

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C.

Avhandlingar och uppsatser.

N:o 456.

ÅRSBOK 37 (1943) N:o 5.

ZUR KENNTNIS DER  
ALKALINEN ULTRABASISCHEN  
GANGGESTEINE DES KALIX-  
GEBIETS, NORD-  
SCHWEDEN

VON

WALTER LARSSON

—◆—  
*Pris 1.00 kr.*

STOCKHOLM 1943  
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER  
432404

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C.

Avhandlingar och uppsatser.

N:o 456.

ÅRSBOK 37 (1943) N:o 5.

ZUR KENNTNIS DER  
ALKALINEN ULTRABASISCHEN  
GANGGESTEINE DES KALIX-  
GEBIETS, NORD-  
SCHWEDEN

VON

WALTER LARSSON

---

STOCKHOLM 1943

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

432404

## Inhalt.

	Seite
Einleitung .....	3
I. Petrographische Beschreibung der Gänge .....	4
A. Alnötische Kimberlite .....	4
1. SW von Spiggen .....	4
2. Svartskatahällan .....	12
B. Pikritporphyritische Kimberlite .....	16
3. Hällarna .....	16
4. Gaddörarna .....	19
5. Stråkanäs .....	20
C. Karbonatitische Kimberlite .....	21
6. Degerberget .....	21
7. N von Karlsborg .....	24
8. Hindersön .....	27
II. Gemeinsame Züge der Gänge und ihre genetische Bedeutung .....	30
III. Tektonische Stellung und mögliches Alter der Gänge .....	35
Zitierte Literatur .....	40

---

## Einleitung.

Im Jahre 1928 wurde von P. GEIJER eine Beschreibung einiger alnötischen Gänge veröffentlicht, die im äussersten Küstenstrich ausserhalb Luleå und Kalix, im innersten Teil des Bottnischen Meerbusens, angetroffen worden waren. Durch eigene Felduntersuchungen konnte er das Vorkommen derartiger Gänge auf der Halbinsel Skagsudden (südlich des Dorfes Storön), auf Estersön und auf einem Lokal irgendwo NW von Estersön (nur durch erratische Blöcke auf Estersön bekannt) feststellen. Durch das Studium älterer Sammlungen der Schwedischen Geologischen Landesanstalt konnte er weiter zeigen, dass mit diesen Gängen genetisch verwandte Gesteine früher an noch zwei Lokalen (Uddskär, Klyvaren) eingesammelt worden waren, ohne dass ihre wirkliche Natur bis dahin erkannt wurde. Er fand, dass die Lokale in einer etwas gekrümmten, ungefähr 30 Kilometer langen Zone von Klyvaren im Süden nach Skagsudden im Norden zu liegen schienen, wofür letzteres Lokal er als die wirkliche nördliche Ausspitzung der Zone betrachtete.

Im Zusammenhang mit praktisch-geologischen Arbeiten, die im Sommer 1942 im Auftrage der Bolidens Gruvaktiebolag in den intrusiven Grünsteinen der Gegend von Kalix ausgeführt wurden, traf Verfasser dieser Arbeit sechs

neue Vorkommen ähnlicher Gänge an, alle nördlicher als das nördlichste der von GEIJER angegebenen Lokale gelegen. Die neuen Lokale sind: die Landspitze SW von Spiggen, die grösste der Inseln Gaddörarna, der südliche Teil des Berges Hällarna, der nördliche Teil des Degerberget, am südwestlichen Ufer des Kalixelf im Dorfe Stråkanäs und auf dem Berge westlich der Landstrasse etwa 2 km N von Karlsborg. Von diesen Vorkommen liegt nur eines, das letzt-erwähnte, in der Fortsetzung der früher bekannten Gangzone, während die übrigen nordwestlich davon gelegen sind, allem Anschein nach eine der vorigen parallele Zone in durchschnittlich 10 Kilometer Entfernung bildend.

Schliesslich wurden ausserdem in den Sammlungen der Geologischen Landesanstalt Schwedens Stufen von einschlägigen Gesteinen von zwei anderen vorher nicht bekannten Lokalen angetroffen. Eines dieser Gesteine, ein karbonatitischer Typus, ist von F. SVENONIUS im Jahre 1892 von der Insel Hindersön mitgebracht worden, das andere, ein alnötartiges Gestein, ist von A. HÖGBOM im Juli 1938 auf der Felseninsel Svartskatahällan, gleich östlich von Skagsudden — letzteres Lokal also im nahen Anschluss an die Zone der von GEIJER beschriebenen Gänge gelegen — eingesammelt worden. Auch diese Gesteine werden im folgenden behandelt.

Sämtliche bisher bekannte Fundorte dieser Ganggesteine sind in der Kartenskizze des Kalixgebiets (Fig. 1) durch Kreuze angegeben.

## I. Petrographische Beschreibung der Gänge.

### A. Alnötische Kimberlite.

1. SW von Spiggen. Ungefähr im mittleren Teil der südlichen Seite der Landspitze, die SW von Spiggen (etwa 2,5 Kilometer W vom Dorfe Ryssbält) gegen Westen hinausragt, wurde der südlichste der vom Verfasser gefundenen Gänge angetroffen. Das Nebengestein besteht aus dem grauen, grobporphyrischen, Revsundgranitähnlichen Granittypus, den ich nach dem diese Gegend beherrschenden Berg Degerberggranit genannt habe. Dieser Granit enthält hier kleine, feinkörnige, dunkle Einschlüsse wahrscheinlich sedimentären Ursprungs, die in N 85° O ausgezogen sind. Vorzugsweise dieselbe Richtung weisen auch die porphyrischen Feldspate des Granits auf. Diese Parallelstruktur wird in stumpfem Winkel von dem alnötischen Gang oder eher Gängen überschritten. Der Gang ist nämlich in der Streichrichtung nicht ausdauernd, sondern keilt aus und wird von einem damit parallelen Gang mit unbedeutender seitlicher Verschiebung fortgesetzt. Diese *en échelon*-Anordnung, die, obschon nicht so regelmässig, sich auch an einigen anderen Lokalen wiederfindet, wird auch von GEIJER betreffs der Gänge auf Estersön erwähnt. Am Lokal SW von Spiggen streichen die Gänge in N10°O und fallen ungefähr 80° westlich ein. Maximal sind sie nur etwa 0.2 m breit, der grösste Wert, der von diesen neuentdeckten Gängen erreicht wird.

Dieser Gang, der unter den von mir gefundenen Gängen am wenigsten um-

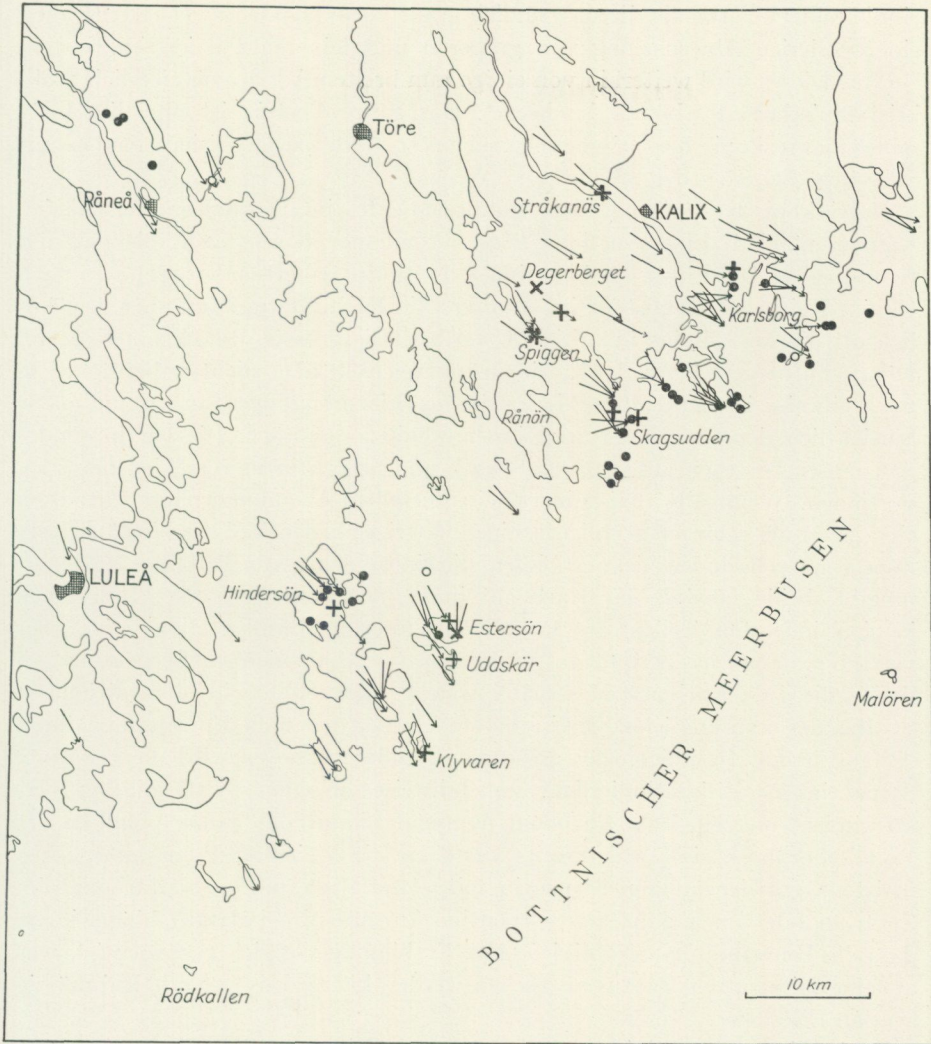


Fig. 1. Kartenskizze des Küstengebiets von Luleå und Kalix. Massstab 1 : 600 000.

Aufrechte Kreuze: Kimberlitische Gänge, anstehend.

Schräge Kreuze: » » , Blöcke in Moräne.

Gefüllte Kreise: Sedimentäre Karbonatgesteine, anstehend.

Offene Kreise: » » , Blöcke in Moräne.

Pfeile: Eisschrammen.

gewandelt ist, besteht aus einem feinkörnigen, in frischem Bruch etwas grünlich schwarzgrauen Gestein mit höchstens 4 mm grossen, sich scharf abhebenden, dunkelglänzenden Biotitkristallen mit braunvioletter Farbenton. Stellenweise werden Pseudomorphosen nach porphyrischen Olivinkristallen beobachtet, die aber deswegen sehr diffus hervortreten, weil sie dieselbe Farbe wie die Grundmasse besitzen. An verwitterter Oberfläche nehmen sie dagegen

eine dunklere Farbe als die da grünlich graue Grundmasse an. Dort tritt auch eine schlierige Abwechslung von gröberen und feineren Partien im Gestein hervor. Dieses wird weiterhin von einige mm breiten Adern von ziemlich grobkristallinischem Karbonat durchsetzt. Das ganze Gestein ist ohnedies trotz seines makroskopisch so frischen Aussehens so stark karbonatisiert, dass es mit Salzsäure  $\text{CO}_2$  deutlich abgibt.

Mikroskopisch können zwei Hauptelemente im Gestein unterschieden werden, nämlich Einsprenglinge (bzw. Pseudomorphosen nach solchen) und Grundmasse. Die Einsprenglinge sind teils Biotit, teils Pseudomorphosen nach Olivin. Keine Olivinsubstanz ist erhalten, die Kristallform kann aber gewöhnlich als die des Olivins identifiziert werden. Die grösste Pseudomorphose im Dünnschliff war 2.8 mm lang. Die Grösse wechselt aber nicht unbeträchtlich, und teilweise ist der Unterschied zwischen Einsprenglingen und Grundmasse hinsichtlich der Grösse der Individuen wenig ausgeprägt. Die Olivinpseudomorphosen bestehen aus Karbonat, Talk und Serpentin in verschiedenen Proportionen. Wenn alle drei Minerale in derselben Pseudomorphose enthalten sind, neigt der schwach grünlichfarbige, blättrige Serpentin dazu, eine äusserste Zone von wechselnder Dicke zu bilden, die ein Gemenge von Talk und Karbonat umgibt, beide farblos, das Karbonat in verhältnismässig grossen Individuen in den innersten Teilen der Pseudomorphosen gewöhnlich etwas reichlicher vertreten. Von der peripheren Serpentinzone gehen vielfach Serpentinadern durch die Talk-Karbonat-Masse aus, welche Adern wahrscheinlich diejenigen Spalten des ursprünglichen Olivins darstellen, von denen die Umwandlung ihren Anfang nahm. In einigen der grösseren Pseudomorphosen wird die erwähnte Serpentinzone diskontinuierlich, um teilweise beinahe vollständig zu verschwinden, und ein Talk-Karbonat-Aggregat nimmt das ganze Volumen der Pseudomorphose ein. Andererseits bestehen die kleinsten Pseudomorphosen meistens vorwiegend aus Serpentin mit etwas Talk und/oder Karbonat im Zentrum oder auch ganz aus Serpentin. Ausserdem sei darauf hingewiesen, dass die Umwandlung des Olivins ohne Erzbildung vor sich gegangen ist, was als eine Hindeutung darauf angesehen werden kann, dass er verhältnismässig arm an Eisen war.

Inwieweit ausser Olivin auch Pyroxen als Einsprenglinge aufgetreten ist, lässt sich aus der Beschaffenheit der Pseudomorphosen nicht sicher erkennen. Es dürfte nicht möglich sein, aus der Zusammensetzung derselben aus vorwiegend Serpentin oder vorwiegend Talk und Karbonat auf die Entstehung aus verschiedenen Muttermineralen zu schliessen, da alle Proportionen zwischen den drei Komponenten repräsentiert zu sein scheinen.

Die Biotitkristalle, die zum Unterschied von den früheren Olivineinsprenglingen andauernd sehr frisch sind, zeigen eine stark wechselnde Grösse, im untersuchten Dünnschliff von 3 mm und darunter. In basalen Schnitten zeigen sie allerdings vielfach deutliche, sechsseitige Umriss, haben andererseits tiefe, korrosionsartige Einbiegungen, mit Grundmasse oder klarem, verhältnismässig grobkristallinischem Karbonat ausgefüllt. Dünne Karbonatlamellen sind bisweilen nach den Spaltrissen des Glimmers eingelagert. Der Achsen-

winkel  $2Va$  scheint ungefähr  $10^\circ$  zu sein. Die grösseren Biotitkristalle weisen beinahe immer Zonarstruktur auf. Der häufigste Typus dürfte derjenige sein, der durch Fig. 2 a und das nachstehende Schema des Pleochroismus verdeutlicht wird, wobei zu bemerken ist, dass die äusserste diskontinuierliche Zone 3 infolge ihrer Dünne erst bei stärkerer Vergrößerung deutlich hervortritt.

Zone	$\alpha$	$\beta, \gamma$	Absorption
1	Sehr blass bräunlich	Etwas rötlich braun .....	$\beta, \gamma > \alpha$
2	» » »	Schwach braun .....	$\beta, \gamma > \alpha$
3	Schwach braun	Bräunlich .....	$\alpha \text{ etwas} > \beta, \gamma$

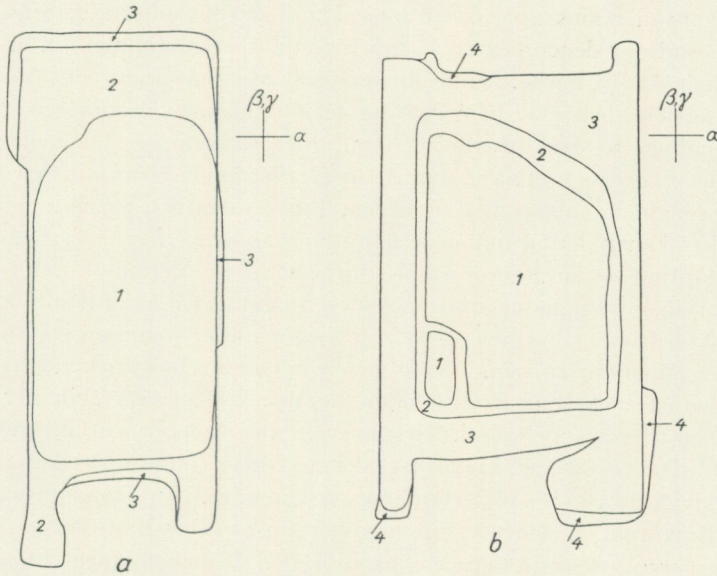


Fig. 2. Zonare Biotitkristalle der ersten Generation.

Alnötischer Kimberlit. SW von Spiggen. Länge der Kristalle:

- a. 0.61 mm (Vergr. 117 x).
- b. 0.54 mm (Vergr. 120 x).

Ein abweichendes Beispiel ist in Fig. 2 b wiedergegeben. Pleochroismus und Absorption waren hier folgende:

Zone	$\alpha$	$\beta, \gamma$	Absorption
1	Rötlich braun	Hellbraun .....	$\alpha > \beta, \gamma$
2	Sehr blass bräunlich	Rötlich dunkelbraun .....	$\beta, \gamma > \alpha$
3	» » »	Braun .....	$\beta, \gamma > \alpha$
4	Schwach braun	Bräunlich .....	$\alpha \text{ etwas} > \beta, \gamma$

In einigen, vorzugsweise grösseren Biotitkristallen ist ein zentraler, unregelmässig abgegrenzter Kern von grünlicher Farbe vorhanden, z. B. mit dem Pleochroismus:  $\alpha$ -blass bräunlich;  $\beta, \gamma$ -grünlich hellbraun.

Diese optischen Eigenschaften des Biotits sind denen sehr ähnlich, die GEIJER

für das Ganggestein auf Skagsudden beschreibt. Besonders sei auf das Vorkommen von Zonen mit anormaler Absorption (Zone 3 in Fig. 2 a, Zone 1 und 4 in Fig. 2 b) hingewiesen. Dieser optisch abweichende Biotit kommt nicht nur, wie bei Skagsudden, in den peripheren Teilen der Kristalle vor, sondern kann wie im angeführten Beispiel, obschon nur ausnahmsweise, auch den Kern des Kristalls bilden.

