordringen der Tiefengesteinsmagmen zu stellen — besonders ist dieses der Fall nach dem Hervortreten der BRÖGGER'schen Arbeit über das »Fen-Gebiet« Norwegens — und anzunehmen, dass das Rapakiwimagma gerade an den Stellen, wo jetzt die dunklen Gesteine vorhanden sind, sich emporgearbeitet und grosse Partien des ihm auflagernden Gesteins, hier wohl Norit oder Gabbro, losgelöst hätte. Die im Magma versunkenen Blöcke wären dann in den unteren, heissen Teilen der Magmamasse aufgelöst worden und hätten zu homogenen Magmen das Material geliefert, das dann später zu solchen homogenen Gesteinen, wie dem Pyroxengranit von Kaitjärvi und den Syeniten und Tiriliten südlich von Willmanstrand oder den Pyroxendioriten östlich von Simola, erstarrt wäre.

Eine derartige Erklärungsweise in betreff der Genesis der dunklen Gesteine innerhalb des Rapakiwgebietes ist jedoch aus mehreren Gründen nicht zulässig. Erstens ist nicht zu erwarten, dass ein Granitmagma basische Gesteine auflösen könnte, die aus höher schmelzenden Mineralen aufgebaut werden als die Hauptgemengteile des Granitmagmas. Die theoretische Begründung hierfür ist vor kurzem ausführlich von BOWEN gegeben worden,¹⁾ sodass wir hierauf nicht näher einzugehen brauchen. Zwar könnte gegen die BOWEN'sche

¹⁾ N. L. BOWEN. The Behavior of Inclusions in igneous Magmas. Journ. of Geology. Suppl. to Vol. XXX N:o 6. 1922.

Darstellung der Einwand erhoben werden, dass das natürliche Granitmagma infolge seines Gehaltes an flüchtigen Bestandteilen in höherem Grade auflösend wirken könnte als ein trockener Schmelzfluss derselben Silikatkomponenten. Nun deutet aber alles darauf hin, dass das Rapakiwimagma ein verhältnismässig »trockenes« Granitmagma gewesen ist, und bei einem solchen wenigstens wäre also ein Auflösungsvermögen dunklen Gesteinen gegenüber nicht zu erwarten. Aber auch bei den zum Teil sehr »nassen« Magmen der finnländischen Grundgebirgsgranite ist das Auflösungsvermögen dunklen Gesteinseinschlüssen gegenüber ein sehr geringes und eine Diffusion an den Grenzen der Einschlüsse auch gar nicht zu beobachten, wie es z. B. die von SEDERHOLM veröffentlichten zahlreichen schönen Photographien aus dem südfinnischen Grundgebirge so deutlich darlegen.¹⁾ Gerade das Vorkommen von Diabasbruchstücken im Rapakiwi von Simola zeigt auch, dass das Rapakiwimagma die zum Teil recht kleinen Bruchstücke gar nicht hat auflösen können, sondern sie nur stark metamorphosiert hat. Nicht einmal die Bruchstücke von Gneis sind vom Rapakiwimagma aufgelöst oder assimiliert worden, sondern besitzen eine deutliche Begrenzung, obgleich sie stark metamorphosiert worden sind. Eine Auflösung von Bruchstücken hat also jedenfalls nicht vor dem Erstarren des Rapakiwimagmas in seinem jetzigen Magmabehälter stattfinden können, sondern hätte früher bei erheblich höherer Temperatur des Magmas in einem anderen, in tieferen, wärmeren Teilen der Erdrinde gelegenen Magmabassin erfolgen müssen. Ein Versuch, eine derartige Erklärungsweise für den Ursprung der dunklen Gesteine innerhalb des Rapakiwgebietes zu geben, führt uns also offensichtlich zu der allgemeinen Frage nach den »Ursprung« von »differenzierten« Anteilen einer Eruptivmasse zurück.

Zweitens zeigt auch die wechselnde chemische Zusammensetzung des grossen Porphyrgusses von Hogland, dass das Rapakiwimagma in verschiedenen Teilen eine verschiedene Zusammensetzung besessen hat. Wäre nun diese örtlich verschiedene Zusammensetzung durch eine lokal erfolgte Auflösung fremder »Bruchstücke« zustande gekommen, so könnte man wohl kaum erwarten, dass an verschiedenen Orten, weit von einander, ganz ähnliche Gesteine entstehen würden, wie sie jetzt tatsächlich beobachtet werden. Und noch weniger wäre zu erwarten, dass sämtliche Gesteine gewisse chemische Merkmale mit einander gemein hätten. Derartige gemeinsame chemische Kennzeichen für sämtliche Gesteine eines Eruptivgebietes, wie sie auch für

¹⁾ J. J. SEDERHOLM. Om Granit och Gneis. Bull. de la Comm. Géol. Finlande. N:o 23 (1907).

die Gesteine des Wiborger Rapakiwgebietes in dem Abschnitt über die chemische Zusammensetzung nachgewiesen wurden, deuten dagegen sehr stark darauf hin, dass eine durch allgemeine chemische und physikalische Gesetze geregelte Spaltung eines Stammagmas in Teilmagmen stattgefunden hat, wie es die »Differentiationstheorien« zu erklären versuchen. Eine Auflösung fremden Gesteinsmaterials würde dagegen zu stark variierenden Produkten, die wohl nur zufällig gemeinsame chemische Merkmale besässen, Anlass gegeben haben.

Drittens sei noch kurz darauf hingewiesen, dass, wie auf Seite 89 schon hervorgehoben wurde, die intermediären Gesteine eine andere Zusammensetzung besitzen, als die Additionsprodukte von Rapakiwi und basischen Gesteinen sie haben würden.

Für die Auffassungsweise der intermediären und dunklen Gesteine des Wiborger Gebietes als Differentiationsprodukte eines gemeinsamen Stammagmas in grösserer Tiefe spricht auch das Vorkommen ähnlicher Teilmagmen in zwei anderen Rapakiwgebieten, nämlich im Rödö-Gebiet in Nordostschweden und im Kiew'schen Gebiet in Südrussland. Bei Rödö tritt eine grosse Zahl von Gängen als Begleiter des kleinen Rapakiwmassivs auf und ihre Zusammensetzung variiert innerhalb ähnlich weiter Grenzen wie diejenige des Hogland-Porphyr. Auch hier muss also eine durch Differentiation inhomogen gewordene Magmamasse vorgelegen haben, welche in ein Spaltensystem eingepresst wurde und zu den Gängen von wechselnder Zusammensetzung erstarrte.

Wenn man die verschiedenen fennoskandischen Rapakiwgebiete mit einander vergleicht, so zeigt es sich, dass die Gesteine der östlichsten Gebiete, des Pitkäranta- und des Wiborger Gebietes, die kalireichsten sind. Je westlicher das Gebiet liegt, um so mehr scheint das Verhältnis zwischen den Alkalien in den Magmen sich zu Gunsten des Natrons verschoben zu haben. Freilich sind die analysierten Gesteine von Åland (nur eine Analyse) und des Haupttypus von Rödön etwas zersetzt (wohl pneumatolytisch) und der Kaligehalt dieser Analysen ist vielleicht auch deshalb ein niedrigerer. Das noch westlicher gelegene Vorkommen von Ragunda bildet aber schon einen Übergang zu den Magmen der Natronreihe, und gelegentlich kommen in manchen Abarten der Ragunda-Gesteine sogar die für die Natronreihe charakteristischen Alkaliamphibole vor. Hierdurch bilden die Ragunda-Gesteine petrographisch gewissermassen einen Übergang zwischen den eigentlichen Rapakiwgebieten des östlichen und mittleren Fennoskandiens und den Graniten mit Rapakiwstruktur bei Drammen, die sich den Natrongesteinen des Kristianiafeldes anschliessen. Entsprechend dieser Zwischenstellung des Ragundaer Stammag-

mas sind auch die intermediären Gesteine des Ragunda-Gebietes, die Augitsyenite, den Monzoniten nahe verwandt. Die basischen Gesteine von Ragunda, die man als »Diabase« bezeichnet hat, sind aber nach den Proben und Dünnschliffen die ich die Gelegenheit hatte zu untersuchen, wenigstens zum Teil keine echten Diabase. Sie enthalten einen diopsidischen Augit, nicht einen violetten Augit oder einen Enstatitaugit wie die Diabase, ausserdem ist ihr Plagioklas wohl durchschnittlich albitreicher als der der Diabase. Das Gestein wäre wohl richtiger zu den Pyroxendioriten zu zählen. Auch die bis jetzt veröffentlichte einzige Analyse dieses Gesteins bestätigt diese Auffassung.¹⁾ Das Gestein steht jedenfalls den pyroxendioritischen Gesteinen östlich von Simola sehr nahe, ist aber feinkörniger als sie. Auch das Auftreten dieses Gesteinstypus sowohl im Wiborger wie im Ragundaer Gebiet deutet darauf hin, dass es eines der möglichen Spaltungsprodukte der Rapakiwimagmen darstellt.

¹⁾ Dieses Gestein ist in den neueren Aufl. von ROSENBUSCH »Elemente d. Gesteinslehre« unter die Essexite eingereiht worden. Der dort vertretenen Ansicht kann ich mich, wie aus dem oben gesagten hervorgeht, nicht anschliessen.

VII. Die Bildungsgeschichte der Rapakiwigesteine und die Entstehung der Rapakiwistruktur.

In älterer Zeit war es hauptsächlich die Verwitterung der Rapakiwigesteine, welche die Aufmerksamkeit auf diese lenkte. Die starke Neigung dieser Gesteine zu verwittern wurde teils auf die eigentümliche Struktur der Gesteine, teils auf die Bildungsgeschichte derselben zurückgeführt. In neuerer Zeit ist das Strukturproblem des Rapakiwi auch unabhängig von Erklärungsversuchen über die Verwitterungserscheinungen von mehreren Geologen und Petrographen behandelt worden. So hat SEDERHOLM in seiner 1891 erschienenen Arbeit über die Rapakiwigesteine die Ansicht ausgesprochen, die runde Form der Feldspateinsprenglinge wäre eine Folge davon, dass das Rapakiwimagma fremdes Material aus Bruchstücken aufgelöst habe und hierdurch verunreinigt worden sei, weshalb die Feldspatkristalle weniger gut ausgebildet wurden und rundliche Formen statt einer Begrenzung durch Kristallflächen annahmen.¹⁾ Neulich hat nun SEDERHOLM wieder auf diese Erklärungsweise hingewiesen.²⁾

Später hat BORIS POPOFF, wie erwähnt, eine eingehende Beschreibung der »Ellipsoidischen Einsprenge des finländischen Rapakiwigranites« veröffentlicht.³⁾ Für den Ursprung der ellipsoidischen Einsprenglinge schlägt POPOFF eine Erklärungsweise vor, die nach seinem eigenen Referate in deutscher Sprache hier in seinen Hauptzügen wiedergegeben wird:

»Schon bei der alleroberflächlichsten Betrachtung von Rapakiwischliffflächen wird der Beobachter öfters geradezu überrascht von dem bunten Wechsel in der Struktur hart neben einander liegender Ovoide. Dies führt zu der natürlichen Folgerung, dass genannte Einsprenglinge sich ursprünglich an verschiedenen Stellen auskristallisierten und erst nachträglich, in Folge von irgendwelchen Bewegungen, durch einander gemischt und in ihre gegen-

¹⁾ J. J. SEDERHOLM. *Tscherm. Min. u. Petr. Mitt.* XII (1891) S. 4.

²⁾ J. J. SEDERHOLM. *Bull. de la Comm. Géol. Finl.* N:o 58 (1923) S. 78.

