Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie.

Von

Professor W. C. Brögger.

Durch meine Untersuchungen über die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes habe ich die Überzeugung gewonnen, dass alle die zahlreichen abweichenden Gesteinstypen, welche ich aus diesem wohl abgegrenzten Landstrich zwischen Mjösen und dem Langesundsfjord nachweisen konnte, sämmtlich *genetisch verbunden* sind; ich versuchte schon früher in mehreren Arbeiten zu beweisen, dass dieser genetische Zusammenhang durch eine Abstammung der einzelnen Eruptivmassen aus einem ursprünglich einheitlichen Magmabassin zu erklären sei und dass die Ursache der verschiedenen, sich mit der Aufeinanderfolge der Eruptivmassen in regelmässiger Weise ändernden, Zusammensetzung der einzelnen Gesteinstypen auf *magmatische Differentiation* zu beziehen sei.

Ich versuchte ferner den Nachweis zu liefern, dass die ursprüngliche Mischung des Stammmagmas im Magmabassin selbst vom Anfang ab eine relativ *natronreiche* gewesen sei. [1]

Um diese Behauptung näher zu begründen habe ich versucht eine bestimmtere Vorstellung über die ursprüngliche Zusammensetzung des Stammmagmas zu gewinnen. Es ist dies natürlich eine Aufgabe, welche sich niemals mit voller Sicherheit lösen lässt, was eben aus dem Wege der Berechnung selbst ohne weiteres hervorgeht. Die Grundlage der Berechnung ist nämlich 1) eine genaue Kenntniss der chemischen Zusammensetzung der einzelnen Gesteinstypen, namentlich der Haupttypen, 2) eine genaue Kartirung derselben, 3) eine Massenbestimmung (Volumbestimmung) derselben und 4) eine Schätzung der stattgefundenen Erosion.

[1] Zeitschr. f. Kryst. B. 16, I, S. 86.

Was die unter 1 und 2 aufgestellten Voraussetzungen betrifft, dürften die jetzt vorliegenden Beobachtungen schon so ziemlich genügen; schwieriger ist natürlich die Volumbestimmung der einzelnen Massengesteine, da die Tiefe, bis zu welcher sie herabreichen, im Allgemeinen unbekannt ist, obwohl eine gewisse Wahrscheinlichkeitsannahme wohl möglich ist; und was die Schätzung der stattgefundenen Erosion betrifft, ist darüber nur eine ganz angenäherte, sehr unsichere Vorstellung möglich.

Ich habe indessen, so gut es bei diesen Schwierigkeiten möglich war, versucht eine derartige Berechnung durchzuführen; ich habe dabei gefunden, dass die Massen der einzelnen Hauptmischungen im Verhältniss zu einander auf folgende Werthe geschätzt werden können:

560 kilometer^3 von Granitit (mit Granophyr, Quarzporphyr etc.)
210 » » Natrongranit
870 » » Nordmarkit (mit Glimmersyenitporphyr etc.)
15 » » Akeriten
7 » » Nephelinsyeniten (mit Aequivalenten)
15 » » Glimmersyeniten
700 » » Augitsyeniten (mit Rhombenporphyren etc.)
20 » » Gabbro- und Diabas-Gesteinen (mit Augitporphyriten etc.).

Die relativen Verhältnisse zwischen den einzelnen Hauptmischungen wären dann in derselben Ordnung ungefähr:

80 : 30 : 125 : 2 : 1 : 2 : 100 : 3 .

Werden nun die Mittelwerthe der vorliegenden Analysen für die einzelnen Hauptmischungen der weiteren Berechnung zu Grunde gelegt, erhält man als wahrscheinlichste Zusammensetzung des Stammmagmas sämmtlicher Eruptivgesteine des Kristianiagebietes:

SiO_2	64.2
Al_2O_3	17.2
Fe_2O_3 (mit FeO, MnO . . .	3.6
MgO	0.8
CaO	2.0
Na_2O	7.0
K_2O	4.6
TiO_2, ZrO_2, P_2O_5, H_2O etc.	0.6
	100.0

Dies Resultat kann natürlich gar nicht auf irgend welche grössere Genauigkeit Ansprüche machen[1]; es ist aber wahrscheinlich, dass diese

[1] Da ich dasselbe nur als vorläufig betrachte, habe ich es für überflüssig gehalten das weitläufige Material, welches der Berechnung der Massen zu Grunde liegt, hier in Einzelheiten vorzulegen.

Zusammensetzung doch ziemlich nahe die Durchschnittszusammensetzung sämmtlicher Eruptivgesteine des Kristianiagebietes ausdrücken muss. Wenn also die ganze Theorie über die Abspaltung der einzelnen Eruptivmagmen aus einem einzelnen Stammmagma eines ursprünglich gemeinsamen Magmabassins überhaupt berechtigt ist, kann die Zusammensetzung dieses Stammmagmas sich nicht sehr bedeutend von der oben berechneten Zusammensetzung entfernt haben.

Es ist von Interesse diese Mischung mit den aus dem Kristianiagebiet bekannten Gesteinstypen zu vergleichen; es ergiebt sich dann, dass dieselbe der Durchschnittszusammensetzung der analysirten Nordmarkite sehr nahe kömmt:[1]

I. Durchschnittsmischung sämmtlicher Eruptivgesteine des Kristianiagebietes.

II. Durchschnittszusammensetzung der Nordmarkite.

	I	II
SiO_2	64.2	63.52
Al_2O_3	17.2	17.32
Fe_2O_3 (FeO & MnO) .	3.6	3.63
MgO	0.8	0.78
CaO	2.0	1.35
Na_2O	7.0	6.95
K_2O	4.6	5.81
H_2O, TiO_2 etc. . . .	0.6	1.12
	100.0	100.48

Ein Unterschied von einigem Belang ist nur bei den Gehalten an K_2O und CaO vorhanden.

Es verdient bemerkt zu werden, dass die Nordmarkite das grösste Volum unter den Eruptivgesteinen des Kristianiagebietes einnehmen; doch ist die Durchschnittszusammensetzung aus nur 125 Theilen Nordmarkit bei 218 Theilen anderer Gesteine berechnet.

Die vorläufige Annahme, die ich schon früher ausgesprochen hatte, dass die ursprüngliche Zusammensetzung des Stammmagmas der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes eine relativ *natronreiche* gewesen sei, ist demnach bei näherer Berechnung bestätigt. Dementsprechend sind auch unter den zahlreichen, aus dem Kristianiagebiet von mir nachgewiesenen Gesteinstypen, Gesteine mit den Natronmineralien Aegirin und Arfvedsonit etc. sehr verbreitet. So finden sich unter den in grossen Massen auftretenden Gesteinstypen des Kristianiagebietes mehrere sehr ausgedehnte Massive von Aegirin- und Arfvedsonit-führenden Quarzsyeniten

[1] Siehe Analysentabelle. Zeitschr. f. Kryst. B. 16, I. S. 54.

(Nordmarkiten) und Natrongraniten; auch in mehr basischen Gesteinen, wie in manchen Nephelinsyeniten des Kristianiagebietes, sind dieselben Mineralien reichlich vertreten.

Es war unter diesen Umständen zu erwarten, dass auch unter den manchartigen *Ganggesteinen* des Kristianiagebietes Gesteinstypen mit wesentlichem Gehalt der Natronmineralien Aegirin und Arfvedsonit repräsentirt sein müssten; ich habe dann auch schon früher gelegentlich erwähnt, dass unter den nephelinsyenitischen trachytoiden Ganggesteinen — ich bezeichne dieselben als Foyaite — solche mit unter den dunklen Mineralien herrschendem Aegiringehalt im Lougenthale recht häufig sind; auch unter den gangförmigen Rhombenporphyren habe ich Aegirin- und Arfvedsonit-führende Glieder vorgefunden, und unter säureren Gesteinen kann noch an die Akmit- (Aegirin) reichen aplitischen Ganggesteine der Gegend von Hamrefjeld erinnert werden. Es darf hier auch nicht unerwähnt bleiben, dass sowohl der Aegirin, als der Akmit ja zuerst aus Norwegen beschrieben wurde, aus Vorkommen an pegmatitischen Gängen, der erstere an den jetzt wohl weltberühmten Nephelinsyenitpegmatitgängen der Inseln des Langesundsfjords, der letztere von dem schon seit 1784 bekannten Akmitgranitpegmatitgang von Rundemyr auf Eker.

Die Gesteinstypen, welche in dieser Abhandlung beschrieben werden sollen, gehören einer Gesteinsserie von feinkörnigen bis dichten, grüngefärbten und gewöhnlich Aegirin-reichen Ganggesteinen, die ich nach den äusstersten aus dem Kristianiagebiet bekannten Endgliedern der Serie als die *Grorudit-Tinguait-Serie* zusammenfassen möchte. Es sollen im Folgenden zuerst die einzelnen Gesteinstypen genauer erwähnt und schliesslich eine allgemeine Charakteristik der ganzen Serie geliefert werden.

Inhalt.

Seite

Vorwort.

Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie; Einleitung 1

I. Grorudite 5

Vorkommen der Grorudite 6

A Grorudite aus der Gegend N. bis NNO. von Kristiania 6

B. Groruditvorkommen aus der Gegend W. vom Lougenthal 9

Die Mineralienzusammensetzung der Grorudite 10

Die Feldspäthe 11

Der Quarz 21

Der Aegirin 22

Die Hornblendemineralien der Grorudite 27

Magnesiaglimmer, Kaliglimmer etc. 40

Wöhlerit, Låvenit etc. 41

Zirkon etc. 42

Die Structur der Grorudite 43

1. Typus Varingskollen 43

2. Typus Kallerud 45

3. & 4. Typus Grussletten bei Grorud 46

Die chemische Zusammensetzung der Grorudite 48

Vergleich der Ganggrenze und der Gangmitte des Grorudits von Grorud in chemischer Beziehung 56

Vergleich der Grorudite mit verwandten Gesteinstypen 61

II. Sölvsbergite 67

Sölvsbergite vom Kirchspiel Gran, östlich vom Randsfjord 68

Sölvsbergite von der Gegend westlich vom See Farrisvand 72

Quarz- und Hornblende-führender feinkörniger bis mittelkörniger heller Sölvsbergit 73

Sölvsbergite vom Lougenthal 76

Hornblende-Sölvsbergit aus Geröllen vom Lougenthal 76

Die chemische Zusammensetzung der Sölvsbergite 78

Näherer Vergleich der Sölvsbergite mit verwandten Gesteinstypen 85

Anhang zu den Sölvsbergiten 99

Übergangsgesteine zwischen Sölvsbergiten und Tinguaiten von der Bahnlinie zwischen Tjose und Åklungen 99

Die chemische Zusammensetzung derselben 102

Seite

III. Tinguaite 109

Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie als Differentiationsproducte 123

Nähere Characteristik der Gesteinsserie der Grorudite, Sölvsbergite und Tinguaite 159

Nachträge und Berichtigungen 189

Erklärung der Tafeln 200

Sachregister 201

I.

Grorudite.

Vor ungefähr zwölf Jahren entdeckte ich bei einem Besuch in den alten Kupfergruben nördlich von Grorud (c. 10 Kilometer NO. von Kristiania) eine grössere Gangmasse eines eigenthümlichen, grüngefärbten Aegiringesteines, das mir seiner Zusammensetzung nach bei der mikroskopischen Untersuchung sofort auffiel als characteristisch verschieden von sonst bekannten Gesteinstypen hypabyssischer Gesteine. Um dasselbe besser zu markiren, erwähnte ich dies charakteristische Ganggestein in meinen Vorlesungen über Petrographie unter einem besonderen Namen, zuerst als Aegiringranitporphyr, später als *Grorudit.* Unter diesem Namen habe ich das Gestein dann auch später in der kurzen Übersicht über die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes in meiner Arbeit über die südnorwegischen Nephelinsyenitpegmatite [1] kürzlich erwähnt.

Ich kenne jetzt aus diesem Gesteinstypus eine beträchtliche Anzahl von Gängen, sowohl von der nächsten Umgegend von Kristiania, N. und NO. von der Stadt, als auch aus dem Gebirge W. vom Lougenthal, und habe somit für eine nähere Untersuchung ein ziemlich reichliches Material zur Verfügung; da es kaum wahrscheinlich ist, dass fortgesetzte Arbeiten im Felde wesentlich neue Erläuterungen über die Verbreitung und Beschaffenheit hierhergehöriger Gesteine bringen können, will ich die Publikation meiner Erfahrungen über dieselben nicht länger aufschieben, um so mehr, als ihre Beziehungen zu anderen verwandten Gesteinstypen auch für die generelle Petrographie nicht ohne Interesse sind.

Dem äusseren Ansehen nach sind die Grorudite feinkörnige bis dichte, porphyrartige Gesteine von charakteristisch *grüner* Farbe; diese ist bald heller grün (z. B. das Gestein von Varingskollen), bald etwas dunkler grün (z. B. das Gestein von Movand pt.), gewöhnlich von reinerer Nuance in den dichten und sehr feinkörnigen, als in den weniger feinkörnigen

[1] L. c. S. 66.

Varietäten, und namentlich an polirter Schlifffläche oft von sehr angenehmer Wirkung. Diese Farbe rührt von dem reichlichen Aegiringehalt des Gesteines her, und an manchen Vorkommen (namentlich in dem Gestein von Varingskollen, in der Randzone des Ganges von Grussletten bei Grorud etc.) finden sich auch mikroskopisch sichtbare Nadeln von Aegirin als Einsprenglinge in der Gesteinsmasse vertheilt. Der porphyrartige Charakter ist bald sehr hervortretend durch das Auftreten zahlreicher, meistens kleiner (2—5 mm.) Feldspatheinsprenglinge (z. B. im Gestein von Grussletten), bald auch sehr wenig markirt.

Vorkommen der Grorudite.

Ich kenne gegenwärtig folgende Vorkommnisse von Grorudit:

A. Grorudite aus der Gegend N. bis NNO. von Kristiania.

1. Am Wege von Monsbråten nach dem Gehöfte Frankrige (bald nördlich von «Grorud Skydsstation») sieht man, wenn man dem Fusspfad nahe unterhalb des schroffen Abhangs des Ravnekollen folgt, an einer Stelle den obersten Theil der hohen Wand wie mit einer grünen Platte bedeckt; diese Platte ist ein grosser Gang von Grorudit, von welchem heruntergefallene Blöcke in dem Tallus der Felswand massenhaft vorhanden sind. Derselbe Gang setzt von hier in NNW.-licher Richtung fort und findet sich am Gehöfte Frankrige in der unmittelbaren Nähe der südlichsten der verlassenen Gruben bei Grussletten anstehend; die Richtung der Gangmasse ist hier S. 35° O. — N. 35° W. und die Mächtigkeit ungefähr 6 Meter, stellenweise noch mehr. Der Gang setzt hier durch den mittelkörnigen gelblichweissen Quarzsyenit (Nordmarkit) und die in demselben eingestreuten Silurbruchstücke und kreuzt weiter, etwas nördlich von den Häusern von Grussletten, die Landstrasse, hier in den bei Stöitrenna auftretenden Labradorporphyrit hineinsetzend. Die Gangmasse scheint hier am Kreuzpunkte der Landstrasse und des Waldweges nach Stöitrenna aufzuhören. Beim Nachsuchen findet man aber doch den Gang zwischen der Landstrasse nach Stenbrovand und dem aus diesem See ausfliessenden Bach gleich östlich von dem Hause bei Stöitrenna wieder und kann nun durch den Wald der Gangmasse nach N. folgen, zuerst ungefähr 250 Meter zwischen dem Bach und der Landstrasse, dann nördlich vom Bach und westlich von der Landstrasse bis gleich SW. vom SW. Ende des Sees

Stenbrovand, hier beinahe parallel der Grenze zwischen Labradorporphyrit und Quarzsyenit. Die weitere Fortsetzung nach N. habe ich nicht näher verfolgen können. An der Strecke nördlich von Stöitrenna ist die Gangmasse, deren Randzone überall ausgeprägt, dichter und stärker grün gefärbt ist, an mehreren Stellen bis zu 10 Meter mächtig. Von diesem leicht zugänglichen Gang wurde dann auch bei mehreren Gelegenheiten reichliches Material eingesammelt und ist dasselbe deshalb auch am besten untersucht. Die Fortsetzung dieser Gangmasse nach SSO. von Monsbråten ab bis zur Hauptlandstrasse von Grorud nach Nitedalen ist an der Chaussee selbst überdeckt; lose Blöcke derselben wurden aber S. von Gorudhougen gefunden.

2. Einen zweiten Gang von Grorudit entdeckte ich (zusammen mit den Herrn *P. A. Öien* und *C. F. Kolderup*) 1892, ungefähr 170 Meter O.N.O. vom Fusspfad an der Ostseite des Sees Bredsjö; auch dieser Gang ist mehrere Meter mächtig; derselbe liess sich nur eine kleine Strecke im Walde verfolgen.
3. Einen ganz kleinen Gang, nur ca. 0.3 bis 0.5 Meter mächtig, fand ich (mit den genannten Herrn zusammen) in 1892, ca. 100 Meter W. N. W. vom Auslauf des Sees Alunsjö (des Alaunsees); derselbe durchsetzt ein ebendaselbst auftretendes eigenthümliches Brecciengestein und liess sich im überdeckten Waldterrain nur eine kurze Strecke verfolgen.
4. Im Walde zwischen Aurevand und Gubbefjeld entdeckten die Herrn *P. A. Öien* und *C. F. Kolderup* eine Gangmasse von Grorudit, welche vielleicht die Fortsetzung des Ganges östlich von Bredsjö oder der grossen Gangmasse von Grussletten sein kann; jedenfalls sind die Gesteine dieser Gänge nahe übereinstimmend.
5. In dem rothbraunen Tuffe am Westabhang der «Kapteinshöhe» (Ö vom Teiche «Kapteinsputten») fand ich 1892 mit Herrn *P. A. Öien* zusammen einen mehrere Meter mächtigen Gang von hübsch grünem Grorudit, welcher sich nur wenige Schritte verfolgen liess. Wahrscheinlich eine Fortsetzung dieses Ganges brachte mir Herr cand. *C. F. Kolderup* von einer etwas weiter nördlich belegenen Stelle, vom Westabhang der Höhe «Linderudsæterhöiden». Nicht unwahrscheinlich ist es, dass ein von den Herrn *Öien* und *Kolderup* beobachteter Gang von Grorudit gleich westlich von dem See «Vesle-Gryta» auch eine weitere Fortsetzung bildet.
6. Schon im Jahre 1886 fand ich am alten «Grafenwege» (Greveveien) zwischen den Höhen «Laskerudåsen» und «Lörenskogshögda» eine

grössere Gangmasse von Grorudit. Die Fortsetzung dieses Ganges habe ich erst in diesem Jahre (1894) näher verfolgt; es ergab sich dabei, dass die nördlichsten Ausläufer bis nach «Skjærpet» («dem Schurf») am Süd-Ende des Sees «Örfiske-Vand» verfolgt werden konnten; hier fand ich zwei ganz kleine naheliegende Gänge ($^1/_2$ und $^1/_3$ M. mächtig) und einen grösseren, ein Paar M. mächtigen Gang, alle N.-S. streichend. Nach Süden hin setzt sich der Gang von Laskerudåsen fort in N.-S.-licher Richtung, an mehreren Stellen die Landstrasse berührend, längs der O-Seite der Seen N. Movand und S. Movand (hier zum letzten Mal ö. von einer Landzunge am nördlichen Theil des Sees). Es ist sehr wahrscheinlich, dass diese Gangmasse ferner eine Fortsetzung des eben erwähnten Ganges von Kapteinshöiden bildet, in welchem Falle dieser Gang auf eine Länge von zusammen c. 12 Kilometer in N.-S.-licher Richtung bekannt ist. Der Gang setzt an diesem Wege durch die silurischen Schichten, durch rothen Tuf, durch Augitporphyrit und Labradorporphyrit und durch Nordmarkit, ist also jünger als sämmtliche in dieser Gegend bekannten Gesteine, und kann ihm folglich eine gewisse geologische Selbständigkeit nicht abgesprochen werden.

7. Aus der Nähe eines Häuslerplätzchens, oberhalb des Hofes Rotnäs im Nitedal, habe ich 1886 ein Stück einer Gangmasse von Grorudit mitgebracht; nähere Umstände habe ich nicht notirt.

   In 1894 fand ich am NO. Fusse der Höhe *Varingskollen* (550 M. h.) im Hakedal einen Gang von Grorudit, $1^1/_3$ M. m. mit Richtung N. 5° O. bis S. 5° W., welcher vielleicht eine Fortsetzung dieses Ganges bildet; der Gang setzte in Nordmarkit gleich in der Nähe des Hofes N. Döli auf. Die Vorkommen Döli und Rotnäs liegen ferner genau in der Fortsetzung der Hauptrichtung des Ganges Grussletten—Stenbrovand.

8. Einen ganz eigenthümlichen Grorudit entdeckte ich 1886 am Nordabhang desselben Berges Varingskollen, ziemlich nahe unterhalb des Gipfels. Nach Vergleich mit einem der kleinen Gänge von Skjærpet dürften die eingesammelten Stücke aus der Randzone eines ziemlich kleinen Ganges stammen.

9. Einen Gang von Grorudit, 3 M. mächtig, fand ich 1894 am Fusspfad von Midtodden nach Gresestuen, ö. vom See Maridalsvand, eben auf der Höhe ö. von Midtodden. Richtung N. 15° O. — S. 15° W. Ein Stück von «Grevsen Bad», welches mir von Herrn *C. Damm* gebracht wurde, stammt vielleicht aus einer Fortsetzung dieses Ganges gegen Süden.

Endlich habe ich aus der nächsten Umgegend von Kristiania an mehreren Stellen lose Blöcke von Grorudit vorgefunden, so in Oslo, ferner am «Trondhjemsvei» («Drontheimsweg»), auf der Insel Ormö (nahe der Brücke) u. s. w. Von Herrn Stadtchemiker *L. Schmelck* erhielt ich ein polirtes Beil aus dem neolithischen Steinalter, angeblich gefunden in Maridalen; das Gestein dieses Beils ist demjenigen von Movand oder von der Kapteinshöhe sehr ähnlich.[1] Endlich fanden sich in der petrographischen Sammlung der Universität auch mehrere ältere Handstücke von Grorudit unter anderen Namen versteckt, ein Stück mit angeblicher Lokalität «Kristiania» (das heisst «Umgegend von Kristiania») wahrscheinlich von *Keilhau* als «Porphyr» etikettirt, ein anderes von *Kjerulf* eingesammeltes Stück als «Diabas» angeführt.

B. Groruditvorkommen aus der Gegend W. vom Lougenthal.

In der petrographischen Sammlung der Universität fand sich unter Stufen von Diabas auch ein kleines von *Kjerulf* eingesammeltes Stück mit der Etikette: «Die Höhe oberhalb Kallerud im Lougenthale», das sich sofort durch seine grüne Farbe als ein Aegiringestein verrieth, was auch durch die nähere Untersuchung bestätigt wurde. Ich veranlasste deshalb eine genauere Erforschung dieser Gegend des Lougenthals durch Herrn Amanuensis *C. Damm* und es gelang diesem in der That auch an mehreren Lokalitäten Gänge von Grorudit hier nachzuweisen, nämlich:

1. Nordwestlich von der Sennhütte «Lisæter» (im Kirchspiel Svarstad) ein N.-S. streichender Gang, verfolgt nach dem Streichen ungefähr 0.7 kilometer, mit wechselnder Mächtigkeit von 1 bis 2.5 Meter; dieser Gang ist vielleicht eine Fortsetzung des eben erwähnten Vorkommens von Kallerud in Svarstad.
2. Beim Hofe Skui (im Kirchspiel Svarstad) ein grösserer Gang, c. 6 Meter mächtig, Streichen N. 10° W. — S. 10° O.

   Diese beiden Gänge setzen in Quarzsyenit oder Natrongranit auf.
3. Ziemlich weit von diesen Vorkommnissen entdeckte Herr *C. Damm* endlich auch, ungefähr 10 Kilometer westlich von Svarstad, in dem obersten Theil von Slemdal, beim Häuslerplätzchen Kollen einen c. 10 M. mächtigen Gang in Laurvikit, mit Streichen N. 10° W — S. 10° O.

Wie aus der obenstehenden Aufzählung hervorgeht, sind fast sämmtliche Groruditvorkommen *Gänge* mit einem ungefähr S.-N.-lichen Hauptstreichen, und mit einer Mächtigkeit von 0.3 bis zu 10 Metern.

[1] Sollte vielleicht die grüne Farbe des Gesteins eine Andeutung davon geben, dass der Verfertiger dieses Steinbeils mit Nephrit nicht unbekannt gewesen ist?

Geologische Karte

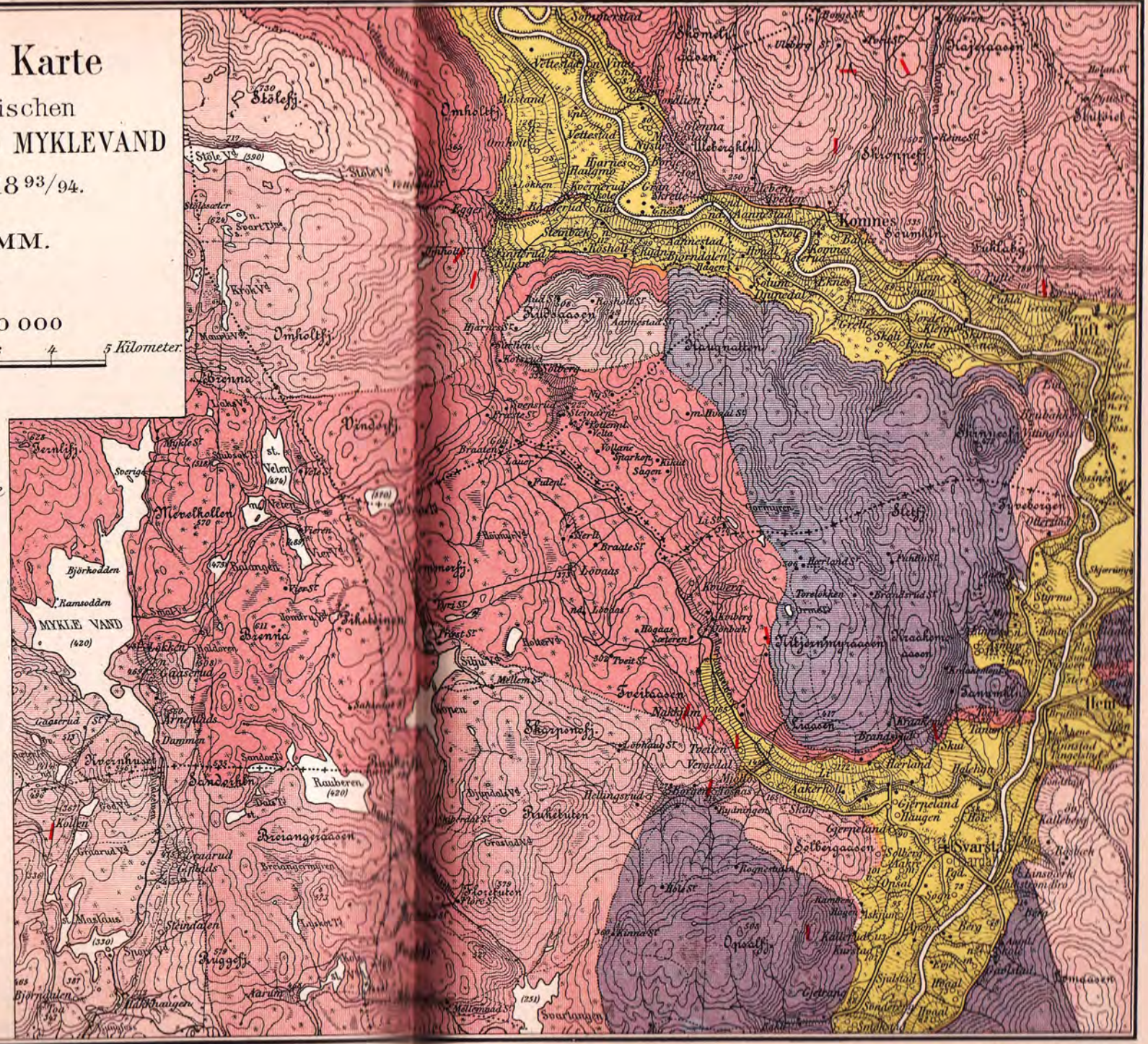
der Gegend zwischen
dem LAUGENTHAL und MYKLEVAND
aufgenommen 1893/94.
von
C. O. B. DAMM.

Maaßstab 1 : 100 000

1000 M. 0 1 2 3 4 5 Kilometer.

Farbenerklärung:

- *Glaciale und postglaciale Sedimente*
- *Gänge von Grorudit*
- *Natrongranit*
- *Halbporphyrischer Nordmarkit*
- *Rhombenporphyr*
- *Laurvikit*



Kristiania lith. Aktiebolag

Die Grorudite sind, überall wo sie bis jetzt gefunden sind, ziemlich sicher an das Vorkommen von *Natrongraniten* geknüpft; so treten die Gänge im Kirchspiel Svarstad, westlich vom Lougen, und das naheliegende Vorkommen in Slemdal in Verbindung mit dem grossen Natrongranitmassiv an beiden Seiten des Lougenthales auf, theils in Natrongranit, theils in Porphyrgesteinen (Kallerud), theils auch in Laurvikit (Kollen in Slemdal); im Bezirk N. und NO. von Kristiania, also in der Gegend zwischen Grorud, dem Alaunsee (Alunsjö), dem Grafenweg, und Nitedalen setzen die Grorudite theils durch Quarzsyenite (Nordmarkite), wie die Gänge von Grussletten, von Aurevand, Vesle Gryta, Bredsjö etc., theils auch durch Labradorporphyrite, Breccien und rothe Tuffe (z. B. der Gang Kapteinshöiden—Skjærpet), also durch alle in dieser Gegend vorhandenen Gesteine auf, sind also jünger als diese. Das sind aber auch die sporadischen Vorkommen von Natrongraniten in Nordmarken (an mehreren Stellen, z. B. am Jerringselv), mit denen die Grorudite wohl auch hier genetisch verbunden sein dürften. Im Granititgebiet zwischen Rödtangen und dem Tyrifjord sind bis jetzt keine Grorudite gefunden, sollen nach meiner Ansicht auch dort nicht vorkommen können, da die Granitite, wenn meine Darstellung der Eruptionsfolge im Kristianiagebiet richtig ist, jünger sind als alle Natrongranite, zu deren Gesteinssuite aber auch die Grorudite gehören dürften.

Die Grorudite erweisen sich somit, so weit sie bis jetzt bekannt sind, als eine gut charakterisirte Gruppe von *Ganggesteinen*. Ich hoffe über die weitere Verbreitung der Grorudite in Nordmarken übrigens in den nächsten Jahren nähere supplirende Erläuterungen zu geben.

Die Mineralienzusammensetzung der Grorudite

ist nur wenig abwechselnd. Als *Einsprenglinge* finden sich *Mikroklin* und *Albit*, gewöhnlich in mikroperthitischer Verwachsung (als Seltenheit auch bisweilen *Anorthoklas*), *Aegirin* und eine eigenthümliche *Hornblende*, äusserst selten und dann nur sehr spärlich, rein akcessorisch *Magnesiaglimmer*, *Kaliglimmer* etc.

Die *Grundmasse*, welche makroskopisch dicht oder feinkörnig, grün gefärbt ist, besteht ebenfalls aus *Kalifeldspath* und *Albit* (oft als Mikroperthit), oder seltener aus Natronorthoklas (auch bisweilen Anorthoklas), *Aegirin* und mehr oder weniger reichlich *Quarz*.

Von *akcessorischen Primärmineralien* sind sehr spärlich vorhanden: Spuren von *Apatit*, *Zirkon*, *Lävenit*, *Wöhlerit* (?), *Pseudobrookit*, *Pyrochlor* (?) und mehreren anderen unbestimmbaren Mineralien, *Eisenerz* (Magneteisenerz) und *Schwefelkies*.

Die Feldspäthe. Fast reiner *Mikroklin* mit ausgezeichneter Gitterstruktur kommt als Einsprengling z. B. in dem Grorudit von Varingskollen vor; die Lamellensysteme desselben sind sehr fein, die Begrenzung vorherrschend $\infty \breve{P} \infty$ {010} und 0P {001} mit $2\bar{P}\infty$ {$\bar{2}$01}; kurz-rektangulære Durchschnitte sind häufig. Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz, Bavenogesetz und Manebacher-Gesetz wurden beobachtet. Die Korngrösse ist gewöhnlich nur 2—5 Min. Dieser Mikroklin ist wenig mit Albit verunreinigt, theils in mikroperthitisch eingewachsenen, theils in nicht orientirten poecilitisch eingeschlossenen kleinen Körnchen.

Auch im Grorudit von Rotnæs, Nitedalen, findet man ausnahmsweise Einsprenglinge von Mikroklin mit Gitterstruktur, hier jedoch nicht vorherrschend, sondern nur in kleineren Partien der grösstentheils aus moirirtem Mikroklin bestehenden Einsprenglinge, z. Th. Karlsbaderzwillinge. Derartiger *moirirter* Mikroklin ist auch in mehreren anderen Groruditen, z. B. einem Grorudit von Oslo (?) ganz allgemein. Die Mikrostruktur dieses moirirten Mikroklins ist dadurch charakterisirt, dass zwei Individuen in Zwillingsstellung nach dem Albitgesetz einander unregelmässig durchdringen, oft mit vorherrschender Grenzfläche der einzelnen Fetzchen parallel $\infty \breve{P} \infty$ {010}, ungefähr wie in Fig. 6, Tab. 22 meiner Arbeit über die Mineralien der Syenitpegmatitgänge (Zeitschr. f. Kryst. B. XVI) eines Mikroklins von Arö. Diese Mikrostruktur scheint sehr häufig mit tafeliger Ausbildung nach $\infty \breve{P} \infty$ {010} verbunden, was auch mit dem von *V. Ussing* beschriebenen ähnlich struirten Mikroklin von Kumerngit und Narsasik der Fall war.[1] Die moirirte Struktur ist oft sehr fein. Ich bezeichne diesen Mikroklin hiermit der Kürze wegen als *Moiré-Mikroklin*, zum Unterschied von dem gewöhnlichen gitterstruirten Mikroklin, welcher kurzweg als *Gitter-Mikroklin* bezeichnet werden kann.

Der vorherrschende Feldspath der Einsprenglinge der Grorudite ist nun aber weder Gitter-Mikroklin, noch Moiré-Mikroklin, sondern Mikroperthit und zwar *Mikroklin-Mikroperthit*. Die krystallographische Ausbildung dieser Einsprenglinge ist gewöhnlich als dicke Tafeln nach {010} mit {001}, {$\bar{2}$01}, {110} und vielleicht noch anderen Flächen. Der Mikroklin

[1] Siehe *V. Ussing*. Alkalifeldspaterne i de sydgrönlandske Nefelinsyeniter. Inaug. Diss. Kjöbenhavn 1893, S. 7, Fig. 1.

ist durchgehends ein feinflammiger Moiré-Mikroklin, mehr oder weniger intim gemischt, mit orientirtem Albit. Der letztere ist dabei gewöhnlich innerhalb der einzelnen Streifen und Fetzen fein zwillingslamellirt nach dem Albitgesetz, während der Mikroklin fast niemals eine eigentliche Zwillingslamellirung zeigt, obwohl unaufhörlich Begrenzungslinien nach der Trace von {010} sich geltend machen. Eine in irgend welcher Weise regelmässige Vertheilung der Albitfetzen im Verhältniss zu den Mikroklinfetzen konnte in keinem Falle beobachtet werden; die gegenseitige Durchdringung schien (abgesehen von der krystallographischen Perthitorientirung) immer ganz gesetzlos. Eine Abwechselung des Aussehens u. d. M. kommt theils durch Verschiedenheiten in der Feinheit der Moirirung des Mikroklins und in den gegenseitigen Grössenverhältnissen der Fetzen des Albits und des Mikroklins, theils auch durch variirende Mischungsverhältnisse der beiden Mineralien zu Stande, indem bald der Mikroklin, bald der Albit vorherrscht. Sehr häufig sind auch unregelmässig orientirte Körnchen vom Albit poecilitisch eingeschlossen.

Derartige Einsprenglinge von dicktafeligem Mikroklin-Mikroperthit, gewöhnlich mit vorherrschendem Moiré-Mikroklin, sind in den Groruditen sehr verbreitet, so in den Gesteinen von Grussletten, von dem Gange am N.O. Ende von Alunsjö, von dem Gang zwischen Gubbefjeld und Aurevand, von Movand und Greveveien, von dem Gange Ö von Bredsjö, von den Gängen östlich vom Lougenthal (bei Kallerud, N.W. von Lisæter etc.) und von Kollen in Slemdal, u. s. w. In mehreren Groruditen, z. B. im Gestein von Rotnæs kamen Mikroklin-Mikroperthit-Einsprenglinge vor, gemischt mit solchen von Gittermikroklin und Moiré-Mikroklin. Die Korngrösse der Einsprenglinge von Mikroklin-Mikroperthit variirt bei den verschiedenen Vorkommen nur wenig; sie ist gewöhnlich nur 2 bis 5 mm., selten bis 1 cm. (Grussletten z. Th.), oft noch kleiner. Häufig sind die Feldspatheinsprenglinge zusammengehäuft in grösserer Anzahl (Grussletten); einige Vorkommen sind relativ sehr arm an Einsprenglingen.

Die Mikroperthit-Einsprenglinge der Grorudite sind sehr allgemein voll von unzähligen winzigen Interpositionen von Aegirinkörnchen und kurzen Aegirinnädelchen; diese ihrer geringen Grösse wegen fast farblosen staubartigen kurzen Nädelchen sind häufig so dicht angehäuft, dass der Feldspath stellenweise ganz trübe erscheint. Häufig sind dieselben auch zonar angeordnet; sie fehlen nur selten. Es verdient bemerkt zu werden, dass dieser oft bis zur globulitischen Grösse herabsinkende, äusserst feine Aegirinstaub sich immer scharf unterscheidet von dem Aegirin der Grundmasse, deren Dimensionen, auch wenn sie sehr klein sind, dennoch

theils anders ausgebildet, theils gewöhnlich grösser sind als bei dem in dem Feldspath eingeschlossenen Staub. Dagegen fehlen grössere Interpositionen von Aegirin im Feldspath der Einsprenglinge in der Regel fast vollkommen (ich habe solche nur ausnahmsweise in den Gesteinen von Grussletten, Bredsjö etc. beobachtet), während ausnahmsweise Krystalle und Krystallbruchstücke einer eigenthümlichen *Hornblende* bisweilen recht zahlreich eingewachsen sind. Es scheinen diese Umstände zu beweisen, dass während der Krystallisation der Feldspatheinsprenglinge nur wenige grössere Einsprenglinge von Aegirin, dagegen massenhaft ganz winzige Mikrolithe desselben im Magma herumgeschwommen haben, während gleichzeitig schon grössere Hornblendeeinsprenglinge mehr reichlich auskrystallisirt waren. Der Aegirin der Grundmasse ist deshalb jedenfalls bei weitem zum grösstem Theil wohl *nach* den Feldspatheinsprenglingen auskrystallisirt, z. Th. wohl vielleicht durch Weiterwachsen feiner Aegirinmikrolithe derjenigen Beschaffenheit, wie sie in den Feldspatheinsprenglingen aufbewahrt sind. Alle diese Verhältnisse sind besonders gut im Grorudit von Grussletten zu studiren.

Die perthitische Verwachsung des Moiré-Mikroklins und des Albits ist unzweifelhaft von primärer Entstehung; ebenso ist die nicht ganz seltene poecilitische Verwachsung von Mikroklin mit kleinen, nicht orientirten eingeschlossenen Albitkörnchen wohl auch primär. Dagegen dürfte das im Folgenden zu beschreibende Zusammenvorkommen beider Feldspäthe unzweifelhaft nicht von ursprünglicher Bildung sein.

Im Grorudit von Grussletten, Bredsjö, Movand etc. finden sich sehr häufig Einsprenglinge von Moiré-Mikroperthit, welche in gewöhnlichem Licht hie und da hellere Partien ohne den gewöhnlichen Aegirinstaub, dagegen oft mit kurzen grösseren aber spärlicheren Hornblendenadeln zeigen. Untersucht man diese helleren Partien zwischen gekreuzten Nikols, so zeigen sie gewöhnlich ein buntes Gewirr von radialstrahligen oder in allen Richtungen um einander liegenden Feldspathleisten, in der Regel Albit mit zahlreichen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. Häufig sind ausser den erwähnten Hornblende(Katoforit [1])-Körnchen auch solche von Quarz eingemischt.

In anderen Fällen ist nun dies bunte Gewirr so reichlich vorhanden, dass die äussere Begrenzung der in gewöhnlichem Licht scheinbar einheitlichen Feldspatheinsprenglinge zwischen gekreuzten Nikols fast nur eine dünne, häufig unterbrochene Randzone von in Übereinstimmung mit der

[1] Siehe weiter unten.

äusseren Begrenzung orientirtem Feldspath (häufig zwillingsgestreift nach dem Albitgesetz, jedenfalls in einzelnen Fällen Natronmikroklin) umschliesst, während das ganze Innere aus um einander radialstrahlig, büschelförmig oder roh centrisch, auch ganz wirr angeordneten Albitleisten, theils fast ohne, theils mit Körnchen von blauer Hornblende (Katoforit) besteht. Endlich kann selbst die dünne orientirte Randzone fehlen.

Die Einsprenglinge sind dann in solchen Fällen reine *Pseudomorphosen von tafelförmigem Feldspath mit mehr oder weniger Hornblende und Quarz nach Feldspath.* Merkwürdig ist es, dass diese Pseudomorphosen in manchen Fällen — bei ausgezeichnet erhaltenen Umrissen mit der gewöhnlichen Feldspathbegrenzung — eine wahre *Gesteinsmischung* von Hornblende-Grorudit mit trachytoider oder roh centrischer Structur darstellen. Sie erinnern dann in ihrer Bildung lebhaft an die von *Derby* entdeckten, von *Hussak* beschriebenen Pseudomorphosen von Nephelinsyenit nach Leucit aus mehreren brasilianischen Vorkommen, welche *Zirkel* als *magmatische Perimorphosen* bezeichnet hat.[1]

Auch im vorliegenden Falle ist es sehr schwer zu verstehen, wie aus den einheitlichen Feldspatheinsprenglingen eine reine Gesteinsmischung entstehen konnte; dass keine *Paramorphosen*, entstanden durch blosse molekuläre Umlagerung von Albit und Mikroklin etwa nach Natronmikroklin (Anorthoklas), vorliegen, beweist schon die oft recht reichliche Einmischung von Hornblende(Katoforit)-Körnchen und Quarz. Indessen scheinen ein Paar Beobachtungen, die jetzt erwähnt werden sollen, doch einiges Licht über ihre Bildung zu werfen.

Sehr häufig sind die beschriebenen Pseudomorphosen ausserhalb der ursprünglichen Krystallflächen-Umgrenzung von einer anhaftenden *Randzone* umgeben, welche von verschiedener Beschaffenheit sein kann. Gewöhnlich ist dieselbe ein Gesteinsgemisch von verworren strahligen Feldspathtafeln (Albit) mit kürzeren oder längeren Stengeln von bläulicher Hornblende (Katoforit); diese Hornblende-Säulchen pflegen dann auf die Umgrenzung der ursprünglichen Feldspatheinsprenglinge ungefähr senkrecht angeordnet zu sein. Eine derartige Gesteinszone findet man nun auch häufig um solche Feldspatheinsprenglinge, deren Inneres nur unbedeutend umgewandelt ist, also noch aus in Übereinstimmung mit der Umgrenzung orientirter Feldspathsubstanz besteht; sie ist deshalb unzweifelhaft als ein Rest einer älteren Krystallisation, eines früher auskrystallisirten Gesteingemenges, zusammen mit den Feldspatheinsprenglingen selbst aus der Tiefe mitgerissen, anzusehen.

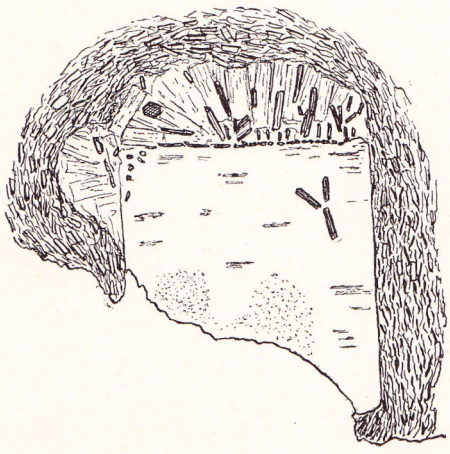
[1] Siehe über diese magmatischen Perimorphosen die Darstellung von *Zirkel* in seiner grossen Petrographie, B. I, S. 724—726 (1893).

Fig. 1 stellt einen Mikroperthit-Einsprengling aus dem Grorudit vom Gange östlich von Bredsjö, in 25-facher Vergrösserung dar.

Der Krystall ist oben und links zuerst von einer anhaftenden Zone von Hornblende-Grorudit umgeben (die langrektangulären, ziemlich grossen Feldspathleisten sind angedeutet; zwischen denselben Stengel von blauem Katoforit). Ausserhalb dieser Zone die feinkörnige, fluidal struirte, gewöhnliche Aegirin-Grorudit-Grundmasse mit dünnen Feldspathtafeln und haarförmigen Aegirinnädelchen.

Die drei Krystalle im Innern des Feldspatheinsprenglings rechts oben bestanden aus Låvenit.

Fig. 1.



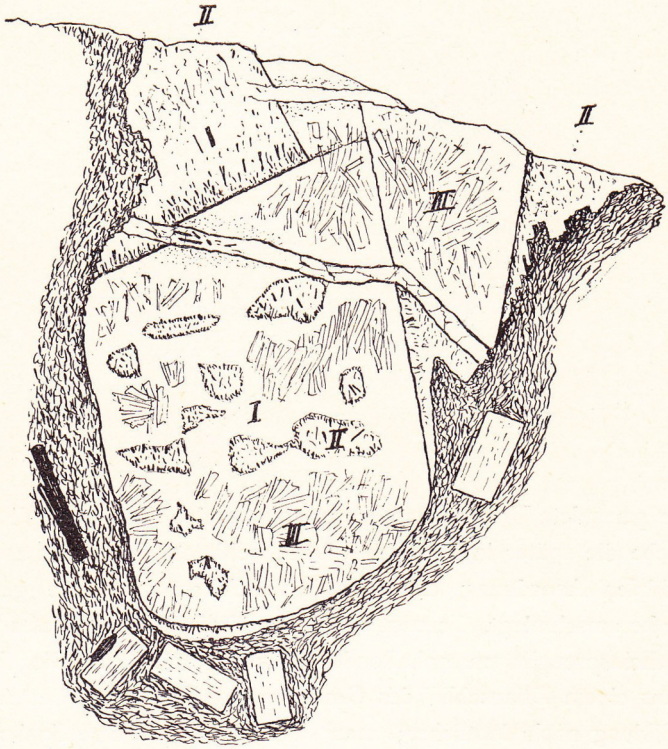
Die gerundete Umgrenzung dieser anhaftenden Kruste und die Weise, auf welche die später in höherem Niveau gebildete Grundmasse sich oft mit fluidaler Anordnung der Aegirin-Nädelchen um diese gerundete Kontur herumschmiegt, bezeugt auch die ältere Bildung dieses an den Feldspatheinsprenglingen anhaftenden Gesteingemisches. Die folgende Figur aus einem Dünnschliff des Grorudits von Grussletten beweist diese ältere Bildung noch deutlicher; man sieht hier, dass eine Spalte durch einen Feldspatheinsprengling sich auch durch die anhaftende Gesteinzone von Hornblende-Grorudit fortsetzt, dagegen nicht durch die später gebildete ordinäre Grorudit-Grundmasse (Fig. 2).

Diese Beobachtung beweist, dass die Einsprenglinge mit der an denselben anhaftenden Kruste von Hornblende-Grorudit schon ein ziemlich festes Gestein, welches aufspalten konnte, gebildet haben muss, ehe die gewöhnliche Aegirin-Grorudit-Grundmasse in höherem Niveau gebildet wurde.

Es ist hier nebenbei von Interesse darauf aufmerksam zu machen, dass diese aus grösserer Tiefe mitgerissenen frühen Krystallisationen fast keinen Aegirin, dagegen reichlich eine nahe verwandte Natron-Eisen-reiche Hornblende (Katoforit) führen (siehe hierüber weiter unten).

Diese anhaftenden Gesteinszonen von Hornblende-Grorudit *um* die Feldspatheinsprenglinge, welche an mehreren Vorkommen von Groruditen sehr verbreitet sind, zeigten nun eine ähnliche Zusammensetzung und Struktur, wie die umgewandelten Partien des Innern der Einsprenglinge selbst oft zeigen. Beide müssen deshalb unter gleichen Umständen gebildet sein.

Fig. 2.



Es ist in dieser Beziehung von Interesse, dass in manchen Fällen die umgebende Kruste der Einsprenglinge nicht aus verworren strahligen Feldspathleisten mit Hornblendestengeln besteht, sondern aus *orientirt abgesetzter* Feldspathsubstanz, in welcher aber die Hornblendestengel auf ganz dieselbe Weise wie in dem sonst gewöhnlichen Gesteinsgemisch reichlich vorhanden sind und ungefähr senkrecht auf die Umgrenzung der Einsprenglinge oder Pseudomorphosen angeordnet sind. Es sind

auch derartige anhaftende Zonen als ein Gestein aufzufassen, obwohl die Struktur keine gewöhnliche Gesteinsstruktur, sondern eine eigenthümliche poecilitische Structur ist.

Auch im Inneren der schon umgewandelten Einsprenglinge finden wir nun häufig orientirte Partien von neugebildetem Feldspath mit reichlich eingeschlossenen Hornblendestrahlen, während solche in den nicht veränderten Theilen fehlen. (Fig. 2 bei II).

Die oben beschriebenen Verhältnisse sind auch an dem in Fig. 2 dargestellten Einsprengling mit seiner anhaftenden Zone vorhanden. Der als I bezeichnete Theil der Einsprenglinge ist einheitlicher Feldspath der ursprünglichen Substanz; diese Substanz zeigt sich zwillingslamellirt nach dem Albitgesetz mit beinahe paralleler Auslöschung, ganz schwacher Doppelbrechung; es dürfte im vorliegenden Falle ziemlich sicher *Natronmikroklin* sein, welcher stellenweise parallel auslöscht und sich als Natronorthoklas verhält (namentlich beiderseits der grössten Spalte beim Ausgang aus dem Krystall). Innerhalb dieser einheitlichen Substanz finden sich Kerntheile (II), welche in gewöhnlichem Lichte scharf hervortreten, weil ihre Umgrenzung durch einen Rand von in das Lumen der Kerne hineinragenden kleinen Kryställchen von blauer Hornblende angegeben ist; 10 solcher Kerne sind an der Figur angegeben. Diese Kerne bestehen, abgesehen von den eingeschlossenen Hornblendesäulchen (z. Th., aber spärlicher, auch Aegirinnädelchen) ebenfalls aus *einheitlichem* orientirtem *Feldspath*, aber von anderem Auslöschungswinkel, c. 14 bis 15° gegen die Seitenkante; dieser Feldspath ist demnach wahrscheinlich Mikroklin. Genau derselbe Feldspath ist nun in den angehefteten Partien, welche mit II bezeichnet sind, auch hier in *orientirter* Anordnung vorhanden, namentlich längs der Grenzfläche des ursprünglichen Feldspathindividuums beiderseits der Ausgehenden der Spalte, sowohl oben links als unten rechts, an beiden Stellen ebenso wie die erwähnten Kerne von Hornblendenädelchen durchspickt. Die Bildung scheint in beiden Arten von Vorkommen dieselbe zu sein. Da nun die orientirte Zone ausserhalb der Grenze des urspünglichen Feldspathindividuums natürlich später als dieses selbst abgesetzt sein muss, scheinen auch die beschriebenen Kerntheile von einheitlichem (nicht zwillingslamellirtem) Mikroklin später gebildet, als die dieselben umgebende Feldspathsubstanz.

Endlich ist als *drittes* Element (III auf Fig.) verworren strahliger. *Albit* in Tafeln nach {010} massenhaft vorhanden; im vorliegenden Falle sind in den Albitfeldern nur unbedeutende Spuren von dunklen Mineralien eingemischt. Auch diese Albitfelder müssen natürlich eine spätere Krystallisation sein; es wird dies dadurch bewiesen, dass sie öfters grosse

Partien längs der Randbegrenzung einnehmen, ja oft fast allein reine Pseudomorphosen nach dem ursprünglichen Feldspath abgeben. Im vorliegenden Falle ist es sehr bemerkenswerth, dass die Albitfelder, so viel ich beobachten konnte, niemals die erwähnten Mikroklinkerne berühren, sondern immer von denselben durch eine, wenn auch schmale Zone von Natronmikroklin (Anorthoklas) getrennt sind.

So verlockend es scheinen könnte die Kerntheile von Mikroklin und die Albitfelder zusammen als eine paramorphe Ersetzung der ursprünglichen Anorthoklassubstanz zu betrachten, so dürfte dies doch kaum berechtigt sein. Die Kerne scheinen nämlich kaum anders als wie gefüllte Lösungsräume betrachtet werden zu können; dies geht aus ihrer Zusammenstellung mit den Anwachstheilen von gleich orientirtem Mikroklin und aus der reichlichen Einmischung mit Hornblendenadeln hervor. Es scheinen dann auch die Albitfelder gefüllte Lösungsräume zu sein; es wird diese Auffassung bestätigt dadurch, dass in den Anwachsfeldern ebenfalls Albitfelder (ausserhalb der orientirten Mikroklintheile) auftreten, auch hier mit der gleichen, verworren strahligen Struktur, aber reichlicher mit Hornblendenädelchen gemischt.

Auch die gleichmässige *Abrundung* des Einsprenglings in Fig. 2 an der unteren Seite desselben beweist, dass in vorliegendem Falle eine Resorbtion, eine theilweise Auflösung des einmal gebildeten Krystalls stattgefunden haben muss. Auf der anderen Seite hat die Neubildung von orientirter Substanz die geradlinige Krystallbegrenzung wiederherzustellen versucht, was aus der zackigen Contourlinie der Anwachszonen und der linken Seite des Krystalls selbst hervorgeht.

Dass alle diese Vorgänge schon in grösserer Tiefe stattgefunden haben, beweist schon die oben hervorgehobene Beobachtung über die Spalte, welche nicht durch die ordinäre Grundmasse fortsetzt.

Wahrscheinlich sind Einsprenglinge von verschiedenem Alter vorhanden. Neben dem näher beschriebenen umgewandelten Einsprengling in Fig. 2 liegen ganz scharfeckige, nicht umgewandelte *kleine* Mikroperthit-Einsprenglinge in der Grundmasse des Grorudits vertheilt. Da diese keine der eben beschriebenen Umwandlungsvorgänge zeigen und nicht von Anhaftzonen umgeben sind, liegt es nahe, daran zu denken, dass sie von etwas späterer Bildung sind.

Die ganze Bildungsgeschichte des fertigen Gesteins löst sich dann in eine Reihe wechselnder Vorgänge auf; Krystallisation und Resorbtion haben einander gewiss oft wiederholt abgelöst, und die Gebilde der «älteren Generation», der grösseren Tiefe sind gar nicht auf einen einzigen, scharf abgegrenzten Verlauf zu beziehen. Im Gegentheil, den

Schwankungen in Temperatur, Druck und Umgebung beim Aufsteigen des Magmas durch die Spalten in höhere Räume müssen proportionale Schwankungen in den Vorgängen der Differentiation, Krystallisation und Resorbtion entsprochen haben, und die Resultate dieser gesammten Vorgänge spiegeln sich deshalb beim nähern Studium im Gesteinsgemisch selbst ab. Der chemische Inhalt wie auch die äussere Begrenzung der Producte der Krystallisation und Resorbtion werden bei tieferem Eindringen in diese Verhältnisse nach und nach erlauben auf die Gesetze der Gesteinsbildung bestimmtere Schlüsse zu ziehen. Und für derartige Studien werden eben die Relicte der verschiedenen älteren Generationen die Hauptquellen der Erforschung der Bildungsgeschichte eines jeden Gesteins abgeben müssen.

Es scheint nach den gesammten oben angeführten Beobachtungen zweifellos, dass die Umwandlung der zuerst gebildeten Feldspatheinsprenglinge schon in grösserer Tiefe stattgefunden haben muss, früher als die Auskrystallisation der gewöhnlichen Mikroperthiteinsprenglinge und namentlich früher als die Krystallisation der ordinären Grorudit-grundmasse in höherem Niveau.

Die Umwandlung erscheint nur erklärlich durch die Annahme, dass das Gesteinsmagma zuerst auf Spalten eindringend die schon gebildeten Einsprenglinge theilweise aufgelöst haben muss, und dann nachträglich, theils mit orientirter Feldspathsubstanz, theils mit verworren strahliger Structur (Albit), wieder an den durch die Lösung gebildeten Hohlräumen auskrystallisirt ist.

Äusserst auffallend und sehr schwierig zu verstehen ist es dabei immerhin, weshalb so oft die äusseren Theile der Einsprenglinge und namentlich dann die äussere Umgrenzung derselben so vollkommen erhalten sind.

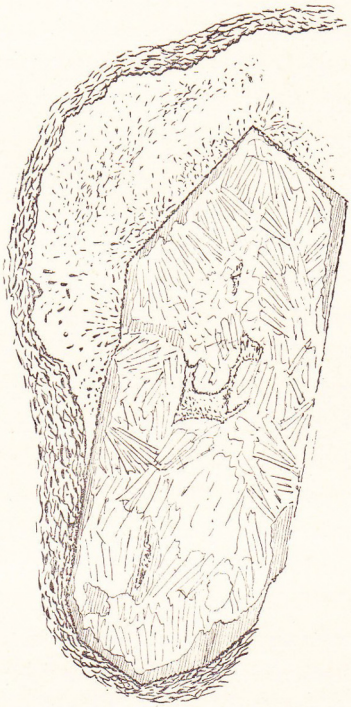
Als Beispiel kann hier Fig. 3 dienen.

Das Innere besteht wesentlich aus verworren strahligem *Albit:* längs der ursprünglichen Krystallbegrenzung innerhalb derselben eine unterbrochene Randzone von Natronmikroklin (Anorthoklas). Drei Kernpartien mit reichlichen Hornblendenädelchen. Oben links Anhaft-Zone von älterer Grundmasse (aus verworren strahligem Albit und Hornblendestengelchen). Ausserhalb dieser die jüngere ordinäre Aegirin-Grorudit-Grundmasse.

Es ist äusserst wahrscheinlich, dass diese in den Groruditen so häufigen Bildungen mit den bekannten von *Derby*, *Hussak*, *Fr. Williams* u. a. beschriebenen «Pseudokrystallen» von Gestein (Foyait) nach Leucit zusammenzustellen sind. Wenn *Hussak*, welcher in seinen beiden Aufsätzen im Neuen Jahrbuch (1890 I und 1892 II) äusserst interessante

Mittheilungen über seine «Leucitpseudokrystalle» geliefert hat, dieselben als «*Paramorphosen von Gesteinsmasse nach Leucit*» bezeichnet, kann diese Charakteristik nicht für die oben beschriebenen Gebilde passen; der Begriff der Paramorphose setzt ja voraus, dass nur eine Änderung des Gefüges, nicht der Substanz bei der Pseudomorphosirung stattgefunden habe. Im vorliegenden Falle ist aber unzweifelhaft nicht nur die Struktur geändert, sondern die Substanz ist jedenfalls in manchen Fällen eine andere, nicht mehr die ziemlich reine Feldspathsubstanz, sondern die Substanz des Gesteinsgemisches mit mehreren Procent Eisenoxyden etc. etc. Von Paramorphosen kann deshalb hier kaum die Rede sein, jedenfalls nicht im ursprünglichen Sinne dieses Begriffs.

Fig 3.



Einsprengling von Feldspath aus dem Grorudit von Grussletten. $^{25}/_{1}$

Auch die Bezeichnung *Zirkels* als *Perimorphosen* passt nicht auf die vorliegenden Bildungen, wenn die gewöhnliche Bedeutung dieses Begriffs aufrecht gehalten wird; es ist hier nicht von Kernkrystallen die Rede, sondern nach meiner Ansicht von wirklichen Pseudomorphosen.

Dagegen ist es gewiss richtig, was sowohl *Hussak* als *Zirkel* hervorgehoben haben, dass die stattgefundenen Umwandlungen auf einen magmatischen Einfluss bezogen werden müssen. Die am meisten abweichenden Endprodukte der Umwandlung sind wahre *magmatische Pseudomorphosen* von einem Gestein (Hornblende-Grorudit oder, da Quarz gewöhnlich fehlt, richtiger Hornblende-Sölvsbergit) nach Feldspath; von diesem Extrem finden sich alle Übergänge zu den nur ganz anfangsweise zersetzten, in fast ursprünglicher Beschaffenheit erhaltenen Einsprenglingen.

Eine Anzahl weiterer Einzelheiten dieser merkwürdigen Bildungen können besser auf eine spätere Gelegenheit aufgeschoben werden.

Über die Feldspäthe der gewöhnlichen Grorudit-Grundmasse siehe weiter unten bei der Structur der Grorudite.

Der **Quarz** der Grorudite gehört fast ausschliesslich der Grundmasse an und kommt, so viel ich beobachten konnte, nur äusserst selten als Einsprengling vor, obwohl sein Auftreten in einigen Grorudıten beim ersten Anblick den Eindruck von einsprenglingsartigem Auftreten geben kann.

Gewöhnlich ist er als durchgehends *letzte Bildung* nur vorhanden als Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspäthen der Grundmasse, in allen Richtungen von den früher auskrystallisirten Aegirinnadeln der Grundmasse durchspickt, sonst aber sehr rein und frei von Einschlüssen; auch Flüssigkeitseinschlüsse scheinen in dem Quarz der meisten Grorudite auffallend spärlich vorhanden zu sein und fehlen oft.

In der panidiomorph struirten Grundmasse des Grorudits von Varingskollen muss der Quarz *theilweise* früher als der Grundmassen-Aegirin gebildet sein, indem seine roh begrenzten Körner (ca. 0.05 bis 0.1 mm. gross) in der Mitte häufig frei von Aegirineinschlüssen aber randlich von um seine Umgrenzung angeordneten Nädelchen von Aegirin umkränzt sind und in den peripherischen Theilen auch dieselben einschliessen. Die Quarz- und die Aegirin-Bildung muss demnach hier jedenfalls *theilweise gleichzeitig* stattgefunden haben. Der Quarz führt hier übrigens eigenthümliche Einschlüsse mit folgenden Eigenschaften: sie sind fast farblos, elliptisch oder länglich (höchstens 0.012 breit, 0.02 lang), die Lichtbrechung theils etwas stärker, theils schwächer als die des Quarzes, die Doppelbrechung schwach, weniger stark als beim Quarz, Auslöschung parallel oder nahezu parallel. Einige der grössten sind stabförmig verlängert und schliessen bisweilen äusserst winzige Nädelchen von Aegirin ein; auch diese sind wie die übrigen ganz abgerundet an allen Ecken. Was diese Einschlüsse sind, ist schwierig zu entscheiden; einige derselben, die stärker lichtbrechenden, könnten vielleicht Apatit sein. Für die meisten aber passt diese Annahme nicht.

Diese Einschlüsse sind in einigen Körnern des Quarzes im Grorudit von Varingskollen ziemlich zahlreich, in anderen Groruditen habe ich sie nicht beobachtet.

In einzelnen Groruditen zeigt der Quarz der Grundmasse über grössere Partien der Schliffe einheitliche Orientiruug, ist aber sonst voll von Einschlüssen der Feldspäthe und Aegirinnädelchen der Grundmasse (z. B. Grorudit Oslo etc.); die Structur der Grundmasse wird dadurch stellenweise ausgesprochen poecilitisch. Eine derartige poecilitische Structur ist ziemlich verbreitet.

In mehreren Groruditen (z. B. Grussletten, Kollen etc.) finden sich grössere Quarzpartien, theils einheitlich, theils aus agglomerirten Quarzkörnchen bestehend, welche in gewöhnlichem Licht beim ersten Anblick wie Einsprenglinge aussehen. Indessen zeigt ihre Form (gewöhnlich flach linsenförmig oder unregelmässig), ihre Lage in Bezug auf die stellenweise fluidale Structur der Grundmasse, sowie namentlich der Umstand, dass die umgebenden Aegirinnadeln von allen Seiten her in den Quarz hineinstecken, dass auch dieser Quarz nur eine letzte Krystallisation auf offenen Räumen darstellt.

Nur in zwei Groruditen, aus einem Gang N.W. vom Lisæter und aus dem Gang bei N. Döli beobachtete ich Quarz als unzweifelhafte Einsprenglinge mit dihexaëdrischer Begrenzung oder als gerundete Körner von ca. 0.1 mm. im Durchmesser; sie sind nur unbedeutend durch eingeschlossene Aegirinnädelchen verunreinigt und recht zahlreich vorhanden.

Die Menge des Quarzes ist bei den verschiedenen Vorkommen innerhalb weiter Grenzen schwankend; wie die Analysen zeigen, wenigstens zwischen ca. 37 und ca. 20 Procent; die nicht analysirten Vorkommen zeigen aber theilweise einen bei weitem niedrigeren Gehalt. Es dürften wahrscheinlich alle Gehalte von Quarz zwischen ca. 40 % und bis unterhalb 10 % auftreten.

Der Aegirin der Grorudite tritt theils als Einsprengling, theils in der Grundmasse auf.