Der mineralogische Charakter der Grundmasse ist der reichlichen Imprägnation mit Karbonat zufolge etwas verschleiert. Vom Karbonat abgesehen, sind Biotit und Erz die auffallendsten Komponenten. Die grösseren Biotite der Grundmasse haben einen unbedeutenden, etwas dunkler farbigen Kern, die meisten von ihnen sind aber nicht zoniert und zeigen optische Eigenschaften, die annähernd mit denen der Zone 2 in Fig. 2 a übereinstimmen, d. h. sie sind von ziemlich blasser Farbe. Dünne äusserste Kanten mit anormaler Absorption kommen jedoch auch vor. In der Nähe der Olivinpseudomorphosen und Biotiteinsprenglinge neigen die Biotitkristalle der Grundmasse, die eine durchschnittliche Länge von etwa 0.3 mm haben, allerdings dazu, mit den Flächen der Einsprenglinge subparallel zu liegen. Eine einheitlich gerichtete Fluidalstruktur ist aber in der Grundmasse kaum vorhanden.

Die Hauptmasse der Erzkörner scheint, nach dem Verhalten des Gesteinspulvers zu einem Magneten und nach der Neigung der Erzkristalle zur Ausbildung oktaedrischer Formen — welche Neigung aber wenig ausgeprägt ist — zu urteilen, Magnetit zu sein. Wie in dem von GEIJER beschriebenen Gang von Skagsudden ist auch Ilmenit vorhanden, bei dem die inneren Teile der Körner in Leukoxen umgewandelt sind. Kiesminerale sind dagegen auffallend spärlich vorhanden. Die Grösse der Erzkörner ist ungefähr 0.1 mm, bisweilen aber sind sie zu Aggregaten von 0.9 mm Durchmesser vereinigt. Nur ausnahmsweise sind primäre Erzkörner in den Olivinpseudomorphosen oder Biotiteinsprenglingen und dann vorzugsweise in den peripheren Teilen derselben eingeschlossen. Die Kristallisation des Erzes der Grundmasse scheint also schon ihren Anfang genommen zu haben, als die äussersten Teile der Einsprenglinge abgesetzt wurden.

Ausser den erwähnten Grundmassemineralen kommt auch Pyroxen in etwas wechselnder Menge in dem feinkörnigen Karbonat eingebettet vor. Er bildet sehr kleine Prismen (ungefähr  $0.13 \times 0.01$  mm) von etwas bräunlich grüngrauer Farbe und ohne deutlichen Pleochroismus. Die Auslöschung  $c: \gamma$  wurde zu  $42^\circ$  gemessen. Infolge der unbedeutenden Dimensionen der Kristalle konnten keine deutlichen Achsenbilder erhalten werden. Stellenweise hat der Pyroxen eine beginnende Umwandlung in ein Amphibolmineral mit Pleochroismus in grüngrauen, blauen und violetten Farben erlitten. Diese Umwandlung, die teils peripherisch in der Prismenzone, teils in den Spitzen der Pyroxenprismen mit der Entstehung schwach divergentstrahlig angeordneter Büschel von Amphibolnadeln ihren Anfang nimmt, stimmt mit der entsprechenden Erscheinung in dem von GEIJER näher beschriebenen Ganggestein von Skagsudden überein. Die optischen Eigenschaften dieses Amphibolminerals scheinen aber, soweit die kleinen Dimensionen der Kristallnadeln eine nähere Untersuchung ermög-

lichen, meiner Ansicht nach entschieden eine grössere Übereinstimmung mit (einem verhältnismässig eisenarmen Glied) der Glaukophangruppe als mit den rhombischen Amphibolen (Gedrit) zu zeigen.

Was schliesslich das Karbonat betrifft, so kommt es als eine sehr feinkörnige, trübe Imprägnation in beinahe allen Teilen der Grundmasse vor. Stellenweise sind kleine Gebiete von klarem Karbonat in grösseren Kristallindividuen zu sehen, die entweder von anderen Mineralen ganz frei sind oder einzelne Büschel von Amphibolnadeln derselben Beschaffenheit wie die aus dem Pyroxen entstandenen enthalten. Diese klareren Karbonatflecke als mineralisierte Blasenräume zu deuten, scheint aber nur ausnahmsweise begründet zu sein.

Nach einer volumetrischen Analyse, die mit einem »Wentworth's improved recording micrometer« ausgeführt wurde, hat dieses Ganggestein folgende Zusammensetzung in Volumprozent (Indikatrix 45.1 cm):

		<i>Skagsudden</i>		
Einsprenglinge	{	Olivinpseudomorphosen .....	20.1	35
		Biotit .....	3.1	
Grundmasse	{	Biotit .....	13.5	30
		Erzminerale .....	10.3	
		Übrige Minerale der Grundmasse .....	53.0	
		100.0	100	

Wie aus einem Vergleich mit den entsprechenden Zahlen, die GEIJER für den Gang von Skagsudden gibt, erhellt, ist unser Gestein ärmer an Einsprenglingen, besonders Olivinpseudomorphosen. Dasselbe gilt auch für den Biotitgehalt der Grundmasse, der nur etwa halb so gross wie der des Skagsuddengesteins ist, während die Gehalte an Erzmineralen in beiden Gesteinen im grossen ganzen dieselben sind. Der kleinere Gehalt an Pseudomorphosen nach Olivin ist offenbar auf ein primär geringeres Vorkommen von Olivineinsprenglingen zurückzuführen, da trotz der vollständigen Umwandlung derselben ihre früheren Umrisse im Mikroskop immernoch ganz deutlich sind. Der niedrigere Biotitgehalt der Grundmasse dürfte allerdings auch ein ursprünglicher Charakter sein, möglicherweise hat man aber hier mit einer späteren Abnahme desselben durch eine partielle Karbonatisierung zu rechnen, wobei eine sichere Identifizierung von kleinen, in Karbonat umgewandelten Biotitkristallen in Anbetracht der allgemeinen Karbonatdurchtränkung des Gesteins recht schwierig sein dürfte. Mit Rücksicht auf die auffallend grosse Resistenz des Biotits dieser Gesteinstypen dürfte jedoch die Anzahl der karbonatisierten Biotitkristalle recht unbedeutend sein.

Dieses Gestein ist zum Gegenstand einer vollständigen chemischen Analyse (Tabelle 1) gemacht worden, die wie die zwei übrigen hier veröffentlichten Analysen im Zentrallaboratorium der Bolidens Gruvaktiebolag von THELMA BERGGREN ausgeführt wurde. SrO ist spektrographisch im geochemischen Laboratorium der Gesellschaft von STIG HENRIKSSON bestimmt worden. Zum Vergleich ist auch die von GEIJER (1928, 10) veröffentlichte, von A. BYGDÉN

Tabelle 1.

	Gew.-%		Mol.-Prop.		Niggliwerte		
	Spiggen	Skags- udden	Spiggen	Skags- udden		Spiggen	Skagsudden
SiO <sub>2</sub> . . . .	22.53	24.22	3751	4033	<i>si</i> . . . .	43	45
TiO <sub>2</sub> . . . .	4.45	3.67	557	574	<i>al</i> . . . .	5.5	4.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	4.93	4.10	484	402	<i>fm</i> . . . .	42.5	63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	3.46	5.94	217	372	<i>c</i> . . . .	48	27
FeO . . . .	6.50	6.91	905	962	<i>alk</i> . . . .	4	5.5
MnO . . . .	0.27	0.24	38	34		100.0	100.0
CaO . . . .	23.58	13.75	4205	2452	<i>ti</i> . . . .	6.33	6.38
MgO . . . .	9.59	16.20	2379	4018	<i>h</i> . . . .	10.73	11.22
Na <sub>2</sub> O . . . .	0.55	1.21	89	195	<i>co<sub>2</sub></i> . . . .	49.64	43.81
K <sub>2</sub> O . . . .	2.29	3.09	243	328	<i>p</i> . . . .	—	0.48
H <sub>2</sub> O-105° . .	0.41	—	—	—	<i>o</i> . . . .	0.12	0.06
H <sub>2</sub> O+105° . .	1.70	1.82	944	1010	<i>mg</i> . . . .	0.71	0.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	0.00	0.61	—	43	<i>k</i> . . . .	0.73	0.63
CO <sub>2</sub> . . . .	19.22	17.35	4368	3943	<i>qs</i> . . . .	-73	-74
ZrO <sub>2</sub> . . . .	0.00	—	—	—	Normative Zusammensetzung des Karbonats		
Cl . . . .	0.03	—	9	—		Spiggen	Skagsudden
F . . . .	0.26	0.24	137	126			
S . . . .	0.14	0.17	44	53	CaCO <sub>3</sub> .	96.89	62.07
SO <sub>3</sub> . . . .	—	0.20	—	25	MgCO <sub>3</sub> .	3.11	37.93
BaO . . . .	0.17	0.26	11	17		100.00	100.00
SrO . . . .	0.111	Sp.	11	—			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	0.13	0.04	9	3			
Ni . . . .	0.04	—	7	—			
Cu . . . .	0.01	—	2	—			
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	—	0.03	—	2			
Summe	100.37	100.05					
— O für S, F	0.18	0.16					
	100.19	99.89					

ausgeführte Analyse des Ganggesteins von Skagsudden in die Tabelle eingeführt und berechnet worden.

Die allgemeine Ähnlichkeit der zwei Analysen ist ja augenfällig. Aber auch charakteristische Unterschiede sind vorhanden, die in Fig. 3 deutlich hervortreten. Diese Figur ist ein Variationsdiagramm der bisher analysierten Kalixgänge, in welchem als Abszisse der Niggli'sche *co<sub>2</sub>*-Wert und als Ordinaten einige der übrigen Niggli-Werte eingetragen sind, wobei der Massstab für *o*, *k* und *mg* hundertmal grösser als für die übrigen ist. Der auffallendste Zug ist die antagonistische Variation der *c*- und *fm*-Kurven, die betreffs der Gänge von

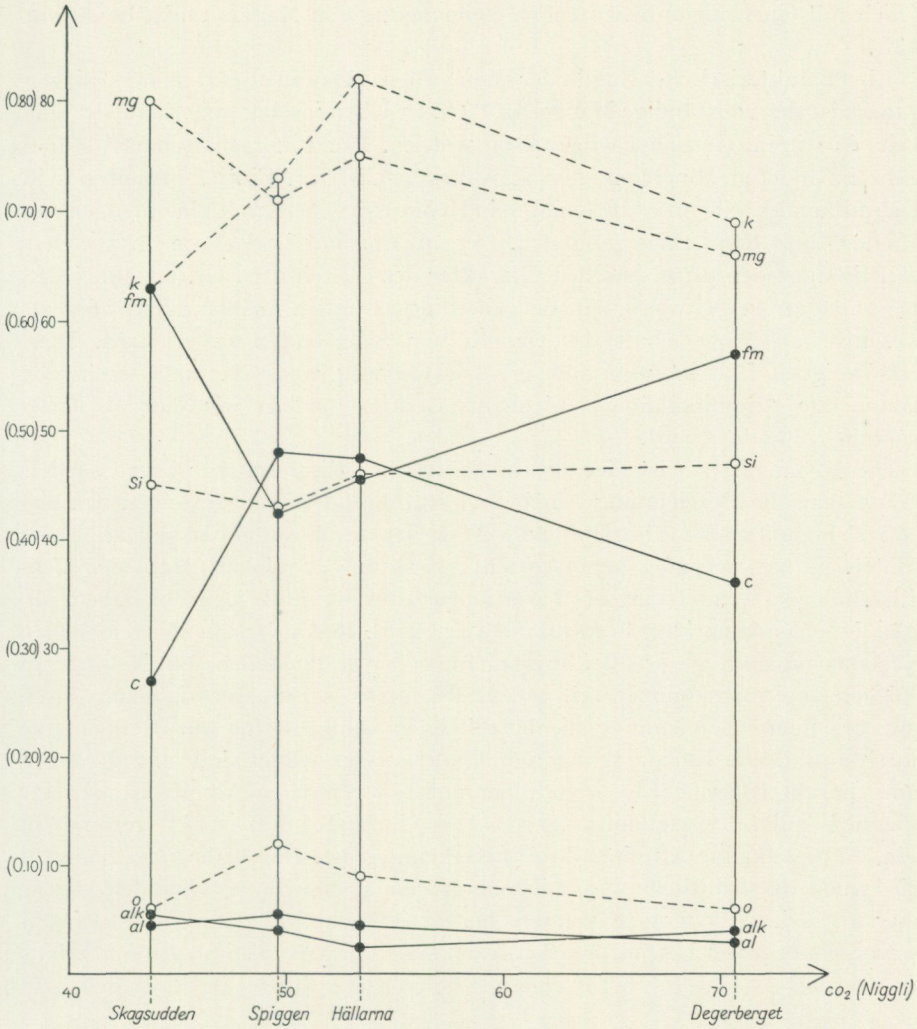


Fig. 3. Diagramm über die Variation einiger Niggli-Werte der Kalixgänge im Verhältnis zu der Niggli'schen  $CO_2$ -Zahl. o, k und mg sind mit den in Klammern angegebenen Ordinatenwerten eingetragen.

Spiggen und Skagsudden offenbar wesentlich von der Zusammensetzung des in den Gesteinen reichlich enthaltenen Karbonats abhängig ist. Diese ist aus den Analysen in der Annahme berechnet worden, dass alles  $CaO$  im Karbonat enthalten ist, eine Annahme, die mit Rücksicht auf die Mineralzusammensetzung des Gesteins keinen zu groben Fehler bedeutet. Jedenfalls müssen jedoch die in der Tabelle angegebenen, normativen Gehalte an  $CaCO_3$  im Karbonat als Maximalwerte betrachtet werden. Aus dieser Berechnung geht hervor, dass, während im Skagsuddengestein, wie schon von GEIJER nachgewiesen wurde, das Karbonat ziemlich stark dolomitisch ist, der Gang von Spiggen dagegen

Calcit mit einer nur unbedeutenden Beimengung von Magnesiumkarbonat enthält.

Ein charakteristischer Zug in der chemischen Zusammensetzung des Spiggenganges ist der vollständige Mangel an  $P_2O_5$ . In Übereinstimmung damit ist auch kein Apatit im Gestein nachgewiesen worden. Der Fluorgehalt muss deshalb ganz in anderen Mineralen, höchst wahrscheinlich im Biotit, enthalten sein. Die minimalen Ni- und Cu-Gehalte sind voraussichtlich an kleine Mengen von Magnet- und Kupferkies gebunden. Der auf Chromit beziehbare  $Cr_2O_3$ -Gehalt hebt ja auch den ultrabasischen Charakter des Gesteins hervor. GEIJER (1928, 11) hatte grosse Schwierigkeit, den allerdings ziemlich kleinen, nicht aber unwesentlichen  $Na_2O$ -Gehalt des Ganges von Skagsudden zu erklären. Diese Schwierigkeit fällt indessen zum grossen Teil weg, wenn das im Gestein vorkommende Amphibolmineral nicht als Gedrit, sondern wie hier als Glaukophan gedeutet wird.

Dieses Ganggestein ist hier als ein alnöitischer Kimberlit rubriziert worden. Wenn man die Bezeichnung Alnöit melilithführenden Ganggesteinen des hier betreffenden Typus vorbehalten will, ist dieses Gestein offenbar kein typischer Alnöit. Es hat sich aber herausgestellt, dass am Typenlokal (Alnö) der Melilithgehalt des Alnöits grosse Variationen aufweist und sogar beinahe vollständig fehlen kann (VON ECKERMANN 1942, 428). In Anbetracht der reichlichen Karbonatführung ist es allerdings nicht sicher festzustellen, ob Melilith im Spiggengang vorgekommen sei. Jedenfalls dürfte es zweckmässig sein, durch eine besondere Bezeichnung die betreffenden Ganggesteine abzutrennen, die durch auffallende Einsprenglinge von Biotit ausgezeichnet sind, und da dieses eine charakteristische Eigenschaft der meisten typischen Alnöite ist, scheint mir die benutzte Bezeichnung *alnöitischer Kimberlit* geeignet zu sein, da die alkaline Affinität doch unverkennbar ist. Durch diese Namenwahl wird auch die habituelle Verschiedenheit dem Gang von Skagsudden gegenüber mit seinen bedeutend weniger hervortretenden Glimmereinsprenglingen hervorgehoben, welches Gestein von GEIJER als »micaceous kimberlite« bezeichnet wurde.

2. *Svartskatahällan*. Von dieser kleinen Insel, südlich der Halbinsel Storön und östlich der Landspitze Skagsudden gelegen, hat A. HÖGBOM (1938), wie früher erwähnt, eine Stufe eines hierher gehörenden Ganggesteins mitgebracht. Aus den leider kurzgefassten, hinterlassenen Notizen HÖGBOMS geht hervor, dass die Felsen der Insel aus einem geschichteten Grünsteintuff mit Schlieren und Bänken von Dolomit bestehen. Der Gang soll 6 cm mächtig sein und in N—S streichen. Das Einfallen wird nicht angegeben.

Das Gestein zeigt makroskopisch mit dem Gang von Spiggen grosse Ähnlichkeit. Es ist also ein etwas blaugrünlich dunkelgraues, porphyrisches Gestein mit Einsprenglingen von Biotit und Pseudomorphosen nach Olivin. Die Biotitkristalle erreichen maximal eine Länge von 6 mm und sind glänzend schwarz mit etwas violettbräunlicher Abtönung. Sie zeigen eine recht hübsche Parallelanordnung, was dazu führt, dass an gewissen Flächen, wo die Biotitkristalle

fast durchgehends auf der Kante stehen, sie sehr wenig in die Augen springen, während senkrecht dazu eine grosse Anzahl von Biotitschuppen verschiedener Grösse mit glänzenden Flächen einspiegeln. Aus der Form der Stufe im Zusammenhang mit der Angabe der Breite des Ganges und aus dem Umstand, dass an einer Seite des Handstücks ein Teil des etwas helleren und glimmerärmeren, etwa 1 cm breiten Salbands erhalten ist, scheint hervorzugehen, dass die Ebene, nach der die Glimmerblätter parallelorientiert sind, nicht mit der Ebene der Gangspalte zusammenfällt, sondern senkrecht dazu liegt und also in O—W streicht. Für die Bestimmung ihres Einfallens liefern aber die verfügbaren Angaben nicht genügende Anhaltspunkte. Die Olivinpseudomorphosen treten, ob schon undeutlich, durch ihre dichtere Struktur und etwas dunklere Farbe der Grundmasse gegenüber hervor. Sie haben eine Grösse von höchstens 4 mm. Sehr vereinzelt sind schliesslich auch ein paar mm grosse Einsprenglinge von Magnetit mit stark magnetischem Pulver zu sehen. Mit Säure wird eine deutliche, aber ziemlich schwache, stellenweise etwas stärkere Abgabe von CO<sub>2</sub> beobachtet.