³⁾ B. POPOFF. *Tr. Spб. Общ. Естеств. С. Петербургъ* 1897.

wärtige Lage gebracht worden sind. Der Grund für eine solche Bewegung ist nun in der Verdichtung der sich krystallisierenden Substanz zu suchen, dank welcher die schwereren Krystalle, nachdem sie eine gewisse minimale Grösse erreicht (welche zur Überwindung der Reibung erforderlich war), in tiefere Schichten sinken mussten.

Aus diesem Übergang von der Oberfläche zur Tiefe lässt sich nun aber auch die eigenartige Form der Ovoide erklären. Das Sinken in tiefer gelegene Horizonte war zugleich ein Sinken in heissere Magmaschichten. Infolge dessen mussten Ecken und Kanten des sinkenden Krystalls angeschmolzen und der Krystall selbst in einen, seiner ursprünglichen Gestalt entsprechenden, ellipsoidischen Klumpen verwandelt werden. Dabei trat natürlich ein Stillstand in der Bewegung des Krystalls ein, hervorgerufen durch die Herstellung des Gleichgewichtes zwischen dem kleiner gewordenen Feldspathkrystall und den spec. schwereren, niedriger gelegenen magmatischen Schichten. Auf der Oberfläche eines solchen Klumpens mussten sich nun die gerade im Ausscheidungszustand befindlichen Mineralien (gegebenen Falls Oligoklas, Quarz, Glimmer und Hornblende) absetzen und eine mehr oder minder vollkommene Hülle bilden (im Durchschnitt einen concentrischen Ring darstellend). Bei allmählicher Senkung des Wärmezustandes, musste die Ausscheidung des Orthoklases erfolgen, der sich nun auf der ersten concentrischen Hülle des embryonalen Ovoids abzusetzen begann und schliesslich ein wiederholtes Sinken verursachen musste. Selbstverständlich konnte auf dieselbe Weise eine ganze Reihe periodischer Senkungen und Stillstände entstehen, deren Anzahl von der Tiefe des Magmabassins, von der Dichtigkeit des sinkenden Minerals, von dem Verhältnis der Dichtigkeiten der einzelnen, über einander lagernden Magmaschichten und noch von so manchen anderen Umständen abhängen musste. Einer jeden Ruhepause entsprach die Bildung einer concentrischen Einschlusszone. Die Zusammensetzung der concentrischen Einschlusszonen musste mit dem Ausscheidepunkt der einzelnen sie bildenden Mineralien in Zusammenhang stehen und zwar musste letzterer, wie bereits angedeutet, einer etwas höheren Temperatur entsprechen, als der Ausscheidepunkt des Orthoklases. Da aber die Abkühlung nur allmählich von der Oberfläche zur Tiefe vordrang, so konnte es sich ereignen, dass eine ganze Reihe von Ovoiden die unteren Magmaschichten bei einer Temperatur antraf, bei der die Krystallisation des Oligoklases noch in vollem Gange war. In Folge dessen, musste die Hauptmasse der sich nun bildenden concentrischen Hüllen aus Oligoklas bestehen, der in den vorhergehenden Zonen bei weitem die Minderheit vorstellte. Dabei ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass sich, inmitten des Oligoklases der Hüllen, dies oder jenes

Korn eines der anderen, früher genannten Mineralien vorfinden kann; vielmehr erscheint es mir wahrscheinlich, dass sich letztere so ziemlich gleichzeitig krystallisierten und dass das Uebergewicht des Oligoklases, gegebenen Falls, am ehesten durch eine grössere Schnelligkeit der Ausscheidung und einen grösseren Vorrath krystallisationsfähiger Substanz erklärt werden muss, welche beides einer gewissen Temperatur und einer gewissen Tiefe des Magmabassins entsprechen musste. Was ferner die Ausscheidung des Oligoklases anbelangt, so konnte dieselbe zum Theil durch die Abkühlung hervorgerufen und beschleunigt werden, welche die Menge schmelzender Ovoide zweifellos herbeiführte. Freilich konnte der Oligoklas das Wachstum der Orthoklaskrystalle nicht unmittelbar fortsetzen, und die abgeschmolzenen Ecken und Kanten nicht ohne weiteres wiederherstellen, sondern er bildete mehr oder weniger gleichmässige (sich allmählich verdickende) Schalen, die aus vielen, bald grösseren, bald kleineren Krystallcomplexen bestehen.»¹⁾

Im Zusammenhang mit einer theoretischen Erörterung der in sauren Eruptivgesteinen vorkommenden »eutektischen Mischungen« und der Überschreitungerscheinungen längs den Schmelzkurven hat VOGT im Jahre 1906 auch die Entstehung der Rapakiwiovoide und Plagioklasmäntel kurz erörtert.²⁾ Seiner Meinung nach ist die ovoidale Form der Orthoklase durch eine Resorption des Orthoklases nach einer zuerst stattgefundenen Überschreitung des Ausscheidungspunktes des Orthoklas — Plagioklas-Eutektikums zustande gekommen. Hierdurch sei die ovoidale Form entstanden, worauf die an Plagioklas übersättigte Lösung den Plagioklasmantel um die korrodierten Orthoklase abgesetzt habe.

Ähnliche Anschauungen hat später HARKER vertreten. Er diskutiert in seiner »Natural History of Igneous Rocks«³⁾ die Rapakiwistruktur im Zusammenhang mit der Frage über die Bedeutung von Übersättigungs-

¹⁾ Da die Popoff'sche Publikation recht wenig bekannt sein dürfte, verdient es hervorgehoben zu werden, dass POPOFF darauf hinweist, dass seine Hypothese über das »Krystallsinken« noch zur Erklärung der Zonarstruktur und der Differentiation dienlich sei. Popoff sagt: »— — — kann das Krystallsinken mitunter auch Veränderungen in der Zusammensetzung verschiedener Schichten ein und derselben Eruptionsmasse zur Folge gehabt haben, indem tiefer gelegene Magmahorizonte, auf Kosten der höher liegenden an bestimmten Mineralien bereichert wurden. Ausser dem eben beschriebenen Krystallsinken, ist theoretisch auch ein entgegengesetztes Krystallsteigen denkbar.«

Man hat es also hier mit einem Vorläufer der Bowen'schen Anschauungen über die Differentiation zu tun.

²⁾ J. H. L. VOGT, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. XXV (1906) S. 402.

³⁾ London 1909. Methuen & Co. pp. 267—268.

erscheinungen bei der Kristallisation von Tiefengesteinen. HARKER sagt: »Die bemerkenswertesten Beispiele sind die Rapakiwi-Granite Finlands. Diese enthalten abgerundete Feldspate von bis 3 oder 4 Zoll im Durchmesser, deren Abrundung unzweifelhaft eine Folge von Resorption in Verbindung mit Übersättigung ist. Der innere und hauptsächliche Teil eines jeden dieser grossen Kristalle besteht aus Orthoklas, und dieser ist umrandet von Plagioklas, der in kristallographischer Beziehung zu demselben steht,¹⁾ oder es mögen mehrere Zonen von Oligoklas und Orthoklas miteinander abwechseln. Einige Zonen in diesem äusseren Anteil haben Einschlüsse von

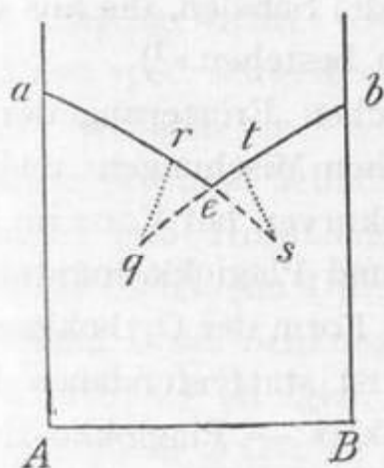


Fig. 13.

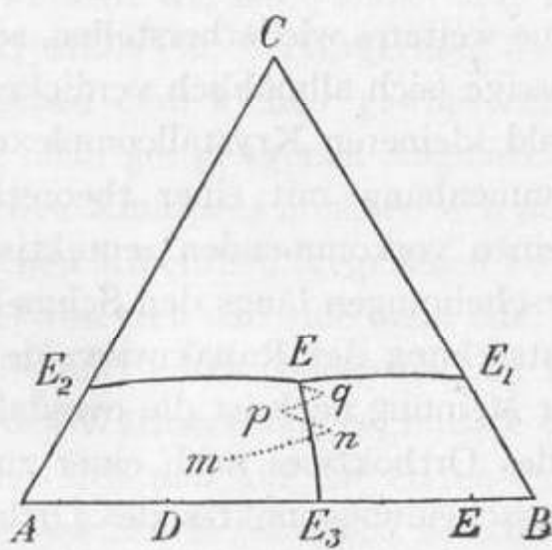


Fig. 14.

Quarz, Biotit oder Hornblende. Das Abwechseln von Orthoklas und Oligoklas deutet auf eine abwechselnde Übersättigung des Magmas mit den beiden Mineralen. Bei der Diskussion des idealen Falles eines binären Magmas wurde darauf hingewiesen, dass, sobald Kristalle der beiden Minerale gebildet worden sind und der eutektische Punkt erreicht ist, eine Übersättigung nicht mehr eintreten kann. Aber dieses gilt nicht, wenn die Kristalle, beispielsweise von A, von einer Schicht von B umgeben sind, oder umgekehrt. In einem solchen Falle mag die Kristallisationsbahn (vergl. Fig. 13) um den Punkt e oszillieren, der Bahn q r s t q r s t . . . folgend, bis eine Anzahl von alternierenden Zonen aufgebaut worden ist. Dieses mag noch klarer durch ein Dreieckdiagramm (Fig. 14) dargestellt werden, vorausgesetzt, dass wir annehmen, dass das Magma nur aus Feldspaten und Quarz besteht. Die Kri-

¹⁾ Diese Angabe Harkers ist, wie aus der Beschreibung S. 51—54 sowie Fig. 5, 6 u 7 hervorgeht, nicht richtig.

stallisationsbahn folgt der Zickzacklinie $mnpq \dots$ um E_3 E oszillierend, aber sich auch dem eutektischen Punkt E nähernd. Orthoklas kristallisiert längs mn , Oligoklas längs np , Orthoklas wieder längs pq u. s. f.; und es ist leicht zu sehen, dass Quarz auch in den äussersten Zonen des Kristalls eingeschlossen werden kann.»

Hier sei auch noch erwähnt, dass Iddings die Rapakiwi-Feldspate mit den Sphärolith- und Kugel-Bildungen mancher Granite zusammenstellt.¹⁾

Alle diese Erörterungen über die Rapakiwi-Struktur beziehen sich auf die Form der Feldspatovoide und deren Plagioklasmäntel. Aus der hier gegebenen Zusammenstellung über die Gesteine des Wiborger Gebietes geht hervor, dass der Granit des Gebietes nicht überall diese Feldspatbälle enthält und als Wiborgit oder Pyterlit ausgebildet ist, sondern dass auch mittel- bis feinkörnige Abarten und sogen. Prickgranite vorkommen. Ein gemeinsames Kennzeichen für alle diese Abarten, also sowohl für den »echten Rapakiwi« wie für die »rapakiwiähnlichen Granite«, ist aber, dass sie alle idiomorphe Quarzkörner enthalten, und dass sowohl der Quarz wie die Feldspate und öfters auch die dunklen Gemengteile in zwei Generationen auftreten.

Es soll nun an der Hand des hier zusammengestellten Materials geprüft werden, inwiefern die von POPOFF und von VOGT und HARKER gegebenen Erklärungsweisen den Tatsachen entsprechen oder nicht. Die beiden Hypothesen sind offenbar entstanden, um verschiedene Seiten dieses Strukturproblems zu lösen: für POPOFF ist die ellipsoidische Form die Hauptsache, für HARKER die vertauschte Ausscheidungsfolge zwischen Orthoklas und Plagioklas.