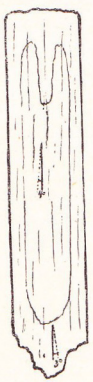
Die *Einsprenglinge* von Aegirin sind immer langprismatisch ausgebildet, makroskopisch tief schwarz gefärbt. Im Grorudit von Varingskollen erreichen sie eine Grösse von bisweilen 15 bis 20 mm. bei einer Dicke von 1 bis 1½ mm.; auch im Gestein von Kallerud im Lougenthal sind zum Theil ziemlich grosse Aegirineinsprenglinge vorhanden, ebenso im Gestein von Grussletten (namentlich in der Grenzzone) obwohl nie so gross als im Grorudit von Varingskollen; gewöhnlich sind die Einsprenglinge des Aegirins aber klein, selten mehr als 3 bis 4 mm. lang,

$^1/_4$—$^1/_2$ mm. dick, so dass sie makroskopisch nur wenig hervortretend sind. Auch sind sie in der Regel nicht sehr zahlreich, in einem grösseren Dünnschliff häufig nur fünf bis zehn Stück. Der Aegirin der Einsprenglinge bildet gewöhnlich sehr scharf ausgebildete, bisweilen sogar schön messbare Krystalle, begrenzt von ∞P $\{110\}$, $\infty P\infty$ $\{100\}$ in der Vertikalzone, mit P $(\bar{1}11)$ und $(\bar{1}\bar{1}1)$, seltener dazu noch $P\infty$ $\{\bar{1}01\}$ am Ende.

Die Substanz der Einsprenglinge dürfte in der Regel von ziemlich reiner Aegirinzusammensetzung sein; jedenfalls sind die meisten Schnitte von den meisten Vorkommen sehr homogen und zeigen die optischen Verhältnisse des Aegirins in typischer Ausbildung, in der Symmetrieebene Auslöschungswinkel von —1 bis 4^0, selten mehr, Absorbtion $\mathfrak{a} > \mathfrak{b} > \mathfrak{c}$ mit $\mathfrak{a}$ rein grün bis bläulich grün, $\mathfrak{b}$ olivengrün bis grasgrün, seltener ebenfalls bläulich grün, $\mathfrak{c}$ gewöhnlich gelblich, grünlich gelb bis bräunlich gelb.

Recht häufig sieht man auch in den Einsprenglingen eine hervortretende ursprüngliche zonare Structur, wobei die äussere Zone überhaupt stärkere Absorbtion und mehr bläulich grüne Farben aufweist (Achse $\mathfrak{a}$ blaugrün, Achse $\mathfrak{c}$ etwas mehr grünlich gelb) als die inneren Kerntheile. Ein nennenswerther Unterschied der Auslöschung in schiefen Schnitten zeigt sich häufig nicht, in andern Fällen auffallend. So zeigten z. B. die sehr grossen Einsprenglinge des Grorudits von Grussletten in der

Fig. 4.



Aegirin-Einsprengling aus Grorudit von Grussletten.
Kern und Randzone mit Auslöschung nach entgegengesetzter Seite.

Randzone und im grösseren Kern 2 bis 3^0 Auslöschung nach entgegengesetzter Seite; die äussere Zone dürfte nach der Orientirung in Bezug auf

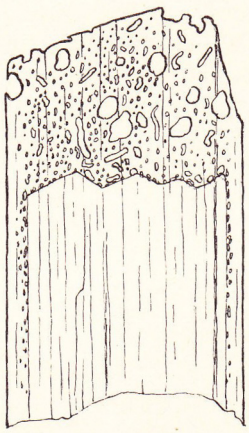
die Endflächentracen typischer Aegirin, die inneren Theile ein dem Aegirin äusserst nahe stehender Aegirin-Augit sein. Andere Schnitte der Aegirineinsprenglinge desselben Gesteins zeigten keine Zonarstruktur.

Sehr häufig, obwohl gar nicht durchgehends, sind die Einsprenglinge des Aegirins *Zwillinge* nach dem gewöhnlichen Gesetz.

An einigen Vorkommen (z. B. Gubbefjeld-Aurevand) sind die grösseren Aegirinschnitte auffallend stark *blaugrün* gefärbt mit ungewöhnlich starkem Pleochroismus.

Die Einsprenglinge des Aegirins pflegen sehr frei von Einschlüssen jeder Art zu sein. An Vorkommen mit sehr grossen Aegirineinsprenglingen ist jedoch bisweilen die äussere Randzone (welche wie gewöhnlich namentlich an den Enden der Krystalle abgesetzt ist) voll von Einschlüssen; so ist z. B. der Aegirin des Grorudits von Varingskollen in den grösseren Einsprenglingen reich an poecilitisch eingeschlossenen Körnchen von Quarz, Aegirinnädelchen und unbestimmbaren Einschlüssen; die eingeschlossenen Quarzkörnchen sind dann denen der umgebenden Grundmasse völlig gleich, nur die meisten viel kleiner, einige von derselben Grösse wie diejenigen der Grundmasse, ein Beweis dafür, dass diese äusseren Theile der Aegirineinsprenglinge während der Bildung der Grundmasse abgesetzt sind.

Fig. 5.

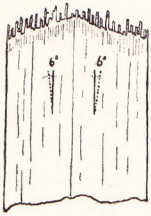


Einsprengling von Aegirin mit Einschlüssen von Quarz etc. (Varingskollens Grorudit). $^{16}/_{1}$

Manchmal sind die grösseren Aegirineinsprenglinge zerbrochen, zu Splittern zertrümmert etc. und an den abgebrochenen Stücken ist später neue orientirte Substanz abgesetzt, wie gewöhnlich von mehr bläulich

grüner Farbe, derselben Farbe, welche auch die grösseren Aegirinnädelchen der Grundmasse in der Regel zeigen. Diese, wie die oben genannten

Fig. 6.



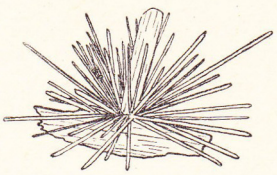
Zwilling von Aegirin; am Ende in orientirte Aegirinnädelchen auslaufend. Grorudit Grussletten; stark vergrössert.

Beobachtungen, beweisen deutlich genug, dass bei den meisten, ja bei allen von mir untersuchten Groruditen (wenigstens) zwei getrennte Generationen von Aegirin vorhanden sind, welche unter etwas abweichenden Bedingungen gebildet sein müssen. Die ältere Generation ist durch die Kerntheile der Einsprenglinge repräsentirt, die jüngere, durch ihre Randzone und durch die Aegirinnädelchen der Grundmasse vertreten. Nach (und während) der Bildung der älteren Generation ist die schon theilweise krystallisirte Masse in Bewegung gewesen, wodurch die zuerst ausgeschiedenen Krystalle geknickt sind etc. Bei den feinkörnigen Groruditen tritt dieser Unterschied zwischen dem Aegirin der Einsprenglinge und der Grundmasse sehr scharf hervor, bei einigen Vorkommen von gröberem Korn der Grundmasse (z. B. Kollen in Slemdal, Grussletten z. Th etc.) ist der Unterschied dagegen oft sehr schwierig nachzuweisen.

Der Aegirin *der Grundmasse* ist bei den meisten Vorkommen als dünne lang ausgezogene Nädelchen ausgebildet; es sind diese Nädelchen, welche allen Groruditen eine mehr oder weniger hervortretende grüne Farbe verleihen. Bei einigen Vorkommen (namentlich Gangmitte des grossen Ganges bei Grussletten, Rotnæs, Aurevand-Gubbefjeld, Kollen) ist der Aegirin der Grundmasse jedoch nicht vorwiegend als ganz winzige Nädelchen, sondern meistens als relativ kurze, dicke, häufig zerbrochene oder am Ende unregelmässig spiesförmig verjüngerte Körner von etwas gröberen Dimensionen ausgebildet. Diese Aegirinkörner, welche dann häufig Dimensionen von 0.01—0.05 mm. (auch bei diesen Dimensionen oft Zwillinge) besitzen, sind bei den meisten Vorkommen sehr ausgesprochen *blaugrün* gefärbt, mit starkem Pleochroismus. Bisweilen sieht man dann auch, dass von diesen gröberen unregelmässigeren Körnern

als Ansatzpunkten feine Nädelchen von Aegirin in sphærolith-artigen Gruppirungen ausstrahlen.

Fig. 7.



Aegirinnädelchen ausstrahlend aus grösseren Aegirinkrystallen; Grundmasse des Grorudits von Grussletten bis Grorud; stark vergrössert.

Die meisten Vorkommen zeigen aber wie gesagt, den Aegirin als *feine Nädelchen* ausgebildet; die Dimensionen sind sehr verschieden, beim Vorkommen von Grussletten z. B. sind unter den grösseren Nadeln auch massenhaft solche von einer Dicke von 0.01 bis 0.02 mm. Im Grorudit von Varingskollen sind die Nädelchen durchschnittlich nicht 0.01 mm. dick. Im Grorudit von Kallerud im Lougenthal sind sie durchschnittlich wohl kaum mehr als 0.001 mm. und in der Grundmasse des ganz schmalen Ganges an der N.O.-Ecke des Alaunsees sinken die Dimensionen noch weiter herab, indem der Aegirin hier meistens ein feines Filz bildet. Dieser filzartige Aegirin scheint überhaupt nur in den Gesteinen ganz kleiner Gänge vorzukommen.

Auch ziemlich kleine Nädelchen des Grundmassen-Aegirins zeigen noch deutlich beinahe parallele Auslöschung und bisweilen, wenn sie nicht zu klein sind, — auch noch deutlichen Pleochroismus. Am Ende scheinen die kleinen Nädelchen gewöhnlich abgerundet. Die kleinen Grundmassen-Aegirine erscheinen, so viel ich gesehen habe, vollständig einschlussfrei. Sie sind jedenfalls bei den quarzreichen Groruditen zum grössten Theil *früher* als der Quarz gebildet (Grussletten etc.), nur beim Grorudit von Varingskollen gewiss auch z. Th. nach dem Quarz der Grundmasse; dagegen scheinen sie häufig z. Th. gleichzeitig mit, z. Th. nach dem Feldspath der Grundmasse gebildet, obwohl auch früher als der Feldspath auskrystallisirte Aegirinnädelchen immer reichlich vorhanden sind.

Der Aegirin der Grundmasse ist bei den Groruditen im Allgemeinen sehr frisch und unzersetzt; nur ganz ausnahmsweise ist er, wie auch der Aegirin der Einsprenglinge, zersetzt, wobei gewöhnlich reichlich Eisenoxydhydrat (bisweilen auch Magnetit) ausgeschieden ist. Mit dem Eisenoxydhydrat, welches dann bisweilen reine Pseudomorphosen von Aegirin

bildet, sind häufig auch Absätze von *Manganoxyden*, welche in dendritischen Massen von Spalten aus das Gestein erfüllen, verbunden (z. B. im Gestein von Lisæter im Kirchspiel Svarstad, Lougenthal). Wenn diese Zersetzung durch die ganze Gesteinsmasse verbreitet ist, erhält das Gestein ein bräunlich geflecktes Aussehen oder kann sogar gleichmässig tiefbraun gefärbt werden, was jedoch sehr selten der Fall, indem die Grorudite in der Regel sehr frische Gesteine darbieten.

Ganz ausnahmsweise kommt Aegirin auch selbst als pseudomorphe Bildung nach natronreicher Hornblende vor; dies ist z. B. der Fall mit pseudomorphosirten Einsprenglingen von Hornblende im Grorudit von der Grafenstrasse (Greveveien). Über die muthmaassliche chemische Zusammensetzung des Aegirins siehe weiter unten.

Die Hornblendemineralien der Grorudite.

In dem Grorudit von Grussletten bis Grorud finden sich kleine Einsprenglinge eines Hornblendeminerals mit folgenden Eigenschaften. Eine Anzahl sehr langer Längsschnitte zeigte ungewöhnlich grosse Auslöschungswinkel (nämlich 38° bis 42°; da mehrere dieser Schnitte Zwillingen nach $\infty P \infty$ {100} angehörig waren, und in einigen derartigen Schnitten einerseits die Auslöschung in beiden Individuen gleich gross, ferner auch die Zwillingsgrenze der Umgrenzung und den Spaltbarkeitsrissen parallel war, müssen diese Schnitte der Vertikalachse parallel sein und wahrscheinlich der Fläche $\infty P \infty$ {010} ziemlich nahe liegen. In zwei derartigen, sehr lang ausgezogenen Zwillingskrystallen wurde der Auslöschungswinkel zu 41° bestimmt. Diese Schwingungsrichtung zeigte sich beim Prüfen mit einem Gypsblättchen (Roth 1ster Ordnung) als die Richtung der kleinsten Elasticität. c. Der Winkel c : c also = ca. 41°, ein für Hornblende recht ungewöhnlicher Winkel.

Die Absorbtionsverhältnisse wurden in einer grösseren Anzahl Schnitte (unter stetiger Controlle mit dem Gypsblättchen) bestimmt zu $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$ mit geringem Unterschied der Absorbtionsgrösse der Strahlen c und a. Die Absorbtionsfarben waren:

- $\mathfrak{b}$ braunroth oder tief weinroth, oft ungefähr an die Farbe dicker Schichten von Rauchtopas erinnernd;
- $\mathfrak{c}$ hell graugelb, röthlich gelb bisweilen mit Stich ins Grüne;
- $\mathfrak{a}$ hell grünlich gelb bis grünlich blau.

In einigen Schnitten herrschten hell bläulich grüne Farben.

Die Axenebene wie gewöhnlich die Symmetrieebene.

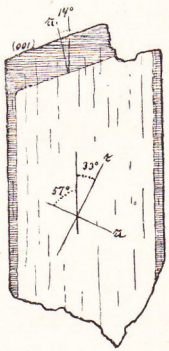
Eine ganz nahe verwandte Hornblende fand sich in einem Hornblende-Sölvbergit eines grossen Gerölles vom Lougenthal, unzweifelhaft aus einem Gang in der Nähe stammend; hier waren aber die Absorbtionsfarben noch stärker röthlich mit folgenden Farben:

b braunroth, > c heller gelbroth bis röthlich-gelb, > a ganz hell gelbröthlich mit Stich ins Grüne.

Der Auslöschungswinkel in Schnitten ungefähr parallel zur Symmetrieebene (auf ähnliche Weise wie oben in Schnitten von Zwillingen) war hier geringer, nämlich nur ca. 31°.

Eine sehr nahe übereinstimmende Hornblende fand ich auch in einem hornblendeführenden Sölvbergit, eingesammelt von Herrn Amanuensis *C. Damm* an der Eisenbahnlinie zwischen Tjose und Åklungen am See Farrisvand (169.6 Kilometer von Kristiania) aus einem Gang in

Fig. 8.



Hornblende (Katoforit) mit orientirter Randzone von Arfvedsonit, aus Sölvbergit von der Bahnstrecke Tjose-Åklungen am Farris-See, 169.6 Kilometer von Kristiania.

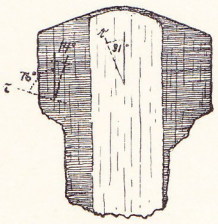
Augitsyenit. In dieser Hornblende wurde der Auslöschungswinkel c : c bestimmt zu ca. 33°, mit Pleochroismus.

b tief braunroth, > c hell bräunlich grün bis gelbgrün, > a hell röthlich gelb bis grünlich gelb.

An den beiden letzterwähnten Vorkommen war die genannte Hornblende mit Arfvedsonit (im Gestein von Tjose auch mit Riebeckit) verwachsen; der Arfvedsonit bildet in beiden Gesteinen regelmässig eine dünnere oder dickere Randzone um dieselbe; namentlich an den Endflächen aufgelagert; diese Umwachsung scheint jedenfalls in diesen beiden Gesteinen primär zu sein, obwohl eine sekundäre Bildung des Arfvedsonits nicht ausgeschlossen scheint. Es zeigte sich nun, dass in dieser orientirten Verwachsung der Arfvedsonit (mit Auslöschungswinkel a : c = 14° und Absorbtionsfarben: a grünblau, > b lavendelblau bis

grauviolet, $> c$ olivengrün) durchgehends *nach entgegengesetzter* Seite auslöscht. In einem Schnitte, begrenzt von den Tracen von $\infty P \infty$ {100} und oP {001} mit scharfen Krystallkanten, konnte constatirt werden,

Fig. 9.



Hornblende (Katoforit) aus Geröllen von Sölvbergit vom Lougenthal; mit Randzone von arfvedsonitischer Hornblende.

dass die grösste Elasticitätsachse des Arfvedsonits mit Auslöschung $a : c = 14^0$ und die grösste Elasticitätsachse der braunrothen Hornblende mit Auslöschung $a : c = 57^0$ beide im stumpfen Winkel β liegen. Der kleinste Auslöschungswinkel beider bezieht sich deshalb beim Arfvedsonit auf die grösste, bei der braunrothen Hornblende auf die kleinste Elasticitätsachse und liegt beim ersten im stumpfen, beim zweiten im spitzen Winkel β.[1]

Eine entsprechende Beobachtung hat *W. Cross*[2] für Verwachsungen zwischen Arfvedsonit und braunen Hornblenden gemacht.

Auch in verschiedenen anderen Groruditen als in denjenigen von Grussletten findet sich eine sehr nahe verwandte Hornblende, so in dem Grorudit westlich vom See Aurevand etc. In dem Grorudit von Kapteinshöiden, sowie in dem nahe verwandten Gestein eines Steinbeils von Maridalen und in dem Grorudit des Ganges östlich von Bredsjö findet sich ebenfalls eine ähnliche Hornblende. In Schnitten ungefähr nach der Symmetrieebene (an Zwillingen nach $\infty P \infty$ {100} wurde für den Winkel $c : c$ gemessen: 58^0, resp. $56—57^0$. Das Absorbtionsschema war $b > c > a$, mit äusserst geringem Unterschied der Stärke der Absorbtion zwischen c und a; Absorbtionsfarben für b bräunlich roth, für c hell rauchgrau

[1] Dass der kleinste Auslöschungswinkel beim Arfvedsonit im stumpfen Winkel β liegt, hatte ich schon früher beobachtet; in meinen Bemerkungen über den Arfvedsonit (Zeitschr. f. Kryst. B. XVI) hatte ich aber die betreffende Elektricitätsrichtung nicht sicher bestimmen können (meine Schliffe zeigten zu starke Absorbtion um mit den Gypsblättchen sichere Resultate zu erhalten) und deshalb *mit Fragezeichen* (l. c. Tab. 16, Fig. 5) als die kleinste Elasticitätsachse angeführt. Diese unrichtige Angabe hat *Rosenbusch* später (Mikr. Phys. B. I, 3te Ausg., S. 565) berichtigt, welche Berichtigung ich jetzt bestätigen konnte.

[2] Cfr. *Rosenbusch*, Mikr. Phys. l. c. S. 567—568.

(röthlich grau), für a hell grünlichblau oder bläulichgrün. Die Absorptionsfarben dieser Hornblende zeigten überhaupt mehr bläulichgrüne Farben, als bei den übrigen oben genannten Vorkommen. Terminale Flächen wurden an den Schnitten nicht beobachtet.

Die Doppelbrechung sämmtlicher oben erwähnten Hornblenden ist klein, ungefähr wie beim Arfvedsonit. Der optische Charakter, die Grösse der Achsenwinkel und die Art der Dispersion konnte nicht näher ermittelt werden, da die geringe Grösse der im Gestein eingewachsenen Individuen keine orientirten Schliffe zu verfertigen erlaubte.

Die jetzt beschriebene Reihe von Hornblenden unterscheidet sich durch ihre Verhältnisse von sämmtlichen bis jetzt genauer bekannten Hornblendemineralien, durch ihre Absorbtionsverhältnisse und Auslöschungswinkel. Das Absorbtionsschema $b > c > a$ ist bis jetzt nur für sehr wenige, namentlich für zwei von *A. Osann* erwähnte Hornblenden bekannt. Die eine derselben war eine braungrüne Hornblende aus Andesit von Hoyazo, Cabo de Gata; die Absorbtionsfarben dieser Hornblende: b grünbraun, c dunkelgrüngelb und a hell grünlichgelb, sind aber verschieden von den vorherrschend röthlichen Farben der oben beschriebenen Reihe, und der Auslöschungswinkel, da die Hornblende von *Rosenbusch* unter basaltischen Hornblenden angeführt wird,[1] wahrscheinlich wie gewöhnlich bei diesen klein (?). Anders verhält es sich mit der zweiten, ebenfalls von *Osann* beschriebenen[2] (von Rosenbusch nicht erwähnten) Hornblende mit Absorbtionsschema $b > c > a$. Diese stammte aus dem Sanidinit vom Krater Lagoa do Fogo auf São Miguel (Azoren); der Pleochroismus dieser Hornblende war nach *Osann:* b dunkelbraun, > c dunkelgrünbraun, > a braun, mit Auslöschungsschiefe auf Spaltblättchen nach $\infty P \{110\}$ von «ca. 23°, was auf eine Schiefe von ca. 34° auf $\infty \breve{P} \infty \{010\}$ schliessen lässt»; starke Dispersion $\varrho > v$. *Osann* führt ferner an, dass andere Individuen blaugrüne, ausser braunen Farben zeigten; eine derartige Hornblende, welche blaugrün durchsichtig war, wurde von *Osann* analysirt (siehe weiter unten). Die Auslöschungswinkel der Groruditthornblenden liegen ebenfalls, wie die obigen Beobachtungen erweisen, zwischen denjenigen des Barkevikits und des Arfvedsonits und stimmen also auch in dieser Beziehung mit der von *Osann* beschriebenen Hornblende überein.

Wahrscheinlich eine nahe verwandte Hornblende hat auch *E. Pacheco do Canto e Castro* aus azorischen Trachyten erwähnt; er nennt dieselbe

[1] Die Originalabhandlung *Osann's* ist bei *Rosenbusch* (Mikr. Phys. B. I, 3te Aufl., S. 558; 1892) nicht erwähnt und ist mir unbekannt.

[2] «Ueber Sanidinite vom São Miguel», Neues Jahrb. f. Min. 1888 I, S. 121.

Arfvedsonit, giebt aber die Absorbtionsfarben: bräunlich grün, hell braun und gelbbräunlich an; dies passt besser auf Barkevikit, der Auslöschungswinkel, bis 30°, zeigt aber, dass die betreffende Hornblende sich eher den Groruditthornblenden annähert. (Siehe die Abhandlung von Pacheco do Canto e Castro: Recherches micrographiques s. qu. roches de l'ile de San Miguel, Lissabon 1888, S. 89, und Bull. soc. min. Paris 1887, B. 10, S. 312).

In seiner Beschreibung der Pyroxenmineralien der Akmittrachyte von Sâo Miguel auf den Azoren (Neues Jahrb. 1883, II, S. 214—217) erwähnt *Mügge* ein graubraunes, stark pleochroitisches Mineral («so dass gelbe und braune Farben in blaue bis blauviolette übergehen»). *Mügge* hielt zuerst das Mineral für Pyroxen, berichtigte aber selbst später diese Auffassung (in seiner Abhandlung «Ueber einige Gesteine des Massai-Landes». Neues Jahrb. f. Min., Beil. B., IV, S. 587), als er neue Vorkommen desselben von dem Massai-Lande beschrieb, ebenfalls aus Akmittrachyten. *Mügge's* Beschreibung gründete sich zum grossen Theil auf isolirtes Pulver, bei welchem die Absorbtionsfarben natürlich tiefer sein mussten. Er hebt auch das Zusammenvorkommen von bräunlich pleochroitischer Hornblende und blauem Arfvedsonit hervor und erwähnt ausdrücklich, dass bei kleinen Krystallen immer ein brauner Kern und eine blaue Randzone zu erkennen war. *Rosenbusch* erwähnt (Mikr. Phys., 2te Ausgabe, II, S. 583) dieselben Hornblenden und hebt hervor, dass sie allenthalben für natronreiche Gesteine charakteristisch scheinen; er beschreibt dann eine ähnliche Hornblende auch von Phonolittrachyten von Pantellaria (l. c. S. 618 Anm.), nennt aber an beiden Stellen, wo er diese Hornblende erwähnt, gleichzeitig eine tief krappbraune Hornblende, welche er mit Cossyrit identificirt, ohne aber die mit diesem zusammen vorkommenden Hornblenden näher zu berühren.

Mir dürfte es nach meinen jetzigen Erfahrungen nicht unwahrscheinlich vorkommen, dass unter diesen verschiedenen Hornblenden sowohl aus den genannten Akmittrachyten, als in den Pantelleriten und Phonolittrachyten von Pantellaria sich bei näherer Untersuchung auch solche vorfinden, welche eben zu der oben erwähnten Gruppe von Hornblenden zu stellen seien. Da ich zur Zeit kein Material von den genannten Gesteinen besitze, muss ich die Entscheidung Anderen überlassen. Dass die von *Osann* beschriebene und analysirte Hornblende des *Sanidinits* von Sâo Miguel zu der hier beschriebenen Reihe von Hornblenden gehört, wurde schon oben dargelegt; es ist dabei noch ein weiterer Beweis geliefert für die unzweifelhafte Verwandtschaft der Sanidinite selbst mit den Tageseruptiven, mit welchen sie mitgerissen

Die Auslöschungswinkel und Absorbtionsverhältnisse sowie die chemische Zusammensetzung sind für:

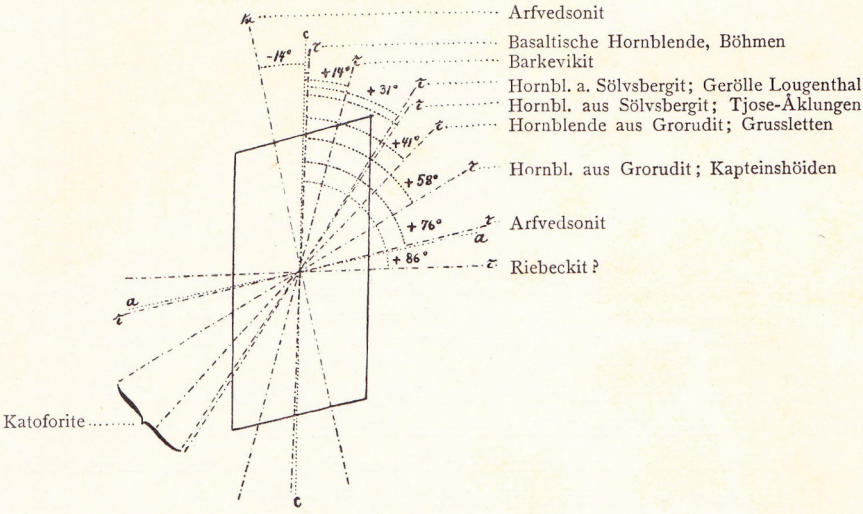
	Auslösch. winkel c : c	Absorbtions-schema	Relative Stärke der Absorbtion	c	b	a	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	
Basaltische Hornblende ..	—0-10°	c > b > a		dunkelbraun	röthlichbraun	hellgelb	40.15	5.91	14.34	7.80	4.53	13.14	11.75	2.31	1.14	(Härtlingen, Westerwald, Schmidt).
Barkevikit, Skudesundsskjær.....	— 12-14°	c > b > a		tiefbraun	röthlichbraun	hellgelb	42.27	1.01	6.31	6.62	21.72	3.62	9.68	6.08	1.44	(Rammelsberg & Flink).
Hornblende v. Gerölle Lougenthal	ca. —31	b > c > a	b und c wenig verschieden	heller gelbroth	braunroth	hell gelbröthlich										
Hornblende von Sanidinit, Sâo Miguel	ca. —34	b > c > a	?	?	?	?	45.53	? [1]	4.10	9.35	26.68 [2]	2.46	4.89	6.07	0.88	(Osann, l. c. S. 122).
Hornblende v. Grorudit, Grussletten	ca. —41	b > c > a		röthlichgelb	braunroth	hell grünlichgelb										
Hornblende v. Grorudit, Kapteinshöiden u. Bredsjöhöiden	ca. —58	b > c > a	a und c wenig verschieden	hell röthlichgrau	bräunlichroth bis grünlichbraun	hell grünlichblau										
Arfvedsonit ...	—76	a > b > c		hell grünlichgraugelb	lavendelblau	tief grünlichblau	43.85	—	4.45	3.80	33.43	0.81	4.65	8.15	1.06	(Grönland, Lorenzen).

[1] TiO_2 nicht bestimmt, was wohl den SiO_2-Gehalt etwas senken dürfte.

[2] Hierin 2.96 MnO.

wurden, wie denn diese von manchen Verfassern bezweifelte Verwandschaft ja auch von *Osann* selbst (im Gegensatz zu Wolf, Sandberger, Hubbard) angenommen wurde. In seiner schönen Arbeit «Les enclaves volcaniques» (Macon 1893) hat *A. Lacroix* auch die Verwandtschaft der Sanidinite und der Akmittrachyte der Azoren genügend hervorgehoben.

Fig. 10.

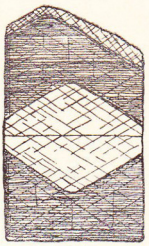


Übersicht über die Auslöschungswinkel c : c bei den Alkali-Eisen-Hornblenden.

Wie die nebenstehende Tabelle zeigt, sind die in den Sölvsbergiten und Groruditen auftretenden Hornblenden, sowohl was die Auslöschungswinkel als die Absorbtionsverhältnisse betrifft, Zwischenglieder zwischen den Barkevikitischen und Arfvedsonitischen Hornblenden; sie sind es aller Wahrscheinlichkeit nach auch in ihren übrigen Verhältnissen, namentlich dann in ihrer chemischen Zusammensetzung, was schon durch die oben angeführte Analyse von *Osann* bestätigt wird. Dass sie *durchgehends alkali- und eisenreiche Hornblenden* sind, geht auch schon aus ihren Vorkommen zusammen mit Aegirin hervor und wird noch mehr dadurch bestätigt, *dass dieselben sehr regelmässig sowohl mit Arfvedsonit als mit Aegirin verwachsen sind.* So zeigt die Hornblende des Grorudits von Grussletten regelmässig eine schmale orientirte Randzone von Aegirin; die Hornblenden des erwähnten Gerölles vom Lougenthal, sowie von Tjose-Åklungen, zeigt regelmässig eine orientirte Randzone von Arfvedsonit und theilweise auch ausserhalb dieser eine zweite Randzone von Aegirin.

Obwohl es unmöglich war aus den beschriebenen norwegischen Vorkommen Materiale für eine chemische Analyse zu schaffen (nur in dem Gestein vom Lougenthal war die Hornblende in genügender Menge vorhanden, hier dann aber zu innig mit Arfvedsonit verwachsen, um isolirt werden zu können), dürften wir deshalb aus der umstehenden

Fig. 11.



Zwilling von Hornblende (Katoforit) mit breiter Randzone von arfvedsonitischer Hornblende und ausserhalb dieser noch eine schmale Randzone von Aegirin. Aus Gerölle von Sölvsbergit, Lougenthal (siehe weiter unten). Schnitt senkrecht zur c-Achse.

Tabelle eine ziemlich sichere Vorstellung über die chemische Zusammensetzung dieser Hornblenden erhalten können. Es muss der gesammte Alkaligehalt und namentlich der Natrongehalt hoch sein, ebenso der Eisengehalt und zwar namentlich der Eisenoxydulgehalt auch sehr hoch, dagegen der Gehalt an Kalk und namentlich Magnesia gewiss niedrig (was auch aus den Bauschanalysen der betreffenden Gesteine gefolgert werden kann); ein geringer, obwohl bemerkenswerther Gehalt an Titansäure dürfte gewiss auch vorhanden sein, und der Kieselsäuregehalt ungefähr zwischen 43 und 45 Procent liegen. Eine mittlere Zusammensetzung dieser Reihe (z. B. der Hornblende des Grorudits von Grussletten) dürfte wahrscheinlich ungefähr folgende Zusammensetzung zeigen:

SiO_2 43.5 , TiO_2 1 , Al_2O_3 4.5 , Fe_2O_3 5.5 , FeO 30.5 oder doch Eisenoxyde zusammen ca. 35 bis 36 %.

MgO 1.5 , CaO 5 , Na_2O 7 , K_2O 1.5.[1]

Wir haben also wahrscheinlich hier von den basaltischen Hornblenden durch die Barkevikitischen Hornblenden und weiter durch die

[1] Es scheint mir nicht ohne Interesse, darauf aufmerksam zu machen, dass diese theoretisch angenommene Zusammensetzung niedergeschrieben war, ehe ich die *Osann*'sche Analyse kannte und ehe die unten bei der Erwähnung des Sölvsbergits vom Lougenthal angeführte Berechnung ausgeführt war. Wenn in beiden der Fe_2O_3-Gehalt etwas grösser, der FeO (resp. MnO)-Gehalt etwas kleiner ist als erwartet, wird dies vielleicht durch das Verhalten zwischen dem Arfvedsonit und dem Riebeckit erklärt (siehe unten).

hier beschriebenen, in den Sölvsbergiten und Groruditen beobachteten Hornblenden bis zu den Arfvedsoniten eine kontinuirliche Reihe alkalihaltiger und eisenreicher Hornblenden mit zunehmendem Gehalt der Eisenoxyde und Alkalien nach dem Arfvedsonit hin und auf der anderen Seite mit zunehmendem Gehalt von Titansäure, Thonerde, Kalk und Magnesia nach dem *Kaersutit* (Lorenzen) als Endglied der titanreichen basaltischen Hornblenden.

Wie schon früher hinreichend bekannt, sind die *tiefbraunen* Absorbtionsfarben der Hornblende abhängig von dem Titangehalt; sie verlieren deshalb auch mit abnehmendem Titangehalt an Intensität (cfr. Ainigmatit, Kaersutit und basaltische Hornblenden, verglichen mit dem Barkevikit). Andererseits zeigen die Arfvedsonite stark vorherrschend *bläuliche* Absorbtionsfarben, was dann durch hohen Gehalt an Eisen (*ohne* Titan, cfr. Ainigmatit) bedingt sein muss. Die Farben der Sölvsbergit-Grorudit-Hornblenden sind Uebergangsfarben zwischen diesen Hauptfarben der Endglieder der Reihe.

Der Auslöschungswinkel der Reihe scheint für c : c im *spitzen* Winkel β mit zunehmendem Eisengehalt und Alkaligehalt zuzunehmen.

Es dürfte hier auch ein Vergleich mit den Mineralien der Pyroxenreihe nicht ohne Interesse sein. Ich habe früher nachgewiesen, dass zwischen den Diopsiden und dem Aegirin eine Reihe Zwischenglieder vorhanden sind, bei welchen mit zunehmendem Gehalt von Alkalien und Eisen der Winkel c : c in *stumpfen* Winkel β zunimmt.[1] Da nun, wie bekannt (und wie aus der Orientirung der Pyroxene zu den Hornblenden bei dem Uralitisierungsprocess, sowohl als aus primären Verwachsungen beider hervorgeht[2]) die Vorderseite der Pyroxene und die Hinterseite der Hornblenden nach der alt-üblichen Aufstellung einander krystallographisch entsprechen, *wirkt also der Eisengehalt auf die Orientirung der Achse der kleinsten Elasticität in Bezug auf die Verticalachse in der Hornblendereihe und in der Pyroxenreihe auf entsprechende Weise.* Es spricht auch dies Verhältniss für den Vorschlag von *Tschermak*, *O. Mügge* und *G. H. Williams*, das Orthodoma $P\infty\{101\}$ der Hornblenden zur Basis zu nehmen.

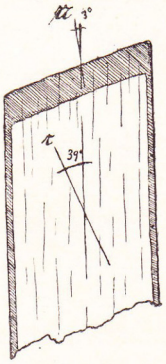
---

[1] Siehe meine Bemerkungen, Zeitschr. f. Kryst. B. 16, II, S. 305—306, 337, 656; ich nannte diese Reihe von Pyroxenen: die Diopsid-Aegirinreihe; *Rosenbusch* hat *später* dieselben als *Aegirin-Augite* bezeichnet (siehe Mikr. Phys. B. 1, 3te Ausg., S. 537—538).

[2] Cfr. *G. H. Williams:* «Über die Hornbl. v. St. Lawrence County N. Y. und ihre Gleitflächen». Amer. Journ. of Science, 1890, B. 39, S. 352, und Ausz. in Zeitschr. f. Kryst., B. 20, S. 410—413. Ebenso *Whitmann Cross:* «Notizen über einige secundäre Mineralien d. Amph. & Pyr. Gruppe». Ib. S. 359 und Z. f. Kr. ib. S. 413—415. Siehe auch *O. Mügge:* «Min. Notizen», Neues Jahrb. f. Min. 1889, I, S. 231 ff.

Die Krystallisation der Groruditthornblenden repräsentirt offenbar in diesen Gesteinen überall eine *ältere Krystallisationsphase*, als diejenige des Aegirins. Es wird dies zuerst dadurch wahrscheinlich gemacht, dass, wie schon oben erwähnt, in manchen Groruditen (z. B. in dem von Grussletten), die Hornblende mit einer Randzone von Aegirin umgeben ist; diese Randzone, welche namentlich an dem Ende der Krystalle breiter ist, bestätigt wieder die Berechtigung einer geänderten krystallographischen Aufstellung der Hornblende. In mehreren Schnitten von Hornblende mit Aegirinrand ungefähr nach der gemeinsamen Symmetrieebene (im Gestein von Grussletten) war die Auslöschung wie in Fig. 12 dargestellt.

Fig. 12.



Hornblende (Katoforit) mit Randzone von Aegirin; Grorudit. Grussletten. $^{30}/_{1}$

Die grösste Elasticitätsachse a des Aegirins und die kleinste Elasticitätsachse c der Hornblende bilden also hier nach derselben Seite den kleinsten Winkel mit der gemeinsamen Vertikalachse; nach der für beide bekannten Orientirung der Elasticitätsrichtungen in der Symmetrieebene zeigt dies Beispiel wieder dasselbe, dass auf der Orthodomenfläche der Hornblende (nach der üblichen Stellung) der Aegirin so abgelagert ist, dass seine Flächen der Zone [(001) : (010)] den Flächen der Hornblendezone [(101) : (010)] nach der bis jetzt üblichen Aufstellung conform sind.

Ein weiterer Beweis für die oben angeführte Behauptung, dass in den Groruditen die Krystallisation der Hornblende einer älteren Krystallisationsphase entspricht, liefern die schon oben bei der Besprechung der Feldspath-Pseudomorphosen der Grorudit-Einsprenglinge angeführten Beobachtungen.

Die älteste Krystallisation, bei welcher aus dem Magma von dunklen Mineralien ganz vorherrschend Hornblende, kein oder wenig Aegirin sich

bilden konnte, muss dann wahrscheinlich in grösserer Tiefe, die spätere Krystallisation, bei welcher sich nunmehr keine Hornblende, nur Aegirin bildet, muss unter anderen Bedingungen (schnellerem Abkühlen?) in der Gangspalte selbst, wahrscheinllch ungefähr an Ort und Stelle stattgefunden haben. Es scheint hiermit bewiesen, dass in diesem Falle (wie in so manchen anderen), übereinstimmend mit der namentlich von *Rosenbusch* kräftig hervorgehobenen Anschauung über den Unterschied der Bildungsbedingungen der Einsprenglinge und der Grundmasse bei porphyrartigen Gesteinen, die Einsprenglinge der Feldspäthe und der Hornblende gewiss einer älteren Krystallisationsphase unter wesentlich anderen Bedingungen entsprechen.

Die oben beschriebene Reihe von Hornblenden aus den alkalireichen Ganggesteinen des Kristianiagebietes, den Sölvsbergiten und den Groruditen, repräsentirt eine bis jetzt beinahe unbekannte oder jedenfalls nicht näher beachtete Zwischenreihe zwischen den Barkevikiten und den Arfvedsoniten. Ich will hiermit für diese Reihe den Namen *Katoforite* vorschlagen (aus dem griechischen Worte κατώφορος = sich herab bewegend, mit Anspielung auf die Änderung der Lage der c-Achse zur Vertikalachse mit der Annäherung zum Arfvedsonit innerhalb dieser Reihe).

Die ganze Serie der Alkali-Eisen-Hornblenden kann dann auf folgende Weise getheilt werden.[1]

Barkevikite; Brögger.	Winkel c : c klein, gew. 12° — 14°.	Relativ titansäurereiche Alkali-Eisen-Hornbl.	Vorherrschend *braune* Absorbtionsfarben.	Pleochroismus c > b > a.
Katoforite; Brögger.	Winkel c . c gross, gew. 30° — 60°.	Titansäurearme (?) Alkali-Eisen-Hornbl.	Vorherrschend *röthliche* Absorbtionsfarben.	Pleochroismus b > c > a.
Arfvedsonite; Brooke.	Winkel c : c sehr gross, ca. 75° (Arfveds.) bis ca. 86° (? Riebeckit).	Titansäurefreie (oder sehr arme) Alkali-Eisen-Hornbl.	Vorherrschend *grünlich-blaue* Absorbtionsfarben.	Pleochroismus a > b > c.

[1] Wahrscheinlich dürfte die von *Fr. Williams* (The igneous rocks of Arkansas, S. 64) beschriebene Hornblende des Pulaskits mit Absorbtion: b tief bläulich grün, > c gelbbraun, > a gelblich grün, und mit Auslöschungswinkel auf {010} ca. 20° zwischen den Barkevikiten und den von mir beobachteten Katoforiten eingeschoben werden können.

Die Barkevikite führen über in die basaltischen, sehr TiO_2-reichen Hornblenden mit ihrem Endglied, dem *Kaersutit.* Zu den Arfvedsoniten gehören nach meiner Auffassung sowohl die meisten Krokydolithe als auch die *Riebeckite;* die Analyse des Riebeckits von El Paso, Colorado durch *König* zeigt, ebenso wie mehrere Krokydolith-Analysen, dass zwischen dem grönländischen Arfvesdsonit (mit fast ausschliesslich FeO und wenig Fe_2O_3) und dem typischen Riebeckit von Sokotra (mit ganz vorherrschend Fe_2O_3 und nur wenig FeO) wahrscheinlich alle Übergänge vorhanden sind. Da die procentische Menge von Eisen ebenso gross in dem Arfvedsonit von Grönland als in dem Riebeckit von Sokotra ist, dürfte es sehr wahrscheinlich sein, dass der Auslöschungswinkel $c : c$ beim Riebeckit $+85^0$ bis 86^0 (nicht $+94^0$ bis 95^0) ist,[1] und ebenso bei den eisenärmeren Krokydoliten $+70^0$ bis $+72^0$. Da bei allen Arfvedsoniten (in weiterem Sinne) der Pleochroismus für $a > b > c$ ist, und die Absorbtionsfarben wenig verschieden sind (für die am stärksten absorbirten Strahlen durchgehends tief blau) dürften die optischen Verhältnisse der einzelnen Glieder in *erster* Linie durch die *Gesammtmenge* des Eisens (und Mangans), in *zweiter* durch die *relative Menge des Eisenoxydes zur Eisenoxydulmenge* bestimmt sein. Es dürfte dann auch wohl nicht berechtigt sein, nur aus der Grösse des Auslöschungswinkels $a : c = 3 - 6^0$ beim Riebeckit, gegen $12 - 14^0$ beim Arfvedsonit, ohne weiteres auf das Vorhandensein des einen oder des anderen bei mittleren Auslöschungswinkeln zu schliessen, da der Unterschied in den Absorbtionsfarben wohl kaum mit genügender Schärfe die eine oder die andere Gruppe der Arfvedsonite in weiterem Sinne markirt.

Eine isolirte Stellung nimmt schliesslich die sehr Titan-reiche Alkali-Eisen-Hornblende, der Ainigmatit ein.[2]

Wenn aus dem oben dargelegten Beobachtungsmateriale nähere Schlussfolgerungen über die Verbreitung der hier als Katoforite zusammengefassten Hornblenden in den Sölvsbergiten resp. den Groruditen gezogen werden dürfen, scheint aus demselben hervorzugehen, dass Katoforite mit geringeren Auslöschungswinkeln $c : c$ für die Sölvsbergite, solche mit grösseren Auslöschungswinkeln $c : c$ für die Grorudite charak-

[1] Es wird dies durch eine unten angeführte Beobachtung an der Hornblende des Sölvsbergits von Tjose bestätigt.

[2] Nachdem das obenstehende schon längst geschrieben und im Februar 1894 in der Sitzung der math.-naturw. Classe der Gesellschaft der Wissenschaften zu Kristiania vorgetragen war, theilte mir Herr *V. Ussing* in Brief vom $^{12}/_5$ 94 mit, dass auch er gefunden habe, dass eine zu scharfe Trennung von Riebeckit und Arfvedsonit kaum berechtigt sei.

teristisch sind. Da die genannten Katoforite-führenden Sölvsbergite sich wahrscheinlich mehr basischen Gesteinen (z. Th. Laurvikiten) anschliessen, in welchen Barkevikite (und wahrscheinlich auch Katoforite mit kleinen Auslöschungswinkeln c : c) verbreitet sind, während Arfvedsonite in denselben zu fehlen scheinen oder jedenfalls nur spärlich vorkommen, und da auf der anderen Seite die Grorudite von in grösserer Masse auftretenden Gesteinen sich den Natrongraniten anschliessen, in welchen Arfvedsonite (in weiterem Sinne) verschiedener Mischung sehr allgemein verbreitet sind, so dürfte hieraus vielleicht geschlossen werden können, dass die (eisenreicheren?) *Katoforite mit grösseren Winkeln* c : c *leichter aus saureren* natronreichen Magmen, *die Katoforite mit kleineren Winkeln* c : c (eisenärmere?), dagegen vielleicht eher *aus weniger sauren natronreichen Magmen auskrystallisiren konnten.* Es scheint mit dieser Erfahrung auch die Beobachtung gut zu stimmen, dass die Einsprenglinge von Katoforiten häufig theils mit einer Randzone von Arfvedsonit, theils mit einer solchen von Aegirin in diesen Gesteinen umgeben sind; denn diese Randzone dürfte in allen Fällen aus einem relativ saureren Magma, als die zuerst auskrystallisirten Kerntheile ausgeschieden sein.

In den Groruditen spielen Katoforite als Gesteinsbestandtheil quantitativ nur eine ganz geringe Rolle, indem sie wohl nie so viel als ein Procent des gesammten Mineralgemenges ausmachen. Selbst in den Gesteinen (z. B. Grussletten), wo sie wohl in keinem Präparat gänzlich fehlen, ist die Anzahl der in einem guten grossen Dünnschliff auftretenden Schnitte immer ganz gering, und die Grösse der einzelnen Säulchen (immer nach der Vertikalachse ziemlich lang ausgezogen) nur unbedeutend (0.1 bis 0.2 mm. dick, 0.5 mm. lang sind schon ungewöhnliche Dimensionen). Die Begrenzung der Krystalle ist häufig recht scharf; {110} und {010} sind in der Vertikalzone vorherrschende Flächen, die Endflächen konnten in Grorudit-Katoforiten nicht sicher bestimmt werden. Zwillinge nach {100} sind sehr häufig. Die Krystalle sind sehr rein, frei von Einschlüssen und gewöhnlich sehr unzersetzt erhalten. In mehreren Fällen meinte ich eine Umwandlung in Aegirin nachweisen zu können; doch war die Anzahl der Schnitte in diesen Präparaten ungenügend um völlig sichere Schlüsse über den näheren Verlauf der Umwandlung ziehen zu können (z. B. im Grorudit von Greveveien bei Kristiania).

Die übrigen akcessorischen Mineralien der Grorudite sind alle sehr spärlich verbreitet und spielen quantitativ gar keine Rolle.

Magnesiaglimmer. Es fanden sich nur ein Paar Schuppen von tiefbraunem Magnesiaglimmer in einem Handstück des Grorudits von Grussletten. Dieselben wurden makroskopisch erkannt; nur in einem einzigen Dünnschliff von Grorudit wurde das Mineral nachgewiesen. Man konnte es deshalb für wahrscheinlich halten, dass die genannten Schuppen nicht dem Grorudit selbst als ein aus seinem eigenen Magma auskrystallisirter Bestandtheil angehören, sondern eher (aus dem umgebenden glimmerreichen Quarzsyenit?) mechanisch mitgerissen seien. Indessen zeigte der genannte Dünnschliff des Gesteins von Grussletten, dass Glimmer hier in spärlichen sechsseitigen Tafeln als kleine Einsprenglinge in den oben erwähnten, aus der Tiefe mitgerissenen Resten von Grundmasse aus früherer Krystallisation auftritt. Das Mineral gehört also hier sicher dem Gestein selbst an, ist aber, wie die Hornblende, in grösserer Tiefe bei einer älteren Krystallisation ausgeschieden; dem normalen Grorudit ist der Glimmer fremd.

Auch **Kaliglimmer** findet sich in den aus der Tiefe mitgeführten Einschlüssen als grosse Seltenheit in dem Grorudit von Grussletten.

Pseudobrookit (?). In einem Präparat des Grorudits von Varingskollen finden sich drei Schnitte, 0.5 bis ca. 1.5 mm. gross, eines fast undurchsichtigen schwarzbraunen Minerals. Die Körner zeigen eine Andeutung einer Längenausdehnung und deutlich parallele seitliche Begrenzung, während die Begrenzung an beiden Enden unregelmässig zerfranzt ist; sie sind so überfüllt von Einschlüssen rundlicher Quarzkörnchen (mit eingewachsenen Aegirinnädelchen drin), dass die braune Substanz nur als Zwischenwände eines Bienencellen-artigen Maschennetzes erscheint, eine reine poecilitische Structur (siehe an der Tafel des Grorudits von Varingskollen). Die braune Substanz selbst zeigte sich bei guter Beleuchtung deutlich durchscheinend, an den dünnsten Stellen mit rothbrauner Farbe, und mit Auslöschung parallel zur Seitenbegrenzung. Ein Pleochroismus war nicht zu bemerken.

Die tiefbraune Farbe deutet auf ein Titanmineral; man kann nur an Pseudobrookit oder Titaneisenerz denken; die parallele Begrenzung sowie die durchscheinende Beschaffenheit spricht für Pseudobrookit (die gerade Auslöschung schliesst den Ainigmatit aus); eine sichere Unterscheidung war aus Mangel an Material nicht möglich. Da die zahlreichen Einschlüsse mit den Bestandtheilen der Grundmasse übereinstimmen, müssen die Körnchen in dem Gestein nach angefangener Krystallisation der Grundmasse ausgeschieden sein.

Wöhlerit (?). Im Grorudit von Grussletten finden sich in einem einzigen Präparat ein Paar Schnitte eines ziemlich stark doppelbrechenden und stark lichtbrechenden Minerals mit zahlreichen, einer Längsrichtung parallelen Spaltbarkeitsrissen; das Mineral ist durchsichtig mit sehr hellgelber Farbe; kaum pleochroitisch; Auslöschungswinkel gegen die Trace der Spaltbarkeitsrisse $c : c = ca. 40^{\circ}$, gemessen in einem Schnitte (in den anderen kleinere Auslöschungswinkel). Senkrecht auf diesem Schnitt die Axenebene (also mit Winkel ca. 40° gegen die Trace der Spaltbarkeit). Das Mineral gehört wahrscheinlich der Pyroxenreihe, denn an zwei Schnitten ist Aegirin randlich mit demselben orientirt verwachsen, mit gemeinsamer Richtung der Trace der Spaltbarkeit. Diese Eigenschaften passen auf Wöhlerit. Für eine sichere Bestimmung fehlte es an Material; da in den übrigen Präparaten keine Spur zn entdecken war, ist das Mineral jedenfalls sehr spärlich vorhanden. Die erwähnten Schnitte waren nur unvollkommen begrenzt, durch ihre Grösse (ca. 0.8 bis 0.6 mm.) aber als Einsprenglinge sich verhaltend. Die Körner schliessen unregelmässige Einschlüsse von Eisenerz (Magnetit) und ganz winzige Kryställchen von Zirkon (?) ein.

Låvenit kommt in mehreren Groruditen, so in denselben älteren Krystallisationen des Grorudits von Grussletten, in einem Grorudit von Slemdal (aus Geröllen) sehr sparsam in kleinen Nadeln mit den gewöhnlichen Eigenschaften vor.

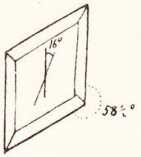
Pyrochlor (?). Im Grorudit von Varingskollen kommen sparsam ganz kleine Krystalle (ca. 0.05 mm.) eines in Dünnschliff tief bräunlich gelben bis braunröthlichen Minerals vor; diese Krystalle zeigen die Formen des regulären Systems (Oktaëder oder Würfel) und sind isotrop; man muss zunächst an ein Mineral der *Pyrochlor*-Reihe denken.

Mosandrit (?). Der Grorudit von *Lisäter* enthält zwei verschiedene, unbestimmbare seltene Mineralien, das eine vielleicht der Rinkit-Mosandritreihe angehörig, das andere ohne nähere Analogien mit einem bekannten Mineral, stark licht- und doppel-brechend, durchsichtig mit tief-gelber Farbe; beide Mineralien nur in ein Paar Körnchen.

Der Grorudit von *Rotnäs* in Nitedalen enthält ebenfalls ein unbestimmbares seltenes Mineral, stark lichtbrechend, ziemlich stark doppelbrechend (roth erster Ordnung in kleinen Körnchen), kurzstenglich mit schiefer Auslöschung von ca. 5—8°, also wahrscheinlich monosymmetrisch, mit guter Spaltbarkeit nach der Längsrichtung; Farbe sehr hell gelb im Dünnschliff, nicht pleochroitisch, etc.; nur ein Paar Körnchen in einem Dünnschliff.

Auch in mehreren anderen Groruditen wurden verschiedene seltene Mineralien angetroffen, welche ihrer äusserst geringen Menge wegen nicht näher bestimmt werden konnten. So in dem Grorudit von Grussletten in einem Schliff kleine, wahrscheinlich monosymmetrische, stark lichtbrechende farblose Tafeln, mit der Form der gewöhnlichen Gypstafel; Auslöschung ca. 16° gegen eine Kante der Tafel. Ebene Winkel der Tafel ca. $58^1/_2{}^0$ und $121^1/_2{}^0$. Doppelbrechung stark. Die Grösse der Tafeln war nur 0.01 bis 0.02 mm.; sie waren in Quarz eingewachsen.

Fig. 13.



Alle diese und wahrscheinlich noch andere seltene Mineralien sind muthmaasslich Zirkonium-haltige Mineralien, analog mit der Mineraliengesellschaft der ebenfalls natronreichen Gesteine der Nephelinsyenitfamilie. Da aber die vorliegenden Gesteine saure Mischungen besitzen, ist es wahrscheinlich, dass die in denselben auftretenden, hierher gehörigen Zirkonium-Mineralien *nicht* dieselben sind, wie die in den basischeren, nephelinsyenitischen Gesteinen verbreiteten, sondern zum grossen Theil besondere, neue Species repräsentiren.

Zirkon wurde ebenso wie **Apatit** in mehreren Groruditen beobachtet, aber immer *sehr* spärlich; Titanit wurde dagegen nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

Magnetit kommt in den meisten Groruditen *nicht* vor, wo er vorhanden ist, ist er jedenfalls in mehreren Fällen sicher von sekundärer Bildung. Als primäre Bildung kam er in den beschriebenen älteren Krystallisationen des Grorudits von Grussletten vor.

Schwefelkies kommt sehr spärlich und selten in mehreren Groruditen nördlich von Kristiania vor.

Die Structur der Grorudite

ist bei allen bis jetzt bekannten Vorkommen *holokrystallin porphyrisch*; der porphyrartige Charakter ist makroskopisch oft nur wenig auffällig, indem die Einsprenglinge gewöhnlich klein und oft auch nur wenig zahlreich sind, ist aber u. d. M. immer charakteristisch ausgebildet. Die *Korngrösse* der Grundmasse ist makroskopisch feinkörnig (selten) bis dicht; u. d. M. ist die Korngrösse gewöhnlich nicht sehr feinkörnig, nur selten (kleiner Gang am N.O.-Ende des Alaunsees) theilweise kryptomer körnig (kryptokrystallinisch). Innerhalb dieser Begrenzung ist aber die Grundmassenstructur der Grorudite bei den verschiedenen Vorkommen sehr abwechselnd ausgebildet. Die manchartige Ausbildung wird am besten durch kurze Beschreibung der wichtigsten Typen angedeutet werden können:

1. Typus Varingskollen. Grundmasse mit isomer körnigem allotriomorphem Feldspath (Natronorthoklas) und Quarz und nadelförmigem Aegirin; Maschenstruktur.
2. Typus Kallerud. Grundmasse mit kurzrectangulären, dicht aneinanderliegenden Feldspathkörnchen mit Zwischenmasse von Aegirinnädelchen und Aegirinfilz sammt Quarz.
3. Typus Grussletten, Gangmitte. Grundmasse mit kurzrectangulären Feldspathkörnchen mit reichlicher Zwischenmasse von Quarz und meistens kurzen, dicken Aegirinkörnchen.
4. Typus Grussletten, Ganggrenze, Lisäter etc. Grundmasse mit langrectangulären oder *leistenförmigen* Feldspathtafeln, mit Zwischenmasse von Aegirinnädelchen oder *Aegirinfilz* und Quarz.

1. Typus Varingskollen.

Das Gestein ist hell grüngrau, mit makroskopisch dichter Grundmasse, worin hie und da Einsprenglinge von schwarzem Aegirin in ausgezeichneten säulenförmigen Kryställchen (selten bis 1.5 cm. lang bei 1 mm. Dicke) und kleine hellröthliche Feldspatheinsprenglinge (Mikroklin mit Gitterstructur in Einzelkrystallen, Manebacher- und Bavenozwillingen, nur mit Spuren von Albit, theils poecilitisch eingeschlossen, theils in mikroperthitischer Verwachsung, seltener auch Einsprenglinge von Albit mit wenig Mikroklin. Die Grundmasse ist *deutlich schieferig*, bestehend aus Feldspath, Quarz und Aegirinnädelchen als Hauptbestandtheilen; die Structur ist zwischen panidiomorph- und allotriomorph-körnig. Die

Korngrösse ist ziemlich gering, indem die Feldspath- und Quarzkörner durchschnittlich kaum 0.05 mm. gross sind, während die scharfen Aegirinnädelchen gewöhnlich 0.005 bis 0.01 dick und 0.08 bis 0.1 lang sind.

Die Feldspathkörnchen und die Quarzkörnchen können in der Regel nicht unterschieden werden; die Lichtbrechung und die Doppelbrechung ist fast dieselbe; eine Zwillingsstreifung habe ich beim Feldspath der Grundmasse nicht beobachten können. Ich halte denselben nach diesen Eigenschaften, verglichen mit der Berechnung der Bauschanalyse, für einen *Natronorthoklas;* eine sichere Entscheidung dieser Frage dürfte kaum möglich sein, da eine Isolation wegen der geringen Korngrösse und der innigen Verwachsung mit Aegirin sich nicht durchführen liess.

Die Feldspath-Quarz-Körnchen der Grundmasse sind ziemlich isomer ausgebildet; eine gewisse Fluidalstructur ist trotzdem, wie die Schieferigkeit schon andeutet, vorhanden. Die Aegirinnädelchen der Grundmasse sind grösstentheils um die Feldspath-Quarz-Körnchen herum angeordnet, stecken dagegen nur in geringer Ausdehnung in dieselben hinein. Es entsteht auf diese Weise eine sehr eigenthümlich aussehende u. d. M. namentlich bei nicht gekreuzten Nikols auffällig hervortretende Maschenstructur oder Bienencelle-artige Structur, welche diesem Vorkommen allein charakteristisch ist. Ich habe versucht, diese Structur auf der Farbendruck-Tafel in starker Vergrösserung darzustellen. Nur der Aegirin ist gefärbt, der Feldspath und der Quarz beide weiss gelassen (die Grenzen ungefähr nach der zwischen gekreuzten Nikols beobachteten Vertheilung der einzelnen Individuen gezogen). Eine gewisse Strömungsstructur ist bei der Anordnung der Aegirinnädelchen unverkennbar. Die Einschlüsse im Quarz wurden schon oben erwähnt. Ebenso wurde der Pseudobrookit (?), der Aegirin etc. des Gesteins schon näher erwähnt. In der zweiten Figur dieses Gesteins ist eine einsprenglingsreiche Partie des Präparates dargestellt; die Aegirineinsprenglinge sind ohne nähere Erklärung leicht zu kennen; ebenso die Einsprenglinge von Mikroklin (theilweise mit perthitartig eingewachsenem Albit). Die dunkelbraune, poecilitisch mit Feldspath und Quarz erfüllte cellige Partie ist ein Individuum des für Pseudobrookit gehaltenen Minerals. Endlich der kleine quadratische Durchschnitt oben im Präparat das als ein Pyrochlor-Mineral angesehene unbestimmbare Mineral. Die Einsprenglinge des Mikroklins sind mit ihren grauen Interferenzfarben dargestellt, sonst ist das Präparat, ohne Rücksicht auf das Aussehen, zwischen gekreuzten Nikols gezeichnet. Die Grundmassestructur, welche in der ersten Figur bei stärkerer Vergrösserung ziemlich naturgetreu dargestellt ist, konnte hier nur angedeutet werden, indem jedes der grünen Aegirinnädelchen hier mehrmals

grösser ist, als sie sein sollten, auch stellt jeder grüne Strich eigentlich eine ganze Anzahl kleiner Nädelchen dar.

Eine ganz ähnliche Structur besass eine ganz kleine Gangmasse in der Nähe von Skjærpet.

2. Typus Kallerud.

Makroskopisch ist das Gestein hell graugrün, dicht, nicht schieferig; in der Grundmasse liegen ziemlich zahlreich 2 bis 4 mm. grosse, fleischrothe Einsprenglinge von Feldspath und spärlicher ganz kleine schwarze Nadeln von Aegirin, gewöhnlich nur schwierig mit unbewaffnetem Auge zu erkennen, selten bis 5 mm. lang, 0.3 mm. dick, scharf begrenzt von $\{110\}$, $\{100\}$ und am Ende $\{\bar{1}11\}$ etc.

Die Feldspatheinsprenglinge bestehen aus sehr fein moirirtem Mikroperthit, z. Th. schon metamorphosirt in der oben näher beschriebenen Weise; die Begrenzung der Durchschnitte u. d. M. häufig kurzrektangulär; in der Regel ist der Mikroklin vorherrschend, bisweilen aber der Albit.

Die Grundmasse (siehe Figur) zeigt sich u. d. M. als bestehend aus zahlreichen kurzrektangulären Feldspathdurchschnitten, welche in allen Richtungen um einander liegen; zwischen denselben ein bei schwacher Vergrösserung ganz dicht erscheinender grüner Filz, welcher sich bei starker Vergrösserung in eine Unzahl von feinsten Aegirinnädelchen auflöst; sie sind selten mehr als 0.005 bis 0.002 mm. dick, z. gr. Theil aber noch viel dünner. Dieser dichte Aegirinfilz schmiegt sich theils um die Feldspathrechtecke herum, dringt aber auch mit feinen Spitzen in dieselben hinein. Ausser Aegirin findet sich zwischen den dicht zusammenliegenden Feldspathrechtecken auch Quarz, theils als reine Zwischenklemmungsmasse, überfüllt von Aegirinnädelchen, theils auch häufig mehrere Körner zusammengehäuft, als rundliche Anhäufungen relativ frei von Aegirin (links an der Figur).

Der Feldspath der Grundmasse verhält sich zum grossen Theil als ein Orthoklas mit paralleler Auslöschung der Rechtecke; dieser Feldspath dürfte dann wohl in Betracht des hohen Na_2O-Gehaltes des Gesteins *Natronorthoklas* sein; z. Th. konnte aber auch Mikroklin und Albit nachgewiesen werden.

Hornblende ist in diesem Gestein nicht nachgewiesen. Die Structur dieses Gesteins ist also, abgesehen von dem Quarz, annähernd eine panidiomorph-körnige.

Nahe an das Gestein von Kallerud im Lougenthal schliesst sich in structureller Beziehung der Grorudit des kleinen Ganges an der N.-O.-Ecke des Alaunsees; der ganz geringen Mächtigkeit der Gangmasse

entspricht hier auch eine sehr feinkörnige Structur. Das Gestein ist makroskopisch vollkommen dicht, grün; in dieser Grundmasse liegen ziemlich zahlreich kleine (gewöhnlich höchstens ein Paar mm. grosse) Einsprenglinge von Feldspath (Moiré-Mikroperthit) und spärlich kaum mit blossem Auge zu beobachtende Nädelchen von Hornblende (Katoforit) und Aegirin. U. d. M. löst sich die Grundmasse auf in ein Gewirr von unzähligen kleinen Feldspathrechtecken (ca. 0.05 und 0.015 mm. gross, häufig Karlsbaderzwillinge von Orthoklas, und Orthoklas-Mikroperthit) und zwischen denselben als eine *dritte* Generation eine kryptokrystallinische Zwischenmasse, worin nur ein ausserordentlich feinfaseriges filziges Gewebe von Aegirinnädelchen (0.001 bis 0.0005 mm. dick) bestimmbar ist; sie liegen sehr dicht beisammen in einer farblosen, doppelbrechenden Masse, welche wohl aus kryptokrystallinischem Feldspath und Quarz bestehen muss. Bestimmbarer Quarz als Zwischenklemmungsmasse in grösseren Körnern sehr spärlich.

Es verdient bemerkt zu werden, dass die Feldspatheinsprenglinge erster Generation häufig Nadeln von Katoforit (bisweilen in Kalkspath und Magnetit umgewandelt und oft mit Aegirinrand) einschliessen.

3 & 4. Typus Grussletten bei Grorud.

3. Die Farbe des Hauptgesteins der grossen Gangmasse bei Grussletten ist schmutzig bläulichgrün bis graugrün; die Einsprenglinge sind ziemlich ungleichmässig vertheilt, bald grössere Anhäufungen von Feldspathkörnern (siehe oben) bis mehrere cm. gross, bald vereinzelte weisse Krystalle von ca. 5 bis 1 mm.; grössere Nadeln von Aegirin und Hornblende (Katoforit) sind makroskopisch sparsam zu entdecken. Die Grundmasse ist makroskopisch feinkörnig; u. d. M. ist die Korngrösse gar nicht feinkörnig. Sie besteht aus gewöhnlich kurzrektangulären Feldspathindividuen in allen Richtungen durch einander und durchschnittlich 0.5 bis 0.1 mm. gross, ferner aus Aegirinnadeln und kurzen, dickeren Aegirinkörnern, gewöhnlich wenig regelmässig ausgebildet (siehe oben unter Aegirin) und häufig zerbrochen etc.; endlich aus Quarz als letzte Bildung. Die akcessorischen Mineralien sind schon oben erwähnt.