An Dünnschliffen zeigt es sich, dass die Olivinpseudomorphosen erheblich häufiger sind, als eine nur makroskopische Betrachtung der Stufe erkennen lässt. Die grösste Pseudomorphose des Dünnschliffs mass 3.5 mm in der Länge. Sie bestehen ganz vorwiegend aus Serpentin und Karbonat. Der schwach grüne bis braungrüne Serpentin scheint vom Karbonat verdrängt zu werden und nimmt vorzugsweise die inneren Teile der Pseudomorphosen ein, wo die bekannte Maschenstruktur oft dadurch besonders ausgeprägt ist, dass ein Netzwerk von einem stärker farbigen, braungrünen Serpentin einen schwächer farbigen, grünlichen durchzieht. Mit zunehmender Verdrängung des Serpentins durch Karbonat wird diese Maschenstruktur immer undeutlicher, und schliesslich ist die ganze Pseudomorphose aus einem Aggregat von verhältnismässig kleinen Karbonatkörnern mit nur geringen Resten von schwach farbigem Serpentin zusammengesetzt.

Auch die Biotiteinsprenglinge sind ungewöhnlich reichlich vorhanden und von ziemlich wechselnder Grösse, im untersuchten Dünnschliff 1.5 mm und darunter. Die meisten Kristalle zeigen eine obschon einfache Zonarstruktur, meistens mit einem braungrünen Kern, von einem stark rotbraunen Rand umgeben. Nicht selten findet man aber auch kompliziertere oder von der Hauptmasse abweichend gebaute Biotitkristalle. Einige Beispiele seien gegeben. Für den in Fig. 4 a wiedergegebenen Doppelkristall waren Pleochroismus und Absorption in den verschiedenen Zonen wie folgt:

Zone	$\alpha$	$\beta, \gamma$	Absorption.
1	Sehr schwach grünlich braun	Dunkel violettbraun . . . . .	$\beta, \gamma > \alpha$
2	Schwach bräunlich gelb	Stark olivgrün . . . . .	$\beta, \gamma > \alpha$
3	» » »	Rein kräftig braun . . . . .	$\beta, \gamma > \alpha$
4	Etwas bräunlich gelb	Schwach grünlich gelb . . . . .	$\alpha$ etwas $> \beta, \gamma$

Die Grenze zwischen 1 und 2 ist etwas diffus, während die übrigen Zonengrenzen sehr scharf hervortreten. Die Lichtbrechung ist in der Zone 3 am grössten, in

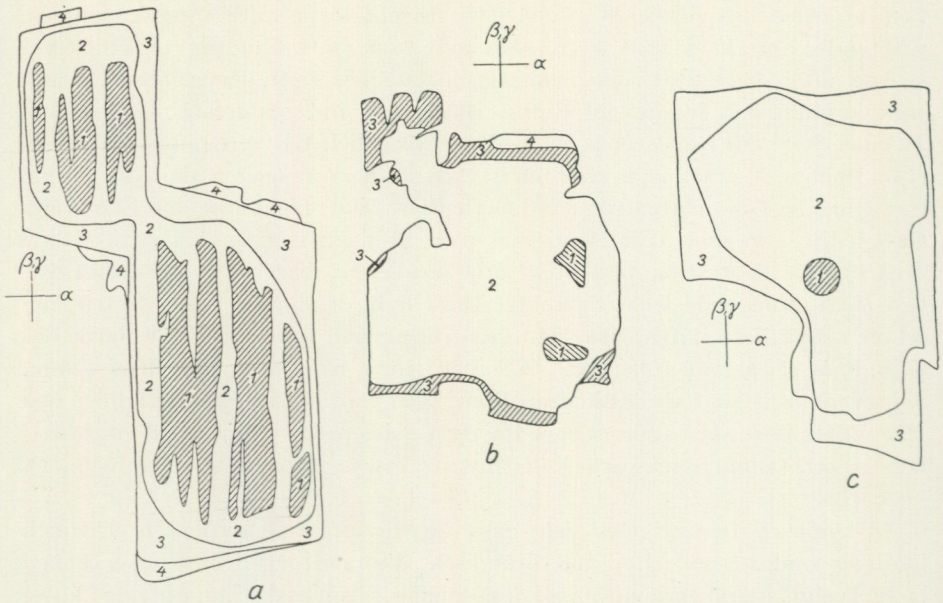


Fig. 4. Zonare Biotitkristalle der ersten Generation. Alnöiticher Kimberlit. Svartskatahallan. Länge der Kristalle:

- a. 0.67 mm (Vergr. 111 x.)
- b. 0.22 mm (Vergr. 197 x.)
- c. 0.37 mm (Vergr. 134 x.)

der Zone 4 intermediär und im Kern, 1+2, die ungefähr dieselbe Lichtbrechung haben, am geringsten. Die Doppelbrechung ist dagegen in der Zone 4 am geringsten und in den Zonen 1 und 3, die etwa dieselbe Doppelbrechung aufweisen, am grössten, während die Zone 2 einen intermediären Wert zeigt. Es verdient bemerkt zu werden, dass die äusserste, nicht zusammenhängende Zone 4 anormale Absorption besitzt.

Einen ziemlich abweichenden Bau hat der in Fig. 4 b wiedergegebene Biotitkristall. Er zeigt einige von feinkörnigem Karbonat ausgefüllte Korrosionsbuchten. Pleochroismus und Absorption der verschiedenen Teile waren die folgenden:

Zone	$\alpha$	$\beta, \gamma$	Absorption
1	Bräunlich gelb	Braun	$\beta, \gamma > \alpha$
2	Hellbraun (schwächer als 1 $\beta, \gamma$ )	Etwas bräunlich gelb (schwächer als 3 $\alpha$ )	$\alpha > \beta, \gamma$
3	Etwas bräunlich gelb (schwächer als 1 $\alpha$ )	Stark braun (stärker als 1 $\beta, \gamma$ )	$\beta, \gamma > \alpha$
4	Wie 2 $\alpha$	Fast farblos	$\alpha > \beta, \gamma$

Die Zonen 1 und 3 haben etwas grössere Licht- und Doppelbrechung als 2 und 4. In diesem Kristall sind also nicht nur die äusserste, fragmentarische

Zone 4, sondern auch der Hauptteil des Kristalls, 2, durch anormale Absorption gekennzeichnet.

Schliesslich sei der in Fig. 4 c abgebildete Biotitkristall angeführt, in welchem, dem nachstehenden Schema zufolge, nur der zentrale Teil 2 anormale Absorption zeigt.

Zone	$\alpha$	$\beta, \gamma$	Absorption
1	Braun	Dunkel schmutzigbraun .....	$\beta, \gamma > \alpha$
2	»	Hell grünlich braun .....	$\alpha$ etwas $> \beta, \gamma$
3	Gelbweiss	Hell olivbraun .....	$\beta, \gamma > \alpha$

1 stellt einen pleochroitischen Hof mit diffuser Abgrenzung gegen 2 dar. Die Grenze zwischen 2 und 3 dagegen ist sehr scharf. Die Zone 3 hat etwas höhere Licht- und Doppelbrechung als 2. Interessant ist der Umstand, dass durch die radioaktive Strahlung desjenigen Minerals, das den pleochroitischen Hof 1 verursacht hat, von dem Schnitt aber nicht getroffen wurde, eine Umstellung der Absorption von schwach anormal zu normal stattgefunden hat. In diesem Zusammenhang sei erwähnt, dass pleochroitische Höfe im Biotit dieser Gesteine grosse Seltenheiten sind.

Ausser dem erwähnten korrosiven Auftreten, das aber quantitativ keine grössere Rolle spielt, ist das Karbonat vielfach längs den Spaltflächen eingedrungen und hat den Glimmer mehr oder weniger aufgeblättert, dem Anschein nach ohne denselben chemisch beeinflusst zu haben. Auf ähnliche Weise tritt auch ein epidotartiges Mineral mit lebhaften Interferenzfarben auf. Ausserdem findet man bisweilen stark gebogene Biotitkristalle.

In dem untersuchten Dünnschliff sind einige Einsprenglinge von Magnetit vorhanden. Der grösste hatte einen Durchmesser von 2.8 mm. Sie sind mit einem dünnen Rand aus Leukoxen umgeben und teilweise von dicht liegenden subparallelen Absonderungsflächen, von karbonatischer Substanz ausgefüllt, durchzogen.

In der Grundmasse herrscht das feinkörnige, trübe Karbonat vor, das die Identifizierung der übrigen Komponenten erschwert. Der Grundmassebiotit hat verhältnismässig kurze, gedrungene Formen, z. B. die Dimensionen  $0.08 \times 0.02$  mm. Er ist meistens optisch normal, obschon gewöhnlich mit einem schwächer farbigen, äussersten Rand. Zuweilen zeigt jedoch dieser Rand umgekehrte Absorptionsverhältnisse. Eine ziemlich hervortretende Rolle, weniger aber durch seine Menge als durch seinen auffallenden Pleochroismus, spielt ein in Gelbgrau, Lila und Tintenblau pleochroitischer, strahliger Alkali-Amphibol. Infolge der kleinen Dimensionen der Mineralindividuen ist eine nähere optische Untersuchung sehr schwierig. Allem Anschein nach dürfte es sich aber auch hier um einen glaukophanartigen Amphibol handeln. Teilweise im nahen Anschluss an diesen Amphibol kommt ein schwach pleochroitischer, grüngrauer, wahrscheinlich ägirinaugitischer Pyroxen vor. Von den Mineralen der Grundmasse ist schliesslich das Erz zu erwähnen, das in ungefähr 0.06 mm grossen, oft idiomorphen Kristallen auftritt. Sie sind in grossem Umfang in

Leukoxen umgewandelt. Die Umwandlung nimmt meistens im inneren Teil der Kristalle, oft aber auch peripherisch, ihren Anfang.

Der Dünnschliff wird von einigen, höchstens 0.25 mm breiten, auskeilenden Adern durchsetzt, die von Karbonat, Ägirinaugit, Alkali-Amphibolnadeln und Chlorit ausgefüllt sind.

Wie aus der folgenden volumetrischen Analyse erhellt, die mit einer Indikatix von 31.1 cm ausgeführt wurde,

Einsprenglinge	{	Olivinpseudomorphosen .....	16.5
		Biotit .....	9.5
		Magnetit .....	1.7
Grundmasse	{	Biotit .....	8.7
		Erz .....	7.8
		Übrige Minerale der Grundmasse .....	55.8
			100.0

ist dieser Gang seiner quantitativ mineralogischen Zusammensetzung nach näher mit dem Gang von Spiggen als mit dem von Skagsudden verwandt. Die Menge der Olivinpseudomorphosen ist etwas geringer, während die Gesamtgehalte an Biotit und Erz im Vergleich mit dem Spiggen-Gang ziemlich gleich sind. Die Verteilung zwischen Einsprenglingen und Grundmasse der zwei letzterwähnten Minerale ist aber wesentlich verschieden. Während im Gange von Spiggen kein porphyrischer Magnetit vorkommt und nur etwa 18.4 % des Biotits als Einsprenglinge auftritt, ist im Gange von Svartskatahällan dieses letztere Verhältnis auf 52.3 % angestiegen, während zugleich Magnetiteinsprenglinge hinzugekommen sind. Diese Verschiedenartigkeiten dürften weniger auf einen wesentlichen Unterschied der chemischen Zusammensetzung als auf das verschiedene Stadium der Kristallisation zurückzuführen sein, bei dem die Intrusion des Ganges vor sich ging.

Dieses Gestein ist, wie aus der vorstehenden Beschreibung hervorgehen dürfte, mit ebenso grossem Rechte wie der Gang von Spiggen zu einer Gruppe der alnöitischen Kimberlite zu rechnen. Wie dieser letztere Gang ist das Gestein von Svartskatahällan allerdings kein typischer Alnöit, sein alnöitähnlicher Habitus ist aber tatsächlich, besonders durch die grössere Menge von Biotiteinsprenglingen, noch augenfälliger als der des zuerst beschriebenen Ganges. Das Vorkommen von Magnetiteinsprenglingen trägt dazu bei, diese Ähnlichkeit zu betonen, da porphyrischer Magnetit schon von TÖRNEBOHM (1882, 242) und BERWERTH (1893, 441) vom Alnöit des Typenlokals Alnö beschrieben wurde.

### B. Pikritporphyritische Kimberlite.

3. *Hällarna*. Der Berg Hällarna (47 Meter ü. d. M.), etwa 2 km NW vom Dorfe Ryssbält, besteht aus einem etwas grünlich grauen, mittelkörnigen, gabbroiden Grünstein, hier und da mit grösseren porphyrischen Feldspäten. Dieser Grünstein wird stellenweise teils von feinkörnigen, granitaplitischen Adern,

teils von Gängen aus grauem, grobporphyrischem Degerberggranit reichlich durchsetzt. Im südöstlichen Teil des Berges, wo der Grünstein teilweise heller und saurer, wahrscheinlich tonalitisch, wird und stellenweise Einschlüsse von einem feinkörnigen, rostigen, phyllitischen Gestein führt, wurde ein Gang angetroffen, der durch seine unter der umgebenden Gesteinsoberfläche infolge der selektiven Verwitterung abgesenkte Lage und seine abweichende, charakteristische, dunkelbraune Algen- und Flechtenvegetation<sup>1</sup> einen bedeutenden Gehalt an Karbonat andeutete. Der Gang, der nur einige cm breit ist, streicht in N15°W und fällt steil, etwa 80°, östlich ein.

Im frischen Bruch ist das Gestein dunkelgrau und feinkörnig ohne deutlich hervortretende porphyrische Struktur. Ein etwas seidenartiger Glanz an den Bruchflächen wird durch die subparallele Anordnung sehr kleiner Biotit-schuppen verursacht. Alle Teile des Ganges geben mit Salzsäure eine lebhafte Kohlensäureentwicklung; ausserdem sei bemerkt, dass auch bei diesem Vorkommen in den kontaktnahen Teilen reine Karbonatadern auftreten, die vorzugsweise in der Richtung des Ganges gehen.

Im Mikroskop zeigt das Gestein porphyrische Struktur. Einsprenglinge von Biotit fehlen allerdings vollständig, Pseudomorphosen, ihrer Form nach zu urteilen, hauptsächlich nach Olivin, treten aber sehr reichlich auf. Infolge ihrer verhältnismässig kleinen Dimensionen, maximal 2 mm Länge, meistens aber von der Grössenordnung 0.6 mm, verleihen sie dem Gestein makroskopisch keinen porphyrischen Eindruck, wozu jedoch ihre mit der Grundmasse übereinstimmende Farbe wesentlich mitwirkt. Die Olivinseudomorphosen bestehen aus Serpentin — gewöhnlich vorwiegend — und Karbonat. Das Karbonat tritt auf zweierlei Art auf, teils als unregelmässige Partien von grossen, klaren Kristallindividuen vorzugsweise in den zentralen Teilen der Pseudomorphosen, von gewöhnlich schwach grün-, ausnahmsweise gelbgrünfarbigem, blätterigem Serpentin umgeben, teils als etwa 0.02 mm dicke Adern, in einem lichten Netzwerk die Pseudomorphosen durchsetzend. Das Karbonat dieser Adern ist sehr feinkörnig, aggregatpolarisierend und von derselben Beschaffenheit wie das, welches in grosser Menge die Grundmasse durchtränkt.

Für die Grundmasse bezeichnend ist der ziemlich hohe Gehalt an Biotit, der schlanke Schuppen von der Grössenordnung  $0.2 \times 0.01$  mm bildet. Besonders wo die Olivinseudomorphosen dichter liegen, geben die Biotitschuppen schön geschweifte, fluidale Stromlinien um und zwischen den früheren Einsprenglingen an. Die Absorption ist normal und mässig stark:  $\beta, \gamma$ -etwas grünlich braun,  $\alpha$ -schwach braungelb.

Die Erzminerale, die in der Grundmasse als hypidiomorphe Körner von der durchschnittlichen Grösse 0.09 mm vorkommen, sind in grossem Umfang in Leukoxen bzw. Karbonat umgewandelt worden. Die Karbonatisierung der

<sup>1</sup> Ein Handstück mit erhaltener Flechtenvegetation wurde gütigst von Dr. R. SANTESSON an der botanischen Abteilung des schwedischen Reichsmuseums untersucht. Nach seiner Bestimmung soll die dunkelbraune Farbe hauptsächlich von Arten der Cyanophyceen-Gattung *Gloeocapsa* beruhen. Zum Teil ist sie aber auch auf die reichlich vorkommenden Apothezien der Flechte *Acarospora glaucocarpa* (WNBG.) KBR. zurückzuführen, welche Art nach A. H. MAGNUSSON (1929, 235) eine kalkhaltige Unterlage verlangt und nur ausnahmsweise an Steinen vorkommt, die makroskopische Reaktion mit HCl nicht geben.

Erzkristalle nimmt zuerst in einer Zone etwas unter der Oberfläche der Kristalle ihren Anfang und schreitet von da gegen das Zentrum fort. Ein in diesem Gestein gewöhnlich vorkommendes Stadium ist mithin durch eine dünne, opake Schale und einen grösseren oder kleineren opaken Kern sowie durch eine dazwischenliegende Schicht desselben trüben Karbonats gekennzeichnet, das die Grundmasse im übrigen imprägniert. Auch wenn der Kern ganz in Karbonat übergeführt worden ist, ist die schliesslich aus Leukoxen bestehende, semiopake Schale noch lange vorhanden, mehr oder weniger zusammenhängend die ursprüngliche Begrenzung des Erzkorns markierend.

Ausser den erwähnten Mineralen scheint die Grundmasse beinahe ganz aus Karbonat zu bestehen. Nur ausnahmsweise werden einige stabförmige Kristalle von grünlich grauem Pyroxen mit ungefähr denselben Dimensionen wie die Biotitschuppen beobachtet.

Eine Rosiwalanalyse mit der Indikatrix 45.3 cm ergab folgende Zusammensetzung:

Einsprenglinge: Olivinseudomorphosen .....	29.1	
Grundmasse {	Biotit .....	14.7
	Erzminerale (inkl. Pseudomorphosen) .....	7.7
	Übrige Grundmasse (vorw. Karbonat) .....	48.6

100.1

Im Vergleich mit dem Gang von Spiggen ist also der hier beschriebene Gang nicht unwesentlich reicher an Olivinseudomorphosen, während porphyrische Biotitkristalle ganz fehlen. Andererseits ist der Biotitgehalt der Grundmasse beinahe derselbe, während der niedrigere Erzgehalt zum Teil auf die weiter vorgeschrittene Karbonatisierung der Erzminerale und die Schwierigkeit, alle umgewandelten Erzkörner als solche zu erkennen, zurückzuführen ist.

