SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C. Avhandlingar och uppsatser. N:O 350.

ÅRSBOK 21 (1927) N:O 5.

SÖDRA STORFJÄLLET

IM SÜDLICHEN LAPPLAND

EINE PETROGRAPHISCHE UND GEOLOGISCHE STUDIE IM ZENTRALEN TEIL DES SKANDINAVISCHEN HOCHGEBIRGES

VON

GUNNAR BESKOW

MIT 2 TAFELN

Pris 5 kr.

STOCKHOLM 1929
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
280819

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C. Avhandlingar och uppsatser. N:o 350.

ÅRSBOK 21 (1927) N:o 5.

SÖDRA STORFJÄLLET

IM SÜDLICHEN LAPPLAND

EINE PETROGRAPHISCHE UND GEOLOGISCHE STUDIE IM ZENTRALEN TEIL DES SKANDINAVISCHEN HOCHGEBIRGES

VON

GUNNAR BESKOW

MIT 2 TAFELN

STOCKHOLM 1929
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
280819

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite

Vorwort 7

I. Allgemeiner, morphologisch-tektonischer Teil.

Kurze Zusammenfassung von Stratigraphie und Petrographie 9

Morphologie 12

Topographie und allgemeine Naturverhältnisse 12
Morphologie 13
Grotten 20

Tektonik 24

II. Petrographischer Teil.

A. Deskriptiver Teil 39

1. Sedimente und Effusive 39

Die Gesteine von Amphibolit-Biotitschieferfazies 39

Sedimente 39

Die untere Quarzitformation 39
Staurolith-Glimmerschiefer 41
Glimmerreicher Quarzitschiefer 43
Glimmerarme Quarzite 45

Die obere Quarzitformation oder die Graphitquarzit-Kalksandsteinformation 45
Graphitquarzit 45
Biotitporphyroblastische Glimmerquarzite 47
Kalkquarzit 49
Polymikte Konglomerate 50
Das Voitjakonglomerat 53

Der untere Marmorhorizont mit Grünsteinsagglomeraten und Konglomeraten 55

Die Mesketformation 59

Effusive 61
Basische Effusive 61
Uralitporphyrite 61
Einsprenglingsfreie, effusive Amphibolite 70
Intermediäre Effusive 77
Intermediärer Kissenlava 79
Saure Effusive (Keratophyre und Quarzkeratophyre) 82

Seite

Tuffe 94
Basische Tuffe 94
Kalzit-Amphiboltuff 94
Saussurit-Amphiboltuff 96
Saure Tuffe (Keratophyrtuffe) 103
Weisser, rostverwitternder (Kalzit)-Albitquarzit 103
Blauquarztuffe 105
Tuffoide bis normale Sedimente 107
Kalksteine 112
Agglomerate, Tuffagglomerate und Tuffbreccien 114
Agglomerate 115
Tuffagglomerate 118
Amphibol-Saussurittuff mit Uralitporphyrit 118
» » » keratophyrischen Bällen 121
» » » Bällen von zwei Effusivtypen 122
Keratophyr-Glimmertuffagglomerate 124
Tuffbreccien 124
Einige petrographische Profile der Mesketformation 127

Die Gesteine von Chloritschieferfazies 130

2. Intrusive 137

Granite (Haupttypus der Intrusivgesteine) 137
Femische Assimilationsgesteine (Migmatite) 148
Amphibolmigmatite 154
Migmatite von hornblende-saussurit-gabbroidem Typus 154
Garbenmigmatite 157
Amphibol-Biotit-Magnetitmigmatite 161
Biotit-Magnetitmigmatite 165
Epidotmigmatite 167
Chloritführende Migmatite 168
Extreme Niedertemperaturdifferentiate 170
Quantitativ untergeordnete Gang- und Spaltengesteine 170
Helsinkitlamprophyrische Spaltengesteine (Chloritit) 170
Epidot-Quarzpegmatit 176
Eruptive Quarzite 179

3. Schlusswort des deskriptiven Teils 188

Die geologische Bedeutung der Gesteine 188
Das Verhältnis des Södra Storfjället zu den übrigen Teilen der skandinavischen Hochgebirge 191

B. Theoretisch-petrographischer Teil 195

1. Die Niedertemperaturgesteine 195

Der Helsinkitbegriff 195
Die Mischbarkeitsverhältnisse der Feldspate bei niedriger Temperatur 198
Theorie der Niedertemperaturgesteine 204

2. Die Metamorphose 214

Im allgemeinen 214
Die Fazies klassifikation 218

Seite

3. Der Differentiationsverlauf der kaledonischen Eruptivgesteine 222

Einleitung 222

Die benutzten Dreiecke 224

Eine chemisch-statistische Berechnung der wichtigsten Mineralgruppen 225

Die Pyroxene 225

Die Amphibole 230

Die Glimmergruppe 241

Terminologie 246

Die Gesteine (hauptsächlich die Intrusive) 250

Im Fem-Ca-Alk-Dreieck 250

Die basischen Zentralgesteine 250

Die Anorthosite 250

Die Hauptdifferentiationslinie 253

Die Trondhjemite 256

Die Spez.-Gewicht-Verhältnisse bei der Plagioklasseparation 257

Im Feldspatdreieck 261

Im femischen Dreieck 264

Im Femca-Alk-Si-Dreieck 272

Die Bergen-Jotun- und Ekersund-Soggendalgesteine 273

Der Opdalit-Trondhjemit-Stamm 276

Die schwedischen kaledonischen Granite 279

4. Die Effusive (das Spilitproblem) 279

Einleitung 279

Die Verhältnisse der kaledonischen Effusive zu den Spiliten 279

Der Spilitbegriff 280

Über die Genesis der Spilite 283

Mechanismus der Pillowausbildung 283

Ursachen der charakteristischen chemisch-petrographischen Ausbildung der Spilite 285

Die Assoziation mit Natroneffusiven (Keratophyren usw). 289

Die Relationen zwischen den kaledonischen Effusiven, besonders der Mesketformation, und der sogenannten Spilitserie 291

Spilitische Züge der kaledonischen Effusive 291

Diskussion des chemischen Differentiationsverlaufes der kaledonischen Effusive in den verschiedenen Dreiecksystemen 292

Das Verhältnis zwischen den Keratophyren und den Albitgraniten-Trondhjemiten 298

Rückblick auf den Differentiationsverlauf der Trondhjemite-Albitgranite 299

Der Differentiationsverlauf der Mesketformation 301

Die Hauptdifferentiationsentwicklung von Uralitporphyrit zu Keratophyr . . 301

Der Differentiationszweig bis Analyse IV 306

Vergleich der britischen kaledonischen Keratophyre mit denen von S. Storfjället 308

5. Zusammenfassung des theoretischen Teils 311

Verzeichnis der benutzten Analysen 323

Analysentabellen 330

Bemerkungen zu der Karte und den Profilen 334

VORWORT.

Das Gebiet das in dieser Arbeit beschrieben wird, das Massiv vom Södra Storfjället im Kirchspiel Tärna, ist ein Teil des unter Leitung von Professor P. D. Quensel und H. Backlund kartierten västerbottnischen Teils der skandinavischen Alpenkette, von dem eine geologische Karte im Masstab 1:200,000, nebst Beschreibung, im Erscheinen begriffen ist. Auf freundlichsten Vorschlag von Professor Quensel begann der Verfasser im Sommer 1924 eine Spezialuntersuchung im Södra Storfjället, wo die übersichtliche Rekognoszierung von Quensel und dem damaligen Amanuensis, Lic. phil. E. Norin während ungefähr einer Woche im Sommer 1923 ausgeführt worden war.

Die Feldarbeiten für diese Arbeit wurden in den Sommern 1924—26 ausgeführt, 6—8 Wochen jeden Sommer. Als Grundlage diente eine Kopie der obenerwähnten Karte im Masstab 1 : 200,000, und ausserdem standen die Tagebücher Quensels und Norins zu meiner Verfügung, was im sehr hohen Mass die Detailrekognoszierung erleichtert hat. Meine eigene Kartierung wurde auf einer im Masstab 1 : 50,000 hergestellten Vergrösserung des Konzeptes der gewöhnlichen topografischen Karte ausgeführt.

1924 wurden die Kosten meiner Reisen und der Transporten von der Geologischen Landesanstalt bestritten, für die Sommern 1925 und 1926 erhielt ich Stipendien aus dem Liljewalchschen Stipendienfonds an der Stockholms Högskola, wofür ich auch hier meinen ergebenen Dank ausspreche.

Die Bearbeitung des Materiales ist grossenteils in der Mineralogischen Institution der Stockholms Högskola ausgeführt worden.

Für das Zustandekommen dieser Arbeit bin ich verschiedenen Personen zu grösstem Dank verpflichtet. Dem Chef der Geologischen Landesanstalt, Herrn Oberdirektor Dr. Axel Gavelin, bezeuge ich meinen tiefgefühlten Dank für sein freundliches Entgegenkommen und für sein dauerndes Interesse an dieser Arbeit, dank welchem sie in der Publikationsserie der Geologischen Landesanstalt hat erscheinen dürfen, für die teilweise Bestreitung der Kosten der Feldarbeit und für die Mehrzahl der Analysen, die bei der Landesanstalt selbst oder auf deren Kosten ausgeführt worden sind.

Mein Lehrer in Petrographie und Mineralogie, Herr Professor Dr. Percy Quensel, hat mir, wie erwähnt, diese Untersuchung zuerst vorgeschlagen und mich durch gemeinsame Exkursionen in die Problemstillung des speziellen Gebiets und in die Geologie des schwedischen Hochgebirges eingeführt. Während der ganzen Untersuchung hat er mir unverwertbar geholfen, dem Fortgang der

Arbeit ständig das freundlichste Interesse zugewandt und mich mit Rat und Tat unterstützt. Ich bezeuge ihm darum hier meinen herzlichen und tiefgefühlten Dank.

Herr Dozent Dr. phil. Bror Asklund vikariierte in der ersten Hälfte des Jahres 1926 während der Abwesenheit Prof. Quensels für denselben. Für impulsgebende Besprechungen und für das grosse Interesse das er dann und auch später besonders den mineralchemischen und petrogenetischen Abschnitten dieser Arbeit zugewandt hat, bringe ich ihm meinen herzlichen Dank.

Mit Herrn Dr. phil. A. Wegmann habe ich das Vergnügen gehabt, eine Exkursion im S. Storfjället zu machen, und verdanke ihm mancherlei Anregung betreffs der Tektonik. Mit meinem Kollegen bei den Hochgebirgsarbeiten, Amanuensis O. Kulling, habe ich gleichfalls Exkursionen im S. Storfjället unternommen, und mehrfach gemeinsame Probleme durchgesprochen; auch ist der südlichste Verlauf des südöstlichen Marmorstriches der Karte nach seiner Angabe eingetragen. Mit Dr. phil. A. Högbom habe ich auch gemeinsame geologische Probleme diskutiert, woneben er mir freundlichst zur Vergleichung Handstücke und Dünnschliffe aus seinem Gebiete zur Verfügung gestellt hat. Herr Kand. L. de Vylder j:r war mir freundlichst während des ersten Sommers als Assistent folglich. Allen diesen Herren spreche ich hiermit meinen herzlichsten Dank aus.

Die Analysen sind in dankenswertester Weise von den Herren Dr. phil. A. Bygdén und Lic. phil. G. Assarsson bei der Geologischen Landesanstalt und dem damaligen Amanuensis, Lic. phil. R. Blix bei dem quantitativ-chemischen Institut der Stockholms Högskola ausgeführt worden.

Die Dünnschliffe sind von Präparator Carlsson und S. G. Hedlund hergestellt worden. A. Hj. Olsson hat die meisten Mikrophotographien aufgenommen.

Der grösste Teil des Manuskriptes ist von meiner Frau aus dem Schwedischen ins Deutsche übersetzt worden, wonach Fräulein Gertrud Menzel den deutschen Text durchgegangen hat. Ein Korrekturabzug der ganzen Arbeit ist freundlichst von Herrn Dr. phil. Lektor E. A. Meyer durchgesehen worden.

Allen diesen Personen bin ich den grössten Dank schuldig.

Stockholm, im September 1928.

Gunnar Beskow.

I. Allgemeiner, morphologisch-tektonischer Teil.

Kurze Zusammenfassung von Stratigraphie und Petrographie.

Der in diesem Werke beschriebene Teil der västerbottnischen Alpen, das Massiv des Södra Storfjället, ist von einer Serie von Sedimenten und mit diesen verknüpften Effusivgesteinen und Tuffen aufgebaut, die zwar Diskordanzen einschliessen, indem Konglomerate von hiatusmarkierendem Charakter zwischen den grössten Unterabteilungen der fraglichen Serie auftreten, aber die Serie scheint im grossen ganz konform abgelagert zu sein; wenigstens hat keine beginnende Faltung den darunterliegenden Sedimentkomplex betroffen, bevor die letzten Glieder abgelagert wurden, was man mit voller Sicherheit in dem grossen zentralen Teil des Gebietes konstatieren kann. Diese Sediment-Effusivserie ist später stark isoklinal gefaltet worden, und während dieser mit lokalen Überschiebungen verknüpften Faltung sind Intrusivgesteine in tektonisch dirigierter Weise intrudiert worden.

Die Sediment-Effusivserie wird von folgenden Abteilungen aufgebaut:

III. *Die Mesketformation.*[1] Hauptsächlich Grünsteineffusive bis -agglomerate + Tuffe. Mit normalsedimentären Gliedern (Tonschieferphylliten, Glimmerquarziten etc.). Im zentralen Teil in Amphibolitfazies, in gewissen Strichen in Grünschieferfazies (Chlorit-Epidot- oder sogar Chlorit-Calcit-Fazies).

III b. Oft ankeritischer *Marmor* oder *marmorzementiertes Agglomerat.*

2. Quarzitkonglomerat (*das Voitjakonglomerat*, Quensel).[1]

II. *Die obere Quarzit-Schieferformation.* Aus Graphitquarziten bis quarzitischen Tonschieferphylliten zuoberst und zuunterst und Calcitquarziten (metamorphen Kalksandsteinen) hauptsächlich in der Mitte bestehend; intraformationale, polymikte Konglomerate kommen zahlreich vor und leiten oft in Arkose über.

1 c. Kleines Konglomerat mit Amphibolit- u. verschiedenen Quarzitballen. Fehlt zuweilen.

---

[1] Quensel, G. F. F., Bd. 44, 1922, S. 676.

1 b. Basischer Effusivhorizont. Unbedeutende Mächtigkeit. Hier und da ausklingend.

1 a. *Marmor.* Mächtigkeit ein paar bis zehn Meter; sehr aushaltig.

I. *Die untere Quarzitformation.* Aus meistens unreinen Glimmerquarziten grauer—graubrauner Farbe und einförmigen Charakters bestehend.

1 und 2 bezeichnen je einen Hiatus zwischenen den Hauptformationen I, II und III.

Betreffs des Alters der Formationen kann folgendes gesagt werden. Keine bestimmbaren Fossile sind in dem hier beschriebenen Gebiet gefunden worden. Das Gebiet des S. Storfjället grenzt aber an das Gebiet, wo Kulling seine sehr bedeutungsvollen Fossilfunde gemacht hat,[1] und die petrographisch sehr prägnanten Horizonte, die durch seine Fossilfunde stratigraphisch bestimmt worden sind, streichen vom obenerwähnten Gebiet in den östlichen Teil des Södra Storfjället hinein und sind auch von Kulling in einigen Exkursionen bis hierher verfolgt worden. Auch von diesen abgesehen, ist die petrographisch-stratigraphische Analogie zwischen der fossilführenden Gesteinsparagenesis im Virisgebiet und der entsprechenden Formation im S. Storfjället so gross, dass eine Parallelisierung aus nur diesem Grunde ganz berechtigt schiene. Eine solche Parallelisierung ist zuerst von Quensel, besonders betreffs des Konglomerates, bei seiner Übersichtsrekognoszierung gemacht worden (Tagebücher u. mündl. Mitteil.).

Die Kombination Voitjakonglomerat + Pentameruskalk + Blauquarzgrauwacke entspricht im S. Storfjället dem Voitjakonglomerat + Marmor bis marmorzementiertes Agglomerat oder karbonatreicher Tuff + dem überliegenden, teilweise als Blauquarztuffe entwickelten nächstfolgenden Glied der Mesketformation. Der darunterliegende Rastritesschiefer von Broken entspricht gewiss einem der obersten Niveaus der an graphitquarzitischen bis alaunschieferphyllitischen Gliedern reichen oberen Quarzitformation (II), und der überlagernde Chloritschiefer irgend einem höheren, basischen Effusiv- oder Tuffniveau der Mesketformation. Siehe auch die mit dieser ganz übereinstimmende Parallelisierung, die Kulling gemacht hat (a. a. O.).

Die Mesketformation ist somit nach Kullings Fossilbestimmungen obersilurischen Alters, näher bestimmt jünger als Pentamerus- (oberes Rastrites)-glied. Ihre obere Altersgrenze ist nicht näher fixiert. Das Voitjakonglomerat ist von Pentamerusalter (Kulling, a. a. O., S. 374), oder ein wenig älter, da der Ansicht des Verfassers nach das Konglomerat den Marmor deutlich unterlagert, obgleich sein oberstes Niveau oft karbonatzementiert ist, was Quensel[2] für mehrere weit entfernte Lokale gefunden hat.

Die obersten Niveaus der oberen Quarzitformation sind von Rastritesalter; die untere Grenze dieser Formation, wie auch der darunterliegenden Formationen 1 und I, ist nicht bestimmt.

Die in die Sediment-Effusivserie injizierten Intrusivgesteine sind teils Peridotite (Olivinfelse), teils Albit-Oligoklasgranite und mit diesen assoziierte

[1] O. Kulling: Vortragsreferate, G. F. F., Bd. 47, S. 367—375.
[2] Tagebücher und mündl. Mitteilungen.

Migmatite. Die Granite und Migmatite sind deutlich hoch- bis spätorogenen Charakters; gewisse Spaltengesteine sind sogar nach dem Aufhören aller Bewegungen gebildet.

Das Alter der Peridotite ist dagegen schwieriger festzustellen. Gewiss sind sie beträchtlich früher erstarrt als die jüngsten Granite, jedoch zeigt der Intrusionscharakter der beiden Gesteinstypen in gewissen Hinsichten eine Ähnlichkeit. Im nördlichen Teil des S. Storfjället treten die Peridotite als oft perlschnurartig geordnete Kuppen, oft auch als zusammenhängende Lagerintrusionen auf, die in die stark isoklinalgefaltete Mesketformation oder in deren Kontakt gegen die obere Quarzitformation intrudiert sind. Sie sind gewissermassen aber gar nicht streng niveaubeständig. Hier treten auch lagergangartige Granitintrusionen reichlich auf, die oft dieselben Intrusionsebenen wie die Peridotite benutzt haben, aber jünger sind. Die Peridotite sind mehr oder weniger stark tektonisch beansprucht (wie die Granite); ihre Kontakte gegen die Sedimente resp. Effusive zeigen immer Spuren einer (ganz lokalen) Gleitbewegung; sichere Spuren einer Kontaktumwandlung sind nicht gefunden worden. Mit voller Sicherheit sind die Peridotite wenigstens früher als der letzte Teil der eigentlichen tektonischen Bewegungen intrudiert und völlig erstarrt, aber wo in dem gegebenen Zeitintervall (nach der Bildung der Mesketformation und vor den letzten grossen Bewegungen) deren Intrusionszeit zu placieren ist, ist unmöglich zu entscheiden. Der Verfasser hielt es für wahrscheinlich, dass die Peridotitintrusion nach der Anlegung der jetzt isoklinalzusammengepressten grossen Falten geschehen ist; wie dem auch sei, ist es wichtig festzuhalten, dass die Peridotite ganz deutlich *jünger als die Mesketformation* sind, in deren chloritverschieferten Gesteinsgliedern die Peridotite intrudiert sind. Die Vermutung Backlunds,[1] dass die westlichen Peridotitkuppen die Eruptionsröhren der Mesketamphibolite ausmachen sollten, kann also betreffs dieses Gebietes nicht gültig sein. Nach A. Högbom sind im südlichen Teil der Västerbottenalpen Peridotite nur in den untersten Teilen der Sedimentserie angetroffen worden, was seiner Ansicht nach auf ein relativ hohes Alter dieser Gesteine deuten kann[2]; auch diese Vermutung kann also für die westlichen Peridotite wenigstens nicht generell richtig sein; ein ganz verschiedenes Alter für die Peridotite im südlichen und mittleren Teil der westlichen Västerbottengebirge lässt sich auch nicht gut annehmen, weshalb das Alter dieser Peridotite wohl zum mindesten als Postrastritesalter zu fixieren ist. Die Peridotite sind übrigens in dieser Arbeit bei der petrographischen Beschreibung u. s. w. vernachlässigt worden, weil sie den Gegenstand besonderer Untersuchungen und einer künftigen Beschreibung von T. Du Rietz bilden.

[1] H. Backlund, G. F. F., Bd. 46, 1925, S. 163.

[2] A. Högbom, De geologiska förh. inom Stekenjokk-Remdalens malmtrakt. S. G. U., Ser. C. N:o 329 (Årsbok 18 (1924)). S. 41.

Morphologie.

Topographie und allgemeine Naturverhältnisse.

Das S. Storfjället macht ein topographisch wohl definiertes Gebiet und einen der bedeutendsten einheitlichen Gebirgskomplexe in den Västerbottnischen Alpen aus. Es wird auf drei Seiten von breiten, teilweise angebauten Tälern begrenzt: im N vom Jovattenstale mit den Seen Krutvattnet, Övre und Nedre Jovattnet und den Dörfern Joesjö, Ström und Joeström, im O von dem Tal des Björkvattnets mit dem grossen See Björkvattnet und zahlreichen Dörfern längs dessen Ufern, im S und SO von einem unbebauten Tal mit den Seen Arevattnet, Abelvattnet und (Abelvattens-)Bleriken.[1] Von dem Abelvattnet und dem »Bleriken» zieht sich das flache Tal des grossen Alpensees Ropen in das Herz des S. Storfjället. Im W. wird das »S. Storfjället» der schwedischen Karte von der Reichsgrenze begrenzt; der Gebirgskomplex setzt sich da unter dem Namen Vaagvassfjeld auf norwegischem Gebiete fort.

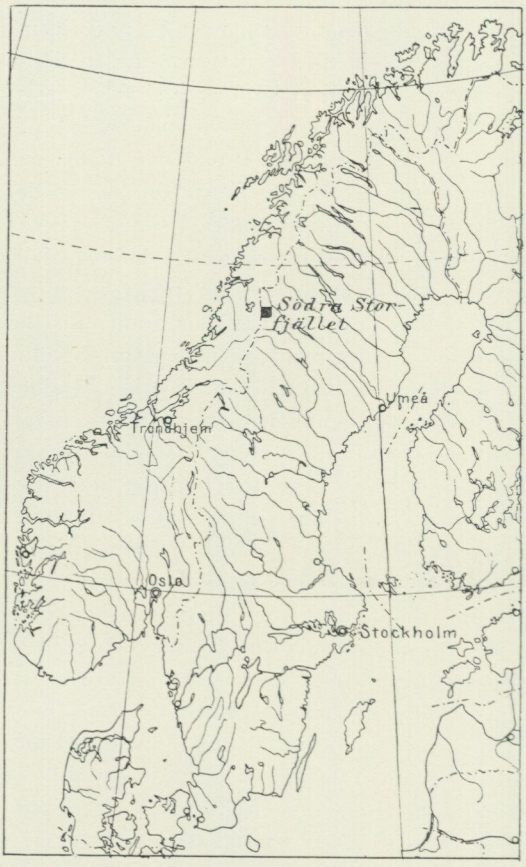


Fig. 1. Karte von Skandinavien, die Lage des S. Storfjället zeigend. Das kleine Quadrat entspricht der Karte Tafel 1.

Nur ein ziemlich schmales Band längs dieser Talseiten ist bewaldet, während die zentrale Partie Kahlgebirge ist, ein Verhältnis, das in hohem Grade die Feldarbeiten befördert hat. Der Wald ist meistens Birkenwald; nur auf der Sohle des Björkvattenstales kommt Nadelwald (= Fichtenwald) vor[2]. Die obe-

[1] Das Wort »Blerik» (meistens in bestimmter Form, = »Bleriken») ist die lappische Bezeichnung für einen kleinen See, der zwischen zwei grösseren Seen desselben *bedeutenderen Stromlaufes* liegt; es kommt oft als Eigenname in den Karten vor, aber ist nicht mehr ein Eigenname als z. B. »See». Kombiniert mit dem Namen des oberliegenden Sees wird es als Eigenname verwendet; z. B. »Abelvatt(en)sbleriken» = der Blerik zwischen dem Abelvattnet und dem Björkvattnet, »Ropenbleriken» = der Blerik zwischen dem Ropen und dem Abelvattnet.

[2] Einzelne Streufichten kommen hier und da im Birkenwalde in grosser Entfernung von der Fichtenwaldgrenze vor und bilden verkümmerte, zuweilen beinahe buschartige Individuen, von denen oft einige Exemplare dicht zusammen stehen. Besonders bemerkenswert ist das Vorkommen einer solchen einzelnen Streufichte, eines ungef. 3 Meter hohen, erstaunlich wohl ausgebildeten,

ren Teile der gemäss der topographischen Karte bewaldeten Gebiete bestehen gewöhnlich (besonders in der NO-Ecke des S. Storfjället, um den Vinterträsk) aus Kahlgebirge mit lichtem Buschwald oder zerstreuten Birkensträuchern in den meist geschützten Niederungen. Andererseits haben kleine Täler über der Waldgrenze der Karte oft einen solchen lichten Wald auf dem N.-Abhang.

Morphologie.

Die Topographie zeigt in hohem Grade Abhängigkeit von dem kombiniert petrographisch-tektonischen Bau des Gebietes, und zwar dadurch, dass die drei Faktoren: der petrographische Charakter des Gesteins, der grobkataklastische Deformationsgrad des Gesteinskomplexes (Rissigkeit, tektonische Bankung usw.) und die Lage der Gesteinskomplexe im Verhältnis zu einander, in hohem Masse die erodierenden und exarierenden Kräfte und das Resultat ihrer Tätigkeit beeinflusst haben. Da wir den Verlauf der früheren Erosion nicht kennen, die anfänglich die sehr komplizierte Erscheinung von Erosion in einer Gebirgskette, welche gleichzeitig isoklinalgefaltet wurde, darbot und nachher während der postorogenen und präglazialen Zeit an einem uns unbekannten Betrage fortfuhr, kann man nicht bestimmt angeben, welche Faktoren für den Denudations*verlauf* am entscheidendsten gewesen sind und wie sie gewirkt haben, sondern nur in welchem Masse diese Faktoren die jetzige Topographie = das Denudations*resultat* bestimmen.

Unvergleichlich am wichtigsten scheint da die Zusammenwirkung zwischen den Faktoren petrographische Beschaffenheit und räumliche Lage des Gesteinskomplexes. Die verschiedenen Gesteine zeigen eine sehr verschiedene Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung, Erosion und Exaration, was auf dem chemischen Charakter, der Faziesausbildung (der Mineralassoziation), die primäre und sekundäre Struktur und Textur des Gesteines beruht. In der Regel bilden die widerstandsfähigeren Gesteine die höchsten Gebiete oder erheben sich überhaupt über das umgebende Terrain. Wenn solch ein Gesteinskörper vertikal ist oder sehr steil abfällt, bildet er topographisch kräftig hervortretende, schroffe Höhen. Besonders charakteristisch ist dabei der äusserst widerstandsfähige und zähe Olivinfels[1], der in Form von Lagerintrusionen auftritt und in phyllitisierten, »weichen» Gesteinen über das Phyllitterrain scharf aufsteigende Kämme bildet, welche von weitem auch an ihrer rotbraunen Verwitterungshaut[2] und ihrer charakteristisch rissigen Oberfläche erkennbar sind. Das schönste Beispiel dafür bietet der früher von den Lappen als ein heiliger Berg betrachtete Atoklinten (Fig. 2), dessen Charakter auch aus der topographisch-geologischen Karte hervorgeht.

Weiter zeigt es sich, dass amphibolitische Gesteine gegen die Denudation sehr widerstandsfähig gewesen sind. Diese bestehen innerhalb des Gebietes

ganz jungen Exemplares, hoch auf dem südl. Absturz des Gebirges n. von dem östl. Teile des Abelvattnets, za. hundert Meter unter der Birkenwaldgrenze und 8—9 Kilometer in der Luftlinie von den die Nadelwaldgrenze markierenden, ersten, zerstreuten Fichten im Björkvattenstale.

[1] Für den südlichen Teil der Västerbottensalpen von A. Högbom neuerdings hervorgehoben. S. G. U. Ser. C, 329 (Årsbok 1924), S. 17.

[2] Siehe H. Backlund, G. F. F., Bd. 47, H. 2, S. 157.

überwiegend aus effusiven Grünsteinen (Uralitporphyriten usw.), die zu der sogenannten Mesketformation gehören (siehe Seite 59), daneben aus hornblendereichen Intrusiven (Migmatiten) (siehe Seite 148). Diese Gesteine bilden mit wenigen Ausnahmen die höchsten Partien des S. Storfjället (ungef. 1000—1250 m ü. d. M.).

Die Topographie ist, wie oben erwähnt, von der räumlichen Stellung dieser Gesteine abhängig; wenn das Fallen steil ist, bildet der mächtige Schichtkopf



Fig. 2. Der Berg Atoklinten. Grosse Peridotitkuppe, sich über das Phyllitterrain erhebend.

einen schroff aufsteigenden, den Perioditkuppen ähnlichen Kamm (z. B. Ristjåkko, Durjentjokko), wenn das Fallen schwach ist, entsteht ein in der Fallrichtung gewöhnlich schwach sich senkendes Hochplateau, das von einem steilen Absturz gegen das darunterliegende, weiche Schieferterrain begrenzt wird. In der Mesketformation haben, wie oben erwähnt, nur die Grünsteine (Lavabetten oder Agglomeratbetten) diese Widerstandsfähigkeit gegen die Denudation; wenn diese Gesteine mit Tuffen und Tonschiefern wechseln, bildet jede Lava- oder Agglomeratbank einen solchen Absturz von einer Höhe, die der Mächtigkeit fast ganz entspricht. Diese steilen Abstürze der Mesketgesteine, welche Kilometer nach Kilometer mit nahezu konstanter Höhe laufen, bilden die hervortretendsten topographischen Züge des östlichen und zentralen S. Storfjället (Fig. 3). An den Profilen tritt auch dieses Verhältnis hervor und ebenso auf der Karte, obgleich nicht so gut, was auf der selbstverständlich ziemlich summarischen Behandlung der Topographie auf den Karten dieser Gegenden beruht.

Zu den widerstandsfähigsten Gesteinen gehören auch eigentümlicherweise die als Kalkphyllite ausgebildeten, unreinen Kalksandsteine. Sie bilden keine so steilen Abstürze, aber dagegen oft, wenn sie mächtige Komplexe ausmachen, markierte Höhen. Der höchste Punkt im S. Storfjället, Geuteljstjåkko (1264 m über dem Meere) besteht so aus diesem Gesteine (siehe übrigens die Profile).

Widerstandsfähige Gesteine sind weiter das Quarzitkonglomerat (das Voitjakonglomerat) und die dichten, grauen, rel. reinen Quarzite. Diese Gesteine



Fig. 3. Absturz, den Schichtkopf einer Effusivbank der Meskettormation ausmachend. Punkt 923, am Ende des Durjenjokktals.

haben aber im S. Storfjället nur geringe Mächtigkeit und bilden wenig bedeutende Abstürze oder Kämme.

Die von diesen Gesteinen gebildeten Terrains sind oft in hohem Grade steril, was natürlich oft auf der grösseren absoluten Höhe, aber vor allem auf der Oberflächenkonfiguration und dem Charakter des Verwitterungsmateriales beruht. Die Peridotitkuppen-Kämme sind gewöhnlich aus folgenden Gründen ganz kahl: infolge der steilknolligen Konfiguration, welche verursacht, dass der Verwitterungskies nicht zurückbleibt; der äusserst schwachen mechanischen Verwitterung; des chemischen Charakters der Verwitterungshaut und des Verwitterungskieses (ferritreich, beinahe kalkfrei). Die Mesketgrünsteine und die Quarzite bilden weiter hauptsächlich infolge der mit der (absoluten und relativen) Höhe zusammenhängenden, typischen Blockverwitterung ziemlich sterile Gebiete. Ihre Talusbildungen bestehen aus Blockrutschen—Blockmeeren, die vor allem unterhalb der Abstürze, aber auch reichlich an schwächeren Senkungen angehäuft werden, während das feinere Verwitterungsmaterial rel.

spärlich entsteht und auf den Boden der Blockmasse hinuntergespült wird. Diese Blockanhäufungen über dem stark zerschnittenen, an ewigen Schneefeldern reichen, übrigens kahlen Fels charakterisieren die Plateaus aus Mesketamphiboliten, z. B. den Mortotjåkko.

Steile Abstürze werden weiter beinahe immer von dem mächtigen unteren Marmorstriche und seinem Hangenden verursacht, was ja auf der grossen chemischen Verwitterungsfähigkeit des Marmors beruht.

Zu den weichen Gesteinen gehören vor allem die eigentlichen Phyllite aller Typen, weiter die auf der Grenze zu den Phylliten stehenden, unreinen Biotit-Sericitquarzite, die Kalksandsteine, die durch diffuse Quarzdurchtränkung hervorgebrachten Chlorit-Glimmer-Calcitquarzite und in geringerem Grade der proto-kataklastisch mehr oder weniger stark deformierte Albitgranit. Diese Terrains zeichnen sich durch ihre ebene, ruhige Oberflächenkonfiguration aus und bilden die gewöhnlich mit einer dicken Vegetationsdecke bewachsenen, flachen Tiefgebirgsebenen. Von weitem tritt im allgemeinen die Streichrichtung deutlich hervor, indem die etwas widerstandsfähigeren Schichten sich als lange, flache Rücken oder stufenartige Absätze erheben. Die Tonschieferphyllitterrains sind gewöhnlich mit einer ziemlich mächtigen Schicht von an feinem Erdmaterial reichem Verwitterungskies bedeckt, und die kalkreicheren Glieder des Tonschieferterrains (der Kalkreichtum des fraglichen Verwitterungsbodens beruht entweder auf einem erheblichen Kalkgehalt des Schieferphyllites oder auf in denselben eingelagerten Marmorstrichen) werden oft durch sehr dichte Bestände von kalkliebenden Pflanzen, vor allem der auffallenden Dryas octopetala, markiert, in voller Übereinstimmung mit dem, was A. Högbom für den südlichen Teil der Västerbottensalpen[1] beschrieben hat.

Die postglaizale Verwitterungstiefe der Tonschieferphyllite ist oft sehr bedeutend. Die Verwitterungsgeschwindigkeit scheint im Verhältnis zu der mechanischen Deformation zu stehen; wenn das Gestein durch die tektonischen Bewegungen eine feinlamelläre, kräftige Verschieferung erhalten hat, können hervorragende (durch Wegeschnitte u. dergl. entblösste) Schieferhügel im Moränenmateriale bis zu Metertiefe zu einer lockeren, rostreichen, zum Teil mehlfeinen Erde ganz verwittert sein, worin Bruchstücke der Schieferlamellen, parallel mit der ursprünglichen Schieferungsrichtung und dieselbe markierend, unverändert liegen geblieben sind.

A. G. Högbom[2] hat bekanntlich hervorgehoben, dass im Hochland von Jämtland die Flusstäler meistens Antiklinaltäler sind, die zu einem die Längsrichtung der Gebirgskette überquerenden, schwachen Faltensystem gehören. Vom südlichen Teil der Västerbottensalpen hat A. Högbom dasselbe angeführt.[3] Im S. Storfjället kommen zwei typische derartige Täler vor, nämlich die Täler der Bäche Kroarjokk und Durjenjokk. Die Hauptantiklinalen des Gebietes

[1] A. a. O., S. 11.

[2] A. G. Högbom, Geologisk beskrivning över Jämtlands län. 2. uppl. S. G. U., Ser. C, N:o 140, S. 83—84.

[3] A. Högbom, S. G. U. Ser. C, 329 (Årsbok 1924) S. 17—18.

befinden sich in isoklinal zusammengepressten und übergekippten Falten von im grossen nordöstlicher Streichung; es handelt sich hier um sekundäre, die tektonischen Hauptlinien überquerende, verhältnismässig flache Antiklinalen wahrscheinlich spättektonischen Alters. Die bei der Antiklinalbiegung entstandenen Spannungen müssen in den oberflächlichen Schichten Tensionsspannung, in grösserer Tiefe Kompressionsspannung gewesen sein, welche Spannungen in Tensionsrissigkeit — Absonderung, resp. Kompression mit plastischer oder ruptiver Deformation, auf dem Charakter der Gesteine und der Tiefe unter der Erdoberfläche (dem Belastungsdruck) beruhend, ausgelöst worden sind. Besonders im Durjenjokktal wird etwas verspürt, was als eine sehr kräftige ruptive Kompressionsdeformation gedeutet worden ist, nämlich ein ausgeprägt schiefriges Auswalzen der Quarzite und der Schiefer und ein schuppenartiges Zusammenschieben und Einschieben der stark zerbrochenen Lamellen und Schollen gegeneinander (siehe weiter Seite 28). Die ruptive Deformation dürfte also von der ursprünglichen Erdoberfläche bis zu dem jetzigen Denudationsniveau geherrscht haben, und die Erosion eine gute Angriffsfläche längs des Antiklinales gehabt haben.

Als eine Wirkung der räumlichen Lage der Gesteinskomplexe und einer durch Verschieferung längs gewissen Ebenen parallel mit der ursprünglichen Lagerungsrichtung hervorgebrachten oder verschärften Bankung des Gesteines treten besonders in der Gegend nördlich vom Övre Vinterträsk und weiter nordöstlich vom Autjejaure zahlreiche und schöne, kleine tektonische Dome oder Kuppen hervor. Zwei kreuzende, flache Undulationssysteme ziemlich kurzer Wellenlänge haben hier mehr oder weniger regelmässige, längliche Dome unbedeutender Grösse (ungef. 200 Meter—1 Kilometer) hervorgebracht. Das Gestein besteht aus einem harten, durch dünne trennende Glimmerebenen plattenförmigen Glimmerquarzit. Die Dome treten mit vegetationslosen, mit einem Panzer von durch die Frostwirkung losgesprengten grossen Quarzitplatten bedeckten Seiten hervor. Zuweilen liegen diese Dome in grosser Anzahl in regelmässiger Entfernung voneinander, wobei die dazwischenliegenden Synklinalen mit Verwitterungsmaterial gefüllt sind.

Bei einer Übersicht über diejenigen Gesteinstypen, die rel. erhöhte Partien bilden (»topographisch positive Gesteine»), wird man finden, dass die gemeinsame Eigenschaft Freiheit von Kataklasphänomenen (d. h. ruptiven Deformationszeichen) ist, sowohl was die Feinstruktur als den Gesteinskörper im ganzen betrifft. Es scheint, als ob diese Gleichheit von einer ähnlichen Plastizität gegenüber den mechanischen Formveränderungen unter den physikalischen Bedingungen herrührte, die bei der Faltung in dieser Tiefe herrschte. Sie besagt also nicht, dass Deformationsphänomene fehlen, aber die Deformation ist bruchlos, mit Hilfe einer durch die »mobile» chemische Zusammensetzung und Mineralparagenesis des Gesteins bedingten Umkristallisation geschehen. So haben sich die Grünsteine sowohl in Amphibol- als in Grünschieferfazies, ebenso die Olivinfelse, weiter in hohem Grade die kalkzementierten Agglomerate verhalten. Dieser gewöhnliche Mangel an Kataklasphänomenen in basischen Gesteinen ist bekanntlich ein oft angeführter Umstand.

Das Strukturbild der Schiefergesteine zeigt zwar gewöhnlich keine eigentliche Kataklase; bei ihnen ist die Deformation durch Neubildung von in parallelen Ebenen zwischen quarzreicheren Lamellen angereichertem Glimmer (und Chlorit) ausgelöst worden. Längs diesen Glimmerebenen hat oft eine bedeutende Bewegung stattgefunden, und der Zusammenhang zwischen den verschiedenen Lamellen ist schon bei ganz unverwittertem Gestein ein sehr loser. Die Deformation ist also auf keine Weise plastischen Charakters gewesen; das Ganze ist mit einer Art ultragrober porphyroklastischer Deformation zu vergleichen, wo die unzerquetschten Einheiten in einer in diesem Falle quantitativ äusserst unbedeutenden, aber hohe Schmierfähigkeit besitzenden Grundmasse (den Glimmerebenen) verschoben werden.

Von einem anderen Charakter ist die Deformation der weicheren »Kalkphyllite» und Chloritphyllite. Das ganze Gestein wird hier, unzweifelhaft während einer das Gestein massenförmig ergreifenden, lebhaften Umkristallisation von Chlorit, Glimmer und Kalkspat, ganz durchgearbeitet. Das Gestein verhält sich also im grossen massenförmig und homogen, und wenn die Deformation so weit reicht, dass die frühere Planschieferung verschwunden und der diffus verteilte Karbonatgehalt in Schlieren und Konkretionen angereichert worden ist, werden diese Kalkphyllite topographisch positiv.

Auf die Frage, in welchem Grade die jetzige topographische Ausbildung präglazialen Ursprungs ist, will der Verfasser hier nicht näher eingehen.

Der Charakter der jetzigen Alpenkette als Glaziationszentrum während der Vereisung erforderte aber eine bedeutend hohe Lage für das fragliche Gebiet. Der ganze Charakter der morphologischen Ausbildung, mit äusserst grossen topographischen Strukturelementen und bedeutenden Gebirgskomplexen, die von zusammenhängenden, langen Flusstälern oft deutlichen V-Typs zerschnitten und getrennt werden, zwingt auch zu der Annahme einer kräftigen präglazialen Hochlandserosion als topographisch strukturgebendem Faktor. Hierzu haben sich die glaziale Exaration und die Akkumulation von Moräne, Talus- und Schwemmgebilden addiert. Die postglazialen Erosionstäler sind wenig bedeutend und haben den Charakter enger, nicht besonders tiefer, in das glazialgehobelte Terrain scharf heruntergeschnittener Cañons (Fig. 4.)

Da die denudierenden Kräfte wesentlich mechanischer Art gewesen sind, ist es natürlich, dass die für den topographischen Charakter der Gesteinskomplexe entscheidende Eigenschaft nicht die chemische, in Mineralparagenese sichtbare Zusammensetzung, sondern eine ganz mechanische Eigenschaft, nämlich die praktische Festigkeit, ist. Diese ist teilweise von der Festigkeit des homogenen Gesteins, also der Festigkeit, die eine gewisse Mineralparagenesis mit einer gewissen Struktur hat, vor allem aber von der durch die Dynamometamorphose verursachten Schieferung und der ruptiven Deformation abhängig. Das treffendste Beispiel hierfür bieten die Antiklinaltäler, wo die erodierenden Kräfte in den Antiklinalumbiegungen einen »geringeren Widerstand» gefunden haben, was ja auf dem in den oberen Schichten nicht-plastischen Verlauf der Faltung und der dadurch in den Antiklinalen hervorgebrachten Tensionsrissigkeit beruht (siehe oben!).

Wenn die grossen Züge der Topographie in der Hauptsache von früherer Flusserosion bestimmt worden sind, ist begreiflicherweise, wie oben erwähnt, wenigstens die Detailskulptierung von dem Inlandseise nebst postglazialer Erosion und Bodenfliessen hervorgebracht worden. Dass der Denudationseffekt des Eises auf homogenes Gestein gering gewesen ist, wird ja nunmehr betreffs der fennoskandischen Urgebirgsterrains allgemein angenommen. Dasselbe dürfte innerhalb der Alpenkette für die mit dem unverwitterten Urgebirge in praktischer Festigkeit vergleichbaren Gesteine, vor allem gerade die Olivinfelse und Amphibolite, gelten. Es muss aber hervorgehoben werden,



Fig. 4. Postglaziales Bachcañon in Phyllitterrain. Tiefe 6—8 Meter. Zwischen Nuolengåbri und Naiträkk.

dass, wenn eine kräftige Exaration die von lockreren und spröderen Gesteinen aufgebauten Terrains getroffen hat, die zurückgebliebenen, widerstandsfähigeren Komplexe durch ihre rel. erhöhte Lage bedeutend grösseren Beanspruchungen ausgesetzt werden, wodurch ein kräftiger Abbau dieser Gesteine geschehen kann.

Das hohe Relief und auch die im ganzen erhöhte Lage des Gebietes muss auch von Bedeutung gewesen sein, indem die Grundmoräne bei einer Eisbewegung in abschüssiger Neigung rel. leicht mitgeglitten und in den Tälern angehäuft worden sein muss. Infolge der sehr wechselnden Bewegungsrichtungen des Landeises innerhalb des Gebietes dürften auf diese Weise alle steileren Bergabhänge sukzessiv ziemlich reingefegt worden sein, und überhaupt hat die dicke Schutzschicht von Grundmoränen gefehlt, welche die grösseren Teile der fennoskandischen Urgebirgsgebiete bedeckt hat.

Unabhängig davon, in welchem quantitativen Verhältnisse die wesentlichen Denudationsfaktoren, Erosion unter Hochlandsverhältnissen und Exaration, zueinander gestanden haben, ist wie oben erwähnt der Abbau in der Hauptsache von diesen ganz mechanisch wirkenden Kräften verursacht worden, und die Widerstandsfähigkeit, welche die verschiedenen Gesteine gehabt haben, ist als »praktische Festigkeit» definiert worden. Als Erosionsbeispiele sind schon die Antiklinaltäler hervorgehoben worden. Diese können gewiss durch Exaration noch mehr vertieft werden — namentlich wenn, wie A. Högbom für den südlichen Teil der Västerbottnischen Alpen hervorgehoben hat (a. a. O., S. 12), die Bewegungsrichtung des Eises sich (wenigstens in spätglazialem Stadium) in grossem Massstabe den grösseren Tälern angepasst hat. Das Durjenjokks-tal im S. Storfjället bietet ein Beispiel für ein solches, wahrscheinlich glazial fertig präpariertes, antiklinales Bruchtal (vergleiche oben) mit ganz deutlichem U-Profil und einem steilen, nischenförmigen oberen Ende.

Die topographischen Einzelheiten sind weiter in der Hauptsache auf die Exaration zurückzuführen. Das schalenförmige Synklinaltal N von Autjejaure, S von Ström, und ebenso die oben geschilderten, kleinen, tektonischen Dome sind wahrscheinlich durch das Landeis gebildet worden, das in beiden Fällen den stark plattenförmigen und ausgewalzten Quarzitschiefer abgeschält hat. Weiter bilden in den verhätnismässig ebenen Phyllitterrains die widerstandsfähigeren Typen deutlich erhöhte Glieder, die als langgestreckte Rücken in den Streichrichtungen laufen, ein Resultat der Wirkung des langzeitig plastischen Eishobels auf Gesteinsglieder verschiedener Widerstandsfähigkeit.

Grotten.

Im S. Storfjället kommen an mehreren Stellen Grotten vor. Sie vertreten im wesentlichen zwei verschiedene Typen.

Ein Typus wird dadurch charakterisiert, dass in einem fast gänzlich vertikalen Absturz eine nach innen flach abfallende Bank aus einem widerstandsfähigeren Gestein ein lockreres überlagert, und dieses zum Teil weggeschafft worden ist, so dass die oben liegende Schicht bis zu einer grösseren oder geringeren Tiefe ein freies Dach bildet. Diese Grotten erreichen gewöhnlich keine grosse Tiefe — höchstens ungef. 3 Meter — und kommen, wenn sie wirklich als Grotten charakterisiert werden können, in keiner besonders grossen Anzahl vor.

Das untenliegende Gestein ist in gewissen Fällen durch hauptsächlich chemische Verwitterung (kalkreicher Tonphyllit), in anderen durch kombinierte chemische-mechanische Verwitterung (schwach kalkhaltiger, stark schiefriger Tonphyllit) weggeschafft worden, wobei das härtere Gestein in der Regel aus einer Quarzit- oder Konglomeratbank bestanden hat, oder die Grotte ist in einer petrographisch ziemlich einheitlichen Serie aus stark bankförmigem Quarzit oder Quarzitschiefer ausgebildet worden, wo gewisse Schichten dünn plattenförmig abgesondert und durch mechanische (Frost-)Verwitterung zersprengt worden und hinuntergestürzt sind.

Wenn chemische Verwitterung das untenliegende Gestein destruiert hat, ist dieses oft an den Stellen geschehen, wo fliessendes Wasser in besonders hohem Grade den Kalkgehalt des Gesteins hat auslösen und weiter den zurückgebliebenen Verwitterungskies wegschaffen können. Ein kleiner Bach, dessen mechanische Erosionsgeschwindigkeit in dem harten Gestein gering gewesen ist, fliesst über dieses als Schwelle und vor die Öffnung einer Grotte vom oben erwähnten Typus nieder und hat — wahrscheinlich durch die Wasserquantität, die hin-



Fig. 5. Kleine Grotte unter einer Bank aus hartem Quarzitkonglomerat (Voitjakonglomerat), dadurch gebildet, dass der unterliegende kalkreiche Phyllit durch Wasserlösung des Kalks verwittert ist. S. von Kebnevardo.

ein und längs der Decke und den Wänden fliesst — den Kalkgehalt des untenliegenden, »lockreren» Gesteins ausgelöst (Fig. 5).

An Seeufern sind weiter Grottenbildungen dieses Charakters angetroffen worden. Es handelt sich hier nicht um rein mechanisch ausgehöhlte Strandgrotten, was teils die in der Grottenmündung und seitlich in gleicher Höhe mit derselben auftretenden Verwitterungsformen zeigen, teils die geringe Grösse der Seen unwahrscheinlich macht. Von diesem Charakter ist die skelettführende Grotte am Abelvattnet auf der Landzunge mitten am nördlichen Ufer des Abelvattnet. Sie hat eine Höhe über dem Sommerwasserstand von einem knappen Meter, unregelmässig geformte, niedrige Eingänge, die sich in Calcit-Chloritphyllit mit einer Decke aus härterem quarzitischem Phyllit gebildet haben, und zwei Mündungen von gleicher Höhe über der Seefläche in einigen Meter Entfernung von einander zu beiden Seiten eines vorspringenden, schroffen Keiles des niedrigen Absturzes. Die

Gras- und Buschvegetation reicht unter die Mündungen der Grotte; sicherlich reicht trotzdem der Hochwasserstand bis dahin, und der Verfasser nimmt an, dass sie bei Auslösung des Kalkgehaltes des Phyllites durch das Seewasser bei Hochwasserstand gebildet worden ist. Wie oben erwähnt, ist sie skelettführend; die Skelette sind drei an der Zahl und beziehen sich der Volkstradition nach auf eine rel. späte Zeit (Ende des 18. oder Anfang des 19. Jahrhunderts), wo die Lappen am Abelvattnet zahlreich waren. Die Mündungen sind jetzt ziemlich hoch hinauf mit Steinen und Verwitterungskies angefüllt, so dass man die Tiefe nicht bestimmen kann. Es scheint sehr möglich, dass die Grotte früher von Menschenhand vertieft und vergrössert worden ist.

Grottenförmige Vertiefungen, unter vorspringenden Platten aus gebanktem Quarzit gebildet, welche zwischen den fischreichen Seen Ropen und Rikker liegen, werden andauernd von Fischern als gelegentliche Lagerplätze gebraucht. Wahrscheinlich sind auch hier die »Grotten» wenigstens durch Wegschaffen des losgesprengten Materiales vertieft worden.

Von einem ganz anderen Charakter sind die in reinem Marmor durch fliessendes Wasser ausgebildeten Grotten, die im S. Storfjället in dem mächtigen unteren Marmorstriche auftreten,wo auch Karrenstruktur gewöhnlich ist. Zahlreich treten sie längs einer gewissen Strecke N vom Ropen auf (siehe die Karte), wo der Marmorstrich in dem ganz steilen Abhang mit einem flachen, nach innen gerichteten Fallen verläuft und eine markierte Terrasse bildet. Die längs den Berghalden fliessenden grösseren Bäche haben in Schluchten den Marmorhorizont durchbrochen, während kleinere Bäche durch Spalten im Marmor bedeutend innerhalb der äusseren Kante der Marmorterrasse hinunterzudringen gesucht und dort schlucht- oder brunnenförmige, senkrechte Schlucklöcher gebildet haben, die von einem nahezu horizontalen Tunnel fortgesetzt werden. Kleine Einstürze kommen auch vor. Diese Grotten erreichen jedoch gewöhnlich keine bedeutende Grösse.

Von einem anderen Anlegungstypus und ganz anderen Dimensionen ist die Grotte, die an dem Bache Tjårronjaure, SO von Tjårro, S vom Jovattenstale vorkommt (siehe die Karte). Der Marmor liegt mit einem äusserst flachen, südlichen Gefälle auf der S-Seite einer Bachniederung, und der Absturz des Schichtenkopfes reicht beinahe bis an den Bach. Das Grottensystem hat sich nun dadurch ausgebildet, dass der Bach Zweige ausgesandt hat, die in Tunneln den Marmor durchfliessen (siehe die Kartenskizze Fig. 6). Der Boden des Tunnels besteht aus dem untenlagernden Schiefer, in welchem aber die Bachfurche zu keiner merkbaren Tiefe erodiert worden ist. Ein deutlicher, obgleich unregelmässiger Haupttunnel kann unterschieden werden, der zuweilen eine Höhe von ein paar Metern erreicht und sich zu mehrere Meter breiten Kammern erweitert, zuweilen sich zu nur etwa einem Meter in der Breite und der Höhe zusammendrängt. Das Tunnelsystem ist, wie oben erwähnt, längs des unteren Kontaktes des Marmors angelegt worden, welcher die Basisfläche ausmacht, so dass die grösste Breite hier vorhanden ist. Von dem ziemlich hohen Hauptgange gehen nach den Seiten oft sehr tiefe, niedrige Gewölbe aus.

Es scheint, als ob der Bach in hohem Grade nach beiden Seiten gependelt und an der Kontaktfläche die weite Basisebene unter einem meistens niedrigen Gewölbe herauspräpariert hätte. Besonders erweitert sich der Tunnelraum in den Windungen — die schärfste, in rechtem Winkel gehende Windung des passierbaren Haupttunnels zeigt in der Umbiegung eine Teilung in eine innere, geradere Tunnelstrecke und eine stark winklig abgebogene äussere Windung. Diese Ausbildungsform des Tunnelsystemes ist normaler Mäanderbildung gleichzustellen, nur dass die Erosion unter der Erdoberfläche stattgefunden hat. Die ursprüngliche Anlage des Tunnelsystemes geht aus der Kartenskizze

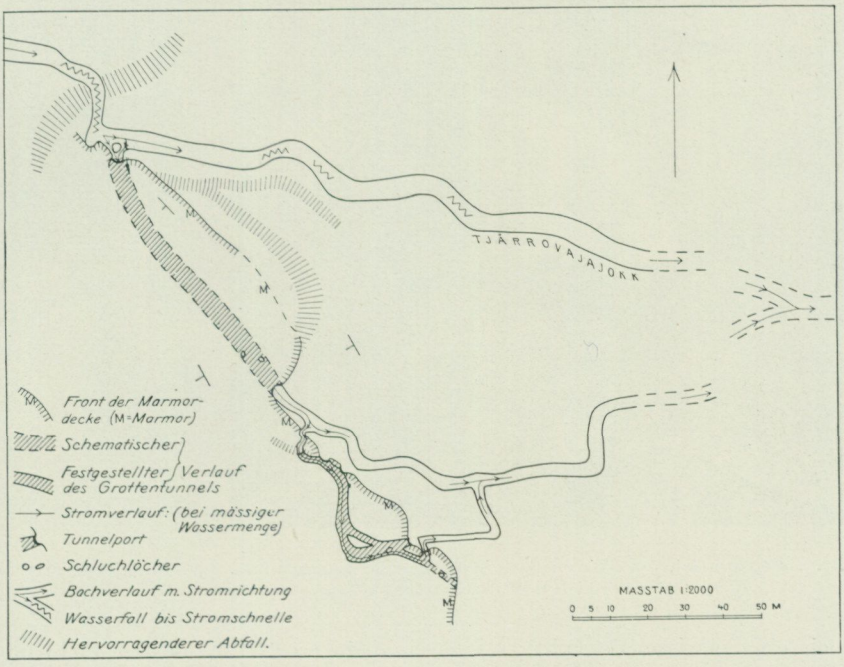


Fig. 6. Kartenskizze der Grotte am Bach Tjårrovajajokk.

hervor (Fig. 6). Der grosse Bach liegt mit einem steilen Wasserfall gegen die Marmorwand hinein und wird gegen diese abgekrümmt. Ein kleinerer Zweig fliesst aber in gerader Fortsetzung der Richtung des Baches durch einen 70 Meter langen Tunnel in den Marmor hinein und tritt in einer Einbiegung des Marmorabsturzes heraus. Dieser Seitenbach teilt sich seinerseits, indem der grösste Teil der Wassermasse seitwärts biegt und sich mit dem grossen Bache vereinigt, während ein kleinerer Zweig einen neuen, 35 Meter langen Tunnel durch den Marmor bildet. Der letztere Tunnel ist in seiner ganzen Länge passierbar, erfordert aber infolge der starken Windungen, des zum Teil stark abfallenden, blockbestreuten Bodens und der absoluten Abwesenheit von Tageslicht künstliche Beleuchtung. Die Tiefe unter der Erdoberfläche ist ziemlich gering (ungef. 4 Meter bis zu dem Boden des Tunnels), weshalb keine Tropf-

steinbildung durch das niederfliessende Tagwasser hervorgebracht worden ist. Der längere Tunnel ist infolge der eingestürzten Mündungen nicht zugänglich.

Das Grottensystem ist von allgemein geologischem und besonders von touristischem Gesichtspunkte aus von recht grossem Interesse und ist ausserdem relativ leicht zugänglich ($1^1/_2$- bis 2-stündige Wanderung von Joeström). Infolge der äusserst zahlreichen heruntergestürzten Blöcke in der Grotte dürfte



Fig. 7. Grottentunnel, von kleinem Bach in Marmor herauspräpariert. Tjårrovajajokkgrotte, nahe der nördlichen Mündung des kürzeren Tunnels.

jedoch eine gewisse Vorsicht geboten und die Grotte am besten nicht nach langem Regenwetter zu besuchen sein.

In ihrem Typus (aber nicht Entstehen) erinnert sie an die von Oxaal beschriebene Grönligrotte, Norsk Turistforenings Aarbog 1914, obgleich sie von sehr viel anspruchsloseren Dimensionen ist.

Tektonik.

Das im ganzen vorherrschende tektonische Element im Komplexe des S. Storfjället besteht aus isoklinalen Überfaltungen. Das fragliche Gebiet wird von normalen und inversen, einander wechselweise folgenden Schichtserien aufgebaut, die an der gegenwärtigen Schnittfläche als im ganzen konforme Striche mit NO-lichem Streichen und flachem-mittelsteilem NW-lichem Fallen sichtbar sind. Primäre synklinale—antiklinale Züge, die u. a. durch die Veränderung des Fallens in einem aufgegangenen Querprofile hervortreten,

sind meistens schwach, fehlen aber selten ganz; die isoklinale Zusammenpressung ist also nicht vollständig. Die genannten Variationen des Fallens sind aber so schwach, dass man darauf gar nicht bei der tektonischen Analyse bauen kann, besonders weil Fächerantiklinalen, d. h. Antiklinalen mit synklinalem Fallen, in gewissen Schnitten vorkommen können (und es im S. Storfjället auch tun). Trotzdem kann man aus folgenden hauptsächlichen Gründen die antiklinalen und synklinalen Elemente mit vollkommener Sicherheit unterscheiden. Bei einer isoklinalen und überkippten Faltung einer normal liegenden Schichtserie macht *die Kombination inverse + darunterliegende normale Serie* immer *ein synklinales Element* aus, und dies unabhängig von

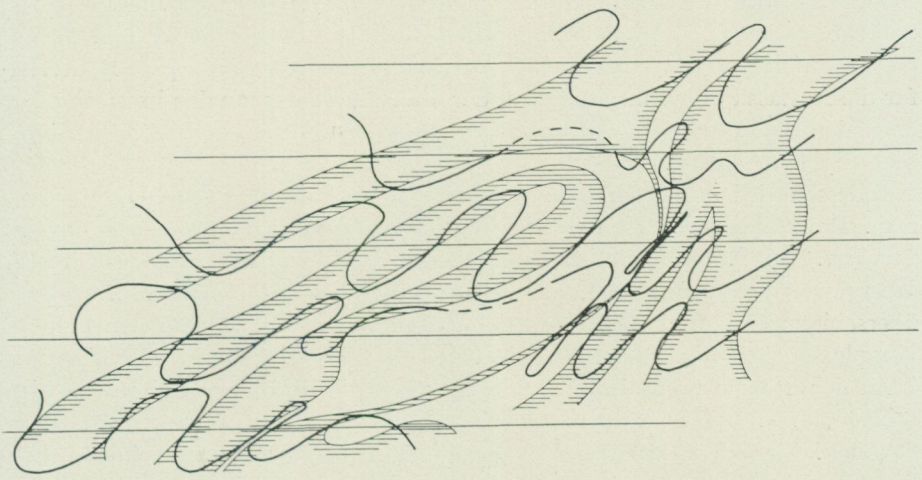


Fig. 8. Tektonisches Schema des S. Storfjället. Perspektivisches Bild, in das der untere Kontakthorizont der Mesketformation eingetragen ist (dünne, gebogene Linien), *die unterste Hälfte der Mesketformation schraffiert.* Diese liegt in der Horizontalebene, und man betrachtet die schematische Karte geneigt von SSO her. In der Ebene sind Profillinien gezogen (horizontale, lange Linien), die Schnittlinien mit einer Anzahl Vertikalebenen ausmachen, in denen Profile eingetragen sind (die groben, schwarzen Linien). Diese groben Linien entsprechen auch dem unteren Kontaktniveau der Mesketformation; auf den Profillinien schneiden oder tangieren die Linien in der Kartenebene und die Linien in der Profilebene einander. Das Bild stellt also eine perspektivisch gesehene Karte der Mesketformation dar, kombiniert mit Profilen, die in nordwestlicher (links) bis südöstlicher Richtung (rechts) verlaufen.

der Anzahl in der Serie enthaltener Falten. Man kann sich aber auch komplizierte Faltungen denken, so dass z. B. in einer früher isoklinal überkippten Falte der inverse Mittelschenkel, als Einheit betrachtet, eine Isoklinalfaltung zweiten Ranges erleidet; in diesem Falle ist die Synklinalkombination die entgegengesetzte, d. h. normale + darunterliegende inverse Lagerung. Auch noch viel kompliziertere Faltungen sind oft konstruiert worden. Ausser dass derartige komplizierte Faltungen nur ungern und nur dann angenommen werden sollten, wenn wirkliche positive Gründe darauf hindeuten, dürfte kein Zweifel darüber herrschen, dass diejenigen Schichtkomplexe, die eine solche Faltung durchgemacht haben, sehr starke Deformationszüge zeigen und in der Regel quantitativ sehr untergeordnet sein müssen. Wie dem auch

sei, das unterste Glied einer isoklinalen Faltenserie muss unter allen Umständen aus einer normalen Schichtserie bestehen (die durch darunterliegende Überschiebungen oder Faltungen von dem direkten Verband mit der Unterlage losgemacht sein kann), und das erste (unterste) tektonische Element muss synklinaler Anlage sein.

Bei der tektonischen Analyse eines solchen überkippt isoklinalgefalteten Gebietes kann man also davon ausgehen, dass jede mit Sicherheit normale Schichtenserie ungestörten Charakters den unteren Schenkel einer Synklinalfaltung ausmacht. Ausserdem kann durch genügend genaue Streichen- und Fallenbeobachtungen in den Gebieten, wo die isoklinalen Falten auskeilen, ihr Synklinal- oder Antiklinalcharakter unabhängig von inverser und normaler Schichtenreihe aus rein stereometrischen Gründen festgestellt werden. Wenn die Lagenfolge primär konstatiert werden kann, erhält man eine gute Kontrolle für die Auffassung; wenn dies nicht der Fall ist, erhält man den inversen oder normalen Charakter der Lagerung als ein Nebenresultat aus der stereometrisch-tektonischen Analyse.

Indessen wird oft das durch zusammenhängende Faltungen erhaltene Karten- resp. Profilbild durch ruptive Differentiationsbewegungen (Verschiebungen) verwirrt. Im S. Storfjället kommen diese in zwei Typen vor, die zwar durch Übergänge verbunden sind, nämlich Faltungsverschiebungen (resp. Faltenüberschiebungen) und schuppenartige Zusammenschiebungen in den Faltenkomplexen enthaltener Gesteinsserien.

Zu den grossen tektonischen Zügen gehören die wirklichen Faltenverschiebungen, d. h. Differentialbewegungen zwischen isoklinal zusammengefalteten Schollen. Besonders treten diese längs der Synklinalebenen auf — ein gewöhnliches und in der Literatur oft hervorgehobenes Verhältnis. Gewöhnlich werden sie von granitischen (Antiklinal-) Intrusionen begleitet und stehen in einem gegenseitigen Ursache ⇆ Wirkungszusammenhang mit diesen. Wenn diese Verschiebungen ihren grössten Betrag erreicht haben, fehlt oft der Mittelschenkel längs der Strecke, wo die Bewegung am stärksten gewesen ist, tritt aber wieder beiderseits dieser Linie auf — dies ist der Fall bei der schalenförmig verlaufenden, mit der grossen Granitintrusion verbundenen Hauptüberschiebung im S. Storfjället.

Dass diese Überschiebungen, auch wenn sie am bedeutendsten sind, keine weite Fortbewegung bedeuten, geht daraus hervor, dass die übergeschobene Scholle immer an einem oder beiden Enden mit der darunterliegenden zusammenhängt, und die Faltenüberschiebung in eine von Differentialbewegungen wenig getroffene Isoklinalfalte übergeht. Im ganzen lässt sich wie oben erwähnt das gesamte Gebiet des S. Storfjället als eine wiederholt isoklinalübergefaltete Serie darstellen, wo ruptive Differentialbewegungen nur eine untergeordnete Bedeutung haben. Diese Auffassung der nur lokalen Bedeutung der Überschiebungen innerhalb der Randverschiebung ist betreffs der ganzen schwedischen Gebirgskette von Quensel[1] stark betont worden.

---

[1] G. F. F. Bd. 41 (1919) S. 47—48; Bd. 42 (1920) S. 97—98.

Selbstverständlich besagt die Konstruktion der zusammenhängenden isoklinalen Falten zum Teil eine Idealisierung und darf nicht so aufgefasst werden, als ob die Meinung des Verfassers wäre, dass derartige, sich geschmeidig und schnell krümmende Synklinalumbiegungen existierten und besonders dass die entsprechenden Sattelumbiegungen einmal existiert hätten, ehe die Denudation ihre jetzige Tiefe erreicht hatte. Sie drücken nur den Zusammenhang zwischen

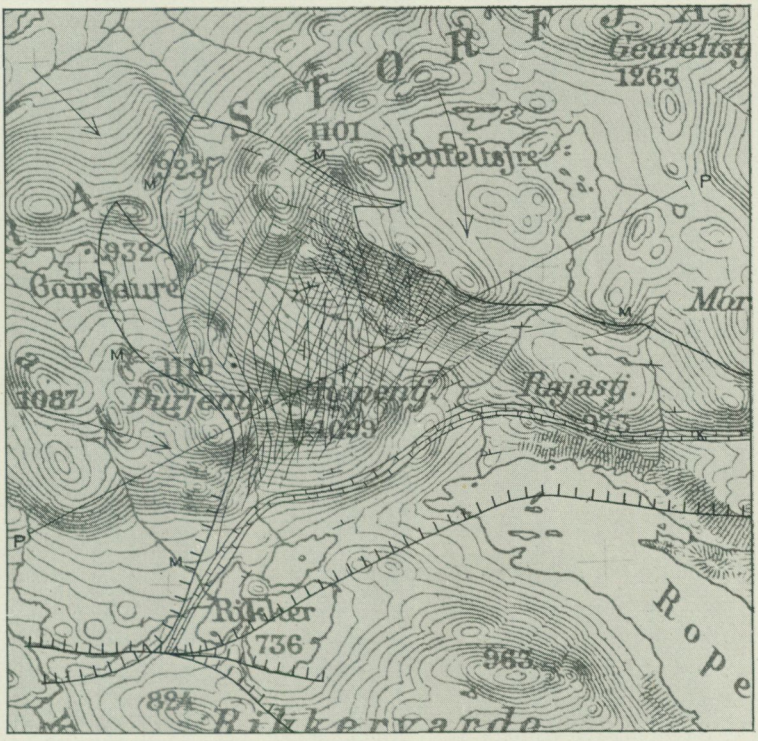


Fig. 9. Tektonische Karte des Durjenjokktales. Die mehr unregelmässig verlaufenden Linien stellen den schematischen Verlauf der kleinen Verschiebungsebenen dar, die annähernd geraden parallelen Linien in NNO und SSW bedeuten sekundäre Schieferung ⊥ der Lagerung, in WNW und OSO Stengligkeit auf diesen neuen Schieferungsebenen.

Pfeile = Bewegungsrichtung
M = die Mesketformation
K = der untere Marmor
P—P = Profillinie, Fig. 9 a.

den verschiedenen Lagenkomplexen aus; im Verlaufe der Faltung müssen vor allem die oberflächlich liegenden Sattelfronten ruptiv zerbrochen und vielleicht sogar während immer fortdauernder Faltung von der Denudation betroffen worden sein: dieses davon unabhängig, ob ein bedeutendes Gleiten zwischen den verschiedenen Faltenschenkeln geschehen ist oder nicht.

Die Streichrichtung der Isoklinalfalten ist, wie oben erwähnt, im ganzen NO—SW. Das Fallen ist im beinahe ganzen Gebiete gegen NW, mit Ausnahme der an der norwegischen Grenze liegenden NW-lichen Ecke, wo das Fallen SO-lich ist. Die isoklinale Zusammenfaltung ist, wie die Überkippungsrichtung,

die Verschiebungsrichtung und das Phyllitkräuseln einstimmig zeigen, über beinahe das ganze Gebiet von NW geschehen. Der NW-liche Teil zeigt, wie oben erwähnt, eine deutliche Überkippung von SO — hier liegt wahrscheinlich eine lokale Faltungsrichtungsscheide vor, so dass, von der synklinalen Falte über Juovanjuonje gerechnet, die Faltungsrichtung im SO gegen SO, im NW gegen NW gewesen ist. Der in seinem westlichen Teile gegen SO fallende (gegen NW überkippte) Strich nördlich vom Jovattens—Joesjötale ist aber gegen O immer steiler und geht über vertikales Fallen in nördliches Fallen über (ausserhalb des Gebietes der Karte). Auch nördlich von dem fraglichen westlichen Teile des Striches ist das Fallen NNW—NW-lich mit wiederholten Schuppenüberschiebungen von NNW.

Zu dem im ganzen von NW zusammengeschobenen isoklinalen Faltensystem erster Klasse mit NO-lichen Faltenachsen kommt bisweilen eine sekundäre Querfaltung mit W—NW-lichen Faltenachsen. Diese bringt aber nur ganz

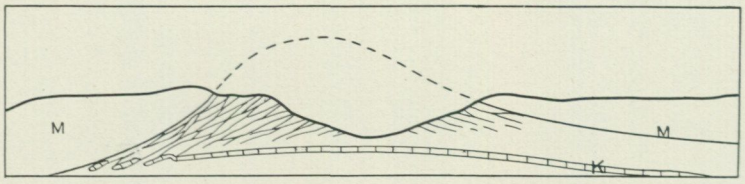


Fig. 9 a. Profil durch die Schuppenzusammenschiebung im Durjenjokktal, vom SSO gesehen.

schwach wellenförmige Falten hervor und stellt nur eine äusserst unbedeutende horizontale Zusammenschiebung dar. Der schönste tektonische Zug, den diese Faltung hervorgebracht hat, ist die Querantiklinale des Durjenjokktales. Sie hat sich erst gebildet, nachdem die isoklinale Hauptfaltung geschehen war; die zusammengefalteten Lagenserien erheben sich von beiden Seiten in einem schönen, flachen Sattel, längs welchem ein sehr typisches antiklinales Bruchtal gebildet worden ist (siehe Seite 16). Indessen macht diese Querfaltung keinen von der Hauptfaltung getrennten, selbständigen tektonischen Zug aus; sie ist dadurch verursacht worden, dass gegen Ende der im ganzen NW-lichen Hauptfaltung eine gewisse Divergenz in der Bewegungsrichtung an verschiedenen Stellen der Faltenfront geschehen ist. Die Partie NO vom Durjenjokktale ist von N gepresst worden, die Partie SW davon von WNW oder sogar von W (siehe Fig. 9). Die Folge ist die fragliche Querfaltung gewesen, die in NW angelegt ist und immer stärker wird, je weiter man nach SO kommt. Es ist aber nur die im wesentlichen aus den amphibolitischen Mesketeffusivgesteinen bestehende Serie, die wie ein Winkeldach gefaltet worden ist; die Zusammenschiebung der darunterliegenden quarzitischen—tonschieferquarzitischen Formation ist nicht auf dieselbe Weise durch eine Faltenbiegung, sondern durch eine schuppenartige Zusammenschiebung ganz kleiner Schollenpartien geschehen, die längs einer grossen Anzahl Verschiebungsebenen kurze Strecken geglitten sind (siehe Fig. 9 und 10).

Der Grund zu dem verschiedenen mechanischen Verlaufe, den die Zusammenschiebungen in dem darüberliegenden Mesketdach und in der darunterliegenden Quarzit-Quarzitschieferformation erhalten haben, dürfte ein zweifacher sein. Das Problem ist teils allgemein mechanischer Art, auf folgende Weise schematisiert: Wenn eine begrenzt biegungsplastische Schichtenserie längs einer Gleitebene auf einer festen Unterlage zusammengeschoben wird, bedeutet dies eine Verkürzung in der Horizontalprojektion jeder Ebene der Schichtenserie. Betreffs der Oberflächenebene geschieht diese Verkürzung als eine gewölbte Biegung nach oben, also eine gleichmässige Biegung, die über den gan-



Fig. 10. Kleine Überschiebungsebene in unreinen Quarziten, wodurch diskonforme Lagerung hervorgebracht ist. Die Überschiebungsebene verläuft parallel mit der Lagerung der *oberen* Scholle. Durjenjokktal.

zen gebogenen Teil ungef. gleich stark verteilt ist. Je tiefer eine gewisse Schicht in der Schichtenserie liegt, um so schärfer und ungleichmässiger ist aber die Biegung. Die Verkürzung der Horizontalprojektion der tief liegenden Ebenen kann nach drei verschiedenen Prinzipien geschehen: durch eine feine Faltung bis zu einer Feinkräuselung der Schichten, durch eine ruhige gewölbte Biegung, die eine Verdickung resp. ein Ausquetschen der Lagen bedeutet, oder durch eine kleinruptive Deformation als lamellare Zerspaltung und schuppenartige Zusammenschiebung. Diese drei Deformationsprozesse können beinahe rein oder in ungleich hohem Grade gemischt auftreten — welche Ausgestaltung der Prozess erhält, hängt von dem quantitativen und qualitativen Charakter des erstrebten Deformationseffektes, d. h. dem Radius der totalen

Biegung usw., und von der effektiven Plastizität des Gesteins ab. Die letztere ist ihrerseits ausser von dem Zeitmomente, das in dem Deformationseffekte enthalten ist, vor allem von dem allseitigen Drucke, der Temperatur, dem Reichtum an Mineralisatoren, welche die Um- resp. Sammelkristallisation erleichtern, und *dem petrographischen Charakter des Gesteins* abhängig.

In dem fraglichen Falle repräsentiert die Mesketformation im Durchschnitt eine aus relativ mächtigen Bänken aufgebaute Serie von einer Gesteinzusammensetzung mit ziemlich hoher plastischer Deformationsfähigkeit, woneben das Biegungsmoment pro Längeneinheit kleiner ist. Die darunterliegende Graphitquarzitformation ist dagegen durch ihre tiefere Lage in der Innenzone der Wölbung zu einer viel durchgreifenderen Formveränderung gezwungen worden, woneben sie durch ihre feine, wiederholte Wechsellagerung zwischen quarzitischen und schiefrigen Lagen, durch die schiefrige Struktur dieser Lagen und die Härte und Sprödigkeit der enthaltenen Quarzitlagen weder zu einer plastischen Zusammenschiebung noch zu einer wiederholten Faltung neigt. Sie ist stattdessen zerbrochen worden, und die verschiedenen Lamellen sind in der Weise, die oben angegeben worden ist, um- und übereinander geschoben worden.

Die Frage der Abhängigkeit der Tektonik oder der orogenen Deformationen von dem petrographischen Charakter der Gesteine und der Abhängigkeit des petrographischen Charakters von den orogenen Deformationen (= der Dynamometamorphose) ist ja eine Problemgruppe von sehr grossem Interesse, aber von einem solchen Umfang, dass nur einige der für das hier beschriebene Gebiet bedeutendsten Fragen hier erwähnt werden können.

Die in Faltungen und Überschiebungen resultierenden tektonischen Bewegungen bedeuten ja generell eine Verkürzung der Ausbreitung eines gewissen Teiles der Erdoberfläche in der Horizontalebene, gewöhnlich in einer gewissen, untergeordnet in mehreren Hauptrichtungen. Diese Verkürzung wird von einer horizontalen (gegen die Erdoberfläche tangentialen) Kraft verursacht, die der Gegenstand äusserst verschiedener Auffassungen gewesen ist, über deren Ursprung wir aber nichts Sicheres wissen. Wie diese horizontale Zusammenschiebung sich in grosser Tiefe mechanisch auslöst, ist auch sehr dunkel und soll hier nicht näher behandelt werden; nur ihre Äusserungen in der oberflächlichen kambrosilurischen Lagenfolge mit darin enthaltenen Eruptiven sind in dem hier fraglichen Gebiete Beobachtungen zugänglich, und sie sollen in diesem Kapitel beschrieben werden. Die tektonische Struktur ist derart, dass die Annahme einer auf einer relativ festen Bodenebene (hier = der Urgebirgstafel) zusammengeschobenen Sedimentformation, so wie sie z. B. für die Aussengebiete der alpinen Faltung angenommen worden ist, für den fraglichen Teil der Gebirgskette den Tatsachen am besten zu entsprechen scheint.

Eine solche Zusammenschiebung kann auch im grossen so geschehen, wie für ein Lokalgebiet oben geschildert worden ist, ruptiv oder plastisch, im ersteren Falle dadurch, dass von Bruchebenen getrennte Schollen übereinander gleiten. In diesem Falle geschieht selbstverständlich in einer schmalen oder breiten Zone längs der Gleitebene eine gewisse, zum Teil sehr starke Durcharbeitung

oder Deformation des Gesteins, dagegen braucht aber im übrigen Teile der Schollen gar keine Deformation des Gesteins zu geschehen.

Wenn die Verkürzung sich dagegen nur in Faltung auslöst, findet in dem ganzen gefalteten (gebogenen) Teile der Schichtenserie eine mechanische Deformation des Gesteinsmateriales selbst statt.

Im S. Storfjället bestehen, wie oben erwähnt, die grossen tektonischen Züge aus Faltungen; dabei kann, wie oben beschrieben worden ist, in einer gewissen Gesteinsserie die Deformation durch Schuppenüberschiebungen kleinerer Grösse geschehen, in anderen Fällen wieder kann die Deformation von den grossen Zügen an bis ins einzelne durch eine Faltung geschehen. Es ist von der grössten Wichtigkeit, diesen kontinuierlichen Übergang von den grössten Falten in die feinste Phyllitkräuselung oder von grossen Überschiebungen in kleine lamellare Differentialgleitungen festzuhalten. Die Übergänge sind kontinuierlich, und keine natürliche Einteilung der Phänomene nach der Grösse kann geschehen; trotzdem ist folgende rein praktische Gruppeneinteilung gemacht worden:

O. Geosynklinale tektonische Elemente.

I. Faltungen (Überschiebungsebenen) erster Ordnung. Sie umfassen die ganze oder einen wesentlichen Teil der Schichtenserie, bilden die Hauptstriche und bestimmen zum grossen Teil die Topographie des hier kartierten Gebietes. Lassen sich ohne Schwierigkeit auf die Karte der Skala 1 : 200 000 eintragen.

II. Faltungen (Überschiebungen) zweiter Ordnung. Nur einen geringen Teil der ganzen Schichtenserie umfassende tektonische Elemente, die sich ohne Schwierigkeit auf der Rekognoszierungskarte der Skala 1 : 50 000 darstellen lassen.

III. Faltungen (Überschiebungen) dritter Ordnung. Sie sind von so kleinem Umfang, dass sie nicht ganz gut in eine Karte der Skala 1 : 50 000 eingetragen werden können. In Handstücken gewöhnlicher Grösse nicht merkbar.

IV. Faltungen (Gleitungen) vierter Ordnung. In Handstücken sichtbar.

a. Kleinfaltung (resp. sekundäre, überquerende Ebenschiefrigkeit).

b. Phyllitkräuselung. Ein paar mm gross, oder noch kleiner; in Dünnschliffen schön hervortretend.

Die oben geschilderten tektonischen Deformationen im S. Storfjället können als verschiedene Kombinationen und Mischungen dieser sämtlichen Deformationsprozesse verschiedener Ordnung und daneben von massenförmig *ganz plastischer Deformation* betrachtet werden. Es scheint auch in der Tat, als ob die meisten möglichen Kombinationen, obgleich mit äusserst verschieden starker Frequenz, verwirklicht wären.

Bemerkenswert ist, dass die Über-(Ver-)schiebungsdeformation von zweierlei wesentlich verschiedenem Charakter ist. Die Abhängigkeit der verschiedenen Deformationscharaktere vom Charakter des Gesteins ist nur bei den Ordnungen II—IV merkbar; ein gewisser petrographischer Durchschnittscharakter einer Teilformation (z. B. der Graphitquarzit-, der Mesketformation usw.) bestimmt die Deformationstypen der zweiten Ordnung, ein gewisses einheitliches Bett diejenigen der Ordnungen III—IV. Die Abhängigkeit ist im ganzen folgende:

Verschiebungs-Überschiebungsdeformation betrifft vor allem primär gebankte—wechselgelagerte Gesteine, wo *quarzitische Glieder dominieren.* Der Ordnungsgrad der Verschiebungen ist zum grossen Teil vom Charakter der Bankung bis der Wechsellagerung abhängig, d. h. der Dicke der einheitlichen, quarzitischen Lagen. Faltenverschiebungen erster Ordnung kommen, wie oben erwähnt, vor (z. B. die Überschiebungsebene längs der grössten Granitintrusion); primär ruptiv angelegte, eigentliche Überschiebungen von Schuppenüberschiebungscharakter treten im S. Storfjället erst als tektonische Elemente zweiter Ordnung auf — am schönsten ausgebildet sind sie in der oben beschrie-



Fig. 11. Verschiedener Widerstand verschiedener Gesteine gegen mechanische Deformation. Eine überliegende Quarzitbank ist ganz ungefaltet über weichen Phyllit geglitten, der sehr stark kleingefaltet worden ist. Die Verschiebungszone unmittelbar unter der grossen Granitintrusion, Marmanjucnje.

benen Quersynklinale längs dem Durjenjokk. Die untere Grenze ihrer Grösse wird von der Dicke der einzelnen Lagen bestimmt. Auf dem Rücken des Durjentjåkko hat man Beispiele von der feinschiefrigen Ausbildung des quarzreichen—quarzitischen Alaunschiefers, der deutlich das Resultat einer Schuppenzusammenschiebung ist, die sich bis zu cm-dicken oder noch dünneren Lagen gestreckt hat. Der wesentliche Teil der Bewegung hat sich mit Sicherheit in Verschiebungsebenen der zweiten und dritten Grösse ausgelöst, aber ein gewisses Ausmangeln durch Gleiten der kleinen Lamellen ist auf jeden Fall daneben geschehen. Die so gemangelten quarzitischen Alaunschiefer — sogar normale Alaunschieferphyllite können bisweilen dasselbe Verhältnis zeigen — zeigen eine sehr tief gehende lamellare Verwitterung, die auf der äusserst geringen Kohäsion zwischen den verschiedenen Lamellen, die an diesem Differen-

tialgleiten teilgenommen haben, beruht. Im Feld sieht man die gewöhnlich langgestreckt ovalen, in der Bewegungsrichtung ausgezogenen grossen Schuppen sich auf eine charakteristisch stachlige Weise aus der tiefgehenden In-situ-Verwitterungserde erheben — ein Verhältnis, das von Quensel[1] als ein gutes Feldindizium einer Überschiebungszone (resp. der Nähe einer distinkten Überschiebungsebene) hervorgehoben worden ist.

Mächtige, homogene Quarzitbänke bilden gegen die mechanische Bearbeitung ausserordentlich widerstandsfähige Bauelemente des Gebirgsgrundes —

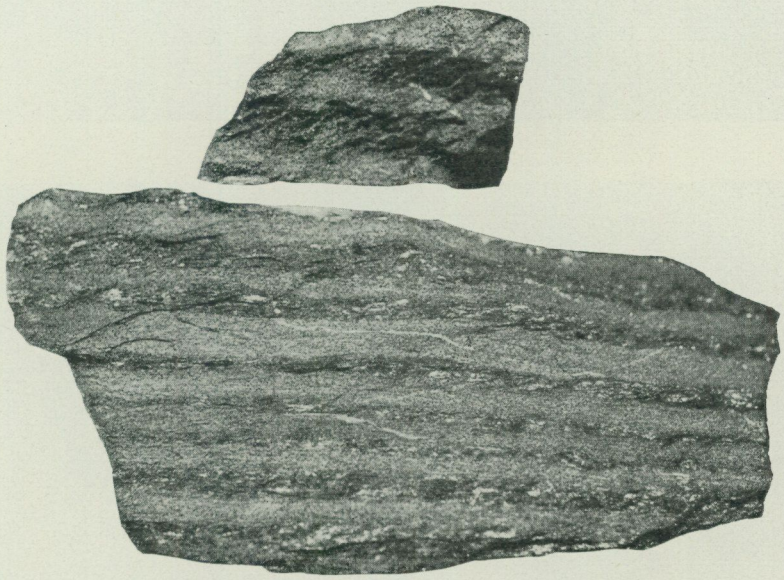


Fig. 12. Verschiedene Umkristallisationsfähigkeit verschiedener Schichten eines Biotitquarzitschiefers. Das Gestein ist ein Biotittuffoid (siehe S. 111); die biotitärmeren, mehr quarzitischen (helleren) Lager sind ihres Quarzgehaltes wegen nur wenig umkristallisiert; die dunkleren, biotitreichen Lager sind grobflaserig-schieferig umkristallisiert, wodurch die ursprüngliche Lagerung sehr stark hervorgehoben wird. Diese sekundäre Verschieferungsrichtung ist schief gegen die Lagerung, (betrifft ja aber nur die Schieferlagen). Die hellen Flecken der dunklen Lagen sind Lichtreflexe der Glimmerschuppen. — Aus O. Båimatja, wo die mechanische Quetschdeformation unter Umkristallisation sehr stark ist, mit grobflaseriger Verschieferung sämtlicher nicht quarzitischen Gesteine.

dagegen treten sie in tektonisch stark beeinflussten Gebieten gern in sekundärem Verband auf,[2] was eben darauf beruht, dass Gleitebenen sich im Kontakte zwischen Quarzit und einem weicheren Gestein leicht bilden. Die Ursache der Widerstandsfähigkeit und der Abgeneigtheit gegen Biegung und überhaupt gegen plastische Deformation des Quarzites muss ohne Zweifel in der schwachen Umkristallisationsfähigkeit und der äusserst festen Struktur des konsolidierten homogenen Quarzites gesucht werden.

Eine massenförmige plastische Deformation zeigen vor allem Kalkstein (Marmor) und Amphibolit, was mit dem Mangel an Tendenz zu lamellarer Ver-

[1] Mündliche Mitteilung.
[2] Vergl. Quensel, G. F. F. Bd. 44 (1922), S. 676.



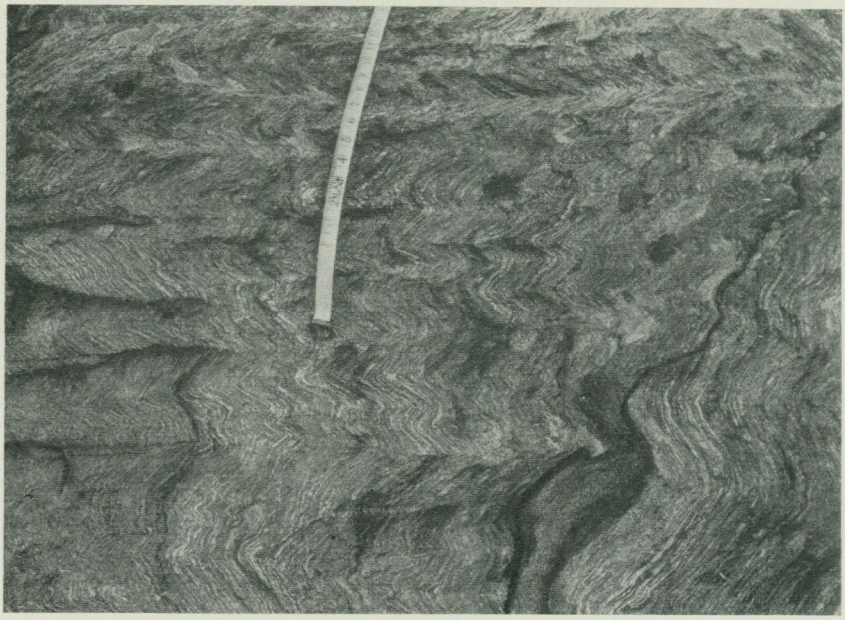


Fig. 13—14. Faltungen verschiedener Grösse in ein wenig kalkhaltigen Phylliten. Die Hauptfalte Fig. 13 ist von der Ordnung III (die Höhe der Bergwand = za. 20 m). Die Fältelung Fig. 14 ist von der Ordnung IV a; Phyllitkräuselung (IV b) ist kaum entwickelt. (Das Messband ist in Zentimetern gradiert.) Fig. 13 vom Nuolengåbri, Fig. 14 von dem Skidträskbach, S. vom Vallientjåkko.

schieferung und mit der grossen Umkristallisationsfähigkeit zusammenhängt.

Faltungsdeformation aller Grade bis zu mikroskopischen Strukturzügen kennzeichnet vor allem die aus schuppigen Mineralen (Glimmer und Chlorit) in wesentlichem Grade bestehenden Gesteine, besonders die feinschuppigen Ausbildungsformen, die eigentlichen Phyllite. Die Ursache dafür ist selbstverständlich in der guten Umkristallisationsfähigkeit der fraglichen Minerale, vor allem aber in dem eigentümlichen mechanischen System zu suchen, das ein

Glimmer-Chloritgestein darstellt, indem die Friktion zwischen den Mineralschuppen sehr gering ist, d. h. eine ausgeprägte (Flächen-)Richtung des kleinsten Deformationswiderstandes im Gestein vorkommt. Daneben haben die fraglichen Minerale eine ausgeprägte Biegsamkeit — was aber nur für die allerfeinste Faltung, die Phyllitkräuselung, von Bedeutung ist, da das Biegungsmoment pro Glimmer-Chloritindividuum bei vermehrter Grösse der Falten ausserordentlich klein ist.

Wie oben erwähnt, kann ein kontinuierlicher Übergang zwischen den verschiedenen Grössen der Faltung in den Phylliten vorhanden sein. Besonders

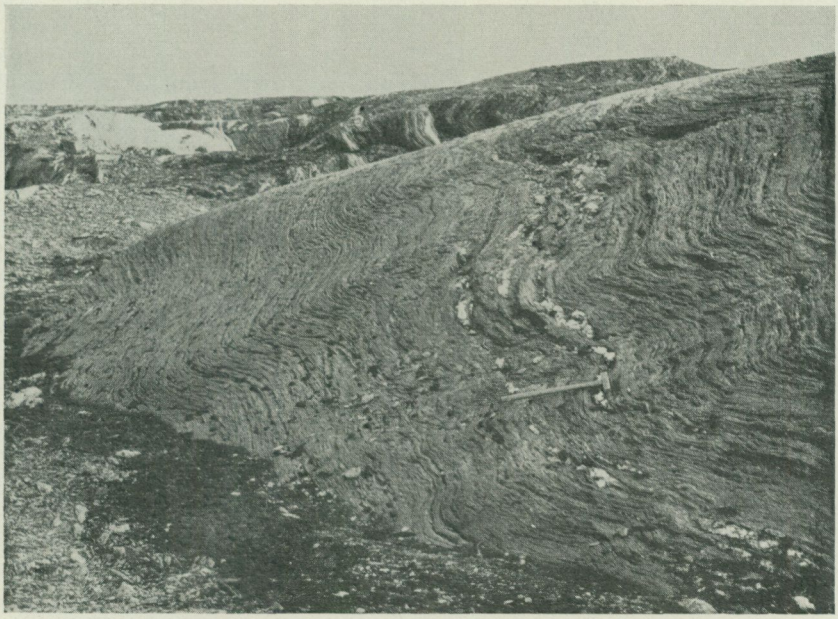


Fig. 15. Faltung in Kalkphyllit. Ordnungen III—IV a. Nuolengåbri.

wenn der Kalkspat in dem Phyllite enthalten ist und dieser in gewissen Schichten angereichert wird, tritt die Faltung an verwitterter Fläche sehr schön hervor. Fig. 13—15 zeigen eine Serie Faltungen verschiedener Grösse in Kalkphyllit. Namentlich in den Kalkphylliten finden oft Kombinationen vieler Faltensysteme verschiedener Grösse statt. Zuweilen haben diese Faltensysteme verschiedene Richtung oder pendeln innerhalb einer gewissen Amplitude, wobei die Schichtebenen ziemlich verwickelte Biegungsverläufe zeigen (Fig. 15). In den calcitarmen bis -freien Phylliten sind derartige vielfache Kombinationen ungewöhnlicher. Sehr oft werden hier äusserst stark zusammengeschobene Isoklinalfaltungen der zweiten und dritten Ordnung ohne irgendwelche Zwischenglieder mit IV b (Phyllitkräuselung) direkt kombiniert, so dass die Phyllitkräuselung an den Oberflächen von im übrigen ganz ebenschiefrigen Phylliten auftritt. Die Kräuselachsen der Phyllitkräuselung liegen, wie oben erwähnt, in den

Schieferungsebenen und in einer Richtung, die gegen die aus den grösseren tektonischen Verhältnissen deduzierte Bewegungsrichtung des fraglichen Gesteinkomplexes winkelrecht ist. Wenn sie intensiv ist, geht sie oft in eine Art feine Stengligkeit über, die von der bisweilen hervorgebrachten, parallel mit der Bewegungsrichtung verlaufenden Streckungsstengligkeit[1] wohl unterschieden werden muss.[2] Die mehrfach konstatierte und aus dem genetischen Zusammenhang der Phyllitkräuselung mit der grösseren Faltung theoretisch selbstverständliche Regel, dass die Phyllitkräuselung winkelrecht gegen die Bewegungsrichtung liegt, kann oft in den Fällen, wo die grossen tektonischen Züge schwer aufzufassen oder noch unzulänglich bekannt sind, als ein Indizium der Richtung wenigstens der letzten Bewegung von grosser Hilfe sein. Es ist ja selbstverständlich, dass die Phyllitkräuselung, wenn verschiedene Bewegungsrichtungen sich geltend gemacht haben, im wesentlichen durch die letzte bestimmt wird, wenn diese kräftig genug ist. Ausnahmsweise sind zwei distinkte, einander schneidende Phyllitkräuselsysteme (unter einer markierten Überschiebungsebene) beobachtet worden, was ohne Zweifel als die Spuren zweier verschiedener Bewegungsrichtungen aufgefasst werden muss.

Sowohl die fragliche Schuppenzusammenschiebung als auch die durch die Faltung — Kräuselung hervorgebrachte verschärfte Schiefrigkeit (die Anreicherung von Kalzit in gewissen Schichten usw.) folgt der primären Schichtung des Gesteins und verschärft diese, wie oben erwähnt. Daneben kommt auch eine die primäre Schieferung überquerende Sekundärverschieferung vor, die meistens als Faltenverschiebung der dritten—vierten Ordnung (Fig. 16) in sehr stark kleingefalteten Gebieten angelegt wird. Diese sekundäre, überquerende Verschieferung bildet immer einen sehr grossen Winkel mit der primären Schieferungsrichtung, d. h. überquert sie beinahe winkelrecht. Die Ursache davon ist ohne Zweifel, dass die primäre Schieferungsrichtung der Glimmer-Chloritphyllite und -schiefer eine so vortreffliche Leitebene für die Differentialbewegung ausmacht, dass diese, auch wenn die Druckrichtung einen bedeutenden Winkel mit der primären Schiefrigkeit bildet, lieber der primären Schieferungsrichtung folgt, als dass sie eine neue, spitz überquerende Gleitrichtung bildet.

Diese sekundäre Verschieferung kann in gewissen Fällen so intensiv werden, dass das primäre Streichen und Fallen des Phyllites unmöglich zu konstatieren ist, wenn nicht kontrastierende Einlagerungen vorhanden sind. Im S. Storfjället ist diese überquerende Sekundärverschieferung in grösserem Massstabe nur längs der norwegischen Grenze entwickelt, im Skaritjåkko-Svalotjåkkogebiete, wo eine gegen O—ONO gerichtete Differentialbewegung die im wesentlichen in SW—WSW streichenden Phyllite-Grünschiefer deformiert und ihre Primärschiefrigkeit fast ganz vertilgt hat. Im grössten Teile des S. Storfjället fehlt aber die Querverschieferung ganz, und die Primärschichtung-Schieferung

[1] Siehe z. B. Holmquist, G. F. F., Bd. 25, 1903, S. 27, u. Th. Vogt, Sulitelmafeltets geologi og petrografi. (N. G. U. 121), S. 167.

[2] Backlund (G. F. F. 1918, S. 897) beschreibt aus den S. Västerbottensgeb. eine ähnliche Stengligkeit, wo durch Kombination von Faltungen verschiedener Ordnungen geschlossene Formen entstanden sind, und wo die Stengligkeitsrichtung gegen das Schichtfallen annähernd senkrecht ist.

und die sekundäre Verschieferung fallen zusammen — dies im Gegensatz zu dem von A. Högbom beschriebenen südlicheren Gebiete.[1]

Die hier zuletzt beschriebenen Erscheinungen, die intensive Phyllitkräuselung und vor allem die überquerende Sekundärverschieferung, bedeuten ein das ganze Gestein umfassendes Differentialgleiten von dem Typus, den unter den skandinavischen Geologen vor allem Backlund[2] und Th. Vogt[3] behandelt haben Die ausserskandinavische Literatur über diesen Gegenstand ist gross und in den Werken der fraglichen Verfasser relativ vollständig aufgeführt. Auf die Frage der Mechanik dieser Prozesse im fraglichen Falle wird der Verfasser



Fig. 16. Beginnende überquerende Verschieferung in Tonschieferphyllit. Die Querverschieferung (|| der Unterkante des Bildes) ist als kleine Bruchverschiebungen in Falten der Ordnung III—IV a aufzufassen; sie ist annähernd senkrecht gegen die Lagerungsrichtung. Zwischen Skaritjåkko und Juovanuonje.

hier nicht eingehen. Es muss nämlich von neuem hervorgehoben werden, dass diese allgemeine Differentialdurchbewegung als eine Auslösungsform grosser Massenversetzungen im S. Storfjället eine sehr untergeordnete Rolle spielt und, wie oben erwähnt, kaum anders als im betreffenden westlichsten Gebiete vorkommt. Die Massenversetzungen sind vor allem durch Faltungen und demnächst durch Faltenüberschiebungen längs wirklicher Verschiebungsebenen geschehen. In zusammengequetschten Isoklinalfaltenschenkeln ist zwar ein Zusammendrücken oder eine Streckung geschehen, aber dieses besagt

[1] A. Högbom, Stekenjokk-Remdalens malmtrakt. (A. a. O.)
[2] H. Backlund, Petr. Studien an Taimyrgesteinen G. F. F., Bd. 40 (1918), S. 163 ff.
[3] Th. Vogt, Sulitelmafeltets geologi og petrografi, S. 161 ff.

keine bedeutendere Differentialbewegung (Verschiebung der Oberseite im Verhältnis zu der Unterseite eines gewissen Schichtenpackens). Unter den Verschiebungsebenen hat sich eine starke Phyllitkräuselung gebildet; auch diese bedeutet keine grosse Differentialbewegung. Als Ursache dafür, dass auch die ruptiven Verschiebungen (die Überschiebungen) in so geringem Grade eine Teilbewegung im Gestein bedeutet haben und in so hohem Grade auf gewisse Ebenen konzentriert worden sind, betrachtet der Verfasser *die orogenen Granit- resp. Quarzitintrusionen.*

Diese Intrusionen sind, wie aus der Karte und den Profilen hervorgeht, vor allem Antiklinalintrusionen. Da die grossen Überschiebungen beinahe immer in der Antiklinalebene (über dem Mittelschenkel) geschehen sind, haben die Überschiebungsebenen der ersten Ordnung zugleich Intrusionsebenen für Granit, resp. eruptiven Quarz gebildet.

Diese Intrusionen dürften auf folgende Weise gewirkt haben. Die wirklich magmatischen Intrusionen (der Granit) haben in ihrem noch fliessenden Zustande praktisch friktionslose Lagen dargestellt — es ist also kein Wunder, dass der Faltungsdruck in diesem Falle Antiklinalbrüche und -verschiebungen darüberliegender Schalen hervorgebracht hat. Die stark protoklastische Struktur des Granites zeigt auch, dass diese Bewegungen wirklich stattgefunden haben; schwächere kataklastische Züge und die Phyllitkräuselung unter der grossen Granitschale zeigen, dass die Bewegung ein wenig nach der wesentlichen Erstarrung des Granites fortgefahren hat.

In den von Quarzinjektionen markierten Überschiebungsebenen ist der Quarz aus äusserst leicht beweglichen Wasserlösungen kristallisiert und nicht von einem erstarrenden Magma oder einer magmaähnlichen Phase gebildet worden. Die Bewegung ist hier durch eine sukzessive Neukristallisation von Quarz in einer sicherlich sehr dünnen Spaltenebene erleichtert worden, längs der die heissen, quarzbildenden Lösungen hervorgedrungen sind. Gemäss demselben Prinzip wonach eine plastische Deformation von Marmor durch die grosse Umkristallisationsfähigkeit auch in trockenem Zustande leicht geschieht, wird hier während der Neukristallisation aus wässrigen Lösungen ein Gleiten in einer gewissen Ebene ermöglicht. Auf diese Art ist die eigenartige Struktur dieser eruptiven Quarzitbänke mit aufeinander folgenden, ungef. cm-dicken Quarzlagen entstanden. Das schönste Beispiel dafür ist die eruptivquarzgetränkte Überschiebungsebene südlich vom Rikker, in direkter Fortsetzung und in direktem Zusammenhang mit der grossen Überschiebungsebene = der Granitintrusion Ropen—Skidträsk.

II. Petrographischer Teil.

A. Deskriptiver Teil.

1. Sedimente und Effusive.

Die Gesteine von Amphibolit-Biotitschieferfazies.

Sedimente.

Die untere Quarzitformation.

Diese Formation besteht wesentlich aus einer Serie unreiner Quarzite von sehr feinem Korn (der Diameter der Quarzkörner in der Regel 0.5—0.15 mm), Sericit-Biotitquarzite, die von harten, zwischengrauen Quarziten mit nur geringem Gehalt an Glimmer bis zu quarzärmeren Glimmer-Quarzschiefern variieren, welche zu reinen Tonschiefern ohne irgendeinen klastischen Quarzgehalt hinüberführen. Die reinen Tonschieferglieder sind jedoch untergeordnet; im ganzen ist die Formation sehr einheitlich, mit mitteldunklen, grauen—braungrauen ziemlich glimmerreichen Quarziten mit einem Quarzgehalt von meistens ungef. 50—70 Volum-%.

Infolge der Kontaktwirkung des in die Sohle der Formation intrudierten Granitlakkolithes haben die Gesteine eine relativ hochtemperierte metamorphe Ausbildung mit Biotit, akzessorischer Hornblende und in gewissen Fällen Granat und Staurolith als Porphyroblasten erhalten. Der Thermometamorphosegrad nimmt merkbar vom Kontakte nach aufwärts ab, teils betreffs der Mineralparagenesis, aber besonders betreffs der Kristallinität vergleichbarer Gesteinsglieder. Indessen sind ja auch kleine Variationen in der chemischen Zusammensetzung der Gesteine von grosser Bedeutung für die Kristallisationsverhältnisse der verschiedenen Mineralkomponenten bei der Metamorphose, weshalb eine ausführliche Darstellung der Variation der verschiedenen Gesteinsglieder mit dem trotzdem ganz mässigen Unterschied der Intensität der Thermometamorphose, welchen man in der fraglichen Formation verspüren kann, nicht möglich ist. Der wesentliche Unterschied betreffs der Mineralparagenesis ist der, dass Staurolith nur in der Nähe des Granitkontaktes angetroffen worden

ist; übrigens nimmt besonders die Grösse des Biotites bei einem und demselben Gesteine mit vergrösserter Entfernung vom Kontakte ab. Selbstverständlich werden die beinahe reinen Quarzite makroskopisch von Kontakteinwirkung wenig beeinflusst, indem ihr wesentliches Mineral, der Quarz, bei dieser infolge der extrem tiefen Temperatur des Intrusivkörpers mässigen Kontakterwärmung in den trockenen Quarziten nicht merkbar sammelkristallisiert ist. Die glimmerreicheren Glieder dagegen und besonders die reinen Tonschiefergesteine spiegeln betreffs der Mineralparagenesis und der Korngrösse deutlich die verschiedene Stärke der Metamorphose wieder.

Charakteristisch für die ganze Formation, wie für die meisten kontaktmetamorphen Gesteine, ist die porphyroblastische Ausbildung der neugebildeten (ev. umkristallisierten) Minerale. Sehr verbreitet und äusserst charakteristisch ist porphyroblastischer Biotit, wenn der Biotit ziemlich kleine (ungef. 0.5 mm), äusserst zahlreiche, runde, gegen die übrige Schieferung gewöhnlich divergente Tafeln bildet. Die Porphyroblastausbildung des Biotites kommt nicht vor, wenn der Biotit das einzige oder das ganz dominierende Glimmermineral ausmacht, und sie erreicht in glimmerreichen Gesteinen mit vorwiegendem Gehalt an Muskovit-Sericit ihre schönste Entwicklung.

Granat kommt in den an Glimmer und vor allem an Biotit reichen Gliedern in bedeutender Menge vor und bildet da kleine, schön idiomorphe Porphyroblasten mit einer Grösse von ungef. 1—0.5 mm. In den glimmerärmeren Quarziten tritt Granat nur akzessorisch in ganz kleinen Individuen auf.

In geringer Entfernung vom Granitkontakte läuft im unteren Teile der unteren Quarzitformation eine Bank nicht quarzitischer, reiner Tonschieferzusammensetzung. Das Gestein ist hier als Staurolithschiefer mit grossen (2—4 mm) Staurolithporphyroblasten in einer biotitporphyroblastischen (0.5 mm) Grundmasse ausgebildet. Granat fehlt in diesem Gesteine; in einem quarzreicheren Biotit-Sericitgestein aus Gabbi im N. Storfjället kommen dagegen Staurolith und Granat als Porphyroblasten zusammen vor, obgleich schlechter ausgebildet. Es scheint also, als ob bei dieser Temperaturlage in den reinen Tongesteinen Staurolith den Granat ersetzte, der in den fraglichen Gesteinen aller Wahrscheinlichkeit nach Almandin ist.

Wir erhalten in der unteren Quarzitformation folgende Hauptgruppen von Gesteinen:

1. Staurolith-Glimmerschiefer.
2. Glimmerreicher Quarzitschiefer.
   a) Biotit dominant; Granatporphyroblasten; Biotit nicht in Porphyroblasten.
   b) Glimmerintermediär; kleine Granatporphyroblasten; Biotit mit porphyroblastischer Tendenz.
   c) Muskovit dominant; Granat fehlt oder ist akzessorisch; Biotit in Porphyroblasten.
3. Glimmerarmer Quarzit.

   a, b, c): Granat akzessorisch in biotitreichen Gliedern; Biotitporphyroblastausbildung fehlt.

Staurolith-Glimmerschiefer.