Der Feldspath der Grundmasse ist zum grossen Theil wie die Einsprenglinge Mikroperthit, theils auch sehr fein moirirter Moiré-Mikroklin (oft Karlsbader Zwillinge) und Albit in getrennten Körnern. Der Grundmassenfeldspath ist ebenso, wie derjenige der Einsprenglinge, voll von feinem Aegirinstaub und kurzen Aegirinnädelchen, während der Quarz auffallender Weise zum grossen Theil ziemlich frei von mikrolithischen Einschlüssen und selbst ziemlich frei von Einschlüssen jeder Art ist,

abgesehen davon, dass die grösseren und kleineren Aegirinnädelchen in denselben hineinstechen.

4. Sehr abweichend erweist sich die Structur der makroskopisch dichten, mehr rein grünen Grenzzone des Grorudits von Grussletten; das Gestein derselben zeigt u. d. M. eine Grundmasse mit dicht zusammengehäuften, lang rektangulären bis schmal *leistenförmigen* Feldspathschnitten, sehr feinen Aegirinnädelchen und Aegirinfilz mit wenig Quarz verkittet.

Zwischen diesen Extremen der mehr grobkörnigen Grundmasse mit kurzrektangulären Feldspathdurchschnitten und gröberen, unregelmässigen kurzen und dicken Aegirinkörnchen einerseits und der sehr feinkörnigen Grundmasse mit langrektangulären oder leistenförmigen Feldspathschnitten und feinem Aegirinfilz oder haarförmigen Aegirinnädelchen andererseits liegen nun die Grundmassen der meisten Vorkommen von Groruditen. Die erste Form ist, wie der Gang von Grussletten zeigt, gebildet durch langsamere Abkühlung der grösseren Masse, die letztere durch schnellere Abkühlung der Ganggrenze oder der kleineren Gänge; wahrscheinlich ist im Allgemeinen auch die chemische Zusammensetzung etwas, wenn auch nur wenig, basischer bei den am meisten ausgeprägt trachytoiden Groruditen.

Mit der Gangmitte des Grussletten-Ganges mehr oder weniger übereinstimmend sind die Gesteine der Gänge von Rotnäs in Nitedal, von der Höhe zwischen Gubbefjeld und Aurevand, Gerölle von Kollen in Slemdal u. m.

Durch kurzrektanguläre Feldspäthe der Grundmasse mit dünnnadelförmigem Aegirin sind die Vorkommen vom Grevsen Bad, von der Kapitainshöhe (ebenfalls das Gestein eines Steinbeils von Maridalen) vom Gange W. von Vesle Gryta, von der Grafenstrasse etc. charakterisirt.

Schon mehr langrektanguläre Feldspathdurchschnitte zeigen die Gesteine des Ganges Ö. von Bredsjö, bei Grorud, ebenfalls mehrere Gänge in der Gegend von Lisæter im Kirchspiel Svarstad (Lougenthal).

Reine trachytoide Structur mit schmal leistenförmigen Feldspathdurchschnitten und feinem Aegirinfilz, mit vollkommen fluidaler Anordnung zeigt das Gestein eines der Gänge N.W. vom Lisæter. Auch ein Gang von Skui in Svarstad zeigt fluidale Structur mit leistenförmigen Feldspathschnitten der Grundmasse, aber mit grösseren Aegirinnädelchen. Diese beiden letzteren Gänge sind ziemlich sicher ärmer an Kieselsäure und nähern sich den im Folgenden beschriebenen Sölvsbergiten; es ist dies in so fern von Interesse, als bei diesen letzteren die trachytoide, fluidale Structur regelmässig auftritt. Es scheint dann nicht unwahr-

scheinlich, dass die kurzrektanguläre Form der Feldspäthe der Grundmasse überhaupt mit saurerer Zusammensetzung, die langleistenförmige Form dagegen mit geringerem Kieselsäuregehalt in einer gewissen Verbindung stehen muss.

Um diese Auffassung, welche schon durch die Beobachtung der Dünnschliffe wahrscheinlich schien, näher zu prüfen, liess ich sowohl von dem Hauptgestein als von der dichten Grundmasse der Ganggrenze des Grorudits von Grussletten eine Analyse ausführen. Diese letztere ergab, wie es zu erwarten war, einen bedeutend niedrigeren SiO_2-Gehalt, nämlich

SiO_2 . . . . . 66.50

Procent, gegen 70.15 SiO_2 bei dem Gestein der Gangmitte (siehe über die Differenzen in der Zusammensetzung der Gangmitte und der Ganggrenze des Ganges von Grussletten übrigens weiter unten).

Die chemische Zusammensetzung der Grorudite

scheint innerhalb ziemlich enger Grenzen zu schwanken; nur der Kieselsäuregehalt dürfte, der grösseren oder geringeren Menge von Quarz entsprechend, eine bedeutendere Variation aufweisen, was aus dem folgenden hervorgehen wird.

Zur näheren Erläuterung der chemischen Zusammensetzung wurden die folgenden Analysen ausgeführt:

	I	Ia	II	III
SiO_2	74.35	74.80	70.15	71.35
TiO_2 & ZrO_2 . .	—	—	0.65	0.50
Al_2O_3	8.73	9.02	10.60	12.21
Fe_2O_3	5.84	7.10	5.77	4.53
FeO	1.00		1.74	1.14
MnO	0.22		0.52	0.78
MgO	0.07		0.35	Spur
CaO	0.45		0.72	0.22
Na_2O	4.51	5.14	5.30	6.51
K_2O	3.96	4.41	4.09	3.22
Glühverlust . . .	0.25		Spur	0.33
	99.38		99.89	100.79

Analyse I. Grorudit von Varingskollen, S.W. von Hakedalen; von Herrn *Särnström* (in Stockholm).

» Ia. Ein anderes Handstück desselben Vorkommens; analysirt von Herrn *V. Schmelck* (in Kristiania).

» II. Grorudit von Grussletten Grube bei Grorud; Gangmitte; analysirt von Herrn *V. Schmelck* (siehe unter IV).

» III. Grorudit von Kallerud, im Kirchspiel Svarstad im Lougenthal; analysirt von den Herrn *L. Schmelck* und *V. Schmelck.*

Die Analysen sind durchgehends Mittel mehrerer (2 oder 3) besonderen Analysen; namentlich sind die Alkalibestimmungen wiederholt controlirt und die angeführten Zahlen in der Regel Mittel von drei Bestimmungen, was namentlich deshalb nöthig schien, weil die Erfahrung zeigte, dass die Einzelbestimmungen z. Th. recht bedeutend unter einander differirten.

Der Grorudit von Varingskollen repräsentirt unzweifelhaft eine ziemlich extreme Mischung; die Grorudite von Grorud und Kallerud dürften dagegen wohl einer mittleren Groruditzusammensetzung entsprechen. Jedenfalls finden sich doch unter Ganggesteinen, welche dem Grorudit der Ganggrenze des Gesteins von Grussletten vollkommen analog sind, und welche wie dieser noch zu den typischen Groruditen gerechnet werden müssen, solche, die bedeutend quarzärmer sind und deren Kieselsäuregehalt deshalb wohl kaum 66 Procent übersteigen dürfte. Es scheint mir aus Gründen, welche aus dem Folgenden hervorgehen werden, praktisch, die Grenze der Grorudite gegen die nahe verwandte Gruppe der Sölvsbergite (siehe unten) bei einem SiO_2-Gehalt von ungefähr 66 Procent zu fixiren.

Der Grorudit von Varingskollen besteht, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, ausschliesslich aus Feldspäthen, Quarz und Aegirin; eine Spur von Pseudobrookit oder jedenfalls ein TiO_2-Mineral sollte einen ganz geringen TiO_2-Gehalt (kaum 0.05 Procent) fordern, welcher nicht bestimmt ist. Die Analyse lässt sich nach diesen Daten in folgender Weise berechnen:

K_2O	3.96	
Al_2O_3.	4.31	
SiO_2	13.39	
	21.66	$K_2\,Al_2\,Si_6\,O_{16}$

Na_2O	2.23	
Al_2O_3	3.74	
SiO_2	12.99	
	18.96	$Na_2\ Al_2\ Si_6\ O_{16}$
Na_2O	2.28	
Fe_2O_3	5.84	
SiO_2	8.84	
	16.96	$Na_2\ Fe_2\ Si_4\ O_{12}$
FeO	0.52	
MnO	0.22	
MgO	0.07	
CaO	0.64	(NB. gefunden nur 0.45)
SiO_2	1.47	
	2.92	(Fe, Mn, Mg). Ca. $Si_2\ O_6$
FeO	0.48	
Al_2O_3	0.68	
SiO_2	0.40	
	1.56	$Fe\ Al_2\ Si\ O_6$
SiO_2	37.18	
	37.18	SiO_2 (Quarz).

Die Zusammensetzung wäre demnach:

Pyroxen (Aegirin)	21.61	
Kalifeldspathsilikat	21.83	Feldspäthe 40.94 [1]
Natronfeldspathsilikat	19.11	
Quarz	37.45	
	100.00	

oder ziemlich nahe $^2/_5$ Feldspäthe, etwas weniger als $^2/_5$ Quarz und etwas mehr als $^1/_5$ Aegirin.

Die unter den gemachten Voraussetzungen berechnete Zusammensetzung des Aegirins sollte auf 100 ausgeglichen die folgende sein (a);

[1] Abgesehen vom Mikroklin und Mikroperthit der Einsprenglinge also, wie die mikroskopische Untersuchung lehrte, wesentlich Natronorthoklas.

zum Vergleich sind nebenbei angeführt Analysen von Aegirin vom Langesundsfjord nach *Dölter* (b), von Kangerdluarsuk ebenfalls nach Dölter (c) und ebendaher nach *Lorenzen* (d).

	a	b	c	d
SiO_2	50.09	51.74	52.22	49.04
Al_2O_3	3.11	0.47	0.64	1.80
Fe_2O_3	27.24	26.17	28.15	29.54
FeO	4.66	3.48	5.35	4.82
MnO	0.96	0.46	0.54	Spur
MgO	0.32	1·79	1.45	Spur
CaO	2.99	5.07	2.19	2.70
Na_2O	10.63	11.02	10.11	13.31
K_2O	—	0.34	0.34	Spur
	100.00	100.54	100.99	101.21

Ein nennenswerther Unterschied ist, wie man sieht, nur im Al_2O_3-Gehalt vorhanden, der vielleicht ein wenig zu hoch berechnet ist, und vielleicht auf die Hälfte reducirt werden sollte, was einen geringeren Procent des Silikates $Fe\,Al_2\,Si\,O_6$ voraussetzen würde; eine sichere Entscheidung dieser Frage lässt sich ohne Sonderanalyse des Aegirins natürlich nicht erhalten.

Die Analyse des *Grorudits von Grorud* (Gangmitte) habe ich versucht auf folgende Weise zu berechnen:

K_2O	4.09		
Al_2O_3	4.35		
SiO_2	15.26		
	23.70	$K_2\,Al_2\,Si_6\,O_{16}$	
Na_2O	3.38		
Al_2O_3	5.60		
SiO_2	19.65		
	28.63	$Na_2\,Al_2\,Si_6\,O_{16}$	
CaO	0.16		
Al_2O_3	0.27		
SiO_2	0.31		
	0.74	$Ca_2\,Al_4\,Si_4\,O_{16}$	
		29.37	$Ab_{36}\,An_1$.

Na_2O	1.92		
Fe_2O_3	4.97		
SiO_2	7.42		
	14.31	$Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12}$	
FeO	0.34		
Fe_2O_3	0.80		
SiO_2	1.20		
	2.34	$Fe Fe_2 Si_4 O_{12}$	
MgO	0.20		
FeO	0.34		
CaO	0.56		
SiO_2	1.20		22.63 Pyroxen.
	2.30	$(Mg, Fe) Ca Si_2 O_6$	
MgO	0.15		
Al_2O_3	0.38		
SiO_2	0.22		
	0.75	$Mg Al_2 Si O_6$	
MnO	0.52		
FeO	1.06		
SiO_2	1.35		
	2.91	$(Mn, Fe)_2 Si_2 O_6$	
SiO_2	23.56	(Quarz)	
Rest	0.65	TiO_2 & ZrO_2.	

Was den FeO-Gehalt betrifft, ist zu bemerken, dass die geringe Menge von Katoforit bei der Berechnung nicht berücksichtigt ist; die Berücksichtigung derselben würde den hohen FeO-Gehalt im Pyroxen doch nur unbeträchtlich reducirt haben.

Die Zusammensetzung des Pyroxens im Grorudit von Grorud wäre demnach ungefähr:

		Aegirin von Kangerdluarsuk (nach *Dölter*)
SiO_2	50.29	52.22
Al_2O_3	1.68	0.64
Fe_2O_3	25.57	28.15
FeO	7.68	5.35
MnO	2.30	0.54
MgO	1.55	1.45
CaO	2.47	2.19
Na_2O	8.46	10.11
K_2O	—	—
	100.00	100.99

Ein erheblicher Unterschied von gewöhnlichem Aegirin ist, wie man sieht, nach dieser Berechnung nur beim FeO und MnO-Gehalt vorhanden.

Die berechnete Zusammensetzung des Grorudits von Grorud wäre dann ungefähr:

Pyroxen (Aegirin) mit ein wenig Hornblende (Katoforit)	$22\frac{1}{2}$	Procent	
Kalifeldspathsilikat	24	»	} Feldspäthe $53\frac{1}{2}$ Proc.
Natronfeldspathsilikat	$29\frac{1}{2}$	»	
Quarz	$23\frac{1}{2}$	»	
Rest (Apatit, Wöhlerit(?), Zirkon etc)	ca. $\frac{1}{2}$	»	
	100.00		

oder etwas mehr als $\frac{1}{2}$ Feldspäthe, beinahe $\frac{1}{4}$ Pyroxen (Aegirin) und $\frac{1}{4}$ Quarz.

Die Analyse des *Grorudits von Kallerud im Lougenthale* habe ich versuchsweise auf folgende Weise berechnet:

K_2O	3.22	
Al_2O_3	3.50	
SiO_2	12.33	
	19.05	$K_2 Al_2 Si_6 O_{16}$

Na_2O	5.23	
Al_2O_3	7.79	
SiO_2	31.32	
	44.34	$Na_2 Al_2 Si_6 O_{16}$

Na_2O . . . 1.28			
FeO 0.56			
Fe_2O_3 . . . 4.53			
SiO_2 . . . . 6.86			
13.23	$(Na_2, Fe)\ Fe_2\ Si_4\ O_{12}$		
FeO 0.29			
Al_2O_3 . . . 0.41			
SiO_2 . . . . 0.24			
0.94	$Fe\ Al_2\ Si\ O_6$		16.60 Pyroxen.
FeO 0.29			
CaO . . . 0.22			
SiO_2 . . . 0.48			
0.99	$Fe\ Ca\ Si_2\ O_6$		
MnO . . . 0.78			
SiO_2 . . . 0.66			
1.44	$Mn_2\ Si_2\ O_6$		
SiO_2 . . . 19.46			
19.46	SiO_2 (Quarz)		

Rest { TiO_2 . . . . 0.50
Al_2O_3 . . . . 0.51 .

Die Zusammensetzung wäre demnach in Procenten:

Pyroxen (Aegirin)	16.69	
Kalifeldspathsilikat	19.16	Feldspäthe 63.74
Natronfeldspathsilikat	44.58	
Quarz	19.57	
	100.00	

oder ziemlich nahe: beinahe $^4/_6$ Feldspäthe, $^1/_6$ Pyroxen (Aegirin) und mehr als $^1/_6$ (beinahe $^1/_5$) Quarz.

Die unter den oben gemachten Annahmen auf 100 berechnete Zusammensetzung des Pyroxens würde dabei die folgende sein:

SiO_2	49.64
Al_2O_3	2.47
Fe_2O_3	27.29
FeO	6.87
MnO	4.69
CaO	1.32
Na_2O	7.72
	100.00

Abgesehen von dem hohen Mangangehalt (und entsprechend geringerem Natrongehalt) stimmt diese Zusammensetzung ziemlich mit der Analyse *Lorenzens* von dem Aegirin von Kangerdluarsuk; ein so hoher Mangangehalt ist in keinem Aegirin nachgewiesen. Es ist deshalb wohl möglich, dass der Mangangehalt der Bauschanalyse zu hoch ausgefallen ist und entsprechend in der berechneten Pyroxenzusammensetzung reducirt werden sollte; dasselbe gilt vielleicht auch von dem bei der Berechnung gar nicht berücksichtigten TiO_2-Gehalt. Dass alles in der Analyse vorhandene Mangan auf das Pyroxenmineral bezogen werden muss (ebenso wie der TiO_2-Gehalt?) ist aber unzweifelhaft, denn andere dunkle Mineralien finden sich im Gestein nicht. Sicher ist auch, dass sowohl in diesem als in anderen Groruditen (noch mehr in den unten zu erwähnenden Sölvsbergiten) ein kleiner Mangangehalt constant vorhanden ist, denn tiefbraune Mangandendrite sind an Klüften sehr allgemein, ja für manche dieser Gesteine geradezu charakteristisch.

Übrigens dürfte die Berechnung dieser Analyse kaum ganz so genau, wie diejenige der vorigen ausgeführt werden können. Sicher ist, dass eine Al_2O_3-Verbindung im Pyroxen eingehen muss, da der Thonerdegehalt sonst zu hoch ist. Unsicher ist es natürlich wie viel; davon hängt aber auch der Procentgehalt des Pyroxens im Vergleich mit dem Albit ab. Unsicher ist es ferner, ob nicht ein kleiner K_2O-Gehalt in beiden Analysen im Pyroxenmineral vorhanden sein dürfte, was wieder einer geringen Herabsetzung der Zahlen für den Kalifeldspathgehalt entsprechen würde.

Von grossen Differenzen der berechneten und der thatsächlich vorhandenen Mineralienzusammensetzung kann aber offenbar nicht die Rede sein. Bis auf ein Paar Procent müssen die Zahlen der Mengenverhältnisse für jeden Bestandtheil richtig sein. Es geht daraus hervor, dass die Procentgehalte der Hauptmineralien: Kalifeldspath, Natronfeldspath, Aegirin und Quarz (und von anderen Mineralien finden sich in diesen Gesteinen nur geringe Spuren) innerhalb recht weiter Grenzen schwanken. Erstens ist beim geringeren SiO_2-Gehalt der Grorudite von

Grorud und von Kallerud natürlich die Quarz-Menge geringer als im Grorudit von Varingskollen, zweitens ist das Verhältniss zwischen dem Kalifeldspathsilikat und dem Natronfeldspathsilikat in diesen Gesteinen sehr wesentlich verschieden; in den Gesteinen von Varingskollen und Grorud ist das Molekülarverhältniss beider nämlich nahezu 1 : 1, im Grorudit von Kallerud dagegen ungefähr 11 : 4, also beinahe 3 : 1. Dass die äussersten Differenzen innerhalb der Groruditgruppe nicht dadurch repräsentirt sind, wird aus dem folgenden hervorgehen.

Vergleich der Ganggrenze und der Gangmitte des Grorudits von Grorud in chemischer Beziehung.

Schon oben wurde erwähnt, dass die Ganggrenze und die Gangmitte bei dem Gang von Grussletten abweichende Verhältnisse aufweisen. Da es von Interesse schien, diese Differenzen schärfer fixiren zu können, wurde auch von dem Grenzgestein (aus einem Stück wenige Centimeter von der Ganggrenze) eine Analyse im chemischen Laboratorium des Herrn *L. Schmelck* ausgeführt:

Grorudit von Grussletten (Grorud).

	Gangmitte	Ganggrenze	Durchschnitts-zusammensetzung des Ganges [1]
SiO_2	70.15	66.50	69.90
TiO_2	0.65	Spur	0.62
Al_2O_3	10.60	10.90	10.62
Fe_2O_3	5.77	9.85	6.04
FeO (& MnO) .	2.26	2.34	2.27
MgO	0.35	0.60	0.37
CaO	0.72	0.64	0.71
Na_2O	5.30	5.56	5.32
K_2O	4.09	4.54	4.12
H_2O	Spur	0.20	—
P_5O_2	Spur	0.10	—
	99.89	101.23	99.97

[1] Berechnet aus 14 Theilen der Mischung der Gangmitte auf 1 Theil derjenigen der Ganggrenze, übereinstimmend mit der Beobachtung über die Mächtigkeit beider bei Grussletten.

Die Analyse des Gesteins der Ganggrenze lässt sich in folgender Weise berechnen:

K_2O . . .	4.54		
Al_2O_3 . .	4.95		
SiO_2 . . .	17.39		
	26.88	$K_2 Al_2 Si_6 O_{16}$	
Na_2O . . .	3.40		
Al_2O_3 . .	5.95		
SiO_2 . . .	19.73		
	29.08	$Na_2 Al_2 Si_6 O_{16}$	
Na_2O . . .	2.16		
Fe_2O_3 . .	5.57		
SiO_2 . . .	8.35		
	16 08	$Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12}$	
FeO . . .	1.93		
Fe_2O_3 . .	4.28		
SiO_2 . . .	6.44		
	12.65	$Fe Fe_2 Si_4 O_{12}$	
MgO . . .	0.46		
CaO . . .	0.64		33.02 Pyroxen.
SiO_2 . . .	1.80		
	2.90	$Mg Ca Si_2 O_6$	
MgO . . .	0.12		
Al_2O_3. . .	0.33		
SiO_2 . . .	0.19		
	0.64	$Mg Al_2 Si O_6$	
FeO(MnO).	0.41		
SiO_2 . . .	0.34	$(Fe, Mn)_2 Si_2 O_6$	
	0.75	$(Fe, Mn)_2 Si_2 O_6$	
SiO_2 . . .	12.26	(Quarz).	

Die Zusammensetzung des Aegirins wäre nach dieser Berechnung ungefähr:

	Aegirin der Grenzzone	Aegirin der Gangmitte
SiO_2	51.83	50.29
Al_2O_3	1.00	1.68
Fe_2O_3	29.83	25.57
FeO & MnO	7.11	9.98
MgO	1.75	1.55
CaO	1.94	2.47
M_2O	6.54	8.46
	100.00	100.00

Der Unterschied sollte, wenn die Berechnungen richtig sind, wesentlich im Verhältniss der Eisenoxyde und des Natrons liegen; die absolute Menge der Eisen (und Mangan-) oxyde, wenn als Fe_2O_3 berechnet, wäre 37.83 resp. 36.80 Procent, also in Betracht der Grundlage der Berechnung kaum nennenswerth verschieden. Es ist ja auch immerhin möglich, dass die Bestimmung der relativen Mengen von FeO und Fe_2O_3 in den Analysen selbst nicht so absolut genau ist, was ja doch schliesslich die Grundlage der Berechnung bildet. Wenn die Analysen hinreichend genau sind, muss aber der Unterschied der Aegirine der Gangmitte und der Grenzzone wesentlich im Verhältniss der Silikate $Fe\,Fe_2\,Si_4\,O_{12}$ und $(Fe, Mn)_2\,Si_2\,O_6$ in beiden liegen. Sicher ist es, dass der Aegirin sowohl in der Grenzzone als in der Gangmitte ein ungewöhnlich eisenreicher sein muss, da nämlich alles Eisen im Gestein (abgesehen von der nicht nennenswerthen Menge von Katoforit) im Aegirin vorhanden sein muss; ob aber ein erheblicher Unterschied in der Zusammensetzung der Aegirine der Grenzzone und der Gangmitte da ist, kann nicht ohne Separatanalysen derselben sicher entschieden werden. Die Auslöschung des Aegirins der Grenzzone ist fast genau parallel zur c-Achse.

Die Berechnung der Analyse führte also auf eine Zusammensetzung von ca. 56 % Feldspäthen (davon ca. 29 Na_2O-Feldspathsilikat) bei ca. 33 Pyroxen und ca. 12 Quarz, während das Hauptgestein aus ungefähr 53½ Feldspäthen (davon ca. 29½ Natronfeldspathsilikat), ca. 22½ Pyroxen und ca. 23½ Quarz bestehen würde.

Der Unterschied würde demnach in Übereinstimmung mit den Beobachtungen u. d. M. wesentlich darin bestehen, dass im Grenzgestein mehr Pyroxen (und Kalifeldspath), weniger Quarz vorhanden ist.

Da die Structur und die Beschaffenheit des Aegirins (als feine Nädelchen oder Aegirinfilz im Grenzgestein, grössere säulenförmige

Körnchen im Hauptgestein) verschieden sind in der Gangmitte und in dem Grenzgestein, und ein Unterschied in der *chemischen* Zusammensetzung des Aegirins der Grenzzone und der Gangmitte jedenfalls wahrscheinlich ist, können die Differenzen der Bauschanalysen der Gesteine der Gangmitte und der Ganggrenze *nicht* dadurch erklärt werden, dass eine *mechanische* Anreicherung der Grenzzone mit Aegirinnädelchen nach der eingetretenen Krystallisation etwa durch fluidale Erscheinungen stattgefunden habe; eine blosse mechanische Anreicherung mit Aegirin würde auch, wie eine einfache Rechnung zeigt, eine andere chemische Zusammensetzung als die gefundene gegeben haben. Im Gegentheil muss als sicher nachgewiesen angesehen werden, dass die Krystallisation ganz vorherrschend (die Einsprenglinge spielen quantitativ keine Rolle) ungefähr an Ort und Stelle stattgefunden habe, das heisst, die Differenzen der chemischen Zusammensetzung müssen schon vorhanden gewesen sein, *ehe die Krystallisation der Grundmasse anfing.* Es muss also im Magma selbst eine Spaltung, eine Differentiation, stattgefunden haben und diese Differentiation ist von dem gewöhnlichen Charakter gewesen, indem eine Diffusion einer eisenreicheren (basischeren) Verbindung nach der Grenzfläche, der Abkühlungsfläche, hin stattgefunden haben muss, wodurch eine Anreicherung mit eisenreichen Verbindungen überhaupt eingetreten ist. Der Vergleich der beiden Analysen ergiebt mit grosser Evidenz, dass keine andere wesentliche Änderung der Grenzschicht *als eine relative Anreicherung mit* Fe_2O_3 *bei Abnahme des* SiO_2*-Gehaltes* stattgefunden hat.

Diese Beobachtung stimmt vollständig mit entsprechenden Wahrnehmungen bei zahlreichen andern Gängen des Kristianiagebietes sowie anderer Eruptivgebiete. So sind, um nur ein Paar Beispiele zu nennen, immer die jüngsten Quarzporphyrgänge (so der mächtige Quarzporphyrgang der Insel Gåserumpen bei Holmestrand, der 15—20 Meter mächtige Quarzporphyrgang auf der Strecke zwischen Katteholmen bei Engenäs und Holmestrand,[1] endlich der genau entsprechende Gang von Ostö-Kjeholmen bei Kristiania) mit einer basischen Grenzzone versehen; ebenso besitzen die Glimmersyenitporphyrgänge des Typus Nakholmen-Bygdö, wie ich schon längst nachgewiesen habe,[2] regelmässig eine basische Grenzzone. Diese Beispiele könnten um viele andere vermehrt werden. Sie repräsentiren ein ganz allgemeines, generelles

[1] Siehe meine Abhandlung: Über die Bildungsgeschichte des Kristianiafjords», in Nyt Mag. f. Nat., B. 30, 1886, S. 93.

[2] Die silur. Etagen 2 & 3, S. 285—287; Zeitschr. f. Kryst. B. 16, I, S. 63—64; etc.

Verhältniss, bald mit so grossen Differenzen, dass die Typen der Ganggrenze und der Gangmitte ganz verschiedene Gesteine darstellen («gemischte Gänge»), bald mit geringeren Differenzen wie im vorliegenden Falle, wo sowohl die Gangmitte als die Ganggrenze beide aus Grorudit bestehen, aber mit ungleich saurer Mischung. Zwischen beiden Extremen sind alle Übergänge bekannt.

Die Erklärung der Bildung dieser abweichend zusammengesetzten, gewöhnlich basischeren Grenzzonen ist in beiden Fällen dieselbe, nämlich eine Differentiation in der Gangspalte selbst, beim Abkühlen längs der Grenzfläche. Es hängt gewiss in hohem Grade u. a. von der Schnelligkeit der Abkühlung ab, wie breit diese abweichende Grenzzone im Verhältniss zur Gangmitte werden konnte; ein konstantes Verhältniss ist deshalb in dieser Beziehung auch nicht vorhanden und konnte natürlich nicht erwartet werden.[1] Die Differentiation hat im vorliegenden Falle, wie auch sonst sehr häufig *nach* der Krystallisation der Einsprenglinge stattgefunden.

Die Beobachtungen über den vorliegenden Fall machen es wahrscheinlich, dass die basischere Verbindung, welche nach der Grenzfläche hin beim Abkühlen in erster Linie diffundirt hat, lediglich Fe_2O_3 gewesen ist; es ist dies ein Hauptbestandtheil derjenigen Verbindungen, welche im vorhandenen Magma am leichtesten und zuerst auskrystallisiren konnten, nämlich der Aegirinsilikate und dann vorzugsweise der *eisenoxydreicheren* Verbindung $Fe^{III}Fe_2Si_4O_{12}$. Es stimmt dies mit der Erfahrung, dass der Aegirin das zuerst auskrystallisirte Mineral der Grundmasse der Grorudite ist. Wir hätten dann auch hier wieder einen Beleg für meine schon früher mehrmals behauptete Auffassung, dass die Differentiation in erster Linie auf die Gesetze der Krystallisationsfolge der Gesteinsmagmen zu beziehen sein müsse.[2]

Es dürfte schliesslich hier kaum überflüssig sein ausdrücklich hervorzuheben, dass im vorliegenden Falle das analysirte Stück der Grenzzone von einer Stelle stammte, wo der betreffende Groruditgang durch einen

---

[1] Dass ein derartiges konstantes Verhältniss zwischen Mächtigkeit der Grenzzone und der Gangmitte fehlt, wurde von *A. G. Högbom* (Geol. Fören i Stockholm, Förhandl. B. 15, S. 224, Anm.) als Beweis gegen die Erklärung der Bildung der «gemischten Gänge» durch Differentiation angeführt. Es erhellt aus dem Obenstehenden, dass die Einwendung ohne Belang ist. Dass Ganggrenze und Gangmitte bei gemischten Gängen in allen Fällen von genau gleichem Eruptionsalter sind, soll damit nicht behauptet werden; sie sind es in der That nicht immer, so z. B. nicht bei den oben genannten Quarzporphyrgängen.

[2] Cfr. Zeitschr. f. Krystallogr. B. 16, I, S. 87 und Quart. Journ. of the geol. Soc. 1894, S. 36.

sauren Nordmarkit aufsetzt. Übrigens konnte durch die Untersuchung u. d. M. kein Unterschied der Grenzzone dieses Ganges beobachtet werden in Präparaten von anderen Stellen, wo der Gang durch basischen Labradorporphyrit durchbricht. Endlich muss auch hervorgehoben werden, dass Ganggrenze und Gangmitte ganz allmählich in einander übergehen.

Auch andere der Groruditgänge zeigen auf analoge Weise eine mehr rein grün gefärbte Aegirin-reichere Grenzzone; so z. B. der Gang Kapteinshöiden-Skjærpet, namentlich deutlich an dem Wege östlich von S. Movand und N. Movand; es ist unzweifelhaft, dass auch hier die Grenzzone in derselben Weise eisenoxydreicher und SiO_2-ärmer ist.

Vergleich der Grorudite mit verwandten Gesteinstypen.

Im Jahre 1881 beschrieb *H. Foerstner*[1] unter dem Namen «*Pantellerite*» eine eigenthümliche Gruppe natronreicher saurer jüngerer vulkanischer Gesteine, deren chemische Zusammensetzung zwischen folgenden Grenzen liegen sollte:

SiO_2	66.8 bis 72.5
Fe_2O_3	3.9 - 7.1 bei glasigen Var. 6.2 - 9.2 bei krystallinischen Var.
FeO	3.8 - 5.4 bei glasigen Var. 1.4 - 2.2 bei krystall. Var.
MnO	0.3 circa
Al_2O_3	4.8 bis 11.5
CaO	0.3 - 1.5
MgO	0.1 - 0.9
Na_2O	5.7 - 7.7
K_2O	0.7 - 0.9

Diese analytischen Angaben muss *Foerstner* später offenbar completirt haben, denn in seinen in Zeitschr. f. Kr. B. VIII angeführten Analysen ist für mehrere derselben ein weit höherer K_2O-Gehalt als das Maximum nach obenstehender Tabelle angeführt. Zum näheren Vergleich sollen deshalb die an letzterwähnter Stelle aufgezählten Analysen, nach dem SiO_2-Gehalt geordnet, in folgender Tabelle zusammengestellt werden; es erhellt aus der Tabelle, dass der Mangangehalt in diesen

---

[1] «Nota preliminare sulla Geologia dell' isola di Pantelleria Roma 1881» und Zeitschr. f. Kr., B. V, S. 348; später Zeitschr. f. Kr., B. VIII, S. 125 ff.

Analysen nicht speciell bestimmt sein dürfte. Dasselbe gilt von einem gewiss nicht fehlenden geringen TiO_2-Gehalt (der Cossyrit-Ainigmatit muss zweifelsohne ein TiO_2-haltiges Mineral sein).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	Mittel
SiO_2	67.48	67.89	68.33	68.75	69.02	69.61	70.30	68.77
Al_2O_3	9.70	11.53	10.94	5.91	10.09	8.02	6.32	8.93
Fe_2O_3	7.42	4.51	3.74	5.81	4.42	7.17	9.23	6.04
FeO	2.21	4.52	5.41	5.33	4.56	2.83	1.40	3.75
MgO	0.77	0.62	0.16	0.08	0.76	0.65	0.89	0.56
CuO	—	—	0.25	0.23	0.29	—	—	0.26
CaO	1.45	1.51	1.36	2.11	1.45	0.88	0.84	1.37
Na_2O	7.21	5.79	7.09	7.52	6.29	7.47	7.70	7.01
K_2O	2.94	3.71	4.08	4.28	3.70	2.88	2.50	3.44
Glühw.	0.96	0.33	—	—	—	0.74	0.82	0.41
	100.14	100.41	101.36	100.02	100.58	100.25	100.00	100.54

I Jüngster Pantellerit; krystallinisch; vom Krater des Monte S. Elmo.
II » » ; glasig ; ebendaselbst.
III Alter Pantellerit; glasig und mikrolithisch; Khania (über Li Duci).
IV Glasiger Pantellerit; von Sidori bei Fossa del Gallo (Cuddia Randazzo).
V » » ; Cuddia Mida auf Montagna grande.
VI Alter Pantellerit; glasig; Khagiar (östl. Abhang von Cuddia nera).
VII » » ; krystallinisch; ebendaselbst.

Aus diesen Analysen, verglichen mit den oben angeführten Analysen der norwegischen Grorudite, zeigt es sich, dass in mehreren Beziehungen bedeutende Übereinstimmungen vorhanden sind; andererseits sind auch bestimmte, obwohl nicht sehr beträchtliche Unterschiede nachweisbar. Zum Vergleich sind in der folgenden Tabelle die früher angeführten Groruditanalysen nebst einer Analyse eines unten näher zu erwähnenden, nahe verwandten Sölvsbergits zusammengestellt; das erste Mittel (I) bezieht sich auf die drei sauersten Groruditanalysen allein, das zweite (II) auf alle vier Analysen. [1]

[1] Die Sölvsbergitanalyse ist hier angeführt um in dem Mittel den Einfluss des sehr sauren Grorudits von Varingskollen auszugleichen; derartige sehr saure Grorudite sind nämlich wohl selten, während umgekehrt mehrere Vorkommen gewiss auf 66 bis 67 Proc. SiO_2 herabsinken.

	Sölvsbergit Sölvsberget, Gran	Grorudit Kallerud	Grorudit Grorud	Grorudit Varingskollen	Mittel I	Mittel II
SiO_2 . . .	64.92	71.35	70.15	74.35	71.95	70.19
TiO_2 . . .	—	0.50	0.65	—	0.38	0.29
Al_2O_3 . .	16.30	12.21	10.60	8.73	10.51	11.96
Fe_2O_3 . .	3.62	4.53	5.77	5.84	5.38	4 94
FeO . . .	0.84	1.14	1.74	1.00	1.29	1.18
MnO. . .	0.40	0.78	0.52	0.22	0.51	0.48
MgO. . .	0.22	Spur	0.35	0.07	0.14	0.16
CaO . . .	1.20	0.22	0.72	0.45	0.45	0.65
Na_2O . .	6.62	6.51	5.30	4.51	5.44	5.73
K_2O . . .	4.98	3.22	4.09	3.96	3.76	4.06
H_2O . . .	0.50	0.33	Spur	0.25	0.19	0.30
	99.60	100.57	99.89	99.38	100.00	99.94

Wie aus dem Vergleich mit den Pantelleritanalysen zu sehen, sind sowohl die Pantellerite als die Grorudite saure an Magnesia und Kalk arme, an Alkalien und zwar namentlich an Natron reiche Mischungen, durch ihren chemischen Bestand offenbar der Natrongranitfamilie angehörig;[1] der SiO_2-Gehalt dürfte bei den meisten Groruditen und Pantelleriten gewiss ungefähr zusammenfallen, nämlich ca. 69 bis 70 Procent betragen. Dagegen ist offenbar bei den Groruditen der *Thonerdegehalt* durchschnittlich etwas höher als bei den Pantelleriten. Mehr wesentlich scheint doch der Unterschied in dem Procentgehalt der *Eisenoxyde* (Manganoxydul einbegriffen), welcher bei den Groruditen nach den vorhandenen Analysen wohl durchschnittlich 6 bis $7^1/_2$ Procent, bei den Pantelleriten dagegen 9 bis 11 Procent beträgt, also durchschnittlich nicht weniger als $3^1/_2$ *Procent höher ist,* oder ungefähr ein Drittel grösser als bei den Groruditen, was auf den Mineralbestand bezogen bei holokrystallinischer Ausbildung anstatt 15 bis 22 Procent Aegirin, 25 bis 35 Procent Pyroxen und Amphibolmineralien (hierin Cossyrit einbegriffen) entspricht. Auch ist der Gehalt an Kalk entschieden durchschnittlich etwas, obwohl unbedeutend grösser, ebenso der Natrongehalt durchschnittlich ca. 1 Procent grösser bei den Pantelleriten. Der Pyroxen ist

[1] *Zirkel* stellt die Pantellerite in der 2ten Auflage seines grossen Werkes: «Lehrbuch der Petrographie» (S. 581—583, B. II) als Anhang zu den Daciten. Einige Pantellerite gehen zwar in dacitische Gesteine über, die typischen Vorkommen der Pantellerite erweisen sich aber durch ihre Armuth an CaO (und MgO) unzweifelhaft als der Natronreihe der Granitfamilie (der Natrongranitfamilie), nicht der Quarzdioritfamilie angehörig.

deshalb in den letzteren auch (nach *Rosenbusch*) *kein reiner Aegirin, sondern ein Aegirin-Augit;* [1] neben welchem auch ein zweiter Pyroxen, durchaus mit «den normalen grünen Augiten der trachytischen Gesteine» übereinstimmend, vorhanden ist.

Was die Mineralienzusammensetzung betrifft, ist beim Vergleich zu bemerken, dass die Pantellerite ja bei weitem zum grössten Theil glasige oder glasreiche Gesteine sind, seltener holokrystallinisch und, wenn dies der Fall, mit *sehr* feinkörniger Grundmasse («mit bald mehr oder weniger panidiomorph-mikrolithischem, bald allotriomorph-körnigem Charakter»). [2] Die holokrystallinischen Pantellerite sollen (nach *Foerstner* und *Rosenbusch*) bestehen aus Einsprenglingen von (wesentlich) Anorthoklas, Aegirin-Augit und diopsidartigem Pyroxen sammt Cossyrit (Ainigmatit) in einer Grundmasse von denselben Mineralien (Mikroklithe von nicht näher angegebenem Feldspath, denselben Pyroxenen und Cossyrit), ausserdem mit Mikrolithen von Riebeckit (?) und einem anderen, nicht näher bestimmten (Hornblende-?) Mineral. Als charakteristisch wird ferner «der absolute Mangel des Quarzes und Tridymits in den älteren und jüngeren Generationen der krystallinen Ausscheidungen» hervorgehoben (*Rosenbusch* l. c.). [3]

Die Grorudite dagegen sind durchgehends holokrystalline Gesteine, gewöhnlich nicht mit sehr feinkörniger Grundmasse; mit Einsprenglingen von Mikroklin oder Mikroklin-Mikroperthit (Anorthoklas jedenfalls selten) und Aegirin (und in geringer Menge einer Hornblende der Katoforitgruppe) ohne Cossyrit in einer Grundmasse von Albit, Mikroklin (oder Mikroperthit, sehr selten Natronorthoklas) und Aegirin sammt *reichlich Quarz.* Dagegen fehlt auch bei den Groruditen in der Regel Quarz als Einsprengling, was bei dem hohen SiO_2-Gehalt recht auffallend ist. Das so gut wie absolute Fehlen von *Glimmer* ist den Groruditen wie den Pantelleriten charakteristisch.

Wir sehen somit, dass die Pantellerite und Grorudite, obwohl in mehreren Beziehungen nahe verwandt, dennoch auch erhebliche Verschiedenheiten darbieten, nach meiner Ansicht hinreichend genügend um eine specifische Trennung der beiden Gesteinsgruppen zu berechtigen,

---

[1] *Rosenbusch,* Mikr. Phys., II, 2te Aufl., S. 568 bemerkt: er «hat grosse Ähnlichkeit mit dem alkalireichen Pyroxen der Phonolithe und Leucitophyre».

[2] *Rosenbusch* l. c. S. 568; S. 569 Anm. wird erwähnt, dass: «Die Korngrösse der holokrystallinen Grundmasse ist eine überaus kleine und erschwert die Mineralienbestimmung in ungewöhnlicher Weise».

[3] Wie das nun möglich sei, dass ein *holokrystallinisches* Gestein mit 66.8 bis 72.5 SiO_2 und mit recht reichlichem Gehalt an basischeren dunklen Mineralien keinen Quarz (oder Tridymit) führe, ist nicht näher erklärt.

selbst abgesehen von der Frage, ob es an und für sich vortheilhaft sein dürfte, glasreiche oder mikrolithisch struirte Oberflächeneruptivgesteine von recentem Typus mit holokrystallinen hypabyssischen Gesteinen (Ganggesteinen) mit nicht recentem Typus unter gemeinsamen Namen zu vereinigen.

Rosenbusch macht (l. c. S. 569) darauf aufmerksam, dass «in der Reihe der palæovulkanischen Ergussgesteine die Keratophyre und Quarzkeratophyre die Vorläufer der Pantellerite sind, wenngleich die gewaltigen chemischen und mechanischen Eingriffe, denen erstere unterlagen, die Verwandtschaft einigermaassen verdunkeln». So viel ich die Keratophyre kenne, möchte ich bezweifeln, dass diese Auffassung berechtigt ist, wenn man schärfere, engere Grenzen für die betreffenden Gesteinsgruppen ziehen würde. Es ist vollkommen richtig, dass der hohe Natrongehalt der Keratophyre dieselben an den chemischen Typus der Pantellerite nähert, aber erhebliche Unterschiede sind dennoch auch vorhanden, jedenfalls wenn man nach den vorliegenden Analysen schliessen darf. Die Keratophyranalyse, welche der Zusammensetzung der Grorudite und Pantellerite am nächsten kommen dürfte, wäre wohl die von *Lossen* mehrmals publicirte Analyse des Quarzkeratophyrs aus dem Mühlenthale zwischen Elbingerode und Rübeland[1] im Harz (analysirt von *Jacobs*). Gesteine, welche einer derartigen Mischung entsprechen und welche keine Dynamometamorphose erlitten haben, kenne ich auch aus dem Kristianiagebiet; es sind aber *nicht* Aegirin-führende Gesteine. Der Unterschied liegt eben in dem Gehalt an *Eisenoxyden*, welcher bei dem genannten Quarzkeratophyr nur ca. 4 Procent beträgt, bei den Groruditen dagegen ca. 6 bis 7, bei den Pantelleriten ca. 10 Procent.[2] Ich glaube deshalb auch kaum, dass die unveränderten Quarzkeratophyre jemals Gesteine mit reichlichem Gehalt an Aegirin oder Aegirin-Augit, wie die Grorudite und Pantellerite gewesen sind, was übrigens auch wohl nicht die Meinung

---

1 «Über Porphyroide» etc. Sitz. Ber. d. Ges. Naturf. Freund, No. 9, Jahrg. 1883, S. 178; ebenso Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanst., 1884, Sep. S. XXXV etc. Die Analyse gab: SiO_2 70.07, TiO_2 0.25, Al_2O_3 13.84, Fe_2O_3 3.21, FeO 0.78, MnO 0.12, MgO 0.20, CaO 1.26, Na_2O 6.27, K_2O 1.57, H_2O 0.74, P_2O_5 0.08, CO_2 0.79, Org. Subst. 0.01; Summe 100.09. — Ein sogenannter Quarz-Keratophyr von Pigeon-Point, Minnesota, analysirt von *Hillebrand* (siehe W. S. Bayley: Amer. Journ. of Sc., B. XXXVII, Jan. 1889), enthält 4.97 K_2O und 3.44 Na_2O bei einem SiO_2-Gehalt von 72.42, Al_2O_3-Gehalt von 13.04, ist also mehr ein K_2O-Gestein. Der Gehalt an Eisenoxyden ist auch hier niedrig, nur etwas über 3 Procent.

2 Es finden sich im Kristianiagebiet unter unveränderten Ganggesteinen (Lagergängen), welche den Keratophyren und Quarz-Keratophyren entsprechen, auch solche mit etwas höherem Eisengehalt; dann ist dieser aber nicht in Silikaten, sondern als Schwefelkies vorhanden.

Rosenbusch's bei der oben erwähnten Zusammenstellung gewesen sein dürfte.

Noch ein weiterer Vergleich könnte hier vielleicht gezogen werden, nämlich zwischen dem Grorudit von Varingskollen einerseits und dem von *Chelius* beschriebenen *Alsbachit* von der N.W.-Seite des Melibocus im Odenwald andererseits. Die Zusammensetzung dieses Gesteins ist nach *Kutscher's* Analyse (bei Chelius), verglichen mit dem Grorudit von Varingskollen:

	Grorudit Varingskollen	Alsbachit Melibocus
SiO_2	74.35	74.13
Al_2O_3	8.73	12.61
Fe_2O_3	5.84	2.87
FeO	1.00	0.86
MnO	0.22	0.16
MgO	0.07	0.23
CaO	0.45	1.60
Na_2O	4.51	4.55
K_2O	3.96	2.13
H_2O	0.25	0.66
	99.38	99.80

Die Differenzen sind dieselben wie beim Keratophyr vom Mühlenthale, Harz; der Gehalt der Eisenoxyde ist geringer, derjenige des CaO und Al_2O_3 grösser als beim Grorudit. So gering diese Differenzen sind, ist doch die Mineralienzusammensetzung beider Gesteine ganz verschieden, bei dem Grorudit vorwiegend Feldspäthe, Quarz, *Aegirin*, bei dem Alsbachit Feldspäthe, Quarz, *Glimmer* (z. Th. auch Granat). [1]

Die Nebeneinanderstellung der Alsbachite (und Keratophyre), der Grorudite und der Pantellerite zeigt in überzeugender Weise, wie eng die chemischen Typen begrenzt werden müssen, wenn sie den Gruppirungen der Natur selbst entsprechen sollen. Selbst geringe Änderungen liefern oft eine neue Mineraliengesellschaft, einen neuen Gesteinstypus.

[1] Siehe *C. Chelius:* «Das Granitmassiv des Melibocus und seine Ganggesteine». Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt. IV Folge; 13. H., S. 1—13. 1892.

II.

Sölvsbergite.

Unter diesem gemeinsamen Namen sollen hier eine Anzahl verschiedener Ganggesteine zusammengefasst werden, welche sich, was die mineralogische Zusammensetzung betrifft, wesentlich *durch einen weit geringeren oder sogar fehlenden Quarzgehalt*, bei sonst ziemlich gleichartiger Zusammensetzung, von den Groruditen unterscheiden. Es sind demnach mittel- bis feinkörnige Ganggesteine, bestehend aus vorherrschenden Alkalifeldspäthen (meistens Albit und Mikroklin) mit Aegirin; statt des letzteren tritt bei den basischeren Gliedern bisweilen Hornblende (Katoforit), bisweilen auch ein eigenthümlicher Glimmer vicarirend auf; bei den am meisten basischen Gliedern fehlt der Quarz, und Nephelin findet sich ein.

Die Structur ist bei den untersuchten norwegischen Vorkommen immer *durch stark ausgebildete Tafelform der Feldspäthe ausgesprochen fluidal*, oft eine rein typische Trachytstructur, sehr häufig ohne Einsprenglinge und *nie mit mehr hervortretender porphyrartiger Ausbildung*; die Gesteine dieser Reihe sind deshalb oft auffallend schiefrig (primärschiefrig). Die Farben sind bei vorherrschendem Aegirin unter den dunklen Mineralien gewöhnlich charakteristisch grün, oder graugrün bis grüngrau, oder bei herrschendem Katoforit und Arfvedsonit mehr bläulich grüngrau, gewöhnlich mit etwas dunkleren Farbennuancen, seltener bei gröberem Korn und geringerem Gehalt an dunklen Mineralien auch etwas heller gefärbt.

Diesen typischen, äusserlich den Phonolithen oder Phonolith-Trachyten ähnlichen Ganggesteinen schliesst sich auch eine Anzahl abweichender, genetisch verwandter Typen nahe an, theils solche mit abnehmendem Gehalt an dunklen Mineralien, unter Beibehaltung der schieferigen Trachyt-Structur, theils auch solche, welche durch Ausbildung einer mehr hervortretenden Porphyrstructur in Syenitporphyre übergehen. Auch diese verschiedenen Gangtypen sollen unten z. Th. anhangsweise unter den Sölvsbergiten erwähnt werden.

In chemischer Beziehung reihen sich die Sölvsbergite zwischen den quarzreicheren Groruditen einerseits und den nephelinreichen Tinguaiten andererseits ein.

Ich kenne bis jetzt Sölvsbergite als Ganggesteine vom Kirchspiel Gran, ca. 50 Kilometer N.N.W. von Kristiania, und von der Gegend nördlich von Laurvik, theils W. vom See Farrisvand (ca. 100 Kilometer S.S.W. von Kristiania), theils vom Lougenthal. Vielleicht finden sich zusammen mit Groruditen im Kirchspiel Svarstad auch Gänge von so quarzarmer Mischung, dass sie schon als saure Sölvsbergite gerechnet werden sollten.

Die einzelnen Vorkommen sollen unten näher beschrieben werden.

Sölvsbergite vom Kirchspiel Gran, östlich vom Randsfjord.

Längs dem östlichen Fuss des schroffen Abhanges der Olivingabbrodiabaskuppe des Sölvsberges auf Gran setzt eine ziemlich mächtige Gangmasse eines an frischer Bruchfläche grünlich gefärbten Gesteins auf, welches seinem äusseren Habitus nach so sehr an die Grorudite erinnert, dass ich dasselbe zuerst ohne weiteres für einen Grorudit annahm. Dieses Ganggestein zeigte sich aber bei der näheren Untersuchung als einer besonderen, von den Groruditen hinreichend abweichenden Gruppe von Ganggesteinen angehörig, für welche ich hiermit nach dem ersten Fundort derselben den Namen *Sölvsbergit* vorschlagen will.

Die Gangmasse ist auf einer Strecke von ungefähr $1^1/_2$ Kilometer zwischen dem Südende des Sölvsberges (wenige Schritte westlich vom Hofe Lynne) und dem Häuslerplätzchen Svenskerud, am N.O.-Ende des Berges ziemlich zusammenhängend aufgeschlossen, in einer Mächtigkeit von 6 bis 10 Meter; die Richtung des Ganges ist im südlichen Theil dieser Strecke ungefähr S.S.W.—N.N.O., im nördlichen Theil mehr S.—N. (ung. S. 5° W. — N. 5° O). Die Gangmasse setzt in der Regel nicht ganz senkrecht auf, sondern mit einem östlichen Fallen von ungefähr 65° bis 70°. Bei Lynne und bei Svenskerud setzt der Gang durch die Silurschichten, in der Mitte des Verlaufes W. und S.W. vom Häuslerplätzchen Berget dagegen durch die Grenzzone des Olivingabbrodiabases.

Die Gangmasse lässt sich sowohl nach S.S.W. als nach N. im Ganzen ca. 10 Km. verfolgen; so findet man dieselbe wieder an der Hauptlandstrasse zwischen Grans Kirche und Elvetangen, ungefähr 250 Meter östlich vom Kreuzweg bei Mo (Glorud); ferner am Ostende des S. Falangskjern und im Bachbett Ö. von Gautvedt, bis $^1/_2$ Km. W. von

Torgersrud an der Strasse nach Kittelsrud. In nördlicher Richtung findet man den Gang wieder bei dem Häuslerplätzchen Gjerdingen (S. von Langkjern) und in den Anhöhen S.W. von Drövdal, ferner an der Landstrasse W. von Rekken.

Die Gangmasse zeigt sich an vielen Stellen (z. B. im Walde westlich von Melbostad, am Fuss des Sölvsberges, ebenso bei Rekken etc.) ziemlich vollkommen schieferig, parallel den Grenzflächen; diese Schieferigkeit rührt von einer subparallelen Anordnung der Feldspathtafeln, welche die Hauptmasse des Gesteins ausmachen, her, ist also die Folge einer ausgesprochenen Fluidalstructur, Der Bruch ist deshalb auch auf diesen Spaltungsflächen schimmernd, auf Querbruchflächen ganz abweichend aussehend. Übrigens ist die Gangmasse auch an mehreren Stellen (z. B. in dem genannten alten Steinbruch im Walde w. von Melbostad) stark zerklüftet und zwar in mehreren Richtungen, erstens parallel dieser Schieferigkeitsfläche, dann nach einem senkrechten Zerklüftungssystem, senkrecht auf der Gangfläche, endlich auch nach einem dritten, liegenden Spaltensystem, ebenfalls senkrecht zur Gangfläche.

Das frische Gestein (z. B. vom Walde S.W. von Berget) ist an Schieferungsflächen feinkörnig schimmernd von graugrüner Farbe, der Querbruch erscheint dicht; eine porphyrartige Structur ist makroskopisch gar nicht zu beobachten. So frisch erhalten kommt das Gestein nur am Fuss des Sölvsberges und zwischen Gautvedt und Torgersrud vor; in der Fortsetzung der Gangmasse sowohl nach N. als nach S.S.W. ist das Gestein sonst zum grossen Theil etwas zersetzt und hat dabei die ursprüngliche grünliche Farbe eingebüsst, ist gewöhnlich gelblich weiss, mit zahlreichen Mangandendriten. Bei diesem gelblichweissen zersetzten Gestein scheint aber die Zusammensetzung und Structur z. Th. auch ursprünglich abweichend gewesen zu sein.

Das frische Gestein zeigt u. d. M. folgende Mineralienzusammensetzung. Die Hauptmineralien sind: *Feldspäthe* (Albit und Mikroklin, z. Th. mikroperthitisch verwachsen) in dünnen Tafeln nach {010}, und *Aegirin*, beide reichlich, sammt *Quarz* spärlich; akcessorisch ausserdem häufig eine Hornblende der Katoforitreihe, und kaum eine Spur von anderen Mineralien.

Die Vertheilung der Mineralien ist nicht überall im Gange dieselbe; so besteht der Haupttypus des frischen Gesteins ausschliesslich aus Feldspäthen, Aegirin und Quarz; ausnahmsweise (so z. B. an einer Stelle im Walde S.W. von Berget) findet sich neben dem Aegirin die erwähnte Hornblende der Katoforitreihe in reichlicher Menge (immer älter als der Aegirin, häufig mit Randzone von diesem). Es ist demnach offenbar,

dass der Katoforit, obwohl früher als der Aegirin auskrystallisirt, theilweise für diesen vicarirt, das heisst, wenn schon ein Theil der Eisenmenge (etc.) des Magmas durch die Katoforitbildung verbraucht war, musste dadurch die nachträglich auskrystallisirte Aegirinmenge entsprechend geringer werden.

Die Structur des Hauptgesteins zeigte sich u. d. M. ausgesprochen holokrystallin trachytisch, und zwar gar nicht sehr feinkörnig. Der Feldspath ist durchgehends tafelförmig nach {010}. Vorherrschend erscheint *Albit* in Zwillingen nach dem Albitgesetz; bisweilen wurde auch das Karlsbadergesetz nachgewiesen. Die Zwillingslamellirung zeigt gewöhnlich nicht sehr regelmässige Grenzen der Lamellen, die nicht sehr fein sind. Ein Theil der Feldspathtafeln sind reiner *Mikroklin* mit moirirter Structur (Moiré-Mikroklin, siehe S. 11). Relativ spärlicher wurde auch *Mikroklin-Mikroperthit* sicher nachgewiesen, ebenfalls in Tafelform. Eine sichere Entscheidung über die relativen Mengenverhältnisse des Albits, des Mikroklins und des Mikroklin-Mikroperthits liess sich durch die mikroskopische Beobachtung nicht durchführen, namentlich auch deshalb nicht, weil die Begrenzung der einzelnen Feldspathtafeln der subparallelen Anordnung derselben wegen sich nur sehr schwierig bestimmen liess. Die Grösse der Feldspathtafeln ist in der Regel zwischen 0.2 und 0.4 mm. Länge, bei einer Dicke (senkrecht zu {010} gemessen) von ca. 0.03 bis 0.1. Sie sind durchgehends voll von äusserst kleinen Aegirinmikrolithen (bisweilen lang ausgezogen, der Vertikalachse des Feldspaths parallel angeordnet) und Aegirinstaub, sowie auch von grösseren Aegirinnadeln, indem der Aegirin in diesem Gestein bei weitem zum grössten Theil vor dem Feldspath auskrystallisirt ist.

Der *Aegirin* ist gewöhnlich nadelförmig oder kurzsäulenförmig ausgebildet; die Grösse der Individuen ist bei der Hauptvarietät (abgesehen von den Mikrolithen) in der Regel ca. 0.15 mm. lang und 0.2 mm. dick, selten grösser, z. gr. Th. viel kleiner. Die Absorbtionsfarben und die Auslöschungswinkel (0° bis ca. 3°) deuten auf einen normalen Aegirin. Am Ende sind die Nadeln gewöhnlich gerundet oder abgebrochen, auch spitzig auslaufend, stark verjüngt. In der Varietät mit katoforitischer Hornblende ist der Aegirin unregelmässiger begrenzt, in oft am Ende ausgefranzten Körnern.

Der *Quarz* ist nur spärlich vorhanden; er tritt als letzte Bildung, als Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspathindividuen auf. Als solche ist er aber nicht gleichmässig vertheilt, sondern nur an ganz vereinzelten Stellen, hier aber in grösseren, gewöhnlich parallel zu der Schieferungsfläche ausgestreckten, flach linsenförmigen Körnern, bisweilen

so gross, dass sie makroskopisch sichtbar, selbst 2—3 mm. lang sind und dann an den Schieferungsflächen ihrer rundlichen Form wegen ohne nähere Untersuchung für Quarzeinsprenglinge gehalten werden können. Die Feldspathtafeln sowohl als die Aegirinnädelchen ragen in diese Quarznester oft mit guter Krystallbegrenzung hinein.

Eine porphyrartige Ausbildung lässt sich auch bei der mikroskopischen Untersuchung nicht nachweisen.

Die Varietät mit katoforitischer Hornblende lässt sich makroskopisch von der Hauptvarietät nicht unterscheiden; auch mikroskopisch ist die Structur nahezu dieselbe. Die Hornblende ist recht reichlich vorhanden, in unregelmässigen Körnchen und in gut begrenzten Krystallen ($\{110\}$ und $\{010\}$) ohne Endflächen; eine zonare Structur mit allmählichem Übergang von einem Katoforit-Kern (mit Auslöschungswinkeln von 35—45° in schiefen Schnitten) zu einer Randzone von arfvedsonitischem Charakter ist nicht selten; die Absorbtionsfarben sind rauchbraun bis bläulichgrün. Eine äussere Randzone von Aegirin ist ebenfalls nicht selten vorhanden. Die Feldspathtafeln dieser Varietät haben gewöhnlich eine reinere Randzone und einen Kern mit unzähligen, der Vertikalachse parallel angeordneten, sehr schwach gefärbten Aegirinnädelchen. Der Quarz ist bei dieser Varietät mehr gleichmässig durch die ganze Masse des Gesteins vertheilt. Spärliche Körnchen von Magnetit (sekundär?).

Schon bei dieser Varietät ist der Aegirin übrigens theilweise zersetzt; er ist dabei gewöhnlich stark abgefärbt bis beinahe farblos, und um die abgefärbten Nadeln herum ist reichlich Eisenoxydhydrat abgesetzt; dasselbe Zersetzungsproduct ist stellenweise sehr reichlich als feine Häute zwischen den Feldspathleisten eingedrungen, bisweilen so reichlich, dass das Gestein makroskopisch braunfleckig erscheint.

In dem Gestein von *Svenskerud* ist der Aegirin schon schwierig zu erkennen; die Farbe des Gesteins ist dementsprechend nicht mehr grünlich, sondern hell gelblich weiss.

In dem Gestein von *Rekken* ist fast keine Spur von Aegirin mehr vorhanden; es besteht fast ausschliesslich aus Feldspathtafeln (z. gr. Th. stark kaolinisirt) und Quarz (gleichmässig vertheilt als Zwischenklemmungsmasse) mit Eisenoxydhydrat und ähnlichen Absätzen von Manganverbindungen sammt Chlorit; dann findet sich auch spärlich vertheilt Schwefelkies in netten Würfeln und kleine unregelmässige Körnchen von Zirkon, sowie endlich sehr spärlich winzige, spitze Oktaëderchen von Anatas. Die Structur ist auch hier, indem die Parallelanordnung der Feldspathtafeln sehr ausgesprochen ist, die charakteristische Trachyt-

structur, hier aber mit bedeutend gröberem Korn, als bei dem typischen, ganz frischen Gestein vom Walde, am Fusse des Sölvsberges.

Wenn es nicht möglich gewesen wäre, den Zusammenhang des Gesteines von Rekken, von Gjerdingen etc. mit dem frischen Gestein vom Sölvsberge durch die Übergangsstufen von Svenskerud sicher nachzuweisen, hätte man kaum glauben können, dass das vollkommen Aegirinfreie, hell gelbliche Ganggestein von Rekken und das Aegirin-reiche, ziemlich dunkel grüngefärbte Gestein vom Sölvsberge demselben Gange angehörig sind.

Ganz nahe übereinstimmend mit dem schon etwas veränderten Sölvsbergit von Rekken ist der zweite (jüngere) der beiden einander durchsetzenden Gänge gleich nördlich von Elvetangen am Randsfjord. Das Gestein dieses Ganges ist gelblich, mit bräunlichen Flecken von Eisenoxydhydrat und Mangandendriten. U. d. M. sieht man tafelförmigen Feldspath (vorherrschend Albit) und Quarz als Zwischenklemmungsmasse, sammt reichlich Eisenoxydhydrat. Der früher vorhanden gewesene Aegirin ist fast vollständig pseudomorphosirt in Eisenoxydhydrat, Quarz und eine opake, weisse Masse; die Form der früheren Aegirinnadeln ist aber theilweise noch gut erhalten. Auch hier fehlt Zirkon nicht.

Über mehrere verwandte Gänge, namentlich über den grossen Gang von Gjefsen siehe weiter unten.

Sölvsbergite von der Gegend westlich vom See Farrisvand

(nördlich von Laurvik).

Längs der Eisenbahnlinie zwischen den Bahnhöfen Tjose und Åklungen unmittelbar in der Nähe des Sees *Farris* (nördlich von Laurvik) hat Herr Amanuensis *C. Damm* auf meine Veranlassung von den zahlreichen in dem daselbst herrschenden Augitsyenit (Laurvikit) auftretenden Gängen ein bedeutendes Material verschiedenartiger Ganggesteine eingesammelt.

Unter diesen Gesteinen befanden sich, wie die nähere Revision des gesammten Materials ergab, auch mehrere Handstücke von Sölvsbergiten oder mit diesen nahe verwandten Typen. Ein echter Sölvsbergit ist das unten zuerst erwähnte Gestein eines Ganges 169.6 Kilom. von Kristiania; zwei andere Ganggesteine zeigten sich als den Sölvsbergiten anzureihende Übergangsgesteine zu den (glimmerführenden) Tinguaiten, und sollen weiter unten näher beschrieben werden.

Quarz- und Hornblende-führender feinkörniger bis mittelkörniger heller Sölvsbergit.

Der hier zu erwähnende Typus stammt aus einem Gange von der Bahnlinie zwischen Tjose und Åklungen, 169.6 Kilom. von Kristiania. Das Gestein ist feinkörnig bis mittelkörnig, mit makroskopisch hervortretender holokrystalliner Trachytstructur (mit subparallelen Feldspathtafeln) ohne die geringste Andeutung einer porphyrartigen Ausbildung, von heller Farbe, weiss mit feinen grünschwarzen Strichen der unzähligen Säulchen von katoforitischer Hornblende und Aegirin.

U. d. M. beobachtet man eine Zusammensetzung von vorherrschenden Feldspathtafeln und Katoforit sammt Aegirin, und als Zwischenklemmungsmasse Quarz in nicht ganz geringer Menge (5 bis 10 Procent?) durch die ganze Gesteinsmasse gleichmässig vertheilt. Als akcessorische Mineralien Apatit, Anatas (?), Perowskit oder Pyrochlor (?), Zirkon, Magnetit.