Eine chemische Analyse dieses Gesteins ist in Tabelle 2 wiedergegeben. Aus dieser ebenso wie aus der graphischen Darstellung in Fig. 3 erhellt die allgemeine Ähnlichkeit in chemischer Hinsicht mit dem Gang von Spiggen. Die niedrigeren *al*- und *alk*-Werte sind nicht nur durch den etwas grösseren Karbonatgehalt, sondern auch durch die kleineren Biotit- und grösseren Olivingehalte des ursprünglichen Gesteins bedingt. Die Abnahme von *o* und Zunahme von *mg* bringt die kleinere Menge der Erzminerale zum Ausdruck, hängt aber offenbar auch mit der Zusammensetzung des Karbonats zusammen. Schon ein Blick auf die *c*- und in gewisser Weise auch die *fm*-Kurve in Fig. 3 zeigt, dass das Karbonat reicher an MgO als das des Spiggenganges sein muss. Eine Berechnung seiner normativen Zusammensetzung (Tab. 2) bestätigt diesen Schluss, obschon die Proportionen zwischen CaCO<sub>3</sub> und MgCO<sub>3</sub> von denen des Dolomits noch weit entfernt sind.

Wenn dieses Gestein oben als ein pikritporphyritischer Kimberlit bezeichnet wurde, so sind damit seine wichtigsten Eigenschaften hervorgehoben worden: bei kimberlitischer Affinität zurücktretender Gehalt an Biotit, besonders das Fehlen der Biotiteinsprenglinge, und der grössere Ge-

Tabelle 2.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Niggliwerte	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	23.28	3876	<i>si</i> . . . . .	46
TiO <sub>2</sub> . . . . .	5.55	695	<i>al</i> . . . . .	4.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3.85	378	<i>fm</i> . . . . .	45.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.78	174	<i>c</i> . . . . .	47.5
FeO . . . . .	6.01	837	<i>alk</i> . . . . .	2.5
MnO . . . . .	0.21	30		<b>100.0</b>
CaO . . . . .	22.39	3993	<i>ti</i> . . . . .	8.27
MgO . . . . .	10.54	2614	<i>h</i> . . . . .	14.87
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0.25	40	<i>co<sub>2</sub></i> . . . . .	53.46
K <sub>2</sub> O . . . . .	1.69	179	<i>p</i> . . . . .	0.32
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0.56	—	<i>o</i> . . . . .	0.09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	2.25	1249	<i>mg</i> . . . . .	0.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.38	27	<i>k</i> . . . . .	0.82
CO <sub>2</sub> . . . . .	19.76	4491	<i>qs</i> . . . . .	-64
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	0.00	—	Normative Zusammensetzung des Karbonats	
Cl . . . . .	0.03	9	CaCO <sub>3</sub> . . . . .	88.14
F . . . . .	0.23	121	MgCO <sub>3</sub> . . . . .	11.86
S . . . . .	0.24	75		<b>100.00</b>
BaO . . . . .	0.08	5		
SrO . . . . .	0.057	6		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.22	15		
Ni . . . . .	0.04	7		
Cu . . . . .	0.01	2		
Summe	<b>100.41</b>			
— O für S, F	<b>0.22</b>			
	<b>100.19</b>			

halt an jetzt pseudomorphosierten Olivineinsprenglingen. Auf die nahe geologische Zusammengehörigkeit von kimberlitischen, alnötischen und pikritporphyritischen Ganggesteinen ist früher von RIMANN (1915) hingewiesen worden.

4. *Gaddövarna*. Ungefähr  $\frac{1}{2}$  km NW von dem zuerst beschriebenen Lokal, nämlich auf dem nordwestlichen Teil der grössten der Inseln Gaddövarna, die nunmehr mit dem Festland beinahe zusammenhängend ist, wird der graue, grobporphyrische Degerberggranit von einem ein paar cm breiten Gang desselben dunkelgrauen, feinkörnigen, braun verwitternden Gesteins durchsetzt, das soeben von Hällarna beschrieben wurde. Von dem jetzt in Rede stehenden Gang konnte keine Probe erhalten werden, da er in einem ebenen Granitfelsen einige cm tief niederverwittert war. Offenbar ist er jedoch reichlich karbonatführend. Das Streichen war N10°O mit 80° westlichem Einfallen.

5. *Stråkanäs*. Der Gang von Stråkanäs wurde am südwestlichen Ufer des Kalixelf an dem dem Fluss am nächsten liegenden Hofe im nordwestlichen Teil des Dorfes angetroffen. Er ist etwa 5 cm breit und durchsetzt in der Richtung  $N12^{\circ}O$  und mit  $80^{\circ}$  östlichem Einfallen einen grauen, gleichkörnigen, mittelgroben Granit.

Auch dieses Ganggestein ist, offenbar infolge seines hohen Karbonatgehalts, an der Oberfläche von einer ein paar mm dicken Verwitterungskruste bedeckt, die aber nicht rotbraun, sondern grüngrau ist. Im frischen Bruch ist das Gestein dunkel graugrün mit nur undeutlich hervortretenden, bis 8 mm grossen, pseudomorphosierten Einsprenglingen.

Im Mikroskop stellen sich die Pseudomorphosen der Einsprenglinge als ausserordentlich häufig heraus. Für die meisten derselben dürfte Olivin das Muttermineral gewesen sein, einige in die Länge gezogene Pseudomorphosen dürften aber eher von rhombischem Pyroxen oder vielleicht geradezu von Plagioklas herkommen. Für die erste Alternative spricht der Umstand, dass kein grundsätzlicher Unterschied in der jetzigen mineralogischen Zusammensetzung zwischen den zwei Typen von Pseudomorphosen vorliegt. Beide bestehen aus einem Gemenge von Karbonat und Serpentin, ersteres gewöhnlich etwas vorwiegend, und ohne gesetzmässige gegenseitige Verteilung innerhalb der Pseudomorphose. Das Karbonat ist meistens feinkörnig und etwas trüb, aber mit stellenweise klareren, gröberen Körnern, die bisweilen in einer subperipherischen Zone besonders häufig sind. Der Serpentin ist farblos oder sehr schwach grünlich.

In der Grundmasse herrscht das Karbonat vor. Biotit tritt in mässiger Menge in verhältnismässig dünnen Schuppen von der durchschnittlichen Grösse  $0.1 \times 0.01$  mm auf. Sie sind relativ schwach farbig mit normaler Absorption in braungelblichen und rein braunen Farben. Sehr häufig ist die spindelförmige Einlagerung eines ziemlich schwach licht- und doppelbrechenden Minerals zu beobachten, das die Glimmerschuppen längs den Spaltrissen gleichsam zerspaltet. Den optischen Eigenschaften nach zu urteilen, scheint es Serpentin zu sein. In sehr kleinen Kristallen ist in der Grundmasse ein schwach farbiger, nicht deutlich pleochroitischer Pyroxen vorhanden, der ebenso wie im Gang von Spiggen, aber in bedeutend grösserem Umfang, in einen faserigen, oft radialstrahligen, wahrscheinlich glaukophanartigen Amphibol mit Pleochroismus in grüngrauen, blauen und blauvioletten Farbentönen umgewandelt ist. Stellenweise kommen kompakte, aber unregelmässige Anhäufungen von einem faserigen, blaugrünen Chlorit mit tintenblauen-schwarzbraunen, anormalen Interferenzfarben vor. Diese Chloritpartien stellen anscheinend nicht Pseudomorphosen von früheren Einsprenglingen dar. Die Erzkörner der Grundmasse haben vorwiegend aus Titanomagnetit bestanden, sie sind aber jetzt zum grossen Teil in dunkel braungraue, beinahe opake Produkte umgewandelt, die wahrscheinlich ein Gemenge von Limonit und Leukoxen ausmachen. Der Pyrit, spärlich in idiomorphen Kristallen vorkommend, hat besser der Umwandlung widerstanden. Die Erzkörner liegen bisweilen vorzugsweise an den Oberflächen der Pseudomorphosen der Einsprenglinge angesammelt, wodurch ihre Begrenzung weiter hervorgehoben wird. Dieser Umstand dürfte als ein

Adhäsionsphänomen im Zusammenhang mit den Bewegungen des Magmas bei der Intrusion des Ganggesteins zu deuten sein.

Eine volumetrische Analyse (Indikatrix 44.4 cm) des Gesteins ergab folgende Proportionen zwischen den wichtigsten Komponenten:

Einsprenglinge: Olivinpseudomorphosen .....	37.6	
Grundmasse {	Biotit .....	6.3
	Erz (inkl. Pseudomorphosen) .....	8.4
	Übrige Grundmasse .....	47.7
	100.0	

Dieser Gang ist also betreffs des Reichtums an Pseudomorphosen nach Olivineinsprenglingen dem von GEIJER (1928) beschriebenen Gang von Skagsudden gleichzustellen. Dadurch, dass porphyrischer Biotit fehlt, macht er jedoch makroskopisch keinen alnöitischen Eindruck. Auch der Biotitgehalt der Grundmasse ist wesentlich geringer nicht nur als der des Skagsuddenganges, sondern auch als diejenigen der übrigen bisher beschriebenen Gänge. Diese Eigenschaften lassen das Gestein zwanglos in die Gruppe der pikritporphyritischen Kimberlite einordnen.

**C. Karbonatitische Kimberlite.**

6. *Degerberget.* Dieses Lokal bezieht sich allerdings nicht auf ein Vorkommen von fest anstehendem Gestein, sondern auf einen Block. Dieser wurde auf der nächst-nördlichsten der auf dem topographischen Kartenblatt Luleå NO im Masstab 1 : 100 000 angegebenen Höhenpartien dieses Berges gefunden. Das von dem Gang durchsetzte Gestein war derselbe grobe, graue Granit, der im Berge anstehend ist und gegen die Richtung der Eisbewegung, NW, schon am Fusse desselben Berges an der Landstrasse Kalix-Pålång, von einem gabbroiden Grünstein abgelöst wird. Da kein Vorkommen dieses Granittypus weiter nach Nordwesten bekannt zu sein scheint, dürfte der betreffende Findling nur eine ganz unbedeutende Strecke fortgeschafft sein, ein Schluss, für den auch seine Grösse und seine nicht abgerundete Beschaffenheit sprechen.

Der Gang ist nur ein paar cm breit und tritt in negativem Relief hervor. Er ist von einer mm-dicken, gelbbraun farbigen Verwitterungskruste überzogen. In frischem Bruch stellt er sich als ein feinkörniges, in einer ziemlich hell blaugrauen Abtönung farbiges Gestein heraus. Einzelne kleine, selten mm-grosse, schwarze Biotitschuppen können unterschieden werden. Nur eine verhältnismässig schwache Kohlensäureentwicklung wird mit Salzsäure gewöhnlicher Temperatur beobachtet.

Auch in diesem Gestein spielen Pseudomorphosen nach Olivin eine ziemlich grosse Rolle. Sie haben meistens eine Länge von nur ungefähr 0.5 mm und sind deshalb am ehesten als Mikroeinsprenglinge zu bezeichnen. Ganz vereinzelt können die Pseudomorphosen jedoch eine Länge von 2.5 mm erreichen. Sie bestehen aus farblosem oder grünlichem, teilweise faserigem Serpentin mit einem dünneren oder dichteren Netzwerk von einem feinkörnigen, trüben, kar-

bonatischen Material, das bisweilen, besonders in den zentralen Teilen der Pseudomorphosen, den Serpentin zum grossen Teil verdrängt. Ein Rand desselben karbonatischen Materials grenzt gewöhnlich auch die Pseudomorphose nach aussen ab.

Die Biotiteinsprenglinge sind in sehr geringer Anzahl vorhanden und oft etwas gebogen. Der im Dünnschliff grösste beobachtete hatte eine Länge von 1.5 mm. In optischer Hinsicht verhalten sie sich etwas verschieden. Die meisten sind optisch homogen mit der Absorption:  $\alpha$ -bräunlich gelb;  $\beta$ ,  $\gamma$ -etwas rötlich braun;  $\beta$ ,  $\gamma > \alpha$ . In einigen Fällen wurde ein scharf begrenzter Kern mit dem Pleochroismus:  $\alpha$ -hellbraun;  $\beta$ ,  $\gamma$ -hell, stellenweise dunkler olivgrün;  $\beta$ ,  $\gamma > \alpha$  beobachtet. Die umgebende periphere Zone hatte dieselben optischen Eigenschaften wie die homogenen Einsprenglinge.

In einigen der Biotiteinsprenglinge ist eine partielle Karbonatisierung eingetreten. Diese hat die inneren Teile der Kristalle betroffen und die äussere Schale vollständig intakt gelassen. Bei einem gewissen Stadium der Umwandlung besteht das Innere des Kristalls aus einem skelettartigen Netzwerk von etwas entfärbtem Biotit in optischer Kontinuität mit der äusseren Schale, während die in der Spaltrichtung ausgezogenen Maschen von trübem, feinkörnigem Karbonat ausgefüllt sind. Bei weiter fortgeschrittener Umwandlung ist auch das zentrale Balkenwerk in Karbonat übergeführt, und die restierende frische Biotitschale grenzt mit einer im Kleinen sehr unebenen, gekerbten Kontur gegen den jetzt aus gröberen Karbonatkörnern bestehenden Kern, während die scharf idiomorphe äussere Begrenzung gegen die umgebende Grundmasse andauernd unverändert bestehen bleibt. Weiter als bis zu diesem Stadium scheint die Umwandlung des Biotits in diesem Gestein nicht gegangen zu sein.

Die Grundmasse ist ausser durch das vorherrschende Karbonat durch die reichlichen Biotitkristalle gekennzeichnet. Im Gegensatz zu dem vorhergehenden Ganggestein sind sie hier ziemlich äquidimensional und bilden kleine, aber verhältnismässig dicke, sechsseitige Tafeln von der Grössenordnung 0.04 mm, die also infolge ihrer Form für die Ausbildung von Fluidalstrukturen nicht geeignet sind. Ihre optischen Eigenschaften sind ausserordentlich charakteristisch. Um einen Kern mit dem Pleochroismus:  $\alpha$ -bräunlich gelb;  $\beta$ ,  $\gamma$ -etwas olivgrünlich braun und normaler Absorption:  $\beta$ ,  $\gamma > \alpha$  folgt eine äusserste Zone mit einer Breite von ungefähr 0.003 mm, dem Pleochroismus:  $\alpha$ -ziemlich stark rötlich braun;  $\beta$ ,  $\gamma$ -hellbraun und der anormalen Absorption:  $\alpha > \beta$ ,  $\gamma$ . Diese dünne, optisch anormale Zone ist zuweilen auch an den Einsprenglingen ausgebildet.

Serpentin kommt nicht nur in Pseudomorphosen nach Olivin, sondern auch in der Grundmasse mit Karbonat zusammen dermassen vor, dass er am ehesten den Charakter von Ausfüllung unregelmässiger Poren hat. Der Serpentin ist dann sehr feinkörnig und nimmt oft eine mehr oder weniger zentrale Lage ein, während das Karbonat verhältnismässig grosse, klare Kristalle bildet, teilweise mit scharf rhomboedrischer Begrenzung gegen die Serpentinmasse.

Ausser Karbonat, Serpentin und Biotit können in der Grundmasse nur die Erzkörner sicher identifiziert werden. Sie sind aber in grossem Umfang in

Tabelle 3.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Niggliwerte	
SiO <sub>2</sub> . . . .	22.41	3731	<i>si</i> . . . . .	47
TiO <sub>2</sub> . . . .	2.97	465	<i>al</i> . . . . .	3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	2.42	237	<i>fm</i> . . . . .	57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	2.15	135	<i>c</i> . . . . .	36
FeO . . . . .	10.76	1498	<i>alk.</i> . . . . .	4
MnO . . . . .	0.33	47		<b>100</b>
CaO . . . . .	16.88	3010	<i>ti</i> . . . . .	5.89
MgO . . . . .	12.04	2986	<i>h</i> . . . . .	7.03
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0.67	108	<i>co<sub>2</sub></i> . . . . .	70.66
K <sub>2</sub> O . . . . .	2.22	236	<i>p</i> . . . . .	0.05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0.34	—	<i>o</i> . . . . .	0.06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	1.00	555	<i>mg</i> . . . . .	0.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.06	4	<i>k</i> . . . . .	0.69
CO <sub>2</sub> . . . . .	24.56	5582	<i>qs</i> . . . . .	-66
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	0.00	—	»Normative« Zusammensetzung des Karbonats	
Cl . . . . .	0.04	11		
F . . . . .	1.61	847		
S . . . . .	0.24	75		
BaO . . . . .	0.14	9	CaCO <sub>3</sub> . . . .	50.72
SrO . . . . .	0.098	10	MgCO <sub>3</sub> . . . .	49.24
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	0.09	6	FeCO <sub>3</sub> . . . .	0.04
Ni . . . . .	0.03	5		<b>100.00</b>
Cu . . . . .	0.01	2		
Summe	<b>101.07</b>			
— O für S, F	<b>0.80</b>			
	<b>100.27</b>			

Leukoxen und Karbonat umgewandelt, und die in Karbonat übergeführten Erzkörner können durch einen Rand aus Leukoxen mit wechselnder Dicke erkannt werden, welcher Rand die ursprüngliche Begrenzung der umgewandelten Körner andeutet; ausserdem weist das Innere der Erzpseudomorphosen meistens ein anderes Korn auf als die umgebende karbonatische Grundmasse.

Eine Rosiwalanalyse zeigte folgendes Ergebnis (Indikatrix 44.2 cm):

Einsprenglinge	{	Olivinpseudomorphosen . . . . .	14.4
		Biotit . . . . .	0.5
Grundmasse	{	Biotit . . . . .	12.7
		Erz (inkl. Pseudomorphosen) . . . . .	10.0
		Übrige Grundmasse (vorw. Karbonat) . . . . .	62.4

100.0

Dieses Gestein unterscheidet sich also quantitativ mineralogisch von den früher beschriebenen durch seinen geringeren Gehalt an Pseudomorphosen nach Einsprenglingen. Der verhältnismässig niedrige Biotitgehalt wirkt zu der hellen Farbe des Gesteins einigermassen mit, die aber sicher der Hauptsache nach durch die kräftige Leukoxen- und Karbonatumwandlung der Erzkörner ebenso wie durch den überhaupt hohen Karbonatgehalt des Gesteins bedingt ist.