Dieses Gestein ist in der Gruppe quantitativ sehr untergeordnet. Es repräsentiert ein relativ hohes Metamorphosestadium der nicht quarzitischen Tonsedimentglieder mit bedeutendem Eisengehalt und ist dort ausgebildet, wo diese Gesteinsglieder in der Nähe des Granitkontaktes vorkommen. Auf einige hundert Meter Entfernung vom Granitkontakte ist das Gestein in Form von konformen Lagen im Quarzite mit einer Mächtigkeit von ungefähr zehn Metern

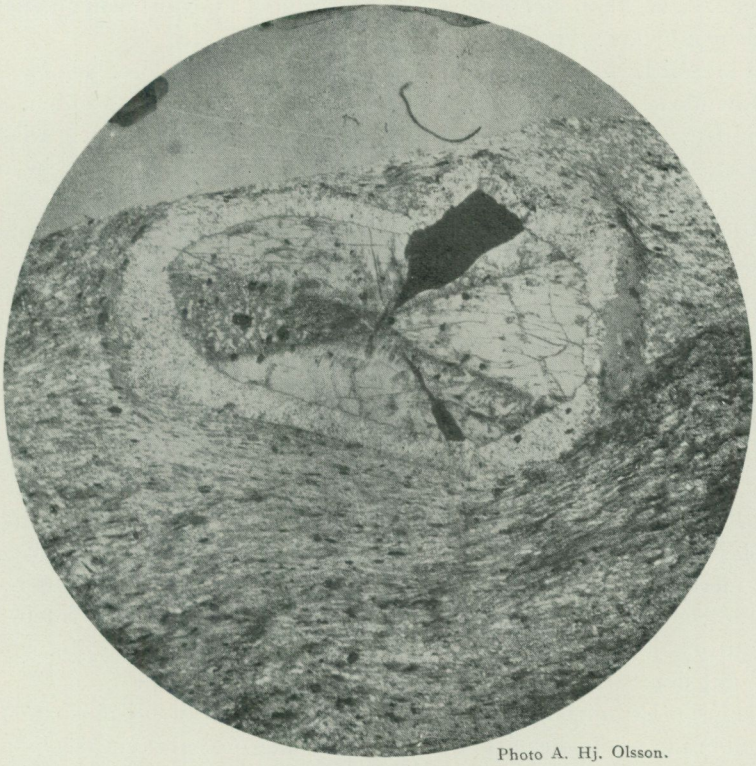


Photo A. Hj. Olsson.

Fig. 17. Mikrophoto von staurolithporphyroblastischem Glimmerschiefer 15 ×. Nic +. Der Staurolith ist ein Durchkreuzungszwilling (das eine Individuum schwarz), der Sanduhrstruktur zeigt. Eine breite Randzone ist in Sericit-Chlorit-Quarzaggregat umgewandelt. Das graue langgestrechte Feld rechts ist Chlorit. Die kleinen schwarzen Flecken sind Erz.

oder weniger an verschiedenen Punkten angetroffen worden. Ob der Staurolith in diesen Glimmerschieferphylliten in der ganzen Länge der Striche oder nur an gewissen Strecken auftritt, ist nicht konstatiert worden.

Makroskopisch hat das Gestein ein graubraunes, feinschuppiges phyllitisches Aussehen, wobei die Staurolithporphyroblasten selten direkt sichtbar sind, aber durch ihr Ausbuchten der Sericit-Biotitlagen als scharfe Erhöhungen an den Spaltenflächen des Phyllites hervortreten. In Dünnschliffen zeigt es sich, dass das Gestein aus (mehr oder weniger umgewandeltem) Staurolith, Biotit, Sericit, Chlorit, Magnetit, Quarz, akzessorisch Zoisit und zuweilen Hämatit besteht. —

Die Struktur wird von den in der stark planparallelorientierten feinschuppigen Sericitmasse auftretenden zwei Phorphyroblastarten, den grossen Staurolithen und den wesentlich kleineren garbendivergent geordneten Biotitporphyroblasten, dominiert.

Der *Staurolith* bildet dickprismatische, ungef. 3—3.5 × 2 × 2 mm grosse, idiomorphe Individuen. Poikilitische Struktur ist in der Regel nicht ausgebildet worden; der unumgewandelte Staurolith ist nicht einmal reich an Einschliessungen — am meisten hervortretend ist ein oft nicht unbedeutender (ungef. der Grundmasse gleichkommender) Gehalt an gerundet idiomorphem Magnetit und ganz kleinen Quarzmikrolithen.

Der Staurolith ist ganz oder zu grossem Teil in eine farblose, beinahe kryptokristalline Masse aus wesentlich Seircit + Quarz umgewandelt worden. Chlorit kann nicht unterschieden werden, kommt aber sicherlich vor. Diese Umwandlung ist, wie oben erwähnt, in gewissen Fällen vollständig, in anderen Fällen ist sie nur randlich. Man sieht da den ganz frischen Staurolithkern von einer scharf abgegrenzten, gleich breiten Umwandlungszone umgeben, die der »reaction-rime»-Bildung um Olivin ähnlich ist (Fig. 17).

Die Farbe des frischen Minerales ist hellgelb mit starkem Pleochroismus, γ = kanariengelb, $\beta = \alpha$ = farblos. Sanduhrstruktur, welche durch das Frequentieren der Einschüsse die längs der c-Achse gestreckte Zuwachspyramide markiert wird und Durchkreuzungszwillinge kommen allgemein vor (Fig. 17).

Von *Glimmer* kommen Biotit und Sericit in ungefähr gleichen Proportionen vor.

Der *Biotit* bildet ungef. 0.5—0.6 mm breite Tafeln, die gewöhnlich einen porphyroblastischen Charakter besitzen. Wenn der Biotit im Verhältnis zu dem Sericit merkbar quantitativ untergeordnet ist, ist der Porphyroblastcharakter ausgeprägt, mit gegen die Sericitschieferung garbendivergenten Tafeln; wenn der Biotitgehalt grösser ist, sind die Biotittafeln als etwas grobkristallinere Glieder mit den Sericitpacken parallel zusammengewachsen.

Die Farbe ist mittelbraun—dunkelbraun, der Pleochroismus stark: // c blass gelbbraun—beinahe farblos, ⊥ c ein wenig olivenbraun—sepiabraun.

Der *Sericit* bildet zusammen mit äusserst feinkörnigem, diablastisch—allotriomorphem Quarz eine feinschuppige, streng schiefrige Grundmasse.

Magnetit kommt reichlich, oft sehr reichlich, vor und bildet kleine (0.1—0.05 mm) idiomorphe Individuen, welche relativ gleichmässig über das Gestein, den Staurolith ausgenommen, ausgestreut sind; die Magnetitkörner im Staurolithe sind wesentlich kleiner (2—3-mal).

Der *Chlorit* bildet teils kleine, unregelmässige Lappen in der Grundmasse, teils tritt er in //-orientierten Aggregaten hier und da an dem umgewandelten Staurolithe oder in Spaltenzonen in diesem auf. Die Farbe ist relativ blass grasgrün; der Pleochroismus mässig—schwach: // c hell gelblich, ⊥ c blass, kalt grasgrün. — Die Doppelbrechung variiert in verschiedenen Dünnschliffen von äusserst niedrig mit stark anomalen Interferenzfarben (Schnitt // c blau—veilchenrot) und optisch neg. Charakter bis zu mittelhoch mit

normalen, gelbgrüngrauen Interferenzfarben in Schnitt // c und optisch pos. Charakter.

In einem Falle sieht man auch, wie sämtliche Biotitindividuen beginnende Chloritisierung zeigen, so dass die Biotitporphyroblasten in Schnitt // Basis von einem unregelmässigen, nach aussen zerrissenen, nach innen diffusen Saume umgeben scheinen; in Schnitt ⊥ Basis sieht man, wie die Chloritisierung die äussersten Basisebenen umfasst und von den der Prismazone entsprechenden Kanten stachlig—zerrissen, der Spaltbarkeit folgend, eindringt. Kleine Biotitindividuen in der Grundmasse fehlen hier ganz (Chlorit tritt dagegen auf), und ferner ist der Staurolith ganz umgewandelt worden.

Die starke beginnende Diaphthorese, die hier das Gestein getroffen hat, hängt mit dessen Lage relativ weit gegen das Grünschiefergebiet des S. Storfjällets zusammen und ist wahrscheinlich auf den noch bei wesentlicher Abkühlung nach dem Maximum der Metamorphose zurückgebliebenen, von dem Granite herrührenden Wassergehalt zurückzuführen.

Glimmerreicher Quarzitschiefer.

Wie die Übersicht angibt, variiert diese Gruppe stark, teils in Bezug auf das Verhältnis Biotit : Sericit, teils betreffs des Verhältnisses Quarz : Glimmer und weiter den Granatgehalt betreffend.

Von den reinen Tonphylliten oder Tonglimmerschiefern weichen sie durch ihren Gehalt an *deutlich klastischem Quarz* ab; mit wachsendem klastischem Quarzgehalt führen sie zu den glimmerärmeren Quarziten über.

Das Verhältnis Sericit : Biotit variiert von 0—ungef. 1.5, also von reinen Biotitquarziten über intermediäre zu mässig sericitdominanten Typen.

Die *biotitdominanten* Typen zeigen Biotit in amöbenähnlichen allotriomorphen Lappen, oft mit dünnen Vorsprüngen zwischen den klastischen Quarzkörnern. Der Pleochroismus ist stark, mit // c = schwach grüngelblich—beinahe farblos, ⊥ c = olivenbraun—sepiabraun. *Granat* tritt hier in Form von grossen Porphyroblasten (0.5—1 mm) mit relativ guter Kristallbegrenzung reichlich auf, die aber sehr stark poikilitisch sind, so stark, dass die Struktur oft dünn netzförmig ist. Die Einschlüsse bestehen beinahe nur aus Quarzkörnern derselben Grösse und desselben Aussehens wie bei dem übrigen klastischen Quarze des Gesteins. Makroskopisch ist der Granat blass schmutzig rotgelb, in Dünnschliffen ganz farblos.

Auffallend ist, dass der Biotitgehalt in der nächsten Umgebung der Granatporphyroblasten wesentlich niedriger als in dem übrigen Gesteine ist; die Granatbildung ist hier auf Kosten des Biotites in der unmittelbaren Nähe jedes Kristalles geschehen.

In den *glimmerintermediären* Typen ist der Biotit in etwas grösseren und besser begrenzten (jedoch auf keine Weise porphyroblastischen) Schuppen als der meistens feinschuppige sericitische Muskovit ausgebildet. Zuweilen zeigen Biotit und Muskovit lamelläre Verwachsungen. Der Glimmer (besonders der Sericit) bildet auch hier allotriomorphe, zum Teil äusserst dünne Lappen

zwischen den klastischen Quarzkörnern; die grossen Sericitschuppen (nebst dem oft auftretenden Chlorit) markieren aber eine deutliche Schieferung. Überhaupt ist die im Vergleich zu dem Biotit ungeheuer viel stärkere Tendenz des farblosen Glimmers und des Chlorites Schiefrigkeit hervorzubringen eine bemerkenswerte, generelle Erscheinung.

Der Granat tritt akzessorisch in Form von ganz kleinen Porphyroblasten von der Grösse der Quarzkörner (0.1 mm) auf.

Die *sericitdominanten* Typen haben Biotit mit deutlicher Tendenz zu porphyroblastischer Ausbildung, obgleich der porphyroblastische Charakter besonders bei den quarzreichen Gliedern schwach ist. Der Biotit bildet im Verhältnis zum Sericit relativ grosse (jedoch nur 0.1—0.2 mm), ziemlich einheitliche Schuppen.

Die Sericitschieferung ist durch die grossen Sericitschuppen ausgeprägt — zwischen den kleinsten Individuen und dünnen Vorsprüngen von den grösseren sind die Quarzkörner richtungslos zwischengelagert.

Granat fehlt oder kommt äusserst spärlich akzessorisch vor.

Der *Quarz* ist in sämtlichen Typen gleichartigen Charakters. In den ziemlich quarzreichen Gesteinen dominiert er das Strukturbild, indem er gerundete, klare, gleich grosse Körner (in der Regel ungef. 0.1 mm) bildet, zwischen denen die Glimmerminerale allotriomorph entwickelt sind. Dieser Quarz ist zweifellos primär klastisch, obgleich natürlicherweise ein wenig ankristallisiert.

Daneben kommt viel feinkörnigerer Quarz untergeordnet in der Glimmermasse zwischen den klastischen Quarzkörnern vor.

Magnetit kommt in der Regel reichlich, oft sehr reichlich, in relativ idiomorphen, kleinen, über das Gestein ziemlich gleichmässig verstreuten Individuen vor.

Kohle fehlt in einigen Gliedern und kommt in anderen als eine beinahe submikroskopische Imprägnation von Graphit vor.

In gewissen Gliedern kommt ein reichlicher akzessorischer Gehalt an *Chlorit* vor. Der Chlorit ist in Form von relativ grossen, äusserst dünnen, scharf begrenzten, vollkommen ebenen Schuppen ausgebildet, die von einem ganz anderen Habitus als der auch betreffs der Basisflächen allotriomorphe Biotit sind; auch ist keine Chloritisierung des Biotites erkennbar. Der Chlorit ist offenbar kein Produkt beginnender Diaphthoritisierung, sondern scheint sich in gewissem Gleichgewicht mit den übrigen Mineralen ausgebildet zu haben. Der Pleochroismus ist sehr stark: // c beinahe farblos gelblich, $\perp$ c kräftig, kalt grasgrün. Die Doppelbrechung ist meistens äusserst schwach, mit stark anomalen Interferenzfarben.

Rein akzessorisch kommen weiter *Zoisit* in kleinen Prismen und einzelne ganz kleine *Hämatit*-Schuppen vor, äusserst spärlich daneben *Turmalin* in einzelnen, zonargebauten, ganz kleinen Prismen mit dunklem Kern und einem Pleochroismus in braungrün (// c) — farblos ($\perp$ c).

Ein kleines, gut albitlamelliertes *Plagioklas*korn spitzer—splitteriger Form ist weiter in einem Dünnschliffe angetroffen worden. $n\alpha = \omega$ (Quarz), also = ungef. An_{40}.

Glimmerarme Quarzite.

Die glimmerarmen Quartzite weichen durch ihren immer mehr dominierenden Quarzgehalt, der sich in den am reinsten quarzitischen Gliedern auf ungef. 85 % beläuft, von der vorigen Gruppe ab. Die Struktur wird ganz durch den gleichkörnigen klastischen Quarz dominiert, welcher jedoch quarzitisch an-(sammel-)kristallisiert ist. Die Grösse der Quarzkörner ist gering, 0.2—0.1 mm, also nur unbedeutend grösser als bei der vorigen Gruppe. Zwischen dem Quarze sind der stark allotriomorphe Biotit und der Sericit in amöbenähnlichen, dünnen Lappen ausgebildet worden.

Der Biotit zeigt keine Porphyroblastentendenz, der Sericit gibt durch seine grossen Schuppen eine gewisse Schieferung an. Granat ist nur akzessorisch vorhanden oder fehlt.

Die obere Quarzitformation oder die Graphitquarzit-Kalksandsteinformation.

Diese Formation hat ein äusserst charakteristisches Gepräge und eine gewisse Einheitlichkeit, obgleich sie aus untereinander sehr verschiedenen Gesteinselementen besteht. Die charakteristischsten Gesteinstypen sind schwarze—dunkelgraue, kohlen- und kieshaltige dichte Quarzite (Graphitquarzite), quarzreiche Alaunschieferphyllite, feinkörnige, meistens kalkarme, stahlgraue Kalksandsteine und polymikte, in grobe Arkossandsteine übergehende Konglomerate.

Eine wiederholte primäre Wechsellagerung zwischen diesen Gliedern ist deutlich, obgleich es infolge tektonischer, auf schuppenartigen Verschiebungen in der Gesteinsserie beruhender Rekurrenz schwierig ist, sie im einzelnen festzustellen. Indessen tritt der Kalksandstein, der mit Graphit-Biotitquarziten und Arkoskonglomeraten wechsellagert, nur *in der Mitte der Formation* auf; die Graphitquarzit—Alaunschieferphyllite kommen in dem oberen und dem unteren Teile der Formation und die polymikten Konglomerate vorzugsweise in dem oberen und dem mittleren Teile vor.

Graphitquarzit.

Dieses Gestein ist in seiner distinktesten Form makroskopisch schwarz—schwarzgrau mit kleinen dünnen Flecken aus Schwefelkies, sehr feinkörnig bis dicht, und in ein — ein paar cm dicke Platten leicht abgesondert, die jedoch im Gegensatz zu den weichen Alaunschieferphylliten sehr hart und klingend sind.

In Dünnschliffen zeigt es durch die Anordnung des Quarzes in ganz kleinen platten Aggregaten, deren Orientierungsebenen von dem Sericite frequentiert werden, aber vor allem durch die mit dieser Richtung übereinstimmende, kurz schlierenförmige Verteilung der Kohlensubstanz, eine deutlich schiefrige Textur.

Übrigens ist die Struktur gleich- und feinkörnig — die Schieferung wird auch nur durch Parallelorientierung kleiner Mineraleinheiten, *nicht* durch grosse Glimmerschichten u. dergl., erzielt.

Folgende Minerale treten auf: Hauptminerale: *Quarz, Sericit, Biotit* (Kohle); akzessorisch : Granat, Pyrit, Zoisit.

Der *Quarz* bildet a) dicht liegende, kleine, platte, linsenförmige Aggregate von ungef. 0.6—1 mm Diameter und 0.2—0.3 mm Dicke, die jedoch nicht scharf begrenzt sind, sondern einander berühren und in einander übergehen und die einheitlichsten Strukturelemente bilden, indem sie die Maschen des dünnen platten Netzes füllen, das die feinkörnige, kohlen- und glimmerreiche Grundmasse bildet. Jedes Quarzaggregat besteht aus nur wenigen Individuen mit einfach (nicht dendritisch) granoidem Gefüge; oft sieht man ein wenig grössere (0.5—0.4 mm), gerundete Körner, die scheinbar stark undulös, aber eigentlich nur schwach aggregatzerquetscht sind. Sicher liegt hier *primär klastischer Quarz* vor, der nur ein wenig ankristallisiert und mehr oder weniger zerquetscht worden ist.

b) Daneben kommt Quarz einer ganz anderen Grösse vor, äusserst feinkörnig allotroimorph in der Grundmasse zwischen Glimmer und Kohle.

Der *Glimmer* besteht aus relativ blass braunem Biotit und farblosem Sericit in variierenden, meistens ungefähr gleichen Proportionen. Sowohl der Biotit als auch der Sericit ist ganz allotriomorph, mit von dem Quarze bestimmter Kristallbegrenzung.

Der *Biotit* ist gewöhnlich etwas grösser als der Sericit; die grössten Schuppen (die auch ganz allotriomorph sind) zeigen porphyroblastische Tendenz insofern, als sie gern gegen die Schieferung divergent stehen. Der Pleochroismus ist stark: // c = farblos, ⊥ c = relativ hell sepiabraun (ein wenig grünlich).

Muskovit kommt spärlich in ein wenig grösseren, stark amöbenähnlichen Individuen, daneben mit (in) dem Biotit lamellär zusammengewachsen und vor allem *reichlich sericitisch* in ganz kleinen Schuppen vor.

Kohle tritt als submikroskopischer Staub in den Maschen der Grundmasse reichlich auf, und ist hier und da bei normaler Dicke der Dünnschliffe zu opaken kleinen Schlieren verdichtet worden.

Das auftretende Erzmineral ist *Schwefelkies*, der oft relativ reichlich, meistens jedoch akzessorisch, platte Aggregate (0.3—5 × 1—2 mm) in der Schieferungsebene bildet.

Rein akzessorisch treten Granat in vereinzelten kleinen Körnern und Zoisit in ganz kleinen Prismen auf.

Der Graphitquarzit geht durch abnehmenden Quarzgehalt in alaunschieferähnliche Typen über, die, den verminderten Gehalt an klastischem Quarz ausgenommen, strukturell und mineralogisch mit den quarzreicheren Graphitquarziten nahe übereinstimmen. Die reinen *alaunschieferphyllitischen Endglieder*, die untergeordnet vorkommen, bestehen aus einer sehr feinschuppigen Masse von Sericit und auch Biotit, nebst Kohlenstaub und sehr feinkörnigem Quarz. Von den in den Chloritschieferfazies befindlichen Alaunschieferphylliten sind sie kaum makroskopisch zu trennen; im Dünnschliff aber zeigt es

sich, dass die letzteren nicht Sericit und Biotit, sondern Sericit und Chlorit führen.

Durch erhöhte Kristallinität und verminderten Gehalt an Kohle führt der Graphitquarzit anderseits in äusserst charakteristische *biotitporphyroblastische Glimmerquarzite* über.

Biotitporhpyroblastische Glimmerquarzite.

Diese Gesteine sind makroskopisch dunkelgrau—graubraun mit einer sehr dichten Grundmasse, in der zahlreiche kleine (ungef. 0.5 mm), runde porphyro-

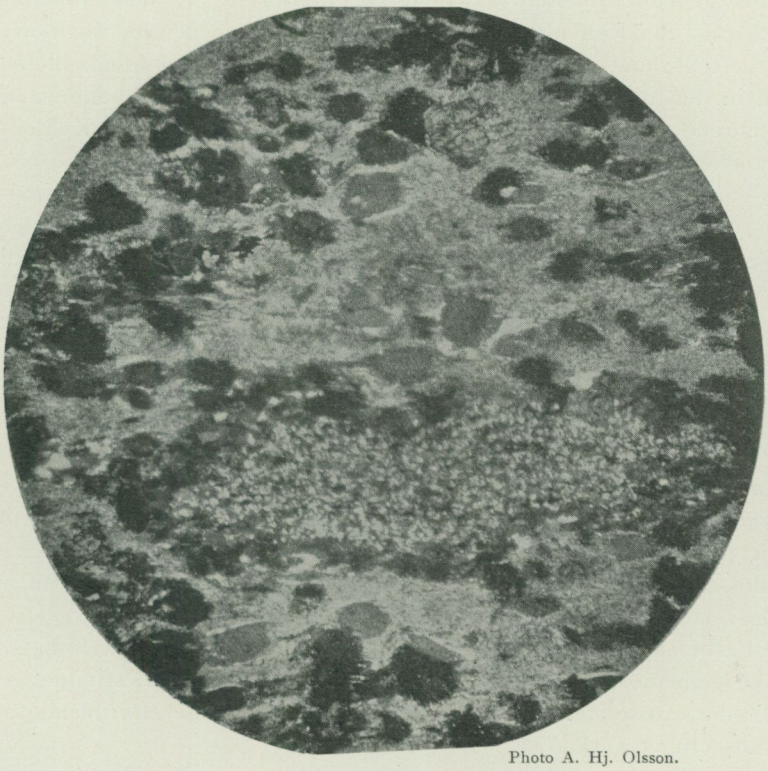


Photo A. Hj. Olsson.

Fig. 18. Biotitporphyroblastischer Glimmerquarzit, mit kleinem Bruchstück eines nichtporphyroblastischen Biotitquarzits. 13 ×. Nic. —. Die Biotitporphyroblasten sind schwarz—dunkelgrau. Granatporphyroblasten derselben Grösse sieht man oben und links.

blastische Biotitschuppen richtungslos verteilt liegen, wodurch eine sehr charakteristische Struktur entsteht.

In Dünnschliffen tritt die Struktur sehr schön hervor, indem die relativ grossen Biotitporphyroblasten gegen die ausserordentlich feinkörnige sericitquarzitische Grundmasse scharf kontrastieren (Fig. 18).

Der Mineralbestand ist Biotit, Quarz, Sericit und gewöhnlich Granat (Hauptminerale), akzessorischer Epidot und Schwefelkies, zuweilen auch grüne Horn-

blende, woneben ein mehr oder weniger reichlich akzessorischer, stark merkbarer Gehalt an Kohle vorhanden ist.

Der *Biotit* bildet, wie oben erwähnt, ungef. 0.5 mm, in vereinzelten Fällen bis zu 1 mm grosse, gerundete Porphyroblasten von einem dick tafelförmigen Habitus. Nur die Basisflächen sind ziemlich wohl ausgebildet worden; im übrigen ist die Begrenzung zerrissen allotriomorph. Sehr kleine, obgleich nicht eigentlich mikrolithische, tropfenförmige Einschlüsse aus Quarz kommen zahlreich vor. Charakteristisch ist ein staubfeiner Gehalt an Kohle im Biotite, der eine eigentümlich geschichtete Verteilung längs der Spaltenrichtung zeigt, indem ganz kohlenfreie Lamellenpacken mit kohlenbestäubten wechsellagern, oft mit 26—30 Schichten in jedem Porphyroblast. In den kohleführenden Lamellen ist der Kohlenstaub in einer Richtung $\perp$ gegen die Spaltenrichtung linear verteilt, und diese Streifenförmigkeit setzt sich über die kohlefreien Lamellen in der Weise fort, dass, wenn man sich diese weggenommen und die kohleführenden Lamellen neben einander gelegt denkt, die Kohlenstreifen ungebrochen fortgehen würden.

Die Farbe ist starkbraun, der Pleochroismus sehr stark, // c beinahe ganz farblos, $\perp$ c lebhaft leuchtend (gold-)braun. Durch die Kohlenimprägnierung ist bei geringerer Vergrösserung die Farbe scheinbar dunkler (dunkel graubraun).

Pleochroitische Höfe ungewöhnlicher Grösse und Intensität kommen um deutliche kleine Kerne ziemlich allgemein vor.

Der *Granat* bildet relativ kleine, wenn er akzessorisch vorkommt ganz kleine, Porphyroblasten mit ziemlich guter Kristallbegrenzung und meistens nicht poikiloblastischer Ausbildung, sondern nur einem mässigen Gehalt an Quarzeinschlüssen. Im Gegensatz zu den Biotitporphyroblasten ist der Granat ganz *kohlefrei*.

Hornblende tritt in Form von vereinzelten, prismatischen Porphyroblasten bis zu 3 mm Länge äusserst spärlich auf. Sie ist in der Regel durch Quarzeinschlüsse stark poikilitisch, woneben sie einen mässigen Gehalt an unregelmässig verteiltem Kohlenstaub hat.

Die Farbe ist hellgrün, der Pleochroismus und die Doppelbrechung scheinen für eine gemeine Hornblende normal. Genaue optische Bestimmungen sind infolge der äussersten Seltenheit, womit die fragliche Hornblende auftritt, nicht ausgeführt worden.

Auftretendes Erzmineral ist *Schwefelkies*, der vereinzelte, platt linsenförmige, einige mm lange Aggregate bildet.

Die Grundmasse besteht aus einer äusserst feinkörnigen, allotriomorphen Masse von *Quarz* und *Sericit*. Der Sericit bildet zuweilen vereinzelte, etwas grössere, dünne Schüppchen, die in Schnitt // c bis an die höheren Farben erster Ordnung heranreichen — meistens ist der Sericit äusserst feinschuppig und bildet mit dem Quarze zusammen eine Masse mit dunkelgrauem—zwischengrauem Interferenzton.

Akzessorisch kommt Epidot in ganz kleinen Prismen mit einer maximalen Doppelbrechung von ungef. 0.012 vor.

Bemerkenswert ist *der Reichtum an Quarz in der Grundmasse*, indem der

Quarz $^2/_3$—$^3/_4$, der Sericit nur $^1/_3$—$^1/_4$ davon ausmacht. Da die Grundmasse — trotz des Porphyroblastreichtums — wenigstens 60—70 % des Gesteins ausmacht, ist der Quarzgehalt ganz bedeutend. Dass trotzdem eine so vollkommene Porphyroblastausbildung des Biotites hat stattfinden können, beruht gewiss auf der äusserst geringen Grösse der Körner in der unrein quarzitischen Grundmasse (vergleiche die viel gröberen, unreinen Quarzite in der unteren Quarzitformation!). — Es gibt auch Typen mit ein wenig gröberem Quarz in der Grundmasse. Bei diesen ist die Porphyroblastausbildung schlechter, und die Quarzeinschlüsse im Biotit sind grösser und zahlreicher, so dass dieser eine zerrissen poikiloblastische Struktur erhält. Die Biotitporphyroblasten vermögen nur äusserst unvollkommen den in dem Gestein vorhandenen Quarz zu verdrängen; dieser bildet poikiloblastische Einschlüsse im Biotit und verhindert mit wachsender Menge und Korngrösse immer mehr die Porphyroblastausbildung.

Kalkquarzit (»Kalksandstein»).

Dieses Gestein hat im zentralen S. Storfjället meistens eine stahlgraue—hellgraue Farbe, die bei grossem Biotitgehalt bräunlich wird, und relativ feines sandsteinartiges Korn. Besonders charakteristisch ist die immer vorkommende scharf begrenzte, braune Verwitterungszone, die eine Tiefe von ein paar mm bis zu mehreren cm erreicht, vor allem auf dem Karbonatgehalte beruhend. Bei grossem Glimmergehalt ist der Biotit oft porphyroblastisch ausgebildet; diese biotitporphyroblastischen Varietäten sind wegen des Auftretens eines geringen Karbonatgehaltes direkt auf die vorigen Biotitporphyroblastquarzite zurückzuführen. Die Biotitporphyroblastausbildung ist aber schlecht und fehlt bei den relativ karbonatreichen, reineren Kalkquarziten. Wechsellagerung zwischen karbonatfreiem und karbonathaltigem Biotitporphyroblastquarzit und zwischen verschiedener Reinheit und verschiedenem Karbonatgehalt der Kalkquarzite kommt in grossem Umfang vor, wobei die Mächtigkeit jeder Lage von ein paar m bis zu $^1/_2$ cm variiert. Bei dieser Wechsellagerung sind die Kontakte zwischen den variierenden Gliedern sehr scharf; kontinuierliche Variation kommt auch vor, obgleich nur mit geringer Amplitude.

Es zeigt sich unter dem Mikroskope, dass *die reinsten Kalkquarzite* wesentlich aus einem relativ feinkörnigen, wenig umkristallisierten klastischen Quarz von ungef. 0.1—0.25 mm Grösse bestehen. In den Zwischenräumen der Quarzkörner tritt das Karbonat in Form von allotriomorphen, mehr oder weniger verzweigten Feldern auf. — Übrige Minerale treten nur in akzessorischen Mengen auf. Dieser Typus ist im zentralen S. Storfjället wenig gewöhnlich, kommt dagegen aber peripherisch vor; durch wachsende Menge besonders von Glimmer geht er in die im Zentralgebiete gewöhnlicheren, unreinen Kalkquarzite über.

Die *Glimmermenge* kann wechseln, ist aber meistens ziemlich mässig; sowohl *Biotit* als auch *farbloser Glimmer* (Muskovit oder feinschuppiger Sericit) treten in sehr variierenden Proportionen mit zerrissen allotriomorpher Ausbildung auf.

Mit wachsender Glimmermenge (vor allem Biotit) entstehen Übergangstypen zu dem Biotitporphyroblastquarzite (siehe oben!); der Karbonatgehalt nimmt in der Regel mit wachsendem Glimmer-(Biotit-)Gehalt ab. Daneben scheint es, als ob in diesen Übergangstypen das Karbonat ankeritischer wäre, indem es bei beginnender Verwitterung von Ferriten dunkelbraun und opak wird. Der Karbonatgehalt ist in den gewöhnlichsten, etwas glimmerführenden intermediären Typen in der Regel ungef. 5—10 %, in den karbonatärmeren aber doch »kalksandsteinrostverwitternden» biotitreichen Gliedern nur etwa 1 % oder weniger.

Akzessorisch tritt oft Kohle (*Graphit*) als eine staubfeine Imprägnation auf (die zuweilen in ziemlich grosse opake Klumpen verdichtet worden ist), weiter *Epidot-Zoisit* in ganz kleinen Prismen (bisweilen ziemlich reichlich) und (Titano-) Magnetit in kleinen Skelettaggregaten. Die Menge dieser Minerale ist im ganzen von dem Reinheitsgrade des Gesteins im übrigen, d. h. von dem Glimmergehalte, abhängig. Bei den glimmerarmen Gliedern treten sie spärlich akzessorisch, bei den glimmerreichen oft reichlich akzessorisch auf.

Besonders im westlichen Teile der oberen Quarzitformation des Zentralgebietes — im Durjentjåkko und im Durjenjokktale — sind die Gesteine in Verbindung mit einer die ganze Formation durcharbeitenden Schuppenzusammenschiebung stark plattenförmig lamellar verschiefert worden. In dem Kalksandsteine ist der Karbonatgehalt in dicht liegenden Ebenen sekundärangereichert worden, was an Verwitterungsflächen als eine dünnlamellare Schieferung besonders stark hervortritt (Fig. 20).

Polymikte Konglomerate.

Besonders die oberen und die mittleren Teile der oberen Quarzitformation sind ausserordentlich reich an Konglomeraten. Sie sind durchgehend von gleichartigem Typus mit relativ *geringer Grösse der Bälle* und *stark polymikter Zusammensetzung*, woneben die Mächtigkeit der Konglomeratbänke in der Regel unbedeutend ist (ein paar dm — ausnahmsweise ein paar m).

Infolge der Dachziegelüberschiebungstektonik im kleinen, die in höherem oder geringerem Grade in der Formation herrscht, ist es schwer, die Zahl der Konglomeratbetten mit Sicherheit anzugeben. Indessen tritt ein bedeutendes Niveau in dem dunklen Quarzite unter dem Kalksandsteine auf und wenigstens drei Niveaus in dem Quarzit über allem Kalksandstein. In der Kalksandsteinformation wechseln die Zahl und die Ausbildung von Konglomerat- und Arkosbetten und zwar schnell seitlich; an einem Punkte sind mit Sicherheit in nur einem Teile der Formationsserie fünf Betten konstatiert worden; die vollständige Zahl der Konglomeratniveaus im *Kalksandsteine* dürfte sich (von kleinen Arkosbetten abgesehen) auf 5—8 belaufen.

Die Grösse der Bälle variiert von durchschnittlich 2—4 cm bei den groben und mächtigen Gliedern bis zu ein paar mm bei den feinen arkosartigen. Die verschiedenen Typen können zu zwei Gruppen gerechnet werden: denjenigen,

die als integrierende Glieder im Graphit- und Biotitquarzit auftreten, und denen, die auf ähnliche Weise im Kalksandstein vorkommen.

Die ersteren bestehen aus echten Konglomeraten mit einer Grösse der Bälle ungef. derjenigen von sehr grobem Kies bis kleinen Geröllen entsprechend (1—8 cm), und mit einer Zwischenmasse von ungefähr derselben Zusammensetzung wie bei dem umgebenden Quarzite.

Die letzteren bestehen aus Arkoskonglomeraten—Arkosen mit den grössten Bällen wie im vorigen Typus (1—8 cm), aber mit sukzessiv abnehmender Grösse



Fig. 19. Polymiktes Konglomerat in der oberen Quarzitformation, unter dem Kalkquarzit. Gut gerundete kleine Gerölle, hier wesentlich aus ziemlich hellen Quarziten bestehend. Durjenjokk, nahe Ropen.

des Materiales bis zu ein paar mm und weniger (Arkoskonglomeraten). Oft fehlen grössere Bälle als 1 cm; das gröbste Material besteht dann aus 5—10 mm langen Schieferfragmenten und etwas kleineren Quarzitstücken in einer grob sandsteinartigen, von feinerer Matrix zwischengelagerten Masse mit ein paar mm grossen Körnern (Arkosen).

Das Ballmaterial der Konglomerate besteht aus unreinen Quarziten-Schiefern derselben Typen, die in den darunterliegenden Sedimentformationen vorkommen, also schwarzen Graphitquarziten, quarzitischen Alaunschiefern, Biotitporphyroblastquarziten und Glimmerquarziten vom Typus der unteren Quarzitformation. (Dagegen fehlt ganz jede Spur von Granitbällen.) Am charakteristischsten und mit höchster Frequenz vorkommend sind die erst erwähnten schwarzen Quarzit-Schieferbälle, woneben auch Biotitporphyroblastquarzite mit ziemlich hoher Frequenz auftreten. Bedeutungsvoll ist das

Faktum, dass in *den Konglomeraten unter dem Kalksandstein Kalksandsteinbälle fehlen*, während dagegen *die Konglomerate über dem Kalksandstein zahlreiche Bälle aus Kalksandstein haben*, die mit den fest anstehenden, darunterliegenden Typen ganz übereinstimmen. Dieses Verhältnis beweist die auch durch viele andere Umstände bestätigte normale Schichtfolge im fraglichen Teile des S. Storfjället, welches Faktum für die tektonische Analyse ausgedehnter umliegender Gebiete von Bedeutung gewesen ist.

Die Arkosen bestehen in gewissen Fällen aus zahlreichen ganz kleinen (ein paar—5 mm langen, kaum mm-dicken) schwarzen—schwarzgrauen Schieferfragmenten nebst vereinzelten grossen Quarzkörnern und 2—5 mm grossen,

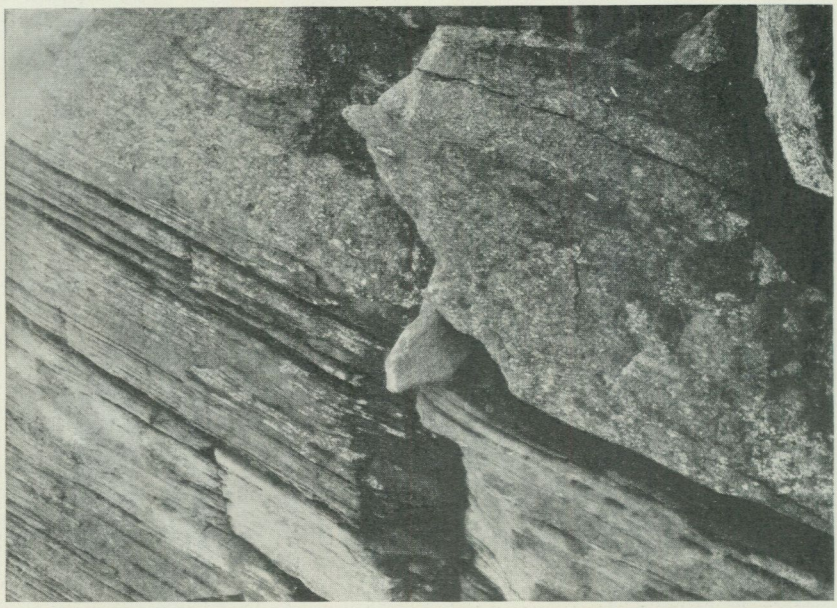


Fig. 20. Bett von polymiktem Arkoskonglomerat in Kalkquarzit. Sekundäre Anreicherung des Kalzitgehaltes in gewissen Ebenen durch tektonische Beansprechung verursacht eine lamellare Verwitterung des Kalkquarzites. Östl. Teil des Ropentjåkko.

gerundeten weissen Quarzitpebbles, in anderen Fällen nur aus den letzteren in einer ziemlich grobsandigen, losen Quarzitmasse mit spritzweise verteiltem, gern ferritverwittertem Karbonatgehalt. Biotit in ganz kleinen, dunklen Schuppen gibt zuweilen dem Gestein ein schwarzgesprenkeltes Aussehen. — Charakteristisch für die ungeheuer starke Tendenz zu Konglomeratbildung, welche die ganze obere Quarzitformation kennzeichnet, ist das Faktum, dass ein beim ersten Anblick scheinbar einheitlicher Quarzit bei genauer Untersuchung im Handstück oder erst im Dünnschliff oft vereinzelte kleine Bruchstücke eines anderen, gewöhnlich relativ gleichartigen Quarzites zeigt. (Vergl. Fig. 18)

Das Voitjakonglomerat.

(*Das Quarzitkonglomerat zwischen der Quarzit- und der Mesketformation.*)

Die obere Quarzitformation wird von einem bedeutenden Konglomerate beendigt, das sich durch seinen einheitlichen Charakter in Bezug auf das Ballmaterial von den früher beschriebenen polymikten Konglomeraten unterscheidet, und das weiter eine Grösse der Bälle und an gewissen Stellen eine Mächtigkeit hat, welche die Mächtigkeiten der intraformationalen Konglomerate ungeheuer überschreiten. Dieses Konglomerat markiert eine ausgeprägt stratigraphische Diskordanz zwischen zwei ganz verschiedenen Formationen.



Fig. 21. Voitjakonglomerat, mit unterliegender Quarzitbank; stark gepresst. Das Konglomerat des Bildes ist leider verhältnismässig schlecht entwickelt und nicht typisch für die schönsten Konglomeratbetten. Die Matrix ist karbonatreich und tuffbeigemengt, wie es für die oberen Betten des Voitjakonglomerats, vor allem in der Nähe der Eruptionszentren der Mesketformation, gewöhnlich ist. O. von Bâimatja.

In dem SO Hauptstriche des zentralen S. Storfjället ist dieses Konglomerat relativ unbedeutend entwickelt. Die das obere Niveau der Quarzitformation bildenden Graphitquarzite—quarzitischen Alaunschiefer werden in ihrem höchsten Teile konglomeratisch, indem sie in der Graphitquarzit-Alaunschiefermasse deutliche Bälle aus einem relativ dunklen (jedoch helleren als die Zwischenmasse), aber doch sehr reinen, oft halbdurchsichtig zuckerkörnigen bis glasigen Quarzit führen. Die Bälle sind wohl gerundet, obgleich oft ziemlich platt, wie stark geplattete Klopfsteine. Zuweilen zeigen sie sich in einer gewissen Richtung linear ausgezogen, was gewiss auf sekundärer Deformation durch tektonische Bewegungen beruht. Die Grösse der Bälle ist in der Regel ungef. 5—10—

15 cm (Breite und Länge) mit einer Dicke von ein paar—5 cm. Die Mächtigkeit dieses Konglomeratniveaus ist im SW Teile des fraglichen Striches unbedeutend, sie beträgt nur etwa einen Meter oder sogar weniger; in gewissen Fällen fehlt es ganz, was möglicherweise auf tektonischen Störungen beruht. Weiter gegen Norden (im Passe Njåsats-Korpfjället) ist die Mächtigkeit bis auf mehrere Meter gestiegen. In sämtlichen Fällen bildet das Konglomerat das absolut höchste Niveau in der Quarzitformation, das unmittelbar an die Effusivformation grenzt.

In vielen Fällen ist der Zement im oberen Teile der Konglomeratzone deutlich »mesketbetont», gewöhnlich dadurch, dass er einen deutlichen basischen Tuffcharakter hat (saussuritamphibolitisch—karbonatsaussuritamphibolitisch) — zuweilen werden die Quarzitbälle des Konglomerates von demselben unreinen, braunverwitternden Marmor umgeben, der die Grünsteinagglomerate in der darüberliegenden Formation zementiert. Ein ähnliches Verhältnis ist nach Quensel[1] für die meisten Lokalitäten in den Västerbottnischen Alpen kennzeichnend, wo das entsprechende Konglomerat vorkommt; in seinen Tagebüchern macht er eine Aufteilung in zwei Unterabteilungen, Voitja A (normales Konglomerat) und Voitja B (Konglomerat mit unreinem Karbonat oder Tuffzement).

Seine schönste Ausbildung im S. Storfjället erreicht aber das Konglomerat in dem zweiten Striche (dem ersten inversen), besonders in seinem nördlichen Teile (um den Råbmetjåkko). Mehrere bedeutende Konglomeratbänke wechseln hier mit eingelagerten Bänken aus dunklem unreinem Quarzit—quarzitischem Schiefer. Die totale Mächtigkeit ist 25—30 m, wovon das Konglomerat weitaus den grössten Teil ausmacht. Das Ballmaterial besteht aus hellen, weissgrauen—hellgrauen, zuckerkörnigen—dichten Quarziten. Besonders in den schmaleren Konglomeratbetten und nahe den eingelagerten Quarzitschiefern liegen die Bälle getrennt in der Zwischenmasse. Die Bälle der mächtigeren Bänke liegen dagegen in der Regel dicht (berühren einander); die Mächtigkeit kann sich bei diesen Bänken bis auf 3—5 m belaufen.

Im fraglichen Striche sind diskontinuierliche tektonische Differentialbewegungen in unmittelbarer Nähe der Konglomeratzone besonders stark ausgelöst worden, wodurch Konglomerat- und Quarzitschieferschollen kurze Strecken verschoben worden und hier und da in anomalen Verband gekommen sind. Die Konglomeratbälle dieser beweglichen Schollen scheinen nicht erwähnenswert deformiert; dagegen sind in den Teilen der fraglichen Linie, wo das Konglomerat nicht aus seinem primären Verband losgerissen worden ist, die Konglomeratbälle oft sehr stark ausgewalzt—linear ausgezogen. Am Geutelstjåkko hat dieses lineare Ausziehen eine sehr schöne Zigarrenstruktur hervorgebracht, mit der Längsachse der Bälle ungef. zehnmal länger als die Querachse. Die Länge beläuft sich auf 25—50 cm; die Durchschnittsfläche ist liegend elliptisch mit der Breite (der Länge) (3—8 cm) ungefähr = der doppelten Höhe. Die Richtung der Längsachse = der Streckungsrichtung stimmt mit der Fallenrichtung des Gesteins beinahe ganz überein und ist gegen die Faltungsachse senkrecht.

[1] Mündliche Mitteilungen; Tagebücher.

Der untere Marmorhorizont mit Grünsteinsagglomeraten und Konglomeraten.

Zwischen den beiden grossen Quarzitformationen tritt ein mächtiger Marmorhorizont auf, der in ununterbrochenem Zusammenhang längs der unteren Scholle des ganzen zentralen S. Storfjället, vom Rikker im SW bis O vom Övre Vinterträsk im N, eine Strecke von 22 km, und in durch tektonische Auspressung streckenweise unterbrochenem Zusammenhang noch 15 km in einem Bogen gegen W verfolgt werden kann.

Der fragliche Marmor ist an frischer Bruchfläche rein weiss, an verwitterter Fläche dagegen graublau angelaufen. Er ist relativ grobkristallin; die Struktur ist gewöhnlich zuckerkörnig, nur selten mit dendritischem Kontakt zwischen den Einzelkörnern, weshalb die Zähigkeit meistens gering ist. Er hat (die oberen Niveaus an gewissen Stellen ausgenommen) eine ausserordentlich reine Kalkmarmorzusammensetzung, wie die folgende Analyse zeigt:

Analyse I.

Marmor vom Tjårrovajajokk. Analytiker: R. Blix.

	Gew. %	Mol. Zahl × 10 000	
CaO	55.39	9 876	9 987
MgO	0.42	104	
FeO	0.047	7	
CO_2 [1]	43.87	9 968	9 968
Rest [2]	0.27		
	100.00		

Wie aus der Analyse hervorgeht ist er praktisch silikatfrei und besteht aus beinahe reinem $CaCO_3$ mit einem äusserst geringen Gehalt an Mg- und Fe-Karbonaten.

Das einzige Silikatmineral, das in dem reinen Marmor unterschieden werden kann, ist ein intensiv grüner, fuchsitischer(?) Glimmer, der einen quantitativ sehr untergeordneten, aber beinahe immer auftretenden, charakteristischen Bestandteil ausmacht. Er bildet ganz kleine, 0.1—0.5 mm grosse Schuppen, die spärlich im Marmor verteilt liegen und in den Fällen, wo dieser tektonisch gebankt ist, an den Absonderungsflächen angereichert sind und da bis zu einigen mm grosse, feinschuppige, dünne Aggregate bilden.

Der Achsenwinkel ist dagegen ziemlich gross: $2E = 62°$, was den kleinsten Werten des Achsenwinkels beim normalen Muskovit entspricht.

Grüner, fuchsitischer Glimmer ist in Marmor aus norwegischen Teilen der kaledonischen Gebirgskette beschrieben. U. a. gibt N. H. Kolderup[3] aus dem

[1] Glühverlust.
[2] SiO_2 Al_2O_3 u. a. Nicht best.
[3] N. H. Kolderup, Der Mangeritsyenit und umgebende Gesteine zw. Dalsfjord u. Stavfjord. Berg. Mus. Aarb. 1920—21, No. 5.

westlichen Norwegen einen Fuchsit mit positiver Cr-Reaktion und einem Achsenwinkel von za. 10° an.

Die Oberflächen des Marmorstriches zeigen oft eine schöne Karrenstruktur; fliessendes Wasser hat ferner Grotten ausgebildet, die zuweilen bedeutende Grösse erreichen (siehe S. 22); ein paar Meter tiefe und bis zu zehn Meter weite Einsturzgruben kommen auch vor.

In seinem oberen Teile ist der Marmor hier und da ein wenig silikatgemischt (Hornblende und Saussurit), woneben das Karbonat ein wenig ankeritisch wird; frische Bruchflächen sind gelblich mit dunklen Silikatstreifen, verwitterte Flächen stark braungelb rostfarbig.

Auf den Strecken, wo dieses Verhältnis herrscht, wird der Marmor von einem basischen Effusivhorizonte überlagert, der in sehr hohem Grade an die untersten Glieder der Mesketformation erinnert.

Der unreine, ankeritischere Marmor mit kleinen basischen Silikatstreifen geht direkt in ein ankerit(?)-marmorzementiertes Grünsteinagglomerat über, in dessen ferritgefärbtem Zement die Grünsteinbälle halb herausverwittert sind. Oft mit einer schmalen Zwischenlagerung aus hellem Sericitschiefer folgt dann ein Grünsteinagglomerat-Konglomerat mit glimmer*quarzitischer* Zwischenmasse, und zwar sind die Grünsteinbälle im Verhältnis zu der Zwischenmasse am meisten leichtverwittert, weshalb sie an verwitterter Fläche in negativem Relief erscheinen. Auf einer kürzeren Strecke werden die marmor- und quarzitzementierten Agglomerate von massenförmigen Grünsteinbetten zwischengelagert, deren Mächtigkeit sich auf einige Meter beläuft und die einen mit dem Ballmateriale petrographisch übereinstimmenden Charakter haben. Die grösste Mächtigkeit der ganzen Effusivserie beläuft sich auf 20—25 m, aber sie variiert sehr schnell, so dass die Serie auf ungefähr 100 m Entfernung von voller Mächtigkeit abnehmen und ganz verschwinden kann, um nach ein oder ein paar hundert Meter aufs neue zu beginnen und schnell zu starker Entwicklung zu gelangen, usw. Am deutlichsten kann dieser rasche Wechsel auf der Strecke vom Durjenjokk längs dem Rajasabsturze zum Rajasjokk, nördlich vom W Ende des Ropen beobachtet werden. Ausserordentlich schön ausgebildet ist besonders das Kalkagglomerat beim Durjenjokk,aber vor allem im O Absturze des Korpfjället.

Das Kalkagglomerat hat (nächst dem massenförmigen Amphibolit) die kleinste Aushaltigkeit; die obere Agglomerat-Konglomeratzone fehlt beinahe nirgends, verändert aber schnell ihren Charakter. Wenn das Kalkagglomerat zu verschwinden beginnt, wird das obere Agglomerat-Konglomeratniveau immer mehr konglomeratisch, indem der Amphibolitgehalt des Ballmateriales abnimmt und die Bälle abgerundeter werden, woneben Quarzit hereinkommt; wenn das Kalkagglomerat ganz fehlt, wird das Konglomerat bisweilen ein reines Quarzitkonglomerat mit wohl gerundeten Bällen aus vor allem hellem zuckerkörnigem Quarzit aber auch aus grauen Glimmerquarziten. In der Bachfurche O vom Rajastjåkko ist dieses Konglomerat äusserst schön ausgebildet, mit mehreren, dichtliegenden Konglomeratniveaus, wo die Quarzitbälle von ganz kleinen Pebbles bis zu Faustgrösse wechseln. Der oberste Teil des Marmors hat

auch hier Silikateinlagerungen, auf die ein schmaler kalkiger, das Kalkagglomerat äquivalierender Tuffhorizont folgt, auf welchem das Quarzitkonglomerat ruht. In seinen obersten Lagen geht dieses in polymiktes Konglomerat des für die darüberliegende Quarzit-Kalksandsteinformation gewöhnlichen Typs über. Dieser Umstand in Verbindung mit der stark variierenden Zusammensetzung des oberen Agglomerat-Konglomeratniveaus zeigt, dass die schnellen Mächtigkeitsveränderungen des letzteren nicht auf tektonischem Ausquetschen beruhen, sondern von primärer Natur sind. Wahrscheinlich sind die Variationen



Fig. 22. Kalkreiches, holperig verwitterndes Tuffagglomerat, den unteren Marmorhorizont überlagernd. (Marmor zuunterst.) Durjenjokk.

der Serie nicht auf z. B. Erosion der Effusiv-Agglomerat-Decke und Ablagerung Quarzitkonglomerates des in Erosionssenkungen zurückzuführen, denn solchenfalls wäre es sehr merkwürdig, wenn die Erosion immer aufhören würde, wenn sie den leichterodierten Kalkstein erreicht hat. Wahrscheinlicher ist, dass der Wechsel auf dem Vorkommen kleiner Vulkanzentren beruht, in deren Nähe die reinen Agglomerate (Kalkagglomerate) ausgebildet worden sind, woneben das obere Agglomerat-Konglomerat (das möglicherweise ausschliesslich konglomeratisch ist) mit wachsender Entfernung von diesen Vulkanzentren einen immer schwächeren Agglomeratcharakter und abnehmenden Amphibolitgehalt des Ballmateriales erhalten hat.

Der *effusive Amphibolit* in den Bällen und in den massiven Betten ist von einem relativ einheitlichen petrographischen Charakter. Er besteht aus einem mittelkörnigen Amphibolit, der an die gröberen massenförmigen Amphibolite

der Mesketformation erinnert; die bei den Mesketgesteinen gewöhnliche uralitporphyritische Ausbildung fehlt dagegen ganz.

In Dünnschliffen zeigt es sich, dass das Gestein aus einem groben Filz aus splitterig prismatischer grüner Hornblende mit einer untergeordneten Zwischenmasse von feinallotriomorphem Plagioklas mit Zoisitprismen, kleinen Hornblendenadeln und hier und da Biotit besteht. Titanomagnetit kommt in gewissen Gliedern sehr reichlich vor und bildet dann kleine, 0.2—5 mm grosse, in vereinzelte Körnchen übergehende Skelettaggregate, in anderen wieder mässiger und dann relativ feinverteilt. Granat kommt bisweilen in kleinen (0.1—0.5 mm), ausserordentlich wohl ausgebildeten Individuen akzessorisch vor.

Die *Hornblende* ist starkgrün mit kräftigem Pleochroismus: α = gelblich, β = hell moosgrün, γ = blaugrün. Auslöschung $c : \gamma = 16—17$. Doppelbrechung = normal für »gemeine grüne Hornblende», $\gamma - \alpha$ = ungef. 0.020.

Die grossen Individuen (2—3 mm) sind schlecht ausgebildet und bilden einen dichten, allseitig struierten Filz mit nur geringer Zwischenmasse. Infolge der äusserst zerrissen zersplitterten Ausbildung findet Übergang in die ganz kleinen, nadelförmigeren, in der Zwischenmasse enthaltenen Individuen statt.

Der *Plagioklas* bildet zusammen mit Hornblendenadeln und kurzen kleinen Zoisitprismen wesentlich allotriomorphkörnige dichte Aggregate, welche eine Zwischenklemmungsmasse zwischen der Hornblende ausmachen, und ist dabei wahrscheinlich sekundär umkristallisiert worden, eventuell aus einer ursprünglichen Glasbasis. Daneben treten vereinzelte kleine, stark normalzonarstruierte Plagioklastafeln in dieser Masse auf. Die Zusammensetzung der zonarstruierten Tafeln ist wie der feinaggregierte Plagiokas relativ basisch; irgendeine weit getriebene Saussuritisierung hat bei der Amphibolitisierung des Gesteins nicht stattgefunden, was auf der relativ hohen Temperatur in der Nähe der Granitintrusion beruht.

Biotit kommt in dem Gestein der Lavabetten nur ausnahmsweise vor; in dem Amphibolit aus den Agglo- und Konglomeraten dagegen ist besonders die Hülle der Bälle biotitreich. Der Biotit bildet allotriomorphe, kurzschuppige Aggregate zwischen den grossen Hornblendeprismen, woneben er feinschuppig in der Plagioklaszwischenmasse enthalten ist. Wahrscheinlich beruht dieser Biotitgehalt auf beginnender Verwitterung der Grünsteinbälle vor der definitiven Konsolidierung der Ablagerung und auf jeden Fall vor der Metamorphose; die Veränderung der chemischen Zusammensetzung durch die beginnende Verwitterung hat bei der Metamorphose einen Biotitamphibolit hervorgebracht, analog dem Verhältnis bei den Tuffen, wo gesteigerter Verwitterungsgrad sich gemäss der Auffassung des Verfassers durch vermehrten Biotit- und verminderten Amphibolgehalt auf der fraglichen Metamorphosestufe äussert.

Der untere Marmorhorizont mit überlagernden Effusiven und Konglomeraten unterscheidet sich von der Kombination Voitjakonglomerat-Mesketkalk und Effusive teils betreffs der ungeheuer viel geringeren Mächtigkeit der Effusivbildungen, aber vor allem durch die verschiedene Reihenfolge der entsprechenden Gesteinsglieder.

In der *unteren Formation* ist die Reihenfolge:
Konglomerat mit Grünsteinbällen (zuoberst).
Agglomerat-Effusiv-Tuff.
Marmor (zuunterst).
In der *oberen* dagegen:
Agglomerate-Effusive-Tuffe (die Mesketformation) (zuoberst).
Marmor (kalkiger Tuff).
Konglomerat (ohne Grünsteinbälle) (zuunterst).

Die Mesketformation.

Die im S. Storfjället und in den Västerbottnischen Alpen überhaupt auftretenden effusiven Gesteine können mit wenigen Ausnahmen zu einer stratigraphisch deutlich abgegrenzten und äusserst bedeutenden Formation gezählt werden, welcher Quensel 1923 nach der Bergspitze Mesket westlich vom Nedre Ältsvattnet im N. Storfjället, wo die für diese Formation charakteristischen Uralitporphyrite zum ersten Male angetroffen wurden, den Namen *die Mesketformation* gab.

Daneben tritt im S. Storfjället auf einem stratigraphisch niedrigeren Niveau (über dem unteren Marmorhorizont) eine sporadisch ausgebildete, in der Regel wenig mächtige effusive Grünsteinformation auf, die morphologisch und petrographisch mit vor allem den ersten Gliedern der Gesteine der Mesketformation nahe übereinstimmt. Dieser unbedeutende Effusivhorizont, welchen Verfasser als einen Vorläufer zu dem grossen Mesketvulkanismus aufgefasst hat, ist schon auf S. 56 beschrieben worden.

Wie früher erwähnt, wird die Mesketformation nach unten von dem Voitjakonglomerat abgegrenzt. Quensel, der dieses nachgewiesen hat, hat auch gefunden, dass, während die unteren Teile und der Hauptteil des Quarzitkonglomerates quarzitzementiert sind, die Quarzitbälle in den obersten Konglomeratschichten oft von braunverwitterndem Marmor oder von einer lockeren, karbonatreichen Amphibolmasse zementiert worden sind. Zuweilen bildet dieser Konglomerattypus (»Voitja B», Quensel) ein wenig höher liegende, von dem übrigen Konglomerat getrennte Betten.

Zu derselben Erfahrung betreffs der gegenseitigen Stellung des Konglomerates und der Mesketformation ist Verfasser bei seinen Feldarbeiten gekommen. Wenn die Mesketformation deutlich ausgebildet ist, wird sie immer unmittelbar von dem Konglomerate unterlagert, das in seinem obersten Teile »mesketzementiert» ist — so im S. Storfjället längs allen den Strecken, wo das Konglomerat auftritt (siehe die Karte), und am Nedre Ältsvattnet. Wenn die eigentlichen Mesketeffusive fehlen, ist trotzdem gewöhnlich das Zement in dem obersten Teile des Konglomerates von einem ganz anderen Charakter als in dem unteren und zeigt eine starke Einmengung basischen Tuffmateriales. Dies ist der Fall bei dem Keunatjåkko und dem Valletjåkko in dem Massive des Art-

fjällets (nördlich vom Tängvattnet), wo die sehr mächtigen und andauernden, von unreinem grauem Quarzit unterlagerten Quarzitkonglomeratbetten eine oberste Schicht mit beinahe reinem Amphibolzement haben.

Betreffs der stratigraphischen Stellung der Mesketformation wird auf S. 10 verwiesen. Sie wird durch das Voitjakonglomerat gegen die untenliegende Schiefer-Graphitquarzitformation von Rastritesalter distinkt abgegrenzt (Kulling[1]), und ihre obersten Glieder bilden zugleich die höchsten stratigraphischen Glieder wenigstens innerhalb dieses Teiles der Alpenkette.

Die regionale Verbreitung der Formation ist sehr gross, und die Mesketgesteine in mehr oder weniger hochmetamorphosierter Ausbildung bilden der Ansicht des Verfassers nach einen bedeutenden Teil des Gesteinsgrundes wenigstens in dem ganzen westlichen Teile des Västerbottnischen Alpengebietes. Quensels und Backlunds Tagebücher und Karten geben zahlreiche und grosse Vorkommnisse typischer Mesketeffusive in Tärna und Sorsele Lappmarken an, und der Verfasser hat in Übereinstimmung mit Professor Quensels freundlichem Vorschlag das wichtigste Gebiet mit derartigen Mesketgesteinen ausserhalb des S. Storfjällets, nämlich das Mesket-Gabbi-Laivatjåkkomassiv um das Nedre Ältsvattnet (siehe oben), ziemlich ausführlich studiert. Die hier fraglichen Mesketgesteine bestehen aus vorzugsweise basaltischen Effusiven in Amphibolitfazies (Uralitporphyriten), welche auch in typischer Ausbildung im zentralen S. Storfjället auftreten. Detaillierte Feldarbeit hat aber gezeigt, dass Mesketgesteine in sehr grossem Umfang auch in Chloritschieferfazies vorkommen. Bei der Beschreibung der Mesketgesteine ist es aber notwendig, die beiden Metamorphosegruppen zu trennen und von den zu der »tieferen Metamorphosezone» gehörenden, amphibolitischen Mesketgesteinen auszugehen, da diese in weit höherem Grad als die chloritisierten die Struktur und den petrographischen Charakter des ursprünglichen Gesteins wiedergeben. Diese, gewisse begrenzte Gebiete umfassende Amphibolitausbildung der Mesketgesteine beruht wenigstens in den Fällen, die zu beobachten Verfasser Gelegenheit gehabt hat, auf einer Kontakteinwirkung durch spätere Intrusive (im S. Storfjället Albitgranit). Diese während eines grösseren oder geringeren Teiles der kräftigsten Orogenesis fortdauernde Kontaktmetamorphose hat die Mesketeffusive »konserviert», während die chloritschieferausgebildeten Mesketgesteine mehr oder weniger stark destruiert worden sind. Wir sehen hier, wie ein zu einer tieferen Metamorphosezone gehörendes Gestein sich ungeheuer viel besser bewahrt hat als dasselbe zu einer höheren Zone gehörende Gestein, weil im ersteren Falle eine grossenteils paramorphe, mit Differentialbewegungen nicht verbundene Umkristallisation stattgefunden hat (Kontaktmetamorphose), während im letzteren Falle die Umkristallisation nicht auf dieselbe Weise paramorph gewesen, sondern gleichzeitig mit starken Differentialgleitungen und durch diese dirigiert geschehen ist (Dynamometamorphose). Siehe übrigens S. 215.

Die Mesketformation wird von Effusiven, welche Lavabetten bilden oder in Agglomeraten resp. Tuffenbreccien enthalten sind, und weiter von Tuffen,

[1] O. Kulling, G. F. F., Bd 47 (1925), S. 367.

die über Tuffoidschiefer zu schliesslich völlig normalen Sedimenten hinüberführen, aufgebaut. Die Proportion zwischen den Mengen eingehender effusiver und sedimentärer Glieder wechselt stark, und deutliche Eruptionszentren können unterschieden werden, wo die Lavagesteine die grösste Mächtigkeit erhalten, um weiter gegen die Peripherien sukzessiv abzunehmen, während gleichzeitig die Tuffe einen immer normaleren Sedimentcharakter annehmen.

Effusive.

Die Eruptivgesteine der Mesketformation bestehen hauptsächlich aus basischen Gliedern, Uralitporphyriten mit Übergang in feinkörnige amphibolitische Effusive, und untergeordnet aus sauren Gesteinen, Keratophyren bis Quarzkeratophyren, zu denen uralitarme, leukokrate Porphyrite mit abnehmendem Hornblendegehalt hinüberführen.

Basische Effusive.

Bei den Effusivgesteinen dominieren, wie oben erwähnt, die basischen; bei diesen sind wiederum die uralitporphyritischen Ausbildungsformen vorherrschend.

Uralitporphyrite

Die Uralitporphyrite sind in ihrer reinsten Form sehr schön uralitporphyrisch, mit wohlausgebildeten, grossen, uralitisierten Augiteinsprenglingen in einer makroskopisch feinkörnigen-dichten, grauen-graugrünen Grundmasse. Die Einsprenglinge zeigen die Kristallform des Augites vollkommen erhalten mit kurzprismatischem Habitus und den Flächen (100), (110), (010) und (111) ausgebildet. Die Grösse (Länge) ist in der Regel ungef. 5 mm, erreicht aber zuweilen 1 Zentimeter. Die Einsprenglingsfrequenz variiert ein wenig, ist aber immer bedeutend. Fig. 23 gibt ungefähr die gewöhnliche Dichtheit und die Ausbildung der Uraliteinsprenglinge an. In gewissen Lavaströmen sieht man eine gewissermassen pillowähnliche Ausbildung: in gewissen »Kissen» sind die Einsprenglinge bedeutend angereichert und sogar zu faustgrossen zusammenhängenden Klumpen agglomeriert (z. B. in Gabbi). Echte Kissenstruktur, mit abgesonderten Kissen, kommt aber nie vor; *vielleicht* wären nur einige unregelmässige, karbonatzementierte dünne Agglomeratbänke von Uralitporphyrit, die auf massiven Uralitporphyritströmen lagern, als Fliessphänomene auf deren Oberflächen zu betrachten; doch hätten sie in dem Fall mehr den Charakter von Pahoehoe-Struktur.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass die Einsprenglinge *einheitliche Hornblendeindividuen* ausmachen — nur wenn eine mechanische Deformation angefangen hat, sind die Uraliteinsprenglinge oft in grobe Aggregate umgewandelt worden. Die einheitlichen Uraliteinsprenglinge zeigen oft eine meistens polysynthetische Zwillingsbildung nach (100) mit scharf, gewöhnlich liniengerade begrenzten Zwillingslamellen.

Die c-Achse der Hornblende stimmt mit der kristallographischen c-Achse des Pyroxenes überein, den Fällen nach zu urteilen, wo in Dünnschliffen die Richtung dieser Achse deutlich hervortritt. Die Hornblende zeigt ziemlich reichlich prismatische Spaltrisse, ist aber nicht im geringsten schilfrig ausgebildet. Überhaupt scheint es, als ob diese Struktur, die oft als für Uralit charakteristisch angegeben wird, bei Uralit in der Regel fehlt, wenn man nämlich Uralit als

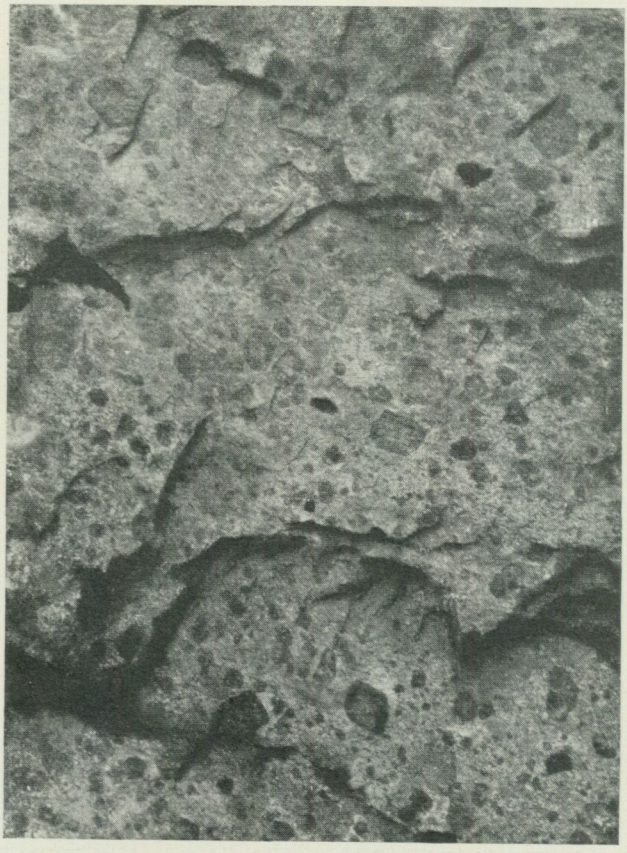


Fig. 23. Uralitporphyrit. Dunkle Einsprenglinge als Uralit mit gut erhaltener Augittorm, in hellerer, dichter Grundmasse. Die grössten Einsprenglinge sind etwa 1 cm gross. Gabbi, nahe Nedre Ältsvattnet, Norra Storfjället.

eine wirkliche Hornblendepseudomorphose nach einem Pyroxenminerale (also mit erhaltener Kristallbegrenzung) und nicht als auf Kosten Pyroxens sekundär entstandene Hornblende im allgemeinen definiert.

Die uralitische Einsprenglingshornblende ist immer optisch inhomogen, so dass der blassere Kern von einer mehr oder weniger schmalen Zone aus einer dunkleren und weniger doppelbrechenden Hornblende umgeben wird. Der Übergang zwischen der dunkleren Randhornblende und dem blasseren Kern

erfolgt sehr rasch, so dass die Randzone dem Kern gegenüber beinahe scharf begrenzt scheint; die Begrenzungslinie läuft unregelmässig und macht Einbiegungen längs Spalten usw.; um die in dem Uralite auftretenden, oft spaltenfüllungsartigen Einschlüsse aus Biotit, Albit usw. hat sich zuweilen eine Fleckigkeit aus dunklerer Substanz in dem Kern ausgebildet. Die Breite der dunkleren Aussenzone wechselt stark für verschiedene Lokale, ist aber in einem und demselben Dünnschliffe ziemlich konstant; in der Regel ist sie ganz unbedeutend und umfasst nur eine schmale Kante aus kleingerissener Randsubstanz — zuweilen erreicht sie eine bedeutende Breite, so dass nur die grössten Einsprenglinge einen einheitlichen, hellen Kern haben, die mittelgrossen nur zerstreute Flecke, während die kleinsten ganz aus der dunkleren Hornblende bestehen. Die Breite der Aussenzone scheint von dem mechanischen Deformationsgrade des Gesteins (der jedoch immer gering ist) abzuhängen. Die Inhomogenität bezieht sich nur auf Farbenstärke und Doppelbrechung; der Auslöschungswinkel bleibt dagegen unverändert. Die kristallographisch einheitlichen und einheitlich auslöschenden Uraliteinsprenglinge bestehen also in der Hauptsache aus zwei unter sich einheitlichen Varietäten mit verschiedener Farbenstärke, Pleochroismus und Doppelbrechung.

A. *Kernhornblende.*

Äusserst blass grün; Pleochroismus schwach, α = gelblich, beinahe farblos, β = hell grasgrün, γ = hell, ein wenig bläulich grasgrün, $\alpha < \beta = \gamma$.

$c : \gamma = 18—20°$.

$\gamma - \alpha = 0.024$.

B. *Die Hornblende der Aussenzone.*

Grasgrün, ziemlich blass. Pleochroismus mittelstark; α = blassgelb, β = grasgrün, etwas schmutzig, γ = klar grasgrün, zuweilen ein wenig bläulich. Ungefähr = A, nur bedeutend stärker. $\alpha < \beta = \gamma$.

$c : \gamma = A$.

$\gamma - \alpha = 0.020—21$.

An dem Einsprenglingsuralit ist die untenstehende Analyse ausgeführt worden. Für die Analyse wurde ein Handstück mit zahlreichen und wohlausgebildeten Einsprenglingen gewählt, in welchen die Aussenzone aus Hornblende B sehr schmal war. Das Gestein wurde vorsichtig zertrümmert, so dass die Einsprenglinge herauspräpariert werden konnten; die Aussenzone wurde weggeschliffen, so dass für die Analyse möglichst reine Kernhornblende (Hornblende A) gebraucht wurde.

Die Berechnung der Analyse zeigt, dass die Zusammensetzung mit der eines (»normalen») Augits gut übereinstimmt, nur dass der CaO-Gehalt viel zu klein ist. Dagegen ist er bedeutend grösser, als was dem *stabil(st)en* CaO-Gehalt einer normalen Hornblende entspricht (siehe z. B. Fig. 75, S. 232). Dies hängt ja mit ihrem uralitischen Charakter zusammen; eine Entkalkung hat zwar angefangen, aber die ganz stabile Zusammensetzung nicht erreicht worden. Was den Ursprungsaugit betrifft, ist es unmöglich zu entscheiden, in wie hohem Masse seine Zusammensetzung von der eines Normalaugits abgewichen ist; vermutlich hat er eine starke enstatitaugitische Tendenz gehabt, womit die

Analyse 2.

Mineralanalyse 1. Amphibolanalyse I.

Uralitische Hornblende A = Kernhornblende der Einsprenglinge in Uralitporphyrit vom Gabbi. Analytiker: R. Blix.

	Gew.-%	Mol. Prop. × 10 000			Mol.-% von Summe der Basoxyde	
SiO_2	50.59	8 424	8 509		106.30	106.30
TiO_2	0.68	85				
Al_2O_3	7.16	704	807	8.74	10.03	$R_2O_3 + R_2O = 12.93$
Fe_2O_3	1.64	103		1.29		
FeO	8.04	1 119	4 705	14.00	58.90	100.01
MnO	Sp.	—				
MgO	14.46	3 586		44.90		
CaO	12.63	2 252	2 252		28.18	RO = 87.08
Na_2O	1.33	214	232		2.90	
K_2O	0.17	18				
H_2O^{+105}	3.47	1 926			24.10	24.10
	100.17					

Sp. Gew. = 3.11 (zwischen 3.097 und 3.119 variierend). Optische Daten: siehe oben!

CaO-Wegführung nicht gross gewesen ist. Dass ein kleiner Substanzaustausch jedoch geschehen ist, ist auch u. a. wegen des beträchtlichen Gehalts an Al_2O_3 und Alkali wahrscheinlich.

Schlackentextur ist gewöhnlich, besonders wenn das Gestein in Form von Agglomeratbällen auftritt. Die Höhlungen variieren an Grösse von 2 mm bis zu 5 mm und sind quarz- und karbonatgefüllt, einige (besonders die kleinen) Höhlungen mit nur Karbonat, andere mit Mischungen von Quarz und Karbonat, andere wiederum sind karbonatfrei. An der Mandelausfüllung eines anderen (etwas leukokrateren) Mandelsteintypus ist eine Karbonatanalyse ausgeführt worden (Analyse 21), welche einen Gehalt von ungef. 5 Mol.% Eisen- und Magnesiakarbonat zeigt; möglicherweise ist in den Uralitporphyriten der Eisen-Magnesiagehalt des Karbonates ein wenig grösser, wahrscheinlich aber nicht grösser, als dass das Mineral als schwach ankeritischer Kalkspat rubriziert werden kann. Er bildet einheitliche, grosse Individuen oder grobe Aggregate. Der Hauptteil der Höhlungen ist, wie oben erwähnt, in der Regel von Quarz ausgefüllt, der ein feinkörniges Aggregat bildet, zuweilen mit kleinen Schlieren aus dem Quarze gegenüber ganz allotriomorphem Kalkspat und immer einem mehr oder weniger stark untergeordneten Gehalt an meistens klein-, in vereinzelten Fällen ziemlich grossprismatischer Hornblende, eisenarmem Epidot-Klinozoisit, der kurze, nicht so kleine Prismen bildet, und feinhackigem Biotit, wenn Biotit in dem Gestein überhaupt enthalten ist. In gewissen Fällen sind im Zentrum quarzgefüllter Mandelräume allotriomorphe Magnetitausfüllungen angetroffen worden.

Besonders bemerkenswert ist ein Phänomen, das in einem grossen Mandelraum in einem Uralitporphyrite mit äusserst wenigen Mandelräumen auf-

tritt. Die Ausfüllung unterscheidet sich von dem gewöhnlichen Typus; sie besteht aus einer wesentlich gröberen, pflasterstruierten Quarzmasse mit sehr hohem Gehalt an Hornblende, Klinozoisit und akzessorischem Magnetit. Die Hornblende bildet ziemlich grosse, schlecht ausgebildete, prismatische Individuen (viel grösser als die Hornblende der Grundmasse), welche oft zusammenhängende Aggregate bilden, in denen kleine Anhäufungen ein wenig kleinerer Klinozoisitindividuen auftreten. Die ganze Menge Hornblende-Klinozoisit ist ungef. gleich dem Quarze. Die Hornblende ist nur zum Teil frisch, der Rest ist einer charakteristischen Umwandlung ausgesetzt worden, indem in derselben ein mikrodiablastisches Aggregat aus langgestreckten, gekrümmten Mikrolithen ausgebildet worden ist, welche oft ein zusammenhängendes System beinahe granophyrischen Charakters bilden. Die in den Mikrolithen enthaltene Substanz ist farblos, hat bedeutend geringere Lichtbrechung und geringere Doppelbrechung als die Hornblende und ist, allem nach zu urteilen, Quarz. Die Hornblendesubstanz, in welcher die Mikrolithbildung eingetreten ist, hat ihre optische und kristallographische Orientierung behalten, die Farbe ist aber blasser und die Doppelbrechung geringer.

Von einer vollkommen ähnlichen Ausbildung sind weiter eine Anzahl Klinozoisitindividuen, die sich nur durch ihre Farblosigkeit und höhere Lichtbrechung von der umgewandelten Hornblende unterscheiden, an welche sie oft grenzen. Mit ihnen kommen ferner reine, nicht mikrodiablastische Zoisitindividuen vor. Im Inneren von und rings um eine Anzahl kleinerer, unregelmässig begrenzter, grobaggregierter Quarzanhäufungen miarolitischen Höhlungscharakters tritt weiter das oben geschilderte Phänomen auf.

Strukturell erinnern die oben geschilderten Umwandlungsprodukte in hohem Grade an die Zoisitisierung von Hornblende, die in einem einsprenglingsfreien, amphibolitischen Mandelsteine um kalkspatgefüllte Höhlungen auftritt (siehe S. 75). In beiden Fällen werden die Prozesse als eine hydrothermale, an *Myrmekitbildung*[1] erinnernde Metasomatose gedeutet, im letzteren Falle mit Kalkzuführung, in dem ersteren mit SiO_2-Zuführung (Quarzmandel!). In dem oben ausführlich geschilderten Falle ist das Quarzaggregat so grobkristallinisch, dass es nicht durch eine einfache Entglasung amorpher Kieselsäure hat entstehen können. Die Deposition des SiO_2- und Karbonatgehaltes in den Mandelräumen ist gewiss ziemlich kurz nach der Eruption geschehen; dann ist es am wahrscheinlichsten, dass bei der allgemeinen, der Chloritschiefermetamorphose entsprechenden hochtemperierten Metamorphose mit Wasserüberschuss, welche die Amphibolitisierung dieser Gesteine, resp. die Uralitisierung der Augiteinsprenglinge verursacht hat, die hydrothermale Phase Kristallisation, resp. Umkristallisation sowohl von Quarz als von Hornblende und Zoisit hervorgebracht hat, und dass während dieses andauernden und betreffs der Temperatur und des Wassergehaltes + der Silikatkonzentration in Lösung variablen Prozesses die eigentümliche Silifizierung von Hornblende und Zoisit stattgefunden hat.

Die *Grundmasse* ist äusserst feinkristallin und besteht aus Hornblende,

[1] Vergl. Asklunds Beschreibung ähnlicher Struktur (S. G. U. Ser. C, 325, S. 22 ff.).

Klinozoisit und Albit in sehr variierenden Proportionen. Es kann zweckmässig scheinen, in bezug auf die quantitative mineralogische Zusammensetzung der Grundmasse die Uralitporphyrite in zwei Gruppen einzuteilen, nämlich in Uralitporphyrite mit hornblendereicher und mit hornblendearmer Grundmasse. Gleichzeitig mit dem Hornblendegehalt variiert der Epidotgehalt, aber in entgegengesetzter Richtung, so dass die hornblendearme Grundmasse extrem epidotreich ist, die hornblendereiche nur akzessorischen Epidotgehalt hat. Makroskopisch tritt der Unterschied scharf hervor; die hornblendearme Grundmasse hat eine mittelgraue-hellgraue Farbe, gegen welche die Uraliteinsprenglinge stark kontrastieren, während die hornblendereiche Grundmasse dunkelgrün-graugrün ist. Ein kontinuierlicher Übergang ist vorhanden, aber die Zwischenglieder scheinen möglicherweise etwas untergeordnet vertreten, was die Einteilung in zwei Gruppen noch mehr motivieren würde; wie intim der Zusammenhang trotzdem ist, geht daraus hervor, dass bei pillowähnlicher Struktur die diffusen Kissen durch ihre ein wenig dunklere (hornblendereichere) Grundmasse (zuweilen daneben durch Anreicherung von Uraliteinsprenglingen, siehe oben) hervortreten, also eine schlierige, mässige Variation mit kontinuierlichem Übergang in einem und demselben Lavabette stattfindet.

I. *Amphibolarme, epidotreiche Grundmasse.*

Die Grundmasse ist feinkörnig-äusserst feinkörnig. Die Struktur wird ganz von dem gewöhnlich kurzprismatischen, zusammengeballt ausgebildeten Epidote beherrscht, welcher nebst schmalen Hornblendeleisten in einer Füllmasse von feinaggregiertem Albit liegt.

Der Epidot ist bei der feinkörnigsten Ausbildung eiförmig kurzprismatisch, bei bedeutenderer Grösse der Körner als längere, wohlentwickelte Prismen ausgebildet. Die Doppelbrechung ist gering, $\gamma - \alpha =$ ungef. 0.006—10, = Klinozoisit.

Die Hornblende stimmt betreffs Pleochroismus und Doppelbrechung mit der dunkleren Randhornblende der Einsprenglinge überein. Der Auslöschungswinkel ist dagegen geringer, $c : \gamma = 0.015°$; die Hornblende der Grundmasse stimmt optisch mit derjenigen der einsprenglingfreien effusiven Amphibolite am nächsten überein. Sie bildet schmale, im ganzen idiomorphe, aber kleinstachlige Leisten.

Die Mengen Hornblende und Epidot sind ungefähr gleich, möglicherweise herrscht Epidot etwas vor.

Der Plagioklas ist sehr feinaggregiert mit verworren mikrodiablastischer Struktur. Er entbehrt alle Lamellierung. Der Lichtbrechung bezüglich Kollolith nach zu urteilen, besteht er meistens aus Albit, ungef. Ab_{95-90} — in gewissen Fällen ist er mehr basisch (Oligoklas).

An gewissen Lokalen im S. Storfjället kommt Biotit untergeordnet in der Grundmasse der Uralitporphyre vor. In diesen tritt das Gestein als Agglomerat auf. Der Biotit kommt am reichlichsten und in ganz grossen, allotriomorphen Individuen in den Kanten quarzgefüllter Mandelräume und längs eventueller Spalten vor — in Form von kleinen Schuppen auch spärlich in der eigentlichen Grundmasse. Er ist ein recht normaler, brauner, optisch beinahe einachsiger

Biotit mit starkem Pleochroismus: // c = gelblich blass, ⊥ c = mittelstark kastanienrotbraun. Nach der Ansicht des Verfassers ist die *Biotitbildung* durch eine vor der Metamorphose eingetretene, beginnende, *schwache Verwitterung in den Agglomeratbällen* chemisch ermöglicht worden (vergl. S. 58). *In massiven Uralitporphyritbetten fehlt der Biotit ganz.*

In einer ein wenig saureren Varietät von Uralitporphyrit ist eine abweichende Grundmassenstruktur angetroffen worden. Die Grösse und die Anzahl der Uraliteinsprenglinge ist die gewöhnliche, aber die Grundmasse hat ausser geringerem sowohl Epidot- als Hornblendegehalt einen untergeordneten, aber trotzdem bedeutenden Quarzgehalt. Der Quarz bildet mit dem Albite ein mikrogranoblastisches-diablastisches Aggregat, in welchem die ziemlich grossen, langgestreckten Klinozoisitprismen und die Hornblendeleisten divergentstrahlig zerstreut liegen, sodass eine sehr schöne *Mikrogarbenstruktur* entsteht.

II. *Amphibolreiche Grundmasse.*

Während die »amphibolarme, epidotreiche» Grundmasse ungefähr gleich grosse Mengen Amphibol und Epidot hat, ist in den amphibolreichen Uralitporphyriten der Epidotgehalt beinahe akzessorisch. Diese Gesteine führen zu den weiter unten beschriebenen einsprenglingfreien, massenförmigen Amphiboliten (siehe S. 70) dadurch hinüber, dass die Grundmasse dieselbe Struktur und dieselbe Zusammensetzung hat wie bei diesen das ganze Gestein. Sie besteht wesentlich aus Hornblende und Plagioklas; akzessorisch oder wenigstens sehr untergeordnet treten Epidot, akzessorischer Titanit und Erz, zuweilen Sericit, auf.

Die Hornblende bildet einen mehr oder weniger dichten Filz aus prismatischen panidiomorphen Individuen mit eingestreuten einzelnen Körnern der übrigen Minerale und zerstreuten Flecken mit abnehmender Hornblende und kleinen Epidotprismen in einer Zwischenklemmungsmasse aus Albit. (Vergl. die nichtporphyrischen Amphibolite, S. 70). Die Länge der Grundmassenhornblende ist ungef. 1 mm, und da die Hornblende dominiert, ist die Grundmasse also viel gröber als in der vorigen Gruppe (die Grösse der Körner durchschnittlich ungef. 1 mm anstatt ungef. 0.1 mm).

Die Hornblende stimmt in vielen Beziehungen mit der Einsprenglingshornblende überein. Es ist aber zu bemerken, dass in diesen Gesteinen mit Uraliteinsprenglingen und ziemlich grober amphibolitischer Grundmasse kein scharfer Unterschied zwischen Einsprenglingsamphibol und Grundmassenamphibol vorhanden ist, was in direktem Gegensatz zu dem Verhältnis bei Uralitporphyriten mit hornblendearmer Grundmasse steht. Unter den mittelprismatischen Amphibolen der »Grundmasse» gibt es mehrere, nur ungef. 1.5 mm lange und ungef. 0.7—1 mm breite Individuen, welche denselben »Zonarbau» wie die Einsprenglinge, mit einem blasseren, höher doppelbrechenden Amphibole als Kern und einer Zone um diesen aus stärker gefärbtem, weniger doppelbrechendem Amphibole zeigen. Die beiden Hornblendevarietäten in diesen Individuen sind mit der Hornblende A und B der Einsprenglinge fast ganz identisch. Andere Hornblendeindividuen in der Grundmasse bestehen ganz aus der dunkleren Varietät (Hornblende B). Diese Hornblenden in der Grundmasse

müssen genetisch mit dem Einsprenglingsuralit zusammengehören, d. h. wirkliche Pseudomorphosen nach in der Grundmasse vorkommenden Pyroxenen darstellen. Diese sämtlichen Hornblenden haben den rel. hohen Auslöschungswinkel c : γ = ungef. 18° (17—20°). Andere Hornblendeindividuen, in der Regel die kleinen und kleinsten, haben einen ein paar Grad niedrigeren Auslöschungswinkel (c : γ = 14—14½) und stimmen dabei mit der Grundmassenhornblende der hornblendearmen Uralitporphyrite und der *Hornblende der einsprenglingfreien Amphibolite* überein.

Dass der Einsprenglingsuralit Pseudomorphosen nach Augitkristallen darstellt, steht ausser Frage. Wenigstens die oben geschilderte, mit dem Einsprenglingsuralit identische inhomogene Grundmassenhornblende muss genetisch mit dem Einsprenglingsuralit zusammengehören, d. h. ein gleichartige Umwandlungsprodukt von Augit in der Grundmasse darstellen. Die ursprüngliche Kristallform der Augite scheint aber nicht länger in der Hauptsache erhalten, sondern die Hornblendeprismen haben die Grenzen der Augitaggregate mit kleinen absoluten Beträgen überschritten, welche sich jedoch bei der hier herrschenden geringen Korngrösse stark merkbar machen. Die Umwandlung der Augite in den hier vorkommenden Uralit ist, wie unten gezeigt werden wird, nicht paramorph, sondern mit bedeutendem Austausch von Substanz geschehen. Die Umwandlung der Einsprenglinge kann als eine wirkliche Pseudomorphose (mit Substanzaustausch) definiert werden; für die Bildung des gleichartig uralitischen Grundmassenamphiboles ist der Name Pseudomorphose nicht ganz adäquat, da die ursprüngliche Kristallform, allem nach zu urteilen, ja wesentlich überschritten worden ist. Von anderem Charakter ist wiederum die amphibolitische Neukristallisation, welche die »amphibolarme Grundmasse» und zum Teil die amphibolreiche, nebst den nichtporphyrischen Amphiboliten, betroffen hat. Hier ist aus der Mineralparagenese Pyroxen + basischer Plagioklas ein neues System Hornblende + Epidot + saurer Plagioklas entstanden, ohne dass die alten Kristallbegrenzungen erhalten geblieben sind. Der Prozess ist vom chemischen Gesichtspunkte aus ungefähr derselbe wie bei der Uralitisierung (obgleich er da nicht so weit gegangen ist) — der Unterschied liegt in der Weise, in welcher die Reaktion (der Substanzaustausch und die Neukristallisation) vor sich geht, und in dem räumlichen Verhältnisse des Endproduktes zu dem Ausgangsmateriale.

Der Plagioklas ist wesentlich mehr basisch als in dem vorigen Typus. Er ist meistens feinaggregiert mit hier und da ziemlich grossen Individuen; Albitlamellierung kommt nicht so selten vor. Auch die kleinsten Individuen sind deutlich, die etwas grösseren sehr kräftig zonar gebaut. Die Zusammensetzung variiert zwischen ungef. Oligoklas — Andesin, der Lichtbrechung nach zu urteilen.

An typischem Uralitporphyrit ist die untenstehende Analyse ausgeführt worden. Ein grosses Handstück aus einem schwach, aber deutlich »pillowähnlich» struierten Lavabette wurde gänzlich zertrümmert; das Handstück bestand halb aus Uralitporphyrit mit amphibolreicherer Grundmasse, halb aus dem amphibolärmeren Typus, weshalb die Analyse einen guten Durchschnittswert

Analyse 3.

Eruptivgesteinsanalyse I.

Uralitporphyrit vom Gabbi, Norra Storfjället. Lavabett. Analytiker: R. Blix.

	Gewichts-%	Mol. Prop. × 10 000
SiO_2	49.10	8 175
TiO_2	0.94	117
Al_2O_3	15.47	1 520
Fe_2O_3	2.13	133
FeO	7.43	1 034
MnO	Sp.	—
MgO	8.17	2 026
CaO	10.81	1 927
Na_2O	2.78	448
K_2O	0.75	80
P_2O_5	0.04	3
CO_2	0.21	48
H_2O^{-110}	0.16	
H_2O^{+110}	1.83	
	99.82	

Sp. Gew. = 3.01

Norm:	
Or	4.59
Ab	24.21
An	28.44
Σ Sal	57.24
Di	19.40
Hy	5.83
Ol	12.40
Mt	3.19
Il	1.83
Ap	0.11
Σ Fem	42.76
	100.00
$CaCO_3$	= 0.50
H_2O	= 1.87

Fem. Prop. in [Di + Hy + Ol]:
FeO : MgO = 27.9 : 72.1
FeO : MgO : CaO = 21.2 : 55.0 : 23.8

Volumetrische Zusammensetzung: Vol.-%	
Quarz im Gestein	1.1
D:o in Mandeln u. Spalten	2.4
Σ Quarz	(3.5)
Plagioklas	30
Epidot	23.5
Uraliteinsprenglinge	20
Amphibol in d. Grundmasse	23
Σ Amphibol	(43)
	100.0

Konstante nach der Berechnungsmethode in diesem Werke:

Fem : Ca : Alk = 57.75 : 33.03 : 9.22
An : Ab : Or = 48.47 : 43.79 : 7.82
FeO : MgO : CaO = 30.64 : 47.80 : 21.56
Femca : Alk : Si = 39.81 : 6.79 : 53.40

Anmerkung: Die *Norm* ist hier und in dem Folgenden meistens auf die Summe Sal + Fem = 100.00 berechnet; Wasser und Karbonat wird dabei nicht in die Summe mit einberechnet.

zwischen den beiden Typen und eine möglichst korrekte Auffassung der totalen Zusammensetzung des Lavastromes gibt. Es muss bemerkt werden, dass die Variationen innerhalb dieses Stromes jedoch keine grosse Differenz betreffs quantitativer mineralogischer Zusammensetzung umfassen.

Die Uralitporphyrite machen die quantitativ dominierenden Gesteine in der Mesketformation aus. Sie bilden mächtige Lavabetten und Agglomerate, vor allem im N. Storfjället, wo einzelne Lavabetten eine Mächtigkeit von 50 Metern, aufeinanderfolgende Uralitbetten mit schmalen Agglomerathorizonten (oder Verwitterungsbreccien[1]) aus demselben Gestein eine Gesamtmächtigkeit von ein paar hundert Metern erreichen. Auch im S. Storfjället treten besonders sehr mächtige, monotone Agglomerate, aber auch Lavabetten, aus dem oben

[1] Vielleicht durch oberflächliche Pahoehoe-Struktur erleichtert.

geschilderten typischen Uralitporphyrit auf. Indessen ist hier eine durch *kleinere (2—4 bis 5 mm) Uraliteinsprenglinge* charakterisierte Unterform von grösserer Bedeutung.

Die »typischen» Uralitporphyrite mit grossen Einsprenglingen gehen nämlich in zwei Weisen in einsprenglingfreie, massenförmige Amphibolite über: teils dadurch, dass in Uralitporphyriten mit amphibolreicher Grundmasse die Einsprenglinge an Anzahl abnehmen, teils dadurch, dass sie an Grösse abnehmen und schliesslich in der Grundmasse verschwinden.

Man erhält also zwei neue Haupttypen, die, wie oben erwähnt, grosse Verbreitung haben, der erste vor allem im S. Storfjället, der andere besonders im N. Storfjället, die aber keine nähere petrographische Beschreibung erfordern, da sie sich hauptsächlich nur auf die oben erwähnte Weise von den ausführlich beschriebenen, amphibolreichen Uralitporphyriten unterscheiden:

I. Einsprenglingarmer Uralitporphyrit mit amphibolitischer Grundmasse und wenigen, obgleich ziemlich grossen Einsprenglingen.

II. Einsprenglingreicher Uralitporphyrit mit amphibolitischer Grundmasse und zahlreichen, obgleich kleinen Einsprenglingen.

Ähnliche Übergänge von dem amphibolarmen Uralitporphyrite kommen auch vor; man erhält hier leukokrate und ziemlich saure Gesteine, die später beschrieben werden sollen.

Einsprenglingfreie effusive Amphibolite.

Der Mineralbestand ist dominierende grüne Hornblende in einer geringen Matrix aus feinkörnigem Plagioklas, untergeordnet aus Epidot und in gewissen Fällen Biotit, akzessorisch aus Titanit und Erz. Als Mandelausfüllung treten daneben Kalzit und Quarz auf.

Die Struktur des Gesteins wird von der Hornblende bestimmt, die einen dichten Filz bildet, in welchem die Hornblendeprismen in der Regel ziemlich parallelorientiert sind, so dass die Längsrichtungen der allermeisten Individuen innerhalb eines Winkels von ungef. 60—90° fallen, wodurch eine schwache, aber deutliche Parallelstruktur entsteht. In Lavabetten liegt die durchschnittliche Hornblenderichtung in der Ebene des Eruptivbettes, und die Parallelstruktur wechselt von überwiegend in einer Ebene orientiert (Schiefrigkeit) zu überwiegend längsorientiert (Stengligkeit). In welchem Masse diese Parallelstruktur nur durch die Umkristallisation (Amphibolitisierung) in Verbindung mit der tektonischen Deformation hervorgebracht worden ist oder auch eine primäre Fluidalstruktur wiederspiegelt, ist schwer festzustellen. In den gelagerten kaledonischen Gesteinskomplexen ist ja die durch die tektonischen Bewegungen verursachte Schieferung (Chlorit- und Sericitverschieferung usw.) in den Fällen, wo Kleinfaltung nicht vorgekommen ist, in der Regel parallel mit der primären Schichtung ausgebildet worden. Die sekundäre Parallelstruktur und eine eventuelle primäre Fluidalstruktur haben vielleicht in diesem Falle zusammengewirkt, ohne dass irgend eine Möglichkeit vorhanden ist, ihre quantitative Bedeutung zu bestimmen.

Die Hornblende ist prismatisch, in der Regel langprismatisch, mit meistens wenig zersplitterten, einheitlichen Individuen, die sich der Albitmasse gegenüber idiomorph verhalten, aber infolge des hohen Hornblendegehaltes im ganzen nur panidiomorph entwickelt sind. Wenn die Parallelorientierung ausgeprägt ist, beeinträchtigt ein langgestrecktes Hornblendeindividuum wenig den Raum des anderen, und sie sind ziemlich gut idiomorph; wenn die Struktur des Hornblendefilzes fast ganz richtungslos ist, ist die Hornblende schlecht entwickelt (panallotriomorph). Die Korngrösse in einem und demselben Gestein ist ausserordentlich gleichmässig, für die verschiedenen Lokale dagegen sehr wechselnd.

In einem als monotones *Agglomerat* auftretenden Amphibolite SO vom Njåsats, im S. Storfjället, ist die Länge der Amphibolprismen nur ungef. 0.4 mm, die Breite ungef. $^1/_8$—$^1/_6$ davon — in den *Lavabetten* im Råbmetjåkko ein paar Kilometer nördlich davon ist die Korngrösse etwas mehr als die doppelte (die Hornblendelänge durchschnittlich 1 mm, das Verhältnis Breite : Länge immer noch = ungef. $^1/_8$—$^1/_6$). Einige Kilometer weiter nach Süden, 1 Kilometer SSO vom Geutelstjåkko, erreicht eines dieser Amphibolitbetten eine sehr grosse Mächtigkeit; hier ist die Korngrösse wiederum bis auf das Doppelte gewachsen (Länge 1.5 bis 2 mm, Breite : Länge = $^1/_6$—$^1/_4$). Dasselbe ist der Fall im Ristjåkko und weiter in den äusserst mächtigen Lavabetten im N. Storfjället (um das Nedre Ältsvattnet).[1] Wenn die Gesteine ausgeprägte Mandelsteinausbildung haben, ist ferner die Korngrösser immer sehr gering (ungef. 0.5 mm). Es ist also klar, dass *die jetzige, sekundäre (amphibolitische) Korngrösse* von der Erstarrungsgeschwindigkeit des Gesteins (die Korngrösse ist am geringsten in Agglomeratbällen und schmalen Lavabetten und überhaupt in schlackigen Varietäten), also von *der primären Korngrösse* abhängig ist.

Da ferner in den gröbsten massenförmigen Amphiboliten sämtliche grossen, in den orientierten Amphibolfilz eingeordneten, auf keine Weise einsprenglingsähnlichen, mittellang prismatischen Individuen denselben inhomogenen Charakter wie der Einsprenglingsuralit und die grossen Hornblenden in der Grundmasse der Uralitporphyrite zeigen, d. h. einen helleren Kern in einer dunkleren Aussenzone haben, scheint es, als ob die jetzige Hornblende betreffs ihrer Kristallausbildung in hohem Grade von dem ursprünglichen Augite abhängig und in demselben Grade wie die Einsprengslinghornblende uralitisch wäre. Die Amphibolitisierung der massenförmigen Amphibolite sollte also nicht als eine Amphibolitisierung im gewöhnlichen Sinne, mit völliger Neukristallisation, erfolgt sein, sondern hauptsächlich als eine Uralitisierung, wobei eine der neuen Mineralkomponenten, nämlich die Hornblende, eine der ursprünglichen, nämlich den Pyroxen, räumlich ziemlich genau ersetzt hat. Zu demselben Schlussatz ist Verfasser früher betreffs der Grundmasse der hornblendereichen Uralitporphyrite gekommen (vergleiche S. 68).

[1] In diesen grobkörnigen Typen ist die Hornblende bedeutend zerrissener, indem die 1—2 mm langen Individuen feinnadlig zersplitterte Kanten haben, woneben dieselbe feinnadlige—kleinprismatische wirklich sekundäre Hornblende in den Zwischenräumen zwischen den grossen Individuen ausgebildet worden ist.

Bemerkenswert ist weiter, dass sowohl die Hornblende der groben als die der feinkörnigsten Typen oft gleich dem Einsprenglingsuralite nach (100) schön zwillingausgebildet ist.

Unter den massenförmigen effusiven Amphiboliten haben also besonders die gröberen eine Hornblende, die in derselben Weise wie diejenigen der Uralitporphyrite inhomogen ist, d. h. mit einem helleren, höher doppelbrechenden Kern in einer Aussenzone aus dunklerer, weniger doppelbrechender Hornblende. Diese hellere Kernhornblende kommt nur in den grössten Hornblendeindividuen (Länge 1.5—2 mm) der groben Amphibolite und als ganz unbedeutende, diffuse Partien im Zentrum der Hornblendekristalle vor.

Pleochroismus schwach; α = gelblich blass, fast farblos, β = blass grasgrün, γ = blass grasgrün, etwas bläulich. $\alpha < \beta = \gamma$.

c : $\gamma = 14^1/_4$—15°.

Die quantitativ ganz überwiegende äussere Zone und alle etwas kleineren Hornblendeindividuen dieser Gesteine, weiter aller Amphibol in den feinkörnigen massenförmigen Amphiboliten bestehen aus einer dunklen, normal gefärbten Hornblende. Wie in den Uralitporphyriten ist der Auslöschungswinkel derselbe wie derjenige der blasseren Varietät, die Doppelbrechung geringer. Die beiden Hornblendevarietäten haben, wie oben angegeben ist, einen wesentlich niedrigeren Auslöschungswinkel als die inhomogene Einsprenglingshornblende des Uralitporphyrites.

Pleochroismus normal: α = blassgelb, β = grasgrün, γ = etwas bläulich grasgrün. $\alpha < \beta = \gamma$.

c : $\gamma = 14^1/_4$—15°.

$\gamma - \alpha = 0.020$.

Die Lichtbrechung variiert wahrscheinlich ein wenig; an der analysierten Hornblende sind die folgenden Werte nach der Immersionsmethode bestimmt worden:

$\gamma = 1.658 \pm 0.001$, $\alpha = 1.638 \pm 0.001$.

$\gamma - \alpha = 0.020 \pm 0.002$.

Dieser innerhalb der Mesketserie äusserst verbreitete, relativ einheitliche Hornblendetypus ist analysiert worden. Als Ausgangsmaterial ist ein feinkörniger Mandelstein vom Gabbi (im N. Storfjället) gewählt worden; die Mineralseparierung ist mit Gesteinpulver in Clericis Lösung geschehen, wobei eine durch Schlämmen erhaltene, ziemlich einsortierte Pulverfraktion von ungef. $^1/_3$ der durchschnittlichen Grösse der Hornblende im Gesteine benutzt worden ist. Eine mikroskopische Untersuchung zeigte, dass die Hornblendeindividuen von angrenzenden Mineralpartikeln praktisch vollständig freigemacht worden sind.

Zwillingsbildung nach (100) nicht selten.

Diese Hornblende zeigt eine durchaus »normalere» Zusammensetzung (die »Normalzusammensetzung» = 25 CaO, 15—20 R_2O_3, 5—6 Alk, in Basmolekularprozent), als die uralitische Einsprenglingshornblende, was gewiss auf der kleineren Korngrösse und damit schnellerem Erreichen der stabilen Zusammensetzung der Hornblende bei der Umkristallisation beruht.

Analyse 4.

Mineralanalyse 2. Amphibolanalyse II.

Hornblende aus feinkörnigem effusivem Amphibolit (Mandelstein) vom Gabbi, N. Storfjället. Analytiker: R. Blix.

	Gew.-%	Mol. Prop. × 10 000			Mol.-% von Summe der Basoxyde.	
SiO_2	46.70	7 776	7 901		93.52	
TiO_2	1.00	125				
Al_2O_3	10.32	1 013	1 139	11.99	13.48	$R_2O_3 + R_2O = 19.51$
Fe_2O_3	2.01	126		1.49		
FeO	10.01	1 393	4 704	16.50	55.70	100.01
MnO	Sp.	—				
MgO	13.35	3 311		39.20		
CaO	11.75	2 095	2 095		24.80	$RO = 80.50$
Na_2O	2.81	453	509		6.03	
K_2O	0.53	56				
H_2O^{-105}	—					
H_2O^{+105}	1.82	1 010	1 010		11.95	
	100.30					

Sp. Gew. = 3.16 (3.157)
$c : \gamma = 14^1/_2°$
$\alpha = 1.638$, $\gamma = 1.658$
$\gamma - \alpha = 0.020$

Plagioklas. Der Feldspat besteht nur aus Plagioklas. Er kommt im Hornblendefilz eingestreut vor und bildet meistens feinkörnige (0.1 mm), panallotriomorphe, kleine Aggregate, worin die Hornblendemenge kleiner ist. In den gröberen Amphiboliten ist auch der Plagioklas gröber und erreicht dort in den kleinen Schlieren zuweilen eine Grösse von 0.4—0.5 mm. Er ist sehr oft kräftig normalzonargebaut; Albitlamellierung ist nicht allgemein, kommt aber hier und da vor. Die Zusammensetzung wechselt, und es ist in vielen Fällen infolge der Feinkörnigkeit und der für eine Massenbestimmung gewöhnlich zu geringen Menge albitlamellierter Individuen schwer, sie sicher festzustellen, aber die möglichen Bestimmungen zeigen einen ziemlich hohen An-Gehalt. Das Muttergestein der analysierten Hornblende (siehe oben) zeigt eine einfache maximale Auslöschung in der Zone (010) von 14° (Kern) und ungef. 8° (Schale), was einer Zusammensetzung von ungefähr An_{32} (Kern) An_{28} (Schale) entspricht (die Auslöschung mit der hohen Lichtbrechung verglichen). Auch die übrigen Dünnschliffe geben ähnliche Werte. Der Plagioklas ist also in der Regel ein sauer Andesin mit Schale aus basischem Oligoklas.

Als ein Mesketamphibolit, bei dem sich auch Chloritisierung untergeordnet geltend gemacht hat, also eine Übergangsform von Amphibolit- in Grünschieferfazies, kann ein massenförmiger, feinkörniger, effusiver Amphibolit vom Gabbi mit bedeutendem, obgleich untergeordnetem Chloritgehalt angeführt

werden. Der Chlorit bildet Aggregate zwischen den übrigen Mineralen und besteht aus einem sehr blass grünen positiven Pennin auf der Grenze zu Klinochlor. In diesem Gestein tritt Klinozoisit reichlich auf, und der Plagioklas besteht aus reinem Albit, d. h. die Verhältnisse bei der Metamorphose sind derart gewesen, dass das Produkt Zeitmoment × Reaktionsgeschwindigkeit seinen maximalen Betrag in einem Temperaturstadium erreicht hat, welches die gemeinsame Grenzzone zwischen den Stabilitätsgebieten der Hornblende und des Chlorites umfasst (vergl. die Helsinkite, S. 202!).

Biotit kommt vor allem in den gröberen Varietäten des Gesteins in immer stark untergeordneter, aber nicht akzessorischer Menge vor. Die Farbe ist lebhaft kastanienbraun, Pleochroismus stark mit $//$ c = blassgelb, $\perp$ c = warm kastanienbraun. Er stimmt mit dem Biotite gewisser Uralitporphyrite überein; wie dieser ist er zerrissen-zipfelig ausgebildet und kommt in der Grundmasse zerstreut, längs Spalten in den grossen Hornblendeindividuen und besonders reichlich an und um die von hauptsächlich Quarzaggregat gefüllten Mandelräume, weiter längs eventuellen kleinen Spalten durch das Gestein vor. Er ist also hier, wie in den Uralitporphyriten, deutlich *sekundär*.

Sericit kommt akzessorisch in Form von sehr kleinen Schuppen vor; zuweilen bildet er einzelne, grössere Tafeln.

Epidotminerale kommen (mit Ausnahme des oben erwähnten chloritführenden Amphibolites und als Mandelfüllung) in sämtlichen untersuchten Dünnschliffen nur spärlich akzessorisch als ganz kleine Prismen vor.

Titanit in kleinen, gerundeten, stark gelben Körnern macht einen nie fehlenden akzessorischen Bestandteil aus.

Eisenerz fehlt zuweilen ganz, kommt in anderen Fällen akzessorisch vor. Hier und da ist der Erzgehalt sehr hoch und die Struktur ziemlich charakteristisch, sodass man hier einen Untertypus (eisenerzreichen massenförmigen, effusiven Amphibolit) unterscheiden kann. Dieses Gestein bildet im S. Storfjället ein sehr mächtiges Lavabett mit grosser horizontaler Ausbreitung, das wie ein zusammenhängender Strich vom Råbmetjåkko bis zum S. Geutelstjåkko verfolgbar ist. Die Korngrösse variiert von ungef. 0.6 mm im Norden (im Råbmetjåkko) bis 1.5 mm im Geutelstjåkko, wo die Mächtigkeit am grössten ist; der Erzgehalt nimmt auch gegen Süden zu.

Das Erz bildet eigentümliche, amöbenartig verzweigte, gerundete und auch kleine, körnige—langgestreckte Individuen, welche ihrerseits sehr grosse, gerundete, licht skelettartige Anhäufungen bilden. Die Substanz ist überwiegend magnetitisch, also Titanomagnetit, mit kleinen Randpartien aus rot durchscheinendem Eisenglanz.

Mandelfüllungen. In den einsprenglingsfreien Amphiboliten kommen beinahe immer gerundete, langgestreckte Quarz- und Kalzitaggregate vor, die als Ausfüllungen von Blasenräumen gedeutet werden müssen. Die feinkörnigsten Ausbildungsformen, welche als Agglomeratbällen oder als Randfazies von Lavabetten vorkommen, haben gewöhnlich eine sowohl makroskopisch als in Dünnschliffen sehr schöne schlackige Struktur mit schön geformten gerundeten—länglichen, dicht liegenden Blasenräumen. Die Mandelausfüllung

besteht hier meistens aus Kalzit, und oft füllt ein grosses Individuum eine Höhlung fast ganz aus (Fig. 24).