Was zuerst die POPOFF'sche Hypothese betrifft, so kann diese bis zu einem gewissen Grade die Schwankungen der Verteilung und Grösse der Feldspatbälle erklären und wäre unter der Voraussetzung, dass der grösste Teil des Rapakiwimassivs durch Erosion abgetragen worden ist und dass hauptsächlich die an herabgesunkenen Feldspatbällen reichen Anteile erhalten geblieben sind, annehmbar.

Folgende Beobachtungen sprechen aber gegen die Richtigkeit des POPOFF'schen Erklärungsversuches.

¹⁾ I. P. IDDINGS. Igneous Rocks I S. 246 u. II S. 55.

1) Die Rapakiwiovoide, die ja nur Schmelzreste darstellen sollen, sind zum grössten Teil grösser als im allgemeinen die Feldspateinsprenglinge auch der grobkörnigsten Porphygranite.

2) Eine Abrundung des äusseren Umrisses ehemaliger porphyrischer Orthoklaskristalle erklärt nicht, dass die Orthoklasbälle oft aus mehreren verschiedenen Körnern bestehen (vergl. 4) u. Fig. 5 S. 48—50).

3) Das Absinken und die Korrosion erklären auch nicht, dass gleichzeitig sowohl idiomorphe Quarzeinschlüsse in den einzelnen Körnern der Ovoide vorhanden sind, wie allotriomorpher Quarz und Quarz- und Feldspatverwachsungen zwischen den Körnern und im Innern der Körner (vergl. 8) u. Fig. 9 S. 58).

4) Das Vorkommen der klumpenförmigen Aggregate von älteren Ausscheidungen (vergl. 7) S. 56 u. Fig. 8) innerhalb der Rapakiwibälle wird nicht erklärt.

5) Die POPOFF'sche Erklärungsweise ist nicht vereinbar mit dem Vorkommen neben einander von Feldspatbällen mit und ohne Plagioklasmantel.

Das Hauptverdienst der POPOFF'schen Erklärungsweise scheint mir darin zu liegen, dass sie eine ziemlich grosse Mannigfaltigkeit in der Ausbildungsform der Feldspatbälle zulässt.

Wenn wir dann die Harker'sche Hypothese in Betracht ziehen, so ist sofort ersichtlich, dass die Kristallisations- sowie die Korrosionserscheinungen, die bei derselben vorausgesetzt werden, wohl hauptsächlich die Bildung von Feldspatbällen mit abwechselnd mehreren äusseren Mänteln von Orthoklas und Plagioklas veranschaulichen sollen. Solche Bälle sind zwar vorhanden, kommen aber dermassen selten vor, dass z. B. ich sie überhaupt nicht gesehen habe. Die Harker'sche Erklärung könnte für einen sozusagen idealisierten Fall gelten, sie kann aber nicht die grosse Mannigfaltigkeit der Strukturen der Rapakiwigesteine erklären. Sie operiert mit einer ganzen Serie von abnormen Überschreitungerscheinungen und ist auch deshalb wenig wahrscheinlich.

Eine nur einmalige Überschreitung des Gleichgewichtes, wie VOGT annimmt, wäre wahrscheinlicher und würde auch die Bildung der Feldspatbälle mit Plagioklasmänteln erklären können. Man müsste dann annehmen, dass der Orthoklas, der im Überschuss über dem Oligoklas vorhanden ist, zuerst allein auskristallisiert wäre und so lange sich abgeschieden hätte, dass der Anfang der Abscheidungsperiode des Oligoklases überschritten worden ist. Als dann die Oligoklasabscheidung einsetzte, trat eine Korrosion der Orthoklase ein, wodurch dieselben abgerundet wurden, und es folgte dann die Absetzung von Oligoklasmänteln auf diesen korrodierten Orthoklasen. So wahrscheinlich eine derartige Erklärung auch beim ersten

Anblick erscheint, so scheitert sie doch an denselben Tatsachen, die unter 1—5 bei der Besprechung der Popoff'schen Hypothese aufgezählt wurden. Ausserdem sei noch besonders darauf hingewiesen, dass die Vogt-Harker'sche Hypothese nur die Bildung der mantelführenden Orthoklasbälle des Wiborgits, aber nicht die Bildung der Orthoklasbälle des Pyterlits erklären kann. Die Voraussetzung für die Abrundung des Orthoklases wäre ja nach der Vogt-Harker'schen Hypothese, dass der Orthoklas zuerst sich zu lange abgeschieden hätte, wo schon die Abscheidung eines zweiten Minerals, hier des Oligoklases, hätte anfangen sollen, und dass deshalb nachträglich eine Korrosion eingetreten wäre. Der Pyterlit enthält aber keinen Oligoklas, oder jedenfalls nur sehr wenig, und es kann also aus Mangel an einem anderen Komponenten, der in seiner Ausscheidung verzögert werden würde und bei dessen plötzlicher Kristallisation dann der Orthoklas korrodiert werden würde, überhaupt nicht zur Korrosion der Orthoklase kommen. Und doch besteht darüber kein Zweifel, dass nicht die Bälle sowohl des Pyterlits wie des Wiborgits anfangs ähnlich gebildet worden sind, obgleich sie dann im Wiborgit von Oligoklasmänteln umgeben wurden, im Pyterlit aus Mangel an entsprechendem Material dagegen nicht. Die Vogt-Harker'sche Hypothese dürfte also wohl kaum eine richtige Erklärung der Entstehung der Rapakiwistruktur darbieten.

Aus der hier gegebenen Zusammenstellung über die Eigenschaften der Gesteine des Wiborger Rapakiwigebietes dürfte dann auch hervorgehen, dass obschon die runde Form der Feldspatbälle und die Plagioklasmäntel — die sofort ins Auge fallen — Eigentümlichkeiten des Wiborgits ausmachen, diese ja an und für sich bei einem Granit sehr absonderlichen Charaktere nicht die einzigen sind, welche die Rapakiwigesteine charakterisieren, und für die gleichzeitig eine Erklärung gesucht werden muss. Es soll deshalb hier vorerst zusammengefasst werden, was alle Rapakiwigranite miteinander gemein haben, und dann ein Überblick gegeben werden von dem, was speziell für die Wiborgit- und Pyterlitstrukturen charakteristisch ist.

1) Wie hier an mehreren Stellen hervorgehoben, enthalten sämtliche Abarten des Rapakiwi, die derselben Intrusionsperiode angehören, *idiomorphe Quarzkörner*, welche offenbar das erste Kristallisationsprodukt des Magmas darstellen, wenn wir von den Übergemengteilen, wie Apatit und Zirkon u. s. f., absehen. Diese zuerst ausgeschiedenen Quarze stellen gewissermassen Einsprenglinge dar. Sie sind zwar oft ganz klein, aber sie bekunden sich dennoch als Einsprenglinge, die schon da waren, als der Rest des Magmas kristallisierte, wobei sich dann auch weitere Mengen an Quarz ausschieden und schliesslich zusammen mit Kalifeldspat auch das letzte Kristallisationsprodukt ausmachten. Wir haben es also in sämtlichen Rapakiwigraniten mit Gesteinen

zu tun, deren Kristallisation nicht ebenso begann, wie bei den hypidiomorph-körnigen, gewöhnlichen Graniten, die für »Tiefengesteine« gehalten werden, sondern in der Art der Quarzporphyre mit der Ausscheidung von rundlichen Quarzkörnern. Erst später hat dann die Verfestigung der Gesteine als Tiefengesteine stattgefunden; die zuerst ausgeschiedenen idiomorphen Quarze sind aber nicht dabei resorbiert worden.

2) Ein zweites, für die meisten Rapakiwiabarten gemeinsames Merkmal ist, dass die dunklen Gemengteile Hornblende und Glimmer ebenfalls in zwei Erscheinungsformen verschiedenen Alters vorhanden sind. Man findet nämlich teils die S. 56—57 beschriebenen klumpenförmigen Massen, die aus allen älteren Auscheidungen bestehen und die, während das Gestein noch im Magmazustande war, deutlich eine Umwandlung erlitten haben, wobei sie sich zusammenballten und wohl auch die beträchtlichen Mengen akzessorischer Minerale, die sie jetzt enthalten, umhüllten. Zu einer späteren Bildungsperiode gehören dann der dunkle Glimmer und die Hornblende der hypidiomorph-körnigen Gesteinsmasse zwischen den idiomorphen Quarzen und den Feldspatbällen.

3) In den Wiborgiten und Pyterliten tritt auch der Kalifeldspat ähnlich in zwei genetisch und zeitlich verschiedenen Generationen auf, erstens in Form der grossen Feldspatbälle und zweitens in der später gebildeten hypidiomorph-körnigen Zwischenmasse von Tiefengesteinscharakter.

Die Feldspate der »Ovoide« stellen aber, wie aus dem Vorhandensein und der Art des Vorkommens der zahlreichen Einschlüsse hervorgeht, keine normalen Kristalle dar, sondern müssen als das Produkt eines besonderen geologischen Vorganges aufgefasst werden. Der grosse Reichtum an Einschlüssen, der zudem noch von Feldspatball zu Feldspatball verschieden ist, geben diesen Feldspatbällen den Charakter von gewissermassen selbständigen Gesteinsbildungen innerhalb der gemeinsamen Gesteinsmasse, Bildungen, welche jede für sich ihre eigene, von der Verfestigung des umgebenden Tiefengesteins gewissermassen unabhängige Bildungsgeschichte besitzen.

Alles dies deutet nun unzweifelhaft darauf hin, dass die Verfestigung des Rapakiwimagmas im Wiborger Gebiete in zwei verschiedenen Etappen stattgefunden hat.

Es ist von einigen Autoren hervorgehoben worden, dass die Feldspatkugeln keine Resorptionserscheinungen aufweisen, andere haben wiederum die runde Form gerade auf eine stattgefundene Resorption zurückführen wollen. Es ist dann auch darauf hingewiesen worden, dass die Einschlüsse ringförmig im Inneren der Feldspate verteilt liegen, und hieraus hat man den Schluss

gezogen, dass die Feldspatovoide während ihres ganzen Wachstums eine ähnliche rundliche Gestalt besaßen. Dem gegenüber sei erwähnt, dass POPOFF teils Feldspatbälle beschreibt und abbildet, wo die Anordnung der Ringe von Einschlüssen nicht konzentrisch ist, teils solche die Einbuchtungen der Oberfläche zeigen, welche Einbuchtungen sich in der Verteilung der Einschlüsse wiederfinden. Auch zeigen besonders die Plagioklaseinschlüsse in den Feldspatbällen gar keine orientierte Anordnung, sondern liegen ganz unregelmässig verteilt in diesen eingebettet.

4) Die Feldspatbälle sind oft aus mehreren Feldspatindividuen aufgebaut. Diese stossen mit ziemlich unregelmässigen Grenzen aneinander, und oft liegt zwischen ihnen später auskristallisierter Quarz in schmalen, die Zwischenräume zwischen den Feldspatfeldern ausfüllenden Partien (vergl. Fig. 9. S. 58). Das Vorhandensein dieser Quarzpartien spricht entschieden gegen ein regelmässiges Anwachsen von während der ganzen Wachstumsperiode rundlichen Feldspaten.