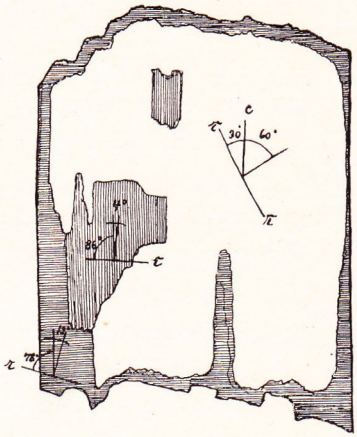
Der *Feldspath* bildet Tafeln (nach {010}) von ca. 0.1 bis 0.4 mm. Dicke, bei einer Länge der Durchschnitte von ca. 0.5 bis 1.5 mm.; die meisten Tafeln scheinen aus *Mikroklin-Mikroperthit* zu bestehen, wie gewöhnlich in den Groruditen mit moirirtem Gefüge, und häufig in Karlsbaderzwillingen (ausserdem mit feineren Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz). Daneben finden sich auch Tafeln, die allein aus Albit bestehen. Der so allgemeine feine Staub von Aegirinmikrolithen fehlt nicht.

Der *Katoforit* wurde schon oben erwähnt; die Körner desselben sind recht gross, ungefähr 0.5 bis 0.2 mm. dick, bei einer Länge von oft 1 bis 1.5 mm.; eine Begrenzung von {110} und {010} ist in Querschnitten häufig zu beobachten, am Ende sind die Krystalle, wie es scheint, gewöhnlich weniger idiomorph begrenzt. In schiefen, langen Schnitten, welche {010} angenähert sein müssen, findet man für die Hauptsubstanz, die katoforitische Hornblende, Auslöschungswinkel $c : c$ von ca. 28^0 bis 38^0 mit Absorbtionsfarben: $\mathfrak{b}$ tief braunroth, $> \mathfrak{c}$ hell bräunlich grün bis gelbgrün, $> \mathfrak{a}$ hell röthlich gelb bis grünlich gelb.

Wie schon oben erwähnt, sind die Körner aber nicht einheitlich; sehr häufig sind sie versehen mit einer Randzone von arfvedsonitischer Hornblende (nicht typischem Arfvedsonit) mit Auslöschungswinkel $\mathfrak{a} : c =$ ca. 12^0 bis 14^0 und Absorbtionsfarben: $\mathfrak{a}$ grünlichblau, $\mathfrak{b} >$ grünblau, $> \mathfrak{c}$ rauchfarbig (wie heller Rauchquarz) mit Stich ins Grüne. Ausserdem ist in unregelmässigen Partien eine andere Hornblende eingewachsen, deren Auslöschungswinkel $\mathfrak{a} : c = 4^0$ bis 5^0 mit dem Riebeckit stimmen, während die Absorbtionsfarben: $\mathfrak{a}$ tiefblau, $> \mathfrak{b}$ weniger tiefblau, $> \mathfrak{c}$ violet,

weder mit dem Riebeckit noch mit dem Arfvedsonit übereinstimmen; am nächsten dürfte diese Hornblende doch (wie nicht nur der Auslöschungswinkel, sondern auch die reine tiefblaue Absorbtionsfarbe von a zeigt) mit dem Riebeckit verwandt sein. Die Lage der Auslöschungswinkel in Bezug auf die Auslöschung des Katoforits zeigt, dass die

Fig. 14.



Katoforit mit Randzone von arfvedsonitischer Hornblende und lappigen Einschlüssen von orientirter, Riebeckit ähnlicher Hornblende. Tjose-Åklungen, 169.6 Kilom. von Kristiania.

Elasticitätsachsen a dieser dem Riebeckit ähnlichen Hornblende sowie des Arfvedsonits, verglichen mit der Lage von c des Katoforits, auf entgegengesetzter Seite der Vertikalachse liegen; es bestätigt diese Beobachtung die Vermuthung, welche schon oben ausgesprochen wurde, dass bei dem Riebeckit der Auslöschungswinkel c : c nach der gewöhnlichen Stellung der Hornblenden = ca. $+85^0$ bis 86^0 ist (nicht $+94^0$ bis 95^0), ebenso wie die Verwandtschaft des Riebeckits und des Arfvedsonits noch weiter bestätigt wird.

Der Katoforit ist in diesem Gestein neben dem Feldspath das Hauptmineral; er ist z. gr. Th. deutlich früher als der Feldspath oder auch gleichzeitig mit demselben auskrystallisirt.

Der *Aegirin* kommt nur zum ganz geringen Theil in etwas grösseren Prismen vor (ca. 0.5 bis 0.2 mm. Länge bei ca. 0.15 bis 0.05 mm. Dicke); der grösste Theil des Aegirins ist nämlich als feine büschelförmig oder radialstrahlig gruppirte lange Bürsten oder Nadeln ausgebildet. Diese Büschel sind gewöhnlich auf einem Korn von Katoforit oder auf einer grösseren Aegirinnadel angewachsen und sind oft deutlich nach

dem Feldspath gebildet und häufig von nachträglich abgesetztem Quarz eingeschlossen, theilweise aber auch älter als ein Theil der Feldspäthe.

Während der Aegirin der grösseren Nadeln schön blaugrün gefärbt ist, sind die dicht zusammengehäuften dünnen Bürsten der erwähnten Aegirin-Büschel sehr hell grünlich, selten gelbgrün gefärbt, oft zu Hunderten zusammen gruppirt.

Der *Quarz* ist zwischen den Feldspathleisten wie gewöhnlich als letzte Bildung, als Zwischenklemmungsmasse in geringer Quantität vorhanden.

Von den akcessorischen Mineralien ist nur *Zirkon* in etwas reichlicherer Menge da; seine Körnchen sind fast farblos, häufig auffallend unregelmässig begrenzt, so dass ich das Mineral zuerst nicht für Zirkon zu nehmen wagte, bis der tetragonale, optisch positive Charakter etc. in convergentem Licht constatirt wurde; doch finden sich auch besser begrenzte Kryställchen (mit $\infty P \infty$ und P als Hauptformen, theils auch, wie es scheint, mit P allein). Der Zirkon ist offenbar zum grossen Theil nach dem Feldspath gebildet, da er sehr häufig zwischen den Feldspathleisten eingekeilt erscheint.

Winzige, der starken Lichtbrechung wegen fast schwarze, gelb durchsichtige, stark doppelbrechende vierseitige Schnitte und Anhäufungen von noch kleineren spitzen Oktaëderchen wurden für *Anatas* gehalten. Sie sind, wie auch der spärlich vorhandene *Apatit*, älter als der Zirkon. Von *Magnetit* fanden sich nur wenige Körner. Ein isotropes oder fast isotropes, braun durchsichtiges Mineral in vierseitigen Schnitten wurde für Perowskit (Pyrochlor?) genommen.

Das Gestein ist also ein Aegirin-Hornblende-Sölvsbergit mit etwas vorherrschendem Gehalt an Katoforit im Vergleich mit dem Aegirin-Gehalt; es schliesst sich somit unmittelbar an die Katoforit-führende Varietät des Sölvsbergits S.W. von Berget an und bildet ein Übergangsglied zu dem reinen *Katoforit-Sölvsbergit* (Hornblende-Sölvsbergit), welcher gleich unten erwähnt werden soll.

Sölvsbergite vom Lougenthal.

Hornblende-Sölvsbergit aus Gerölle vom Lougenthal.

Vor einigen Jahren (1888) sammelte ich aus einem grossen Gerölle in der Nähe der Lougenbrücke auf der Landstrasse zwischen Laurvik und Sandefjord (an der Ostseite des Lougen-Flusses) ein Handstück eines eigenthümlichen Sölvsbergits, welchen ich bis jetzt nicht anstehend beobachtet habe; es kann aber als unzweifelhaft angesehen werden, dass das betreffende Gestein aus einem Gang irgendwo im Lougenthal oder seiner nächsten Umgebung stammen muss.

Das Gestein ist feinkörnig, von bläulich grüner bis blaugrauer Farbe, mässig dunkel, unvollkommen schieferig in einer Richtung und auf diesen welligen Schieferungsflächen schimmernd durch Reflex von den unzähligen subparallelen Feldspathtafeln. Die Structur ist andeutungsweise porphyrartig, indem ganz wenige grössere Feldspatheinsprenglinge, mit dicktafeliger Begrenzung von bisweilen 10 mm. Länge in dem feinkörnigen Gestein hie und da zerstreut sind.

U. d. M. zeigt das Gestein eine prächtige trachytische Fluidalstructur und erweist sich bestehend aus *Feldspath* in dünnen Tafeln und *Katoforit* als Hauptmineralien; daneben sehr untergeordnet *Arfvedsonit* und *Aegirin*, Spuren von *Biotit* und *Quarz*, und rein akcessorisch *Apatit*, *Zirkon*, beide nicht ganz spärlich, sowie äusserst sparsam noch winzige Körnchen eines dem *Perowskit* ähnlichen Minerals in Würfeln.

Der Feldspath der Grundmasse (das Gestein besteht ja fast ausschliesslich aus Grundmasse) bildet wie in allen Sölvsbergiten dünne Tafeln nach $\{010\}$; die meisten dieser Tafeln (ca. 0.5 bis 0.8 mm. lang, ca. 0.1 mm. dick) sind subparallel angeordnet. Der Feldspath der Tafeln ist offenbar vorherrschend *Albit*, wie gewöhnlich mit unregelmässig vertheilter Zwillingslamellirung nach dem Albitgesetz. Daneben finden sich auch andere Tafeln von zwillingsgestreiftem *Moiré-Mikroklin*, diese bisweilen etwas grösser als die Albittafeln. Die gewöhnlichen mikrolithischen Einschlüsse von Aegirin fehlen nicht.

Die *Hornblende* wurde schon oben erwähnt (siehe S. 28), dieselbe ist wohl niemals einheitlich zusammengesetzt, sondern die Körner zeigten einen inneren, oft ganz regelmässig begrenzten Kern von Katoforit und eine äussere, oft sehr breite Randpartie von Arfvedsonit, bisweilen aber von einer braunen Hornblende mit starkem Pleochroismus (wahrscheinlich den Barkevikitischen Hornblenden verwandt). Die äussere Hülle ist gewöhnlich nicht regelmässig begrenzt, sondern als Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspathtafeln eingekeilt. Zwillinge nach $\{100\}$ sind

häufig. Wie oben erwähnt, sind die Absorbtionsfarben der katoforitischen Hornblende: $\mathfrak{b}$ braunroth, $> \mathfrak{c}$ heller röthlich gelb bis gelbroth, $> \mathfrak{a}$ ganz hell gelbröthlich mit Stich ins Grüne; die Auslöschungswinkel $\mathfrak{c} : c$ in Schnitten ungefähr parallel $\{010\}$ ca. $+31^0$. Der umgebende Arfvedsonit zeigte die Absorbtionsfarben: $\mathfrak{a}$ tief grünblau, $> \mathfrak{b}$ lavendelblau, $> \mathfrak{c}$ olivengrün, mit Auslöschungswinkeln $\mathfrak{a} : c =$ ca. -12 bis -14^0. Die Grenzen zwischen beiden Hornblenden sind nicht scharf, bisweilen gehen sie selbst ziemlich allmählich in einander über. Die Auslöschung ist infolge der Dispersion der Elasticitätsachsen in gewöhnlichem Lichte nur sehr unvollständig.

Die Substanz der Hornblende ist gewöhnlich sehr rein ohne Einschlüsse, und sehr frisch, doch ist in einigen Körnern Eisenoxydhydrat an Spalten und als Randzone reichlich ausgeschieden; die Korngrösse ist sehr verschieden, gewöhnlich ca. 0.05 bis 0.15 mm. Dicke, senkrecht zur Prismenzone; einige Zwillinge sind sehr langgezogen nach der Vertikalachse.

An einigen Hornblendekörnchen findet sich ausserhalb der Arfvedsonitzone eine äusserste Randzone von *Aegirin*. Aegirin findet sich auch in selbständigen Individuen, theils in dickeren einheitlichen Körnchen, theils in büschelförmig gruppirten Nadeln, aber sehr spärlich als Zwischenklemmungsmasse zwischen den Albittafeln, also offenbar theilweise von späterer Bildung als diese; dieser Aegirin zeigt sich schön grünblau gefärbt, wenig stark pleochroitisch (blau und grün) und ist in den nicht idiomorph begrenzten Körnern gewöhnlich nur durch seine höheren Interferenzfarben von dem Arfvedsonit zu unterscheiden. Aegirin ist übrigens im Vergleich mit den Hornblendemineralien ganz untergeordnet. Endlich findet sich auch Aegirin von sehr früher Bildung als feinste mikrolithische Einschlüsse im Feldspath.

Brauner (gelbbrauner), fast einachsiger *Biotit* wurde äusserst spärlich (nur zwei Schuppen in einem Präparat) beobachtet, von sehr früher Bildung.

Die keilförmigen Räume zwischen den Feldspathtafeln sind, wie schon erwähnt, gewöhnlich von dem Arfvedsonit (mit Kern von Katoforit) oder seltener mit Aegirin gefüllt. Äusserst spärlich (in jedem Präparat nur ganz wenige kleine Körner, im ganzen kaum 1 Procent) tritt auch *Quarz* auf dieselbe Weise auf.

Die akcessorischen Mineralien bieten keine besonderen Eigenthümlichkeiten dar.

Die porphyrartigen Einschlüsse sind nicht mehr einheitliche Feldspathkörner, sondern umkrystallisirt auf ähnliche Weise wie es schon

oben bei den Groruditen näher erwähnt wurde, zu allotriomorphen Aggregaten.

Die Krystallisationsfolge des Gesteins ist, abgesehen von den sehr sparsamen, eben genannten Einsprenglingen: Apatit, Zirkon, Aegirinmikrolithe; Biotit und Katoforit; Albit und Mikroklin gleichzeitig mit Hornblende, wobei die Bildung des Katoforits grösstentheils früher, die fortgesetzte Hornblendebildung (von Arfvedsonit) sammt der Aegirinbildung gleichzeitig mit und grösstentheils nach der Feldspathbildung stattgefunden hat; schliesslich Quarz als äusserst sparsame Restbildung.

Die chemische Zusammensetzung der Sölvsbergite

ist bis jetzt nur ungenügend untersucht. Von dem Gestein des grossen Ganges von Sölvsberget[1] liess ich eine Analyse ausführen im chemischen Laboratorium des Herrn *L. Schmelck*. Dieselbe lieferte folgende Zusammensetzung:

SiO_2	64.92
Al_2O_3	16.30
Fe_2O_3	3.62
FeO	0.84
MnO	0.40
MgO	0.22
CaO	1.20
Na_2O	6.62
K_2O	4.98
H_2O	0.50
	99.60

Aus diesen Zahlen lässt sich, verglichen mit den Beobachtungen der Dünnschliffe u. d. M. folgende mineralogische Zusammensetzung berechnen:

K_2O	4.98	
Al_2O_3	5.42	
SiO_2	19.06	
	29.46	$K_2 Al_2 Si_6 O_{16}$.

[1] Das analysirte Stück stammt von einer Stelle im Walde am Ostabhang des Sölvsberges, S.W. vom Häuslerplätzchen «Berget».

Na_2O . . .	5.59		
Al_2O_3. . .	9.25		
SiO_2 . . .	32.57		
	47.41	$Na_2 Al_2 Si_6 O_{16}$	50.42 $Ab_{15} An_1$.
CaO . . .	0.63		
Al_2O_3. . .	1.08		
SiO_2 . . .	1.30		
	3.01	$Ca_2 Al_4 Si_4 O_{16}$	
Na_2O . . .	1.40		15.27 Pyroxen.
Fe_2O_3 . .	3.62		
SiO_2 . . .	5.44		
	10.46	$Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12}$	
FeO . . .	0.40		
MgO . . .	0.22		
CaO . . .	0.64		
SiO_2 . . .	1.28		
	2.54	(Fe, Mg) . Ca . $Si_2 O_6$	
FeO . . .	0.19		
MnO . . .	0.18		
Al_2O_3. . .	0.55		
SiO_2 . . .	0.30		
	1.22	(Mn, Fe) $Al_2 Si O_6$	
FeO . . .	0.25		
MnO . . .	0.22		
SiO_2 . . .	0.58		
	1.05	(Mn, Fe) $Si_2 O_6$	
SiO_2 . . .	4.39	(Quarz).	
Rest . . .	0.07	CaO (zu wenig).	
	0.37	Na_2O (zu wenig).	

Nach dieser Berechnung würde der Pyroxen auf 100 berechnet folgende Zusammensetzung haben:

SiO_2	49.77
Al_2O_3	3.60
Fe_2O_3	23.71
FeO	5.50
MnO	2.62
MgO	1.44
CaO	4.19
Na_2O	9.17
	100.00

Diese Mischung entspricht keiner sehr reinen Aegirinzusammensetzung; die Untersuchung u. d. M. macht es aber wahrscheinlich, dass der Pyroxen ein typischer Aegirin ist, denn die Auslöschungswinkel sind durchgehends sehr klein. Es dürfte demnach wohl wahrscheinlich sein, dass die obige Berechnung die Zusammensetzung des Gesteins nicht mit absoluter Genauigkeit darstellt, was ja auch nicht zu erwarten wäre; der Unterschied dürfte aber jedenfalls nur sehr gering sein.

Kurz zusammengefasst wäre das Gestein des Sölvsbergitganges vom Sölvsberge eine Mischung von

ca. 29½ Procent	Kalifeldspathsilikat	ca. 70 Procent
50½ »	Natronfeldspathsilikat	Feldspäthe.
15½ »	Pyroxen.	
4½ »	Quarz.	

Eine zweite Analyse, von dem Hornblende-Sölvsbergit des oben erwähnten Gerölles vom Lougenthal, ebenfalls in *L. Schmelcks* Laboratorium ausgeführt, gab:

SiO_2	62.70
TiO_2 & ZrO_2	0.92
Al_2O_3	16.40
Fe_2O_3	3.34
FeO	2.35
MnO	Spur
MgO	0.79
CaO	0.95
Na_2O	7.13
K_2O	5.25
H_2O	0.70
	100.53

Die Analyse lässt sich in folgender Weise berechnen:

K_2O . . .	5.10		
Al_2O_3. . .	5.58		
SiO_2 . . .	19.52		
	30.20	$K_2 Al_2 Si_6 O_{16}$	
Na_2O . . .	5.81		
Al_2O_3. . .	9.56		
SiO_2 . . .	33.79		
	49.16	$Na_2 Al_2 Si_6 O_{16}$	50.94 $Ab_{29} An_1$.
CaO . . .	0.40		
Al_2O_3. . .	0.65		
SiO_2 . . .	0.73		
	1.78	$Ca_2 Al_4 Si_4 O_{16}$	
Na_2O . . .	0.33		
Fe_2O_3. . .	0.87		
SiO_2 . . .	1.30		
	2.50	$Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12}$ (Aegirin).	
SiO_2 . . .	6.41		
TiO_2 . . .	0.38		
Al_2O_3. . .	0.61		
Fe_2O_3. . .	1.27		
FeO . . .	3.55		
MgO . . .	0.79		
CaO . . .	0.55		
Na_2O . . .	1.00		
K_2O . . .	0.15		
	14.71	Hornblende.	
ZrO_2 . . .	0.67		
SiO_2 . . .	0.33		
	1.00	$Zr_2 Si O_4$ (Zirkon).	
SiO_2 . . .	0.62	(Quarz).	

Bei dieser Berechnung ist zu bemerken, dass etwas willkürlich der Zirkongehalt auf 1 Procent geschätzt ist, was vielleicht ein klein wenig zu hoch sein kann. Der Gehalt an TiO_2 & ZrO_2 scheint jedenfalls sehr hoch gefunden zu sein. Ferner ist zu bemerken, dass 1.20 Fe_2O_3 als FeO berechnet ist; es ist dies deshalb geschehen, weil die mikroskopische Beobachtung zeigt, dass aus der Hornblende bei der Zersetzung derselben ein wenig Eisenoxydhydrat, nach Schätzung 1 bis 1.5 Procent, ausgeschieden ist; ich habe willkürlich angenommen, dass dies Eisenoxydhydrat in der Hornblende als Eisenoxydul vorhanden gewesen ist. Die Hornblendezusammensetzung wäre nach dieser Voraussetzung auf 100 berechnet, die folgende:

SiO_2	43.57
TiO_2	2.58
Al_2O_3	4.15
Fe_2O_3	8.64
FeO	24.13
MgO	5.37
CaO	3.74
Na_2O	6.80
K_2O	1.02
	100.00

Diese Zusammensetzung stimmt — abgesehen von dem ungewöhnlich hohen MgO-Gehalt — befriedigend mit derjenigen des Katoforits von São Miguel nach *Osann* (siehe oben) überein; es muss dabei aber bemerkt werden, dass die hier berechnete Mischung sich nicht auf die reine Katoforitzusammensetzung bezieht, sondern dass mit dem Katoforit im Gestein auch Barkevikit-ähnliche Hornblende und Arfvedsonit zusammen auftreten, weshalb die berechnete Mischung nur eine Durchschnittszusammensetzung sämmtlicher im Gestein auftretenden Hornblenden annäherungsweise angiebt.

Das Gestein sollte demnach nach obenstehender Berechnung bestehen aus:

ca.	30	Procent Kalifeldspathsilikat
ca.	51	» Natronfeldspathsilikat
ca.	$14^2/_3$	» Hornblenden
ca.	$2^1/_2$	» Aegirin
ca.	$^2/_3$	» Quarz
ca.	1	» Zirkon etc.

Die chemische Zusammensetzung der Sölvsbergite ist durch die oben angeführten Analysen doch nur unvollständig bekannt; diejenige des Gesteins vom Sölvsberge entspricht, wie die Berechnung zeigt, einem Quarzgehalt von ca. $4^1/_2$ Procent, die des Gesteins vom Lougenthal einem Quarzgehalt von nur ca. $^2/_3$ Procent, was gewiss eher zu hoch als zu niedrig gerechnet ist. Nun sind aber die Gesteine mehrerer Sölvsbergitgänge westlich vom See Farrisvand fast oder vollständig quarzfrei; es muss dann bei diesen aller Wahrscheinlichkeit nach auch der SiO_2-Gehalt noch niedriger als 62.70 Procent sein. Diese quarzfreien Sölvsbergite bilden, jedenfalls petrographisch, eine Übergangsreihe zu den Tinguaiten (siehe weiter unten).

Die chemische Zusammensetzung der bis jetzt analysirten Sölvsbergite bietet nahe Übereinstimmung mit verschiedenen anderen Gesteinsmischungen dar; erstens finden wir unter den analysirten Aegirin- und Akmit-Trachyten verschiedener Vorkommen eine auffallende Verwandtschaft in chemischer Beziehung. In der folgenden Tabelle sind zum näheren Vergleich angeführt: Analysen des bekannten Aegirintrachyts vom Kühlsbrunnen im Siebengebirge,[1] ferner zwei Analysen der sogenannten Akmittrachyte von Terceira und Sâo Miguel der Azoren[2] sammt die Analysen *G. v. Rath's* von dem bekannten Akmittrachyt (Sodalittrachyt) von Scarrupata auf Ischia.[3] Diesen schliessen sich ferner die Analysen *Abich's* von Trachytobsidian von Procida und von Bimsstein aus den phlegræischen Feldern, nahe an;[4] beide entsprechen *chemisch* fast ganz genau dem Sölvsbergit von dem Lougenthal.

Von neueren Analysen sind namentlich die beiden von *W. H. Melville* gemachten Analysen der «Akmittrachyte» von den Crazy Mountains zu merken; sie sind aus entsprechenden Ganggesteinen, sind analog mineralogisch zusammengesetzt und unterscheiden sich chemisch nur durch relativ höheren Gehalt an Al_2O_3 und Na_2O, relativ geringen Gehalt an Eisenoxyden und K_2O.[5]

Endlich ist zum Vergleich auch die Analyse des Sanidinits von Ahlsberg bei Bieberstein in der Rhön angeführt.[6]

---

1 Nach *G. Bischof* und *Bothe* in Verh. d. nat. Ver. d. pr. Rheinl. und Westph. 1852, 340; siehe auch *J. Roth:* «Gesteinsanalysen», 1861, S. 21.

2 Nach *G. Hartung:* «Die Azoren» etc.; Leipzig 1860.

3 *G. v. Rath.* Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., B. 18 (1866), S. 623.

4 Beide Analysen sind in *Zirkel's* «Lehrbuch der Petrographie», 2te Aufl., B. II, S. 400, nach *Abich* (Vulkanische Studien?) angeführt.

5 Siehe *I. S. Wolff* & *R. S. Tarr:* «Acmite trachyte from the Crazy Mountains, Montana», in Bull. of the Museum of Comp. Zool. at Harvard College, Cambridge April 1893. Vol. 16, No. 12.

6 *Bunsen:* «Mittheilungen» etc. 1861; siehe *J. Roth:* «Gesteinsanalysen».

	Sölvsbergit; Sölvsberg.	Aegirintrachyt; Kühlsbrunnen.	Akmittrachyt; Terceira.	Akmittrachyt; S. Miguel	Sodalittrachyt; Scarrupata.	Akmittrachyt; Crazy Mountains	Hornblende-Sölvsbergit; Lougenthal.	Aegirintrachyt; Kühlsbrunnen.	Sodalittrachyt; Scarrupata.	Trachytobsidian; Procida.	Bimsstein; Campi Flegræi.	Akmittrachyt; Crazy Mountains	Sanidinit; Ahlsberg.
SiO_2	64.92	64.21	65.8	65.5	65.75	64.33	62.70	62.11	62.95	62.70	62.04	62.17	63.40
TiO_2 (& ZrO_2)	Spur	—	—	—	—	Spur	0.92	—	—	—	—	Spur	—
Al_2O_3	16.30	16.98	16.5	18.1	17.87	17.52	16.40	19.45	17.26	16.98	16.55	18.58	20.20
Fe_2O_3	3.62	6.69	—	—	—	3.06	3.34	5.02	—	4.98	4.43	2.15	3.89
FeO	0.84	—	6.0	4.4	4.25	0.94	2.55	—	4.46	—	—	1.05	—
MnO	0.40	—	—	—	—	0.35	Spur	—	—	0.39	—	Spur	—
	Entspr. 5.01 Fe_2O_3		Entspr. 6.67 Fe_2O_3	Entspr. 4.95 Fe_2O_3	Entspr. 4.78 Fe_2O_3	Entspr. 4.51 Fe_2O_3	Entspr. 5.99 Fe_2O_3		Entspr. 5.01 Fe_2O_3	Entspr. 5.42 Fe_2O_3		Entspr. 3.33 Fe_2O_3	
MgO	0.22	0.18	0.6	1.0	0.52	0.34	0.79	0.29	0.63	0.82	0.72	0.73	0.38
CaO	1.20	0.49	1.1	1.8	1.33	0.56	0.95	1.29	0.84	1.77	1.31	1.57	1.66
Na_2O	6.62	5.13	7.4	6.1	5.67	7.30	7.13	6.01	7.73	6.09	6.39	7.56	8.39
K_2O	4.98	4.41	2.6	3.1	3.48	4.28	5.25	3.98	6.06	4.35	3.66	3.88	3.54
H_2O (Glühverlust)	0.50	1.00	—	—	0.78	0.95	0.70	—	0.85	0.76	3.84	1.63	0.36
Cl	—	—	—	—	0.34	—	—	—	0.65	0.52		—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	Spur	—	—	—	—	—	0.11	—
	99.60	99.09	100.00	100.00	99.99	99.67	100.53	99.30	101.43	99.36	98.94	99.50	101.82

Die Übereinstimmung der angeführten Trachytanalysen mit den vorliegenden zwei Analysen der Sölvsbergite ist, wie man sieht, eine sehr nahe. Wir werden unten sehen, dass auch, was die mineralogische Zusammensetzung betrifft, die Übereinstimmung ebenso bemerkenswerth ist.

Näherer Vergleich der Sölvsbergite mit verwandten Gesteinstypen.

Der Aegirintrachyt von Kühlsbrunnen ist, ebenso wie die norwegischen Sölvsbergite, ein holokrystallinisches Gestein; die Übereinstimmung mit z. B. dem Gestein des Ganges von der Bahnlinie zwischen Tjose und Åklungen, westlich vom Farrisvand, 169.6 Kilom. von Kristiania, ist auch makroskopisch ziemlich bedeutend. Die chemische Zusammensetzung und die Mineralienzusammensetzung beider Gesteine ist der Hauptsache nach so ziemlich dieselbe, die Structur beider Gesteine ausgesprochen trachytisch. Nur die Korngrösse ist erheblich verschieden, nämlich mit bei weitem grösserem Korn bei dem norwegischen Ganggestein. Der Unterschied ist bei näherer Betrachtung auch sonst nicht schwierig zu fixiren; derselbe besteht weniger darin, dass das Gestein von Tjose ja neben dem Aegirin spärlich katoforitische Hornblende [1] führt und ausserdem nicht quarzfrei ist, als in dem ausgesprochen palaiotypen Charakter, indem der Feldspath nicht die sanidinartige Beschaffenheit des Aegirintrachytfeldspaths besitzt etc.

Die in der obenstehenden Tabelle nach *Hartungs* Werke über die Azoren aufgenommenen Analysen der Gesteine von Terceira und Sâo Miguel beziehen sich nach *Mügge* [2] wahrscheinlich auf «Akmittrachyte». Nach *Mügge's* Beschreibung scheinen seine «Akmittrachyte» (Aegirintrachyte), auch was die Mineralienzusammensetzung betrifft, unseren norwegischen Ganggesteinen nahe verwandt. Wie schon oben erwähnt, scheinen die azorischen Gesteine ausser Aegirin auch katoforitische Hornblende und andre natronreiche Hornblenden zu führen. Auffallend genug giebt *Mügge* an, dass die azorischen «Akmittrachyte» nicht quarzführend

---

[1] Hornblende wird aus dem Gestein von Kühlsbrunnen von *P. Grosser* («Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges», Tschermaks min. & petrogr. Mitth. B. 13, S. 99) als sehr selten erwähnt; in meinen Präparaten habe ich keine Hornblende beobachten können.

[2] Neues Jahrbuch f. Min. 1883, II, S. 218.

sind, dagegen oft *Olivin* enthalten sollen, welches Mineral den entsprechenden norwegischen Ganggesteinen durchaus fehlt; die angeführten Analysen mit 65.5 respektive 65.8 SiO_2 können sich aber doch wohl nicht auf olivenführende, quarzfreie Gesteine beziehen.

Das Gestein von Scarrupata auf Ischia sollte nach *G. v. Rath* entsprechend dem Chlorgehalt, 4.66 bis 8.87 Procent Sodalith führen, ausserdem Sanidin, Biotit und Titanit, dagegen keinen Quarz. Aber *Rosenbusch* giebt nach seiner mikroskopischen Untersuchung des Sodalithtrachyts von Scarrupata ausdrücklich an,[1] «der Sodalith ist nirgends in grösserer Menge als eigentliches Gesteinselement vorhanden». Nach *v. Rath's* Berechnung der zuerst angeführten Analyse von 4.66 Sodalith und 20.54 Sanidin wäre der Rest: 51.72 SiO_2, 12.61 Al_2O_3, 4.25 FeO (wie viel Fe_2O_3?), 1.33 CaO, 0.52 MgO, 4.47 Na_2O. Berechnet man diesen Rest auf Plagioklas (wesentlich Albit) und Aegirin mit etwas Biotit, so bleibt noch ein bedeutender Überschuss von SiO_2 (und Al_2O_3) übrig. Wenn holokrystallinisch — und dies scheint das Gestein von Scarrupata ganz vorwiegend zu sein — muss das analysirte Gestein demnach gewiss freie Kieselsäure (als Quarz oder Tridymit?) geführt haben. Meine Präparate des Gesteins von Scarrupata zeigen kaum 1 Procent Sodalith, ca. 15 Procent Aegirin und sonst nur Feldspath, ein wenig Titanit und Spuren von Eisenerz. Der Alkaligehalt der Analysen dürfte wohl etwas zu niedrig sein. Es muss übrigens bemerkt werden, dass der Eisengehalt natürlich nicht als FeO bestimmt, sondern nur ohne weiteres als FeO angenommen ist (ebenso wie in den Analysen der Gesteine von den Azoren).

Noch näher verwandt mit den Sölvsbergiten dürften gewiss die als Gänge auftretenden, von *Rosenbusch*[2] vorläufig als «Akmittrachyte» bezeichneten Gesteine sein, welche bei Cabo Frio, in Serra de Tinguá in der Provinz Rio de Janeiro, in Serra do Poço de Caldas in der Provinz Minas Geraes etc. von *Derby* gesammelt wurden und welche nach seinen Beobachtungen die dortigen Nephelinsyenite begleiten. Sie sind wie die azorischen «Akmittrachyte» holokrystallinische Gesteine.

So gut wie identisch mit einigen der norwegischen Sölvsbergite müssen nach *Wolff's* und *Tarr's* Beschreibung (l. c.) die «Akmittrachyte» von den Crazy Mountains in Montana sein. Es sind Gesteine, welche als Gänge, Intrusivmassen oder als Grenzfacies von syenitischen Gesteinen (Nephelinsyeniten) auftreten; sie sind dicht, graugrün, ausgezeichnet

[1] Mikros. Phys. 2te Aufl., II, S. 598 (1887). *Rosenbusch* führt hier auch Låvenit und Rinkit als Bestandtheile des Sodalittrachyts an.

[2] L. c. S. 600.

trachytoid struirt wie diese, die Grundmasse hauptsächlich aus Feldspathtafeln und Aegirinnädelchen bestehend, die spärlichen Einsprenglinge z. Th. aus Natronmikroklin, Sodalith und Aegirin-Augit mit Aegirinrand etc., Nephelin z. Th. als Zwischenklemmungsmasse in der Grundmasse. Die chemische Zusammensetzung ist, wie die oben angeführten Analysen zeigen, fast genau dieselbe, wie bei den entsprechenden norwegischen Gesteinen, doch mit weniger Eisenoxyden und K_2O, mit mehr Al_2O_3 und Na_2O; in den Angaben von *Wolff* und *Tarrs* wird ein Quarzgehalt nicht erwähnt, was wohl mit diesen geringen Unterschieden in der Zusammensetzung in Verbindung steht.

Es ist sehr interessant, dass diese Gesteine in den Crazy Mountains mit Theraliten und Nephelinsyeniten in Verbindung auftreten. Da die genetische Verwandtschaft aller dieser Gesteine gewiss unzweifelhaft ist, dürfte es nicht ausgeschlossen sein, dass auch im Kristianiagebiet bei näherer Untersuchung Theralite entdeckt werden können. Auch wenn dies nicht der Fall wäre, muss ein näheres Studium der Eruptivgesteine in den Crazy Mountains, verglichen mit dem Kristianiagebiet, interessante Erläuterungen über die stattgefundenen Differentiationsprocesse liefern können. Namentlich könnte ein derartiger Vergleich dadurch von Interesse werden, weil die begrenzte Ausdehnung des Eruptivgebietes von Crazy Mountains[1] vielleicht eine genauere Durchschnittsberechnung der chemischen Zusammensetzung des gesammten ursprünglichen Eruptivmagmas, aus welcher die Theralite, die Augitdiorite, die Nephelinsyenite, die Camptonite und Akmittrachyte abgespaltet sind, erlauben dürfte.

Wir sehen also, dass eine ganze Anzahl Vorkommnisse mit unseren Sölvsbergiten nahe verwandter Gesteinstypen bekannt sind. Dieselben treten theils als Ganggesteine (Kristianiagebiet, Crazy Mountains, Brasilien) von palaiozoischem oder mesozoischem Alter, theils als tertiäre und recente Ergussgesteine (Azoren, Ischia etc.) auf.

Es entsteht nun die gewöhnliche Frage: sollen die tertiären und recenten Gesteine einerseits und die älteren Gesteine andererseits mit verschiedenen Namen belegt werden, oder ist es zweckmässiger dieselben unter einer gemeinsamen Benennung zusammenzufassen? Soll man Andesit und Porphyrit, Basalt und Diabas, Liparit und liparitähnlichen Quarzporphyr noch immer auch in der Nomenclatur aus einander halten oder nicht?

Vollkommen gleichartig beschaffene Gesteine mit zwei verschiedenen Namen zu belegen, bloss deshalb, weil sie verschiedenen Alters sind,

[1] Nach *Wolff* nur ca. 40 englische Meilen lang, 15 bis 20 breit. Siehe «The geology of the Crazy Mountains, Montana» in Bull. of the geol. soc. of America, B. III, S. 445.

z. B. das eine devonisch, das andere tertiär oder recent, scheint jetzt immer mehr als unberechtigt angesehen zu werden. Es giebt ja auch z. B. ältere, als «Diabase» bezeichnete Gesteine, welche vollkommen recenten Basalttypus haben, während umgekehrt auch tertiäre «Basalte» bekannt sind, welche schon diabasähnlich zersetzt erscheinen; will man hier verschiedene Namen noch beibehalten, scheint mir das einzige vernünftige das Gestein mit *recentem Typus* Basalt zu nennen, auch wenn es z. B. devonischen Alters ist, und dasjenige mit *älterem Typus* Diabas zu nennen, auch wenn es tertiär ist.

Auch im vorliegenden Falle ist es dann sehr wohl möglich *palaiotype* und *kainotype* Gesteine zu unterscheiden. Beim Vergleich z. B. der Gesteine von Scarrupata und von Kühlsbrunnen einerseits und der norwegischen hierher gehörigen Ganggesteine andererseits ist der Typus in mehreren Beziehungen, — obwohl die holokrystallinische Beschaffenheit und die ausgesprochen trachytische Structur sowohl den ersteren als den letzteren gemeinsam ist, — charakteristisch verschieden. Dieser Unterschied tritt namentlich u. d. M. bei der näheren Beobachtung der Feldspatheinsprenglinge scharf hervor; bei den recenten Gesteinen ist der ausgesprochene Sanidincharacter derselben, bei den palaiotypen norwegischen Gesteinen der Mikroklin- oder Mikroperthithabitus ebenso distinct ausgebildet. Auch bei der makroskopischen Betrachtung pflegt man gewöhnlich schon beim ersten Anblick den palaiotypen oder den kainotypen Charakter erkennen zu können.

Entsprechend ihrem Vorkommen als hypabyssische Ganggesteine sind die norwegischen Vorkommen gewöhnlich von gröberem Korn, von dichterem (nicht so porösem) Gefüge und weniger hervortretend, z. Th. gar nicht porphyrartig struirt; sie geben sich sofort als Ganggesteine, nicht als oberflächliche Ergussgesteine kund und dürften von einem geübteren Beobachter auch im Handstück leicht von den superfusiven, holokrystallinischen Gesteinen von Ischia, vom Siebengebirge, von den Azoren etc. unterschieden werden können.

In seiner Abhandlung über die Sanidinite von Sâo Miguel[1] macht *Osann* auf die chemische und mineralogische Verwandtschaft der Sanidinite mit den Pantelleriten aufmerksam und hebt dabei eben das Vorherrschen des Natrons unter den Alkalien sowie den geringen Kalkgehalt hervor; er macht aber gleichzeitig ausdrücklich aufmerksam auf die holokrystallinisch körnige Structur und ihre Art des Vorkommens, welche zu der Annahme führe, «dass ihre Krystallisation aus dem

[1] Neues Jahrb. f. Min. 1888, I, S. 117—130.

schmelzflüssigen Magma schon in grosser Tiefe und unter physikalischen Verhältnissen stattfand, die man heute für die Bildung der Tiefengesteine als bedingend ansieht».

Dass die Sanidinite mit den Akmittrachyten etc., von welchen sie auf den Azoren etc. zu Tage mitgerissen wurden, genetisch verwandt sind und nur in grösserer Tiefe auskrystallisirte Massen desselben Magmas wie dasjenige der Akmittrachyte selbst darstellen, dürfte jetzt wohl als ziemlich unzweifelhaft angesehen werden können (siehe S. 31 und 33). Einige Varietäten der quarzarmen Natronsyenite der Kristianiagegend (der Nordmarkite) entsprechen auch sowohl mineralogisch als chemisch und was mehr ist, auch structurell manchen Sanidiniten ziemlich genau; zum Vergleich sollen hier die Analysen der norwegischen Nordmarkite von Aueröd, I (nach *G. Forsberg*), von Tonsenås II (nach *G. Forsberg*) und ebendaselbst III (nach *P. Jannasch*)[1] mit der Analyse des Sanidinits von Ahlsberg in der Rhön IV (nach *Bunsen*, l. c siehe oben) zusammengestellt werden:

	Nordmarkit Aueröd	Nordmarkit Tonsenås	Nordmarkit Tonsenås	Sanidinit Ahlsberg, Rhön
SiO_2	60.45	63.20	64.04	63.40
TiO_2 und ZrO_2 . . .	—	0.46	0.62	—
Al_2O_3	20.14	17.45	17.92	20.20
Fe_2O_3 (FeO & MnO).	3.80	3.60	3.56	3.89
MgO	1.27	0.75	0.59	0.38
CaO	1.68	1.40	1.00	1.66
Na_2O	7.23	6.90	6.67	8.39
K_2O	5.12	5.88	6.08	3.54
H_2O	0.71	0.50	1.18	0.36
	100.40	100.14	101.66	101.82

In chemischer Beziehung ist somit kein nennenswerther Unterschied vorhanden. Noch weniger in mineralogischer Beziehung; die Feldspäthe sind dieselben (reichlich Albit, Mikroperthit etc.); die natronreichen Pyroxene (Aegirin oder Aegirin-Augite) und Hornblenden (Katoforite, Arfvedsonit, Riebeckit etc.) sind beiden gemeinsam, und selbst die seltneren Mineralien (Zirkon = Azorit, etc.) sind zum grossen Theil dieselben. Endlich ist die Structur dieselbe; sie ist wesentlich charakterisirt durch die dicktafelförmige Ausbildung der Feldspäthe, durch die häufig theilweise spätere Auskrystallisation der Pyroxene und Hornblenden, sowie durch *die miarolithische Porosität*, welche auch in den Nordmarkiten sehr verbreitet ist. Die holokrystallinische Ausbildung und die Korngrösse,

[1] Siehe Zeitschr. f. Kryst. B. 16, S. 54.

sowie das Fehlen jeder Andeutung porphyrartiger Structur ist auch gemeinsam. Es giebt (abgesehen von den Neubildungen der Sanidinite) eigentlich nur *einen* auffälligen Unterschied, nämlich die sanidinartige Beschaffenheit des Feldspaths der Sanidinite, welche bei den entsprechenden Nordmarkiten nicht vorhanden ist.

Wir können also mit vollem Recht sagen, dass gewisse Nordmarkite nichts weiter als *palaiotype* Sanidinite, oder besser umgekehrt, dass gewisse Sanidinite nur *kainotype* Nordmarkite sind. Der sanidinartige Charakter liegt nun zwar nicht nur in der Frische des Feldspaths, denn diese ist einst natürlich ebenso gross bei dem Feldspath der Nordmarkite, als bei demjenigen der Sanidinite gewesen; er liegt vielmehr in der rissigen Beschaffenheit, mit den zahlreichen Sprüngen z. Th, in der Orthodomenzone; dass dies Verhältniss theilweise mit der Änderung der Abkühlungsschnelligkeit beim Transportiren der Einschlüsse mit dem Magma von grösserer Tiefe zur Oberfläche in Verbindung steht, dürfte nicht unwahrscheinlich sein. Dass auch gewisse nachträgliche Umwandlungen und Neubildungen von Mineralien bei den Sanidiniten mit einem Transportiren der Bruchstücke derselben nach der Oberfläche in Verbindung gebracht werden können, ist von mehreren Verfassern hervorgehoben. In so fern würden die frischesten Nordmarkite und die Sanidinite einen Unterschied zeigen können, welcher immerhin zu einer anhangsweisen Sonderstellung der letzteren berechtigen dürfte; die Sanidinite sind nämlich, in so fern wir den sanidinartigen Charakter des Feldspaths und die beim Transportiren an die Oberfläche eingetretenen Umwandlungen speciel berücksichtigen wollen, nicht nur kainotype frische Nordmarkite, sondern eben zur Oberfläche transportirte und dabei z. Th. mehr oder weniger eigenthümlich ausgebildete Nordmarkite.

Derartige sanidinitähnlich struirte und zusammengesetzte Gesteine kommen nun auch zwischen den Ganggesteinen auf Gran vor. So sind das Gestein des unten näher erwähnten grossen Ganges von Gjefsen, ebenso das Gestein der Gänge von Elvetangen auf Gran in structureller Beziehung derartige palaiotype sanidinitähnliche Gesteine, z. Th. ebenso grobkörnig als manche typische Sanidinite, nur sehr arm an dunklen Mineralien und theilweise mit kaolinisirtem, trübem Feldspath. Die miarolithisch poröse Structur ist verdeckt, indem die ursprünglichen miarolithischen Hohlräume durch nachträgliche Quarzbildung gefüllt sind.

Die weniger mächtigen Gänge der typischen Sölvsbergite dagegen sind, entsprechend ihrer geringeren Mächtigkeit und damit zusammenhängenden schnelleren Abkühlung in der Gangspalte, weniger sanidinitähnlich, etwas mehr trachytähnlich struirt; die Korngrösse ist geringer

und die Feldspathtafeln dünner, und häufiger fluidal, subparallel angeordnet etc. Sie sind eben typisch *hypabyssische Gesteine* (*Ganggesteine*, Rosenbusch), *sie nehmen in structureller Beziehung eine Zwischenstellung zwischen Nordmarkiten* (respective Sanidiniten) *einerseits und Akmittrachyten andererseits ein.*

Dann scheint mir aber auch eine besondere Bezeichnung für die uns jetzt beschäftigenden Gesteine berechtigt. Man kann sich nach meiner Ansicht nicht damit begnügen diesen Gesteinen eine Zwischenstellung zwischen den Sanidiniten (Nordmarkiten) und den recenten Aegirintrachyten (respektive Akmittrachyten) anzuweisen und dennoch dieselben nur z. B. als *palaiotype Aegirintrachyte* zu bezeichnen. Denn dann müsste man consequent auch mit demselben Recht verlangen, dass die holokrystallinischen mittelkörnigen Quarzporphyre als palaiotype Liparite, die Rhombenporphyre, die Orthophyre etc. als palaiotype Trachyte, die holokrystallinischen mittelkörnigen bis feinkörnigen Porphyrite als palaiotype Andesite, die mittelkörnigen trachytoiden Foyaite [1] als Phonolithe etc. bezeichnet werden müssten. Eine derartige Bezeichnungsweise durchzuführen scheint aber kaum zweckmässig. Es ist ein Bedürfniss *wenigstens* drei Structurstufen: die eugranitischen Tiefengesteinstypen, die mittel- bis feinkörnigen holokrystallischen hypabyssischen Gang- und Grenzfaciestypen, sowie die feinkörnigen bis dichten, öfters nicht mehr holokrystallinischen Oberflächengesteinstypen, alle unter verschiedenen Namen, auseinanderzuhalten.

Was dem Typus nach sicher und leicht unterschieden werden kann, verdient nach meiner Ansicht auch mit einem eigenen Namen bezeichnet zu werden; ein besonderer Name ist, wenn derselbe eine generelle Berechtigung hat und glücklich gewählt ist, keine Last, kein Unglück, sondern im Gegentheil eine Erleichternng. Es macht viel grössere Schwierigkeit, eine Anzahl distinkter Typen, — welche charakteristischer Eigenschaften wegen verdienen auseinander gehalten zu werden, — zu unterscheiden und zu überschauen, wenn die Definition ihrer Eigenthümlichkeiten nicht durch einen bestimmten Namen fixirt ist, als die geringe Mühe zu haben, eine etwas grössere Anzahl Namen zu merken. Je mehr unsere Kenntnisse der Gesteine erweitert werden, desto nothwendiger wird es aber mit jedem Tage eine immer grössere Anzahl Gesteinstypen zu fixiren und auseinanderzuhalten. Die geräumigen *Sacknamen* der älteren Petrographie reichen nicht mehr hin um den wirklich nöthigen Distinctionen zu entsprechen.

[1] In meinem Sinne siehe Zeitschr. f. Kryst. B. 16, S. 39.

Hier liegt nämlich der Hund begraben: die Einführung neuer Namen entspringt nicht aus einem unberechtigten Bedürfniss nach dem Millimeter Unsterblichkeit oder aus einer allgemeinen Neigung zum Bessermachen, jedenfalls nicht hauptsächlich aus solchen Beweggründen, wie die conservativen Vertheidiger der älteren Systematik anzunehmen scheinen; dieselbe ist im Gegentheil in der Unzulänglichkeit der vorräthigen Namen selbst begründet. Die wachsenden Kenntnisse bringen feinere Distinctionen, die feineren Distinctionen aber müssen wieder zum grossen Theil durch besondere Namen oder jedenfalls durch besondere Epithete fixirt werden. Unsere alten guten Namen sind der Hauptsache nach durch die qualitative mineralogische Zusammensetzung bedingt. Structurelle Beziehungen sind oft nur in den gröbsten Zügen berücksichtigt (z. B. bei Namen wie Granit und Gneis, ohne Rücksicht darauf, dass die Gneise der älteren Petrographie genetisch doch sehr verschiedene Sachen sind, bald primär schieferige Granitschiefer mit fluidaler Protoklasstruktur, bald sekundär schieferige, dynamometamorph gepresste Granitschiefer, bald umgewandelte Arkosen, bald umgewandelte Thonschiefer etc. etc.), quantitative Verhältnisse der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung sind nur in ganz geringer Ausdehnung geltend gemacht (z. B. ein massiges eugranitisches Gestein von Plagioklas und Hornblende wird eo ipso ein Diorit genannt, ganz abgesehen davon, ob der Feldspath ein Anorthit oder ein Oligoklas, der SiO_2-Gehalt zwischen 60 und 70 Proc. oder unterhalb 50 Procent etc.) und genetische (geologische) Verhältnisse eigentlich nur unbewusst zum Charakterisiren benutzt, obwohl die Petrographie ja doch eine geologische Wissenschaft sein sollte.

Auf diese Weise wird es aber auf die Länge nicht gehen können; man wird sich nicht mehr damit begnügen, wie bis jetzt, Wolle und Butter in demselben Sack herumzuschleppen. Es wird nachgerade immer mehr nöthig, nicht nur die qualitative, mineralogische Zusammensetzung, sondern auch die *quantitativen* Relationen der *chemischen und mineralogischen Mischung* bei der systematischen Eintheilung zu berücksichtigen,[1] ebenso den *structurellen* Unterschieden, welche den besten Ausdruck der geologischen Verwandschaftsbeziehungen geben *(Lossen)*, auch in der Nomenclatur Rechnung zu tragen, und endlich die *geologischen (genetischen)* Verhältnisse bei der systematischen Gruppirung genügend zu

[1] Es ist z. B. nach meiner Ansicht unberechtigt, das vitrophyrische Gestein von Dellen, Helsingland, Schweden (Glas mit Einsprenglingen von Labrador, Hypersten und Magnetit) mit 2.51 CaO, 2.05 Na_2O, 5.34 K_2O, 68.36 SiO_2 zu den Andesiten zu rechnen, nur deshalb, weil *nur* Plagioklas, kein Sanidin *auskrystallisirt* ist; ich betrachte dasselbe als einen Dacit-Liparit, ein Übergangsgestein zwischen Daciten und Lipariten. Confr. *Judd;* Geol. Mag. 1888, I.

berücksichtigen. Und das lässt sich alles nicht ohne eine bedeutende Anzahl neuer Namen durchführen.

Die feineren Distinctionen bringen es dann auch mit sich, dass *ganz specielle* Namen in grösserer Ausdehnung nöthig werden, Namen, die oft nur lokale Ausbildungen auch anderswo bekannter Sammeltypen sind; so ist es z. B. nicht genügend, so verschiedene Typen als die Monzonite und die Laurvikite beide nur als Augitsyenite zn bezeichnen; Lokalnamen sind hier berechtigt.

Endlich sind auch besondere Bezeichnungen für *Übergangstypen* nothwendig; zwischen Graniten und Syeniten z. B. die Übergangsgruppe der Quarzsyenite, zwischen Lipariten und Trachyten die Gruppe der Quarztrachyte, zwischen Lipariten und Daciten die Gruppen der Dacit-Liparite und der Liparit-Dacite etc. Es geht, was die systematische Nomenclatur betrifft, jetzt der Petrographie ähnlich, wie es schon längst in den biologischen, beschreibenden Naturwissenschaften gegangen ist; eine Artengruppe, die man früher in einer Gattung zusammenfasste, ist jetzt manchmal in viele besondere Gattungen und Untergattungen getheilt, eine gute Art der älteren Autoren häufig in eine ganze Anzahl Arten und Varietäten zerstückt. Es ist diese weitere Theilung nur eine natürliche Folge der erweiterten Kenntnisse und der genaueren Forschungsweise unserer jetzigen Biologie, verglichen mit früheren Zeiten.

So wird es auch der Petrographie gehen; es wird auf die Länge nicht möglich sein unter einem und demselben Namen so verschiedenartige Gesteinstypen zusammenzuhäufen, wie man es noch heute thut. Unsere Väter hatten einen Sacknamen: «Grünstein» (Trapp etc.), welcher ungefähr alle möglichen dichten, dunklen Eruptivgesteine umfasste; wir wissen jetzt, dass die Grünsteine der älteren Autoren so verschiedene Gesteine wie Diabase, Diorite, Kersantite, Minetten, Tephrite, Andesite, Basalte, Nephelinbasalte, Nephelinite etc. etc. umfassten; auch die Grorudite und die Sölvsbergite der Kristianiagegend waren früher als «Grünsteine» bekannt. Wir wissen es jetzt besser und haben aus dem schweren Sack der Grünsteine eine grosse Anzahl gut charakterisirter besonderer Gesteinstypen heraufgeholt; aber — wir haben noch eine ganze Anzahl anderer Säcke übrig! Ich will nur, um ein Beispiel zu nehmen, an den Gebrauch des Namens «*Diorit*» erinnern.

Für mich sind Diorite *mittelsaure* (intermediäre)[1] *abyssische, eugranitisch struirte Gesteine mit vorherrschender Zusammensetzung von*

[1] Die saureren abyssischen Plagioklasgesteine (mit ca. 63 bis mehr als 70 % SiO_2) rechne ich zu den Quarzdioriten; die basischen (mit ca. 52 bis 40 %) zu den Gabbrogesteinen. Die chemische Begrenzung lässt sich natürlich nicht nach nur einem Bestandtheil (SiO_2) und ohne Rücksicht auf Structur und Mineralienzusammensetzung scharf fixiren.

Plagioklas und Hornblende (bisweilen ganz oder theilweise ersetzt von Glimmer oder Pyroxen), wobei ich ausdrücklich voraussetze, dass diese Bestandtheile primäre Bestandtheile, und das Gestein im Ganzen ein *primäres* Gestein sei.

Nun hat man aber eine Unmasse von massigen Tiefengesteinen mit den Hauptmineralien Plagioklas und Hornblende, Diorite genannt, auch dann, wenn die Hornblende unzweifelhaft *sekundär* aus Pyroxen entstanden ist; zwar hat man in vielen Fällen, wenn man sicher beweisen konnte, dass das unveränderte Gestein ein *Gabbro* gewesen ist, nach dem Vorschlag von *Törnebohm* den Namen Gabbro-Diorit (Gabbrodiorit) gebraucht.

Dies bessert nach meiner Ansicht die Sache nicht; für mich ist ein Gabbro-Diorit ein *primäres Übergangsgestein* zwischen Gabbro und Diorit, welches noch vorherrschend Diorit-Charakter hat (umgekehrt Diorit-Gabbro dasselbe mit vorherrschend Gabbro-Charakter). Was *Törnebohm* und Andere nach ihm Gabbro-Diorite genannt haben, möchte ich aber lieber als «*Uralit-Gabbro*» (resp. «Uralit-Norit» etc.) bezeichnen, wobei ich unter Uralit jede aus Pyroxen hervorgegangene Hornblende verstehe. [1]

Den Skapolith-Hornblendefels von Ödegården in Bamle, Norwegen, hat *Hj. Sjögren* [2] als «*Dipyrdiorit*» bezeichnet; da das Gestein aber *kein primäres Gestein*, sondern *durch pneumatolytische Metamorphose* aus Olivinhyperit entstanden ist, scheint nach meiner Auffassung wieder die Bezeichnung desselben als ein Dioritgestein vollkommen unberechtigt. Man braucht hier einen besonderen Namen, welcher keine falsche Vorstellung giebt von einer Verwandschaft mit Diorit, mit welchem das Gestein absolut nichts zu schaffen hat. Ich nenne dasselbe seit mehreren Jahren: «*Ödegårdit*». [3]

---

1 Ebenso ist der Name «Epidiorit» für umgewandelte Diabase mit sekundärer Hornblende nach meiner Ansicht kein glücklich gewählter Name, da derselbe mit Unrecht den Gedanken an eine Verwandschaft mit Diorit hervorruft. Die Epidiorite haben nichts mit echten Dioriten zu schaffen.

2 Geol. Fören. i Stockholm, Förh. 1883, B. 6, S. 447.

3 Man könnte vielleicht den Namen Skapolith-Hornblendefels oder Skapolith-Hornblendegestein für besser ansehen; erstens ist dieser Name aber irreleitend, indem er auch auf andere Gesteine (krystallinische Schiefer, welche ebenfalls aus Skapolith und Hornblende bestehen, aber von ganz anderem Ursprung sind), passt; zweitens besteht der längs den Apatitgängen in Bamle, Gjerrestad, Landvik etc. pneumatolytisch umgewandelte Olivinhyperit nicht nur aus der Combination Skapolith-Hornblende, sondern z. Th. auch aus Skapolith-Enstatit oder Skapolith-Rutil etc.; es scheint dann zweckmässig, für alle diese pneumatolytischen Skapolith-Gesteine einen gemeinsamen Namen zu haben, als welchen ich dann einen Lokalnamen: «Ödegårdit», nach der wichtigsten Lokalität Ödegården, vorziehen möchte.

Wieder andere Gesteine aus Plagioklas und Hornblende in körniger Mischung sind nur massig aussehende umgewandelte Sedimente; ich kenne solche z. B. aus der Formation der jüngeren krystallinischen Schiefer in Röldal (Norwegen); ich bezeichne diese sekundären Gesteine selbstverständlich wieder nicht als Diorite, sondern als *Pseudodiorite*.[1]

Viele Verfasser haben *feinkörnige Ganggesteine* aus vorherrschend Plagioklas und Hornblende als Diorite bezeichnet; sie stehen aber ungefähr in demselben Verhältniss zu den Dioriten wie die Aplite zu den Graniten; ich finde deshalb auch hier in der Dioritfamilie eine besondere Benennung berechtigt; ich habe dieselben schon längst als «*Dioritaplite*» bezeichnet; *Osann* hat mit Recht einige derartige Gesteine unter einem besonderen Namen als «*Malchite*» ausgeschieden (siehe «Über dioritische Ganggesteine im Odenwald», Mitth. d. Grossh. Bad. geol. Landesanstalt, B. II, No. XI, Heidelberg 1892). Später hat *Chelius* als andere dioritische Ganggesteine noch die porphyrischen *Orbite* und hypidiomorph-körnigen *Luciite* abgetrennt. (Siehe Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde, Darmstadt 1892.)

Aber auch die primären, eugranitischen Tiefengesteine, welche aus Plagioklas und Hornblende bestehen, sind nicht alle deshalb Diorite. Es wäre z. B. nach meiner Ansicht entschieden unrecht, so basische Gesteine wie die typischen *Hornblendegabbros* als Diorite zu bezeichnen; ganz wie man unter den superfusiven Gesteinen mit Recht die sehr basischen (40 bis 45 % SiO_2) Hornblendebasalte nicht zu den Andesiten rechnet, ganz entsprechend müssen die basischen Hornblendegabbros (auch wenn sie gar nicht olivinführend sind) als eine besondere Untergruppe der Gabbrogesteine, nicht der Diorite aufgefasst werden.[2] Die Diorite sind nämlich nach meiner Definition intermediäre, nicht basische Gesteine.

Auch die schärfer begrenzte Gruppe der echten Diorite zerfällt nun beim näheren Studium in eine Anzahl Untergruppen, welche z. Th. Lokalnamen erhalten haben; und je schärfer wir distinguiren, je mehr Typen werden wir auseinanderhalten können, je mehr Namen brauchen wir. Nur das nicht blos stofflich (Structur, Mineralienzusammensetzung, chemische Zusammensetzung), sondern auch genetisch nahe verwandte muss unter gemeinsamer Bezeichnung zusammengefasst werden, das

---

1 Ebenso brauche ich den Namen «*Dioritschiefer*» nur für (primär oder sekundär) schieferige Diorite; die Dioritschiefer-ähnlichen umgewandelten Sedimente bezeichne ich als: «*Pseudodioritschiefer*».

2 Auch die basischen *Corsite* scheinen mir mit Unrecht unter den Dioriten aufgeführt zu werden; sie sind viel eher zu den Gabbrogesteinen zu rechnen, bilden aber zum Theil eine Übergangsgruppe zwischen Gabbros und Dioriten, sind also echte Gabbro-Diorite oder Diorit-Gabbros.

genetisch verschiedene aber muss, auch wenn die stoffliche Übereinstimmung scheinbar eine sehr nahe wäre, unter verschiedenen Namen getrennt werden. Dieser Grundsatz muss für die petographische Systematik, wie für alle Systematik festgehalten werden; nur auf diese Weise erhalten wir, was doch am Ende das Ziel unserer Systematik sein muss, *ein wirklich natürliches System der Gesteine; und ein natürliches System muss schliesslich auch ein genetisches System sein.*

Was von den Dioriten gilt, passt näher besehen auch auf die Namen aller grösseren Gesteinsgruppen; Granite, Syenite, Nephelinsyenite etc. etc. Die Namen sind fast durchgehends Sacknamen, Klassennamen oder Gruppennamen, — nicht Gattungsnamen; eine weitere Specialisirung ist überall nöthig. Es ist freilich richtig, wir können Namen wie Granit, Syenit, Nephelinsyenit etc. nicht entbehren; im Gegentheil, die Namen richtig gebraucht, sind trefflich, *aber sie sind Namen höherer Ordnung*, sie sind nicht Gattungsnamen. Gesteine wie die grobkörnigen Laurdalite mit ihrer typischen Rhombenschnittstructur, die mittelkörnigen eugranitisch struirten Ditroite,[1] die trachytoiden als Gänge oder Grenzfacies auftretenden Foyaite, die aegirinreichen Luijaurite, die Särnaite (Cancrinit-Aegirinsyenite *Törnebohm's*), die Pulaskite von Arkansas, die Sodalitsyenite, die Eudialitsyenite und die verschiedenen anderen merkwürdigen Gesteinstypen von Südgrönland, die gegenwärtig von *V. Ussing* bearbeitet werden, — sie sind zwar alle Gesteine der Nephelinsyenitfamilie, aber sie müssen alle aus einander gehalten und distinkt charakterisirt werden und dann ist es, um die Übersicht über die grosse Stoffmasse zu bewahren, auch dringend nöthig, die ausgeschiedenen Typen durch *Specialnamen* zu fixiren. Und namentlich, wenn wir zu den verschiedenen Typen der etwas feinkörnigeren, jedoch holokrystallinischen trachytoiden Ganggesteine kommen, können wir dieselben nicht ohne weiteres mit den Phonolithen zusammenwerfen.

Eine rationelle petrographische Systematik muss deshalb auch bald anfangen schärfer zu präcisiren, welche Namen als Klassennamen, Ordnungsnamen, Gruppennamen und Namen höherer Ordnung überhaupt, und welche Namen als Gattungsnamen, Artsnamen und Varietätsnamen fixirt werden müssen.

Ein kurzes Schema einer derartig durchgeführten Systematik hoffe ich bei einer späteren Gelegenheit vorlegen zu können.

[1] Über die Definition der Namen Ditroit, Foyait siehe Zeitschr. f. Kryst. B. 16, S. 39. Verschiedene Verfasser, darunter namentlich auch *Zirkel*, haben sich gegen diese Begrenzung der Namen ausgesprochen; sie mögen dann meinetwegen gern andere Namen der genannten Typen vorschlagen, aber die *Typen sind da* und können besondere Namen nicht entbehren.

Kehren wir nach dieser Digression wieder zu der Frage zurück, welche uns hier speciell beschäftigt.

Es ist, wie oben bemerkt, nach meiner Ansicht unbedingt ein Bedürfniss, bei den verschiedenen Gesteinsfamilien *wenigstens* drei Structurstufen der Eruptivgesteine derselben chemischen und mineralogischen Zusammensetzung durch besondere Namen auseinander zu halten; in manchen Fällen reicht aber auch diese Zahl gar nicht zu. Im vorliegenden Falle repräsentiren die Nordmarkite (respektive die Sanidinite), die uns hier beschäftigenden Ganggesteine: die Sölvsbergite, und endlich die Aegirintrachyte drei getrennte Structurstufen. Es giebt zwar Sölvsbergite (oder richtiger mit den Sölvsbergiten verwandte Ganggesteine), die durch ihre Korngrösse in feinkörnige Nordmarkite übergehen, noch häufiger aber Sölvsbergite, die so feinkörnig (und dabei echt trachytisch) struirt sind, dass sie in dieser Beziehung in kainotype Aegirintrachyte übergehen, obwohl sie durch palaiotype Ausbildung (der Feldspath hat nicht sanidinartigen Habitus) charakterisirt sind. Aber im Ganzen bilden sie eine gut abgegrenzte Zwischengruppe zwischen den beiden extremen Gliedern dieser Faciessuite, und verdienen deshalb auch durch einen besonderen Namen markirt zu werden, als welchen ich den Namen *Sölvsbergit* vorgeschlagen habe.

Einige Verfasser dürften sich vielleicht darüber aufhalten wollen, dass ich die Sölvsbergite als «*Ganggesteine*» charakterisirt habe. Obwohl ich selbst schon lange lieber die Bezeichnung «*hypabyssische Gesteine*» zu brauchen pflegte, ist mir doch auch die *Rosenbusch*'sche Bezeichnung: «Ganggesteine» ganz verständlich. Ob das betreffende Gestein aus einer geringeren Masse in einer Gangspalte oder aus einer grösseren Masse als Grenzfacies in der Tiefe erstarrt ist, wäre natürlich an und für sich unwesentlich; das wesentliche ist, dass die physikalischen Verhältnisse bei der Erstarrung der Hauptsache nach (die langsame Abkühlung etc.) gleichartig gewesen sind. Wenn aber erfahrungsgemäss eine Anzahl Gesteinstypen ganz vorherrschend oder bisweilen sogar ausschliesslich als Ganggesteine bekannt sind, ist auch die Gruppenbezeichnung «Ganggesteine» *recht verstanden* gut zutreffend und bei gutem Willen nicht misszuverstehen. Die Bezeichnung drückt dann doch die Regel aus; dass Ausnahmen vorhanden sind, schwächt die Berechtigung der Bezeichnung nicht ab. Die Bezeichnung «Ganggesteine» hat aber z. Th. auch ihre ganz besondere Berechtigung, auf welche ich weiter unten zurückkommen werde.