In den, und in der Nähe von den, Kalkspatmandeln in dem analysierten Gestein vom Råbmetjåkko, besonders um einen sehr grossen Mandelraum, herrscht ein ziemlich bedeutungsvolles Verhältnis. In und an dem Kalkspate treten grosse, ziemlich unregelmässige, breit prismatische Individuen aus Klinozoisit und eigentümlich undulöse Aggregate aus Klinozoisit, oft mit einem

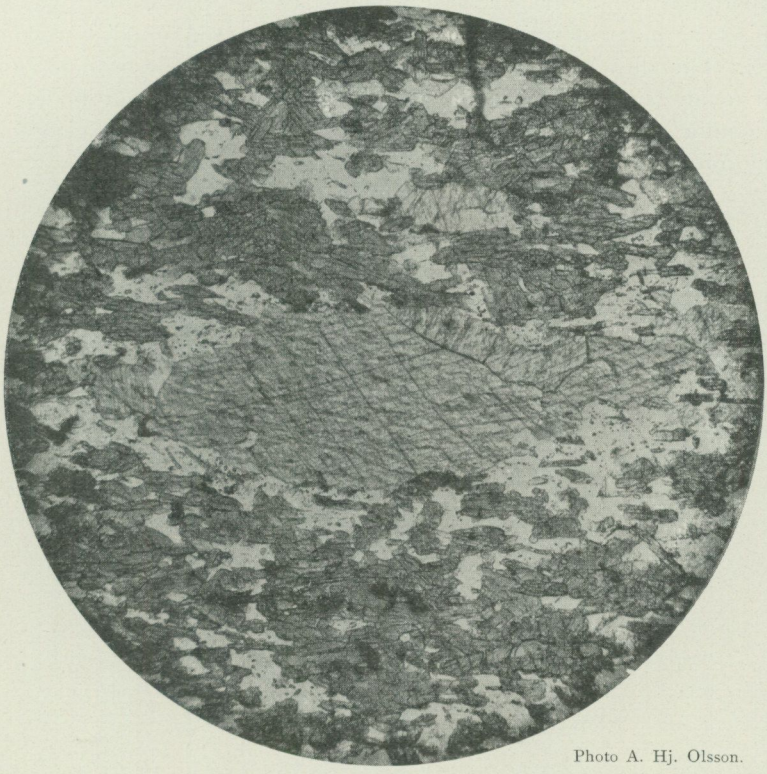


Photo A. Hj. Olsson.

Fig. 24. Kalkspatgefüllter Mandelraum in effusivem Amphibolit (Mandelstein) aus Gabbi. Grosses Kalzitindividuum in der Mitte beinahe den ganzen Blasenraum ausfüllend; ein wenig undulös (gebogene Spaltrisse). Dunkle Amphibolprismen und heller Plagioklas. Dasselbe Gestein, dem die Hornblendeanalyse 2 entnommen ist. Vergrösserung 35 ×. Nic —.

einheitlichen Individuum als Kern, auf. Die hieran grenzende Hornblende ist teilweise in Klinozoisit umgewandelt worden, wobei man deutlich sieht, wie die Umwandlung Blätterdurchgängen und anderer Rissigkeit folgt und entweder eine Art myrmekitischer Bildung gekrümmter Klinozoisitmikrolithe in Hornblende hervorbringt oder die Hornblende durch eine bald undulöse, bald ziemlich einheitlich auslöschende Masse aus dicht gepackten Klinozoisitmikrolithen ganz ersetzt. Der Verlauf bezeichnet sicher *eine Klinozoisitisierung der Hornblende durch CaO-Zuführung*. Vermutlich hat der Prozess mit Hilfe der hydrothermalen Lösungen stattgefunden, die während der regionalen Uraliti-

sierungsmetamorphose den Kalzit- (und Quarz-) Gehalt der Mandelräume wenigstens stark umkristallisiert und neuverteilt haben. (Von den Mandelräumen aus folgt der Kalzit oft deutlichen mechanischen Deformationsspalten, die wohl gleichzeitig damit entstanden sind, dass z. B. die Uraliteinsprenglinge der Uralitporphyrite teilweise zu groben Aggregaten deformiert worden sind, usw.) Auffallend ist die Analogie zwischen diesem Zoisitisierungsprozesse und der myrmekitischen Quarzbildung in der Hornblende an Quarzmandeln in gewissen Uralitporphyriten, die früher besprochen ist (siehe S. 65).

Typischer massenförmiger nichtporphyrischer Amphibolit ist analysiert worden. Für die Analyse wurde ein Handstück dieses Gesteins vom Råbmetjåkko ausgewählt, wo es Lavabetten grosser Mächtigkeit bildet. Es ist feinkristallin, mässig planparallel struiert und zeigt eine mässige Mandelausbildung mit kalzitgefüllten Mandeln.

Analyse 5.

Gesteinsanalyse II.

Nichtporphyrischer effusiver Amphibolit (Mandelstein) vom Råbmetjåkko, S. Storfjället. Lavabett.
Analytiker: R. Blix.

	Gew.-%	Mol. Prop. × 10 000	Norm:			Volumetische Zusammensetzung:	Zusam-Vol.-%
SiO_3	47.47	7 903	Or	2.50			
TiO_2	2.50	312	Ab	34.11		Albit	15.5
Al_2O_3	16.19	1 588	An	24.68	F = 61.27	Epidot	1.9
Fe_2O_3	1.25	78	Ne	2.48		Sericit	0.4
FeO	8.03	1 118	Σ Sal	63.77		Amphibol	77.0
MnO	0.019	3	Di	12.49		Titanit	1.0
MgO	7.43	1 843	Ol	16.85		Magnetit	0.3
CaO	9.34	1 665	Mt	1.90		Kalkspat	3.9
Na_2O	4.36	703	Il	4.99			100.0
K_2O	0.41	41	Σ Fem	36.23			
CO_2	1.37	311		100.00			
H_2O^{-110}	0.02		$(Ca_{94}Mg_3Fe_3)$	CO_3 = 3.26			
H_2O^{+110}	1.79	994		H_2O = 1.88			
	100.18						

Fem : Prop. in Di + Ol :
FeO : MgO = 28.2 : 71.8
FeO : MgO : CaO = 23.4 : 59.4 : 17.2

Konstanten nach der Berechnungsmethode in dieser Arbeit:

Fem : Ca : Alk = 57.75 : 27.95 : 14.30
An : Ab : Or = 35.96 : 60.35 : 3.69
FeO : MgO : CaO = 33.71 : 49.35 : 17.05
Femca : Alk : Si = 35.39 : 9.93 : 54.68

Übergänge zu den Keratophyren bildet, wie oben erwähnt, eine Serie leukokrater, amphibolärmerer Effusivgesteine. Die basischen Glieder sind als leukokrate Uralitporphyrite zu definieren; die sauren stehen den eigentlichen Keratophyren näher, haben aber Uralit nebst dominierendem Plagioklas als Einsprenglinge, und zeigen auch einen gewissen Amphibolgehalt in der Grundmasse.

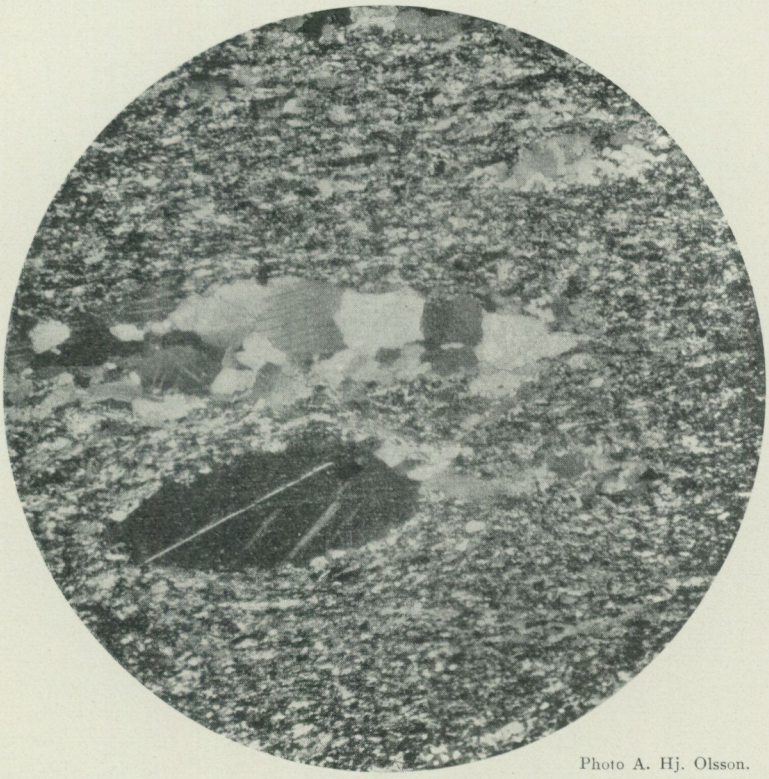


Photo A. Hj. Olsson.

Fig. 25. Kalkspatgefüllte Blasenräume in intermediärem Mandelstein, Mortotjåkko, S. Storfjället. Die oberste Kalkspatmandel ist aggregiert, mit undulös auslöschenden, gebogenen Individuen, die untere dagegen besteht aus einem einheitlichen Individuum. 15 ×. Nic. +.

Intermediäre Effusive.

Die leukokraten, sauren Uralitporphyrite haben meistens beträchtlich kleinere Uraliteinsprenglinge als die normal Uralitporphyrite — die Grösse beträgt gewöhnlich za. 1.5 bis 3 mm. Daneben kommt auch Plagioklas als kurze, dicke Prismen von mm-Grösse vor. Der Plagioklas ist gewöhnlich saussuritisiert, mit Epidot als beinahe mikrolithische Kriställchen oft gegen den Kern angereichert. Die Grundmasse besteht aus Epidot, Hornblende, Albit—Oligoklas und Quarz nebst denselben akzessorischen Mineralen wie in den vorher beschriebenen Gesteinen. Das Verhältnis Epidot : Amphibol in der Grundmasse wechselt ungefähr wie im eigentlichen Uralitporphyrit. Die epidotreichen haben eine Tendenz gegen tonalit-trondhjemitische Zusammenset-

zung; sie sind im Verhältnis zum fem-Gehalt ziemlich An-reich. Die epidotarmen zeigen vielmehr eine Differentiationstendenz nach den Keratophyren hin. Schlackentextur ist gewöhnlich, vor allem wenn das Gestein in Agglomeraten vorkommt. Die Blasenräume sind sehr oft quarzgefüllt (so beim analysierten Gestein), wenn auch Kalzit ein ebenso gewöhnliches Mandelfüllungsmineral ausmacht. Oft kommen beide in ungefähr gleichen Proportionen vor.

An einem typischen leukokraten Uralitporphyrite mit ziemlich zahlreichen und grossen Uraliteinsprenglingen und verhältnismässig epidotreicher Grundmasse ist die untenstehende Analyse ausgeführt worden. Der grosse Reichtum an normativem Quarz ist *zum bedeutenden Teil* auf die Quarzmandelfüllungen zurückzuführen.

Analyse 6.

Gesteinsanalyse III.

Intermediärer Uralitporphyrit aus dem Bergrücken N. von Durjenjokk, S. Storfjället. Agglomeratball
Analytiker: R. Blix.

	Gew.-%	Mol. Prop. × 10 000	Norm.		
SiO_2	63.39	10 554	Q	31.61	
TiO_2	0.50	62	Or	4.16	F = 55.88
Al_2O_3	12.99	1 275	Ab	30.42	F = 55.88
Fe_2O_3	0.57	36	An	21.30	F = 55.88
FeO	2.04	284	Σ Sal.	87.49	
MnO	0.06	8	Di	3.22	
MgO	2.50	620	Hy	6.90	
CaO	9.53	1 699	Mt	0.94	
Na_2O	3.23	521	Il	1.03	
K_2O	0.63	67	Ap	0.42	
P_2O_5	0.15	11	Σ Fem	12.51	
CO_2	3.80	864		100.00	
H_2O^{+110}	0.83	461	$(Ca_{0.5}Fe_{2.5}\ Mg_{2.5})\ CO_3$	9.64	
	100.22		H_2O	0.93	

Femische Proportionen in Di + Hy:

FeO : MgO = 31.1 : 68.9

FeO : MgO : CaO = 25.6 : 56.6 : 17.8

Konstanten nach der Berechnungsmethode in dieser Arbeit:

Fem : Ca : Alk = 39.12 : 36.45 : 24.43

An : Ab : Or = 36.73 : 56.05 : 7.22

FeO : MgO : CaO = 30.95 : 52.59 : 16.56

Femca : Alk : Si = 18.04 : 8.15 : 73.81

Einen Seitenzweig der Differentiationsrichtung der Keratophyre bilden, wie später erwähnt wird, einige quantitativ sehr untergeordnete Typen, nämlich extrem leukokrate, sehr *fem-arme Epidot-Albit-Quarzfelsite bis -porphyre.*

Sie zeigen Einsprenglinge von saussuritisiertem, primär oft zonarstruiertem Plagioklas, und spärlich von Uralit, in einer felsitisch dichten, sehr feinkristallinen panallotriomorphen Grundmasse aus Quarz, Albit, Epidot. Ihre eigentümliche Zusammensetzung und ihre Stellung im Differentiationsverlauf wird später näher diskutiert werden; hier unten folgt nun die Analyse eines typischen Repräsentanten dieses Gesteins:

Analyse 7.

Gesteinsanalyse IV.

Effusiver Plagioklas-Quarzfelsophyr vom Mortotjåkko, S. Storfjället. Agglomeratball.
Analytiker: G. Assarsson.

	Gew.-%	Mol. Prop. × 10 000	Norm.		
SiO_2	76.58	12 751	Q =	46.49	Q = 46.49
TiO_2	0.15	19	Or	2.87	F = 50.98
Al_2O_3	13.09	1 284	Ab	31.02	F = 50.98
Fe_2O_3	0.56	35	An	17.09	F = 50.98
FeO	0.68	95	C	0.42	
MnO	0.03	4	Σ Sal	97.89	
MgO	0.22	55	Hy	0.80	
CaO	3.59	640	Mt	0.89	
BaO	0.00	—	Il	0.29	
Na_2O	3.63	584	Ap	0.13	
K_2O	0.48	51	Σ Fem	2.11	
P_2O_5	0.06	4		100.00	
CO_2	0.09	20	$CaCo_3$	0.23	
$H_2O^{+\ 100}$	0.83	461	H_2O	0.84	
	99.99		Fem Prop. in Hy:		
			FeO : MgO = 24.7 : 75.3		

Sp. Gew. = 2.73

Chemische Konstanten nach der Berechnungsmethode in dieser Arbeit:

Fem : Ca : Alk = 14.92 : 42.61 : 42.45 FeO : MgO : CaO = 43.00 : 57.00 : 0

An : Ab : Or = 32.78 : 61.83 : 5.40 Femca : Alk : Si = 9.60 : 8.20 : 82.20

Intermediäre Kissenlava.

In einem einzigen Falle ist in der Mesketformation ein vereinzeltes Gesteinsbett angetroffen worden, dessen Strukturzüge von sog. spilitischem Typus sind. Der Spilitbegriff im allgemeinen, und besonders dessen chemische Bedeutung wird, nebst der Frage des Verhältnisses der Mesketformation zum Spilitbegriff, in einem späteren Abschnitt ausführlich behandelt werden. Hier soll nur das fragliche Gestein nebst dessen Auftreten kurz besprochen werden.

Die »spilitischen« Züge sind teils eine sehr schöne Kissenstruktur des Gesteinsbettes, teils ein sehr »umgewandelter« Charakter des Mineralverbandes. Das Gestein bildet einen höchstens zwanzig Meter mächtigen Lavastrom von

geringer seitlicher Ausdehnung, zus. mit den Tuffen und Agglomeraten im Tale nördlich vom Mortotjåkko. Der Lavastrom ist in gewissen Partien homogen, geht aber in anderen Teilen in eine Anhäufung von Kissen über. Die Kissen, deren Grösse ungef. 2—5 dm beträgt, sind meistens schön gerundet und liegen dicht aneinander an, durch eine (an der Oberfläche ausgewitterte) Karbonatfüllmasse geschieden. Oft sieht man, wie das eine Kissen in das andere gleichsam plastisch hineingedrückt liegt, als ob sie zähflüssig gewesen wären. Über diese Strukturzüge, die für die aus mehreren Gebieten beschriebenen



Fig. 26. Pillowlava. Unten links im Bilde sieht man einen kleinen Teil des homogenen Gesteinskörpers, der in Pillows übergeht. Der einzige Fall, wo in der Mesketformation Pillowausbildung gefunden worden ist. Tal nördlich vom Mortotjåkko, S. Storfjället. Photo 18. August 1924.

Kissenlaven (Pillowlavas) charakteristisch sind, gibt weiter die Photographie, Fig. 26, Auskunft.

Der hervorstechendste Charakter des Gesteins ist seine ausserordentlich starke Schlackigkeit. Die Mandelräume sind meistens von Karbonat ausgefüllt, und wo dieser durch Atmosphärilien ausgelöst ist, tritt die ursprünglich blasige, beinahe bimsteinsähnliche Struktur schön hervor. Die makroskopische Farbe des Gesteins ist grau mit einem schwachen Stich ins Grünlichbraune.

Das mikroskopische Strukturbild wird durch die sehr zahlreichen, 0.5—2 mm grossen Kalkspatmandeln beherrscht. Das eigentliche Gestein ist nicht porphyrisch, sehr feinkörnig. Der Mineralbestand ist Biotit, Muskowit — Sericit, Magnetit, Epidot, Kalzit, Albit, Quarz. Die Struktur ist ganz regellos panallotriomorph, wobei der sehr grosse *Magnetit*gehalt als vereinzelte oder zu

kleinen Aggregaten angehäufte, ziemlich idiomorphe Körner über das ganze Gestein verstreut ist. Der *Biotit* ist deutlich grün und sehr dunkel, mit starkem Pleochroismus: α = gelb, $\beta = \gamma$ = dunkel braungrün; er nähert sich somit dem Biotittypus der Keratophyre, ist aber nicht so extrem entwickelt.

Der *helle Glimmer* ist nicht ganz farblos, sondern zeigt eine sehr schwache Färbung und deutlichen Pleochroismus: α farblos, $\beta = \gamma$ = sehr hell schmutziggelblich, und erinnert dadurch an den beinahe farblosen Glimmer der Keratophyre. Er bildet vereinzelte grössere, dicke Tafeln (etwa $^1/_2$ und sogar 2 mm breit) und geht durch abnehmende Grösse in ziemlich reichlichen kleinlappigen Glimmer sericitischen Charakters über. Der *Epidot* ist sehr reichlich vertreten, als kurze, kleine Prismen von deutlicher, obgleich schwacher grüngelber Färbung und hoher Doppelbrechung. *Kalzit* kommt nicht nur in deutlichen Mandelräumen, sondern auch als ganz kleine Individuen mässig in dem eigentlichen Gestein vor. Der *Albit* bildet eine sehr feinkörnige mikrogranoblastische Masse, in der ein wenig Quarz nur in der Nähe der übrigen Minerale vorkommt.

Eine volumetrische Analyse ergab folgendes Resultat:

	Vol. %
Albit (nebst wenig Quarz)	34
Epidot	17.5
Heller Glimmer	15
Biotit	8
Magnetit	13
Kalzit	12.5
	Σ 100.0

Ein auffallender Zug ist der sehr hohe Eisengehalt, sowohl in dem Gestein im ganzen als auch in den verschiedenen Mineralen. Der Gehalt an Eisenerz ist sehr hoch; die grüne Farbe des Biotits deutet einen hohen Eisengehalt an (siehe S. 89), die gelbliche Farbe des hellen Glimmers kann wohl nur durch einen beträchtlichen Fe_2O_3-Gehalt erklärt werden (der zwar keinen grossen absoluten Eisenbetrag darstellt, aber die Tendenz anzeigt), und ferner ist der Epidot ziemlich eisenreich.

Der grosse Eisengehalt ist in gewissem Grade ein alkaliner Gesteinszug. Dagegen ist der Epidotgehalt so gross, dass der normative Feldspat ziemlich An-reich gewesen sein muss; und dies auch wenn man alles Karbonat abrechnet. Wie Verfasser betreffs der britischen Spilite näher begründet hat, muss aber der karbonatische CaO-Gehalt der Spilite in die eigentliche Gesteinszusammensetzung miteingerechnet werden (siehe S. 296). Der Kalkgehalt des fraglichen Gesteins ist somit sehr hoch. Wenn man den Karbonatkalk als ursprünglich femisches (nicht Al_2O_3-gebundenes) CaO rechnet und den Epidotkalk dem ursprünglichen Feldspatkalk entsprechen lässt (womit der Al_2O_3-Unterschuss im Epidot durch den Al_2O_3-Überschuss im Glimmer kompensiert wird), erhält man eine normative Plagioklaszusammensetzung von mindestens 40—45 Mol. % An.

Allen Berechnungen nach mag das Gestein ein intermediäres Glied in der Differentiationsserie Basalt — Keratophyr ausmachen, das zwischen der Analyse III (»intermediärer Uralitporphyrit«) und den Keratophyren liegt.[1] Das hohe FeO:MgO-Verhältnis besagt eine starke Annäherung an die Keratophyrzusammensetzung; dagegen ist der An-Gehalt noch sehr gross. Es ist zu vermuten, dass das Gestein sich sehr gut in die charakteristisch gebogene Hauptdifferentiationslinie des Diagramms Fig. 100 einordnen wird.

Saure Effusive (Keratophyre und Quarzkeratophyre).

Die als Keratophyre und Quarzkeratophyre bezeichneten Gesteine bestehen aus einer innerhalb ziemlich enger Grenzen variierenden, einheitlichen Gruppe saurer Plagioklasporphyre. Auch die als Keratophyre rubrizierten Typen haben einen nicht unwesentlichen Quarzgehalt in der Grundmasse, weshalb die Bezeichnung Keratophyre im Gegensatz zu Quarzkeratophyren vielleicht unrichtig scheinen kann; der Unterschied ist in Analogie mit der Terminologie für Porphyre und Quarzporphyre gemacht worden und bezieht sich auf den Charakter der Einsprenglinge, indem die »Keratophyre» Einsprenglingquarz entbehren, die »Quarzkeratophyre» dagegen Quarzeinsprenglinge und ausserdem einen saureren Plagioklas haben.

In der Regel entbehren sie Kalifeldspat ganz, und der Feldspat besteht aus einem sauren Plagioklas (Albitoligoklas-Albit). Doch kommen auch untergeordnet Typen mit einem beträchtlichen Kalifeldspatgehalt in der Grundmasse und als grobperthitische Tropfen in den Albiteinsprenglingen vor. Die femischen Minerale sind wenig hervortretend und bestehen ausschliesslich aus CaO-armen bis -freien Gliedern, ganz wie die Feldspate. Die Gesteinsgruppe ist also betreffs der normalen kalifeldspatfreien Glieder extrem keratophyrisch, und auch der kalifeldspatführende Typus ist wegen seines albitischen Einsprenglingfeldspats als Keratophyr zu bezeichnen. Dem Keratophyrnamen sind ja von verschiedenen Autoren ziemlich verschiedene Bedeutungen verliehen; in dieser Arbeit werden unter Keratophyren-Quarzkeratophyren saure porphyrische —quarz-porphyrische Gesteine mit saurem Plagioklas als einzigem oder dominierendem Feldspat und einem femischen Mineralbestand, in den erhalten gebliebener, primärer Alkaliamphibol oder Alkaliaugit nicht eingeht, verstanden.

Die hier beschriebenen *Keratophyre* sind schön porphyrische Ergussgesteine mit kurzprismatischen, leistenförmigen Plagioklaseinsprenglingen mit der Zusammensetzung An_{15}—An_7 (Oligoklas—Albit) in einer gewöhnlich sowohl an Magnetit als auch an braungrünem Biotit reichen Grundmasse; zuweilen fehlt einer von beiden fast ganz; Sericit kann aber zum Teil den Biotit ersetzen. Epidotminerale kommen sehr untergeordnet-akzessorisch vor.

Die Quarzkeratophyre kommen ein wenig seltener vor, gehen kontinuierlich in die Keratophyre über und stimmen weiter betreffs Struktur und Mineralassoziation fast ganz mit diesen überein. Sie haben leistenförmige Einspreng-

[1] Vielleicht liegt es nicht gerade auf der Differentiations*linie* zwischen diesen Zusammensetzungen, was aber keine Schwierigkeit darbietet, weil die Differentiation nicht Variationslinien sondern Variationsstreifen entlang geschieht.

linge von Albit (An_{10}-An_5) und daneben wenige, prismatische Quarzeinsprenglinge in einer Grundmasse mit demselben Mineralbestand wie derjenige der Keratophyre.

Struktur. Die Struktur wird von der gewöhnlich äusserst schönen porphyrischen Ausbildung mit zahlreichen, idiomorphen Plagioklastafeln (und ev. Quarzeinsprenglingen) beherrscht. Die Grundmasse zeigt in den meisten Fällen eine Doppelstruktur, indem sie zahlreiche, leistenförmige kleine Albitindividuen

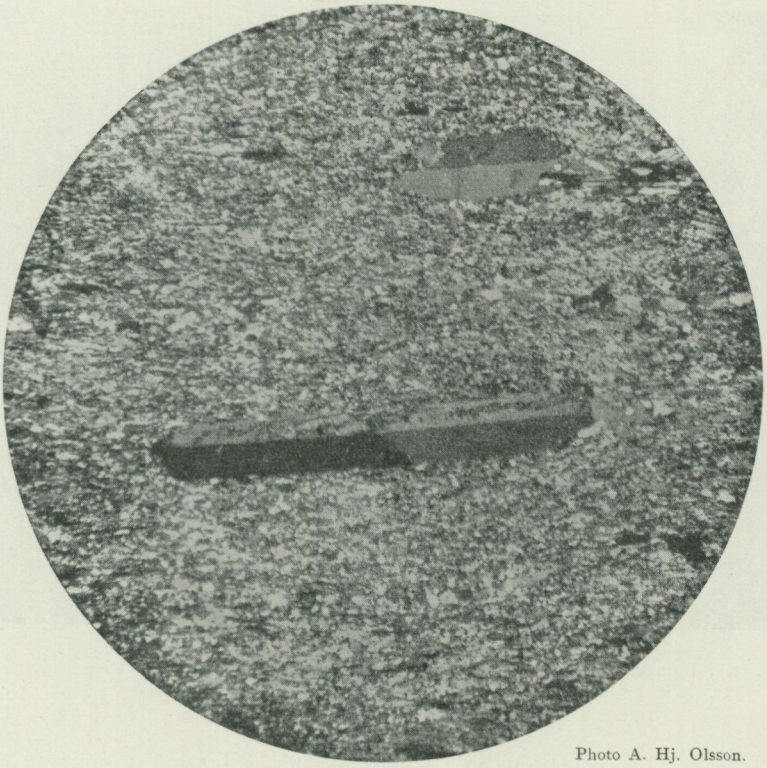


Photo A. Hj. Olsson.

Fig. 27. Keratophyr, S. Storfjället. Leistenförmige Albiteinsprenglinge. Die Grundmasse zeigt Fluidalstruktur, durch parallele Anordnung der kleinen Albitleisten (auf dem Bild kaum sichtbar); in derselben Richtung liegen die Einsprenglinge. 14 ×. Nic. +.

in einer mikrofelsitisch kristallisierten, wesentlich feinkörnigeren allotriomorphen Quarz-Albit-Grundmasse hat (worin auch der lappige Biotit und der idiomorphe Magnetit enthalten sind). Die Albitleisten liegen oft ziemlich streng linear parallelgeordnet mit den langgestreckten Einsprenglingen in derselben Richtung, wodurch man eine sehr schöne Fluidalstruktur erhält (Fig. 27); in anderen Fällen ist die Anordnung der Albitleisten allseitig, wodurch die Struktur der Grundmasse einen mikroophitischen Charakter erhält (Fig. 28).

Plagioklas. Der Plagioklas tritt (wie aus dem Vorstehenden hervorgeht) gewöhnlich in *drei Generationen* auf: Einsprenglingsplagioklas, die Albitleisten

der Grundmasse, und allotriomorpher Albit in der mikrofelsitischen eigentlichen Grundmasse.

Einsprenglingsplagioklas. Die Zusammensetzung variiert, wie oben erwähnt, zwischen $An_{15}Ab_{85}$ und ungef. An_7Ab_{93}, also über das Gebiet saurer Oligoklas —intermediärer Albit hin, wobei der Oligoklas in den ganz untergeordneten, basischsten Keratophyren, der Albit in den meisten Keratophyren auftritt — es gibt z. B. ziemlich quarzarme Glieder mit einem Einsprenglingsalbit von nur

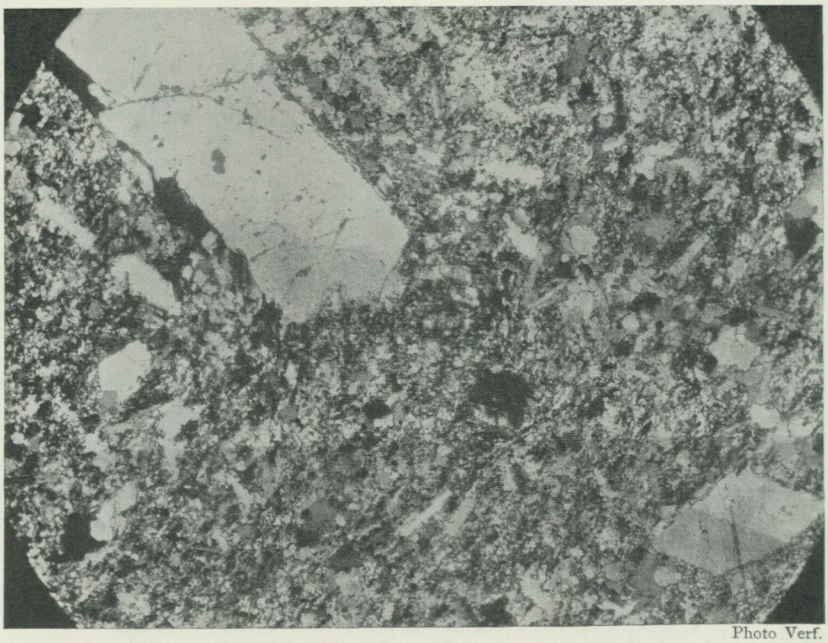


Photo Verf.

Fig. 28. Keratophyr, S. Storfjället. Albitoligoklaseinsprenglinge und Albitleisten in der Grundmasse. 20 ×. Nic. +.

ungef. An_7. Der Einsprenglingsplagioklas der Quarzkeratophyre ist Albit (An_{10}—An_5).

Ein gewöhnlich sehr schwacher, normaler Zonarbau ist merkbar; bei den basischsten Gliedern ist er deutlich mit Variationen von z. B. An_{15} (Kern) bis An_9 (Schale).

Die Ausbildung ist schön idiomorph, die basischen Glieder mit kurzprismatischem, die sauren mit langprismatischem-leistenförmigem Habitus (Fig. 30 und 27). Die Grösse ist in demselben Gestein für die meisten Individuen ziemlich konstant (Länge ungef. 3—5 mm), obgleich kleine Einsprenglinge mit allen Übergängen bis zum leistenförmigen Albit der Grundmasse vorhanden sind. Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz ist sehr gewöhnlich und ebenso eine undeutliche feine Albitlamellierung, die oft sehr kurz und schachbrettalbitähnlich ist; in gewissen Fällen entsteht wirklicher Schachbrettalbit durch Kombination mit Periklinlamellierung.

Ziemlich oft sind die Einsprenglinge bei der schwachen mechanischen Deformation, die die Gesteine betroffen hat, zerbrochen worden; zuweilen ist die Deformation des Plagioklases nicht ruptiv, sondern als eine wiederholte Translation geschehen — siehe z. B. Fig. 29, wo ein Karlsbaderzwilling durch eine die Längsrichtung schneidende Verschiebung sehr kräftig gebogen worden ist, welche Deformation geschehen ist, ohne dass die optische Orientierung in der gebogenen Partie verändert worden ist. Die Biegung ist hier durch eine

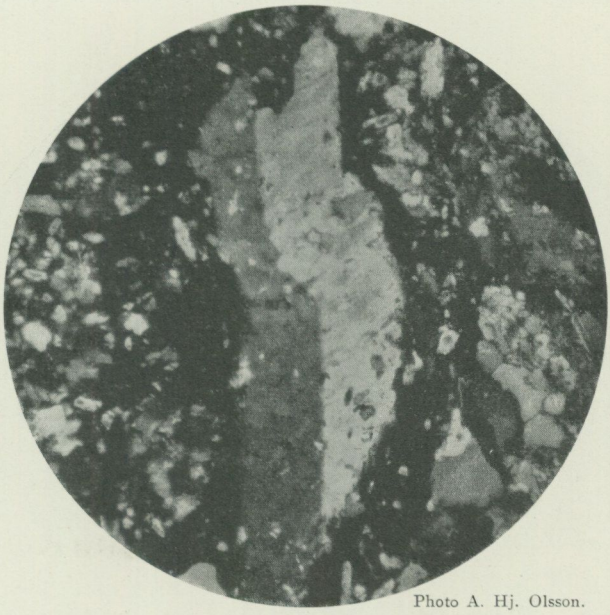


Photo A. Hj. Olsson.

Fig. 29. Kleine Flexurbiegung eines Albiteinsprenglings, durch Translation ermöglicht, und ohne dass die optische Orientierung des Karlsbaderzwillings zerstört worden ist. 45 ×. Nic. +.

wiederholte Translation hervorgebracht worden, wobei die Lamellen parallel zu sich selbst längs einer Gitterrichtung verschoben worden sind, die wahrscheinlich der Fläche (001) entspricht. Die Translationsrichtung kann in der Figur dadurch konstruiert werden, dass man die entsprechenden Krümmungspunkte der Zwillingsgrenze und der Aussenkanten zusammenbindet; eine deutliche, obgleich diffuse Periklinlamellierung verläuf parallel mit dieser Richtung.

Fig. 30 zeigt, dass eine Zerbrechung gebildeter Feldspattafeln auch im magmatischen Stadium, wahrscheinlich in Verbindung mit Fluidalbewegungen des Magmas, vorgekommen ist (vergleiche die trachytoidale Struktur!), wobei die Stücke auseinander geglitten sind und eine normale Grundmasse die in der Figur sichtbare Hälfte umschliesst. Der kleinere Einsprenglingsschnitt an der einen Spitze des deformierten, langen Einsprenglings ist möglicherweise das von dem Einsprengling losgebrochene Stück, das fast ganz winkelrecht gegen das grössere Stück gedreht worden ist.

Albitleisten in der Grundmasse. Die Zusammensetzung variiert zwischen ungef. An_8 und An_4; sie stimmt ungefähr mit der Zusammensetzung der Aussenzone des Einsprenglingsplagioklases überein. Ihr Habitus ist wie oben erwähnt leistenförmig, im ganzen also idiomorph, obgleich die Konturen der Flächen in Dünnschliffen nicht gerade, sondern sehr charakteristisch kleinstachlig sind (Fig. 28). Die Grösse ist sehr gleichmässig und variiert zwischen ungef. 0.35 und 0.45 mm in der Länge. Eine regelmässige und schöne Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz ist sehr gewöhnlich, während Albitlamellierung

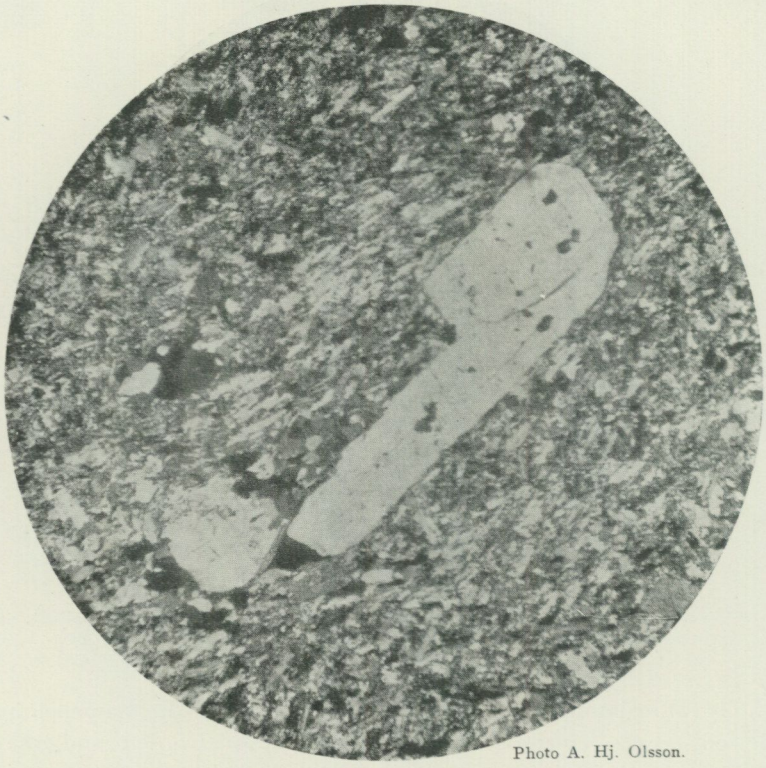


Photo A. Hj. Olsson.

Fig. 30. Keratophyr, S. Storfjället. Grosser Albitoligoklaseinsprengling, magmatisch zerbrochen. Die Albitleisten in der Grundmasse treten besonders in dem unteren Teil des Bildes hervor. An demselben Handstück ist die Analyse 8 (VI) ausgeführt worden. 14 ×. Nic. +.

ein wenig untergeordneter vorkommt; sie ist immer sehr feinlamellär, gewöhnlich kurz (= schachbrettalbitähnlich).

Allotriomorpher Grundmassenalbit. Die mikrofelsitische Grundmasse, welche die Einsprenglinge und die kleineren Albitleisten (in den Fällen, wo diese fehlen, nur die Einsprenglinge) umgibt, zeigt gerundete—unregelmässige Quarztropfen in einer allotriomorphen Albitmasse. Die Korngösse dieses Albites ist äusserst gering (ungef. 0.02 mm). Zwillingsbildung fehlt oder kommt spurenweise bei den grössten Individuen vor; die Zusammensetzung ist, der Lichtbrechung und Analysen nach zu urteilen, fast ganz reiner Albit (Ab_{97-100}).

Vielleicht repräsentiert diese Grundmasse eine primär mikrofelsitisch kristallisierte Mischung; sowohl die Struktur als auch der totale Mangel an Zwillingsbildungen bei dem Albite macht es aber sehr wahrscheinlich, dass er eine sekundär kristallisierte, ursprüngliche Glasbasis ausmacht. Die Struktur wäre in diesem Falle am richtigsten als mikrogranoblastisch zu charakterisieren.

Quarz. Der Quarz tritt in den als Quarzkeratophyre bezeichneten Gesteinen als Einsprenglinge, in sämtlichen Keratophyren und Quarzkeratophyren da



Photo A. Hj. Olsson.

Fig. 31. Quarzkeratophyr (Analyse 9 (VII)) mit grossem Quarzeinsprengling. Die dünnen Spaltenlinien, die leider auf dem Bild nicht gut hervortreten, sind eine Absonderung nach der Basisrichtung (0001). Also auch mit n_ω parallel. 32 ×. Nic. +.

neben tropfenförmig in der Grundmasse auf. Daneben bildet er Mandelausfüllungen, oft mit Kalzit, und weiter vereinzelte, schmale Spaltenfüllungen.

Einsprenglingsquarz. Die Quarzeinsprenglinge sind in der Regel zerquetscht und bilden runde—langgestreckte, ungef. 1—2 mm grosse Aggregate. Die Aggregierung ist ziemlich grob, mit unregelmässigen—gerundet lappigen, jedoch nicht dendritisch zusammengefügten Körnern. Undulöse Auslöschung fehlt oder ist äusserst schwach. Es gibt auch ganz unzerquetschte oder nur entzweigebrochene Quarzeinsprenglinge — in Längsschnitten zeigen sie eine sehr schöne, idiomorphe, langprismatische Ausbildung (Fig. 31). Die Länge

ist hier 1.5—2 mm, die Breite ungef. $^1/_5$ davon. Die äusserst regelmässige Absonderung nach (0001) muss hervorgehoben werden, die dünne, streng parallele ($// \omega$), gerade Spalten zeigt (Fig. 31). Diese Absonderung bezeichnet sicherlich die gewöhnliche Zersprengung von Einsprengslingquarz bei dem Übergang von α- in β-Modifikation. Bemerkenswert ist, dass in der ungeheuer kräftig gefalteten und dislozierten Gebirgskette so gut erhaltene Keratophyre vorhanden sind, dass diese primäre Absonderung bei einem relativ grossen Quarzeinsprengling durch keine Spur sekundärer Quetschstruktur maskiert worden ist. (Andere Einsprenglinge in demselben Dünnschliffe sind aber ein wenig zerdrückt.) Der Dünnschliff ist selbstverständlich von einem kalkzementierten Agglomeratballe.

Es kann schwierig sein, *Mandelausfüllungen* aus reinem Quarz von zerquetschten Einsprenglingen zu unterscheiden. Oft ist aber, wie oben erwähnt, auch Kalzit in den Mandeln enthalten; die Quarzausfüllung besteht aus einem Pflasteraggregate, das in der Regel bedeutend feiner als die zerquetschten Einsprenglinge ist. Ganz schmale quarzgefüllte Spalten treten auch auf und markieren kleine Dislokationszonen (siehe z. B. Fig. 30, wo die Deformation des Albiteinsprenglings ein Mass der Verschiebung gibt).

In *der mikrofelsitischen Grundmasse* bildet der Quarz kleine runde—unregelmässige Tropfen.

Glimmer. Drei verschiedene Typen von Glimmer kommen vor, nämlich ein grünbrauner, dunkler Biotit, ein äusserst schwach gelbgrün gefärbter Glimmer mit kleinem Achsenwinkel und farbloser Glimmer sericitischen-muskovitischen Charakters. Von diesen hat der grünbraune Biotit weitaus die grösste Bedeutung.

Olivgrüner Biotit. Die Farbe ist olivgrün, bei gewöhnlicher oder sogar sehr geringer Dicke der Dünnschliffe äusserst dunkel, beinahe ganz opak. Pleochroismus sehr kräftig: $\perp$ c = blass grüngelb, // c = sehr dunkel olivgrün —etwas moosgrün, bei gewöhnlicher Dicke der Dünnschliffe gewöhnlich opak. Einachsig.

Habitus: allotriomorph kleinlappig, die grössten Individuen (= ungef. 0.2 mm) in Form von im ganzen ziemlich idiomorphen, kleinstachlig begränzten Schuppen, die kleinsten als unregelmässige Lappen. Die Verteilung ist sehr gleichmässig über die ganze Grundmasse, obgleich hier und da eine Tendenz zu dichterer Anhäufung verspürt werden kann. Zuweilen wird diese Verdichtung so kräftig, dass man ein langgestrecktes, ziemlich scharf begrenztes Aggregat von Einsprenglingscharakter erhält. In diesen Aggregaten isit der Biotit oft mit einer untergeordneten Menge der übrigen Glimmer assoziiert; die Biotitindividuen sind hier dick tafelförmig mit einer oft bedeutend grösseren Korngrösse (0.5 mm).

Die Menge dieses grünen Biotits wechselt in den gewöhnlichen Albitkeratophyren umgekehrt mit dem Erzgehalt. In dem analysierten kalifeldspatführenden Keratophyr (Analyse V) ist die Biotitmenge am grössten (= za. 15 Gew.%), der Biotit ist hier das einzige dunkle Mineral. Aus der Analyse gehen wenigstens die femischen Proportionen dieses Biotits mit voller Sicher-

heit hervor, weil alles Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO und auch TiO_2 und H_2O im Biotit enthalten sein muss. Die partielle Zusammensetzung des grünen Biotits ist die folgende (Biotitmenge = 15 Gew.%):

	Gew.-%	Mol. Zahl × 10 000
TiO_2	= 1.68	210
Fe_2O_3	= 3.20	200
FeO	= 11.07	1 541
MnO	= 0.28	39
MgO	= 1.40	347
H_2O	= 3.26	1 809
	20.89	

Das Molekularverhältnis $Fe_2O_3 : FeO : MgO = 9.4 : 74.3 : 16.3$; $\Sigma FeO : MgO = 85.1 : 14.9$

Es liegt also ein sehr eisenreicher Biotit vor; der Eisengehalt ist hauptsächlich als FeO vorhanden, worauf auch die grüne Farbe deutet. Die ganze Zusammensetzung lässt sich wegen der Unmöglichkeit, eine genauere volumetrische Analyse auszuführen, nicht berechnen. Nach der (unvollständigen) volumetrischen Analyse ist die Biotitmenge zu wenigstens 15 Gew.-% berechnet; wie aus der obenstehenden partiellen Berechnung der Zusammensetzung hervorgeht, ist die totale fem-Menge verhältnismässig klein, d. h. die Menge [$SiO_2 + Al_2O_3 + + K_2O$] muss sehr gross sein. Vielleicht ist dies richtig, und eine ausgeprägte phengitische-muskovitische Tendenz ist bei diesem Biotit herrschend. Bei betreffs der Fem : Alk : Al_2O_3 : SiO_2 normaler Zusammensetzung des fraglichen Biotites wäre seine Menge höchstens 9—10 Gew.-%. So klein kann aber nicht die Menge in Wirklichkeit sein; die fragliche Tendenz muss also existieren, kann aber stärker oder schwächer sein. Die dünnschuppige Ausbildung des Biotites macht, wie angedeutet worden ist, die Volumbestimmung und damit die Berechnung unsicher.

Grüner Biotit ist auch in kambrosilurischen Keratophyren aus brittischen kaledonischen Gebieten gefunden.[1] Auch ist grüner Biotit ein Bestandteil gewisser Nephelinsyenite (ex. Lichtfeld[2]). Die grüne Farbe des Biotites deutet sicherlich im allgemeinen auf einen hohen Ferro- und verhältnismässig kleinen Ferrigehalt; wo solcher Biotit als primärer Eruptivgesteinsbestandteil vorkommt, kann man alkalinen Charakter des Gesteins vermuten.

Schwach grüngelber Glimmer. Pleochroismus schwach: $\perp$ c = äusserst blass gelblich, beinahe farblos, // c sehr schwach gelbgrünlich. Infolge der Farbe würde er am ehesten zu den bisweilen vorkommenden, schwachgefärbten, oft sericitischen Muskoviten zu zählen sein, aber der Achsenwinkel ist sehr klein, $2E = 26^1/_2°$. Dieser eigentümliche und schwer klassifizierbare Glimmer fehlt in den meisten Typen; in den seltenen Fällen, wo er vorkommt, besteht der gewöhnliche Grundmassenglimmer aus dunkel olivgrünem Grundmassen-

[1] The Geol. of Knapdale etc. Mem. Geol. Surv. Scotl. 28 (1911), S. 92.
[2] Rosenbusch, Gesteinslehre, 1910, S. 140.

biotit, und der blassgrüne Glimmer bildet mittelgrosse—grosse, ausgeprägt poikiloblastische Individuen zusammen mit dichter angereichertem Magnetit in einsprenglingähnlichen Aggregaten. Die Aggregate aus Magnetit + Glimmer sind langgestreckt, ziemlich wohl begrenzt und haben einen Charakter, der die Auffassung berechtigt, dass sie umkristallisierte femische Einsprenglinge (Alkaliamphibol oder Ägirinaugit) seien. (Vergl. S. 304.)

Farbloser Glimmer. Die Bezeichnung »farblos» ist nicht ganz korrekt; // c wird zuweilen eine beinahe unmerkbare, grüngelbliche Färbung verspürt. Achsenwinkel normal.

In der Regel tritt er sericitisch in äusserst kleinen, dünnen, allotriomorphen Schuppen in der Grundmasse oder in den Feldspateinsprenglingen auf; er fehlt nie ganz, kommt aber doch immer in unbedeutenden Mengen vor. Daneben tritt er zuweilen in grösseren, oft licht poikilitischen Individuen mit ebenen Basisflächen und einer zerrissen allotriomorph entwickelten Prismazone auf. Diese grösseren Individuen sind immer selten und kommen in der Nähe von Plagioklaseinsprenglingsaggregaten oder Mandelausfüllungen vor. Nach allem zu urteilen machen diese grösseren Muskovittafeln *Porphyroblasten* aus. (Vergleiche das seltene Vorkommen kleiner Granatporphyroblasten!)

Erz. Wie oben erwähnt, bildet das Eisenerz (hauptsächlich Magnetit) in den meisten Fällen einen sehr bedeutenden Teil der Grundmasse. Das gewöhnlichste Erzmineral ist *Magnetit*, der meistens ganz kleine Individuen, gewöhnlich in Form von schönen Oktaedern bildet, die in der Grundmasse ziemlich gleichmässig verteilt liegen. Bisweilen besteht das opake Eisenerz aus tafelförmigen, kleinen, oft einfach skelettstruierten Individuen, die mehr oder weniger stark zu kleinen Aggregaten von einem dünnen Skelettcharakter angereichert sind. Einer der analysierten Keratophyre (Analyse VII) ist eine Varietät mit einem ähnlichen Eisenerz als einzigem dunklen Mineral; der aus der Analyse hervorgehende Titangehalt kann nur in gerade diesem Eisenerz stecken, das also aus *Ilmenit* nebst ausgeprägtem Titanomagnetit bestehen dürfte. Die Mineralberechnung aus der Analyse VI zeigt auf Grund der aus der Analyse V erhaltenen Zusammensetzung des grünen Biotits der Keratophyre, dass der Titangehalt der fraglichen Varietät (Analyse VI) grösstenteils im Erzminerale enthalten ist, das auch hier eine tafelförmige—skelettartige Ausbildung hat. Ausser dem opaken Eisenerz kommt in gewissen Fällen Hämatit in Form von äusserst kleinen, braunrot durchscheinenden kleinen Tafeln vor.

Der Gehalt an Eisenerz variiert wie der Biotitgehalt stark; gewöhnlich kommt sowohl Biotit als auch Eisenerz in ziemlich gleichartigen Proportionen vor, beide reichlich oder spärlich, aber sehr oft fehlt eins von beiden, und das einzige dunkle Mineral des Gesteins besteht entweder aus Eisenerz oder aus Biotit (von einem zuweilen vorkommenden, nur akzessorischen Gehalt an eisenreichem Epidot abgesehen). Das letztere Verhältnis (nur Biotit) ist nur beim kalifeldspathaltigen Keratophyr gefunden worden.

Epidotminerale. In der Grundmasse sämtlicher Keratophyre kommt ein immer sehr unbedeutender, gewöhnlich nur akzessorischer Epidotgehalt vor. Der Epidot bildet äusserst kleine, beinahe mikrolithische, kurze Prismen, die

Analyse 8.

Gesteinsanalyse VI.

Keratophyr mit Biotit und Magnetit Agglomeratball. Tal n. vom Mortotjåkko, S. Storfjället. Analytiker: A. Bygdén.

	Gew.-%	Mol. Prop. × 10 000	Norm.		
SiO_2	74.97	12 483	Q =	34.50	
TiO_2	0.43	54	Or	3.22	F = 60.34
Al_2O_3	12.09	1 187	Ab	55.65	
Fe_2O_3	2.31	145	An	1.47	
FeO	1.27	147	C	0.34	
MnO	0.04	6	Σ Sal	95.18	
MgO	0.33	82	$MgSiO_3$	0.83	
CaO	0.81	144	Mt	2.83	
BaO	0.02	1	Il	0.83	
Na_2O	6.48	1 045	Ap	0.35	
K_2O	0.54	57	Σ Fem	4.84	
P_2O_5	0.14	10	Σ	100.02	
CO_2	0.26	59	$CaCO_3$	0.60	
H_2O	0.22	122	H_2O	0.22	
	99.91				

Sp. Gew. = 2.69

Prop. im femischen Silikat:
FeO : MgO : CaO = 0 : 100 : 0 (!!)

Chemische Konstanten nach der Berechnungsmethode in dieser Arbeit:

Fem : Ca : Alk = 31.80 : 4.93 : 63.25
An : Ab : Or = 2.35 : 91.35 : 5.05
FeO : MgO : CaO = 85.25 : 14.75 : 0
Femca : Alk : Si = 4.69 : 14.21 : 81.10

zuweilen gleichmässig verbreitet liegen, aber gewöhnlich hier und da zu kleinen Aggregaten weniger Individuen zusammengeballt sind. Es ist schwer, optische Bestimmungen dieses sehr kleinprismatischen Epidots auszuführen; die Farbe ist wasserklar, aber die Doppelbrechung kann doch soweit festgestellt werden, dass man sieht, dass Zoisit nicht vorliegt. In der Regel dürfte der Epidot eine Doppelbrechung zwischen 0.010 und 0.025 haben und also aus ziemlich eisenarmen Gliedern bestehen. Die Doppelbrechung ist gewöhnlich höher, je geringer der Epidotgehalt ist.

In den bisweilen auftretenden einsprenglingähnlichen femischen Aggregaten (siehe unten) kommt Epidot in grossen, unregelmässig gerundeten Individuen oder ein wenig zusammengeballten, zusammenhängenden, dichten Aggregaten vor. Dieser Epidot ist merkbar braungefärbt und pleochroitisch, deutlich zonargebaut mit sehr hoher Doppelbrechung im Kern und also eisenreich.

Apatit kommt akzessorisch in kleinen Prismen vor und ist in mehreren Dünnschliffen nachweisbar, woneben seine Existenz aus den P_2O_5-Werten der Analysen hervorgeht.

Analyse 9.

Gesteinsanalyse VII.

Quarzkeratophyr mit Magnetit (als einzigem femischen Mineral). Agglomeratball. Tal n. vom Mortotjåkko, S. Storfjället. Analytiker: R. Blix.

	Gew.-%	Mol. Prop. × 10 000
SiO_2	80.83	13 459
TiO_2	0.36	45
Al_2O_3	10.13	993
Fe_2O_3	0.79	49
FeO	0.95	132
MnO	Spur.	—
MgO	0.07	17
CaO	0.27	48
Na_2O	5.61	905
K_2O	0.44	47
P_2O_5	Nichts.	—
CO_2	0.03	7
H_2O^{+105}	0.48	266
	99.96	

Norm:

Q	45.55	
Or	2.61	F = 51.20
Ab	47.42	F = 51.20
An	1.17	F = 51.20
Σ Sal	96.75	
Hy	0.67	
Mt	1.14	
Il	0.68	
Σ Fem	2.49	
$CaCO_3$	0.07	
H_2O	0.48	
	99.79	

Fem. Prop. in Hy:
FeO : MgO = 69 : 31

Chemische Konstanten nach der Berechnungsmethode in dieser Arbeit:

Fem : Ca : Alk = 19.82 : 3.69 : 76.49 ($CaCO_3$ abgezogen)
An : Ab : Or = 2.16 : 93.00 : 4.83 »
FeO : MgO : CaO = 93.12 : 6.88 : 0 »
Femca : Alk : Si = 2.12 : 12.10 : 85.78 »

Titanit kommt nur ausnahmswesei und dann spärlich akzessorisch als ganz kleine Aggregate vor.

Granat tritt bisweilen als ganz sporadische, sehr kleine Porphyroblaste auf.

Die femischen Minerale kommen, wie aus der vorstehenden Beschreibung hervorgeht, grösstenteils in der Grundmasse des Gesteins feinkristallin verteilt vor. In einigen Handstücken und Dünnschliffen können daneben distinkte Aggregate aus femischen Mineralen unterschieden werden; in den meisten Fällen fehlen sie aber. Diese Aggregate treten makroskopisch als dünne, langgestreckte kleine dunkle Streifen-Flecke hervor; in Dünnschliffen sieht man sie als ziemlich dichte, zusammenhängende, in den meisten Schnitten langgestreckte Anhäufungen derselben femischen Minerale, die in der Grundmasse auftreten, nur dass die Korngrösse bedeutend vermehrt ist.

Diese Aggregate, die in der Regel 1—3 mm lang, 0.2—0.5 mm dick sind, bestehen also aus grünem Biotit, Magnetit und zuweilen auch aus eisenreichem Epidot, woneben der eigentümliche, schwach grüngefärbte Glimmer (wenn er vorkommt) vor allem in diesen Aggregaten enthalten ist. Während die femischen Minerale der Grundmasse wohl meistens primäre Minerale sind

Analyse 10.

Gesteinsanalyse V.

Mikroklinführende Quarzkeratophyr mit grünem Biotit (als einzigem femischen Mineral). Lavabett. Tal n. vom Mortotjåkko, S. Storfjället. Analytiker: G. Assarsson.

	Gew.-%	Mol. Prop. × 10 000
SiO_2	76.80	12 795
TiO_2	0.25	31
Al_2O_3	11.87	1 164
Fe_2O_3	0.48	30
FeO	1.66	231
MnO	0.04	6
MgO	0.21	52
CaO	0.20	36
BaO	0.02	1
Na_2O	3.75	605
K_2O	4.03	428
P_2O_5	0.03	2
CO_2	0.01	2
$H_2O^{+\,100}$	0.49	272
	99.84	

Sp. Gew. = 2.66

Norm:

Q	37.82	
Or	23.80	F = 56.28
Ab	31.70	F = 56.28
An	0.78	F = 56.28
C	1.05	
Σ Sal	95.15	
Hy	2.86	
Mt	0.70	
Il	0.47	
Σ Fem	4.03	
$CaCO_3$	0.02	
H_2O	0.49	
	99.69	

Fem. Prop. in Hy:
FeO : MgO = 69.2 : 30.8

Chemische Konstanten nach der Berechnungsmethode in dieser Arbeit:

Fem : Ca : Alk. = 24.60 : 2.54 : 72.87
An : Ab : Or = 1.19 : 55.20 : 43.60
FeO : MgO : CaO = 87.02 : 12.98 : 0
Femca : Alk : Si = 3.34 : 13.39 : 83.25

(oder Umkristallisationsprodukte der eventuellen Glasbasis repräsentieren), können die femischen Aggregate mit grösster Wahrscheinlichkeit als *Umkristallisationsprodukte femischer Einsprenglinge* betrachtet werden. Betreffs des primären Charakters dieser Einsprenglinge sei auf die ausführlichere Diskussion S. 304 verwiesen; wahrscheinlich haben sie aus Alkaliamphibol (Riebeckit; Arvedsonit-Cossyrit), möglicherweise auch aus Ägirin-Ägirinaugit bestanden.

Aus der normalen Keratophyrserie (ohne Kalifeldspat) sind zwei Analysen ausgeführt worden. Beide beziehen sich auf ziemlich quarzreiche Glieder, die eine auf eines mit Biotit und Magnetit als dunklen Mineralen, die andere auf einen biotitfreien, nur Eisenerz als dunklen Bestandteil führenden Quarzkeratophyr (mit Einsprenglingsquarz).

Ein Repräsentant der seltenen kalifeldspatführenden Keratophyre ist auch analysiert worden. Der Einsprenglingsfeldspat ist ausschliesslich Albit, in welchem der Kalifeldspat aber unregelmässige Tropfen grobperthitischen Charakters bildet, besonders in der Aussenzone der Albiteinsprenglinge. Seine

Menge in den Einsprenglingen ist höchstens 15—20 %. Daneben ist er ziemlich reichlich in der mikrogranoblastischen—diablastischen Grundmasse vorhanden. Der Kalifeldspat ist meistens ganz klar; nur untergeordnet, aber nicht ausnahmsweise, zeigt er eine sehr zarte Mikroklinlamellierung.

Das einzige dunkle Mineral ist grüner Biotit — daneben kommt auch untergeordnet der obenerwähnte blass grünliche, beinahe farblose Glimmer vor.

Tuffe.

Basische Tuffe.

Kalzit-Amphiboltuff.

Auf sämtlichen Lokalen beginnt die Mesketserie mit äusserst stark kalkbetonten Gesteinen. In den Eruptionszentren tritt selten reiner Kalkstein auf, sondern Silikat(Effusiv-)material ist immer in grosser Menge in dem Gestein enthalten. In der südlichen Hälfte des S. Storfjället besteht das unterste Glied meistens aus einem äusserst charakteristischen *Kalk-Amphiboltuff*. Die Struktur ist massenförmig mittelkörnig mit ziemlich grossen, dunkelgrünen Amphibolflecken in einer gelb-braunverwitternden Karbonatmasse. Der Amphibol ist eine grüne, ganz blasse, »gemeine Hornblende» mit Pleochroismus α = blass grüngelb—beinahe farblos, β = blass grasgrün (etwas schmutzig), γ = bläulich grasgrün (blass); $\alpha < \beta = \gamma$.

$c : \gamma = 12^1/_2—14°$.

$\gamma - \alpha = 0.025—26$.

Der Kalkspat bildet teils grosse Marmoraggregate aus gerundeten Individuen mit eindringendem splittrigem Amphibol, teils kleine Partien in den Hornblende-Epidot- usw. -Aggregaten.

Nebst den Hauptbestandteilen Hornblende und Kalkspat ist ein oft nicht unwesentlicher Gehalt an Quarz, Plagioklas und untergeordnet Biotit und farblosem Glimmer nebst Titanit und Eisenerz vorhanden.

Der Epidot besteht aus vereinzelten, grossen, kräftig zonargebauten Prismen. $\gamma - \alpha = 0.013$ (Kern) bis 0.005 (Aussenzone) und in reichlicher Menge ganz kleine, dicht angehäufte Prismen aus Klinozoisit.

Der Quarz und der Plagioklas bilden untergeordnet auftretende, schlierenförmige Aggregate klastischen Charakters. Der Plagioklas ist oft albitlamelliert und ziemlich frisch, und entspricht dann ungef. An_{40-50} (basischen Andesin—Labrador).

Der Biotit und der farblose Glimmer bilden einzelne kleine Schuppen.

Von dem Wechsel der Mineralproportionen in den typischen Amphibol-Kalkspattuffen geben folgende volumetrische Analysen eine Vorstellung. I. Amphibol = 55 %, Kalkspat = 35 %, das übrige = 10 % (Quarz + Feldspat = 5 %, Epidot = 4 %, Glimmer (+ Magnetit + Titanit) = 1 %). II. Amphibol = 46 %, Kalkspat = 49 %, das übrige = 5 %.

Dieser Kalk-Amphiboltuff mit ungef. gleichen Proportionen Kalkspat : Hornblende geht seitlich (also in stratigraphisch demselben Niveau) durch

abnehmenden Hornblendegehalt kontinuierlich in Kalzit-(Epidot-, Plagioklas-) Quarztuffe über, aufwärts durch abnehmenden Karbonatgehalt in Amphibolsaussurittuffe. *Die hornblendearmen Kalzit-Quarztuffe* haben qualitativ denselben Mineralbestand wie der Hornblende-Kalzittuff mit fast identisch derselben Hornblende (nur etwas stärkerem Pleochroismus), obgleich, wie oben erwähnt, die Mineralproportionen ganz andere sind. Als Beispiel kann ein Kalzit-Quarztuff vom S-Absturze des Mortotjåkko herangezogen werden: Kalkspat = 57 %, Hornblende = 7 %, Klinozoisit = 11 %, Quarz-Feldspat = 25 %.

Bei immer mehr abnehmendem Hornblendegehalt erhält man schliesslich ganz hornblendefreie Endglieder. So tritt z. B. auf der nördlichen Seite des S. Storfjället ein vollkommen hornblendefreier Kalzit-Quarztuff mit untergeordnetem Albitgehalt und akzessorisch farblosem Glimmer und Titanit auf. Dieses Gestein macht eine Varietät eines sehr eigentümlichen und für die Mesketserie äusserst charakteristischen Gesteins aus, *des weissen rostenden Quarzites* (siehe S. 103), der zuweilen mit arkosähnlichen, kalkigen Tuffen, kalkzementierten Agglomeraten und Tuffbreccien assoziiert vorkommt und eines der untersten Glieder der Mesketserie bildet. Sein Auftreten ist sporadisch mit oft grosser Mächtigkeit, aber unbedeutender Dauerhaftigkeit, woneben die Quarzitbänke durch in ihrem Kontakte ausgelöste kleine Verschiebungen gewöhnlich in sekundäre Lage kommen. Seine exakte stratigraphische Höhe in der Mesketserie ist also schwer anzugeben — es bildet, wie oben erwähnt, eines der untersten Glieder, entweder das allerunterste äquivalierend und in die oben beschriebenen amphibolarmen Kalk-Quarztuffe übergehend, oder nur von wenig mächtigem Kalkamphiboltuff, kalkzementiertem Agglomerat oder Mesketmarmor unterlagert.

Im S. Storfjället bildet der typische weisse Quarzit eine sehr mächtige (50—100 m) Bank im O-Absturze des Mortotjåkko, deren Erstreckung jedoch nur ungef. $1^1/_2$ km ist, und einen ebenfalls mächtigen Horizont längs dem südl. Fusse des Ristjåkko. Weiter kommt er mit unbedeutender Mächtigkeit in den Arefjällen und in den Mesketstrichen S vom Jovattenstale vor; ausserhalb des S. Storfjället um das Nedre Ältsvattnet im N. Storfjället, im Jofjället N. vom Övre Jovattnet und mit bedeutender Mächtigkeit um die westl. Spitze des Skalvatten (N. vom Skalmodal). Besonders in den Gegenden, wo sich eine wiederholte Isoklinalfaltung oder eine schuppenartige Überschiebungstektonik in einer Mesketformation in Chloritschieferfazies geltend macht, macht der weisse, rostende Quarzit, am liebsten mit dem Marmor kombiniert, einen guten stratigraphischen Leithorizont aus.

Der Übergang in amphibolführenden Tuff ist schon geschildert worden. In chloritverschieferten Gebieten erhält oft der stark verschieferte weisse Quarzit eine beginnende schwache Beimengung von Chlorit und Sericit und geht kontinuierlich in die da gewöhnlichen chlorit-sericit-quarzphyllitischen Tuffe über.

Der Kalzit-Saussurit-Amphiboltuff geht durch das Verschwinden des Kalzites in den in den zentralen Grünsteineruptionsgebieten am meisten verbreiteten Tufftypus, den Saussurit-Amphiboltuff, über.

Saussurit-Amphiboltuff.

Saussurit-Amphiboltuffe bilden, z. B. im Mortotjåkkomassive, als Matrix in Agglomeraten und Tuffbreccien und als reines Tuffgestein, Betten in der gesamten Mächtigkeit von einigen hundert Metern.

Die Mineralproportionen und die Strukturverhältnisse können, wie die optischen Konstanten der enthaltenen Minerale, variieren, aber im ganzen sind die Variationen klein und das Gestein von einem sehr einheitlichen Charakter.

Der Mineralbestand ist grüne Hornblende, Epidot, saurer Plagioklas, Biotit, gewöhnlich Quarz, zuweilen Chlorit, akzessorisch Magnetit, farbloser Glimmer, Titanit, bisweilen auch Kalkspat.

Makroskopisch ist das Gestein grün bis blassgrün schmutziggrau, das letztere bei hohem Saussurit- und geringem Amphibolgehalt. Makroskopisch deutlich unterscheidbar ist der Amphibol, der als langgestreckte, dunkelgrüne Kleinfleckigkeit gegen die helle Saussuritmasse hervortritt. Die Struktur ist massenförmig, oft mit einer schwach schiefrigen, auf relativer Parallelorientierung der Hornblende beruhenden Textur. Sehr charakteristisch ist eine zuweilen sehr schön garbige Textur, die durch die Ausbildung langprismatischen Amphibols in divergentstrahliger Verteilung verursacht ist.

In Dünnschliffen wird das Strukturbild von Einsprenglingen aus gewöhnlich stark saussuritisiertem Plagioklas (seltener sind unzweideutig uralitische Einsprenglinge von dem kurzprismatischen Typus der Uralitporphyrite) in einer durch die Anreicherung des Amphibols und des Biotites zu kurzen oder langen Schlieren schiefrigen Masse beherrscht. Der Amphibol bildet in dem normalen Strukturtypus grosse linsenförmige Aggregate, seltener eigentliche, hervortretende Einsprenglinge (siehe oben), in den garbigen Varietäten dagegen sehr grosse, langgestreckte Prismen.

Der *Amphibol* ist in sämtlichen Varietäten eine grüne »gemeine Hornblende» mit auffallend grünem Ton für γ. Im übrigen variiert er in struktureller, vor allem aber in optischer Hinsicht in den verschiedenen Typen.

Der Pleochroismus ist ziemlich stark: α = gelblich, β = moosgrünbraun bis schmutzig grasgrün, γ = bläulich grün—blaugrün. $\alpha < \beta = \gamma$. Die garbige Hornblende ist dunkler mit starkem Pleochroismus: α = gelb, β = dunkel moosgrün, γ = dunkel blaugrün, $\alpha < \beta = \gamma$.

Die Auslöschung $c : \gamma$ variiert von 12.5—20°;

die Doppelbrechung ebenfalls, mit $\gamma - \alpha = 0.019$—0.023.

Die Variationen der Auslöschung und der Doppelbrechung sind in einer Anzahl genauer Messungen auf folgende Weise kombiniert worden:

1) $c : \gamma = 12.5°$; $\gamma - \alpha = (0.022)$—$0.023$.
2) $c : \gamma = 16.5°$; $\gamma - \alpha = 0.022$.
3) $c : \gamma = 19.5°$; $\gamma - \alpha = 0.019$—(0.020).
4) $c : \gamma = 19.5°$; $\gamma - \alpha = 0.019$—0.020.

Von diesen Hornblenden ist Nr. 1 relativ hell und ausgeprägt bläulich; auch durch ihr $(c : \gamma) : (\gamma - \alpha)$-Verhältnis zeigt sie eine glaukophanorientierte

Tendenz. Aus speziell mineralogischen Gründen ist eine Analyse derselben ausgeführt worden.

Analyse II.

Mineralanalyse 3. Hornblendeanalyse III.

Blaugrünliche Hornblende aus Amphiboltuff. Mortotjåkko, S. Storfjället. Analytiker: R. Blix.

	Gew.-% a	Gew.-% b	Gew.-% c	Mol.Prop. × 10 000				
SiO_2 . .	44.94	44.14	44.92	7 479	7 583		98.10	
TiO_2 . .	0.82	0.82	0.83	104				
Al_2O_3 . .	15.66	15.00	15.26	1 595	1 850	20.63	23.94	$R_2O_3 + R_2O = 29.74$
Fe_2O_3 . .	4.01	4.01	4.08	255		3.30		
FeO . . .	9.40	9.40	9.57	1 332	3 491	17.37	45.20	100.00
MnO . .	0.063	0.063	0.064	9				
MgO . .	8.52	8.52	8.67	2 150		27.83		
CaO . . .	11.17	10.67	10.86	1 936	1 936		25.06	RO = 70.26
Na_2O .	2.41	2.41	2.45	395	448		5.80	
K_2O . . .	0.49	0.49	0.50	53				
H_2O* . .	2.76	2.76	2.81	1 560			20.20	
	100.24	98.27	100.01					

* = Glühverlust + 105°

Sp. Gewicht = 3.109

$c : \gamma = 12.5°$

$\gamma - \alpha = 0.022$

a = die Originalanalyse, b = a mit Abzug von 2 Gew.-% Zoisit (Tonerdeepidot), c = b auf 100.00 umgerechnet.

Das Mineral ist durch Separierung in Clericis Lösung aus dem pulverisierten Gestein ausgeschieden. Eine geringe Beimengung von Klinozoisit exakt desselben spezifischen Gewichts wie die Hornblende war aber nicht zu vermeiden. Die Zoisitmenge wurde unter dem Mikroskop zu ungef. 2 % des Volumens, und dann auch des Gewichts, bestimmt. Das spez. Gewicht von ungef. 3.11 bei dem fraglichen Mineral zeigt, dass es beinahe reiner Tonerdeepidot (Zoisit oder Klinozoisit) sein muss.

Die Analyse zeigt einen für »gemeine Hornblende» maximalen Sesquioxyd- (speziell Tonerde-) und Alkali-(Na)Gehalt (20.64 Al_2O_3 + 3.33 Fe_2O_3 = 23.97 R_2O_3 und 5.90 Na_2O + K_2O, alles in Mol.-% der Basen), der also den normalen R_2O_3- und Alkaligehalt der R_2O_3-Alkali-reichen Glieder der »gemeinen Hornblenden» bedeutend überschreitet.[1]

Nr. 3 und 4 sind von der garbigen Varietät. Betreffs Habitus, Pleochroismus und Auslöschung-Doppelbrechungslage erinnert diese Garbenhornblende an die analysierte Garbenhornblende aus einem Hornblende-Albitgranitmigmatit

[1] Doch ist sie ja gar kein Glaukophan, sondern eine Kalkhornblende mit normalem Kalkgehalt.

(Hornblendeanalyse IV, Analyse Nr. 18, S. 108). Gleich dieser ist sie wahrscheinlich auch alkalireicher und hat grösseren Fe_2O_3-Gehalt.

Habituell wechselt die Hornblende ziemlich stark. In den nicht garbigen Typen ist sie äusserst stark zerrissen—zersplittert prismatisch, die grössten Individuen ungef. 3 × 0.5 mm mit davon bis zu beinahe mikrolithischen abnehmenden Grösse. In der Regel sind die grössten Prismen 1—2 mm lang. Bisweilen bildet sie grosse, einige mm lange, augenförmige Aggregate aus zerrissen allotriomorphen Individuen. Poikilitische Einschliessungen vor allem aus Quarz sind gewöhnlich. Verwachsungen von Hornblende und Biotit in Aggregaten sind nicht ungewöhnlich, woneben Lappen aus Biotit zuweilen in der Hornblende enthalten sind. Die garbige Hornblende bildet grosse, bis 5 mm lange, divergent verteilte Tafeln. Sie sind jedoch sehr schlecht ausgebildet, entbehren kristallographisch einheitliche Begrenzungsflächen und sind reich an grossen poikiloblastischen Einschliessungen.

Besonders die Garbenhornblende, aber auch die Hornblende der übrigen Typen ist also typisch amphibolitisch, *nicht* paramorph nach Augit umkristallisiert worden. Indessen kommen dann und wann dickprismatische Einsprenglinge von demselben Typus wie die Hornblendeeinsprenglinge der Uralitporphyrite vor; ausser der habituellen Übereinstimmung sind sie auch darin gleich, dass *Zwillingsbildung* gewöhnlich ist, und dass die im übrigen absolut einheitlich auslöschenden Hornblendepartien ungleichmässig fleckig sind, mit bedeutend helleren Partien, vor allem in den Kernen der Einsprenglinge. Die helleren Flecke haben auch etwas höhere Doppelbrechung, obgleich dieser Unterschied nicht ebenso deutlich wie in den am besten ausgebildeten Einsprenglingen der Uralitporphyrite in Erscheinung tritt.

Die deutlichen Einsprenglinge des Tuffes sind unzweifelhaft uralitischen Charakter, d. h. Augitparamorphosen mit gewissem Substanzaustausch. Zwillingsbildung und Fleckigkeit treten auch in den inneren Partien unregelmässiger allotriomorph begrenzter Aggregate oder in kleinen Individuen auf. In gewissem Umfang entsprechen also wahrscheinlich die Kernpartien der normalen grossen Hornblendeindividuen des Tuffes ursprünglichen Augitkristallen oder -fragmenten, welche in Verbindung mit amphibolitischer Neukristallisation des ganzen Gesteins uralitisiert worden sind, wobei ein Teil der ganz neugebildeten Amphibolsubstanz sich bei ihrer Kristallisation an die fraglichen Uralitkerne angeschlossen hat.

In den *Garbenamphiboliten* hat eine Umkristallisation der ganzen Amphibolmenge zu wenigen, sehr grossen Individuen stattgefunden, die als Porphyroblasten zu betrachten sind; die Ursache davon dürfte teils in dem starken »Kristallisationsvermögen» der hastingsitisch betonten Amphibole liegen, teils in der von der uralitischen Hornblende abweichenden Zusammensetzung der fraglichen Hornblende, kombiniert mit dem wichtigen Umstande, dass *der Hornblendegehalt dieser garbenamphibolitischen Tuffe verhältnismässig gering ist.* Porphyroblastausbildung desjenigen Charakters, von dem hier die Rede ist, scheint u. a. vorauszusetzen, dass die Konzentrationsverhältnisse derart sind, dass die Menge der neugebildeten Mineralvarietät nicht allzu gross im Verhältnis

zu den Mineralen ist, auf deren Kosten (oder durch deren gegenseitige Reaktionen) das neue Mineral gebildet wird; dies in voller Analogie z. B. mit der Biotitporphyroblastausbildung in den Glimmerphyllitschiefern bis -Quarziten. (Siehe S. 40, 42 u. 44.)

Der *Plagioklas* besteht zum Teil aus bisweilen 5 mm, in der Regel jedoch nur $^1/_2$—1—2 mm grossen Einsprenglingen. Sie sind meistens gerundet kurzprismatisch—dicktaflig und äusserst stark saussuritisiert. Besonders in ein

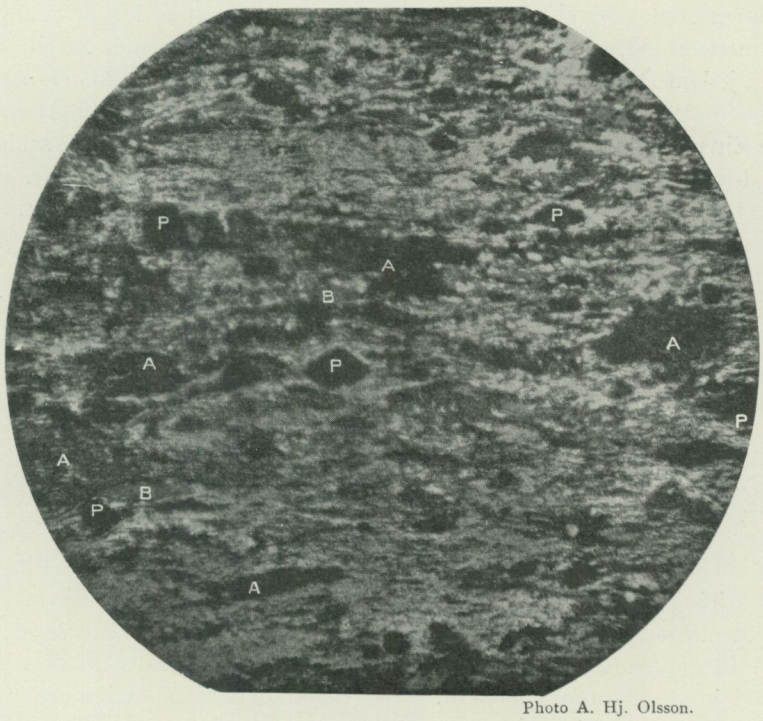


Photo A. Hj. Olsson.

Fig. $31^1/_2$. Saussurit-Amphibol-Biotittuff. »Einsprenglinge» von ganz saussuritisiertem Plagioklas (P), die ganz undurchsichtig sind, nebst grossen Amphibolindividuen oder -aggregaten (A) und Biotitschuppen (B). Die »Grundmasse» aus Amphibol, Biotit, Epidot (mehr oder weniger dunkel), Albit und Quarz (hell). Vergrösserung 12 ×. Nic. —.

wenig quarz-biotitreicheren Gliedern treten sie bei schwacher Vergrösserung als beinahe opake, gerundete, augenförmig langgezogene Anhäufungen feinkristallinen Zoisits hervor. Dieser am stärksten saussuritisierte Plagioklas bleibt auch bei der grössten Vergrösserung ein mikrolithisches Gewirre aus Zoisit; nur eine schwache Aufhellung und Verdunklung gewisser Partien bei Drehung unter gekreuzten Nicols gibt an, dass die zurückgebliebene albitische Feldspatsubstanz in gewissem Grade eine einheitliche optische Orientierung behält.

In den meisten Fällen machen aber — auch bei sehr starker Saussuritisierung — die Plagioklaseinsprenglinge optisch-kristallographisch einheitliche Komplexe aus, mit vollkommen erhaltener Zwillingslamellierung, Spaltbarkeit

usw. Zwillingsbildung, vor allem nach dem Albit- und Karlsbadergesetze, ist gewöhnlich.

Irgendein Zonarbau kann betreffs Auslöschung usw. in der jetzigen Plagioklassubstanz nicht verspürt werden, dagegen wird aber *eine deutliche Zonarbildung des ursprünglichen Plagioklases* durch die oft vorkommende zonare Verteilung des Zoisites angegeben, wobei der Zoisit in dem Kern oder in mit der Kristallbegrenzung konformen konzentrischen Zonen angereichert ist.

Die Entkalkung der Plagioklassubstanz ist also geschehen, bis eine bestimmte Zusammensetzung erreicht worden ist, unabhängig von der ursprünglichen Zusammensetzung, wobei die ganze überschüssige Anortitmenge Zoisit gebildet hat. In jedem Dünnschliff ist (gemäss mehreren genauen Messungen nach verschiedenen Methoden) diese aktuelle Plagioklaszusammensetzung konstant für die Einsprenglinge; auch in verschiedenen Dünnschliffen aus verschiedenen Teilen des zentralen Verbreitungsgebietes des Amphibol-Saussurittuffes variiert der Wert wenig (von An_{20}-An_{24}). Äusserst stark saussuritisierte und nur schwach zoisitgespickte Einsprenglinge können, immer mit derselben aktuellen Zusammensetzung, in demselben Dünnschliff vorkommen.

In dem, vom Gesichtspunkte der Thermometamorphose aus, relativ einheitlichen Gebiete, welches das Mortotjåkkomassiv ausgemacht hat, ist diese Zusammensetzung beinahe konstant (von An_{20}—An_{24} variierend) und markiert die Stabilitätsgrenze des Plagioklases gegen die An-Seite[1] bei der (tiefsten) Temperatur, bei welcher das Gestein bedeutend chemisch mobil gewesen ist, d. h. Umkristallisation und Anpassung an die neue Stabilitätslage stattgefunden hat.

Ausser als saussuritisierte Einsprenglinge (deren Grösse, wie oben erwähnt, bis auf ein paar Zehntel mm heruntergehen kann, wobei der Name »Einsprenglinge» unrichtig ist, da es sich hier nicht um als »Einsprenglinge» hervortretende Individuen, sondern um relativ kleine klastische Plagioklasfragmente handelt), kommt Plagioklas als ein feinkristalliner, klarer (nicht saussuritisierter) Bestandteil in der Grundmasse vor. Die Ausbildung ist allotriomorph; Albitlamellierung kommt nicht selten vor, bildet aber doch eine Ausnahme. Gemäss der maximalen Auslöschung in Schnitt $\perp$ 010 und den Lichtbrechungsverhältnissen zu Quarz und Kollolith besteht er aus Albit, ungefähr An_5—An_{10}.

Epidotminerale kommen, ausser mikrolithisch in dem saussuritisierten Plagioklase, in bedeutend gröberer Ausbildung in dem übrigen Gestein (»der Grundmasse») vor. Gewöhnlich bilden sie mittelgrosse bis kleine, dicke idiomorphe Prismen, die in die Grundmasse reichlich gestreut und hier und da zu feinkristallinen kleinen Haufen verdichtet worden sind, welche die Lage eines ursprünglich basischen Plagioklasfragmentes markieren. Die Grenze zwischen dem reinen Plagioklassaussuritklinozoisit und dem Epidote des übrigen Gesteins ist also nicht scharf. Andererseits wird der Epidot stellenweise zu Schlieren mit wesentlich gröberen Prismen angereichert, die oft so dicht liegen, dass sie panidiomorphe Aggregate mit nur unbedeutendem Gehalt an anderen Mineralen bilden. Diese

[1] Siehe S. 200 ff.; S. 219 ff.

Schlieren sind in der Regel ziemlich lang, in der Schieferungsrichtung gestreckt; dann und wann bilden sie, zuweilen mit Kalkspat zusammen, über den ganzen Dünnschliff zusammenhängende, epidotreiche Niveaus im Gestein (natürlich in der Schieferungsrichtung).

Der Epidot ist in der Regel farblos, in den grossen Individuen äusserst blass gelblich mit in der Regel ausgeprägtem Zonarbau. Die Doppelbrechung variiert in der Regel von ungef. 0.015—0.025 (Aussenzone) bis 0.03c—35 (Kern), was einem Fe-Epidotgehalt von 12—20 bis 21—25 Mol.-% entspricht. Die Doppelbrechung der allerkleinsten Individuen entspricht ungefähr den geringsten Werten (Aussenzone) und wird zuweilen ein wenig niedriger.

Biotit bildet einen stets vorhandenen Hauptbestandteil der Amphibol-Saussurittuffe, im ausgeprägten Gegensatz zu den effusiven Amphiboliten. Im Verhältnis zu Amphibol und »Saussurit» im weitesten Sinne (saurer Plagioklas + Epidot) ist er deutlich untergeordnet; die Menge beläuft sich in den nicht garbigen Typen auf 2—5 Volum-%, ist aber in den garbigen grösser, bis zu 16 Volum-%.

Er bildet vereinzelte, schlecht idiomorphe Schuppen, oft in Aggregaten zusammen mit Hornblende und zuweilen in reinen, schwach divergenten panidiomorphen Biotitaggregaten. Oft sind dabei Biotit und Hornblende in gewissen Niveaus stark angereichert worden, wodurch die primär schiefrig gebänderte Zusammensetzung des Tuffes hervorgehoben wird.

Der Pleochroismus des Biotites wechselt ziemlich stark mit dem Charakter des Tuffes.

Die *nicht garbigen* Typen haben einen rein braunen Biotit mit normal starkem Pleochroismus, α = gelblich, $\beta = \gamma$ = kräftig sepiabraun.

Der Biotit des *garbigen* Tuffes dagegen ist nicht rein braun, sondern olivbraun bis olivgrün (in den ausgeprägtest garbigen Typen) mit sehr starkem Pleochroismus: α = grüngelblich blass, $\beta = \gamma$ = dunkel olivbraun(—olivgrün). Hierdurch nähert er sich dem Biotit der Keratophyre (und gewisser Keratophyrtuffe), welcher aber noch grüner und bei der gewöhnlichen Dicke der Dünnschliffe // (010) beinahe opak ist.

Biotit mit ausgeprägt grünlichem Farbenton ist in dieser Arbeit vom Verfasser als Kriterium primär alkalinen Charakters der sauren Effusive des S. Storfjället und ihrer Tuffe angeführt worden; unter den Amphibol-Saussurittuffen tritt er in den garbenausgebildeten Gliedern auf, wo die Hornblende sicher ausgeprägt alkalin ist. Im übrigen sei auf die Darstellung S. 88. verwiesen.

Chlorit tritt nur ausnahmsweise auf; in den meisten Dünnschliffen fehlt er ganz.

In der *garbigen Varietät* ist in einem Falle ein relativ grosser Gehalt an Chlorit angetroffen worden. Der Chlorit bildet da mässig dünne Tafeln-Schuppen, die eine sehr grosse habituelle Ähnlichkeit mit dem Biotite haben, und bei denen die Basisflächen in der Regel wohl, die Flächen der Prismazone dagegen zerrissen allotriomorph ausgebildet sind. Sehr gewöhnlich ist eine parallele Verwachsung mit Biotit, wobei der Biotit in der Regel eine Mittellamelle

mit Chlorit auf beiden Seiten bildet; zuweilen kommt wiederholter Wechsel vor, also mit Chlorit auch als innere Lamellen in den Packen. Schnitte fast gänzlich // (010) zeigen in der Regel einen äusserst diffusen Übergang zwischen Biotit und Chlorit mit oft randlich ausgebildetem Chlorit; aus dem Schnitte ⊥ (010) geht aber hervor, dass die Verwachsung sehr scharf ist und beinahe immer mit 010 als Verwachsungsfläche ganz eben verläuft. Es gibt jedoch deutliche, obgleich quantitativ äusserst untergeordnete Ausnahmen.

In einer Zone längs einer einen ganzen Dünnschliff durchziehenden quarzgefüllten Spalte tritt der Chlorit sehr reichlich auf und ersetzt hier fast ganz den Biotit, der beinahe gänzlich fehlt. Wo die Spalte Hornblende durchschneidet, ist in dieser eine Spaltenfüllung aus feinaggregiertem, fächerundulösem Chlorit ausgebildet, woneben auch eine in der Hauptrichtung des Amphiboles orientierte beginnende Chloritbildung stattgefunden hat.

Somit ist ja der Chlorit ein diaphthoritisches Umwandlungsprodukt des Biotits (und Amphibols), was aber nicht verhindert, dass er in einem gewissen Gleichgewicht mit diesem kristallisiert und auf dessen Kosten in einer gewissen, durch die chemischen Konzentrationsverhältnisse + die Temperatur bestimmten Menge während einer Periode etwas niedrigerer Temperatur am Ende der metamorphen Umkristallisation gebildet worden sein kann. Der Anlass dazu, dass der Chlorit in dem garbigen Amphiboltuffe auftritt, während er in den angrenzenden Gesteinen ähnlicher Zusammensetzung fehlt, dürfte in der grösseren molekularen Mobilität des fraglichen Gesteines bei der Umkristallisation zu suchen sein, die u. a. die Ausbildung der grossen porphyroblastischen Garbenhornblenden ermöglicht hat. Das Gestein hat eine bemerkenswerte Kristallisationsgeschwindigkeit bei etwas niedrigerer Temperatur als bei den umliegenden Gesteinen beibehalten.

Möglicherweise ist der bei der Chloritisierung des Biotites freigemachte Alkaligehalt in die Hornblendekomponente eingetreten und hat dieser ihren alkalinen Garbenhornblendecharakter gegeben, oder es hat die alkaline Hornblende bei ihrer Bildung den Alkaligehalt des übrigen Systemes so vermindert, dass die Reaktion Biotit ⇄ Chlorit + Alkalisilikat früher nach rechts gegangen ist.

Daneben sind längs später entstandenen Spalten SiO_2-reiche Wasserlösungen vorgedrungen und haben das Gestein in der Umgebung der Spalten in einem wesentlich niedrigeren Temperaturstadium »mobilisiert», wodurch eine klar diaphthoritische Umkristallisation streng lokalen Charakters stattgefunden hat.

Die Farbe des Chlorites ist ziemlich blass grün mit ziemlich starkem Pleochroismus, // c gelblich, ⊥ c hell grasgrün.

2 E = ungefähr 30—35°, der optische Charakter positiv, Auslöschung $c : \gamma$ = ungef. 7°; Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.006$ (Tageslicht). Zwillingsbildung ist ziemlich gewöhnlich.

Mit grösster Wahrscheinlichkeit liegt ein Prochlorit vor, was ja bei Chloritumwandlung von Biotit zu erwarten ist.

Quarz bildet einen sehr feinkörnigen, in gewissen Gliedern relativ bedeutenden

Hauptbestandteil. Er kommt mehr oder weniger reichlich in der »Grundmasse» zerstreut vor und bildet ausserdem dünne, feinaggregierte Schlieren mit diffuser Begrenzung, die in planparalleler Orientierung wechselweise mit melanokraten Lagen die sedimentäre Schieferung des Tuffes angeben. Diese quarzreichen Schlieren sind in den quarzarmen Gliedern nicht lang, reichen aber in den quarzreichen zuweilen sogar über den ganzen Dünnschliff. Daneben kommen in gewissen Fällen schmale (< 1 mm), wesentlich mit bedeutend gröberem, bisweilen schwach undulösem Quarz gefüllte Spalten vor.

Farbloser Glimmer kommt meistens spärlich-akzessorisch in Form von kleinen Schuppen, zuweilen in Form von etwas grösseren Tafeln vor. Der Achsenwinkel 2 E ist in ein paar Dünnschliffen zu 61—62$^2/_3$° gemessen worden.

Von Erzmineralen tritt *Magnetit* gewöhnlich spärlich, zuweilen sehr reichlich akzessorisch, vor allem mit Hornblende und Biotit zusammen auf. Er besteht im letzteren Falle aus relativ grossen, ziemlich idiomorphen Individuen, die aber gewöhnlich eine gewisse Skelettausbildung haben, dann gern zusammen mit einem sehr spärlichen akzessorischen Gehalt an Titanit. — Vereinzelte, sehr kleine Hämatitschuppen treten zuweilen äusserst spärlich auf. Wie oben erwähnt, kommt dann und wann Kalkspat in besonders epidotreichen Schlieren untergeordnet vor.

Durch abnehmenden Hornblende- und Saussuritgehalt und wachsenden Glimmergehalt (vor allem Biotit) gehen die Hornblende-Saussurittuffe in normalere sedimentäre tuffoide Gesteine über.

Saure Tuffe. (Keratophyrtuffe.)

Weisser, rostverwitternder (Kalzit-)Albitquarzit.

Dieses eigentümliche, auch bei der intensivsten Dynamo-Chloritmetamorphosierung der Effusivformation leicht erkennbare und für dieselbe charakteristische Gestein kann, wie früher erwähnt, durch sukzessives Verschwinden von Amphibol-Epidot und Eintreten von Quarz direkt aus den Kalzit-Amphiboltuffen abgeleitet werden.

Der *Haupttypus* dieses Gesteins ist an frischer Bruchfläche leuchtend reinweiss mit einer Intensität der weissen Farbe, die sogar von den hellsten übrigen Gesteinsgliedern des Gebietes, z. B. den Graniten, scharf absticht. — Es ist äusserst feinkörnig, makroskopisch oft fast dicht, mit einer ebenen, feinen, zuckerkörnigen Oberfläche. Gegen diese dichte reinweisse, frische Bruchfläche kontrastiert stark die charakteristische, braune Verwitterungshaut, die sich immer gebildet hat und zwar in unverschiefertem Gestein in der Regel bis zu einer Tiefe von ein paar cm. Das Gestein ist mehr oder weniger verschiefert; im letzten Falle wird eine parallele Bankförmigkeit hervorgebracht, die mit vermehrtem Verschieferungsgrade immer feiner wird, so dass das Gestein sich leicht in Platten, bei höchster Verschieferung sogar in mm-dicke Lamellen spaltet. Die Verschieferungsebenen, an denen sich ein sehr dünner Sericitbelag gebildet hat, haben das Eindringen der Atmosphärilien erleichtert,

weshalb mit vermehrtem Verschieferungsgrade die braune Verwitterungshaut dicker und in den am stärksten verschieferten Gliedern mehrere dm tief wird.

In Dünnschliffen zeigt es sich, dass das Gestein aus einer ausserordentlich feinkörnigen, diablastischen Masse aus wesentlich *Quarz* mit *Albit* als zweitem, aber untergeordnetem Hauptmineral besteht. Der Gehalt an Kalkspat ist geringer, als man zufolge der tiefen Verwitterung vermuten sollte; er ist meistens akzessorisch und kann sogar in (jedoch weniger tief verwitternden) Varietäten beinahe ganz fehlen. Akzessorisch kommen auch Sericit (meistens relativ reichlich) und Klinozoisit-Epidot vor. Die Grösse des *Quarzes* ist ungef. 0.05—0.2 mm; von den grossen Individuen bilden die grössten gerundete, die ein wenig kleineren etwas scharf gekantet zersplitterte Individuen in einer allotriomorphen Masse aus Feldspat und Quarz (ungefähr 0.05 mm).

Der *Feldspat* ist ausschliesslich saurer Plagioklas; ziemlich grosse Individuen zeigen zuweilen Schachbrettalbitlamellierung, aber die Hauptmasse ist unlamelliert. Die Lichtbrechung ist gering: n γ wesentlich geringer als ω (Quarz); γ, $\beta <$ Kollolith, $\alpha =$ Kollolith (für hier gebrauchten Kollolith ist n = 1.531), weshalb ein relativ reiner *Albit* vorliegt.

Die Proportionen zwischen Quarz und Albit sind in der äusserst mächtigen weissen Quarzitbank im O-Absturze des Mortotjåkko ungefähr 65—70 % Quarz: 35—30 % Albit (Volum-%).

Der *Sericit* ist, wie oben erwähnt, an eventuellen Verschieferungsebenen angereichert; in dem Gestein kommt er in Form von vereinzelten, ganz kleinen Schuppen akzessorisch vor.

Klinozoisit-Epidot bildet kleine, akzessorische, idiomorphe Prismen, die gewöhnlich zonargebaut sind, mit Epidotkern und klinoizositischer Schale.

Der *Kalkspat* ist meistens als ganz kleine Rhomboeder, zuweilen als etwas grössere, allotriomorphe Felder ausgebildet.

Ausser diesem feinkörnigen Haupttypus kommt eine Varietät mit wesentlich gröberem Korn vor. Dieser *gröbere, weisse, rostende Quarzit* ist in einer ungewönhlich reinen Form im Gillemustjåkko, S vom Jovattenstale, ausgebildet. Makroskopisch ist er reinweiss mit relativ feiner, zuckerkörniger Struktur; die braune Verwitterungshaut ist unscharf begrenzt und wenig tief. Dies beruht darauf, dass das Gestein im ganzen verwittert, wenn der Karbonat ausgelöst wird, was durch die Struktur des Gesteins, besonders die Verteilung des Kalkspates, bedingt ist.

In Dünnschliffen zeigt es sich, dass das Gestein aus einer groben (0.5—1 mm), schön pflasterstruierten Masse aus hauptsächlich *Quarz* mit untergeordnet eingestreutem Plagioklas und mit *Kalkspat* als einer relativ reichlichen Zwischenklemmungsmasse besteht.

Der *Plagioklas* kommt teils als kleine-mittelgrosse Individuen in den Quarzaggregaten, teils als vereinzelte, 2 bis 3 mm grosse »Einsprenglinge» vor. Diese sind (wie die eventuellen Quarzeinsprenglinge) zerquetscht, haben aber, im Gegensatz zu dem Quarze, ihre optische Orientierung in den verschiedenen Teilen unverändert beibehalten; man sieht das optisch einheitliche Plagio-

klasindividuum von mehr oder weniger breiten, gewöhnlich kalzitgefüllten Spalten durchzogen.

Bei den kleinen Individuen ist normale, dichte Albitlamellierung gewöhnlich, während dagegen die zerquetschten grossen Individuen eine sehr diffuse Schachbrettlamellierung zeigen. Lichtbrechung gering, $n\alpha$ = oder ein wenig < Kollolith ($n = 1.531$).

Auslöschung in Schnitt $\perp \gamma$: $\alpha : P = 21.5°$. Der Plagioklas ist also ein relativ reiner *Albit* = ung. Ab_{95}.

Der *Kalkspat* kommt teils als zerstreute, ganz kleine Rhomboeder, teils zu verzweigt allotriomorphen Aggregaten oder kettenähnlichen Anhäufungen kleiner Rhomboeder gesammelt als Zwischenmasse zwischen den Quarzaggregaten vor.

Akzessorisch tritt *farbloser Glimmer* in kleinen sericitischen Schuppen auf, die oft zu dünnen, kurzen Strichen angehäuft worden sind.

Blauquarztuffe.

Der weisse, rostende Quarzit geht nicht nur petrographisch, sondern auch direkt im Feld sowohl in Vertikal- als auch in Horizontalrichtung in äquivalente oder nachfolgende arkosähnliche unreine *quarzitische Tuffe mit Blauquarzeinsprenglingen* über.

Diese Faziesveränderung in Seitenrichtung in demselben Niveau kann besonders gut auf der Strecke vom O-Absturze des Mortotjåkko und nach N, die zeitliche Faziesveränderung (Vertikalrichtung) im Gillemustjåkko beobachtet werden.

Makroskopisch am meisten hervortretend ist der *Gehalt an Blauquarz* in der Form mehr oder weniger reichlich vorkommender, runder, 2—4 mm grosser Körner aus gewöhnlich bläulich grauem, bisweilen schwach milchweissem, halb durchsichtigem Quarz, die gegen das übrige Gestein scharf kontrastieren. Dieses kann in der Regel als ein unreiner mittelgrober Glimmerquarzit von weisslicher oder jedenfalls hellgrau—graugelblicher Farbe definiert werden. Der Glimmergehalt kann oft so gross werden, dass das Gestein einen fast gneisartigen oder grob glimmerschieferigen Habitus erhält, was auf dem primär relativ groben Korn des klastischen Quarzes beruht. Gewöhnlich ist der Quarz stark unsortiert, was einschliesslich der Blauquarz-»Einsprenglinge», des oft vorhandenen leichtverwitterten Karbonatgehaltes und der ungleichen Verteilung des Glimmergehaltes dem Gestein ein stark *arkosartiges* Aussehen gibt.

In Dünnschliffen erinnern wenigstens die mehr quarzitischen Glieder stark an die gröbste Varietät des rostenden Kalzitquarzites, der seinerseits nur eine fast glimmerfreie und blauquarzarme Varietät des Blauquarztuffes ist. Zu ihren Strukturelementen kommen der Glimmer und die reichlicher vorkommenden Blauquarzkörner, woneben der Kalzitgehalt in der Regel geringer ist (akzessorisch oder keiner). Grössere und kleinere vereinzelte Individuen aus *Albit* kommen in derselben Weise wie im vorigen Gestein spärlich vor. Daneben kommt zuweilen *Magnetit* akzessorisch vor.

Der Glimmer besteht im wesentlichen aus Sericit, der in den wenig dynamometamorphosierten Gebieten (dem SO-Hauptstriche) in der quarzitischen Grundmasse gleichmässig verteilt ist. Untergeordnet kommt brauner bis olivbrauner Biotit in kleinen Lappen vor.

Der Blauquarztuff ist infolge der charakteristischen Blauquarzkörner auch bei im übrigen weit gehendem normalem Sedimentcharakter des Gesteins (in Gebieten, die relativ zu Eruptionszentren peripherisch liegen), wie in Gebieten mit stark tieftemperierter Dynamometamorphose, ein leicht definierbarer



Fig. 32. Kalkiger Blauquarztuff. An der wegen des Karbonatgehaltes stark verwitterten Gesteinsoberfläche treten die bläulichen Quarzkörner weiss hervor. Links ein Ball, anscheinend aus Quarzit. Das Gestein tritt in Chloritfazies, und daneben in einiger Entfernung von den Eruptionszentren des Mesketvulkanismus auf. Gillemustjåkko, S. Storfjället.

Horizont. Infolge des Widerstandes der fraglichen Quarzkörner gegen Verwitterung haben sie eine sehr grosse Verbreitung in Seitenrichtung erhalten und sind, wie oben angedeutet, in grosser Entfernung von den Vulkanzentren in übrigens normalen Sedimenten enthalten, indem sie Blauquarzarkosschiefer bilden;[1] die Serie Blauquarztuff—Blauquarztuffoid—Arkos ist deshalb (nebst dem weissen Quarzite) die bedeutungsvollste der eigentlichen sauren Tuffe.

Im keratophyrischen Eruptionsgebiete des zentralen S. Storfjället kommen in sämtlichen Keratophyrniveaus als Matrix in den Agglomeraten und den Tuffbreccien und als interformationale Einlagerungen saure Tuffe = Keratophyr-

[1] O. Kulling; G. F. F. Bd 47 (1925), S. 372.

tuffe vor, die jedoch mit basischen Tuffen wechseln, in denen auch *Übergangsformen* verschiedener Arten vorhanden sind.

Die Keratophyrtuffe zeigen praktisch unendlich viele Variationsformen hinsichtlich der Korngrösse, der Struktur und der Mineralproportionen, wozu die Schwierigkeit kommt, die Grenze zwischen den basischen Tuffen einerseits und den wesentlich normalsedimentären Gesteinen andererseits zu ziehen; eine detaillierte Beschreibung der verschiedenen Typen ist deshalb unmöglich. Einige wichtige Variationsglieder gehen aus den petrographischen Detailprofilen S. 127 hervor.

In der Regel zeichnen sich die als Keratophyrtuffe oder saure Tuffe aufgefassten Gesteine durch saure, wenig saussuritisierte Plagioklaseinzelkörner und -fragmente, geringen Epidot-Zoisitgehalt im allgemeinen, in der Regel hohen Quarzgehalt und auch dadurch aus, dass, wenn Biotit vorkommt, dieser eine äusserst charakteristische, stark pleochroitische, olivgrüne Varietät mit α = ziemlich hell gelb, $\beta = \gamma$ = dunkel olivgrün (bis olivbraun) ist und also dem die Keratophyre kennzeichnenden Biotite vollkommen ähnlich ist. Mit diesem Glimmer folgt immer (wie in den meisten Keratophyren) ein hoher Gehalt an Titanomagnetit. Möglicherweise ist in gewissen Fallen der fragliche Glimmer + der Titanomagnetit ein Umwandlungsprodukt einer ursprünglichen Alkalihornblende oder eines Alkaliaugites der Keratophyre, wovon Kristalle in dem fraglichen Tuff enthalten gewesen sind.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind, wie oben erwähnt, sauer, mit unbedeutendem Zoisitgehalt (mehr basische oder zoisitreiche Plagioklaskörner sind fremde Beimengungen). Ein bisweilen relativ reichlicher Gehalt an beinahe mikrolithischem Sericit nebst dem Zoisite im Plagioklas ist nicht ungewöhnlich und beruht wahrscheinlich auf beginnender Verwitterung vor der Konsolidierung des Gesteins.

Mit reichlich eintretendem braunem Biotit geschieht ein Übergang in mehr residuale, tuffoide Sedimente; der primäre Charakter des Ausgangsmateriales ist hier schwerer zu erkennen, woneben die Wahrscheinlichkeit eines einheitlichen Charakters des Ausgangsmateriales sich schnell vermindert (vermehrte Mischung), weshalb eine Unterscheidung zwischen (betreffs des eruptiven Ausgangsmateriales) »basischen» und »sauren» Gliedern sich nicht ausführen lässt.

Tuffoide bis normale Sedimente.

Wie oben hervorgehoben worden ist, gehen sowohl die basischen als auch die sauren Tuffe durch zunehmenden Gehalt an Glimmer und, was basische Tuffe anbetrifft, auch an Quarz in immer normalere Sedimente über.

Dieser Übergang geschieht teils in der ursprünglichen Vertikalrichtung dadurch, dass normalsedimentäre Glieder mit den Tuffen wechsellagern und sie schliesslich ersetzen, teils in Horizontalrichtung, indem äquivalente Glieder verschiedene Faziesausbildung erhalten.

Die normalsedimentären Glieder, die mit den Tuffen wechsellagern oder ihnen äquivalieren, bestehen teils aus den meisten verschiedenen Tufftypen,

obgleich mit grösserem Glimmergehalt, teils aus sogar ganz »normalen» Sedimenten ohne deutliche petrographische Indizien tuffogenen Ursprungs. Indessen ist ja dieses nicht zu erwarten; »normale», von denudierten, an Eruptivgesteinen reichen Landmassen herrührende Sedimente bestehen oft aus wenig verwittertem Material, weshalb ihre chemische und mineralogische Zusammensetzung mit der von solchen Sedimenten identisch werden kann, wo das schwach verwitterte Eruptivmineralmaterial tuffogenen Ursprungs ist.

Die tuffoiden Einlagerungen im zentralen Effusivgebiete neigen gewöhnlich zu glimmerphyllitischer (also Tonsediment-)Zusammensetzung. Auf eine detaillierte Beschreibung der verschiedenen Typen einzugehen ist hier aus mehreren Gründen unmöglich; die Variationsverhältnisse werden in den petrographischen Detailprofilen kurzgefasst angegeben.

Der Haupttypus besteht aus ganz oder beinahe kohlenfreien Sericitphylliten mit porphyroblastischem Biotit und oft Granat und aus dichten porphyroblastfreien alaunschieferähnlichen Sericit-(Biotit-, Chlorit-)Phylliten.

Der tuffogene Charakter wird in gewissen Gliedern durch einen relativ grossen Gehalt an feinprismatischem Epidot, mehr untergeordnet an unlamelliertem, feinallotriomorphem Albit angegeben, und weiter dadurch, dass der Biotit in gewissen Fällen die früher beschriebene dunkel olivgrüne Varietät ist.

Die *kohlenarmen Sericitphyllite* mit porphyroblastischem Biotit haben eine feinkörnige, sericitreiche Grundmasse mit einem von ungef. 60—20 % variierenden Sericitgehalt, die im ersteren Falle einen dichten, feinschuppigen, relativ parallelorientierten Filz mit einegstreutem Quarz und mehr oder weniger reichlichem Epidot bildet, im letzteren Falle einen dichten quarzitischen Charakter mit kleinen, in die gleich- und feinkörnige (0.05—0.2 mm) Quarzmasse eingestreuten Sericitschuppen hat. Der Quarz ist zum grossen Teil klastisch, und die Kornkonturen werden durch einen äusserst feinen Belag von Kohlenstaub markiert. Wesentlich gröberer Quarz sekundären Charakters bildet oft kleine, an die Porphyroblaste angeschlossene Aggregate.

In der dichten Grundmasse sind die verhältnismässig riesengrossen Biotitporphyroblasten ausgebildet. Sie haben einen tafelförmigen, in //-Schnitten diffus gerundeten Habitus (die grössten 1—1.5 mm) und sind gewöhnlich durch Quarz und Epidoteinschlüsse stark poikilitisch. Um die meistens mikrolithischen Epidoteinschlüsse herum sind pleochroitische Höfe entwickelt worden. Oft sieht man eine epidotreiche Schliere der Grundmasse, die sich in und durch den Biotitporphyroblast fortsetzt und in diesem einen zusammenhängenden, dicht gefleckten Gürtel pleochroitischer Höfe hervorgebracht hat, was ja den porphyroblastischen (sekundären) Kristallisationscharakter des Biotits schön illustriert.