Wie sollen nun diese rundlichen Feldspatbälle nebst ihren Einschlüssen erklärt werden? Aus anderen Gebieten kennt man die Bildung von rundlichen Kristallen wenigstens in zwei Fällen. Einerseits kristallisieren ja gewisse Körper, wie Phtalsäure, Alaune u. s. w. unter Umständen aus ihren Lösungen mit krummen Flächen. Die Rapakiwikugeln sind jedoch nicht mit derartigen, von krummen Flächen umgebenen Kristallen vergleichbar, auch die Zusammensetzung aus mehreren Körnern und die erwähnten Quarzeinschlüsse lassen sich nicht auf diesem Wege erklären. — Auf einen zweiten Fall der Bildung von rundlichen Kristallen hat TAMMANN die Aufmerksamkeit gelenkt. Es sind dies die bei hoher Temperatur gebildeten Kristalle der Metallschmelzen, die eine runde Form besitzen.¹⁾ Durch die Annahme einer abnorm hohen Kristallisationstemperatur, was zugleich eine Kristallisation bei sehr hohem Druck und infolge dessen stark erhöhtem Schmelzpunkt bedeuten würde, könnte vielleicht die Entstehung runder Feldspatkristalle in einem Gesteinsmagma in analoger Weise erklärt werden. Die übrigen Eigentümlichkeiten der Rapakiwistrukturen (vergl. 1—4 S. 107—109) lassen sich aber allein durch eine derartige Annahme nicht erklären.

Angeichts der MOREY und BOWEN'schen Entdeckung des »inkongruenten Schmelzens« vom Kalifeldspat²⁾ könnte man sich versucht fühlen, die runden Rapakiwikugeln als ein magmatisches Silifizierungsprodukt von bei hoher Temperatur auskristallisierten Leuziten zu erklären. Die Verteilung der Ein-

¹⁾ G. TAMMANN. Lehrbuch der Metallographie 3. Aufl. S. 22. Vergl. auch TAMMANN. Die Aggregatzustände. 2. Aufl. S. 264.

²⁾ G. W. MOREY u. N. L. BOWEN. Amer. Journ. Science. IV (1922). S. 1.

schlüsse, die ja eine ähnliche ist wie in den Leuziten, könnte hierdurch ihre Erklärung finden. Da der Leuzit auch mehr an Natrium- und Kalziumalumosilikat in fester Lösung aufzunehmen vermag als der Orthoklas, würden bei der Umwandlung in Orthoklas bei sinkender Temperatur bedeutende Mengen dieser Silikate abgeschieden werden und sie könnten das Material zu den Plagioklasmänteln des Wiborgits liefern. Die Pyterlitmagmen wiederum enthielten zu wenig an Ca, als dass der Leuzit in diesem Falle grössere Mengen von Kalziumalumosilikat aus der Lösung hätte aufnehmen können. BOVEN hat darauf hingewiesen, dass quarzärmere Magmen von der

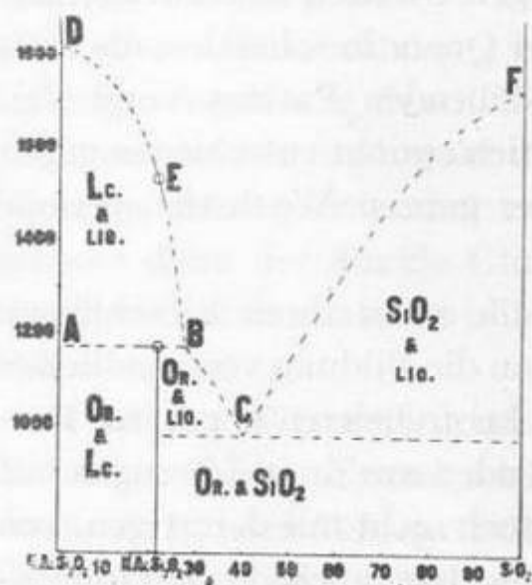


Fig. 15.

Zusammensetzung des Orthoklases, Orthoklas und Leuzit als Endprodukte ergeben müssen, quarzreichere Magmen wiederum Orthoklas und Quarz. In dem erstgenannten Falle können die zuerst ausgeschiedenen Leuzite als Pseudoleuzitkugeln im Gestein erhalten bleiben, in dem letztgenannten Fall könnte die magmatische Umwandlung von Leuzit in Orthoklas unter Abscheidung von Plagioklas zur Bildung von Feldspatkugeln Veranlassung geben. In Anbetracht des ziemlich grossen Quarzreichtums der Rapakiwimagmen erscheint es aber wenig wahrscheinlich, dass sie zwischen dem Orthoklaspunkt

und dem Punkte B des BOWEN'schen Diagramms (hier als Fig. 15 wiedergegeben) liegen könnten und demnach bei höherer Temperatur erst Leuzit abscheiden würden, welcher dann mit dem Magma bei niedrigerer Temperatur sich in Orthoklas umsetzen würde. Ganz ausgeschlossen ist bei dem grossen Kalireichtum der Rapakiwimagmen ein derartiger Spezialfall aber nicht, denn die genaue Lage der Grenzkurven im BOWEN'schen Diagramm und die Lage des eutektischen Punktes sind nicht bekannt, weshalb es sich nicht aus den Analysen der Rapakiwigesteine berechnen lässt, ob der fragliche Spezialfall vorliegt oder nicht. Immerhin bleibt also die Möglichkeit bestehen, dass die Rapakiwikugeln analoge Gebilde bei den sauren kalireichen Gesteinen darstellen könnten, wie es die »Pseudoleuzite« bei den intermediären kalireichen Gesteinen sind. Bemerkenswert ist auch, dass in dem südrussischen Rapakiwigranit Olivin neben Quarz vorhanden ist,¹⁾ d. h. in diesem Gestein

¹⁾ Auch im Wiborger Rapakiwi ist Olivin in Dünnschliffen von Handstücken von Honkala in Mäntyharju und von Jyrkilä im Kirchspiel Wiborg beobachtet worden.

hat sich tatsächlich das Hochtemperaturspaltungsprodukt eines der »inkongruent« schmelzenden Bestandteile des Magmas, des Magnesiummetasilikats, als Orthosilikat neben Quarz ausgeschieden.

Eine weitere Erklärungsweise für die Entstehung der Rapakiwistruktur ergibt sich aus der Tatsache, dass die Ausscheidung der Minerale des Wiborgits in zwei verschiedenen Perioden stattgefunden hat, wie schon auf S. 108 näher erörtert worden ist. Zwar erscheinen die Feldspatbälle dadurch als Erstausscheidlinge, dass sämtliche andere Minerale um dieselben herum gruppiert sind. Zu einer älteren Generation gehören auch die idiomorphen Quarzkörner. Andererseits sind aber sowohl diese Quarzkörner wie die einzelnen Plagioklaskörner des Plagioklasmantels dem Kalifeldspat der Bälle gegenüber idiomorph (vergl. Fig. 7, S. 53). Der Plagioklasmantel stellt also eine Art von »monomineralischem« Gestein dar, welches sich früher als die von demselben umschlossene Orthoklasmasse verfestigt hat. Andererseits waren die idiomorphen Quarzkörner schon da, als der Plagioklas des Mantels kristallisierte. Diese eigentümliche Tatsache, dass die Plagioklaskörner des den Orthoklasball umhüllenden Plagioklasmantels ihre jetzige Kristallgestalt angenommen haben, bevor der umschlossene Orthoklasball kristallin wurde, kann wohl nur in zweierlei Weise erklärt werden. Entweder dadurch, dass beide Minerale Umwandlungsprodukte eines gemeinsamen ursprünglichen Gebildes sind, wie es z. B. der Fall wäre, wenn sie bei einer magmatischen Silifizierung eines bei hoher Temperatur aus dem Magma ausgeschiedenen Leuzits entstanden wären, wie oben erörtert. Oder auch in der Weise, dass ein partielles Schmelzen der Einsprenglinge wieder eintrat, nachdem sich ein Teil des Magmas schon als »porphyrische Einsprenglinge« von Orthoklas, Plagioklas und Quarz sowie ein wenig Glimmer und Hornblende ausgeschieden hatte. In den Pyterlitschlieren des Magmas werden sich, entsprechend dem niedrigen Kalk- und Anorthitgehalt des Magmas, während derselben magmatischen Periode nur Orthoklas und Quarz mit wenig Glimmer ausgeschieden haben.

Wir wollen diesen einfacheren Fall des Pyterlits zuerst in Betracht ziehen. Es ist dann zu beachten, dass zwischen den Schmelzpunkten von Orthoklas und Quarz ein Temperaturunterschied von etwa 500° besteht. Bei einer Temperaturerhöhung (oder bei entsprechender Druckentlastung) werden also die Orthoklaseinsprenglinge leicht schmelzen, ohne dass der Schmelzpunkt des Quarzes noch bei weitem erreicht ist. Die Feldspateinsprenglinge werden bei einer dem Schmelzpunkt sich nähernden Temperaturerhöhung zuerst erweichen und eine mehr oder weniger rundliche Gestalt annehmen. Bei vollständigem Schmelzen werden sie eine Art Tropfen aus flüssigem Orthoklas innerhalb des umgebenden Magmas bilden. Wegen der geringen Diffu-

sionsgeschwindigkeit von Silikaten werden diese flüssigen oder halbflüssigen Orthoklaskugeln sich nur langsam in dem umgebenden Magma auflösen können, obgleich sie ja in diesem löslich sind. Einzelne der Kugeln werden aber, sobald die Orthoklassubstanz beim Schmelzen genügend plastisch geworden ist, zusammenfliessen, und derart werden sich grössere Kugeln bilden von unter sich sehr verschiedener Grösse, aber von meist beträchtlich grösserer Masse wie die der gewöhnlichen, porphyrischen Orthoklaseinsprenglinge der Granite. An der Oberfläche dieser Orthoklaskugeln werden sich die im Magma vorhandenen festen Bestandteile, d. h. die Quarzkristalle, ansammeln, ähnlich wie sich feste Partikel in Emulsionen an die Oberfläche der ausgeschiedenen Phase anschmiegen, und auch gewissermassen ähnlich wie im »Flotationsprozess«. Wenn dann wieder ein Sinken der Temperatur (oder eine entsprechende Drucksteigerung) eintritt und der Schmelzpunkt des Orthoklases wieder in entgegengesetzter Richtung wie vorhin überschritten wird, wird der Orthoklas kristallisieren, umgeben von einem Kranz von Quarzkristallen, die in den äussersten Teilen der Orthoklaskugel eingeschlossen bleiben, wodurch die »Marginationsstruktur« des Pyterlit-Typus entsteht. Bei fortschreitendem Sinken der Temperatur wird hierauf der übrige Teil des Magmas in gewöhnlicher Weise kristallisieren, die Zwischenmasse zwischen den »Ovoiden« des Pyterlits bildend.