Der auffallendste Zug in der chemischen Zusammensetzung dieses Gesteins (Tabelle 3) ist, wie erwartet, sein hoher  $\text{CO}_2$ -Gehalt. Da er, wie aus der graphischen Zusammenstellung der Niggli-Werte in Fig. 3 hervorgeht, bedeutend höher ist als diejenigen der übrigen analysierten Kalixgänge, und da er ausserdem offenbar den Grenzwert passiert hat, bei dem der Charakter des Gesteins als ultrabasisches Silikatgestein makroskopisch weniger hervortretend zu werden beginnt, so ist die Bezeichnung *karbonatitische Kimberlit* als ein angemessener Ausdruck sowohl für die jetzige Beschaffenheit als für die genetischen Relationen des Gesteins betrachtet worden. Aus Fig. 3 geht hervor, besonders im Vergleich mit dem Gang von Hällarna, wie mit stark steigender  $\text{CO}_2$ -Zahl die *f**m*-Kurve steigt und die *c*-Kurve fällt, was bedeuten muss, dass das Karbonat des Ganges von Degerberget bedeutend stärker dolomitisch ist als das Karbonat des Ganges von Hällarna. Die in Tabelle 3 angegebene Zusammensetzung des Karbonats, die in zutreffenden Teilen nach den Prinzipien des C. I. P. W.-Systems berechnet worden ist, gibt nur eine annähernde Vorstellung von der wirklichen Zusammensetzung. Der angegebene  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt dürfte dem wirklichen ungefähr entsprechen, während  $\text{MgCO}_3$  zu einem wesentlichen Teil durch  $\text{FeCO}_3$  ersetzt sein dürfte, d. h. das Karbonat wäre in Wirklichkeit ankeritische Zusammensetzung.

7. *N von Karlsborg.* Der Berg unmittelbar westlich der Landstrasse, etwa 2 km N von Karlsborg, besteht aus einem schwarzgrünen, ziemlich feinkörnigen, teilweise kieshaltigen Amphibolit, im östlichen Teil mit einer meterdicken Einlagerung von feinkörnigem, grüngrauem Kalkstein, der randlich in hellgrünen Amphibolskarn umgewandelt ist. In diesem Teil des Berges ist auch geschichteter Grünsteintuff vorhanden. Das Streichen ist ungefähr  $\text{N}20^\circ\text{W}$ . Der Amphibolit im oberen Teil des Berges ist von Granit- und Epidotadern durchsetzt. Ausserdem wurden hier vier Gänge von dem Typus angetroffen, der in diesem Zusammenhang interessiert. Die Gänge, deren Dicke zwischen 4 und 9 cm wechselte, zeigten einen von der Schieferigkeit des Amphibolits beeinflussten, etwas ungleichmässigen Verlauf mit der Hauptrichtung  $\text{N}30^\circ\text{W}$  und senkrechtem Einfallen.

Die Gänge, die untereinander von derselben Beschaffenheit sind, zeigen die charakteristische, ein paar mm dicke, stark gelbbraune Verwitterungskruste, die bei einigen der übrigen Gänge erwähnt worden ist. Im frischen Bruch ist es ein feinkörniges, etwas violettgraues Gestein, zum Teil etwas rötlich hellgrau gesprenkelt. In unregelmässiger Verteilung sind spärliche, schwarzgrüne, ungefähr  $\frac{1}{2}$  cm grosse, einsprenglingsartige Pseudomorphosen zu sehen. Mit

Salzsäure von gewöhnlicher Temperatur gibt das Gestein nur eine sehr unbedeutende Menge von Kohlensäure ab.

Im Mikroskop ist der Aufbau des Gesteins aus drei Hauptkomponenten, nämlich 1) Pseudomorphosen nach Einsprenglingen, 2) Grundmasse und 3) mineralerfüllten Hohlräumen, festzustellen.

Dass die Einsprenglinge in ganz überwiegendem Teil aus Olivin bestanden, davon legt ihre Form Zeugnis ab. Ausserdem kommen einige, der Hauptsache nach den ersteren gleichartige, aber mehr langgestreckte Pseudomorphosen vor, die möglicherweise eher rhombischen Pyroxen als Muttermineral gehabt haben. Die grösste Olivinpseudomorphose des Dünnschliffs mass 3 mm in der Länge. Wenigstens die grösseren Pseudomorphosen bestehen vorwiegend aus farblosem oder schwach gelbgrünem Serpentin mit der für Olivinpseudomorphosen charakteristischen Struktur. In der Serpentinmasse liegen oft ziemlich vereinzelte, kleine, aber klare Karbonatindividuen. Andererseits ist eine Verdrängung des Serpentin durch ein feinkörniges, trübes Karbonataggregat eingetreten, welcher Ersatz peripher seinen Anfang nimmt und in erster Linie längs den Diskontinuitätsflächen in der Serpentinmasse fortschritt, die denjenigen Spalten des ursprünglichen Olivins entsprechen, von denen aus die Serpentinisierung früher begann. In einem weiter vorgeschrittenen Stadium dieses Ersatzes liegen voneinander getrennte Partien von Serpentin in der Karbonatmasse, bis endlich die Serpentinpseudomorphosen völlig durch Karbonat ersetzt sind. Die typische Maschenstruktur ist meistens andauernd zu erkennen.

Biotit kommt nur in einer Generation, in der Grundmasse, vor. Er bildet Kristalle von der Grössenordnung  $0.1 \times 0.02$  mm mit Pleochroismus in bräunlich gelb und ziemlich dunkel braun. Keine anormale Absorption wurde beobachtet.

In der Grundmasse ist weiter ziemlich reichlicher Ägirin in Kristallen mit den annähernden Dimensionen  $0.25 \times 0.04$  mm enthalten. Die Auslöschung  $c : a$  wurde zu etwa  $3^\circ$  gemessen. Der Pleochroismus ist:  $\alpha$ -bläulich grün,  $\beta$ -gelblich grün,  $\gamma$ -grünlich gelb. Die Erzkörner sind, bis auf einige Kieskörner, zum grössten Teil in Leukoxen umgewandelt, in den inneren Teilen der Pseudomorphosen gern mit Karbonat gemischt.

Wie früher angedeutet, kommen in diesem Gang reichlich Partien vor, die als mineralerfüllte Hohlräume gedeutet werden müssen. Dass es sich nicht um pseudomorphosierte Einsprenglinge handelt, geht aus ihrer wechselnden Grösse wie auch aus ihrer Form von gerundeten bis unregelmässig lappigen Bildungen hervor. Dass es andererseits nicht Grundmassepartien sind, die durch spätere Mineralbildung bis zur Unkenntlichkeit verdrängt worden sind, ergibt sich daraus, dass die diesen Mineralaggregaten am nächsten liegenden Biotit- und Ägirinkristalle der Grundmasse gewöhnlich eine ausgeprägte Neigung zu tangentialer Anordnung im Verhältnis zur Grenzfläche zeigen, gleichviel ob dieselbe gleichmässig gerundet oder unregelmässig gewunden ist, eine Tatsache, die oft in rezenten oder subrezentem, schlackigen Laven mit ungefüllten Hohlräumen zu beobachten ist. In unserem Ganggestein sind die

Hohlräume ganz vorwiegend von Karbonat erfüllt, das ziemlich grobkristallinisch ist und ganz einfache Korngrenzen aufweist. Die Grösse der Karbonatkristalle erreicht 1.5 mm. Dieses Karbonat, das obschon nicht so grobkörnig, auch in der Grundmasse in reichlicher Menge enthalten ist, ist, dem Verhalten des Gesteins einer Säure gegenüber nach zu urteilen, offenbar dolomitisch. In manchen, besonders in grösseren Hohlräumen ist etwas Quarz vorhanden, gern in zentraler Stellung, entweder als kleine (etwa 0.03 mm) in den Karbonatkristallen eingeschlossene Körner oder in grösseren Individuen (bis 0.5 mm in der Länge), die, trotz Korrosion von seiten des Karbonats, eine gewisse Neigung zur Ausbildung von Kristallflächen aufweisen. In einigen Fällen wurde eine etwas divergentstrahlige lamellare Verwachsung zwischen Karbonat und Quarz beobachtet. Dieses Karbonat-Quarz-Aggregat füllt die zentralen Teile des Hohlraums aus, und die Karbonatstrahlen sind offenbar aus den Oberflächen früher gebildeter, gegen das Innere des Hohlraums idiomorph entwickelter Karbonatrhomboeder herausgewachsen, mit denen die Karbonatlamellen sektorweise optisch gleichorientiert sind. Schliesslich treten auch hier und da in den karbonatgefüllten Hohlräumen kleine Flecke von einem etwas unregelmässig braunpigmentierten, optisch inhomogenen Feldspatmineral, wahrscheinlich einem Anorthoklas, auf.

Dieses Ganggestein zeigt nach einer Rosiwalanalyse mit der Indikatrix 47.9 cm folgende volumetrische Proportionen zwischen den wichtigsten Komponenten:

		a
Einsprenglinge: Olivinpseudomorphosen .....	13.8	16.8
Grundmasse {	Biotit .....	4.5 5.4
	Erz .....	6.3 7.6
	Übrige Grundmasse (vorw. Karbonat und Ägirin) .....	57.6 70.1
Mineralgefüllte Hohlräume .....	17.9	—
	100.1	99.9

Um die Analysenwerte mit denen der übrigen, nicht vesikularen Gänge direkt vergleichbar zu machen, ist in der zweiten Kolumne (a) die volumetrische Zusammensetzung des Gesteins nach Abzug der Hohlräume angegeben worden. Rücksichtlich des Gehalts an Olivinpseudomorphosen ist das Gestein mit dem Gang von Degerberget (S. 23) am nächsten vergleichbar, mit dem es makroskopisch auch die grösste Ähnlichkeit hat. In diesem kommt jedoch, obschon spärlich, auch porphyrischer Biotit vor. Auch die Grundmasse ist im Gang von Degerberget wesentlich reicher an Biotit. Die Grundmasse im Gang von Karlsborg ist tatsächlich ärmer sowohl an Biotit als an Erz als alle übrigen Gänge, obgleich der Unterschied betreffs des Erzgehaltes nicht so gross ist. Dieser niedrige Biotit- (und Erz-) Gehalt ist jedoch weniger einer weiter vorgeschrittenen Karbonatisierung dieses Ganges als einem schon primär geringeren Gehalt an den erwähnten Mineralen zuzuschreiben, wobei am ehesten an eine durch mehr oberflächliche Intrusion bedingte schnellere Abkühlung und Erstarrung als Ursache zu denken ist. Für ein ziemlich hohes Intrusionsniveau scheint

ja auch das ursprünglich reichliche Vorkommen von Blasenräumen zu sprechen. Andererseits deutet das Auftreten von Ägirin in diesem Gang auch auf einen Unterschied in der chemischen Zusammensetzung den übrigen Gängen gegenüber.

8. *Hindersön*. Wie in der Einleitung erwähnt, ist von diesem Lokal in den Sammlungen der Schwedischen Geologischen Landesanstalt eine Gesteinsprobe angetroffen worden, die zu den hier behandelten Gesteinen gerechnet werden muss. Nach der beigefügten Etikette, auf der das Gestein als eine »eigenartige Varietät« von »Kalkstein?« bezeichnet ist, soll es im Jahre 1892 von F. SVENONIUS auf der Insel Hindersön eingesammelt worden sein. In seinen Tagebüchern aus diesem Jahre fehlen aber alle Angaben über seinen Besuch auf Hindersön, weshalb die genaue Lage des Fundorts auf der ziemlich grossen Insel ebenso wie das geologische Auftreten des Gesteins unbekannt sind. Aus seiner makro- und mikroskopischen Ähnlichkeit mit einigen der übrigen hierhergehörenden Ganggesteine kann man jedoch mit grosser Wahrscheinlichkeit darauf schliessen, dass es sich auch in diesem Falle um einen das ältere Grundgebirge durchsetzenden Gang handelt.

Die sehr bescheidene Probe besteht aus einem dunkelgrauen, feinkörnigen Gestein, in dem etwas dunklere, dichtere und feinkörnigere Partien unterschieden werden können. Keine deutlichen Einsprenglinge sind mit unbewaffnetem Auge wahrzunehmen. Mit Salzsäure gibt es Kohlensäure ab, ob schon ziemlich träge. Dieses Gestein zeigt äusserlich mit dem ebenfalls von SVENONIUS auf der Felseninsel Klyvaren angetroffenen und von GEIJER (1928. 3, 12) 43 Jahre nachher als karbonatitischer Gang identifizierten Gestein grosse Ähnlichkeit. Auch die charakteristische hellbraune Verwitterungskruste findet sich an der Probe von Hindersön wieder. In gewissen Teilen ist derselbe seidenartige Glanz wie im Gang von Hällarna zu sehen, der offenbar auch dieselbe Ursache hat, nämlich eine annähernde Parallelanordnung der reichlichen kleinen Glimmerschuppen der Grundmasse.

Die erst im Mikroskop deutlich hervortretenden Pseudomorphosen nach Olivineinsprenglingen sind schlierenweise etwas unregelmässig verteilt. Maximal haben sie eine Länge von ungefähr 1.5 mm. Diese Pseudomorphosen bestehen vorwiegend aus blättrigem Serpentin, der bald farblos, bald grünlich oder hochgelb ist, unter welchen Arten die farblose und demnächst die hochgelbe vorherrschen. Alle drei Arten können in derselben Pseudomorphose vorkommen. Einige Pseudomorphosen bestehen ausschliesslich aus dem hochgelben Serpentin, andere nur aus dem farblosen, während die grüne Varietät immer in Kombination mit einem der übrigen aufzutreten scheint. Karbonat ist in den Olivinpseudomorphosen in sehr verschiedener Menge vorhanden. In gewissen Teilen des Dünnschliffs sind manche Pseudomorphosen völlig karbonatfrei oder enthalten nur vereinzelte Flecke von klarem Karbonat, in anderen, überhaupt an Karbonat reicheren Schlieren im Gestein kann dieses in den Olivinpseudomorphosen vorwiegend oder sogar allein herrschend werden.

Nur einige wenige porphyrische Biotitkristalle von der durchschnittlichen

Grösse 0.4 mm wurden im Dünnschliff beobachtet. Sie zeigen untereinander ziemlich abweichende optische Verhältnisse, was durch zwei Beispiele beleuchtet sei. In Fig. 5 a wird ein Biotitkristall mit ziemlich komplizierter Zonarstruktur wiedergegeben. Scharfe Zonengrenzen sind da mit ausgezogenen Linien, diffuse mit gestrichelten angegeben. Folgender Pleochroismus bzw. Absorption herrschen in den verschiedenen Zonen:

Zone	$\alpha$	$\beta, \gamma$	Absorption
1 Hellbraun		Schwach olivbräunlich grau	$\alpha > \beta, \gamma$
2 Etwas bräunlich gelb		Wie 1 $\beta, \gamma$ , aber stärker	$\beta, \gamma > \alpha$
3 Braun, stärker als 1 $\alpha$	»	» » schwächer	$\alpha > \beta, \gamma$
4 Wie 2 $\alpha$	»	» » »	$\beta, \gamma$ etwas $> \alpha$
5 Wie 1 $\alpha$	»	» » »	$\alpha > \beta, \gamma$
6 Wie 3 $\alpha$ , aber schwächer	»	» » »	$\alpha > \beta, \gamma$

Nur zwei der Zonen, nämlich 2 und 4, haben also normale Absorption. Die Unterschiede in der Lichtbrechung zwischen den verschiedenen Zonen sind ziemlich unbedeutend, was auch von der Doppelbrechung gilt. Die durch normale

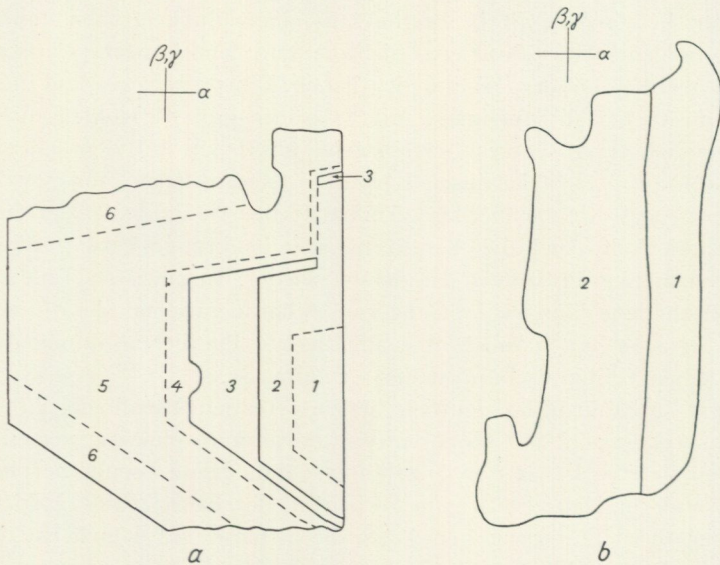


Fig. 5. Zonare Biotitkristalle der ersten Generation. Karbonatitischer Kimberlit, Hindersön. Länge der Kristalle:

a. 0.24 mm (Vergr. 223 x.)

b. 0.29 mm (Vergr. 221 x.)

Absorption ausgezeichneten Zonen 2 und 4 haben eine etwas grössere Doppelbrechung und die Zone mit der ausgeprägtesten anormalen Absorption (3) die kleinste Doppelbrechung.

Ein allerdings erheblich einfacher gebauter Biotitkristall, aber durch eine ungewöhnlichere Kombination von Absorptionsfarben ausgezeichnet, ist der

in Fig. 5 b skizzierte. Er hat, wie ersichtlich, ziemlich unregelmässige, korrodierte Umrisse. Der eine Teil des Kristalls (1) hat den Pleochroismus:  $\alpha$ -schmutziggelb;  $\beta$ ,  $\gamma$ -schwarzbraun; normale Absorption:  $\beta$ ,  $\gamma > \alpha$ , während der Hauptteil (2) folgende Absorptionsfarben:  $\alpha$ -fuchsrot;  $\beta$ ,  $\gamma$ -schwach bräunlich gelb und  $\alpha > \beta$ ,  $\gamma$  zeigt. Dieser letztere Teil des Kristalls hat geringere Licht- und Doppelbrechung als der durch normale Absorption ausgezeichnete.