Der Biotit ist in der Regel warm braun und stark pleochroitisch, mit α = gelblich und $\beta = \gamma$ = dunkel sepia-kastanienbraun. In einer äusserst epidotreichen, albitführenden Varietät mit grossem Chloritgehalt kommt als Porphyroblasten der oben erwähnte olivgrüne—braune Biotit vor.

Porphyroblastisch tritt weiter oft *Granat*, der schön idiomorphe, ziemlich

stark poikiloblastische Individuen bildet, und untergeordnet *grüne Hornblende* in sehr stark poikiloblastischer Ausbildung, auf.

Chlorit fehlt bisweilen ganz und kommt in anderen Fällen akzessorisch—ziemlich reichlich vor. In der Regel ist er ein deutliches Diaphthoritisierungsprodukt des Biotits und bildet randliche, diffusstachlig-zerrissen begrenzte Partien an diesem. Seltener ist er mit dem Biotit distinkt lamellär verwachsen.

Er variiert ein wenig, ist aber immer ein sehr blass grasgrüner, optisch positiver Chlorit mit relativ hoher Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$ = ungef. 0.005—7) und wenig anomalen Interferenzfarben und ist aller Wahrscheinlichkeit nach ein Prochlorit.

Magnetit kommt akzessorisch, in der Regel als vereinzelte ganz grosse Individuen vor.

Der *Kohlen*gehalt ist gering oder fehlt; eine deutliche Kohlenbestäubung der sericitischen Grundmasse ist in den sedimentogenen Gliedern gewöhnlich, fehlt aber z. B. ganz in dem epidotreichen, olivgrünglimmrigen, mehr tuffogenen Typus.

Die *alaunschieferähnlichen Typen* erinnern stark an die entsprechenden Gesteine der normalen Sedimentformationen und bestehen aus einer äusserst kohlenreichen, feinkörnigen Masse aus wesentlich Sericit und Quarz, haben aber oft einen *sehr hohen Gehalt an Biotit und Chlorit*, zum Unterschiede von den nicht tuffogenen Alaunschieferphylliten. Der Kohlengehalt ist gewiss die Ursache dafür, dass Biotitporphyroblastausbildung nicht zustande gekommen ist.[1] In gewissen (jedoch beinahe ganz in Chloritschieferfazies fallenden) Teilen der Mesketformation, besonders im nördlichen Randgebiete des S. Storfjället (dem Atofjället — dem Gillemustjåkko — dem Tjårro), zeichnen sich die glimmer-chloritphyllitischen tuffoiden Glieder durch einen *extrem hohen Kohlengehalt* aus, was dem ganzen Gestein eine glänzende russschwarze Farbe gibt. In derartigen stark kohlenhaltigen Phylliten tritt der eigentümliche *schwarze Marmor* mit 13 % Kohlengehalt auf (S. 113). Diese schwarzen Phyllite treten relativ hoch in der Serie auf und kommen in (mehr oder weniger peripherischen) Gebieten schwachen Vulkanismus vor, wo die Effusive selbst (inkl. Agglomerate und wirklicher Tuffe) quantitativ untergeordnete Glieder bilden. Bemerkenswert ist, dass im S. Storfjället eine ausgeprägt kohlenreiche Formation auch dem ersten, unteren Vulkanismus folgt. Es scheint, als ob die Exhalationen des wenigstens zum Teil submarinen Vulkanismus die Zusammensetzung des Wassers in einer die Planktonvegetation stimulierenden Richtung beeinflusst[2], und daneben die basischen Effusivprodukte bei ihrer Degradation die Entstehung von Glimmer-Chlorit-(Hornblende?-)Mineraltonen desselben Typus wie diejenigen veranlasst hätten, deren Entstehung die an basischen Eruptiven reichen Gebiete der von neuem erhobenen Gebirgskette (z. B. das Trondhjemsfeld) in quartärer Zeit veranlasst haben.[3]

---

[1] Th. Vogt hat das ähnliche Verhältnis betreffs der Chloritschiefern hervorgehoben. (Sulitelmafeltets geologi og petrografi, N. G. U. N:o 121, S. 198.)

[2] Vergl. C. Carstens, Norsk Geol. Tidsskr. Bd VII (1924), S. 212; das Zitat.

[3] Goldschmidt, Nordisk Jordbrugsforskning, Heft 4—7, 1926—1927, S. 436—437.

Das Effusivgebiet des zentralen S. Storfjället wird nach NO von den sehr keratophyrreichen Agglomeratbänken im Tale zwischen dem Mortotjåkko und dem Njåsats beendigt; nördlich davon verschwinden schnell sowohl Eruptivbetten als auch Agglomerate und Tuffe (mit Ausnahme einer langsamer abnehmenden Blauquarztuffbreccie im Boden der Formation) und werden (im Njåsats) von einer eigentümlich einförmigen Serie *Biotit-(Sericit)-Quarzphyllite—Biotitquarzite* äquivaliert. Die schnelle Faziesveränderung von Agglomeraten-Tuffen zu diesen Gesteinen kann mit grosser Deutlichkeit über

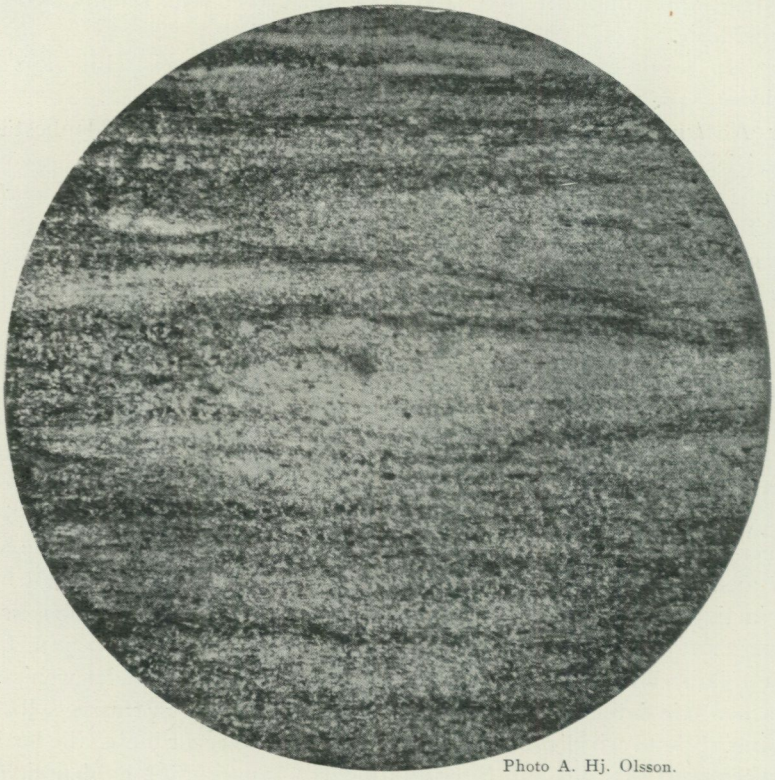


Photo A. Hj. Olsson.

Fig. 33. Schlierig geschichtetes Tuffoid vom Njåsats. Biotit und Sericit (grau) nebst Erz (schwarz) in Schlieren angereichert. Die helle Hauptmasse ist Quarz nebst ein wenig Albit. Vergrösserung 14 ×. Nic. —.

eine Strecke von einem oder ein paar km in der Streichrichtung hin beobachtet werden, weshalb ihre Äquivalenz unzweideutig ist.

Die fragliche Gesteinsserie variiert von äusserst dichten, *biotit-sericit-quarzphyllitischen Gliedern* mit im Durchschnitt 0.01—03 mm grossen Körnern bis zu zehnmal gröberen, jedoch feinkörnigen *Biotitquarziten* mit ungef. 0.1—0.3 mm grossen Körnern (sowohl Quarz als auch Glimmer). Makroskopisch zeigt der erstere Typus ein dichtes, graugelbes phyllitisches Aussehen mit einer markiert kleinschlierigen Schieferung, wo cm-lange, helle und dunkle Schlieren schnell wechseln; der letztere Typus ist ein wenig homogener mit feinkörnig quarzitischem Charakter und ausgeprägt braungrauer—brauner Farbe.

In Dünnschliffen tritt die kleinschlierige Textur des ersteren Typs als eine deutlich primäre Schichtung sehr schön hervor, die durch wiederholten Wechsel quarzreicher und quarzarmer Schlieren, erz- und kohlenreicher dünner Lagen, die oft auch einen grösseren Biotitgehalt haben, und ausserdem durch wechselnde Korngrösse der verschiedenen Glieder bedingt ist (Fig. 33).

Die Struktur ist durch den gerundeten—splitterigen Quarz verursacht, der in vollkommen allotriomorphem, die Zwischenräume zwischen dem Quarze ausfüllendem, feinlappigem Biotit-Sericit eingelagert liegt. In den quarzreichen Schlieren dominiert der Biotit — sie sind ganz vom Typus des Biotitquarzites — in anderen Schlieren ist der dominierende Sericit als ein dichter Filz aus beinahe mikrolithischen Individuen ausgebildet, worin die Quarzkörner relativ spärlich liegen. In ganz dünnen, glimmerreichen Lagen sind Erz, Kohle und gewöhnlich stark ferritgefärbter Karbonat in kleinen Rhomboedern angereichert worden. Ausserdem kommt Kohlenstaub an den Oberflächen der Quarzkörner spärlich vor.

Die *Biotitquarzite* haben dieselbe Struktur wie die biotitquarzitischen Schlieren des oben beschriebenen Gesteins, aber in der Regel gröberes Korn. Der *Quarz* ist gewöhnlich sehr stark unsortiert und hat zuweilen einsprenglingähnliche, meistens aggregierte oder stark undulöse mm-grosse Körner. In der Regel sind die Körner aber 0.3—0.1 mm gross, haben einen gerundeten—splitterigen Habitus und werden von feinlappigem, allotriomorphem *Biotit* zwischengelagert. Nur ausnahmsweise bildet der Biotit ein wenig grössere, aber stachlig—zerrissen begrenzte, Individuen. Der Pleochroismus normal, α = gelblich, $\beta = \gamma$ = lebhaft sepiabraun, bisweilen mit einem gelblichen Anstrich. Die Biotitlappen verzweigen sich in äusserst dünne Auswüchse zwischen den Quarzkörnern, die lebhaft braungelb mit schwachem Pleochroismus sind und in sehr dünne, nicht pleochroitische, gelbe Ferritbeläge zwischen den an einander grenzenden Quarzkörnern übergehen, deren Grenzen ausserdem oft durch Kohlenstaubanhäufung markiert werden.

Diaphthoritischer, auf Kosten des Biotits gebildeter, blassgrüner Chlorit kommt ausnahmsweise in unwesentlicher Menge vor. Erz (Magnetit) und Epidot kommen gewöhnlich reichlich akzessorisch vor. *Granat* fehlt selten und bildet vereinzelte, stark quarzpoikilitische Porphyroblasten. *Farbloser Glimmer* tritt sehr untergeordnet, oft nur akzessorisch auf. Bemerkenswert ist, dass in ein wenig kräftiger umkristallisierten Gliedern der Biotitquarzite (grossen Granatporphyroblasten, relativ grossen Epidotprismen usw.) *der unbedeutende Muskowitgehalt grosse, dünne, vollkommen plan begrenzte Tafeln klar porphyroblastischen Charakters bildet,* während der Biotit nicht im mindesten porphyroblastisch ausgebildet worden ist. Dieser Umstand ist interessant als ein Beispiel der die Porphyroblastausbildung eines Minerals befördernden niedrigen Konzentrationsverhältnisse (siehe S. 98). Äusserst spärlich kommen ferner vereinzelte kleine Prismen aus kräftig pleochroitischem, // c farblosem, $\perp$ c dunkelgrünem Turmalin vor. Die Kohlensubstanz besteht aus beinahe submikroskopischem Graphit und kommt spärlich über das Gestein zerstreut, hier und da

zu dichten, scharf begrenzten kleinen Konkretionen angehäuft vor (Fossilien?).

Was die Biotit-Quarz-Phyllitformation im Njåsats kennzeichnet und sie petrographisch von der petrographisch oft sehr gleichartigen unteren Quarzitformation unterscheidet, ist das *äusserst inhomogene Gefüge* entweder mit einer diffusen, aber doch kontrastreichen kurzschlierigen Textur, die für die glimmerphyllitischen interformationalen Tuffoide der Eruptionszentren charakteristisch ist, oder mit einer ausgeprägten Unsortierung des klastischen Quarzes, mit vereinzelten mehr als mm-grossen Quarzkörnern, was an gewisse Keratophyrtuffe erinnert.

Weiter nach Norden in der Fortsetzung des nördlichen Abhanges des Njåsats nimmt der quarzitische Charakter und die ausgeprägte Biotitbetonung der Formation sukzessiv ab, und die Gesteine gehen in Biotit- Sericit-Quarzphyllite mit wiederholt dünngebanktem Wechsel heller und dunkler, dichter und etwas gröberer, ein wenig quarzitischer (harter) und rein tonphyllitischer (weicher) Glieder von grauem—graubraunem Farbenton über.

Die effusive Mesketformation geht mit zunehmendem Abstand von den Eruptionszentren über tuffoide Zwischenglieder in schliesslich ganz normale Sedimente gewöhnlich tonphyllitischen Charakters über. In den übrigen Teilen des S. Storfjället und überhaupt im grössten Teile der westlichen Västerbottensalpen fallen diese Gesteine in thermometamorpher Beziehung in die Chloritzone; sie sind dabei oft kräftig metamorphosiert worden. Betreffs der Serie Chloritschiefer → Chlorit-Sericit- und Sericitphyllite, oft mit bedeutendem Kalzitgehalt, welche die Grünschieferfazies der Mesketeruptive, der Tuffe und der tuffoiden—normalsedimentären äquivalenten Glieder repräsentieren, sei auf die zusammenfassende Darstellung der Gesteine der Chloritschieferzone S. 130, verwiesen.

Kalksteine.

Wie früher erwähnt, zeigt die Mesketformation im allgemeinen eine starke Tendenz zu Karbonatbildung. In den Eruptionszentren sind die Agglomerate oft karbonatzementiert oder die Tuffe sind karbonatbeigemengt. In von den Eruptionszentren ab mehr peripherischen Gebieten, wo die Zuführung von pyroklastischem Material gering gewesen ist oder beinahe gefehlt hat, ist aber die Karbonatbildung in gleich hohem Grade geschehen und hat dann in mehr oder weniger reinem Kalkstein resultiert. Diese Kalksteine der Mesketformation treten in dem kartierten Gebiete besonders in den nördlichen und östlichen Marginalgebieten des S. Storfjällsmassivs auf. Meistens ist dieser Kalkstein (der immer kristallinisch ist) ein wegen Kohlengehalts grauer bis dunkelgrauer, feinkörniger Marmor. Er tritt in verschiedenen stratigraphischen Niveaus auf, obgleich das bedeutendste Bett das unterste Niveau der Formation ausmacht (dem untersten Kalkagglomerat oder Karbonattuff des zentralen S. Storfjället entsprechend), womit es dem Pentameruskalkniveau zugehörig ist (siehe S. 10).

Die Mächtigkeit der einzelnen Betten ist meistens gering und variiert zwischen ein paar Metern und einigen Dezimetern oder sogar Zentimetern. Oft findet man eine primäre wiederholte Wechsellagerung (von den durch tektonische Schuppenverschiebungen hervorgebrachten abgesehen), wo die Marmorbetten meistens sehr dünn sind. Das zwischenlagernde Gestein ist meistens tuffoiden Charakters und als Chlorit-Sericitphyllit ausgebildet. Oft findet man silikatische Beimengungen oder Einlagerungen in gewissen Niveaus des Marmors, dessen Schichtung dann an verwitterter Oberfläche sehr schön in hohem Relief hervortritt.

Die Farbe ist, wie oben erwähnt, meistens ziemlich dunkel grau. In tektonisch ruptiv beanspruchten Gebieten wird dieser dunkelgraue, dichte Marmor brekziiert durch Adern von weissem, neukristallisiertem, grobkörnigem Marmor, die sehr auffallend kontrastieren. Die graue Farbe des eigentlichen Marmors ist wahrscheinlich durch Kohle verursacht, die eine sehr feinverteilte Beimengung ausmacht. In der Mesketserie von Chloritschieferfazies des nördlichen Randes des S. Storfjället tritt ein sogar ganz schwarzer Marmor auf, dessen Kohlegehalt als sehr gross behauptet wurde. Dieses Gestein wurde daher einer Analyse unterzogen:

Analyse 12.

Kalksteinsanalyse III.

Schwarzer, dichter Marmor in der Mesketformation. Gillemustjåkko, S. Storfjället.
Analytiker: Ingenieur Dahlberg.
(Schülerarbeit im quantitativ-chemischen Institut der Stockholms Högskola; damaliger Amanuensis: R. Westerberg.)

	1.	2.	Mittel:
CaO	34.10	34.16	34.13
MgO	10.40	10.33	10.36
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	4.12		4.12
CO_2	29.06		[29.06]
Glühverlust (mit Oxydation) = $= CO_2 + C + H_2O$	42.52	42.60	42.56
Trocknungsverlust	0.08		0.08
			91.25

	Gew.-% a		Gew.-% b	Mol. Prop. × 10 000	
Hygr. Wasser	0.08		—		
Unlöslich (berechnet)	8.75		8.80	—	
Fe_2O_3 [+ Al_2O_3]	4.12	FeO:	3.72	518	(in Karbonat: 481)
MgO	10.36		10.41	2 582	
CaO	34.13		34.26	6 162	
C_2O	29.06		29.21	6643	
$C + H_2O$	13.50		13.57	—	Karbonatzusammensetzung:
	100.00		99.97	$[CaO]_{92.75}[(Fe, Mg)O]_{7.25}[CO_2]_{100}$	

Zusammensetzung des Gesteins: Silikat : Karbonat : Kohle + H_2O =
= 21.4 : 65.1 : 13.5 Gew.-%

a = Zusammenfassung der Bestimmungen.
b = » » » , mit »R_2O_3» als FeO berechnet, und auf 100.00 reduziert.

Das silikatische MgO + FeO geht sicherlich in Chlorit ein. Daneben kommt Quarz vor, nämlich als dünne Adern von Milchquarz, wodurch der Marmor ein wenig brekziiert erscheint. In das Chlorit geht ein Wassergehalt ein, der zu rund 10 % angenommen werden kann. Wenn man annimmt, dass die Hälfte des Silikates Chlorit ist, erhält man einen Wassergehalt von za. 0.6 %. Als Zusammensetzung des Gesteins ergibt sich somit: Silikat 22 %, Karbonat 65.1 %, Kohle 12.9 %. Auch wenn man einen bedeutend höheren Gehalt an wasserhaltigen Silikaten annimmt, bleibt der Gehalt an freier Kohle sehr hoch (über 12.5 %).

Der hohe Kohlegehalt der karbonatischen und phyllitischen (ursprünglich tonschiefrigen) Sedimente der Mesketformation ist sehr auffallend und ist früher (S. 109) besprochen worden. Was den fraglichen analysierten Marmor betrifft, so ist er in Alaunschieferphylliten eingelagert, deren Farbe ganz rabenschwarz ist und deren Kohlegehalt auch ungewöhnlich gross erscheint.

Agglomerate, Tuffagglomerate und Tuffbreccien.

Die in der Effusivformation des S. Storfjället auftretenden Effusivgesteine umspannen ein weites Variationsgebiet, woneben auch ihre Tuffe und tuffogenen Sedimente stark variieren, wie aus der vorigen Beschreibung hervorgeht.

Zwischen den reinen Effusivbetten und den Tuffen kommen in grossem Umfang Mischungsformen vor, die aus Agglomeraten, Effusivkonglomeraten und Tuffbreccien bestehen. In diesen Ablagerungen kann zuerst das Ballmaterial durch verschiedene Form der Bälle, verschiedene Grösse und mechanischen Sortierungsgrad variieren. Weiter variiert es betreffs petrographischen Sortierungsgrades, mit teils einsortierten Betten der meisten Effusivgesteinstypen, teils petrographisch polymikten Betten mit allen verschiedenen Proportionen und Typen enthaltener Gesteine, wobei ausserdem sowohl die Proportion zwischen Eruptivgestein und Tuff als auch die Art des Tuffes stark variiert.

Da diese sämtlichen Variationen kombiniert werden können, erhält man eine Auffassung der mannigfaltigen Anzahl wechselnder Typen, die theoretisch möglich und in diesem Falle tatsächlich in sehr grossem Umfang realisiert worden sind. Da indessen gewisse Kombinationen quantitativ äusserst vorherrschend sind, ist aber eine relativ unkomplizierte, praktische Einteilung ausführbar.

Betreffs der Lagerungsverhältnisse und Genesis können folgende Typen unterschieden werden:

1) *Agglomerate*, mit dicht gepackten (einander berührenden), immer aus demselben Gestein (wenigstens in demselben Niveau des Bettes) bestehenden Eruptivbällen. Der Zement besteht oft aus etwas unreinem, gelbbraun verwitterndem, ankeritischem Marmor, wobei die Bälle an verwitterter Fläche schön hervortreten (Fig. 34).

Das Gestein besteht gewöhnlich aus amphibolitischem Grünstein der verschiedenen, uralitporphyritischen—dichten Typen. Solche, gewöhnlich von Marmor oder karbonatreichem Tuff zementierte Grünsteinagglomerate bilden

sowohl im S. Storfjället als auch im Mesket-Laivatjåkkomassive (am Nedre Ältsvattnet) quantitativ bedeutende und sehr stark auffallende Glieder der Effusivformation in Form von ein paar bis zehn m mächtigen Betten.

In dem sehr begrenzten Gebiete des zentralen S. Storfjället, das zwischen dem nördlichen Absturz des Mortotjåkko und der Mittellinie des Tales zwischen dem Mortotjåkko und dem Njåsats liegt, sind die Keratophyre quantitativ dominierend und bilden vereinzelte, relativ dünne (ein paar Meter mächtige) Lavabetten. Sie sind weiter als Bälle in den losen Ablagerungen reichlich enthalten, unter denen auch reine Keratophyragglomerate zusammen mit Tuffagglomeraten und Tuffbreccien vorkommen. Der Zement der Keratophyragglomerate hat in der Regel einen sauren Tuffoid-Tuffcharakter, obgleich auch Bänke mit kalkigem Tuffzement, jedoch meistens untergeordnet, vorkommen. Der Sortierungsgrad ist gewöhnlich gering und variiert von cm-grossen Pebbles bis zu m grossen Blöcken in derselben Bank (Fig. 35).

2) *Tuffagglomerate* mit in Tuff mehr oder weniger spärlich verteilten Eruptivbällen (die also einander nicht berühren) und mit einem petrographisch beinahe einheitlichen Materiale. Durch wachsende petrographische Inhomogenität des Ballmateriales gehen die Tuffagglomerate in

3) *Tuffbreccien* über, die von petrographischem Gesichtspunkte aus und betreffs der Fragmentgrösse äusserst polymikt sind, und wo mehrere sowohl basische als auch saure Effusivtypen regellos gemischt sind. Auch Quarzit- und Schieferbälle können, obgleich selten, darin vorkommen.

Agglomerate.

Unter den Agglomeraten sind *die Grünsteinagglomerate* quantitativ am bedeutendsten. Der Grünstein kann hier (obgleich er in jeder Agglomeratbank vollkommen einheitlich ist) aus weit verschiedenen Typen bestehen, von amphibolreichem, einsprenglingsreichem Uralitporphyrit mit Übergang in helle, feldspatreiche (saussuritische), amphibolarme Varietäten oder in dichte, einsprenglingsfreie Amphibolite.

Wie in der petrographischen Beschreibung der Effusivgesteine hervorgehoben worden ist, geschieht von den amphibolarmen, feldspatreichen Uralitporphyriten durch abnehmenden Amphibol- und Epidotgehalt ein kontinuierlicher Übergang in die Keratophyre. Reine Keratophyragglomerate kommen in dem begrenzten sauren Eruptivgebiete im zentralen S. Storfjället vor und erreichen da grosse Mächtigkeit, fehlen aber ganz sowohl in den übrigen Teilen des S. Storfjället als auch im Mesket-Laivatjåkko-Massive.

Die Ballform ist in hohem Grade von der petrographischen Ausbildung des Gesteins abhängig. Die dichten massenförmigen Amphibolite zeigen, besonders wenn sie gleichzeitig eine ausgeprägte Schlackentextur haben, schön gerundete Formen, die, mit eventueller Reduktion für die tektonische Deformation, der zitronenförmigen rotationsellipsoidischen Ausbildung in der Luft erstarrender vulkanischer Auswürflinge entsprechen. Die einsprenglingsreicheren Uralitporphyrite haben gewöhnlich ungleichmässige, gerundet stachlig hervorragende

Konturen, obgleich auch regelmässigere Formen vorkommen. Die Keratophyre dagegen bilden in den Agglomeraten immer kantige, unregelmässig geformte Bälle, die nie annähernd (ausser als ein reiner Zufall) irgendwie Rotationskörperform haben. Es scheint, als ob dieses Verhalten seinen Grund darin hätte, dass die massenförmigen, dichten, mandelsteinausgebildeten Amphibolite bei dem Ausbruch ganz flüssig gewesen wären (Mangel an Einsprenglingen), mit infolge ihres Fe-Mg-Reichtums relativ geringer



Fig. 34. Marmorzementiertes Grünsteinagglomerat. Mortotjåkko, S. Storfjället. G. F. F. 1925.

Viskosität, weshalb die Auswürflinge sich in der Luft dem Luftwiderstand und eventueller Rotation hätten anpassen können. Die einsprenglingsreichen Porphyrite repräsentieren eine zum Teil kristallisierte Lava mit dadurch und infolge der grösseren Azidität der restierenden amorphen Phase verminderter Beweglichkeit. Die Keratophyre dagegen haben, abgesehen davon, wie einsprenglingsreich sie gewesen sind, infolge ihrer aziden Zusammensetzung so grosse Viskosität gehabt, dass sie als Sprengstücke eines mehr oder weniger stark unterkühlten, halbkristallisierten (Einsprenglinge + Plagioklasleisten in der Grundmasse!) Magmaglases ausgeschleudert worden sind, die ihre kantige Form nicht erwähnenswert verloren haben. Ein durchgehender Zug ist weiter, dass

die Grünsteinagglomerate relativ wohl sortiert sind, während die Keratophyragglomerate ausserordentlich stark unsortiert sind, mit Übergängen von metergrossen Blöcken in ganz kleine (ein paar mm grosse) Lapilli (Fig. 35).

Der *Zement* besteht in den *Grünsteinagglomeraten* gewöhnlich aus einem gelbverwitternden, unreinen ankeritischen Marmor, der zuweilen stärkere Silikatbeimischung zeigt (karbonatreicher Tuff). Er verwittert leicht, weshalb an verwitterter Gesteinsoberfläche die Bälle schön auspräpariert erscheinen, mit eventuell vorhandenen leeren Schlackenhohlräumen (Fig. 34). Diese marmorzementierten Grünsteinagglomerate bilden sowohl im zentralen S. Stor-



Fig. 35. Keratophyragglomerat. Die Mächtigkeit dieses Bettes ist za. 50 m. Petrographisch ist es ganz einsortiert, betreffs der Fragmentgrösse dagegen ungeheuer unsortiert, wie aus der Abbildung hervorgeht. Der Hammerstiel ist 40 cm lang. Tal nördlich vom Mortotjåkko, S. Storfjället.

fjället als auch im Mesket-Laivatjåkkomassive sehr auffallende, bis 10—15 m mächtige Betten.

Besonders im S. Storfjället, aber auch z. B. in dem Gabbi im Mesketmassive, kommen, wie aus den petrographischen Detailprofilen hervorgeht, sehr mächtige marmorzementierte Grünsteinagglomeratbetten äusserst einheitlichen Charakters vor, die direkt auf Tuffen ruhen und von Tuffen überlagert sind. Diese sind unzweideutige Agglomerate. Im Laivatjåkko (dem Mesketmassive), wo die massenförmigen Uralitporphyritbetten (Lavabetten) eine sehr grosse Mächtigkeit erreichen, bildet der ziemlich monotone Uralitporphyrit mehrere massive Betten mit zwischengelagerten kalkzementierten Agglomeraten von demselben Uralitporphyrit wie in dem vorigen (und folgenden) massenförmigen Bette. Diese Agglomerate können gewiss zwischen den Eruptionen an der

leichtverwitterten Lavafläche ausgebildete Verwitterungsbreccien in situ darstellen. Betreffs der auf Tuffen ruhenden, petrographisch vollkommen einheitlichen Agglomerate ist jede Möglichkeit ausgeschlossen, dass sie konglomeratische Bildungen wären; ebenso ist der Konglomeratcharakter bei den Agglomeraten ausgeschlossen, die stratigraphisch von Lavabetten aus demselben Gestein wie in den Bällen überlagert, aber von ganz anderen Gesteinen unterlagert werden. Dagegen können die obenerwähnten agglomerat-konglomeratähnlichen Betten möglicherweise Fliessbildungen an den Oberflächen der Lavaströme darstellen, die aber nicht s. g. Kissenstrukturen zeigen, sondern eher als Pahoe-hoe-Strukturen aufzufassen wären.

Die *Keratophyragglomerate* haben besonders in den unteren Niveaus zuweilen karbonatreichen Zement; in der Regel besteht aber der Zement aus einem glimmerreichen Silikattuff (gewöhnlich einem sehr dunklen Biotitschiefer), gegen den die weissen oder sehr hellen Bälle sich sehr kontrastreich abheben (Fig. 35).

Tuffagglomerate.

Sowohl die erwähnten Keratophyragglomerate als auch die selteneren silikattuffzementierten Grünsteinagglomerate gehen durch wachsende Tuffmenge in die als *Tuffagglomerate* definierten Gesteine über. Wie oben erwähnt, sind sie in ihrer reinsten Form betreffs des Ballmaterials petrographisch ebenso einsortiert wie die Agglomerate; Bälle aus einem gewissen Gestein liegen in einem meistens massenförmigen und ziemlich einheitlichen Tuffe verstreut. Genetisch müssen diese Gesteine als durch spärlich fallende Bomben während eines fortdauernden Aschenregens hervorgebracht aufgefasst werden.

Grünsteinbälle treten in der Regel in basischen Tuffen, die Keratophyre in sauren auf; im Grenzgebiete zwischen den basischen Eruptionsgebieten und dem sauren Eruptionsgebiete des zentralen S. Storfjället findet indessen eine Mischung statt.

Im Mortotjåkkomassive erlangt ein zwar relativ variierendes, aber äusserst charakteristisches *Tuffagglomerat mit Amphibol-Saussurittuff* und hauptsächlich Uralitporphyritbällen eine sehr grosse Verbreitung und Gesamtmächtigkeiten von mehreren 100 m. Die Bälle bestehen meistens aus kleinporphyrischen Uralitporphyriten von einem ganz hellen Typus und gehen durch spärlich amphibolkleinfleckige helle Übergangstypen in reine Keratophyre über.

Folgende Haupttypen des Tuffagglomerates kommen vor:

1) *Amphibol-Saussurittuff* (S. 96) *mit* (meistens kleinporphyrischem) *Uralitporphyrit* (S. 70). Der Tuff und das Eruptivgestein sind makroskopisch sehr ähnlich, mit kleinfleckiger Hornblende in einer hellen Grundmasse aus Saussurit. Der Hornblendegehalt des Tuffes ist in der Regel viel grösser, und der splitterige Amphibol liegt sehr dicht, obgleich an verwitterter Gesteinsoberfläche die grossen Individuen der ein wenig schneller verwitternden Hornblende sich als schwach vertiefte kleine Flecke gegen die durch die Verwitterung hellere Albit-Epidot-Quarzmasse abheben und der Tuff also einen stärkeren kleinporphyroiden Charakter erhält, als er eigentlich hat. Sowohl makro-

skopisch als auch in Dünnschliffen zeigt es sich, dass der Tuff im Gegensatz zu den Eruptivbällen immer ziemlich biotitreich ist. Dank der grossen primären chemischen (und mineralparagenetischen) Übereinstimmung zwischen wenig verwittertem und umgelagertem Tuff und dem entsprechenden Eruptivgestein ist nach der Amphibolitisierung die petrographische Ausbildung sehr gleichartig geworden und die primär scharfe Grenze zwischen Ball und Tuff dadurch

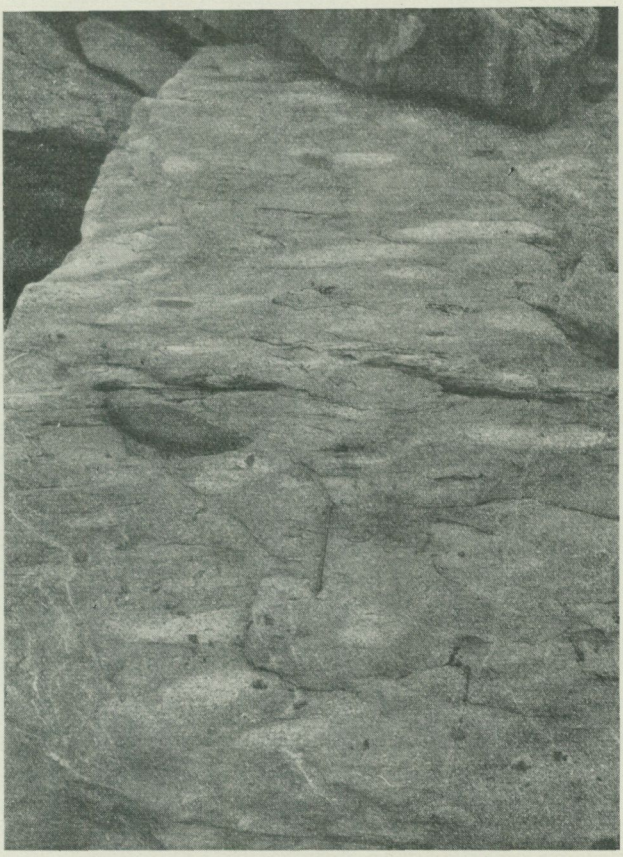


Fig. 36. Tuffagglomerat. Saussurit-Amphiboltuff mit Bomben aus hauptsächlich intermediärem Uralitporphyrit (Bomben heller als Tuff). Die Kontakte erscheinen an verwitterter Oberfläche sehr diffus, infolge der grossen chemischen und mineralparagenetischen Übereinstimmung des Effusivgesteins und des Tuffes. Ein einziger Ball aus dunklem Amphibolit, dessen Kontakt messerscharf hervortritt. Mortotjåkko, S. Storfjället.

verwischt worden, dass die Hornblende unabhängig von der Grenze kristallisiert ist. Je grösser die Übereinstimmung zwischen dem Ballmateriale und dem Tuff ist, um so diffuser ist die Begrenzung der Bälle (Fig. 38, 37 und 36). Da der Amphiboltuff (siehe oben!) an verwitterter Gesteinsoberfläche ein kontrastreiches kleinfleckiges Aussehen erhält, die dichte Grundmasse der Bälle auch durch die Verwitterung wesentlich heller und ihr amphibolporphyritischer

Charakter scheinbar verschärft wird, ist die Ähnlichkeit zwischen dem Tuffe und den Bällen grösser an verwitterter Fläche als an frischer Bruchfläche (wo die Grenze gewöhnlich sehr scharf ist). Der Unterschied auf verwitterter Oberfläche erscheint eigentlich nur als eine verschiedene Dichtheit der Kleinfleckigkeit, weshalb die Grenze zwischen Feldern verschiedener Fleckendichtheit nicht als ganz scharf aufgefasst wird. Indessen kommen hier und da in einem ähnlichen Bette Bälle aus einem ausgeprägt dunkleren oder helleren Gestein vor, die immer scharf begrenzt sind und den tuffagglomeratischen—tuffbreccia-artigen Charakter des Gesteins sofort betonen.

Die normalen Bälle dieser mächtigen monotonen diffusen Tuffagglomerat-

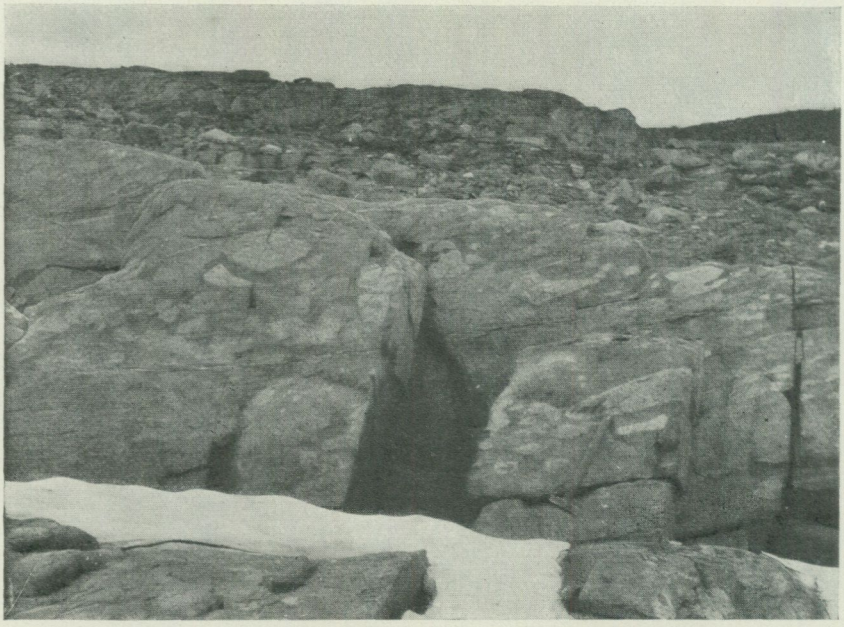


Fig. 37. Tuftagglomerat. Saussurit-Amphiboltuff mit Bomben aus hellem, intermediärem Uralitporphyrit. Das Ballmaterial ist ein wenig saurer und heller als in Fig. 36 und kontrastiert deshalb besser gegen den Tuff. Mortotjåkko, S. Storfjället.

betten sind heller als der Tuff, weshalb die Bälle sich gegen dunkleren Grundhell abheben (im Gegensatz zu den durch Anhäufung der Einsprenglinge schlierenstruierten Uralitporphyritlavabetten im Gabbi). Je heller das Ballmaterial ist, umso schärfer ist der (pyro-)klastische Charakter, indem die Bälle mit vermehrter Schärfe hervortreten. In vereinzelten Fällen kann das Ballmaterial auch aus amphibolreicheren Varietäten vom Typus des feinkörnigen massenförmigen Amphibolites bestehen, wobei die Bälle dunkler als der Tuff sind (Fig. 38); solche Betten mit homogenem Ballmaterial bilden aber Ausnahmen. Die dunkleren amphibolreichen Amphibolite kommen dagegen oft als vereinzelte Streubomben in Tuffagglomeraten mit im übrigen hellerem kleinporphyrischem Ballmaterial und reichlicher in den stark polymikten Tuffbreccien vor.

2) *Amphibol-Saussurittuff mit keratophyrischen Bällen.*

Das Ballmaterial besteht aus Keratophyren aller Typen. In Übergangsgliedern zu dem vorigen Typus bestehen die Bälle aus den keratophyrischen Gesteinen mit einem äusserst untergeordneten Gehalt an kleinen Amphiboleinsprenglingen und ganz kleinen abgeplatteten Aggregaten aus grünem Biotit, welche

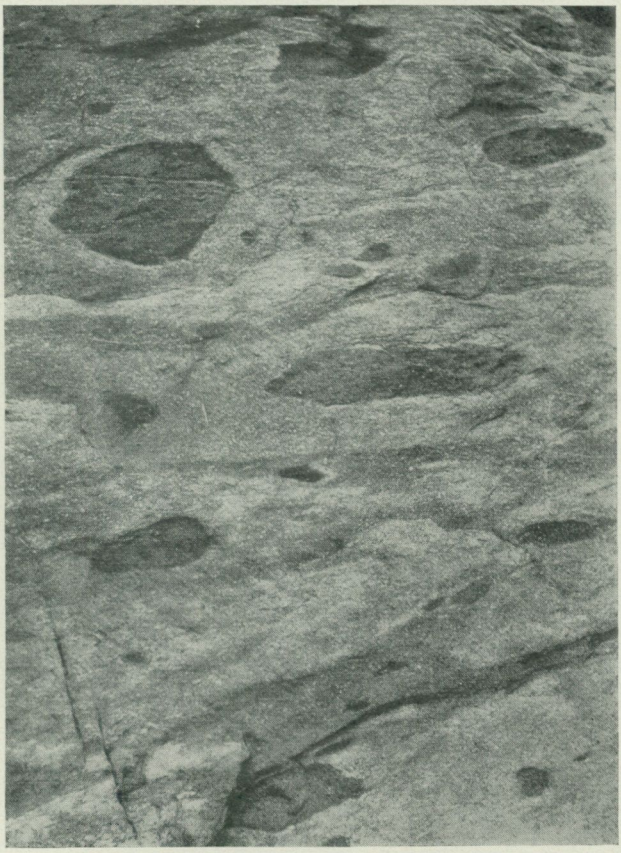


Fig. 38. Tuffagglomerat. Vereinzelte Bomben und Lapilli von dunklem Amphibolit in hellerem, grüngrauem Saussurit-Amphiboltuff. Man sieht als eine weisse Kleinfleckigkeit die hellen, saussuritisierten Feldspateinsprenglinge des Tuffes, die ihm ein porphyrisches Aussehen verleihen. Mortotjäkko, S. Storfjället.

Übergangsglieder zu den amphibolarmen Uralitporphyriten bilden (S. 77). Der Tuff ist von demselben Typus wie in der vorigen Gruppe. Die an verwitterter Oberfläche fast weissen Keratophyrbälle kontrastieren sehr scharf gegen den amphibolreichen, dunkleren Tuff. Im Gegensatz zu dem Verhältnis im vorigen Typus ist in den Keratophyrtuffagglomeraten die Grösse des Ballmateriales äusserst wechselnd, mit Variationen von ein paar dm bis ein paar mm in der Länge; die kleinsten Grössen (Lapilli) kommen oft sehr reichlich vor,

und das Gestein kann in der Regel als Lapillituffagglomerat bezeichnet werden (Fig. 39).

3) *Amphibol-Saussurittuff mit Bällen von zwei Effusivtypen*, einem uralitporphyritischen und einem keratophyrischen.

In der Übergangszone zwischen dem keratophyrischen Eruptionszentrum im Tale nördlich vom Mortotjåkko und dem uralitporphyritischen Effusivgebiete SSW davon, also im nördlichen—östlichen Teile des Mortotjåkko, wo die Amphibol-Saussurittuffagglomerate ihre grösste Mächtigkeit erreichen,



Fig. 39. Keratophyrlapillituffagglomerat. Die hellen Keratophyrfragmente sind meistens von Lapilligrösse. Zwischenmasse von Saussurit-Amphibol-Biotittuff. Das Massband ist cm-graduiert und kaum 1 cm breit. NO-licher Teil des Mortotjåkko.

wechseln Betten mit uralitporphyritischem und keratophyrischem Material mit einander ab; auch Mischungen der beiden Typen kommen vor. Von den wirklich polymikten Tuffbreccien unterscheiden sich diese Gesteine durch ihre nur duomikte Zusammensetzung. Das Verhältnis muss so gedeutet werden, dass von wenigstens zwei Eruptionszentren, einem keratophyrischen und einem uralitporphyritischen, die Eruptionen im ganzen gleichzeitig, aber mit wenigstens in gewissem Grade alternierender Stärke fortgedauert haben, so dass in einem Falle basische, in dem anderen Falle saure Auswürflingsregen über das Gebiet gefallen, in einem dritten Falle dagegen beide gleichzeitig eingetroffen sind. Möglich und in hohem Grade wahrscheinlich ist, dass in mehreren Fällen die Mischung verschiedener Gesteinsmaterialien durch fluviatile Transporte (z. B. vulkanische Schlammströme) verursacht worden ist, in welchem Falle das Gestein auch genetisch einen Übergang in die Tuffbreccien zeigt.



Fig. 40. Keratophyrtuffagglomerat. Der Tuff ist schiefrig biotitamphibolitisch und sehr dunkel, wodurch der Kontrast besonders stark wird. Der sichtbare Teil des Hammerstiels ist za. 40 cm lang. Tal nördlich vom Mortotjåkko, S. Storfjället.



Fig. 41. Wechsellagerung von verschiedenen Tuffen und Agglomeraten. Von unten nach oben: Dunkler Biotittuff, Keratophyrlapillituffagglomerat, heller quarzitischer, schlieriger Tuff, Keratophyrlapillituff, kalkreicher Tuff bis unreiner Marmor (herausgewittert), nochmals kalkreicher Tuff, oben mit Lapilli und in karbonat- bis karbonattuffzementiertes Keratophyragglomerat übergehend. Tal nördlich vom Mortotjåkko, S. Storfjället.

4) *Keratophyr-Glimmertuffagglomerate.*

Im zentralen Teile des keratophyrischen Eruptivgebietes des S. Storfjället treten nebst den eigentlichen Keratophyragglomeraten Tuffkeratophyragglomerate auf, die sich durch vermehrte Tuffmenge direkt aus jenen entwickeln. Der Tuff besteht hier meistens aus glimmerquarzitischen Tufftypen, die von dunklem Biotitschieferquarzit bis zu ziemlich hell grauem, feinkörnigem Quarzit mit relativ geringem Glimmergehalt variieren. Daneben kommen mehr oder weniger, gewöhnlich schwach saussuritisierter (saurer) Plagioklas und ausnahmsweise Hornblende vor. In gewissen Fällen neigt der Tuff zu dem vorigen Typus (also amphibolreich), aber diese Fälle sind nur Ausnahmen.

Diese Keratophyr-Glimmerquarzittuffagglomerate erinnern in allen übrigen Beziehungen an die entsprechenden Typen mit Amphiboltuff; der Tuff ist

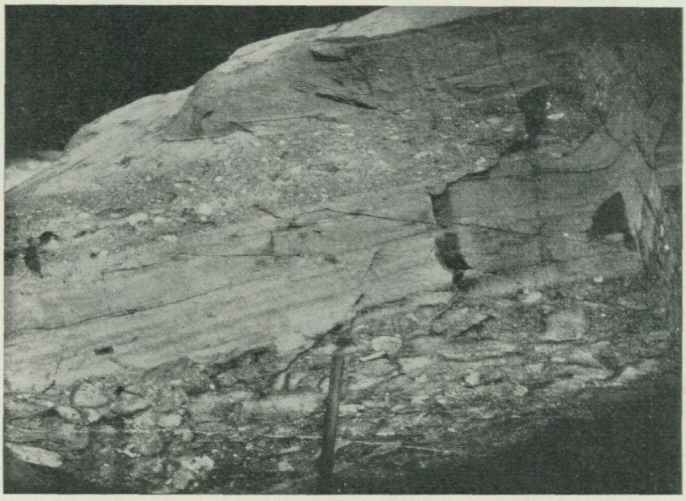


Fig. 42. Wechsellagerung von gebandetem saurem Tuff mit konglomeratähnlichem Keratophyragglomerat (unten) und Keratophyrlapillituff. Tal nördlich vom Mortotjåkko, S. Storfjället. G. F. F. 1925.

infolge seines Biotitgehaltes in der Regel dunkel, weshalb die Keratophyrbälle sich gut abheben. Der Lapillireichtum ist gross; oft fehlen grobe Bälle, und das Gestein macht einen Keratophyrlapillituff aus (Fig. 41). Der glimmerreiche Tuff ist in der Regel stärker schiefrig, und die hellen, in dem mit hellen und dunklen (quarz- und biotitreichen) Schichten unregelmässig wechselnden Tuff eingelagerten Lapilli geben dem Gestein ein charakteristisches, kurzschlierig schiefriges Aussehen.

Tuffbreccien.

Mit diesem Ausdruck bezeichnet Verfasser hier einen sehr charakteristischen Gesteinstypus, der Bruchstücke aller in der Mesketformation vorkommenden Effusivgesteinstypen in einer regellosen Mischung und in einer mehr oder weniger tuffogenen Matrix eingelagert zeigt. Die Bruchstücke variieren von

der Grösse eines Kopfes bis zu ein paar mm langen Lapilli; die Form ist bei den basischen Gesteinen oft gerundet, bei den Keratophyren in der Regel scharfkantig und unregelmässig. Das Gestein ist also ausserordentlich polymikt und unsortiert (Fig. 43 und 44).

Die Zwischenmasse ist in der Regel glimmerquarzitisch—schiefrig mit untergeordnetem und sporadischem Amphibolgehalt und hat also einen tuffoiden Charakter.

Dieses Gestein tritt in relativ peripherischen Gebieten auf, wenn die normalen einheitlichen Agglomerate und Tuffagglomerate fehlen. In dem ersten (unteren) Mesketstriche des S. Storfjället bildet es ein einige m mächtiges Bett im



Fig. 43. Tuffbreccie. Regellose Anhäufung von Bruchstücken aller Gesteine der Mesketformation (untergeordnet auch sedimentäre Gesteine). Die hellen Keratophyrbälle heben sich sehr scharf ab. Råbmetjåkko, S. Storfjället.

Passe zwischen dem Njåsats und dem Korpfjället, wo die normalen Agglomerate auf ein paar unbedeutende, kalkzementierte Grünsteinagglomeratbetten beschränkt sind — in dem zweiten Mesketstriche, der Strecke vom Njåsats zum O-Absturze des Geutelstjåkko, tritt es über den massenförmigen Amphibolit-effusiven in seiner vielleicht schönsten Ausbildung auf und wird nur von Tuffoiden gefolgt.

Die stark polymikte Tuffbreccie, die die Agglomerate und die Tuffagglomerate ersetzt und ihre sämtlichen Gesteinstypen vermischt enthält, besteht unzweifelhaft aus durch fliessendes Wasser von den Eruptionsgebieten weggespültem und zusammengemischtem Agglomeratmaterial. Diese Wegspülung ist vermutlich relativ »katastrophal» geschehen, z. B. durch in Verbindung mit den Eruptionen herabstürzende, schlammführende Wasserströme; dass das

Gestein nicht als eine normale konglomeratische Bildung betrachtet werden kann, geht u. a. aus der scharfen Bruchstückform auch der kleinsten Lapilli und dem Mangel an jeder Andeutung eines Sortierungsgrades hervor. Die Brecciabezeichnung scheint deshalb in diesem Falle wohl motiviert. Obgleich der Ausdruck Tuffbreccia in der Regel den Bildungen zu entsprechen pflegt, die hier Tuffagglomerate genannt worden sind, hat Verfasser wegen des



Fig. 44. Tuffbreccie. Ein grob amphibolitischer Ball links; intermediärer Uralitporphyrit rechts und in der Mitte; besonders oben mehrere Keratophyr-»bälle». Detailbild desselben Aufschlusses, dem das vorige Bild entnommen ist.

organischen Überganges zwischen den wirklichen Agglomeraten und den erwähnten Ablagerungen die Bezeichnung Tuffagglomerate für sie vorgezogen, umso mehr als mit dem Namen »Breccie» eine Vorstellung von kantiger Form der Bruchstücke verbunden ist.

Einen etwas anderen Typus repräsentieren die Tuffbreccien, die als intraformationale Bildungen in ziemlich zentralen Teilen der Eruptionsgebiete, z. B. im Mortotjåkko, auftreten. Die Mesketformation wird hier wesentlich von Agglomeraten und Tuffagglomeraten aufgebaut; jedes Niveau hat einen gewöhn-

lich ganz einheitlichen petrographischen Charakter. Dazwischen treten stark polymikte Betten als eine kontinuierliche Fortsetzung einer mächtigeren Serie wechselnder Agglomerate und Tuffagglomerate mit dem Ballmaterial der darunterliegenden Betten gemischt auf. Die Bälle haben hier oft eine mehr oder weniger tiefe, über dem ganzen Ball gleich dicke, ringsherum gehende (durch Bleichen oder eine schwache Rostfärbung markierte) Verwitterungshaut, die von der jetzigen Gesteinsoberfläche unabhängig und wahrscheinlich vor der Konsolidierung der Ablagerung durch das Erhärten des Tuffzementes ausgebildet worden ist. Daneben kommen untergeordnet Bälle aus sedimentären Mesketgesteinen, u. a. dem weissen rostenden Quarzite, vor. Zusammen besagen diese Umstände, dass die intraformationalen Tuffbreccien als ausgeprägt konglomeratische Bildungen zu betrachten sind, die nach der Ablagerung einer grossen Tuff-Agglomeratserie durch eine gewisse Bearbeitung und Umlagerung ihres Materiales gebildet sind.

Einige petrographische Profile der Mesketformation.

In der vorstehenden Beschreibung der stark variierenden Gesteinsserien der Mesketformation haben aus leicht verständlichen Gründen nur die wichtigsten Haupttypen näher behandelt werden können. Die Existenz der vielen Varietäten der Haupttypen und vor allem der gewöhnlich kontinuierlichen Serie von Übergangsgliedern und Mischformen zwischen ihnen ist in der Beschreibung zu wiederholten Malen hervorgehoben worden, verdient aber nochmals betont zu werden. Der Charakter der Varietäten und der Übergangsformen wird noch weiter durch die untenstehende petrographische Detailprofilserie beleuchtet, die vor allem bezweckt, eine Übersicht über das geologische Auftreten und die gegenseitigen Beziehungen der Mesketgesteine zu geben. Um eine bessere Übersichtlichkeit zu gewinnen und Vergleiche zu erleichtern, sind die Profile in derselben (und zwar normalen) stratigraphischen Reihe aufgestellt.

Profile I. Petrographische Profile durch die Mesketformation, längs dem Mortotjåkkobach (dem kleinen Bach von dem mittleren »o» im Mort*o*tjåkko (siehe die Karte).

Stratigraphisch und räumlich zuoberst:

[Der nachfolgende, inverse Strich folgt wahrscheinlich ziemlich bald auf 7 b].

7 b. Kalkagglomerate. Karbonatzementierte Grünsteinagglomerate, gewöhnlich mit schöner Mandelsteintextur, von wechselndem, gewöhnlich amphibolreichem, oft garbigem Tuff zwischengelagert (Typus 7).

7. Garbiger Amphibol-Saussurittuff. Geht allmählich in 6 über.

6. Amphibol-Saussurit-(Quarz-Glimmer-)Tuff, gewöhnlich mit Bällen, = Tuffagglomerat. Äusserst mächtig, stark variierend; verschiedene Tuffagglomerate-Tuffbreccien wechseln mit reinen Tuffbänken ab.

Die Tuffagglomerate sind von zwei Haupttypen:

I. Diffus begrenzte, kleinfleckig uralitporphyritische Bälle, zuweilen dunkler (I a), gewöhnlich heller (I b) als der Tuff (Fig. 36—37);

auch vermischt (Fig. 36). I b geht durch abnehmenden Amphibolgehalt des Ballmaterials in Typus II über.

II. Mit scharf hervortretenden, hellen Bällen aus leukokratem Uralitporphyr-Keratophyr (Fig. 39). Auch Niveaus mit stark polymiktem Ballmaterial, = Tuffbreccien, kommen vor. Totale Mächtigkeit von 6 = ungef. 100—150 m. Der Tuff von 6 geht unten in 5 über.

5 = 2 (?). Harter, quarzitischer Tuff, ziemlich inhomogen, teils mit deutlich geschichteten, glimmerreichen Lagen, teils schwach schlierig, amphibolreich.

4 = 1 (?). Loser, leichtverwitternder Karbonat-Amphiboltuff, = 1. Mit helleren kalzitquarzitischen Schlieren; in gewissen Niveaus mit schönen Tuffagglomeraten, in denen Bälle aus leukokraten Uralitporphyriten-Keratophyren überwiegen.

3 b. Polymikte Tuffbreccie (=»Konglomerat» aus darunterliegenden Agglomeraten).

3. Kalkagglomerate, = kalkzementierte Grünsteinagglomerate. Mehrere Bänke, alle von besonders in der Mitte petrographisch einheitlichem Ballcharakter: dichter Amphibolit bis gröberer, schwach porphyrischer, dunkler, amphibolreicher Uralitporphyrit bis normaler Uralitporphyrit.

2. Harter Amphiboltuff mit untergeordnetem Quarz-Saussurit-Glimmergehalt, stellenweise mit Karbonatschlieren. Bisweilen verklüftet bis mechanisch grobbrekziiert, mit dünnen Kalzitspalten.

1. Loser, verwitternder Kalzit-Quarz-Amphibol-Saussurittuff. In gewissen Niveaus mit Bällen sowohl aus Grünstein als auch aus intermediären, leukokraten Uralitporphyriten bis Keratophyren, = Tuffagglomeraten.

0. Quarzitkonglomerat = Voitjakonglomerat, nicht typisch. Meistens dunkle Quarzitbälle in Graphitquarzit-Alaunschieferphyllit. Ungef. 1—2 m.

[Graphitquarzit-Alaunschieferphyllit.]

Profile II. Petrographische Profile durch die Mesketformation auf dem Mortotjåkko, zuerst längs dem Rajasbach (dem Bach O. von Rajastjåkko) und später in der Richtung N 15° O. (Siehe die Karte!)

Stratigraphisch und räumlich zuoberst:

[Nach 5, möglicherweise zwischen 4 und 5, nächstfolgender inverser Mesketstrich.]

5. Schiefrige Glimmer-Amphibol-Quarztuffoide.

4. Garbiger Amphibol-Saussurit-Quarztuff (= I, 7 a). Mit eingelagerten Kalkagglomeraten (Uralitporphyrit; oft Mandelstein). Geht in

3 b. über. Uralitporphyritagglomerate — schön porphyritisch mit grossen Uraliteinsprenglingen in einer amphibolarmen grauen Grundmasse. Grosse Kalkmandeln!

3. Amphibol-Saussurittuff, nach oben saussuritreicher, nach unten amphibolreicher. Erbsengrosse, grünliche Saussuritkörner und feinnadliger Amphibol, nebst vereinzelten grösseren Uralitkristallen. Mit eingelagerten Kalkagglomeratbetten.

2 b. Massenförmige Lavabetten. Einsprenglingsarmer, grauer, dichter, intermediärer, schöner Mandelstein (Karbonatmandeln). Ein paar bis einige Meter mächtige Betten. Bilden Einlagerungen in den obersten Teilen von 2.

2. Amphibol-Saussurit-(Quarz-Biotit-)Tuff, (= I: 6). Mit tuffagglomeratischen Betten wie in I: 6, jedoch spärlicher. Das Ballmaterial im wesentlichen kleinporphyrische Uralitporphyrite.

Geht zuunterst in 1. über.

1. Harter Amphiboltuff, = I: 2.

[Das Konglomerat und die karbonatreichen Tuffe fehlen (= ausgequetscht ?)]

0. Die Graphitquarzitformation.

Profile III. Petrographische Profile der Mesketformation, längs einem Bach an der Ostseite des Gabbi (nahe dem Nedre Ältsvattnet), Norra Storfjället.

Stratigraphisch zuoberst, räumlich zuunterst:

		Mächtigkeit:
1.	Feinkörniger Granat-Biotitquarzit (Tuffoid)	
2.	Dichter, grüner Amphibolit (Tuff)	12 m.
3.	Granat-Biotitschiefer, ungef. = 1, mit einem 1 m mächtigen Lager von dichtem, grünem Amphibolit (Tuff) . .	12 m.
4.	Harter, quarzitischer Alaunschieferphyllit (kohlereich) mit amphibolitischen Einlagerungen (die letzten sind Tuffe).	5 m.
5.	Stark wechselnde Amphibolite (Tuffe), in gewissen Betten mit Granat, in anderen mit Uraliteinsprenglingen. Auch ein unbedeutendes Bett von Uralitporphyrit (Lavabett)	10 m.
6.	Hauptsächlich dichte, planschiefrige, geschichtete Amphibolite (Tuffe).	8 m.
7.	Massenförmige Bänke von Amphibolit, meistens ziemlich dicht, öfterst uralitporphyrisch. In gewissen Niveaus schöne Mandelstruktur (Lavabetten)	30 m.
8.	Unreiner Marmor, mit Amphibolgehalt (Tuffbeimengung) und vereinzelten Bällen von dichtem Amphibolit und Uralitporphyrit.	3 m.
9.	Verschiedene Bänke, hauptsächlich von dichtem, massenförmigem, stark blasigem Amphibolit (Mandelstein), nebst Uralitporphyrit. (Lavabetten.) Dazwischen Tufflager: Amphiboltuff mit Uraliteinsprenglingen und kalkigen Lagern.	20 m.
10.	Uralitporphyritagglomerat, mit leichtverwitterndem Kalk-Amphibolzement	4 m.

		Mächtigkeit:
11 a.	Heller Uralitporhyrit (Lavabett) . . . . . Einige m.	10 m.
b.	Dichter, grüner Amphibolit (Lavabett). . . . »	
c.	Heller Uralitporphyrit (Lavabett) . . . . . »	
12	Harter, teilweise geschichteter Tuff. (Amphibol-Quarz-Granat).	15 m.
13	Uralitporphyrit, ziemlich hell, schön porphyrisch. Durch Anhäufungen der Einsprenglinge kurzschlierig struiert (agglomeratähnlich). Lavabett. Analyse (S. 69) . .12	75—100 m.
14 a.	Dunkler, harter, kaum porphyrischer Amphibolit (Lava)	
b.	Dunkler Amphibolit, grössenteils dunkler Uralitporphyrit. Einige Betten. (Lava.)	
15	Kalkzementiertes Grünsteinagglomerat. Bälle von dichtem, blasenreichem Amphibolit (Mandelstein) = Unterstes Bett der Mesketformation	10—15 m.
	Totale Mächtigkeit:	200—230 m.

Granitische Injektionszone fängt an:
Glimmer-Granatschiefer von Sevecharakter, mit Adern, Schlieren und Gängen von Albitgranit.

Die Gesteine von Chloritschieferfazies.

Die hier oben beschriebenen Gesteinstypen sind, wie hervorgehoben wurde, von ziemlich hohem Thermometamorphosengrad, d. h. ihre Mineralparagenesis schliesst Chlorit nur als höchstens akzessorischen Bestandteil ein. Sie sind von Amphibolit- resp. Biotitschieferfazies. Durch abnehmende Stärke der durch die intraorogenen Intrusive verursachten, Kontakterwärmung d. h. durch verminderte Temperatur bei der mechanischen Deformation der Gesteine während der tektonischen Bewegungen, sind Gesteine von niedertemperierter Mineralparagenesis erhalten worden. Sie umfassen sämtliche entsprechenden primären Gesteinszusammensetzungen und sind durch kontinuierliche, aber quantitativ wenig bedeutende Zwischenglieder mit den obenerwähnten Gesteinen von Amphibolit-Biotitschieferfazies verknüpft. Was die orogenen Intrusivgesteine anbetrifft, so werden diese Übergänge und die tiefsttemperierten Glieder erst in dem nächsten Abschnitt beschrieben (die Chlorit-Amphibol-, resp. Chlorithelsinkite).

Die übrigen Gesteine in Chloritschieferfazies spielen in der Gebirgskette eine quantitativ sehr grosse Rolle. Sie machen die überaus wichtigsten Gesteinsglieder der eigentlichen Phyllitgebiete aus; man kann sagen, dass die Phyllitgebiete mit den Gebieten der in Chloritschieferfazies befindlichen Sedimente und gewissen basischen Eruptiven zusammenfallen. Auch im S. Storfjällsmassiv haben die Gesteine von Chloritschieferfazies eine grosse, aber peripherische Ausbreitung, wie u. a. aus der Karte hervorgeht. Zu den Gesteinen des

zentralen Teils des Södra Storfjället, die den hauptsächlichen Gegenstand der ausführlicheren petrographischen Beschreibung in dieser Arbeit bilden, gehören sie ja nicht. Die höher thermometamorphosierten, aber minder mechanisch destruierten letzterwähnten Gesteine geben den Charakter des ursprünglichen Gesteins besser wieder, wodurch sie von besonders grossem Interesse sind. Jedoch stellen die Gesteine von Chloritschieferfazies eine sehr grosse Zahl verschiedener Typen dar und bieten sehr interessante petrographische Probleme. Ihre Beschreibung ist die Beschreibung beinahe sämtlicher Typen der sogen. Köligesteine, die eine so grosse Ausbreitung in der Gebirgskette haben. Die petrographische Beschreibung dieser Gesteine würde ein sehr umfangreiches Kapitel ausmachen, das aber ausserhalb des Rahmens dieser Arbeit fällt. Hier soll nur eine übersichtliche Darstellung der hervorragendsten Typen und besonders der Äquivalenz zwischen den ausführlicher behandelten Gesteinen vom zentralen S. Storfjället und ihren Gegenstücken in Chloritschieferfazies gegeben werden. Im übrigen kann auf Th. Vogts[1] Beschreibung der Sedimente und Eruptive in Chloritfazies vom Sulitelmagebiet verwiesen werden, die gewissen Typen vom S. Storfjället entsprechen.

Die Gesteine von Chloritschieferfazies sind betreffs der Mineralparagenesis aus den entsprechenden höhertemperierten Gliedern dadurch abzuleiten, dass der Biotit durch hauptsächlich Chlorit nebst Sericit, die Hornblende durch Chlorit und Epidot oder Kalzit (nebst Albit) ersetzt wird. Das Auftreten des CaO als Kalzit oder Epidot markiert zwei zwar ineinander übergehende, aber verschiedene Unterabteilungen der fraglichen Metamorphosenklasse, die wohl zum grossen Teil, aber durchaus nicht allein, auf Temperaturunterschieden beruhen. Die Struktur wird durch die Stärke der mechanischen Durcharbeitung in hohem Masse bestimmt; im allgemeinen sind die Gesteine von ziemlich grobphyllitischem Habitus (also doch sehr feinkörnig); wo aber starke Differentialbewegungen das Gestein betroffen haben, wird eine sehr grobflaserige oder gross-dünnblätterige Schiefrigkeit hervorgebracht.

Die *Alaunschieferphyllite* in Biotit-Sericit- und Chlorit-Sericitfazies sind makroskopisch ähnlich: dunkle bis schwarzgraue, sehr feinkörnige, beinahe dichte, stark schiefrige Gesteine. Der Kohlengehalt verhindert teils die Sammelkristallisation (Kornvergrösserung) — wie Th. Vogt für dieselben Gesteine vom Sulitelmagebiet hervorgehoben hat[1] — und dominiert auch die Farbe, so dass der grünliche Chloritton kaum sichtbar wird.

Die *kohlenarmen Tonschieferphyllite* dagegen sind in verschiedener Mineralfazies auch makroskopisch deutlich unterscheidbar, hauptsächlich weil der Chloritgehalt der Gesteinsfarbe einen Strich ins Grünliche, der Biotitgehalt dagegen einen Strich ins Bräunliche verleiht. Die normalen kohlenarmen Tonschieferphyllite sind in Chloritschieferfazies grünlich stahlgrau — mit wachsendem Kohlengehalt wird die Farbe immer dunkler grau, und sie leiten in die obenerwähnten Alaunschieferphyllite über.

Die zur Mesketformation (und auch dem kleinen Effusivhorizont über dem

[1] Th. Vogt, Sulitelmafeltets geologi og petrografi. N. G. U. N:o 121. Oslo 1927.

unteren Marmor) gehörenden *basischen Effusive und Tuffe* sind in Chloritschieferfazies als *Chloritgrünschiefer* und *chloritreiche Phyllite* entwickelt. Die meisten verschiedenen Gesteinstypen der Mesketformation, die früher beschrieben worden sind, sind auch in Chloritschieferfazies mit voller Sicherheit wiedergefunden worden, obgleich die Identifizierung oft schwierig und zuweilen gar nicht möglich ist. Man erhält somit eine sehr grosse Zahl von Chloritschiefer—Chloritphyllittypen, von denen nur die wichtigsten hier erörtert werden sollen.

Massive, schwere, mässig oder kaum schiefrige Chlorit-Epidot-(Albit-) gesteine treten vor allem südlich vom Jovattenstal und im Nuolengåbri-Nuolentjåkkomassiv auf. Sie entsprechen gewiss basischen Lavabetten. Besonders ist das letzterwähnte Gebiet reich an Übergangstypen, wo die Chloritschieferumwandlung noch nicht vollständig gewesen ist, sondern wo der Amphibol, namentlich der der Uraliteinsprenglinge, teilweise bewahrt ist und in einer wirren Masse von Chlorit und Epidot nebst Albit, liegt.

Die ganz chloritumgewandelten Typen variieren zwischen dunkelgrünen, massigen, oft Magnetit in schönen Oktaedern führenden Chloritschiefern, die wahrscheinlich den einsprenglingsfreien Amphiboliten vom Typus Råbmetjåkko (Analyse 5) entsprechen, und helleren, oft fettigen, an Epidot wesentlich reicheren Gesteinen, deren Chlorit an sich heller ist, und die vermutlich den hornblendeärmeren Uralitporphyriten entsprechen (Analyse 3 z. B.).

Z. B. südlich vom Jovattenstal ist ein mittelgrüner Chlorit-Epidot-Albit-Schiefer angetroffen worden, wo Adern und Konkretionen von Kalzit in der Gesteinsmasse unregelmässig verteilt sind; dieses Gestein stellt aller Wahrscheinlichkeit nach ein chloritverschiefertes karbonatzementiertes Agglomerat dar (Fig. 45). Auch in den übrigen Gebieten kommen ähnliche Gesteine vor. Mit gesteigerter Intensität der Dynamometamorphose und sinkendem Temperaturtypus der Mineralparagenesis (Epidot durch Kalzit ersetzt) wird es aber schwierig zu entscheiden, ob der Kalzitgehalt primär in karbonatzementiertem Agglomerat (oder auch Karbonattuff) enthalten ist, oder ob er zu dem ganzen Betrag aus silikatgebundenem CaO während der Dynamometamorphose entstanden ist. Besonders chloritreiche, glimmerarme basische »Kalkphyllite» sind aber als sehr stark niedertemperaturtektonisierte basische Effusive (ev. Karbonatagglomerate) aufgefasst worden.

Die Tuffe der Mesketformation treten in Chloritschieferfazies in zwei durch Übergänge verknüpften Typen auf: als karbonatfreie Phyllite und karbonatreiche sog. Kalkphyllite.

Die karbonatfreien oder -armen Tuffphyllite sind schiefrige, meistens fein- bis mittelschuppige Chlorit-Sericitgesteine, immer mit einem makroskopisch kaum hervortretenden Quarzgehalt und akzessorischem bis reichlichem Epidot. Der verbreitetste Typus hat geringen Epidot- und mässigen Quarzgehalt; er entspricht gewiss den biotitreichen Tuffen, die zu normalem Glimmertonschiefercharakter neigen. Die Chloritmenge ist stets bedeutend grösser als bei den normalen Tonschieferphylliten, aber der Sericitgehalt ist auch gross; das Verhältnis Chlorit : Sericit schwankt in mässigen Grenzen um 1 : 1 herum. Grosser

Kohlengehalt kommt oft vor; das Gestein ist dann makroskopisch kaum von normalen Alaunschieferphylliten zu unterscheiden.

Der grossen Verbreitung wegen, die diese Chlorit-Sericitschiefer haben, sind Analysen von ihrem Chlorit und Sericit ausgeführt worden. Für die Analyse wurde ein mittelfeinschuppiger Phyllit ausgewählt, dessen Gehalt an Chlorit und Sericit beinahe gleich war, der Sericitgehalt ein wenig grösser. Das Gestein

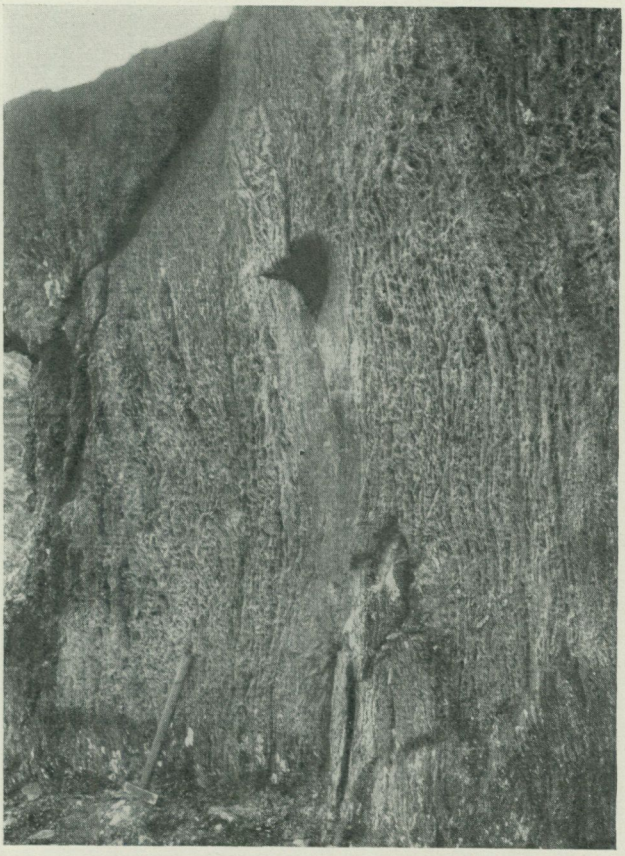


Fig. 45. Sehr karbonatreicher Chloritgrünstein (Kalkreicher basischer Tuff oder kalkzementiertes Agglomerat in Chloritschieferfazies und stark deformiert). Gillemustjåkko, S. Storfjället.

wurde pulverisiert; mittels wiederholter Schlämmung wurde der feinste Staub mit dem Wasser entfernt, und auch die schnell (in einigen Sekunden) sich sedimentierenden Fraktionen wurden nicht mitgenommen. Eine Fraktion, deren durchschnittliche Sedimentationszeit in den za. 5—7 cm hohen Gefäss ungef. < 20 und > 4 Sekunden war, wurde zu sorgfältiger wiederholter Separation nach dem spez. Gew. in Clerici's Lösung verwendet. Die Korngrösse war klein genug, sodass die Sericit- und Chloritschüppchen voneinander beinahe ganz freigelegt waren; bei der Separation wurde auch die Sericitfraktion praktisch vollkommen rein (< 0.5 % Verunreinigung); der Chlorit konnte

dagegen nicht ganz rein erhalten werden, sondern mit einer Beimischung von za. 3—4 % Sericit. Von den beiden Mineralfraktionen wurden Präparate hergestellt und quantitative Messungen der Beimengungen ausgeführt.

Analyse 13.

(Mineralanalyse 4.)

Chlorit aus Chlorit-Sericitphyllit von Gillemustjåkko, S. Storfjället. (Chlorit 1).
Analytiker: A. Bygdén.

	b.	a.	Mol. Prop. × 10000			
SiO_2	25.54	25.07	4 174	4 212		$S = \frac{SiO_2}{R_2O_3} = 1.65$
TiO_2	0.29	0.30	38			
Al_2O_3	21.39	21.33	2 092	2 524		$a = \frac{Fe_2O_3}{Al_2O_3} = 0.207$
Fe_2O_3	6.64	6.90	432			
FeO	25.95	27.19	3 784	3 808	5 904	$f = \frac{(Fe, Mn)O}{MgO} = 1.82$
MnO	0.16	0.17	24			
MgO	8.09	8.45	2 096	2 096		
CaO	0.42	0.44	78		169	
Na_2O	0.26	0.24	39	91		
K_2O	0.86	0.49	52			
$H_2O + 105°$	9.08	9.38	5 206	5 206		
CO_2	0.87	—				Sp. Gew. = 3.05
	99.55	99.96				

n_β violett = 1.638
n_β grün = 1.639
n_β rot = 1.640
$\gamma - \alpha$ = ca 0.006
Optisch positiv.

Der CO_2-Gehalt und das grosse Defizit der Summe beruht darauf, dass das Mineralpulver nach der Separierung dem Anschein nach nicht vollständig ausgewaschen worden, sondern eine Quantität Thalliummalonat-formiat zurückgeblieben ist Der Thalliumgehalt geht nicht in die Analyse ein, dagegen rührt der CO_2-Gehalt vom Thalliumsalz her. b ist die Analyse des durch Thalliumsalz und 3—4 % Sericit verunreinigten Chlorits, a dieselbe Analyse nach Abzug von 4 % Sericit (Analyse 12) nebst allem CO_2, und Umrechnen auf die Summe 100 %.

Wie aus der Analyse und den optischen Daten hervorgeht, liegt hier ein besonders an Tonerde und auch Eisen (vor allem FeO) sehr reicher Chlorit vor. Der Tonerdegehalt ist etwas grösser, der Eisengehalt dagegen kleiner als bei dem Chlorit Analyse 20 (S. 171); im allgemeinen stimmen aber die beiden Analysen sehr gut überein. Was den hier fraglichen Phyllitchlorit betrifft, so ist hier der Al_2O_3-Gehalt so hoch, dass er nach Orcels[1] Klassifikation ein Corundophyllit ist, d. h. die obere Grenze des Al_2O_3-Gehaltes der Prochlorite überschreitet — allerdings um einen sehr kleinen Betrag. Er kann am besten als *ein sehr Al_2O_3-reicher*, auf der Grenze gegen Corundophyllit liegender *Pro-*

[1] Bull. Soc. Française de Minéralogie. Tome L (1927), S. 75.

chlorit von deutlicher Cronstedtitischer Tendenz definiert werden. Doch ist der FeO-Gehalt nicht gross genug, um optisch negativen Charakter hervorrufen zu können, dies im Gegensatz zum Chlorit 2.

Sehr bemerkenswert ist die chemische Übereinstimmung zwischen den beiden Chloriten, wenn man ihre ganz verschiedene Genesis bedenkt: der eine aus einem präorogenen Sedimentgestein, der andre aus einer postorogenen Spaltenfüllung herrührend. Nach der Auffassung des Verfassers rühren ja doch die femischen Komponenten der Granit-Migmatitserie und der zugehörigen Apophysen derselben hauptsächlich aus den umgebenden Gesteinen der Mesketformation her, und zwar durchsetzt der fragliche Chlorititgang ein Serie von hauptsächlich Chlorit-Sericittuffoiden desselben Typus, dem die Chloritanalyse 1 entnommen ist. Die chemische Übereinstimmung zwischen den beiden Analysen ist damit sehr natürlich.

Die Analyse des Sericits folgt unten:

Analyse 14.

(Mineralanalyse 5.)

Sericit aus demselben Chlorit-Sericitphyllit vom Gillemustjåkko, an dem die Chloritanalyse 1 ausgeführt ist. Analytiker: A. Bygdén.

		Mol. Prop. × 10 000		Mol.-% der Basen			
SiO_2	47.12	7 845	7 885	101.00			
TiO_2	0.32	40					
Al_2O_3	30.24	2 966	3 124	40.00		40.00	
Fe_2O_3	2.53	158					
FeO	2.51	349	798	10.21	25.10		50.21
MnO	0.02	3					
MgO	1.80	446					
CaO	Nichts	—					
BaO	0.27	18	1 161	14.89		60.00	49.79
Na_2O	0.73	118					
K_2O	9.66	1 025					
$H_2O + 105°$	4.91	2 725	2 725	34.90			
	100.11		7 808	100.00			

Die Analysenziffern sind für bei 105° getrockn. Probe berechnet. Lufttrockene Probe verlor bei Trocknen über H_2SO_4: 0.16 %, bei 105° noch 0.06 %. Sa. H_2O unter 105° abgegeben: 0.22 %.

Optische Daten: Sp. Gew. = 2.85.
Lichtbrechung an Spaltblättern: $n_{\beta_1} = 1.590$, $n_{\gamma_1} = 1.600$.
Disp: $r > v$.

$R_2O_3 = 40.00$ $RO = 10.21$ $R_2O = 14.89$ $H_2O = 34.90$ $SiO_2 = 101.00$

4 1 1.5 3.5 10

5 5

Betreffs des Silifizierungsgrades ist somit der Sericit ein ganz normaler Muskowit. Nach der Tschermakschen Muskowitformel $KH_2Al_3Si_3O_{12}$ ist ja die Proportion $R_2O : R_2O_3 : SiO_2 = 1 : 1 : 2 = 5 : 5 : 10$; hier ist $R_2O : [R_2O_3 + RO] : SiO_2 = 5 : 5 : 10$. Der RO-Gehalt ist somit mit R_2O_3 vereinigt. Oder anders ausgedrückt: die Anzahl von SiO_2-Molekülen ist der Anzahl von Basenmolekülen gleich, wie in der obenerwähnten idealen Muskowitformel.

Von dieser idealen Muskowitformel unterscheidet sich der hier analysierte Sericit, wie es für die realen Muskowite die Regel ist, durch seinen beträchtlichen (Fe, Mg)O-Gehalt. Wie aus den obigen Berechnungen noch weiter zu ersehen ist, kann dieser RO-Gehalt nicht gut durch eine Beimengung des Biotitmoleküls erklärt werden. Er ersetzt sehr deutlich einen Teil des R_2O_3, und zwar ein Fünftel der Theoretischen Menge. Gossner[1] nimmt an, dass der RO-Gehalt der Muskowite durch eine ähnliche Substitution zu erklären ist, und gibt folgende zwei Möglichkeiten an:

a. $2\,Al \rightleftarrows 1\,Si + 1\,Mg$

b. $AlO_2H \rightleftarrows MgO_2H_2$

Die Berechnungen sind für die fragliche Analyse die folgenden:

a. $2\,[4\,R_2O_3 + RO + 1.5\,R_2O + 3.5\,H_2O + 10\,SiO_2] - 2\,[SiO_2 + RO] + 2\,R_2O_3 =$

$$= 10\,R_2O_3 + \underbrace{3\,R_2O + 7\,H_2O}_{10} + 18\,SiO_2$$

$$\underbrace{10 \quad : \quad 10}_{20} \quad : \quad 18$$

b. $2\,[4\,R_2O_3 + RO + 1.5\,R_2O + 3.5\,H_2O + 10\,SiO_2] - 2\,[RO + H_2O] + [R_2O_3 + H_2O] =$

$$= 9\,R_2O_3 + \underbrace{3\,R_2O + 6\,H_2O}_{9} + 10\,SiO_2$$

$$\underbrace{9 \quad : \quad 9}_{18} \quad : \quad 20$$

$$3 \quad : \quad 1 \quad : \quad 2$$

In den beiden Gleichungen macht die *Summe* die Zusammensetzung des Glimmers aus, von welchem die aktuelle Analyse durch eine der genannten Substitutionen herzuleiten ist. Man sieht, dass man im esteren Falle einen Unterschuss, im letzteren einen Überschuss von SiO_2 erhält; keine der beiden Erklärungen ist also allein genügend. Wenn man aber *eine gleiche Substitution von beiden* annimnt, erhält man einen Grundmuskowit von der Zusammensetzung:

$$19\,R_2O_3 + \underbrace{6\,R_2O + 13\,H_2O}_{19} + 38\,SiO_2$$

$$1 \quad : \quad 1 \quad : \quad 2$$

was sehr annährend der theoretischen Zusammensetzung

$$3\,R_2O_3 + K_2O + 2\,H_2O + 6\,SiO_2 \quad \text{entspricht,}$$
$$3 \quad : \quad 1 \quad : \quad 2 \quad : \quad 6$$

nur dass sehr wenig K_2O durch H_2O ersetzt ist.

[1] B. Gossner: Die chemische Zusammensetzung der Glimmermineralien. Centralblatt für Mineralogie etc., 1925 (A), S. 3.

Ob eine solche ziemlich verwickelte Substitution aus molekularkonstitutiven Gründen notwendig anzunehmen ist oder nicht, ist eine Frage, die hier nicht näher erörtert werden soll. Jedenfalls ist die vorliegende Substitution am einfachsten so auszudrücken: R_2O_3 ist durch eine äquivalente Menge RO ersetzt, und zwar zu einer Menge von $^1/_5$ seines Betrags, ferner ist $(K, Na)_2O$ zu einem kleinen Betrage gegen H_2O ausgetauscht, ohne dass der SiO_2-Gehalt beeinflusst ist.

Der Sericit zeigt somit keine phengitische Tendenz, sondern ist ein normaler Muskowit, nur mit hohem Gehalt an (Fe, Mg)O und Wasser, kleinem Gehalt an Alkali. Die Abweichungen sind durchaus normal, gehören aber zu den grössten, die unter den normalen Muskowiten vorkommen. Als in dem Gestein die zwei Hauptmineralkomponenten, Sericit und Chlorit (nebst Quarz) sich entwickelten wurde somit *die Zusammensetzung des Sericits so weit wie möglich nach der des Chlorits hin verschoben*, d. h. sie liegt an der chemischen Grenze der Muskowitgruppe gegen die fragliche Gesteinszusammensetzung (oder Chloritzusammensetzung), und hat den höchsten (Fe, Mg)O- und kleinsten Alkaligehalt den ein Muskowit (bei den fraglichen Temperatur- und Konzentrationsverhältnissen) hat erhalten können.

Was die Verteilung der Komponenten FeO : Mn : MgO in den beiden analysierten Mineralen betrifft, so ist (FeMn)O : MgO in dem Chlorit = 1.82, in dem Sericit = 0.79, d. h. der relative MgO-Gehalt ist in dem Sericit viel grösser. Dies ist nicht erstaunlich, da die Glimmer im allgemeinen eine ausgeprägte Tendenz zu relativer MgO-Anreicherung zeigen, d. h. ein höheres MgO : FeO-Verhältnis als die übrigen Minerale und das gesamte Gestein haben. Der

Verteilungsquotient $\dfrac{\overset{\text{Sericit}}{\text{MgO : FeO}}}{\underset{\text{Chlorit}}{\text{MgO : FeO}}}$ ist in diesem Falle = 2.3.

In der Gruppe (Fe, Mn)O ist die Verteilung FeO : MnO ganz konstant in den beiden Mineralen, allerdings innerhalb der Grenzen der Genauigkeit der Analysen. Die Gewichtsproportionen FeO : MnO sind im Chlorit 25.95 : 0.16, im Sericit 2.51 : 0.02, was ja die sehr vollkommene quantitative Isomorphie zwischen FeO und MnO auch in diesem Falle bestätigt.

2. Intrusive.

Granite (Haupttypus der Intrusivgesteine).

Wie früher kurzgefasst angegeben worden ist, bilden die im S. Storfjället auftretenden Intrusivgesteine eine sehr charakteristische, an Albitgranit als Muttergestein angeknüpfte Gesteinsreihe.

Das Hauptgestein besteht aus einem extrem leukokraten Albit-Quarz-Granit, der die grosse Hauptintrusion im S. Storfjället und die Skalmodals- und Skalvattensintrusionen und die zentralen Teile der Joesjöintrusion umfasst und weiter im N. Storfjället (z. B. um das Nedre Ältsvattnet) vorkommt.

Der Mineralbestand ist Quarz und Plagioklas, Hauptminerale; untergeordnet oder akzessorisch Amphibol, Epidot, Biotit, Granat, Muskowit-Sericit, Magnetit; akzessorisch Rutil, Zirkon, Apatit.

Die Struktur ist immer mehr oder weniger porphyrisch mit zuweilen äusserst schwach zonarstruierten Albiteinsprenglingen in einer Grundmasse von Quarz-Albit.

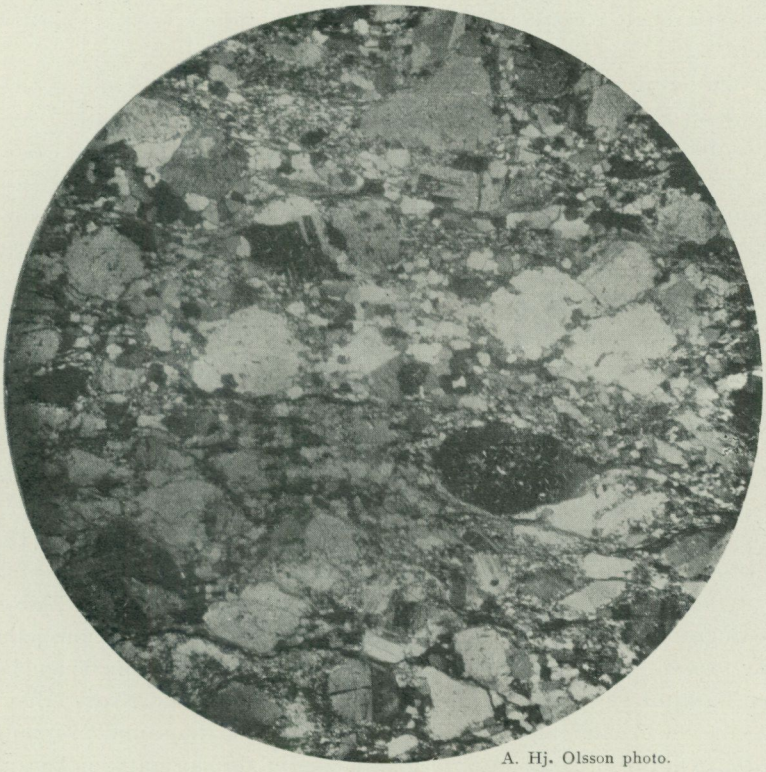
Die Struktur der Grundmasse ist meistens äusserst feinkörnig eugranitisch; zuweilen zeigt sich ein Übergang zu der bei gewissen Ganggesteinen auftretenden schönen Granophyrstruktur. Der betreffende Granittypus hat eine schwach granophyrisch struierte Grundmasse von Albit, Quarz, Sericit und Epidot, wo besonders das schriftgranitische Verwachsen des Sericites mit dem übrigen Materiale auffallend ist.

Zu der primären Erstarrungsstruktur addiert sich eine mehr oder weniger stark ausgeprägte mechanische Deformations-Quetschstruktur kombiniert protoklastisch-kataklastischen Charakters. Die deutlich porphyrischen, im ganzen oft ziemlich idiomorphen Feldspattafeln haben gegen die Grundmasse einen unregelmässig kleinzerrissenen, korrodiert-zertrümmerten Kontakt. Die Grundmasse selbst zeigt eine feinkörnige Trümmerstruktur.

Da, wo die reinste *Protoklas*struktur herrscht (z. B. Rikarjaure, N. Ältsvattnet), bleiben die Feldspattafeln, mit Ausnahme der alleräussersten Zone, ganz unzerquetscht mit unveränderter Zwillingslamellierung, die Grundmasse hat eine sehr gleichmässige, feinkörnige, eugranitische Struktur, und undulöse Auslöschung bei dem Quarz fehlt fast ganz. Das Gestein hat jedoch eine ausgeprägt tektonische Bedeutung und macht eine basale Verschiebungsintrusion dar. Das Strukturbild gibt einen starken Eindruck davon, dass kräftige Bewegungen in dem aus kristallisiertem Albit + Restmagma bestehenden Intrusivkörper ausgelöst worden sind, wobei die Feldspatkörner Abnutzung an einander ausgesetzt worden sind und Flächen und Kanten ihre kleinzerrissenezerquetschte Ausbildung erhalten haben, während dagegen die Menge des Residualmagmas so gross gewesen ist, dass sich das Ganze als eine fluidalplatische Masse verhalten hat, und gar kein einseitiger Druck hat entstehen können. Die tektonischen Bewegungen scheinen mit diesem Stadium ganz aufgehört zu haben, und keine postmagmatische, kataklastische Deformation des Gesteines hat stattgefunden.

Von hier sind alle Übergänge zu einer rel. kräftigen, postmagmatischen Zerquetschung gegeben, wobei die Protoklase sukzessiv in *Kataklase* übergeht. Die Feldspateinsprenglinge zeigen undulöse Auslöschung mit gebogenen Zwillingslamellen und verlieren ihre idiomorphe Form durch eine bedeutend gesteigerte Randzerquetschung, die zuweilen nur Reste des ursprünglichen Kristalls zurücklässt. Der Quarz wird stark undulös auslöschend, und die Grundmasse zeigt eine planparalelle Ungleichmässigkeit der Korngrösse, die auf eine weitere Zermalmung der Grundmasse längs gewissen Ebenen deutet. Die femischen Minerale nebst Muskowit, die in dem vorigen Typus strahlige Aggregate bis richtungslos verstreute Individuen in der Grundmasse bildeten, verteilen sich hier in Schlieren, um so dünner und länger je kräftiger die

Deformation gewirkt hat. Wie unten hervorgehoben werden wird, dürfte die hier behandelte Gesteinsserie einen genetisch von normalen Graniten sehr abweichenden, durch seinen grossen Wassergehalt und niedrige Kristallisationstemperatur gekennzeichneten Magmatypus repräsentieren. Die femischen Minerale — hauptsächlich Hornblende und Chlorit — repräsentieren hier *nicht* die frühesten Glieder der Kristallisationsreihe; besonders der Chlorit (und der



A. Hj. Olsson photo.

Fig. 46. Albitgranit. Die Struktur ist sehr typisch protoklastisch, mit grossen, an den Kanten zerrissenen und abgenutzten Albittafeln in einer Trümmermasse von hauptsächlich Quarz nebst wenig Albit, Epidot, Amphibol und Sericit. In der Mitte der Albittafeln (besonders dem dunklen Albitindividuum rechts) sieht man die auf den Kern konzentrierte lichte Durchwebung von Sericitmikrolithen (vgl. Fig. 48 und S. 145). Aus einem analysierten Handstück (Analyse IX) vom Skidträsk, S. Storfjället.

Nic. +. Vergr. 14 ×.

Muskowit) gehört zu den allerletzten. Während diese Minerale in dem erst behandelten Typus z. B. auf eine drusenartige Weise in allseitig gerichtete, strahlige Aggregate in den letzten Poren zwischen dem Feldspate kristallisieren (siehe z. B. Fig. 48) (Rikarjaure), werden sie hier infolge der fortgehenden Differentiationsbewegungen in parallelorientierte Schlieren angereichert. Diese Parallelorientierung ist also nicht notwendig ein Resultat von Kataklase im strengsten Sinne = mechanischer Deformation ganz postmagmatischen Alters, sondern ist auf eine Grenzerscheinung zurückzuführen, eine Protoklase in

einem so späten Kristallisationsstadium, dass das Gestein nicht fluidalplastisch ist, aber trotzdem einen immer noch mineralbildenden Magmarest hat.

Durch diese Anordnung der gefärbten Minerale nebst dem Muskowit entsteht eine oft ausgeprägte Schieferung, die durch eine gewisse Parallelzerquetschung des Feldspat-Quarzmateriales noch mehr verstärkt wird. Mylonitisierung im eigentlichen Sinne erreicht aber keinen grossen Umfang; die wirkliche Zerquetschung ist viel geringer, als man, dem Aussehen im Handstück nach zu urteilen, erwarten könnte, und der im Feld für diese Gesteine anscheinend geeignete Name Mylonit ist nicht richtig.

Zuweilen wird die Schiefrigkeit durch eine mit den Glimmer-Amphibol-Chlorit- usw. -Ebenen parallele Quarzbänderung noch mehr betont. Der Quarz zeigt in diesen fast reinen Quarzbändern ein bedeutend gröberes Korn und ferner eine im ganzen gegen die Bänderung winkelrecht orientierte undulöse Auslöschung, in vollständiger Übereinstimmung mit den quarzinjizierten Schiefern. Wir haben hier wahrscheinlich einen der Schieferung des Granites folgenden Nachschub quarzreicher Lösungen, d. h. eine autogene, gebänderte Quarzdurchtränkung des Granites, die mit der allogenen Quarzdurchtränkung der Schiefer ringsum den Granit analog ist.

In gewissen Fällen zeigt sich eine ähnliche, aber netzförmige Durchwebung des Granites mit derartigen Quarzadern, die auf ein die Schieferung überquerendes Spaltensystem zurückzuführen sind.

Feldspat: Der Feldspat besteht, wie oben erwähnt, nur aus saurem Plagioklas; Kalifeldspat, sei es frei oder in Antiperthit, fehlt ganz.

Nur ganz ausnahmsweise kommt ein so basischer Plagioklas wie An_{30} (Kern)→ An_{23} (Aussenzone) (Oligoklas) vor; in den allermeisten Fällen besteht der Feldspat aus fast reinem, optisch als $Ab_{95}An_5$ festgestelltem Albit; die Zonarstruierung ist hier sehr schwach und dürfte nur ein Variationsgebiet von ein paar Prozenten umfassen. Die Analysen von zwei so verschiedenen Lokalen wie der Basalintrusion des S. Storfjället und Rikarjaure am Nedre Ältsvattnet zeigen eine fast ganz identische normative Feldspatzusammensetzung von $An_{4.2}\,Ab_{90.0}\,Or_{5.8}$ resp. $An_{3.4}\,Ab_{91.1}\,Or_{5.5}$. Da ein Teil des normativen An an einen bei den analysierten Graniten allerdings sehr unbedeutenden Epidotgehalt gebunden ist, wird der wirkliche An-Gehalt des Albites sogar etwas geringer; er dürfte in der Regel zwischen 2.5—4 % variieren.

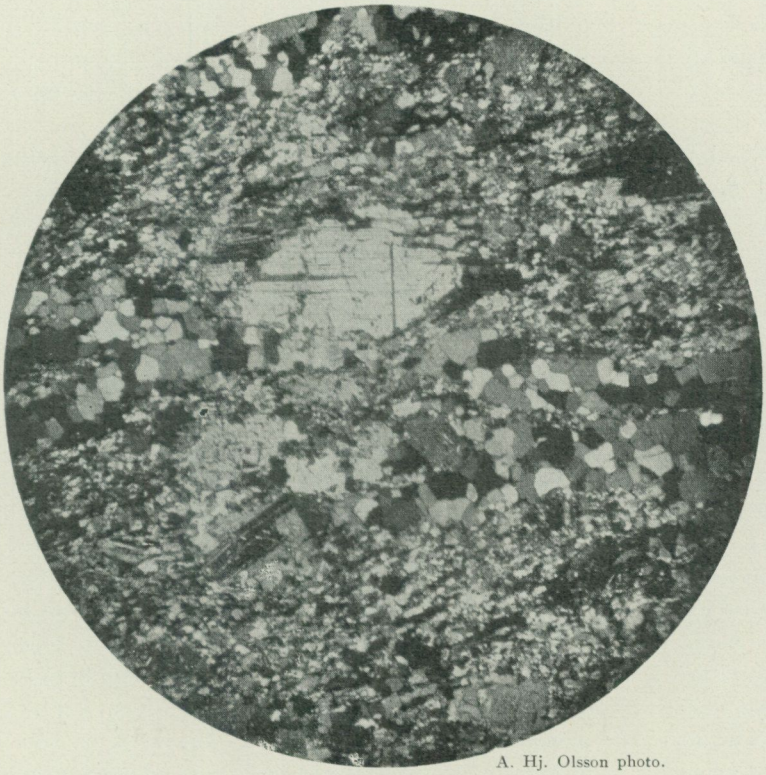
Bei diesen sauren Albiten tritt die Zonarstruktur, wie oben erwähnt, rel. schwach hervor, wenigstens soweit sie in der jetzigen Feldspatzusammensetzung sichtbar ist. Indes wird, wie unten näher gezeigt werden wird, ein ursprünglich sowohl An- als Or-reicher Plagioklaskern durch zahlreiche Interpositionen von Zoisit-Sericit markiert, die von dem Kern sukzessiv nach aussen gegen die ganz reine Schale abnehmen.

Die protoklastische Zertrümmerung der Kanten des Feldspates ist schon betont worden. Zuweilen (bei dem kaum kataklastisch beeinflussten Rikarjauregranit) tritt hier eine die Aussenzone umfassende, feinlamelläre Schachbrettstruktur hinzu.

In dem kataklastisch deformierten Granit zeigen die Feldspatkörner eine

die ganzen Körner umfassende Deformierung, die teils plastischer Art ist und eine unscharfe Auslöschung und Biegung der Zwillingslamellen hervorbringt, teils disruptiv ist und durchgehende Bruchlinien verursacht. Oft sind ein oder mehrere Teile eines so zerbrochenen Individuums zu einem feinkörnigen Aggregate zerquetscht.

Die grösseren Feldspatindividuen zeigen eine schöne Albitlamellierung, zuweilen auch Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetze. Besonders in



A. Hj. Olsson photo.

Fig. 47. Sehr quarzreicher Granit. Zerbrochene Albittafeln in feinkörniger Quarz-Albitgrundmasse. Eine netzförmige Aderung von gröberem Quarz durchsetzt das Gestein. Buornatjåkko, NO vom Tjårro, nördlicher Rand des S. Storfjället. Nic +. Vergr. 14 ×.

den protoklastisch-kataklastisch stärkst beeinflussten Granitstrichen kommt hierzu eine mit der Stärke dieser Beeinflussung wachsende Periklinlamellierung, die jedoch immer gegenüber der Albitlamellierung untergeordnet ist. Der zuweilen auftretende, feinlamelläre Schachbrettalbit in der protoklastisch deformierten Aussenzone der Feldspattafeln ist schon erwähnt worden.

Auch der Feldspat der Grundmasse zeigt oft eine schöne Albitlamellierung, mit Ausnahme aber der feinkörnigsten protoklastischen-kataklastischen Zertrümmungsmasse, welche sie gänzlich entbehrt.

Quarz: Wie oben erwähnt, bildet der Quarz nebst dem Albit eine fein-

körnige, eugranitische Grundmasse, woneben er in gröberen, sehr schön pflasterstruierten parallelen Injektionsschichten oder überquerenden Adern auftritt.

Die undulöse Auslöschung des Quarzes ist dort am stärksten, wo im Feldspate die kräftigste Quetschstruktur erscheint; bei dem Quarze der äusserst feinkörnigen Grundmasse macht sich die undulöse Auslöschung bedeutend weniger geltend als bei dem gröberen Aderquarze.

Amphibol: Der Amphibol besteht aus einer blaugrasgrünen—blaugrünen gemeinen Hornblende von rel. konstanten optischen Daten:

Pleochroismus: α = blassgelb, β = grasgrün, γ = blaugrün; α erhält zuweilen einen grünlichen Anstrich, β variiert zwischen klar grasgrün und ein wenig schmutzig grasgrün, γ kann zuweilen als grünblau oder sogar preussisch blau definiert werden.

Auslöschung: Der Auslöschungswinkel $c : \gamma$, also in Schnitt $\parallel$ der Längsachse und $\perp \beta$, ist niedrig und variiert nur wenig: $c : \gamma = 12°—13\frac{1}{2}°$.

Doppelbrechung (mit Bereks Drehkompensator festgestellt und mit Quarz verglichen): Die Doppelbrechung ist hoch und auch für verschiedene Lokale erstaunlich konstant: $\gamma - \alpha = 0.022—0.023$.

Habitus: Die Hornblende bildet in den reinen Graniten ganz kleine, mit Epidot und Glimmer zusammengedrängt angehäufte Prismen. Die Spaltbarkeit ist immer äusserst kräftig entwickelt, so dass die grösseren Individuen oft dichten, parallelorientierten Aggregaten von kleinen Prismen gleichen. Gegenüber dem Albit-Quarz der Grundmasse verhält sich die Hornblende hauptsächlich allotriomorph, aber auf solche Weise, dass die Begrenzungsflächen, die im ganzen durch die übrigen Minerale bedingt sind und in die Hornblende dringen oder sie abschneiden, im einzelnen aber einen zig-zag-höckerigen Verlauf zeigen, der durch die idiomorph ausgebildeten Elementarspaltenprismen der Hornblende verursacht ist. Mit anderen Worten: es scheint, als ob die Hornblende nebst Glimmer (und Chlorit) den letzten Erstarrungsrest ausgemacht hätte und bei der Kristallisation auf das Ausfüllen der Zwischenräume zwischen den schon kristallisierten Gesteinspartien angewiesen gewesen wäre. Hierbei hat sich aber die gewöhnlich starke Kristallisationskraft der Hornblende geltend gemacht, so dass im ganzen die Hornblende zwar allotriomorph bleibt, die kleinen Elementarspaltenprismen sich aber durch kleine, mit Anpassung kombinierte Verschiebungen der feinkörnigen Quarz-Albitgrundmasse eine idiomorphe kristallographische Ausbildung erzwungen haben (auch durch existierende proto-kataklastische Deformationsbewegungen und -Tendenzen befördert), und die Hornblende also, mit den Spaltenprismen als kristallographischer Einheit, eine hauptsächlich idiomorphe Begrenzung erhalten hat.

Chlorit: In allen Proportionen bis zum vollständigen Ersetzen der Hornblende tritt mit fallender Kristallisationstemperatur bei dem Granit Chlorit auf.

Wenn die Hornblende und der Chlorit gleichzeitig vorhanden sind, bildet der Chlorit erst kleine Schuppen in der Quarz-Albitgrundmasse oder peripherisch in den grossen Aggregaten femischer Minerale; mit vergrössertem Chloritgehalt kommt die Hornblende untergeordnet hauptsächlich in der Mitte grosser Epidot-Chlorit-Glimmeraggregate vor.

Optische Daten:

Pleochroismus stark: ⊥ (001) gelblich—blass reingelb, ∥ (001) grasgrün—lebhaft grasgrün.

Auslöschung = gerade.

Doppelbrechung gering; Dispersion a) schwach—b) ziemlich stark; Interferenzfarbe ∥ (001) = a) dunkel blaugrün—b) dunkel violettrot.

Optischer Charakter negativ.

Der Achsenwinkel von beinahe einachsig bis 2 E = 50° variierend.



Verf. photo.

Fig. 48. Chloritführender Albitgranit (Helsinkit). Man sieht die fächerförmigen Chloritpacken (grau) die Zwischenräume zwischen den Albittafeln ausfüllen (nebst einigen Muskowitschuppen und Epidotprismen.) In den Albittafeln sieht man die Anhäufungen von Sericitkriställchen die auf den Kern der Albittafel beschränkt sind und nicht die Aussenzone beeinträchtigen. Ohne Nicols. Vergr. 73 ×.

Den gewöhnlichen Handbüchern und Tabellen über die optischen Verhältnisse der Minerale nach zu urteilen, läge hier ein negativer Pennin vor. Dass dieses jedoch nicht der Fall sein kann, geht schon aus den paragenetischen Verhältnissen dieses Chlorits hervor. Aus guten Gründen kann man annehmen, dass der analysierte Chlorit des als lamprophyrisches Ganggestein mit den Graniten assoziierten reinen Chloritgesteins (Analyse 20, Seite 171) mit dem Chlorit des Granites chemisch beinahe identisch ist; optisch sind sie auch fast identisch. Dieser Chlorit ist als ein Prochlorit mit stark daphnitischer und untergeordnet auch Cronstedtitischer Tendenz zu definieren. Negativer Charakter wird bei den Chloriten sowohl durch das Vorherrschen der Antigoritmoleküle (im negativen Pennin) als auch durch das Vorherrschen der Daphnit- und Cronstedtit-

moleküle beim Prochlorit bewirkt. Der Chlorit des Chloritgranites ist also, in Analogie mit dem obenerwähnten analysierten Chlorit, mit grösster Wahrscheinlichkeit ein Prochlorit mit sehr hohem FeO- und beträchtlichem Fe_2O_3-Gehalt. Siehe im übrigen S. 171.

Habitus: Der Chlorit bildet einzelne Schuppen bis schön fächerförmige grössere Aggregate (Fig. 48) und tritt oft schlierenförmig mit Epidot zusammen auf. Er ist allotriomorph allen übrigen Mineralen gegenüber, obgleich besonders die einzelnen mittelgrossen-kleinen Chlorittafeln oft ganz ebene Basisflächen zeigen.

Am häufigsten macht der Chlorit den Eindruck eines letzten Erstarrungsrestes, obgleich gewisse Individuen mit der Quarz-Albitgrundmasse wenigstens gleichzeitig kristallisiert zu sein scheinen.

Epidot: Der Epidot kommt in einer Menge vor, die für die stärkst leukokraten, reinsten Albitgranite (z. B. Analyse IX und XI) als beinahe akzessorisch bezeichnet werden kann; mit vergrössertem Hornblende- resp. Chloritgehalt wächst im ganzen der Epidotgehalt, obgleich die Proportion Epidot : : [Hornblende + Chlorit] variiert. Die Epidotmenge ist jedoch immer sehr wesentlich, oft ebenso gross oder grösser als die Menge Hornblende + Chlorit.

Der Epidot liegt hauptsächlich in dichten, kurzen Schlieren mit den melanokraten Mineralen zusammen angereichert und bildet dann meistens dichte Zusammenballungen kurzer, idiomorpher, kleiner Prismen, woneben er in höherem oder geringerem Grade in der Grundmasse verteilt vorkommt. Bei grossem Epidotgehalt sind die Prismen in den femischen Schlieren oft von bedeutender Grösse.

Ein deutlicher Zonarbau mit einem stärker doppelbrechenden, ausnahmsweise sehr schwach gelblichen Kern macht sich oft geltend; im übrigen ist der Epidot ganz farblos.

Die Doppelbrechung ist für verschiedene Lokale ziemlich konstant und mittelhoch. $\gamma - \alpha$ = Kern 0.026, Aussenzone 0.023; die mittlere Zusammensetzung nach Goldschlags Diagramm = 20 [17] Mol.% Fe-Epidot.

Extremere Werte sowohl für den Kern als für die Aussenzone können beobachtet werden; sie sind jedoch Ausnahmen, und der Unterschied beträgt nie über ein paar Einheiten in der dritten Dezimalstelle.

Glimmer: Der Glimmer besteht bei dem reinen Hauptgestein beinahe nur aus farblosem Glimmer (Muskowit-Sericit). Biotit fehlt in mehreren Fällen ganz und ist, wenn er vorkommt, dem Muskowit gegenüber immer sehr untergeordnet.

Biotit: Der Biotit bildet ganz kleine, wenig idiomorphe Schuppen oder Lappen mit den übrigen femischen Mineralen oder Muskowit zusammen.

Pleohrocismus: $\parallel$ c = gelblich, $\perp$ c dunkel sepia—kastanienbraun; in dünnen, auskeilenden Schnitten oft mit einem schwach grünlichen Anstrich.

Muskowit: Der Muskowit kommt rel. spärlich in mitteldicken Tafeln, oft nebst dem Chlorite als letzter Erstarrungsrest in kleinen schlierenartigen Anhäufungen, die in ganz kleine Schuppen übergehen, in der Grundmasse vor. Er ist (bei dem Hauptgestein) ganz farblos. Doppelbrechung: normal.