Beim Wiborgitanteil des Magmas wird die Bildung der Orthoklasbälle in ganz ähnlicher Art stattfinden. Hier tritt aber die weitere Komplikation auf, dass unter den Einsprenglingen, die sich ausgeschieden hatten, ehe die »Refusion« eintrat, sich auch ziemlich viel Plagioklas vorfand. Der Schmelzpunkt des Orthoklases liegt bei etwa 1170° , derjenige des Quarzes bei etwa 1700° ; der Oligoklas der Plagioklasmäntel, der 30 % Anorthitsubstanz enthält, würde bei etwa 1190° anfangen zu schmelzen. Theoretisch müssten die letzten Anteile des Mischkristalls mit 30 % Anorthit unter Gleichgewichtsbedingungen bei höchstens 1380° schmelzen, aber der Schmelzvorgang wird wohl bei dem natürlichen, kalihaltigen Mineral bei bedeutend niedrigerer Temperatur zu Ende sein. Diese Temperaturen gelten für atmosphärischen Druck, werden aber wahrscheinlich bei hohen Drucken relativ zu einander nicht viel verschoben. Da die Plagioklaseinsprenglinge bei etwas höherer Temperatur schmelzen als die Orthoklase, werden sich im Wiborgitmagma anfangs, nach dem Beginn der Refusion der Orthoklaseinsprenglinge, nicht nur die Quarzeinsprenglinge des Magmas, sondern auch die Plagioklaskristalle an der Oberfläche der Orthoklasbälle zusammenballen. Nach dem Orthoklas wird dann der Plagioklas von der Refusion betroffen werden und es werden sich um die Orthoklasmassen herum mantelförmige Schichten von flüssigem oder halb-

flüssigem Oligoklas bilden, an deren Aussenteilen die Quarzeinsprenglinge sich ansammeln. Wenn die Temperatur- und Druckbewegung, welche die Refusion zustandebrachte, wieder rückgängig wird, wird dann der Plagioklas zuerst kristallisieren und ein monomineralisches Gestein bilden. Die einzelnen Körner dieses Oligoklasgesteins werden nach der im Innern gelegenen noch flüssigen Orthoklasmasse zu einer Kristallbegrenzung aufweisen und dem Orthoklas gegenüber idiomorph erscheinen. In den äussersten Teilen des Oligoklasgesteins werden bei der Kristallisation der Oligoklaskörner die Quarzkörner eingebettet liegen bleiben. Der Oligoklas erscheint deshalb allotriomorph diesen ursprünglich als intratellurische Quarzeinsprenglinge ausgeschiedenen Quarzen gegenüber, wodurch die »Marginationsstruktur«, wie sie im Wiborgit zum Vorschein kommt, gebildet wird.

Da der Orthoklasschmelzpunkt nur wenig niedriger liegt als der Ausscheidungspunkt des Oligoklases, wird der Orthoklas sich unmittelbar nach der Kristallisation des Oligoklases verfestigen. Hierbei findet eine Kontraktion statt und es entstehen Zwischenräume zwischen den verschiedenen Orthoklasindividuen sowie auch zwischen diesen und dem Plagioklasmantel. Das Restmagma des Gesteins wird in diesen Zwischenräumen, die wegen ihrer Begrenzung durch Kristallflächen des Orthoklases eine flache Gestalt haben, eindringen und, da das Restmagma ja fast nur aus Orthoklas und Quarz besteht, sich zu dem Gemenge von Feldspat und Quarz in im Querschnitt leistenförmigen Partien verfestigen, welche so charakteristisch für die Rapakiwibälle sind (vergl. Fig. 9.) Dass Gruppen von Einschlüssen sich oft ringförmig in den Orthoklasbällen anhäufen, wird wohl darauf zurückzuführen sein, dass sie als feste Partikel in die flüssige Orthoklasmasse hineingeraten sind, sich dort auf Grund von Oberflächenspannungsverhältnissen schalenförmig verteilt haben und im Querschnitt der Bälle annähernd ringförmig, parallel der Oberfläche der Bälle gelagert erscheinen.

Auch die dunklen intratellurischen Einsprenglinge der Rapakiwimagmen sind von der Refusion betroffen worden, wodurch die auf Seite 56 beschriebenen klumpenförmigen Massen der dunklen Gemengteile entstanden. Es hat nun den Anschein, als hätte bei dieser Refusion eine Reaktion zwischen den Schmelzen des fluorhaltigen Glimmers und der kalziumhaltigen Hornblende stattgefunden, wodurch Kalziumfluorid und SiO_2 als Fluorit und Quarz abgeschieden wurden und eine wahrscheinlich kalk- und kieselsäureärmere und eisen- und magnesia- sowie alkalreichere Hornblende von äusserlich oft kugeliger Gestalt und in ihrem Inneren Zusammenwachsungen von Feldspat, Quarz und Fluorit beherbergend (vergl. Fig. 8.) entstand, wie sie schon von FROSTERUS aus dem Wiborger

Rapakiwi und von mehreren Autoren aus dem süd-russischen Rapakiwi beschrieben wurden.

Beim Zusammenfliessen mehrerer der geschmolzenen Orthoklaseinsprenglinge wurden wohl auch oft Anteile des umgebenden Gesteinsmagmas mit eingeschlossen oder der Feldspatschmelze beigemischt, wodurch die Tatsache ihre Erklärung findet, dass die Feldspatbälle so oft Partien von ähnlich der Zwischenmasse kristallisierten Gesteinspartien beherbergen, ohne dass eigentliche Korrosionserscheinungen an der Oberfläche der Feldspatkugeln zu beobachten sind, Verhältnisse, auf die besonders SEDERHOLM hingewiesen hat. Überhaupt erklärt sich hierdurch der Reichtum mancher Feldspatbälle an Einschlüssen.

Auch die Entstehung der auf S. 59 beschriebenen eigentümlichen, grossen, aus einer Quarz-Feldspatmasse mit Mantelumhüllung von Feldspat bestehenden Kugeln wird auf Grundlage der Annahme einer Refusion verständlich. Mit dem Vorkommen dieser Kugeln hängt wahrscheinlich das Vorhandensein von bruchstückähnlichen Partien von feinkörnigem Granit im Rapakiwi (vergl. S. 26, e) zusammen. Diese feinkörnigen Partien gehören wohl zuerst verfestigten Anteilen des Magmas an, die von später intrudierten Anteilen des Magmas in Form von Bruchstücken mitgeführt worden sind. Wo kleinere derartige Bruchstücke im Magma vor dem Eintreten der Refusion vorhanden waren, haben sie hierbei rundliche Formen angenommen und es haben sich schmelzende porphyrische Orthoklaseinsprenglinge des umgebenden Magmas um diese halbgeschmolzenen Graniteinschlüsse ansammeln können, eine geschmolzene Zone von Orthoklas um dieselben bildend. Am Rande dieser Gebilde werden sich dann auch wieder Quarzkörner oder in besonderen Fällen Plagioklas- und Quarzkörner angesammelt haben, zur Bildung einer »Marginationsstruktur« entweder aus nur idiomorphen, im äusseren Anteil des Orthoklasringes eingeschlossenen Quarzkörnern oder auch noch eines dazwischen liegenden Plagioklasmantels, ganz ähnlich wie bei der Entstehung der Ovoide der Pyterlite und der Wiborgite, die Veranlassung gebend.

Die Annahme der Bildung der Ovoide durch einen Refusionsprozess und eines Zusammenfliessens mehrerer benachbarten, im Schmelzen begriffener Einsprenglinge zu einem Ovoid erklärt auch, warum die Ovoide eine so sehr wechselnde Grösse besitzen, warum benachbarte Ovoide oft so verschiedenen dicke Plagioklasmäntel erhalten konnten und warum zuweilen auch unter den mantelführenden Ovoiden einzelne vorkommen, die ohne Mantel sind. Der letztgenannte Umstand wäre nicht verständlich, wenn Orthoklaskugel und Plagioklasmantel sich durch Umwandlung eines, beide in einem konstanten Verhältnis enthaltenden, ursprünglichen Minerals gebildet hätten. Aus

diesem Grunde scheint es ausgeschlossen, dass die zuerst porphyrisch ausgeschiedenen Orthoklaseinsprenglinge den Plagioklas der Plagioklasmäntel perthitisch enthalten hätten. Aus demselben Grunde ist auch eine magmatische Silifizierung von zuerst bei hoher Temperatur ausgeschiedenen, Natrium-Leuzit enthaltenden Leuziten wenig wahrscheinlich.

Auch die auf S. 54 beschriebene Beeinflussung der äusseren Form der Ovoide durch angrenzende benachbarte Ovoide wird unter der Annahme, dass dieselben nach der Refusion wenigstens eine kurze Zeit weich und plastisch waren, verständlich.

Die Entstehung der mittel- bis feinkörnigen »rapakiwiartigen Granite« mit idiomorphen Quarzkörnern und eine spätere Generation von allotriomorphem Quarz ist wohl in der Weise zu verstehen, dass in den diesen Gesteinen entsprechenden Anteilen des Magmas nur wenig Feldspateinsprenglinge intratellurisch ausgebildet worden waren, dagegen nicht unbedeutende Mengen von Quarzeinsprenglingen; oder auch dadurch, dass die Refusion in diesen Anteilen aus irgendwelchen besonderen Gründen dermassen weit fortschritt, dass die geschmolzenen Feldspate Zeit hatten, in das umgebende Magma zu diffundieren und sich mit diesem zu vermischen. Jedenfalls ist in diesen Anteilen des Magmas nach der Refusionsperiode nur kristallisierter Quarz als Fremdling zurückgeblieben und so sind dann bei der erneuten Verfestigung des Gesteins diese Quarzkörner als eine Art Einsprenglinge in einem sonst hypidiomorph- oder panidiomorphkörnigen mittel- bis feinkörnigen Granit, in diesem den »rapakiwiähnlichen« Charakter hervorruhend, zurückgeblieben.

Die Entstehung der Prickgranite ist wahrscheinlich eine ganz analoge gewesen. Hier sind die intratellurisch ausgeschiedenen Quarzkörner ziemlich klein, und es war vor der Refusion überhaupt nicht zur Ausscheidung von Feldspat gekommen. Dagegen hatten sich nicht ganz unbedeutende Mengen dunklen Glimmers ausgeschieden. Der Quarz ist dann nicht von dem Refusionsvorgang betroffen worden, wohl aber der dunkle Glimmer, der aufgeschmolzen worden ist. Es scheint, als hätte die hierbei entstandene Schmelze die Quarzkörner benetzt, weshalb diese sich nicht wie auf den geschmolzenen Feldspatkugeln nur an der Oberfläche angesammelt haben, sondern in die Glimmerschmelze hineingewandert sind. Bei der auf die Refusion folgenden erneuten Kristallisation sind dann idiomorphe Quarzkörner von der sich von neuem verfestigenden Glimmersubstanz umschlossen worden und so ist die charakteristische Prickgranitstruktur entstanden.

So ist es denn geradezu charakteristisch für alle sauren granitischen Gesteine, die der grossen Rapakiwiintrusionsmasse des Wiborger Gebietes ange-

hören, dass sie alle die vor dem Refusionsprozess gebildeten idiomorphen Quarzkörner in der später kristallisierten Gesteinsmasse eingebettet enthalten. Die die Rapakiwigesteine gangförmig durchsetzenden Granite besitzen dagegen, trotz wechselnder Zusammensetzung, keine derartigen idiomorphen Quarzkörner, sondern sind normalerweise zu hypidiomorph- oder panidiomorphkörnigen oder auch zu granophyrisch struierten Graniten erstarrt.

Die dunklen, zur Rapakiwiserie gehörenden und vom Rapakiwi umgebenen Gesteine sind wohl im allgemeinen deshalb, weil sie aus höher schmelzenden Gemengteilen bestehen, ganz und gar oder zum grössten Teile verfestigt gewesen, als die Quarz- und Orthoklaseinsprenglinge des umgebenden kieselsäurereicheren Magmas sich auszuschcheiden begannen. Diese dunklen Gesteine sind deshalb beim Eintreten der Refusion ziemlich wenig durch diesen Prozess verändert worden. Nur die kieselsäurereichsten unter ihnen, die wohl auch die grössten Mengen von flüchtigen Bestandteilen enthielten, waren damals wohl noch teilweise flüssig und so zeigen die zuletzt ausgeschiedenen Anteile, wie die Hornblende, der natronreiche äussere Teil der Plagioklase und der Orthoklas der Tirilite, Anzeichen davon, dass sie der Refusion ausgesetzt gewesen sind, indem sie von den zuerst ausgeschiedenen idiomorphe Quarze in ihren äusseren Teilen eingeschlossen beherbergen. Auch der Syenit von Lappee zeigt in seinen randlichen, an den quarzreicheren Tirilit grenzenden Teilen ein derartiges Vorkommen von in den Randpartien der Feldspate eingeschlossenen idiomorphen, früher ausgeschiedenen Quarzkörnern. Ebenso zeigen die kieselsäurereichsten der Pyroxendiorite östlich von Simola in den zuletzt kristallisierten äusseren Teilen der Feldspate, die wohl von der Refusion betroffen worden sind, ähnliche eingeschlossene idiomorphe Quarze. Es erscheint auch natürlich, dass die Refusion weniger auf die im Magma vorhandenen, schon verfestigten, grösseren Gesteinsmassen eingewirkt hat, als auf die einzelnen, in den flüssigen Anteilen des Magmas herumschwimmenden, verhältnismässig niedrig schmelzenden Feldspatkristalle.