Die Sölvsbergite sind also holokrystallinische, trachytisch struirte (selten porphyrartige), hypabyssische, palaiotype Gesteine, bis jetzt nur

als Ganggesteine bekannt, von natronreicher, an Kalk und Magnesia armer Mischung, bei nicht ganz unbedeutendem Gehalt an Eisenoxyden, von mittlerer Acidität, bestehend vorherrschend aus Natronfeldspath (mit mehr untergeordnetem Kalifeldspath), dann auch aus einem natronreichen Pyroxen- oder Hornblendemineral mit wenig Quarz oder ohne Quarz.

Schon der geringe, obwohl selten ganz fehlende Quarzgehalt deutet auf eine nähere Verwandtschaft mit den Groruditen als mit den basischeren Tinguaiten, welchen wohl die meisten bekannten Vorkommen von Aegirintrachyten — ob sie kainotyp oder palaiotyp sind — näher stehen.

Die Sölvsbergite weisen mehrere distinkte Varietäten auf, so den reinen Aegirin-Sölvsbergit vom Sölvsberge, den hornblendeführenden Aegirin-Sölvsbergit von Tjose-Åklungen (169.6 Kilom. von Kristiania), endlich den Hornblende-Sölvsbergit von dem Gerölle bei der Lougenbrücke.

Durch abnehmenden Kieselsäuregehalt werden die Sölvsbergite quarzfrei, ja sogar nephelinführend und gehen in die Tinguaite über.

Durch abnehmenden Gehalt an Eisenoxyden ändert sich der Typus in holokrystallinische trachytoide Ganggesteine der Natronreihe fast ohne jede Spur von eisenhaltigen Silikaten, nur aus Feldspathtafeln und Quarz (mit ein wenig Eisenkies und Magnetit) bestehend. Derartige Gesteine, welche auf Gran eine Anzahl grosser Gänge bilden, sollen weiter unten näher erwähnt werden.

Das Mittel der drei Analysen der zu den Sölvsbergiten gerechneten Gesteine vom Sölvsberg, vom Lougenthal und von Tjose-Åklungen ist das folgende:

SiO_2	62.17
TiO_2	0.44
Al_2O_3	16.80
Fe_2O_3	3.63
FeO	1.85
MnO	0.32
MgO	0.52
CaO	1.03
Na_2O	7.05
K_2O	5.27
H_2O	1.03
	100.11

Verglichen mit dem oben S. 63 angeführten Mittel der Grorudit-analysen ergiebt sich, dass die Abnahme des SiO_2-Gehaltes von Zunehmen der Gehalte an Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O und K_2O von Abnehmen des Fe_2O_3-Gehaltes begleitet gewesen ist.

Anhang zu den Sölvsbergiten.

Übergangsgesteine zwischen Sölvsbergiten und Tinguaiten von der Bahnlinie zwischen Tjose und Åklungen.

Von der Bahnlinie zwischen Tjose und Åklungen hat Herr Amanuensis *C. Damm* mir ausser dem schon oben erwähnten echten Sölvsbergit auch ein Paar Handstücke gebracht von Gesteinen, welche sich als Endglieder den Sölvsbergiten anreihen. Ich führe diese Gesteine hier anhangsweise als Sölvsbergite auf.

Quarzfreier nephelinführender, feinkörniger bis dichter Aegirin-Glimmer-Sölvsbergit.

Von diesem Typus wurden zwei Handstücke eingesammelt, das eine von einem der Gänge zwischen Tjose und Åklungen, 175.07 Kilom. von Kristiania, Richtung N.N.O. — S.S.W., 1.2 Meter mächtig, das andere von einem Gang 173.2 Kilom. von Kristiania, Richtung N. — S., 1.5 M. mächtig; beide Stücke sind etwas, doch nicht sehr verschieden, so dass es wohl möglich ist, dass die beiden Vorkommen einem und demselben Gange angehören.

Das Stück 175.07 Kilom. von Kristiania ist makroskopisch dicht, von grüngrauer Farbe, mit muscheligem Bruch, hornsteinartig aussehend; in dieser dichten Grundmasse sieht man äusserst spärlich hie und da kleine Einsprenglinge von Feldspathtafeln, kaum 1 mm. oder ein Paar mm. dick, sowie ganz vereinzelt ein Paar grössere Schuppen (2—3 mm. Fläche, bei ca. 0.2 mm. Dicke) von einem bräunlichen Glimmermineral. U. d. M. zeigt sich die dichte Grundmasse nicht sehr feinkörnig, aus Feldspathtafeln (vorherrschend Albit, daneben Orthoklas und Mikroklin) und Aegirinnädelchen bestehend; Quarz fehlt vollständig, dagegen findet sich statt des Quarzes als Zwischenklemmungsmasse spärlich Nephelin und ganz winzige Spuren eines Cancrinit-ähnlichen Minerals.

Ausser den Hauptmineralien Feldspath und Aegirin finden sich auch in der Grundmasse spärlicher winzige Schuppen von braunem, wenig stark pleochroitischem Glimmer, ferner ziemlich viele Körnchen eines tiefbraun durchsichtigen, recht stark lichtbrechenden, isotropen Minerals mit gewöhnlich vierseitigen, deutlich regulären Durchschnitten (ca. 0.01 bis 0.02 mm.), wahrscheinlich Melanit oder ein anderes titanreiches Mineral, dann auch etwas hellere Würfelchen von Perowskit (?), winzige Pünktchen von Magnetit und nette tiefbraune oder braungelb durchsichtige sechsseitige Tafeln von Titaneisenglimmer-, endlich ein Paar Apatitnadeln und unregelmässige Körnchen von farblosem Zirkon.

Der *Aegirin* ist sehr hell grünlich oder gelbgrün gefärbt, fast parallel auslöschend in kurzen, am Ende oft aufgespalteten Prismen, die grössten ungefähr 0.2—0.3 mm. lang, 0.05 mm. dick, die meisten jedoch viel kleiner, oft parallelfaserig zusammengesetzt oder radialstrahlig gruppirt, bis zu mikrolithischer Grösse herabsinkend. Die grösseren Aegirinnadeln beherbergen gewöhnlich orientirte Einschlüsse von Glimmerschuppen, wobei die Tafelebene der Glimmerschuppen der Vertikalachse des Aegirins parallel ist. Der Aegirin ist in diesem Gestein offenbar zum grossen Theil früher als der Feldspath auskrystallisirt.

Der *Glimmer* ist von eigenthümlicher, grünbrauner Farbe, er bildet immer ganz kleine Schuppen, die zwar gar nicht spärlich vorhanden, aber doch weniger gleichmässig durch die ganze Gesteinsmasse vertheilt sind; zusammen mit Nadeln von Aegirin bildet er auch z. Th. um grössere *Magnetit*-Körnchen (in diesen steckt der Apatit) kleine, höchstens ein Paar mm. grosse Zusammenhäufungen, *ocelli*, von basischen Mineralien, die doch immer spärlich vorkommen; selten bildet er auch etwas grössere Einsprenglinge, die dann jedoch nicht einheitlich sind, sondern aus zahlreichen, kleineren, subparallelen Glimmerschuppen aufgebaut sind. In einem Präparat wurde ein 2.2 mm. langer, 0.3 mm. breiter Durchschnitt eines derartigen Glimmereinsprenglings beobachtet; er zeigte sich bestehend aus einem parallel orientirten Gemenge von Glimmerschuppen und Aegirinnädelchen von vollkommen pterolitischem Bau. [1]

Die wenigen grösseren Feldspatheinsprenglinge zeigten sich u. d. M. aus einem äusserst fein lamellirten Mikroklin-Mikroperthit, in der Regel in Karlsbaderzwillingen, bestehend; sie sind häufig voll von langen Aegirinnädelchen.

Die Structur ist sonst eine ausgesprochen trachytische, wobei doch zu bemerken ist, dass die Feldspathtäfelchen der Grundmasse (gewöhnlich nur 0.05 mm. dick) nicht in grösserer Ausdehnung parallel orientirt sind

[1] Siehe Zeitschr. f. Krystallogr. B. 16, S. 418.

Das braun oder braungelb durchsichtige, scheinbar in Würfeln (oder Oktaëderchen?) auftretende Mineral liess sich nicht näher bestimmen; es dürfte wohl entweder Pyrochlor oder Perowskit sein.

Das *zweite* Handstück (von dem Gange 173.2 Kilom. von Kristiania) unterscheidet sich makroskopisch nur durch deutlich feinschuppige Structur, eine sehr ausgesprochene Trachytstructur mit subparalleler Anordnung der Feldspathtafeln, was auch makroskopisch durch eigenthümlichen Schimmer an den Bruchflächen des Gesteins nach dieser Richtung leicht zu erkennen ist.

U. d. M. zeigt das Gestein fast genau dieselbe Zusammensetzung, wie das eben beschriebene. Doch tritt der Glimmer vielleicht etwas mehr zurück und der Aegirin ist in dünneren, längeren Nadeln vorhanden, sonst von derselben sehr hellen Farbe, wie beim vorigen Gestein. Das gelbbraun durchsichtige, akcessorische Mineral war hier etwas reichlicher und in ein wenig grösseren deutlichen Würfeln vorhanden; sie zeigten sich zwischen gekreuzten Nikols z. Th. ganz schwach doppelbrechend, wobei die Auslöschung der Vierecke diagonal erfolgte. Es dürften diese Eigenschaften eher für Perowskit als für Pyrochlor sprechen. Violetter *Flussspath* ganz spärlich.

Die Krystallisationsfolge ist bei beiden Gesteinen dieselbe, nämlich: Apatit, Magnetit, Zirkon, Melanit (?), Perowskit (?), Glimmereinsprenglinge, Aegirinmikrolithe und Einsprenglinge von Feldspath; dann Glimmer, Aegirin und Feldspath der Grundmasse und schliesslich Spuren von Nephelin als Zwischenklemmungsmasse in beiden Gesteinen vorhanden.

Beide Gänge sind durch ihren Mangel an Quarz, sowie durch den untergeordneten Gehalt an Glimmer bemerkenswerth; sie führen dadurch einerseits über in die Tinguaite, andererseits geben sie eine Anknüpfung an gewisse unten näher zu erwähnende Glimmer-führende Ganggesteine von Gran.

Den Nephelin dieser Gesteine hatte ich zuerst übersehen; die Berechnung der Analyse zeigte aber, dass Nephelin vorhanden sein musste, und die nähere Untersuchung der Präparate zeigte dann auch sein Vorkommen als Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspathtafeln, theilweise schon als umgewandelte (zeolithisirte) Massen. Nachträglich wurde dann auch ein geringer Gehalt von *Cancrinit* (kaum ein halber Procent; in der Berechnng der Analyse nicht besonders berücksichtigt) nachgewiesen.

Diese Ganggesteine bilden demnach interessante Zwischenglieder zwischen Sölvsbergiten und Tinguaiten. Es ist offenbar, dass selbst eine nur ganz geringe Änderung der chemischen Mischung (namentlich der

SiO_2, Al_2O_3 und Na_2O-Gehalte) genügen müsste, um einerseits Quarz, andererseits Nephelin als «*Restbestandtheil*» [1] zu bilden.

Es könnte das vorliegende Gestein auch wohl als nephelinführend den Tinguaiten angereiht werden; da der Nephelingehalt aber nur unwesentlich ist, habe ich vorgezogen, dasselbe anhangsweise unter den Sölvsbergiten anzuführen in Analogie mit der Auffassung der am nächsten entsprechenden Tiefengesteine: der Laurvikite, als nephelinführende Augitsyenite, nicht als Nephelinsyenite. — Nach dieser Auffassung lassen sich dann unter der intermediären Gruppe der Sölvsbergite theils quarzarme, theils quarzfreie, nephelinarme Gesteine zusammenfassen. Sölvsbergite, welche weder Quarz noch Nephelin führen (analog mit z. B. den rothen Laurvikiten von Bollärene etc.), dürften jedenfalls sehr selten sein.

Die chemische Zusammensetzung

des Gesteins von dem Gang 175.7 Kilom. von Kristiania wurde durch eine Analyse des Herrn *V. Schmelck* ermittelt; sämmtliche Bestimmungen wurden wiederholt controllirt; namentlich sind die Werthe für die Alkalien, die Thonerde, das Eisenoxyd und das Eisenoxydul, Mittel aus je zwei oder drei Bestimmungen. Die Analyse ergab:

SiO_2	58.90
TiO_2	0.40
Al_2O_3	17.70
Fe_2O_3	3.94
FeO	2.37
MnO	0.55
MgO	0.54
CaO	1.05
Na_2O	7.39
K_2O	5.59
H_2O (Glühverlust)	1.90
P_2O_5	Spur
	100.33

Die Analyse kann nach Berücksichtigung der Untersuchung der Dünnschliffe des Gesteins u. d. M. auf folgende Weise berechnet werden:

[1] Confr. *Th. Scheerer* in Pogg. Ann. B. 108, S. 434. Siehe hierüber auch meine Bemerkungen in Zeitschr. f. Krystallographie B. 16, II, S. 51—52.

K_2O . . .	4.48		
Al_2O_3 . . .	4.88		
SiO_2 . . .	17.16		
	26.52	$K_2 Al_2 Si_6 O_{16}$.	
Na_2O . . .	4.90		
Al_2O_3 . . .	8.10		
SiO_2 . . .	28.44		
	41.44	$Na_2 Al_2 Si_6 O_{16}$	
CaO . . .	0.53		
Al_2O_3 . . .	0.97		44.09 $Ab_{14} An_1$.
SiO_2 . . .	1.15		
	2.65	$Ca_2 Al_4 Si_4 O_{16}$	
K_2O . . .	0.38		
Na_2O . . .	0.76		
Al_2O_3 . . .	1.66		
SiO_2 . . .	2.20		
	5.00	$Na_6 K_2 Al_8 Si_9 O_{34}$ (Nephelin).	
H_2O . . .	0.24		
K_2O . . .	0.73		
Na_2O . . .	0.10		
FeO . . .	1.60		
MnO . . .	0.18		
MgO . . .	0.35		
Fe_2O_3 . . .	0.18		
Al_2O_3 . . .	1.01		
TiO_2 . . .	0.20		
SiO_2 . . .	2.51		
	7.10	Biotit (Lepidomelan).	

Na_2O . . .	1.63		
Fe_2O_3 . .	3.82		
Al_2O_3. . .	0.25		
SiO_2 . . .	6.31		
	12.01	$Na_2 (Fe, Al)_2 Si_4 O_{12}$	
FeO . . .	0.13		
MgO . . .	0.06		
CaO . . .	0.20		
SiO_2 . . .	0.43		15.22 Pyroxen.
	0.82	(Mg, Fe) Ca $Si_2 O_6$	
FeO . . .	0.48		
MnO . . .	0.22		
MgO . . .	0.07		
Al_2O_3. . .	1.02		
SiO_2 . . .	0.60		
	2.39	(Fe, Mn, Mg) Al_2 Si O_6	
CaO . . .	0.15		
FeO . . .	0.06		
Fe_2O_3. . .	0.04		
Al_2O_3. . .	0.05		
TiO_2 . . .	0.06		
SiO_2 . . .	0.15		
	0.50	Melanit.	
CaO . . .	0.10		
TiO_2 . . .	0.15		
	0.25	Perowskit (Ca Ti O_3 ?).	

Rest: 0.10 FeO, 0.15 MnO; zu wenig 0.22 Al_2O_3, 0.10 Fe_2O_3, 0.05 SiO_2.

Die geringen Spuren von Cancrinit (?), Zeolithe, Magnetit und Apatit sind nicht berücksichtigt.

Nach diesem Versuch einer Berechnung würden der Biotit, respektive der Pyroxen, auf 100 berechnet, bestehen aus:

	Pyroxen (berechnet)	Aegirin; Kangerdluarsuk (nach *Lorenzen*)	Aegirin-Augit; Hohentwiel (nach Mann)
SiO_2	48.19	49.04	42.15
Al_2O_3	8.04	1.80	5.17
Fe_2O_3	25.08	29.54	16.86
FeO	4.00	4.82	8.54
MnO	1.84	Spur	—
MgO	0.85	Spur	3.56
CaO	1.31	2.70	10.39
K_2O	—	—	2.64
Na_2O	10.69	13.31	10.69
	100.00	101.21	100.00

	Biotit (berechnet)	Lepidomelan Brevik (nach Rammelsberg)	Lepidomelan Port Henry (nach Clarke & Schneider)
SiO_2	35.35	32.97	34.52
TiO_2	2.82	2.42	2.70
Al_2O_3	14.23	11.88	13.22
Fe_2O_3	2.53	16.48	7.80
FeO	22.54	20.72	22.27
MnO	2.53	3.64	0.41
MgO	4.93	1.08	5.82
Na_2O	1.40	0.30	0.20
K_2O	10.28	8.03	8.59
H_2O & Fl	3.39	4.64	4.73
	100.00	102.16	100.26

Zum Vergleich sind nebenbei Analysen verschiedener Vorkommen von Aegirin (Aegirin-Augit) und Lepidomelan angeführt. Dieser Vergleich zeigt für den Aegirin, dass der Thonerdegehalt ungewöhnlich hoch sein müsste; nun ist allerdings der Eisengehalt, nach der sehr hellen Farbe desselben zu urtheilen, wahrscheinlich relativ geringer, als gewöhnlich

und es wäre dann wohl möglich, dass ein ungewöhnlich hoher Al_2O_3-Gehalt vorhanden sei. Ein sicheres Urtheil darüber lässt sich aber ohne Isolirung und Specialanalyse des Aegirins natürlich nicht gewinnen.

Es liegt überhaupt auf der Hand, dass eine derartige Berechnung einer Bauschanalyse nur ganz annäherungsweise die Mineralienzusammensetzung des Gesteins ausdrücken kann, solange die chemische Mischung der einzelnen Mineralien nicht speciel bestimmt ist. Bei der Annahme, dass die oben berechnete Zusammensetzung jedenfalls nicht allzu sehr von der wahren abweichen kann, sollte das Gestein bestehen aus:

ca. 27 Procent	Kalifeldspath	} 71½ Procent
ca. 44½ »	Natronfeldspath	} Feldspäthe.
ca. 22½ »	Pyroxen & Biotit.	
ca. 5 »	Nephelin.	
ca. 1 »	Perowskit, Melanit, Apatit, Magnetit etc.	

Von fremden Gesteinsvorkommen, welche mit diesem nephelinführenden Sölvsbergit näher übereinstimmen, soll nur einer der nephelinführenden (phonolitischen) «Akmittrachyte» der Crazy Mountains nach einer Analyse von *W. H. Melville* (siehe *Wolff & Tarr* in der oben citirten Abhandlung) angeführt werden. Die mineralogische wie die chemische Übereinstimmung ist eine sehr nahe:

	Sölvsbergit; Tjose-Åklungen	«Akmittrachyt»; Crazy Mountains
SiO_2	58.90	58.70
TiO_2	0.40	Spur
Al_2O_3	17.70	19.26
Fe_2O_3	3.94	3.37
FeO	2.37	0.58
MnO	0.55	0.10
MgO	0.54	0.76
CaO	1.05	1.41
Na_2O	7.39	8.55
K_2O	5.59	4.53
H_2O (Glühverlust)	1.90	2.57
P_2O_5	Spur	0.10
	100.33	100.00

Es ist sehr bemerkenswerth, dass der Vergleich der drei Analysen der Sölvsbergite aus dem Kristianiagebiet mit den drei Analysen der Sölvsbergite («Akmittrachyte» *Wolff & Tarr*) aus den Crazy Mountains *für alle diese paarweise einander entsprechenden Analysen ganz analoge Differenzen erweist.* Es geht dies aus folgender Tabelle hervor, in welcher die Oxyde von Fe und Mn der Einfachheit wegen als Fe_2O_3 berechnet sind:

	Sölvsberg	Crazy Mount.	Diff.	Lougenthal	Crazy Mount.	Diff.	Tjose-Åklungen	Crazy Mount.	Diff.
SiO_2	64.92	64.33		62.70	62.17		58.90	58.70	
Al_2O_3	16.30	17.52	+1.22	16.40	18.58	+2.18	17.70	19.26	+1.56
Fe_2O_3	5.01	4.51	—0.50	5.99	3.33	—2.66	7.22	4.14	—3.08
MgO	0.22	0.34		0.79	0.73		0.54	0.76	
CaO	1.20	0.56		0.95	1.57		1.05	1.41	
Na_2O	6.62	7.30	+0.78	7.13	7.56	+0.43	7.39	8.55	+1.16
K_2O	4.98	4.28	—0.70	5.25	3.88	—1.37	5.59	4.53	—1.06

Die beiden Analysenreihen aus dem Kristianiagebiet und aus den Crazy Mountains bilden jede für sich eine distincte Serie; beide Serien sind einander analog, die einzelnen einander entsprechenden Glieder beider Serien differiren immer in analoger Weise. Bei allen Gliedern aus dem amerikanischen Vorkommen ist der Thonerdegehalt relativ höher, der Gehalt an Fe- und Mn-Oxyden relativ niedriger, ebenso der Gehalt an Na_2O relativ höher, an K_2O relativ niedriger, als bei den entsprechenden Gliedern der norwegischen Serie. Die Differenzirung der Ganggesteinsmagmen aus den betreffenden Magmamassen ist also an beiden Stellen, wie es scheint, in einer ganz bestimmten Richtung gegangen, in der Hauptsache an beiden Stellen auf ähnliche Weise, im Einzelnen aber doch distinct verschieden. Wenn wir einmal die Durchschnittszusammensetzung der Gesammtmagmen der beiden ursprünglichen Magmabassins im Kristianiagebiet und in Crazy Mountains, sowie die Zusammensetzung der Theilmagmen, aus welchen die betreffenden Gangmagmen abgespaltet sind, genauer kennen lernen, dürften wir beim genaueren vergleichenden Studium der beiden Serien wichtige Fingerzeige über die Gesetze der magmatischen Differenzirung überhaupt erhalten können. Eine ganz detaillirte Erforschung der Eruptivgesteine der Crazy Mountains, wie wir sie hoffentlich von den Herrn *Wolff & Tarr* erwarten können, wird deshalb gewiss nicht nur an und für sich und für den Vergleich mit dem Kristianiagebiet, sondern auch in genereller Beziehung von grossem Interesse sein. Vorläufig scheint es besser das Material zu sammeln als eine Erklärung zu versuchen.

III.

Tinguaite.

Der Name *Tinguait* wurde 1887 von *Rosenbusch* für eine als Ganggesteine ausgebildete eigenthümliche Gruppe «phonolitischer» Gesteine eingeführt; *Rosenbusch* charakterisirte dieselben als «gangförmige Elaeolithsyenite», gekennzeichnet «durch die Seltenheit oder das vollständige Fehlen der Hauyn-Mineralien, hohen Aegiringehalt, Häufigkeit von Rinkit und Låvenit, structurell durch den Mangel fluidaler Erscheinung und eine allotriomorph-körnige Structur der Grundmasse, welche vielfach in die panidiomorph-körnige übergeht» etc.

Ich fand schon 1887 ein hierher gehöriges Ganggestein unweit von Asbjörnsröd im Kirchspiel Hedrum, zwischen dem See Gogsjö und dem Lougenthal; das Gestein wurde anstehend vorgefunden, als ein kleiner Gang, 1 bis 2 Meter mächtig, in Glimmersyenit an einer Landstrasse zwischen Asbjörnsröd und Åsildsröd, damals ziemlich neu angelegt, wobei auch der feste Felsen stellenweise wegminirt war; das Streichen des Ganges O.S.O. — W.N.W. In der Nähe sind mehrere Gänge von trachytoiden Nephelinsyeniten (Foyaiten) vorhanden.

Derselbe Gang ist auch gut aufgeschlossen an dem alten kaum mit Pferden fahrbaren Fusspfad zwischen Åsildsröd und Asbjörnsröd, auf der Höhe westlich vom Åsildsröd-See, mitten im Walde; er steht hier an in feinkörnigem Nephelinsyenit, ist ungefähr 1.5 Meter mächtig mit ziemlich nahe W. — Ö.-licher Richtung; er konnte hier 20 bis 30 Meter nach dem Streichen verfolgt werden.

Von der ersten Stelle hatte ich durch einen Zufall nur Grenzstücke erhalten; eines von diesen wurde deshalb auch analysirt. Das zweite Vorkommen entdeckte ich erst in diesem Jahre (1894), zu spät um Analysen für die vorliegende Arbeit erhalten zu können; hier wurden sowohl Grenzstücke als Stücke aus der Gangmitte gesammelt.

Die Stücke von der Gangmitte zeigen sich makroskopisch feinkörnig mit muscheligem Bruch; von Einsprenglingen sieht man nur sehr spärlich

kleine Feldspäthe und noch spärlicher dünne rothbraune Glimmertafeln, einige Millimeter gross. Die Farbe der Gesteinsgrundmasse ist grüngrau oder bläulichgrün. U. d. M. löst sich die feinkörnige Grundmasse auf in eine Mischung von Feldspathtäfelchen, Nephelin und Aegirin mit akcessorisch beigemischtem Glimmer und Apatit.

Der *Feldspath* der Einsprenglinge ist vorherrschend ein sehr frischer Natronorthoklas, meistens als tafelförmige (nach {010}) Karlsbaderzwillinge, selten 3—4 mm. lang, ausgebildet; sie enthalten z. Th. poecilitisch eingeschlossene Albittäfelchen und haarfeine Nädelchen von Aegirin, sind aber sonst ziemlich einschlussfrei.

Der Feldspath der Grundmasse zeigt sich u. d. M. als dünne Leistchen, Durchschnitte von Täfelchen nach {010}; Zwillingslamellen sind häufig zu beobachten. Ein Theil der Täfelchen dürften deshalb wohl Albit sein. Andere sind ohne Lamellen und löschen gerade aus. Die Dimensionen sind nicht sehr klein, durchschnittlich ca. 0.3 × 0.06 oder kleiner. Sie sind nur wenig verunreinigt von Einschlüssen (Aegirinnädelchen).

Der *Aegirin* ist nicht als Einsprengling vorhanden; dagegen finden sich äusserst selten Einsprenglinge eines hellen diopsidartigen Pyroxens mit Aegirinrand, in gut begrenzten Krystallen, prismatisch nach der Vertikalachse ausgezogen mit {110} und {010}; sie sind nach dem *Glimmer* gebildet.

In der Grundmasse ist der Aegirin reichlich vorhanden als grössere, kürzere und dickere Körner von bläulichgrüner Farbe oder zum geringeren Theil als feine Nädelchen. In der ersten Ausbildung sind seine Körner oft allotriomorph und treten als Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspathleisten auf, deutlich theilweise nach diesen gebildet.

Hornblende mit theils bläulichgrünen, theils braunen Absorbtionsfarben konnte ich nur in sehr wenigen prismatischen Körnern als Bestandtheil der Grundmasse beobachten.

Viel reichlicher tritt auf diese Weise ein tief rothbrauner, stark pleochroitischer *Glimmer* auf; derselbe bildet auch die erwähnten tafelförmigen Einsprenglinge.

Nephelin kommt nur als Zwischenklemmungsmasse, als solche aber ziemlich reichlich vor; er scheint durchgehends ziemlich frisch zu sein. Stellenweise findet sich in kleinen Partien der Dünnschliffe als Zwischenklemmungsmasse ein farbloses Mineral mit lebhaften Interferenzfarben und sonst mit den Eigenschaften des *Cancrinit*, sehr ungleichmässig vertheilt und nur sparsam. Ein isotropes. farbloses Mineral, welches ebenfalls als Zwischenklemmungsmasse beobachtet wurde, schien mit dem

Sodalith zu stimmen; seine Körnchen waren zu klein und zu spärlich um durch mikrochemische Reaction sicher bestimmt zu werden.

Apatit ist in einem Schliff etwas reichlicher, in den meisten sehr spärlich als lange, dünne Nadeln zu beobachten.

Magnetit nur in einem Schliff, als Einsprenglinge ähnliche Körnchen.

Eisenoxydhydrat um die Biotit(Lepidomelan)-Schuppen herum als secundärer Absatz.

Ein dem *Melanocerit* ähnliches Mineral, welches makroskopisch in einem Handstück als kleine braunschwarze Tafeln beobachtet wurde, konnte ich nicht in den Dünnschliffen entdecken.

Die *Structur* ist am treffendsten als eine divergentstrahlig körnige zu bezeichnen; nur stellenweise sind die Feldspathtafeln der Grundmasse mehr parallel angeordnet, die trachytische Structur der Sölvsbergite nachahmend.

Nach der Ganggrenze hin wurde das Gestein, wie gewöhnlich, dichter, zuletzt ganz dicht und hier selbst makroskopisch z. Th. deutlich fluidal struirt, indem etwas dunklere (an Aegirin reichere) und etwas hellere Streifen von einigen Millimeter Breite mit einander wechseln. Diese fluidal struirte Grenzfacies besass folgende Eigenschaften:

Die Einsprenglinge waren dieselben wie im Gestein der Gangmitte, obwohl noch spärlicher vorhanden.

Die makroskopisch dichte, bläulich grüne Grundmasse zeigte sich u. d. M. durchspickt von unzähligen Nädelchen eines sehr hell grünlich gefärbten Pyroxens; die fast genau parallele Auslöschung deutet auf eine reine *Aegirin*-Zusammensetzung. Die Nädelchen sind z. Th. bis 0.01 mm. dick, in der Regel jedoch von viel geringeren Dimensionen, 0.001 bis 0.0005 mm., ja in grosser Ausdehnung so feinfilzig, dass die Dicke der einzelnen Nädelchen sich nicht mehr messen lässt. Sie liegen in allen Richtungen durch einander, häufig deutlich radial angeordnet als kleine Aegirinsphærolite. Oft ist Eisenoxydhydrat ausgeschieden und an derartigen Aegirinanhäufungen abgesetzt, sehr oft auch kleinste *Biotit*-Schuppen unter denselben eingestreut. Die Länge der Aegirinnädelchen ist immer gross im Vergleich mit der Dicke; in so fern unterscheidet sich das vorliegende Gestein von demjenigen der Gangmitte, sowie von den meisten mir zugänglichen Tinguaiten von Brasilien und Arkansas, bei welchen der Aegirin oft nur ganz kurze Stäbchen oder wenig ausgezogene Körnchen bildet.

Der helle Untergrund, in welchem die Aegirin-Nädelchen eingebettet liegen, zeigt sich zwischen gekreuzten Nikols *kryptokrystallinisch* mit ziemlich abwechselnder Ausbildung. Einige Streifen des fluidal ge-

bänderten Gesteines sind deulich *sphærolitisch* struirt; die einzelnen Sphærolithe sind dabei theils von Aegirinnädelchen durchspickt, theils auch nur randlich von einem Aegirinfilz umgeben, während die Kerntheile nur aus hellen Mineralien bestehen. Woraus die Sphærolithe selbst bestehen, lässt sich kaum sicher entscheiden, ob aus Feldspäthen allein oder aus Feldspäthen und Nephelin; ihre Dimensionen sind immer ganz winzig. In anderen Streifen ist die helle Grundmasse allotriomorph körnig, auch hier von ausserordentlich geringer Korngrösse. Nur ganz ausnahmsweise liessen sich leistenförmige Schnitte als Feldspath erkennen. Der Nephelin konnte nur an einer Stelle eines Präparates durch etwas grössere Durchschnitte von kurzrektangulärer und hexagonaler Begrenzung erkannt werden. Sonst wurde er an den am gröbsten struirten hellen Streifen als Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspathleisten beobachtet.

Der Feldspath der Einsprenglinge ist glasklar, frisch, aber nicht sanidinartig; er bildet z. Th. Tafeln nach {010}; sowohl Natronorthoklas (Kryptoperthit?) als sehr feinfaseriger Mikroperthit wurde erkannt. Die Einsprenglinge sind hier durch Resorbtion gerundet und am Rande von dicht angehäuften Aegirinnädelchen (Aegirinfilz) umgeben; die Aegirinnadeln ragen dabei in die Masse des Feldspaths hinein. Der Feldspath der Grundmasse liess sich nicht näher bestimmen. Die Berechnung der Analyse zeigt, dass sowohl $K_2 Al_2 Si_6 O_{16}$ als $Na_2 Al_2 Si_6 O_{16}$ vorhanden sind, ob als Kalinatron-Feldspäthe oder als Perthite, oder als getrennte Tafeln, Körnchen und Strahlen von Orthoklas und Albit liess sich nicht erkennen. Ganz kleine, isotrope Einsprenglinge, welche äusserst spärlich vorhanden sind, könnten vielleicht als Sodalith (?) gedeutet werden. Leucit oder Nosean konnten nicht nachgewiesen werden.

Die wenigen vorhandenen Magnetitkörnchen sind mit einem radialstrahlig angeordneten Filz von Aegirinnädelchen umgeben.

Grössere Apatitnadeln wurden als Seltenheit beobachtet. Spuren von einem Låvenit-ähnlichen Mineral, Zirkon etc.

Die Krystallisationsfolge ist die gewöhnliche gewesen: Apatit, Magnetit; Glimmer und Aegirin; Feldspäthe; Nephelin.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteins der Ganggrenze wurde durch eine Analyse des Herrn *G. Paykull* (in Stockholm) ermittelt; zum Vergleich ist nebenbei die Analyse des Phonoliths vom Borczen (Biliner Stein) bei Bilin in Böhmen nach *Guthke* und *Rammelsberg* angeführt. [1]

[1] *C. Rammelsberg:* «Analysen einiger Phonolithe aus Böhmen und der Rhön». Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. B. 14, S. 751 (1862).

	Tinguait; Hedrum	Phonolith; Borczen bei Bilin
SiO_2	56.58	55.95
Al_2O_3	19.89	21.58
Fe_2O_3	3.18	3.06
FeO	0.56	—
MnO	0.47	Spur
MgO	0.13	0.18
CaO	1.10	0.88
Na_2O	10.72	11.42
K_2O	5.43	5.22
H_2O (Glühverlust)	1.77	1.91
	99.83	100.20

Abgesehen von dem (wahrscheinlich zu niedrigen) Al_2O_3-Gehalt ist die Übereinstimmung eine sehr nahe; die chemische Zusammensetzung unterscheidet sich somit nicht von derjenigen mancher typischen Phonolithe.

Die oben angeführte Analyse des Tinguaits von Hedrum kann kaum hinreichend genau sein; die Berechnung lässt sich nicht ohne die Annahme eines grösseren Gehalts an Sesquioxyden (oder entsprechend geringeren Gehalts an Alkalien) durchführen. Folgender Versuch einer Berechnung kann nur als ganz approximativ angesehen werden:

K_2O	2.85		
Al_2O_3	3.11		
SiO_2	10.91		
	16.87	$K_2 Al_2 Si_6 O_{16}$.	
Na_2O	4.02		
Al_2O_3	6.66		
SiO_2	24.07		
	34.75	$Na_2 Al_2 Si_6 O_{16}$	}
CaO	0.18		
Al_2O_3	0.31		} 35.60 $Ab_{38} An_1$.
SiO_2	0.36		
	0.85	$Ca_2 Al_4 Si_4 O_{16}$	}

K_2O . . .	2.37	
Na_2O . . .	4.73	
Al_2O_3 . . .	10.33	
SiO_2 . . .	13.69	
	31.12	Nephelin ($Na_6 K_2 Al_8 Si_9 O_{34}$).
Na_2O . . .	1.32	
Fe_2O_3 . . .	3.51	
SiO_2 . . .	5.25	
	10.08	$Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12}$
FeO . . .	0.34	
MgO . . .	0.03	
CaO . . .	0.28	
SiO_2 . . .	0.60	
	1.25	(Fe, Mg) $Ca Si_2 O_6$
MnO . . .	0.42	
SiO_2 . . .	0.56	
	0.98	$Mn_2 Si_2 O_6$
	12.31	Pyroxen.
H_2O	0.07	
K_2O	0.21	
Na_2O . . .	0.03	
FeO . . .	0.22	
MnO . . .	0.05	
MgO . . .	0.10	
Fe_2O_3 . . .	0.17	
Al_2O_3 . . .	0.14	
TiO_2 . . .	0.06	
SiO_2 . . .	0.71	
	1.76	

Rest: 0.43 SiO_2, 0.64 CaO, 0.67 Na_2O, 1.70 H_2O (Glühverlust);
Zu wenig gefunden: 0.52 Al_2O_3, 0.50 Fe_2O_3.

Der Tinguait von Hedrum sollte demnach approximativ bestehen aus:

ca. 17 Procent	Kalifeldspathsilikat	} 53 Procent	Feldspäthe.
» 36 —	Natronfeldspathsilikat		
» 15 —	Aegirin (mit ein wenig Biotit).		
» 31 —	Nephelin,		

ausserdem ca. 1 Procent Restbestandtheile (Zirkon, Magnetit, Apatit etc.).

Andere Vorkommen von Aegirin-Tinguaiten sind mir bis jetzt nicht mit voller Sicherheit aus dem Kristianiagebiet bekannt.

Aus dem Lougenthal hat *A. Andreæ* einen *Glimmertinguait* beschrieben;[1] seine Beschreibung gründet sich auf Handstücke aus einem Gange angeblich von ca. 10 cm. Breite in einem aus Nephelinsyenit bestehenden Wegstein, ungefähr halbwegs zwischen Laurvik und Kvelle Kirche. Das makroskopisch feinkörnige bis dichte dunkel graugrüne Gestein besteht nach der Untersuchung *Andreæ's* aus orthotomem Feldspath, Nephelin, einem biotitischen Glimmer, mit ein wenig Hornblende («Riebeckit?»), einigen Körnchen von Ainigmatit, ferner Apatit, Sodalith, Magnet- oder Titaneisen, und sekundär Thomsonit und Kalkspath; endlich in reichlicher Menge Körnchen eines unbestimmten stark lichtbrechenden Minerals.

Ich verdanke Herrn *Andreæ* selbst ein Stückchen dieses Gesteins; ich konnte dadurch mit Sicherheit entscheiden, dass das von ihm beschriebene Gestein aus einem Wegstein beim Hofe Brathagen, etwas über 3 Kilometer südlich von der Pferdestation Gjona (nicht wie von *Andreæ* angegeben ungefähr halbwegs zwischen Laurvik und Gjona) stammte. Von diesem Gestein sammelte ich neuerdings (1894) ein hinreichendes Material, mit Herrn Amanuensis *Damm* zusammen.

Nach Beobachtung an Ort und Stelle ergab sich, dass in dem genannten Wegstein nur ein Theil der Gangbreite, nämlich die Ganggrenze und die zunächst angrenzende Partie an der einen Seite des Ganges vorhanden war; die gesammte Gangbreite ist deshalb gewiss viel grösser gewesen als die ungefähr 0.1 m. dicke Platte auf dem Wegstein aufweist, wahrscheinlich 1 bis 2 Meter.

Meine Dünnschliffe stimmen der Hauptsache nach mit *Andreæ's* Beschreibung. Nur konnte ich in keinem meiner Schliffe (auch nicht in zwei Schliffen von Splittern, welche von *Andreæ* selbst erhalten waren) die beiden von ihm erwähnten Hornblendemineralien entdecken; ebenso wenig konnte ich den Sodalith mit Sicherheit identificiren. Dagegen

[1] «Über Glimmertinguait, einen neuen Gesteinstypus». Verh. d. naturf. u. med. Vereins zu Heidelberg, 7. März 1890.

kam in allen meinen Schliffen ein grüner *Diopsid-Aegirin* (Aegirin-Augit, Rosenbusch) ziemlich reichlich vor; er bildet kurze, dicke, unregelmässig begrenzte Körnchen oder Anhäufungen von solchen zusammen mit Biotit, und zeigt theils kleinere, theils ziemlich grosse Auslöschungswinkel, schwachen obwohl deutlichen Pleochroismus. Ebenso beobachtete ich spärlich Cancrinit in unregelmässiger Vertheilung. Der Feldspath zeigte bei starker Vergrösserung zum geringen Theil die feine Lamellirung des Natronmikroklins (Anorthoklas, Rosenbusch). Ein Paar Schliffe zeigten wenige Körnchen von Schwefelkies.

Unter den von *Andreæ* erwähnten unbestimmten, stark lichtbrechenden Körnchen befinden sich mehrere verschiedene Mineralien; eine Anzahl derselben (mit spitzrhombischen Durchschnitten, deutlich röthlicher Farbe, diagonaler Auslöschung etc.) sind bei Vergleich mit den zunächst zu erwähnenden Vorkommen sicher *Titanit*. Dann wurde auch als Seltenheit *Zirkon* (kurze Stäbchen, mit paralleler Auslöschung etc.) erkannt. Die restirende grössere Anzahl möchte ich nach Vergleich mit dem genannten Gestein ebenfalls als eine Varietät von Titanit ansehen, obwohl diese Bestimmung weniger sicher ist.

Ein nahe verwandtes Gestein entdeckte ich schon 1887 unmittelbar in der Nähe des zweiten Aufschlusses des oben beschriebenen Aegirintinguaites, zwischen Åsildsröd und Asbjörnsröd in Hedrum, ungefähr 6 Kilometer ONO. von dem losen Wegstein bei Brathagen; ich besuchte das Vorkommen (mit den Herrn Amanuensis *C. Damm* und *J. Engström* zusammen) wieder in diesem Sommer (1894). Das betreffende Gestein bildet einen ca. 1.5 m. mächtigen Gang in NNW.—SSO.-licher Richtung in Glimmersyenit.

Das Gestein ist makroskopisch feinkörnig, von grauer Farbe ohne jede Andeutung einer porphyrartigen Structur, aber beim näheren Ansehen dicht gefleckt von kleinen (kaum je 1 mm. grossen) rundlichen schwarzen Augen (ocelli).

U. d. M. zeigte sich das Gestein bestehend aus einem orthoklastischen Feldspath (und spärlicher auch Natronmikroklin und Mikroperthit), Nephelin, Biotit (Lepidomelan), Diopsid-Aegirin (Aegirin-Augit) und Titanit, alle reichlich; akcessorisch Nadeln von Apatit, zahlreich.

Die einzelnen Bestandtheile unterscheiden sich nur unbedeutend von den entsprechenden Mineralien des Gesteins von Brathagen; die Structur ist im Ganzen ziemlich allotriomorph, doch zeigt der Feldspath eine ausgesprochene Neigung zu dicktafeligen Formen. Der Biotit und der Diopsid-Aegirin (grün, Auslöschungswinkel $c : c$ 50° bis 60°, blaugrün, schwach pleochroitisch) bilden beide gewöhnlich ganz unregelmässige

Körnchen, häufig zu den erwähnten ocelli zusammengehäuft; sie sind beide ungefähr in gleicher Menge und sehr reichlich vorhanden, zusammen wohl ungefähr die Hälfte des Gesteins ausmachend. Der Titanit bildet spitzrhombische, z. Th. recht grosse Körner, dann auch kleine Knauer ohne regelmässige Form, wie im vorigen Gestein. Der Nephelin tritt nur als Zwischenklemmungsmasse auf; als solche wurde in einem Schliff auch *Sodalith* erkannt. Das Gestein ist sehr frisch. Nur in geringer Ausdehnung ist der Nephelin in einen faserigen Zeolith (Hydronephelit?) umgewandelt.

Ein mit den vorigen etwas weniger verwandtes Gestein fand ich 1887 in festem Felsen in einem kleinen, kaum 10 cm. breiten Gang in Nephelinsyenit am Lyseböfjord (ein Fjordarm des Sees Farris, nördlich von Laurvik); ich versuchte in diesem Sommer (1894) vergeblich die Stelle wieder zu finden um mehr Material zu sammeln. Dies Gestein ist makroskopisch dicht, dunkel grüngrau; u. d. M. zeigte sich dasselbe vorherrschend bestehend aus *Feldspäthen* und einem schmuzig grünen, schwach pleochroitischen *Biotit*-Mineral; daneben vereinzelte grössere prismatische Einsprenglinge eines braunen *Hornblende*-Minerals (?); *Nephelin* ist ganz sparsam vorhanden, theils als Zwischenklemmungsmasse, theils ganz ausnahmsweise als kleine wohl begrenzte Individuen.

Ausser den genannten Mineralien ist namentlich *Analcim* reichlich vorhanden; derselbe tritt besonders in den Kerntheilen der grösseren leistenförmigen Feldspathschnitte auf, gewiss als ein Zersetzungsprodukt des Feldspaths selbst, theilweise wohl auch pseudomorph nach Nephelin; er ist durch seinen isotropen Charakter und durch deutliche Spaltbarkeitsrisse nach den Würfelflächen ziemlich leicht zu erkennen.

Akcessorisch *Apatit* und ein *Titanit*-ähnliches Mineral in stark lichtbrechenden, oft spitz rhombischen Schnitten; ein zweites ebenfalls stark licht- und doppelbrechendes, nicht bestimmtes Mineral in kleinen Körnchen; Spuren von *Magnetit*.

Die Structur ist trachytoid, mit deutlich fluidaler Anordnung der leistenförmigen Feldspathschnitte (theils *Albit*, theils *orthotomer Feldspath*).

Von diesem Gestein war mein Material zu gering, um eine vollständigere Untersuchung zu erlauben.

Die soeben erwähnten Ganggesteine, — das von *Andreæ* zuerst beschriebene Vorkommen von dem Wegstein bei Brathagen, das Gestein vom Fusspfad westlich vom Åsildsröd-See in Hedrum, und dasjenige vom Lyseböfjord — gehören *nicht* zu der Serie, deren Bearbeitung die Aufgabe der hier vorliegenden Abhandlung ist; sie schliessen sich nur

anhangsweise an. *Andreæ* hat das zuerst von ihm untersuchte Gestein als Glimmer-*Tinguait* bezeichnet. Es verdient bei dieser Gelegenheit bemerkt zu werden, dass ich auf der Strecke SW. von Kvelle Kirche, zu beiden Seiten des Thales zwischen Gjona und dem Lyseböfjord ein Nephelinsyenitgebiet entdeckt habe (Fortsetzung des grossen Laurdalitgebietes gegen Norden) innerhalb dessen an Glimmer reiche Nephelinsyenite, namentlich auch mittel- bis grobkörnige trachytoid struirte *Glimmerfoyaite* sehr verbreitet sind. Wir haben also hier unter den verschiedenen Stufen der eugranitischen, sehr grobkörnigen und der mittelkörnigen trachytoiden Nephelin-Gesteine Glieder mit unter den dunklen Mineralien vorherrschendem (oder fast allein herrschendem) Glimmer, also vollkommene Analogien zu dem von *Andreæ* als *Glimmer-tinguait* bezeichneten feinkörnigen bis dichten Ganggestein. In so fern erscheint dieser Name gewiss vollkommen berechtigt.

Auf der anderen Seite verdient es bemerkt zu werden, dass z. B. bei dem Ganggestein westlich von dem kleinen Åsildsröd-See in Hedrum der Gehalt an dunklen Mineralien auffallend gross ist. Dasselbe gilt in noch höherem Grad von einem Ganggestein bei Heum (zwischen Gjona und dem Lyseböfjord), welches in feinkörniger Mischung aus Feldspath (vorherrschend Natronmikroklin), Nephelin, Biotit (Lepidomelan) und Barkevikit, nebst akcessorisch Magnetit, Schwefelkies, Apatit etc., besteht; die Structur ist ziemlich allotriomorph körnig. Die Menge der dunklen Mineralien ist hier zu gross, um das Gestein als einen *Barkevikit-Glimmer-Tinguait* zu bezeichnen.

Diese an dunklen Mineralien, namentlich Biotit (Lepidomelan) reichen Ganggesteine schliessen sich, wie die Beobachtung des Gesammtmateriales von Ganggesteinen aus dem Lougenthale zeigt, den lamprophyrischen Gesteinen, namentlich den *Minetten* an. Ich habe in dem Lougenthal und nächster Umgebung an mehreren Stellen Gänge aus nephelinführenden Minetten: *Nephelinminetten* entdeckt, welche mit diesen eben erwähnten dunklen Ganggesteinen nahe verwandt sind. Es findet sich von den glimmerreichen Tinguaiten durch die Glimmertinguaite und Nephelinminetten bis zu den echten Minetten eine Reihe verwandter Gesteinstypen; dieser Reihe gehören die genannten Gesteine als ungefähr in der Mitte stehende Übergangsglieder an. Ich habe dieselben deshalb hier nur kurz erwähnt und werde sie bei einer späteren Gelegenheit in grösserer Vollständigkeit bearbeiten.

Die Anzahl der bis jetzt bekannten Vorkommen von typischen Gesteinen der Tinguaitgruppe, namentlich von Aegirin-Tinguaiten im Kristianiagebiet ist, wie wir sehen, noch ganz gering. Ich bezweifle aber

nicht, dass dies mehr davon herrührt, dass ich die Gegend, wo man ein reichlicheres Auftreten von Tinguaitgängen erwarten muss (die Strecke zwischen Lauvik—Farris und Kodal—Sandefjord) in den letzten Jahren etwas vernachlässigen musste, als aus einem thatsächlichen Fehlen derartiger Gänge. Wenn ich die wenigen augenblicklich bekannten Vorkommen hier erwähnt habe, so ist dies nur geschehen, um den Zusammenhang der Tinguaite mit den Groruditen und Sölvsbergiten darlegen zu können; die nähere Erforschung der Tinguaite selbst werde ich hoffentlich bei einer späteren Gelegenheit mit reichlicherem Material fortsetzen können.

Ich will deshalb hier auch nicht auf die Berechtigung der Abtrennung der Tinguaite von den Phonolithen als eine besondere Gesteinsgruppe näher eingehen; nur folgende Bemerkungen sollen hier noch Platz finden.

Rosenbusch führte, wie bekannt, die Tinguaite unter den «Elæolithsyeniten» als dichte phonolith-ähnliche Gangfacies auf, erwähnte dieselben aber wegen ihrer äusseren Ähnlichkeit mit Phonolith ebenfalls in Verbindung mit diesen.[1]

Es scheint mir nach vergleichender Untersuchung typischer Ganggesteine und typischer (nephelinitoïder) Phonolithe zweifelhaft, ob sich eine Trennung der beiden Gruppen nur nach Structureigenthümlichkeiten durchführen lässt. Es dürfte dies um so mehr zweifelhaft scheinen, als jedenfalls wohl ein Theil der bekannten Phonolithvorkommen mit ihrer Kuppenform mit steiler Böschung und ihren holokrystallinen Structurtypen kaum eigentliche «*superfusive*» (über die Tagesoberfläche aus einem

[1] Der Typus *Tinguait* wurde wohl zuerst auf brasilianische Ganggesteine gegründet, welche *Rosenbusch* z. Th. von *Orv. A. Derby* erhalten hatte. *Derby* bemerkte später (Quart. journ. of the geol. soc. B. 47, S. 254 Anm. (1891)), dass der Name «seems to be based on a misapprehension, since in the collection sent to Heidelberg, it happened, that only dyke-phonolites were represented, thus creating the impression, that the typical effusive forms did not occur in the Brazilian localities». Diese Bemerkung hat *F. Zirkel* (Lehrb. d. Petrogr., 2. Aufl. I, S. 640, 1893) so aufgefasst, als ob derselbe Gesteinstypus, welchen *Rosenbusch* als Tinguait fixirt hat, «in Brasilien auch ausgezeichnete *effusive* Formen besitzt» und schliesst daraus: «es muss also völlig bestritten werden, dass den sog. Ganggesteinen eine Effusion versagt sei» etc. Sowohl *Derby's* als *Zirkel's* Bemerkungen scheinen aber auf Missverständnissen zu beruhen, denn aus *Derby's* Arbeit geht keineswegs hervor, dass die Mikro-Structur der brasilianischen effusiven Phonolithe *dieselbe* sei, wie bei den von *Rosenbusch* eben auf Grund ihrer Structurformen ausgeschiedenen Ganggesteinen, welche er Tinguaite nannte, was doch das Wesentliche war, da es für die Ausscheidung der Tinguaite ja selbstverständlich ein ganz gleichgültiges Verhältniss war, ob in der Serra de Tinguá auch (anders struirte) effusive Phonolithe vorhanden sind. *Zirkel's* Bemerkung setzt aber voraus, dass *Derby* behauptet habe, dass auch *tinguaitisch* struirte Gesteine in effusiven Formen beobachtet worden seien, was jedoch aus *Derby's* Arbeit nicht geschlossen werden kann.

Krater ausgeflossene) Gesteine sind, sondern z. Th. wahrscheinlicher als Vulkankerne, oder als ganz nahe der Tagesoberfläche erstarrte lakkolithische Massen aufzufassen sind; doch ergiebt sich bei den mir zugänglichen Dünnschliffen in so fern ein Unterschied, als typische Phonolithe aus Böhmen, aus der Rhön etc. immer einen Sanidincharakter der Einsprenglinge aufzuweisen scheinen, was bei den Einsprenglingen der mir bekannten Tinguaite nicht der Fall ist.

Es ist nun allerdings, soviel mir bekannt, richtig, dass die typischen Tinguaite nicht die bei den nephelinitoiden Phonolithen so häufige fluidale Structur aufweisen, welche namentlich durch subparallele Anordnung tafelförmiger Feldspäthe der Grundmasse charakterisirt ist; sie zeigten vielmehr häufig, wie *Rosenbusch* bemerkt, eine allotriomorph-körnige Structur, welche von der typischen Phonolithstructur sehr verschieden ist. Das nähere Studium der Structurformen der nahe verwandten Grorudite und Sölvsbergite zeigt aber, dass auf dies Verhältniss kein allzu grosses Gewicht gelegt werden kann; denn bei den Groruditen finden wir sowohl allotriomorph-körnige und panidiomorph-körnige Structuren als auch seltener die fluidale trachytische Structur *und bei den Sölvsbergiten ist diese letztere, vollkommen auf dieselbe Weise wie bei manchen Phonolithen ausgebildet, ganz regelmässig vorhanden.* Auch bei dem Aegirin-Tinguait von Hedrum ist in der Gangmitte eine ausgesprochene Tafelform der Feldspäthe der Grundmasse vorhanden, und selbst eine trachytoide Structur fehlt nicht.

Es scheint mir deshalb nur in so fern ein Unterschied zwischen den Tinguaiten und manchen typischen Phonolithen geltend gemacht werden zu können, als diese letzteren einen *kainotypen*, die Tinguaite aber einen *palaiotypen* Habitus namentlich in Bezug auf den Charakter der Feldspatheinsprenglinge (Sanidin-artig oder nicht) aufweisen. Dieser Unterschied ist zwar gewiss nicht zu übersehen, aber im vorliegenden Falle, wo sonst ein Unterschied äusserlich gar nicht und auch u. d. M. oft nur schwierig constatirt werden kann, macht sich dies Verhältniss viel weniger geltend, als z. B. bei den Sölvsbergiten und den Akmittrachyten.

Wenn man die Tinguaite als eine besondere Gruppe von den nephelinitoiden Phonolithen abtrennen will, dürfte es deshalb vielleicht zweckmässiger sein, den Begriff der nephelinitoiden Phonolithe (Nephelinit-Phonolithe) etwas anders zu fassen. Man könnte dann z. B. die Nosean- und Haüyn-führenden (nicht leucithaltigen) Phonolithe als Nephelinit-Phonolithe zusammenfassen und für die gewöhnlichen grünlichen Nephelin- und Aegirin-reichen typischen Phonolithe ohne hervortretenden Gehalt

an Nosean (oder Haüyn) den Namen Tinguait reserviren; es würde dadurch zugleich z. Th. eine Theilung nach chemischen Differenzen geschehen, indem eine derartige Trennung gleichzeitig auch zum wesentlichen Theil die relativ CaO-reicheren Glieder (mit 2 bis 4 CaO und mehr) von den CaO-armen (ca. $^1/_2$ bis 2 Procent CaO) ausscheiden würde. Es würde durch eine derartige Theilung zwar ein bedeutender Theil der am meisten typischen Phonolithe unter den Tinguaiten zusammengefasst werden müssen, was aber kein Übelstand sein dürfte. Innerhalb der Gruppe der Tinguaite müssten dann wieder die superfusiven und effusiven Glieder für sich, die hypabyssischen Glieder für sich (als Gang-Tinguaite) auseinandergehalten werden. [1]

Es würde eine derartige Eintheilung zwar nicht mit dem Auseinanderhalten der Sölvsbergite von den Akmittrachyten stimmen; ich gebe deshalb auch gern zu, dass wenn es möglich ist, die dichten gangförmigen, hypabyssischen Orthoklas-Nephelin-Aegiringesteine von den ähnlich zusammengesetzten und aussehenden superfusiven Vorkommen durch petrographische Untersuchung zu unterscheiden — was mir aber zweifelhaft scheint — es besser wäre *Rosenbusch's* Definition der Tinguaite aufrecht zu halten: Mir fehlt es an genügendem Materiale um diese Frage zu entscheiden. Auch unabhängig davon scheint mir aber eine Theilung der Nephelinit-Phonolithe in zwei getrennte (obwohl nahe verbundene) Reihen zweckmässig; nur die eine derselben gehört *chemisch* der Grorudit-Tinguait-Serie, welche uns hier beschäftigt, an; die andere schliesst sich näher den Tephriten an.

Die Theilung von *Fr. Williams* in «Aegirin-Tinguaite» und «Elæolith-Tinguaite» [2] dürfte wohl schwerlich aufrecht erhalten werden können; jedenfalls zeigt die Berechnung der von ihm angeführten Analyse des sogenannten Aegirin-Tinguaits von Hot-Springs in Arkansas, dass dies Gestein wahrscheinlich nephelinhaltig gewesen sein muss, obwohl die mikroskopische Untersuchung nur Alkalifeldspath und Pyroxen (Aegirin, etwas Diopsid) mit Spuren von Magnetit, Apatit und Titanit, keinen Nephelin, erkennen liess; der hohe Al_2O_3-Gehalt scheint aber ohne diese Annahme kaum erklärlich. Wäre das Gestein wirklich nephelinfrei

---

[1] Die nephelinarmen Phonolithe würden wie bisher als Trachytphonolithe (trachytoide Phonolithe, Rosenbusch und Phonolithtrachyte zusammengefasst werden können. Ich will ausdrücklich bemerken, dass bei ganz geringem Nephelingehalt derartige Gesteine am besten wohl zu den Trachyten (respective den Sölvsbergiten) gerechnet werden dürften, ganz in Analogie mit dem Verhältniss zwischen den ganz nephelinarmen Laurvikiten und den nephelinreichen Laurdaliten.

[2] «The Igneous rocks of Arkansas» (Ann. rep. of the geol. surv. of Arkansas, Vol. II 1892).

gewesen, so würde es unter meine Sölvsbergite zu stellen sein. Auch ist der Gegensatz der Namen «Aegirin-Tinguait» einerseits und «Nephelin-Tinguait» andererseits ja in so fern nicht glücklich gewählt, als der letztere ebenso reich an Aegirin wie der erstere ist. Der Name Nephelin-Tinguait scheint mir deshalb am besten wegfallen zu müssen, wogegen der Name Aegirin-Tinguait zum Unterschied z. B. von Glimmer-Tinguait gut beibehalten werden kann.

Es verdient schliesslich bemerkt zu werden, dass eben die Glimmer-Tinguaite — welche keine näher entsprechenden Aequivalente unter den Effusivgesteinen besitzen — mit ihrer oft allotriomorph-körnigen Structur als typische Ganggesteine in hohem Grad für die Beibehaltung der Gruppe der Tinguaite als eine Gruppe von Ganggesteinen zu sprechen scheinen.

Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie als Differentiationsprodukte.

Es gebührt *Rosenbusch* das grosse Verdienst, die Bedeutung der *Ganggesteine* zuerst klargelegt zu haben; er hat deswegen viele und harte Angriffe erleiden müssen.

Lossen, *Roth*, *Michel-Lévy*, *Iddings*, *Zirkel*, um nur einige wenige mehr hervortretende Namen zu nennen, haben alle die Abtrennung der Ganggesteine als eine mit den Tiefengesteinen und den Ergussgesteinen gleichgestellte Hauptabtheilung für überflüssig und unbegründet gehalten; ich meine, dass sie alle entschieden Unrecht haben, in so fern sie die Ganggesteine als eine überflüssige Sondergruppe ansehen, und dass wir erst durch diesen kühnen Griff von *Rosenbusch* einen richtigeren Blick für das Wesen der eruptiven Faciesbildungen überhaupt erhalten haben. Allerdings schien auch mir der Name «Ganggesteine» zuerst nicht recht glücklich gewählt, namentlich deshalb, weil ich schon längst aus dem Kristianiagebiet eine Anzahl ausgesprochener Gangtypen auch als Grenzfacies abyssischer Gesteine kannte; ich habe deshalb seit 1886 die Bezeichnung «*hypabyssische Gesteine*» ungefähr in demselben Sinne wie *Rosenbusch* seine Benennung «Ganggesteine» gebraucht. [1]

Nun muss ich zwar hier bemerken: meine Meinung war, dass die Bezeichnung hypabyssische Gesteine in erster Linie ein Ausdruck für die Übergangsstufen in *structureller* Beziehung zwischen den echten abyssischen eugranitischen Gesteinen einerseits und den ausgesprochen kainotypen vulkanischen Gesteinen andererseits sein sollte; um ein Beispiel zu nehmen: ein Rhombenporphyr ist mir ein hypabyssischer Gesteinstypus, gleichgültig ob er als *Ganggestein*, als *Randfacies* von Augitsyenit (z. B. in Kodal) oder selbst als *Deckengestein* auftritt. Die Annäherung

[1] Wenn *Rosenbusch* (Tschermaks Min. u. petrogr. Mitth., B. 12, S. 386 (1892)) über meine Zusammenfassung der Ganggesteine und der Grenzfaciesbildungen als «hypabyssische Gesteine», bemerkt, dass «eine andere und sehr zu betonende Seite ihres Wesens dabei ausgeschlossen worden wäre, nämlich ihre *chemische Abhängigkeit*», so ist mir dieser Einwand, wie aus dem Folgenden hervorgehen dürfte, wenig verständlich.

an den abyssischen Charakter in structureller Beziehung liegt nach meiner Ansicht in der holokrystallinischen, ziemlich grobkörnigen Ausbildung der Gesteinsstructur, welche doch wohl vorzugsweise von der langsamen Abkühlung abhängig gewesen ist. Aber ob diese langsame (jedoch im Vergleich mit der sehr langsamen Abkühlung der centralen Theile eines Lakkolithen relativ schnellere) Abkühlung längs den Randtheilen eines Tiefmagmas, oder in einer grösseren Gangspalte, oder endlich in den mehr centralen Theilen einer gewaltigen Decke stattgefunden hat, muss als ziemlich irrelevant angesehen werden, wenn schliesslich die Erstarrung ungefähr das gleiche Gestein mit der im wesentlichen gleichen Structur und Zusammensetzung geliefert hat. [1]

Andererseits theilen die hypabyssischen Gesteine als Übergangsbildungen auch häufig mit den gewöhnlichen Ergussgesteinen die Eigenschaft, in ihrer Structur deutliche Beweise einer *Bewegung* während der Erstarrung zu haben; sie schliessen sich in so fern den «Rhyotaxiten», wie sie *Lossen* nannte, an.

Die hypabyssischen Gesteine können deshalb, wie mir scheint, füglich als eine *Übergangsgruppe* zwischen den Tiefengesteinen und den Ergussgesteinen eingeschaltet werden; ob man diese Abtheilung als *gleichwerthig* mit den beiden anderen grossen Gruppen ansehen will oder nicht, ist gleichgültig, wenn sie nur ausgeschieden werden, und zwar so ausgeschieden, dass die daraus folgenden Consequenzen gezogen werden, dass sie z. B. ihre besonderen Namen erhalten etc. Besondere Namen der hypabyssischen Glieder sind nämlich unbedingt ebenso nothwendig, wie für diejenigen der abyssischen und superficiellen; Augitsyenit (Laurvikit), Rhombenporphyr und Trachyt z. B. sind drei verschiedene Structurstufen, deren Namen alle nicht entbehrt werden können. Man kann den Rhombenporphyr doch unmöglich unter die Augitsyenite stellen, aber ebenso wenig unter die Trachyte.

Für diejenigen, welche dies erkennen, scheint es dann auch eine nothwendige und nützliche Consequenz, derartige structurelle Übergangsglieder zwischen den ausgesprochen «eugranitischen» Gesteinen und den rasch erstarrten Ergussgesteinen aus gemeinsamen Gesichtspunkten als eine besondere Übergangsgruppe auszuscheiden; ich gebe aber gern zu, dass es, wenn man streng auf die Rangordnung hält, nicht nöthig ist, diese Übergangsgruppe der hypabyssischen Gesteine mit den grossen Gruppen der echten abyssischen Gesteine und der typischen Erguss-

[1] Ich muss hier allerdings bemerken, dass *geringe* Unterschiede im Einzelnen doch wohl in der Regel nicht schwierig nachzuweisen sind. Die Rhombenporphyre der Grenzfacies, der Gänge und der Decken sind niemals *vollkommen* gleichartig.

gesteine völlig gleichwerthig zu stellen. Sie mag meinetwegen gern als eine Übergangsgruppe in dem Schema mit weniger fetten Typen gedruckt werden, wenn ängstliche Seelen dadurch beruhigt werden können.

Nach meiner systematischen Aufstellung der Eruptivgesteine theile ich übrigens in erster Linie nach *chemischen* Gesichtspunkten in *Familien* (Granitfamilie, Syenitfamilie etc. etc.), innerhalb der einzelnen Familien wieder in abyssische, hypabyssische und superficielle Gesteine; die hypabyssischen Gesteine jeder Familie bilden dann die Übergangsgruppe zwischen den beiden anderen, grösseren Abtheilungen.