Die Biotitkristalle der Grundmasse haben eine Grösse von durchschnittlich ungefähr  $0.07 \times 0.02$  mm, d. h. sie haben eine verhältnismässig dick tafelige Form. Trotzdem zeigen sie jedoch oft eine ziemlich schöne fluidale Parallelanordnung zwischen den Olivinpseudomorphosen. Die weitaus meisten weisen folgende einfache, aber charakteristische Zonarstruktur auf. Um einen Kern mit dem Pleochroismus:  $\alpha$ -schwach bräunlich gelb;  $\beta$ ,  $\gamma$ -olivbraun;  $\beta$ ,  $\gamma > \alpha$  folgt eine äussere Zone mit dem Pleochroismus:  $\alpha$ -rotbraun;  $\beta$ ,  $\gamma$ -schwach bräunlich gelb;  $\alpha > \beta$ ,  $\gamma$ . Dieser periphere Teil des Kristalls mit anormaler Absorption scheint höchstens sein halbes Volumen einzunehmen.

Die Erzminerale kommen in idiomorphen Kristallen von der ungefähren Grösse 0.1 mm oder häufiger in Aggregaten von einigen solchen vor, welche Aggregate einen Durchmesser von höchstens 0.6 mm haben können. Meistens sind die inneren Teile der Erzkristalle in ein Gemenge von Karbonat und Leukoxen umgewandelt worden, welche letztere Komponente nach der lange fortdauernden, ziemlich gleichdicken, opaken Schale zu angereichert ist. Auch wenn diese aufgelöst worden ist, sind doch die Umrisse des früheren Erzkristalls an der jetzt ganz aus Karbonat und Leukoxen bestehenden Pseudomorphose deutlich erkennbar.

Was schliesslich das Hauptmineral der Grundmasse, das Karbonat, betrifft, so hat es in diesem Gestein eine ungewöhnlichere Ausbildung. Es kommt nämlich nicht nur in kleinen, isometrischen Körnern vor, wie das gewöhnlich der Fall ist, sondern bildet auch verhältnismässig grosse, im ganzen divergentstrahlig angeordnete, teilweise aber auch in ihrer Orientierung deutlich fluidal beeinflusste, leistenförmige Individuen. Diese Karbonatleisten treten besonders schön in den an Olivinpseudomorphosen und auch an Biotit und Erz armen Schlieren hervor. Sie können eine Länge bis zu 1.7 mm mit einer Breite von ungefähr 0.1 mm erreichen. Dass es sich nicht um Pseudomorphosen nach einem früher bestehenden Silikatmineral von Einsprenglingscharakter handelt, geht teils daraus hervor, dass es einheitliche Kristallindividuen sind (überdies immer mit der c-Achse in der Längsrichtung der Kristalle), teils auch daraus, dass die Minerale der Grundmasse, vor allem die Biotitschuppen, in den Karbonatkristallen poikilitisch eingeschlossen vorkommen. Meistens ist die Häufigkeit der Biotitkristalle etwas, in gewissen Teilen aber entschieden grösser zwischen als in diesen Karbonatleisten. Dieser Umstand dürfte weniger auf eine partielle chemische Resorption oder Karbonatisierung der eingeschlossenen Biotitkristalle als auf eine teilweise vor sich gehende, rein mechanische Verdrängung derselben durch den wachsenden Karbonatkristall zurückzuführen sein. Diese Zusammenschiebung der Biotitschuppen in die Winkel zwischen den Karbonatleisten hat offenbar leichter und vollständiger in den biotit-

ärmeren Schlieren vor sich gehen können, die gleichzeitig reicher an Karbonat sind. Überhaupt gewinnt man den bestimmten Eindruck, dass diese Karbonatkristalle nicht nur vor der schliesslichen Erstarrung des Gesteins gebildet worden sind, sondern auch Bewegungen des Spaltenfüllungsmaterials von fluidalem Charakter mitgemacht haben.

Das Gestein hat folgende volumetrische Zusammensetzung nach einer Rosiwalanalyse mit der Indikatrix 37.6 cm:

Einsprenglinge	{	Olivinpseudomorphosen .....	18.5
		Biotit .....	0.2
Grundmasse	{	Biotit .....	18.8
		Erz (inkl. Pseudomorphosen) .....	8.4
		Übrige Grundmasse (vorw. Karbonat) .....	54.2

100.1

Hinsichtlich der Mineralproportionen stimmt es also am nächsten mit dem Gang von Degerberget überein, obschon in diesem die Olivinpseudomorphosen und der Grundmassebiotit nicht so reichlich sind.

## II. Gemeinsame Züge der Gänge und ihre genetische Bedeutung.

Trotz der Verschiedenheiten der oben beschriebenen Ganggesteine sind jedoch die gemeinsamen Züge von solcher Beschaffenheit, dass ein genetischer Zusammenhang zwischen denselben nicht dürfte in Abrede gestellt werden können. Schon die benutzten Gesteinsnamen mit dem gemeinsamen Glied Kimberlit wollen das andeuten. Es sind besonders drei, rein petrographische Züge, die diese Gesteine kennzeichnen: 1) das Vorkommen von (jetzt pseudomorphosierten) Einsprenglingen von Olivin, 2) der allerdings wechselnde, aber charakteristische Glimmergehalt und 3) der gleichfalls wechselnde, aber auffallend hohe Karbonatgehalt.

Erhaltene Olivinsubstanz ist in diesen ultrabasischen Gängen nirgends angetroffen worden, die Beschaffenheit und die Abgrenzung der Pseudomorphosen von der übrigen Gesteinsmasse bieten aber gewöhnlich keine Schwierigkeiten, diejenige Menge von Olivineinsprenglingen zu bestimmen, die ursprünglich im Gestein vorhanden gewesen sind. Dieser Olivinegehalt schwankt zwischen ungefähr 14.5 und 37.5 Volumprozent. Er ist am kleinsten in den karbonatischen Kimberliten, etwas grösser in den alnöitischen Kimberliten und am grössten in der Gruppe von Gängen gewesen, die als pikritporphyritische Kimberlite bezeichnet worden sind.

Das zweite für diese Gesteine charakteristische Mineral, der Biotit, ist allerdings durchweg von einem für ultrabasische Gesteine gern bezeichnenden Typus mit verhältnismässig niedriger Doppelbrechung, hat aber im übrigen

eine etwas verschiedene Ausbildung und quantitative Bedeutung. In den alnöischen Kimberliten ist ein wesentlicher Teil des Glimmergehalts des Gesteins als Einsprenglinge ausgebildet, während die karbonatitischen Kimberlite nur sehr vereinzelt grössere Glimmerkristalle aufweisen und diese den pikritporphyritischen Kimberliten ganz fehlen. Der Gesamtgehalt an Biotit schwankt zwischen ungefähr 5.5 und 19 Volumprozent mit beiden Extremwerten in der Gruppe der karbonatitischen Kimberlite. Kein Zusammenhang zwischen dem Glimmergehalt des Gesteins und der Menge der Pseudomorphosen der Olivineinsprenglinge scheint vorzuliegen.

Eine optische Eigenschaft des Glimmers dieser Gesteine, die oft sehr auffallend ist, ist das Auftreten von Zonen mit umgekehrter Absorption ( $\alpha > \beta, \gamma$ ). Wie aus dem Vorstehenden erhellt, werden diese anormalen Biotitzonen nicht in allen Gängen, auch nicht in allen Biotitindividuen in denjenigen Gängen, wo sie auftreten, beobachtet. Meistens ist es eine äusserste Zone, die diese Eigenschaft zeigt, aber auch zentrale Partien oder intermediäre Zonen können, wiewohl mehr selten, die erwähnte umgekehrte Absorption zeigen. Glimmer mit diesen optischen Eigenschaften scheinen in mit unseren Ganggesteinen verwandten Gesteinstypen nicht selten zu sein. Sie sind beispielsweise von den mit Alkaligesteinen verbundenen Karbonatgesteinen auf der Insel Alnö (HOLMQUIST 1893, HÖGBOM 1895), bei Fen (BRØGGER 1921) und Kuolajärvi (HACKMAN 1925), bei dem letzteren Lokal auch von Alnöit, weiter von Melanit-Ouachititen und Karbonatiten der Halbinsel Turja (KRANCK 1928) ebenso wie von südafrikanischen und nordamerikanischen Kimberliten beschrieben worden. Dieser optisch abweichende Glimmer wird gewöhnlich als Manganophyll gedeutet, was für Alnö auch durch chemische Analyse bestätigt worden ist (HEDSTRÖM 1916). Der Zusammenhang zwischen Manganengehalt und optischen Eigenschaften der Glimmer und besonders die Frage, bei welchem Grenzwert des Manganengehalts ein Umschlag zwischen Biotit- und Manganophyll-Optik eintritt, scheinen wenig aufgeklärt zu sein. In Anbetracht der meistens verhältnismässig unbedeutenden Absorptionsunterschiede und der ziemlich schwachen Farbe des optisch abweichenden Glimmers unserer Gänge scheint mir aber die Annahme berechtigt, dass der Mangan- (und Eisen-) Gehalt ziemlich bescheiden ist.

Wie oben hervorgehoben, ist ein für die hier beschriebenen Ganggesteine gemeinsamer Zug ihr grosser Karbonatgehalt. Dies bezieht sich nicht nur auf diejenigen Gesteine, die als karbonatitische Kimberlite bezeichnet worden sind, sondern auch, obschon in nicht ganz so hohem Grade, auf die zwei übrigen Gruppen der Gänge. Eine Zusammenstellung der in der Literatur vorliegenden Analysen von Alnöiten, Kimberliten und anderen, mit diesen nahe verwandten Ganggesteinen zeigt, dass ein auffallender Gehalt an  $\text{CO}_2$  nicht nur für die alkalischen ultrabasischen Gänge des Kalixgebiets besonders bezeichnend ist. Von 56 solchen Gesteinen sind die  $\text{CO}_2$ -Gehalte in Fig. 6 graphisch dargestellt. Das Diagramm gibt die Anzahl von Analysen an, die in Intervalle von 0.5 %  $\text{CO}_2$  fallen. Durch offene Kreise sind hier diejenigen Ganggesteine bezeichnet, die im Anschluss an solche Alkaligesteinsgebiete auftreten, wo die Alkaligesteine

mit grösseren Massen von Karbonatgesteinen vergesellschaftet sind (Fen, Alnö, Kuolajärvi), oder wo das Vorkommen solcher Karbonatitmassen wahrscheinlich ist (Turja). Sonstige Gangvorkommen sind durch gefüllte Kreise bezeichnet, während die  $\text{CO}_2$ -Gehalte der vier bisher analysierten Ganggesteine des Kalixgebiets durch Kreuze angegeben sind.

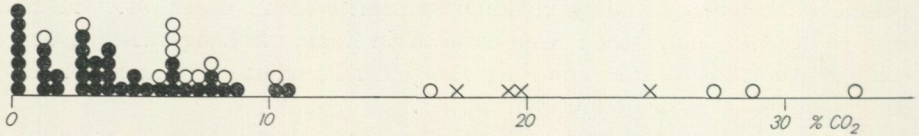


Fig. 6. Diagramm über die  $\text{CO}_2$ -Gehalte von Alnöiten, Kimberliten und nahe verwandten Ganggesteinen. Zusammensetzungsintervalle  $0.5\%$   $\text{CO}_2$ . Bezeichnungen im Text.

Aus dieser Zusammenstellung geht unter anderem folgendes hervor. Nur ein vollständig karbonatfreies Ganggestein von diesem alkalilamprophyrischen Charakter scheint bisher analysiert worden zu sein, nämlich ein Nephelin-Hauyn-Alnöit von Winnett, Fergus Co, Montana (Ross 1926). Im übrigen werden immer  $\text{CO}_2$ -Gehalte gemeldet, die ziemlich oft Werte bis etwa  $10\%$  zeigen. Dabei ist ein ganz deutlicher Unterschied zwischen den zwei unterschiedenen Gruppen von Gängen festzustellen. Diejenigen Gänge, die im Zusammenhang mit »karbonatreichen« Alkaligesteinen (Fen, Alnö, Kuolajärvi, Turja) auftreten, sind durchschnittlich entschieden reicher an Karbonat, auch von den ausgeprägten Karbonatiten abgesehen. Nur zwei der Gänge dieser »karbonatreichen« Alkaligesteinsgebiete haben  $\text{CO}_2$ -Gehalte, die  $5\%$  nicht erreichen, während von den übrigen die meisten, oder nahe zu drei Viertel, Werte unterhalb dieses Betrages aufweisen. Ferner ist festzustellen, dass sich die Kalixgänge der karbonatreichen Gruppe anschliessen.

Betreffs der Entstehung desjenigen Karbonats, das demnach für alnöitische und kimberlitische Ganggesteine so kennzeichnend ist, sind verschiedene Ansichten geäußert worden. So führt HÖGBOM (1895) den oft  $60-80\%$  erreichenden Karbonatgehalt gewisser »intermediärer Ganggesteine« auf Alnö nicht auf Verwitterung im eigentlichen Sinne, sondern wesentlich auf vulkanische Nachwirkungen zurück. Diese »intermediären Ganggesteine« HÖGBOMS stehen übrigens allem Anschein nach einigen der hier beschriebenen karbonatitischen Kimberlite sehr nahe. Wenn WASHINGTON (1917) alle Analysen von Alnöiten und Kimberliten in die Abteilung »altered rocks and tuffs« stellt, ist dafür offenbar zum grossen Teil, wenigstens was die Alnöite betrifft, die Ansicht über den sekundären Charakter des Karbonatgehalts massgebend gewesen. Später hat sich die Auffassung von dem zum Teil wirklich magmatischen Charakter des Karbonats geltend gemacht. So ist BOWEN (1922) der Ansicht, dass die verhältnismässig unbedeutende ( $\text{CO}_2 = 1.10$  bzw.  $3.04\%$ ) Karbonatumwandlung von Monticellit und Melilith in alnöitischen Gesteinen von Isle Cadieux, Quebec, eine spät- oder postmagmatische Erscheinung darstellt, die mit der Kristallisation des Gesteins intim verbunden ist. Eine ähnliche Erklärung gibt KRANCK (1939) für den ziemlich hohen Karbonatgehalt ( $\text{CO}_2 = 10.43\%$ ) gewisser, von

ihm Aillikite genannter alnöitischer Ganggesteine auf Labrador. Was das Alnögebiet betrifft, mit dessen Ganggesteinen die von der Kalixgegend beschriebenen Gänge, wie erwähnt, zum Teil grosse Ähnlichkeiten zeigen, so hat VON ECKERMANN (1928, 1939, 1942) auch für stark karbonatitische Typen eine ähnliche magmatische Erklärungsweise herangezogen, indem er eine nach der Erstarrung des Gangmaterials vor sich gegangene Zu- oder Abfuhr von wesentlicher Bedeutung ausschliesst. Von besonderem Interesse in diesem Zusammenhang sind die Karbonatitgänge, die diffuse, vollständig karbonatisierte Pseudomorphosen nach Olivin, Pyroxen und Melilith enthalten. Er ist der Ansicht, dass diese Silikatminerale vor der Gangintrusion *in situ* in Stabilitätsgleichgewicht mit einer magmatischen (fluiden) Lösung kristallisiert sind, deren Zusammensetzung schematisch als  $(Ca,Mg)O-CO-CO_2-OH-O$  angegeben wird. Bei der Erniedrigung des Drucks, die mit dem angenommenen plötzlichen Aufsprengen des Alnödiatremes und der Austreibung des Gangmaterials in die Spalten verbunden war, soll die Karbonatisierung der jetzt mit der karbonatreichen »Grundmasse« nicht mehr in Gleichgewicht befindlichen Silikatminerale stattgefunden haben und das Ganggestein zu der Beschaffenheit, die es jetzt aufweist, d. h. ohne irgendwelche nach der Erstarrung eintretende chemische Veränderungen, schnell kristallisiert sein. Aus der Bemerkung, dass diese Gangkarbonatite »ursprünglich Zusammensetzungen repräsentiert haben dürften, die einer der übrigen Ganggruppen, besonders Biotit-Pikriten, Alnöiten und Melilithbasalten, entsprechen« (1942, 424), scheint aber offenbar hervorzugehen, dass er der Meinung ist, dass die Kristallisation der Silikatminerale in einem an Karbonat wesentlich ärmeren Milieu vor sich gegangen ist als dasjenige, das das Gestein zur Zeit repräsentiert, und dass also die »Karbonatisierung« der Silikatminerale nicht nur eine Verschiebung der Gleichgewichtslage in Übereinstimmung mit veränderten Druck- und Temperaturverhältnissen bei der Intrusion bedeutet, sondern auch eine wirkliche Zufuhr von Karbonatmaterial zum Gestein im ganzen besagt.

Mit dieser Auslegung oder vielleicht Abänderung der Auffassung von ECKERMANN'S über die Entstehung dieser karbonatitischen Ganggesteine von Alnö erscheint es mir möglich, sie auch der Hauptsache nach für die karbonatreichen Ganggesteine des Kalixgebiets zu verwerten. Wie aus der petrographischen Beschreibung derselben ersichtlich ist, handelt es sich um kimberlitische Gesteine, teilweise mit alnöitischer oder pikritporphyritischer Affinität, die mehr oder weniger karbonatisiert worden sind. Dass ein gewisser Karbonatgehalt im Magma vorhanden war, schon als die Silikatminerale zu kristallisieren begannen, dürfte sehr wahrscheinlich im Hinblick darauf sein, dass Gesteine der betreffenden Typen (Kimberlite, Alnöite usw.) beinahe immer einen gewissen, oft sogar beträchtlichen  $CO_2$ -Gehalt aufweisen (Fig. 6). Manchmal hat aber nach der Kristallisation der Silikatminerale eine wirkliche Zufuhr von Karbonatsubstanz stattgefunden, wofür die Fälle klar beweisend sind, wo in der jetzigen Ausbildung des Gesteins der Karbonatgehalt zweifellos wesentlich grösser ist als die nach Abzug der Summe der noch erhaltenen Silikatminerale + der nachweisbaren Pseudomorphosen nach solchen restierende Gesteinsmasse.