Achsenwinkel: 2 E = 61—64°, also ziemlich klein.

Analyse 15.

Gesteinsanalyse IX.

Albitgranit, in der Nähe des Skidträsk. Der Hauptlakkolith, S. Storfjället.
Analytiker: R. Blix.

	Gew.-%	Mol. Prop. × 10 000	Norm:	
SiO_2	78.84	13 127	Q	38.83
TiO_2	0.12	15	Or	3.63
Al_2O_3	12.00	1 178	Ab	52.78
Fe_2O_3	0,33	21	An	2.48
FeO	0.73	102	C	0.21
MnO	0.015	2	Σ Sal	97.93
MgO	0.17	42		
CaO	0.53	94	Hy	1.33
Na_2O	6.22	1 003	Mt	0.45
K_2O	0.61	65	Il	0.23
P_2O_5	Nichts	—	$CaCO_3$	0.05
CO_2	0.023	5	Σ Fem	2.06
H_2O-_{105}	—			99.99
H_2O+_{105}	0.47	261		
	100.06		FeO : MgO = 61.8 : 38.2	

Chemische Konstanten nach der Berechnungsmethode in dieser Arbeit:

Fem : Ca : Alk = 13.92 : 6.96 : 79.12
An : Ab : Or = 4.22 : 90.00 : 5.84
FeO : MgO : CaO = 77.63 : 22.37 : 0
Femca : Alk : Si = 2.50 : 13.60 : 83.90

Sericit: Der Muskowit erreicht bei abnehmender Kristallgrösse eine so niedrige Grössenklasse, dass er dem etwas vag definierten Begriffe Sericit beizuzählen ist. Dieser Sericit ist also nur eine feinkristalline Ausbildungsform des Muskowites. Indes tritt als sekundäre Interpositionen im Albite ein genetisch abweichender, farbloser Glimmer auf, der infolge seiner sekundären Bildungsart als Sericit im eigentlichen Sinne definiert werden kann.

Diese Sericitisierung tritt meistens nur in den Kernen auf, während eine mehr oder weniger breite Aussenzone klar bleibt, und zeigt schmale Sericitleisten, die divergentstrahlig, gewöhnlich ziemlich sparsam in dem übrigens vollkommen klaren Albite liegen (Fig. 48).

Diese Sericitisierung ist als eine autogene Entmischungserscheinung zu erklären, indem in spätmagmatischem Stadium die Mischbarkeitsgrenze Ab : Or bei dem porphyrisch erstarrten Albit überschritten worden ist (siehe S. 203).

Analyse 16.

Gesteinsanalyse X.

Teiftemperierter Albitgranit mit assimiliertem Kalkphyllitmaterial. Gillemustjåkko, S. Storfjället
Mineralbestand: Quarz, Albit, Kalzit, Sericit, Magnetit. Analytiker: R. Blix.

	Gew.-%	Mol. Prop. × 10 000	Norm.		
SiO_2	72.43	12 060	Q	44.10	
Al_2O_3	9.06	888	Or	9.01	F = 42.09
Fe_2O_3	2.88	180	Ab	33.08	F = 42.09
FeO	1.67	232	C	1.03	
MgO	0.26	64	Σ Sal	87.22	
CaO	3.98	710	Hy	0.34	
Na_2O	3.89	627	Mt	4.44	
K_2O	1.52	161	$CaCO_3$	6.29	8.01
CO_2	3.50	795	Ankeritspat = $= Ca_2FeMg \cdot [CO_3]_4$	1.72	8.01
H_2O-_{110}	0.04		Σ Fem	12.79	
H_2O+_{110}	0.72	400		100.01	
	99.95				

Karbonatzusammensetzung: $[CaO]_{89.3} \cdot [Fe, MgO]_{10.7} \cdot [CO_2]_{100}$

Chemische Konstanten nach der Berechnungsmethode in dieser Arbeit:

Fem : Ca : Alk = 30.43 : 32.97 : 36.60 (Karbonat mit eingerechnet)
= 42.00 : 0 : 58.00 (CaO und [Fe, Mg]O = CO_2 abgerechnet)
An : Ab : Or = 0 : 79.56 : 20.44 (Karbonat abgerechnet)
= 5.96 : 74.81 : 19.23 (An aus [Al_2O_3-Alk] berechnet)
FeO : MgO = 90.25 : 9.75
Femca : Alk : Si = 9.21 : 9.90 : 80.89

Analyse 17.

Gesteinsanalyse XI.

Partielle Analyse von Albitgranit mit Chlorit und Epidot. Rikarjaure, Nedre Ältsvattnet, Norra Storfjället. Analytiker: R. Blix.

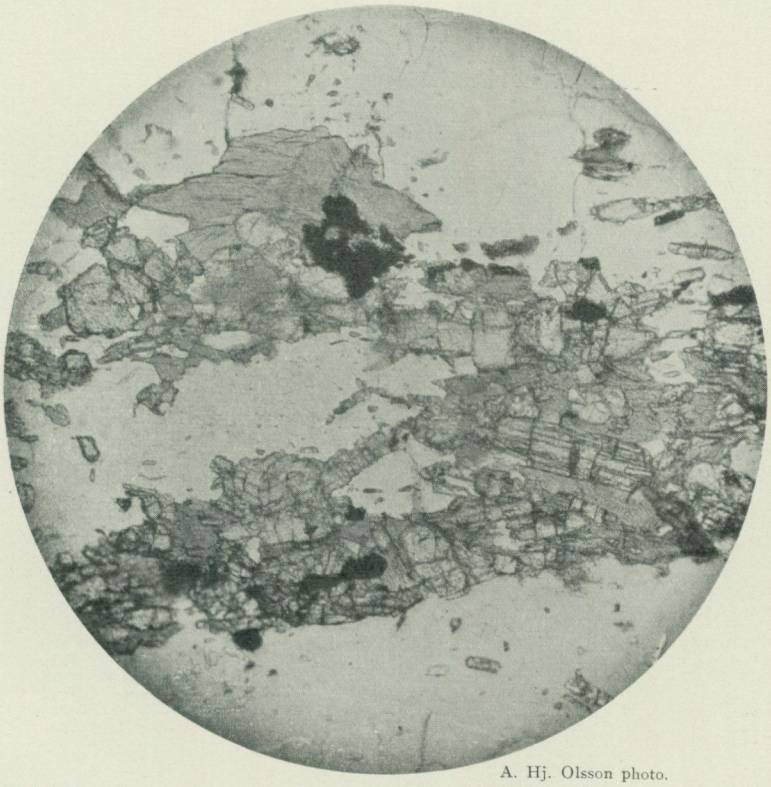
Na_2O	6.18	1 102	
K_2O	0.62	66	Feldspatverhältnis:
CaO	0.48	86	An : Ab : Or =
CO_2	0.014	3	3.43 : 91.11 : 5.46.
	7.294		

Sicher geht ein wenig An wirklich in den Albit ein, obgleich dessen Gehalt nicht gross sein kann (höchstens ein paar Mol.-%), was teils aus den optischen Bestimmungen, teils aus Analysenberechnungen hervorgeht (der grösste Teil des Al_2O_3-Überschusses muss in den beträchtlichen Sericitgehalt eingehen). Der Feldspat ist somit so gut wie ganz reiner Alkalifeldspat (Albit), mit nur 1—2 Mol.% An. Der Kaligehalt geht sicherlich beinahe total in den Sericit und nur mit ein oder zwei Mol.-% in den Albit ein, der sehr tiefen Kristallisationstemperatur des Gesteins wegen (siehe S. 203, Fig. 65). Der geringen Grösse der Sericitschuppen wegen lässt sich eine genaue volumetrische Analyse nicht ausführen.

In einem Dünnschliff (stark protokataklastisch zerquetschtem Granit aus der Hauptintrusion des S. Storfjällets) zeigt sich in der Grundmasse hier und da eine schriftgranitische Ausbildung von Sericit in einheitlichen Albitfeldern.

Akzessorisch treten auf:

Granat: Der Granat tritt im reinsten Granite nur sporadisch auf und fehlt oft ganz. Er bildet ziemlich grosse, idiomorphe Individuen mit der gewöhnlichen Ausbildung hauptsächlich in Rhombendodekaedern (110). Nur selten ist die Idiomorphie vollständig; oft ist ein Teil des Kristalls zerrissen allotriomorph



A. Hj. Olsson photo.

Fig. 49. Helsinkitischer Albitgranit; Schliere mit Chlorit (grau), Epidot (starkes Relief) und Magnetit (schwarz). Der Ropenlakkolith, S. vom Skidträsk, S. Storfjället. Nic. —. Vergr. 52 ×.

ausgebildet; in anderen Fällen zeigt der Granat eine grobe, dünn poikilitische Ausbildung. Ausserdem ist der Kern oft reich an mikrolithischen Einschliessungen.

Die Farbe ist auch in dünnen Dünnschliffen deutlich, obgleich schwach; sie ist für normale Dicke der Dünnschliffe äusserst blass-(fleischfarbig-)rot.

Erz: Unter den Erzmineralen tritt sichtbar nur Magnetit (Titanomagnetit) auf. Er bildet recht kleine, dem Quarz-Albit der Grundmasse gegenüber ziemlich idiomorphe Körner, verhält sich aber gegenüber Epidot und Hornblende vollkommen allotriomorph, indem er in den basischen kleinen Schlieren eine Füllmasse zwischen den Epidot-Hornblendeprismen bildet.

Die Menge ist rel. klein, bei dem reinsten Albit-Quarzgestein verschwindend.

Titanit bildet einzelne, kleine, stark gelbe Körner, oft mit einem Kern aus (Titano-)Magnetit.

An den albitgranitischen Haupttypus knüpft sich eine Serie von mit diesem genetisch verbundenen Gesteinen von äusserst wechselndem Charakter. Sie können in folgende Hauptgruppen eingeteilt werden: 1. Femische Assimilationsgesteine. 2. Ganggesteine von Tieftemperaturcharakter. 3. Eruptive Quarzite — durch alle Übergänge mit den (akzessorisch chloritführenden) Albitgraniten verbunden.

Femische Assimilationsgesteine (Migmatite).

Wie oben erwähnt, bilden die Granite Faltungs- oder Überschiebungsintrusionen, die in den tektonischen Kontakt zwischen zwei Faltungsschenkeln oder Schollen intrudiert worden sind. Da die Mesketformation wenigstens im fraglichen Gebiete das oberste Glied der Serie und daneben einen quantitativ sehr bedeutenden Komplex ausmacht, der zuweilen allein isokline Falten bildet, ist es erklärlich, dass diese Formation sehr oft einen oder beide Nebengesteinskomplexe der Granitintrusionen bildet. Zwischen dem Granite und vor allem den Grünsteineffusiven und -tuffen der Mesketformation tritt nun eine Serie Assimilationsphänomene auf. Am besten kann diese Assimilation in dem grossen granitischen Hauptstriche studiert werden, vor allem an dem nördlichen Ufer des Ropen und längs der Bäche, wo die Felsen von Wellen oder fliessendem Wasser rein gespült worden sind.

Schon aus der Karte geht hervor, dass in der Granitscholle kleine Striche von Amphibolit und auch Alaunschiefer auftreten. Die grösseren dieser Striche können über weite Strecken verfolgt werden und senken sich tiefer in den Granit, von den Spitzen der Intrusion bis zu ihrer Mitte gerechnet, als z. B. der auch topographisch hervortretende, in der Streichrichtung verfolgte grosse Alaunschieferstrich. Diese Erscheinung kann nicht als entweder durch ein stoopingartiges Versinken von Schollen in das Magma oder durch eine Serie paralleler lakkolithischer, den Schiefer-Effusiv-Komplex zerspaltender Intrusionen verursacht betrachtet werden, sondern stellt sicherlich das Resultat dieser beiden Prozesse dar, wobei der letztere Prozess für die grösseren Schollen, der erstere für die kleineren bis ganz kleinen Partien dominierend gewesen ist.

Der Alaunschieferstrich — nebst davon abgesonderten kleinen Schieferpartien — zeigt deutliche Kontaktphänomene, indem die phyllitische Glimmerschuppigkeit gegen den Kontakt gröber und glimmerschiefrig, in der äussersten Kontaktzone oft »sköl»-artig wird, woneben Granatbildung auftritt. Die Kontaktzone ist im ganzen jedoch ziemlich schmal — ein paar Dezimeter bis einen Meter — und dürfte nicht eine reine Erwärmungsmetamorphose markieren, sondern die Sammelkristallisation ist wohl durch von dem Granit her eindringende Mineralisatoren verursacht worden. Die Korngrösse der amphibolitischen Grünsteinstriche nimmt auch gegen den Kontakt zu, obgleich die Veränderung nicht so auffallend ist. Während der Alaunschiefer einen rel. scharfen Kontakt

ohne beachtenswerte Assimilation zeigt, ist der Kontakt des Amphibolites völlig diffus, indem der ursprüngliche Grünstein von einer Aureole aus Granit mit resorbiertem Amphibol umgeben wird. Der Amphibolgehalt nimmt nach aussen von reinem Amphibolit zu beinahe vollkommen Fem-freiem Granit ab, woneben Aderinjektion von Granit in ursprünglichen Amphibolit auftritt.

Diese Assimilations- und Injektionserscheinungen sind von sehr variierendem und komplexem Charakter. Die Grösse der in den Granit eingeschlossenen Grünsteinpartien variiert von Schollen, die 20—30 Meter mächtig sind, bis zu den kleinsten Bruchstücken, und die Absonderung der Bruchstücke ist in sehr verschiedenen Stadien geschehen, wodurch die Assimilation ungleich kräftig geworden ist. Die Migmatitaureolen um die Grünsteineinschliessungen sind ferner sehr unregelmässig, teilweise unvollkommen, was wahrscheinlich auf den starken Bewegungen in dem tektonisch injizierten Granite beruht, woneben Migmatitschlieren ohne Amphibolitkern auftreten. Im Felde gewährt das Ganze ein sehr variierendes und buntes Bild. Die petrographische Entwicklungsserie ist dagegen sehr einheitlich. Es ist zweckmässig, bei einer Beschreibung von dem reinen Granit auszugehen.

Von dem reinen Granit mit nur akzessorischem Gehalt femischer Minerale gibt es eine kontinuierliche Entwicklungsserie mit wachsendem Gehalt vor allem von Hornblende. Schon mehrere zu dem oben beschriebenen reinen Haupttypus gezählte Granitstufen haben einen Gehalt an Hornblende, Glimmer, Granat und Magnetit, der, vor allem den Feldspatverhältnissen nach zu urteilen, von assimiliertem Material herrühren muss. Es ist, wie oben erwähnt, unmöglich, eine sichere Grenze zu ziehen. Bei ein wenig vermehrtem Hornblendegehalt tritt deutlich eine besonders charakteristische garbige Ausbildung des Amphibolmateriales hervor. Bei den stärker (proto-kataklastisch) verschieferten Typen liegen die Hornblendenadeln divergentstrahlig in Ebenen angeordnet, die der Verschieferung parallel sind; von hier aus sind alle Übergänge zu einer allseitigen Divergentstrahligkeit vorhanden. Die Garbigkeit erhält sich mit wachsendem Amphibolgehalt bis zu ungef. 40 Vol.% Hornblende, wonach eine »inverse Diabasstruktur» mit dominierender divergentstrahliger Hornblende und dazwischenliegender Epidot-Albit-(Quarz-)masse sich entwickelt. Bei stets vermehrtem Hornblendegehalt tritt diese Struktur weniger hervor, und zwar dadurch, dass die Zwischenklemmungsmasse abnimmt und die Hornblendeprismen kürzer und dicker werden, und eine meistens feinkörnige gabbroide Struktur sich geltend macht. Mit dem Hornblendegehalt wächst in der Regel auch der Epidotgehalt, obgleich der Epidot jedoch hinter der Hornblende quantitativ stark zurückbleibt. Der Epidot tritt in kleinprismatischer Ausbildung nebst Albit-Oligoklas und Hornblende in der Grundmasse zwischen der grobprismatisch ausgebildeten Hauptmasse der Hornblende auf.

Der oben geschilderte Feldverband zwischen diesen Gesteinen, dem sehr schönen »Garbengranite» und dem reinen Granite einerseits, den typischen Mesketamphiboliten in der Form eingeschmolzener Bruchstücke oder festen Nebengesteins (hier tritt sogar die kalkzementierte Agglomeratstruktur auf!)

andererseits, zeigt klar, dass von einem Gabbrogestein mit uralitisierter Hornblende nicht die Rede ist. Wie unten (S. 195 ff.) gezeigt werden wird, muss auch der Epidot als primär[1] und nicht als ein Saussuritisierungsprodukt betrachtet werden.

Dieses Hornblende-Epidot-Albitgestein ist hier ein *in situ* gebildetes Assimilationsprodukt. Mit den Graniten assoziiert kommen aber *gangartige Intrusionen* gleichartigen petrographischen Charakters vor.

Sie treten teils in der Nähe der Granitkontakte auf, teils ersetzen sie den Granit auf den Granitintrusionen verbindenden oder in ihrer Streichungsrichtung verlaufenden Strecken, wo der Granit fehlt, aber wahrscheinlich in grösserer Tiefe ansteht.

In die Karte sind sie teils nach den beobachteten Aufschlüssen, teils schematisch, nach der Stärke der Frequenz, eingetragen worden. Diese Gänge sind teils lagenförmig, teils überschneidend intrudiert, und haben eine Breite, die von einem bis zu 20—30 Meter variiert.

Wie oben erwähnt, stimmen sie petrographisch mit den in situ gebildeten Assimilationsgesteinen überein. Der Mineralbestand ist genau derselbe: dominierende grossprismatische Hornblende mit einer Füllmasse von hauptsächlich Epidot, Albit und Hornblende. Die Struktur ist auch dieselbe, mit dem einzigen Unterschied, dass in der breiten Mittelzone der mächtigeren Gänge die Hornblende eine Grösse erreicht, die nur ausnahmsweise bei den in situ assimilierten Gesteinen vorkommt. Gegen den Kontakt nimmt die Korngrösse gewöhnlich bedeutend ab, und das Gestein wird feinkörnig bis beinahe dicht.

Dieses normalkörnige melanokrate Gestein (von epidioritischem oder uralitgabbroidem Charakter) macht das quantitativ dominierende (gewöhnlichste) Ganggestein aus.

Daneben kommen in ziemlich grossem Umfang Mischgesteine mit niedrigerem Hornblendegehalt und ausgeprägt garbiger Ausbildung vor. Auch hier sind die Hornblendeindividuen in der Regel ein wenig grösser als bei den in situ assimilierten Garbengraniten. Oft wird die Garbenausbildung nicht durch langprismatischen, sondern durch äusserst *dünntafligen* Habitus der Hornblende hervorgebracht, wobei die meisten Hornblendeschnitte langgestreckt werden. Die Hornblendetafeln sind hier oft in divergente Bündel, die auf der Schnittfläche als typische Garbenbündel hervortreten (Fig. 52), angehäuft worden.

Von den intermediären Garbengesteinen gibt es alle Übergänge zu auch in Gangform auftretenden, reinen Albitgraniten.

Ausser den Assimilationsgesteinen der Granite mit amphibolitischem Material gibt es auch Migmatite, wo das assimilierte Material von tuffoidem—normalsedimentärem Charakter gewesen ist (tuffgemengte bis reine Tonschiefer). Diese Gesteine, die in den reinsten Formen dadurch charakterisiert sind, dass die

[1] Dasselbe Verhältnis nimmt A. Högbom für eine Serie von in amphibolitischen Grünsteinen intrusiven Albitapliten und »gewissen Albitgrünsteinen» vom Stekenjokkgebiet an. (a. a.O., S. 49—50.) Nach der Beschreibung Högboms und der Vergleichung mit Dünnschliffen und Handstücken zu urteilen, die mir freundlichst zur Verfügung gestellt worden sind, müssen wenigstens in gewissen Fällen die fraglichen Gesteine derselben Natur wie die Albitgranite-Assimilationsgesteine vom Södra Storfjället sein.

Hornblende ganz durch Glimmer (überwiegend Biotit) und Magnetit ersetzt worden ist, treten jedoch quantitativ sehr untergeordnet auf. Wie betreffs der amphibolitischen Assimilationsgesteine kann man auch hier diese Assimilation in situ verfolgen. Wenn das assimilierte Gestein stark verschiefert gewesen ist, ist hier eine Aderinjektion der Assimilation vorausgegangen und hat sie erleichtert. Es bestehen alle Übergänge von einem glimmerschieferartigen, magnetitreichen Glimmerphyllit zu Gesteinen mit einer immer mehr wachsenden, der Schieferung parallelen, feinlamellären Injektion von Granitmaterial, wo die Granitsubstanz den Schiefer in Lamellen einer Dicke von einem bis zu einigen Millimetern zerspaltet, bis schliesslich ein unreiner Granit mit dünnen, parallelen, magnetitgestreuten Glimmerebenen entsteht. Die Umkristallisation, die hier stattgefunden hat, hat im früheren Stadium den Charakter einer durch die Temperaturerhöhung und den Reichtum an Mineralisatoren verursachten Sammelkristallisation. In welchem Masse eine wirkliche Auflösung im späteren Stadium stattgefunden hat, ist schwer festzustellen. Die mehr oder weniger deutlich ausgebildete, mit der Schieferungsrichtung der Phyllite übereinstimmende Parallelstruktur braucht keine glimmerphyllitische Reliktstruktur zu sein, sondern kann in ähnlicher Weise wie die bei den reinen Graniten gewöhnliche, protoklastische-spätprotoklastische Schieferung gedeutet werden, die immer mit der Hauptebene des lakkolithischen-lagergangförmigen Intrusivkörpers parallel ausgebildet und auch in der Verteilung des akzessorischen Gehaltes an femischen Mineralen + Muskowit in dünnen Ebenen sichtbar ist. Die richtungslose Ausbildung in anderen Typen könnte anderseits so erklärt werden, dass in dem Magma suspendierter, feinkristalliner Biotit bei den Bewegungen des Magmas aus seiner relikten, parallelorientierten Lage verrückt worden ist. Dies ist indessen nicht wahrscheinlich, weil dann Fluidalstrukturen hätten entstehen sollen. Auch ist die Kristallausbildung des Biotites sehr bezeichnend.

Er hat nämlich sowohl bei den massenförmigen als bei den schiefrigen biotitmagnetitreichen Graniten eine vollkommen allotriomorphe Ausbildung, auch dem groben Quarz und Albit der Grundmasse gegenüber, und hat den Charakter einer in einem äusserst späten Stadium kristallisierten Zwischenklemmungsmasse. Auch wenn unzerschmolzene Biotitschuppen vorhanden gewesen sind, ist die Hauptmasse des Biotites also aus einer Lösung kristallisiert.

In nicht-in-situ-Verband treten diese Gesteine als selbständige Intrusivkörper mit massenförmiger Struktur, als wenig mächtige Gänge-Stöcke, auf. Ihr Verhältnis zu dem Nebengestein ist sehr charakteristisch. Sie treten nämlich nur in Tonschieferphylliten, also in denselben Glimmer-Magnetit-Quarzphylliten wie bei der oben angegebenen Assimilation, und in grosser Entfernung von grünen Gesteinen auf. Weiter sind alle kleinen Gänge im fraglichen Terrain diesen Charakters. Sie sind sogar im einzelnen von dem Nebengestein abhängig; so hat z. B. ein ungf. meterbreiter Gang in einem mächtigen, unreinen Kalksandstein (Kalzit-Biotit-Quarzphyllit) nebst Biotit einen sehr hohen Kalzitgehalt, wobei Kalzit und Biotit ganz gleichwertig und in der Grundmasse äusserst gleichmässig und fein verteilt sind. Von einer sekundären Infiltra-

tion ist hier nicht die Rede. Infolge des Kalzitgehaltes ist der Gang zu einem sehr niedertemperierten Stadium zu zählen. (Fig. 50.)

Ohne Zweifel ist bei den hier geschilderten Gängen der Migmatit dadurch entstanden, dass eine ursprünglich wahrscheinlich reine granitapophytische Intrusion bei ihrem Vordringen Material aus dem Nebengestein assimiliert hat. Wenn die Intrusion die Schieferungsrichtung des Nebengesteins überquert, ist sie keinem parallelorientierenden protoklastischen-kataklastischen Druck ausgesetzt worden, wie die schichtintrudierten Granite, sondern zeigt massenförmige Struktur. Weil die Intrusion längs überquerender Spalten oder Schwachheitsflächen stattfindet, geht keine zerspaltende Injektion wie im letzteren Falle der Assimilation voraus oder ist damit verbunden.

Wenn man auf die petrographische Abhängigkeit der gangförmig auftretenden Migmatite von dem Nebengesteinskomplexe baut, indem in den Mesketgrünsteinen nur amphibol-(oder chlorit-)reiche Assimilationsgesteine, die Biotit-Magnetitgesteine nur in einem Terrain klar normalsedimentären Charakters auftreten, und wenn man auf die oben geschilderte grosse Übereinstimmung im einzelnen und weiter auf die in den aus wechselnden Tonschiefer-Tuffen-Grünsteineffusiven aufgebauten Mesketkomplexen gewöhnlichen Übergangsformen zwischen Amphibol- und Biotitmigmatiten (z. B. das sehr schöne albit-quarzgranophyrische, porphyrische Ganggestein vom Durjentjåkko, Analyse 19, Fig. 53) Rücksicht nimmt, so muss man annehmen, dass sämtliche gangförmig auftretenden Migmatite wenigstens einen sehr wesentlichen Teil ihres femischen Materials während des Vordringens nach der Abspaltung von der Hauptintrusion assimiliert haben. In gewissen Fällen (besonders für die Biotit-Magnetitgesteine) dürfte, wie oben betont worden ist, dies für beinahe alles assimilierte Material gelten. Der weitverbreitete und einheitliche, schwach garbige gabbroide Amphibolmigmatittypus tritt dagegen im Tonphyllitterrain rel. weit von den Gesteinen der Mesketformation ebenso wie in diesen auf und bildet ziemlich mächtige Gänge von grosser Ausdehnung. Wahrscheinlich ist er in der Hauptsache in einem früheren Stadium (grösserer Tiefe) gebildet, wo die Assimilation in der Hauptintrusion oder in naher Anknüpfung an dieselbe stattgefunden hat.

Es muss hervorgehoben werden, dass der Gehalt femischen Materiales der biotit-magnetitreiche Migmatite wesentlich geringer als derjenige der gewöhnlichen Hornblendemigmatite ist; irgendein Gegenstück zu den hornblenditischen oder auch nur den »hornblende-gabbroiden» Typen ist nicht vorhanden, sondern die Menge Biotit + Magnetit ist immer wesentlich geringer als die Menge Feldspat + Quarz.

Als der bezüglich der femischen Minerale dritte Typus können die epidotreichen Migmatite unterschieden werden. Sie sind durch Übergangsformen sowohl mit Hornblende- als mit Biotit-Magnetitmigmatiten und dazwischenliegenden Gliedern verbunden. Der Epidot wird aber als femisches Mineral nie so vorherrschend wie die Hornblende in den Hornblendemigmatiten oder der Biotit in den Biotitmigmatiten. Nur unter den an assimiliertem Material rel.

armen Migmatiten, findet man Gesteine mit Epidot als einzigem wesentlichem femischem Mineral.

Der Epidotgehalt der epidotreichen Migmatite rührt vielleicht von kalkreichen Phylliten her, nur dass durch die höhere Temperatur des Granitmagmas das $CaCO_3$ dissoziiert und Epidot gebildet worden ist, und nicht, wie in gewissen der meist niedertemperierten Migmatite, der Kalkspat enthalten gewesen ist.



Fig. 50. Kontakt eines kleinen Eruptivstocks von Glimmer-Kalzitmigmatit, der Glimmer-Kalzit-Quarzit der »oberen Quarzitformation» durchsetzt. Der Migmatit ist höckerig, das sedimentäre Gestein schieferig verwittert, was der Verteilung des Kalkspates entspricht. Ropentjåkko, S. Storfjället.

Die quantitative Bedeutung der Epidotmigmatite ist noch mehr untergeordnet als diejenige der Biotit-Magnetit-Migmatite. In welchem Masse der Epidot nur von assimiliertem Material oder von helsinkitisch zerfallenden primären Plagioklasmolekülen herrührt, ist schwer zu entscheiden. Da der Epidot ein frühzeitiges Kristallisationsprodukt in dem wasserreichen Magma darstellt (siehe S. 200 ff.), ist eine zu epidotreichen Graniten führende gravitative Anreicherung von Epidot auch wohl möglich.

Nachstehend folgt eine kurzgefasste, systematische Beschreibung der wichtigsten Typen in der Migmatitserie und der Variation der Migmatitminerale.

Amphibolmigmatite.

Die hornblendereichsten Migmatite erreichen einen Amphibolgehalt von ungef. 65—70 Volumprozent. In Gangform treten sie nicht selbständig, sondern als Randfazies zu »hornblendegabbroiden» Gängen auf. Unter den in situ assimilierten Gesteinen kommen, wie vorher erwähnt, zwischen den ursprünglichen Mesketamphiboliten und den unzweifelhaft echten, garbigen Migmatiten umkristallisierte amphibolitische Gesteine mit steigendem Gehalt von Albit, Epidot und schliesslich Quarz vor. Die Amphibolitfazies der Mesketgrünsteine möchte Verfasser auf eine durch die Granitintrusionen hervorgebrachte Thermometamorphose grossen Umfangs (siehe S. 214 ff.) zurückführen. Gegen den Granitkontakt (also besonders betreffs eingeschmolzener Striche und Bruchstücke) macht sich lokal eine kräftige Pneumatolyse geltend. Die durch erhöhte Temperatur + Reichtum an Mineralisatoren hervorgerufene Sammelkristallisation in der Aussenzone der festen Bruchstücke dürfte fortlaufen, auch wenn das diffuse Eindringen von Granitmaterial und die Lösung der Hornblende beginnt, so dass die beiden Prozesse gleichzeitig fortlaufen. Bei welchem Hornblendegehalt das Zerschmelzen ein vollständiges gewesen ist, ist schwierig zu entscheiden. Wahrscheinlich hat er auf etwa 50 % heruntergehen müssen, was der Zusammensetzung der gewöhnlichen gabbroiden Migmatit, gänge entspricht. Die amphibolreicheren Zwischenglieder bei der Assimilation in situ stellen »genetische Migmatite» zwischen durch pneumatolytische Kontaktmetamorphose umkristallisierten Mesketamphiboliten und wirklichen, ganz aufgeschmolzenen Migmatiten aus.

Hornblende. Die Hornblende dieser amphibolreicheren Mischgesteine bildet optisch und strukturell, sicherlich auch chemisch, eine Übergangsform zwischen dem Amphibol der Mesketamphibolite und der echten Migmatite.

Die Farbe ist rel. blass grün, ungef. wie die Hornblende der Mesketamphibolite, zuweilen etwas stärker.

Pleochroismus: α = gelblich blass, beinahe farblos,

β = blass grasgrün, γ = deutlich bläulich, blass grasgrün.

Auslöschung: $c : \gamma = 12—15°$.

Doppelbrechung: $\gamma - \alpha = 0.021—23$.

Habitus: Prismatisch, nicht besonders langgestreckt. Zerrissene, in kleinprismatische, parallelorientierte Aggregate übergehende Individuen.

Die Grundmasse besteht wesentlich aus idiomorphem Epidot, kleinprismatischer Hornblende, oft auch rel. reichlichem kräftig gelbem Titanit nebst allotriomorphem Albit und gewöhnlich ein wenig Chlorit.

Migmatite von hornblende-saussurit-gabbroidem Typus.

Ihr Auftreten — selbständig als Gänge von grosser Ausdehnung und rel. einheitlichem Typus — ist vorher behandelt worden.

Hornblende: Die Hornblende ist wesentlich stärker gefärbt als bei dem vorigen Typus.

α = blass gelb.

β = ein wenig schmutzig grasgrün.

γ = blaugrasgrün. $\alpha < \beta = \gamma$.

Auslöschung c : γ = ungef. 15° (14—16°).

Doppelbrechung: $\alpha - \beta$ = 0.021—22.

Habitus: Die Individuen sind besser ausgebildet als im vorigen Falle, indem

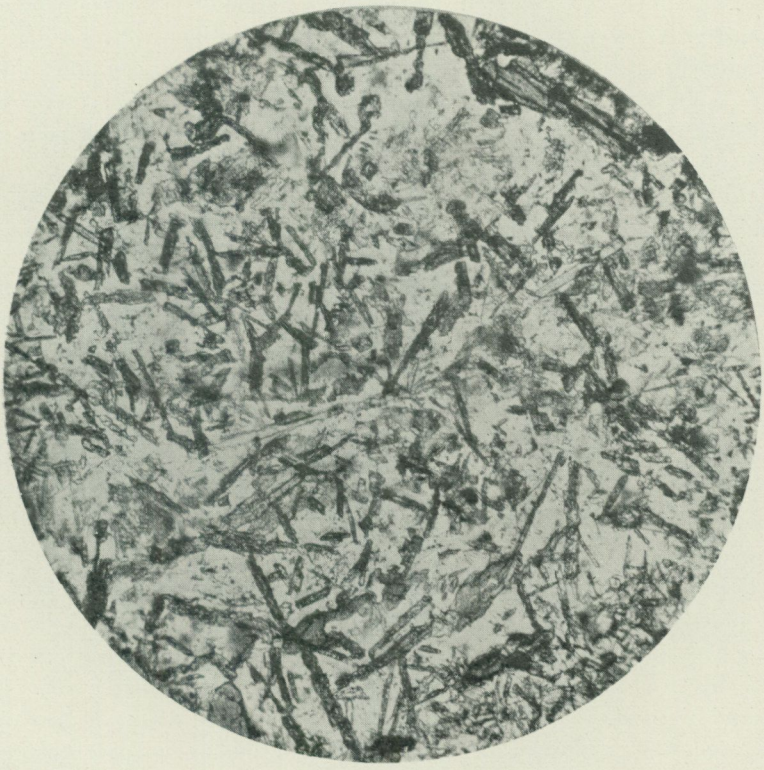


Fig. 51. Epidotgarbige Grundmasse in Tieftemperaturmigmatit (Helsinkit). Die dunklen, dünnen Prismen sind Epidot, die helle Grundmasse hauptsächlich Albit u. Quarz. Daneben einige Chloritschuppen (dunkelgrau). Kleiner Migmatitgang im NO-lichen Naiträkk, S. vom Abelvattnet. Nic. —. Vergr. 58 ×.

eines in der Regel nicht den Raum des anderen beeinträchtigt. Grosse, ziemlich langgestreckte, oft etwas tafelförmige Prismen, die nach allen Richtungen in der Grundmasse verstreut, zuweilen zu kleinen divergenten Aggregaten gehäuft sind, die eine schwach grobgarbige Struktur hervorbringen. In der Grundmasse tritt ausserdem oft eine noch blauere, äusserst feinnadelige Hornblende auf, welche die Grundmasse divergentstrahlig durchkreuzt und eine sehr schöne Mikrogarbenstruktur hervorbringt.

Epidot kommt, wie oben erwähnt, reichlich vor und macht oft über die Hälfte der Grundmasse aus. Er kommt rel. ungleichmässig verteilt, teils in

der Form kleiner, sehr kurzer Prismen in der Grundmasse verstreut, teils in dichten, zusammengedrängten Aggregaten vor. Zuweilen sind in diesen die Körner etwas grösser, und die prismatische Ausbildung ist schöner — die trotzdem rel. kurzen Prismen sind jedoch von Querspalten abgeschnitten und beinahe zerbrochen.

Doppelbrechung immer ausgeprägt zonar, ungef. doppelt so hoch für den Kern wie für die Aussenzone. Die Stärke variiert ziemlich für die verschiedenen Lokale, innerhalb der ungefähren Grenzen $\gamma - \alpha = 0.014$—0.030 (Kern), 0.008—0.015 (äusserste Schale). In gewissen Migmatiten, besonders einigen in schmalen Gängen auftretenden, ist das Epidotmineral *Klinozoisit*, ebenfalls kleinprismatisch in der Grundmasse. Ihr Habitus ist aber langprismatisch—nadelförmig, und die Grundmasse erhält eine sehr schöne mikroklinozoisit-garbige Ausbildung mit divergentstrahligen, feinnadeligen Klinozoisit in einer allotriomorphen Albit-Quarz-Aggregate (Fig. 51).

Biotit fehlt in mehreren Fällen ganz. Andererseits sind alle Übergänge zu Biotitmigmatiten vorhanden. Ein geringer Biotitgehalt ist für den fraglichen Typus am gewöhnlichsten.

Der Biotit ist von demselben Typus wie in den biotitreicheren Migmatiten (z. B. die Analyse 19, S. 162), also ein in gelblich—kastanienbraun stark pleochroitischer, fast einachsiger Biotit. Wenn er wie hier untergeordnet vorkommt, bildet er unregelmässige, allotriomorph kleinlappige, mehr oder weniger dichte kleine Anhäufungen.

Muskowit. In gewissen Typen tritt Muskowit auf und ersetzt zuweilen ganz den Biotit. Er bildet ziemlich grosse, ebene Tafeln (wesentlich grösser als die des entsprechenden Biotits). Achsenwinkel normal: $2\,E = 67°$.

Feldspat.

Der Feldspat besteht, wie oben erwähnt, nur aus saurem Plagioklas. Wenn der Hornblendegehalt mässig ist (< 35 Volumprozent), kommt er teils als sehr spärliche Einsprenglinge von demselben Typus wie im Granite, obgleich gewöhnlich etwas kleiner, teils allotriomorph in der Grundmasse vor. In den als Assimilationsgesteine *in situ* in der Mitte der Hauptintrusion des Granites auftretenden Migmatiten dieses Typs ist der Einsprenglingsplagioklas so basisch wie An_{38} (Kern) $\rightarrow An_{33}$ (Schale) = intermediärer—saurer Andesin. Wie daraus hervorgeht, macht sich hier ein deutlicher Zonarbau geltend.

In den selbständig in Gangform auftretenden Migmatiten ist der Einsprenglingsplagioklas wesentlich saurer, zuweilen Albitoligoklas, meistens Albit (ungef. $An_{5\text{-}10}$). Zonarbau fehlt oder ist ganz schwach entwickelt. Nach der Auffassung des Verfassers beruht dieser Unterschied auf einer niedrigeren Temperatur der Gänge und einer dadurch verursachten Begrenzung der Mischbarkeit der sauren Plagioklase nach der An-Seite hin (siehe S. 200 u. ff.).

Der Feldspat der Grundmasse bildet eine äusserst feinkörnige, allotriomorphkörnige Matrix sowohl um die Einsprenglinge als um den Epidot und die Hornblende der Grundmasse. Er entbehrt Albitlamellierung (mit Ausnahme einiger grossen Individuen, die Übergänge zu Einsprenglingen bilden) und ist dadurch nicht für exakte optische Bestimmung geeignet, auch nicht nach der für

Grundmasseplagioklas sonst geeigneten Methode der maximalen Auslöschung. Die Lichtbrechung im Verhältnis zu Kollolith[1] (n_α = n Kollolith) bestimmt ihn als ziemlich reinen Albit, wahrscheinlich Ab_{98-95}.

Akzessorische Minerale.

Quarz tritt nur sehr untergeordnet in der Grundmasse der amphibolarmen Glieder, oder als einzelne, rel. grob aggregierte, wahrscheinlich sekundäre kleine Schlieren neben grösseren Hornblendeindividuen auf.

Titanit macht einen oft ziemlich reichlich vertretenen akzessorischen Bestandteil in der Form kleiner, idiomorpher, kräftig gelber Körner aus.

Magnetit scheint dem Biotite zu folgen, so dass in biotitfreien Varietäten Magnetit ganz fehlt, in den biotitreichen dagegen so reichlich vorkommt, dass er nicht länger in die akzessorischen Bestandteile eingereiht werden kann. Im letzteren Falle bildet er grosse, runde, an den Kanten skelettförmige Individuen oder dichte Zusammenballungen kleiner Körner. Wahrscheinlich ist er mehr oder weniger titanomagnetitisch.

Granat bildet im Dünnschliff nur schwach gelblichrötliche, kleine bis oft ziemlich grosse Individuen, von meistens schön idiomorpher Ausbildung.

Karbonat. Rhomboedrisches Karbonat tritt oft in der Form einzelner, ziemlich grosser, allotriomorpher Individuen oder Aggregate auf. Es ist in Dünnschliffen noch bei mittelstarker Vergrösserung undurchsichtig infolge der Ferritimprägnation, die längs den Kanten besonders intensiv ist. Bei starker Vergrösserung hat die Karbonatsubstanz selbst eine schwach rotbraune Farbe. Es wäre zu erwarten, dass das Karbonat eine ankeritische Zusammensetzung haben sollte; für den analysierten Uralitgabbro vom Stekenjokk[2] welchen Verfasser den hier behandelten Gesteinen gleichstellen möchte, hat A. Högbom eine besondere Analyse des Karbonates ausführen lassen, die das Resultat ergeben hat, dass dieser als reiner Kalkspat betrachtet werden muss.[2]

Garbenmigmatite.

Migmatite mit typischer Garbenausbildung kommen bei einem von 30 bis zu 10 Volumprozenten variierenden Hornblendegehalt vor.

Die *Hornblende* ist stark blaugrün, wesentlich dunkler und blauer als beim vorigen Typus. Als ein typisches Beispiel der optischen Konstanten kann die analysierte Hornblende aus dem Garbenmigmatit N. vom Ristjåkko[3] benutzt werden. Wenn die optischen Eigenschaften der ganzen Gruppe von dem gegebenen Beispiel abweichen, sind die Variationsgrenzen in Klammern angegeben. Die Variationen beziehen sich vor allem auf die Stärke der Farbe und den Auslöschungswinkel, wobei der dunkel blaugrüne Typus mit grossem Auslöschungswinkel (19.5°) den Haupttypus darstellt, während ein bedeutend hellerer, blaugrüner Amphibol mit niedrigerem Auslöschungswinkel (ungef. 13.5°) seltener vorkommt.

[1] Die Lichtbrechung des hier in den Dünnschliffen benutzten Kolloliths ist durch die Totalreflektometermethode bestimmt; sie variiert ein wenig, ist aber durchgehend viel niedriger, als in der Literatur angegeben wird; sie ist = 1.530 ± 0.001, also nur ein wenig grösser als n_α des reinen Albits.

[2] A. Högbom, S. G. U., Ser. C. N:o 329 (Årsbok 1924), S. 42 und 43.

[3] Selbständiger Gang.

α = kräftig blaugrün, fast grünblau (mittelstark—kräftig blaugrün—grünblau)
β = dunkel grasgrün (»).
γ = grünlich gelb (»).
$\alpha < \beta = \gamma$.

Auslöschung: c : α = 19.5° (die blassere 13.5°, die dunklere 19.5°).
Doppelbrechung: $\alpha - \gamma$ = 0.020 (0.018—22).
Von dieser Hornblende ist eine Analyse ausgeführt worden:

Analyse 18.

Mineralanalyse 6. Hornblendeanalyse IV.

Garbiger blauer Amphibol aus Migmatit vom Ristjåkko. S. Storfjället. Analytiker: R. Blix.

	Gew.-% a.	Gew.-% b.	Gew.-% c.	Mol. Prop. × 10 000			Mol.-% von Summa der Basoxyde.	
SiO_2 . . .	41.85	40.24	41.96	6 986	7 149		89.30	
TiO_2 . . .	1.26	1.26	1.31	163				
Al_2O_3 . . .	13.78	12.43	12.95	1 270	1 686	15.79	20.97	$R_2O_3 + R_2O$ = 29.32
Fe_2O_3 . . .	6.38	6.38	6.65	416		5.18		
FeO . . .	12.81	12.81	13.34	1 857	3 809	24.55	47.42	100.02
MnO . . .	0.079	0.079	0.081	114				
MgO . . .	7.11	7.11	7.41	1 838		22.87		
CaO . . .	11.08	10.09	10.50	1 872	1 872		23.28	RO = 70.70
Na_2O . . .	3.60	3.60	3.75	605	671		8.35	
K_2O . . .	0.59	0.59	0.62	66				
H_2O* . . .	1.42	1.34	1.40	777			9.66	
	99.96	95.93	99.97					

* = Glühverlust + 105°

Sp. Gewicht = 3.283
c : γ = 19.5°
$\gamma - \alpha$ = 0.020

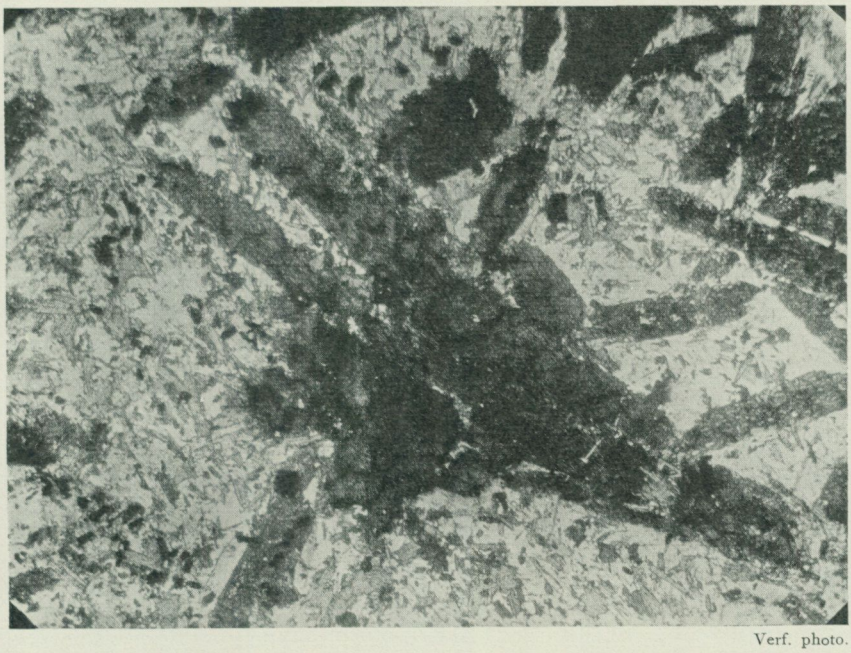
a ist die Originalanalyse, b = a mit Abzug von 4 Gew.-% Zoisit (Tonerde-Epidot), c = b auf 100.00 umgerechnet.

Das Mineral ist durch Separierung in Clericis Lösung aus dem pulverisierten Gestein ausgeschieden. Eine geringe Beimengung von Klinozoisit exakt desselben spezifischen Gewichts wie die Hornblende war aber nicht zu vermeiden. Die Zoisitmenge wurde unter dem Mikroskop zu ungef. 4 % des Volumens, und dann auch des Gewichts bestimmt. Das spez. Gewicht von ungef. 3.28 bei dem fraglichen Mineral zeigt, dass es keinen grossen Eisenepidotgehalt haben kann, sondern beinahe reiner Tonerdeepidot (Zoisit oder Klinozoisit) sein muss.

Die dunkelblaugrüne Hornblende vom oben erwähnten Typus bezieht sich auf Garbenmigmatite mit ziemlich hohem Hornblendegehalt. Bei geringem Hornblendegehalt ist die Hornblende heller, aber gleichzeitig blauer, woneben Doppelbrechung und Auslöschungswinkel abnehmen.

Als Beispiel davon können einige Werte angeführt werden. Hornblende aus Garbengranit, p. 898, Rikkervardo[1]: γ = ziemlich kräftig grünblau—beinahe preussisch blau; $c : \gamma = 16°$, $\gamma - \alpha = 0.018$.

Sämtliche Varietäten dieses Typus sind ausgeprägt alkalin und bilden Übergangsglieder zwischen gemeiner Hornblende und verschiedenen Alkalihornblenden. Die Hornblende vom Ristjåkko hat einen hastingsitischen Charakter, was sowohl Analyse als optische Daten und Kristallhabitus zeigen. Die Hornblende vom Rikkervardo liegt, ihrem Platz im Doppelbrechung:



Verf. photo.

Fig. 52. Garbiger Amphibolmigmatit. Grosse Hornblendetafeln (meistens langgestreckte Durchschnitte) in einer feinkörnigen Albit-Quarz-Chlorit-Sericitmasse. Der Amphibol analysiert (Analyse 18). NW. vom Ristjåkko, S. Storfjället. Ohne Nicols. Vergr. 11 ×.

Auslöschungsdiagramme nach zu urteilen, gegen die Crossitsiete und hat wahrscheinlich höheren Alkaligehalt.

Die habituelle Ausbildung wird vor allem durch die hornblendegarbige Ausbildung des Gesteins charakterisiert, d. h. Schnittflächen (Bruchflächen und Dünnschliffe) zeigen langgestreckte, schmale, divergent angeordnete Hornblendeschnitte. Bei den hornblendereicheren Garbenmigmatiten wird diese nicht durch langprismatischen, sondern durch *dünntafligen* Habitus der Hornblende hervorgebracht (z. B. die Hornblende vom Ristjåkko). Bei geringerem Hornblendegehalt werden die Tafeln zu immer schmaleren Prismen, und die hornblendearmen Garbengranite haben einen langprismatischen Amphibol (z. B. »Rikkervardo»). Bei grösserem Hornblendegehalt hat die Hornblende daneben

[1] In situ assimiliert.

eine rel. idiomorphe Ausbildung (Fig. 52), während bei geringem Hornblendegehalt die Hornblende langgestreckte, dünn grobpoikilitische Individuen bildet. In den schiefrigen Garbengraniten (z. B. Rikkervardo) ist die Hornblende auf gewissen, mit der Schieferung parallelen Ebenen verteilt, d. h. die divergentstrahligen Hornblendenadeln oder gesammelten Garbenbündel liegen in einer Ebene orientiert, und in dieser Ebene ist also die Garbigkeit ausgebildet worden.

Wie aus dem Vorstehenden hervorgeht, bildet die Hornblende in den Migmatiten eine kontinuierliche Übergangsserie von einer dem Amphibol der Mesketamphibolite nahestehenden, grünen, gemeinen Hornblende zu einer ausgeprägt blaugrün—grünblauen Hornblende hastingsitisch-crossitischen Charakters. Der Alkaligehalt scheint mit vermindertem Hornblendegehalt zu wachsen (gemeine Hornblende bei hohem, Hastingsit bei intermediärem und crossitischem Hornblende bei geringem Amphibolgehalt), eine Tatsache, die ungesucht sich dadurch erklärt, dass der mobile Alkaligehalt des Granitmagmas in eine geringere Amphibolmenge konzentriert werden kann.

Feldspat. In den wenig garbigen, hornblendegabbroiden Migmatiten (dem vorigen Typus) kommen bei geringerem Gehalt an femischen Mineralen Einsprenglinge von Plagioklas vor, obgleich äusserst untergeordnet. An diesen Typus, bei dem eine garbige Ausbildung existiert, obgleich nicht dominiert, knüpfen sich direkt die typischen Garbenmigmatite im ganzen durch einen ein wenig abnehmenden Hornblendegehalt an. Die Fem-reichsten Garbenmigmatite haben nur ebenso spärlich auftretende und schlecht ausgebildete Plagioklaseinsprenglinge wie die leukokrateren gabbroiden Migmatite. Bei abnehmendem Fem-Gehalt wachsen die Plagioklaseinsprenglinge an Grösse und Anzahl, und man erhält die als In-situ-Migmatite sehr verbreiteten Garbengranite.

Der Feldspat der Grundmasse ist Albit in äusserst feinkörniger Ausbildung.

Quarz tritt bei hohem Hornblendegehalt nur untergeordnet als rel. grobaggregierte kleine Schlieren neben Hornblende u. s. w. auf. Erst bei rel. geringem Hornblendegehalt erreicht er eine grössere Verbreitung in der Grundmasse selbst. Der Quarzgehalt der hornblendearmen Garbengranite entspricht demjenigen der reinen Granite.

Biotit kommt wenigstens akzessorisch vor; ein hoher Biotitgehalt ist gewöhnlich, und bei weiter zunehmendem Biotitgehalt tritt Übergang zu *Biotitmigmatiten mit garbiger Hornblende* ein. Die Hornblende ist in diesem Zwischentypus blässer und wahrscheinlich etwas weniger alkalin.

Der Biotit in den Amphibolgarbenmigmatiten ist von demselben optischen Charakter wie in den Biotit-Magnetitmigmatiten: Pleochroismus stark, von blassgelb bis kastanienbraun oder olivgrünbraun; anscheinend einachsig.

Der Habitus des Biotits ist von seiner Menge abhängig. Er ist immer kleinzipfelig ausgebildet, bei geringem Biotitgehalt ganz allotriomorph, bei höherem in der Form kleiner, ziemlich dicker Tafeln mit wohl ausgebildeten Basisflächen.

Muskowit tritt immer mindestens akzessorisch auf, oft auch bei grossem Glimmergehalt quantitativ ungef. mit dem Biotit gleichwertig.

Achsenwinkel klein: 2 E ungef. = 62°.

Habitus: akzessorisch als kleine, dünne Schuppen, bei grösserem Muskowitgehalt tafelförmig mit ziemlich grossen Individuen, bedeutend grösser als für den Biotit bei entsprechendem Biotitgehalt.

Eisenerz tritt immer auf, quantitativ im ganzen von dem Glimmergehalt abhängig.

Epidot kommt in den typischen Garbenmigmatiten in wesentlich geringerer Menge im Verhältnis zu dem übrigen femischen Materiale als im vorigen Typus vor. Gewöhnlich kann er nur als akzessorisch rubriziert werden. Die Armut an Epidot bei den garbenausgebildeten Mischgesteinen ist eine sehr charakteristische und bedeutungsvolle Eigenschaft.

Granat macht, wie in den übrigen Migmatiten und dem Granite, einen sporadischen, zuweilen ziemlich reichlich vertretenen, gewöhnlich azkessorischen Bestandteil aus. Wenn er vorkommt, bildet er grosse, runde, einsprenglingsartige, stark poikilitische Individuen.

In Dünnschliffen ist er farblos bis sehr blass gelblich-fleischfarbig, im Handstück hellrot. Oft ist er unfrisch mit Ferritfärbung längs Spalten und einer sehr kräftigen Chalcitbildung, die ganz auf den Kern konzentriert ist, während eine breite Aussenzone vollkommen frisch ist. Das Verhältnis deutet an, dass ursprünglich sich ein ausgeprägter Zonarbau mit zentral grossem und nach aussen abnehmendem Kalkgehalt geltend gemacht hat.

Amphibol—Biotit—Magnetitmigmatite.

Inbezug auf den SiO_2-Gehalt intermediäre Migmatite dieser betreffs der femischen Mineralparagenesis auch intermediären Zusammensetzung kommen in so grossem Umfang vor und bieten Typen von so grossem Interesse dar, dass eine besondere Beschreibung dieser Mischform zwischen den reinen Typen (Amphibolmigmatiten und Biotit-Magnetitmigmatiten) wohl begründet ist.

Sie variieren von intermediärer zu stark garbiger Struktur.

Selbständig treten diese Migmatite als oft ziemlich bedeutende Gänge auf, die makroskopisch den hornblende-gabbroiden Migmatiten gleichen, obgleich sie durch ihren deutlichen Biotitgehalt und ihren ein wenig leukokrateren Charakter leicht vou diesen unterschieden werden.

Von besonders grossem Interesse ist ein im Durjentjåkkomassiv als Lagergang auftretender Migmatit, der analysiert worden ist (Analyse 19).

Das Gestein hat folgenden Mineralbestand: Hornblende, Biotit, Oligoklas—Albit, Quarz, Klinozoisit, Epidot, Titanomagnetit, Muskowit, Granat.

Es zeigt eine schön porphyritische Struktur durch langgestreckte Aggregate von langprismatischer Hornblende, die mit Biotit verwachsen ist, und vor allem durch ausserordentlich schöne, epidotumränderte Plagioklaseinsprenglinge (Fig. 53) in einer ungewöhnlich schönen, granophyrischen Quarz-Albit-oligoklasgrundmasse (Fig. 54).

Hornblende (17.5 Vol.-%): ziemlich hell grasgrün.

Analyse 19.

Gesteinsanalyse VIII.

Amphibol-Biotit-Magnetit-Migmatit (Quarzdioritporphyrit). Intrusivgang. Durjentjåkko.
Analytiker: R. Blix.

SiO_2	57.88	9637	Q	12.75	
TiO_2	1.65	206	Or	11.67	
Al_2O_3	15.67	1537	Ab	30.61	
Fe_2O_3	1.79	112	An	20.50	
FeO	6.13	853	Σ Sal.	75.53	
MnO	0.036	5	Di	4.95	
MgO	3.59	890	Hy	13.43	
CaO	5.65	1007	Mt	2.57	
Na_2O	3.65	590	Il	3.10	
K_2O	1.90	202	Ap	0.44	
P_2O_5	0.18	13	Σ Fem	24.49	
H_2O-_{110}	0.06	—		100.02	
H_2O+_{110}	1.93	1071			
	100.12				

Aktuelle Zusammensetzung Vol.-%

Gröberer Quarz	13.5
Granophyrgrundmasse	27.5
Einsprenglingsplagioklas	6.5
Epidot	14.5
Hornblende	17.5
Biotit	16.0
Titanomagnetit	2.0
Muskowit	1.8
Granat	0.7
	100.0

Sp. Gew. = 2.90

Fem. Prop. in Di + Hy:
FeO : MgO = 37.8 : 62.2
FeO : MgO : CaO = 32.7 : 54.0 : 13.3

Chemische Konstanten nach der Berechnungsmethode in dieser Arbeit:

Fem	: Ca	: Alk	= 52.33 : 26.70 : 20.99
An	: Ab	: Or	= 31.87 : 50.75 : 17.38
FeO	: MgO	: CaO	= 48.38 : 39.79 : 11.89
Femca	: Alk	: Si	= 24.70 : 10.40 : 64.90

Pleochroismus stark: α = grüngelblich, β = (ein wenig schmutzig) grasgrün, γ = ein wenig bläulich grasgrün. $\alpha < \beta = \gamma$.

Auslöschung: $c : \gamma = 12^3/_4°$.

Doppelbrechung: $\gamma - \alpha = 0.023^1/_4$.

Habitus: Langprismatisch in zersplittert strahligen, gewöhnlich mit Biotit verwachsenen Aggregaten, so dass die wohlausgebildeten Hornblendenadeln von einer kleintafligen Biotitmasse zwischengelagert werden.

Biotit (16 Volum-%). Braun. Pleochroismus sehr stark: α = gelblich blass, beinahe farblos; $\beta - \gamma$ = leuchtend kastanienbraun. $\alpha < \beta = \gamma$.

Optisch einachsig. Grosse unregelmässige Tafeln-Schuppen, gewöhnlich mit guten Basisflächen. Oft als Zwischenklemmungsmasse in Hornblendeaggregaten.

Farbloser Glimmer (2.0 Volum-%). Zerstreute, gewöhnlich ganz kleine Tafeln. Achsenwinkel klein: 2 E = 45°.

Klinozoisit-Epidot: Kurzprismatisch, kleine Individuen. Etwas grössere Körner in der Nähe von Amphibol-Biotitanhäufungen; ihre Doppelbrechung

im Kern maximal $\gamma - \alpha$ = ungf. 0.012, also Epidot. In der feinkörnigen Fraktion Doppelbrechung gering, Interferenzfarbe normal grau. Dieser Klinozoisit der Grundmasse geht in *eine äusserst feinkörnige Umrahmung der Feldspateinsprenglinge* über.

Feldspat (=*Plagioklas*). a) Einsprenglinge (6.5 Volum-%). Die Konturen der besonders schönen und vollkommen idiomorphen Einsprenglinge werden durch eine oben erwähnte dichte, sehr schmale Randzone von Klinozoisit kräftig

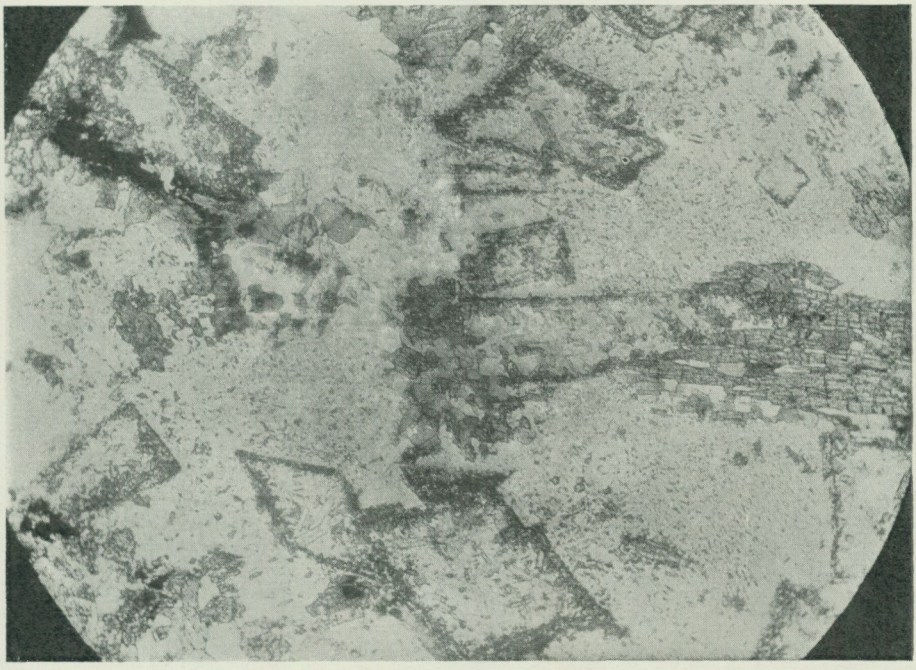


Fig. 53. Plagioklasporphyritischer Amphibol-Biotit-Magnetit-Migmatit. (»Quarzdioritporphyrit»). Grosse Einsprenglinge aus ursprünglich ziemlich basischem Plagioklas, der während der Kristallisation instabil geworden ist, und dessen überschüssiger An-Gehalt als Epidot am Kontakte zwischen Kristall und damaliger Magmaphase kristallisiert ist, wodurch die Einsprenglinge mit Epidotkriställchen umrändert worden sind.

Rechts im Bilde sieht man ein splittriges Hornblendeindividuum, links einige Titanomagnetitaggregate (schwarz). Die einheitlich grauen kleinen Felder sind Biotit. Grundmasse Albit-Quarzgranophyr (Fig. 54).

Analysiertes Gestein (Analyse 19); Intrusivgang im Durjentjåkko, S. Storfjället. Ohne Nicols. Vergr. 10 ×.

markiert. Die Randzone ist nach aussen scharf begrenzt, nimmt nach innen schnell ab und lässt einen grossen Kern ganz frei. Es zeigt sich, dass die Feldspatsubstanz ein den ganzen ursprünglichen Einsprengling umfassendes, einheitliches Individuum bildet.

Die jetzige Zusammensetzung ist nach Foqués Methode in Schnitten $\perp \gamma$ und $\perp \beta$ als $An_{23}Ab_{77}$ bestimmt worden.

b) Die Zusammensetzung des mit Quarz mikrogranophyrisch verwachsenen Feldspats der Grundmasse festzustellen, ist nur durch Lichtbrechung relative

Quarz und Kollolith möglich. $\alpha > n_{\text{Kollolith}}; \gamma = \omega_{\text{Quarz}}$. Entspricht ungef. An_{12}—An_{15}, Oligoklasalbit.

Granat. Zerstreute, sehr grosse idiomorphe Individuen, die jedoch partiell ein korrodiertes Aussehen haben.

Erz. (2.0 Volum-%.) Mit Biotit und Hornblende in femischen Aggregaten assoziierter Titanomagnetit. In langen, geraden, beinahe zusammenhängenden

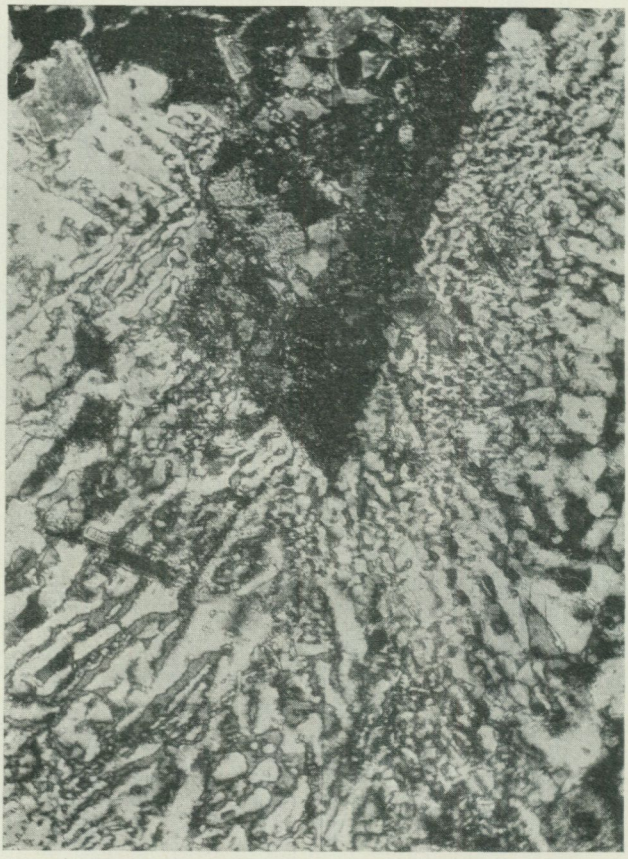


Fig. 54. Implikationsstruierte Quarz-Albitgrundmasse aus analysiertem »Quarzdioritporphyrit». (Analyse 19, Fig. 53). Oben ein Plagioklaseinsprengling. Nic. +. Vergr. z:a 30 ×.

linearen Skeletten angereichert, die in perlenschnurförmige Aggregate oder einzelne kleine Individuen übergehen. Xenomorph im Verhältnis zu der Hornblende.

Pleochroitische Höfe kommen in grossem Massstabe in dem Biotit, der Hornblende und auch in vereinzelten Fällen in dem Epidot vor. Farbe in den Höfen: a) im Biotit: α = äusserst blass sepiabraun (kein grosser Unterschied vom umgebenden, normalen B.), $\beta = \gamma$ = sehr dunkel sepiabraun, beinahe schwarz; b) in der Hornblende: α = blassbraun, β = rotbraun, γ = dunkel sepiabraun;

c) in farblosem Epidot: // der Achsenlinie blass braungelb, ⊥ dito schmutzig bräunlich karmoisinrot. Starke Dispersion. (Stark anomale Interferenzfarben!)

Als Kern ist (ausser im Epidot) im Zentrum jedes Hofes ein ganz kleiner, kurzprismatischer Mikrolith sichtbar.

Die Höfe sind zonargebaut mit einem inneren, konstant dunklen, grossen Kern und einer schnell verblassenden, schmalen Aussenzone. Ihre Grösse beträgt radiell gemessen, d. h. vom Kern zu der inneren und der äusseren Kante der Aussenzone, für Biotit = 0.015 resp. 0.0215 mm.

In diesem Gesteine wird die hornblendegarbige Struktur in hohem Grade dadurch verwirrt, dass die langprismatische Hornblende mit dem Biotit zusammen aggregiert liegt.

Bei ein wenig geringerem Gehalt an femischern Mineralen erhält man ausgeprägt garbige Migmatite von diesem Typus. Der Biotit ist hier nicht zum Teil mit der Hornblende verwachsen, sondern liegt in der Grundmasse gleichmässig verteilt, mit etwas kleinerer Kristallgrösse und stärkerer Xenomorphie. Der Amphibolgehalt kann ganz gering sein, aber man erhält trotzdem die Hornblende in vereinzelten, divergenten, langgestreckten Individuen von im einzelnen ziemlich allotriomorphem Charakter, so dass sogar eine grobpoikilitische Ausbildung in Analogie mit der Hornblende der Garbengranite entsteht. Von diesem Gestein führt eine ganz kurze Entwicklungslinie zu den reinen Biotit-Magnetitmigmatiten über.

Biotit—Magnetitmigmatite.

Wie oben erwähnt, bilden die reinen Glimmer-Magnetitmigmatite eine quantitativ untergeordnete Gruppe. Betreffs ihres Auftretens siehe S. 151! Es ist auch bereits hervorgehoben worden, dass die Menge femischer Minerale bei ihnen wesentlich geringer als bei den hornblendegabbroiden Migmatiten ist.

Der Mineralbestand ist Biotit, Albit, Quarz, Magnetit, konstante Hauptbestandteile; Kalkspat fehlt nie und bildet oft ein wesentliches Mineral; Zoisit-Epidot kommt akzessorisch oder als wesentliches Mineral vor; Titanit und Granat sind gewöhnlich akzessorische Bestandteile; *Muskowit fehlt in den meisten Fällen ganz.*

Die Struktur variiert von allotriomorphkörnig, mit lappig geflicktem Biotit und wenig idiomorphem Magnetit in einer Albit-Quarz(-Epidot)(-Chalcit)-Grundmasse, zu albitporphyrisch. Im letzteren Falle treten zuerst vereinzelte grössere Albitindividuen in einer allotriomorphkörnigen Grundmasse von demselben Typus wie im vorigen Falle auf, die mit abnehmendem Fem-Gehalt und zunehmendem Einsprenglingsplagioklas immer mehr normal granitisch wird. Die erstere Struktur ist für die basischsten, die letztere für die intermediären und sauersten (schliesslich fast rein granitischen) Glieder kennzeichnend.

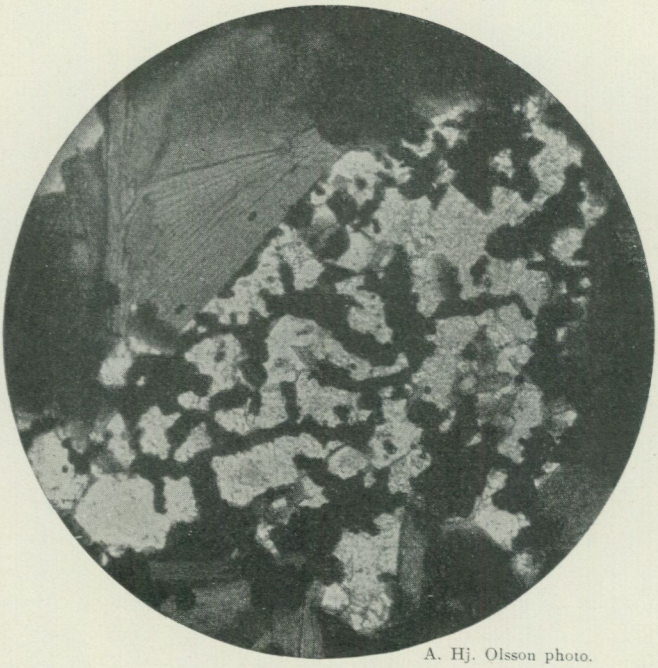
Besonders bemerkenswert ist, dass der Biotit, in den allermeisten Fällen auch der Magnetit — trotz hohem Magnetitgehalt — vollkommen allotrio-

morph ist und nebst Chalcit den letzten Erstarrungsrest bildet, der auch miarolitische Spalten-Höhlungen ausfüllt. (Siehe im übrigen unten!)

Biotit. Der Biotit bildet allotriomorphe, unregelmässige, amöbenähnliche Lappen. Er ist in der Regel sehr dunkel mit kräftigem Pleochroismus. Die Farbe wechselt von sepia—kastanienbraun zu olivgrünschwarz. Pleochroitische Höfe gewöhnlich sehr zahlreich.

Pleochroismus: 1) α = gelblich, $\beta = \gamma$ = dunkel sepia—kastanienbraun. Davon bis zu 2) α = kräftig, ein wenig grünlich gelb, $\beta = \gamma$ = äusserst dunkel olivgrün, beinahe schwarz, variierend.

Achsenwinkel klein: 2 E = ungef. 15° bis anscheinend einachsig.



A. Hj. Olsson photo.

Fig. 55. «Mikrogranophyr» aus Kalzit und Magnetit, die letzten kleinen Hohlräume in einem Biotit-Magnetitmigmatit (Helsinkit) ausfüllend. Hell = Kalzit, schwarz = Magnetit, dunkelgrau = Biotit. Ohne Nicols. Vergr. 160 ×.

Plagioklas: In den Einsprenglingen Albit-Oligoklasalbit, in der Grundmasse fast reiner Albit.

Quarz in der (feingranulitischen—)eugranitischen Grundmasse.

Magnetit. Der Magnetit ist, wie oben erwähnt, in der Regel allotriomorph. Eine Ausnahme tritt in dem Falle ein, wenn der Magnetitgehalt sehr hoch, aber der Biotitgehalt rel. gering ist, so dass Magnetit > Biotit ist, wo der Magnetit recht idiomorphe Oktaeder oder — wahrscheinlich bei bedeutendem Titangehalt — unregelmässige Individuen mit mehr oder weniger starker Andeutung einer Skelettausbildung bildet. In einem Falle (nicht ganz zerschmolzener Injektionsmigmatit bei dem Skälfjällsbache nördlich vom Joesjö) macht der

Magnetit nebst Kalkspat den absolut letzten Erstarrungsrest aus, indem er (wie der Kalkspat) kurze Spalten oder miarolitische Höhlungen ausfüllt, von deren Wänden Quarz, Albit oder gewöhnlich Biotit in die ausfüllende Magnetitmasse hineinragen können. Gewisse Höhlungen werden von Magnetit und Kalkspat in einer schönen mikrogranophyrischen Verwachsung ausgefüllt (Fig. 55).

Die für die oben behandelten Migmatite charakteristische, in der kristallographischen Entwicklung wiedergespiegelte Kristallisationsreihe, sowohl zwischenPlagioklas-Quarz einerseits und sämtlichen femischen Mineralen andererseits, als zwischen den femischen Mineralen unter sich, wo auch bei hohem Magnetitgehalt Magnetit mit Kalkspat zusammen sogar als der letzte Erstarrungsrest kristallisiert, beruht ohne Zweifel auf dem extrem hohen Wassergehalt des Magmas. Diese Frage wird später ausführlich behandelt werden (S. 204 ff.).

Epidotmigmatite.

Reine oder fast gänzlich reine Epidotmigmatite treten erst bei so hohem Albit-Quarzgehalt auf, dass die Migmatite einen ganz granitischen Charakter haben. Die mehr basischen Assimilationsgesteine, vor allem die »amphibolgabbroiden», haben aber einen Epidotgehalt, der sehr bedeutend werden kann (bis zu 20 Volum-%).

Verfasser nimmt an, dass diese epidotreichen Migmatite durch Assimilation besonders kalkreichen Materiales, die Amphibol-Epidotmigmatite aus kalkreichen Tuffen, die biotitreicheren, saureren Epidotmigmatite aus kalkreichen Tonsedimenten, entstanden sind. In dem von wechselnden ortho- und paraamphibolitischen Gliedern (Lavagesteinen und Tuffen) aufgebauten Effusivkomplexe, der vom Granit assimiliert worden ist, kommen in grossem Umfang sehr epidotreiche Amphiboltuffe vor (siehe S. 96). In diesem Falle liegt das CaO-Material schon als Epidot fertig vor; weiter schliesst das Faktum, dass primärer Kalkspat in den Migmatiten vorkommt, nicht die Möglichkeit aus, dass ein Teil des karbonatgebundenen CaO bei der Assimilation in Silikat übergeführt wird. Bei Erhitzung ist $CaCO_3$ nur unter einem mit der Temperatur wachsenden Kohlensäuredruck stabil. Für wasserarme, normale Magmen muss dieser Druck sehr hoch, für wasserreiche Magmen wesentlich niedriger sein (obgleich hydrolytische-silifizierende Prozesse wahrscheinlich eine den Unterschied teilweise kompensierende Einwirkung ausüben). Bei dem hier behandelten Assimilationsverlauf dürfte wenigstens am Anfang des Prozesses der CO_2-Partialdruck im Magma gar nicht gross genug gewesen sein, um eine Dissoziation verhindern zu können. Dazu kommt, dass eine Entweichung von Gasen, also auch CO_2, während des Intrusionsaktes gewiss geschehen ist, mit dazugehöriger Verschiebung der Gleichgewichtsgleichung $CaCO_3 \rightleftarrows CaO + CO_2$ gegen rechts. Ein Teil des latenten Gasinhaltes des Magmas, also auch CO_2 in grosser oder geringer Menge, ist während des Intrusions- und Kristallisationsprozesses von dem eigentlichen Magmakörper weggeführt worden. Eine

Dissoziation von assimiliertem $CaCO_3$ hat darum stattgefunden, und entbundenes CaO ist in Silikat übergeführt worden. Für die am meisten niedertemperierten Glieder, die sich beinahe in einem hydrothermalen Stadium befinden, ist der Kohlensäuredruck dagegen wahrscheinlich so unbedeutend gewesen, dass keine nennenswerte Dissoziation stattgefunden hat. Diese Gesteine haben darum oft einen sehr grossen Chalcitgehalt.

Gesteine mit Epidot als hauptsächliches femisches Mineral treten in geringem Umfang auf und sind hauptsächlich auf die nördliche Spitze des zentralen S. Storfjällslakkolithes und dessen Fortsetzung konzentriert. Sie können als *epidotreiche Granite* charakterisiert werden. Der Epidot bildet einige rel. grosse Individuen im Zentrum schlierenförmiger Epidotanreicherungen mit nach aussen abnehmender Korngrösse. In ihren Kanten, und wo der Epidot in der Grundmasse zerstreut liegt, ist er kleinprismatisch.

Der Feldspat besteht aus Albit. Betreffs der Struktur siehe die Granite!

Ausser Epidot kommt untergeordnet Chlorit, nicht Hornblende, vor.

Diese Epidotgranite werden vom Verfasser nicht als Migmatite, sondern als helsinkitische Gesteine aufgefasst, wo der Epidot durch Spaltung von primären Anorthitmolekülen in einer an rel. basischem Plagioklas angereicherten Varietät des Trondhjemitaplites gebildet worden ist. Die niedrige Temperatur wird auch durch den primären Chloritgehalt angegeben.

Chloritführende Migmatite.

Wie vorher erwähnt (S. 142), wird in einigen Graniten die Hornblende durch primären Chlorit ersetzt. Die chloritführenden Granite kommen in den auslaufenden Spitzen der Hauptintrusionen vor, oder bilden ganz schmale, selbständige Schichtintrusionen. Diese Chloritgranite sind in grossem Massstabe von Injektionserscheinungen im Nebengestein begleitet. Als typisches Beispiel kann der zusammenhängende Strich von Granitintrusionen und Injektionsgesteinen erwähnt werden, der längs des nördlichen Teils des S. Storfjället läuft und eine direkte Fortsetzung des südöstlichen, grossen Lakkolithes bildet. Diese Injektionserscheinungen berühren schiefrig phyllitische Gesteine, sowohl Glimmerphyllite (Tonsedimente) als auch Chloritschiefer und Chloritphyllite (Grünsteineffusive und Tuffe), und sind oben ihrem Hauptcharakter nach beschrieben worden: eine mit ganz schmalen, parallelen Albit-Quarzadern beginnende Injektion, welche Adern an Dicke und Anzahl wachsen, bis man schliesslich ein unreines, albitgranitisches Gestein mit parallelen, dünnen Ebenen aus Glimmer (Chlorit) erhält. Wenn diese Injektion Glimmerphyllite berührt, wird der Unterschied für die zentralen und die marginalen Granite unbedeutend. Bemerkenswert wird aber das Verhältnis, wenn die Injektion die Mesketgrünsteine berührt. Injektions- und Assimilationsphänomene in der zentralen Intrusion des S. Storfjället sind oben (S. 148 und ff.) ausführlich geschildert worden: die Effusivformation ist in Amphibolitfazies ausgebildet worden (infolge Thermometamorphose), und die Injektions- und Assimilationsgesteine sind Hornblendegesteine. In der westlichen Spitze der Haupt-

intrusion und in den oben angegebenen Gebieten, ferner am Rikarjaure, Nedre Ältsvattnet, nördlich vom Övre Joevattnet, am Arefjäll u. s. w. findet die Granitintrusion in entsprechenden Grünsteinkomplexen in Chloritschieferfazies statt; das Nebengestein ist Chloritschiefer, die Injektionsgesteine zeigen Granitadern in Chloritschiefer, die Assimilationsgesteine und der reinste Granit sind primären Chlorit führende Gesteine. Jedoch treten auch in dem nördlichen Chloritgranitstriche zentral Amphibolgranite und -Migmatite, obgleich in untergeordneter Menge, auf.

Der Übergang von Hornblende- zu Chloritfazies bezeichnet zweifellos eine niedrigere Temperatur beim Kristallisations- resp. Umkristallisationsakte. Der Übergang ist ferner nicht scharf, sondern wird von einem, allerdings wenig bedeutenden, Intervall markiert, wo die Gesteine, also Grünsteine, Injektionsgneise, Migmatite resp. Albitgranite, sowohl Amphibol als Chlorit enthalten. Man erhält z. B. reine oder granitinjizierte Chloritgrünschiefer von in Dünnschliffen hervortretender Knoten- oder Garbenstruktur, wo die Hornblende kleinporphyroblastisch entwickelte, langgestreckte Individuen in der Chloritmasse bildet. Diese charakteristische Kontaktmetamorphosenstruktur wird in den meisten Fällen und mit allem Recht als eine instabile Erscheinung aufgefasst, eine beginnende Anpassung an eine neue Faziesklasse des Mineralbestandes, die infolge des unzureichenden Zeitmomentes abgebrochen wird. In dem hier fraglichen Falle dürfte dagegen diese Auffassung nicht anwendbar sein.

Die Chlorit-Hornblendeparagenesis kommt ja nicht nur in den reinen Grünschiefern oder den Injektionsgesteinen, sondern auch in den Migmatiten und den reinsten Graniten vor.

Dass ein so ungeheuer wasserreiches, pegmatitisches-hydrothermales Magma einen nach den physikalisch-chemischen Verhältnissen seiner letzten Kristallisationsphase nicht stabilisierten Mineralbestand haben sollte, ist unsinnig. Der Stabilisationsprozess muss, des Reichtums an Mineralisatoren wegen, vollständig geworden sein. Der zuerst kristallisierte Plagioklas ist in einem späteren Stadium in Klinozoisit-Epidot und einen saureren Plagioklas umgewandelt worden, wie z. B. die sehr schön epidotumränderten Plagioklaseinsprenglinge im analysierten Migmatite vom Durgontjåkko zeigen. Dieser repräsentiert aber einen einzelnen Schichtgang, also einen rel. schnell erstarrenden Intrusivkörper. In den meisten Fällen ist das Epidotmaterial nicht räumlich an die Plagioklaseinsprenglinge gebunden, sondern in der zuletzt kristallisierten Magmalösung enthalten.

Es handelt sich hier um rel. grosse, früh kristallisierte Individuen, deren Zusammensetzung während der Kristallisation mit dem Temperaturfalle autogen verändert worden ist. Das Kristallisationsintervall der femischen Minerale dagegen umfasst für die reinen Granite und die leukokraten Migmatite die Endkristallisation des Gesteines, also aus den letzten Restlösungen, was aus den Strukturverhältnissen deutlich hervorgeht. Ausserdem sind die ev. früher gebildeten, zersplitterten Hornblende-Individuen, resp. Chloritaggregate, von den pneumatolytisch-hydrothermalen Lösungen leicht durchgearbeitet.

Alles dieses spricht dafür, dass in den *Chlorit-Amphibol*-Migmatiten und auch den entsprechenden Injektionsgesteinen die Kombination Chlorit-Amphibol eine bei der Bildungstemperatur der Gesteine *stabile* Mineralparagenesis repräsentieren. In der Tat wäre, auch wenn die petrographischen Beobachtungen nicht direkt dafür sprächen, ein solches Verhältnis aus physikalischen Gründen a priori anzunehmen. Wenn nämlich in chemischen Mehrkomponentsystemen mit fallender Temperatur eine früher kristallisierte Mischkomponente durch einen oder einige neue Komponenten anderer Zusammensetzung ersetzt zu werden beginnt, wird dadurch eine Veränderung der Zusammensetzung der Restlösung bewirkt, die dem Verschwinden der fraglichen Kompontente entgegenwirkt, d. h. wenn z. B. Chlorit anfängt, Hornblende zu ersetzen, wird die Restlösung reicher an Alkali (Na_2O) und auch an CaO;in dieser Lösung bleibt die Hornblende noch bei der neuen, ein wenig tieferen Temperatur stabil, u. s. w. M. a. W.: die Chloritisierung der Hornblende im Natronhelsinkit umfasst ein gewisses Zeit- und Temperaturintervall, währenddessen sowohl Chlorit als auch Hornblende stabil nebeneinander bestehen.

Extreme Niedertemperaturdifferentiate.

An die trotz des wasserreichen und niedertemperierten Typus des Magmas als wirkliche Eruptivgesteine auftretenden helsinkitischen Granite und Migmatite knüpft sich eine Serie Gesteine, die auf der Grenze zwischen pegmatitischen und rein hydrothermalen Bildungen stehen. Quantitativ am bedeutungsvollsten unter diesen sind die sogenannten eruptiven Quarzite; quantitativ sehr untergeordnet, aber theoretisch wichtig, sind eine Anzahl als schmale Spaltenfüllungen auftretende, lamprophyrische und pegmatitische Helsinkitdifferentiate.

Quantitativ untergeordnete Gang- und Spaltengesteine.

Helsinkitlamprophyrische Spaltengesteine (Chloritit).

Der als lamprophyrisch bezeichnete Typus füllt wahrscheinlich spättektonische, die Schieferung scharf überquerende Spalten aus, deren Breite zwischen ein paar mm und einigen Dezimetern variiert. Die Gänge sind auf zwei Lokalen angetroffen worden, in beiden Fällen in der Mesketformation: im Zentrum des S. Storfjället, auf dem Hochplateau des Mortotjåkko, wo eine Anzahl im ganzen parallele, fast vertikale, ein paar Zentimeter dicke Spaltengänge Uralitporphyritagglomerate und Tuffe durchsetzen, und am Ufer des N. Arevatten, wo ebenfalls überschneidende, aber reichlich verzweigte, zum Teil dickere Gänge in Mesketgrünschiefer und Biotittuffen auftreten.

In seiner reinsten Form besteht dieses Gestein aus einer vollkommen monomineralischen, dichten, fächerstruierten Chloritmasse. Von diesem Charakter sind die Spaltengänge im Mortotjåkko. Makroskopisch ist das Gestein dunkelgrün-schwarzgrün, massenförmig feinkristallin und mit einem besonders gleichmässigen und einheitlichen Charakter längs der ganzen Gänge. In Dünn-

schliffen tritt die sehr schöne, gleichmässige Fächerstruktur mit voneinander distinkt abgegrenzten, partiell sphärolithischen Chloritpacken, die ungefähr 30° (15° bis 45°—60°) umfassen, hervor. Die den grössten Kreisbogen umfassenden, partiellen Sphärolithe sind schalenförmig auf einem kleineren Packen ausgebildet. N von dem Ufer des Arevatten werden die Spalten teilweise von demselben Gestein ausgefüllt. Die Farbe ist starkgrün, der Pleochroismus kräftig: // c hell blass gelblich, ⊥ c klar grün. Optischer Charakter *negativ*; beinahe einachsig. Auslöschung gerade oder beinahe gerade. Doppelbrechung ziemlich schwach ($\gamma - \alpha$ = ca. 0.003—5); die Interferenzfarben im Schnitt ⊥ Basis sind dunkel bläulich grüngrau bis dunkel violett. Dieses Gestein ist analysiert worden. Die Analyse ist gleichzeitig eine Gesteins- und Mineralanalyse.

Analyse 20.

Mineralanalyse 7.

Chloritit (monomineralisches Chloritgestein) vom Mortotjåkko, S. Storfjället. (Chlorit 2.) Analytiker: A. Bygdén.

SiO_2	24.22	4 033	4 037		$S = \frac{SiO_2}{R_2O_3} = 1.75$
TiO_2	0.03	4			
Al_2O_3	19.01	1 865	2 279		$a = \frac{Fe_2O_3}{Al_2O_3} = 0.222$
Fe_2O_3	6.61	414			
FeO	30.88	4 298	4 364	6 373	$f = \frac{(Fe,Mn)O}{MgO} = 2.17$
MnO	0.47	66			
MgO	8.10	2 009	2 009		
CaO	Nichts	—			
Na_2O	0.03	5	7		
K_2O	0.02	2			
H_2O	10.77	5 978	5 206		Sp. Gew. = 3.11
	100.14				

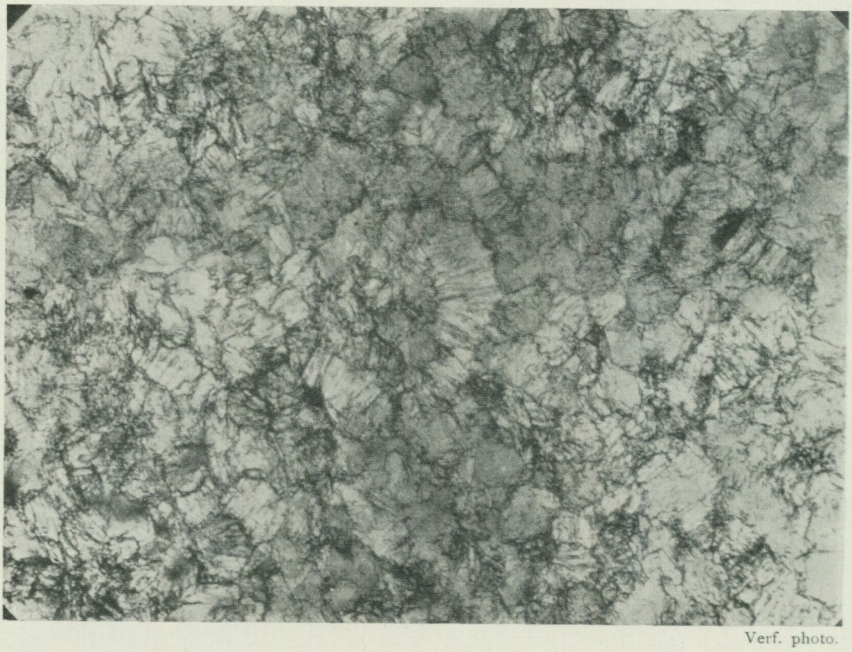
Nach Orcels Klassifikation[1] gehört dieser Chlorit zu der Prochloritgruppe (Gruppe III) und dem Strigovittypus (5°.2); das FeO : MgO-Verhältnis und der chemische Charakter im allgemeinen stellt ihn aber zunächst der *Aphrosiderit*-gruppe[2] (Orcel, S. 254). Wie früher hervorgehoben (S. 143), wird bei den Pro-

[1] Bull. Soc. Franç. Min., Tome L (1927), S. 327.

[2] Das $\frac{Fe_2O_3}{Al_2O_3}$-Verhältnis überschreitet nur mit einen sehr kleinen Betrag die untere Grenze der Gruppe 5 (a = 0.2 — 1), was auch der Fall ist bei Chloriten, die Orcel zu Gruppe 4° rechnet (so zeigt z. B. Analyse 127, Tabelle 22, S. 367, ein Molekularverhältnis $\frac{Fe_2O_3}{Al_2O_3} = \frac{404}{1834} = 0.200$; der entsprechende Wert des obenstehenden Analyse ist ja 0.222; trotzdem wird der Chlorit 127 von Orcel als Aphrosiderit bezeichnet und der Gruppe 4° zugerechnet); es bedeutet dies ja eine Inkonsequenz. Meiner Meinung nach sollte die fragliche Grenze bei höherem $\frac{Fe_2O_3}{Al_2O_3}$-Wert, z. B. a = 0.33, gezogen werden.

Nach dieser Veränderung würde der Chlorit 2 vom S. Storfjället ein Aphrosiderit sein (Bezeichnung III, 4°, 1), d. h. ein mässig, aber deutlich ferrodominanter Prochlorit mit beträchtlichem Fe_2O_3-Gehalt.

chloriten und verwandten Chloriten negativer Charakter durch vermehrten Eisengehalt (sowohl FeO als Fe_2O_3), d. h. durch Vorherrschen der Daphnit- und Cronstedtitmoleküle bewirkt. Im Vergleich mit Chlorit 1 (Analyse 13) hat dieser chlorit (2) etwas höhere Eisenverhältnisse (a = 0.207, resp. = 0.222; f = 1.82, resp. = 2.17). Auch ist Chlorit 1 optisch positiv, Chlorit 2 optisch negativ, beide mit sehr niedriger Doppelbrechung. Diese Steigerung des Eisengehalts hat somit den Chlorit von positiver Doppelbrechung über die isotropen Punkte zu negativer Doppelbrechung hinübergeführt (dass die beiden Chlorit-



Verf. photo.

Fig. 56. Chloritit. (»Helsinkitlamprophyr»). Ganggestein, ausschliesslich aus primärem Chlorit bestehend. Der Chlorit bildet fächerförmige Aggregate, die partielle Sphärolithe oder sphärolithische Schalen darstellen (was auf dem Bilde nicht gut hervortritt). Kleiner Spaltengang vom Mortotjåkko, S. Storfjället. Ohne Nicols. Vergr. 90 ×.

analysen im übrigen sehr nahe übereinstimmen, ist schon hervorgehoben worden); der Isotropiepunkt der FeO (Fe_2O_3)-reichen Prochlorite liegt somit bei einem Eisengehalt, der zwischen den beiden Analysen liegt, oder rund bei f = 2.0. Dies lässt sich nicht in Übereinstimmung mit Orcels Resultat bringen: er setzt den Umschlagspunkt von positiver zu negativer Doppelbrechung bei f = 1.0 an (Orcel Fig. 15, S. 417). Es scheint, als ob die Doppelbrechung nicht allein von der Variation FeO : MgO, sondern auch von der übrigen Zusammensetzung abhängig wäre, und die Doppelbrechung auch nicht annähernd genau sich als eine Funktion des Verhältnisses FeO : MgO darstellen liesse.

Es muss auch hervorgehoben werden, dass die zwei Chloritanalysen noch die Auffassung bestätigen, die von den Forschern, welche während der letzten

Jahre die Chloritgruppe eingehender behandelt haben[1], vertreten wird, dass nämlich eine scharfe Grenze zwischen den sog. *Orthochloriten* und *Leptochloriten* nicht existiert.[2] Der Chlorit 2 wäre der Leptochloritgruppe (die hauptsächlich durch hohen Eisen- und Sesquioxydgehalt nebst optisch negativem Charakter, oft auch grösseren SiO_2-Gehalt usw. charakterisiert wäre) zuzuzählen, während der nahe verwandte Chlorit 1 zu den Orthochloriten gehören sollte. Eine kontinuierliche Entwicklung führt von den Magnesium-Tonerde-Prochloriten zu den Ferro-Tonerde-Chloriten (Endglied: Daphnit) und den Ferro-Ferri-Chloriten (Endglied: Cronstedtit) hinüber, wie die erwähnten Verfasser (Alling, Gossner, Orcel) gezeigt haben. Dass gewisse von den sog. Leptochloriten, z. B. die SiO_2-reichen Stilpnomelane, von den eigentlichen Chloriten deutlich getrennt sein können ist allerdings möglich.

Auf dem Lokale am Ufer des N. Arevatten ist ferner dieser Chloritit in gemischten Gängen enthalten, die im Verein mit den reinen Chloritgängen auftreten (Apophysen oder Teile davon ausmachen), und ausser dem Chlorit einen dunkel grünbraunen Biotit und Albit nebst Kalkspat enthalten. Der Kalkspat bildet grobkristalline, scharf begrenzte, reine Aggregate in den dicksten Partien der Gänge. Die Chloritmasse, der Albit und der Biotit bilden dagegen eine intime Verwachsung, so dass grosse Albittafeln ($^1/_2$—1 Zentimeter) in der feinkörnigen Chloritmasse divergent zerstreut liegen, wobei die Menge Albit von zerstreuten Albittafeln in Chloritit zu einer grobkristallinen Albitmasse mit von Chloritit ausgefüllten Zwischenräumen wechseln kann. Beinahe immer gewahrt man daneben eine deutliche Bandstruktur, so dass der Albit nach den Wänden und der Chloritit nach der Mitte des Ganges hin konzentriert worden ist. Die äusseren Albittafeln sitzen in der Regel senkrecht gegen die Wand der Spalte, während die der Chloritmasse eingelagerten keine bestimmte Richtung einnehmen. Der Biotit kommt vor allem in grobschuppiger Ausbildung mit dem Albit zusammen, aber auch in der Chloritmasse vor, wo er dünne, schön idiomorphe, kleine Individuen bildet. Die gebänderte Gangstruktur ist oft besonders schön mit einer zentralen Chloritmasse, die beiderseitig von senkrecht gegen die Wand orientierten, dünnen Albittafeln umgeben ist, welche von grobem Biotit und untergeordnetem Chloritit zwischengelagert sind und in die zentrale Chloritmasse stachelig eindringen.

Die von den Hauptspalten sich verzweigenden dünnsten, ein paar mm dicken Spalten werden, wo sie sich von einem albitgebänderten Gang abzweigen, von einer reinen Albitmasse ausgefüllt, woneben eine feine, der Schieferung parallele Albitaderung oft ein paar Zentimeter in das Nebengestein eindringt.

Längs der reinen Chloritgänge bestehen dagegen auch die Kleinapophysen aus Chloritit.

Der Chlorit ist, wie oben erwähnt, derselben Art wie in den reinen Chlorit-

---

[1] a. B. Gossner, Zur chem. Konst. von Silikaten, 6. Mitteilung. Centralblatt für Mineralogie etc. 1924. Siehe S. 265 ff.
b. A. N. Winchell, Amer. Journ. of Science, vol. XI (1926), S. 284 ff.
c. Orcel (a. a. O).

[2] Niggli macht noch in seinem »Lehrbuch der Mineralogie», Teil II (1926) eine Trennung zwischen Ortho- und Leptochloriten (S. 344).

gängen, also ein starkgrüner, kräftig pleochroitischer, negativer eisenreicher Prochlorit mit gerader Auslöschung und mittelhoher Doppelbrechung.

Der Biotit ist sehr dunkel mit Pleochroismus α = (etwas braungrünlich) mittelgelb, $\beta - \gamma$ = äusserst dunkel (grünlich) sepiabraun, bei auch sehr geringer Dicke des Dünnschliffes schwarz; die Farbe ist nur an auslaufenden Kanten und sehr dünnen Schuppen sichtbar.

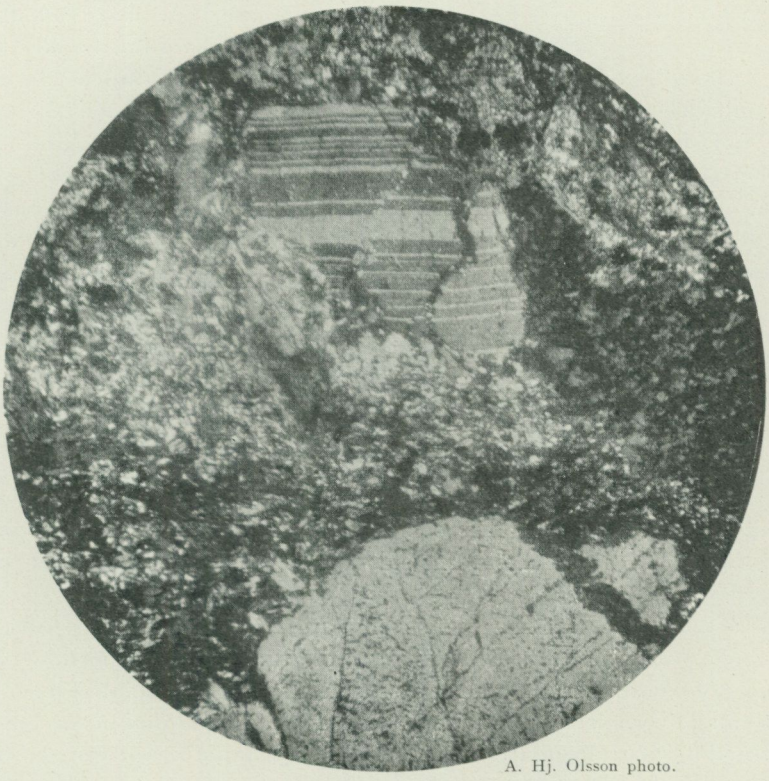
Es ist deshalb unmöglich, den Achsenwinkel festzustellen. — Bemerkenswert ist, dass der Biotit betreffs der charakteristischen Färbung mit dem im Nebengesteine (einem dichten, graubraunen Biotit-Quarzit-Phyllit) feinlappig vorkommenden Biotite übereinzustimmen scheint. Ferner sind hier und da die Wände der Spalten mit einer vielleicht ein paar Zehntel mm dicken, gröber schuppigen Schicht desselben Biotites bekleidet. Verfasser ist der Ansicht, dass der Biotit von Biotitmaterial herrührt, das während des Vordringens der Lösungen aus dem Nebengestein (Biotitphyllit) extrahiert worden ist. Der Biotitphyllit macht hier ein fast ganz normalsedimentäres Glied der Grünsteinformation aus, von deren Material der Chlorit herstammt. Wenn die fraglichen chloritititischen Spaltengänge in reinen Grünsteinen auftreten, fehlt der Biotit oder kommt äusserst untergeordnet vor.

Der Albit ist, genauen optischen Bestimmungen nach zu urteilen, reiner Albit (Ab_{100-98}). Sein Habitus ist, wie oben erwähnt, tafelförmig, der Chloritmasse gegenüber idiomorph. Zwillingsbildung kommt meistens nicht vor; ausnahmsweise ist jedoch eine Lamellierung nach dem Albitgesetz ausgebildet.

Inhomogene Migmatite, wo man die Assimilation zur Hälfte in situ spüren kann, mit Chloritpartien von demselben Charakter, treten auch auf. Es handelt sich um eine unregelmässige, schichtgangförmige, einige Meter mächtige Intrusion, die in Grünschiefer nahe dem Kontakt mit Glimmerphyllit in die von äusserst wirr zerknitterten Gesteinen markierte tektonische Linie auf dem Naiträkk (Punkt 963) intrudiert worden ist. Dieser Migmatit entbehrt Hornblende, hat aber garbenhornblendeartig divergentstrahlige Leisten feinschuppigen Chlorits von dem Typus, welchen Verfasser als Autopseudomorphosen nach Amphibol gedeutet hat. Weiter ist Chlorit in der quarz-albit-granitischen Grundmasse enthalten. Die Temperatur ist gleich nach der beginnenden Kristallisation der Hornblende unter der Stabilitätstemperatur der Hornblende bei der fraglichen Liquiduszusammensetzung gekommen. Ausser dieser Grundmasse mit chloritisierten Amphibolleisten hat das Gestein gross-porphyrisch ausgebildeten Albit in bis zwei cm grossen Tafeln, daneben reichlichen Kalzit in Schlieren, die oft in den Hornblendepseudomorphosen poikilitische Kerne bilden (alles CaO liegt als Karbonat vor), und dichte, grosse Schlieren des typisch fächeraggregierten Chloritites. Die ganze Struktur macht einen etwas breccienartigen Eindruck, was auf den wohlbegrenzten, weissen Albittafeln und auf der *scharfen Begrenzung der Chlorititschlieren* beruht, indem es scheint, als ob diese aus einem *letzten Erstarrungsreste besonders fluiden Charakters* gebildet worden wären. Dieser Erstarrungsrest scheint Höhlungen auszufüllen, die von teilweise miarolithischem Gepräge, obgleich

wesentlich grösser sind, und wahrscheinlich bei den letzten protoklastischen Bewegungen des Gesteins gebildet worden sind.

Indessen zeigt es sich, dass der Chlorit der eigentlichen Grundmasse exakt denselben, äusserst charakteristischen Chlorit wie der ausmacht, welcher die Chlorititpartien bildet. Nicht nur dass Pleochroismus, die gerade Auslöschung usw. übereinstimmen; beide Chlorite zeigen in höchst ausgeprägtem Grade eine sehr charakteristische Dispersion, indem die Interferenzfarben in



A. Hj. Olsson photo.

Fig. 57. Helsinkitischer Migmatit. Grosse Albittafeln (oben und unten) in feinkörniger Quarz-Albit-Chloritgrundmasse (Mitte links z. B.). Der letzte Kristallisationsrest ist eine Chloritmasse (rechts; dunkel im Bilde). Diese reine Chloritmasse füllt die Spalte in dem zerbrochenen Albitzwilling oben und zwischen der grossen Albittafel unten und dem kleinen Bruchstück (rechts) aus und ist desselben Charakters wie der als selbständiges Ganggestein auftretende Chloritit (Fig. 56, Analyse 20). Nicols +, Vergr. 14 ×.

Schnitten ⊥ (001) in den verschiedenen Quadranten verschieden sind. Im 1. u. 3. Quadrant ist die Farbe schön rötlich violett, im 2. u. 4. Quadrant grünlich blaugrau bis schmutzig preussisch blau. Der Chlorit der als Amphibolpseudomorphosen betrachteten Leisten stimmt mit dem obenerwähnten optisch überein, nur dass er ein wenig verschiedene Interferenzfarben zeigt: in allen Quadranten tief violettblau (in Schnitten ⊥ (001)).

Der Verlauf scheint eindeutig zu sein. In den wasserreichsten Aplit-Migmatitmagmen verursacht der extreme Wassergehalt eine so niedrige Kristalli-

sationstemperatur, dass sie unter der äussersten Stabilitätsgrenze der Hornblende liegt und dass die Hornblende durch primären Chlorit ersetzt wird. In mehreren Fällen hat garbige Hornblende unmittelbar über der Stabilitätsgrenze zu kristallisieren begonnen, ist aber etwas später in Chlorit umgewandelt worden. Der letzte Magmarest setzt nur Chlorit ab; wenn der Fem-Gehalt gering gewesen ist, wird er in der Form kleiner, fächerförmiger Aggregate abgesetzt, die Residualräume miarolithischen Charakters ausfüllen (z. B. Chloritgranit Rikarjaure, Fig. 48, S. 143), und wenn der Fem-Gehalt gross gewesen ist, werden infolge der äusserst geringen Viskosität der Restlösung grosse, scharf begrenzte Partien gebildet, wobei auch tektonische Störungen haben mitwirken können (wie betreffs des oben beschriebenen Migmatits). Gewiss hat eine fernere Ansammlung des Chlorit-(Albit-)Restmagmas leicht geschehen und dieses als Apophyse in das Nebengestein injiziert werden können. Auch kann eine Femarme, granitische pegmatitische-hydrothermale Residuallösung, die apophytisch von der Hauptintrusion ausgesandt worden ist, während des Vordringens Grünsteinmaterial aus dem Nebengestein assimiliert haben, wobei eine chloritbildende Lösung den letzten, am weitesten vordringenden Rest ausgemacht hat. Wir erhalten hier eine vollständige Analogie zu den gangförmig auftretenden, eigentlichen Migmatiten, deren petrographische Abhängigkeit von dem Nebengestein vorher nachgewiesen worden ist. In der Tat erhalten wir eine kontinuierliche Serie von den als mächtige Gänge intrudierten gabbroiden Hornblende-Epidot-Albitmigmatiten zu den schmalen Spaltenfüllungen von Chloritit. Ob die Assimilation ganz oder teilweise im Hauptlakkolith oder in abgezweigten, apophytisch vordringenden, kleineren Magmakörpern stattgefunden hat, bedeutet gar keinen prinzipiellen Unterschied.

Der Übergang von spätmagmatischem (aplitischem-pegmatitischem) (den eigentlichen Migmatiten) zu hydrothermalem Stadium (den Chloritit-Spaltenfüllungen) ist kontinuierlich, und eine scharfe Grenze kann nicht gezogen werden. Genau so verhält es sich zwischen den Graniten und den unten beschriebenen Epidot-Quarz-Pegmatiten und den sogenannten eruptiven Quarziten. Diese Frage wird auf S. 204 ff. ausführlicher behandelt, wo Verfasser aus theoretischen Gründen zu demselben Resultate kommt, wie es hier auf Grund detaillierter Feldbeobachtungen und eingehender mikroskopischer Untersuchungen erhalten worden ist.

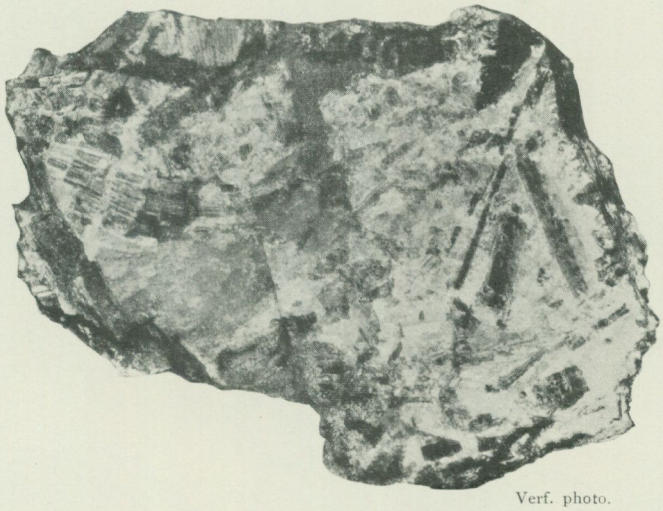
Epidot-Quarzpegmatit.