Es fragt sich nun: wie hat eine derartige Refusion zustande kommen können, falls die Rapakiwistruktur durch eine nachträgliche Refusion schon ausgeschiedener Einsprenglinge gebildet wurde? Von vornherein ist es wohl ausgeschlossen, dass diese Refusion durch direkte Wärmezufuhr von aussen stattgefunden hat, denn die Eruptivmagmen werden sich im allgemeinen von tiefer gelegenen Teilen der Erdrinde nach höher gelegenen bewegen und somit auch von einer heisseren Umgebung nach einer kälteren, und nicht umgekehrt, und andere benachbarte jüngere Eruptivmagmen, die dem Magma des Rapakiwibassins hätten von neuem Wärme zuführen können, sind

nicht bekannt. Die Erklärung der Refusion wird dann auch nicht in einer erneuten Wärmezufuhr zu dem in Kristallisation begriffenen Rapakiwimagma zu suchen sein, sondern in der Abhängigkeit des Kristallisationsvorganges von Wechselungen der Temperatur und des Druckes.

Wenn eine Flüssigkeit sich in einem geschlossenen Raume abkühlt, wird es ganz und gar von dem in der Flüssigkeit herrschenden Drucke abhängen, bei welcher Temperatur die Grenzkurve fest—flüssig überschritten wird. Der Schmelzpunkt der Substanz bei atmosphärischem Druck ist unter diesen Umständen nur in der Hinsicht von Bedeutung, dass er die niedrigste Temperatur angibt, bei der eine Kristallisation stattfinden kann. Dagegen kann die Kristallisation bei einer jeden Temperatur oberhalb des Schmelzpunktes bei Atmosphärendruck stattfinden, und zwar in Abhängigkeit von der Grösse des Druckes. Da man die absolute Grösse des in einem Magmabassin herrschenden Druckes ja nicht kennt, so ist es recht gewöhnlich, dass bei Betrachtungen über den Verfestigungsprozess der Eruptivgesteine die Druckbeziehungen ganz ausser acht gelassen werden und das Problem so behandelt wird, als würde die Kristallisation tatsächlich bei atmosphärischem Drucke stattfinden. Es ist besonders in neuerer Zeit mehrfach darauf hingewiesen worden, dass der Druck nur den Absolutbetrag der Schmelzpunkte der Gemengteile — und ebenso die Löslichkeit — verschiebe, kaum aber auf die relativen Beträge dieses Grössen für die verschiedenen Gemengteile in höherem Grade einwirke. Die Beeinflussung des Schmelzpunktes der gesteinsbildenden Minerale durch hohe Drucke ist in älterer Zeit stark überschätzt, in neuerer Zeit aber anderseits oft auch unterschätzt worden.

Wenn wir uns allgemein den Fall eines in einen geschlossenen Raum innerhalb kälteren Gesteins intrudierten heissen Magmas denken, so wird der Erstarrungsvorgang wohl derart vor sich gehen, dass das umgebende kältere Gestein abkühlend auf das Magma wirkt und die Temperatur der äusseren Teile desselben zuerst am meisten herabsetzt. Hierbei werden diese Anteile zuerst die dem nach der Intrusion herrschenden Drucke entsprechenden Kristallisationstemperaturen einzelner Gemengteile erreichen, worauf eine Abscheidung dieser Gemengteile beginnen wird. Dabei werden gelöste flüchtige Bestandteile frei und der Druck steigt. Diese Drucksteigerung wird dann die Abscheidung weiterer gelöster Gemengteile bewirken, und so ist die Abkühlung eines derartigen im geschlossenen Raume kristallisierenden Magmas im allgemeinen kein isobarer Prozess. Sobald aber die anfängliche Abkühlung der äusseren Anteile des Magmas bis zur Kristallabscheidung fortgeschritten ist, eine Druckerhöhung hervorrufend, kann die Druckerhöhung, falls die Magmamasse gross ist, innerhalb weiter Anteile

des Inneren der Magmamasse eine isotherme Kristallisation bewirken. Hierin liegt die Erklärung dafür, dass in einem kristallisierenden Magma, unabhängig von der Entfernung der verschiedenen inneren Teile des Magmas von der abkühlenden Fläche des Nebengesteins, gleichgrosse »porphyrische Einsprenglinge« in gleichmässiger Verteilung sich abscheiden. Die Anzahl der Einsprenglinge wird wiederum von der »Keimzahl« unter den gegebenen Bedingungen abhängig sein.

Die Drucksteigerung, die bei der Ausscheidung von Kristallen aus einem leichtflüchtige Bestandteile enthaltenden Magma stattfindet, kann, wie Morey neulich gezeigt hat,¹⁾ eine sehr bedeutende sein. Aus dem von Morey untersuchten Falle eines wasserhaltigen, im geschlossenen Raume kristallisierenden anorganischen Salzes ($\text{KNO}_3 + \text{H}_2\text{O}$) ist zu ersehen, dass eine auch nur geringe anfängliche Kristallausscheidung einen sehr bedeutenden Druckanstieg hervorruft. Im Verlauf der Kristallisation wird aber ein maximaler Druck erreicht, und bei weiterer Kristallisation fällt der Druck wieder, bis der Schmelzpunkt der nichtflüchtigen Komponente des Systems erreicht wird. In einem intrusiv kristallisierenden Magma von gegebener Zusammensetzung wird es nun von der Mächtigkeit der überlagernden Gesteinsmassen abhängen, ob der Gegendruck der überlagernden Massen ein genügender ist, um dem maximal entwickelten Druck zu widerstehen oder nicht. Ist dieser Gegendruck nicht genügend, dann wird das Magma in katastrophaler Weise zur Erdoberfläche empordringen und eine Abgabe von flüchtigen Bestandteilen wird unter starker Druckentlastung stattfinden. Eine Druckentlastung ist aber im Zustandsdiagramm gleichbedeutend mit einem isothermen Schmelzen. Wenn ein Teil der Gemengteile des Gesteins, durch den vor der Druckentlastung herrschenden hohen Druck bei Temperaturen oberhalb ihrer Schmelzpunkte sich ausgeschieden haben, werden sie bei der Druckentlastung schmelzen. Es handelt sich in einem derartigen Falle nicht um eine erneute Auflösung, eine »Korrosion« durch die Lösung, sondern um ein direktes Schmelzen. Von einer Korrosion ohne Schmelzen werden dagegen diejenigen Bestandteile betroffen werden, deren Schmelzpunkte bei dem nach der Druckentlastung herrschenden Drucke höher liegen als die bei der Druckentlastung herrschende Temperatur.

Eine plötzliche Druckentlastung wird im allgemeinen zu einem Sinken der Temperatur des Magmas führen und hierdurch wird die erneute Kristallisation beschleunigt werden. Es ist nun recht interessant, dass kürzlich von

¹⁾ G. W. MOREY. The Development of Pressure in Magmas as a Result of Crystallization. Journ. Washington Acad. Sciences. Vol. XII (1922) N:o 9.

Adams gezeigt worden ist,¹⁾ dass unter Umständen eine Druckentlastung auch zu einer Temperaturerhöhung Anlass geben kann. Dies ist der Fall, wenn die Druckentlastung in der Weise vor sich geht, dass die flüchtigen Bestandteile die Gelegenheit haben, intermittierend, durch eine Art von Ventilwirkung, abströmen zu können. In einem derartigen Falle kann die Refusion durch Druckentlastung noch durch ein gleichzeitiges »Selbstaufwärmen« des Magmas unterstützt werden.

Nach Beobachtungen, die ich im Zusammenhange mit einer direkten optischen Untersuchung von unter hohen Drucken kristallisierenden Substanzen gemacht habe,²⁾ können die Vorgänge des Kristallisierens und des Schmelzens durch Druckverschiebungen viel schneller verlaufen, als durch Temperaturänderungen. Dieses beruht auf folgenden Umständen: Wenn man eine in einem geschlossenen Raume befindliche Schmelze abkühlt, erfolgt die Abkühlung von der inneren Wand des Gefässes nach innen hin und wir erhalten somit notwendigerweise ein Temperaturgefälle innerhalb der Schmelze. Bei einer durch Temperaturerniedrigung hervorgerufenen, »isobaren Kristallisation« werden die inneren Anteile einer Schmelze also nicht ebenso schnell wie die äusseren sich der neuen Temperaturlage anzupassen vermögen. Anders aber bei der »isothermen Kristallisation«. Hierbei wird, solange noch zusammenhängende flüssige Anteile der Schmelze vorhanden sind, die Druckänderung momentan durch die ganze Masse verbreitet, und sämtliche in der Schmelze vorhandenen Kristalle werden gleichzeitig von der Druckänderung betroffen werden und auch gleichzeitig anfangen zu wachsen. Dasselbe gilt für den Unterschied zwischen »isobarem Schmelzen« und »isothermem Schmelzen«. Erwärmt man eine Schmelze, welche ausgeschiedene Kristalle enthält, so werden die in den äusseren Teilen der Schmelze befindlichen Kristalle zuerst schmelzen, dann allmählich die weiter im Innern in der Schmelzmasse liegenden. Wenn man aber den auf der Schmelze lastenden Druck vermindert, werden dagegen alle in der Schmelze befindlichen Kristalle ganz gleichzeitig anfangen zu schmelzen, und das Schmelzen der Kristalle kann willkürlich beschleunigt oder verzögert werden, je nachdem ob man den Drucknachlass schneller oder langsamer erfolgen lässt. In einer Schmelze, welche ausgeschiedene Kristalle enthält, kann man sie alle durch Druckentlastung auch nur

1) L. H. ADAMS. Journ. Washington Acad. Sciences. XII (1922) N:o 18.

2) Sie umfassten zwar bisher nur Einstoffsysteme (Trans. Roy. Soc. of London. Ser. A. 212 (1912) N:o A. 487 S. 117), die Verhältnisse bei den Mehrstoffsystemen dürften aber in mancher Beziehung ähnliche sein.

geringen Betrages momentan zum Schmelzen bringen, wogegen bei einer Erhitzung zuerst nur die äusseren Kristalle anfangen zu schmelzen.