Rosenbusch theilte seine Ganggesteine in: *granitoporphyrische*, *granitische* und *lamprophyrische*, wozu er später (Tschermaks min. u. petrogr. Mitth. B. 12, S. 388) auch die *pegmatitischen* hinzugefügt hat; bei der Gelegenheit brauchte er statt der Bezeichnung: *granitische* die vielleicht besser gewählte: *aplitische* Gänge.

Er hebt bei dieser Gelegenheit ferner auch — was sehr wichtig ist — hervor, dass die granitoporphyrischen Gänge «keine Spaltungsprodukte der Eruptivmagmen, sondern diese selbst in hypoabyssischer Facies sind».

Es scheint dies Verhältniss nach meiner Ansicht eine Sonderstellung der granitoporphyrischen (und der übrigen mit ihnen gleich zu stellenden) hypabyssischen Gesteine zum Unterschied von den Spaltungsgesteinen zu rechtfertigen. Man könnte die ersteren als *aschiste* (von ἄσχιστος, ungetheilt, ungespalten), die Spaltungsgesteine dagegen als *diaschiste* (von διασχίζειν, spalten; διάσχιστος, gespalten) Gesteinsgruppen auseinander halten.

Eine Zusammenfassung sämmtlicher Gesteinsgattungen jeder dieser grossen Gruppen für sich würde sich aber kaum als bequemes *systematisches* Princip empfehlen.

Es scheint mir im Gegentheil vortheilhafter die aschisten Gesteine und die diaschisten Gesteine bei jeder einzelnen Gesteinsfamilie zu behandeln, was namentlich auch aus folgendem Grunde berechtigt sein dürfte.

Die Gesteine, welche ich somit als diaschiste Ganggesteine bezeichnen möchte, gehören, wie *Rosenbusch* es ausgedrückt hat, zu der Gefolgschaft bestimmter Tiefengesteine («die Minetten und Apliten bedingen sich, weil sie beide bedingt sind durch gewisse granitodioritische Magmen, als deren Spaltungsprodukte» etc., l. c. S. 387); sie verhalten sich zu diesen als «*complementäre*» Gesteine,[1] das heisst eine gewisse Mischung der verschiedenen genetisch zusammengehörigen diaschisten Typen muss der

[1] Siehe meine Abhandlung: «The basic eruptive rocks of Gran» in Quarterly journ. of the geol. soc., vol. 50, S. 31 (1893).

chemischen Zusammensetzung des zugehörigen ungespalteten Tiefengesteins entsprechen. Es scheint dann aber nicht rathsam, bei der systematischen Darstellung derartige complementären Gesteine zu weit trennen zu müssen, indem z. B. alle aplitischen Gesteine für sich und alle lamprophyrischen Gesteine für sich zusammengefasst werden, wie es z. B. *Rosenbusch* in seiner Systematik gethan hat. Mir scheint es dann viel natürlicher, die granitischen Minetten und Aplite für sich, die syenitischen Minetten und Aplite für sich, die Camptonite und Bostonite für sich etc. als Anhänge zu den je am nächsten verwandten Tiefengesteinen zu behandeln.

Dies scheint mir um so mehr nothwendig, weil die wenigen von *Rosenbusch* ausgeschiedenen Gruppen (sowohl der aschisten als namentlich der diaschisten Gesteine nicht genügen, um die zahlreichen bekannten Ganggesteinstypen gruppiren zu können. *Rosenbusch* hat selbst eine derartige Gattung von Ganggesteinen eingeführt, welche innerhalb der wenigen von ihm aufgestellten Gruppen von Ganggesteinen nicht gut Raum finden kann: *die Bostonite;* zu den aplitischen Gesteinen können dieselben doch ebensowenig wie zu den lamprophyrischen gerechnet werden. Man müsste dann entweder die Anzahl dieser Gruppen ansehnlich vermehren, oder — was mir besser scheint — man kann dieselben in der systematischen Aufstellung dadurch ziemlich überflüssig machen, dass man die natürlichere systematische Gruppirung wählt, die verschiedenen Specialtypen zusammen mit ihren complementären Verwandten, als Anhang zu den *genetisch* zusammengehörigen[1] Tiefengesteinen derselben Gesteinsfamilie zu behandeln; nur auf diese Weise dürfte sich nach und nach ein wirklich natürliches System der Gesteine aufbauen können. Und dies ist um so mehr nothwendig, weil die Anzahl der abgespalteten complementären Glieder unzweifelhaft öfters recht bedeutend ist, und ihre gegenseitigen Beziehungen überhaupt bisweilen bei weitem mehr complicirt sind, als die ersten Vorstellungen über die Differentiationen an die Hand geben konnten.

Ob die uns hier vorliegenden Ganggesteine, die Gesteine der Grorudit-Sölvsbergit-Tinguait-Serie als aschiste oder als diaschiste Ganggesteine aufgefasst werden sollen, war nicht leicht von vornherein zu entscheiden; wir wollen deshalb nun diese Frage speciell vornehmen.

[1] Man merke wohl den Unterschied zwischen einer Systematik, welche nur nach der mineralogischen Zusammensetzung den Bostonit zum Trachyt stellt, und einer solchen, welche denselben zusammen mit den Camptoniten bei den Gabbrogesteinen (resp. bei den Nephelinsyeniten) anbringt. In so fern hat *Rosenbusch* tausendfach Recht gegenüber denjenigen, welche die genetischen Gesichtspunkte vollkommen ausser Acht lassen wollen.

Die *Grorudite* entsprechen in ihrer Zusammensetzung den Natrongraniten der Kristianiagegend sowohl mineralogisch als chemisch. Sie erweisen sich namentlich durch den ausserordentlich niedrigen Gehalt an CaO und MgO bei einem SiO_2-Gehalt von 70 bis 75 Procent entschieden als Glieder der Granitfamilie und zwar der Unter-Familie der Natrongranite angehörig. Es ist auch unzweifelhaft, dass die Grorudite sowohl bei den Vorkommnissen nördlich von Kristiania, als auf denjenigen westlich vom Lougenthale überall mit Natrongraniten geologisch eng verknüpft sind.

Von eigentlichen Natrongraniten lagen bis jetzt aus dem Kristianiagebiet keine chemischen Analysen vor; ich liess deshalb, um in dieser Beziehung Vergleichungsmaterial zu erhalten, im chemischen Laboratorium des Herrn *L. Schmelck* eine Analyse eines typischen Vorkommens ausführen, von einer Stelle ca. 100 Meter höher als die Sägemühle SW. von Hougnatten, Eftelöt, Kirchspiel Sandsvär, W. vom Lougenthal.

Dies Gestein wurde 1893 von meinem Amanuensis Herrn *C. Damm* eingesammelt; es ist ein mittelkörniges oder wenig grobkörniges rothes Gestein. Makroskopisch sieht man vorherrschend tief fleischrothen Feldspath und reichlichen grauen Quarz, daneben bis 1/3 cm. grosse Körner (oder Anhäufungen mehrerer Körnchen) von dunklen Mineralien; u. d. M. ergiebt sich der Feldspath als fein moirirter Mikroperthit, an den Rändern gegen miarolithische quarzgefüllte Drusenräume oft mit dicker, orientirter Albitkruste; die dunklen Mineralien ergeben sich als verschiedene Natronhornblenden, theils mehrere blaue und grüne arfvedsonitische Hornblenden (z. Th. gewiss Riebeckit), theils auch katoforitische Hornblende (Auslöschungswinkel einigemal bis 30°, Farbennuancen von grauviolet bis röthlich etc.); endlich ein wenig Magnetit, Zirkon, Apatit und ein unbestimmtes ZrO_2-haltiges Mineral. Die Analyse ergab:

SiO_2	71.65
TiO_2 & ZrO_2	Spur
Al_2O_3	13.04
Fe_2O_3	2.79
FeO (& MnO)	1.80
MgO	Spur
CaO	Spur
Na_2O	6.30
K_2O	3.98
Glühverlust	1.10
	100.66

Vergleicht man diese Analysen theils mit derjenigen des Grorudits von Kallerud, (dessen Vorkommen nur ca. 4 Kilom. von Hougnatten entfernt ist), theils auch mit dem Mittel sämmtlicher Groruditanalysen, so findet man mehrere auffallende Differenzen; es ist bei der Zusammenstellung zum leichteren Vergleich alles Eisen (und Mn) als Fe_2O_3 berechnet. [1]

	Grorudit; Kallerud	Mittel aller Groruditanalysen	Natrongranit; SW. v. Hougnatten
SiO_2	71.35	71.95	71.65
TiO_2	0.50	0.38	Spur
Al_2O_3	12.21	10.51	13.04
Fe_2O_3	6.76	7.40	4.81
MgO	Spur	0.14	Spur
CaO	0.22	0.45	Spur
Na_2O	6.51	5.44	6.30
K_2O	3.22	3.76	3.98
H_2O	0.33	0.19	1.10

Wie der Vergleich zeigt, ist in den Groruditen durchgehends der Gehalt an Eisenoxyden grösser, an Thonerde niedriger als in dem Natrongranit.

Eine bestimmte Meinung darüber auszusprechen, ob die Grorudite nur als hypabyssische Apophysengänge des Natrongranitmagmas oder als in geringem Grade differenzirte Gänge anzusehen seien, könnte vielleicht schwierig scheinen, so lange nur eine einzige Analyse der typischen Natrongranite selbst vorliegt. Da indessen die Natrongranite, nach dem mikroskopischen Befund zu schliessen, in so weit ich dieselben kenne, durchgehends kaum reicher, eher häufig ärmer an Eisenoxyden, als die analysirte Varietät sein dürften, *scheint es mir höchst wahrscheinlich, dass die Grorauditgänge in der That eine differenzirte Facies darstellen;* es scheint dies um so mehr wahrscheinlich, weil zusammen mit den Groruditen sehr häufig aplitische, äusserst *eisenarme* Gänge auftreten, welche dann als complementäre Glieder aufzufassen wären. Derartige Aplite (mit Magnetit, aber sonst häufig ohne Spuren anderer eisenhaltiger Mineralien) finden sich sowohl in der Gegend von Grorud als auch im und am Natrongranitgebiet zu beiden Seiten des Lougenthals.

Ebenso entschieden wie die Grorudite geologisch mit den Natrongraniten verknüpft sind, erweisen sich die quarzführenden Glieder der

[1] Bemerke übrigens den relativ hohen Gehalt an FeO im Natrongranit, beruhend auf dem Vorkommen der FeO-reichen Natronhornblenden, statt des Aegirins.

Sölvsbergite sowohl chemisch als mineralogisch als mit den Natronsyeniten des Kristianiagebietes, den *Nordmarkiten* nahe verwandt; auch sind sie unzweifelhaft in ihrem geologischen Auftreten mit diesen Massengesteinen am engsten verknüpft.

Vergleichen wir nun die chemischen Analysen des Sölvsbergits vom Sölvsberge mit den Analysen der Nordmarkite von Tonsenås nach *G. Forsberg* und nach *P. Jannasch*;[1] in der folgenden Tabelle sind zum leichteren Vergleich wieder die verschiedenen Oxyde von Fe und Mn als Fe_2O_3 angeführt:

	Sölvsbergit; Sölvberg (Schmelck)	Nordmarkit; Tonsenås (Forsberg)	Nordmarkit; Tonsenås (P. Jannasch)	Mittel der Nordmarkite; Tonsenås	Diff.
SiO_2 . . .	64.92	63.20	64.04	63.62	
TiO_2 & ZrO_2	(nicht bestimmt)	0.46	0.62	0.52	
Al_2O_3 . . .	16.30	17.45	17.92	17.68	—1.38
Fe_2O_3 . . .	5.01	3.60	3.53	3.57	+1.44
MgO . . .	0.22	0.75	0.59	0.67	
CaO . . .	1.20	1.40	1.00	1.20	
Na_2O . . .	6.62	6.90	6.67	6.78	
K_2O . . .	4.98	5.88	6.08	5.98	
H_2O . . .	0.50	0.50	1.18	0.84	

Im Mittel der Analysen der Sölvsbergite vom Sölvsberge und vom Lougenthal (I), verglichen mit dem Mittel der Nordmarkite von Tonsenås (II) erhält man:

	M. I	M. II	Diff.
SiO_2	63.81	63.62	
TiO_2 & ZrO_3	0.46	0.52	
Al_2O_3	16.35	17.68	—1.33
Fe_2O_3	5.50	3.57	+1.93
MgO	0.51	0.67	
CaO	1.07	1.20	
Na_2O	6.87	6.78	
K_2O.	5.12	5.98	
H_2O.	0.60	0.84	

Es ergiebt sich also hier wieder dasselbe Resultat, dass der Gehalt an Eisenoxyden bei den Sölvsbergiten (dem Gestein vom Sölvsberge, wie demjenigen vom Lougenthal) *entschieden höher, der Gehalt an Thon-*

[1] Diese Analysen der Nordmarkite sind alle in meiner Zusammenstellung, Zeitschr. für Kryst. B. 16, I S. 54 und 55, angeführt.

erde dagegen entschieden niedriger als bei den entsprechenden lakkolithischen Gesteinen ist. Diese Unterschiede sind quantitativ zwar nicht sehr gross, aber dennoch sehr distinkt; sie sind dies um so mehr, *weil diese Unterschiede offenbar in derselben Richtung zeigen, wie bei den Groruditen im Vergleich mit den Natrongraniten.*

Es muss also auch hier eine wenn auch nicht sehr bedeutende Differentiation bei der Abtrennung der Groruditmagmen stattgefunden haben, wobei eine geringe Concentration der Eisenoxyde stattgefunden hat; dementsprechend müssen wir dann auch hier erwarten, zusammen mit den Sölvsbergiten, eisenärmere, thonerdereichere, complementäre Ganggesteine zu finden.

Diese Schlussfolgerung wird auch von der Erfahrung bestätigt. Ungefähr parallel mit dem grossen Sölvsbergitgang auf Gran streckt sich gleich östlich von Grans Kirche, in ungefähr N.—S.-licher Richtung ein noch mächtigerer Gang eines weisslich gelben Gesteins, welches unten näher erwähnt werden soll. Bei Grans Kirche (SO. von derselben ist ein Steinbruch am Wege) ist die Gangmasse ca. 10 Meter mächtig; sie setzt durch Schichten von 4 a α (Ogygiaschiefer) und lässt sich in nördlicher Richtung über eine Reihe kleiner Höhen bis etwas nördlicher als der Hof Gjefsen verfolgen; die Richtung ist N 5° W. bis S 5° O.

Das Gestein ist mittelkörnig, mit einer Structur, welche bald ziemlich typisch trachytisch (mit tafelförmigem Grundmassenfeldspath in subparalleler Anordnung), bald mehr sanidinitähnlich ist; Einsprenglinge von Feldspath sind nur sehr spärlich vorhanden, ihre Grösse wenig bedeutend; ausserdem äusserst sparsam Einsprenglinge von braunrothem Glimmer mit 5 mm. grossen Basisflächen, senkrecht dazu aber ganz dünn. U. d. M. erweist sich das Gestein ganz vorherrschend als aus dicktafelförmigen Feldspathindividuen (schon durch Kaolinisierung ziemlich trübe, jedenfalls theilweise Mikroperthit) bestehend; als Zwischenklemmungsmasse sparsam Quarz, und noch sparsamer Carbonate (wenigstens z. Th. ein eisenhaltiges Carbonat).[1] Zirkon in unregelmässigen Körnchen und Apatit in winzigen Nadeln. Schwefelkies in kleinen Würfeln, nicht reichlich. Von dunklen Mineralien nur die äusserst wenigen Durchschnitte der grösseren Glimmertafeln und kleinere strichförmige Durchschnitte stark zersetzten Glimmers (umgewandelt in Eisenoxydhydrat, Carbonat, Quarz, Spuren von Chlorit); ein Theil dieser Striche sind früher vielleicht Aegirinnädelchen gewesen. Die dunklen Mineralien spielen quantitativ eine zurücktretende Rolle, was eben dem Gestein charakteristisch ist.

[1] Bei Behandlung mit kalter verdünnter Säure kein, oder nur sehr schwaches Aufbrausen von entweichender CO_2; Absatz von Limonit um die Karbonatkörnchen.

Ganz ähnliche Gänge finden sich auf Gran mehrere; so ein grosser Gang gleich nördlich von Elvetangen am Randsfjord (trachytisch struirt, ohne Einsprenglinge, bestehend aus Feldspathtafeln, wenig Quarz und nur Spur von Carbonaten, Zirkon, Apatit, fast keine Spur von anderen eisenhaltigen Mineralien als Schwefelkies); der Gang ist ebenfalls weiss gefärbt, die fluidale Structur parallel der Ganggrenze.

Nahe verwandte, obwohl nicht identische Gesteine treten auch an manchen Stellen bei Kristiania in und bei der Stadt auf; nach einem Vorkommen auf der Insel Lindö habe ich dieselben in Vorlesungen schon längst als *Lindöite* bezeichnet; die einzelnen Vorkommen hier näher zu erwähnen, würde bei dieser Gelegenheit zu weit führen.

Diese Gänge zeichnen sich sämmtlich durch trachytähnliche oder sanidinitähnliche Structur aus (selten und wenig hervortretend porphyrartig), bei grösseren Gängen von mittlerem bis selbst ziemlich grobem Korn, durch helle Farben, durch das öfters fast vollständige Fehlen dunkler Mineralien (Schwefelkies ausgenommen); wenn solche makroskopisch sichtbar sind, ist gewöhnlich ausser Schwefelkies nur Chlorit (chloritisirter Glimmer ?) vorhanden; Carbonate sind häufig vorhanden, und zwar gewiss eisenhaltig, was auch durch die röthlichgelbe Verwitterungskruste gekennzeichnet wird. Bisweilen lassen sich Spuren von Aegirin (gewöhnlich umgewandelt) erkennen und etwas häufiger ist ein grösserer oder kleinerer Gehalt an dunkler Alkali-Hornblende vorhanden.

Um eine sichere Vorstellung über die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine zu erhalten, liess ich in dem Laboratorium des Herrn *L. Schmelck* eine Analyse des Gesteins von Gjefsen (aus dem grossen Gang zwischen Grans Kirche und Sandbakken) ausführen. Die Analyse gab:

SiO_2	62.30
TiO_2 & ZrO_2	Spur
Al_2O_3	17.05
Fe_2O_3	1.30
FeO	2.46
MgO	0.57
CaO	1.20
Na_2O	5.14
K_2O	6.18
H_2O (Glühverl. $-CO_2$)	0.45
FeS_2	0.43
CO_2	2.65
P_2O_5	Spur
	99.73

Der unbedeutende Gehalt an MnO wurde nicht besonders bestimmt. Die Analyse zeigt, wie es zu erwarten war, dass der Gehalt an Eisenverbindungen etwas geringer als bei dem Sölvsbergit vom Sölvsberge ist, während umgekehrt der Gehalt an Thonerde grösser ist. Auffallend ist übrigens, dass der Gehalt an Na_2O in dem analysirten Gestein vor dem K_2O-Gehalt zurücktritt.

Die Zusammensetzung des Gesteins kann auf folgende Weise berechnet werden:

K_2O . . .	6.18			
Al_2O_3 . .	6.73			
SiO_2 . . .	23.65			
	36.56	$K_2\ Al_2\ Si_6\ O_{16}$		ca. 86 Procent Feldspäthe.
Na_2O . . .	5.14			
Al_2O_3 . .	9.50			
SiO_2 . . .	29.85			
	44.49	$Na_2\ Al_2\ Si_6\ O_{16}$	49.52 $Ab_9\ An_1$	
CaO . . .	1.09			
Al_2O_3 . .	1.82			
SiO_2 . . .	2.12			
	5.03	$Ca_2\ Al_4\ Si_4\ O_{16}$		
Fe_2O_3. . .	1.30			
H_2O . . .	0.15			
	1.45	Eisenoxydhydrat $2Fe_2O_3 . 3H_2O$.		
FeO . . .	2.46			
MgO . . .	0.57			
CaO . . .	0.11			
CO_2 . . .	2.31			
	5.45	(Fe, Mg, Ca) CO_3.		
FeS_2 . . .	0.43	Eisenkies.		
SiO_2 . . .	6.68	Quarz.		
Rest . . .	0.34	CO_2.		
	0.30	H_2O.		

Bei der Berechnung ist von den ganz verschwindenden Gehalten an Glimmer (resp. Chlorit), Apatit und Zirkon abgesehen. Wenn die Berechnung richtig ist, was wegen der schon eingetretenen anfangenden Zersetzung des Gesteins kaum sicher zu entscheiden, sollte der Plagioklas ein saurer Oligoklas oder Oligoklas-Albit sein.

Das vorliegende Ganggestein ist somit, verglichen mit dem Sölvsbergit, reicher an Feldspäthen, namentlich Kalifeldspath, ärmer an dunklen Mineralien. Ich nenne diesen Gesteinstypus schon lange in meinen Vorlesungen *Lindöit*, und könnte diesen Specialnamen nur schwierig entbehren. [1]

Dass die Lindöite und Sölvsbergite von Gran complementäre Gesteine sind, welche geologisch mit den angrenzenden Nordmarkiten verknüpft sind, lässt sich nicht bezweifeln. Eine Berechnung der entsprechenden Nordmarkitzusammensetzung nur aus den zwei Analysen des Sölvsbergits vom Sölvsberge und des Lindöits von Gjefsen lässt sich aber nicht durchführen, theils namentlich, weil keine Analyse eines ganz nahe angrenzenden Nordmarkites vorliegt, theils auch deshalb, weil gewiss auch andere verwandte complementäre Gesteinstypen dann berücksichtigt werden müssten. Bedenken wir, dass andere Lindöite von Gran, z. B. das Gestein eines der Gänge N. von Elvetangen entschieden viel eisenärmer (hier ist auch fast kein Carbonat vorhanden) als das analysirte Vorkommen von Gjefsen ist, so muss es als unzweifelhaft angesehen werden, dass sich bei der Differentiation des Nordmarkitmagmas ausser eisenreicheren Typen, den Sölvsbergiten, auch eisenärmere, etwas thonerdereichere Typen abgespaltet haben.

Die Bestätigung einer derartigen Auffassung, dass die Sölvsbergite und Lindöite complementäre Differentiationsprodukte eines Nordmarkitmagmas sind, lässt sich in diesem Falle auch durch die rein geologische Beobachtung erbringen.

Schon oben wurde, bei der Beschreibung des Sölvsbergitganges vom Sölvsberge, hervorgehoben, dass die Fortsetzung der Gangmasse vom Häuslerplätzchen Svenskerud und weiter über Gjerdingen und Rekken ganz abweichende Zusammensetzung erweist. Das Gestein von Rekken

---

[1] Es ist nicht überflüssig ausdrücklich hervorzuheben, dass die typischen Lindöite des Kristianiathals und die hier ebenfalls als Lindöite bezeichneten Ganggesteine von Gran nicht identische, nur nahe verwandte Gesteinstypen sind; wahrscheinlich sind auch die ersteren jüngere Ganggesteine, können aber durch mehrere Verhältnisse gut von den ähnlichen Gängen von Gran auseinandergehalten werden. Es schien mir jedoch vorläufig unnöthig die beiden Typen durch besondere Namen zu trennen, und soll für die betreffenden Gesteine von Gran deshalb in dieser Abhandlung der Name *Lindöite* beibehalten werden.

(sowie von Svenskerud) unterscheidet sich nur ganz unbedeutend von einem typischen Lindöit, nur ist hier der Eisengehalt vielleicht um ein Geringes grösser, die Structur etc. ist aber dieselbe. Die genaue Verfolgung der Gangmasse von einem frischen Aufschluss in dem Keller des Häuschens bei Svenskerud (hier fand sich gewöhnlicher Sölvsbergit) bis zum kleinen Steinbruch gleich nördlich vom Häuschen, am Wege zwischen Forten und Hildenbrenna, lieferte den unzweifelhaften Beweis dafür, dass die Zusammensetzung der Gangmasse des Sölvsbergitganges sich ziemlich bald nach dem Austritt derselben aus dem Gabbromassiv des Sölvsberges verändert hat; diese Veränderung kann eben dadurch charakterisirt werden, dass das Gestein, während die Gangmasse den Gabbrodiabas durchsetzt, als ein typischer Sölvsbergit, bald nach dem Eintritt der Gangspalte in die silurischen Schiefer als ein Lindöit bezeichnet werden muss. Dieser Unterschied beruht nicht, wie ich zuerst vermuthet hatte, vorwiegend, nur zum Theil auf späteren Zersetzungsvorgängen; der Hauptsache nach scheint das Magma in dem Theil der Gangspalte, welcher den Schiefer durchsetzt, ursprünglich etwas, obwohl nur wenig, eisenärmer gewesen zu sein, ebenso wie auch das z. Th. bei weitem gröbere Korn auf langsamere Abkühlung innerhalb der Schiefer deuten muss. Die zwar geringe, dennoch aber ganz bemerkenswerthe Differentiation, welche durch die Unterschiede in chemischer Beziehung zwischen dem typischen Sölvsbergit einerseits und dem Lindöit andererseits charakterisirt ist, *lässt sich hier also innerhalb einer und derselben Gangspalte in ihren verschiedenen Theilen nachweisen.* Es ist dies nach meiner Ansicht ein Beispiel einer Differentiation *in horizontaler Richtung*, ein Verhältniss, wozu ich auch aus anderen Vorkommen des Kristianiagebietes Analogien kenne;[1] dieselbe muss wahrscheinlich durch wesentlich andere Vorgänge bedingt gewesen sein, als die sonst so häufige Differentiation bei «gemischten Gängen», bei welchen die Saalbänder andere (gewöhnlich die eisenreichere) Mischung, als die Gangmitte besitzen (z. B. bei den Glimmersyenitporphyrgängen des Kristianiathales).[2] Eine Erklärung dieser eigenthümlichen Art der Differentiation dürfte am besten einer späteren Gelegenheit vorbehalten bleiben; die ganze

[1] Cfr. die citirte Abhandlung: «The basic rocks of Gran», Quarlerly Journ. B. 50, S. 20 (1893).

[2] Dass im vorliegenden Falle der grössere Fe-Gehalt nicht etwa durch Auflösung des Nebengesteins zu erklären ist, ergiebt sich daraus, dass die Sölvsbergitfacies sowohl innerhalb des Gabbrodiabases, als auch südlich vom Eintritt in das Gabbrogestein in den silurischen Schiefern auf eine weite Strecke ausgebildet ist; in denselben silurischen Schiefern SW. und NO. vom Sölvsberge ist dieselbe Gangmasse also theils als Sölvsbergit, theils als Lindöit ausgebildet.

Erscheinung kommt mir bisher noch ziemlich räthselhaft vor, ich werde mich deshalb hier darauf beschränken nur die Thatsache selbst zu constatiren.

Ich muss hier übrigens wiederholen, dass die Sölvsbergite und die Lindöite nicht die einzigen Differentiationsprodukte des Nordmarkitmagmas im Kirchspiel Gran sind; ausser diesen complementären Ganggesteinen finden sich noch eine Reihe anderer intermediärer Ganggesteine, namentlich grosse Gänge von eisenarmen trachytoiden Glimmersyenitporphyren (der Glimmer in der Regel chloritisirt), welche ebenfalls aus dem Nordmarkitmagma derivirt sind. Vielleicht entsprechen diese Ganggesteine sehr nahe dem Nordmarkitmagma selbst, sind also aschiste Gesteine; da keine Analysen vorliegen, wage ich darüber keine bestimmte Behauptung.

Die oben gemachte Annahme einer nahen Verwandschaft zwischen den Groruditen und den als «Lindöite» bezeichneten Ganggesteinen findet ausser durch die Verhältnisse der Gänge von Gran noch eine entscheidende Bestätigung in einer weiteren Beobachtungsreihe, welche jetzt in dieser Verbindung angeführt werden soll.

Die vorläufig als *Lindöite* zusammengefasste Gruppe von Ganggesteinen des Kristianiathales umfasst bei der oben gegebenen Begrenzung derselben noch unter sich ziemlich abweichende Gesteinstypen; namentlich sind einige der unter diesem Namen zusammengefassten hellgelben oder hellgrauen feinkörnigen Gang-Gesteine ziemlich quarzarm, andere schon recht reich an Quarz (immer als Zwischenklemmungsmasse zwischen den idiomorphen Feldspathkörnern), einige sind fast ohne andere dunkle Mineralien als Schwefelkies und Chlorit und selbst an diesen sehr arm, andere sind relativ etwas reicher an eisenhaltigen Mineralien. Die quarzreicheren, schon ziemlich sauren Typen habe ich vorläufig als *Quarzlindöite* bezeichnet; sie unterscheiden sich von den Apliten durch ihre Structur (niemals wie diese allotriomorph körnig, immer mit idiomorphen Feldspäthen, gewöhnlich kurzrectangulär; häufig etwas porphyrisch etc.). Der Name Lindöit (und Quarz-Lindöit) ist vorläufig also noch ein Sackname, unter welchem bei der Kartenaufnahme des Kristianiathales wohl noch recht verschiedenartige Gesteine zusammengefasst sind, vielleicht selbst von verschiedenen genetischen Beziehungen zu den Hauptmassiven, von verschiedenem Alter; es liess sich dem vorläufig nicht abhelfen, indem erst die genaue Detailarbeit hier nach und nach die richtige Gruppirung der Lindöit-artigen Gänge durchführen kann.

Ein derartiges Gestein, welches sich den Quarz-Lindöiten anschliesst, obwohl etwas reicher an dunklen Mineralien als ihre mehr typischen Glieder, wurde von Herrn cand. min. *Björlykke* (gelegentlich seiner Aufnahme im Kristianiathal) in W. Aker, dicht bei der Stadt Kristiania, entdeckt; es bildet einen Gang im Rhombenporphyr N. von Törtberg, in der Nähe des Hofes Frön. Der betreffende Rhombenporphyr selbst bildet eine ungefähr 15 M. mächtige, etwas aufragende Gangmasse mit SSW.—NNO.-lichem Streichen; der durchsetzende Gang des Quarz-Lindöit-ähnlichen Gesteins ist im Ganzen ca. 3 M. mächtig und streicht beinahe S.—N.

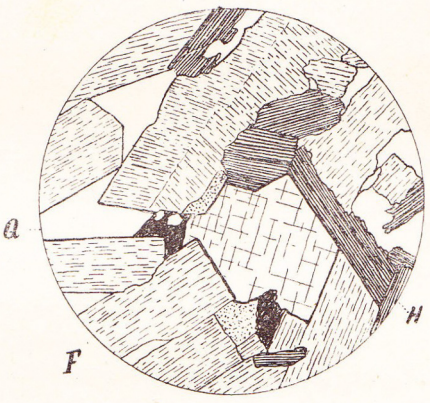
Dieser Gang interessirte vorläufig durch die Altersbeziehung zu den Rhombenporphyrgängen; bei einem dadurch veranlassten Besuch zusammen mit Herrn Bjørlykke wurde ich dann auch darauf aufmerksam, dass die Sahlbänder, wie gewöhnlich, von der Gangmitte verschieden sind. Während diese aus einem hellen gelblichen oder gelbgrauen feinkörnigen Gestein besteht, ist das Gesteln der Grenzzone an beiden Seiten viel dunkler bläulich grüngrau gefärbt und von viel feinerem Korn, makroskopisch beinahe dicht. Die Breite dieser anders beschaffenen Grenzzone ist je 0.3 M. oder etwas weniger; nach der Gangmitte hin geht das dunkle Gestein ziemlich rasch, doch ohne scharfe Grenze in das helle Gestein über.

Das Gestein der *Gangmitte* zeigte sich u. d. M. als bestehend aus: Feldspäthen, Quarz, arfvedsonitischen Hornblenden als wesentliche Mineralien; von Glimmer- oder Pyroxen-Mineralien keine Spur; in geringer Menge Zirkon, Spuren von Apatit und Magnetit, Eisenspath; als Zersetzungsprodukt ein wenig Eisenoxydhydrat.

Die *Feldspäthe* finden sich nur ganz sparsam als ein Paar Millimeter grosse Einsprenglinge, die so vereinzelt zerstreut sind, dass in den Präparaten keine vorhanden sind. In der Grundmasse des Gesteins — wenn man bei so wenig hervortretendem porphyrartigem Charakter überhaupt von Grundmasse reden kann, — sind die Feldspäthe vorherrschend; sie bilden u. d. M. dicktafelförmige Individuen (häufig Karlsbaderzwillinge) von fein lamellirtem Mikroklin-Mikroperthit, in der Regel recht gut idiomorph begrenzt, durchschnittlich 0.3—0.6 mm. lang, 0.1—0.2 mm. dick. Sie liegen in allen Richtungen durch einander. Die *Hornblende* zeigt durch ihre Absorbtionsfarben (tief blau, himmelblau, grünlichblau etc. und heller grünlich gelb), durch ihren starken Pleochroismus, durch die ziemlich schwache bis sehr schwache Doppelbrechung, durch ihre oft unvollständige Auslöschung in weissem Lichte (grosse Dispersion), durch ihre kleinen Auslöschungswinkel (häufig 4—12°), dass sie der

Reihe der *arfvedsonitischen* Hornblenden angehörig ist; es ist auch sicher nicht nur eine einzige Varietät, sondern mehrere nahestehende Glieder der Arfvedsonitreihe vorhanden, sowohl Arfvedsonit- als mehr Riebeckit-ähnliche Varietäten. Die Hornblende ist häufig recht gut idiomorph, in stengligen Krystallen mit dem gewöhnlichen Typus ({110} und {010} in der Prismenzone), namentlich gegen den Quarz gut ausgebildet, z. Th. jedoch auch in unregelmässigen, zerbrochenen Körnchen; die Dimensionen sind gewöhnlich kleiner als bei dem Feldspath. Der *Quarz* ist reichlich vorhanden, immer als letzte Füllung zwischen den Feldspath- und Hornblende-Individuen. Sehr bemerkenswerth ist das Auftreten des *Zirkons* fast durchgehends in lappigen, allotriomorphen Körnchen, welche zum grössten Theil deutlich *nach* sowohl der Hornblende als dem Feldspath auskrystallisirt sind (cfr. die späte Bildung des Zirkons an mehreren Vorkommen der Inseln des Langesundsfjords in den pegmatitischen Gängen daselbst; noch mehr bemerkenswerth ist es, dass eben dieselbe Ausbildung des Zirkons auch bei dem oben beschriebenen Lindöit von Gjefsen wiederkehrt).

Fig. 15.



Lindöit-ähnliches Gestein; Frön. F = Feldspath; Q = Quarz; H = Hornblende; die punktirten Körnchen sind Carbonate. $^{50}/_{1}$.

Fig. 15 zeigt in der Mitte ein solches grosses Zirkonindividuum (spaltbar nach dem Prisma, Schnitt optisch einachsig, positiv, stark licht- und doppelbrechend, Farbe mit schwachem Stich ins Gelbe etc.). Ausser dem Zirkon vielleicht noch ein zweites stark licht- und doppelbrechendes Mineral ohne idiomorphe Begrenzung, nicht bestimmt.

Der *Magnetit* ist nur (mit etwas Eisenoxydhydrat) als Zersetzungsprodukt der Hornblende in ganz winzigen Körnchen in geringsten

Spuren da. Der Feldspath zeigt eine anfangende Kaolinisirung, sonst ist das Gestein im Ganzen sehr frisch.

Der Feldspath und die Hornblende sind theilweise gleichzeitig ausgeschieden, doch ist die Hornblende wohl vorherrschend älter.

Sehr verschieden sowohl makroskopisch als u. d. M. erweist sich nun das Gestein der *Grenzzone*. Makroskopisch ist eine porphyrartige Structur hier kaum zu beobachten; u. d. M. sieht man jedoch in den Präparaten hie und da, obwohl sparsam, rectanguläre oder fast quadratische Schnitte von Feldspatheinsprenglingen, kaum 1 mm. gross, mit {001} und {010} häufig ungefähr in Gleichgewicht. In gewöhnlichem Lichte zeigen sie oft eine peripherische zonare Structur durch Einschlüsse von winzigsten Hornblendenädelchen; zwischen gekreuzten Nikols sieht man, dass die Einsprenglinge in der Regel fast durch und durch eine verworren strahlige Structur aufweisen, indem sie eben *Pseudomorphosen* sind von Feldspath nach Feldspath, genau gleich denjenigen, welche oben S. 13—21 aus den Groruditen beschrieben wurden.

Die zweite Generation von Feldspath bildet u. d. M. ein divergentstrahliges Gemenge von dünnen Tafeln nach {010}, bestehend aus Mikroperthit und gewöhnlich nur 0.12 mm. lang bei einer Dicke von ca. 0.03 mm.; sie sind häufig gut idiomorph begrenzt. Zwischen diesen Tafeln, die in allen Richtungen durch einander zerstreut liegen, finden sich nun theils unzählige Nädelchen von *arfvedsonitischer Hornblende* und *Aegirin*, theils auch als Kitt reichlich eine Mesostasis von einem beinahe kryptomeren allotriomorphen Gemenge von *Feldspath* (dritte Generation) und *Quarz* oder ganz selten von Quarz allein. Akcessorische Mineralien fehlen fast vollständig; so ist auch von Magnetit keine Spur vorhanden.

Die Hornblende hat scheinbar dieselben Eigenschaften wie in dem Gestein der Gangmitte; nur sind die Dimensionen der Nädelchen viel geringer (gewöhnlich nur 0.1 mm. lang, 0.01 mm. dick, und kleiner). Der *Aegirin, welcher in dem Gestein der Gangmitte vollständig fehlt*, ist zwar recht reichlich als ganz winzige Nädelchen vorhanden, tritt aber in Menge und in der Grösse seiner Krystalle entschieden vor der Hornblende zurück; er ist durch seinen schwachen Pleochroismus und seine hell grünlichen und gelben Farben, durch seine starke Doppelbrechung und fast parallele Auslöschung von der sehr schwach doppelbrechenden, stark pleochroitischen dunklen Arfvedsonit-Hornblende leicht zu unterscheiden.

Wir haben also bei diesem Gang in der Gangmitte ein Gestein, welches sich den Quarz-Lindöiten nahe anschliesst, an beiden Sahlbändern ein Gestein, welches geradezu als ein *Arfvedsonit-Grorudit* bezeichnet werden muss. Die nahe Verwandtschaft der Lindöite und der Gesteine

der Grorudit-Tinguait-Serie ist durch diese Beobachtungen über den Gang von Frön als bewiesen anzusehen.

Um nun die chemischen Beziehungen der petrographisch scheinbar so verschiedenen Gesteine der Gangmitte und der Ganggrenze des Frön-Ganges näher zu ermitteln, liess ich durch Herrn *V. Schmelck* Analysen derselben ausführen:

	I Gangmitte		II Ganggrenze		Durchschnittszusammensetzung des Ganges	
SiO_2	69.00		68.95		68.99	
TiO_2	0.35		0.35		0.35	
Al_2O_3	13.95		14.00		13.96	
Fe_2O_3	1.56	Entspr.	2.12	Entspr.	1.67	Entspr.
FeO	2.38	4.85	3.56	6.76	2.62	5.24
MnO	0.55	Fe_2O_3	0.55	Fe_2O_3	0.55	Fe_2O_3
MgO	0.14		0.07		0.13	
CaO	0.49		0.23		0.44	
Na_2O	5.67		5.45		5.63	
K_2O	5.11		5.29		5.15	
Glühverlust	0.70		0.05		0.57	
	99.95		100.62		100.06	

Die Durchschnittszusammensetzung des Ganges (berechnet aus 4 Theilen der Gangmitte auf 1 Theil der Grenzzone) nähert sich so stark einer Groruditzusammensetzung, dass ein nennenswerther Unterschied kaum vorhanden ist, es sei denn, dass der Gesammtgehalt an Oxyden von Eisen (und Mangan) unbedeutend niedriger als gewöhnlich ist. Die Zusammensetzung der Grenzzone entspricht jedenfalls einer typischen Groruditmischung und fügt sich ganz ungezwungen in die Grorudit-Sölvsbergit-Tinguait-Serie hinein, welcher das Grenzgestein auch durch seine Structur und Mineralienzusammensetzung angehört.

Ein näherer Vergleich der beiden Analysen mit einander zeigt (abgesehen vom Wassergehalt) ausschliesslich bei dem *Gesammtgehalt der Eisen-Oxyde* einen etwas beträchtlicheren Unterschied, *indem derselbe bei dem Gestein der Grenzzone beinahe ein Paar Procent höher ist;* alle anderen Differenzen liegen innerhalb der Fehlergrenzen der Analysen. Wir finden insofern eine nahe Übereinstimmung mit dem Verhältniss bei dem Groruditgang von Grussletten bei Grorud, bei welchem ebenfalls der Unterschied zwischen Sahlband und Gangmitte (abgesehen vom SiO_2-Gehalt) fast lediglich in dem verschiedenen Gehalt der Eisen-Oxyde bestand.

Berechnet man die Analysen unter Berücksichtigung der Beobachtungen u. d. M., so erhält man folgende procentische Mineralienzusammensetzung:

	Gangmitte		Grenzzone	
Natronfeldspathsilikat . . .	ca. 40	ca. 70	ca. 34	ca. 65 Procent
Kalifeldspathsilikat	» 30		» 31	Feldspäthe.
Arfvedsonitische Hornblende	» 12.5		» 12.5	ca. 17.5 Procent
Aegirin	—		» 5	Alkali-Eisen-Silikate.
Quarz	» 16		17.5	
Akcessorische Mineralien (Zirkon, Magnetit etc.) und Eisenoxydhydrat etc. . .	» 1.5		—	

Die Hornblende der Gangmitte sollte bei dieser Berechnung folgende procentische Durchschnittszusammensetzung haben:

SiO_2	46.24
Al_2O_3	4.64
Fe_2O_3	12.48
FeO	19.04
MnO	4.40
MgO	1.12
CaO	3.92
Na_2O	7.60
K_2O	0.56
	100.00

Ein wahrscheinlich vorhandener Gehalt an TiO_2 (und ZrO_2?) ist dabei nicht berücksichtigt; auch ist der MnO-Gehalt wohl zu hoch. Obwohl eine derartige Berechnung natürlich unsicher sein muss, zeigt doch schon der Gehalt der Bauschanalyse an Fe_2O_3 und FeO, dass die Hornblende ungefähr in der Mitte zwischen Arfvedsonit und Riebeckit (wie z. B. die von *König* analysirte Hornblende von El Paso, Colorado) liegen muss, indem ja fast alles Eisen der Analyse in die Hornblende eingehen muss, wobei jedoch zu bemerken ist, dass der geringe sekundäre Eisenoxydhydrat-Gehalt vielleicht aus FeO der Hornblende hervorgegangen sein kann, was die Hornblende etwas mehr dem Arfvedsonit nähern würde; die Hornblende der Grenzzone muss jedenfalls mehr FeO (berechnet ca. 23 Procent) als Fe_2O_3 (berechnet ca. 7.5 Procent) halten, wenn sie auch sonst ziemlich dieselbe Zusammensetzung hat; doch muss ein grösserer Theil des Al_2O_3-Gehaltes in der Hornblende (und im Aegirin) der Grenzzone, als in der Hornblende der Gangmitte vorhanden sein.

Wenn auch die angeführten Berechnungen der Mineralienzusammensetzung der beiden Gesteine nicht sehr genau sein können, dürften sie sich doch kaum mehr als ganz wenige Procent von den wahren Zahlen entfernen. Es würde demnach in chemischer Beziehung die Grenzzone ein Paar Procent mehr Eisenoxyde führen, und was die Mineralien-Zusammensetzung betrifft, durch einen Gehalt an Aegirin, bei einem entsprechend geringeren Gehalt an Natronfeldspathsilikat (Albit) von der Gangmitte verschieden sein. Es verdient noch bemerkt zu werden, dass sowohl Magnetit als Apatit und Zirkon in der Grenzzone vollständig zu fehlen scheinen; eine Concentration von diesen Bestandtheilen hat somit gar nicht stattgefunden.

Obwohl der Unterschied der Ganggrenze und der Gangmitte, sowohl was die chemische Zusammensetzung, als was die procentische Mineralienzusammensetzung betrifft, auffallend viel geringer ist, als man nach dem äusseren Ansehen der beiden Gesteine glauben sollte, sind die nachgewiesenen Differenzen immerhin doch bedeutend genug um von Interesse für das Studium der Differentiationsprocesse zu sein.

Professor *I. W. Judd* hat,[1] wie bekannt, die «*gemischten Gänge*» («composite dykes») in zwei Klassen getheilt, solche, bei welchen eine Differentiation in der Gangspalte selbst stattgefunden hat, und solche, welche durch zwei oder mehrere Injectionen von ungleichem Alter gebildet sind. Es unterliegt keinem Zweifel, dass im vorliegenden Falle die Unterschiede der Ganggrenze und der Gangmitte auf eine an Ort und Stelle in der flüssigen Gangmasse selbst stattgefundene Differentiation bezogen werden müssen, und diese Spaltung im Gangmagma muss stattgefunden haben, schon ehe die Krystallisation abgeschlossen war, oder richtiger (wenn wir von dem unbedeutenden Gehalt an porphyrischen Feldspath-Einsprenglingen und sehr früh gebildeten akcessorischen Mineralien, sowie vielleicht einem Theil der Hornblendenädelchen absehen) ehe die Krystallisation in grösserer Ausdehnung begonnen war. Da bei der Gangmitte einerseits und der Grenzzone andererseits sowohl die Structur ihrer Gesteine als auch die Form und Grösse der Feldspäthe und der Hornblendeindividuen ganz ungleich ist, und der Aegirin nur im Grenzgestein, nicht einmal in Spuren in der Gangmitte vorhanden ist, so ist an eine *mechanische* Anreicherung der Grenzzone mit dunklen Mineralien gar nicht zu denken. Der ziemlich allmähliche Übergang beider Gesteine im Gange selbst, ihre äusserst nahen chemischen

[1] «On composite dykes in Arran»; Quarterly journ. of the geol. soc. Nov. 1893, Vol. 49, S. 536.

Beziehungen etc. beweisen auch, dass von ungleicher Eruptionszeit des Grenzmagmas und des Magmas der Gangmitte nicht die Rede sein kann.

Es ist hier, wie es scheint, keine andere Erklärung möglich, als dass im flüssigen Magma an Ort und Stelle in der Gangspalte selbst eine Differentiation von eisenreicheren Verbindungen nach der Abkühlungsfläche hin stattgefunden haben muss. Welche Verbindungen dies gewesen sind, lässt sich zwar nicht ohne weiteres sicher entscheiden. Wollte man nach den chemischen Analysen *allein* schliessen, so müsste man annehmen, dass wesentlich *die Eisenoxyde selbst* in grösserer Masse nach der Grenzfläche hin diffundirt seien. Dürfte man zugleich die mineralogische Zusammensetzung zu berücksichtigen wagen, so würde es näher liegen, auf eine reichlichere Diffusion der *Aegirinsilikate* nach der Abkühlungsfläche hin zu schliessen, wie es auch oben, S. 60, für den Grorudit von Grussletten angenommen wurde. Die Berechnung der Analysen auf die Mineralienzusammensetzung ergab bei dem Grussletten-Gang, dass eine Diffusion von ca. 10 Procent der Aegirinsilikate nach der Grenzfläche — wenn eine solche angenommen werden dürfte — von einer Diffusion nach der Gangmitte hin von ca. 10 SiO_2 begleitet gewesen wäre; bei dem Gang von Frön müsste der Verlauf, wenn aus der mineralischen Zusammensetzung geschlossen werden könnte, etwas verschieden gewesen sein, indem hier eine Diffusion von ca. 5 Procent Aegirinsilikate nach der Grenzfläche hin von einer entsprechenden Diffusion nach der Gangmitte von ca. 5 Albitsilikat begleitet gewesen wäre. Ob der Vorgang nun wirklich auf diese Weise stattgefunden hat, ist aber natürlich noch hypothetisch und nicht bewiesen. Es ist jedenfalls auffallend, dass in dem einen dieser Fälle der Gehalt an SiO_2 in der Grenzzone, wie gewöhnlich der Fall, bedeutend niedriger als in der Gangmitte, in dem zweiten Falle, bei dem Frön-Gange, dagegen in Grenzzone und Gangmitte der gleiche ist.

Die beiden hier genauer erwähnten Beispiele der Gänge mit abweichender chemischer und mineralogischer Zusammensetzung der Grenzzone und der Gangmitte sind eben deshalb von bedeutendem Interesse, weil die Unterschiede nicht grösser und die Zusammensetzung nicht mehr complicirt sind, als dass man die Vorgänge der Differentiation ziemlich genau abgrenzen kann. Es lassen sich nämlich hier nur schwierig andere Erklärungen aufstellen als die eben auseinandergesetzten zwei Möglichkeiten, dass die Eisenoxyde 1) entweder als solche oder 2) als Aegirinsilikate nach der Ganggrenze diffundirt haben (während nach der Gangmitte umgekehrt jedenfalls im ersten Falle SiO_2 diffundirt haben muss).

Um der Lösung dieser Frage etwas näher zu kommen, wäre ein Vergleich mit anderen bekannten Vorkommen von gemischten Gängen, von welchen hinreichend genaue Untersuchungen vorliegen, hier an dieser Stelle nicht ohne Interesse, wenn auch eine erschöpfende Behandlung der hierher gehörigen Fragen bei dieser Gelegenheit zu weit führen würde. Es kann bei einem solchen Vergleich selbstverständlich nur von solchen Beispielen die Rede sein, in welchen mit genügender Wahrscheinlichkeit angenommen werden kann, dass die Unterschiede in der Zusammensetzung der Grenzzone und der Gangmitte wirklich auf eine an Ort und Stelle in der Gangspalte selbst stattgefundene Diffusion bezogen werden können.

Wenn diese Forderung an das Vergleichsmaterial gestellt wird, reducirt sich die Anzahl der für die vorliegende Frage brauchbaren Vorkommen ganz bedeutend. So müssen zuerst selbstverständlich alle Beispiele von gemischten Gängen zweiter Art nach *Judd's* Eintheilung ausgeschlossen werden; hierzu gehören z. B. von Vorkommen aus dem Kristianiagebiet aller Wahrscheinlichkeit nach einige der Quarzporphyrgänge mit ihren basischen Grenzzonen.

Aber auch solche Gänge, welche in sehr hervortretendem Grade eine porphyrartige Structur aufweisen, bei welchen also die Anzahl der vielleicht oder wahrscheinlich aus grösserer Tiefe mitgeführten Einsprenglinge älterer Krystallisation sehr gross ist und somit die chemische Zusammensetzung wesentlich beeinflussen muss, lassen sich schon schwieriger beim Vergleich benutzen. Als Beispiel derartiger Gänge können jedoch vielleicht noch die Glimmersyenitporphyrgänge (Glimmer-Quarzorthophyre) vom Typus Huk-Nakholmen aus dem Kristianiagebiete beim Vergleich benutzt werden. Diese Gänge habe ich schon 1882 beschrieben;[1] im Jahre 1884 liess ich Herrn *G. Forsberg* die später (1890)[2] veröffentlichten Analysen des Vækkerö-Ganges für meine künftige Bearbeitung

[1] «Die silurischen Etagen 2 & 3», S. 285—288.

[2] Zeitschr. f. Krystallogr. B. 16, I S. 63—64. Gelegentlich der vorläufigen Veröffentlichung der Analysen an dieser Stelle wurde die Bemerkung hinzugefügt: «Zahlreiche Detailbeobachtungen über die Beziehungen der basischen Grenzzone dieser Gänge zum Hauptgestein sind von Bedeutung für das richtige Verständniss des Mechanismus der Eruptionen überhaupt». Ich finde es nicht überflüssig an diese Bemerkung zu erinnern, da Professor *J. H. L. Vogt*, welchen ich speciell auf diese Bedeutung der betreffenden Gänge aufmerksam gemacht hatte, das von mir mit bestimmter Absicht geschaffte Analysenmaterial und das von mir vorläufig erwähnte Beispiel von Spaltungsgängen in seiner Abhandlung über die Bildung der Eisenerzvorkommen (Geol. för. i Stockholm förhandl. B. 13, (1891), S. 483—489 u. m. St.), sowie in anderen Abhandlungen, in welchen die Differentiationsfragen der Eruptivmagmen behandelt wurden, in grösster Ausdehnung als Grundlage seiner Erklärungsversuche der Differentiation benutzt hat, und deshalb nachträglich von mehreren Verfassern (z. B. Prof. *I. W. Judd*) auf Grund dieser Beobachtungsreihe citirt wurde.

der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes ausführen. Später hat Professor *J. H. L. Vogt* die von mir veröffentlichten Analysen als Grundlage seiner Deutung der Differentiationsprocesse bei diesen Gängen benutzt.

Die Analysen zeigen ohne weiteres, dass in der Ganggrenze der SiO_2-Gehalt und ebenso der Alkali-(namentlich der K_2O-)Gehalt niedriger ist, während eine Anreicherung mit MgO und Eisenoxyd (und vielleicht mit Thonerde) stattgefunden hat. Nach zwei Phosphorsäurebestimmungen (von *Vogt*) sollte auch der Phosphorsäuregehalt in der Grenzzone grösser sein.

Was die Mineralienzusammensetzung betrifft, so ist in der Kersantit-ähnlichen Grenzzone, wie ich schon längst (1882) nachgewiesen hatte, der Glimmer und namentlich der Magnetitgehalt sehr angereichert, ebenso wie auch der Plagioklas reichlicher und ferner basischer ist, während in der Gangmitte der grosse Gehalt an Orthoklas und Quarz der saureren Mischung entspricht. Dass diese Unterschiede in der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Grenzzone in grösster Ausdehnung auf auch in der Gangspalte selbst an Ort und Stelle stattgefundene Differentiationsvorgänge zurückzuführen sind, ist gewiss unzweifelhaft;[1] ein genauer quantitativer Ausdruck für dieselben lässt sich aber hier nicht leicht feststellen, da theils das reichliche Vorhandensein von Chlorit und namentlich Carbonaten auf ziemlich weit gegangene Zersetzung schliessen lässt, theils auch der sehr reichliche Gehalt an Einsprenglingen (namentlich von Feldspath), *welche gewiss nicht an Ort und Stelle gebildet sind*, nicht ohne Abzug für diese aus grösserer Tiefe mitgerissenen Bestandtheile eine unmittelbare Berechnung der quantitativen Proportionen der einzelnen diffundirten Bestandtheile erlaubt. So ist es dann auch z. B. unsicher, ob die von *Vogt* behauptete Anreicherung mit Phosphorsäure in der Grenzzone auf eine an Ort und Stelle stattgefundene Differentiation oder auf eine so zu sagen mechanische Anreicherung mit Apatit als aus grösserer Tiefe mitgerissenem Bestandtheil zu beziehen ist etc. etc.[2]

Wie bedenklich es ist, aus einem derartigen Beispiel, wie den Glimmersyenitporphyrgängen von Huk-Nakholmen etc. specielle Schlussfolgerungen ohne weiteres zu verallgemeinern, zeigt auch der Vergleich mit den berühmten, schon längst bekannten Gängen von Trusenthal und anderen Stellen im nördlichen Theil des Thüringer Waldes.[3] Bei diesen Gängen, welche

[1] Siehe hierüber *Vogt's* Beweisführung l. c.

[2] Cfr. die Analysen von dem Stop Island dyke und dem White-fish bay dyke weiter unten

[3] Siehe über diese Gänge namentlich *Pringsheim* in Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. B. 32 (1880) S. 111, *Weiss* ibid. B. 33 (1881) S. 483 und *H. Bücking* in Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1887 (Berlin 1888) S. 131 etc.

in ihrer chemischen Zusammensetzung mit den genannten norwegischen Glimmer-Quarzorthophyrgängen ziemlich nahe verwandt sind,[1] ist der Gehalt der Eisenoxyde in der Grenzzone nur sehr wenig (wenn überhaupt), der Gehalt an CaO und MgO dagegen ausserordentlich stark angereichert (bei dem Trusenthal-Gange in der Gangmitte 4.00 bis 6.40 Fe_2O_3, 6.84 bis 3.66 FeO, 0.51 und 0.01 MnO, in der Grenzzone 4.69 Fe_2O_3, 6.07 FeO, 0.69 MnO, dagegen in der Gangmitte 3.07 und 1.87 CaO, 0.70 und 0.30 MgO, in der Grenzzone 7.61 CaO und 7.50 MgO; bei den entsprechenden norwegischen Gängen in der Gangmitte 2.04 Fe_2O_3 und FeO, 0.70 CaO, 2.75 MgO gegen in der Grenzzone 6.80 Fe_2O_3 und 4.46 FeO, 2.18 CaO, und 4.99 MgO, wobei jedoch die Carbonatbildung nicht berücksichtigt ist); eine Phosphorsäureanreicherung ist in dem Trusenthalgange *nicht* vorhanden, ebenso der Unterschied im Al_2O_3-Gehalt gering; der SiO_2-Gehalt ca. 10 Procent niedriger in der Grenzzone.[2]

Wenden wir uns nun zum Vergleich zu den unzweifelhaft an Ort und Stelle differenzirten Gängen der Umgebung von Rainy Lake, welche so trefflich von Professor *Andrew C. Lawson* beschrieben sind;[3] dies Beispiel ist besonders vortheilhaft, erstens, weil hier unbedingt eine Differenzirung in der Gangspalte selbst angenommen werden muss, zweitens auch deshalb, weil die Krystallisation gewiss so gut wie ausschliesslich an Ort und Stelle stattgefunden haben muss. Die Analysen von *F. T. Shutt* zeigen hier wieder andere Verhältnisse. In dem 150 Meter mächtigen Stop Island Gange ist in der Grenzzone der SiO_2-Gehalt (47.83 Procent) um ca. 10 Procent niedriger als in der Gangmitte (57.50 Proc.); in so fern stimmt der Stop Island Gang mit dem gewöhnlichen Verhältniss; die CaO- und MgO-Gehalte sind auch etwas, obwohl sehr wenig, angereichert (in der Gangmitte 5.62 CaO und 2.76 MgO gegen 6.72 CaO und 4.32 MgO in der Grenzzone); der Gehalt an Eisenoxyden hat eher *abgenommen* (von 5.07 in der Gangmitte bis 4.57 an der Grenze), und die Thonerde ist umgekehrt *angereichert* (von 23.44 in der Gangmitte zu 30.28) an der Grenze; der P_2O_5-Gehalt ist in beiden gleich

---

[1] Siehe die Analysen bei *Weiss* l. c. S. 488.

[2] Die von *H. Loretz* beschriebenen Vorkommen von gemischten Gängen von «Glimmerporphyrit» und Kersantit bei Unterneubrunn im Thüringer Walde (Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanst. f. 1887; S. 100—118) scheinen nach seiner Darstellung zu der zweiten Klasse *Judd's* zu gehören und haben deshalb für den hier verfolgten Zweck keine directe Bedeutung.

[3] Siehe namentlich in American Geologist, B. 7, S. 153 ff. (1891); auch in Proc. Can. Inst. 1887, Ser. 3, B. 5, S. 173 und Ann. Report of the Geol. & Nat. Hist. Surv. of Canada 1887—88, Part F.

und zwar sehr hoch[1] (2.02 und 2.19 Procent), der Alkaligehalt etwas grösser *in der Mitte.*

Die jetzt genannten Beispiele können vielleicht schon genügen um einen Überblick zu gewinnen. Wir sehen bei einer Revision dieser analytischen Zahlen, dass für Bestandtheile, welche an die gewöhnlich zuerst ausgeschiedenen Mineralien gebunden sind, z. B. die Phosphorsäure, welche ja nur im Apatit vorhanden ist, keine allgemeine Regel von einer Anreicherung in der Grenzzone sich aufstellen lässt; bisweilen ist mehr (Vækkerö), bisweilen weniger (Stop Island) als in der Gangmitte vorhanden. Es würde dies Verhältniss vielleicht am einfachsten dadurch zu erklären sein, dass von dem Apatit der Ganggesteine jedenfalls häufig schon ein grösserer Theil nicht an Ort und Stelle ausgeschieden, sondern als schon gebildete Krystalle aus grösserer Tiefe mechanisch mitgebracht und dabei ungleichmässig in der Gangmasse vertheilt sei.

Was nun *die Eisenoxyde* betrifft, so finden wir bald eine Anreicherung, bald nicht; die Anreicherung entspricht in sauren CaO- und MgO-armen, Na_2O-reichen Ganggesteinen, wie der Grorudit von Grussletten und der Gang von Frön, einem grösseren Aegirin-Gehalt, in den mittelsauren CaO- und MgO-reicheren Syenitporphyrgängen von dem Huk-Nakholmen-Typus im Kristianiagebiet oder von dem Trusenthal-Typus in Thüringen wesentlich einem grösseren Gehalt an Magnetit oder CaO-MgO-Eisensilikaten in der Grenzzone. Es ist in dieser Beziehung sehr lehrreich zu bemerken, dass bei der Anreicherung wesentlich mit Magnetit (und Biotit), wie ich zuerst in den genannten norwegischen Gängen nachgewiesen hatte, die Anreicherung der Eisenoxyde eine sehr bedeutende, die begleitende Anreicherung von CaO und MgO relativ mehr zurücktretend gewesen ist; wo dagegen die Anreicherung der Eisenoxyde nicht als Magnetit, sondern wesentlich in Pyroxenmineralien etc., wie bei den thüringischen Gängen vorhanden ist, ist dieselbe *von einer noch bei weitem grösseren Anreicherung mit MgO und CaO begleitet.* Es ist also das Resultat der Differentiation im Magma dasselbe, als ob im einen Falle Magnetit, im anderen Pyroxen nach der Grenzfläche hin diffundirt gewesen wären; nun kann diese Anreicherung nicht auf eine Wanderung von schon auskrystallisirten Magnetit- respective Pyroxen-Individuen bezogen werden, es scheint darum berechtigt, zu schliessen, dass aller Wahrscheinlichkeit nach in einem Falle flüssige Magnetitmoleküle, im anderen flüssige Pyroxenmoleküle nach der Grenzfläche hin

[1] In dem White-fish bay dyke ist der Apatitgehalt in der Gangmitte sogar viel grösser (1.16 P_2O_5 in der Gangmitte, 0.34 P_2O_5 an der Grenze).

diffundirt sind, was mit der Erfahrung von den sauren Gängen stimmt. In dem äusserst thonerdereichen Stop Island Gang ist sogar eine Abnahme der Eisenoxyde in der Grenzzone; dies entspricht der Erfahrung, dass in sehr thonerdereichen Gesteinen häufig die Eisenmineralien später ausgeschieden sind.

Auch die Betrachtung der Verhältnisse der *Thonerde* führt auf ähnliche Schlüsse; bei den besprochenen sauren Gängen ist der Al_2O_3-Gehalt in Gangmitte und Ganggrenze ungefähr derselbe; bei den mittelsauren Syenitporphyrgängen finden wir entsprechend dem Plagioklasgehalte (CaO-Gehalte) und dem Fehlen des Orthoklas (Abnahme des K_2O)-Gehaltes in der Grenzzone eine zwar nicht sehr bedeutende, aber doch distinkte Zunahme der Thonerde in der Grenzzone. Wieder eine Correlation zwischen Al_2O_3 und CaO einerseits, Al_2O_3 und Na_2O sowie K_2O andererseits, entsprechend den Proportionen in den Feldspäthen. Das Resultat der Diffusion, wie es in dem fertigen Gestein vorliegt, ist, als wären flüssige Moleküle von Orthoklas nach der Gangmitte hin, von Plagioklas nach der Grenzzone hin diffundirt.

Wir sehen also, dass der Vergleich der Verhältnisse bei den zuerst erwähnten sauren Gängen mit ihren mit Aegirin angereicherten Grenzzonen, und bei anderen weniger sauren Vorkommen von gemischten Gängen die Annahme wahrscheinlicher macht, dass die bei den ersteren stattgefundene Differentiation des Gangmagmas eher durch eine Diffusion nach der Abkühlungsfläche von flüssigen Aegirinmolekülen, als von Molekülen der Eisenoxyde zu erklären ist. Eben die bei den mittelsauren Gängen nachgewiesene *Correlation* zwischen den verschiedenen nach der Grenzfläche hin oder von der Grenzfläche weg diffundirten chemischen Bestandtheilen, in Proportionen, welche ihren Verhältnissen in den nachträglich auskrystallisirten Gangmineralien selbst entsprechen, ist in dieser Beziehung von sehr entscheidender Bedeutung und überhaupt für die Lösung der Fragen der magmatischen Differentiationsvorgänge eine grundlegende Thatsache. [1]

Nicht weniger wichtig ist die bei dem Vergleich abgeleitete Erfahrung, dass die zwischen Gangmitte und Grenzzone gemischter Gänge stattgefundene Diffusion bei verschiedenartig zusammengesetzten sauren und basischen Gängen im Allgemeinen verschieden gewesen ist.

---

[1] Es giebt diese Beobachtungsreihe, näher besehen, ja nur einen anderen Ausdruck für die Gesetzmässigkeit der chemischen Zusammensetzung der Eruptivgesteine überhaupt (cfr. *Rosenbusch's* «Kerne»).

Die kürzlich angedeuteten Unterschiede in dieser Beziehung entsprechen offenbar dem verschiedenartigen Verlauf der Krystallisationsfolge bei ungleich zusammengesetzten Gesteinen; es ist dann schliesslich natürlich die Schlussfolgerung zu ziehen, *dass eben die Krystallisationsfolge selbst maassgebend gewesen ist* für die zu jeder Zeit unter den gegebenen Bedingungen im Magma nach der Abkühlungsfläche und hinweg von derselben stattgefundene Diffusion (Differentiation), wie ich schon längst auch in früheren Abhandlungen angedeutet habe. Diese Schlussfolgerung hatte ich zum wesentlichen Theil schon aus den geologischen und petrographischen Beobachtungen gezogen, — allerdings gestützt auf das zusammengebrachte Material von chemischen Analysen; und ich meine, die Lösung der hier auftauchenden Fragen muss in erster Linie auf geologischem Boden gesucht werden; die Speculationen über die nähere physikalische Erklärung dürften vorläufig wohl noch auf etwas unsicherem Grund fussen. Ich habe sie bis jetzt auch gern anderen überlassen.

Kehren wir nach dieser Digression zu der uns hier speciell beschäftigenden Frage zurück, ob die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie als aschiste oder als diaschiste Gänge aufgefasst werden sollen.