In unmittelbarer Nähe des unteren Kontaktes der grossen Granitintrusion tritt ein sehr eigentümliches und charakteristisches Quarz-Epidotgestein auf. Das Terrain wird im übrigen von kleineren Stöcken und Gängen aus Hornblendemigmatiten teilweise ziemlich leukokraten Charakters durchsetzt. Hier tritt in feinkörnigem, effusivem, zu der Mesketformation gehörendem Grünstein ein unregelmässig verzweigter Stock auf, der, dem ersten Anblick nach zu urteilen, aus rostfarbigem und mit Flechten bedecktem Milchquarz zu

bestehen scheint. Es zeigt sich bei näherer Prüfung, dass das Gestein aus idiomorphen Epidotprismen in glasig klarem, zuckerkörnigem Quarz besteht. Der Kontakt gegen das Nebengestein ist unregelmässig und teilweise unscharf, so dass Quarzadern in dasselbe eindringen und kleine Chloritpartien im Quarz-Epidotgesteine eingeschlossen liegen. Weiter kommen von stark rostverwitterndem Karbonat ausgefüllte, kleine Höhlungen an dem Kontakte vor.

Die Korngrösse variiert stark; im Hauptgesteine haben die meisten Epidotprismen eine Länge von ungef. 2—8 mm, aber dieses geht in einige ziemlich grosse Partien pegmatitischen Charakters über, mit Epidotprismen von einer Länge bis zu 3 Zentimetern und einer Dicke von 2—4 mm. (Fig. 58.)

Der Epidot ist dem Quarz gegenüber vollkommen idiomorph und zeigt die



Verf. photo.

Fig. 58. Epidot-Quarzpegmatit (»Helsinkitpegmatit»). Grosse, teilweise zerbrochene Prismen von Epidot in zuckerkörniger Quarzmasse. Nahe dem unteren Granitkontakt, der Name »Marmannjuonje», S. Storfjället. Natürliche Grösse.

dominierenden Flächen der Prismazone, 001 und 101, makroskopisch stark geriffelt, was auf einer auch in Dünnschliffen sichtbaren, wiederholten Zwillingsbildung, wahrscheinlich nach (100), beruht. Makroskopisch ist er hell braungefärbt, im Dünnschliff farblos. Er ist ein wenig ungleichmässig verteilt und zeigt Andeutung zu einer Anhäufung in Sonnen. In den dichten Epidotaggregaten macht selbstverständlich ein Kristall die idiomorphe Ausbildung des andern unmöglich.

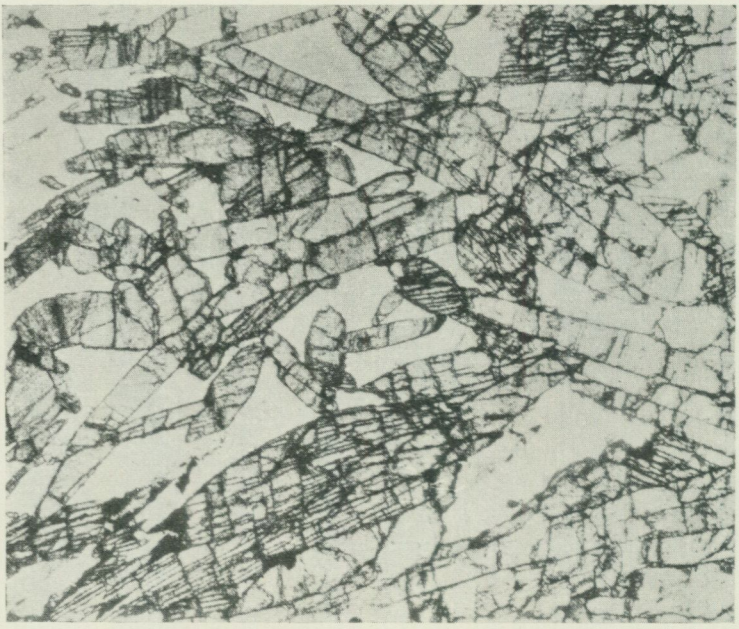
Die Doppelbrechung ist zonar mit ganz kleinen, sporadischen Kernen von $\gamma - \alpha =$ ungef. 0.015, die Kristallschnitte im übrigen ein wenig fleckig in bezug auf die Interferenzfarbe und $\gamma - \alpha$ von 0.010—0.012 variierend, was nach Goldschlags [unkorrigierter und] korrigierter Kurve einem Gehalt von [8] resp. 13 % Fe-Epidot entspricht.

Zuweilen sind längere Individuen im ganzen dadurch deutlich gebogen, dass sie durch überquerende Spaltrisse wiederholt zerbrochen sind und die ver-

schiedenen Teile einen Winkel gegen einander bilden. Im Dünnschliff scheinen zuweilen die Epidotstücke von einander etwas entfernt und von Quarz getrennt.

Die Chloritflecke sind ziemlich klein und bestehen aus fächer-sphärolith-aggregiertem Chloritit vom vorher beschriebenen Typus. Der Chlorit unterscheidet sich aber ein wenig von dem vorigen, indem der Pleochroismus schwächer ist und die Interferenzfarben höher sind und beinahe normale Mischfarben zwischen Grau und der Eigenfarbe des Minerales darstellen.

Der Quarz bildet eine pflasterstruierte Masse mit im Durchschnitt 0.5—2 mm grossen Körnern. Er zeigt Einschliessungen von bis 0.50 mm langen, sehr feinen Nadeln, wahrscheinlich aus Rutil, die zuweilen durch die Grenze



Verf. photo.

Fig. 59. Epidot-Quarzmikropegmatit (»Helsinkitpegmatit»). Epidotprismen panidiomorph. Quarz (weiss) panallotriomorph kristallisiert. Stellt eine feinkörnigere Fazies desselben Gesteins wie Fig. 58 dar. Nahe dem unteren Granitkontakt, »Marmannjuonje», S. Storfjället. Ohne Nicols. Vergr. 23 ×.

zwischen zwei verschiedenen Quarzindividuen wachsen. Der Quarz ist schwach undulös auslöschend. Dieser Umstand nebst der Biegung und der Zerbrechung gewisser Epidotprismen zeigt, dass eine, jedoch äusserst schwache, protoklastische Deformation das Gestein betroffen hat. Dass kataklastische (nach der vollständigen Kristallisation eingetretene) Deformation beinahe nicht vorhanden gewesen ist, wird dadurch bewiesen, dass die haarfeinen Rutilnadeln, auch wenn sie durch zwei Quarzindividuen gehen, nicht gebrochen, sondern nur ausnahmsweise an der Grenze ganz schwach gebogen worden sind.

Ferner treten an dem Granitkontakte, N. vom Skidträsk, kleine *pegmatitische Albit-Quarz-Apophysen* auf, die stockförmig intrudiert worden sind, die Schie-

ferung teilweise überqueren und eine Struktur ohne jede Spur von Kataklase haben.

Alle diese Ganggesteine (Chloritite, normaler Albit-Quarzpegmatit, Quarz-epidot-Pegmatit) treten also als reine, quantitativ untergeordnete Apophysen auf, die unregelmässig stockförmig bis regelmässig gangförmig jede Schieferung überqueren, und haben eine vollkommen massenförmige Struktur ganz oder fast ganz ohne jede Spur mechanischer Deformation. Diese letzten und abschliessenden, pegmatitischen, beinahe hydrothermalen Glieder der Albitgranitintrusion beweisen vielleicht am schönsten den spättektonischen Charakter des Granites, indem die apomagmatischen Prozesse bis zu und etwas über den Zeitpunkt fortgedauert haben, wo alle tektonischen Bewegungen wenigstens innerhalb des fraglichen Teiles der Gebirgskette aufgehört haben.

Eruptive Quarzite.

Als extreme, spätmagmatische Differentiate im Anschluss an die Granite treten im S. Storfjället in bedeutendem Umfang *eruptive Quarzite* auf. Eruptive Quarzite in den Skandinavischen Alpen sind früher von Goldschmidt,[1] Backlund,[2] N. H. Kolderup[3] und A. Högbom[4] behandelt worden.

Die im S. Storfjället auftretenden eruptiven Quarzite unterscheiden sich wesentlich von den von diesen Verfassern beschriebenen.

Sowohl die aus dem Stavangergebiete und Mögster als auch die aus den Wilhelminaalpen beschriebenen eruptiven Quarzite stellen rel. mächtige Intrusionen dar, während im S. Storfjället die eruptiven Quarzite von einer mehr oder weniger konzentrierten, zuweilen zu beinahe reinen, mächtigeren Lagergängen verdichteten Aderinjektion repräsentiert werden.

Die eruptiven Quarzite des Stavangergebietes werden von Goldschmidt als schön feldspatporphyrische, einheitliche, mächtige Intrusionen deutlich primären Eruptivcharakters geschildert, wenn sie, wie es oft der Fall ist, ganz ungepresst sind. Mit beginnender kataklastischer Zerquetschung werden die Mikropertittafeln mikroklinisiert, zerbrochen und endlich zermahlen, und das ganze Gestein erhält »ein milchiges, dichtes, jaspisähnliches Aussehen».

G. meint, dass die unzerquetschten Gesteine deutlich eruptiv sind, und da diese kontinuierlich in schliesslich ganz mylonitisierte Quarzite übergehen, hält er es für möglich, dass in anderen Teilen der kaledonischen Gebirgskette auftretende, quarzitische Mylonite von einen ähnlichen Genesis und nicht sekundär verkieselter Granit seien.

Die eruptiven Quarzite der Wilhelminaalpen haben nach Backlunds und Högboms Beschreibungen einen anderen Charakter. Sie sind mit den granitischen Gesteinen (den Myloniten, den »Granuliten», den Graniten) eng ver-

[1] V. M. Goldschmidt, Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. Vid. Selsk. Kristiania Skrifter, I. Klasse, 1920, Nr. 10, S. 31.

[2] H. G. Backlund, Fjällformationens myloniter och eruptiva kvartsiter. Geol. Fören. Förh. 43, 1921, S. 477.

[3] N. H. Kolderup, Berg. Mus. Aarbog 1923—24, N:o 1.

[4] A. Högbom, Stekenjokk-Remdalens malmtrakt. S. G. U., Ser. C, Nr. 329 (Årsbok 18, 1924).

bunden, so dass sie, oft mit wiederholten Wechsellagerungen, sukzessiv in diese übergehen. Backlund beschreibt, wie die Mylonite in Dünnschliffen von Strichen aus wenig zerquetschtem oder undulösem, bedeutend gröberem Quarz durchzogen sind, und wie diese Quarzstriche zunehmen, bis man schliesslich einen beinahe reinen »eruptiven Quarzit» erhält. Die Quarzstriche repräsentieren nach Backlund »gradweise jüngere Generationen, die längs wenig divergierender Schwachheitszonen (Spalten?) auskristallisieren» (a. a. O, S. 478; Übersetzung vom Verf.), Er meint darum, dass die eruptiven Quarzite die Produkte einer späteren Silifikation der Mylonite im Anschluss an ihre Deformation sind.

Mit oben geschilderten Verhältnissen stimmen die in gewissen Teilen des Södra Storfjällsgranites auftretenden, schwach undulösen, grobaggregierten, oft netzförmig verzweigten Quarzstriche überein (S. 140). Der grosse Unterschied ist jedoch, dass der Granit hier nur eine *schwache Deformationsstruktur* zeigt, und dass diese Quarzstriche relativ untergeordnet sind und nie derart zunehmen, dass die Zusammensetzung des Gesteins auch nur annähernd quarzitisch wird.

Verfasser hat, in vollem Anschluss an Backlunds Auffassung, diese Quarzaderung als von einem quarzitischen »Nachschub» spätmagmatischen Charakters herrührend gedeutet.

Die eruptiven Quarzite im S. Storfjället haben den Charakter ader-lagerinjizierter Aureolen um die Granite, oder erstrecken sich in deren Streichrichtung, oft die Verbindung zwischen zwei in demselben Niveau auftretenden, auskeilenden Granitintrusionen markierend; nur selten zeigen sie keine direkte Erdoberflächenverbindung mit den Graniten, äquivalieren sie aber tektonisch.

Daneben haben gewisse Bänke in mehr peripherischen Granitintrusionen oft einen wesentlich höheren Quarzgehalt; das Aussehen im Handstück ist feinkörnig quarzitisch, aber der Albitgehalt sinkt nie unter 10 Volum-%.

Infolge des unten detaillierter geschilderten Charakters und Verbandes der eruptiven Quarzite im S. Storfjället, und aus theoretischen Gründen (siehe unten), ist der Verfasser zu der folgenden Auffassung betreffs der eruptiven Quarzite der Gebirgskette gekommen: Sämtliche sind aus spätmagmatischen, wasserreichen, von den orogenen Graniten ausgegangenen Differentiaten hydrothermalen Charakters gebildet worden, obgleich in verschiedener Ausbildung, was auf den Injektionsverhältnissen beruht.

Einheitliche Injektionen in ein fremdes Nebengestein und Freiheit von bedeutenderen tektonischen Bewegungen während des Injektions- und Kristallisationsaktes haben in den einheitlichen eruptiven Quarzitbänken in dem Stavanger- und dem Mögstergebiet resultiert; wenn die Injektion in ähnlicher Weise, aber in einem unmittelbar vorher erstarrten, mit dem Quarzite genetisch zusammengehörigen Granite geschehen ist, entsteht der bankförmige Wechsel granitischer und eruptivquarzitischer Glieder, der nach A. Högboms Beschreibung in den Wilhelminaalpen vorkommt.

Wenn aber diese schon erstarrten Granite der Gegenstand einer fortdauernden kataklastischen Zerquetschung mit gleichzeitigem Differentialgleiten ge-

wesen sind, sind die quarzbildenden Lösungen längs Schwächezonen und Spalten eingedrungen, und die grobaggregierten Quarzadern sind gebildet worden.

Wenn die Injektion, wie im ersten Falle, in fremdem Nebengestein geschehen ist und dieser aus schiefrigen Gesteinen bestehende Nebengesteinskomplex fortdauernden tektonischen Bewegungen (Differentialgleiten) ausgesetzt worden ist, ist die Quarzitinjektion nicht als einheitliche Lagerintrusionen, sondern als eine lamelläre Zerspaltung des Gesteins geschehen, wo die Lösungen den Schwächezonen (die Gleitebenen und die Verschieferungsebenen) des stark verschieferten Gesteins gefolgt sind und eine paralleladrige Quarzdurchtränkung hervorgebracht haben. Ein etwas verschiedener Charakter der quarzbildenden Lösungen (Unterschied der Temperatur, der Konzentration und der Viskosität usw.) kann auch den Unterschied verursacht haben, indem die leichter beweglichen eine stärkere Tendenz zu diffusem Durchtränken gehabt haben.

Die eruptiven Quarzite des S. Storfjällets können in folgende Typen eingeteilt werden:

Als mächtige Intrusivkörper auftretende (nicht aderinjizierte) Quarzite. Diese kommen, wie oben erwähnt, innerhalb des grossen Granitstriches im Tale Övre Jovattnet—Krutvattnet vor, wo sie mit Graniten und eingelagerten schmalen Schieferstrichen wechselnde Bänke bilden. Von den Graniten zu den eruptiven Quarziten führt eine kontinuierliche Serie Übergangstypen mit abnehmendem Feldspat und wachsendem Quarzgehalt. Wirklich extreme Quarzitausbildung kommt hier nicht vor; der Feldspatgehalt ist in keinem Dünnschliff unter 10 Volum%, und die Grenze zwischen Graniten und eruptiven Quarziten ist beliebig. Die in diesem Striche auftretenden Granite sind wesentlich mehr niedertemperierten Charakters als z. B. in der grossen SO-lichen Hauptintrusion. Hornblende fehlt, während dagegen Sericit und Magnetit zuweilen Chlorit, in ziemlich grosser Menge vorhanden sind.

Die Struktur der eruptiven Quarzite ist mit derjenigen dieser Granite identisch, mit dem Unterschied, der durch den geringeren Feldspatgehalt bedingt wird: die Granite sind in Dünnschliffen ausgeprägt porphyrisch mit grossen, eiförmig gerundeten, in den Kanten protoklastisch zerquetschten Albiteinsprenglingen, welche normale Albitlamellierung entbehren, dagegen aber beinahe immer eine mehr oder weniger deutliche Schachbrettstruktur zeigen. Zuweilen ist auch die ganze Albittafel in der Weise zerquetscht, dass in dem einheitlichen Individuum gerundete, kleine Albitfelder anderer Orientierung ausgebildet worden sind, so dass der Einsprengling ein poikilitisches Aussehen erhält. Zuweilen ist eine Albittafel in zwei oder mehrere, durch ein schmales Band aus normaler Grundmasse getrennte Teile zerbrochen. Die albitarmen, als eruptive Quarzite abgesonderten Glieder haben weniger und kleinere, aber sonst gleich ausgebildete Einsprenglinge.

Die Grundmasse ist fast identisch dieselbe, mit dem Unterschied, dass ihr jedoch unbedeutender Albitgehalt bei den Graniten etwas grösser als bei den meist quarzitischen Gliedern ist. Sie besteht aus einer zuckerkornaggregierten Quarzmasse mit äusserst untergeordnetem Albitgehalt, die von schmalen Sericitbändern durchzogen wird und ein wenig magnetitgestreut ist. Wenn

das Gestein in kalkreiche Phyllite intrudiert ist, ist oft ein ziemlich grosser Kalzitgehalt in der Grundmasse enthalten, welcher wie der Sericit unregelmässig verzweigte, bandförmige—amöbengleiche kleine Partien zwischen den Quarzkörnern der Grundmasse bildet. Die Grenzen zwischen den verschiedenen Quarzindividuen sind sehr deutlich markiert, indem die Oberflächen der Quarzkörner spärlich und äusserst licht mit sehr kleinen Mikrolithen, wahrscheinlich Ferriten und Sericit, imprägniert worden sind. Ganz kleine, beinahe mikrolithische, aber dennoch sicher definierbare Sericitschuppen schmiegen sich oft zwischen die Quarzkörner.

Dass die Sericitstriche Reste von eingeschmolzenen Tonphyllitlamellen aus-

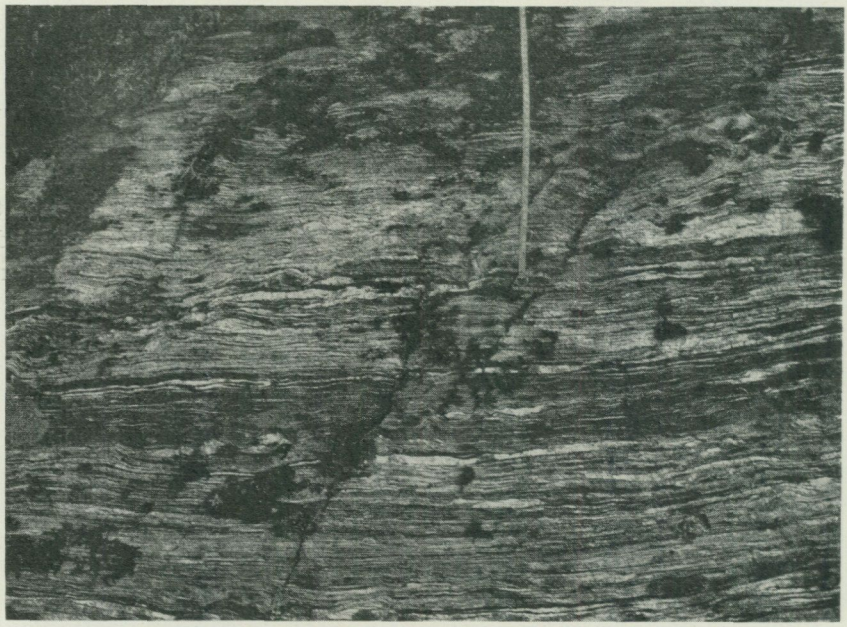


Fig. 60. Mässige Quarzaderinjektion in Alaunschieferphyllit. Das Massband ist kaum 1 cm breit. Juvoanuonje, S. Storfjället.

machen, wird — ausser durch den Feldverband — dadurch bewiesen, dass einzelne, besonders langgestreckte und relativ dicke Sericitstriche vollkommen analog den Alaunschieferphylliten im Innersten *äusserst fein kohlenstaubhaltig* sind. Diese Granite und eruptiven Quarzite sind also nicht ganz rein und weichen eigentlich nur durch das sehr stark verschobene quantitative Verhältnis Eruptivmaterial : Schiefermaterial von den in Tonschieferphylliten aderinjizierten Graniten und eruptiven Quarziten ab. Die kontinuierlichen Übergänge zwischen granitaderinjiziertem Schiefer und Granit mit eingeschlossenem Schiefermaterial sind schon früher geschildert worden. Vollkommen derselbe Übergang findet zwischen den bankförmig auftretenden eruptiven Quarziten und den aderinjizierten statt.

Aderinjizierte Quarzite.

Wie oben erwähnt, werden gewisse Granitintrusionen von grossen Aureolen mit intensiver Quarzdurchtränkung der Schiefer umgeben, und ferner eine ähnliche Quarzdurchtränkung in der Verlängerung der Granitintrusionen und längs Strichen vor, welche sich an der jetzigen Erdoberfläche nicht an die Granitintrusionen anknüpfen, aber parallel mit diesen in einer solchen tektonischen Lage verlaufen, dass ein Zusammenhang in der Tiefe vermutet werden

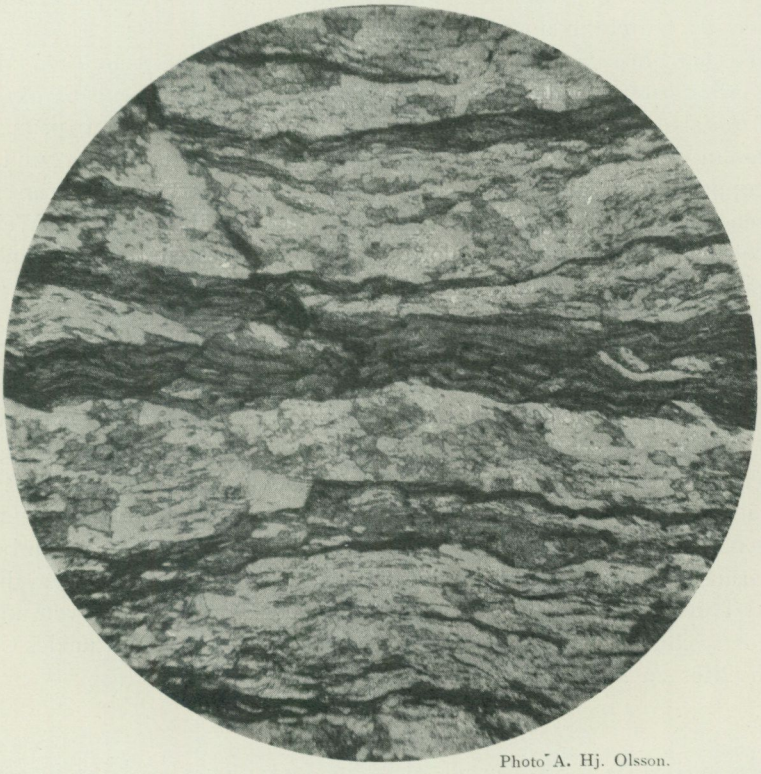


Photo A. Hj. Olsson.

Fig. 61. Quarzaderinjektion in kalkreichem Alaunschieferphyllit. Die dunklen Streifen sind das aufgeblätterte Gewebe von sehr feinschuppigem Sericit und ein wenig Chlorit, die besonders im Innern reichlich kohlenbestäubt sind. Dazwischen Quarzmasse (Quarz = weiss) mit Kalkspat (grau). Aus der Injektionszone über »gå» im Sirkagåbri, Naiträkk, S. Storfjället. Nic. —. Vergr. 13 ×.

muss. Diese Quarzdurchtränkung fehlt z. B. um den grossen Ropenlakkolith, der wesentlich aus Amphibolgranit besteht, während sie um die mehr niedertemperierten (chlorit-, resp. sericit-magnetit-kalzithelsinkitischen) Granite und vor allem um die oben geschilderten, mit feldspatarmen eruptiven Quarziten wechsellagernden Granite eine grosse Ausbreitung erreicht. Zunächst dem Granitkontakte ist das Injektionsmaterial granitisch, während der Feldspatgehalt im ganzen nach aussen abnimmt, so dass die Schiefer der breiten Aussenzone eine schliesslich fast ganz reine Quarzaderung mit unbedeutendem oder keinem Albitgehalt zeigen. Die Quarzdurchtränkung hat nach vorstehen-

der Beschreibung den Charakter einer Aderinjektion, und dieser Charakter ist besonders ausgeprägt, wenn das injizierte Gestein Tonschieferphyllit ist (Fig. 60). Die Adern sind ein paar Millimeter bis zu einem Zentimeter dick, mit dazwischenliegenden Schieferbändern von derselben oder einer etwas grösseren Mächtigkeit. Mehrfach ist in quarzinjizierten Schiefern mit sehr geringem Albitgehalt porphyroblastisch ausgebildeter Turmalin angetroffen worden — ein gutes Indizium für den hydrothermalen-pneumatolytischen Charakter der Quarzdurchtränkung. Wenn das Gestein gefältelt ist, folgen die Quarzadern im einzelnen der Fältelung und Kräuselung.

Diffuse Quarzdurchtränkung. In kalkreichen lockeren Chloritphylliten (Mesketuffen) erhält zuweilen die Quarzdurchtränkung einen anderen Charakter und wird *diffus*, so dass der Chlorit, der Sericit und der Kalzit des ursprünglichen Phyllites in dem Gestein gleichmässig verteilt liegen. Die Chlorit- und Glimmerschuppen liegen aber ziemlich wohl parallelorientiert in der Verschieferungsebene des ursprünglichen Phyllites. Man erhält auf diese Weise ein zuckerkörniges, lockeres Quarz-Chlorit(Sericit)-Kalzitgestein (mit im Handstück wenig sichtbarem Albitgehalt), das eine gewisse Ähnlichkeit mit einem groben Kalksandsteinphyllit hat.

Dieser Typus hat eine grosse Ausbreitung besonders im Lillfjället nördlich vom Övre Jovattnet und überhaupt in der niedrigen Gebirgsstrecke nördlich vom Jovattenstale. Die ganzen Chloritphyllitkomplexe sind aber nicht einheitlich quarzgetränkt, sondern eine Bankung mit wechselnder Quarzmenge und zuweilen fast reinen Grünschieferschichten macht sich geltend. Diese kalkphyllitähnlichen Gesteine sind im Lillfjället in der Streichrichtung gegen O zu verfolgen, wobei die Quarzmenge schnell abnimmt, und das Gestein in beinahe reine Grünschiefer und Chloritphyllite übergeht. Die Ursache zu dem diffusen Charakter der Quarzdurchtränkung dürfte in der weniger intensiven und ausdauernden Schieferung und der lockreren und massigeren Struktur des Chlorit-Kalkphyllites zu suchen sein.

*

Es muss hervorgehoben werden, dass die Quarzdurchtränkung in gewissen Fällen eine sehr grosse regionale Ausbreitung erhält, z. B. über das Tal um das Övre Jovattnet und nach Norden gegen das Skälfjället, dass aber die Verteilung nie gleichmässig ist, sondern dass eine intensive Quarzinjektion, oft mit wirklichen Granit- oder Migmatitlagergängen in der Mitte, mit Strichen mit schwacher oder keiner Injektion wechselt, wobei die Granitbänke oder die intensivste Injektion tektonische Leitlinien darbieten. Die Ausbildung des ganzen Systemes Intrusivkörper—Injektionsaureolen ist von der Tektonik abhängig, so dass, wenn eine Antiklinalintrusion ohne grosses Verschiebungsmoment vorliegt, die Injektionsaureolen bedeutend sind, und wenn eine wiederholte isoklinale Faltung mit zahlreichen Bruchverschiebungen das Terrain zerstückt hat, man den wiederholten, dichten Wechsel von Granitintrusionen und starker Quarzdurchtränkung mit wenig oder gar nicht quarzinjizierten Gliedern findet. Der zentrale grosse Lakkolith, längs dessen Intrusionsebene eine sehr bedeutende

Verschiebungsbewegung ausgelöst worden ist, entbehrt, wie oben erwähnt, umgebende Injektionszonen. In der Fortsetzung der Bewegungsebene, im NW. Teile des Naiträkk, wird der Granitlakkolith durch intrusiven Quarzit, aber in Form von zwei distinkten, ein paar bis zehn Meter mächtigen Bänken, ersetzt. Diese Bänke sind von kleineren, ungef. zentimeterdicken, parallelen, von äusserst dünnen Sericitebenen zwischengelagerten Quarzitbändern aufgebaut. Der Quarzit entbehrt völlig Albit und besteht aus einer sehr feinkörnigen, pflasterstruierten, von etwas gröber aggregierten Quarzbändern durchzogenen Quarzmasse. Wir haben hier eine extrem verdichtete Form von Aderinjektion, wo die Quarzmasse praktisch in einer Ebene intrudiert ist, und die trennenden

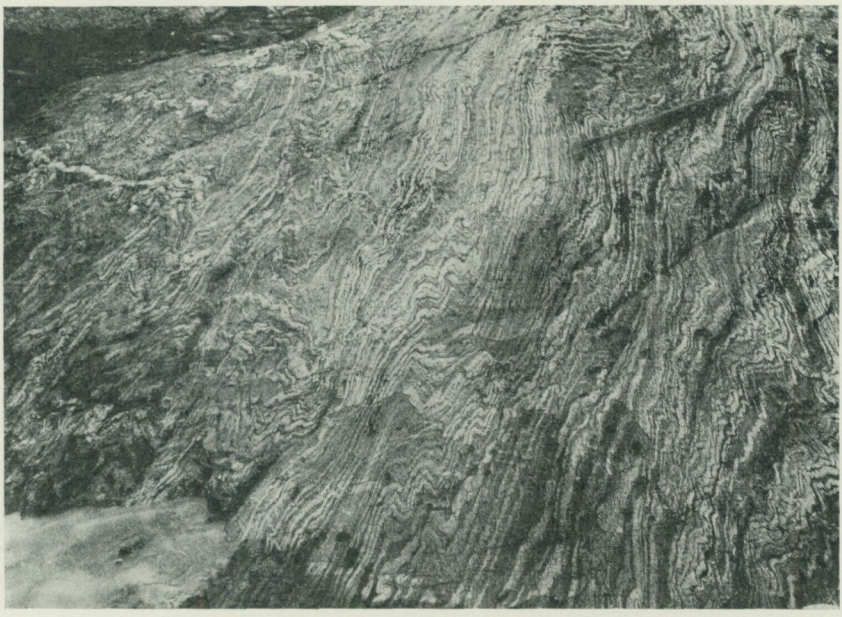


Fig. 62. Sehr starke Quarzaderinjektion unter starker Fältelung. Der Hammerstiel 50 cm lang. Nuolengåbri, S. Storfjällsmassiv.

Schieferlamellen sehr dünn, beinahe fragmentarisch sind. Weiter gegen SW lösen sich die fraglichen Quarzitbänke in normale, mehr zerstreute Quarzaderinjektion auf. Von ähnlichem Typus, obgleich mit ein wenig dickeren Schiefer(Sericit-)ebenen, ist eine Bank weiter nach Westen im Nuolengåbri, welche dazu ziemlich kräftig quergefaltet ist (Fig. 62). Das Nebengestein ist Alaunschieferphyllit, und die langen, gewundenen Sericitstriche im Quarzite zeigen sich in Dünnschliffen äusserst kräftig kohlenimprägniert. Früher ist die Wechselbeziehung zwischen der Bedeutung der tektonischen Bewegungen für das Vordringen der Granite und der Bedeutung dieser Granite für die Auslösung der Bewegungen hervorgehoben worden (vergleiche S. 38), und weiter, dass die Kristallisation der Granite in spätorogener Zeit stattgefunden hat. Was die eruptive Quarzdurchtränkung betrifft, so könnte man möglicher-

wiese annehmen, dass diese gleichzeitig mit dem Vordringen der Granite stattgefunden hätte und als ein vorausgehendes pneumatolytisches Durchtränken der vordringenden Granitfront vorangegangen wäre. Indessen deutet nirgends der Charakter der Quarzaderung auf ein derartiges, relativ frühes, Bildungsstadium; die intensive Quarzdurchtränkung muss nach ihrem Erstarren

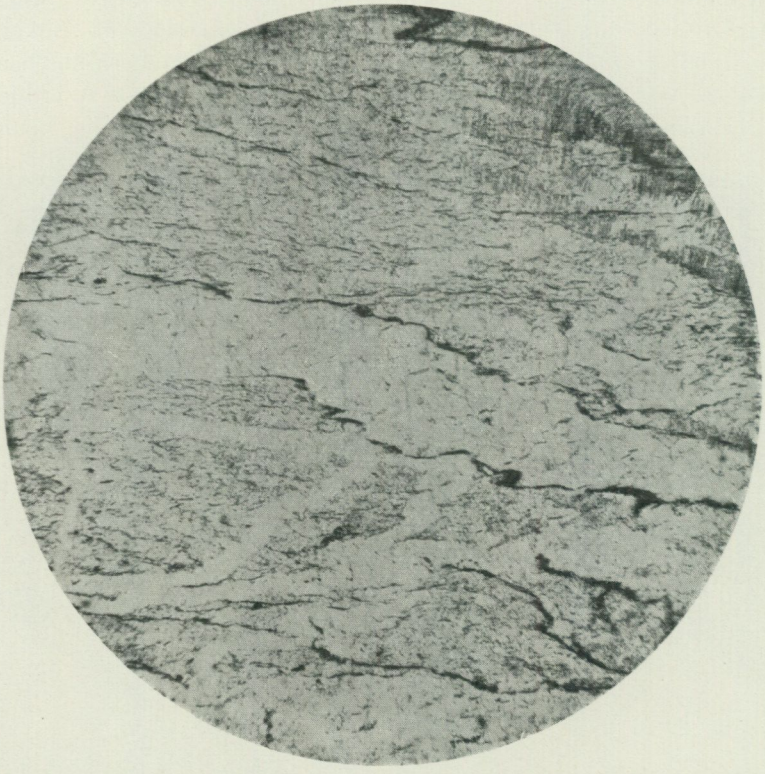


Fig. 63. Quarzinjektion in Alaunschieferphyllit; beinahe reiner eruptiver Quarzit mit nur sehr wenig Schiefermaterial. Die dünnen schwarzen Streifen sind Sericit-Kohlelamellen (Schieferlamellen). Von der Quarzmasse gibt es zwei Generationen: die erste, worin feinschuppiger Sericit in geringer Menge enthalten ist, und eine diese Quarzmasse brecciierende ganz reine Quarzaderung. (Die schwachen, überquerenden Streifen nebst der zarten Streifung oben rechts sind auf der Oberfläche des Objektglases entstanden, gehören also nicht dem Gesteinsbilde an.) Aus der grossen Quarzinjektion vom Nuolengåbri — siehe Fig. 62! Nic. —. Vergr. 15 ×.

den Phyllit konsolidiert haben — es zeigt sich aber in der Tat, dass die Quarzaderung der intensiven Fältelung und Kräuselung intim folgt, die nur bei weichen Phylliten ausgebildet sein kann. Wenn überquerende, sekundäre Verschieferung über ursprüngliche Schieferung dominiert, ist auch die Quarzaderung der sekundären Verschieferung gefolgt.

Auch die unten vorgebrachten theoretischen Gründe deuten, wie die Feldverhältnisse, darauf hin, dass die hauptsächliche eruptive Quarzitbildung auf ein so spät orogenes und magmatisches Entwicklungsstadium zurückzuführen ist, dass die Hauptkristallisation der Granite schon aufgehört hatte. Auch der

proto-kataklastisch mehr oder weniger stark verschieferte Granit ist von Quarzadern durchsetzt worden, die mit den in den Phylliten auftretenden ganz übereinstimmen. Es hat also die eruptive Quarzdurchtränkung hauptsächlich während einer *spätorogenen* Epoche stattgefunden und ist den schon ausgebildeten Strukturzügen sowohl im grossen als im einzelnen gefolgt. Ringsum die in nur wenig gebrochene Antiklinalen eingedrungenen Granite ist das Nebengestein in grossem Massstabe von den hydrothermalen Lösungen durchdrungen worden, während dagegen wo eine grössere Verschiebungsebene ausgebildet worden ist die expansiven Lösungen leicht gegen die Erdoberfläche emporgedrungen sind und nur eventuell eine scharf begrenzte Bank gerade in der Verschiebungsebene gebildet haben.

Betreffs der theoretischen Voraussetzungen für die Bildung der eruptiven Quarzite kann auf die theoretische Diskussion über die wasserreichen niedertemperierten Magmalösungen, S. 204, verwiesen werden. Die eruptiven Quarzite repräsentieren sicherlich das letzte Glied in der Serie von Niedertemperaturgesteinen und sind aus äusserst wasserreichen Lösungen gebildet worden. Besonders die Quarzaderung dürfte auf einen ziemlich geringen Konzentrationsgrad von Silikaten in der Lösung zurückgeführt werden müssen. Der Gehalt an Kieselsäure wird in Hydrosilikaten und komplexen Alkali-Alumosilikaten enthalten gewesen sein, die bei sinkender Temperatur zu zerfallen begonnen haben. Verfasser erlaubt sich, Nigglis Darstellung zu zitieren (Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma, S. 129):

»Es bleibt noch die Frage offen, wieso mit der Steigerung des Gasmineralisatorengehaltes eine Steigerung des SiO_2- Gehaltes der Restlösungen in kausalem Zusammenhang steht. Vielleicht trifft nachstehende Überlegung für das in granitischen Magmen weitverbreitete Phänomen das Richtige. H_2O als hier hauptsächlicher leichtflüchtiger Bestandteil wird in den Lösungen Molekeln vom Typus $H_2Al_2O_4 \cdot 2SiO_2$, $H_2Si_2O_5$ usw. bilden, somit einen Teil der freien SiO_2-Molekeln absorbieren. Gleichzeitig werden Alkalien frei und bilden ebenfalls mit SiO_2-Alkali- bzw. Alkalialumosilikate — — —. Beim Erstarren nach der mit Druckentlastung verbundenen Nachintrusion werden natürlich die wasserhaltigen Silikatmolekeln durch H_2O-Abspaltung teilweise zerstört, so dass das zugewanderte SiO_2 als Quarz auskristallisiert.«

Die Quarzaderinjektion mit zugeführtem eruptivem Quarzmaterial geht vielleicht kontinuierlich in die dünne Quarzbänderung über, welche oft in Schiefern bei der Dynamometamorphose entsteht, und wo wahrscheinlich der eigene Quarzgehalt des Gesteins in gewissen Schichten angereichert worden ist, die mit glimmerangereicherten Schichten wechseln. Diese Umkristallisation ist durch die Anwesenheit von »Bergfeuchtigkeit» ermöglicht worden — der noch warme Wasserrest der Quarzlösungen hat den Wassergehalt des Gesteins vermehrt und wahrscheinlich den Prozess befördert.

Schlusswort des deskriptiven Teils.

Die geologische Bedeutung der Gesteine.

Die untere Quarzitformation repräsentiert wahrscheinlich eine ziemlich ununterbrochene Sedimentationsepoche, in welcher hauptsächlich ziemlich grobklastisches Material im fraglichen Gebiet abgesetzt worden ist. Doch kommen auch sehr feine Tonschieferphyllite vor. Ausserhalb der Zentralscholle, z. B. im Kroarjokktal und gegen die nördliche Umbiegung des Hauptstriches, ist die Formation bedeutend mehr tonschieferphyllitisch.

Auf die untere Quarzitformation folgt eine bedeutende, sehr grosse Areale umfassende Kalksteinbildung. Gegen das Ende der Kalksteinbildung macht sich eine vulkanische Tätigkeit geltend. Die Eruptionen sind basisch, mit Lavabetten oder kalkzementierten Grünsteinagglomeraten nebst Grünsteintuffen desselben Typus wie in der Mesketformation. Die Mächtigkeit ist aber sehr gering, meistens ein, höchstens ein paar Zehntal Meter betragend; auf gewissen Strecken fehlt der Eruptivhorizont ganz. Der Eruptivhorizont wird nach oben konglomeratisch und ist besonders N. vom Ropen von Quarzitkonglomerat überlagert. Wo der Eruptivhorizont fehlt, ist das Quarzitkonglomerat oft besonders mächtig und überlagert dann den Marmor beinahe direkt. An anderen Stellen besteht das Konglomerat hauptsächlich aus Grünsteinballen von ähnlichem Gesteinstypus wie im Effusivhorizont und kann dann dem Agglomerat äquivalieren oder überlagern. Der Wechsel ist im allgemeinen sehr schnell.

Gleichzeitig mit dem Vulkanismus hat somit eine Erhöhung oder eine Serie von Erhöhungen das Gebiet betroffen (Konglomeratbildung), die die Einleitung zu einer neuen Epoche bildet.

Die folgende Formation zeichnet sich ja eben durch einen ungeheuer grossen Reichtum an intraformationalen Konglomeraten und Arkosbetten aus, nebst einer sehr intensiven wiederholten Wechsellagerung und geringer Aushaltigkeit der verschiedenen Lager. Das Hauptgestein sind ja sehr kohlenreiche, pyritimprägnierte Tonschiefer oder sehr dichte Quarzite; daneben kommt ein sehr charakteristischer Kalksandstein vor. Die Formation kann somit keine Flussablagerung sein, sondern die Konglomerate müssen wirkliche kleine lokale Trans- und Regressionen, zwar durch wahrscheinlich sehr unbedeutende Vertikalbewegungen verursacht, bezeichnen. Die sehr grosse Anzahl der Konglomeratbetten, die z. B. auch in ziemlich einheitlichem Graphitquarzit eingelagert sein können, bestätigt, dass diese kohligen, pelitischen Sedimente (Graphitquarzit bis Alaunschieferphyllit) ausgeprägte Lateralbildungen sind, wie das ja die jetzt herrschende Ansicht ist. Das fragliche Sedimentationsbecken muss sehr seicht gewesen und des Uferrand bei den kleinen Bewegungen wiederholt über das Gebiet gewandert sein; die über das Wasser gehobenen Teile müssen aber von einer nur sehr unbedeutenden Erosion betroffen worden sein und die feinklastische Sedimentation nach der Senkung eine direkte Fortsetzung der früheren darstellen, ohne bedeutendere Diskordanz und mit nur

ein kleines Konglomerat von beinahe autogenem Gestein den kleinen Hiatus markierend.

Die Kalkquarzite (Kalksandsteine) nehmen in der Formation die mittleren Teile ein. In den oberen Teilen ist die Formation ziemlich einheitlich graphitquarzitisch bis alaunschieferphyllitisch, mit abnehmender Konglomeratfrequenz.

Sie wird ja von dem sog. Voitjakonglomerat nach oben hin begrenzt. Dieses sehr verbreitete Konglomerat bezeichnet sicher eine mehr regionale Regression. Doch ist das Voitjakonglomerat in gewissen Teilen des S. Storfjället (vor allem dem südöstlichen Hauptstrich) ziemlich schlecht entwickelt. Dort kann man teils ein Quarzitkonglomerat unterscheiden, das ganz in dem Alaunschiefer liegt und als das oberste und grösste der Konglomeratbetten der oberen Quarzitformation definiert werden kann, teils ein tuff- oder karbonatzementiertes Konglomerat. Die zwei verschiedenen Niveaus des Voitjakonglomerats, die Quensel unterschieden hat, und die die Regel zu bilden scheinen, das untere, »normale» und das obere, mesketzementierte, stellen vielleicht das Regressions- bzw. das Transgressionskonglomerat dar, die während einer kurzdauernden, aber regionalen Landhebung, auf die eine Senkung beim Beginn des Mesketvulkanismus folgte, ausgebildet worden sind.

Betreffs der Mesketformation können folgende Umstände hervorgehoben werden:

Unter den Gesteinen dieser Formation kommen reichlich ziemlich normale, feinkörnige Sedimente vor, auch reine Tonschiefergesteine, die mit den Effusivbetten wechsellagern. Die Agglomerate sind oft marmorzementiert, und auch reine Marmorbetten kommen in den mehr peripherischen Gebieten reichlich vor. In einem Falle ist auch ein sehr schönes und typisch pillowstruiertes Lavabett angetroffen worden, eine Struktur, die in ihrer typischen Form wohl nur unter subaquatischen Verhältnissen gebildet worden sein kann.

Wenigstens alle diese Gesteine müssen also unter dem Wasserspiegel gebildet worden sein.

Andererseits gibt es Tuffe, die keine Spur von Schichtung zeigen, sondern ganz massenförmig sind, und die am ehesten als superaquatische Bildungen gedeutet werden müssen. Daneben gibt es wirkliche konglomeratische Bildungen in der Mesketformation, die Ballen aus auch den untersten Niveaus der Mesketformation (z. B. dem weissen Quarzit) führen, und die deutlich zeigen, dass eine Erhöhung über den Wasserspiegel erfolgt ist und es auch wahrscheinlich machen, dass die intraformationale Denudation eine ziemlich grosse Tiefe erreicht hat. (Von der Möglichkeit, dass diese Gesteine bei der erneuten vulkanischen Tätigkeit aus der Tiefe heraufbefördert werden konnten, darf jedoch nicht abgesehen werden; solchenfalls braucht die Denudation gar nicht gross gewesen zu sein.)

Wenn man diese Tatsachen mit den übrigen vergleicht, besonders mit dem sehr raschen seitlichen Wechsel und der geringen Aushaltigkeit der einzelnen Gesteinsbetten, indem ein Agglomerattypus in einen anderen, dieser seinerseits in Tuff übergeht usw., und der Existenz solcher Gesteine wie der sehr gemisch-

ten, halb konglomeratischen sog. Tuffbreccie, so erhält man folgende Auffassung von den äusseren Bildungsbedingungen der Mesketformation:

Die Eruptionen sind meistens supraaquatisch geschehen, und Pillowstruktur ist somit nicht entwickelt. Doch sind oft ganz kurz vorher und nach den Eruptionen die Eruptionszentren unter Wasser gebracht worden. Die umgebenden Gebiete sind jedoch auch während der Eruptionen von Wasser bedeckt gewesen. In vereinzelten Fällen sind die Eruptionen unter dem Wasser geschehen, und die basischen Laven werden pillowstruiert.

Das ganze Gebiet hat vielleicht ein sehr seichtes, ziemlich kleinhügeliges Meeresbecken ausgemacht, aus dem Vulkaninseln sich emporgehoben haben. Diese Inseln, und auch das Gebiet im ganzen, haben wiederholte Hebungen und Senkungen durchgemacht, in einem schnellen Tempo und in stetiger Ursach—Wirkungsbeziehung zu der vulkanischen Tätigkeit. Diese Unruhe, von der die Mesketformation Zeugnis ablegt, bezeichnet den Beginn der künftigen grossen tektonischen Revolution, der kaledonischen Gebirgsfaltung.

Die sauren Effusive kommen ja überhaupt nur in einem begrenzten Gebiet um das Tal nördlich vom Mortotjåkko, als Lavabetten oder reine Agglomerate nur in diesem kleinen Tal, vor. Hier ist auch das einzige pillowstruierte Lavabett gefunden worden. Besonders das sehr schöne, grosse Keratophyragglomerat Fig. 35 macht den Eindruck, als ob es durch Zersprengung eines hochviskosen Lavakörpers an Ort und Stelle gebildet wäre. Die Keratophyrbruchstücke zeigen eine Zwischenlagerung von feinem biotit-sericit-phyllitischem Tuff, einem sicher aquatischen Sediment. Wenn ein halbkristallisiertes, hochviskos schmelzflüssiges Lavaglas mit Wasser in Berührung kommt, ist es sehr wahrscheinlich, dass von dem oberflächlichen Teil des Lavastromes ständig Stücke durch die hervorgerufenen Spannungen losgesprengt und mit mässiger Kraft weggeschleudert werden. Des grossen Widerstandes des Wassers wegen ist es nicht wahrscheinlich, dass sie sehr weit weggeschleudert werden, vielmehr werden sie in unmittelbarer Nähe des Ursprungsplatzes niederfallen. Somit kann ein aus meistens scharfen Sprengstücken aller Grössen bestehendes, mechanisch unsortiertes, petrographisch aber einheitliches Agglomeratbett entstehen, das zentral sehr grosse Mächtigkeit erreicht, aber sehr geringe seitliche Ausdehnung hat. Dieser breccienartige Agglomeratcharakter würde somit der Pillowbildung der basischen Laven entsprechen, mithin auch eine durch die speziellen subaquatischen Eruptionsbedingungen verursachte Ausbildungsform der Lava bezeichnen.

Man kann daher auch vermuten, dass das Gebiet um das Tal N. vom Mortotjåkko herum eine ausgeprägte Depression während der Mesketzeit dargestellt hat, die immer oder beinahe immer unter dem Wasserspiegel gelegen hat, und in der subaquatische Eruptionen erfolgt sind. Auch grenzt das fragliche Gebiet an den Njåsats und dessen Abfall gegen Norden, wo die Tuffe und tuffbeigemengten Tonsedimente und feinkörnige tonige Quarzite während der Mesketeruptionen in grosser Mächtigkeit abgelagert wurden. Noch weiter gegen NO und O folgen grosse Areale, wo Tonschieferphyllite und Marmor der Mesketformation äquivalieren.

Das Eruptionszentrum des Mortotjåkko hat vermutlich eine oszillierende, aber relativ permanente Vulkansinel und das Tal N. vom Mortotjåkko einen Teil ihres nächsten, meistens subaquatischen Sockels ausgemacht, wo die sauren Laven zur Eruption gelangt sind, während gegen NO und O, in grösserer Entfernung besonders gegen O und SO, ein Meeresbassin sich erstreckt hat, in welchem mit zunehmendem Abstand von dem Eruptionszentrum die Tuffbeimengung mehr und mehr an Bedeutung abnimmt und die Sedimentation immer mehr normal wird.

Das Verhältnis des Södra Storfjället zu den übrigen Teilen der skandinavischen Hochgebirge.

In dem beschreibenden Teil dieser Arbeit ist das grösste Interesse und der durchaus grösste Raum den Gesteinen des zentralen Teils des Gebietes zugewandt worden. Wie oben erwähnt, sind diese Gesteine von Amphibolit- oder Biotitschieferfazies, während den Gesteine der Umgebungen, wie auch die meisten Gesteine der sogenannten Köliformation, von Chloritschieferfazies sind.

Die sedimentären Gesteine des zentralen S. Storfjället sind von einer Kristallinität und Korngrösse, die in gewissen Fällen sie den sogen. Sevegesteinen zuweisen. Wie Quensel[1] für den västerbottnischen Teil der Gebirgskette konstatiert hat, und wie es die allgemeine Ansicht der jetzt in den Hochgebirgen arbeitenden Petrographen ist, bezeichnet der Sevename nur eine verschiedene Metamorphosenfazies derselben (oder äquivalierender) Gesteinsglieder, die in die Köliformation eingehen (davon abgesehen, ob im ganzen oder in gewissen Fällen eine primäre sedimentogene Faziesungleichheit sich geltend gemacht hat), und zwar ist die höhere Kristallinität der Sevegesteine durch Kontakteinwirkung von Intrusiven verursacht. Die Kristallinität der Sedimente des zentralen S. Storfjället ist so mässig, dass man sie als nur schwach sevemetamorphosiert bezeichnen muss; den charakteristischen biotitporphyroblastischen feinkörnigen Schiefern hat Quensel den Feldnamen »Bollonschiefer» gegeben, und die entsprechende Metamorphosenstufe kann als »Bollonmetamorphose», = schwache Sevemetamorphose, definiert werden.[2]

Doch können ja sehr wohl die Sevegesteine stark dynamometamorphosiert sein; und besonders die am stärksten sevemetamorphosierten Glieder, die oft mit Granitmaterial injiziert und in Adergneise übergeführt sind, haben öfters ihre primären Züge ganz verloren. Dass die Gesteine vom S. Storfjället und von dem Laivatjåkkomassiv so gut erhalten sind, ist gewissermassen ein günstiger Zufall, der auf den speziellen magmatisch-tektonischen Umständen beruht.

Die Gesteine des zentralen S. Storfjället sind also von einer höhertemperierten Metamorphose betroffen worden als die Chloritgesteine. Die *Eruptivgesteine* (hier die Effusive, und auch die Tuffe) sind ja durch einen primär hochtemperierten Mineralverband charakterisiert; es kann darum nicht verwundern, dass eine Umkristallisation (Metamorphose) unter nur wenig niedrigeren Tempera-

[1] Quensel, G. F. F. Bd 44 (1922), S. 675.
[2] Journalen und mündl. Mitteil.

turverhältnissen (Amphibolitfazies anstatt Pyroxenfazies) die ursprüngliche Struktur und Mineralparagenesis besser wiederspiegelt als eine Umkristallisation bei sehr niedriger Temperatur (Chloritschieferfazies). In Amphibolitfazies lässt sich der ursprüngliche Charakter und Mineralverband der Mesketgesteine sehr gut feststellen, was bei denselben Gesteinen in Chloritschieferfazies durchaus nicht der Fall ist; für die Untersuchung des primärpetrographischen Charakters dieser weitverbreiteten Eruptivserie ist es also notwendig, sie in Amphibolitfazies zu studieren.

Was die *sedimentären Gesteine* betrifft, so könnte man erwarten, dass wenigstens die tonigen Glieder in Chloritschieferfazies ihren ursprünglichen Charakter besser bewahrt haben sollten. Dazu kommt aber der Umstand, dass die Chloritschiefermetamorphose hier hauptsächlich eine Dynamometamorphose gewesen ist, mit zugehöriger Deformation der primären Gesteinszüge, während dagegen die Gesteine von höheren Temperaturmetamorphosengraden nicht so stark mechanisch beansprucht worden sind — ein Umstand, der auf speziellen Faktoren beruht, die weiter unten nochmals zu besprechen sein werden.

Auch ist es so, dass bei dem höheren Thermometamorphosengrade zwar die Umkristallisation der feinkörnigeren Sedimente gross gewesen ist, aber gerade dabei tritt der chemische Charakter des Gesteins meistens viel besser hervor. Anstatt eine beinahe submikroskopische, wirre Masse von schwerbestimmbaren Mineralen, deren Proportionen usw. im Mikroskope nicht zu bestimmen sind, erhält man grosse, gut bestimmbare Mineralindividuen von messbaren Proportionen. Die zahlreichen und wertvollen Untersuchungen über das Verhältnis zwischen Mineralparagenesis und chemischer Zusammensetzung bei Thermometamorphose, die nunmehr ausgeführt sind, erleichtern in hohem Masse eine solche Feststellung des ursprünglichen Sedimentcharakters.

Als ein Beispiel kann das Mineralpaar Biotit-Hornblende angeführt werden. In den Meskettuffen markiert der Hornblendegehalt einen stärkeren Eruptivcharakter, eine grössere Beimengung von Eruptivmaterial aus der sehr stark natronbetonten Eruptivformation, der wachsende Biotitgehalt dagegen einen normaleren Sedimentcharakter (grösseren Kaligehalt). In Chloritschieferfazies sind die beiden Minerale in hauptsächlich Chlorit umgewandelt und die Gesteine einander sehr gleich.

Dass der zentrale Teil des Södra Storfjället besonders gut erhaltene Gesteine zeigt, die ziemlich hochtemperiert ausgebildet und wenig mechanisch deformiert sind, beruht, wie früher hervorgehoben worden ist, *auf der Existenz der grossen Granitlakkolith in noch schmelzflüssigem Zustand unter der Zentralscholle während der orogenen Bewegungen.*

Man hat somit in der übrigens sehr stark gefalteten und stark dynamometamorphosierten sogen. Kölizone ein kleines Gebiet erhalten, wo der Thermometamorphosengrad höher gewesen ist und der Gesteinsverband, die ursprüngliche Struktur usw. gut erhalten geblieben sind, welches Gebiet also als petrographisch-stratigraphisches Schlüsselgebiet dienen kann. Ein ähnliches Gebiet, wo besonders die Mesketgesteine sehr schön bewahrt sind, ist das früher erwähnte Massiv des Laivatjåkko-Mesket-Gabbi. Auch hier erklärt sich die

geringe mechanische Deformation wahrscheinlich aus der Existenz einer ähnlichen Albitgranitintrusion in einer Bewegungsebene unter der Scholle.

Im übrigen scheinen solche Gebiete nicht gewöhnlich zu sein.

Die gute Anwendbarkeit der Gebiete des zentralen S. Storfjället und auch des Laivatjåkkomassivs als Schlüsselgebiete beruht besonders auf der sehr schönen Entwicklung und dem guten Erhaltungszustand, den *die Mesketformation* dort zeigt. Die eigentlichen Mesketeffusive scheinen eine sehr grosse Ausbreitung, besonders in den westlichen Teilen der Köliformation in dem Västerbottensgebiet, zu haben, wo sie als grüne, chloritreiche und glimmerarme Grünschiefer entwickelt sind. Der Übergang von Amphibolit- in Chloritschieferfazies lässt sich im S. Storfjället gut verfolgen. Mehr peripherisch von den Eruptionszentren ab werden die Effusive durch Tuffe oder tuffbeigemengte Gesteine (Tuffoide) ersetzt, die als Chlorit-Sericit-, oft Chlorit-Sericit-Kalzitphyllite ausgebildet sind. Das ist der Fall z. B. in dem südöstlich an das S. Storfjället grenzenden Virisgebiet, wo, dank der Fossilfunde Kullings und der Existenz guter petrographischer Leithorizonte (das Voitjakonglomerat, Mesketmarmor, Blauquarztuff usw.) sowie direkter Konnektion zwischen den zwei Gebieten, ja auch das Alter der Mesketformation nach unten abgegrenzt worden ist.

Überhaupt meint Verfasser, dass die grünen bis grünlichen, oft kalkreichen Phyllite des obersten Teiles der Köliformation in Västerbotten, z. B. in den Vilhelminaalpen,[1] der Mesketformation gleichzustellen sind. Die grosse, ganz sicher konstatierte Verbreitung der Mesketgesteine, wie auch die Verbreitung der ihnen direkt unterlagernden Serie von Kalkstein + Voitjakonglomerat, macht es ganz gewiss dass ein sehr grosser, und zwar der oberste, Teil der Phyllitformation mit der Mesketformation gleichaltrig ist, und dass der silurische Mesketvulkanismus in mehreren bedeutenden Eruptionszentren in den Västerbottensgebirgen wirksam gewesen ist. Er muss sein Gepräge den gleichzeitigen Sedimenten in geringerer und grösserer, auch sehr grosser, Entfernung aufgedrückt haben.

Wie der Mesketvulkanismus sich zu der vulkanischen Tätigkeit z. B. in dem Trondhjemsfeld (der Stören- oder Bymarkgruppe) verhielt, ist ja jetzt unmöglich zu entscheiden. In einem früheren Vortrage hat Verfasser[2] im Anschluss an Quensel[3] die Vermutung ausgesprochen, dass die beiden Formationen einander äquivalieren könnten. Kullings ganz sichere Bestimmungen (a. a. O.) haben ja das Alter der Mesketformation als silurisch festgestellt, während Carstens die Bymarkgruppe als unterordovikisch betrachtet. Vielleicht sind jedoch die stratigraphischen Probleme des Trondhjemsfeldes noch nicht endgültig gelöst.

Auch ist die Möglichkeit nicht zu leugnen, dass z. B. der ziemlich unbedeutende Effusivhorizont über dem unteren Marmor in anderen Gebieten viel grössere Bedeutung gehabt haben kann, und dort der Mesketvulkanismus

[1] A. Högbom, S. G. U., Ser. C, 329 (Årsbok 1924).
[2] G. F. F., Bd 47 (1925), S. 145.
[3] G. F. F., Bd 44 (1922), S. 677.

gering gewesen ist oder sogar verklungen ist; auch kann ja vulkanische Tätigkeit zu ganz anderen Zeiten im Trondhjemsgebiet eingetroffen sein. Es ist ja auch möglich, dass ein gewisses Entwicklungsstadium der grossen Geosynklinale rhythmisch vom Zentrum nach aussen geschritten ist und so ein und dasselbe, aus *petrographisch*-stratigraphischen und genetischen Gesichtspunkten einheitliche Niveau verschiedenen Alters sein kann.

Diese Fragen sind nur durch konnektierende Detailkartierung sicher zu entscheiden. Es ist da vielleicht nicht unwahrscheinlich, dass die jetzige stratigraphische Einteilung des Trondhjemsfeldes revidiert werden muss und die zuletzt von Bugge[1] angenommene Stratigraphie dieses Gebietes, wonach die Störengruppe sehr hoch in der Serie zu liegen kommt, der Wahrheit am nähesten entsprechen wird.

Vielleicht äquivaliert die Stokvolabreccie nicht das Voitjakonglomerat, sondern z. B. die Tuffbrecciehorizont in der Mesketformation; damit wird der Gehalt an Effusivmaterial in der Stokvolabreccie gut erklärt, und auch wird die oberen Teilen der Höilandgruppe (mit den Pentamerus Oblongus-Niveaus) dem Voitjaniveau und den untersten, oft sehr kalkreichen Niveaus der Mesketformation (incl. dem Pentameruskalk, Kulling) entsprechen.

[1] Bugge, Norges Geol. Unders. Aarsbog 1912, No. 2. Die Parallelisierung mit S. Storfjället wäre somit die folgende:

Bugges Stratigraphie im Trondhjemsfeld:		Södra Storfjället:	
I. Die Gulagruppen (Schwarze Schiefern)		Zuoberst: (Öfterst schwarze Schiefern)	
		Die Mesketformation	
II. » Störengruppe (Effusiv)		Zuunterst: (Effusiv)	
1. Konglomerat (Breccie, = die Stokvolabreccie)		[Pentameruskalk]	
		Das Voitjakonglomerat	
III. Die Höilandgruppe	Tonschiefer mit Kalksteinslagen; Graue Quarzite; kleine Konglomerate;	D. obere Quarzitformation	Kalksandsteine, schwarze Schiefern, Quarzite; reichlich kleine Konglomerate
IV. » Hovindgruppe	Schwarze Schiefern		
VI. » Rörosgruppe		? Die untere Quarzitformation	

B. Theoretisch-petrographischer Teil.

1. Die Niedertemperaturgesteine.

Der Helsinkitbegriff.

Der Zug, welcher vor allem die hier beschriebene Serie von Albitaplit-Migmatiten nebst lamprophyrischen-pegmatitischen Differentiaten als Niedertemperaturgesteine charakterisiert, ist der Gehalt an primärem Epidot und in mehreren Fällen an Chlorit. Derartige Gesteine werden nach der jetzigen Terminologie *Helsinkite* genannt. Laitakari hat diesen Namen für gewisse südfinnische Albit-Epidotgesteine[1] lanciert, Eskola[2] hat die primäre Mineralparagenesis Albit-Epidot als Helsinkitfazies bezeichnet. Unter den fennoskandischen Petrographen haben weiter Asklund[3] und v. Eckermann[4] unter diesem Namen Helsinkite beschrieben. Weiter kann auf die Diskussion im Geologischen Verein, Stockholm, im Anschluss an einen Vortrag von v. Eckermann mit referierten Bemerkungen von Sederholm, Holmquist, Backlund und Sundius[5] hingewiesen werden.

Asklund erweitert den Begriff dahin, dass er alle durch den primären Mineralbestand Alkalifeldspat + Epidot charakterisierten Gesteine umfasst, davon unabhängig, ob der Feldspat Albit oder Kalifeldspat oder beides ist und mit oder ohne Quarz auftritt. Vom Stafsjö-Gebiete führt er eine durch zwei Analysen repräsentierte Helsinkitserie an, welche Gesteine sich durch einen hohen, in einer Analyse bedeutend überwiegenden Mikroklingehalt von dem von Laitakari beschriebenen Helsinkite unterscheiden. Er publiziert ferner eine Systematik der Helsinkite auf Grundlage der Feldspatverhältnisse und des Quarzgehaltes.

v. Eckermann schliesst sich dieser Auffassung an und publiziert eine Beschreibung eines in Block gefundenen Albit-Mikroklinhelsinkites aus Alfta in Hälsingland, Schweden. v. E. hebt den hohen Quarzgehalt des Alfta-Helsinkites hervor, infolgedessen er in eine neue, noch quarzreichere Klasse in Asklunds Systematik eingefügt werden muss.

---

[1] A. Laitakari, Bull. Com. Géol. de Finlande, Nr. 51, 1918.
[2] Eskola, The mineral facies of Rocks, Norsk Geol. Tidsskrift, Bd. 6. (Aarg. 1920/1921).
[3] B. Asklund, S. G. U., Ser. C, Nr. 325 (Årsbok 17, 1923, Nr. 6), S. 40 ff., ferner S. 74—75.
[4] H. v. Eckermann, Geol. fören. förhandlingar, Bd. 47, (1925), S. 504.
[5] Geol. fören. förhandl., Bd. 47, S. 546.

Alle diese Forscher (Laitakari, Eskola, Asklund und v. Eckermann) vertreten die von Eskola zuerst klar ausgesprochene Ansicht, dass der eigentümliche Mineralbestand der Helsinkite auf eine Kristallisation aus einem extrem wasserreichen und darum niedertemperierten Magma zurückzuführen sei. Asklund definiert den Verlauf mehr distinkt mit erläuternden Diagrammen und führt die Epidotbildung auf einen Zerfall von An in schon kristallisiertem Plagioklas zurück, der während der Kristallisation unter Bildung von Epidot und Albit stattgefunden haben sollte.

Bei der Diskussion im Geol. Verein gaben Sederholm, Holmquist und Sundius (a. a. O.) einer von dieser Ansicht abweichenden, durch verschiedene Beispiele erläuterten, prinzipiell einheitlichen Auffassung Ausdruck. Die Helsinkite wären als »metasomatisch umgewandelte Gesteine» (wesentlich Granite) aufzufassen, die entweder durch Kontaktmetasomatose von jüngeren Eruptiven (Sederholm), durch Einschliessung als Bruchstücke (Holmquist) oder durch Autometasomatose, wo die umgewandelte Lösung also von demselben Magma, das früher den Granit geliefert hat, herrühren sollte, umgewandelt worden wären. Ferner betont Sundius als charakteristisch für die Helsinkite, dass »die neugebildeten Produkte aus eisenreichen Mineralen bestehen. Diese metasomatische Umwandlung könnte als eine Skarnbildung in situ betrachtet werden.»

Die Auffassung Backlunds nähert sich mehr der ersterwähnten; er betrachtet die Helsinkite als eine zwar in gewissen Fällen primäre Mineralparagenesis, die aber einem sehr späten Entwicklungsstadium angehöre, das jenseits des der Pegmatite liege; in anderen Fällen wären sie durch pneumatolytisch-hydrothermale Umwandlung entstanden.

Gegenüber diesen Auffassungen möchte Verf. die Ansicht verteidigen, die von den früher erwähnten Autoren vertreten wird, welche sämtlich die als Helsinkite bezeichneten Gesteine und ihren petrographischen Verband sowohl im Feld als in Laboratorium näher studiert haben.

Hierbei möchte Verf. folgende Hauptgesichtspunkte hervorheben: Die *ganze* beschriebene Serie Granite-Migmatite-Ganggesteine ist als Helsinkite zu bezeichnen. Zwar tritt nicht in sämtlichen Fällen Chlorit, sondern Hornblende als melanokrates Mineral auf, aber die Übergänge von Hornblendehelsinkit zu Hornblende-Chlorit- und schliesslich zu hornblendefreiem Chlorithelsinkit in demselben Intrusivkörper zeigen, dass die Temperatur des Magmas jedenfalls nicht hoch über der untersten Stabilitätsgrenze der Hornblende gelegen hat. Diese Helsinkite bilden nun 20—30 Kilometer lange und ein paar Kilometer breite Intrusionen — auch die reinen Chlorithelsinkite bilden oft mehrere Kilometer lange Lakkolithe (Rikarjaure) und stellen ferner (nebst den oft fehlenden und quantitativ ungeheuer untergeordneten — ausserdem sicher älteren — Peridotiten) die einzigen Intrusive der Gegend dar.

Dass die unwandelnden Lösungen von einem fremden Intrusionskörper herrühren sollten, und auch dass sie als pneumatolytisch-hydrothermale Kristallisationen aus apomagmatischen Restlösungen, genetisch »jenseits der Pegmatite» gebildet sein sollten, ist also ausgeschlossen.

Es erübrigt die Möglichkeit einer Autometasomatose nach der eigentlichen

Erstarrung. Hierbei muss hervorgehoben werden, dass eine Autometasomatose im weiteren Sinne, d. h. eine Umwandlung durch von anderen, noch nicht ganz erstarrten Partien des Magmakörpers emanierende Gase-Lösungen, keinen prinzipiellen genetischen Unterschied gegenüber einer von einem fremden Magmakörper verursachten Metasomatose besagt. Eine solche Erklärung bietet in diesem Fall unüberwindliche Schwierigkeiten und bezeichnet eine vollkommen unmotivierte Verwickelung.

Der Granit, der das am meisten widerstandsfähige und konsolidierte Gestein in einer im übrigen aus stark verschieferten und permeablen Effusiven und Sedimenten bestehenden Serie ausmacht, hätte dann km³ nach km³ vollkommen homogen und gleichförmig von diesen Lösungen durchdrungen werden müssen. Weiter sollten in diesem Falle die Plagioklaseinsprenglinge eine Saussuritisierung zeigen. In Wirklichkeit sind klare, epidotfreie, vollkommen porphyrische, grosse Individuen von saurem, »entkalktem» Plagioklas ausgebildet worden, während der Epidot zu der Grundmasse konzentriert worden ist!

Ferner: die zuletzt erstarrten Partien des Granitmagmas, die diese Quantitäten pneumatolytischer-hydrothermaler Lösungen geliefert hätten, müssten sehr bedeutend gewesen sein. Da die ganze Intrusionsserie von Helsinkitfazies ist, hätte in diesen Partien die Helsinkitbildung auf einem ganz abweichenden Prozess beruhen müssen.

Ferner sei auf die gangförmig auftretenden Helsinkite verwiesen, deren Nebengestein gewöhnlich jeder Spur pneumatolytischer-hydrothermaler Durchtränkung entbehrt.

Übrig bleibt die Möglichkeit *einer Autopneumatolyse im engeren Sinne*, wo also die umwandelnden Gase-Lösungen von im grossen und ganzen demselben Teile des Gesteins herrühren, den sie umwandeln.

Falls diese Lösungen quantitativ unbedeutend gewesen sind, d. h. zerstreute Höhlungen in dem konsolidierten Gestein eingenommen haben, können sie unmöglich diese durchgreifende und homogene Umwandlung des Gesteins mit Transport des Anorthitmateriales sogar von dem Zentrum der grossen Plagioklaseinsprenglinge in die die Einsprenglinge umgebende Grundmasse hinaus hervorgebracht haben.

Nein, die pneumatolytische-hydrothermale Phase muss die Plagioklastafeln umschlossen haben, d. h. der Intrusivkörper als solcher muss immer noch magmatisch plastisch gewesen sein und aus Plagioklastafeln bestanden haben, die in einem sehr wasserreichen Magmarest entkalkt worden sind, d. h. mit diesem in einem veränderlichen chemischen Gleichgewicht gestanden haben. Dieser Prozess unterscheidet sich prinzipiell auf keine Weise von den Erscheinungen, die in hochmagmatischem Stadium mit »reaction-rime»-Bildung um Olivin beginnen und z. B. mit der Überführung der Pyroxene in Hornblende fortfahren, Prozessen, die allgemein auf sinkende magmatische Temperatur und vermehrten Wassergehalt zurückgeführt werden; vielmehr bildet er das Schlussglied derselben. Wir sehen hier das Ersetzen der Hornblende durch Chlorit (und Epidot, bezw. Kalzit) und dasjenige der Plagioklase durch

immer saureren Plagioklas (schliesslich Albit) und Epidot; irgendein Anlass, diesen Prozess prinzipiell von den übrigen magmatischen Prozessen abzusondern, ist, wie oben erwähnt, nicht vorhanden.

Der Verf. schliesst sich also der Meinung der ersterwähnten Forschern an, dass die Helsinkite ein primäres Kristallisationsprodukt aus einem extrem wasserreichen Magma mit einem bedeutenden normativen An-Gehalt sind. Wenigstens in mehreren Fällen hat ein basischer Plagioklas zu kristallisieren angefangen, der in einem späteren Stadium (niedrigere Temperatur) instabil geworden ist, und hat mit dem wasserreichen Magmareste so reagiert, dass er an diesen immer mehr von seinem An-Gehalt abgegeben hat. Als ein Zwischenstadium, wo der An-Gehalt an die Kanten des Plagioklaseinsprenglings transportiert worden ist und da eine Art »reaction rime» aus Epidot gebildet hat, kann der schön plagioklasporphyritische, quarzalbitgranophyrische Migmatit mit epidotumränderten Plagioklaseinsprenglingen angeführt werden (Fig. 53, S. 163). Mehr basischer Plagioklas braucht aber nicht immer kristallisiert zu sein, sondern das Magma kann schon bei der beginnenden Kristallisation des Plagioklases eine so niedrige Temperatur erreicht haben, dass Albit direkt gebildet wird, woneben der An-Gehalt als Epidot oder sogar Kalzit kristallisiert.

Dasselbe gilt in bezug auf Hornblende-Chlorit. In gewissen Fällen kann man einen pseudomorph nach der Hornblende gebildeten Teil des Chlorites erkennen, während der Rest des Chlorites direkt kristallisiert ist; in anderen Fällen ist aller Chlorit primär kristallisiert.

Die Mischbarkeitsverhältnisse der Feldspate bei niedriger Temperatur.

Asklund behandelt zusammen u. a. mit den Helsinkiten die Frage der Mischkristallbildungsfähigkeit der Feldspate in Abhängigkeit von der Temperatur (a. a. O., S. 65 f.). Es ist hier nicht der Platz, ausführlich und im einzelnen die reichhaltige, fragliche Literatur zu rekapitulieren. Es kann (ausser auf Asklunds zitiertes Werk) auf Werke von J. H. L. Vogt,[1] H. Johansson,[2] Mäkinen,[3] Winchell[4] und Alling[5] verwiesen werden.

Die von der Temperatur abhängigen Mischbarkeitsverhältnisse der Feldspate werden am zweckmässigsten in einem Prismadiagramm mit dem Feldspatdreieck als Grundfläche und der Temperatur als dazu senkrechter Koordinate dargestellt. In Flächendiagrammen kann das System als ternäre Konzentrationsdiagramme (Dreiecksdiagramme) mit eingelegten Isothermen, welche den Schnitt zwischen gewissen Temperaturebenen und der Fläche für die isomorphe Mischbarkeit im Raumdiagramme markieren, oder als binäre Kon-

[1] The physical chemistry of igneous rocks II. On the feldspardiagram Or : Ab : An. Norske Vid. Akad. Skrifter, I Klasse, 1926, no 4.
[2] H. Johansson, G. F. F., Bd. 27 (1905), S. 338—346.
[3] E. Mäkinen, Über die Alkalifeldspäte. G. F. F., Bd. 39 (1917), S. 127.
[4] A. Winchell, Studies in the Feldspar Group. Journ. Geol. XXXIII (1925).
[5] H. L. Alling, The mineralography of the Feldspars. Journ. Geol. XXIX (1921). — The Potash-Soda Feldspars. Journ. Geol. XXXIV (1926), S. 591.

zentrations-Temperaturdiagramme (Schnitte senkrecht gegen das erwähnte Dreiecksdiagramm), konstruiert werden.

Die Diagramme des letzteren Typus sind nur für die Alkalifeldspate konstruiert worden; es macht eine Prismaseite im Raumdiagramme aus. Betreffs dieser Alkalifeldspatdiagramme sei auf J. H. L. Vogts grundlegende Werke und auf Allings letzte Darstellung (a. a. O.), wo frühere Literatur zitiert wird, verwiesen.

In dem Masse, wie die Diagramme nur der Isomorphiebegrenzung Or : Ab, d. h. der Diskontinuität im Systeme kristallisiertem Or : Ab, gelten, sind alle diese Autoren darüber einig, dass diese Diskontinuitätsarea von einer gewölbeförmigen Linie begrenzt wird, welche in niedrigem Temperaturstadium sehr nahe an die Ab- und auch ziemlich nahe an die Or-Linie geht. J. H. L. Vogt gibt auch tabellarisch eine Anzahl Werte für verschiedene Temperaturen an (The Physical Chemistry usw., II; On the feldspar diagram Or : Ab : An, S. 68). Wenn man in das Diagramm auch die Schmelzkurven für Or : Ab einführt, verhält sich die Sache so: Alling nimmt an, dass in dem reinen Systeme Or : Ab die Schmelz-Kristallisationskurven nicht bis zu dem Gipfel des Diskontinuitätsgebietes herunterreichen, d. h. er zählt das System zu Roosebooms Typus III. J. H. L. Vogt, der die Frage zuerst diskutiert hat, lässt sie immer noch offen (1926), hält aber Typus III für den wahrscheinlichsten. Er betont, dass die Frage hauptsächlich theoretisches Interesse hat, weil bei den natürlichen (magmatischen) Systemen die fremden Komponenten die Kristallisationstemperatur der Feldspate senken, so dass die Kristallisationskurven das Diskontinuitätsfeld schneiden und das Schmelzdiagramm also zum Typus V gehört. Mäkinen, Winchell und Alling (a. a. O,) behandeln auch ausführlich die Frage der verschiedenen Modifikationen der Alkalifeldspate. Alling (1926) supponiert sowohl für Kali- als für Natronfeldspat einen analogen Trimorphismus.

Ferner ist die Begrenzung der Isomorphiefähigkeit des Alkalifeldspates durch approximative Isothermen im ternären Feldspatdiagramme von Johansson, Vogt, Mäkinen und Asklund angegeben worden. Diese Isothermen geben auch die variierende Begrenzung des An-Gehalts der Alkalifeldspate betreffs der Natron-Kali—Kaliglieder an, indem sie für fallende Temperatur weiter nach der Ab-Or-Linie rücken. In seiner Behandlung der Feldspatverhältnisse der Helsinkite gibt z. B. Asklund als Grund für den primären Epidotgehalt ein »breaking-up» des Anorthitgehalts der Helsinkite in magmatischem Stadium an. Indes — in dem Niedertemperaturstadium, das der Schlusskristallisation der Helsinkite (ungef. der Drusenbildungs- oder Adular-Albit-Erzgangbildungstemperatur) entspricht, sind nach der Darstellung sämtlicher oben angegebenen Autoren die Stabilitätsgrenzen für Natron- und auch Kalifeldspat sehr weit nach der Ab-, resp. Or-Seite verrückt, der Kalifeldspat daneben der An-Ecke gegenüber eng begrenzt worden (Asklund, a. a. O., S., 67, Fig. 15; Mäkinen, a. a. O. (1917), S. 133, Fig. 3).

Die Albitgrenze dagegen, die zwar nur für eine kurze Strecke ausgezogen worden ist, läuft in diesen Diagrammen fast ganz parallel mit der Ab-An-

Linie. Wenn es so wäre, dass in helsinkitischem Kristallisationsstadium die Stabilität und Isomorphiefähigkeit der Plagioklasserie ungebrochen existierte, würden in einem betreffs des Feldspatverhältnisses intermediären Helsinkit nicht Kalifeldspat, Albit und Epidot, sondern Kalifeldspat und Plagioklas entstehen. Selbst wenn Kalifeldspat mit rel. grossem An-Gehalt früher kristallisiert wäre, würde dieser in einem niedrigeren Temperaturstadium nicht in reineren Kalifeldspat, Albit und Epidot, sondern in Perthit zerfallen.

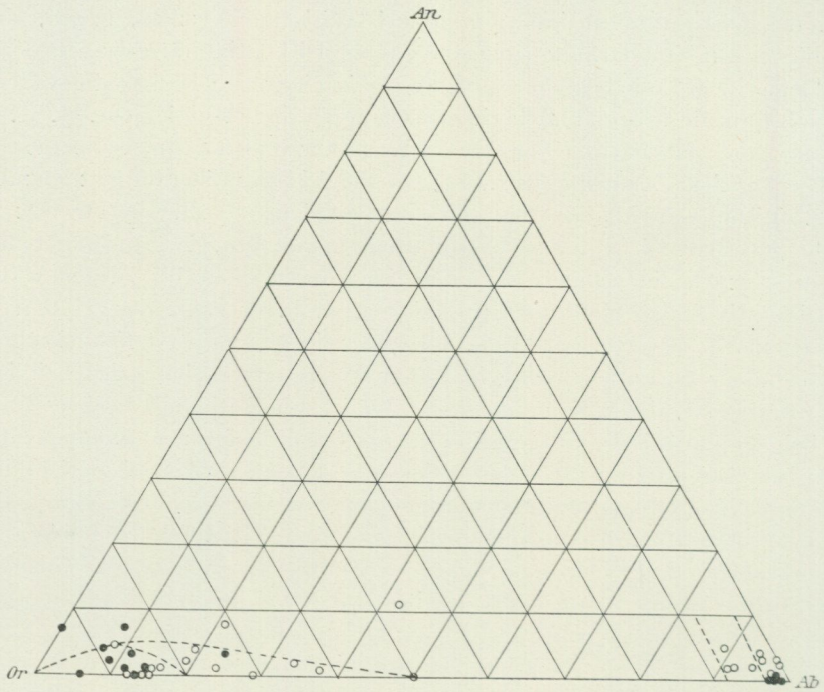
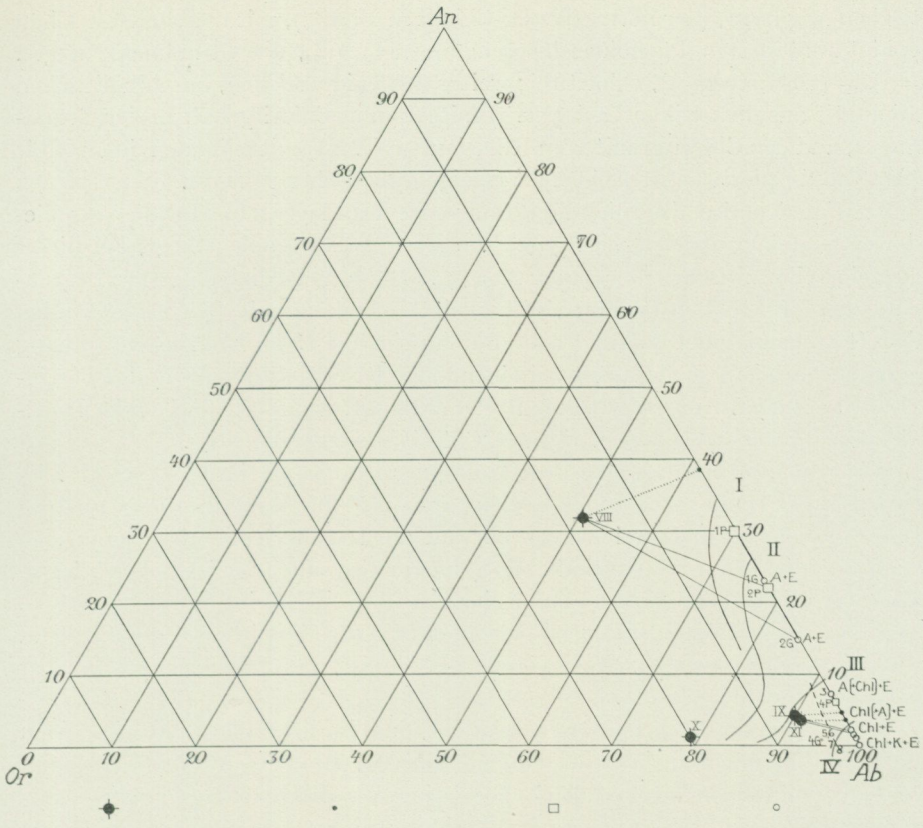


Fig. 64. Die Begrenzung der Isomorphiefähigkeit der Alkalifeldspate bei niedriger Temperatur. Nach Asklund (S. G. U. Ser. C., No. 325, Fig. 15).

In den sehr typenreichen, extrem natronbetonten (nur Plagioklas!) Helsinkitgebieten der Västerbottnischen Alpen bietet sich ein reichliches Material für eine derartige Untersuchung über die Isomorphieverhältnisse der Plagioklasserie in Niedertemperaturgesteinen. Als einen relativen geologischen Temperaturmassstab hat man auch den Übergang aus Hornblende in primären Chlorit in den verschiedenen Helsinkittypen. Bei den optischen Feldspatbestimmungen hat es sich gezeigt, dass die aktuelle Plagioklaszusammensetzung von $Ab_{70}An_{30}$ bis zu praktisch reinem Albit (Ab_{97-100}) variiert. Eine Anzahl besonders sorgfältiger Plagioklasbestimmungen sind an Graniten-Migmatiten mit Hornblende, Hornblende + Chlorit und nur Chlorit, u. a. an den analysierten Intrusivgesteinen, angestellt worden. Das Resultat geht aus dem Dia-



Gesteinsanalysen vom S. Storfjället

Projektionen der Gesteinsanalysen auf der An-Ab-linie

Einsprenglingsplagioklas

Mit den Buchstaben »G» = Grundmassenplagioklas; in übrigen Fällen = der grössere Plagioklas des fraglichen Gesteins

Fig. 65. Die Begrenzung des Stabilitätsfeldes des (sauren) Plagioklases gegen die An-Ecke mit fallender Temperatur. Auf der Plagioklaslinie sind einige genaue optische Plagioklasbestimmungen aus der fraglichen Helsinkitserie eingetragen; wo Bestimmungen von Einsprenglingsplagioklas und Grundmassenplagioklas desselben Gesteins ausgeführt sind, sind diese Punkte mit denselben Ziffern und den Buchstaben P, resp. G (z. B. 2 P und 2 G) bezeichnet. Die Plagioklaspunkte der analysierten Gesteine sind durch Linien mit dem fraglichen Gesteinsanalysenpunkt vereinigt.

Die Kurven I—IV sind ungefähre Stabilitätsbegrenzungslinien bei sinkender Kristallisationstemperatur, und die Buchstaben A, E und Chl bezeichnen die bei der fraglichen Lage der Stabilitätsgrenze auftretende femische Mineralparagenese (A = Amphibol, E = Epidot, Chl = Chlorit). Das Amphibolhelsinkitstadium erstreckt sich bis III, wo das Amphibol-Chlorit- resp. Chlorit-Amphibol-Helsinkitstadium anfängt und bis IV dauert, wonach das reine Chlorithelsinkitstadium herrscht. (Siehe auch S. 222.)

gramme Fig. 65 hervor, wo die gefundenen Plagioklaszusammensetzungen auf der Ab-An-Linie angegeben worden sind, woneben die normativen Feldspatpunkte der analysierten Gesteine in das Diagramm eingeführt worden sind Es zeigt sich, dass die Stabilitätsgrenze des sauren Plagioklases sukzessiv gegen die Ab-Ecke verschoben wird — siehe z. B. den analysierten porphyri-

tischen Migmatit, (der normative Or-Gehalt in Biotit!), mit den äusserst schön epidotumränderten Plagioklaseinsprenglingen = An_{22}, die Grundmasse ungef. = An_{15} (VIII, resp. 2), chloritfrei; weiter den epidotreichen, amphibolitischen Migmatit aus dem Rikkerbach (Nr. 3) mit An_7 und Chloritgehalt in der Grundmasse, und den Chloritgranit vom Rikarjaure (Nr. XI) mit beinahe reinem Albit (Ab_{98}) und Chlorit nebst Epidot als einzigem femischen Mineral.

Es zeigt sich also, dass die Stabilitätsgrenze des Plagioklases für die verschiedenen Gesteine ungleich weit gegen die Ab-Ecke verschoben liegt, bei dieser Gesteinsreihe zwischen Ab_{70} und Ab_{100-98}. Diese Verschiebung oder Begrenzung der praktischen Isomorphiefähigkeit Ab-An kann mit dem Verschwinden der Hornblende und ihrem Ersatz durch primären Chlorit in Zusammenhang gebracht werden, so dass erst bei einer Lage der Stabilitätsgrenze des Plagioklases bei ungef. An_8 Chlorit aufzutreten anfängt, während bei An_4 die Hornblende ganz verschwunden und durch Chlorit ersetzt worden ist.

Sobald man überhaupt eine Begrenzung der Isomorphie im Systeme Ab : An bei niedriger Temperatur angenommen hat — und die Annahme dieser Begrenzung braucht sich ja keineswegs nur auf die Helsinkite, sondern kann sich auch auf die bekannte »Entkalkung» (Saussuritisierung) der basischen Plagioklase bei Niedertemperaturmetamorphose stützen — scheint es sehr natürlich, dass eine solche Begrenzung der isomorphen Mischbarkeit in Analogie mit dem, was für das System Or : Ab erwiesen worden ist, mit fallender Temperatur sukzessiv zunehmen muss.

Der sehr wesentliche Unterschied ist der, dass im letzteren Falle, die beiden Feldspatkomponenten in einer immer reineren, »minaleren»[1] Form gebildet werden, und dass man bei Entmischung eines schon kristallisierten Feldspats ein perthitisches Entmischungsprodukt erhält, während im ersteren Falle *Epidot* anstatt Anorthit ausgeschieden wird, resp. Saussuritisierung des Plagioklases geschieht. Trotzdem tritt der Anorthit als stabiles Mineral bei entsprechend tiefer Temperatur auf, z. B. in gewissen Erzparagenesen, worauf Asklund bei privater Diskussion den Verfasser aufmerksam gemacht hat. Auch ist der Anorthit als synthetisches Mineral unter hydrothermalen Bedingungen ($<$ ungef. 400°) dargestellt worden.[2] Gewiss ist hier die Erklärung die, dass keine absolute Stabilitätstemperaturgrenze für ein gewisses Mineral in verschiedenen chemischen Systemen existiert, sondern das Mineral ist nicht nur von der Temperatur, sondern auch von der chemischen Zusammensetzung der koexistierenden Lösung abhängig, obgleich diese beiden Faktoren verschiedene Bedeutung haben können, so dass für ein gewisses Temperaturintervall eine Variation (innerhalb gewisser Grenzen) in der Zusammensetzung der Lösung von geringerer Bedeutung ist, und umgekehrt. Damit der Anorthit bei Anwesenheit von Wasser innerhalb des fraglichen Temperaturgebietes stabil sein soll, ist wahrscheinlich ein wesentlicher CaO-Überschuss notwendig, eine Bedingung, die bei den hier besprochenen, magmatischen — spätmagmatischen Systemen nicht erfüllt war.

[1] H. I. Alling, Journ. Geol. XXIX (1921), S. 218.
[2] Niggli, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. S. 211.

Das System saurer Plagioklas + Epidot ist aber auch von den übrigen Komponenten abhängig, so dass z. B. sowohl das Ab als das An des Plagioklases in grösserem oder geringerem Grade in anderen Mineralen, vor allem Hornblende, enthalten sein kann.

So ist es auch in den Fem-reichsten, aber verhältnismässig CaO-armen Systemen geschehen, die von den fast ganz epidotfreien Hornblendemigmatiten repräsentiert werden, bei denen fast aller CaO-Gehalt in der Hornblende gebunden ist und der Feldspat Albit wird. Hier ist die Zusammensetzung des Albites von dem Gleichgewicht in dem wasserreichen Systeme Albit : Hornblende abhängig, wo infolge der konstitutiven Eigenschaften der Minerale (»gemeine» Hornblende erfordert wenigstens ungef. 22 Bas. Mol.-% CaO, S. 231) bei der fraglichen Zusammensetzung die Hornblende beinahe alles CaO aufnimmt, weshalb der Feldspat fast reiner Albit wird, ohne dass die Stabilitätsgrenze des Plagioklases erreicht worden ist. In dem wasserreichen Systeme saurer Plagioklas : Epidot (z. B. bei dem hier erwähnten Helsinkiten) ist wahrscheinlich das Gleichgewicht auch von den quantitativen Verhältnissen der Lösung abhängig, so dass z. B. ein grosser An-Überschuss vielleicht die Plagioklasgrenze bei einer gewissen Temperatur ein wenig nach der An-Seite hin rücken kann. Diese eventuelle Abhängigkeit von dem An-Überschuss der Lösung kann jedoch nicht gross sein, was die Plagioklasbestimmungen sowohl an sauren als an basischen Helsinkiten zeigen.

Der Verfasser ist also der Ansicht, dass eine bewegliche, von der Temperatur abhängige Stabilitätsgrenze für intermediären-sauren Plagioklas der An-Seite gegenüber in wässrigen intermediären-sauren Magmen existiert, dass diese Grenze mit fallender Temperatur enger wird (sich immer mehr Ab nähert), und weiter dass sie hauptsächlich von der Temperatur abhängig und fast ganz von der Zusammensetzung (zwischen den gegebenen Grenzen) der magmatischen Lösung unabhängig ist. Früher ist eine entsprechende Diskontinuitätsgrenze zwischen saurem Plagioklas und Kalifeldspat von den angeführten Forschern erwiesen worden, welche Grenze sich bei fallender Temperatur immer mehr der Ab-Seite nähert. Das Stabilitätsgebiet des sauren Plagioklases bildet also ein sich mit fallender Temperatur gegen die Ab-Ecke kontrahierendes Feld, wobei eine ungefähre Konnexion zwischen den für entweder An-Ab oder hauptsächlich Or-Ab gemachten Stabilitätsgrenzbestimmungen im Diagramme Fig. 65 hergestellt worden ist, wo der Verfasser ausser auf den allgemeinen Temperaturcharakter sich auf die Analyse von Chlo·itgranit aus Rikaijaure (Analyse XI) stützt. In diesem Gestein zeigen die Albittafeln ziemlich grobe mikrolithische Einschliessungen von Sericit, welche Sericitisierung auf die Kerne konzentriert ist, während eine schmale Aussenzone klar ist. Nach der Kristallisation der Albitkerne ist also auch ihr geringer Or-Gehalt instabil geworden, d. h. die Stabilitätsgrenze gegen die Or-Seite hat den der Ab-Ecke nahe liegenden Analysenpunkt des Granites im Feldspatdreieck passiert, und der überflüssige Or-Gehalt ist als *Kaliglimmer* ausgeschieden worden.

Die Diskontinuität zwischen Kali- und Natronfeldspat bei niedriger Temperatur repräsentiert eine Beschränkung der Isomorphiefähigkeit, und die

Grenze des Albites gegen Or ist also eine Isomorphiegrenze. Ob die Stabilitätsgrenze des Natronfeldspates gegen die An-Ecke eine entsprechende Isomorphiegrenze ausmacht oder nur die dazwischenliegenden (oder An-reichen) Glieder bei der Anwesenheit eines wesentlichen Überschusses von Wasser instabil werden, ist schwer zu entscheiden. Folgende Fakta sind festgestellt worden: Die verminderte Isomorphiefähigkeit der Kali-Natronfeldspate zeigt sich u. a. in einer Entmischung in festem Zustande in zwei Feldspatkomponenten; etwas Entsprechendes ist nicht betreffs der Plagioklase bekannt. Es ist aber zu bemerken, dass die Mischbarkeitslücke der Kali-Natronserie sich schon in einem sehr hohen Temperaturstadium geltend macht, wenn die Umkristallisationsfähigkeit in festem Zustande noch hoch ist, d. h. ein ziemlich hoher Grad von Mobilität auch ohne Anwesenheit von Mineralisatoren herrscht. Für die Plagioklasserie dürfte die eventuelle Diskontinuität in einem so niedrigen Temperaturstadium beginnen, dass eine Entmischung ohne Hilfe von Mobilien infolge der geringen molekularen Beweglichkeit unmöglich ist. Wenn dagegen das System durch die Anwesenheit von Mineralisatoren mobilisiert wird, macht sich die Mischungslücke geltend, aber das An-reichere Glied ist (ohne wesentlichen CaO-Überschuss?, siehe oben!) instabil und wird in statu nascendi in Epidot umgebildet (Saussuritisierung). Bei einer derartigen Mobilisierung (niedertemperierter Hydrometamorphose) wird auch der instabile Or-Gehalt abgesondert, aber nicht in Form von Kalifeldspat sondern von Glimmer (Sericitisierung der Feldspäte). Dasselbe ist in dem oben erwähnten Rikajauregranite geschehen (wo die Sericitisierung jedoch eine autogene Umwandlung ist). Wahrscheinlich gilt ein ähnliches Verhältnis für den ja als Drusenmineral auftretenden Kalifeldspat wie für den Anorthit, so dass ein gewisser Kaliüberschuss oder Kalikonzentration bei Bildung in hydrothermalem Stadium notwendig, und also hier die Stabilitätsgrenze für den Kalifeldspat nicht allein oder in der Hauptsache nur von der Temperatur abhängig ist.

Theorie der Niedertemperaturgesteine.

Die theoretischen Gründe der Diskussion über die Sukzession normales Magma—wasserhaltiges (Pegmatit-)Magma—hydrothermale Wasserlösungen sind in einer übersichtlichen Weise in Nigglis Arbeit »Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma» gegeben.

Das System leichtflüchtig—schwerflüchtig in Abhängigkeit von Druck und Temperatur als Raumdiagramm darzustellen, ist ja nur für binäre Systeme möglich, wobei man Flächendiagramme als Schnitte davon dadurch erhält, dass man eine Variable (Druck, Temperatur oder Konzentrationsverhältnisse) = konstant setzt.

Die Diskussion über Mehrkomponentensysteme wird am besten auf die resp. binären Sondersysteme gegründet; unsere exakte Kenntnis von dem hier aktuellen natürlichen magmatischen Systeme Silikat—leichtflüchtige Bestandteile (hauptsächlich Wasser) ist so gering, dass die auf exakte (sei es empirische

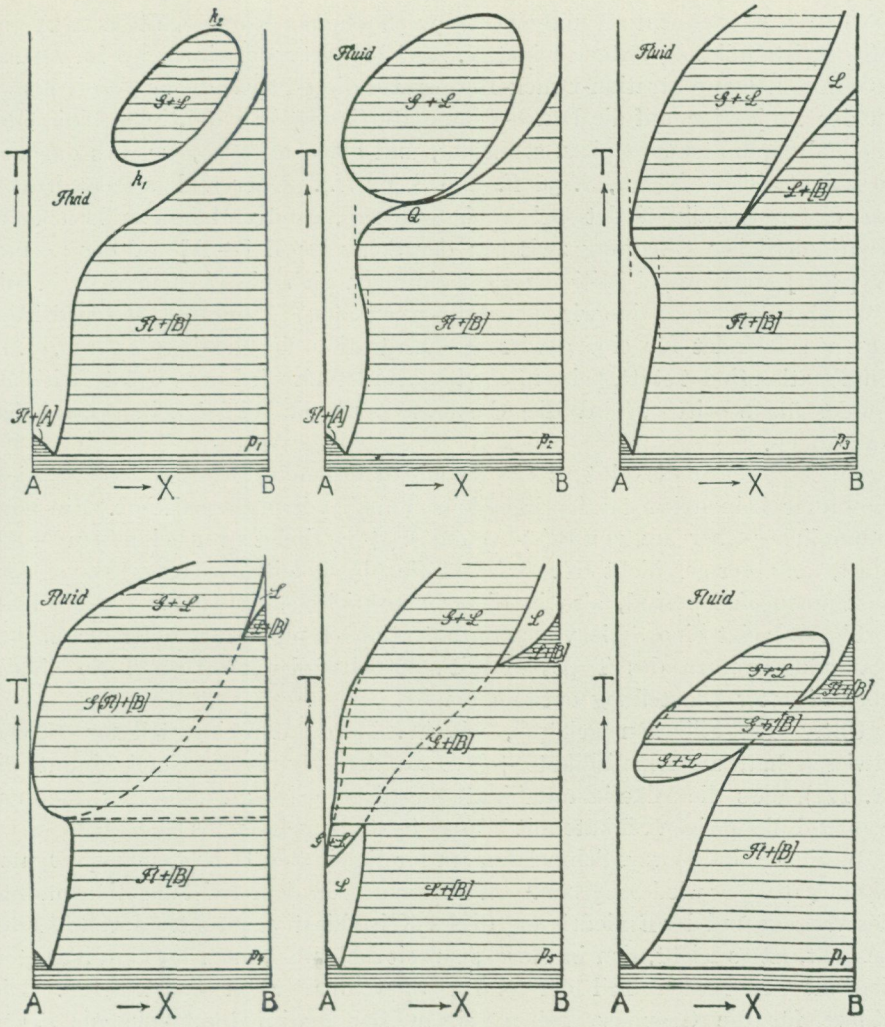


Fig. 66 a—f. T—X-Felderdiagramme (= Temperatur-Konzentrationsdiagramme) unter konstantem Druck eines binären Systemes von leichtflüchtig (A)—schwerflüchtig (B). Die erste Figur (a) bezeichnet sehr hohen Druck, von da an fallender Druck bis zur fünften Figur (niedriger Druck). Die letzte Figur (f) (unten rechts) stimmt in prinzipiellen Zügen mit den übrigen überein [entspricht ungefähr dem dritten Stadium (c)], ist aber quantitativ und teilweise auch qualitativ abweichend.

Nach Niggli (a. a. O., Fig. 36).

oder hypothetische) Daten (mit graphischer Konstruktion oder Zahlenwertangabe) gegründete Darstellung auf nur binäre Systeme beschränkt werden dürfte, mit darauf gestützter allgemeiner Diskussion der komplexeren Systeme.

Für das binäre Gas-Liquidus-Fluid-Solidus-System A—B[1] mit einer leicht-

[1] Das System ist vollständig, d. h. umfasst sämtliche Phasen und Grenzkurven zwischen den Phasen [Kondensations-Kristallisations-Kurven oder, umgekehrt betrachtet, Schmelz-(Sublimations)-Siedekurven]; mit anderen Worten, das System ist mit Bezug auf B gesättigt.

flüchtigen Komponente A und einer schwerflüchtigen Komponente B und ohne Mischkristallbildung unterscheidet N. zwei Haupttypen, einen, wo im Raumdiagramme Konzentration-Druck-Temperatur die 3-Phasenfläche (= die Kurve in der Projektion auf die Druck-Temperaturfläche) die eutektische Linie oder die Faltenpunktskurve nicht schneidet, und einen anderen, wo dies dagegen geschieht (siehe Niggli, S. 36 ff. und S. 62 ff.). Oder anders ausgedrückt: im ersteren Falle findet bei wohlgewähltem, genügend hohem Druck ein kontinuierlicher Übergang zwischen der Schmelze B [+ A] und der Lösung A [+ B] statt, wobei kritische Erscheinungen sich nie einstellen, d. h. die Schmelze-Lösung ist eine wirkliche Flüssigkeitsphase (Liquidus). Bei niedrigem Druck schwindet für eine gewisse Konzentration die Flüssigkeitsphase, d. h. Sublimation findet statt, bei genügend hohem Druck wird der höchste kritische Punkt überschritten, und die Gasphase und die Flüssigkeitsphase fallen zusammen.

Im letzteren Falle gibt es ein dazwischenliegendes Konzentrationsgebiet, wo unter keinen Umständen irgendeine Flüssigkeitsphase existiert. Ein kontinuierlicher Übergang von B (+ A) und A (+ B) findet zwar bei hohem Druck statt, aber dies geschieht erst nachdem die Flüssigkeitsphasen und Gasphasen zusammengefallen sind, also in dieser überkritischen Form, in einem Fluid.

Fig. 66 zeigt eine Serie von Konzentrations-Temperaturschnitten aus den Raumdiagrammen des Types II mit sukzessiv fallendem Druck, die Nigglis oben zitierter Darstellung entnommen ist.

Unter den Silikaten gehören, wie W. Morey experimentell für K_2SiO_3 erwiesen hat, die Alkalisilikate + H_2O zu dem Typus I; Niggli nimmt an (S. 121), dass die Alkalialumosilikate möglicherweise auch hierher gehören, während die übrigen Silikate mit Wasser Systeme von Typus II bilden.

In Fig. 67 sind Moreys Schmelzkurven für die binären Teilsysteme K_2SiO_3 und $K_2Si_2O_5$ + H_2O wiedergegeben.[1] Wenn man von dem Kristallisationspunkte des Wassers und der Erniedrigung dieses Kristallisationspunktes durch Lösung ausgeht, ist es leicht, den in Moreys Arbeit fehlenden, nach H_2O am nächsten liegenden instabilen Teil der Kurve approximativ zu konstruieren. Die Kurve für die Gasphase bei mässigem Druck wird durch folgende Fakta angegeben: bis 500° ist der Kaligehalt in der Gasphase beinahe gleich Null, bei 500—600° ist dagegen der Kaligehalt in der Gasphase schon merkbar, und steigt schnell mit erhöhter Temperatur (Morey, S. 1210).

Experimentelle Versuche zeigen, dass die Löslichkeit von SiO_2 in H_2O für das Gebiet vom Gefrierpunkt des Wassers bis zu dessen kritischer Temperatur, also bis 374°, äusserst gering ist, so gering, dass sie für graphische Darstellung im hier verwandten Massstabe in der Praxis = 0 ist; der erste kritische Punkt [die krit. Temp. für A (+ B)] fällt also mit der kritischen Temperatur des Wassers zusammen (Morey, S. 1209).

Weiter ist bei mineralsynthetischen Versuchen unter hydrothermalen Bedingungen konstatiert worden, dass in den aus praktischen Gründen mässig

[1] W. Morey: The Ternary System H_2O — K_2SiO_3 — SiO_2, Journal of the American Chemical Society, Vol. XXXIX (1917), S. 1208.

grossen Bomben bei Erhitzung von H_2O und Silikat auf die Temperatur um den kritischen Punkt des Wassers herum die Menge mineralbildender Silikate, die in Lösung übergegangen sind und also bei Abkühlung ausgeschieden werden, sehr klein ist (Niggli, a. a. O., S. 210—11).

Für $H_2O + SiO_2$ und die alkalifreien Silikate läuft die Löslichkeitskurve also von einem mit dem Gefrierpunkte des reinen Wassers zusammenfallenden eutektischen Punkte längs (in der Praxis zusammenfallend mit) der H_2O-T-Linie zu einem ersten kritischen, fast ganz mit dem des Wassers identischen, Punkte.

Für den von der anderen Seite (B) ausgehenden Zweig der Kurve hat man einen Ausgangspunkt in dem Schmelzpunkt des resp. Silikats. Betreffs der Lage des zweiten kritischen Endpunktes[1] im Systeme $H_2O : SiO_2$ nimmt Morey aus guten Gründen an, dass er sehr weit gegen die H_2O-Seite und bei einer Temperatur von vorschlagsweise 550° liegt (a. a. O., S. 1210). Im den zweiten kritischen Endpunkte läuft die Schmelzkurve horizontal für den Druck, bei welchem die Fläche »G + L» in diesem Punkte die Schmelzkurve, die gleichzeitig kontinuierlich geworden ist, tangiert (Fig. 66 b). Die Schmelzkurve wird also mit einem erst rel. steilen, danach immer flacheren Fallen von dem Schmelzpunkte für SiO_2 verlaufen, um gegen die H_2O-Linie immer horizontaler zu werden und danach beinahe senkrecht längs dieser Linie abzufallen. Die Einwirkung des Druckes auf den Verlauf der Kurve dürfte verhältnismässig gering sein; die Schmelzdiagramme können darum auf Grundlage der bei hohem Druck stabilen, kontinuierlichen Schmelz-

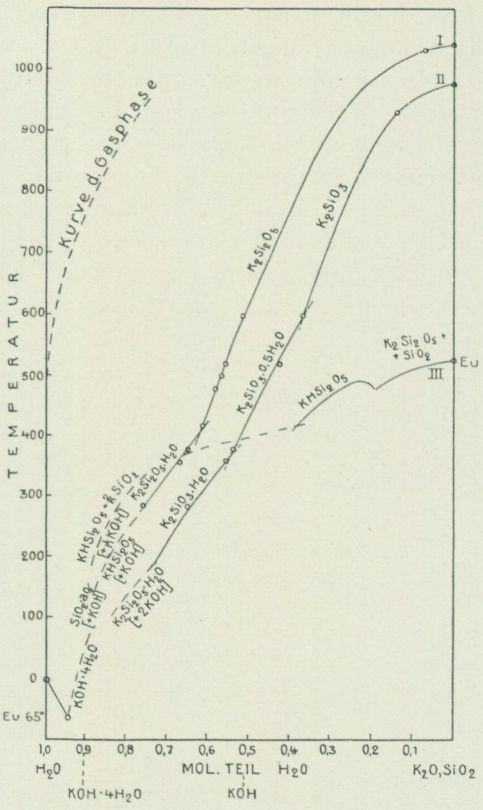


Fig. 67. Kristallisations-Schmelz-Diagramm für Kalisilikat und Wasser. Die Kurve I bezieht sich auf das System $K_2Si_2O_5 : H_2O$, Kurve II auf $K_2SiO_3 : H_2O$ Kurve III auf die eutektische Mischung $[K_2Si_2O_5 + SiO_2] : H_2O$. Längs den verschiedenen Teilen der Kurven sind die Zusammensetzungen der fraglichen kristallisierenden Phasen beigefügt. *In Klammern* bezeichnen sie aber den bei der hydrolytischen Spaltung freigewordenen und *in der Lösung bleibenden* Stoff (KOH). Die gestrichelten Teile der Kurven bezeichnen somit ihren instabilen Verlauf, oder dass die Kristallisation unter Hydrolyse (KOH-Abspaltung) vorgeht und also das Äquilibrium auf KOH-Überschuss der Lösung sich bezieht.

Die ausgezogenen Teile der Kurven I und II direkt nach Morey, Fig. 7 gezeichnet; im übrigen nach Moreys Dreieckdiagrammen und nach Daten aus Landolt—Börnstein, Phys. Chem. Tabellen, konstruiert.

[1] Definition siehe z. B. Niggli (a. a. O.,S. 64), oder Morey (a. a. O., S. 1209).

kurve, die in dem bei geringerem Druck auftretenden Diskontinuitätsgebiete als metastabil aufgefasst wird, konstruiert werden.

Für die komplexen Systeme, welche die magmatischen Lösungen und Restlösungen darbieten, treten ohne Zweifel äusserst komplizierte Verhältnisse ein.