Offenbar ist auch hier diese Karbonatisierung in unmittelbarem Anschluss an die Intrusion und Erstarrung des Ganggesteins eingetreten. Das oft fein breccienartige Auftreten der Gänge, die bisweilen in ein Netzwerk von dünnen Adern auslaufen, zeugt ja einerseits von einer gewissen aktiven intrusiven Kraft des Magmas und andererseits von einer auffallend grossen Beweglichkeit desselben trotz seines schon bei der Intrusion nicht unbedeutenden Gehalts an ausgeschiedenen Kristallen. Diese beiden Tatsachen können ja zwanglos mit dem hohen Gehalt an  $\text{CO}_2$  in Zusammenhang gebracht werden. Der Gehalt an  $\text{H}_2\text{O}$  scheint dagegen verhältnismässig gering gewesen zu sein, da Chloritisierung des Biotits im Zusammenhang mit der Karbonatisierung des Gesteins beinahe vollständig ausgeblieben ist. Wie in den Gesteinen des Alnögebiets kann eine nach der Erstarrung des Gesteins andauernde weitere Beeinflussung in karbonatisierender Richtung durch in der Erdkruste hervordringende hydrothermale Lösungen nicht gut in bemerkenswertem Umfang geschehen sein. Eine deutliche fluidale Anordnung der Karbonatkristalle in einem der karbonatreichsten Gänge, die erwähnte Frischheit des Biotits in sämtlichen Gängen und der beinahe vollständige Mangel einer metasomatischen Beeinflussung des an den Gang angrenzenden Nebengesteins oder in demselben eingeschlossener Bruchstücke davon — diese Tatsachen scheinen die Möglichkeit im höchsten Grade einzuschränken, einen nennenswerten Teil der Karbonatisierung sekundären Umwandlungen nach der Erstarrung des Gesteins zuzuschreiben. Die Karbonatadern, die oft in den peripheren Teilen der breiteren Gänge beobachtet werden, und deren Streichen und Fallen meistens mit denen des Hauptganges zusammenfallen, erklären sich ja am einfachsten als aus den bei der Kristallisation des Ganggesteins entstehenden, an Karbonat offenbar stark angereicherten Restlösungen stammend, welches Karbonat in der Nähe in Spalten abgesetzt worden ist, die in schon erstarrten Teilen der Gänge gebildet wurden.

Was den letzten Ursprung des Karbonats betrifft, das alle hier und früher von GEIJER (1928) beschriebenen Gänge des Kalixgebiets kennzeichnet, so mag es vielleicht zwecklos erscheinen, darüber nähere Betrachtungen anzustellen, da man die eventuellen, sozusagen proximalen Produkte der eruptiven Aktivität nicht kennt, von der diese Gänge zweifellos Zeugnis ablegen. Diese Gänge zeigen ja Berührungspunkte nicht nur mit Alnö, sondern überhaupt mit solchen Gängen, die im Zusammenhang mit Alkaligesteinsgebieten auftreten, welche durch mit diesen Gesteinen intim verbundene, mehr oder weniger reine Karbonatgesteinsmassen charakterisiert sind. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass auch in dem supponierten alkalinen eruptiven Zentrum des Kalixgebiets solche Karbonatitmassen eine gewisse Rolle spielen. Um die Voraussetzungen für die Verwendbarkeit der DALY-BRØGGER'schen Theorie über die entscheidende Bedeutung der Assimilation von (sedimentärem) Kalkstein für die Entstehung der Alkaligesteine beurteilen zu können, sind in der Karte (Fig. 1) die Angaben zusammengestellt worden, die betreffs des Vorkommens von sedimentären Karbonatgesteinen im Gebiet des Kartenblatts Luleå zur Verfügung stehen.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Diese Kartenskizze ist unter Zugrundelegung teils meiner eigenen Beobachtungen (1942), teils der im Archiv der Schwedischen Geologischen Landesanstalt befindlichen Tagebücher und

Trotz der noch mangelhaften Kenntnis der Geologie dieser Gegenden, die es noch nicht ermöglicht, eine zuverlässige geologische Karte in grösserem Massstabe zu errichten, geht doch aus der Kartenskizze deutlich hervor, dass sich eine Zone von (grossteils dolomitischen) Kalksteinvorkommen im äusseren Küstenstrich von der Gegend S von Sangis im NO bis zu Hindersön in den Luleå-Schären im SW ausdehnt. Irgendwo ausserhalb dieser Küstenstrecke ist auch sicherlich die Lage des angenommenen alkalinen magmatischen Aktivitätszentrums zu erwarten, das die oben beschriebenen Gänge geliefert hätte. Damit ist natürlich ein genetischer Zusammenhang zwischen den alkalinen Gesteinen und den sedimentären Kalksteinen keineswegs bewiesen. Jedenfalls kann hier jedoch nicht (wie bei Alnö) der Mangel an Kalksteinen im älteren Grundgebirge als Grund gegen einen solchen Zusammenhang angeführt werden.

### III. Tektonische Stellung und mögliches Alter der Gänge.

Um die tektonische Position der Kalixgänge zu beleuchten, sind im Diagramm Fig. 7 einige tektonische Elemente des Teiles der Küstenzone Kalix—Luleå zusammengestellt worden, in welchem die Gänge auftreten. Die Angaben dieses Diagramms sind denselben Quellen entnommen, die für die Kartenskizze Fig. 1 ausgenutzt worden sind (siehe die Fussnote S. 34). Mit Kreisen sind hier die Pole der Strukturflächen (hauptsächlich Schichtflächen) in der Zone von sedimentären Gesteinen (Schiefern, Quarziten, Karbonatgesteinen, Grünsteinen) bezeichnet worden, die hier im grossen ganzen parallel der Küste hinstreicht. Gefüllte Kreise beziehen sich auf den nordöstlichen Teil, offene auf den südwestlichen Teil der Sedimentzone mit der Grenze zwischen den zwei Gebieten bei dem Granitmassiv, das ungefähr auf der Höhe von Bergön, Rånön, Berghamn und Renskäret die Sedimentzone unterbricht, dessen Grenzen aber nicht näher bekannt zu sein scheinen. Für diese zwei Gruppen von Beobachtungen ist das durchschnittliche Streichen berechnet und in das Diagramm mit den gestrichelten Linien I bzw. II eingetragen worden. Ausserdem ist mit III die Richtung der Zone der Karbonatgesteine angedeutet worden, wie diese sich aus den Angaben ergeben hat, die in der Karte Fig. 1 zusammengestellt sind. Das Diagramm gibt uns also in bezug auf das ältere Grundgebirge das Bild

Berichte von FREDHOLM (1877, 1880, 1883, 1885, 1890, 1891), SVENONIUS (1883, 1890, 1891, 1892), GEIJER (1926, 1927), A. HÖGBOM (1938) und DU RIETZ (1938) nebst Angaben in SVENONIUS' Zusammenstellung der Kalksteinvorkommen von Norrbottens Län (1916) angefertigt worden. Um die Beurteilung der Ursprungsorte der Vorkommen von Blöcken von alkalinen Gängen (schräge Kreuze) und Kalkstein (offene Kreise), die in der Karte angegeben sind, zu erleichtern, sind dort auch alle verfügbaren Angaben von glazialen Schrammen innerhalb des von der Karte berührten Gebiets eingetragen worden. Mit Rücksicht auf die Eisbewegungsrichtungen bildet diese Kartenskizze ein geringes Komplement zur Karte von LUNDQVIST (1942) über die Schrammenrichtungen von Norrland. Ein neues Element ist das Auftreten in der nordöstlichen Hälfte des Kartengebiets von gerade östlich—ostnordöstlich gerichteten Schrammen, die ausserdem jünger als die häufigen, NW—WNW-ichen Schrammen sein sollen. Aus dem Gebiet SW von Skagsudden liegen keine Beobachtungen über gegen O oder ONO gerichtete Schrammen vor. Statt dessen sind hier die älteren Beobachtungen über eine von N oder NNO kommende Eisbewegung vorhanden, die jünger als die durch die Hauptmasse der Schrammen registrierte, von NW oder NNW kommende sein soll.

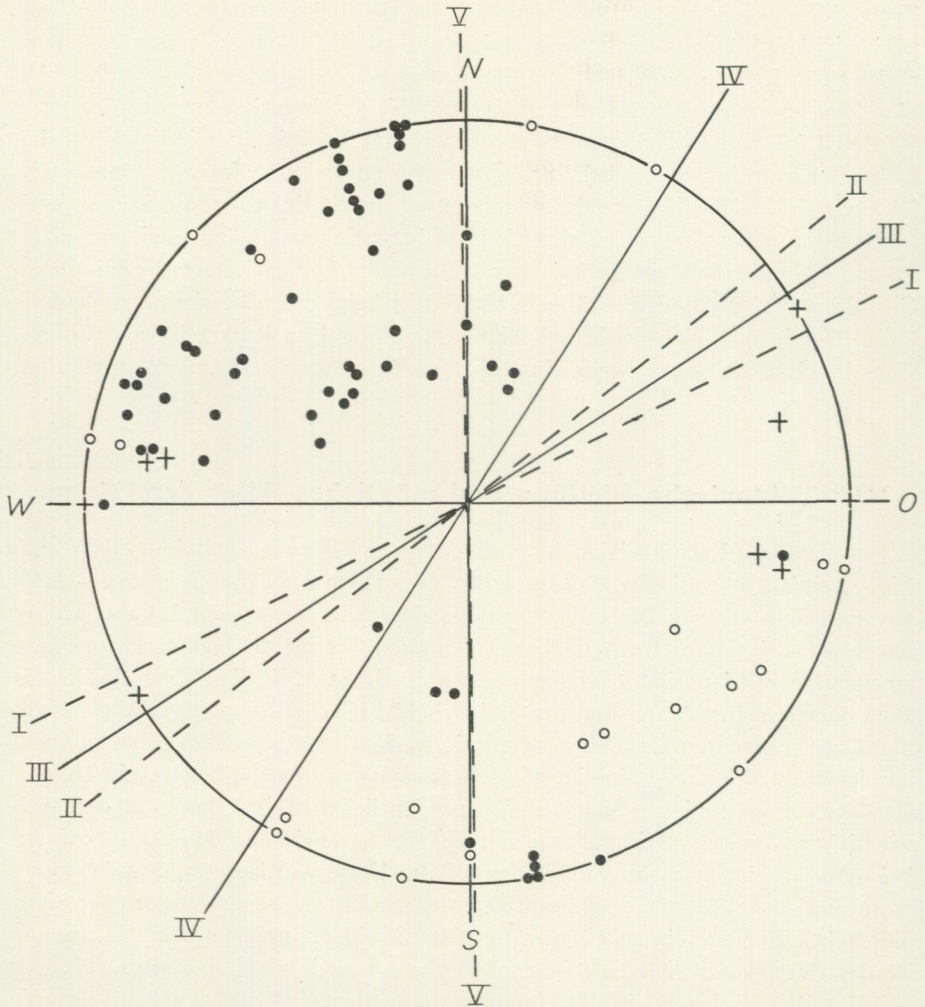


Fig. 7. Stereographisches Diagramm über einige tektonische Elemente in der Küstenzone Kalix—Luleå.

Gefüllte Kreise: Pole von Strukturflächen der Sedimente im NO-Teil des Gebiets.

Offene Kreise: Dito im SW-Teil des Gebiets.

Kreuze: Pole der Gangebene der alkalinen Gänge.

I: Mittleres Streichen der Strukturflächen der Sedimente im NO-Teil des Gebiets.

II: Dito im SW-Teil des Gebiets.

III: Richtung der Zone der sedimentären Karbonatgesteine.

IV: Richtung der Zonen der alkalinen Gänge.

V: Mittleres Streichen der einzelnen Gänge.

einer Sedimentzone mit im grossen ganzen einem Streichen ungefähr  $N 60^{\circ}O$ , nördlich des erwähnten Granitgebiets mit mehr  $ONO$ -licher, südlich davon mit mehr  $NO$ -licher Richtung, annähernd in Übereinstimmung mit der Umbiegung der Küste. Weiter ergibt sich, dass im nördlichen Teil der Zone das Einfallen vorwiegend nordwestlich, im südlichen Teil vorwiegend südöstlich ist, weshalb

das betreffende Granitgebiet im grossen ganzen eine antiklinale Position einzunehmen scheint.

Fassen wir sodann die räumliche Anordnung der Gänge ins Auge, so lässt sich, trotzdem in einigen Fällen genaue Angaben über ihr Streichen und Fallen leider fehlen, doch ohne Schwierigkeit eine deutliche Gesetzmässigkeit verspüren. Wie schon in der Einleitung angedeutet, scheinen die jetzt bekannten Vorkommen in zwei untereinander parallelen Zonen mit der ungefähren Richtung  $N30^{\circ}O$  (IV in Fig. 7) zu liegen. Die südöstliche Zone reicht etwa 45 km von N von Karlsborg im NO bis Klyvaren im SW und umfasst sechs Lokale. Die zweite Zone, ungefähr 10 km NW der ersteren gelegen, hat eine bekannte Länge zwischen Stråkanäs und Hindersön von 40 km und ist mit sieben Gangvorkommen besetzt. Dabei sind teils das erwiesenermassen sehr lokale Blockvorkommen auf Degerberget, teils die von GEIJER auf Estersön gefundenen Blöcke von Gängen in Granit mitgerechnet worden, welche letztere sehr gut von einem nordwestlicher gelegenen Punkt gekommen sein können, als ihn GEIJER auf seiner Karte andeutete. Das Streichen der einzelnen Gänge fällt nicht mit der Richtung der Gangzonen zusammen. Von lokalen Abweichungen abgesehen, streichen die Gänge in Richtungen, die nicht zu sehr um die N—S-Linie pendeln (Durchschnittsrichtung V in Fig. 7), und haben ganz vorwiegend steiles Einfallen gegen die eine oder andere Seite. Sieht man diese Verhältnisse ausserdem in Zusammenhang mit dem in beiden Gangzonen beobachteten »en échelon«-artigen Auftreten der Gänge (siehe oben S. 4 und GEIJER 1928, 5), so erscheint die Auffassung sehr plausibel, dass diese Gangzonen Systeme von Fiederspalten bilden, die in Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen mit dem Charakter von Blockverschiebungen entstanden und mit vulkanischem Material ausgefüllt worden sind. Gleichzeitig geben die Gänge durch ihre Orientierung die relative Richtung der Blockbewegungen an. Diese sind offenbar längs  $N30^{\circ}O$  gerichteten Zonen in der Weise vor sich gegangen, dass der westliche Block dazu geneigt hat, gegen SSW im Verhältnis zu dem östlicheren verschoben zu werden. Dass bei dieser Auffassung der Gangspalten als Fiederspalten ihre Richtung im kleinen durch die Zusammensetzung des älteren Grundgebirges beeinflusst worden ist, muss ja als ganz natürlich angesehen werden, besonders da dieses hier aus in mechanischer Hinsicht überhaupt so verschieden reagierenden Gesteinen wie Phyllit, Quarzit, Dolomit, Grünstein und Granit aufgebaut ist, wozu weiter die wechselnde Ausbildung und die wechselnde Orientierung der mechanischen Anisotropie der einzelnen Gesteine hinzukommen mit ihrem lokal ablenkenden Einfluss auf einen im ganzen einheitlichen Deformationsplan. Wenn man von diesen lokalen Beeinflussungen absieht, kann man jedoch behaupten, dass diese alkalinen Gänge eine im grossen ganzen von der des älteren Grundgebirges unabhängige, wesentlich jüngere Tektonik bezeichnen.

Ein Blick auf eine topographische Karte des nördlichen Teils des Bottnischen Meerbusens zeigt, dass die alkalinen Gangzonen in ihrer Richtung nicht nur mit der auffallend geraden äusseren Begrenzungslinie des Schärengbiets zwischen Skagsudden und Rödkallen, sondern auch mit der Richtung des Bottnischen Meerbusens überhaupt in seiner nördlichen Hälfte zusammenfallen.

Es ist ja deshalb verlockend, die tektonischen Bewegungen, die mit dem alkalinen Vulkanismus des Kalixgebiets verbunden waren, in einen gewissen Zusammenhang mit der Entstehung des Beckens des Bottnischen Meerbusens zu bringen. Eine sichere Datierung dieser Bewegungen wird aber dadurch kaum erzielt. Für südlichere Teile desselben Meerbusens hat VON ECKERMANN (1936) post-jotnisches oder sogar post-silurisches Alter dieser Senkung angenommen, während BACKLUND (1937) die Anlage derselben bereits an das Ende der svekofennidischen Orogenese verlegen will. Jedenfalls sind in geologisch junger Zeit offenbar tektonische Bewegungen von bedeutendem Umfang in den nördlichsten Teilen des Bottnischen Meerbusens eingetroffen. Davon zeugt das Vorkommen der neuerdings von BRENNER (1942) beschriebenen, eigenartigen, pelitischen Sedimente bei Muhos an der finnischen Seite des Bottnischen Meerbusens. Nach den Angaben BRENNERS dehnt sich hier südlich von Ouljoki in den Kirchspielen Tyrnävä und Limingo eine Grabenversenkung in NW—SO-Richtung aus mit einer Sedimentserie, die mehr als 500 m mächtig ist, und für die aus guten Gründen ein mesozoisches Alter angenommen wird. Tatsachen werden angeführt, die dafür sprechen, dass diese Sedimente auch im inneren Teil des Bottnischen Meerbusens vorkommen. Es dürfte deshalb mehr als ein Zufall sein, dass das inselfreie, verhältnismässig tiefe Gebiet ausserhalb der Linie Skagsudden—Rödkallen (die Malören-Tiefe), das schon von SVENONIUS (1916, 26) beachtet und von GEIJER (1928, 14) diskutiert wurde, gerade in der Fortsetzung des erwähnten sedimentgefüllten Grabens an der finnischen Seite liegt. Weder auf der grossen Insel Karlö (Hailuoto) (ROSBERG 1893) noch auf Malören (FREDHOLM 1885), die beide in der Fortsetzung der Muhossedimentzone gegen NW liegen, kommen anstehende Gesteine vor. Die Konglomeratblöcke, die von FREDHOLM auf Malören, der südlichsten der Haparanda-Schären, angetroffen wurden, scheinen eine bedeutend stärkere Diagenese als die Muhossedimente, BRENNERS Beschreibung nach zu urteilen, erlitten zu haben. GEIJER deutete die Möglichkeit an, dass dieses Konglomerat jotnisch sein könnte. Es scheint jetzt aber manches dafür zu sprechen, dass man eine noch jüngere geologische Position und da am ehesten ein paläozoisches Alter desselben anzunehmen hat, wobei mit Rücksicht auf seine petrographische Beschaffenheit vor allem Perm in Betracht kommt. Wenn diese Auslegungen richtig sind und also im nördlichen Teil des Bottnischen Meerbusens sowohl paläozoische wie auch mesozoische Sedimente erhalten geblieben sind, so wird auch die Annahme junger tektonischer Bewegungen in diesem Gebiet nötig gemacht. Die Bewegungen längs der durch Reibungsbreccien charakterisierten NO-Grenze des Muhossedimentgrabens würde also der Darstellung BRENNERS zufolge mesozoisch, wahrscheinlich spätmesozoisch oder vielleicht sogar tertiär sein. Die Bewegungen, die an der schwedischen Seite in den hier beschriebenen Gangzonen registriert sind, haben offenbar einen anderen Charakter und andere Richtung gehabt. Es erscheint mir nicht unberechtigt, diese Bewegungen mit der variskischen Orogenese zusammenzustellen. Darauf deuten sowohl die Richtung der Bewegungen, ihr Charakter von Blockverschiebungen wie auch die alkaline Affinität des mit ihnen verbundenen Vulkanismus, alles

Tatsachen, die Berührungspunkte mit der variskischen Deformationszone schaffen, die sich von Schonen nach dem Oslogebiet ausdehnt und zuletzt von HJELMQVIST (1939) behandelt wurde.