Das Gestein von Tjose-Åklungen[1] (175.07 Kilom. von Kristiania) bildet ein Übergangsgestein zwischen Sölvsbergiten und Tinguaiten. Nach seinem geologischen Auftreten als Gang in Laurvikit zu schliessen, dürfte es einer etwas jüngeren Hauptmasse als den Laurvikiten selbst entsprechen; es ist der gewöhnlichen Erfahrung im Kristianiagebiet gemäss auch etwas saurer als diese.

Ziemlich basische Nordmarkite finden sich nun auf der östlichen Seite des Farrisvand; vielleicht steht seine Masse mit diesen in Verbindung. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins von Tjose liegt dem SiO_2-Gehalt nach ungefähr in der Mitte zwischen einem gewöhnlichen Laurvikit (in Mittel ca. 57 SiO_2) und einem basischen Nordmarkit. Zum Vergleich sollen die Analysen des Laurvikits von Byskoven bei Laurvik (nach *A. Merian*, Neues Jahrb. f. Min. 1884, B. B. 3, S. 252—313) nur wenige Kilometer von unserem Gang, und des Nordmarkits von Aueröd (nach *G. Forsberg*, Zeitschr. f. Kryst. B. 16 I, S. 54), ziemlich genau mit dem entsprechenden Gestein östlich vom Farris übereinstimmend, angeführt werden; wie oben geschah, sind auch hier die Oxyde von Fe und Mn als Fe_2O_3 zusammengefasst:

[1] Siehe oben S. 99 ff.

	Sölvsbergit; Tjose-Åklungen	Laurvikit; Byskoven	Nordmarkit; Aueröd
SiO_2	58.90	58.88	60.45
TiO_2 & ZrO_2	0.40	—	—
Al_2O_3	17.70	20.30	20.14
Fe_2O_3	7.22	6.53	3.80
MgO	0.54	0.79	1.27
CaO	1.05	3.03	1.68
Na_2O	7.39	5.73	7.23
K_2O	5.59	4.50	5.12
H_2O (Glühverlust) . .	1.90	1.01	0.71
P_2O_5	Spur	0.54	—

Auch in diesem Falle finden wir also, wie bei den Groruditen und den quarzführenden Sölvsbergiten, dass der Al_2O_3-Gehalt geringer, der Gehalt der Eisen(& Mangan)-Oxyde grösser als bei den am nächsten entsprechenden lakkolithischen Gesteinen ist. Auch hier müssen wir also mit Recht das betreffende Ganggestein als ein wenn auch wenig abweichendes Differentiationsprodukt, so doch als ein diaschistes Ganggestein ansehen. Entsprechende eisenärmere helle complementäre Gesteine sind mir hier nicht näher bekannt.[1]

Es verdient auch bemerkt zu werden, dass im Vergleich mit dem durchsetzten Laurvikit die Zusammensetzung des Sölvsbergit-Tinguaits von Tjose-Åklungen reicher an Alkalien, ärmer an Kalk ist.

Es sind jetzt nur noch die *Tinguaite* übrig. Von diesen finden sich aus norwegischen Vorkommen zu wenige Analysen, um sichere Schlüsse ziehen zu können. Doch scheint auch hier der Vergleich der Analyse des Tinguaits von Hedrum mit den vorliegenden Analysen der verschiedenen Nephelinsyenite der Strecke zwischen dem Lougenthal und dem Langesundsfjord zu zeigen, dass das Tinguaitmagma wahrscheinlich entstanden ist durch eine Differentiation analog mit derjenigen der übrigen Glieder der Grorudit-Tinguait-Serie, also durch eine geringe Anreicherung mit Eisenoxyden (eine Abnahme des Thonerdegehaltes und CaO-MgO-Gehaltes?).

Eine Bestätigung dieser Auffassung liefert auch das oben erwähnte Vorkommen des Glimmertinguaits von Lyseböfjord. Zusammen mit dem

[1] Dagegen kommen in der unmittelbaren Nähe dieses Ganges mehrere Gänge von eisenreicheren, dunklen sehr eigenthümlichen Ganggesteinen der Camptonitreihe vor, welche aller Wahrscheinlichkeit nach complementäre Gesteine sind. Ich werde die Beschreibung dieser Gesteinstypen einer späteren Gelegenheit vorbehalten.

Gang dieses Gesteins kommt nämlich gerade in der Nähe ein schneeweisser Gang eines recht interessanten *Syenitaplites* vor, welcher hiermit kurz erwähnt werden soll.

Die Structur des Gesteins ist allotriomorph körnig, mittlere Korngrösse $^1/_2$ bis 1 mm.; der vorherrschende Bestandthetl ist Feldspath (Orthoklas-Mikroperthit), welches wohl wenigstens 95 Procent ausmacht; daneben ganz untergeordnet kleine, öfters durch Resorbtion gerundete Körnchen eines in Dünnschliff hell bläulichgrünen Diopsids, kleine Kryställchen von Titanit und Nädelchen von Apatit. Keine Spur von Nephelin, Hornblende, Biotit und Eisenerzen. Folgende Figur giebt eine Vorstellung über die Structur dieses Gesteins.

Fig. 16.



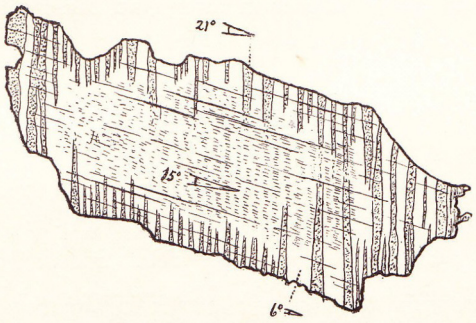
Syenitaplit von Lyseböfjord.
Die kleinen Körnchen mit dicken Conturstrichen ohne Streifung *(T)* sind Titanit, diejenigen mit Streifung Pyroxen *(P)*; die Hauptmasse der Körner, mit dünnen Conturstrichen, sind Feldspathkörner. $^{15}/_1$.

Anhangsweise verdienen auch die Eigenthümlichkeiten des Feldspathes dieses Syenitaplites besonders erwähnt zu werden. Die meisten Körner besitzen nämlich einen Kern von Natronorthoklas (Kryptoperthit) und eine Randzone von Mikroperthit mit abwechselnden Lamellen von Albit und Orthoklas, in Schnitten ungefähr nach $\{010\}$ wie gewöhnlich fingerförmig durch einander greifend. Einen solchen Schnitt stellt Fig. 17 in starker Vergrösserung ($^{50}/_1$) dar.

Bei diesem und anderen Schnitten des betreffenden Feldspaths besonders bemerkenswerth ist der Umstand, dass der Kern ganz unmerklich in die Randlamellen übergeht, indem der Auslöschungswinkel,

ca. 14° bis 15°, der inneren Kerntheile ganz allmählich in die grösseren oder kleineren Auslöschungswinkel der Randlamellen übergeht. Es scheint dies nur dadurch erklärt werden zu können, dass die Übergangspartien mit dazwischenliegenden Auslöschungswinkeln selbst aus submikroskopischen abwechselnden Lamellen von Orthoklas und Albit in nach und nach sich zum reinen Orthoklas oder zum reinen Albit ändernden Proportionen bestehen müssen; dann muss aber auch der Kern selbst ein lamellirter Feldspath, ein Kryptoperthit sein. Ich werde eine Reihe ähnlicher Verhältnisse gelegentlich der Feldspäthe der Nephelinsyenite des Lougenthales bei einer späteren Gelegenheit besprechen.

Fig. 17.



Schnitt von Feldspath aus Syenitaplit, Lyseböfjord, ungefähr nach {010}; der Kern von Kryptoperthit fein gestrichelt, die Randlamellen von Orthoklas weiss, von Albit punktirt.

Die chemische Zusammensetzung dieses Syenitaplites konnte wegen fehlenden Materials nicht ermittelt werden; indirect habe ich dieselbe zu bestimmen versucht. Der Feldspath liess sich nach Auslöschungswinkeln der Kerntheile von Kryptoperthit in Schnitten nach {010} und nach Schätzung des Verhältnisses zwischen Albit und Orthoklas in den Mikroperthit-Theilen[1] als wahrscheinlich eine Mischung 2 Or + 3 Ab (die gewöhnliche Mischung in den norwegischen Augitsyeniten)[1] auffassen. Der Diopsid zeigte grosse Auslöschungswinkel, ca. 45°; darnach und nach seiner Farbe dürfte er ungefähr die Zusammensetzung des dunklen Nordmark-Diopsids haben. Rechnet man nun nach Schätzung 96 Procent Feldspath, 3 Procent Diopsid, 1/2 Procent Titanit, 1/4 Procent Apatit, so erhält man die berechnete Zusammensetzung:

SiO_2 66.13; TiO_2 0.21; Al_2O_3 18.33; FeO 0.58; MgO 0.23; CaO 1.05; Na_2O 6.64; K_2O 6.72; P_2O_5 0.11.

[1] Siehe hierüber Zeitschr. f. Kryst. B. 16 II, S. 528—530.

Diese berechnete Zusammensetzung dürfte sich doch etwas von der wahren entfernen; es ist nämlich wohl wahrscheinlich, dass der Feldspath eine geringe Einmischung des Anorthitsilikats enthält, wodurch also der SiO_2 (und Na_2O)-Gehalt etwas niedriger, der CaO- und Al_2O_3-Gehalt etwas höher sein würde. Wahrscheinlich muss der SiO_2-Gehalt um 60 bis 64, der Al_2O_3-Gehalt um 19 bis 20, der CaO-Gehalt um vielleicht 2.5 bis 3 Procent betragen *und der Gehalt an Eisenoxyden jedenfalls äusserst gering sein.*

Wir hätten dann hier wieder ein Beispiel für die aus dem Obigen durchgehends hervorgehende Erfahrung, dass bei der Differentiation der Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie, zusammen mit diesen, *eisenarme* (theils aplitisch, theils trachytisch struirte) Gesteine sich gebildet haben, welche als complementäre Glieder in ihrer Nachbarschaft auftreten.

Aus der ganzen obigen Darstellung geht also mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor, *dass die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie nicht aschiste, sondern diaschiste Ganggesteine sind.* Sie stammen aus Muttermagmen, welche theils die grossen Masseneruptionen der Laurvikite, Laurdalite, Nordmarkite und Natrongranite, theils auch — bei Spaltung — die uns beschäftigenden Ganggesteine und ihre complementären Begleiter geliefert haben. *Bei der jedesmaligen Differentiation ist* (jedenfalls bei den sauren und mittelsauren Gliedern) *der Gehalt an Eisenoxyden angereichert, der Gehalt an Thonerde abgenommen* in den Gangmagmen, aus welchen die Gesteine unserer Serie erstarrt sind; die begleitenden complementären Gänge stammen aus umgekehrt eisenärmeren (gewöhnlich auch thonerdereicheren) Spaltungs-Magmen. *Der Verlauf des Differentiationsprocesses scheint somit der Hauptsache nach durch die ganze Serie auf analoge Weise stattgefunden zu haben.*

In welchem Niveau diese Differentiation, welche die Ganggesteine der Grorudit-Tinguait-Serie mit ihren complementären Begleitern geliefert hat, verlief, ob in lakkolithischem Niveau oder schon etwas tiefer, lässt sich wohl im vorliegenden Fall schwierig entscheiden. Da jedoch eine entsprechende Differentiation längs der Grenzfläche der unseren Ganggesteinen entsprechenden Lakkolithe (der Natrongranite, der Nordmarkite etc.) *nicht* stattgefunden hat oder jedenfalls bis jetzt nicht nachgewiesen ist — ausser dem oben S. 136—142 erwähnten Beispiel kenne ich keinen sicheren Fall von Grorudit oder Sölvsbergit als *Grenzfacies* im

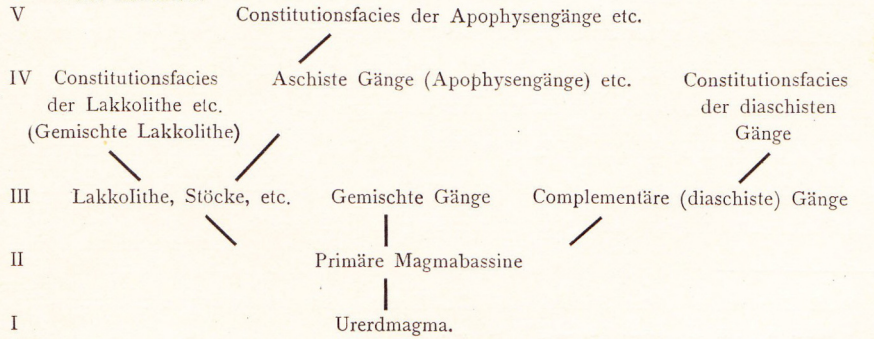
Kristianiagebiet — so scheint dies bestimmt dafür zu sprechen, dass die Spaltung des Natrongranitmagmas in Grorudit und Aplit, des Nordmarkitmagmas in Sölvsbergit und Lindöit etc. *nicht* erst da zu Stande kam, als die betreffenden Magmen schon in das eigentliche lakkolithische Niveau selbst hinaufgepresst waren. Zu einer ähnlichen Schlussfolgerung führte mich auch früher die Untersuchung der stattgefundenen Differentiationsprocesse der basischen Gesteinsmagmen auf Gran. Auch hier musste einerseits eine *tiefmagmatische Spaltung* (welche die Theilmagmen der complementären Gänge geliefert haben muss) und andererseits eine *lakkolithische Spaltung*, (durch welche die verschiedenen Constitutionsfaciesbildungen der Lakkolithe längs ihrer Grenzfläche entstanden) unterschieden werden. Es wurde dies hier dadurch wahrscheinlich gemacht, dass nicht nur in mineralogischer und structureller Beziehung, sondern auch in Bezug auf die *chemische* Mischung die Grenzfaciesbildungen der Stöcke und Lakkolithe der Olivingabbrodiabase anders zusammengesetzte Gesteine aufweisen, als die entsprechenden Gänge (Camptonite und Bostonite).[1] Dies gilt auch im vorliegenden Falle.

Wenn ich hier den Ausdruck tiefmagmatische Differentiation im Gegensatz zu lakkolithischer Differentiation gebraucht habe, darf dies nicht missverstanden werden; es darf nämlich nicht vergessen werden, dass die grossen Magmenmassen, welche die Lakkolithe der Natrongranite, der Nordmarkite etc. geliefert haben, nach meiner Auffassung *auch selbst Differentiationsprodukte sind*, aber muthmasslich aus einer Spaltung in tieferem Niveau, als dasjenige, in welchem die Abspaltung der Gangmagmen stattgefunden haben muss, nämlich im Hauptmagmabassin des ganzen Kristianiagebietes. Das Niveau der Abspaltung der Gangmagmen muss im Vergleich mit diesem primären Spaltungsniveau wohl demjenigen der Lakkolithe selbst nahe gelegen haben.[2]

---

[1] Siehe «The eruptive rocks of Gran», l. c. S. 31 ff.

[2] Wir könnten somit die Reihenfolge der Spaltungsprocesse schematisch in folgender Weise andeuten:



Die eben auseinandergesetzten Betrachtungen, welche auf ziemlich guter Grundlage von Thatsachen fussen, stehen im besten Einklang mit der von *Rosenbusch* begründeten Abtrennung der Ganggesteine als einer besonderer Gesteinsklasse; jedenfalls gilt dies von der grossen Masse von Ganggesteinen, welche nicht als aschiste Apophysengänge der Lakkolithe aufgefasst werden können, sondern eine selbständige Abspaltungsstufe repräsentiren. Diese Ganggesteine der typischen *diaschisten* Gänge verdienen gewiss eine Sonderstellung im Systeme, und es wäre entschieden unrichtig, dieselben unter Namen, die sonst in ganz anderem Sinne gebraucht werden, zu verstecken. Ich gebe *Rosenbusch* völlig Recht in seinen scharfen Worten, wenn er sagt: «Für wen die Gesteine Mineralaggregate sind, der kann das vielleicht thun; Jemand, dem die Eruptivgesteine Magmen in einer bestimmten geologischen Gestaltung und davon abhängigen Structur sind, kann das nie und nimmer, wenn er sie *wirklich* kennt». [1]

Es ist in dieser Verbindung sehr bemerkenswerth, dass die uns hier vorliegenden diaschisten Ganggesteine, so viel bis jetzt bekannt, an keiner Stelle im Kristianiagebiet als Grenzfaciesbildungen der entsprechenden lakkolithischen Gesteine auftreten. Dies ist um so mehr auffällig, weil Spaltungsvorgänge längs der Grenzfläche der Lakkolithe keineswegs gefehlt haben; diese Spaltung hat aber andere Produkte geliefert, nicht nur mit abweichender Structur und Mineralienzusammensetzung der bei der Erstarrung gebildeten Gesteine, sondern auch mit abweichender chemischer Mischung. So zeigten z. B. die Nordmarkite häufig eine Grenzfacies von Glimmersyenitporphyr, welche bisweilen ganz oder ziemlich entsprechend auch als Gänge auftritt; diese Facies ist sicher nicht ausschliesslich eine Structurfacies, es finden sich auch chemische Differenzen in der Zusammensetzung derselben, verglichen mit derjenigen des zugehörigen Hauptgesteins, Differenzen, die zwar oft gering, aber dennoch deutlich nachweisbar sind, und gewiss auf einer Differentiation während der Abkühlung beruhen. Die Apophysengänge, welche dieser Grenzfacies entsprechen, sind also eigentlich, streng genommen, Apophysen *der Grenzfacies*, Injectionen einer schon etwas differenzirten Grenzschicht des lakkolithischen Magmas.

Andererseits finden sich gewiss auch Gänge, welche chemisch sehr genau die Hauptmischung der entsprechenden Lakkolithe repräsentiren, also nur structurell (und oft mineralogisch) abweichend sind, in Folge

---

1 *H. Rosenbusch:* «Über Structur und Classification der Eruptivgesteine»; Tschermak's mitr. & petr. Mitth. B. 12, S. 387 (1892).

anderer Bedingungen bei der Erstarrung; diese Gänge sind die eigentlichen aschisten Gänge. Als Beispiele derartiger Gänge können aus dem Kristianiagebiet z. B. die typischen Rhombenporphyrgänge angeführt werden. [1]

Die eigentlichen aschisten Gänge nehmen somit, streng genommen, eine andere Stellung ein, als die differenzirten Apophysengänge, und beide sollten am besten in der systematischen Anordnung wieder von den eigentlichen diaschisten Gänge abgetrennt werden. Sie sind alle hypabyssische Gesteine und können auch alle ganz gut als *Ganggesteine* — nominatio fit a potiori! — bezeichnet werden; *aber es sind doch eigentlich eben die Gesteine der letzten Gruppe, die diaschisten Ganggesteine, welche in erster Linie auf eine mehr markirte Sonderstellung im System Anspruch haben können.* Sie sind es, welche durch das nähere Studium ihrer Verhältnisse, verglichen mit den Beobachtungen an den nahe verwandten differenzirten Apophysengängen und Grenzfaciesbildungen, nach und nach sichere Auskunft über die Gesetze der Differentiation geben können, und dadurch, wie *Rosenbusch* prophezeit hat, «in nicht ferner Zukunft zu Eck- und Grundsteinen des Baues der petrographischen Systematik werden». [2]

Was die Einzelvorgänge bei der Differentiation der den Ganggesteinen der Grorudit-Tinguait-Serie entsprechenden Lakkolithmagmen betrifft, so beweist der Vergleich der Analysen, wie oben dargestellt, dass in jedem einzelnen Falle eine Anreicherung der gesammten Fe- & Mn-Menge, vielleicht am häufigsten begleitet von einer z. Th. wohl ziemlich entsprechenden Abnahme von Al, die Abspaltung des Gangmagmas unserer Serie charakterisirt hat.

Da der Alkaligehalt in den Ganggesteinen kaum wesentlich verschieden von demjenigen der entsprechenden Lakkolithgesteine ist (cfr. namentlich die Analysen S. 128 und S. 129), so scheint die Annahme wohl nicht unberechtigt, dass die Differentiation, wie gewöhnlich, der Krystallisationsfolge entsprochen habe, indem nach der Abkühlungsfläche hin eine Diffusion einer eisenreichen Molekularverbindung stattgefunden haben dürfte, während gleichzeitig umgekehrt in demselben Maasse eine saurere (wahrscheinlich eine Na-Al-?) Verbindung von der Abkühlungsfläche hinweg diffundirt haben müsste. Eine derartige Annahme würde

[1] Auch die Rhombenporphyre der Decken sind wohl kaum chemisch verschieden; auch mineralogisch zum Theil nicht, nur ist die Structur der Grundmasse häufig feinkörniger. Obwohl die deckenförmigen Rhombenporphyre u. d. M. leicht von den meisten gangförmigen unterschieden werden können, ist hier doch wohl kein *wesentlicher* Unterschied vorhanden.

[2] L. c. S. 387.

gut mit der allgemeinen Erfahrung stimmen, dass in diesen Gesteinen (jedenfalls bei den sauren und mittelsauren Gliedern) der Aegirin zum grössten Theil früher als die Feldspäte auskrystallisirt ist. Eine Stütze dieser Annahme würde es sein, wenn sich zusammen mit den Gliedern dieser Serie complementäre Gesteine mit geringerem Eisengehalt und grösserem Al_2O_3-Gehalt vorfänden; dies ist in der That jedenfalls theilweise der Fall, was die oben erwähnten Beispiele des Zusammenvorkommens von Lindöiten und Sölvsbergiten auf Gran, des Glimmertinguaits und des quarzfreien Syenitaplites am Lyseböfjord beweisen. Eine weitere Stütze würde es sein, wenn nachgewiesen werden könnte, dass die (grösstentheils basischeren) Gesteine der vorliegenden Serie *älter* als die entsprechenden complementären Ganggesteine, also von diesen durchsetzt sind, wie ich in einem analogen Beispiel das Altersverhältniss zwischen den Camptoniten und den Bostoniten auf Gran vorgefunden habe; diese Bestätigung der theoretischen Annahme kann ich in vorliegendem Falle nicht liefern, indem ich keinen einzigen Gang von Gesteinen dieser Serie von anderen Gängen durchsetzt beobachtet habe.

Eine weitere Stütze für die dargelegte Auffassung müssen wir aber offenbar in den oben (Seite 56—61 und 135—148) mitgetheilten Beobachtungen über das Verhältniss zwischen Gangmitte und Grenzzone bei dem Grorudit von Grussletten, Grorud, und dem Frön-Gange finden können.

Dass sowohl bei dem Gang von Grussletten als bei dem Gang von Frön eine Differentiation des Magmas in der Gangspalte vor der Krystallisation stattgefunden haben muss, können wir als unzweifelhaft ansehen.

Nun muss diese Differentiation aber wieder eben den Verlauf gehabt haben, welchen wir für die Abspaltung des Groruditmagmas selbst aus dem entsprechenden Hauptmagma annehmen mussten.

Wir finden mit anderen Worten, dass die Abspaltung der Gangmagmen der Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie aus den ihnen entsprechenden Hauptmagmen, und die Abspaltung der Grenzschicht in einem Gangmagma von Groruditen und verwandten Gesteinen auf analoge Weise verlaufen sein muss.

Es liegt dann sehr nähe, zu schliessen, dass die Schlussfolgerungen aus dem Studium der Differentiation innerhalb des Magmas des einzelnen Ganges bis zu einem gewissen Grade auch auf die Differentiationsprocesse der grösseren Massen übertragen werden dürfen. Die letzte und wichtigste Schlussfolgerung ist dann, wie mir scheint, dass schliesslich auch die Eruptionsfolge der einzelnen Hauptmassive im Kristianiagebiete

auf in analoger Weise stattgefundene Differentiation zurückgeführt werden muss. Diese interessante Frage über den *Parallelismus der Differentiation im Magmabassin* bei der Abspaltung der einzelnen Hauptmagmen, *in höherem Niveau* bei der Abspaltung der diaschisten Gangmagmen, und schliesslich *längs der Grenzfläche der Lakkolithe und der Gänge* beim Abspalten der Grenzmagmen bedarf einer besonderen ausführlichen Besprechung für sich und muss am besten auch durch andere Beispiele erläutert werden; es scheint mir deshalb vortheilhafter, die Bearbeitung dieser interessanten Frage für eine spätere Abhandlung aufzusparen.

Übrigens sind die Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung der Gesteine der uns vorliegenden Serie, verglichen mit den entsprechenden lakkolithischen Gesteinen, im grossen Ganzen so gering, dass es in der That nur durch ein ziemlich bedeutendes Material von Analysen überhaupt möglich gewesen ist, mit Sicherheit festzustellen, dass die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie wirklich diaschiste Ganggesteine, nicht aschiste Apophysengänge sind. Es ist in so fern das vorgelegte Beispiel einer Gesteinsserie nicht ohne Interesse für die richtige Schätzung der Bedeutung einer ziemlich eng gezogenen chemischen Charakteristik der Gesteine. Selbst hervorragende Petrographen neuerer Zeit haben diese chemische Seite ihrer Wissenschaft nur allzu sehr vernachlässigt oder wenigstens nicht gebührend gewürdigt. Es ist aber meine Überzeugung, dass die Bedeutung der nöthigen Anzahl genauer chemischer Analysen für die künftige Entwickelung der Petrographie als einer geologischen Wissenschaft nicht hoch genug geschätzt werden kann; die letzten Jahre haben glücklicher Weise auch in dieser Beziehung unserem Wissen eine erfreuliche Bereicherung gebracht.

Einige weitere Bemerkungen über gewisse chemische Eigenthümlichkeiten unserer Gänge, welche auch auf die ursprüngliche Abspaltung derselben aus ihnen entsprechenden lakkolithischen Magmen zurückgeführt werden müssen, finden sich weiter unten.

In der ganzen obenstehenden Darstellung habe ich ohne weiteres eine allgemeine Anerkennung der Lehre von der Differentiation (Spaltung) vorausgesetzt und hatte es für überflüssig gehalten, zuerst die Berechtigung dieser Lehre überhaupt näher zu besprechen.

Nachdem die ganze vorliegende Arbeit schon im Manuscript fertig vorlag, sehe ich aber aus mehreren mir zugesandten Abhandlungen, dass die von einer Reihe der hervorragendsten Petrographen näher begründete Theorie von der magmatischen Differentiation noch gar nicht allgemein anerkannt ist. So hat z. B. Professor *Johnston-Lavis* in Neapel auf Grund seiner umfangreichen Studien über die Somma-Blöcke behauptet,

dass die Zusammensetzung der verschiedenen Eruptivgesteine eines Eruptivgebietes und also namentlich auch des Kristianiagebietes nicht durch die Annahme einer stattgefundenen Differentiation zu erklären sei; er meint dagegen, dass die von den Eruptivmagmen durchsetzten sedimentären Gesteine einen Theil ihrer Bestandtheile an die durchsetzenden Magmen abgegeben und dadurch ihre Mischung wesentlich verändert haben sollten. [1]

Diese «*osmotische* Hypothese», wie sie *Johnston-Lavis* nennt, sowie die Zweifel, die Professor *Sollas* in seiner interessanten Abhandlung über die Relation zwischen den Graniten und Gabbrogesteinen von Barnavave, Carlingford, Irland [2] gegen die Erklärung der genetischen Relationen der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes durch Differentiation ausgesprochen hat, werde ich in meiner Arbeit über die basischen Eruptivgesteine von Gran näher discutiren. Es ist dieser Aufschub deshalb nothwendig, weil ich sonst eine Anzahl der Beobachtungen von Gran schon hier vorlegen müsste, was gänzlich ausserhalb des Rahmens dieser Abhandlung liegen würde.

Ich muss mich hier mit der blossen Behauptung begnügen, dass sich für die Hypothese von *Johnston-Lavis*, näher besehen, aus den Verhältnissen auf Gran und im Kristianiagebiet überhaupt gar keine Stütze finden lässt. Ich will jedoch nicht unterlassen, diese Behauptung noch weiter dahin zu schärfen, dass ich die Überzeugung nähre, Professor *Johnston-Lavis* würde kaum seine «osmotische Hypothese» publicirt haben, wenn er dazu Gelegenheit gehabt hätte, die Contactmetamorphose im Kristianiagebiet selbst zu studiren.

---

[1] «The cause of the variation in the composition of igneous rocks»; Nat. Science, Vol. IV, Febr. 1894 und «The basic eruptive rocks of Gran and their interpretation. A criticism»; Geol. Mag. Vol. I, Dec., IV, S. 252.

[2] Trans. of the Roy. Irish Akad. Vol. XXX, Part 12, 1894.

Nähere Characteristik der Gesteinsserie der Grorudite, Sölvsbergite und Tinguaite.

Wie in Vorstehendem näher erörtert wurde, entsprechen die *Grorudite* den *Natrongraniten* des Kristianiagebietes. Ebenso entschieden sind die quarzführenden *Sölvsbergite* mit den *Natronsyeniten*, den Nordmarkiten des Kristianiagebietes am engsten verbunden.

Es ist ferner nach dem mikroskopischen Befund höchst wahrscheinlich, dass die Grorudite und die Sölvsbergite *durch alle Übergänge mit einander verbunden sind*, ganz analog mit dem Verhältniss zwischen den Natrongraniten und den Nordmarkiten, obwohl es gewiss auffallend ist, dass die meisten Groruditvorkommen saure Gesteine sind, während Übergangsglieder relativ seltener vorzukommen scheinen. Für alle diese Gesteine wesentlich ist die Mineralcombination Kalifeldspath- und Natronfeldspath-Silikat mit einem Natrium-Eisen-Silikat (gewöhnlich Aegirin, bisweilen aber auch ein Hornblendemineral: Katoforit, Arfvedsonit oder Riebeckit) mit grösserem (Grorudit) oder kleinerem (Sölvsbergit) Quarzgehalt. Chemisch ist die Verwandtschaft bei gleichbleibendem sehr niedrigem CaO- und MgO-Gehalt ausgedrückt in den beträchtlichen Gehalten an Eisenoxyden und Alkalien (Na_2O vorherrschend), welche etztere ebenso wie der Thonerdegehalt bei abnehmendem SiO_2-Gehalt regelmässig zunehmen.

Die Sölvsbergite sind bei den meisten Vorkommen quarzführende Gesteine. An der Westseite vom grossen See Farrisvand, sowie auch im Lougenthal finden sich aber, wie oben erwähnt wurde, Gesteine, welche ihrer Zusammensetzung nach mit den Sölvsbergiten vereinigt werden müssen und welche quarzfrei sind. Ganz entsprechend finden sich auch unter den syenitischen natronreichen Tiefengesteinen des Kristianiagebietes solche, die, ohne Nephelin zu führen, sehr quarzarm oder quarzfrei sind. Die quarzfreien Sölvsbergite am Farrissee dürften vielleicht theilweise den Laurvikiten entsprechen.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass die genannten Aegirin-reichen Ganggesteine der Gegend vom Farrissee, welche, ohne Quarz zu führen, in allen anderen Beziehungen den Sölvsbergiten ähnlich sind, durchgehends ärmer an SiO_2 sein müssen, als das analysirte Gestein vom Sölvsberge; ohne Zweifel muss diese Abnahme des SiO_2-Gehalts mit einer Zunahme des Al_2O_3- und des Alkali-Gehaltes verbunden sein, während die procentischen Gehalte von CaO und MgO kaum wesentlich verschieden sein dürften.

Bei noch weiterer Abnahme des SiO_2-Gehaltes unter sonst gleichartigen Umständen muss sich in der Gesteinszusammensetzung Nephelin einfinden. Derartige aus Kalifeldspath und Natronfeldspath (oder Kali-natronfeldspath) mit Nephelin und Aegirin bestehende Ganggesteine, *Tinguaite*, kommen, wie oben erwähnt, im Lougenthal und Hedrum, östlich vom Lougenthal vor.

Die Grorudite sind also die extremen sauren, die Sölvsbergite die mittleren und die Tinguaite die extremen basischen Glieder einer durch alle Übergänge verknüpften *Gesteinsreihe* (*Gesteinsserie*), welche mineralogisch durch die Combination Kalifeldspath und Natronfeldspath (Mikroperthit oder Kali-Natronfeldspath) mit Aegirin (oder aequivalenten Hornblenden) mit oder ohne Quarz — oder Nephelin — characterisirt ist; Plagioklas fehlt vollständig, ebenso sind Glimmermineralien und Hornblenden gewöhnlich sehr spärlich und dann die letzten meistens durch die eigenthümliche Gruppe der Katoforite vertreten. Chemisch ist die ganze Serie characterisirt durch Reichthum an Alkalien (namentlich Natron) und grosse Armuth an Magnesia und Kalk bei einem nicht ganz geringen Gehalt an Eisenoxyden.

Die folgende Zusammenstellung der Analysen der norwegischen Vertreter dieser Reihe zeigt genügend die characteristischen Züge dieser wohl abgegrenzten Gesteinsserie.

Wie aus der Tabelle ersichtlich, bestätigt sich auch hier das schon von *Rosenbusch*[1] nachgewiesene Verhältniss, dass bei alkalireichen Gesteinen der Thonerdegehalt steigt bei sinkendem Kieselsäuregehalt. Das Steigen der Gesammtmenge der Alkalien mit dem Thonerdegehalt ist aus folgender Tabelle zu sehen:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Al_2O_3.	8.73	10.60	12.21	14.00	16.30	16.40	17.70	19.89
$Na_2O + K_2O$. .	8.47	9.39	9.73	10.74	11.58	12.38	12.98	16.15

[1] *H. Rosenbusch:* Chemische Beziehungen der Eruptivgesteine. Tschermaks min. & petr. Mitth. B. 11, S. 158.

	I. Grorudit Varingskollen	II. Grorudit Grorud	III. Grorudit Kallerud	IV. Grorudit (Ganggrenze von Lindöit) Frön	V. Quarz-führender Sölvsbergit	VI. Fast Quarz-freier Sölvsbergit Lougenthal	VII. Nephelin-führender Sölvsbergit Tjose-Åklungen	VIII. Tinguait Hedrum	Mittel sämmtlicher Analysen
SiO_2	74.35	70.15	71.35	68.95	64.92	62.70	58.90	56.58	65.98
$TiO_2(+ZrO_2)$	—	0.65	0.50	0.35	Spur	0.92	0.40	—	0.35
Al_2O_3 . . .	8.37	10.60	12.21	14.00	16.30	16.40	17.70	19.89	14.43
Fe_2O_3 . . .	5.84	5.77	4.53	2.12	3.62	3.34	3.94	3.18	4.04
FeO	1.00	1.74	1.14	3.56	0.84	2.35	2.37	0.56	1.69
MnO. . . .	0.22	0.52	0.78	0.55	0.40	Spur	0.55	0.47	0.44
MgO . . .	0.07	0.35	Spur	0.07	0.22	0.79	0.54	0.13	0.27
CaO	0.45	0.72	0.22	0.23	1.20	0.95	1.05	1.10	0.74
Na_2O . . .	4.51	5.30	6.51	5.45	6.62	7.13	7.39	10.72	6.70
K_2O	3.96	4.09	3.22	5.29	4.98	5.25	5.59	5.43	4.73
H_2O	0.25	Spur	0.33	0.05	0.50	0.70	1.90	1.77	0.69
	99.38	99.89	100.89	100.62	99.60	100.10	100.33	99.83	100.06

Der Eisenoxydgehalt scheint (jedenfalls bei den Aegirin-Gesteinen) mit steigendem Thonerdegehalt zu fallen; doch ist der Unterschied gering.

Der Gesammtgehalt der Monoxyde der zweiwerthigen Elemente variirt nur innerhalb enger Grenzen und ohne nachweisbare Regelmässigkeit; derselbe erreicht die grösste Zahl, 4.51 Procent, bei dem Nephelin-führenden Übergangsgestein zwischen Sölvsbergit und Tinguait von Tjose-Åklungen, den geringsten Werth, 1.74 Procent, bei dem sauren Grorudit von Varingskollen. Die geringe Variation dieser Oxyde zeigt sich am besten aus dem Vergleich der Einzelanalysen mit dem Mittel sämmtlicher Analysen. Bei den Hornblende-reichen Gliedern ist der FeO-Gehalt relativ grösser.

Um die Proportionen der einzelnen Bestandtheile mit einander vergleichen zu können, habe ich die Quotientzahlen derselben für alle Analysen berechnet:

I. Grorudit; Varingskollen.

SiO_2	1.2392			
Al_2O_3	0.0851			0.1221
Fe_2O_3	0.0370			
FeO	0.0141	0.0189		
MnO	0.0031			
MgO	0.0017			
CaO	0.0081		1	0.1233
Na_2O	0.0731	ca. 2	9	
K_2O	0.0421		1	

$SiO_2 : R_2O_3 : (R_2O + CaO) =$ ca. 10 : 1 : 1.

II. Grorudit; Grorud.

SiO_2	1.1692			
Al_2O_3	0.1034			0.1393
Fe_2O_3	0.0359			
FeO	0.0242	0.0402		
MnO	0.0073			
MgO	0.0087			
CaO	0.0129			0.1408
Na_2O	0.0855	ca. 2		
K_2O	0.0424		1	

$SiO_2 : R_2O_3 : (R_2O + CaO) =$ ca. 8.5 : 1 : 1.

III. Grorudit; Kallerud.

SiO_2	1.1892		
Al_2O_3	0.1191		0.1477
Fe_2O_3	0.0286		
FeO	0.0161	0.0270	
MnO	0.0109		
CaO	0.0039		
Na_2O	0.1050	ca. 3	0.1431
K_2O	0.0342	1	

$SiO_2 : R_2O_3 : (R_2O + CaO) =$ ca. 8 : 1 : 1.

IV. Hornblende-Grorudit (Ganggrenze); Frön.

SiO_2	1.1492		
Al_2O_3	0.1366		0.1499
Fe_2O_3	0.0133		
FeO	0.0468		
MnO	0.0073	0.0558	
MgO	0.0017		
CaO	0.0041		
Na_2O	0.0831	ca. 3	0.1435
K_2O	0.0563	2	

$SiO_2 : R_2O_3 : (R_2O + CaO) =$ ca. 7.5 : 1 : 1.

V. Sölvsbergit; Sölvsberg.

SiO_2	1.0820			
Al_2O_3	0.1590			0.1819
Fe_2O_3	0.0229			
FeO	0.0118			
MnO	0.0055	0.0228	1	
MgO	0.0055			
CaO	0.0214		1	
Na_2O	0.1069	2	5	0.1812
K_2O	0.0529	1		

$SiO_2 : R_2O_3 : (R_2O + CaO) =$ ca. 6 : 1 : 1.

VI. Hornblende-Sölvsbergit; Lougenthal.

SiO_2	1.0450			
Al_2O_3	0.1600			0.1811
Fe_2O_3	0.0211			
FeO	0.0331	0.0528		
MgO	0.0197			
CaO	0.0169		1	
Na_2O	0.1150	2	7	0.1877
K_2O	0.0558	1		

$SiO_2 : R_2O_3 : (R_2O + CaO) =$ ca. 5.5 : 1 : 1.

Es muss bei dieser Analyse bemerkt werden, dass ein TiO_2 (& ZrO_2)-Gehalt von 0.92 Procent bei der Berechnung nicht berücksichtigt ist. Dieser Gehalt ist übrigens unzweifelhaft zu hoch und ist vielleicht soviel Fe_2O_3 und Al_2O_3 darin einbegriffen, dass sich in der Analyse das Verhältniss $R_2O : R_2O_3 = 1 : 1$ ausgleicht.

VII. Quarzfreier Sölvsbergit; Tjose-Åklungen.

SiO_2	0.9082		
Al_2O_3	0.1727		0.1973
Fe_2O_3	0.0246		
FeO	0.0346		
MnO	0.0077		
MgO	0.0135		
CaO	0.0187		
Na_2O	0.1192	2	0.1974
K_2O	0.0595	1	

$SiO_2 : R_2O_3 : (R_2O + CaO) =$ ca. 4.5 : 1 : 1.

VIII. Tinguait; Hedrum.

SiO_2	0.9430			
Al_2O_3	0.1940			0.2141
Fe_2O_3	0.0201			
FeO	0.0079	0.0189	1	
MnO	0.0065			
MgO	0.0045			
CaO	0.0191		1	
Na_2O	0.1729	3	9	0.2307
K_2O	0.0578	1		

$SiO_2 : R_2O_3 : R_2O =$ ca. 4 : 1 : 1.

Wie aus dieser Übersicht zu sehen, ist das Verhältniss der Alkalien mit der Kalkerde einerseits und der Thonerde mit dem Eisenoxyd andererseits in den Analysen I, II, III, V und VII ziemlich, zum Theil fast gleich 1 : 1; in IV und VI trifft dies weniger genau[1] zu, und in VIII ist die Übereinstimmung der gefundenen und berechneten Werthe eines derartigen Verhältnisses (auch wenn die Kalkerde hier nicht mit den Alkalien zusammengestellt wird) nur schlecht. Es muss, wie schon oben bei der Berechnung der Analyse hervorgehoben, diese schlechte Übereinstimmung aus Ungenauigkeiten der Analyse herrühren, indem wahrscheinlich der Thonerdegehalt zu niedrig ausgefallen sein muss.

Es lässt sich nicht leugnen, dass die Berechnungen der Analysen somit — in Übereinstimmung mit *Rosenbusch's* Behauptung[2] — durchgehends ein auffallend stöchiometrisches Verhältniss, gleich 1 : 1 zwischen Alkalien (und Kalkerde) einerseits und den Sesquioxyden andererseits aufweisen.

Die Analyse des Tinguaits stimmt auch auffallend gut mit seiner Annahme eines Kerns $\overset{I}{R_2}\overset{III}{R_2}Si_4O_{12}$, gemischt mit geringer Menge eines Kerns $\overset{II}{R_2}SiO_4$, indem bei derartiger Berechnung das Gestein von Hedrum besteht aus:

$$m\,[(Na_2, K_2)O.(Al, Fe)_2O_3.4SiO_2] + [CaO.(Mg, Fe, Mn)O.SiO_2],$$

wo m ungefähr gleich 12 ist.

Dass die anderen Analysen sich ähnlich berechnen lassen, nur mit steigendem Überschuss von SiO_2, ergiebt sich von selbst, sobald das Verhältniss $R_2O : R_2O_3 = 1 : 1$ ist. Daraus folgt aber natürlich nicht, dass die genannten «Kerne» wirklich als solche vorhanden gewesen sind.

Betrachten wir das Molekülarverhältniss zwischen den Alkalien Na_2O und K_2O, so finden wir dasselbe bei den verschiedenen Gesteinen der Serie auffallend regelmässig als ein sehr einfaches, nämlich in:

I	ungefähr	gleich	2 : 1
II	genau	—	2 : 1
III	—	—	3 : 1

[1] Doch innerhalb der Fehlergrenzen der Analyse, indem z. B. in VI ca. 0.20 CaO und 0.20 Na_2O weniger, in IV dieselben Mengen mehr den Unterschied ausgleichen würden.

[2] Confr. «Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine», Tschermaks min. & petr. Mitth. B. 11, 1889, S. 159—164.

IV	genau	gleich	3 : 2
V	—	—	2 : 1
VI	—	—	2 : 1
VII	—	—	2 : 1
VIII	—	—	3 : 1

Bei einem Verhältniss $Na_2O : K_2O = 2 : 1$ in I, II, V, VI und VII, resp. 3 : 1 in III und VIII und 3 : 2 in IV sollte, ausgehend von dem K_2O-Gehalt, der Na_2O-Gehalt sein:

	Berechnet	Gefunden	Differenz
I	5.22	4.51	—0.71
II	5.26	5.30	+0.04
III	6.31	6.51	+0.20
IV	5.23	5.45	+0.22
V	6.57	6.62	+0.05
VI	6.91	7.13	+0.22
VII	7.38	7.39	+0.01
VIII	10.74	10.72	—0.02

Für II, III, IV, V, VI, VII und VIII ist die Übereinstimmung, wie man sieht, sehr genau, für I dagegen ist dieselbe nicht gut, indem die gefundene Zahl für Na_2O hier näher an $^7/_4 : 1$ als 2 : 1 liegt. Die sehr genaue Übereinstimmung in den übrigen Analysen scheint aber nicht zufällig, um so mehr als auch in anderen Analysen verwandter Gesteine eine ähnliche Regelmässigkeit wiederkehrt.

So ist z. B. in dem Phonolith von Marienburg bei Aussig in Böhmen nach *Lemberg's* Analyse [1] das Verhältniss $Na_2O : K_2O$ wieder genau 2 : 1 (auf 5.58 K_2O bei diesem Verhältniss gefordert 7.36 Na_2O, gefunden 7.43 Na_2O). Auch in dem Trachyt-Phonolith vom Ziegenberge bei Nestersitz in Böhmen (mit 56.49 SiO_2) ist nach der Analyse von *F. Hanusch* [2] das Verhältniss von $Na_2O : K_2O$ nahezu gleich 2 : 1 (auf 5.18 K_2O bei diesem Verhältniss gefordert 6.83 Na_2O, gefunden 7.10, Diff. 0.27 Procent). Ebenso ist im Phonolith von Msid Gharian in Tripolis nach *L. van Werveke's* Analyse das Verhältniss $Na_2O : K_2O$ genau 3 : 1, indem hier die Übereinstimmung des berechneten und beobachteten Na_2O-Gehaltes (9.62 Na_2O auf 4.86 K_2O) absolut genau ist. Ebenfalls ist in dem Akmittrachyt von Sâo Miquel, Azoren, das Verhältniss $Na_2O : K_2O$ sehr genau 3 : 1 (gefordert 6.13 Na_2O auf 3.10 K_2O, gefunden 6.10 Na_2O).

[1] Siehe *J. E. Hibsch* in Tschermaks min. & petr. Mitth. B. 9, S. 259.
[2] Siehe *J. E. Hibsch*, ibid. B. 14, S. 96 (1894).

In den von *Wolff & Tarr* angeführten Analysen *Melville's* von den «Akmittrachyten», respektive Nephelinsyeniten von Crazy Mountains ist das Verhältniss der Alkalien in den vier angeführten Analysen:

	Verhältniss $Na_2O : K_2O$	Berechnet für Na_2O	Gefunden	Diff.
Akmittrachyt No. 131 (mit 62.17 SiO_2) . . .	3 : 1	7.67	7.56	—0.11
Akmittrachyt No. 65 (mit 58.70 SiO_2) . . .	3 : 1	8.96	8.55	—0.41
Nephelinsyenit No. 145 (mit 59.66 SiO_2) . . .	3 : 1	8.26	8.38	+0.12
Akmittrachyt No. 297 (mit 64.33 SiO_2) . . .	5 : 2	7.05	7.30	+0.25

Bei No. 131 und No. 145, also bei der Hälfte der Analysen, ist die Übereinstimmung mit einem einfachen Verhältniss der Alkalien wieder genau; bei No. 65 dagegen wenig genau; bei No. 297 ist das Verhältniss 5 : 2 auch weniger einfach.

In einer Anzahl anderer Analysen verwandter Gesteine ist zwar die Übereinstimmung der berechneten und gefundenen Werthe bei der Annahme derartiger einfachen Proportionen weniger gut, oder eine solche Übereinstimmung lässt sich aus den vorliegenden Analysen nicht nachweisen. Es muss aber hier bemerkt werden, dass bei den älteren Analysen die Alkalibestimmung, namentlich die Bestimmung der *relativen* Mengen von $Na_2O : K_2O$ kaum je so genau gemacht ist, dass sie für eine derartige Berechnung eine genügend sichere Basis geben kann. Berücksichtigt man nur die neueren muthmaasslich guten Analysen, so ist die Anzahl der hierher gehörigen Gesteine, bei welchen derartige einfache Proportionen nachgewiesen werden konnten, auffallend gross; wie mir scheint *zu* gross, um zu der Annahme zu berechtigen, dass dies Verhältniss nur ganz zufällig wäre.

Wenn es aber nicht zufällig ist, liefert dasselbe einen weiteren Beweis dafür, dass die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine keineswegs zufällig, sondern als eine Function bestimmter Gesetze zu betrachten ist.

Aus einer Anzahl hinreichend bekannter Thatsachen ist es nun, wie bekannt, wahrscheinlich, dass die gesetzmässigen chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine im Allgemeinen auf stattgefundene magmatische Differentiationen (Abspaltungen) zurückgeführt werden können. Auch

die hier vorliegenden Gesteine haben nun, wie in der ganzen obigen Darstellung hervorgehoben, aller Wahrscheinlichkeit nach ihre chemische Zusammensetzung durch Abspaltung von einem anders zusammengesetzten Magma erhalten und stammen aus einem gemeinsamen Magmabassin.

Es ist nun nicht mehr so sehr befremdend, dass die betreffenden abgespaltenen Theilmagmen der uns vorliegenden Ganggesteine in dem Verhältniss $(Na_2, K_2, Ca) : R_2O_3$ oder $(Na_2, K_2) : R_2O_3$ die einfache stöchiometrische Proportion 1 : 1 bei ihrer Abspaltung erhalten haben. Denn dies ist das Verhältniss, in welchem die Alkalien und die Thonerde in den Feldspäthen, und in einer Anzahl anderer Mineralien, ebenso die Alkalien und das Fe_2O_3 im Aegirin und anderen Mineralien vorhanden sind; nun hat aber nach meiner Auffassung[1] die Differentiation in dem Magmabassin auf die Weise stattgefunden, dass sich bei der Abkühlung derselben in der Grenzzone eine besonders zusammengesetzte flüssige Magmaschicht, durch Diffusion nach der Abkühlungsfläche hin von den chemischen Bestandtheilen der zuerst aus dem vorhandenen Magma auskrystallisirbaren (am schwersten löslichen) Verbindungen, concentrirt habe. Diejenigen stöchiometrischen Proportionen der Eruptivgesteine, welche dieselben sind, wie die der häufigsten Mineralien, sind bei dieser Erklärung eine natürliche Folge der Gesetze der Differentiation selbst.[2]

Ist die Zusammensetzung unserer Ganggesteine nun das Resultat einer Reihe derartiger Abspaltungen — und das lässt sich jetzt kaum bezweifeln —, so müssen aber auch die oben erwähnten einfachen stöchiometrischen Verhältnisse der Alkalien unter einander: $Na_2O : K_2O$ gleich 2 : 1 oder gleich 3 : 1 (seltener 3 : 2 oder 5 : 2 etc.) ein Resultat derartiger Abspaltungen sein. Und diese Verhältnisse finden wir *nicht* bei den Mineralien unserer Eruptivgesteine wieder. Es haben dann die Differentiationsprocesse z. Th. auch in solchen Fällen stöchiometrische Proportionen der einzelnen Bestandtheile herbeigeführt, in welchen die bei der Erstarrung der Gesteinsmagmen gebildeten Verbindungen uns keine Erklärung derselben geben.

Auch die erwähnten Kerne *Rosenbusch's*, für die vorliegenden Gesteine $\overset{I}{R_2}\overset{III}{R_2}Si_4O_{12}$ und $\overset{II}{R_2}SiO_4$,[3] genügen nicht um diese Proportionen

[1] Confr. «The basic eruptive rocks of Gran», in Quarterly journ. of the geol. soc. 1894, S. 29—31 und S. 36.

[2] Dass die Proportionen der Bestandtheile der Eruptivgesteine trotzdem nicht durchgehends oder nicht einmal in der Regel stöchiometrisch sind, folgt ganz einfach schon daraus, dass die Krystallisationsspatien der einzelnen krystallisirbaren Verbindungen im Allgemeinen übereinander gegriffen haben.

[3] *Rosenbusch* schreibt bekanntlich, was dasselbe ist, $\overset{I}{R}\overset{III}{R}Si_2$ und $\overset{II}{R_2}Si$ ohne das O zu berücksichtigen.

zwischen Na_2O und K_2O zu erklären. Umgekehrt beweist dann das Vorhandensein dieser stöchiometrischen Proportionen der Alkalien in den genannten Gesteinen — wenn man sich nicht dadurch helfen will, dass dieselben zufällig seien, was aber wohl kaum wahrscheinlich ist —, dass die Verbindungen, welche sich bei der magmatischen Differentiation abgespalten haben, nicht identisch mit den von *Rosenbusch* angenommenen Kernen gewesen sein können oder jedenfalls, dass sich ausser der Bildung dieser Kerne auch andere Vorgänge bei der Differentiation abgespielt haben.

Was für ein Gesetz bei der Differentiation die genannten einfachen stöchiometrischen Proportionen der Alkalien bei den uns vorliegenden Gesteinsmischungen hervorgebracht hat, darüber dürfte es bei unserem jetzigen Wissen schwierig sein, eine bestimmte Meinung auszusprechen. Jedenfalls ist es aber offenbar, dass dies Gesetz nicht so zwingend gewesen ist, dass nicht andere Einflüsse eine Störung der einfachen stöchiometrischen Proportionen hätten herbeiführen können. Wir finden deshalb auch nur in einer Anzahl Fälle, bei weitem nicht in allen (auch wenn wir nur neuere Analysen mit muthmaasslich correcten Alkalibestimmungen berücksichtigen) diese auffallenden einfachen stöchiometrischen Proportionen der Alkalien bei den uns hier beschäftigenden und verwandten Gesteinen.

Die eben beschriebenen Gesteinstypen liefern ein ausgezeichnetes Beispiel einer «*Gesteinsserie*».

Ich verstehe darunter die Gesammtheit einer Anzahl durch alle Übergänge mit einander verbundenen Gesteinstypen, welche derselben Hauptstructurklasse angehören (entweder als eugranitische oder als hypabyssische oder endlich als superficielle Gesteine), sowie in der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung gewisse gemeinsame Beziehungen besitzen, während in anderen Beziehungen eine continuirliche Änderung der Zusammensetzung von dem einen Endglied der Serie bis zum anderen stattfindet.

Constant oder doch relativ wenig verschieden ist im vorliegenden Falle, wie erwähnt, der niedrige Gehalt an CaO und MgO, variirend der Gehalt an SiO_2, Al_2O_3 und Alkalien, bei welchen letzteren der K_2O-Gehalt immer niedriger als der Na_2O-Gehalt ist.

Bei den sauren Gliedern ist der Alkaligehalt (ca. 8 bis 10 %) und der Thonerdegehalt (ca. 9 bis 12 %) relativ kleiner, bei den basischeren immer grösser (bis resp. ca. 13 bis 16 und ca. 18 bis 23 %).

Der Gehalt an Eisenoxyd scheint, wie erwähnt, vielleicht bis zum gewissen Grade mit dem sinkenden SiO_2-Gehalt abzunehmen, doch innerhalb enger Grenzen. Bemerkenswerth ist der kleine, aber immer vorhandene Mangangehalt, welcher auch bei der Zersetzung dieser Gesteine eine gewisse Rolle spielt.

In *mineralogischer* Beziehung zeigt sich die Art der Variation am besten aus folgender Tabelle über die analysirten Glieder der norwegischen Vorkommen dieser Gesteinsserie, in Procenten.

	Grorudit; Varingskollen	Grorudit; Grorud	Grorudit; Kallerud	Grorudit; Frön	Sölvsbergit; Sölvsberg	Sölvsbergit; Lougen	Tinguait-Sölvsbergit; Farris	Tinguait; Hedrum
Quarz	ca. 37	ca. 23½	ca. 20	ca. 17½	ca. 4½	ca. 1	—	—
Feldspäthe [1].	» 41	» 53½	» 63	» 65	» 80	» 81	ca. 72	ca. 53
Aegirin (mit Hornblende & Biotit) ...	» 22	» 22½	» 17	» 17½	» 15½	» 17	» 21½	» 15
Nephelin ...	—	—	—	—	—	—	» 5	» 31

In der Tabelle sind nur norwegische Glieder der Serie aufgenommen; wenn auch fremde Vorkommen berücksichtigt werden, lässt sich die Serie vervollständigen; so giebt es ja angeblich Tinguaite mit einem SiO_2-Gehalt zwischen 64.92 (?) und 56.58 (z. B. sogenannter Phonolith von Fernando Noronha mit 59.46 % etc.) und niedriger als 56.58 % (z. B. «Aegirin-Tinguait» von Hot-Springs, Arkansas [2] mit 54.07 %), welche chemisch, und auch wohl was die Mineralienzusammensetzung betrifft, gut in die Serie hineinpassen.

Diejenige Gruppe der Phonolithe resp. Tinguaite, welche von *Rosenbusch* u. A. als nephelinitoide Phonolithe (Nephelinit-Phonolithe) ausgeschieden wurden, gehen, wie von ihm hervorgehoben, in die Nephelinite über. In fast allen bis jetzt bekannten Fällen sind jedoch diejenigen Nephelinitphonolithe und Nephelinite, welche in einander übergehen, Haüyn-reiche oder doch Häüyn-führende Gesteine, deren Analysen einen beträchtlichen CaO-Gehalt und einen nicht unbedeutenden MgO-Gehalt, sowie auch einen höheren Gehalt an Eisenoxyden aufweisen. Wenn

[1] Davon Natronfeldspathsilikat ca. 19, 29½, 44, 34, 50½, 51, 44½, 36 Procent.

[2] Siehe *Fr. Williams:* «The igneous rocks of Arkansas»; P. 370; analysirt von W. A. Noyes.

eine Mischung von Nephelin und Aegirin allein (oder jedenfalls ganz vorherrschend) überhaupt möglich ist, was nicht ausgeschlossen scheint, würde ein derartiges an MgO und CaO sehr armes Glied der Grorudit-Tinguait-Serie bei ungefähr gleich bleibendem Fe_2O_3-Gehalt aus z. B. ca. 85 % Nephelin und ca. 15 % Aegirin (I) oder aus ca. 80 % Nephelin und ca. 20 % Aegirin (II) bestehen müssen.

Ein derartiges hypothetisches reines Endglied der Serie würde dann bestehen aus:

	I	II
SiO_2	45.60	45.20
Al_2O_3	26.56	28.22
Fe_2O_3	9.92	5.19
Na_2O	14.76	14.84
K_2O	6.16	6.55
	100.00	100.00

Ein derartiges vollkommen ideal reines Endglied der Serie dürfte wohl schwierig denkbar sein und ist bis jetzt jedenfalls nicht bekannt; eine geringe Quantität von CaO und MgO würde nämlich wohl immer in der Zusammensetzung erwartet werden müssen; es würde ein solcher Gehalt an CaO und MgO den Gehalt an Alkalien und Thonerde, aber nicht den Gehalt an SiO_2 und Eisenoxyde vermindern müssen. Wir müssten demnach von einem derartigen an CaO und MgO armen Endglied der Reihe wohl einen etwas höheren Gehalt an Eisenoxyd und einen SiO_2-Gehalt von ca. 45 bis ca. 48 oder 49 Procent erwarten.

Wenngleich ganz reine Endglieder der uns vorliegenden Serie fehlen, sind doch in den letzten Jahren mehrere Gesteine beschrieben, welche sich so nahe anschliessen, dass sie die Möglichkeit der Auffindung noch näher übereinstimmender Glieder anzudeuten scheinen. Zuerst müssen hier einige von *J. F. Kemp* beschriebene Gesteine von Beemerville, Sussex Co. N. J. erwähnt werden.[1] Das betreffende Gestein ist ein «Elæolithporphyr» mit dunkelgrüner Tinguaitgrundmasse (bestehend aus Nephelin mit unzähligen Nädelchen von Aegirin, ausserdem Orthoklas, Perowskit, Spuren von Biotit), worin grössere Einsprenglinge von Nephelin. Dies Gestein tritt angeblich als eine Facies des Beemerville-Nephelinsyenits auf. Dieser ist selbst ein sehr basisches Gestein (mit nur 50.36 SiO_2) mit einem CaO-Gehalt von 3.43 Procent. Die Analyse

[1] *J. F. Kemp:* The elæolite syenite near Beemerville, Sussex Co., N. J.» in Transactions of the New York Academy of Science, Vol. 11, S. 60, 1892.

des Nephelinporphyrs gab nach *Kemp* das folgende Resultat, welches mit dem berechneten Endglied der uns vorliegenden Serie zusammengestellt ist.

	Nephelinporphyr von Beemerville; nach *Kemp*	Berechnetes Endglied der norw. Grorudit-Tinguait-Serie
SiO_2	45.18	ca. 45
Al_2O_3	23.31	» 25
Fe_2O_3 (& FeO & MnO) .	6.11	» $6^1/_2$
MgO	1.45	» $1^1/_2$
CaO	4.62	» 2
Na_2O	11.17	» 12
K_2O	5.95	» 7
H_2O	1.14	» 1
	98.93	ca. 100

Bei der Berechnung der Endglieder der Grorudit-Tinguait-Serie des Kristianiagebietes ist für die Eisen- (& Mangan-) Oxyde der mittlere Gehalt der Serie ohne Änderung angenommen. Für den Gehalt an CaO und MgO ist eine Zunahme nach einer arithmetischen Reihe, für den Gehalt an Al_2O_3, Na_2O und K_2O nach versuchsweise abgeleiteten geometrischen Reihen angenommen.[1] Die Übereinstimmung ist, wie man sieht, eine sehr nahe; nur ist das Beemerville-Gestein kalkreicher; es ist sehr bemerkenswerth, dass selbst dies so basische Gestein nach *Kemp* noch Orthoklas und Aegirin führt.

Ein ähnliches Gestein kommt nach *J. F. Williams* auch in Arkansas vor, ebenfalls mit Nephelinsyenit associirt.

Von Interesse ist auch der Vergleich mit dem «Nephelinporphyr» *Rosenbusch's* vom Katzenbuckel im Odenwald,[2] mit

SiO_2 48.24, Al_2O_3 20.72, Fe_2O_3 6.24, FeO 3.58, MgO 2.32, CaO 2.88, Na_2O 11.00, K_2O 4.43, MnO, CaO, NiO 0.22, P_2O_5 0.18, H_2O 1.50.

Die Grundmasse dieses Gesteins war angeblich auch eine aegirinreiche; unter den Einsprenglingen erwähnt *Rosenbusch* ausser Nephelin auch Biotit. Doch ist der Gehalt an MgO und Eisenoxyden hier so hoch, dass dies Gestein sich der in der vorliegenden Abhandlung bearbeiteten Serie nicht mehr sehr nahe anschliesst, obwohl eine chemische Verwandschaft auch hier unverkennbar ist.

[1] Bei der Ableitung dieser Reihen ist die Analysentabelle S. 161 zu Grunde gelegt.

[2] *H. Rosenbusch:* «Der Nephelinit vom Katzenbuckel»; Inaug. Diss. Freiburg 1869; Neues Jahrb. f. Min. 1869; S. 487.

Schon *Rosenbusch* hat unter den Nepheliniten als eine besondere Abtheilung die grünen Nephelin- und Aegirin-reichen *phonolithischen* Nephelinite ausgeschieden; die ihm damals als hierher gehörige Gesteine bekannten Vorkommen (z. B. S. Antão, der Gang von Michelsberg am Katzenbuckel) waren aber noch immer relativ kalkreiche Typen. Gehen wir die vorhandenen Analysen von Nepheliniten durch, so finden wir durchgehends hohe Kalkgehalte, von ca. 8 bis ca. 12 Procent, begleitet von einem Gehalt an Eisenoxyden von ca. 8 bis 15 Procent (bei höherem MgO-Gehalt tritt gern Olivin als reichlicher Bestandtheil ein, das Gestein gehört dann zu den Nephelinbasalten); dieser Zusammensetzung entsprechend finden wir gewöhnlich einen reichlichen Gehalt an Haüyn u. s. w.

Gesteine wie diejenigen von Beemerville waren aber früher nur wenige bekannt, jedenfalls nur wenige analysirt; sie bilden einen ganz distincten chemischen Typus, wie sie auch geognostisch durch ihre häufige Verknüpfung mit Nephelinsyeniten charakterisirt sind; dementsprechend sind sie reich an Alkalien, arm an Kalk und Magnesia und mässig reich an Eisenoxyden, aber mit sehr hohem Al_2O_3-Gehalt. Es wäre entschieden irreleitend, diese Gesteine als Nephelinite zu bezeichnen, nur deshalb weil sie aus Nephelin (und Aegirin) bestehen. *Sie bilden einen besonderen chemischen Typus und sind, in so fern sie hypabyssische Gesteine* (*Ganggesteine*) *sind, als Endglieder der Grorudit-Tinguait-Reihe aufzufassen*, während die kalkreichen Nephelinite Endglieder einer Reihe von Gesteinen der Plagioklas-Klasse sind.

Es scheint mir deshalb berechtigt, derartige Gesteine als eine besondere Gattung von den Nepheliniten abzutrennen; sie verdienen dann auch unter einem besonderen Namen charakterisirt zu werden; ich werde dieselben nach dem vorläufig typischen, von *Kemp* beschriebenen Vorkommen in Sussex County, als *Sussexite* bezeichnen.

Das weder Quarz noch Nephelin führende *Mittelglied* der vorliegenden Serie würde bei ungefähr gleich bleibendem Gehalt an Aegirin und Kalifeldspath (den CaO- und MgO-Gehalt vorläufig unberücksichtigt) bestehen aus:

SiO_2	65.00
Al_2O_3	16.24
Fe_2O_3	5.19
Na_2O	8.50
K_2O	5.07
	100.00

entsprechend einer Mischung von 55 % Natronfeldspathsilikat, 30 % Kalifeldspathsilikat und 15 % Aegirin.

Gesteine, welche dieser Zusammensetzung sehr nahe entsprechen dürften, welche jedenfalls nur Spuren von Quarz und keinen Nephelin führen, sind mir u. a. durch die Einsammlungen des Herrn Amanuensis *C. Damm* aus der Gegend W. vom See Farrisvand (zwischen Tjose und Åklungen) bekannt. Da aber auch in diesen Gesteinen unzweifelhaft ein geringer Gehalt an CaO und MgO vorhanden ist, was hier den SiO_2-Gehalt verringern muss, dürfte die untere Grenze der noch Quarz führenden Sölvsbergite immer etwas tiefer liegen, wahrscheinich bei einem SiO_2-Gehalt von 62 bis 63 Procent. Die Analyse des Sölvsbergits vom Lougenthal zeigte einen SiO_2-Gehalt von 62.70 bei einem Quarzgehalt von kaum 1 Procent. Nephelin dürfte wohl erst in die Gesteinsmischung eintreten bei einem SiO_2-Gehalt von 59 bis 60 Procent.[1] So dürften, praktisch genommen, Ganggesteine der hier vorliegenden Serie (bei einem niedrigen CaO- und MgO-Gehalt von zusammen weniger als 2.0 Procent) bei einem SiO_2-Gehalt von ca. 62 bis ca. 59 Procent weder Quarz noch Nephelin führen.