Indes gilt für die leukokraten trondhjemitischen Granite hauptsächlich das rel. einfache System Alkali-(wesentlich Na-)-Alumosilikat + Überschuss an SiO_2 + H_2O, also ein mit dem ausführlich untersuchten Systeme Kaliumsilikat: SiO_2: H_2O nahe übereinstimmendes System.

In dem Masse, wie man Alkali + Al_2O_3 als eine einheitliche komplexe Komponente bei der Silikatbildung betrachten kann und kein Alkali- oder Tonerdeüberschuss vorhanden ist, wird das System auch ternär und unterscheidet sich von K_2SiO_3: SiO_2: H_2O nur durch eine geringere Löslichkeit der alkalinen Komponente, d. h. einen höheren Verlauf der Schmelzkurve in dem binären Konzentrations-Temperaturdiagramme Alkali-(Alumo)-silikat — H_2O. Diese Betrachtungsweise wird zwar in den meisten Fällen eine Approximation enthalten; jedenfalls bietet aber das System K_2SiO_3 : : SiO_2 : H_2O für das Verständnis der alkalifeldspat-quarz-pegmatitischen-hydrothermalen Restlösungen ausserordentlich bedeutungsvolle Analogien, besonders mit Bezug auf die Lösungsverhältnisse der Kieselsäure und die Quarzbildung, weshalb eine kurze Besprechung dieses Systemes berechtigt scheint.

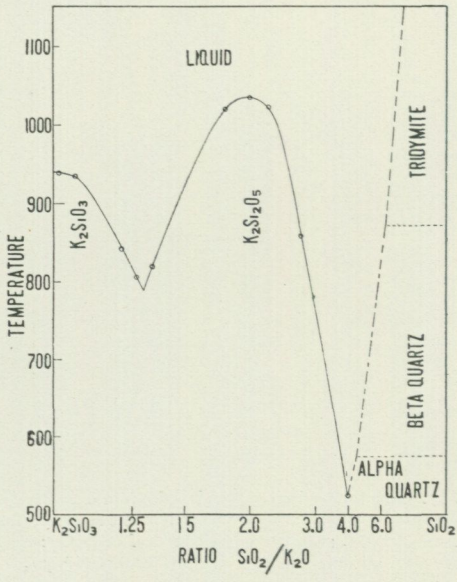


Fig. 68. Kristallisationskurve des binären Konzentrations-Temperaturdiagramms K_2SiO_3—SiO_2. Nach Morey.

In dem reinen Systeme H_2O : SiO_2 zeigt, wie oben erwähnt, SiO_2 für die hydrothermalen-pegmatitischen Temperaturen eine Löslichkeit in H_2O in der Praxis = o. Das System gehört zu dem Typus II.

Wenn die Zusammensetzung der Silikatkomponente einer Mischung von K_2SiO_3 und SiO_2 entspricht, finden folgende Verhältnisse statt (siehe Fig. 68 = Fig. 6, S. 1206, Morey).

K_2SiO_3 bildet mit SiO_2 ein Dimetasilikat $K_2Si_2O_5$, also von der Zusammensetzung $[K_2SiO_3]_1[SiO_2]_1$. Zwischen diesem und dem normalen Metasilikate ist ein Eutektikum bei 23 % SiO_2 und 775° vorhanden, zwischen $K_2Si_2O_5$ und SiO_2 auch ein Eutektikum bei 80 % SiO_2 ($[K_2SiO_3]_1[SiO_2]_3$: oder $[K_2Si_2O_5]_1$ $[SiO_2]_2$ entsprechend) und 525°.

Dieses Eutektikum hat, wie ersichtlich ist, einen äusserst niedrigen Schmelzpunkt im Vergleich zu den Komponenten und einen sehr hohen SiO_2-Gehalt.

Aus Moreys ternärem Diagramme (Fig. 69 = Morey, Fig. 4, S. 1190), als Raumdiagramm Konzentration-Temperatur konstruiert, kann man durch Schnittflächen durch die H_2O-Ecke und einen beliebigen Konzentrationspunkt auf der SiO_2-K_2SiO_3-Linie binäre Flächendiagramme $H_2O : [SiO_2 + K_2SiO_3] : T$ erhalten. Nur wenn dieser Konzentrationspunkt einer gewissen Komponente entspricht, erhält man wirkliche Schmelzdiagramme; wenn eine eutektoide Linie von einem eutektischen Punkt auf der SiO_2-K_2SiO_3-Linie fast ganz gerade auf die H_2O-Ecke läuft, entspricht das Schnittdiagramm [H_2O : die betreffende eutektische Zusammensetzung] nahezu einem Schmelzdiagramme.

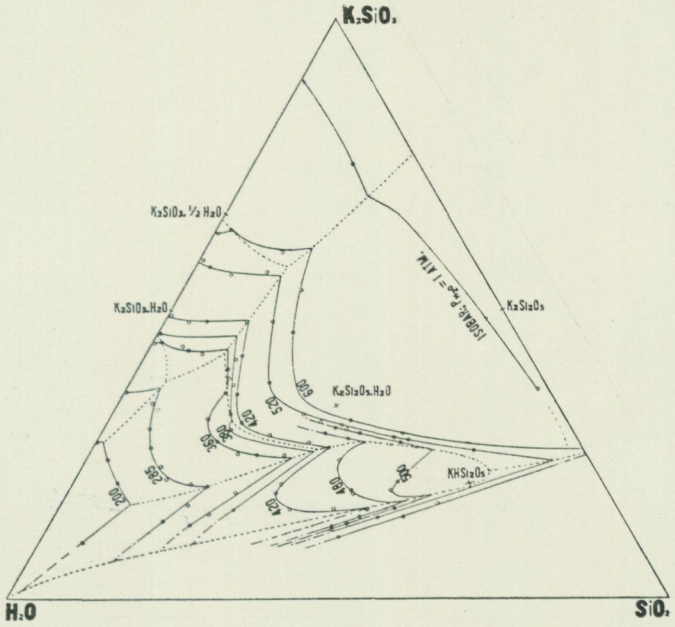


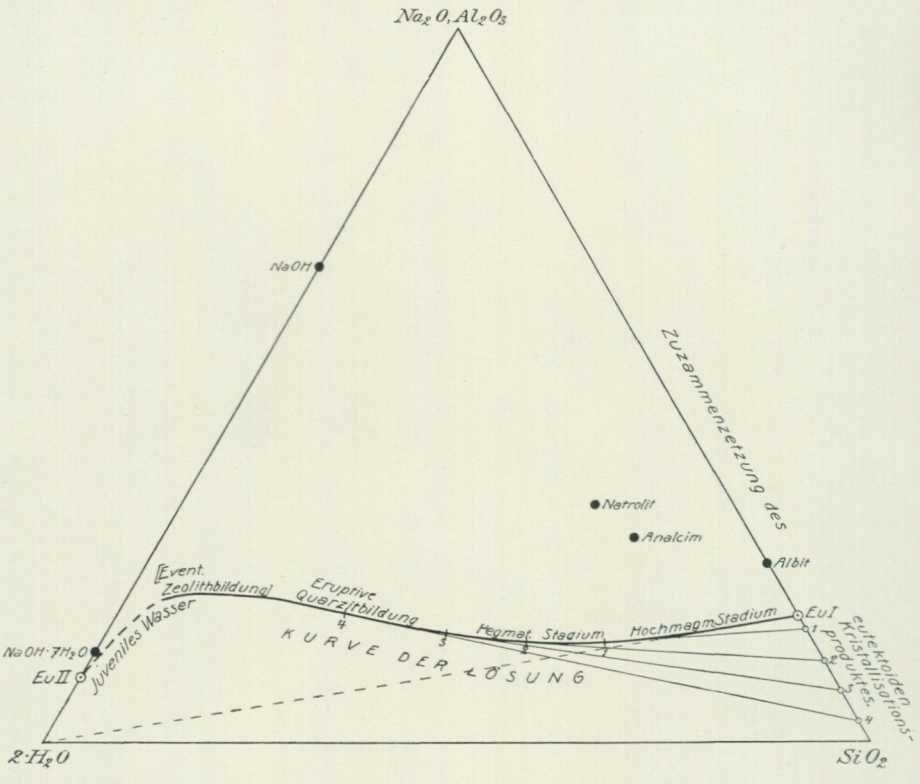
Fig. 69. Kristallisationstieflinien (eutektoide Linien) und Isothermen des ternären Konzentrationssystemes K_2SiO_3—SiO_2—H_2O. Nach Morey.

In Fig. 67 sind die Kurven für $H_2O : K_2SiO_3$ und $K_2Si_2O_5$ nach Morey wiedergegeben, woneben die Kristallisationskurve für das System $H_2O : [K_2Si_2O_5]_1 \cdot [SiO_2]_2$ konstruiert worden ist. Das letztere System hat einen Umwandlungspunkt bei rel. geringem H_2O-Gehalt, wo die ursprünglich eutektische Mischung von $K_2Si_2O_5$ und SiO_2 durch das saure Silikat $KHSiO_2$ ersetzt wird ($K_2O \cdot 2SiO_2 + 2SiO_2 + H_2O \rightarrow K_2O \cdot H_2O \cdot 4SiO_2 = 2KHSi_2O_5$). Wenn die Schnittfläche eine Individualisationslinie, die die Komponente von dem gegebenen $K_2O : SiO_2$-Verhältnis abgrenzt, schneidet, wird ein hydrolytischer Zersetzungspunkt für das fragliche Silikat + H_2O erreicht; das Silikat ist danach nur in einer Lösung von (in diesem Falle) etwas höherem Kaligehalt stabil,[1] d. h. eine SiO_2-reichere Komponente kristallisiert nebst der ursprünglichen aus. Für das hier besprochene System (H_2O + das Eutektikum $K_2Si_2O_5 : SiO_2$)

[1] Dieser Teil der Kurven ist im Diagramm gestrichelt.

ist diese SiO_2-reichere Komponente SiO_2, das allerdings in einem kleinen Betrag nebst $KHSi_2O_5$ ausgeschieden wird; dabei wird eine entsprechende Quantität KOH in der Lösung zurückgelassen.

Für die noch ausführlichere Analyse des Kristallisationsverlaufes im K_2SiO_3-SiO_2-H_2O-Systeme sei auf das hier wiedergegebene ternäre Diagramm



Kristallzusammensetzungen. Eutektica. Eutektoide Kristallisationsprodukte.

Fig. 70. Schematische Darstellung des Kristallisationsverlaufes im Systeme Quarz: Albit: Wasser, in Analogie mit Morey's Darstellung des entsprechenden tonerdefreien Systemes $K_2O : SiO_2 : H_2O$ konstruiert. Durch den gebogenen Verlauf der Kristallisationskurve wird die Zusammensetzung des wasserfreien, eutektoiden, nach der Erstarrung scheinbar »eutektischen» Kristallisationsproduktes gegen vermehrten SiO_2-Gehalt verschoben, was die magmatische Bildung z. B. der eruptiven Quarzite vom S. Storfjället erklärt.

Anm. In der SiO_2—Ecke sollte ja der schwarze Punkt für Quarz eingetragen werden. Längs der SiO_2—H_2O Linie liegen die Zusammensetzungen der kolloiden Kieselsäurefällungen.

(Fig. 69) und auf Moreys gesamte Arbeit verwiesen. Von besonderer Bedeutung für die Frage der magmatischen Restlösungen sind folgende Verhältnisse.

Die weitaus *grösste Löslichkeit in H_2O* zeigt eine eutektische Silikatmischung der Proportionen $[K_2SiO_3]_{25}$ $[SiO_2]_{75}$, also mit *einem sehr hohen SiO_2-Gehalt*, in einem Temperaturgebiet von 775—ungef. 515. Die tiefste Linie der Kristallisationsfläche im T-X-Raumdiagramme läuft von dem betreffenden eutek-

tischen Punkte nach der H_2O-Ecke. Nach 515° teilt sich diese Tieflinie in zwei ungefähr gleichwertige Linien, von denen eine nach ungef. 420° in derselben Richtung ihre Fortsetzung nimmt.

Die Tieflinien (eutektoiden Linien) verlaufen nicht gerade auf die H_2O-Ecke, sondern nähern sich mehr oder weniger stark der H_2O-K_2SiO_3-Linie, d. h. *das Kristallisationsprodukt ist SiO_2-reicher als die Lösung*, die immer mehr an K_2SiO_3 angereichert wird.

Das Entsprechende wird für die magmatischen Restlösungen gelten.

Das Alkalisilikat (hier Alkali-Alumosilikat) bildet bekanntlich in wasserarmem, magmatischem Stadium eine eutektische Mischung mit SiO_2 in den ungefähren Proportionen $[Ab, Or]_{72} : [SiO_2]_{28}$. *Dieses Eutektikum entspricht dem eutektischen Punkte $K_2Si_2O_5 : SiO_2$ in Morey's Diagramm.* Auch z. B. im $Ab : SiO_2 : H_2O$-Systeme dürfte die eutektoide Linie von dem H_2O-freien eutektischen Punkte nicht gerade auf die H_2O-Ecke, sondern gegen die H_2O-Alkalisilikatlinie verlaufen, *d. h. mit vergrössertem Wassergehalt dürfte die Proportion $SiO_2 : Ab$ im eutektoid kristallisierten Produkte zu Gunsten von SiO_2 verschoben werden. Mit anderen Worten, es dürfte gerade das Verhältnis zutreffen das aus chemisch-statistischen Gründen für die zu eruptiven Quarziten hinüberführenden extremen kaledonischen Granite angenommen worden ist* (siehe S. 279).[1]

Weiter kann man annehmen, dass im Alkalifeldspat-Quarz-H_2O-Systeme wenigstens die eutektoide (Tief-)Linie niemals das kritische Gebiet erreicht, mit anderen Worten, dass ein binäres Diagramm, welches man dadurch erhalten hat, dass man die schneidende Fläche die eutektoide Linie hat verfolgen lassen, zu dem Typus I gehört.[2]

In diesem Falle findet, auch bei von intrusivmagmatischem Gesichtspunkte aus mässigem Druck, ein kontinuierlicher Übergang von hochmagmatischem-pegmatitischem-aplitischem zu hydrothermalem Stadium in einer wirklich flüssigen Phase (Liquidus) statt. (Bei genügend hohem Druck findet zwar ein kontinuierlicher Übergang statt, auch wenn das System zu dem Typus II gehört, aber dann in einer fluiden Phase.)

Zusammengefasst sind die Schlussätze folgende:

In dem Masse, wie die Silikatzusammensetzung nicht zu weit von der granit-eutektischen abweicht, findet eine völlig kontinuierliche Kristallisationsent-

---

[1] Dies trifft nur betreffs des ersten Teils der Kristallisation zu, der allerdings in diesem Falle das ganze magmatische bis pegmatitische Stadium umfasst. Später, nachdem die Kurve ihre neue Biegung begonnen hat, wird das Kristallisationsprodukt immer alkalireicher (hydrothermale Albitbildung; »Wasserglasmetasomatose»), *doch ist es immer SiO_2-reicher als die koexistierende lösung.* Siehe Fig. 70!

Wahrscheinlich ist, dass in einem späten Stadium, bei tiefer Temperatur, eine teilweise hydrolytische Spaltung des Alkalialumosilikates anfängt, in voller Analogie mit dem Verhältnis bei den tonerdefreien Alkalisilikaten entsprechenden Silifizierungsgrades. Dabei kann die SiO_2-Abspaltung sehr schnell vor sich gehen. Dass alles freie SiO_2 dabei der Lösung entzogen wird und eine (basische) Wasserglaslösung übrig bleibt, die nur unter 0° eutektisch erstarrte, ist nicht wahrscheinlich; eine grosse SiO_2-Menge wird wohl kolloidal in Lösung bleiben. Praktisch wird wohl auch der grösste Teil des Alkalialumosilikates als Alkalifeldspat (auch Glimmer) in Spalten und Klüften oder diffus in dem Nebengestein (»Wasserglasmetasomatose») kristallisieren; eine kleine Restmenge des Alkalis wird jedoch oft in juvenilem Wasser nach der Erdoberfläche hin befördert werden.

[2] Siehe Niggli (a. a. O.), S. 121.

wicklung von hochmagmatischem über pegmatitisch-aplitisches zu hydrothermalem Stadium aus einer wirklichen, kontinuierlichen Flüssigkeitsphase (Liquidus)[1] *statt, wobei ausserdem der Quarzgehalt der kristallisierten Phase mit fallender Temperatur grösser wird*, d. h. die Zusammensetzung der Restlösung gegen vermehrten Alkaligehalt verschoben wird.

Der erforderliche Druck wird höchstens dem Belastungsdrucke in einer Tiefe von 1 bis 2 Kilometer in der Erdrinde entsprechen — wahrscheinlich wesentlich weniger.[2]

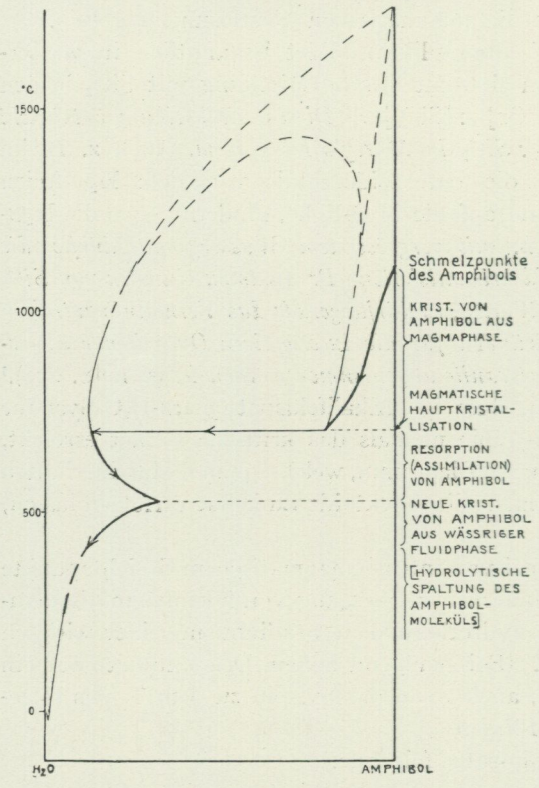


Fig. 71. Hypothetisches Kristallisationsdiagramm Wasser-Amphibol, bei mässig hohem Druck. Für den obersten Teil der Kurve sind zwei Verläufe fakultativ angenommen.

Für die Frage der Bildungsart der eruptiven Quarzite kann, ausser auf diese Erklärung (die Veränderung der eutektoiden Zusammensetzung mit vergrössertem H_2O-Gehalt des Magmas) auf die von Niggli (a. a. O., S. 129) vermutete Bildung komplexer, leicht löslicher, an Wasser und Kieselsäure reicher Moleküle, z. B. $H_2Al_2O_4 \cdot 2SiO_2$, $H_2Si_2O_5$ u. s. w., die bei einer niedrigen Temperatur (nebst Druck) unter Entbinden von SiO_2 (Quarz) zerfallen, verwiesen werden.

Für die sehr interessante Frage der *Assimiliation femischen Materiales* fehlen leider experimentelle Daten, die zu gleich weitgehenden und quantitativ übereinstimmenden Ähnlichkeitsschlüssen berechtigen könnten. Erläuternde Vergleiche können jedoch angestellt werden.

In den ternären Systemen Alkalialumosilikat : Fem-Ca-Silikat : H_2O treten

[1] Auch wenn die Löslichkeit der Silikatphase in Wasser bei der kritischen Temperatur äusserst gering ist und das System zu dem Typus II gehört, findet, wie oben hervorgehoben worden ist, *bei genügend hohem Druck* ein kontinuierlicher Übergang statt, aber in einer fluiden Phase. Diese Voraussetzung ist in den Skandinavischen Alpen wahrscheinlich nicht erreicht, aber wohl bei Intrusion in grosser Tiefe in der festen Erdrinde.

[2] Es ist möglich, dass in gewissen Fällen der Druck zu gering gewesen und eine Diskontinuitätslücke aufgetreten ist. Kontinuierliche Übergänge gibt es dagegen in mehreren Fällen — es ist darum in den anderen Fällen schwer, ohne eine äusserst ausführliche Detailarbeit zu entscheiden, ob der Mangel an gewissen Zwischengliedern auf einer Diskontinuität bei der Bildung oder auf einer unvollständigen Repräsentation sämtlicher Übergangsglieder in der jetzigen Erdoberfläche beruht.

Mischkomponenten zwischen Alkalialumosilikat, Fem-Ca-Silikat und H_2O auf. Ausser den als Minerale auftretenden, wasserhaltigen Fem-Ca-Alkalisilikaten (Hornblende, Glimmer u. s. w.) können andere komplexe Moleküle, der Mischkomponente $K_2Si_2O_5$, $K_2Si_2O_5 \cdot 0.5\ H_2O$, $K_2Si_2O_5 \cdot H_2O$ und $KHSi_2O_5$ im K_2SiO_3-SiO_2-H_2O-Systeme entsprechend, in der Lösung sich geltend machen.

In der Tat haben die fraglichen Assimilationsgesteine eine Al_2O_3-reiche und oft ausgeprägt alkaline Hornblende, wie sowohl optische Daten als die Analyse 18, S. 158 zeigen.

Die reinen oder alkaliarmen Fem-Ca-Silikate + H_2O bilden sicher, wie oben erwähnt, Systeme vom Typus II. Für z. B. eine gemeine Hornblende mit hohem Alkaligehalt (6—8 Mol.-%) muss aber der von der H_2O-Seite aufsteigende Zweig der Schmelzkurve sich bedeutend von der H_2O-Linie entfernen und die kritischen Punkte ziemlich weit von derselben Linie liegen, in einem mit dem Alkaligehalte wachsenden Betrage. Das Konzentrations-Temperaturdiagramm dürfte für einen Druck, der einer Tiefe von einem oder ein paar Kilometern entspricht, von ungef. demselben Aussehen wie Fig. 71 sein.

Ein hornblenditisches, wasserhaltiges Magma (hier nur angenommen, um den Gedankengang zu erläutern) erreicht in einem gewissen Kristallisationsstadium den für den betreffenden Druck geltenden, oberen Diskontinuitätspunkt; hier findet bei konstanter Temperatur eine sehr umfangreiche Kristallisation von Hornblende unter gleichzeitiger Bildung einer wesentlich H_2O-reicheren, gasartigen Fluidphase statt. Wenn alles Restfluid in dieses H_2O-reiche Fluid übergeführt worden ist, beginnt bei dessen Abkühlung eine kräftige Resorption des Amphibolmateriales bis an den unteren Diskontinuitätspunkt. Danach findet von neuem Hornblendekristallisation statt. Ein entsprechender, auf der *Rückläufigkeit der Kristallisationskurve* beruhender Resorptionsverlauf wird von Niggli hervorgehoben (a. a. O., S. 66—67), der dessen grosse Bedeutung für die hydrothermalen Prozesse betont (S. 71.)

Bei der Bildung der hier in Rede stehenden Gesteinsassoziation hat zwar kein derartiges Hornblenditmagma das Ausgangsmaterial ausgemacht. Eine auch von einem hornblendefreien Magma emanierende wasserreiche Phase hat aber *in dem Temperaturgebiete, wo die Hornblende-H_2O-Kurve rückläufig ist, dieselbe Assimilationsfähigkeit* gegenüber allem Hornblendematerial der betreffenden Zusammensetzung.

Für eine exakte Übereinstimmung wäre es notwendig, dass die hydrothermale Phase aus reinem H_2O bestehen sollte, oder dass man von den Alkalialumosilikat-SiO_2-Komponenten absehen könnte, was gewiss nicht möglich ist. Indes entspricht die Kombination alkalialumosilikathaltige Wasserlösung + alkalialumoarme Hornblende (z. B. die Hornblende der Mesketamphibolite) dem Systeme H_2O + Alkalialumohornblende. Mit anderen Worten: die Meskethornblenden verbrauchen für die Bildung der oben vorausgesetzten Alkalihornblende wenigstens einen Teil des Alkali-Tonerdegehaltes der pegmatitischen-hydrothermalen Lösungen. Es muss auch hervorgehoben werden, dass der Reichtum an Alkali die Resorptionsfähigkeit des Wassermagmas erhöht,

obgleich dieser Alkaligehalt nur *zum Teil* in die kristallisierte Hornblende eingeht; es bilden sich vielleicht alkalireiche leichtlösliche komplexe Moleküle in der Lösung, die bei noch tiefer Temperatur alkaliärmere Hornblende ausscheiden.

Also wird wahrscheinlich das einfache, binäre System Alkalihornblendesilikat-H_2O nie erreicht; das System wird, auch wenn man nur mit den Hauptkomponenten rechnet, wenigstens ein Vierkomponentensystem. Die Darstellung zeigt trotzdem die Art der Erscheinungen, die Verf. als Erklärungsgrund der im Felde beobachteten kräftigen Assimilation von Hornblendematerial der niedertemperierten Granite annimmt. Die Sache kann auch so ausgedrückt werden: die eutektischen Proportionen der resp. Fem-Ca-Silikate : Feldspate : Quarz werden bei wachsendem H_2O-Gehalt des Restmagmas verschoben, wobei ausserdem die Mineralkomponenten sich verändern, und diese Verschiebung erreicht in pegmatitischem-hydrothermalem Stadium einen sehr grossen Betrag.

Das scheinbar absurde Verhältnis, dass ein durch gravitative Separation kristallisierten Amphibol- und Biotitmateriales so gut wie Fem-freies trondhjemitisches Magma die Möglichkeit haben sollte, in einem niedrigeren Temperaturstadium das Amphibolmaterial von neuem und in sehr grossem Massstabe zu zerschmelzen, wird also durch den in den verschiedenen Entwicklungsstadien ganz verschiedenen Wassergehalt des Magmas erklärt.

2. Die Metamorphose.

Im allgemeinen.

Die Metamorphose in der kaledonischen Gebirgskette vom Gesichtspunkt der Metamorphosenstufe oder des Faziesklassifikationsprinzips aus ist betreffs einer grossen Anzahl Gesteinstypen ähnlichen Charakters wie die hier fraglichen sehr ausführlich von Goldschmidt[1] und Thorolf Vogt[2] besprochen worden. Die Fazieseinteilung — zwar nicht allzu detailliert — ist ja bei der systematischen Beschreibung der Gesteine des S. Storfjället benutzt worden, und auf Grundlage der Beschreibungen lässt sich auch eine weitere Aufteilung vornehmen. Eine systematische Behandlung der Gesteine von diesem Gesichtspunkt aus kann hier wegen Mangels an Raum nicht gegeben werden — besonders die Darstellung Vogts aber lässt sich im ganzen sehr gut auf die fraglichen Gesteine anwenden. Auch viele theoretisch interessante Metamorphosedetails, die in der allgemeinen Gesteinsbeschreibung angedeutet worden sind, müssen hier übergangen werden. Hier sollen nur die grossen Züge des Metamorphoseverlaufes im S. Storfjället kurz besprochen werden.

Eine Metamorphose wird ja generell dadurch verursacht, dass eine gewisse Mineralassoziation bei solchen (veränderten) chemisch-physikalischen Ver-

[1] V. M. Goldschmidt: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südl. Norwegen III u. V (Videnskapsselskapets Skrifter, I Klasse. 1915, No 10, 1920, No 10; Kristiania 1915 und 1921).

[2] Th. Vogt: Sulitelmafeltets geologi og petrografi.

hältnissen, bei denen sie nicht stabil ist, mobilisiert wird. Die Mobilisierung kann durch blosse Erwärmung geschehen (Thermometamorphose), wobei Anwesenheit von Mineralisatoren den Effekt der Erwärmung betreffs der Reaktionsgeschwindigkeit manchmal steigern kann; Substanzzufuhr kann während der Metamorphose geschehen oder nicht. Auch kann Metamorphose durch blosse mechanische Beanspruchung erfolgen (was jedoch sehr selten ist); meistens geschieht die mechanische Metamorphose (Dynamometamorphose) bei einer mindestens ein wenig erhöhten Temperatur. Bei der reinsten mechanischen Metamorphose erfolgen hauptsächlich strukturelle und nicht mineralparagenetische Veränderungen, aber je höher die Temperatur und je grösser der Gehalt an Mineralisatoren ist, um so grösser kann die mineralparagenetische Unwandlung bei der Dynamometamorphose sein.

Die meisten Metamorphosen sind ziemlich komplex und durch mehrere mobilisierende Prozesse verursacht; die Nomenklatur und Einteilung ist ja teils auf die Art des Hauptprozesses, teils auf die mit dem Prozess verknüpften geologischen Umstände — und zwar oft sehr unklar — gegründet.

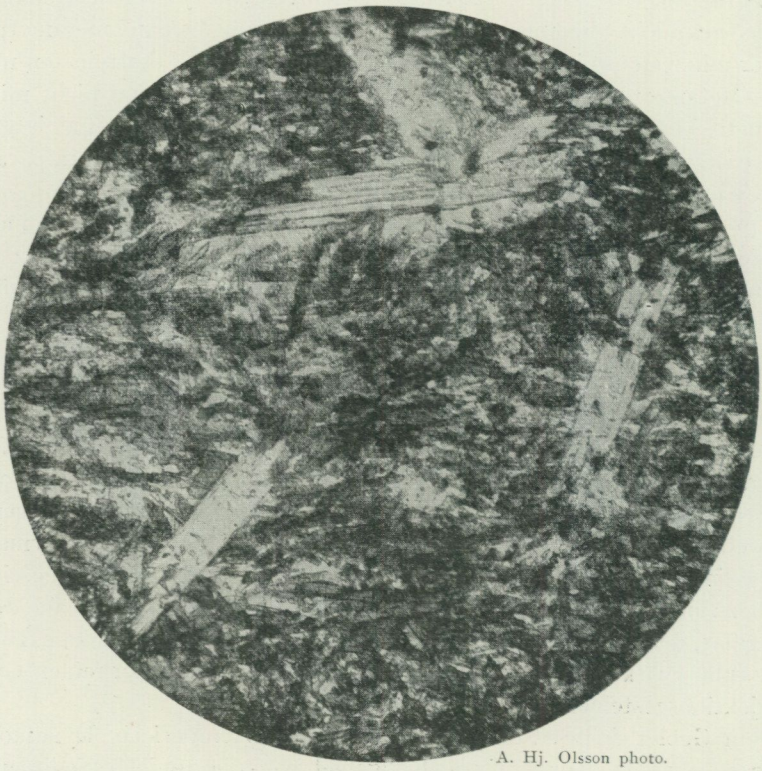
Die Metamorphose in den bedeutenden Teilen der kaledonischen Gebirgskette, die auch das Gebiet von S. Storfjället einschliessen, ist hauptzächlich auf eine Mobilizierung durch Bewegung (= Dynamometamorphose) bei ziemlich niedriger Temperatur (höchstens einige hundert Grade) zurückzuführen (die sog. Köligesteine). Die Erwärmung dürfte hauptsächlich als die normale »geothermische» zu betrachten sein, ist aber wohl auch durch die allgemeine Durchwebung mit Eruptiven gesteigert worden. Wo die Eruptivmagmen in die Sedimentpacke eingedrungen sind, ist eine lokale Erwärmung geschehen, die sich zu der allgemeinen Dynamometamorphose addiert. Je nach der Art des Magmas, dem Abstande, dem Zeitmoment usw. kann diese lokale Thermometamorphosewirkung schwächer oder stärker sein und bis zu reinen Gneisen und Injektionsgesteinen führen.

In dem Gebiet des S. Storfjället hat die niedertemperierte Dynamometamorphose — wie in den übrigen Köligebieten — die tonigen Sedimente in (ziemlich grobe) Phyllite und die basischen Effusive in Chloritschiefer übergeführt. Die orogenen Intrusive — die Granit-Migmatitserie — haben auch hier eine bedeutende Kontakterwärmung verursacht. Aber nicht nur dass das Granitmagna die Temperatur erhöht hat, es hat ja daneben auch die mechanische Durcharbeitung des überliegenden Gesteins in sehr hohem Masse vermindert, weil die orogenen Bewegungen grössenteils in dem noch flüssigen Magma ausgelöst worden sind (siehe S. 38).

Dies ist es, wodurch das Zentralgebiet des S. Storfjället seine spezielle Ausbildung erhalten hat. Die Effusive und Tuffe der Mesketformation sind bei der (noch hauptsächlich mechanischen) Mobilisiering auf einer ziemlich hohen Temperatur gehalten worden, weshalb ihre neue Mineralparagenesis (Amphibolitfazies) nicht allzusehr von der ursprünglichen abweicht, und ausserdem ist die mechanische Deformation sehr mässig gewesen; die Gesteine zeigen somit im allgemeinen ihre eruptiven Züge sehr gut bewahrt. Die Sedimente sind ja dagegen ziemlich stark umkristallisiert, und weichen in sehr hohem

Mass von dem ursprunglichen Bau ab — obgleich ihre chemischen Charaktere bei der ziemlich groben Umkristallisation sehr gut hervorgehoben worden sind.

Die amphibolitischen Effusive des zentralen S. Storfjället (und auch des Laivatjokko-Gabbimassivs) haben nie — wie mehrere, Umstände, z. B. die Uralitisierung des Einsprenglingsaugits, zeigen — eine vorherige Chloritisierung



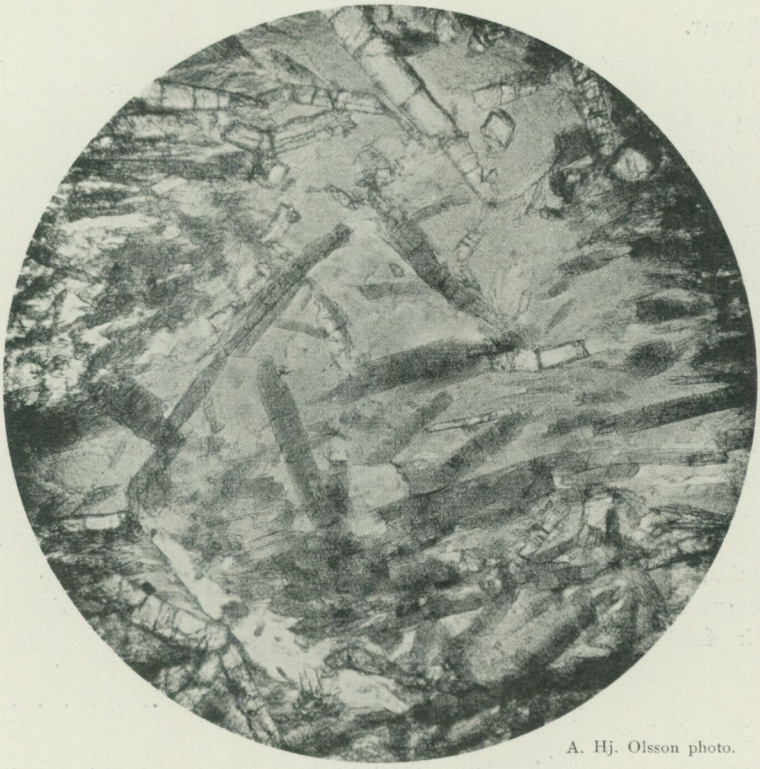
A. Hj. Olsson photo.

Fig. 72. Phorphyroblasten von Muskowit in Amphibol-Chlorit-Grünschiefer. Kontakterwärmung unter Bildung von Amphibol und Muskowitporphyroblasten in Chloritschiefer, nachdem das Gestein durch spättektonische Verschiebung in die Nähe des Granitlakkoliths und dessen Apophysen gebracht worden ist. Kroarjokk, 2 km. W. vom Rikker, Zeichen 45 ° auf der Karte. Nic.—, Vergr. 33 ×.

erlitten, sondern sind aus primären Eruptivfazies direkt in Amphibolitfazies übergegangen — sicherlich weil ein bedeutender Magmakörper in einem relativ frühen Stadium unter die fraglichen Teile der Gesteinsdecke vorgedrungen war, ehe sie von der mechanischen Deformation betroffen waren. In marginalen Gebieten sind aber *schon chloritverschieferte Grünsteine* mehr spättektonisch in die Nähe der Granitintrusionen gebracht worden — dabei ist eine neue Umkristallisation eingetreten, mit Bildung von Amphibol, Epidot und Glimmer. Diese Umkristallisation ist meistens unvollständig gewesen, mit Porphyroblasten von den genannten Mineralen in der feinschuppigen chlorit-phyllitischen Grundmasse, wobei das Gestein eine typische Garbenstruktur erhielt. (Fig. 72 u. 73.) Auch in sonstigen Hinsichten sind diese Gesteine

ganz anders ausgebildet als die obenerwähnten, direkt amphibolitisierten Gesteine.

Es ist oben hervorgehoben worden, dass die stereographisch-tektonische Analyse des S. Storfjället eine zusammenhängende Granitintrusion unter das Zentralgebiet (von dem Ropenlakkolith bis an die Linie Tjårro-Gille-



A. Hj. Olsson photo.

Fig. 73. Grünschiefer aus einem im Granite eingeschmolzenen Strich. In dem einmal chloritisierten und stark verschieferten Mesketgrünstein in dem Überschiebungsniveau ist durch Kontakterwärmung garbiger Amphibol und Epidot (dunkle, resp. helle Prismen) in der Chloritmasse (grau) neugebildet worden.

[Die äusseren Teile des Striches sind ganz amphibolitisiert, aber in den zentralen Teilen ist die Umkristallisation nicht vollständig gewesen.] Der kleine See W. vom Bietjannjuonje, S. Storfjället. Nic.—, Vergr. 31 ×.

mustjåkko—Atoklinten) darstellt. Der hohe Thermometamorphosencharakter des ganzen zentralen S. Storfjället — noch auf grosse Horizontaldistanzen von dem Ropenlakkolith ab — zeigt auch, dass der Lakkolith mit grosser Mächtigkeit sich unter das Zentralgebiet fortsetzen muss, oder wenigstens bis zu einem sehr späten tektonischen Stadium unter dem ganzen erwähnten Gebiet gelegen haben muss.

Der Umstand, dass die Gesteine *unter* dem Ropenlakkolith nur schwach oder gar nicht Spuren von Kontakterwärmung zeigen, dürfte sich durch die grossen Verschiebungsbewegungen, die hauptsächlich an der unteren Grenze

der Granitintrusion ausgelöst wurden, erklären; teils weil spätere Bewegungen eventuelle frühere Kontakterwärmungsmetamorphosenzüge zerstört haben, hauptsächlich aber weil das System Hangendes + halbkristallisierter Granit relativ spättektonisch über die Unterlage hervorgeschoben wurde; die von der beweglichen Scholle bedeckte neue Gesteinsunterlage wurde danach nicht nennenswert thermometamorphosiert, weil der Granit schon sehr stark abgekühlt war.

Es muss betont werden, dass die kleineren Granitintrusionen des S. Storfjället nur eine schwache Kontaktmetamorphose hervorgerufen haben, sofern man unter *Kontaktmetamorphose* Kontakt*erwärmungs*metamorphose versteht. Je niedertemperierter das Intrusivgestein ist, um so schwächer ist auch die Kontakterwärmung gewesen. Wie hervorgehoben, sind diese Intrusivkörper sehr wässrig gewesen; ihre Kontakteinwirkung auf das Nebengestein ist sehr gross, aber nicht allein durch Erwärmung, sondern durch eine intensive Substanzzufuhr, eine Durchtränkung mit stark mobilisierenden, quarzbildenden Lösungen (siehe S. 183).

Die Faziesklassifikation.

Betreffs der Fazieseinteilung (Eskola), die ja von Th. Vogt auf die Gesteine des Sulitelmagebiets sehr erfolgreich angewandt ist (a. a. O), will Verf. hier nur hervorheben, dass bei der allgemeinen Beschreibung der Gesteine die grossen Faziesklassen, Amphibolitfazies und Chloritschieferfazies, resp. Helsinkitfazies, der Aufteilung und der Beschreibung zugrunde liegen.

Diese grossen Faziesklassen werden ja aber ferner aufgeteilt, und zwar zuerst in folgender Weise:

Amphibolitfazies	Plagioklasamphibolitfazies	1
	Epidot-Albitamphibolitfazies	2
Grünsteinfazies	Epidot-Albit-Chloritfazies	1
	(Kalzit)-Albit-Chloritfazies	2

↓↑

Die basischen Gesteine (Effusive nebst Tuffen) des S. Storfjället *in Grünsteinfazies* (Chloritschieferfazies) sind im allgemeinen epidotführend und gehören somit zu der Unterabteilung 1. Unter den kalzitreichen Chloritphylliten gibt es teils solche, wo der Karbonatgehalt primär ist (ursprünglich karbonatführende Tuffe oder Agglomerate), und wo nebst dem Kalzit auch reichlich Epidot auftritt, teils solche, wo der Epidotgehalt sehr gering oder gleich Null ist, und wo vielleicht eine Karbonatisierung des silikatischen CaO-Gehaltes (des Epidots) geschehen ist. Diese gehören somit der Unterabteilung 2 an. Daneben gibt es Typen, die sowohl an Epidot wie an Kalzit sehr arm sind; sie haben immer einen beträchtlichen Sericitgehalt und sind primär ziemlich

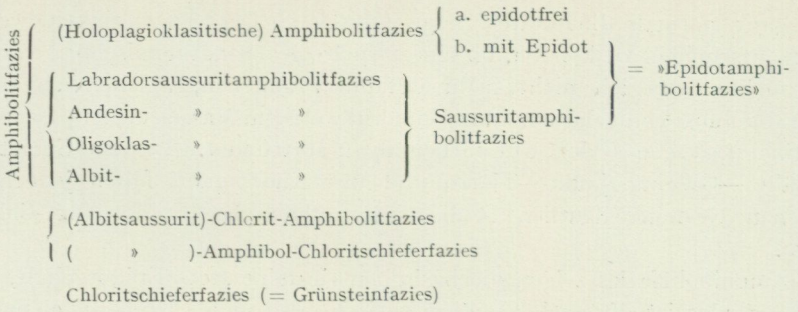
oder ganz normalsedimentäre tonige Gesteine. Der Schwierigkeit wegen, sicher entscheiden zu können, ob eine primäre Karbonatbeimischung vorliegt oder nicht, kann ich nicht mehr detailliert angeben, welche Gebiete der Unterabteilung 1 angehören, und wo und in welchem Masse eine Anpassung an die Mineralparagenese der Unteratbeilung 2 stattfindet. In dem Gebiet des Atofjället—Gillemustjåkko—Tjårro und des Nuolengåbri fallen jedoch die basischen Gesteine deutlich in die Unterabteilung 1 (Epidot-Albit-Chloritfazies).

In Amphibolitfazies zeigen die basischen Gesteine stets Epidotgehalt, aber der Plagioklas ist oft noch ziemlich basisch, also nicht Albit. In einem gewissen Handstück ist die Plagioklaszusammensetzung konstant, unabhängig davon, welches die ursprüngliche Zusammensetzung war; in einem Tuff, in welchem Plagioklaskristalle verschiedenen ursprünglichen An-Gehalts gemischt liegen, ist die aktuelle Zusammensetzung dieselbe (S. 100); die Plagioklase sind entkalkt, bis eine gewisse Grenze erreicht ist.

Betreffs der Helsinkite habe ich gezeigt, dass eine kontinuierlich variierende, hauptsächlich von der Temperatur abhängige, mit fallender Temperatur immer engere Beschränkung des möglichen An-Gehalts des Plagioklases auftritt, und sich mit der übrigen Mineralparagenesis in Relation bringen lässt.

Man kann somit die Aufteilung der Amphibolitfazies in die Gruppen »Plagioklas-Amphibolitfazies» und »Epidot-Amphibolitfazies» nicht logisch aufrechterhalten; es hängt von dem ursprünglichen An-Gehalt des Plagioklases ab, ob — bei einem gewissen Temperaturstadium — die fragliche Stabilitätsgrenze erreicht wird oder nicht, und damit ob Epidot gebildet werden kann.

Ich möchte folgendes Klassifikationsprinzip betreffs der Amphibolitfazies vorschlagen: falls *Epidotisierung des Plagioklases* nicht auftritt, soll die Fazies, wie bisher, einfach Amphibolitfazies oder holoplagioklasitische Amphibolitfazies benannt werden. Diese Faziesklasse entspricht aber *nicht* einem bestimmten Temperatur -etc.- Stadium; es kann der primäre An-Gehalt des Plagioklases variieren (siehe oben!), oder auch kann z. B. CaO-armer Pyroxen primär auftreten, der für seine Umwandlung in (normale) Hornblende Anorthit von dem Plagioklas verbraucht — infolgedessen wird die Epidotisierung des Plagioklases erst bei niedrigerer Temperatur anfangen als sonst. Umgekehrt strebt — falls der Pyroxen ein CaO-reicher Augit ist — der bei der normalen Amphibolitisierung entstehende CaO-Überschuss danach, das Amphibolmolekül zu vermeiden, und bildet dann gern Epidot. Es scheint zweckmässig, zwischen Epidotamphibolitfazies, wo der Epidot in dieser Weise gebildet worden ist, und solcher, wo er durch Zerfall des Plagioklases (Saussuritisierung) entstanden ist, zu unterscheiden. Da auch in einem gewissen Temperaturintervall Chlorit und Amphibol stabil nebeneinander existieren können (siehe S. 201), würde die Fazieseinteilung am zweckmässigsten die folgende sein:



Die Aufteilung kann noch ausführlicher sein, mit Namen wie z. B. Oligoklasalbitsaussuritamphibolitfazies usw.; der Feldspatname bezeichnet immer die *aktuelle* Plagioklaszusammensetzung in dem Gestein. Auch kann man ja die Bezeichung noch genauer dadurch machen, dass man die An-Zahl beifügt: z. B. »Saussuritamphibolitfazies An_{23}».

Die Frage wird aber noch komplizierter, wenn es sich nicht, wie hier, um sehr kaliarme Gesteine handelt. Ist der Kaligehalt gross (z. B. kalialkaline Gesteine), so tritt gern *Biotitbildung* in grossem Masse hinzu; man erhält somit die sog. *Floititfazies* (Becke[1]), d. h. eine Fazies, charakterisiert durch die Mineralparagenese Biotit + Epidot. Diese Faziesklasse will Becke zwischen Amphibolitfazies und Grünschieferfazies einfügen. Bei *natronextremen Gesteinen fehlt ja aber diese Fazies ganz.* Bei etwas grösserem Kaligehalt tritt Biotit in die Mineralassoziation der Amphibolite ein (im S. Storfjället z. B. in den Tuffen.). Dies kann ja sehr gut durch die Einfügung von »Biotit» in den Faziesnamen ausgedrückt werden. »Oligoklassaussuritbiotitamphibolitfazies» bezeichnet somit die stabile Mineralparagenese eines alkaliintermediären ziemlich basischen Gesteins bei der Temperatur, bei welcher die Stabilitätsgrenze des Plagioklases (bei den fraglichen Konzentrationsverhältnissen) bei der Oligoklaszusammensetzung liegt.

Es muss bemerkt werden, dass das sehr erfolgreiche Faziesprinzip nicht zu weit getrieben werden darf. Betreffs der grossen Züge ist es ja sehr gut gelungen, die Aufteilung nach den zwei variierenden Faktoren Druck und Temperatur durchzuführen (unter denen die Temperatur der bedeutsamste ist), nicht aber, wenn es um die kleinsten Unterabteilungen handelt.

Die Einteilung kann zwar unendlich detailliert werden, aber die sich auf Variationen der chemischen Zusammensetzung beziehenden Faziesklassen zu parallelisieren, d. h. auf entsprechende Temperatur- und Druckverhältnisse zu bringen, ist wohl nur approximativ und in grossen Zügen möglich. Die Konzentrationsverhältnisse verursachen bedeutende Schwankungen der Lage und Ausbreitung der Stabilitätsfelder der verschiedenen Minerale im Temperatur-Druckfeld. Falls man nur dies berücksichtigt, ist eine auch detaillierte Aufteilung immer sehr klärend; sie sollte jedoch am besten nicht

[1] F. Becke, Zur Faciesklassifikation der metamorphen Gesteine. Tscherm. Miner. Petr. Mitteil., Bd. 35 (1921), S. 215.

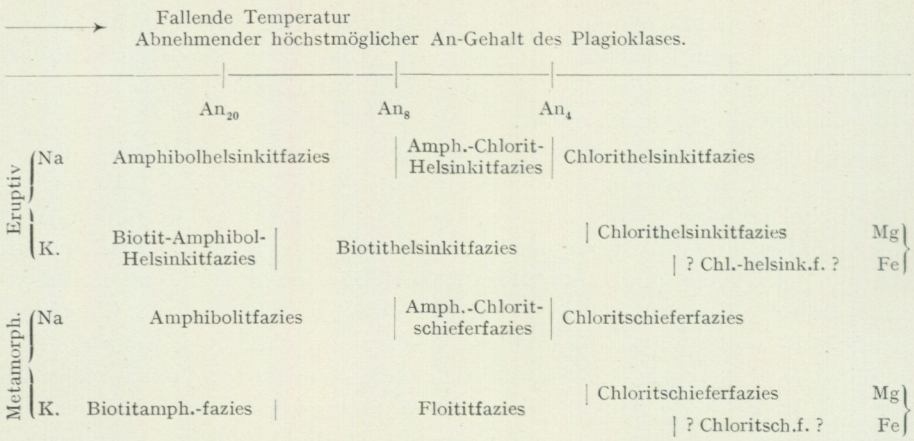
durch ganz neue Benennungen, sondern durch leicht verständliche Zusammenfügungen von Einzelnamen geschehen. Ein Name wie »Oligoklasalbitsaussuritbiotitamphibolitfazies» ist ja leicht verständlich, wenn man nur das Klassifikationsprinzip kennt.

Es ist in dieser Arbeit hervorgehoben worden, dass die im Gebiete des S. Storfjället auftretenden granitischen Intrusivgesteine nebst Migmatiten als Helsinkite definiert werden müssen, weil sie primären Epidot führen. Was den dunklen Mineralbestand betrifft, so liegt nicht immer Chlorit, sondern meistens Amphibol (und auch Biotit) vor. Die amphibolführenden Helsinkite haben durchgehend einen basischeren Plagioklas als die Chlorithelsinkite. Es findet ein kontinuierlicher Übergang statt, wobei, wenn die Stabilitätsgrenze des Plagioklases durch fallende Temperatur immer näher an die Ab—Ecke herangepresst wird, der Amphibol zu verschwinden beginnt, und nachdem ein Übergangsstadium passiert ist, durch Chlorit (nebst Epidot) ersetzt wird. Der Begriff *Helsinkitfazies* entspricht somit weder einer bestimmten Mineralparagenesis noch einem [auch nur annähernd] bestimmten Temperaturgebiet, sondern muss, in vollkommener Analogie mit der Amphibolit—Grünschieferfazies, weiter aufgeteilt werden.

Die wichtigste Aufteilung ist zweifellos die, die der Amphibolit- bzw. Grünschieferfazies entspricht, also in *Amphibolhelsinkit-* und *Chlorithelsinkitfazies*, mit der Übergangsfazies Amphibol-Chlorit- bzw. Chlorit-Amphibol-Helsinkitfazies. Daneben kann die aktuelle Plagioklaszusammensetzung angegeben werden, z. B. »Oligoklasamphibolhelsinkit».

Der Eintritt von Biotit in die Mineralgesellschaft kompliziert auch hier die Frage. Die Biotit-Epidot-Helsinkite entsprechen ja der »Floititfazies» (Becke). Das Stabilitätsgebiet der Biotite scheint sich aber über ein sehr grosses Temperaturintervall zu erstrecken, das sowohl der Amphibolhelsinkitfazies wie der Chlorithelsinkitfazies entspricht. Die Mg-reicheren Biotite werden wohl ziemlich früh chloritisiert, aber wenigstens gewisse *sehr* eisenreiche, sehr dunkle Varietäten sind ja noch in den niedrigsten Temperaturstadien stabil — vergl. z. B. die Albit-Chlorit-Biotit-Spaltengesteine, S. 173—174.

Es scheint bei der Faziesklassifikation wenigstens betreffs dieser niedrigeren Temperaturstadien am zweckmässigsten, *zwischen Natron- und Kaligesteinen zu scheiden*, d. h. Parallelserien einzuführen, die sich auf das Alkaliverhältnis beziehen. In die »Kaliserie» werden sich somit die Floititfazies und die entsprechende Eruptivfazies, Biotithelsinkitfazies, einfügen. Darüber, wie gross der Kaligehalt sein muss, damit diese Mineralparagenesen auftreten sollen, kann Verf. nichts sagen; auch scheint das MgO : FeO-Verhältnis eine grosse Rolle zu spielen. Ich möchte jedoch das folgende Klassifikationsschema vorschlagen — wobei ich mir selbstverständlich dessen bewusst bin, dass es — wie sämtliche solche Schemata — eine Vereinfachung und Approximation bedeutet und, davon abgesehen, wohl auch späterer Änderungen bedarf.



3. Der Differentiationsverlauf der kaledonischen Eruptivgesteine.

Einleitung.

Um die systematische Stellung und den Differentiationsverlauf der in dem schwedischen Teil der Skandinavischen Alpen auftretenden kaledonischen Eruptive klarzulegen, muss man einen Vergleich zwischen diesen und den übrigen zu der kaledonischen Eruptivserie gehörenden Gesteinen ziehen. Eine solche Parallelisierung mit auf norwegischem Gebiete auftretenden Eruptiven ist schon von mehreren Autoren gemacht, u. a. Quensel[1], Backlund,[2] A. Högbom[3] S. Foslie,[4] Oxaal[5] und dem Verfasser[6]. Die Parallelisierung gilt teils den westlichen Graniten innerhalb der Västerbottnischen Alpen, mit den Trondhjemiten und dem Börgefjeldsgranit verglichen, teils den basischen Effusiven, mit der Störengruppe (Bymarkgruppe) des Trondhjemfeldes verglichen.

Besonders betreffs der orogenen Granite, die nach der jetzt herrschenden, beinahe einstimmigen Auffassung ihre Eruptionsherde im Westen haben, ist ein solcher Vergleich notwendig. Sie bilden die am weitesten transportierten und, wie erwartet werden kann, am extremsten differentiierten Ausläufer einer in den zentralen Teilen der Gebirgskette mehr allseitig vertretenen Eruptivgruppe. Es wäre also nicht notwendig, dass man die vermittelnden Glieder z. B. zwischen den Kaligraniten im südlichen Teile des westlichen Granitstriches der Västerbottnischen Alpen und den magmatektonisch vollkommen äquivalenten, extremen Natrongraniten im nördlichen Teile desselben Gebietes auf der schwedischen Seite der Grenze zu finden erwartet.

---

[1] P. Quensel, Nya problem inom Västerbottens fjällområden. G. F. F., Bd. 44 (1922), S. 152.
[2] H. G. Backlund, Försök till magmatektonisk analys av Västerbottens fjällbyggnad. G. F. F., Bd. 47 (1925), S. 155.
[3] A. Högbom, Stekenjokk-Remdalens malmtrakt. S. G. U. Ser. C. N:r 329 (1925). Årsbok 1924.
[4] S. Foslie, Norsk Geol. Tidsskrift, Bd. VII, (1922), S. 73—74.
[5] N. G. U., No. 53. Aarbog f. 1909. Oxaal, Børgefjeld.
[6] G. F. F., Bd. 47, (1925), S. 150—51.

Während des letzten Jahrzehntes sind von vielen Seiten die Analogien zwischen den magmatischen Ausbildungen verschiedener Gebirgsketten hervorgehoben worden — vom kaledonozentrischen Gesichtspunkte aus vor allem von Goldschmidt[1] und Backlund[2]. Gewisse typische Ausbildungsformen werden in magmatektonisch äquivalenter Lage innerhalb der verschiedenen Gebirgsketten wiedergefunden, und im ganzen zeigt der ganze Eruptionszyklus einen gleichartigen Verlauf. Diese Analogie, mit in den resp. Gebirgsketten einander entsprechenden »Stämmen» (Goldschmidt) und dem Stammestypus von einer gewissen magmatektonischen Lage abhängig, setzt entweder eine während der Entwicklung der Gebirgskette geschehende Differentiation eines ursprünglich einheitlichen Muttermagmas oder eine präorogen existierende, gleichartige Konstellation verschiedener Magmen voraus, die während gewisser, äquivalenter tektonischer Entwicklungsstadien der Reihe nach intrudiert worden sind. Die Unförmlichkeit der letzteren Erklärung ist augenfällig. Trotzdem ist der prinzipielle Unterschied nicht so gross, indem die Differentiation »nur» auf verschiedene Zeitpunkte verlegt wird. Man muss aber beachten, dass z. B. die von Goldschmidt unterschiedenen kaledonischen Stämme keine mehr sauren bzw. mehr basischen Glieder ausmachen, sondern dass jeder eine sowohl saure als auch basische Glieder umfassende Differentiationsreihe ausmacht, die in den sauren extremen Differentiationsgliedern am ausgeprägtesten charakterisiert ist, in den intermediären-basischen Gliedern sich den anderen Stämmen nähert. Eine solche auf der ganzen Erde generell existierende, relativ primäre Einteilung in mehrere, ziemlich gleichartige, aber vollkommen getrennte Magmen ist von dem Gesichtspunkte jeder Differentiationshypothese aus eine Absurdität.

Ohne eine bestimmte Stellung zu der Frage zu nehmen, kann man es unter allen Umständen als berechtigt ansehen, zu prüfen, ob sämtliche kaledonischen Eruptivgesteine zu einem und demselben, allerdings in einem orogenetisch relativ frühen Stadium in verschiedene Stämme differentiierten Muttermagma gezählt werden können. Ein gemeinsames Muttermagma wird auch von Goldschmidt für die von ihm unterschiedenen Eruptivstämme angenommen (a. a. O.). Unter solchen Umständen scheint der Name »Stämme» in gewissem Masse irreführend zu sein — richtiger wäre »Teilstämme» oder »Zweige».

Asklund spricht in seiner Inauguraldissertation[3] (S. 113) den Wunsch aus, dass jeder Petrograph auf der Grundlage seines Untersuchungsgebietes zu der wesentlichen magmatischen Differentiationsfrage Stellung nehmen möchte, mit ihrer durch Bowens, J. H. L. Vogts, Loewinsson-Lessings und Dalys Werke gegeben Problemstellung: Kristallisations-Liquations-Assimilitations-Diffusions-Differentiation? Er selbst knüpft seine äusserst suggestive Dar-

[1] V. M. Goldschmidt, Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Geol.-petrog. Studien IV. Vid.-Selsk. Skr. M.-N. Kl. 1916, No. 2. — Stammestypen der Eruptivgesteine. Vid.-Selsk. Skr. M.-N. Kl. 1922, No. 10.

[2] H. G. Backlund, Försök till magmatektonisk analys av Västerbottens fjällbyggnad. G. F. F., Bd. 47 (1925). S. 155.

[3] B. Asklund, Petrological studies in the neighbourhood of Stavsjö at Kolmården. S. G. U. Ser. C., N:o 325. Stockholm 1925.

stellung an das von ihm untersuchte Stavsjögebiet an. Es scheint mir aber, als ob die Beschränkung auf ein äusserst kleines Gebiet des skandinavischen Urgebirges, das behandelte petrographische Analysenmaterial betreffend, sowie auf eine geringe Anzahl Analysen die Wahrscheinlichkeit eines Vorliegens der reichlichen Anzahl petrographischer Übergangsglieder, welche die Kristallisationsdifferentiationstheorie fordert, sehr verminderte, aber die Veranschaulichung der Lücken, welche die Liquationstheorie erfordert, sehr beförderte. Es ist jedoch bei der Behandlung grosser Gebiete des Urgebirges sehr schwierig, die Untersuchung auf einen bestimmten Eruptionszyklus zu beschränken. Innerhalb einer wohldefinierten Gebirgskette wie der kaledonischen bietet sich eine sich über grosse Gebiete erstreckende, zeitlich aber beschränkte Eruptionsprovinz, wo ausserdem die Eruptionsreihe dieser beschränkten Epoche sich auf sehr genügende Weise bestimmen lässt. Dazu kommt der Umstand, dass die Differentiation durch die äusserst wechselnden physikalischen Verhältnisse reicher an Typen wird, und vor allem, dass die Wahrscheinlichkeit dafür grösser wird, dass sämtliche in der Tiefe gebildeten Differentiate zu Injektion gezwungen sind, woneben durch die tiefe Schnittlage der jetzigen Gebirgsfläche die Möglichkeiten einer vollständigen Repräsentation gebildeter Differentiationsglieder noch grösser werden. Aus der kaledonischen Gebirgskette liegen so viele Gesteinsanalysen und Beschreibungen verschiedener Gebiete von verschiedenen Autoren vor, dass die Ansprüche auf Vollständigkeit ziemlich wohl erfüllt zu sein scheinen. Wegen mangelnder Zeit habe ich mich leider bei der Bearbeitung dieses Materiales vorläufig auf den skandinavischen Teil der kaledonischen Gebirgskette beschränken müssen.

Die benutzten Dreiecke.

Die Diskussion über den Differentiationsverlauf, auf ein so umfassendes Analysenmaterial gegründet, muss so viel wie möglich graphisch durchgeführt werden, um nicht unförmlich und unübersichtlich zu werden. Für eine vollständige derartige Diskussion, wo auf sämtliche wichtigen chemischen Komponenten Rücksicht genommen wird, sind folgende vier Diagramme benutzt worden:

1. Das Dreieck $[FeO, (MnO), MgO] \cdot [CaO, (Ba, SrO)] \cdot [Na_2O, K_2O\ (Li_2O)]$ = das Fem-Ca-Alk-Dreieck. Fe_2O_3 als FeO gerechnet.

2. Das gewöhnliche femische Dreieck $[FeO, (MnO)] \cdot [CaO - (Al_2O_3 - Alk)] \cdot$ $\cdot [MgO]$. Fe_2O_3 als FeO gerechnet. $Al_2O_3 \geqq Alk.$

3. Das gewöhnliche Feldspatradikaldreieck $[2K_2O] \cdot [2Na_2O] \cdot [$die kleinste von den zwei Grössen $(Al_2O_3 - Alk)$ und $\left(CaO - \frac{10 \cdot P_2O_5}{3}\right)]$.

4. Das Dreieck $[SiO_2, TiO_2, \frac{10}{3} P_2O_5] \cdot [Fem+Ca+(Al_2O_3 - Alk)] \cdot [2 \cdot Alk] =$ = das Femca-Alk-Si-Dreieck.

Die Einteilung besagt folgendes: Die femischen Metasilikate fallen mit dem Anorthitmolekül zusammen und erhalten die Lage Si_{50} $Femca_{50}$. Der Apatit erhält dadurch, dass man $\frac{10}{3} \cdot P_2O_5$ einrechnet, dieselbe Lage. Die Alkalifeldspate erhalten die Lage Si_{75} Alk_{25}. Die Verbindungslinie zwischen diesen Punkten (die Feldspatlinie) bildet die theoretische Linie für Metasilikat-Anorthit-Alkalifeldspat-(Apatit-)Gesteine. Normativer Quarzgehalt, resp. Orthosilikatgehalt, zeigt sich durch die Lage über resp. unter dieser Linie.

Ein Nachteil ist unbestreitbar in gewisser Hinsicht der Umstand, dass Fe_2O_3 als FeO gerechnet wird. Für die immer etwas Fe_2O_3-haltigen Pyroxene und Amphibole wird dadurch der Metasilikatpunkt ein wenig gegen die Femca-Seite verschoben. Die Verschiebung ist aber — wie später gezeigt wird — nicht gross und umfasst auch das immer etwas Fe_2O_3-haltige Anorthitmolekül. Die betreffende Metasilikat-Feldspatlinie wird darum praktisch zwischen Si_{75} Alk_{25} und etwa Si_{53} $Femca_{47}$ laufen — eine offenbar unbedeutende Veränderung. Der Anlass zu der Verfahrungsweise ist die Bedeutung, die sie für die Biotite hat, deren Konzentration im Diagramm viel grösser wird als wenn Fe_2O_3 als Sesquioxyd eingerechnet wird, und der Schluss, den man betreffs des während der magmatischen Entwickelung nicht ganz konstanten Oxydationsgrades des Eisens daraus ziehen kann (siehe S. 241).

Die Anzahl Mineralanalysen aus der kaledonischen Eruptivserie ist leider äusserst gering. Die chemisch am meisten komplexen und variierenden Mineralgruppen in den Diagrammen nehmen aber meistens ein sehr begrenztes Variationsgebiet ein, das für die zu einem gewissen Gesteinstypus gehörenden Minerale in der berechneten Mineralgruppe noch mehr — praktisch oft auf einen Punkt — beschränkt wird. In die für die Gesteinsanalysen benutzten vier Dreiecksdiagramme hat Verf. die Variationsgebiete resp. Konzentrationspunkte für die wichtigsten primären Eruptivgesteinsminerale komplexer Zusammensetzung eingeführt, wobei für Mineralgruppen mit grösserem Variationsfelde eine Einteilung nach der petrographischen Stellung der Muttergesteine vorgenommen worden ist. Leider haben nicht sämtliche publizierten guten Mineralanalysen mitgenommen werden können, doch habe ich versucht, eine so allseitige und repräsentative Auswahl wie möglich zu treffen.

Die chemischen Verbreitungsgebiete der resp. Mineralgruppen gehen aus den Diagrammen hervor (Fig. 74 bis 83). Hier unten werden nur einige Bemerkungen angeknüpft werden.

Eine chemisch-statistische Berechnung der wichtigsten Mineralgruppen.

Die Pyroxene.

Den erschöpfendsten Beitrag zur Klarlegung der Variationsverhältnisse der Pyroxene im *FeO-MgO-CaO-Dreieck* hat Asklund geliefert (a. a. O., S. 15 ff.). Leider verfolgt er aber nicht den ergebnisreichen Gedankengang ins einzelne.

Die untenstehende Darstellung geht darauf aus, eine Ergänzung der obenerwähnten Untersuchung zu bilden.

Bei allen Berechnungen für das FeO-MgO-CaO-Dreieck ist in diesem Werke in der Summe FeO auch Fe_2O_3 mit einbegriffen, in Oxydul umgerechnet — eine Methode, die u. a. Wahl benutzt hat.[1] Hierdurch werden folgende Vorteile erhalten: 1. Der bekanntlich sehr häufige Analysenfehler, dass Fe_2O_3 durch sekundäre Oxydation überbestimmt wird, bleibt ohne Einwirkung, während bei Abzug von FeO für Fe_2O_3 der Fehler noch um den halben Betrag vergrössert wird. 2. Auch im übrigen gute Analysen ohne gesonderte Bestimmungen von FeO und Fe_2O_3 können benutzt werden. Die Anzahl verwendbarer kaledonischer Gesteinsanalysen erhöht sich dadurch in unschätzbarer Weise.

Diese Berechnungsweise kann inkorrekt erscheinen, wenn es sich um eine Mineraliengruppe handelt, in welcher sicher Fe_2O_3 und FeO als konstitutiv ganz verschiedene Faktoren enthalten sind. Hierzu ist aber zu bemerken: Um eine Analogie mit den Berechnungen der Gesteine zu erreichen, wo nach der normativen Methode Washingtons Abzug von FeO für Fe_2O_3 gemacht wird muss bei der anderen und auch von Asklund benutzten Kalkulationsmethode derselbe Abzug bei den Berechnungen der Minerale gemacht werden. Der Fehler, der dabei begangen wird, ist zwar bei kleinen Fe_2O_3-Mengen — wo die Fehler also unbedeutend sind (das Verhältnis Fe_2O_3 : FeO klein) — nur etwas über die Hälfte so gross wie bei der vom Verfasser benutzten Methode. Bei grösserem Fe_2O_3-Gehalt wächst dagegen der Fehler und wird unendlich, wenn $Fe_2O_3 \geqq FeO$. Bei den Pyroxenen kommt dies bei den an Eisen (sowohl FeO als Fe_2O_3) reichen Ägirinaugiten und noch mehr den Ägirinen vor, welche nach Asklunds Methode gänzlich auf die MgO — CaO-Linie fallen und *keinen FeO-Gehalt* zeigen. Für einen Ägerinaugit mit folgender Molekularzahl × 10,000 : Fe_2O_3 = 979, Fe(Mn)O = 1,014, MgO = 1,223, CaO = 1,763 erhält man bei dieser Berechnung: FeO = 1.16 %, MgO = 42.53 %, CaO = 58.31 %, Für einen Ägirin Fe_2O_3 = 1,316, Fe(Mn)O = 1,274, MgO = 365, CaO = 537 — also mit MgO und CaO in ganz untergeordneter Menge — erhält man FeO = 0.00 %, MgO = 40.48 %, CaO = 59.52 %. Die nach der anderen, vom Verfasser angewandten Methode erhaltenen Werte: FeO = 81.25 %, MgO = 7.60 %, CaO = 11.16 % geben gewiss den Charakter des Minerals viel richtiger an.

In der Tat bedeutet ja die Veränderung eine Verschiebung des ganzen Punktsystems gegen die FeO-Ecke, für die meisten Analysenorte mit relativ kleinen Beträgen.

Die durch Asklunds Diagramme so ausserordentlich schön hervorgehobene Diskontinuitätsfläche zwischen den kalkarmen und den kalkreichen Pyroxenen hat, wie Asklund erweist, verschiedene Ausbreitung für unter verschiedenen physikalisch-chemischen Umständen erstarrte Gesteine. A. macht mit Bezug auf das Muttergestein der Pyroxene eine Einteilung in Meteorite, effusive und intrusive tellurische Gesteine, wobei das Diskontinuitätsfeld für Effusivgesteine und Meteorite die kleinste Ausbreitung erhält. Ausserdem betont er die Bedeutung der von Bowen konstatierten kontinuierlichen Mischkristall-

[1] W. Wahl, Die Enstatitaugite. Diss. Helsingfors 1906; Tsch. M. P. Mitteil. Bd. XXVI.

bildung bei schneller Abkühlung des synthetischen Systemes Diopsid-Klinoenstatit, mit Pyroxen aus FeO-armen tellurischen Effusiven verglichen, die die obenerwähnte Diskontinuität zeigen, und zieht den Schluss, dass die übrigen Konstituenten durch die bewirkte Herabsetzung der Kristallisationstemperatur mittelbar diesen Einfluss ausgeübt haben. Weiter schreibt er (S. 84): »However, it seems possible that, during the latest stage of crystallisation, the ability to form mix-crystals has become still more limited».

Diese Annahme Asklunds scheint durch eine vorgenommene Berechnung von Pyroxenanalysen ganz bestätigt zu werden.

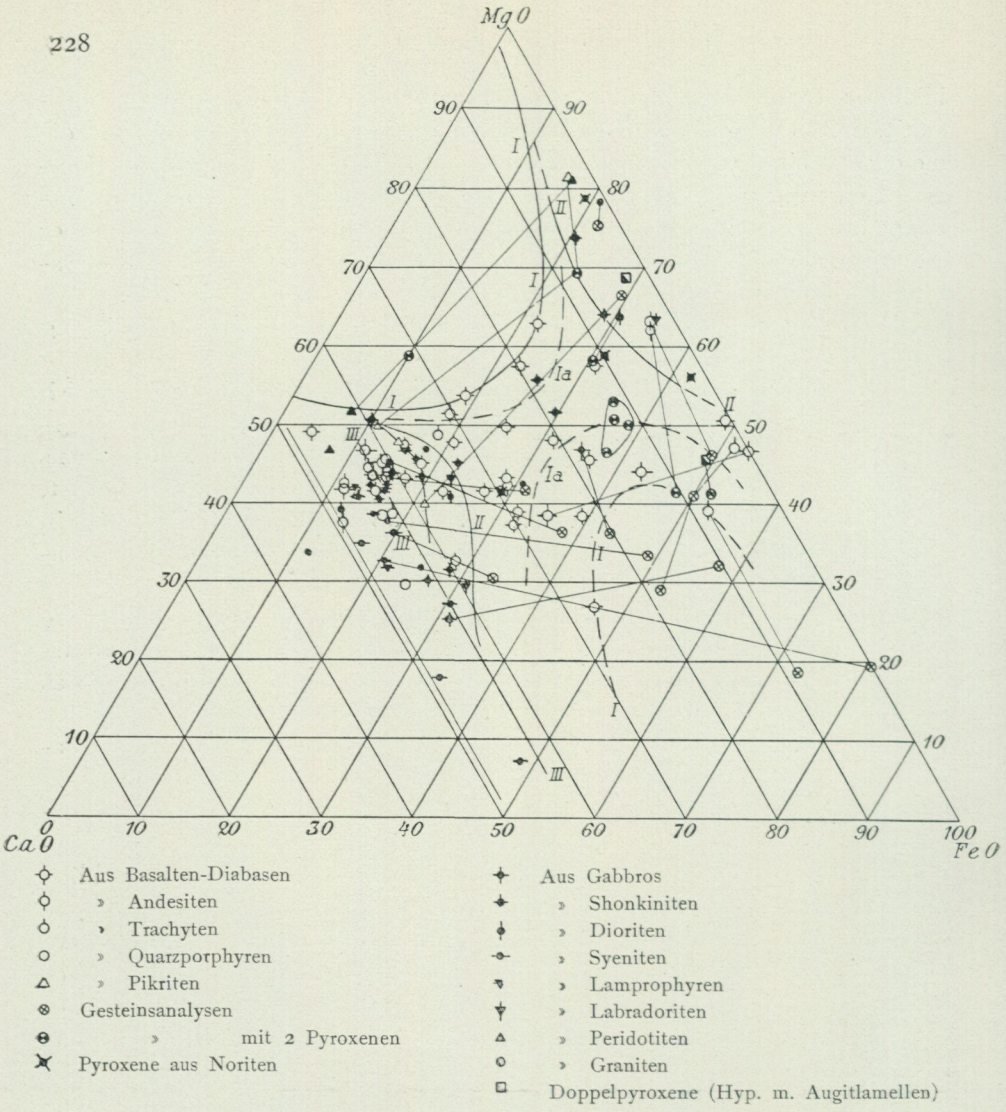
Für das untenstehende Diagramm sind einige hundert so weit wie möglich allseitig repräsentative Pyroxenanalysen von Eruptivgesteinen benutzt worden. Analysen mit grossem Al_2O_3-Gehalt ohne Alkalibestimmung sind meistens vermieden worden. Bei mässigem, aber doch bedeutendem Al_2O_3-Gehalt ist, wo Alkalibestimmung fehlt, bei Berechnung von femischem CaO von Al_2O_3 ein Abzug, etwas kleiner als der normale Alkaligehalt für entsprechenden Pyroxentypus und Al_2O_3-Gehalt, gemacht worden.

Im Diagramm Fig. 74 beziehen sich die Pyroxene auf eine ausführlichere Einteilung in Gesteinsgruppen. Es zeigt sich da, dass das Diskontinuitätsgebiet sich schnell und kräftig mit fallender Kristallisationstemperatur für das resp. Muttergestein erweitert. Die »SO» von dem Diskontinuitätsfelde liegenden Pyroxene, Wahls Enstatitaugite, rühren meistens von den Basalten und Diabasen her, also von Gesteinen, wo infolge der chemischen Zusammensetzung des Magmas — »die Trockenheit» (den Mangel an Mineralisatoren, die die Kristallisationstemperatur herabsetzen) einbegriffen — hohe Kristallisationstemperatur geherrscht hat, in ein paar Fällen von Gabbros, die wahrscheinlich unter denselben Verhältnissen wie die Diabase erstarrt sind.

Für normale Gabbros (die Norite einbegriffen) und Diorite scheint das NW Diskontinuitätsgebiet so weit gegen die FeO-Seite gerückt zu sein, dass es einem sich von der FeO-Ecke aus erweiternden Diskontinuitätsfelde[1] begegnet ist und die Verbindung zwischen den Hypersthen- und Augitzusammensetzungen durchbrochen hat. In der Tat zeigt es sich, dass die wenigen, oben mit den Basalt- und Diabaspyroxenen zusammengestellten Gabbropyroxene auf einem äusserst engen Verbindungsglied zwischen Hypersthen und Augit zusammengedrängt liegen (man vergleiche die Ausbreitung der Basalt-Diabas-Pyroxene!). Die Kristallisationstemperatur dieser Gabbros liegt etwas über derjenigen (für die meisten Gabbros und die Diorite geltend), bei welcher dieselbe Verbindung unterbrochen wird. Die Grenze scheint hier aus einem ungefähr zwischen Diopsid und Hedenbergit gehenden Bogen zu bestehen, mit einer maximalen Ausbuchtung gegen die Hypersthenseite.[2]

[1] In A.'s Diagramm S. 78 erstrecken sich die Meteoritpyroxene weiter gegen die FeO-Ecke als die tellurischen. Dass ein Diskontinuitätsgebiet nach dieser Ecke hin vorhanden ist, ist wohl zweifellos, obgleich es für die Effusivgesteine im statistischen Diagramm nicht so wohlbegrenzt hervortritt — was darauf beruht, dass die tellurischen Magmen in früherem (basischerem) Stadium nicht so eisenreich sind, dass deren Pyroxene in dieses Diskontinuitätsgebiet, mit der Ausbreitung, die es bei Basalttemperatur hat, fallen, und dass also die Pyroxene nicht »an die Grenze herangezwungen werden».

[2] Bei den Ägirinen und den Ägirinaugiten mit Alkaliüberschuss scheint Alkali aus konstitutivem Gesichtspunkte CaO zu ersetzen. Bei Summierung von Alkali und CaO liegen sie auch innerhalb



- Aus Basalten-Diabasen
- » Andesiten
- » Trachyten
- » Quarzporphyren
- » Pikriten
- Gesteinsanalysen
- » mit 2 Pyroxenen
- Pyroxene aus Noriten
- Aus Gabbros
- » Shonkiniten
- » Dioriten
- » Syeniten
- » Lamprophyren
- » Labradoriten
- » Peridotiten
- » Graniten
- Doppelpyroxene (Hyp. m. Augitlamellen)

Fig. 74. Die Pyroxene im femischen Dreieck. Zusammenhörende Analysenpunkte sind durch dünne Linien vereinigt.

Die Kurven I—III stellen die supponierten Grenzen der Mischbarkeitslücken bei sinkender Temperatur dar. Man mag sich vorstellen, dass im Raumdiagramm Konzentration-Temperatur die Diskontinuität einen von der MgO-CaO-Linie her abfallanden sattelförmig gewölbten Raum einnimmt, dessen Längsachse der Linie $(MgO)_{75}$ $(CaO)_{25}$ — FeO folgt, under eine überquerende Einsenkung über za. $(MgO)_{75}(FeO)_{25}$ — $(MgO)_{40}(FeO)_{20}(CaO)_{40}$ hat. Dies besagt, dass bei fallender Temperatur die Schneidekurven zwischen dem Diskontinuitätsgewölbe und der Temperaturebene sich ungefähr so verändern (erweitern) müssen, wie die Figur andeutet. Es ist zwar nicht sicher, aber sehr wahrscheinlich, dass eine Diskontinuitätsarea von der FeO-Ecke her hineinkommt, d. h. dass das Sattelgewölbe die überquerende Einsenkung besitzt. Die Kurvenkonstruktion ist allerdings sehr unsicher, weil in dem fraglichen Gebiet die Oberfläche des Diskontinuitätsraumes sehr flach verlaufen mag, so dass kleine Temperaturveränderungen grosse Verschiebungen der Isomorphiegrenzen hervorrufen, wozu kommt, dass die sehr ungenauen relativen Temperaturbestimmungen nebst dem Einfluss der in dem Diagramm nicht sichtbaren Komponenten die mögliche Exaktheit noch mehr vermindern.

Aber wie dem auch sei: bei etwas niedrigerer Temperatur (etwa der Kristallisationstemperatur der sauren Magmen) muss eine vollständig trennende Isomorphielücke zwischen CaO-reichen und CaO-armen Pyroxenen existieren. Die Verbreitung der Analysen von Gesteinen mit zwei Pyroxenen, nebst Hypersthen mit mikrolamellar ausgeschiedenem Augit, in dem fraglichen Konzentrationsgebiet, ist das positive Zeugnis hierfür.

Bei der Kristallisationstemperatur der Syenite und Granite ist dieser Bogen zu einer fast geraden Linie gestreckt. Die Analysenpunkte liegen hier auf einem zwischen Diopsid und Hedenbergit ausgebreiteten, ganz engen Variationsfelde.

Längs der Enstatit-Hypersthen-Linie läuft der andere Zweig der Diskontinuitätsgrenze als ein wahrscheinlich auch immer gestreckter, ziemlich flacher Bogen.[1] Eine grössere Anzahl Hypersthenanalysen aus Graniten wäre hier von Wert.

Ein schönes Beispiel für den oben skizzierten Verlauf liefert unter den kaledonischen Gesteinen die in das Diagramm Fig. 74 eingetragene Analysengruppe von Quarz-Biotit-Norit, Hypersthen-Biotit-Diorit und Opdaliten. Nach Goldschmidt[2] ist der Hypersthen in allen diesen Gesteinen durch eine mikrolamellare Verwachsung mit monoklinem Pyroxen charakterisiert, was er natürlich ganz richtig als eine Entmischung eines ursprünglich homogenen Mischkristalls auffasst. Diese Gesteine haben sowohl rhombischen als monoklinen Pyroxen, obgleich sie ziemlich weit unten, gegen die FeO-Seite und den FeO-MgO-Rand liegen. Das Diskontinuitätsgebiet hat also bei ihrer Kristallisation ihre Analysenorte umfasst: wahrscheinlich ist es hier das SO Diskontinuitätsgebiet, das sie zuerst erreicht hat, obwohl bei ihrer Kristallisation die beiden Felder schon zusammengeschmolzen waren. Nach der Kristallisation des als frühestes Mineral auftretenden Hypersthens ist, während der fortgehenden Kristallisation mit begleitendem Temperaturfall, die chemische Stabilitätsgrenze des Hypersthens gegen die FeO-MgO-Linie gepresst worden, und Lamellen aus monoklinem Augit sind abgesondert worden.

Das Diagramm zeigt auch eine ausgesprochene Konzentration der meisten Augite von Gabbros-Dioriten-basischen Syeniten zu einem ganz kleinen Gebiet mit dem Schwerpunkte in ungef. FeO_{16} MgO_{42} CaO_{42}. Für die Diskussion über die Differentiation ist die Existenz eines solchen sehr begrenzten und deutlich dominierenden Normalaugites von grossem Wert, wo Augitesanalysen für die speziellen Gesteine fehlen.

Bei der Diskussion über die Differentiation, sowohl für die Pyroxene im allgemeinen als betreffs der kaledonischen Eruptivgesteine, scheinen alle Verhältnisse im FeO-MgO-CaO-Dreieck auf eine gravitative Kristallisationsdifferentiation zu deuten und die später für andere chemische Systeme vorgebrachten Gesichtspunkte des Verfassers zu bestätigen.

Die Peridotitpyroxene — sowohl die monoklinen als die rhombischen — zeigen sich sehr FeO-arm, der Auffassung völlig entsprechend, dass sie die erste, gravitativ angereicherte, Mg-reiche Kristallisationsfraktion sind.

Die Anorthosite dagegen, die nach der im Anschluss an Goldschmidt vom Verfasser vertretenen Auffassung auch als gravitativ angereicherte Kristal-

der oben angegebenen Grenze. Bei gewöhnlicher Berechnung bildet diese spezielle Gruppe einen von der Augitseite ausgehenden, bis an die FeO-Ecke reichenden gebogenen Zweig.

[1] Mit der Streckung des Variationsfeldes der CaO-armen Pyroxene verschwinden die mit dem rhombischen Pyroxen verglichenen doch ziemlich kalkreicheren Enstatitaugite.

[2] V. M. Goldschmidt, Geol.-petr. Studien im Hochgeb. d. südl. Norwegen IV (... Eruptivgesteine zwischen ... Stavanger und Trondhjem) S. 63.

lisationsdifferentiate anzusehen sind, obgleich, im Gegensatz zu der Bowen-Vogtschen Auffassung, mit steigendem Plagioklas, zeigen Pyroxene mit dem grössten FeO-Gehalt, der unter den gabbroiden Gesteinen vorkommt — alles gemäss der Auffassung, dass die femischen Minerale der Anorthosite von einem durch doppelseitige gravitative Differentiation (sinkender Pyroxen und Olivin, steigender Feldspat) an FeO angereicherten, intersertalen Restmagma herrühren.

Im *Fem-Ca-Alk-Dreieck* tritt auch die Diskontinuität zwischen den rhombischen und monoklinen Augiten bei den Tiefengesteinen mit wünschenswerter Deutlichkeit hervor. Im ganzen ist hier die Gruppierung im femischen Dreieck auf die gerade Linie CaO — (Fe, Mg)O projiziert. Die Enstatitaugite bilden ein lückenloses Verbindungsglied zwischen rhombischen und monoklinen Pyroxenen. Bei fallender Azidität des Magmas werden die monoklinen Pyroxene immer mehr gegen die zu einem Punkte zusammengeschmolzene Diopsid-Hedenbergitlinie konzentriert ($[Fe, MgO]_{50}\,[CO]_{50}$). Von hier erstreckt sich ein Zweig gegen den Ägirinpunkt ($[Fe, MgO]_{66^2/_3}\,[Alk]_{33^1/_3}$), alkalireiche Augite, Ägirinaugite und Ägirine umfassend. (Siehe Fig. 82, S. 243).

Die Amphibole.

Die Amphibolgruppe hat Verf. einer besonders eingehenden statistisch-chemischen Behandlung unterzogen, deren Resultate in dieser Arbeit nur kurzgefasst vorgelegt werden sollen.[1] Die sehr umfangreiche Literatur über die Konstitution und die optischen Verhältnisse der Amphibole soll gleichfalls hier nicht besprochen werden. Es sei nur an die bedeutungsvollste allgemeine Vorstellung betreffs der Amphibolkonstitution erinnert: dass der CaO-Gehalt der kalkreichen Amphibole rund ein Viertel der gesamten Molekularmenge der femischen Oxyde auszumachen scheint, d. i. sie in dem femischen Dreieck um die Linie CaO = 25 % verteilt liegen. Asklund hat auch den sehr wichtigen Umstand nachgewiesen, dass in dem fraglichen Dreieck eine distinkte Diskontinuitätslücke zwischen den Kalkamphibolen und den kalkarmen Amphibolen, der Cummingtonit-Grünerit-Serie, existiert (a. a. O.,[2] Fig. 8, S. 31).

Verf. hat ein grosse Zahl von Amphibolanalysen berechnet[3] und ist zu dem Schluss gekommen, dass die Diskontinuitäten innerhalb der Amphibolgruppe sehr zahlreich und gross sind, ja, dass sogar die chemischen Variationsgebiete sehr eng begrenzt und durch viel grössere Lücken getrennt sind, was graphisch gut hervortritt, wenn man nur richtige Projektionsgruppen wählt. Leider lassen sich ja nicht mehr als vier Komponenten überhaupt graphisch darstellen (und zwar in Raumdiagrammen), in Flächendiagrammen nur drei Komponen-

[1] Ich hoffe in einer künftigen Publikation die Untersuchung ausführlicher vorlegen zu können.
[2] B. Asklund, (a. a. O.), S. G. U., Ser. C., nr. 325 [Årsbok 17 (1923)].
[3] Nicht sämtliche publizierte Amphibolanalysen sind berechnet und in die Diagramme aufgenommen worden, sondern nur ein ziemlich grosser Teil. Die Auswahl ist völlig objektiv geschehen, und zwar so, dass die Analysen, die von ausführlicheren optischen Bestimmungen begleitet sind, zuerst angewandt wurden, und danach auch eine Anzahl sonstiger, hauptsächlich modernerer Analysen berechnet wurde, wie ich sie in der Literatur angetroffen habe. Keine einmal ausgewählte und berechnete Analyse ist später verworfen worden, sondern alle sind zur Verwendung gekommen.

ten. Die in den wirklichen, sehr polynären Systemen vielleicht existierenden Lücken könnten derart sein, dass sie nicht in Raum- oder Flächenprojektionen hervortreten könnten. Betreffs der Amphibolgruppe können jedoch die Metalloxydkomponenten in vier Gruppen vereinigt werden, zwischen denen als Einheiten die wichtigsten Mischbarkeitslücken sich geltend machen. Diese vier Gruppen sind $FeO + MnO + MgO$; CaO; $Al_2O_3 + Fe_2O_3 = R_2O_3$; $Na_2O + K_2O(+ Li_2O) = R_2O$. Dazu kommen ferner SiO_2 (nebst TiO_2) und H_2O.

Die Mischbarkeitslücken der Metalloxydkomponenten der Amphibole treten in dem erwähnten quartären System (z. B. als Konzentrationstetraeder räumlich dargestellt) sehr deutlich hervor. Ich publiziere zwei spezielle Flächen*projektionen* dieses Systems, wo in jedem Falle zwei Komponentgruppen vereinigt sind (Figs. 75—76); trotzdem werden auch in diesen Dreiecken die Lücken sehr gross; man kann das Raumdiagramm aus diesen zwei Projektionen ziemlich leicht rekonstruieren und sieht dann, dass folgende Verhältnisse vorhanden sind:

Die meisten Analysen, und zwar die Hauptgruppe der Amphibole, die Kalkamphibole, nehmen einen eng begrenzten, langgestreckten, platt bandförmigen Raum ein, der von dem Punkte $[CaO]_{25}[(FeMnMg)O]_{75}$ auf der RO-Linie ausgeht und der (Fe, Mn, Mg)O-R_2O_3-R_2O-Dreieckseite parallel, die Linie $CaO = 25$ % folgend, über die (Fe, Mn, Mg)O-CaO-R_2O_3-Dreieckseite verläuft, sich ein wenig gegen die R_2O-Ecke erhöhend. Ihre Hauptebene steht geneigt, so dass die Amphibole (in der fraglichen Gruppe), die bei gewissem R_2O_3-Gehalt relativ alkaliarm sind, statt dessen relativ CaO-reich sind, und umgekehrt; die Erklärung ist sicherlich die, dass *bis zu kleinen Beträgen* (einigen Molekularprozenten) CaO und Alkali einander ersetzen können. Dieser langgestreckte Raum ist in den beiden wiedergegebenen Dreiecken als zwei ungefähr gleichbreite Streifen projiziert. Sie umfassen, wie aus der Zeichenerklärung hervorgeht, die Tremolite-Aktinolithe, die Pargasite, die »gemeinen Hornblenden» mit Übergängen in basaltische Hornblende, Kaersutit und Hastingsit.

Besonders auffallend ist die sehr genaue Gruppierung um die Linie $CaO = 25$ % — diese Linie verläuft genau in der Mitte des Verbreitungsstreifens im Dreieck $[(Fe, Mn, Mg)O] — [CaO] — [R_2O_3 + R_2O]$. Es ist ja ganz selbstverständlich, dass in anderen Dreiecken, z. B. dem gewöhnlichen femischen Dreieck, nur die sesquioxyd- und alkaliarmen Hornblenden der Regel der 25 Molekularprozente CaO folgen, und dass z. B. die basaltischen Hornblenden, wenn R_2O_3 vernachlässigt wird, besonders CaO-reich zu sein scheinen.

Der für die Kalkamphibole kennzeichnende konstante CaO-Gehalt von 25 Mol.-% wird sehr genau und für alle Kalkamphibole geltend, wenn sämtliche Basenoxyde, also auch R_2O_3 und R_2O, mit eingerechnet werden.

Ein besonderes Verhalten zeigen die *Uralite*. Sie nehmen ein Feld ein, das von dem Diopsidpunkte aus gerade auf das Normalamphibolfeld zu verläuft. Einige Uralite haben auch nach der Paramorphose den diopsidischen hohen Kalkgehalt behalten; dieser hohe Kalkgehalt scheint jedoch ungemein *instabil* zu sein, und so schnell es die Substanzaustauschmöglichkeiten erlauben, wird der überschüssige Kalkgehalt abgegeben. Unter den Uraliten, die das Normal-

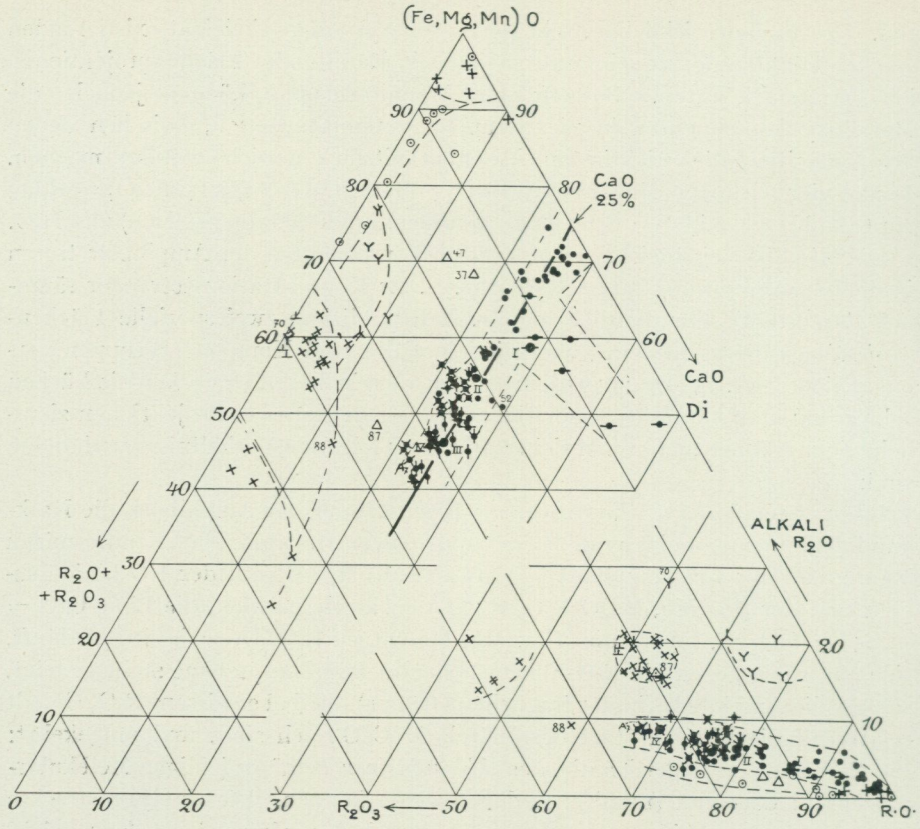


Fig. 75. Die Amphibole in den *zwei* Dreiecken: (Fe, Mg, Mn)O : CaO : (R_2O + R_2O_3) und RO [= (Fe, Mg, Ca, Mn)O] : R_2O (= Alkali) : R_2O_3. Die beiden Diagramme sind also in dasselbe Dreiecknetz eingetragen, durch einen weissen Streifen getrennt.

feld erreicht haben, aber noch an der Grenze des grössten CaO-Gehaltes liegen, befindet sich der für diese Arbeit analysierte Einsprenglingsuralit aus Uralitporphyrit vom N. Storfjället. (Analyse 2, S. 64.)

Die *kalkarmen Amphibole* können in mehrere Gruppen aufgeteilt werden, aber die Haupteinteilung ist die in *alkaliarme Amphibole* (die Cummingtonit-Grünerit- und die Aktinolith-Gedritgruppe) und (*kalkarme*) *Alkaliamphibole* (die Glaukophan- und die Arfvedsonitgruppen).

Unter den *alkaliarmen kalkarmen Amphibolen* liegen die *Cummingtonite-Grünerite* und *Anthophyllite* dicht an die (Fe, Mn, Mg)O-Ecke gesammelt. Von dort erstreckt sich, der [RO]-[R_2O_3 + RO]-Linie entlang, die tonerdehaltige *Gedritserie*.

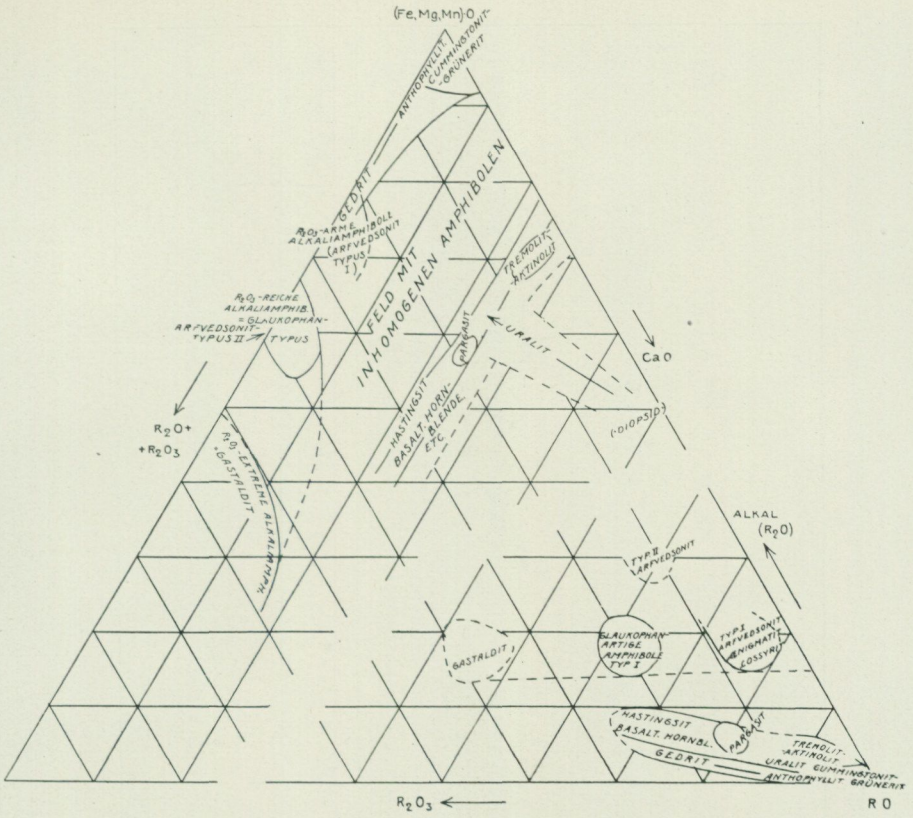


Fig. 76. Die Verbreitung der verschiedenen Amphibolgruppen in den Dreiecken (Fe, Mg, Mn)O : CaO : (R_2O + R_2O_3) und RO : R_2O : R_2O_3. Nach Fig. 75 konstruiert.

Die *kalkarmen Alkaliamphibole* bilden vier (oder vielleicht nur drei) getrennte Gruppen:

1. *Sesquioxydarme Alkaliamphibole* = Arfvedsonittypus I. Umfasst den gewöhnlichen *Arfvedsonit*, weiter *Ænigmatit* und *Cossyrit*.
2. *Arfvedsonittypus II*. Besonders alkalireich; R_2O_3-arm.
3. *Die Glaukophangruppe:* Die normalen *Glaukophane; Crossit, Rhodusit, Riebeckit* (inkl. *Osannit*).
4. *Die Gastalditgruppe:* Besonders *sesquioxydreiche Glaukophane* = Gastaldite, vom Typus Elekh Dagh, Shikoku usw.

Von diesen Gruppen sind 1, 3 und 4 die wichtigsten; sie treten in beiden Dreiecken gut hervor. Die Gruppe 2 ist nur durch eine Analyse repräsentiert und fällt im [RO]-[CaO]-[R_2O_3 + R_2O]-Dreieck mit der Gruppe 3 zusammen. Ob die Gruppe 2 von der Gruppe 1 zu trennen ist, ist nicht ganz sicher (siehe Anm. 1 auf S. 239).

Unter den analysierten Amphibolen gibt es einige, die als *inhomogene Amphibole* beschrieben sind. Von diesen liegen zwei (darunter der gefleckte Uralit vom N. Storfjället) auf der Uralitseite, die drei übrigen *in der Mischungslücke*

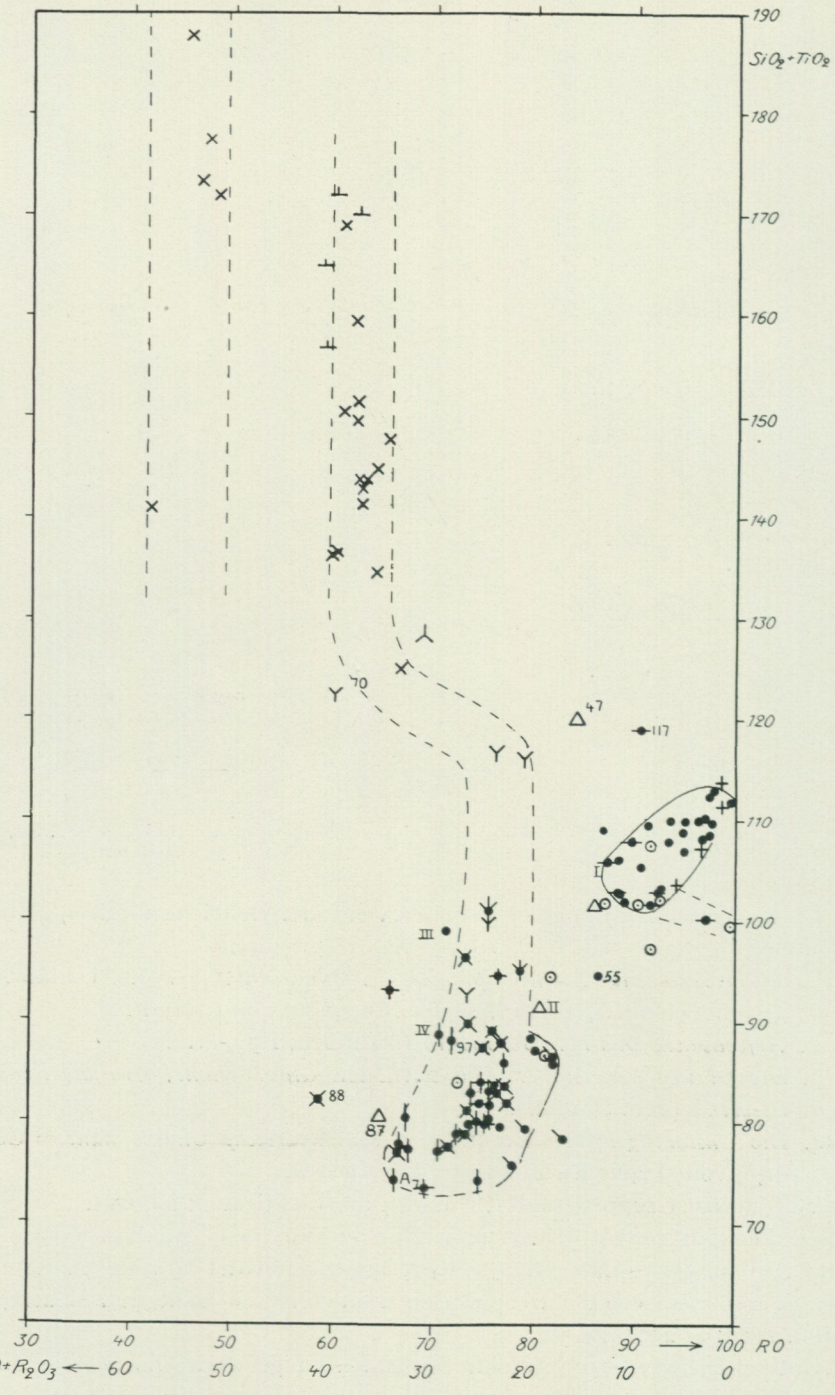


Fig. 77. Die Amphibole im Diagramm RO : $[R_2O + R_2O_3] : [SiO_2 + TiO_2]$. Bezeichnungen siehe Fig. 75! (Anm. Das kleine Dreieck ohne Nummer ist 37.)

zwischen den Kalkamphibolen und den kalkarmen Amphibolen. Hierdurch wird diese Mischungslücke noch stärker bestätigt.

Die sehr interessante Frage des *SiO_2-Verhältnisses* der Amphibolgruppe muss wegen Mangels an Raum hier grossenteils übergangen werden. Es soll nur auf die Verteilung der Amphibole bei der graphischen Projektion in Fig. 77. verwiesen werden. Als Abszisse ist hier die Mol.-Zahl $SiO_2 + TiO_2$, auf Metalloxyde = 100 gerechnet, als Ordinate die Proportion $[R_2O_3 + R_2O] : RO$ verwendet worden; H_2O nebst Fluor sind vernachlässigt worden.

Man findet dann, dass betreffs des SiO_2-Gehaltes *eine grosse Diskontinuität (Mischungslücke) in der Serie der gewöhnlichen Kalkhornblenden* hervortritt, die dadurch in zwei distinkte Gruppen aufgeteilt wird. Die eine Gruppe umfasst die Tremolit-Aktinolith-Serie, mit geringem Sesquioxyd-Alkali-Gehalt und grossem SiO_2-Gehalt, die andere umfasst sämtliche sesquioxyd- und alkalireicheren Kalkamphibole, mit den ausgeprägten Typen Pargasit, basaltischer Hornblende und den meisten Hastingsiten, von denen mehrere Mitglieder oft »gemeine Hornblende» genannt werden. Der sehr diffuse und schlecht definierte Begriff »gemeine Hornblende» sollte ja eigentlich für solche Kalkamphibole reserviert werden, die nicht zu den verschiedenen Untergruppen gezählt werden können, d. h. ziemlich sesquioxydreiche (nicht tremolit-aktinolithische) Kalkamphibole, die keine ausgeprägte pargasitische, hastingsitische oder basaltische Tendenz zeigen. Die Repräsentanten dieser Gruppe, die »gemeinen Hornblenden», scheinen allerdings ungemein selten zu sein. — Wie oben erwähnt werden andere Amphibole, infolge ungenauer Bestimmungen, sehr oft in den grossen Sammelbegriff »gemeine Hornblende» eingeschlossen, darunter auch tremolitische-aktinolithische Glieder; somit würde der Begriff »gemeine Hornblende» Amphibole beiderseits einer grossen Mischbarkeitslücke einschliessen! — Die fragliche Lücke zwischen der Tremolit-Aktinolithgruppe und den übrigen Amphibolen ist von grosser Bedeutung; es wird bekanntlich oft angenommen, dass ein kontinuierlicher Übergang von Tremolit-Aktinolith in sesquioxydreiche »gemeine Hornblende» existierte, was also nicht der Fall ist.

In der Mischungslücke liegen nur drei Amphibole, von denen *zwei sicher inhomogen sind;* die dritte Analyse muss aus guten Gründen als falsch angenommen werden.[1]

Unter den *Alkaliamphibolen* bilden die Hastingsite-Kaersutite, nebst den kalkarmen Alkaliamphibolgruppen 1 und 3 einen distinkten, schmalen Streifen, der von der normalen Sesquioxydhornblendegruppe ausgeht (mit den Hasting-

[1] Die fragliche Hornblende (H. Palmunen, Fennia 45, Nr. 9, S. 9, Table 2), die nach der Beschreibung mit Biotit zusammengewachsen ist, ist durch Separierung in Clericis Lösung für die Analyse herauspräpariert worden. Die Analyse zeigt folgende Alkalibestimmungen: Na_2O = 0.44, K_2O = 1.94 %. Besonders mit Rücksicht darauf, dass das Gestein ein (kalifeldspatfreier) Gabbro ist, ist es ganz sicher, dass dieses Alkaliverhältnis nicht die Hornblende betrifft. Wahrscheinlich rührt der Kaligehalt von einer Biotitbeimischung her, die auch den Sesquioxydgehalt vermehrt und den SiO_2-Gehalt vermindert hat. Die wahre Zusammensetzung der Amphibole sollte dann einem (uralitischen?) Aktinolith entsprechen. Der Wassergehalt, nur 0.16 %, ist aber extraordinär gering, geringer als es bei sämtlichen übrigen Amphibolanalysen; zwar ist der Wassergehalt der *aller* kalkreichesten Uralite ziemlich gering, nähert sich aber nie diesem Wert! Ob die Analyse nur durch Biotitbeimengung oder auch durch Analysenfehler zu dem falschen Resultat betreffs des R_2O_3- und SiO_2-Gehaltes gelangt ist, ist schwierig zu entscheiden.

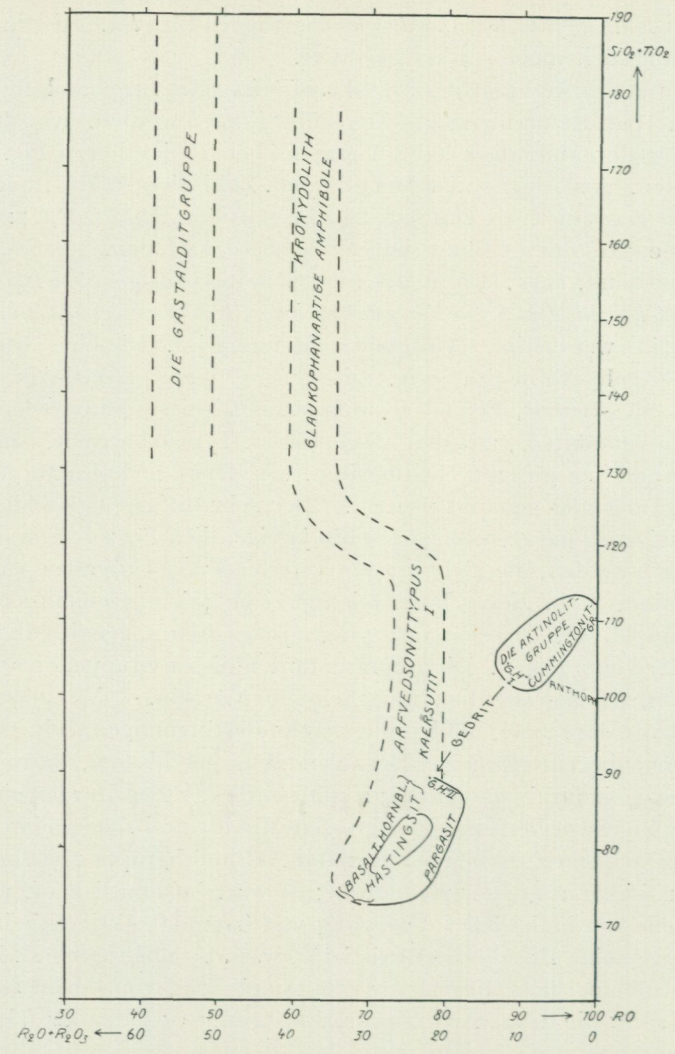


Fig. 78. Die Verbreitung der verschiedenen Amphibolgruppen im Diagramm RO : $[R_2O + R_2O_3]$: : $[SiO_2 + TiO_2]$. »G. H.» I u. II bedeutet »gemeine Hornblende» I u. II.

siten beginnend), gegen die SiO_2-Seite aufsteigt, mit den Kaersutiten und Arfvedsoniten als mittleren Gliedern, und durch die gewöhnlicher Glaukophangruppe beendigt wird. Parallel mit dem Hauptglaukophanzweig verläuft der Zweig der sesquioxydextremen Alkaliamphibole (Gruppe IV).