In dem besonderen Fall des Rapakiwimagmas ist hier die Annahme gemacht worden, dass Orthoklas, Oligoklas und zum Teil wenigstens Glimmer und Hornblende von einer »Refusion« betroffen worden sind. Dagegen hat die Druckentlastung und die eventuell stattgefundene »isenkaumische« Temperaturerhöhung nicht genügt, um schon ausgeschiedenen gewesenen Quarz und auch den Labrador (im rapakiwiähnlichen Granit von Aspö vorhanden, vergl. S. 26 und im Quarzporphyr des Lounatkorkia auf Hogland) zu schmelzen. Der Schmelzpunkt der bei hoher Temperatur stabilen Form des Quarzes¹⁾ beträgt etwa 1700° , der »Schmelzpunkt« (Zerfallspunkt) des Orthoklases 1170° . Die Temperatur, die dem beginnenden Schmelzen eines Oligoklases von der Zusammensetzung des Wiborgit-Oligoklases entspricht, ist maximal 1190° , die Temperatur des beginnenden Schmelzens von Labradorit $Ab_{55}An_{45}$ (Hogland, nach dem Mittel dreier Analysen von LEMBERG) 1310° . Die Zusammensetzung der Hornblende des Rapakiwi ist nicht bekannt, weshalb der Schmelzpunkt (Zerfallspunkt) der Hornblende nicht genau festgestellt werden kann. Nach den experimentell bestimmten »Schmelzpunkten« anderer »gemeiner Hornblend« zu urteilen, dürfte er bei höchstens 1200° liegen, wahrscheinlich aber erheblich niedriger sein. Der Zerfallspunkt unter Verflüssigung des Glimmers dürfte bei 1150° liegen, jedenfalls nicht viel höher. Diese Werte gelten für atmosphärischen Druck. Dieselben werden bei hohen Drucken höher liegen, eine grössere Verschiebung der Schmelzpunkte relativ zu einander wird aber kaum eine Druckerhöhung bewirken.

Es fragt sich nun weiter: Von welcher Grössenordnung ist die Schmelzpunkterhöhung bei Druckerhöhung bei den gewöhnlichen Silikaten? Sie lässt sich einstweilen noch nicht experimentell bestimmen, kann aber nach der Clausius-Clapeyron'schen Formel aus der Dichteänderung beim Schmelzen und der Schmelzwärme berechnet werden. BARUS, der zuerst eine derartige Berechnung für einen Diabas durchführte,²⁾ gelangte zu einer Schmelzpunkterhöhung von $2,5^{\circ}$ pro 100 Atm. VOGT suchte jedoch später zu zeigen dass der Wert von BARUS zu hoch sei,³⁾ indem er darauf hinwies, dass der von BARUS

¹⁾ Unabhängig von der primären Ausscheidungsform des SiO_2 sind wohl innerhalb des heissen Magmas gute Vorbedingungen für reversible Umwandlungen zwischen den SiO_2 -Modifikationen vorhanden. Temperaturschätzungen auf Grund des Vorhandenseins oder Nichtvorhandenseins von Tridymit oder Christobalit in einem Tiefengestein sind deshalb nicht zulässig.

²⁾ C. BARUS. Bull. u. S. A. Geol. Surv. N:o 103 (1893).

³⁾ J. H. L. VOGT. Tscherm. Min. & Petr. Mitt. XXVII (1908) 108.

benutzte Wert für die Schmelzwärme zu niedrig ist. VOGT gelangt so zu einer Druckerhöhung von nur $0,5^\circ$ pro 100 Atm. Indessen ist die von BARUS für den von ihm untersuchten Diabas gefundene Volumendifferenz 3—4 mal kleiner als sie es nach neueren Bestimmungen für die meisten gesteinsbildenden Minerale ist, und so wäre der Vogt'sche Wert dann wieder aus diesem Grunde 3—4 mal zu niedrig. VOGT hat auch später¹⁾ seine Ansichten über den Einfluss des Druckes auf die Schmelzpunkte der Silikate modifiziert, indem er darauf hinweist, dass die Messungen von DAY, SOSSMAN und HOCHSTÄTTER²⁾ über das spez. Volumen von Silikaten beim Schmelzpunkt zu einen Wert der Drucksteigerung von etwa $1,8^\circ$ pro 100 Atm. führt.³⁾

Die genauesten Werte für die Schmelzwärme und den Volumenunterschied kristallisiert $\rightarrow$ glasig besitzen wir für Diopsid. Für diesen berechnet sich die Schmelzpunkterhöhung zu $1,9^\circ$ pro 100 Atm.⁴⁾ Diese Zahl steht in guter Übereinstimmung damit, dass die Schmelzpunktänderung für die meisten bis jetzt untersuchten anorganischen und organischen Stoffe 2— 3° pro 100 Atmosphären beträgt. Nur in ganz vereinzelt Fällen wurden niedrigere, oder höhere Werte gefunden. Wir dürfen also auch für die gesteinsbildenden Silikate eine durchschnittliche Schmelzpunkterhöhung von 2— 3° pro 100 Atm. Druckzunahme annehmen.

Wie gross die zum Schmelzen eines Teils der schon ausgeschiedenen Minerale nötige Druckentlastung sein müsste, lässt sich nicht genau berechnen. Einige Anhaltspunkte für eine Schätzung der Grössenordnung der in Frage kommenden Drucke lassen sich jedoch gewinnen.

Aus einer magmatischen Lösung werden sich die Minerale im allgemeinen bei einer unterhalb ihres Schmelzpunkts gelegenen Temperatur abscheiden. Da Orthoklas und Albit jedenfalls bis zu einem gewissen Grade feste Lösungen bilden, werden wir es bei der Kristallisation des Pyterlitmagmas nicht mit einem »eutektischen Punkt« von Quarz und Orthoklas zu tun haben, sondern mit einem Dreiphasengleichgewicht von Quarz, Orthoklas und Albit, wobei sich sowohl Quarz wie ein albithaltiger Orthoklasmischkristall einer eutektischen Linie entlang gleichzeitig ausscheiden werden. Nach dem Verhalten analoger

¹⁾ J. H. L. VOGT, Journ. of Geol. XXX (1922.) S. 614.

²⁾ A. L. DAY, R. B. SOSMAN u. J. C. HOCHSTÄTTER, Amer. Journ. Sc. XXXVII (1914) S.

³⁾ Dennoch giebt VOGT seine alte Tabelle der Druckerhöhung wieder, wo dieselbe als sehr gering angegeben wird. Und obgleich die Zahlen dieser Tabelle nicht mehr mit den neueren experimentellen Ergebnissen übereinstimmen stützt VOGT seine Schlüsse teilweise auf diese veraltete Tabelle.

⁴⁾ BOEKE-EITEL, Physikal.-chem. Petrographie S. 24.

Systeme zu urteilen, wird wenigstens ein Teil der bei der Kristallisation der ersten Anteile der Einsprenglinge aus dem Pyterlitmagma in Frage kommenden Punkte der eutektischen Linie oberhalb des Schmelzpunkts der am niedrigsten schmelzenden Komponente, des Albits, liegen. Im Wiborgitmagma handelt es sich hinwieder um ein quaternäres System (wenn die dunklen Gemengteile unberücksichtigt bleiben), wo zwei Mischkristallreihen (Orthoklas-Albit und Anorthit-Albit) von unter sich wahrscheinlich verschiedener Art auftreten. Auch hier werden wir es mit Mehrphasengleichgewichten zu tun haben, und es scheiden sich Einsprenglinge von Quarz, albithaltigem Orthoklas und Oligoklas gleichzeitig aus. Bis jetzt wissen wir nichts bestimmtes über die Lage dieser Dreiphasen- oder Mehrphasengleichgewichte. Wenn aber, wie oben aus Analogiegründen, angenommen würde, dass die zuerst sich ausscheidenden Anteile der Einsprenglinge — und es sind nur diese, die uns in diesem Zusammenhange interessieren — sich zwischen dem Schmelzpunkt des Orthoklases und dem des Albits ausscheiden, so wäre, da der Schmelzpunktsunterschied Orthoklas-Albit etwa 85° beträgt, ein Druck von zwei- bis viertausend Atmosphären nötig, um den Ausscheidungspunkt über den Schmelzpunkt des Orthoklases bei niedrigem Druck zu verschieben.

Der Schmelzpunktsunterschied der von der Refusion betroffenen Minerale des Rapakiwi beträgt nur etwa 20° , und es würde folglich eine Druckentlastung von etwa 1000 Atmosphären genügen, um eine Refusion des Oligoklases zu bewirken, nachdem der Orthoklas schon von der Refusion betroffen worden wäre.¹⁾

Dieser Druckwert gilt unter der Annahme, dass keine »isenkaumische« Temperaturerhöhung bei der Abgasung stattfindet. Verläuft aber die Entgasung intermittierend, so könnte gleichzeitig ein Temperaturanstieg stattfinden,

¹⁾ Die Bildung der von einem Oligoklas mantel umgebenen Orthoklaskugel könnte man sich auch in der Weise denken, dass diese durch das Schmelzen und die hierbei stattfindende Entmischung eines bei hohem Druck auskristallisierten, stark plagioklashaltigen Orthoklases entstanden sei, wobei sich zwei flüssige (oder halbflüssige) Schichten von Orthoklas und Plagioklas gebildet hätten, die innerhalb des Magmas Kugelgestalt annahmen, wobei die eine Schicht die andere umgab. Eine derartige theoretische Möglichkeit, dass ein Mischkristall beim Schmelzen zwei flüssige Schichten ergeben würde, ist von TAMMANN (Heterogene Gleichgewichte S. 147, Fig. 117) erörtert worden. Gegen diese Annahme spricht jedoch, dass nicht alle Orthoklasbälle von — im Verhältnis zur Masse des Orthoklasballes — gleich viel Oligoklassubstanz umgeben sind und dass unter den mantelführenden Bällen sich auch mantellose befinden. Aus diesem Grunde scheint ein voneinander unabhängiges Entstehen der Orthoklaskugel und des Plagioklas mantels, wie auf S. 112. erörtert, wahrscheinlicher.

und dann wäre die erforderliche Druckentlastung noch geringer. Der Umstand, dass der etwa um 140° höher schmelzende Labrador bei der Druckentlastung nicht geschmolzen ist, zeigt wiederum, dass der Druckabfall geringer als 7,000 Atmosphären gewesen sein muss.

Von der Grösse des höchstmöglichen Druckes, welcher bei der Kristallisation des Rapakiwimagmas entstanden sein könnte, können wir uns dadurch eine Vorstellung machen, dass der Rapakiwi »miarolithische« Hohlräume enthält. Infolge der Existenz dieser Hohlräume auch unmittelbar nach der Verfestigung des Magmas kann der Druck, der durch die auf dem Rapakiwi lastenden Gesteinsmassen ausgeübt wurde, nicht grösser gewesen sein als die Druckfestigkeit des Granits. Andererseits kann auch kein grösserer Druck während der Verfestigung entstanden sein als derjenige, den die überlagernden Gesteinsmassen im Gleichgewicht zu halten vermochten. Aus den experimentellen Ergebnissen über die Druckfestigkeit der Granite lassen sich indessen zur Zeit keine genauen Zahlen ableiten. Nach den Versuchen von Adams¹⁾ wäre der Höchstbetrag etwa 14,000 Atm. Die späteren Messungen von BRIDGMAN²⁾ ergaben aber viel niedrigere Werte: für eine Granitprobe nur etwa 5000 Atm., dagegen für mehrere andere Gesteine, nach einer verbesserten Methode, 7000 bis 8000 Atm. Diese letztgenannten Werte würden einer Temperatursteigerung der Schmelzpunkte von etwa 150° entsprechen. Da die Druckfestigkeit im Inneren von grossen Massen wohl eine höhere ist als bei kleinen Proben, die in der Druckmaschine doch immer ungleichmässig belastet werden, dürften aber nicht unwesentlich höhere Druckwerte als Maximalwerte in Frage kommen. Die Bridgeman'schen Werte würden eine grösstmögliche Erstarrungstiefe des Rapakiwimagmas von etwa 25 Kilometer ergeben.

Obgleich nun alle hier gegebene Druckwerte recht unsicher erscheinen, zeigen sie doch, dass die zur Verfügung stehenden Drucke von vergleichbarer Grössenordnung und wahrscheinlich bedeutend grösser sind, als die zu einer Kristallisation oberhalb der Schmelzpunkte der in Betracht kommenden Mineralgemengteile nötigen.