Bei stets unbedeutendem CaO- und MgO-Gehalt und einem Gehalt an Eisenoxyden von ca. 4 bis 8 Procent würde die vollständige Serie also bestehen aus:

Sussexite mit ungefähr	45	bis 49	Procent	SiO_2
Sussexit-Tinguaite	50	» 53	—	—
Tinguaite	54	» 59	—	—
Quarzfreie Sölvsbergite	59	» 62	—	—
Quarzführende Sölvsbergite . .	63	» 66	—	—
Grorudite	67	» 75	—	—

Es liegt in der Natur der Sache, dass diese Grenzen nicht nach dem SiO_2-Gehalt *allein* scharf gezogen werden können; sie werden sich

---

[1] Nephelinführende Gesteine mit ca. 60 Procent SiO_2 sind von *Fr. Williams* in seiner Arbeit: «The igneous rocks of Arkansas» beschrieben.

Ebenso hat *L. V. Pirsson* («Phonolitic rocks from Black Hills», Amer. journ. of sc. vol. 47. 1894, S. 342) einen «Phonolith» von Black Hills in Dakota mit 61.08 SiO_2 beschrieben. *Pirsson* bemerkt mit Recht, dass der Nephelingehalt durch den hohen Alkali- und Thonerde-Gehalt und den geringen Gehalt an Eisenoxyde und MgO zu erklären ist. Die Analyse dieses Gesteins ergab nämlich: SiO_2 61.08, TiO_2 0.18, Al_2O_3 18.71, Fe_2O_3 1.91, FeO 0.63, CaO 1.58, MgO 0.08, BaO 0.05, Na_2O 8.68, K_2O 4.63, H_2O 2.21, Cl 0.12. — Sehr nahe chemisch übereinstimmend mit diesem Gestein ist der Phonolith von El Paso County, Colorado, nach der Analyse von *L. G. Eakins* (siehe *Whitman Cross:* «Note on Phonolite from Colorado» in Proceedings of the Colorado Sc. Soc. 1887) mit 60.02 SiO_2, 20.98 Al_2O_3, 2.21 Fe_2O_3, 0.51 FeO, 1.18 CaO, 8.83 Na_2O, 5.72 K_2O, 0.70 H_2O. — Diese beiden Gesteine zeichnen sich somit im Vergleich mit den norwegischen durch geringeren Gehalt an Eisenoxyden, höheren an Thonerde etc. aus.

natürlich beim Schwanken der relativen Mengen der verschiedenen Basen nach der einen oder nach der anderen Seite verschieben.

Von diesen Gliedern der Serie ist das erste also bis jetzt nicht in völlig entsprechender Ausbildung bekannt, obwohl sehr nahe verwandte Glieder, wie oben erwähnt, nicht fehlen; im Kristianiagebiet selbst sind die beiden ersten Glieder bis jetzt nicht nachgewiesen, indem Tinguaite mit weniger als ca. 55 Procent SiO_2 aus dem Kristianiagebiet noch nicht bekannt sind. Die vier letzten Glieder der Serie sind im Kristianiagebiet in grosser Vollständigkeit repräsentirt.

Die folgende Tabelle giebt eine Zusammenstellung der norwegischen Glieder der Serie, supplirt mit einem Sussexit-Tinguait von Poços de Caldas, nach *Jordano Machado* [1] und mit dem Sussexit (Nephelinporphyr) von Beemerville nach *Kemp*. Bei sämmtlichen Gliedern sind zum leichteren Vergleich die Eisenoxyde und das Manganoxyd zusammen als Fe_2O_3 berechnet.

In dieser Tabelle, sowie in der Tabelle S. 161 ist das Mittel der angeführten Analysen beigefügt. Es könnte dies ziemlich zwecklos scheinen; das ist aber nicht der Fall. Es gehört nämlich zu den charakteristischen Eigenschaften der Gesteinsserien, dass *jedes Mittel einer Anzahl Glieder der Serie einem möglichen Glied der Serie annäherungsweise entsprechen muss.*

Je genauer die einzelnen Glieder wirklich in die Serie hineinpassen, je besser wird ein derartiges berechnetes Glied mit den thatsächlich beobachteten Gliedern übereinstimmen. Eine derartige Berechnung von Mittel-Gliedern ist deshalb eine recht gute Probe auf die nähere oder fernere Verwandtschaft der als Glieder einer Serie aufgeführten Gesteine. Es liegt auf der Hand, dass eine derartige Berechnung nur eine annähernde, keine mathematisch genaue Übereinstimmung liefern kann; namentlich müssen grössere Abweichungen erwartet werden, wenn die Beispiele aus verschiedenen Eruptivgebieten geholt sind. Im vorliegenden Falle entsprechen die berechneten Werthe den beobachteten ziemlich gut.

Ich habe diese Serie schon 1890 [2] kurz angedeutet. Gleichzeitig wurde auch eine Anzahl anderer Gesteinsserien aus dem Kristianiagebiet

---

[1] «Petrographie der südwestl. Grenze zwischen Miras Geraës und S. Paulo». Tschermaks Mitth. B. 9, S. 345 (1888).

[2] Zeitschr. f. Kryst. B. 16, I, S. 83: «Eine andere Serie geht von den nephelinreichen Tinguaiten zu den sauren Gromditen». Ohne diese meine Zusammenstellung gekannt zu haben, hat auch *Rosenbusch* gleichzeitig und unabhängig von mir (Chemische Beziehungen der Eruptivgesteine» in Tschermaks Mitth. B. 11, 1890, S. 166) die Grorudite (er nennt sie Aegiringranite), die Tinguaite und die Sölvsbergite (er nennt sie Akmittrachyte) als verwandte Gesteinsgruppen aufgeführt.

	Grorudit Varings-kollen	Grorudit Grorud	Grorudit Kallerud	Hornbl.-Grorudit, (Gang-grenze) Frön	Quarz-Sölvs-bergit, Sölvsberg	Hornblende-Sölvsbergit, Lougenthal	Nephelin-führender Sölvsbergit, Tjose-Åklungen	Tinguait Hedrum	Tinguait Poços de Caldas [1]	Nephelin-porphyr (Sussexit) Beemerville	Mittel sämmtlicher Analysen
SiO_2	74.35	70.15	71.35	68.95	64.92	62.70	58.90	56.58	53.10	45.18	62.62
TiO_2 (& ZrO_2) . .	Spur	0.65	0.50	0.35	Spur	0.92	0.40	—	0.81	—	0.36
Al_2O_3	8.73	10.60	12.21	14.00	16.30	16.40	17.70	19.89	22.50	23.31	16.17
Fe_2O_3 (FeO, MnO)	7.21	8.31	6.76	6.67	5.01	5.99	7.22	4.34	5.10	6.11	6.27
MgO	0.07	0.35	Spur	0.07	0.22	0.79	0.54	0.13	0.15	1.45	0.38
CaO	0.45	0.72	0.22	0.23	1.20	0.95	1.05	1.10	2.15	4.62	1.27
Na_2O	4.51	5.30	6.51	5.45	6.62	7.13	7.39	10.72	8.49	11.17	7.33
K_2O	3.96	4.09	3.22	5.29	4.98	5.25	5.59	5.43	6.48	5.95	5.03
H_2O	0.25	Spur	0.33	0.05	0.50	0.70	1.90	1.77	1.65	1.14	0.82

[1] Der chemischen aber nicht der mineralogischen Zusammensetzung nach könnte hier auch der petrographisch nicht dieser Serie angehörige grobkörnigere Nephelinporphyr vom Lougenthal eingeschaltet werden; die Beschreibung desselben findet sich in meiner Abhandlung: Die Silurischen Etagen 2 & 3, S. 277; die Analyse (in Zeitschr. f. Kryst. B. 16, I S. 41 publicirt) gab SiO_2 50.99, Al_2O_3 24.66, Fe_2O_3 (& FeO) 4.79, MgO 1.54, CaO 2.13, Na_2O 11.36, K_2O 4.39, H_2O 0.63. Das Gestein ist aber kein Aegirin-reiches und ist von ziemlich grobem Korn etc., gehört also, wie gesagt, petrographisch nicht der uns hier vorliegenden Serie an. Ich erwähne dasselbe hier nur deshalb, weil sein Vorkommen auch die Möglichkeit des Vorkommens feinkörniger Aegirin-reicher Nephelinporphyre und basischer Tinguaite der vorliegenden Serie im Lougendistrict wahrscheinlich macht.

aufgerechnet. Ich will hier nur an die beiden verwandten Serien von Ganggesteinen: die Serie der Rhombenporphyre und die Serie der eisenarmen trachytoiden syenitischen Ganggesteine erinnern.

Die erstere dieser Serien, diejenige der Rhombenporphyre, kenne ich jetzt in grösserer Vollständigkeit, indem ich durch die Entdeckung characteristischer *Plagioklasrhombenporphyre* die Verknüpfung mit den älteren Labradorporphyriten (resp. Augitporphyriten) feststellen kann; die Serie geht also von derartigen basischen Gesteinen, Plagioklasrhombenporphyren anfangend, durch die typischen plagioklasfreien Rhombenporphyre, und ferner durch Nephelinrhombenporphyre in Quarzrhombenporphyre über. In der ganzen Reihe ist der CaO- und MgO-Gehalt höher, als in der Tinguait-Grorudit-Serie. Ich werde die Serie der Rhombenporphyre sowie die Serie der trachytoiden Ganggesteine (Foyaite, Hedrumite etc.) und andere verwandte Serien bei späterer Gelegenheit ausführlich behandeln.

Hier sei nur — in Wiederholung meiner Darstellung in der eben erwähnten Arbeit von 1890 — hervorgehoben, wie *das Vorhandensein einer ganzen Anzahl derartiger paralleler Gesteinsserien in einem und demselben Eruptivgebiet mit Nothwendigkeit einen genetischen Zusammenhang der verschiedenen aufeinander gefolgten Eruptionen beweisen muss.* Wenn wir z. B. aus einem Eruptivgebiet Gesteine von so seltener Mineralcombination wie Albit und Aegirin (resp. Natronhornblende) mit untergeordnetem Kalifeldspath (mit oder ohne Quarz oder Nephelin) so reichlich repräsentirt vorfinden, dass wir eine Anzahl verschiedener Typen mit verschiedener Acidität und von verschiedenem Alter zu einer chemisch, mineralogisch und structurell gut begrenzten Serie verbinden können, und wenn wir ähnliche Zusammenstellungen nicht nur mit einer, sondern mit einer ganzen Anzahl von Gesteinsserien durchführen können, dann müssen diese Thatsachen als Beweise für gemeinsame Abstammung gelten. Im Kristianiagebiet ist nun zugleich bei den verschiedenen Gesteinsserien die petrographische und die geologische Reihenfolge der einzelnen Glieder zum grossen Theil parallel.

Giebt man den verschiedenen *Gesteinsfamilien* in erster Linie eine *chemische* Begrenzung,[1] dann folgen auch diese im Kristianiagebiet auf einander in der nämlichen Reihenfolge.

---

[1] Die Granitfamilie z. B. umfasst bei derartiger Begrenzung alle massigen Gesteine mit der chemischen Zusammensetzung der Granite, also Tiefengesteine wie Porphyrgranite, eugranitische Granite etc., hypabyssische Gesteine und Grenzfaciesbildungen wie a) aschiste Gesteine: Granitporphyre, Quarzporphyre, Granophyre, Pechsteine etc. etc.; b) diaschiste Gesteine: Durbachite, Minetten, Aplite etc.; superfusive Gesteine, wie

Die einzelnen Glieder der Gesteinsserien gehören verschiedenen Gesteinsfamilien an; für die vorliegende Serie der Ganggesteine der Tinguaite-Grorudite ist schon oben hervorgehoben, dass die Tinguaite der Familie der Nephelinsyenite, die Sölvsbergite der Familie der Syenite (Unterfamilie: Nordmarkite), die Grorudite der Familie der Granite (Unterfamilie: Natrongranite) angehörig sind. *Die Gesteinsserie*, nach meiner oben angegebenen Definition, *zeigt also über die Grenzen der Familie hinaus, sie verbindet die verschiedenen Familien mit einander.*

Während das genaue Studium der einzelnen Glieder der Gesteinsfamilie uns über die Verhältnisse belehrt, welche die so vielseitig variirten Faciesbildungen bedingt haben, und uns so zu sagen die Geschichte eines erstarrenden Gesteinsmagmas in *höherem Niveau*, nach seinem Abspalten aus dem Magmabassin giebt, dürfte andererseits das nähere Studium der Gesteinsserien uns über die Gesetze der Differentiation *im Magmabassin selbst* nach und nach Auskunft liefern können. Jedenfalls dürfte diese Untersuchungsreihe *neben anderen* den Weg für ein besseres Verständniss dieser Gesetze anbahnen.

Es dürfte dann aber nothwendig sein, dass die verschiedenen Gesteinsserien scharf *und innerhalb enger Grenzen* auseinander gehalten werden; alles was nur mehr entfernt verwandt ist, in einen Haufen zusammen zu werfen, wird niemals zum Ziel führen können.

Bei der oben angegebenen Definition einer *Gesteinsserie* brauche ich diesen Terminus nur für das, was man relativ *primäre Differentiationsreihen* nennen könnte; nicht jede Gesteinsreihe ist eine primäre Differentiationsreihe. So habe ich z. B. bei einer früheren Gelegenheit[1] eine Gesteinsreihe erwähnt mit regelmässig sich ändernder chemischer Zusammensetzung und Structur in dem Lakkolith von Ramnæs Kirchspiel westlich vom Kristianiafjord. Die Reihe zeigt eine Änderung der chemischen Zusammensetzung innerhalb recht weiter Grenzen in sehr regelmässiger

---

Liparite, Obsidiane, Schlacken, Bimsteine, Liparittuffe etc.; sie sind alle nur *Faciesbildungen* (centrale abyssische und peripherisch abyssische Facies, centrale hypabyssische und peripherisch hypabyssische Facies, centrale superfusive und peripherisch superfusive Facies etc. etc) einer innerhalb gewisser Grenzen der Hauptsache nach chemisch gleichartig zusammengesetzten granitischen Magmamischung. Ganz analog kann auch eine Syenitfamilie, eine Nephelinsyenitfamilie, eine Quarzdioritfamilie, eine Dioritfamilie, eine Gabbrofamilie, eine Theralithfamilie, eine Peridotitfamilie etc. unterschicden werden. *Extreme* Glieder rechne ich zu derjenigen Familie, aus deren chemischen Mischung sie durch lokale *lakkolithische* Differentiation entstanden sind; so rechne ich z. B. Harzburgite und verschiedene andere olivinreichen Gesteine als Glieder der Gabbrofamilie, die Saxonite (in meinem Sinne) dagegen zur Peridotitfamilie, ebenso die Hornblendite, die Pyroxenite, die Anorthosite etc. zur Gabbrofamilie, die Websterite dagegen nicht etc.

[1] Zeitschr. f. Kryst. B. 16, S. 46.

Weise (z. B. für den SiO_2-Gehalt die Reihe: 58.48, 62.35, 66.13, 66.40, 71.49, für den Al_2O_3-Gehalt 19.24, 19.50, 17.40, 17.37, 15.33, für den CaO-Gehalt 5.02, 2.40, 0.81, 0.75, 0.30 etc.), und gleichzeitig damit eine regelmässige Änderung der Structur und der mineralogischen Zusammensetzung, indem das Hauptgestein, ein eugranitischer Akerit, nach der Grenze hin in immer feinkörnigere und mehr und mehr porphyrartige Gesteine übergeht, nämlich durch feinkörnigen Syenit, porphyrartigen Quarzsyenit und Quarzsyenitporphyr, schliesslich in reine Quarzporphyre.

Diese Reihe ist, was ich eine *Faciessuite* nennen möchte; die einzelnen Glieder gehören nicht verschiedenen selbstständigen Eruptionsabschnitten aus der Geschichte des *Magmabassins* an, sie sind nicht das Resultat einer Differentiation im Magmabassin selbst, sondern stammen wahrscheinlich aus einem Guss, gehören also einer einzelnen Aufpressung des Magmas an und sind nach dieser Aufpressung *im Lakkolithe selbst* an Ort und Stelle durch *sekundäre* (*lakkolithische*) *Differentiation* abgespalten, sie verhalten sich zu einander als Hauptmassiv und Grenzfacies-glieder (*Rosenbusch's Constitutionsfacies*, hier zugleich aber auch Structurfacies). Die Reihe ist also eine *Faciessuite*, *nicht* eine Gesteinsserie, in der Bedeutung, welche ich für diese Bezeichnung fixiren möchte.

Scheint die Untersuchung der chemischen Änderung *innerhalb der einzelnen Gesteinsserie* verheissungsvoll für das bessere Verständniss der *Gesetze der tiefmagmatischen Differentiation*, so dürfte sich das vergleichende Studium der chemisch verwandten aber structurell und mineralogisch *verschiedenen* Gesteinsserien auf der anderen Seite höchst lehrreich erweisen für die Erforschung *der Abhängigkeit der Structur und der mineralogischen Zusammensetzung von den physikalischen Verhältnissen bei der Magmaerstarrung*.

Chemisch verwandte Gesteinsserien bezeichne ich als *analoge Gesteinsserien*. Als Beispiele aus dem Kristianiagebiet können folgende Gesteinsserien angeführt werden (NB. die letzten Serien der Tabelle sind complementäre, nicht chemisch analoge Serien, welche nur zur Vervollständigung nebenbei angeführt sind).

Es muss ausdrücklich bemerkt werden, dass die in nachstehender Tabelle angeführten Serien nur Beispiele sind; die Zahl der im Kristianiagebiet vorhandenen Serien ist in der That beträchtlich grösser.

Die chemische Zusammensetzung dieser Serien ist nur nahe verwandt, nicht identisch; eine gewisse Differentiation, obwohl nicht sehr bedeutend, hat, wie oben erwähnt, immerhin bei der Abspaltung der meisten Ganggesteine stattgefunden; so ist z. B. in der Serie der aegirinreichen Gesteine der CaO- und MgO-Gehalt entschieden geringer, als in der Hauptserie

Abyssische Haupt-Serie	Serie der Rhomben-porphyre	Serie der normalen trachytoiden Gänge	Grorudit-Tinguait-Serie	Serie der eisenarmen trachytoiden Gänge	Aplit-Serie	Lamprophyr-Serie
Gabbrodiabase (Gabbrosyenite)	Plagioklasrhomben-porphyre			Bostonite		Camptonite
Laurvikite	Rhombenporphyre	Trachytoide Augit-syenite	Quarzfreie Sölvs-bergite		Quarzfreie Syenitaplite	Kersantite, Nephelin-Minetten und Minetten verschiedener Art.
Laurdalite (& Ditroite)	Nephelinrhomben-porphyre	Foyaite [1]	Tinguaite	Hedrumite		
Nordmarkite	Quarzrhomben-porphyre	Trachytoide quarzführende Syenite	Quarzführende Sölvsbergite	Lindöite pt.	Quarzsyenit-aplite	
Natrongranite			Grorudite		Granitaplite	
Granitite						

[1] Die Bezeichnung *Foyait* hier in meinem Sinne gebraucht; siehe Zeitschr. f. Kryst. B. 16, I S. 39, Anm.

und der Serie der Rhombenporphyre etc. Diese Differentiation, obwohl gering, ist gewiss nicht ohne Bedeutung für die Mineralienzusammensetzung gewesen. [1]

Die einzelnen einander entsprechenden Glieder analoger Serien bezeichne ich als *correlate Glieder;* so sind z. B. in den oben angeführten Serien die Laurdalite, die Nephelinrhombenporphyre, die Tinguaite und die Foyaite (partim) correlate Glieder. Als Beispiele sollen hier folgende Analysen zusammengestellt werden. [2]

I Ditroit, Bratholmen, Landgangsfjord; (*G. Forsberg* anal.).
II Nephelinrhombenporphyr, Vasvik bei Laurvik; (desgl.).
III Foyait, Skirstad-Kjern, Kirchspiel Gran; (*L. Schmelck* anal.).
IV Foyait, Brathagen, Lougenthal; (*G. Forsberg* anal.).
V Tinguait, Asbjörnsröd, Hedrum; (*G. Paijkull* anal.).

	I Ditroit Bratholmen	II. Nephelin-rhomben-porphyr Vasvik	III Foyait Skirstad	IV Foyait Brathagen	V Tinguait Hedrum
SiO_2 . . .	56.71	56.04	57.52	55.50	56.58
TiO_2 . . .	(nicht bestimmt)	(nicht bestimmt)	0.92	0.50	—
Al_2O_3 . . .	22.49	22.15	18.46	22.45	19.89
Fe_2O_3 . . .	3.40	1.06	2.23	1.03	3.18
FeO . . .		3.28	2.44	1.32	0.56
MnO . . .	—	—	1.20	—	0.47
MgO . . .	1.19	1.12	1.08	0.47	0.13
CaO . . .	2.22	2.42	1.85	1.60	1.10
Na_2O . . .	7.37	8.39	7.58	10.74	10.72
K_2O . . .	5.87	5.03	4.08	5.48	5.43
H_2O . . .	0.45	0.67	1.80	0.96	1.77
	99.70	100.16	$Ca_3P_2O_8$ 0.51	100.05	99.83
			99.67		

[1] In manchen analogen Serien ist die chemische Zusammensetzung als nahezu identisch anzusehen; dies gilt z. B. den von *J. P. Iddings* beschriebenen Serien der Gesteine von Electric Peak und Sepulcre Mountain (siehe U. S. geol. surv. 12th ann. report 1892).

[2] Die Analyse des Foyaits von Skirstad-Kjern ist neu, die anderen Analysen der Tabelle sind schon in Zeitschr. f. Kr. Bd. 16, I angeführt.

Die chemische Zusammensetzung dieser, sämmtlich an ganz verschiedenen Lokalitäten auftretenden Gesteine, ist auffallend nahe verwandt; die Unterschiede sind für die einzelnen Bestandtheile in chemischer Beziehung viel geringer als man bei der z. Th. beträchtlich verschiedenen mineralogischen Zusammensetzung erwarten sollte. Die grösste Differenz findet sich bei den Gehalten von Natron und Kalkerde; dieselben scheinen gegenseitig zu vicarieren, indem bei relativ höherem CaO-Gehalt der Na_2O-Gehalt relativ geringer ist und umgekehrt, während der K_2O-Gehalt weniger variirt.

So gering die Variation in der chemischen Zusammensetzung auch ist, dürfte die mineralogische Verschiedenheit doch gewiss in einigen Beziehungen selbst durch diese unbedeutenden Differenzen z. Th. nicht unerheblich beeinflusst sein. So ist es z. B. offenbar, dass das fast gänzliche Fehlen anderer dunkler Mineralien, als *der Aegirin*, im Tinguait von Hedrum mit dem verschwindend kleinen Magnesiagehalt (und dem geringen CaO-Gehalt) in Verbindung stehen muss.

Auch in dem Foyait von Brathagen herrscht Aegirin unter den dunklen Mineralien, ebenfalls bei sehr zurücktretendem Magnesiagehalt, hier zusammen mit dunklem Biotit. In den etwas magnesiareicheren Gesteinen von Skirstadkjern, sowie in dem Nephelinrhombenporphyr von Vasvik ist der Aegirin dagegen nur untergeordnet als Randzone um diopsidartigen Pyroxen, mit Glimmer zusammen, vorhanden, und in dem Gestein von Bratholmen fehlt derselbe sogar vollständig, indem hier braune barkevikitische Hornblende und Biotit nebst Olivin unter den dunklen Mineralien vorherrschen; die beiden letzterwähnten Gesteine sind übrigens zugleich etwas reicher an Kalk.

Die *structurellen* Eigenthümlichkeiten, welche bei allen diesen Gesteinen so verschieden sind, müssen aber offenbar von diesen geringen Unterschieden der chemischen Zusammensetzung unabhängig gewesen sein. Wie auffallend ist z. B. der Unterschied in Structur und Mineralienzusammensetzung der beiden ersten Glieder dieser Faciessuite, bei fast genau gleicher chemischer Mischung; dasselbe gilt den beiden letzten Gliedern.

Wenn wir nun bei einer ganzen Anzahl Glieder einer Gesteinsserie ein so hervortretendes Structurelement wie die porphyrischen Natronmikroklin- (resp. Natronorthoklas-) Einsprenglinge der *Rhombenporphyre* mit ihrer Begrenzung von $\{110\}$ und $\{\bar{2}01\}$ bei ganz verschiedener Acidität vorfinden (genau entsprechend bei den Plagioklasrhombenporphyren, den Nephelinrhombenporphyren, den eigentlichen Rhombenporphyren und den Quarzrhombenporphyren), während bei correlaten Gliedern anderer

Gesteinsserien die Feldspatheinsprenglinge aus tafelförmigem Mikroperthit bestehen, dann scheint selbst ein so specielles Verhältniss auf Verschiedenheit der physikalischen Bedingungen während der Erstarrung zurückgeführt werden zu müssen; jedenfalls ist weder der Kieselsäuregehalt noch der Alkaligehalt dabei entscheidend gewesen, was anzudeuten scheint, dass die chemische Zusammensetzung die Ausbildung des Rhombenporphyrhabitus nicht vorherrschend beeinflusst hat.

Bedenken wir nun, dass die entsprechenden, in grossen Massen auftretenden Tiefengesteine, die Laurvikite und die Laurdalite, eben dieselben Feldspäthe (Natronorthoklas — Kryptoperthit — und Anorthoklas) mit vollkommen entsprechender Ausbildung ($\{110\}$ und $\{\bar{2}01\}$ als Hauptformen) als Hauptmineralien führen, und dass diese Feldspäthe in den Rhombenporphyren *ausschliesslich* als aus grösserer Tiefe mitgerissene, zuerst auskrystallisirte porphyrische Einsprenglinge auftreten, während der Feldspath der Grundmasse tafelförmiger Orthoklas oder Orthoklas und Albit ist, so scheint beim Vergleich mit dem eugranitisch (oder theilweise trachytoid) struirten Ditroit von Bratholmen — dessen Feldspath auch zum grössten Theil ein Kryptoperthit ist, aber ohne Begrenzung von $\{110\}$ und $\{\bar{2}01\}$ — sowie mit dem Foyait von Brathagen (Feldspath, tafelförmiger Mikroperthit mit vorherrschender Ausbildung von $\{010\}$) die Schlussfolgerung noch mehr berechtigt, dass die Ausbildung der Anorthoklas- (resp. Kryptoperthit-) Individuen mit dem Typus der Rhombenporphyreinsprenglinge bei allen diesen Gesteinen nur *in grösserer Tiefe* stattgefunden haben kann, aber von der chemischen Zusammensetzung des Magmas unabhängig gewesen sein muss.

Was für specielle Verhältnisse denselben verursacht haben (grösserer Druck, grössere Temperatur, grössere Masse, Ruhe während der Krystallisation?), darüber dürfte es vorläufig zu früh sein, eine bestimmte Meinung auszusprechen. Dass auf der anderen Seite die *trachytische Structur der Foyaite* (wie der Sölvsbergite, etc.) mit der *dünntafelförmigen Ausbildung der Feldspäthe* nach $\{010\}$ (vorherrschend Mikroperthit oder auch Orthoklas und Albit für sich) überhaupt mit einer *Bewegung des Magmas* während der Krystallisation in Verbindung gebracht werden muss, muss als sehr wahrscheinlich angesehen werden.

Ein eingehenderes Studium der Gesteinsserien, — wobei vergleichende Untersuchungen über die einzelnen Glieder derselben Serie sowohl als über die correlaten Glieder analoger Serien eine wichtige Rolle spielen müssen, — verbunden mit einem näheren Studium der Faciessuiten muss somit nach und nach sehr werthvolle Erläuterungen über die speciellen Bildungs-Bedingungen der einzelnen Gesteinsarten geben, über

die Bedingungen ihrer Structuren, wie ihrer Mineralienzusammensetzung und über das Verhältniss beider. Dies Studium muss auch nach und nach genauere Erläuterungen über die Bedingungen der Bildung der einzelnen in den Eruptivgesteinen enthaltenen *Mineralien* geben können, muss uns *ihre chemischen Krystallisationsspatien* kennen lehren, ebenso wie die *physikalischen Bedingungen ihrer Bildung*.

Im vorliegenden Falle empfiehlt es sich besonders, *das Krystallisationsspatium des Aegirins* näher zu begrenzen.

Was den SiO_2-Gehalt betrifft, so zeigt die Tabelle S. 176 ohne weiteres, dass der Aegirin aus Magmen mit allen SiO_2-Gehalten zwischen 45 und ca. 74 Procent auskrystallisirt ist; es ist dies ein sehr bemerkenswerthes Verhältniss, welches nur bei wenigen Mineralien in gleicher Weise wiederkehrt. [1]

Für die Auskrystallisation des Aegirins ist offenbar einerseits ein hoher Gehalt an Natrium und Eisen im Magma, andererseits ein sehr geringer Gehalt an Calcium und Magnesium nothwendig gewesen.

Der Vergleich der Grorudite mit den Pantelleriten zeigte, dass ein hoher Gehalt an Eisen und Natrium *allein* nicht genügt; der auf durchschnittlich nur 1.37, resp. 0.56 Procent hinaufgehende Gehalt an CaO und MgO hat hier doch keinen reinen Aegirin, sondern Aegirin-Augite und Diopsid-Pyroxene geliefert. Nach dem basischen Ende des Krystallisationsspatiums hin sollte dagegen der Gehalt an MgO und CaO nach der Analyse des Sussexits von Beemerville zu urtheilen bei genügendem Gehalt an Na_2O und Fe_2O_3 höher sein können; es verdient hier bemerkt zu werden, dass in diesem Gestein der Na_2O-Gehalt zu dem CaO-Gehalt, nach Molekularverhältnissen gerechnet, sich doch wie 9 : 4 verhält (im Sölvsbergit vom Sölvsberge 5 : 1). Bei mittlerem und höherem SiO_2-Gehalt dürfte dagegen der CaO-Gehalt kaum 1 bis 1.3 Procent, der MgO-Gehalt kaum $^1/_2$ bis $^3/_4$ Procent übersteigen, ohne dass sich schon Aegirin-Augit eher als Aegirin bildet.

---

[1] Es verdient hier auch erwähnt zu werden, dass es mir gelang aus Schmelzfluss den Aegirin darzustellen; ich machte mit Herrn Professor *J. H. L. Vogt* zusammen folgenden Versuch: 80 Theile Nephelin (Elæolith) von Låven, Langesundsfjord, und 20 Theile Aegirin ebendaselbst wurden als feines Pulver innig gemischt und geschmolzen. Bei langsamer Abkühlung, ca. 18 Stunden in einem französischen Gasofen, krystallisirte zuerst Nephelin in kurzprismatische, mehrere mm. grosse Krystalle (∞P und oP) und Krystallskelette, dann Aegirin in ganz kleine grüne Prismen mit den gewöhnlichen Eigenschaften, zwischen den Nephelinkörnern; ein Rest von Glas war tiefgrün und enthielt wohl ungefähr eine Aegirinmischung. Die chemische Zusammensetzung der zum Versuch angewendeten Mischung von Nephelin und Aegirin entsprach den berechneten Werthen S. 171, II, mit ca. 45 SiO_2.

Wie weit die *untere* Grenze des Fe_2O_3-Gehalts gesetzt werden kann, hängt natürlich von den relativen Proportionen der übrigen Bestandtheile ab; in der Analysentabelle S. 176 liegt dieselbe (der Gesammtgehalt der Eisen- und Manganoxyde als Fe_2O_3 berechnet) bei 4.34 Procent; im Foyait von Brathagen hat sich Aegirin gebildet, obwohl der Gesammtgehalt an Fe_2O_3 nur ca. 2.5 Procent beträgt; hier dürfte ungefähr die untere Grenze gesetzt werden können, und zwar so niedrig nur bei sehr hohem Na_2O-Gehalt (und niedrigem MgO-Gehalt). Bei niedrigerem Na_2O-Gehalt bildete sich dagegen bei einem Gehalt von ca. 4 Procent Eisen-(& Mangan)-Oxyden im Alsbachit kein Aegirin, sondern Glimmer und Granat; der CaO-Gehalt war jedoch hier *relativ* hoch, 1.60 bei dem hohen SiO_2-Gehalt (74.13).

Dass bei genügendem Gehalt an MgO und CaO, zusammen mit sehr reichlichem Eisen- und Natrium-Gehalt, Diopsid und dann Aegirin-Augit sich eher als Aegirin bilden konnte, geht schon aus der allgemeinen Erfahrung hervor, dass in so vielen hierher gehörigen Gesteinen die Kerne der grösseren Pyroxen-Einsprenglinge aus Diopsid und Aegirin-Augit, erst die Randtheile aus Aegirin bestehen. Auch im Natrongranit von Kekequabik-lake[1] mit nur ca. 2.50 Fe_2O_3 (und FeO), 5.14 Natron, und 0.81 MgO fand *Grant* Aegirin-Augit als herrschendes dunkles Mineral, was gewiss auf den relativ grossen CaO-Gehalt, 3.31 Procent, zu beziehen sein dürfte.

Wie hoch die *obere* Grenze der Gesammtmenge der Eisenoxyde bei der Aegirinbildung zu setzen ist, dürfte schwieriger abgegrenzt werden können; selbst in der Grenzzone des Grorudits von Grussletten mit ca. 12.5 Eisenoxyden ist Aegirin fast das einzige dunkle Mineral; wahrscheinlich ist auch damit die obere mögliche Grenze nicht erreicht.[2]

Der oben erwähnte Versuch zeigt, dass Aegirin leicht aus Schmelzfluss krystallisirt. In Ganggesteinen aller Art ist derselbe ebenfalls sehr verbreitet. In abyssischen Gesteinen ist der Aegirin auch bekannt sowohl aus Gesteinen der Nephelinsyenitfamilie als in solchen der Natronsyenitfamilie (Nordmarkiten) und der Natrongranitfamilie etc.

---

[1] *U. Sh. Grant:* «The geology of Kekequabic lake» etc., Inaug. diss. & 22 ann. rep. of the geol. surv. of Minnesota (1894).

[2] Im Aegirinditroitschiefer von der NW.-Spitze der Insel Arö wurde der gesammte Gehalt an Eisen- & Manganoxyde (als Fe_2O_3 berechnet) zu 11.44 Procent gefunden. Der CaO-Gehalt war hier nicht weniger als 7.22, der MgO-Gehalt jedoch nur 0.41 Procent. Man muss sich aber hier daran erinnern, dass der Aegirin in diesem Gestein nur als Randbildung um Kerne von Diopsid oder Aegirin-Augit und als späte Bildung vorhanden ist; die Krystallisation des Aegirins selbst ist deshalb auch hier aus einem Kalk-armen Magma geschehen.

Es scheint jedoch, dass seine Verbreitung in abyssischen Gesteinen bei weitem mehr begrenzt ist, als in Ganggesteinen; die meisten Nordmarkite und Natrongranite des Kristianiagebietes führen auch neben Aegirin vorherrschend *natronreiche Hornblenden*, öfters auch solche allein. Wir kommen dadurch auf die Frage über das Verhältniss zwischen den Bildungsbedingungen des Aegirins und der natronreichen Hornblenden.

Wenn wir z. B. in der uns in dieser Abhandlung beschäftigenden Gesteinsserie gefunden haben, dass die Gesteine dieser Serie theils Aegirin, theils Natronhornblende führen und dabei so nahe Übereinstimmung in chemischer Beziehung als bei den beiden analysirten Sölvsbergiten vorfinden, dürfen wir daraus wohl mit Recht schliessen, dass die Auskrystallisation des einen oder des anderen dieser Mineralien *nicht* von Differenzen in der chemischen Zusammensetzung abhängig gewesen sein kann. Wenn wir dann ferner gefunden haben, dass in vielen Groruditen die älteren, aus grösserer Tiefe mitgerissenen Krystallisationsprodukte reichlich Katoforite oder Arfvedsonite, dagegen fast keinen Aegirin enthalten, müssen wir ferner mit Recht schliessen, wie oben dargelegt wurde, dass die katoforitischen (und arfvedsonitischen) Hornblenden wahrscheinlich in grösserer Tiefe (unter grösserem Druck?) leichter als der Aegirin aus derselben Mischung auskrystallisiren konnten. Wir hätten dann hier ein Analogon zum Verhältniss zwischen Hornblende und Pyroxen bei manchen Phonolithen (*Rosenbusch*) Andesiten, Porphyriten etc. Auch bei den beiden correlaten Gliedern der Nephelingesteine: dem eugranitischen Ditroit von Bratholmen und dem porphyrischen Nephelinrhombenporphyr von Vasvik finden wir etwas ähnliches, indem der erstere reich an barkevikitischer Hornblende, der andere ohne solche, aber reich an Pyroxen ist. Der erstere bildet einen grösseren Gangstock (Erstarrung aus grösserer Masse?) als der andere, die chemische Zusammensetzung ist aber nahezu dieselbe.

Es wäre verlockend, die hier angedeuteten vergleichenden Studien, die auf näherer Kenntniss der Gesteinsserien fussen, noch weiter zu führen; hier war aber die Absicht nur in Beispielen die Bedeutung der «Gesteinsserien» selbst näher zu beleuchten, und dazu genügen vielleicht schon die jetzt angeführten Beobachtungen.

Ein derartiges genaueres, eingehendes Studium der Gesteinsserien setzt aber — das muss ausdrücklich betont werden — erstens *vollständige Reihen guter, hinreichend genauer chemischer Analysen* voraus, dann, neben der petrographischen Untersuchung, als wichtiges Glied der Untersuchung auch genügende *geologische Beobachtungen im Felde,* was lange Jahre hindurch nicht gebührend berücksichtigt wurde. Es muss von jedem analysirten Handstück bekannt sein, nicht nur ob es aus einer lakkolithischen Masse, einem Stock oder einem Gange oder vielleicht aus einem Oberflächenerguss stammt, sondern man muss z. B. auch wissen, wie mächtig die Gangmasse ist, muss wissen, wie weit von der Ganggrenze (resp. Lakkolithgrenze etc.) das Stück geschlagen ist, muss wenn möglich wissen, in welcher Tiefe die Gesteinsmasse erstarrt ist, muss die Ausdehnung und Beschaffenheit der begleitenden Contactmetamorphosen kennen, muss wenn möglich die Masse (Quantität) des erstarrten Gesteins messen etc. etc.

Chemisch analog zusammengesetzte Gesteine werden gewöhnlich (nicht immer) derselben Gesteinsfamilie angehören; bei der Erforschung der Verwandtschaftsbeziehungen der Gesteine ist es bisher naheliegend gewesen, das chemisch nahe Übereinstimmende näher zusammenzufassen, und das Hauptgewicht musste bewusst oder unbewusst auf die Abgrenzung der *Gesteinsfamilien* (oder vielmehr ihrer Unterabtheilungen) gelegt werden. Für diese Aufgabe findet sich dann auch schon jetzt in der gesammten petrographischen Litteratur reichliches Material vor.

Aber auch eine genauere Begrenzung und eine detaillirte Erforschung der *Gesteinsserien* dürfte sich von nicht geringer Bedeutung zeigen, um schliesslich das Ziel zu erreichen, eine genauere Kenntniss der Eruptivgesteine und ihrer Bildungsgeschichte zu erlangen als wir jetzt besitzen und auf diese Kenntnisse ein natürliches System der Eruptivgesteine zu gründen. Für diese Erforschung der Gesteinsserien ist nur wenig Material vorhanden, und sichere Resultate, die unser jetziges Wissen wesentlich erweitern können, lassen sich kaum ohne ziemlich detaillirte Untersuchungen gewinnen. Wie weit sich am Ende die nähere Abgrenzung der Gesteinsserien vortheilhaft durchführen lässt, ist deshalb auch von vorn herein nicht leicht zu übersehen.

Ich hoffe jedoch schon durch die in dieser Arbeit vorgelegten Untersuchungen gezeigt zu haben, dass bedeutungsvolle Resultate aus einem näheren Studium der Gesteinsserien erwartet werden dürfen; ich werde deshalb auch in einer folgenden Abhandlung über die Serie der Rhombenporphyre diese Gedanken weiter verfolgen und die in der hier vorliegenden Abhandlung angedeuteten Anschauungen durch weitere Beispiele zu erläutern versuchen.

Nachträge und Berichtigungen.

Zu Seite 9.

Bei den in diesem Sommer (1894) fortgesetzten Untersuchungen in den Umgebungen des Lougenthales ist eine unerwartete Menge von neuen Groruditvorkommen entdeckt worden.

Im Thal selbst fand ich gerade am Hauptwege gleich N. von den Häusern am Hofe Gravdal (Kirchspiel *Tuft*), östlich vom Lougenthal einen 1.6 Meter mächtigen Gang von Grorudit; die Richtung des Ganges war N.—S.; er setzte in einem ziemlich grobkörnigen halbporphyrischen rothen Nordmarkit auf.

Von Herrn Amanuensis *C. Damm* wurden bei seiner Kartenaufnahme noch folgende Vorkommen entdeckt:

Im Kirchspiel *Eftelöt.*

SW. von Siljan einen 0.22 Meter mächtigen Gang in halb porphyrartigem Nordmarkit; Richtung N. 10° O. bis S. 10° W.

Lose Gerölle zwischen Vinæs und der Meskestad-Sennhütte.

Im Kirchspiel *Komnæs.*

In der Höhe N. von Komnæs Kirche, ca. 150 Meter über dem Thalboden, ein 3 Meter mächtiger Gang in Nordmarkit; Streichen N. 10° W. — S. 10° Ö.

Ca. 300 Meter über dem Thalboden; S. vom Komnæsbach, ein O.—W. streichender kleiner Gang (nur 0.5 Meter mächtig) in halbporphyrischem Nordmarkit; der Gang konnte auf einer Strecke von 150 Meter nachgewiesen werden.

Hoch über dem Thal, Ö. vom Komnæsbach, in der Nähe des grossen Sees Hajeren, ein NNW.—SSO. streichender Gang, ebenfalls in Nordmarkit.

Im Kirchspiel *Svarstad.*

Bei Tosås ein 0.6 M. mächtiger, NNO.—SSW, streichender Gang in Rhombenporphyr.

Bei Tveiten ein 0.35 M. mächtiger, NNW. - SSO. streichender Gang in Nordmarkit.

SW. von Nakkjum ein wenigstens 1 Meter mächtiger Gang, mit Streichen NO.—SW., in Natrongranit.

Ungefähr WSW. von Nakkjum fanden sich mehr als Metergrosse Blöcke eines porphyrischen Grorudits (mit 4 bis 5 mm. grossen Feldspatheinsprenglingen); sie stammen aus einem grösseren Gang in dem naheliegenden Bergabhang von Natrongranit.

Durch diese Beobachtungen ist die Anzahl der verschiedenen Vorkommen von Groruditgängen beiderseits des Lougenthales auf ca. 15 gestiegen; werden dazu die aus der Gegend N. und NNO. von Kristiania bekannten Fundorte gerechnet, beläuft sich die gesammte Anzahl der augenblicklich bekannten Vorkommen auf beinahe 30.

Die neuen Fundorte von dem Lougenbezirk bieten z. Th. noch verschiedene structurelle Eigenthümlichkeiten dar, welche der manchfaltigen Ausbildung der Grorudite noch grössere Abwechselung verleihen. Mehrere derselben führen gut begrenzte kleine Quarzeinsprenglinge, obwohl immer sparsam.

Die Hauptzüge der oben gegebenen Charakteristik finden sich jedoch auch bei den neu gefundenen Vorkommen wieder, so dass auf eine genauere Beschreibung der einzelnen Gänge wohl verzichtet werden kann.

Doch verdient es bemerkt zu werden, dass ein Stück von dem Gang S. von Hajeren in Komnæs u. d. M. eine schöne *Granophyr*-structur zeigt, mit Mikropegmatit und granophyrischen Büscheln zwischen den Mikroperthit-Individuen.

Man findet somit bei den Groruditen sowohl eine ziemlich ausgesprochene Quarzporphyrfacies mit Quarzeinsprenglingen in Dihexaëderform, als auch eine Granophyrfacies; beide sind jedoch sehr selten.

Ebenfalls kann erwähnt werden, dass die Ganggrenze des Ganges Ö. von Omholtsæter, innerhalb einer ungefähr $^1/_2$ cm. breiten Zone eine ausgezeichnete Fluidalstructur zeigt; unmittelbar an der Ganggrenze ist eine 2 bis 3 mm. breite Zone, welche ausschliesslich aus *Aegirin* mit *Flussspath* besteht.

Zu S. 56. P_5O_2 liess P_2O_5.

Zu S. 115.

S. 109 ist angeführt, dass ich bei der ersten Bearbeitung des Tinguaits von Hedrum zufällig nur Stücke der Ganggrenze vorräthig hatte, weshalb auch nur von dem Grenzgestein eine Analyse vorlag.

Da es mir indessen wünschenswerth schien, auch von dem Hauptgestein des Ganges die chemische Zusammensetzung zu kennen. liess ich in diesem Herbst eine Analyse desselben durch Herrn *V. Schmelck* ausführen.

Aegirin-Tinguait von Hedrum.

	I Gangmitte		II Ganggrenze		Differenz	
SiO_2	55.65		56.58		+0.93	
Al_2O_3	20.06		19.89		—0.17	
Fe_2O_3	3.45		3.18		—0.27	
FeO	1.25	1.25	0.56	1.07	—0.18	—1.45
MnO	(nicht bestimmt)		0.47			
MgO	0.78		0.13		—0.65	
CaO	1.45		1.10		—0.35	
Na_2O	8.99		10.72		+1.73	
K_2O	6.07		5.43		—0.64	
H_2O (Glühverlust)	1.51		1.77		+0.26	
	99.21		99.83			

Die meisten Differenzen sind nur gering; doch ist bei der Gangmitte, wie es scheint, der Gesammtgehalt an Eisenoxyden, Magnesia und Kalk deutlich grösser, der Gehalt an Na_2O und SiO_2 kleiner. In der mineralogischen Zusammensetzung müsste dies Verhältniss sich in einem grösseren Gehalt an Pyroxen (Aegirin) und Biotit abspiegeln. Die Berechnung der Analyse der Gangmitte zeigt auch, übereinstimmend mit dem Eindruck der Beobachtungen u. d. M., dass diese Annahme wahrscheinlich richtig ist.

K_2O . . .	3.46	
Al_2O_3 . . .	3.74	
SiO_2 . . .	13.13	
	20.33	$K_2 Al_2 Si_6 O_{16}$.
Na_2O . . .	3.42	
Al_2O_3 . . .	5.65	
SiO_2 . . .	19.87	
	28.94	$Na_2 Al_2 Si_6 O_{16}$
CaO . . .	0.18	
Al_2O_3 . . .	0.31	29.79 $Ab_{32} An_1$.
SiO_2 . . .	0.36	
	0.85	$Ca_2 Al_4 Si_4 O_{16}$

K_2O . . .	2.28		
Na_2O . . .	4.55		
Al_2O_3 . . .	9.94		
SiO_2 . . .	13.17		
	29.94	Nephelin ($Na_6 K_2 Al_8 Si_9 O_{34}$).	
Na_2O . . .	1.02		15.18 Pyroxen.
Fe_2O_3 . . .	2.63		
SiO_2 . . .	3.96		
	7.61	$Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12}$	
FeO . . .	0.48		
MgO . . .	0.64		
CaO . . .	1.27		
SiO_2 . . .	2.70		
	5.09	(Fe, Mg) Ca $Si_2 O_6$	
FeO . . .	0.24		
Fe_2O_3 . . .	0.57		
SiO_2 . . .	1.02		
	1.83	$Fe Fe_2 Si_4 O_{12}$	
FeO . . .	0.19		
Al_2O_3 . . .	0.29		
SiO_2 . . .	0.17		
	0.65	$Fe Al_2 Si O_6$	
H_2O . . .	0.11		
K_2O . . .	0.33		
Na_2O . . .	0.05		
FeO (& MnO)	0.34		
MgO . . .	0.14		
Fe_2O_3 . . .	0.25		
Al_2O_3 . . .	0.20		
SiO_2 . . .	1.07		
	2.49	(Lepidomelan). [1]	
Rest . . .	0.20	SiO_2.	

Zu wenig gefunden: 0.07 Al_2O_3, 0.05 Na_2O.

[1] Bei der Berechnung der Analyse S. 114 ist es vergessen, Zeile 3 von unten nach 1.76 anzuführen, dass die berechneten Zahlen sich auf Lepidomelan beziehen.

Die Durchschnittszusammensetzung des Pyroxens (die äusserst geringe Menge von Natronhornblende ist in der Berechnung nicht besonders berücksichtigt) wäre dabei auf 100 berechnet:

SiO_2	51.72
Al_2O_3	1.91
Fe_2O_3	21.08
FeO	5.99
MgO	4.21
CaO	8.37
Na_2O	6.72
	100.00

Es muss bemerkt werden, dass diese Zusammensetzung eine Durchschnittszusammensetzung ist; die Beobachtung u. d. M. zeigte ja, dass Einsprenglinge von Diopsid mit Rand von Aegirin auftreten; der Pyroxen der Grundmasse muss jedoch auch selbst ein CaO-haltiger Aegirin sein. Jedenfalls muss der grössere CaO-Gehalt und der entsprechend niedrigere Na_2O-Gehalt der Gangmitte, verglichen mit der Ganggrenze, auf eine CaO-reichere Durchschnittszusammensetzung der Pyroxene der Gangmitte zu beziehen sein.

Die Einsprenglinge von Diopsid mit Aegirinrand kommen sowohl in der Gangmitte als noch mehr im Grenzgestein so ausserordentlich sparsam vor, dass *sie* unmöglich in merkbarem Grade den CaO-Gehalt beeinflussen können. In anderer Beziehung sind sie aber sehr bemerkenswerth; es scheint nämlich wenig wahrscheinlich, dass ein so reiner Diopsid wie derjenige der Aegirin-umrandeten Kerntheile dieser Tinguaiteinsprenglinge aus einer so CaO-armen basischen Mischung wie derjenige des Hedrum-Tinguaits auskrystallisiren könnte.[1] Thatsächlich sind sie ja gewiss aus grösserer Tiefe mitgebracht. *Bedenken wir nun, dass die norwegischen Tiefengesteine der Nephelinsyenitfamilie, ebenso wie die verwandten Laurvikite, welche alle einen ganz ähnlichen Diopsid als Hauptbestandtheil führen, gewöhnlich ca. 2.5 bis 4 Procent CaO enthalten*, so liegt es nahe zu schliessen, dass die Diopsidkerne der Tinguait-Einsprenglinge aus einem ziemlich entsprechenden Magma ausgeschieden wurden, woraus die weitere Schlussfolgerung sich ergäbe, dass *das Tinguait-Magma selbst durch Differentiation aus einem etwas CaO-reicheren* (Laurdalit-Laurvikit-ähnlichen) *Magma abgespaltet gewesen sein*

[1] In den *sauren* Pantelleriten ist, wie oben erwähnt (S. 184), bei einem CaO-Gehalt von nur ca. 1.37 Procent, Diopsid und Aegirin-Augit regelmässig vorhanden.

muss, — eine Schlussfolgerung, welche auch schon oben (S. 149—152) aus anderen Gründen abgeleitet wurde.

Diese Schlussfolgerung, wenn dieselbe richtig ist, (was durch genauere Untersuchungen über das Krystallisationsspatium des Diopsids geprüft werden müsste), wäre dann ferner auch dadurch von Interesse, weil wir hier ein Beispiel dafür hätten, wie ein Spaltungsmagma aus tieferem Niveau Einsprenglinge aus dem Muttermagma mechanisch mitführen könne. *Es müsste dann während der Differentiation des Tinguaitmagmas aus dem Laurdalit-Laurvikit-Magma schon eine Krystallisation angefangen haben*, was natürlich an und für sich gar nicht unwahrscheinlich sein dürfte.

Es liegt auf der Hand, dass ein derartiges Verhältniss dann auch bei der Beurtheilung der Bedeutung der chemischen Zusammensetzung der Eruptivgesteine für die systematische Eintheilung derselben nicht unberücksichtigt bleiben darf, indem ja die Bauschanalyse, bei *reichlichem* Gehalt an Einsprenglingen, die während der Differentiation aus dem Muttermagma selbst auskrystallisirt sind, nicht ausschliesslich die Zusammensetzung eines einheitlichen Spaltungsmagmas giebt, was in anderen Fällen bei gleicher chemischer Zusammensetzung bei Gesteinen, die an Einsprenglingen arm oder davon frei sind, in der Regel der Fall sein muss. Zwei verschiedene Gesteine von gleicher oder beinahe gleicher chemischer Durchschnittszusammensetzung brauchen somit nicht nothwendig derselben Gesteinsfamilie angehörig zu sein, auch wenn die Gesteinsfamilien in erster Linie auf chemischer Grundlage (nach der Zusammensetznug ihrer Haupt-Tiefengesteine) abgegrenzt werden; dass natürlich umgekehrt auch dieselbe Gesteinsfamilie chemisch verschiedene Gesteine zusammenfassen kann, wurde schon oben (S. 178 Anm.) erwähnt.

Nach der obigen Berechnung der Analyse der Gangmitte des Tinguait-Ganges von Hedrum sollte die Mineralienzusammensetzung derselben, verglichen mit derjenigen der Ganggrenze, ungefähr die folgende sein:

	Gangmitte		Ganggrenze	
Kalifeldspathsilikat	ca. 20.5	ca. 50.5	ca. 17	ca. 53
Natronfeldspathsilikat	» 30		» 36	
Aegirin (Pyroxen) und Biotit . .	» 18		» 15	
Nephelin	» 30		» 31	

So gering diese Unterschiede auch sind, dürften sie dennoch verdienen bemerkt zu werden; wir sehen nämlich, dass das gewöhnliche Verhältniss zwischen Ganggrenze und Gangmitte bei den *saureren* Gliedern der Grorudit-Tinguait-Serie hier bei den basischeren Tinguaiten

nicht mehr wiederkehrt. Bei jenen war die Ganggrenze gewöhnlich basischer als die Gangmitte oder jedenfalls reicher an Eisenoxydverbindungen und entsprechend reicher an dunklen Mineralien (Aegirin); hier bei dem Tinguait ist die Ganggrenze eher ein wenig saurer und muss jedenfalls ärmer an Eisensilikaten (Aegirin und Lepidomelan) sein.

Zum leichteren Vergleich sollen die Differenzen zwischen Gangmitte und Ganggrenze in Bezug auf die Gehalte von SiO_2 und Eisen (& Mn-) Oxyden (als Fe_2O_3 berechnet) hier wiederholt werden:

	Gang-mitte	Gang-grenze	Diffe-renz	
Gang bei Grussletten (S. 56)	70.15	66.50	−3.65	SiO_2.
Gang bei Frön (S. 139) . .	69.00	68.95	−0.05	
Gang in Hedrum (S. 191) .	55.65	56.58	+0.93	
Gang bei Grussletten . . .	8.31	12.48	+4.17	Fe_2O_3(FeO & MnO).
Gang bei Frön	4.85	6.76	+1.89	
Gang in Hedrum	4.86	4.38	−0.48	

Es steht diese Beobachtung, näher besehen, dennoch nicht im Widerspruch mit der oben abgeleiteten Erklärung der Unterschiede zwischen Ganggrenze und Gangmitte durch die Annahme einer stattgefundenen Differentiation.

Wir nahmen ja an, dass die Anreicherung mit Eisenoxyden (und Eisensilikat, Aegirin etc.) in der Grenzzone durch eine der Krystallisationsfolge entsprechende Diffusion zu erklären sei. Nun ist es aber der Fall, dass bei manchen Gang-Gesteinen der *Nephelinsyenitfamilie* (namentlich bei vielen Foyaiten) der Aegirin sehr häufig zum grossen Theil *nach* sowohl den Feldspäthen als nach dem Nephelin auskrystallisirt ist. Es wäre dann eben zu erwarten, dass bei einem nephelinsyenitischen Ganggestein, wie dem Tinguait, der Krystallisationsfolge entsprechend, die Ganggrenze, bei der Diffusion der zuerst auskrystallisirbaren Verbindungen nach derselben, *nicht* mit Aegirinmolekülen, sondern eher mit Nephelin- und Feldspath-Molekülen angereichert werden müsste, wie es bei dem Hedrum-Gange in der That auch der Fall gewesen ist.

Eine parallele Beobachtung aus dem grönländischen Sodalithsyenitgebiet verdanke ich einer Mittheilung von Herrn *Dr. V. Ussing* in Kopenhagen; unter dem von Herrn *K. J. V. Steenstrup* von Kangerdluarsuk mitgebrachten Gesteinssuiten befand sich nämlich auch ein Stück einer primären Eruptivbreccie, bestehend aus Bruchstücken eines hellen, an Eisensilikaten armen Foyait, verkittet durch ein an Eisensilikaten sehr

reiches, dunkles Nephelin-Gestein. Auch hier ist also das Restmagma das eisenreichere SiO_2-ärmere gewesen. [1]

Es verdient noch betreffs der Analyse der Gangmitte des Tinguaits von Hedrum bemerkt zu werden, dass dieselbe in mehreren Beziehungen besser in die Serie (confr. die Tabelle S. 161 und S. 176) hineinpasst, als die früher angeführte Analyse der Ganggrenze.

Zu Seite 140.

Nachdem die Bemerkungen S. 140 schon gedruckt waren, erhielt ich vom Verfasser Herrn *A. Harker* seine interessante Abhandlung über «Carrock Fell; a study in the variation of igneous rock-masses», Part I The gabbro» (Quarterly journ. of the geol. soc. August 1894). Ich sehe daraus mit grosser Befriedigung, dass dieser Verfasser die schon öfters von mir verfochtenen Ansichten über den Parallelismus zwischen der Krystallisationsfolge und der Differentiationsfolge und die Causalbeziehungen derselben acceptirt und noch ein Stück weiter gebracht hat (er citirt auch meine Worte, dass die Differentiation «has been determinated by and is dependent on the laws of crystallisation» ohne doch zu erwähnen, nach wem das Citat angeführt ist).

Wenn ich an dieser Stelle die Gelegenheit benutze, die vortreffliche Abhandlung von Herrn *Harker* zu erwähnen, geschieht dies wesentlich, um gleich darauf aufmerksam zu machen, dass er wahrscheinlich nicht bemerkt hat, wie ich in meiner Abhandlung über die basischen Gesteine von Gran ausdrücklich zwei verschiedene Arten Differentiationen (dieselben, welche oben S. 153 als tiefmagmatische und lakkolithische charakterisirt wurden) unterschieden habe. Es ist ganz richtig, dass *die erstere* Art «differ in a fundamental respect from those described above at Carrock Fell»; Herr *Harker* hat aber gar nicht erwähnt, dass die zweite von mir beschriebene Art von Differentiation (welche ich in der Abhandlung über die Gran-Gesteine als «differentiation in the bosses» bezeichnete) in keiner wesentlichen Hinsicht von der von ihm beschriebenen Differentiation in den Gesteinen von Carrock Fell verschieden gewesen sein kann. Diese Differentiation wurde speciell bei der Beschreibung von Brandberget näher characterisirt und in ganz analoger Weise, wie *Harker* es thut, erklärt. Es ist somit ein reines Missverständniss, wenn Herr *Harker* ganz im Allgemeinen bemerkt, dass

[1] Auch das relative Altersverhältniss der Laurvikite und der Laurdalite könnte hier zum Vergleich angezogen werden; schon in meiner Darstellung der Erklärung der Eruptionsfolge im Kristianiagebiet (Zeitschr. f. Kryst. B. 16, I S. 87) wurde auch (1890) diese Reihenfolge als im Einklang mit der Krystallisationsfolge der Nephelinsyenite stehend angeführt.

«The phenomena of differentiation described by Prof. Brögger in the eruptive rocks of the Christiania basin and especially in those of the Gran district differ in a fundamental respect from those described above at Carrock Fell»; im Gegentheil, auch die *lakkolithische* Differentiation, auf welche das Beispiel von Carrock Fell zu beziehen ist, ist im Kristianiagebiet und dann speciell auch auf Gran in grösster Verbreitung vertreten und dürfte sogar wohl, soviel aus *Harker's* Abhandlung geschlossen werden kann, auf Gran vielleicht noch deutlicher als bei Carrock Fell ausgebildet sein.

Zu S. 140.

Nachdem meine Bemerkungen S. 140 über tiefmagmatische und lakkolithische Diffusion schon gedruckt waren, hat ferner auch Professor *J. H. L. Vogt* in einer Abhandlung in Zeitschr. f. praktische Geologie, B. 2 S. 398 Anm. (Oktober 1894) ähnliche Gedanken, wie die von mir schon in meiner vorläufigen Mittheilung über die basischen Eruptivgesteine von Gran zuerst auseinandergesetzten Betrachtungen, publicirt. Wenn er wegen meiner Ausdrücke magmatische (soll sein: «tiefmagmatische») und lakkolithische Differentiation auf einen Vortrag von mir in der Sitzung der Gesellsch. d. Wissensch. in Kristiania, Mai 1894, hinweist, ist dies in so fern irreleitend, als der Gedankengang selbst ja schon in der erwähnten Abhandlung über die Gran-Gesteine publicirt war; diese Abhandlung war aber schon August 1893 (als Manuscript für einen Vortrag in der Sitzung der «British Association» in Nottingham Sept. 1893) gedruckt.

Wenn nun aber *Vogt* die von mir vorgeschlagene Bezeichnung: tiefmagmatische Differentiation durch «*intratellurische*» Differentiation zu ersetzen vorschlägt, dann scheint mir dies Bessermachen keine Verbesserung. Ich gebe gern zu, dass der Terminus «tiefmagmatische (im Referat meines von *Vogt* citirten Vortrages steht «magmatische») Differentiation» auch nicht besonders gut ist; aber als Gegensatz zu lakkolithische Differentiation lässt sich derselbe wohl vertheidigen. Wie aber eine Bezeichnung wie «intratellurische» Differentiation als Gegensatz zu lakkolithische Spaltung einen vernünftigen Sinn haben kann, ist mir nicht verständlich.

Zur leichteren Übersicht sind in der folgenden Tabelle sämmtliche für die vorliegende Arbeit ausgeführten Analysen zusammengestellt; nur die Analysen No. I und No. XIV sind früher (in Zeitschr. f. Kryst. B. 16, I S. 66 und S. 41) publicirt worden; die übrigen werden in dieser Arbeit zum ersten Mal veröffentlicht.

I Grorudit; Varingskollen (gleich N. vom Gipfel); Hakedalen NNO. von Kristiania (G. Paijkull anal.).

I a Grorudit; Do. do. (V. Schmelck).

II Grorudit; Grussletten bei Grorud; NO. von Kristiania; Gangmitte (V. Schmelck).

III Grorudit; Do. do.; Ganggrenze (V. Schmelck).

IV Grorudit; Kallerud im Lougenthal (V. Schmelck).

V Quarzlindöit; N. von Törtberg bei Frön, W. Aker bei Kristiania; Gangmitte (V. Schmelck).

VI Grorudit (Hornblende-Grorudit); Do. do.; Ganggrenze (V. Schmelck).

VII Natrongranit; SW. von Hougnatten, Eftelöt, Sandsvär, W. von Lougenthal (V. Schmelck).

VIII Quarzführender Sölvsbergit; Sölvsberg, Kirchspiel Gran (V. Schmelck).

IX Hornblende-Sölvsbergit; Gerölle Lougenthal (V. Schmelck).

X Nephelinführender Sölvsbergit; zwischen Tjose und Åklungen 175.05 Kilom. von Kristiania (V. Schmelck).

XI Lindöit; Gjefsen, Kirchspiel Gran (V. Schmelck).

XII Foyait; Skirstad-Kjern, Kirchspiel Gran (V. Schmelck).

XIII Tinguait; zwischen Åsildsröd und Asbjörnsröd; Kirchspiel Hedrum; Gangmitte (V. Schmelck).

XIV Tinguait; Do. do.; Ganggrenze (G. Paijkull).

	I	Ia	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
SiO_2	74.35	74.80	70.15	66.50	71.35	69.00	68.95	71.65	64.92	62.70	58.90	62.30	57.52	55.65	56.58
TiO_2 (& ZrO_2) .	—	—	0.65	—	0.50	0.35	0.35	—	—	0.92	0.40	Spur	0.92	—	—
Al_2O_3	8.73	9.02	10.60	10.90	12.21	14.00	14.00	13.04	16.30	16.40	17.70	17.05	18.46	20.06	19.89
Fe_2O_3	5.84	7.10	5.77	9.85	4.53	1.56	2.12	2.79	3.62	3.34	3.94	1.30	2.23	3.45	3.18
FeO	1.00		1.74	2.34	1.14	2.38	3.50	1.80	0.84	2.35	2.37	2.46	2.44	1.25	0.56
MnO	0.22		0.52	—	0.78	0.55	0.55	—	0.40	Spur	0.55	—	1.20	—	0.47
MgO	0.07		0.35	0.60	—	0.14	0.07	Spur	0.22	0.79	0.54	0.57	1.08	0.78	0.13
CaO	0.45		0.72	0.64	0.22	0.49	0.23	Spur	1.20	0.95	1.05	1.20	1.85	1.45	1.10
Na_2O	4.51	5.14	5.30	5.56	6.51	5.67	5.45	6.30	6.62	7.13	7.39	5.14	7.58	8.99	10.72
K_2O	3.96	4.41	4.09	4.54	3.22	5.11	5.29	3.98	4.98	5.25	5.59	6.18	4.08	6.07	5.43
Glühverlust . .	0.25		—	0.20	0.33	0.70	0.05	1.10	0.50	0.70	1.90	0.45	1.80	1.51	1.77
P_2O_5				0.10								—	$Ca_3P_2O_8$. 0.51		
FeS_2												0.43			
CO_2												2.65			
	99.38		99.89	101.23	100.79	99.95	100.56	100.66	99.60	100.53	100.33	99.73	99.67	99.21	99.83