In früheren Abschnitten sind Vergleiche angestellt und Ähnlichkeiten hervorgehoben worden zwischen den hier beschriebenen Ganggesteinen und den Gängen ähnlichen Charakters, die an das alkaline Gesteinsgebiet von Alnö gebunden sind. Für dieses Gebiet hat VON ECKERMANN (1942) ein spätjotnisches Maximalalter festgestellt, während die Frage nach der oberen Altersgrenze immer noch offen ist. Natürlich liegt keine Notwendigkeit vor, das gleiche Alter für die alkalibetonen magmatischen Manifestationen auf Alnö und im Kalixgebiet anzunehmen. Im Gegenteil können die Verschiedenheiten gerade im Auftreten der Gänge vielleicht als Gründe gegen eine unmittelbare Parallelisierung angeführt werden. Bei Alnö zeigen sowohl die älteren Karbonatitgangsysteme mit ihrem »cone sheet«-Charakter als auch die jüngeren, basischen, hauptsächlich alnöitischen Gänge mit ihrer radialen Anordnung einen deutlichen tektonischen Zusammenhang mit einem lokalen, alkalinen Aktivitätszentrum in einem im übrigen wesentlich atektonischen Milieu. Im Kalixgebiet dagegen deutet die Anordnung der Gänge vielmehr einen Zusammenhang mit Deformationen der Erdkruste von regionalem Charakter an. Diese Verschiedenheit im tektonischen Milieu hat andererseits betreffs des Kalixgebiets zur Folge, dass es nicht unbedingt notwendig erscheint, das Vorkommen eines mit dem zentralen Nephelinsyenitgebiet von Alnö vergleichbaren Zentralkomplexes von Alkaligesteinen von Tiefengesteinscharakter an der jetzigen Erdoberfläche anzunehmen.

Die hier bezüglich der alkalinen Ganggesteine des Kalixgebiets und ihrer Bedeutung für die Kenntnis der tektonischen Geschichte des Küstengebietes von Norrbotten dargelegten Gesichtspunkte können begrifflicher Weise nicht in allen Teilen den Charakter streng stichhaltiger Beweise haben. Sie dürften es jedoch verdienen, bei künftigen Untersuchungen in diesem geologisch leider noch zu wenig bekannten, in verschiedenen Beziehungen aber so interessanten Teil des Felsgrundes unseres Landes berücksichtigt zu werden.

Für die Genehmigung zur Veröffentlichung der vorstehenden Arbeit, die sich auf Beobachtungen im Zusammenhang mit Prospektierarbeiten für Bolidens Gruvaktiebolag gründet, erlaube ich mir, Herrn Direktor O. FALKMAN meinen verbindlichsten Dank auszusprechen. Dem Oberdirektor der Geologischen Landesanstalt Schwedens, Herrn Prof. Dr. P. GEIJER, bin ich für seine Bereitwilligkeit, die Ausarbeitung dieses Aufsatzes zu ermöglichen, und für die Erlaubnis, ihn in diesem Jahrbuch zu veröffentlichen, zu grossem Dank verpflichtet. Fräulein cand. phil. THELMA BERGGREN am Zentrallaboratorium der Bolidens Gruvaktiebolag verdanke ich schliesslich die sorgfältige Ausführung drei neuer Gesteinsanalysen.

---

## Zitierte Literatur.

- Backlund, H. G.*: Die Umgrenzung der Svekofenniden. Bull. Geol. Inst. Ups. 27. 1937. 15.
- Berwerth, F.*: Ueber Alnöit von Alnö. Ann. K. K. Naturh. Hofmus. VIII. 1893. Nr. 3—4.
- Bowen, N. L.*: Genetic features of alnoitic rocks at Isle Cadieux, Quebec. Am. J. Sc. Ser. V. 3. 1922. Nr. 13.
- Brenner, T.*: Ein ungewöhnliches Kalk-Schlammsteinsediment von Muhos in Mittelfinnland. Geol. Rdschau. 32. 1942. H. 4—5.
- Brøgger, W. C.*: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. Vid.-Selsk. Skr. I. Mat.-Naturv. Kl. 1920. Nr 9. 1921.
- Du Rietz, T.*: Dagbok 1938. Im Archiv der S. G. U.
- Von Eckermann, H.*: Dikes belonging to the Alnö-formation in the cuttings of the East Coast Railway. G. F. F. 50. 1928. H. 3.
- The Loos-Hamra region. G. F. F. 58. 1936. H. 2.
- De alkalina bergarternas genesis i belysning av nya forskningsrön från Alnö. G. F. F. 61. 1939. H. 1.
- Ett preliminärt meddelande om nya forskningsrön inom Alnö alkalina område. G. F. F. 64. 1942 (1943). H. 1.
- Fredholm, K. A.*: Dagbok. 1877. Im Archiv der S. G. U.
- Berättelse öfver geologiska undersökningar inom Luleå och Torneå Lappmarker utförda år 1880. Mskr. im Archiv der S. G. U.
- Berättelse till Chefen för Sveriges Geologiska Undersökning öfver undertecknads geologiska undersökningar inom Norrbotten år 1883. Mskr. im Archiv der S. G. U.
- Redogörelse för några geologiska iakttagelser i Norrbotten sommaren 1885. Mskr. im Archiv der S. G. U.
- Berättelse till Chefen för Sveriges Geologiska Undersökning öfver den af undertecknad verkställda resan i geologiskt syfte i Norrbotten sommaren 1890. Mskr. im Archiv der S. G. U.
- Några geologiska anteckningar från en resa i Norrbotten och Norge sommaren 1891. Mskr. im Archiv der S. G. U.
- Bidrag till kännedomen om de glaciala företeelserna i Norrbotten. S. G. U. Ser. C. Nr. 117. 1892.
- Geijer, P.*: Dagböcker. 1926, 1927. Im Archiv der S. G. U.
- Alnöitic dikes from the coast-region of Luleå and Kalix in Northern Sweden. Fennia. 50. 1928. Nr. 11.
- Hackman, V.*: Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinnland. Bull. Comm. Géol. Finl. Nr. 72. 1925.
- Hedström, H.*: Några mineralanalyser. G. F. F. 38. 1916. H. 6.
- Hjelmqvist, S.*: Some Post-Silurian dykes in Scania and problems suggested by them. S. G. U. Ser. C. Nr. 430. 1939.
- Holmquist, P. J.*: Pyrochlor från Alnö. G. F. F. 15. 1893. H. 7.
- Högbom, A.*: Dagbok 1938. Im Archiv der S. G. U.
- Högbom, A. G.*: Ueber das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. G. F. F. 17. 1895. H. 2—3.

- Kranck, E. H.*: On turjaite and the ijolite stem of Turja, Kola. Fennia. 51. 1928 (1929). Nr. 5.
- Bedrock geology of the seaboard region of Newfoundland Labrador. Newfoundland Geol. Surv. Bull. Nr. 19. 1939.
- The rock-ground of the coast of Labrador and the connection between the Pre-Cambrian of Greenland and North-America Bull. Comm. Géol. Finl. Nr. 125. 1939. 4.
- Lundqvist, G.*: Jordarterna och deras fördelning inom Norrland och Dalarna. Ymer. 1942. H. 3—4.
- Magnusson, A. H.*: A monograph of the genus *Acarospora*. Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar. Ser. III. Bd. 7. 1929. Nr. 4.
- Rimann, E.*: Über Kimberlit und Alnöit in Brasilien. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 33. 1915. H. 3.
- Rosberg, J. E.*: Något om Karlö. Geogr. För. Tidskrift. Helsingfors. 5. 1893. Nr. 5—6.
- Ross, C. S.*: Nephelite-hauynite alnoite from Winnett, Montana. Am. J. Sc. Ser. V. 11. 1926. Nr. 63.
- Svenonius, F.*: Dagböcker. 1883, 1890, 1891, 1892. Im Archiv der S. G. U.
- Norrbottens läns kalkstensförekomster från praktisk och särskilt agrikulturell synpunkt. S. G. U. Ser. C. Nr. 269. 1916.
- Törnebohm, A. E.*: Mikroskopiska bergartsstudier. XVII. Melilitbasalt från Alnö. G. F. F. 6. 1882. H. 6.
- Washington, H. S.*: Chemical analyses of igneous rocks. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 99. 1917.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST  
UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrifningar.

	Pris kr
N:o 175 <i>Nya Kopparberget</i> av N. H. MAGNUSSON och G. LUNDQVIST 1932 . . . . .	4,00
› 176 <i>Storvik</i> av B. ASKLUND och R. SANDEGREN 1934 . . . . .	4,00
› 177 <i>Grängesberg</i> av N. H. MAGNUSSON och G. LUNDQVIST 1933 . . . . .	4,00
› 178 <i>Gävle</i> av R. SANDEGREN, B. ASKLUND och A. H. WESTERGÅRD 1939 . . . . .	4,00
› 179 <i>Förshaga</i> av R. SANDEGREN och N. H. MAGNUSSON 1937 . . . . .	4,00
› 180 <i>Fårö</i> av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1936 . . . . .	4,00
› 181 <i>Smedjebacken</i> av G. LUNDQVIST och S. HJELMQVIST 1937 . . . . .	4,00
› 182 <i>Lidköping</i> av S. JOHANSSON, N. SUNDIUS och A. H. WESTERGÅRD 1943 . . . . .	4,00
› 183 <i>Visby och Lummelunda</i> av G. LUNDQVIST, J. E. HEDE och N. SUNDIUS 1940 . . . . .	4,00
› 184 <i>Hedemora</i> av G. LUNDQVIST och S. HJELMQVIST 1941 . . . . .	4,00
› 185 <i>Horndal</i> av R. SANDEGREN och B. ASKLUND 1943 . . . . .	4,00

Ser. C. Årsbok 33 (1939)

N:o 421 WESTERGÅRD, A. H., On Swedish Cambrian Asaphidæ. With 3 Plates. 1939 . . . . .	1,00
› 422 SANDEGREN, R., Nedre Klarälvsdalens postglaciala utvecklingshistoria. Med 2 tavlor. Zusammenfassung: Die postglaciale Entwicklungsgeschichte des unteren Klarälvtals. 1939 . . . . .	1,00
› 423 LUNDQVIST, G., Sjösediment från området Abisko—Kebnekaise. Zusammenfassung: Binnenseesedimente aus dem Abisko—Kebnekaise-Gebiet in Schwedisch-Lappland. 1939 . . . . .	2,00
› 424 GAVELIN, SVEN, Geology and ores of the Malänäs district, Västerbotten, Sweden. With 38 plates. Resumé: Malänäsområdets geologi och malmförekomster. 1939 . . . . .	5,00
› 425 COLLINI, B., Hydrogeographische Beobachtungen an einigen Seen in Südwestschweden. 1939 . . . . .	1,00
› 426 ÖDMAN, O. H., Urbergsgeologiska undersökningar inom Norrbottens län. Med en karta. Summary: On the pre-Cambrian geology of Swedish Lappland. 1939 . . . . .	3,00
› 427 WICKMAN, F. E., Some graphs on the calculation of geological age. With one plate. 1939 . . . . .	0,50
› 428 LOOSTRÖM, R., Lönnfallet. Southernmost part of the Export Field at Grängesberg. With 3 plates. 1939 . . . . .	2,00
› 429 THORSLUND, PER, Kvartärgeologiska iakttagelser inom östra Storsjöområdet i Jämtland. 1939 . . . . .	0,50
› 430 HJELMQVIST, SVEN, Some post-silurian dykes in Scania and problems suggested by them. 1939 . . . . .	1,00

Årsbok 34 (1940)

N:o 431 MAGNUSSON, N. H., Herrängsfältet och dess järnmalmer. Med en tavla. Summary: The Herräng field and its iron ores. 1940 . . . . .	3,00
› 432 ARRHENIUS, O., Fosfathalten hos svenska torvslag. 1940 . . . . .	0,50
› 433 LUNDQVIST, G., Bergslagens minerogena jordarter. 1940 . . . . .	2,00
› 434 LUNDQVIST, G., Sjösediment från Gotland. Zusammenfassung: Binnenseesedimente aus Gotland. 1940 . . . . .	2,50
› 435 BROTZEN, F., Flintrännans och Trindelrännans geologi (Öresund). Med en tavla. Zusammenfassung: Die Geologie der Flint- und Trindelrinne (Öresund) 1940 . . . . .	1,00
› 436 THORSLUND, PER, On the Chasmops series of Jemtland and Södermanland (Tvären). With 15 Plates. 1940 . . . . .	5,00
› 437 WESTERGÅRD, A. H., Nya djupborringar genom äldsta ordovicium och kambrium i Östergötland och Närke. Med kemiska analyser av GUNNAR ASSARSSON. Summary: New Deep Borings through the Lowest Ordovician and Cambrian of Östergötland and Närke (Sweden) 1940 . . . . .	2,00

Årsbok 35 (1941)

N:o 438 ÖDMAN, OLOF H., Geology and ores of the Boliden deposit, Sweden. With 48 plates. 1941 . . . . .	8,00
» 439 DU RIETZ, T., Nyare undersökningar inom Remdalens malmtrakt och dess omgivningar. Med 4 tavlor. 1941 . . . . .	3,00
» 440 SAHLSTRÖM, K. E., Jordskalv i Sverige 1936—40. Med en karta. Resume: Erdbeben in Schweden 1936—40. 1941 . . . . .	0,50
» 441 SUNDIUS, N., Oljeskiffrar och skifferoljeindustri. 1941 . . . . .	3,00
» 442 WESTERGÅRD A. H., Skifferborrningarna i Yxhultstrakten i Närke 1940. Med 3 tavlor. Kemiska analyser av G. ASSARSSON. Summary: Borings through the Alum shale in the neighbourhood of Yxhult in Närke made in 1940. 1941 . . . . .	2,00
» 443 GAVELIN, SVEN, Relations between ore deposition and structure in the Skellefte district 1941 . . . . .	0,50

Årsbok 36 (1942)

N:o 444 ÖDMAN, OLOF H., Copper ores of the «Red beds» type from Visingsö, Sweden. 1942 . . . . .	1,00
» 445 KULLING, O., Grundragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens län. Med 1 karta. 1942 . . . . .	6,00
» 446 LUNDQVIST, G., Sjösediment och deras bildningsmiljö. 1942 . . . . .	1,00
» 447 GRIP, E. and ÖDMAN, O. H., The telluride-bearing andalusite-sericite rocks of Mångfallberget at Boliden, N. Sweden. 1942 . . . . .	1,00
» 448 DU RIETZ, T., Kvartsitskollorna i Ormsjö-Täsjötrakten. Med en karta. 1943 . . . . .	1,00
» 449 HJELMQVIST, SVEN, Stribergs malmfält. Geologisk beskrivning. Med 3 tavlor. Zusammenfassung: Der Striberger Erzbezirk. Geologische Beschreibung. 1942 . . . . .	3,00
» 451 BROTZEN, F., Die Foraminiferengattung Gavelinella nov. gen. und die Systematik der Rotaliiformes. Mit 1 Tafel. 1942 . . . . .	2,00

Årsbok 37 (1943)

N:o 452 ÖDMAN, OLOF H., Geology of the copper deposit at Laver, N. Sweden. With 2 plates. 1943 . . . . .	1,00
» 453 HJELMQVIST, SVEN, Die Natronreiche Randzone des Granitmassivs nördlich von Smedjebacken in Dalarna. Ein Beitrag zum Studium der Granitbildung. 1943 . . . . .	1,00
» 454 GAVELIN, SVEN, On the distribution of metals at Rävliiden, N. Sweden, and in some other copper-zinc ores. 1943 . . . . .	1,00
» 456 LARSSON, W., Zur Kenntnis der alkalinen ultrabasischen Ganggesteine des Kalixgebiets, Nordschweden. 1943 . . . . .	1,00

Ser. Ca.

» 28 GELJER, PER, Stripa odalfälts geologi. Med 3 tavlor. Summary: Geology of the Stripa mining field. 1938 . . . . .	6,00
» 29 MOLIN, K., A general earth magnetic investigation of Sweden carried out during the period 1928—1934 by the Geological survey of Sweden. Part 2. Inclination. With 4 plates. 1939 . . . . .	10,00
» 30 MAGNUSSON, N. H., Ljusnarsbergs malmtrakt. Berggrund och malmfyndigheter. Med 2 tavlor. Summary: Geology and ore deposits of Ljusnarsberg. 1940 . . . . .	7,00
» 33 MOLIN, K., A general earth magnetic investigation of Sweden carried out during the period 1928—1934 by the Geological survey of Sweden. Part 3. Horizontal intensity. With 4 plates. 1941 . . . . .	10,00
» 34 MOLIN, K., A general earth magnetic investigation of Sweden carried out during the period 1928—1934 by the Geological survey of Sweden. Part 4. Vertical intensity. With 5 plates. 1942 . . . . .	10,00

Distribueras genom *Generalstabens Litografiska Anstalt. Stockholm 1.*