Der für die Refusion der leichter schmelzenden der ausgeschiedenen Minerale nötige Druckabfall von tausend bis ein paar tausend Atmosphären dürfte für ein Eruptivmagma nicht besonders gross sein, und im Falle des Wiborger Rapakiwimagmas lässt sich derselbe gut vergegenwärtigen durch die Druckentlastung und Entgasung beim Durchbruch der gewaltigen Lavamassen der Porphyre von Hogland und Sommarö an die Erdoberfläche.

¹⁾ F. D. ADAMS. *Journal of Geology* XX (1912) S. 97.

²⁾ P. W. BRIDGMAN. *Amer. Journ. Sc.* XLV (1918) 233.

Auf der Grundlage der hier erörterten Verhältnisse gewinnen wir demnach das folgende Bild von der Bildungsgeschichte der Rapakiwigesteine des Wiborger Gebietes: In einem tief gelegenen Magmabassin von grossen Dimensionen hat sich ein kalireiches granitisches Magma derart differenziert, dass sich Schlieren von Labradorfelsmagma und Gabbromagma innerhalb des granitischen Magmas gebildet haben. Die basischen Anteile dieses Magmas sind dann zuerst als die Labradorsteine, Norite und Gabbros des Jaala—Mäntyharjugebietes intrudiert worden. Hierauf ist ein Teil des Granitmagmas nachgefolgt, den rapakiwiähnlichen Granit dieses Gebietes bildend. Im Hauptmagma hat sich dann die Differentiation fortgesetzt, unter Bildung von schlierenartigen Magmaanteilen von der Zusammensetzung der Pyroxengranite, 'Tirilite, Syenite und Pyroxendiorite. Dementsprechend ist der Hauptteil des Magmas orthoklas- und quarzreicher geworden. Von diesem Magma, nebst den in ihm vorhandenen Schlieren von abweichender Zusammensetzung, ist dann eine grosse Masse in höher gelegene Teile des Grundgebirges emporgedrungen, sich intrusiv auf hauptsächlich horizontalen Kluftspalten verbreitend, die grosse Intrusivmasse des jetzigen Wiborger Rapakiwigebietes bildend. Hier hat das Magma angefangen intrusiv zu erstarren, wobei die Schlieren von basischer Zusammensetzung sich zuerst verfestigten. Die Magmamasse hat eine verhältnismässig hohe Temperatur gehabt, als sie intrudiert wurde, ein Umstand, der wohl mit der ungeheuer grossen Masse, die auf einmal zur Intrusion gelangte, in Zusammenhang gestellt werden darf. Randlich fing das Granitmagma an, unter dem Einfluss des umgebenden kälteren Grundgebirges zu feinkörnigem Granit zu erstarren. Bei dem Hervordringen weiterer Magmamassen wurden aber diese zuerst erstarrten Anteile teilweise losgebrochen und vom Magma als bruchstückähnliche Partien mitgeschleppt. Ebenso sind wohl lokal Bruchstücke der frühzeitig verfestigten dunklen Anteile als Labradorfels und Plagioklasporphyrit-Bruchstücke mitgeführt worden. Der Mechanismus des Intrusionsvorganges, wie er gedacht werden kann, ist schon früher S. 37—39 erörtert worden. Es sei nur darauf hingewiesen, dass allmählich die umgebenden Gesteinsmassen durch die grosse Magmamasse erwärmt wurden und dass die schliesslichen Kontakte des Rapakiwi sich verschiedenartig gestalteten, je nachdem ob das Magma im weiteren Verlaufe der Intrusion in schon erwärmtes oder in noch nicht erwärmtes Grundgebirge hineindrang. Wahrscheinlich sind es tektonische Ursachen gewesen, welche die gewaltigen Magmamassen aus grösserer Tiefe in verhältnismässig oberflächlich gelegene Anteile des Grundgebirges emporpressten. Hierüber lassen sich indessen nur Vermutungen aussprechen.

Während dieser Intrusion, vielleicht auch erst als dieselbe schon zum

Stillstand gekommen war und die Zufuhrkanäle des Magmas aufgehört hatten weitere Mengen zu befördern, begannen zuerst die basischen Anteile des Magmas, später auch die saureren Hauptteile zu kristallisieren. Hierbei wuchs der Druck stark an, sodass eine Kristallisation eines Teils der dunklen Minerale, des Quarzes und der Feldspate sogar bei Temperaturen oberhalb der Schmelzpunkte von Orthoklas und Oligoklas stattfand und diese sich als porphyrische Kristalle ausschieden. Durch die bei dieser Kristallisation frei werdenden flüchtigen Bestandteile des Magmas erfolgte eine immer weiter fortschreitende Drucksteigerung, die schliesslich zu einem katastrophalen Durchbruch des überlagernden Grundgebirges am Südrande der Magmamasse führte, wobei die gewaltigen Porphyrmassen Hoglands zur Effusion gelangten. Hierbei hat sich das Magma der gleichen Effusionwege bedient wie schon früher emporgedrungene basische Anteile des Magmas (Labradorporphyre). Bei dem katastrophalen Durchbruch dieser gewaltigen Lavamassen trat eine starke Druckentlastung in der Hauptmasse des Magmas ein, was zu einer Refusion unter Bildung der Orthoklas-Plagioklasbälle in den kalkreicheren Anteilen und der Orthoklasbälle in den kalkärmeren Anteilen führte. Die Druckentlastung war von einer weitgehenden Entgasung des Magmas begleitet, und das Magma erstarrte dann als ein verhältnismässig trockenes Granitmagma, ohne dass weitgehende pneumatolytische Vorgänge stattfanden. Später sind wahrscheinlich aus dem ursprünglichen Magmaherd noch weitere kleinere gangförmige Magmamassen hervorgedrungen, die schmalen Gänge im Hauptmassiv bildend, aber im grossen und ganzen waren die Kräfte, welche die gewaltige Wiborger Rapakiwimasse zur Intrusion brachten, wohl gerade wegen des grossen Masstabes, in dem sie sich betätigt hatten, durch diese einmalige Aktion erschöpft, und weitere vulkanische Vorgänge haben dann nicht mehr in diesen Teilen der Erdkrinde stattgefunden. Dagegen sind weiter nach Osten, südwestlich von dem Pitkäranta Rapakiwigebiet, nicht ganz geringe Magmamassen zum Durchbruch gelangt, die Gesteine der Walamo-Inseln im Ladogasee und die intrusiven Quarzdiabase der Westküste des Onegasees bildend. Das Magma der Walamo-Gesteine stellt wahrscheinlich einen basischen Anteil desselben Stammagmas wie der Wiborger Rapakiwi dar, ein Anteil, der wahrscheinlich aus grosser Tiefe emporgedrungen ist und dessen »Differentiation« noch nicht vollendet war, sondern durch die Intrusion und darauf folgende Verfestigung unterbrochen wurde, ein eigentümliches Schlierengemisch von mikropegmatitreichem Olivindolerit und Augit-Magnetit-Granophyr (»Walamit«), beide von Granophyradern durchbrochen, liefernd.

Die Erklärung der Rapakiwistruktur durch eine Refusion von vorher auskristallisierten Gemengteilen infolge einer einmaligen starken Druckent-

lastung und einer bald darauf folgenden Kristallisation der gesamten Masse könnte die Frage veranlassen, warum sich die Folgen derartiger Druckschwankungen bei den Tiefengesteinen nicht öfter bemerkbar machen. Die Antwort dürfte die sein, dass Druckentlastungen bei niedrigeren Temperaturen nicht zu Schmelzerscheinungen, sondern nur zu Korrosionen führen. Schmelzerscheinungen werden deshalb in den sauren Tiefengesteinen verhältnismässig selten sein. Zweitens werden derartige Druckschwankungen, falls sie vorgekommen sind, in Fällen, wo eine Kristallisation nicht sofort nach eingetretener Druckentlastung stattfindet, infolge der Auflösung der geschmolzenen Minerale durch das umgebende Magma sich nicht nachträglich bemerkbar machen. Es gehört also zur Entstehung der Rapakiwistruktur das gleichzeitige Eintreffen zweier verschiedener Umstände: erstens dass die Kristallisation bei hoher Temperatur und entsprechend hohem Druck begonnen hat und zweitens, dass nach einer plötzlichen grösseren Druckentlastung die Verfestigung des Gesteins sofort wieder eingesetzt hat. Das Eintreffen dieser Umstände wird nicht oft gleichzeitig eintreffen können, — dem entspricht nun aber auch, dass die Rapakiwistruktur eine verhältnismässig seltene Struktur ist. Gewisse Strukturzüge des Rapakiwi sind dagegen in verschiedenen kieselsäureärmeren Gesteinen recht häufig. So trifft man die siebartige Struktur der quarzenthaltenden Glimmerkomplexe des »Prickgranits« nicht nur beim Paisanit, sondern sie ist z. B. auch bei den nephelinführenden Gesteinen der Halbinsel Kola, die von RAMSAY und HACKMANN beschrieben wurden, bei den Einsprenglingen der seltene Erden enthaltenden Minerale und bei den Alkalihornblenden, die sich früh ausgeschieden haben aber einen niedrigen Schmelzpunkt besitzen, sehr verbreitet, indem diese Minerale grosse Mengen von scharf idiomorph ausgebildeten kleinen Nephelinkristallen beherbergen.

VI. Die Verwitterung der Rapakiwigesteine.

Über die eigentümliche starke Verwitterung, wodurch der Wiborger Rapakiwi seinen volkstümlichen Namen erhalten hat, ist in älterer Zeit eine Reihe von Untersuchungen veröffentlicht worden. Ein umfangreiches Verzeichnis dieser, meist in russischer Sprache herausgegebenen Arbeiten hat POPOFF¹⁾ zusammengestellt. Meist sind diese älteren Publikationen nunmehr ohne Interesse. Es dürfte jetzt auch als eine allgemein anerkannte Tatsache gelten, dass die Verwitterung und Zerrottung des Gesteins eine mechanische Verwitterung ist. Gewöhnlich sind es die nach Süden liegenden Teile der Rapakiwifelsen und -blöcke, welche am meisten zerfallen erscheinen. Hier sind die Temperaturdifferenzen, besonders beim Übergang vom Winter zum Frühling, auch am grössten. Es ist nicht nur der Wiborgit, der in dieser Art mechanisch zerfällt, sondern auch der Pyterlit. Die mittel- bis feinkörnigen rapakiwiähnlichen Granite sind aber viel resistenter, ebenso die basischen Gesteine und die Porphyre. Da die Pyterlite ebenso zerfallen wie die Wiborgite — aber vielleicht doch nicht ebenso stark —, darf die Neigung zum Zerfall nicht nur auf das Vorhandensein der Plagioklasmäntel zurückgeführt werden, sondern beruht vielmehr von der Natur und der Entstehungsgeschichte der Kalifeldspatbälle selbst und den in denselben als Folge hiervon herrschenden Spannungen. Auffallend ist ferner, dass oft in einem scheinbar ganz einheitlich struierten Felsen nicht alle Teile gleichmässig verwittern, sondern dass die verwitternden Anteile gleichsam »schlierenähnliche« Züge und Streifen im Gestein ausmachen. Vielleicht ist dieses auf die Entgasungsverhältnisse verschiedener Magmapartien, und auf die davon bedingten etwas verschiedenartigen Abkühlungs- und Kristallisationsverhältnisse zurückzuführen.

¹⁾ B. POPOFF. Elipsoid. Einsprengl. Loc. cit.