Die *Uralite* fallen hauptsächlich in die Tremolit-Aktinolithgruppe, von dem Metasilikatpunkte ausgehend.

Die *inhomogenen Amphibole* liegen, wie oben betreffs einiger Analysen hervorgehoben worden ist, auch hier in den Lücken zwischen den Isomorphiefeldern. Aus ihren Lagen in den verschiedenen Diagrammen kann man eine Auffassung von ihren Primärkomponenten gewinnen.

Nr. 37[1] besteht z. B. aus Cummingtonit und »gemeiner Hornblende». Man sieht aus den Diagrammen, dass diese »gemeine Hornblende» eine starke hastingsitische Tendenz haben muss. Nr. 47[2] ist aus einer Gesteinsanalyse berechnet worden (das Gestein enthielt aber 93 % Amphibol), und besteht aus Cummingtonit nebst einem »dunkleren Amphibol». Die Lage in den Dreiecken bestätigt dieses Verhältnis, und der dunklere Amphibol sollte etwa von Hastingsittypus sein. Der SiO_2-Gehalt ist aber viel zu gross, was aus der Lage im fraglichen Diagramm hervorgeht. Wahrscheinlich ist der richtige SiO_2-Gehalt bei der Mineralberechnung nicht erhalten worden.

Nr. II ist der Amphibol aus einsprenglingsfreiem effusivem Amphibolit in der Mesketformation (S. 73). Wie hervorgehoben worden ist, zeigen die grösseren Amphibolindividuen dieses Gesteins eine mit dem Einsprenglingsuralit (Nr. I) übereinstimmende Kernhornblende. Der somit inhomogene Amphibol II zeigt im Diagramm Fig. 77 eine Verschiebung von »gemeiner Hornblende» gerade gegen Nr. I hin.

Nr. 87[3] wird als ein Hastingsit mit anders, fleckig gefärbten Randpartien beschrieben. Wenn die Analyse richtig ist, muss er nach den drei Diagrammen eine Verwachsung zwischen Hastingsit von ungefähr Typus A_7 mit Arfvedsonit Typus II (Nr. 70) darstellen — man sieht, wie er in sämtlichen Diagrammen auf der geraden Verbindungslinie zwischen den Analysen 70 und A_7 liegt, und stets näher A_7.[4]

Die Klassifikation der Amphibole kann ja nach zwei verschiedenen Prinzipien geschehen: nach den optischen Verhältnissen und nach der chemischen Zusammensetzung. Diese beiden Klassifikationsprinzipien lassen sich bei der Amphibolgruppe leider nur unvollständig in Übereinstimmung bringen. Die optischen Verhältnisse — Farbe, Pleochroismus, Auslöschungsschiefe, optische Orientierung, Achsenwinkel, Brechungsindizes, Doppelbrechung — variieren ausserordentlich stark, und zwar meistens jede Eigenschaft kontinuierlich und von den übrigen unabhängig, wonach man unendlich viele Kombinationen erhält und keine distinkt begrenzten Gruppen. Die optischen Eigenschaften zu der chemischen Zusammensetzung in Beziehung zu setzen, ist auch nur in Spezialfällen und dann sehr unzureichend gelungen.

Da betreffs der chemischen Zusammensetzung die Amphibolgruppe sich in mehrere durch chemische Diskontinuitäten getrennte, distinkte Gruppen aufteilen lässt, ist es am zweckmässigsten, die Klassifikation der Amphibole zuerst nach chemischen Momenten durchzuführen. Unten soll eine solche Aufteilung in grossen Zügen vorgenommen werden — in einem späteren Aufsatz will ich die chemische Einteilung mit den optischen Eigenschaften und der geeignetsten optischen Einteilung vergleichen.

[1] P. Eskola, Petr. of the Orijärvi etc. Bull. Com. Geol. Finl. No 40 (1914), S. 110.
[2] v. Eckermann, G. F. F., Bd. 44 (1922), S. 304.
[3] Nr. 87: Bewerley, Mass.; Tscherm. Min. Petr. Mitteilungen 19, S. 312.
[4] Nr. 88 (Ref. Zeitschr. f. Krist. VI, S. 199) hat, der Analyse nach zu urteilen, eine ganz besondere Zusammensetzung und wird auch als ein besonderer Typus aufgestellt (Bergamaskit). Die Originalmitteilung ist mir nicht zugänglich; in dem Referat wird nicht angegeben, ob der Amphibol etwa inhomogen ist. Vielleicht ist dies möglich; am wahrscheinlichsten ist wohl aber, dass die Analyse unrichtig ist (die Analyse ist ziemlich alt (1881) und italienisch).

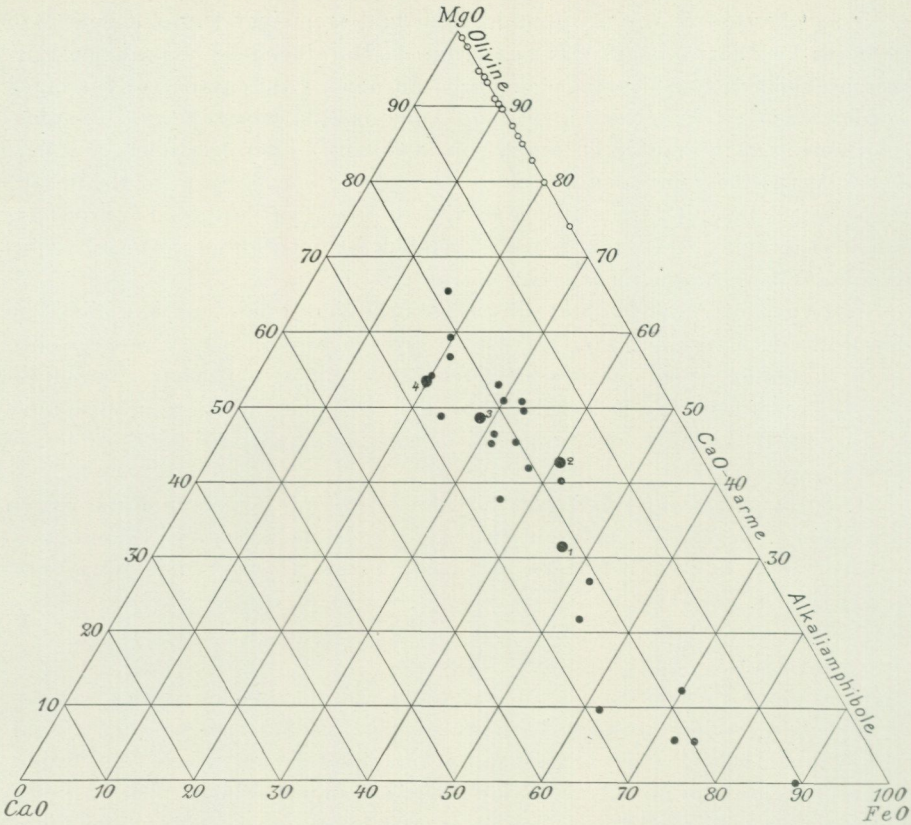


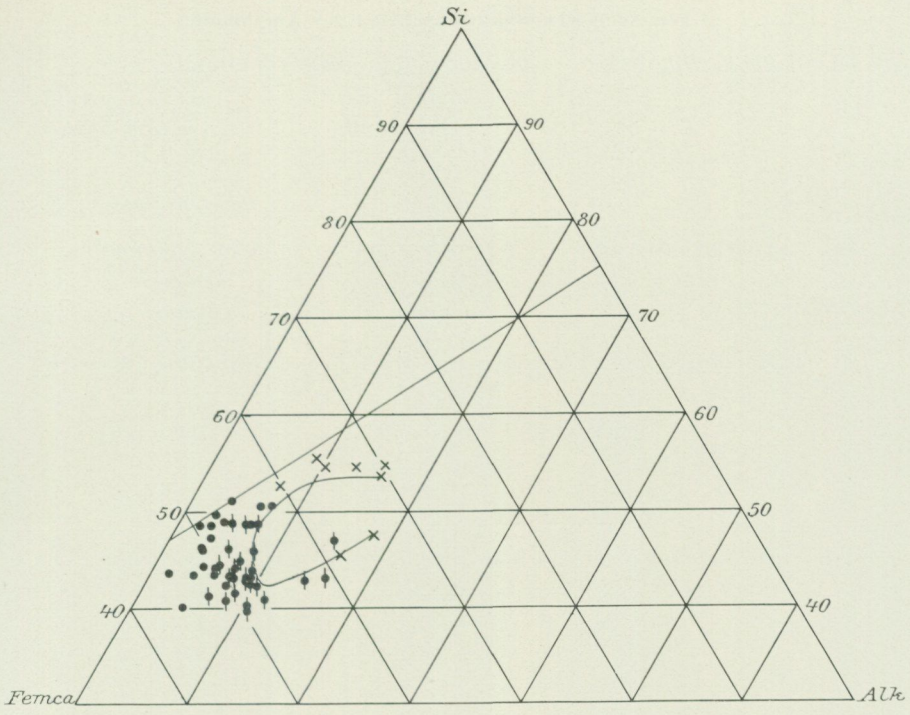
Fig. 79. Die Kalkamphibole und Olivine im femischen Dreieck. Die Analysen sind Nigglis »Gesteins- und Mineralprovinzen, Teil I» entnommen (nur die Amphibole aus Eruptivgesteinen sind benutzt); ausserdem sind die vier Amphibolanalysen der vorliegenden Arbeit eingetragen worden (1—4).

Bei der chemischen Klassifikation der Amphibole gibt es auch zwei verschiedene Einteilungsgründe: der eine ist die Aufteilung in die durch chemische Diskontinuitäten getrennten Hauptgruppen der Amphibole, die ganz absolut ist, die andere ist die Aufteilung auf Grund der wichtigeren *isomorphen, lückenlosen Variationen* innerhalb dieser Gruppen — die Klassifikation wird somit relativ. Die bedeutendsten von diesen isomorphen Variationen sind die zwischen den zwei Metalloxydpaaren MgO — FeO und Al_2O_3 — Fe_2O_3, und ferner die kontinuierlichen Variationen des Gehalts an R_2O_3 und R_2O.

Die folgenden sieben chemisch ganz getrennten[1] Gruppen können unterschieden werden:

1. Die *Anthophyllit-Gedritgruppe.* CaO- und alkaliarm (-frei) Rhombisch.
2. Die *Cummingtonitgruppe.* CaO-, R_2O_3- und alkaliarm (-frei) (Monoklin).

[1] Zwischen der Cummingtonitgruppe und den R_2O_3-armen Gliedern der Anthophyllit-Gedritgruppe (= den Anthophylliten) tritt keine chemische Diskontinuität hervor; die Diskontinuität liegt in der Zugehörigkeit zu verschiedenen Symmetriesystemen. Eine grosse chemische Ungleichheit zwischen den Gruppen besteht aber darin, dass in der Cummingtonitgruppe Glieder mit hohem Sesquioxydgehalt, die den Gedriten entsprechen sollten, nicht existieren.



• Tremolit-Aktinolith--gemeine Hornblende ϕ Hastingsit-basaltische Hornblende und ähnlich Typen × CaO-arme Alkaliamphibole

Fig. 80. Amphibole aus Eruptivgesteinen im Femca : Alk : Si-Dreieck.

3. Die *Aktinolithgruppe*. CaO normal (25 %).
4. Die *Hornblendegruppe*. CaO normal (25 %).
5. Die *Arfvedsonitgruppe*. CaO- und R_2O_3-arme Alkaliamphibole.[1]
6. Die *Glaukophangruppe*. CaO-arme, R_2O_3-normale Alkaliamphibole. ($R_2O_3 = R_2O$.)
7. Die *Gastalditgruppe*. CaO-arme, R_2O_3-extreme Alkaliamphibole. ($R_2O_3 = 2 . R_2O$.)
8.[2]

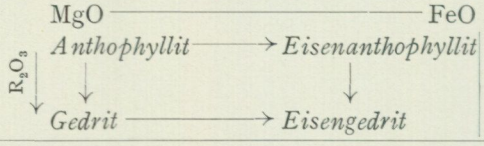
[1] Sollte vielleicht in zwei Gruppen aufgeteilt werden: Arfvedsonit I und II, wobei II ungefähr doppelt so alkalireich als I wäre. Ob eine Diskontinuität bezüglich des Alkaligehaltes existiert, lässt sich aber der geringen Analysenanzahl wegen nicht entscheiden.

[2] Dazu kommen, als *achte Gruppe*, die sehr eigentümlichen Manganamphibole, die *Richterite*. In dem (Fe, Mg, Mn)O — CaO — ($R_2O_3 + R_2O$) — Dreieck nehmen sie einen Raum in dem grossen Diskontinuitätsfeld zwischen CaO-armen und CaO-reichen Amphibolen ein. Ihre Zusammensetzung liegt zwischen der des Tremolits und der eines hypothetischen FeO-armen Arfvedsonits. Der entscheidende Zug ist aber der Mangangehalt; betreffs dieses zeigt die ziemlich grosse Zahl von Richteritanalysen eine deutliche Diskontinuität gegenüber auch den Manganreichsten gewöhnlichen Amphibolen. Das besondere Vermögen des Manganmoleküls, die Proportion der übrigen, gewöhnlichen Amphibolradikale des fraglichen Amphibols ausserhalb der sonst streng gültigen Grenzen zu bringen, ist gewiss theoretisch sehr interessant.

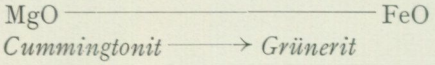
In dem Klassifikationsschema S. 240 werden aber nur die Amphibole, die als Hauptbestandteile die gewöhnlichen Elemente führen, und also von allgemeinerem petrographischem Interesse sind, berücksichtigt.

Chemische Klassifikationschema der Amphibole.

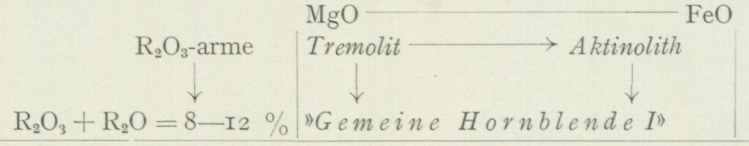
1. *Die Anthophyllitgruppe.* CaO- und alkaliarme; rhombische.



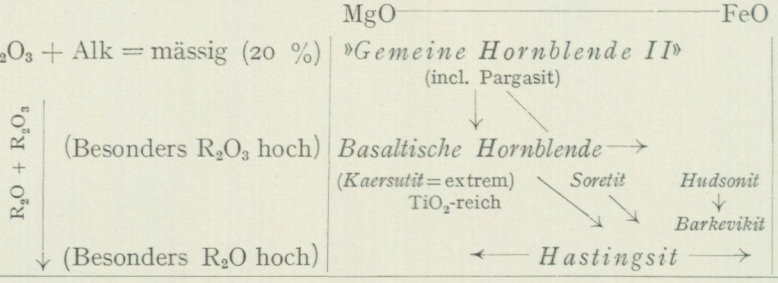
2. *Die Cummingtonitgruppe.* CaO-, R_2O_3- und alkaliarme; monokline.



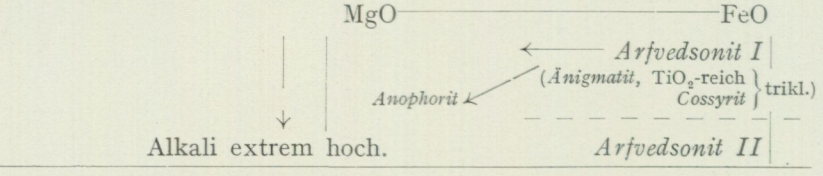
3. *Die Aktinolithgruppe.* CaO-normale ($R_2O_3 + R_2O$)-arme bis -mässige.



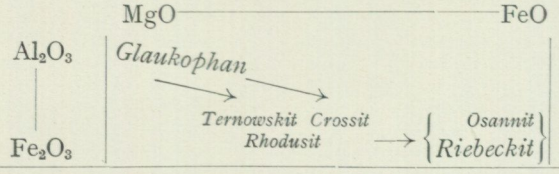
4. *Die Hornblendegruppe.* CaO-normale, ($R_2O_3 + R_2O$)-mässige bis ziemlich -reiche.



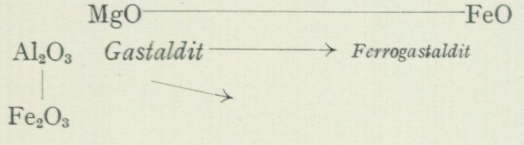
5. *Die Arfvedsonitgruppe.* CaO-arme, R_2O_3-arme Alkaliamphibole.



6. *Die Glaukophangruppe.* CaO-arme, R_2O_3-normale Alkaliamphibole.



7. *Die Gastalditgruppe.* CaO-arme, R_2O_3-extreme Alkaliamphibole.



Die fernere Aufteilung, die sich auf die kontinuierlichen isomorphen Vertretungen innerhalb dieser Gruppen bezieht, wird durch das obenstehende Schema wiedergegeben.

In den früher erwähnten Diagrammen, die bei der Diskussion der kaledonischen Gesteinsdifferentiation benutzt werden sollen, treten die speziellen konstitutiven Eigenschaften der Amphibole leider nicht so gut hervor. Die Lage der Amphibole in den fraglichen Dreiecken geht aus Fig. 79, 80 und 81, 82 hervor.

Weil hier nur die Amphibole, die primär in Eruptivgesteinen auftreten, von Interesse sind, und weil es wünschenwert war, eine objektive und repräsentative Auswahl von Eruptivamphibolanalysen zu erhalten, so habe ich eine von Niggli berechnete Serie von 28 Amphibolanalysen[1] für die fraglichen Diagramme verwendet, in gewissen Fällen durch andere Analysen ergänzt.

Im Fem-Ca-Alk-Dreieck ist die Kalkamphibolgruppe ziemlich gut konzentriert auf ein kleines, langgestrecktes Feld, in welchem die normalen, nicht hastingsitischen Glieder einen sehr eng begrenzten Raum einnehmen.

In dem femischen Dreieck nehmen die Kalkamphibole einen breiten Streifen um die Linie CaO = 20 ein. Dass der CaO-Gehalt nicht mehr konstant ist und nicht um 25 Mol.-% liegt, beruht, wie oben erwähnt, darauf, dass ja Abzug einer Al_2O_3 äquivalierenden CaO-Menge vorgenommen wird.

In dem Femca-Alk-Si-Dreieck liegen die nicht hastingsitischen oder basaltischen Kalkamphibole nahe an dem Metasilikatpunkt und fallen dort mit den Augiten zusammen. Je mehr die hastingsitisch-basaltische Tendenz vorherrschend ist, um so mehr entfernen sie sich aber von diesem Punkte und verteilen sich in einem Streifen ziemlich tief unter der Metasilikat-Feldspatlinie. Somit erhalten diese Amphibole einen bedeutenden quarzbildenden Repulsionseffekt auf die meisten Magmazusammensetzungen.[2]

Die Glimmergruppe.

Äusserst bemerkenswert ist das Verhältnis der *Biotite* im *Fem-Ca-Alk-Dreieck* und im *Si-Femca-Alk-Dreieck*. Wie schon erwähnt, wird Fe_2O_3 als FeO gerechnet. Es wäre jetzt zu erwarten, dass — falls die Biotite im allgemeinen wirklich einer gewissen Formel $n\,RO \cdot m\,R_2O_3 \cdot p\,R_2O \cdot q\,SiO_2$ entsprächen — bei einer solchen Überführung des Hauptteiles von R_2O_3 zu der doppelten Quantität RO, was z. B. mit den sehr Fe_2O_3-reichen Lepidomelanen geschieht, eine Verschiebung im Verhältnis zu den normalen Fe_2O_3-armen (MgO FeO)-Biotiten entstehen würde. In der Tat trifft gerade das Gegenteil zu, indem *beim Rechnen von Fe_2O_3 als Sesquioxyd die Ausbreitung der Analysenorte viel grösser wird, als wenn Fe_2O_3 als FeO gerechnet wird.* Die Konzentration der Biotite im

[1] Niggli, Gesteins- und Mineralprovinzen, I, Berlin 1923, S. 68 ff.

[2] Die meisten kalkarmen Alkaliamphibole (die von Glaukophantypus und gewisse Arfvedsonite) verteilen sich in einem Streifen unmittelbar unter der Metasilikat-Feldspatlinie; zwischen den zwei Alkaliamphibolfeldern ist wenigstens eine Frequenzlücke. Die SiO_2-reichen, kalkarmen Alkaliamphibole sind aber (mit Ausnahme von den Riebeckiten) für die Eruptivgesteine weniger bedeutungsvoll.

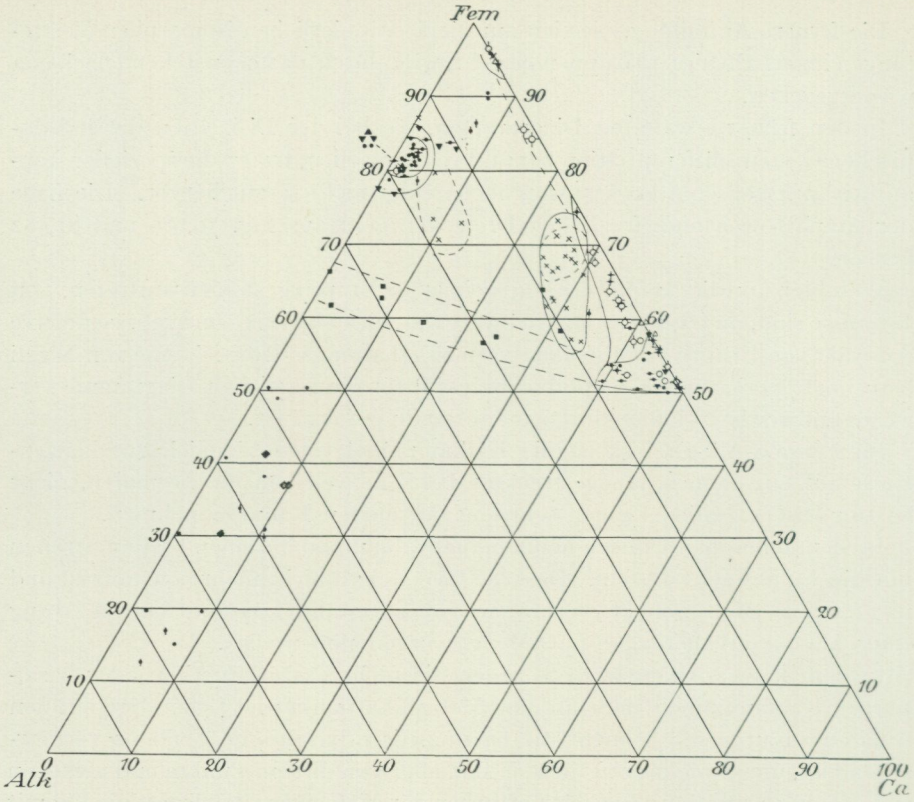


Fig. 81. Die Pyroxene, die Amphibole und die Glimmer im Fem-Ca-Alk-Dreieck. Betreffs der Verbreitung der verschiedenen Mineralgruppen siehe Fig. 82!

Berichtigungen: 1) Das Zeichen für die diagonalgestellten schwarzen (grossen) Quadrate ist aus der Zeichenerklärung weggefallen; es bedeutet *Muskowit aus Pegmatit*. 2) Zwei Amphibolanalysenpunkte sind weggefallen, die bei Fem = 70.5, Alk = 2.0 liegen sollten!

Fem-Ca-Alk-Dreieck ist im letzteren Falle so gross, dass sie der Konzentration von Mineralen, die als invariable, konstante chemische Verbindungen betrachtet werden, völlig entspricht. Es ist zu bemerken, dass diese Konzentration zu einem praktisch identischen Analysenpunkt z. B. für einen Biotit mit 19.50 % MgO, 4.10 % FeO, 3.97 % Fe_2O_3 und einen Lepidomelan mit 3.07 % MgO, 4.50 % FeO + MnO, 23.70 % Fe_2O_3 gilt, wenn Fe_2O_3 als FeO berechnet wird! Auch das SiO_2-Verhältnis im Si-Femca-Alk-Dreieck ist sehr konstant, wird aber bei entgegengesetzter Berechnung höchst variabel. Diese Lepidomelane, die bei der Reduzierung von Fe_2O_3 zu FeO völlig normale, aber sonst äusserst

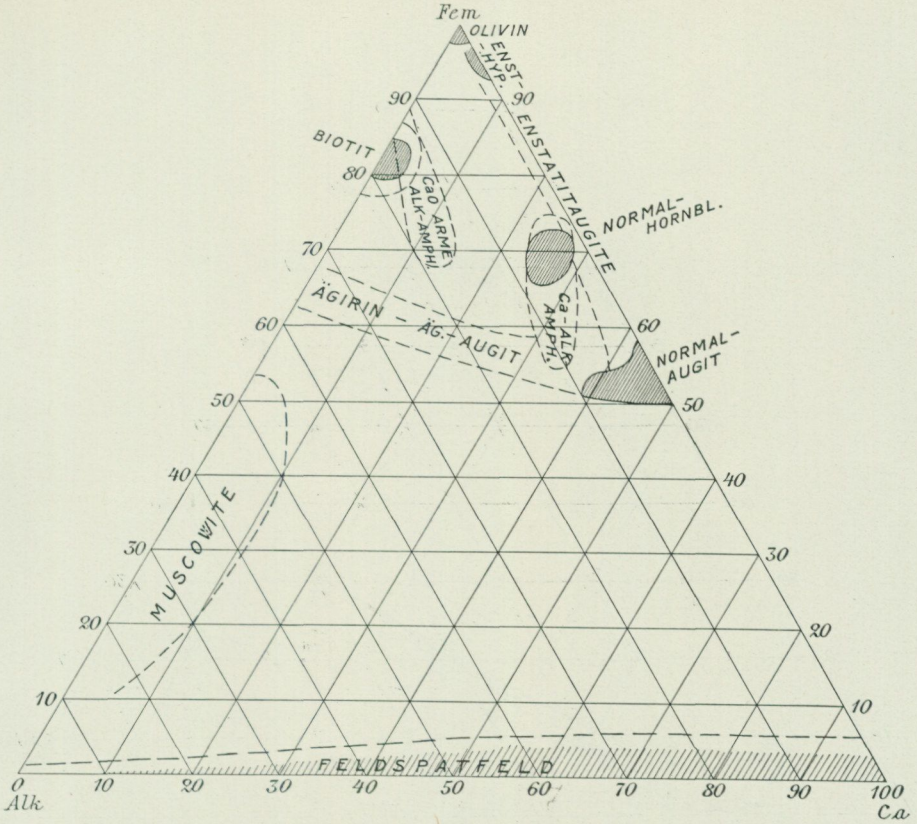
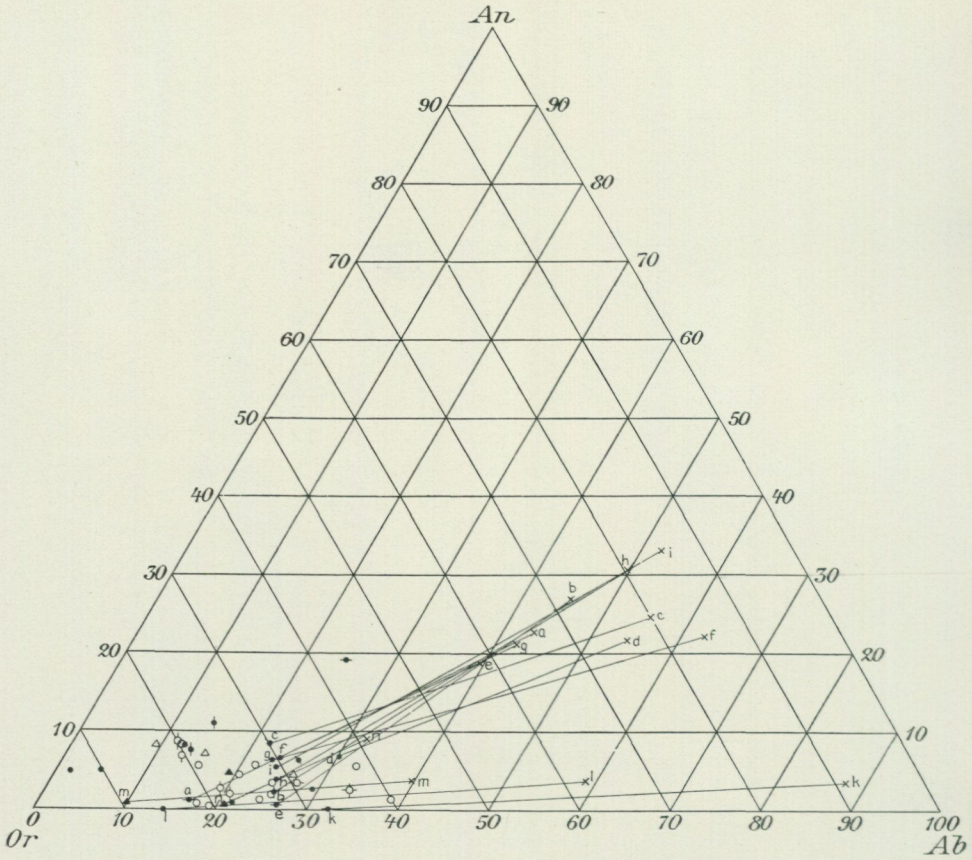


Fig. 82. Die Verbreitungsfelder für verschiedene Mineralgruppen im Fem-Ca-Alk-Dreieck. Die gestrichelten Linien sind die äussersten Verbreitungsgrenzen, die schraffierten Felder stellen die hervorragendsten Konzentrationsfelder dar (vgl. Fig. 81).

abnorme Glieder der Biotitgruppe ausmachen, kommen bekanntlich als älteren Bildungen in hauptsächlich sauren Gesteinen (Graniten) vor. Dieser Sachverhalt scheint mir darauf zu deuten, dass beinahe der ganze Eisengehalt der Lepidomelane wie der übrigen Glimmer primär als FeO enthalten ist, das während der fortdauernden (und hier langwierigen) magmatischen Entwicklung mehr oder weniger vollständig zu Fe_2O_3 oxydiert ist.[1] Möglicherweise kann eine derartige Oxydation auch andere Mineralgruppen treffen, z. B. die Hornblenden. Die Verteilung von Fe auf FeO und Fe_2O_3 wäre also während der magma-

[1] Eine solche Oxydation von Glimmer ohne Veränderung der Mineralkonstitution im übrigen hat Rinne experimentell erwiesen (F. Rinne: Ab- u. Umbau von Glimmer durch — — — Oxydation und Reduktion. Ber. math.-phys. Kl. sächs. Akad. d. Wiss., 76, 1924, S. 1—11. Ref. N. Jahrb. 1923, I, S. 322). Ein normaler Biotit wurde durch Erhitzen in Luft bei 1,000° C. oxydiert und erhielt ohne irgend eine Umwandlung des einheitlichen Mineralcharakters ausser sonstigen kräftigen optischen Veränderungen eine tief rotbraune Farbe — Veränderungen, die bei entsprechender Reduktion in Wasserstoffgas gänzlich zurückgingen. R. hat das Resultat seiner Untersuchung in folgenden Zeilen zusammengefasst: »— — — gleichwie die Oxydation und die Reduktion des Eisens keine konstitutionell sonderlich bedeutsamen Vorgänge sind.» Und :»Es ist ganz wahrscheinlich, dass unter den natürlichen Glimmern entsprechende Wandlungen (= Oxydation und Reduktion) gelegentlich vorgekommen sind.» (S. 9.)



- Biotit aus Granit
- » » Diorit
- » » Syenit
- » » Gneis
- » » Peridotit
- × Gesteinsanalysen
- ○ Muskowit aus Granit
- ◇ Sericit aus Phylliten, Gneisen usw.
- ◇ Muskowit aus Syenit
- ◇ *Biotit* aus Basalt u. Gabbro (sollte eigentlich [schwarz sein)
- △ Muskowit aus Pegmatiten

Fig. 83. Die Glimmergruppe im Feldspatdreieck. Eine Anzahl Gesteinsanalysen (hauptsächlich von Glimmergraniten), von deren Glimmer(-n) auch Analysen vorliegen, sind ausserdem eingeführt, und je durch Linien mit entsprechendem Glimmer vereinigt; ausserdem sind die zugehörigen Gesteins- resp. Glimmeranalysen mit demselben Buchstaben bezeichnet.

tischen Differentiation nicht unabänderlich, und der Anlass, bei der Berechnung der Gesteinsanalysen Fe_2O_3 und FeO streng zu unterscheiden oder sogar für Fe_2O_3 einen Abzug von FeO zu machen, wäre noch geringer. Auf detaillierte Erklärungsversuche betreffs der Entstehung dieses FeO zu Fe_2O_3 oxydierenden Sauerstoffüberschusses im Magma will Verf. hier nicht eingehen — es mag nur hervorgehoben werden, dass das Gleichgewicht zwischen den volativen Substanzen des Magmas — besonders H_2O und CO_2 nebst CO, H_2 und O_2 — und den Metalloxyden, besonders den Eisenoxyden, bei sinkender Temperatur wahrscheinlich verändert werden muss, und dass dabei ein oxydierender

Effekt erreicht werden kann — oder auch kann das Gleichgewicht des Systems $2\,FeO + O \rightleftarrows Fe_2O_3$ bei sinkender Temperatur gegen rechts verschoben werden, wobei also der erforderliche Sauerstoffüberschuss schon von Anfang an vorhanden gewesen ist, aber nur in späterem Stadium wirksam wird.

Im *Feldspatdreieck* nimmt die überwältigende Majorität der Glimmeranalysen ein relativ begrenztes Variationsfeld zwischen den Linien Or_{67}, Or_{82} und An_9 ein, wobei die Biotite hauptsächlich gegen die Ab-reiche, die Muscovite gegen die Ab-arme Grenze angereichert sind. Wenigstens diejenigen Glimmeranalysen, die bedeutend weiter nach der Ab-Seite liegen, dürften infolge von Verunreinigungen und Analysenfehler falsch sein. Eine Untersuchung der Beziehung zwischen den Feldspatverhältnissen der Muttergesteine und der Glimmer zeigt, dass eine für kleine Variationen geltende, auf nur diesen Faktoren beruhende Gesetzmässigkeit zwar nicht existiert, dass aber der Biotit eines natronreichen Gesteines regelmässig gegen die Mischbarkeitsgrenze nach der Ab-Seite gepresst liegt, der Biotit eines intermediären—kalireichen Gesteines immer mehr nach der Or-Seite, und weiter, dass ein glimmerführendes, An-armes Gestein immer einen ganz oder beinahe An-freien Glimmer hat, An-reiche Gesteine dagegen in der Regel einen proportional An-reicheren Glimmer. Eine gewisse Elastizität wird sich also hier geltend machen, indem das Verhältnis Or : Ab : An bei dem Glimmer eine Funktion desselben Verhältnisses in dem bei der Kristallisation des Glimmers noch flüssigen Teile des Muttergesteines ist, obgleich die Proportionen im Glimmer zu Gunsten des Or kräftig verschoben sind. In plagioklasreichen 2-Glimmergraniten liegt der Biotit weiter nach der Ab-Seite als der Muscovit, was auf ihrem verschiedenen Platze in der Kristallisationsreihe beruht, indem bei der Kristallisation des Muskovits die Restlösung durch die frühere Kristallisation der Plagioklase eine Or-reichere Zusammensetzung erhalten hat. Möglicherweise kann auch hier eine Kontraktion des Stabilitätsfeldes gegen die Or-Seite mit fallender Temperatur die Ursache sein. Die Sericite und die anderen Tieftemperaturmuscovite zeigen eine Variationsgrenze gegen die Ab-Seite = die Linie Or_{78}.

Für Or-reiche Magmen ist der Verteilungsquotient zwischen den Phasen Glimmer:Schmelzlösung für die Komponente Or — wenn nur die Feldspatkomponenten gerechnet werden — eine Zahl > 1 [für (Ab + An) also < 1]. Dabei wird, bei einem (Ab + An)-Gehalt des Gesteines von ungefähr 66 %, die Mischbarkeitsgrenze des Glimmers nach der Plagioklas-Seite erreicht — diese Grenze entspricht der Linie 30 (bis 33) % (Ab + An). Alle Or-armen Gesteine haben Biotite dieses konstanten, auf der Stabilitätsgrenze liegenden Or-Gehalts von za. 70 % mit einer Proportion An : (Ab + Or) = ungef. der Hälfte des für das Gestein geltenden Gehalts, d. h. sie haben, wenn der absolute An-Gehalt gering ist, im Feldspatdreieck eine beinahe konstante Lage.

Im *femischen Dreieck* zeigen die Biotite — bei Gesteinen, in die auch andere femische Minerale eingehen — beinahe ohne Ausnahme ein Verhältnis $\frac{MgO}{FeO}$,

welches grösser als das für das Gestein im ganzen geltende ist, was sicherlich auf dem für das FeO-MgO-Verhältnis aller Fe, Mg-Minerale offenbar generell geltenden Roozeboomschen Kristallisationsdiagrammtypus Nr. 1 für vollständige Isomorphie beruht. Demgemäss zeigt sich, wie zu erwarten ist, dieser Unterschied für porphyrisch ausgebildete Biotite aus Oberflächen — Ganggesteinen am grössten.

Terminologie.

Bei der folgenden Diskussion des Differentiationsverlaufes auf Grund der Dreieckdiagramme ist eine Terminologie gebraucht worden, die eine genauere Definition erfordert.

Wenn man in einem Dreieck eine Anzahl Analysenpunkte oder überhaupt Punkte hat, die eine gewisse Mineral- oder Gesteinzusammensetzung repräsentieren, und man die genetischen Relationen zwischen ihnen sucht, z. B. wie eine gewisse Gestein-(Magma-)Zusammensetzung durch Separierung resp. Assimilation gewisser Minerale, Mineralkombinationen oder Teilmagmen aus einer anderen abgeleitet werden kann, kann das fragliche Problem rein mathematisch, graphisch oder algebraisch, behandelt werden. Das Dreieckdiagramm macht ja ein Koordinatensystem aus, in dem jeder Punkt durch zwei Identitätsgleichungen und die Relationen der verschiedenen Punkte zu einander durch Zusammenstellung von Gleichungen, graphisch durch Linienkonstruktionen, ausgedrückt werden können.

Wenn man zwei Punkte P und Q hat, die z. B. eine gewisse Gesteinszusammensetzung (P) und ein gewisses Mineral (Q) repräsentieren, kann man entweder durch Addition oder durch Subtraktion des Q von P eine veränderte Gesteinszusammensetzung ableiten. Der erstere Prozess repräsentiert entweder eine Assimilation oder eine anchimonomineralische Differentiation, d. h. eine Vermehrung der Mineralkomponente Q im Verhältnis zu der ursprünglichen Zusammensetzung, der letztere eine Fortschaffung der Mineralkomponente Q. Selbstverständlich kann Q auch ein Gestein oder eine Mineralkombination überhaupt repräsentieren. Demgemäss werden im folgenden für solche Prozesse die Ausdrücke *additive* und *subtraktive Differentiation* gebraucht.

Bei graphischer Konstruktion repräsentiert die Verbindungslinie zwischen P und Q die »additive Differentiationslinie», oder die graphische Lösung der Gleichung $x \cdot P + y \cdot Q = z \cdot S$, die Verlängerung der Verbindungslinie jenseits P die »subtraktive Differentiationslinie» oder die graphische Lösung der Gleichung $x \cdot P - y \cdot Q = z \cdot S$, wo x, y und z die Quantitäten der teilnehmenden Gestein- und Mineralkomponenten ausmachen. Man kann auch folgende Betrachtungsweise anwenden: Durch eine additive Differentiationsbewegung von P gegen Q, die eine subtraktive Gegenbewegung in der entgegengesetzten Richtung hervorbringt, wird das Magma P in eine reine Mineralfraktion Q und ein Restmagma S gespaltet, wobei die Strecke, um welche die Zusammensetzung des Restmagmas verschoben wird (die Strecke PS), von der Quantität des abge-

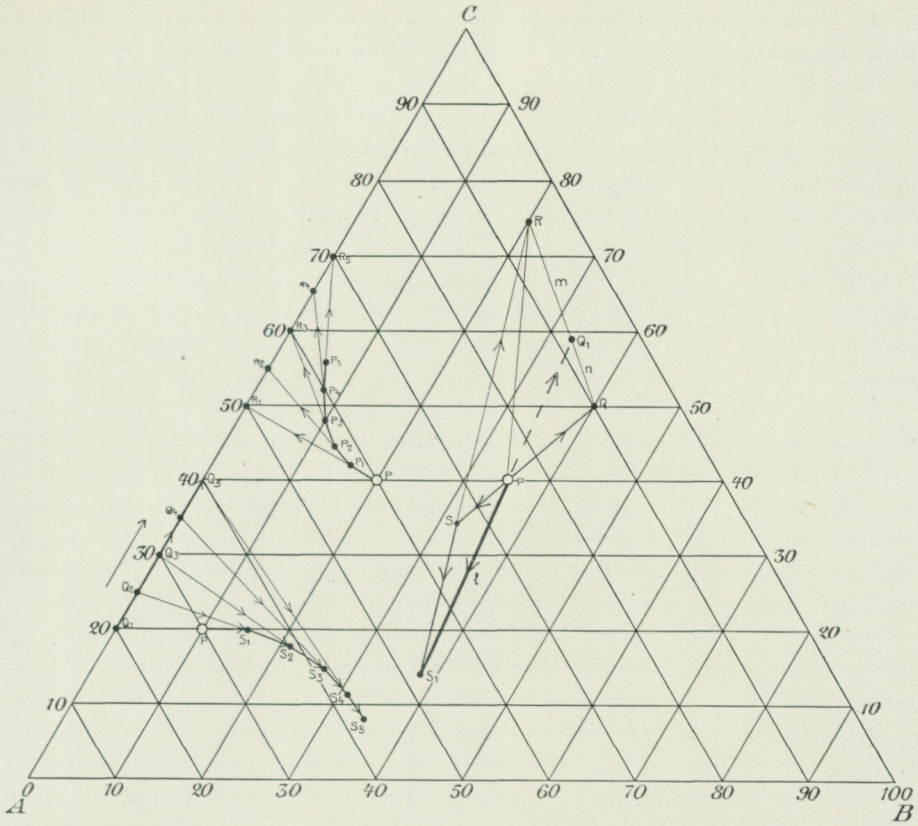


Fig. 84. Diagramm über verschiedene additive und subtraktive Differentiationsprozesse. Die zwei Systeme links zeigen, wie gebogene Differentiationsbahnen entstehen durch veränderliche Zusammensetzung der aktiven Komponente, zuunterst durch subtraktive (repulsive) Differentiation. zuoberst durch additive Differentiation. Im ersteren Falle wird durch Separation von Q_1, Q_2 usw. die Zusammensetzung des Magmas von P, S_1 usw. zu S_1, S_2 usw. verschoben, im letzteren durch Addition von R_1, R_2 usw. die Magmazusammensetzung von P, P_1 usw. zu P_1, P_2 usw. verschoben.

sonderten Q in der Weise abhängig ist, dass *das Produkt der Menge Restmagma und der Strecke PS = dem Produkte der Menge abgesonderten Minerales und der Strecke PQ ist.* Wenn man die Differentiation als von einer »additiven Differentiationskraft» gegen Q, die eine Gegenkraft in der diametral entgegengesetzten Richtung auslöst, verursacht und die Quantitäten Mineral und Restmagma als die Last betrachtet, welche diese Kräfte um die Wegstrecken PQ und PS versetzt haben, so findet man, dass die Produkte von Weg und Last gleich sind, d. h. dass *die entwickelte Energiemenge (= die Arbeit) in den beiden Richtungen gleich gross ist.* Der Effekt der Mineralseparierung an dem Restmagma ist also repulsiv, in derselben Weise, wie, wenn ein Körper durch eine innere Kraft in zwei Teile zersprengt wird, die Teile diametral entgegengesetzte Bewegungsrichtungen und *gleich grosse (Bewegungs-)Energiemengen* erhalten.

Der Name *repulsive Differentiation* als Synonym der »subtraktiven Differentiation» kann darum ganz gut für Differentiationsmomente dieser Art gebraucht werden.

Die separierte Mineralfraktion, die eine repulsive (subtraktive) Verschiebung des Restmagmapunktes im Diagramme verursacht, kann sich ja auf eine grössere oder kleinere Quantität Magma derselben oder einer anderen Zusammensetzung verteilten, wodurch sie eine additive (»anchimonomineralische», Vogt) Veränderung der Totalzusammensetzung dieses Systemes hervorbringt. Man kann bei der Berechnung der Differentiation ebensogut das Mineral Q durch eine Mischung von Q und P ersetzen, also ein Q-angereichertes Gestein die reine Mineralfraktion Q als Repulsionsursache ersetzen lassen.

Wenn während fortdauernder additiver oder subtraktiver Differentiation die separierende Mineralkomponente ihre Zusammensetzung sukzessiv verändert, erhält man gebogene Differentiationslinien (Fig. 84). Das schönste Beispiel hierfür bietet der Plagioklas. Wenn zwei separierende Mineralkomponenten während der Differentiation ihre Proportionen sukzessiv verändern, erhält man dasselbe Resultat; ihr »Schwerpunkt» (siehe unten) wird in diesem Falle auf dieselbe Weise seine Lage verändern.

Bei der Einführung zweier differentiationsverursachender Komponenten (Q und R) erhält man vier von geraden Linien begrenzte Flächen, in die das Resultantgestein (S_1) durch doppelte subtraktive oder additive, resp. kombinierte subtraktive und additive Differentiation fallen kann. Gleichartig, obgleich noch komplizierter wird das Verhältnis, wenn die Anzahl der Komponenten noch vermehrt wird. Zwei in derselben Richtung (additiv oder subtraktiv) wirkende Komponenten können summiert werden und eine neue Komponente bilden, die *auf der Verbindungslinie zwischen den beiden Komponenten liegt und sie in zwei mit den enthaltenen Mengen der beiden Komponenten umgekehrt proportionale Teile teilt* (und also den *Schwerpunkt* des Systemes ausmacht); nach entsprechendem Schwerpunktsprinzip kann der Effekt mehrerer Komponenten berechnet werden.

Bemerkenswert ist, dass, wenn der gewöhnliche Fall vorliegt, dass man ein gewisses Gestein aus einem anderen durch Subtraktion resp. Addition von 3 oder mehr Mineralkomponenten ableiten will, das quantitative Verhältnis in nur einem Dreieck nicht eindeutig bestimmt werden kann, auch wenn die Lage sämtlicher Komponenten fixiert worden ist; durch quantitative Berechnungen aus verschiedenen Dreiecksdiagrammen kann dagegen eine solche Bestimmung gemacht werden. Man muss selbstverständlich auf das Faktum Rücksicht nehmen, dass eine gewisse Mineral- oder Gesteinkomponente in den meisten Fällen nur mit einem Teile ihrer chemischen Radikale in jedem Diagramme enthalten ist. Die Berechnungen müssen auch, um völlig bindend zu sein, in so vielen Diagrammen ausgeführt werden, dass sämtliche wesentlichen gesteinbildenden Radikale darin sich geltend machen (die Anzahl Dreiecke = wenigstens einem Drittel der Anzahl wesentlicher Radikale).

Von der algebraischen quantitativen Berechnung abgesehen, können in den Diagrammen die Differentiationsverläufe leicht (durch fakultative Vereinigung der Komponenten) auf Grund der Abstände zwischen den Punkten ungefähr quantitativ berechnet werden, gemäss der oben angegebenen Regel, dass *das Verhältnis der Abstände zwischen drei auf einer geraden Linie im Diagramme liegenden Punkten (Komponenten) umgekehrt proportional die Proportionen angibt, in welchen sie an einer Differentiation teilnehmen, wo man eine Komponente aus einer anderen durch Addition oder Subtraktion einer dritten erhält.* Je grösser der Abstand z. B. zwischen dem Ausgangsmagma und einem separierenden Minerale ist, mit desto grösserem Effekt wirkt also dieses Mineral repulsiv, resp. attraktiv am Magma, d. h. eine desto kleinere Quantität braucht zu separieren, damit eine gewisse Veränderung der Zusammensetzung des Magmas geschehen soll.

Die Kontrolle darüber, dass ein in einem Dreieck angenommener Verlauf richtig ist, erhält man in den übrigen Dreiecken; wenn man z. B. Subtraktion von Biotit und einem gewissen Plagioklas als Ursache eines gewissen Differentiationsverlaufes z. B. im Alk-Fem-Ca-Dreieck annimmt, muss dasselbe quantitative Verhältnis zwischen Ausgangsmagma, Resultantmagma und den fraglichen Mineralkomponenten sich z. B. im Feldspatdreieck wiederfinden lassen. Dagegen ist es gar nicht notwendig, dass die Gesteinsanalysenpunkte, die im ersterwähnten Diagramme auf einer einheitlichen Differentiationslinie liegen, es auch im Feldspatdreieck tun.

Zwei Gesteinsserien, die auf übereinstimmende Weise betreffs des Verhältnisses Fem : Ca : Alk differentiiert sind, können trotzdem verschiedene Na_2O : K_2O-Verhältnisse, also ganz verschiedene Lagen im Feldspatradikaldreieck, haben. Die Dreiecksdiagramme stellen ja Flächenprojektionen eines äusserst vieldimensionierten Systemes dar, weshalb zwei im vollständigen Systeme je für sich verlaufende Linien (Punktserien) in gewissen Projektionen leicht zusammenfallen können.

Auch muss betont werden, dass in die meisten Diagrammen nur ein Teil jedes Gesteins, oft jedes Minerals, eingeht; eine Reduktion auf die Gesamtsumme muss also vorgenommen werden, um die wirklichen Proportionen der teilnehmenden Komponenten zu erhalten, und um exakte Vergleichungen zwischen den verschiedenen Dreiecken ausführen zu können.

Verf. ist sich vollständig dessen bewusst, dass das oben Erwähnte zum grossen Teil eine Wiedergabe wohl bekannter, obgleich nicht immer klar formulierter Verhältnisse ist, hat aber eine Zusammenstellung und eine exakte Formulierung der einfachsten dieser Relationen zwischen den Punkten in einem Dreiecksdiagramm für motiviert gehalten. Es wird hierdurch die Belastung der folgenden Diskussion mit ähnlichen rein technischen Anmerkungen vermieden.

Die Gesteine (hauptsächlich die Intrusive).[1]

In der kaledonischen Eruptionsprovinz scheint es für die Diskussion am praktischsten, anfänglich die, verschiedene Differentiationsprobleme repräsentierenden, *prä- oder eoorogenen Effusive* und *interorogenen Intrusive* zu unterscheiden.

Im Fem-Ca-Alk-Dreieck.

Die basischen Zentralgesteine. Im Fem-Ca-Alk-Dreieck nehmen die gabbroiden (noritischen-quarznoritischen) Glieder in sämtlichen Stämmen ein (mit den meisten kaledonischen Basalten zusammenfallendes) eng begrenztes Gebiet ein, das sich zwischen den Analysenorten für Nigglis Normalgabbroide und gabbrodioritische Magmen erstreckt und den primären Mineralbestand Plagioklas, monokliner und rhombischer Pyroxen, ± (Olivin) ∓ (Quarz) ± (Kalifeldspat), Ilmenit zeigt.

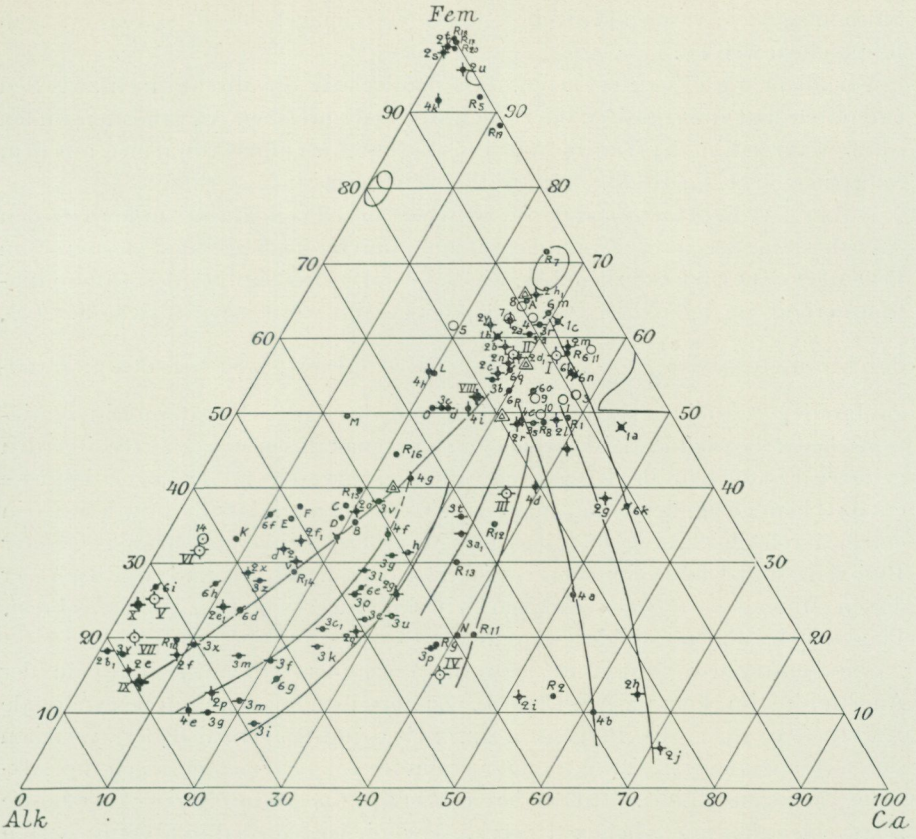
Von hier verzweigen sich hauptsächlich 4 verschiedene Differentiationsrichtungen: 1) Peridotite (Olivinsteine, Ilmenitnorite — Ilmenitite) 2) Anorthosite, 3) Pyroxenite, 4) ein über Mangerit-Diorit nach den Graniten leitender Hauptdifferentiationszweig.

Von dem Gesichtspunkte der Kristallisationsdifferentiation aus wird die Differentiation auf folgende Weise erklärt. *Die Peridotite* bilden ein direkt additives Differentiationsprodukt aus dem Zentralmagma durch gravitative Anreicherung von Olivin, ev. Ilmenit. Das Restmagma erhält dadurch eine repulsive Bewegung nach za. An_{50} hin, also mit der Differentiationsrichtung der Anorthosite relativ übereinstimmend, obgleich infolge des begrenzten Olivingehaltes von ziemlich geringem Betrag.

Die Anorthosite.[2] Nach der Verwendung des Kristallisationsdifferentiationsprinzipes von Bowen, Vogt u. a. m. wäre die Bildung der Anorthosite auf einen mit den Peridotiten analogen Differentiationsverlauf zurückzuführen, d. h. eine gravitative Sonderung mit sinkenden Plagioklaskristallen. Goldschmidt spricht aber — und in einer Kritik über Bowen auch Lœvinsson-

[1] Nachdem dieses Kapitel geschrieben war, erschien Th. Vogt's sehr wertvolle Arbeit »Sulitelmafeltets geologi og petrografi». Leider habe ich nicht die Möglichkeit gehabt, die Darstellung mit Rücksicht auf seine Resultate umzuarbeiten, was in gewissen Fällen wünschenwert gewesen wäre; ich habe in beigefügten Anmerkungen die wichtigsten durch seine Arbeit veranlassten Ergänzungen gegeben.

[2] Seitdem dieses Kapitel in erster Korrektur vorliegt, sind zwei Arbeiten, N. H. Kolderup: Fjellbygningen i kyststrøket mellem Nordfjord og Sognefjord, Berg. Mus. Aarb. 1928, H. 1, und Tom. Barth: Zur Genese der Pegmatite im Urgebirge, N. Jahrb. LVIII, Beil. Bd, Abt. A, 3. Hefte (1928), erschienen, wodurch der kaledonische Alter des ganzen Bergen-Jotunstammes, und besonders der Anorthositen, fraglich gemacht wird — die Autoren halten es für am wahrscheinlichsten, dass die fraglichen Gesteine dem Urgebirge zugehören. Die Altersfrage darf aber keineswegs als endgültig abgemacht betrachtet werden; mann muss noch mit der Möglichkeit rechnen, dass die fraglichen Gesteine jedoch kaledonischen Alters seien. Wie dem auch sei, der Bergen-Jotunstamm muss jedenfalls unter andere äussere Verhältnisse differentiert und kristallisiert sein als die hochorogenen Opdalit-Trondhjemitgesteine, und zwar im ganzen in grösserer Tiefe und in kristallines Nebengestein (vergl. Goldschmidt, »Stammestypen»). Auch wenn diese Anorthosite (vom Ekersund-Soggendal- und Bergen-Jotungebiet) somit dem Urgebirge zugehören, gibt es doch Anorthositvorkommen die ganz sicher kaledonischen Alters sind, nämlich die Routevare- und die Sulitelmagesteine. — Die Altersfrage beeinflusst keineswegs die folgenden theoretischen Darlegungen betreffs der allgemeinen Genesis der Anorthosite und der anderen Gesteine des fraglichen Stammes.



- Effusive vom S. Storfjället
- Übrige Effusive
- Stamm 1 (Stamm d. grünen Gesteine)
- Stamm 2 (Bergen-Jotun-St.)
- Stamm 3 (Opdalit-Trondhjemit-St.)
- 4. Die Eckersund-Soggendalgesteine
- 6. Gesteine vom Sulitelmageb. (Th. Vogt)
- Schwedische kal. Intrusive
- D:o vom S. Storfjället.
- Nigglis Gesteinsdurchschnitte: Olivingabbro--Gabbro-Gabbrodiorit-Diorit

Fig. 85. Die (skandinavischen) kaledonischen Eruptivgesteine im Fem-Ca-Alk-Dreieck. Numerierung siehe die Tabellen!

Anm. Die Punkte »2 b_1» und »2 d_1» soll 3 b_1 und 3 d_1 sein. Der Punkt R_6 soll bei Fem = 65.2, Ca = 29.3, Alk = 6.5 liegen.

Lessing[1] als eine wahrscheinliche Vermutung — die Auffassung aus, dass eine gravitative Kristallanreicherung, jedoch mit *steigenden Plagioklaskristallen*, stattfindet. Dieser Auffassung — von den obenerwähnten Autoren hauptsächlich auf die spezif.-Gewichts-Verhältnisse zwischen Plagioklas und Magma gegründet — möchte Verf. sich, indem er ihrer Argumentation beistimmt, aus unten angegebenen Gründen aufs lebhafteste anschliessen.

Zuerst wollen wir nur das Bergen-, das Eckersund-Soggendal- und das Routevare-Anorthositgebiet behandeln, und das davon sehr abweichende

[1] Journal of Geology 1923, S. 103.

Sulitelmagebiet vernachlässigen — das Sulitelmagebiet soll später (S. 269) besprochen werden.

Vor allem wäre es zu erwarten, dass man relativ oft Mischformen zwischen Oliviniten und Anorthositen oder wenigstens olivinreichen Anorthositen finden sollte, während in der Tat die Anorthosite (mit Ausnahme von denen aus dem Sulitelmagebiet) meistens olivinfrei bis olivinarm sind.

Ferner ist die Intersertalmasse zwischen den Plagioklaskristallen bei den Anorthositen, zu ihrer Zusammensetzung durch die Lage des Gesteins im FeO-MgO-CaO-Dreieck erkennbar, wie bei der Diskussion über den Differentiationsverlauf im femischen Dreieck später gezeigt werden wird (siehe S. 268), durch ein grösseres $\frac{FeO}{MgO}$-Verhältnis charakterisiert, als bei den normalgabbroiden Gesteinen gefunden wird, und das für viel spätere Differentiationsglieder bezeichnend ist, woneben Pyroxenanalysen von Anorthositen den grössten Eisengehalt in der ganzen Gabbrogruppe zeigen. Diese Verhältnisse entsprechen völlig der oben angegebenen Auffassung, dass die Anorthosite in einem durch gleichzeitig fortdauerndes Wegführen sinkender, früh gebildeter Pyroxene und Olivine immer Fe-reicheren oberen Restmagma, von nach der diesen Mineralen entgegengesetzten Seite hin angereicherten, also steigenden, Plagioklaskristallen gebildet wären.

Am bemerkenswertesten ist aber die Form der Differentiationsbahn der Anorthosite im Fem-Ca-Alk-Dreieck. Zu derselben lokalen Gruppe gehörende Anorthosite (hier die Bergens- resp. Eckersund-Soggendalsfelder) verteilen sich auf eine äusserst distinkte, mit vermindertem Fem-Gehalt gegen die Alk-Seite gebogene Linie. Mit anderen Worten, die Serie Norite-Anorthosite zeigt einen kontinuierlichen Übergang, wo jedes Glied durch vergrösserten Plagioklasgehalt direkt von dem unmittelbar vorhergehenden Gliede abzuleiten ist, und wo mit wachsendem Plagioklasgehalt der Plagioklas zuerst basischer, danach immer saurer wird. Im Feldspatdreieck zeigt dieselbe Serie eine Bewegung gegen die Plagioklas-Linie, d. h. eine Verminderung des Or-Gehaltes, wodurch der vergrösserte Ab-Gehalt der Plagioklase im Fem-Ca-Alk-Dreieck (wo Na_2O und K_2O summiert sind) mit seinem wirklichen, grösseren Betrag nicht hervortritt.

In einem langsam kristallisierenden Magma, wo der gebildete Plagioklas entweder durch Steigen oder durch Sinken weggebracht wird, findet eine fraktionierte Kristallisation mit immer saurerem Plagioklas statt.

Wenn die Plagioklaskristalle durch *Sinken* separiert hätten, würden die schwersten, d. h. die basischsten Kristalle, mit der grössten Geschwindigkeit sinken, und da sie ausserdem die zuerst kristallisierte Fraktion ausmachen, *würden die reinsten Anorthosite den An-reichsten Plagioklas*[1] *haben*, d. h. die Differentiationslinie würde eine *der jetzigen ganz entgegengesetzte* Krümmung haben.

[1] Voraussetzung ist, dass die Fähigkeit, durch gravitative Kristalldifferentiation die am reinsten monomineralischen Gesteine, d. h. die am härtesten = am dichtesten gepackte Sammlung Kristalle mit der geringsten Menge Intersertalmagma zu bilden, u. a. eine direkte Funktion des Unterschieds im spezifischen Gewichte zwischen Kristall und Magma ist.

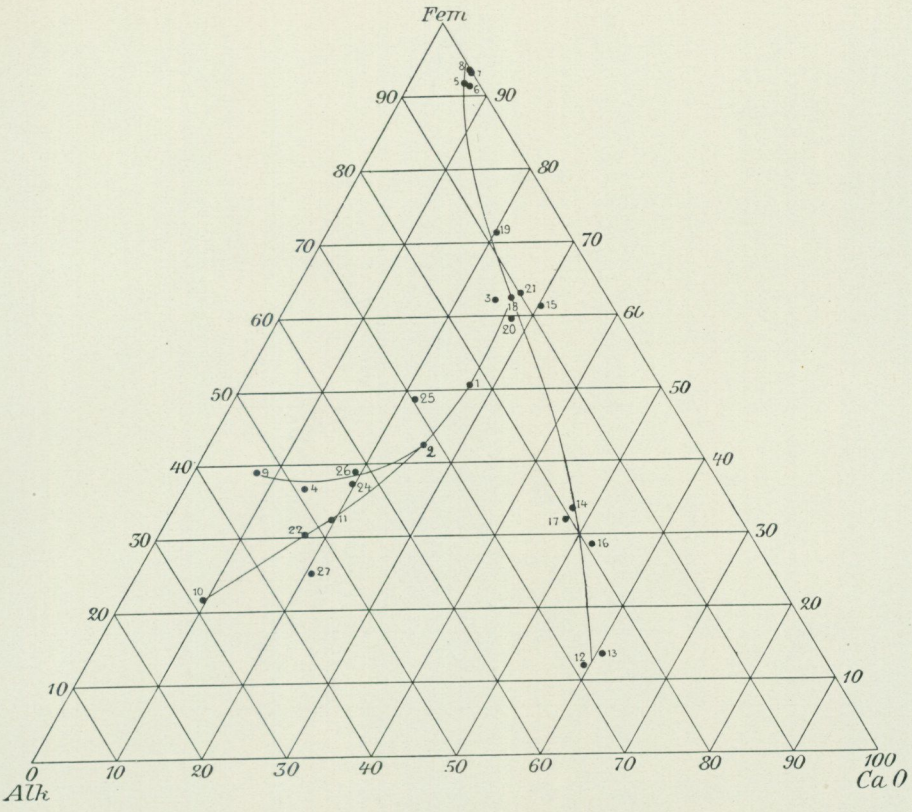


Fig. 86. Die Gesteine aus dem Adirondacks-Gebiet im Fem-Ca-Alk-Dreieck. Vergleiche den Verlauf der Differentiationslinien mit Fig. 85! Die Analysen sind sämtlich Washingtons Tabellen 1916 entnommen.

Obs.! Die Nummer, die wie 27 aussieht, soll 23 sein.

Wenn man dagegen *steigende* Plagioklaskristalle annimmt, wird der Unterschied zwischen den spezifischen Gewichten grösser, indem saure und dadurch leichte Plagioklase in einem eisenreichen und schweren Magma steigen, d. h. die reinsten = am engsten gepackten Anorthosite müssen einen saureren Plagioklas und eine eisenreichere Intersertalmasse als die Übergangsglieder haben, eine Forderung, die in der Tat auf die eklatanteste Weise erfüllt wird.

Die oben geschilderten Verhältnisse scheinen — nach den Analysen, zu deren Behandlung Verf. Zeit gehabt hat — für alle bekannten Anorthositgebiete zu gelten. Das äusserst ausführlich behandelte und von zahlreichen Analysen repräsentierte Adirondacksgebiet würde ein sehr geeignetes Objekt für eine analoge Untersuchung sein und zeigt in der Tat einen in seiner Genauigkeit beinahe verblüffneden Anschluss an den obenerwähnten Differentiationsverlauf. (Fig. 86.)

Die Hauptdifferentiationslinie hat für die meist verschiedenen Eruptionsprovinzen einen fast ganz identischen Verlauf und repräsentiert offenbar die eutektoide Linie für das System femische Minerale—Anorthit—Alkalifeldspat.

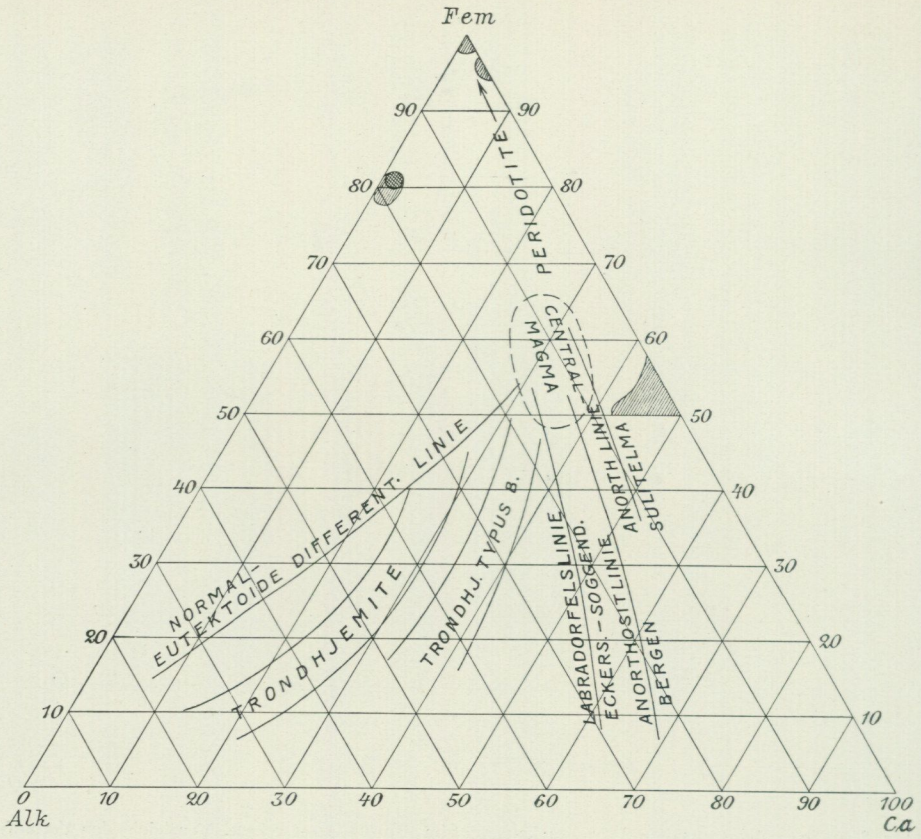


Fig. 87. Differentiationsschema der kaledonischen Eruptivgesteine im Fem-Ca-Alk-Dreieck. Nach Fig. 85 konstruiert.

Die schraffierten Felder sind Konzentrationsfelder der Augite, rhombischen Pyroxene, Olivine und Biotite.

Die Lage dieser Linie variiert mit verschiedenem FeO-MgO-Verhältnis und mit der verschiedenen Paragenese der diese Oxyde führenden Minerale. Diese Variationen scheinen jedoch für die in der Natur verwirklichten chemischen Systeme relativ klein. Weiter ist zu bemerken, dass die verschiedene Ausbildung der femischen Minerale praktisch eine Funktion der Lage des Gesteins auf dieser Linie ist, mit anderen Worten, dass die am weitesten nach der Fem-Ca-Seite liegenden (= basischen) Glieder in der Regel eine rel. gleichartige femische Mineralparagenesis haben: Pyroxen(e) ± Olivin, wonach Hornblende und Biotit erst später in wesentlicher Menge auftreten, u. s. w.

Alle die durch zahlreiche Analysen repräsentierten Eruptionsprovinzen haben, wie Verf. zu diesem Zwecke berechnet hat (vergleiche z. B. Fig. 86), eine derartige, distinkt markierte Entwicklungslinie von für die verschiedenen Provinzen fast ganz identischer Lage. Die kleinen Variationen der Lage dieser Linie dürften auf ursprünglichen kleinen Variationen der Zusammensetzung des Muttermagmas oder auf exogenen Einflüssen während des Differentiations-

verlaufes (u. a. Assimilation) beruhen und sind oft für den Typus der Eruptionsprovinz charakteristisch.

Diese Entwicklungslinie entspricht der von Bowen für das vereinfachte System Diopsid-Anorthit-Albit experimentell festgestellten eutektoiden Linie (hier nur mit einer anderen Methode für die Berechnung der Komponenten des ternären Diagrammes) *und hat einen mit dieser Linie, in das Fem-Ca-Alk-Dreieck umgerechnet, sehr nahe übereinstimmenden Verlauf*, wie J. H. L. Vogt ja manchmal betont hat, zwar für etwas verschiedene Diagramme.

Von dieser Differentiationslinie[1] die nach Vogts Terminologie durch anchieutektische Gesteine charakterisiert ist, verzweigen sich Differentiationslinien für Gesteinsserien, die von anchimonomineralischen Tendenzen beherrscht sind.

Weiter zeigt das kaledonische Zentralmagmenfeld eine Verzweigung gegen den Augitpunkt.[2] Besonders bemerkenswert ist ausserdem das Verhältnis zwischen den beiden in diesem Werke publizierten Basaltanalysen I und II, von welchen die gegen die Augitseite am weitesten verschobene einen augitporphyritischen, die andere einen einsprenglingsfreien Typus darstellt. Additive und subtraktive Augitdifferentiation ist hier die, durch die übrigen Dreiecke durchaus bestätigte, Erklärung.

Durch die gravitative Separierung von monoklinem Pyroxen, Hypersthen, Olivin und basischem Plagioklas wird die Hauptdifferentiationsentwicklung, eine Repulsion gegen die Mangerit-Quarzdiorit-Granitseite, hervorgebracht. Diese Hauptdifferentiationslinie umfasst: 2 c, 3 b, VIII, 4 i, 4 g, 3 v, 2 o, B, C, D, 2 f_1, 2 v, 2 d, R_{14}, 3 z, 2 x, 6 d, 2 e_1, 3 x, R_{10}, 2 f, IX, 2 e, 3 y, 2 b_1.

In diesem Zweige können die Gesteine von einander abgeleitet werden, ein leukokrates aus einem intermediären, durch Anreicherung von dessen femischen Mineralen zu einem melanokraten, in einer vollständigen Reihe, mit von unendlich kleinen bis zu sehr grossen Variationsschritten, vollkommen beliebig.

Die Analysenpunkte zeigen sogar nur unvollständig diesen kontinuierlichen Übergang, der von mehreren Autoren für beinahe alle Gesteine und Gebiete ausdrücklich hervorgehoben wird, oft als eine In-situ-Differentiation in einem und demselben Massive.[3]

---

[1] Die Linie bildet in Wirklichkeit einen ganz schmalen Gürtel — was teils auf kleinen Analysenfehlern, teils auf durch untergeordnete anchimonomineralische Differentiation hervorgerufenen Abweichungen des endgültigen Gesteines von der eutektischen Linie beruhen mag.

[2] Diese tritt — infolge Mangels an Pyroxenitanalysen — nicht in ihrer eigentlichen Vollständigkeit hervor. Goldschmidt gibt jedoch an (Geol.-petr. Studien IV. Vid.-Selsk. Kristiania Skrifter, I kl. 1916, No 2, S. 127 und 128), dass Pyroxenite in allen Stämmen auftreten.

[3] Nur zwei Beispiele magen hier angezogen werden:

A) 4 e (Hypersthengranit) und 4 d (»noritische Grenzfazies»). Das letztere Gestein repräsentiert ein Zwischenglied aus der Anorthositdifferentiation (4 d), das erstere ein extremes Glied aus einer vollständigen Differentiationsreihe (Anorthosit ←) Norit → Granit.

B) 4 g (Hornblendebanatit) und 4 h (Quarzmonzonit) aus Farsund. Hiermit ist 4 f (Hypersthenadamellit), auch aus Farsund, aber von einem anderen »naheliegenden Massive», nahe verknüpft. Auch mit obenerwähntem 4 e verglichen, zeigen diese vier Gesteine eine besonders schöne additive + repulsive Kristallisationsdifferentiation aus 4 g als Hauptgestein; durch Anreicherung von dessen femischen Mineralen Hornblende + Biotit erhält man 4 h, durch Subtraktion derselben Minerale einen mit der Lage 4 f und 4 e + Zwischengliedern übereinstimmenden Wert, nur dass hier die Repulsionskräfte »Biotit» + »Hornblende» zum Teil durch die zwischen ihnen liegende (für die Lage dieses Gesteins) bedeutend grössere Kraft »Hypersthen» ersetzt sind.

Die bei der Differentiation aktiven Repulsions- und Additions-»Kräfte» sind teils Plagioklas, teils die femischen Minerale; zuerst, bis ungef. 4 i, Augit + Hypersthen, dann vor allem Hornblende + Augit (+ Biotit + Hypersthen, untergeordnet auch Ägirinaugit).

Die Trondhjemite. Bei dem Übergang von 4 i zu 4 g erfolgt, wie oben angedeutet ist, bei 2 Mineralstämmen, nämlich bei Nr. 3 (dem Opdalit-Trondhjemitstamme) und Nr. 4 (dem Eckersund-Soggendalsgebiete), teilweise eine Veränderung der femischen Mineralkombination, nämlich von Augit + Hypersthen zu Hornblende + Augit + Biotit, d. h. ein Ersatz »trockener» Minerale durch wasserhaltige. Gerade hier findet die Aufteilung in den normal-(alkali-)granitischen und den trondhjemitischen Zweig oder richtiger das Herauswachsen des distinkten trondhjemitischen Zweiges aus dem Hauptzweige, zu dem dann die Normalgranite und Alkaligranite gezählt werden, statt.

In seinen »Stammestypen» hebt Goldschmidt als Ursache der Trondhjemitdifferentiation gerade diesen (in der Mineralausbildung sichtbaren) Wassergehalt bei den Trondhjemiten und den damit assoziierten basischen Magmen hervor.

Diesen Wassergehalt bei den Glimmerdioritstämmen erklärt Goldschmidt[1] als eine mit ihrem geologischen Auftreten — in sedimentären Gesteinen in Faltungsgebirgen — zusammenhängende Erscheinung, durch Wasserresorption aus wasserhaltigen, vorzugsweise tonigen, Sedimenten hervorgerufen.

Von besonderer Bedeutung ist, wie G. hervorhebt, *die Bildung von Biotit.*[2] Hierbei erhält man nämlich eine praktisch CaO-freie femische Komponente mit bedeutendem Alkaligehalt, d. h. von der Verbindungslinie Fem-Ca zu Fem-Alk verschoben. Hierdurch kommt eine Drehung des Systemes von subtraktiven Komponenten gegen die Fem-Alk-Linie zustande, und die negative Resultante (= die repulsive Differentiationsrichtung) erhält eine entsprechende Drehung gegen die Ca-Seite. Mit anderen Worten, Subtraktion von Fe, Mg und Alkalien (dagegen nicht Ca) mit sinkendem Biotit bringt gerade den durch seine im Verhältnis zu seinem geringen Fe-Mg-Gehalt Ca-reiche Feldspatzusammensetzung charakterisierten Trondhjemit hervor. (Betreffs des Na-Gehalts siehe unten!)

Als eine additive Bildung können die gerade in der Repulsionsrichtung liegenden 3 c, 3 d (Opdalit) und 4 h (Quarzmonzonit) betrachtet werden.

Auffallend ist die von mehreren Autoren hervorgehobene, im Fem-Ca-Alk-Dreieck besonders schön hervortretende Analogie zwischen den Anorthositen und den Trondhjemiten. Zwischen den eigentlichen Labradorfelsen und den Trondhjemiten gibt es auch mehrere als Andesinite und (in solchem Falle »basische») Trondhjemite bezeichnete Übergangsgesteine. Es könnte darum möglich erscheinen, dass die Trondhjemite auch durch einen additiven Differentiationsverlauf mit Anreicherung (steigender) Andesin—Oligoklas ihren Charakter erhalten hätten, obgleich dieser Prozess hier von untergeordneter

[1] Stammestypen der Eruptivgesteine. Vid.-Selsk. Kristiania Skrifter, I kl. 1922, No. 10, S. 8.
[2] Auch Th. Vogt. (a. a. O.) hebt, wie Goldschmidt, die Bedeutung der Glimmerbildung für die Genese der Trondhjemite hervor.

Bedeutung wäre. Man würde in diesem Falle eine kontinuierliche Übergangsreihe von den durch hauptsächlich additive Differentiation (steigenden Plagioklas) gebildeten Anorthositen bekommen, bei hinzutretender repulsiver Differentiation durch sinkenden Biotit zu den hauptsächlich durch diesen letzteren Verlauf gebildeten Trondhjemiten hinüberführend. Gegen diese Möglichkeit sprechen aber die spez.-Gewicht-Verhältnisse.

Die spez.-Gewicht-Verhältnisse bei der Plagioklasseparation.

Goldschmidt nimmt an, dass die Anorthositdifferentiation auf ausgeprägte Trockenheit des Magmas, mit dadurch bedingtem höherem spez. Gewichte desselben und der Möglichkeit für die Plagioklase zu steigen, zurückzuführen sei. Mit Rücksicht auf den nach allen Berechnungen rel. geringen Unterschied im spez. Gewichte zwischen den kristallisierten Plagioklasen und dem Magma scheint es sehr möglich, dass der Wassergehalt diese Bedeutung haben kann. Für die Auseinandersetzung über diese Frage, sowie über den normalen Differentiationsverlauf im ganzen, dürften einige Berechnungen hier angebracht sein.[1]

Auch in diesem Falle scheint eine graphische Darstellung zweckmässig — nicht zum wenigsten wegen der Möglichkeiten einer exakten und doch geschmeidigen und äusserst übersichtlichen Diskussion bei den etwas verschiedenen Annahmen, die gemacht werden müssen.[2] In einem Diagramme (Fig. 88) ist eine aus einer grossen Anzahl neuer Plagioklasanalysen mit sorgfältiger Bestimmung des spez. Gewichtes berechnete Variationskurve für das spez. Gewicht der Plagioklase, von dem An-Gehalt in Mol. % abhängig, eingeführt. Weiter sind die von spez.-Gewicht-Bestimmungen begleiteten kaledonischen Gesteinsanalysen eingeführt, nach derselben Berechnungsmethode wie für die Plagioklase, also spez. Gewicht als Ordinate und Mol. % An von der normativen Plagioklaszusammensetzung als Abszisse.

Die spez. Gewichte der Gesteine gelten für kristallisiertes Gestein bei gewöhnlicher Temperatur. Für einen Vergleich zwischen den spez. Gewichten des Magmas und der daraus kristallisierten Minerale müssen bekanntlich gewisse Reduktionen gemacht werden, nämlich für Übergang von kristalliner zu amorpher Form des Gesteines, für steigende Temperatur und vergrösserten Druck. Es scheint richtig, wie Vogt[3] von der Einwirkung der Temperaturzunahme abzusehen und die für die resp. Silikatminerale und Gesteine sicherlich unbedeutend verschiedenen Ausdehnungskoeffizienten als eine Konstante zu betrachten.

Für die Grösse der wichtigsten Reduktion, nämlich vom kristallisierten zum

[1] J. H. L. Vogt sucht gemäss seiner Auffassung von der Anorthositbildung durch sinkenden Plagioklas bei seinen Berechnungen das spez. Gewicht des Magmas unbedeutend unter das des Plagioklases hinunterzupressen; Lœvinsson-Lessing findet in seiner Kritik gegen Bowen, dass der Plagioklas vielmehr steigen sollte. (Journal of Geology 1923, S. 103.)

[2] z. B. betreffs der Grösse der Verminderung des spez. Gewichtes der Gesteine bei Übergang von kristallisiertem zu amorphem Zustand.

[3] J. H. L. Vogt, The Physical Chemistry of Igneous Rocks, I, Vid.-Selsk. Kristiania Skrifter, M.-N. Klasse, 1924, No. 15, S. 90.

amorphen Zustand, kann man auf Dalys von Vogt (a. a. O., S. 90) zitierte Darstellung verweisen. Daly[1] berechnet die Verminderung des spez. Gewichtes in % bei Überführung in amorphen Zustand und bei 1,000 °C für Gabbro und Diorit zu durchschnittlich 5.9—6.0, für Quarzdiorit-Tonalit zu ungef. 7.5 (6.4—8.3), für Syenit, Granit und Gneis zu 8.9 (8.7—9.0).

Eine Reduktion der spez. Gewichte der resp. Gesteine im Diagramme um eine Prozentzahl $= 9 - \frac{An}{100} \cdot 6$, was eine Reduktion für das Gestein An_0 um 9 %, für An_{50} (ungefährer Durchschnittswert für Gabbros) um 6 %, für

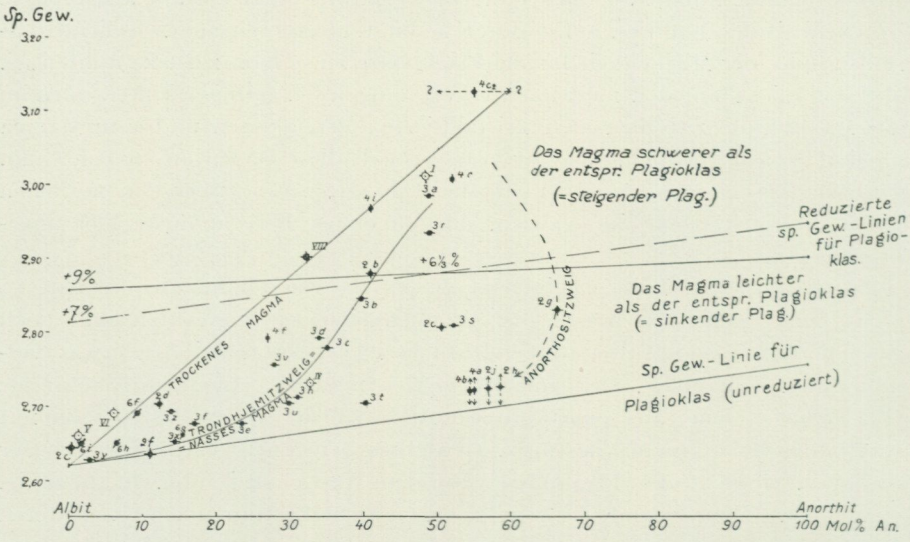


Fig. 88. Diagramm, das Verhältnis zwischen den spez. Gewichten für Gestein (Magma) und entsprechenden Plagioklas darstellend. Die Gesteinspunkte sind nach ihrem spez. Gewicht und ihrer normativen Plagioklaszusammensetzung eingetragen. Daneben ist die spez.-Gewichtskurve für Plagioklas eingeführt (eine gerade Linie). Um einen Vergleich zwischen *Magmagewicht* und Plagioklasgewicht zu erhalten, müsste eine Reduktion des spez. Gewichts jedes Gesteins geschehen; der grösseren Einfachheit halber ist stattdessen die Plagioklaslinie aufwärtsgeschoben, um einen entsprechenden Betrag = die Prozentzahlen bei den reduzierten spez.-Gewichtslinien (von dem mittleren spez. Gewicht der entsprechenden *Gesteins*zusammensetzung berechnet).

die übrigen Gesteine im Verhältnis dazu bedeutet, wäre gewiss das richtigste. Grösserer Übersichtlichkeit und der Einfachheit halber ist die technische Änderung vorgenommen worden, dass stattdessen *die Plagioklaslinie* um einen entsprechenden, mit vermindertem An-Gehalt wachsenden, Betrag *aufwärtsgeschoben ist.* Hierbei verliert sie aber ihre theoretisch wichtige Abschrägung im Diagramme. Mit einem Schnittpunkt in An_{50} ist darum eine mit der ursprünglichen Feldspatlinie parallele Linie eingeführt worden. Die Abweichungen sind für das »kritische» Gesteinsgebiet sehr klein und verschwinden im Vergleich zu der Unsicherheit der Reduktionsberechnung kristallisierten—amorphen Gesteins.

[1] Daly, Igneous Rocks and their Origin.

In diesem Diagramme verteilen sich die kristallisierten Gesteine des »normalen» Differentiationszweiges auf einen engen Gürtel, der sich vom Gebiete für das spez. Gewicht 3.00, An_{50} gegen den Albitpunkt, mit ungef. 30° Neigung gegen die Plagioklaslinie, erstreckt. Bei der Reduktion zum amorphen Zustand der Gesteine schneidet die Plagioklaslinie diesen Gürtel, woraus folgender Schluss gezogen werden kann:

Gesteine, die über dieser Linie liegen, haben einen Durchschnittsplagioklas, der leichter als das entsprechende Magma ist, Gesteine unter der Linie einen schwereren. Da die Punkte, welche die Gesteine repräsentieren, die normative Plagioklaszusammensetzung angeben, kann die Zusammensetzung der beginnenden Plagioklasfraktion aus dem gewöhnlichen Schmelzdiagramme Albit-Anorthit leicht bestimmt und in das Diagramm eingelegt werden, am besten mit dem Gestein durch eine horizontale Linie verbunden, welche alle zwischenliegenden Plagioklaszusammensetzungen repräsentiert. Da, wo dieser zuerst kristallisierte Plagioklas über der Plagioklaslinie liegt, wird auch diese Fraktion leichter als das Magma, und wenn er unter der Linie liegt, wird sie schwerer.

Es ist klar, dass nicht unendlich kleine Unterschiede im spez. Gewicht gravitative Separierung verursachen können — die Auffassungen von der Grösse der erforderlichen Unterschiede wechseln sehr. Jedenfalls sind nur bei Magmen, die auf obenerwähnte Weise *unter* der Plagioklaslinie liegen, Tendenzen zu *sinkendem Plagioklas* vorhanden, und nur bei Magmen, die *über* derselben Linie liegen, gibt es Tendenzen zu *steigendem Plagioklas. Nur wenn die Entfernung von der Plagioklaslinie rel. gross ist, werden diese Tendenzen so stark, dass sie, wenn die übrigen Umstände günstig sind, zu bedeutenderen Differentiationen in anchimonomineralischer Richtung führen können.*

Betreffs der quantitativen Bedeutung der Einwirkung des Druckes ist es unmöglich, eine sichere Auffassung zu erhalten. In der Regel pflegt jedoch das Resultat von Tammans bekannten, an gewissen Salzen ausgeführten Untersuchungen des Volumverhältnisses zwischen kristallisierter und amorpher Phase bei variablem Druck auf die Magmagesteine angewandt zu werden, wobei man also annimmt, dass dieser Unterschied sich mit steigendem Druck vermindert. Grosser Belastungsdruck — die meisten Autoren nehmen an, dass die Anorthosite in einer rel. tiefen Lage gebildet sind — verschiebt dann in dem angewandten Diagramme die reduzierte Plagioklaslinie nach unten. Aber auch wenn man von diesem Einfluss absieht, liegen die mit den Anorthositen intim assoziierten und vollständige Übergangsreihen bildenden noritisch-gabbroiden Gesteine bedeutend über der Plagioklaslinie. Auch haben alle Autoren (mit Ausnahme Vogts), welche die skandinavischen Anorthosite eingehender behandelt haben, entweder den Norit oder einen Anorthositnorit als Muttermagma angenommen. Das Diagramm des Verfassers (das Fem-Ca-Alk-Dreieck, Fig. 85) zeigt auch unzweifelhaft, dass die auf äusserst distinkten Entwicklungslinien liegenden Anorthosite sich aus einem gabbroiden (noritischen) Magma entwickelt haben — ob sich dieses vorher aus einem azideren ausdifferenziert hat (was durchaus nicht wahrscheinlich ist), ist ohne Bedeutung.

Und auch wenn man einen wesentlich grösseren Unterschied des spez. Gewichts für kristallisierten und amorphen Zustand des bezeichneten Magmas annähme, würde es doch über der Plagioklaslinie liegen. Mit anderen Worten: *die Anorthosite können nicht durch Kristallisationsgravitationsdifferentiation in der Richtung, die Bowen und Vogt angenommen haben, durch sinkenden Plagioklas, gebildet sein,*[1] *dagegen wird Goldschmidts (und Lœvinsson-Lessings) Annahme von steigendem Plagioklas im höchsten Grade bestätigt.*

Bei vermehrter Azidität nähern sich ja aber die Magmen schnell der Plagioklaslinie. In dem Gürtel, den die Gesteine der anchieutektischen Hauptentwicklungsreihe einnehmen, wird die obere Grenzlinie von Alkaligesteinen (Analysen aus anderen Eruptionsprovinzen) und Repräsentanten des durch schwach alkaline Endglieder (Ägiringranit) gekennzeichneten trockenen Bergen-Jotun-Stammes (die Gesteine des Eckersund- Soggendalsfeldes mit einbegriffen) markiert. Längs der unteren Grenze liegen in einem Bogen die Gesteine des Trondhjemit-Opdalit-Stammes. Diesen durchgehenden Unterschied im spez. Gewichte, durch den (bei dem festen Gesteine nur zum Teil gebundenen) Wassergehalt des Opdalit-Trondhjemitmagmas vergrössert, nimmt Goldschmidt als Ursache dafür an, dass beim Trondhjemit-Opdalit-Stamm Anorthosite fehlen.

Weiter ergibt sich mit voller Deutlichkeit, dass nicht, wie früher (S. 256) fakultativ angenommen ist, bei der Bildung der Trondhjemite ein der Anorthositbildung analoger additiver Prozess (steigender Plagioklas) hat mitwirken können. Die nach der Abzweigung starke Biegung des Trondhjemitfeldes gegen die Alk-Ecke (im Fem-Ca-Alk-Dreieck) findet gerade in einem Stadium statt, wo (im spez. Gewicht — An %-Diagramm) das Gestein so tief unter die Plagioklaslinie gereicht hat, dass die gravitative Differentiation mit *sinkendem* Plagioklas einen so grossen Umfang annimmt, dass sie ein der Separierung von Biotit und Hornblende gleichwertiges Kraftmoment in der immer leukokratere und saurere Trondhjemite bildenden repulsiven Differentiation ausmacht.

Ausserdem dürfte die Wasseranreicherung im Trondhjemitmagma durch ihre die Viskosität herabsetzende Einwirkung das Sinken der femischen Minerale erleichtert haben, wodurch die extrem leukokrate Ausbildung erreicht worden ist. Ferner kann die sehr verbreitete, wiederholt rekurrente Zonarstruierung des Plagioklases[2] durch diese vergrösserte Beweglichkeit erklärt werden, indem das rel. rasche Sinken der auskristallisierten Plagioklasindividuen mit den während des hochtektonischen Intrusionsaktes hervorgebrachten Strömungen kombiniert worden ist, wodurch dasselbe Plagioklasindividuum in einer stets variablen Magmaphase weiterkristallisiert ist.

Im Fem-Ca-Alk-Dreieck liegt besonders eine grosse Anzahl *schwedischer kaledonischer Granitanalysen* weit von der anchieutektischen Differentiationslinie, nach der Alk-Fem-Seite hin. Diese anomale Zusammensetzung deutet

[1] Die einzige Ausnahme wäre, falls durch schnelle Druckentlastung das Magma von kleinen Gasblasen gefüllt wird — eine Möglichkeit, die für den Sulitelmafakkolith angenommen werden kann (siehe S. 270).

[2] Goldschmidt, Geol. petr. Studien IV, (Vid.-Selsk. Kristiania Skrifter, I kl. 1916, No 2) S. 78.

Verf. als Assimilationsphänomene bei den sehr weite Strecken intrudierten fraglichen Graniten, wobei hauptsächlich Amphibol- und Biotitmaterial aus dem Nebengestein resorbiert worden ist. Die Analysenpunkte liegen in der Tat auf der Verbindungslinie (= der Assimilationslinie) zwischen den azidesten Graniten und dem Amhpibolfelde, zum Teil mit einer Neigung gegen die Biotitseite, wobei im ersteren Falle Grünsteinseffusive oder Intrusive, im letzteren Falle weiter nach der Fem-Seite fallende Tuffe resorbiert worden sind, in ähnlicher Weise wie es im S. Storfjället der Fall ist.

Im Feldspatdreieck.

Die Wiederspiegelung des Differentiationsverlaufes im Feldspatdreieck ist schon im Vorstehenden berührt worden. In grossen Zügen zeigt es sich auf folgende Weise:

Das als (mittelbares oder unmittelbares) Muttermagma betrachtete Zentralmagma, welches im Fem-Ca-Alk-Dreieck ein ganz kleines Gebiet einnimmt, nimmt auch im Feldspatdreieck ein zentrales und äusserst begrenztes Gebiet ein. Hierher gehörende Gesteinsanalysen sind: 2 a (Saussuritamhpibolit), 2 n Mangerit, 3 a Quarzbiotitnorit, 3 r Quarzbiotitnorit. Die Haupt- oder richtiger »Normal»-Differentiationslinie läuft über 2 b (»Jotunnorit», richtiger Mangerit), 3 b Hypersthen-Glimmerdiorit, 4 g Hornblendebanatit, 4 h Quarzmonzonit, 3 c, 3 d, Opdalit bis zu den Graniten (und Syeniten) in der Nahe von der Feldspateutektoide Linie. Wie aus dem Diagramm hervorgeht, repräsentiert diese Differentiation die theoretisch richtige Repulsionsdifferentiationsrichtung bei kontinuierlich sinkender erster Plagioklasfraktion und wird an der Individualisationslinie Or : (Ab + An)[1] abgebrochen, an welcher 2 e fast ganz den eutektischen Punkt Or : Ab erreicht hat. Wir haben hier immer noch den typischen Differentiationsverlauf eines trockenen Magmas, wo Biotitbildung erst untergeordnet in einem späten Stadium stattfindet, und wo also die repulsiven Mineralkräfte im Feldspatdreieck nur der Plagioklas und untergeordnet der in beinahe derselben Richtung wirkende Augit sind.

Die Trondhjemite dagegen, — die sich im Fem-Ca-Alk-Dreieck bei 4 g von der Hauptdifferentiationslinie verzweigen, — *erhalten auch hier ihre Bahn durch eine in 4 g einsetzende repulsive Kraft aus der Biotitseite,* welche anfangs dominierend, danach (wenn ein grosser Teil des Fem-Gehaltes weggeführt worden ist) im Verhältnis zu der normalen Plagioklassubtraktion untergeordnet ist — *also im einzelnen derselbe Differentiationsverlauf wie derjenige, der aus dem Fem-Ca-Alk-Dreieck hergeleitet wurde.*

Eine ungefähr mitten zwischen den »trockenen Graniten» und den Trondhjemiten liegende Differentiation wird von 2 o (»natronreicher Glimmersyenit»), 2 g_1 (Mangeritsyenit) 2 x (Granitgneis) repräsentiert, wo ein mässigerer Glimmergehalt eine intermediäre Differentiation hervorgebracht hat.

Der im Fem-Ca-Alk-Dreieck unterschiedene, basischere andesinit-trond-

[1] Der geringe Betrag, womit die Linie nach der Or-Seite überschritten wird, ist auf untergeordneten Glimmergehalt zurückzuführen.

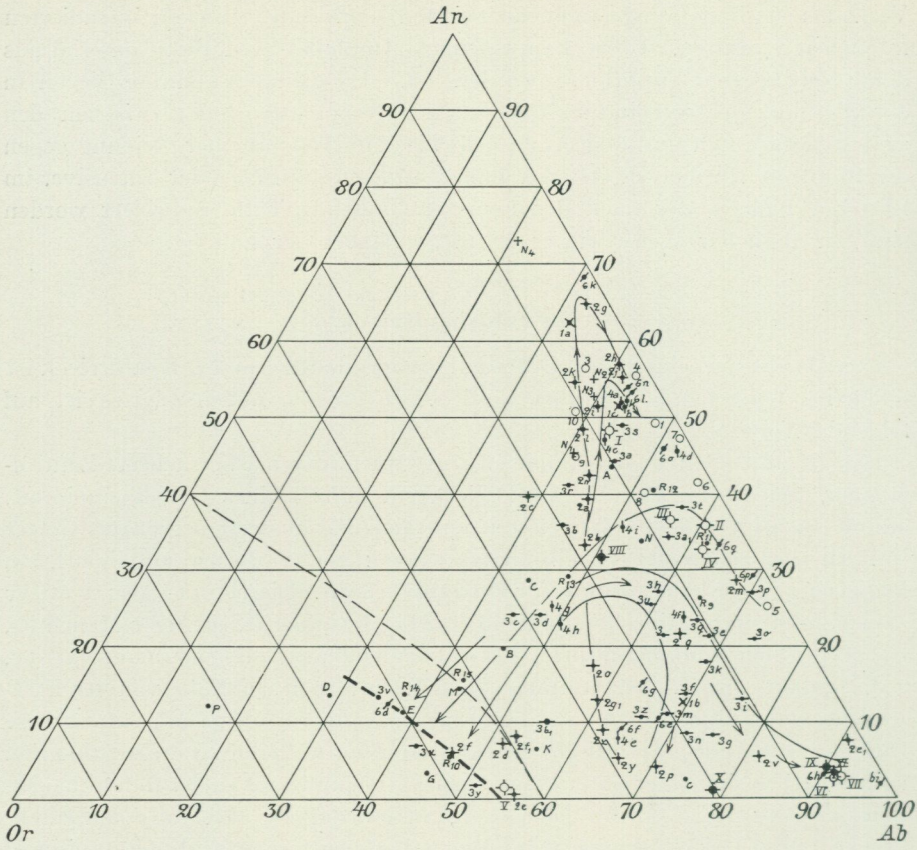


Fig. 89. Die skandinavischen kaledonischen Eruptivgesteine im Feldspatdreieck. Zeichenerklärung siehe Fig. 85.

Die dünne gestrichelte Linie ist die eutektoide Linie Or : Ab (+ An), wie sie von H. Johansson, J. H. L. Vogt u. a. gezogen wird. Die grobe gestrichelte Linie zeigt die für die kaledonischen Granite hervortretende entsprechende eutektoide Linie, die sich nicht nur auf die Feldspate, sondern auf die totale normative Feldspatradikalzusammensetzung des Gesteins bezieht, deren kleine Verschiebung gegen Or hin wahrscheinlich hauptsächlich durch den Glimmergehalt verursacht ist.

Anm. Der Punkt 3 d_1 ist weggefallen; er soll bei An = 45.4, Ab = 45.6, Or = 8.9 liegen. Der Punkt »P» soll F sein.

hjemitische Zweig, de[r] 4 i, R_{13}, III, 3 t, R_{12}, 2 a_1, R_{13}, R_{11}, N, R_9, 3 p, IV umfasst, bildet im Feldspatdreieck einen schönen Bogen, der von einem etwas höheren Punkte als der eigentliche Trondhjemitzweig ausgeht und von derselben Form wie dieser ist, nur dass er sich weiter gegen die An-Seite erstreckt, und der aus R_{13}, 4 i, N, III, R_{12}, 2 a_1, 3 t, R_{11}, IV, (R_9), 3 p besteht. Ein Repulsionsimpuls von der Biotitseite her, der in etwas früherem (Anreicherem) Stadium zutrifft, bildet hier den analogen Differentiationsanlass.

Das Verhältnis der Anorthosite im Feldspatdreieck bestätigt ganz die früher hervorgehobenen Gesichtspunkte betreffs ihrer Genesis. Besonders die Anorthosite des Bergen-Jotunfeldes schliessen sich sehr schön der theoretisch erwarteten Kurve in einer von dem Zentralmagma ausgehenden, der

Plagioklaslinie sich nähernden Kurve an, die sich erst gegen die An-Ecke erhebt und sich danach gegen Ab senkt, m. a. W. einer Kurve von spitz parabolischem Typus. Die Bedeutung ist dieselbe wie im Fem-Ca-Alk-Dreieck: eine von einer anchieutektischen zu einer anchimonoplagioklasischen Zusammensetzung führende Serie, wo mit wachsendem Plagioklasgehalt der Plagioklas sich zuerst der An-, dann der Ab-Seite nähert. — Die Gesteine des Eckersund-Soggendalsfeldes zeigen auch eine ähnliche, obgleich schlechtere Kurve; die Kurve ist aber gegen auch sehr kleine Analysenfehler sehr empfindlich, und die fraglichen Analysen sind durchweg älter als diejenigen von Röers/Goldschmidt äusserst sorgfältigen Analysen, welche die Bergen-Jotunanorthosite repräsentieren.

Die Kurve zeigt hier, wie im Fem-Ca-Alk-Dreieck, eine derjenigen der Trondhjemite vollkommen analoge Form. Auch hier beruht diese Analogie nicht auf einer im strengen Sinne gleichartigen Genesis der resp. Gesteinsgruppen, sondern auf dem Einfluss zweier analog wirkenden Kraftkombinationen. Im ersten Falle eine additive Differentiation gegen die An-Ab-Linie (also von der Or-Ecke weg), durch eine auf der Ab-An-Linie gegen Ab bewegliche Komponente; im letzteren Falle zwei repulsive Kräfte, eine von der Or-Ecke weg (Biotit), die andere gegen die Ab-(Or)-Linie, also mit einer grossen Komponente gegen Ab, gerichtet. Ein paar Analysenpunkte, 2 c (Mangerit), resp. 3 c und 3 d (Opdalit), liegen mehr gegen die Or-Seite hin. Wir haben hier Gesteine, die auch im Feld mit den Anorthositen, resp. Trondhjemiten, verbunden sind, welche einen zu der Differentiation der letzteren komplementären (resp. repulsiven und additiven) Differentiationsimpuls erhalten haben. 3 c (und 3 d) zeigt dasselbe Verhältnis im Fem-Ca-Alk-Dreieck; dass 2 c hier in der Hauptdifferentiationsrichtung liegt, enthält keinen Widerspruch; ohne dass die Feldspatverhältnisse dadurch beeinflusst werden, ist hier eine subtraktive Differentiation von Fem, die das Gestein auf der eutektoiden Hauptentwicklungslinie zurückhält, sehr natürlich.

Sehr markiert ist diejenige Gruppe von Graniten, die zu ganz verschiedenen Stämmen und Lokalen gehören, welche sich in einem flachen Bogen von ungef. Ab_{55}, Or_{45} aus ein Stück gegen die Or-An-Linie erstreckt. Wir haben hier eine distinkte Gruppierung der normativen Feldspatverhältnisse der Gesteine auf der eutektoiden Linie Or : Ab (+ An) — nur dass in dem normativen An-Ab-Or-Dreieck wegen des Glimmergehaltes eine mässige Verschiebung nach Or stattgefunden hat. Nur *eine* der sich auf einige hundert belaufenden kaledonischen Gesteinsanalysen zeigt eine extreme Lage gegen die Or-Ecke (F, »gebänderter Granulit», vom Sippmikfjället). Es ist hier zu bemerken, dass die Analyse einen grossen Überschuss von Tonerde zeigt, der darauf deutet, dass der glimmergebundene Kaligehalt bedeutend sein muss, und weiter, dass das Gestein als »gebänderter Granulit», d. h. ein protoklastisch-kataklastisch stark deformiertes, extrem quarzreiches Gestein, bezeichnet wird.

Betreffs des Differentiationsverlaufs der trockenen, mit den Anorthositen assoziierten kaledonischen Eruptivstämme im Feldspatdreieck sei weiter auf

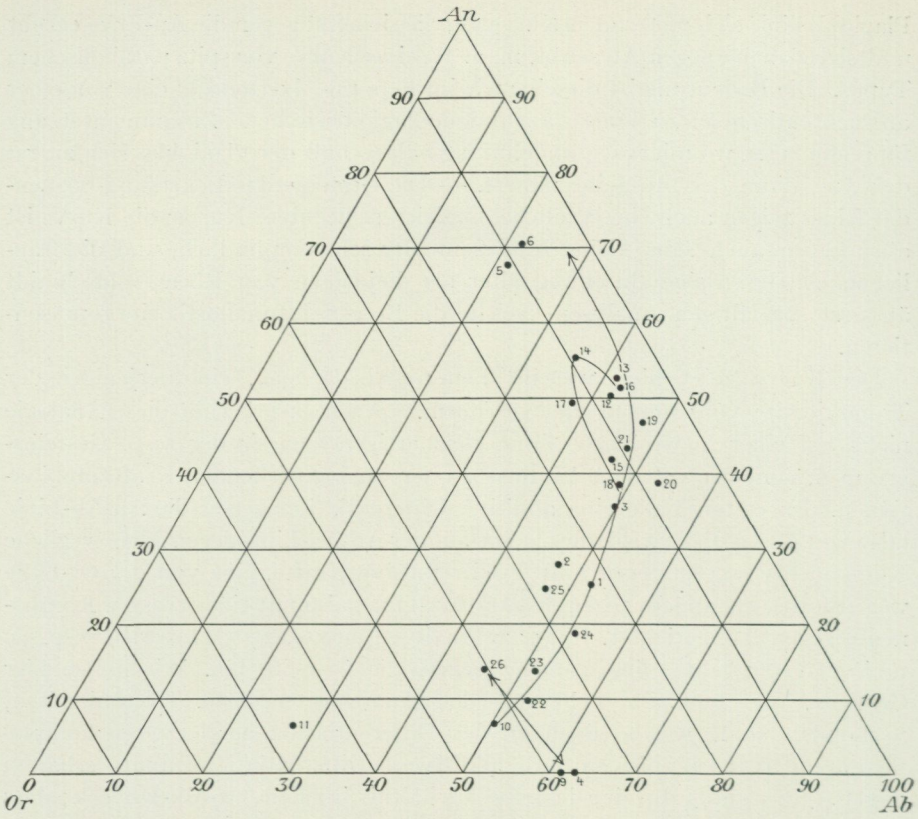


Fig. 90. Die Gesteine aus Adirondacks im Feldspatdreieck. Die Hauptdifferentiationslinie läuft von 18 bis 22—10, wo die Granite um die eutektoide Linie Or : Ab (+ An) verteilt liegen. Man sieht die parabolisch gebogene Anorthositdifferentiationskurve (18—17—14—13, 16, 12); man vergleiche dies mit den Hauptdifferentiations- und Anorthositdifferentiationslinien der kaledonischen Gesteine (Fig. 89).

die ausserordentlich schöne, obgleich durch gewisse Abweichungen charakterisierte Analogie hingewiesen, welche das früher erwähnte Adirondacksgebiet darbietet (Fig. 90).

Im femischen Dreieck.

Im femischen Dreieck nehmen die kaledonischen Basalte ein Gebiet um die Linie CaO_{20}, von MgO_{41} bis MgO_{54} ein, mit einer noritischen Verzweigung gegen den Repulsionspunkt der Normalaugite. Den Kern in diesem Verbreitungsgebiete bilden die schwedischen Mesketbasalte — eine Basaltgruppe, die, wie später gezeigt werden wird, sich durch wesentlich höheren An- und Mg-Gehalt von Dalys mittelbasaltischem Typus unterscheidet, aber mit den von Washington-Keyes[1] kürzlich publizierten Durchschnittswerten für die Basalte von den

[1] American Journal of Science, Vol. XII (1926), S. 351.

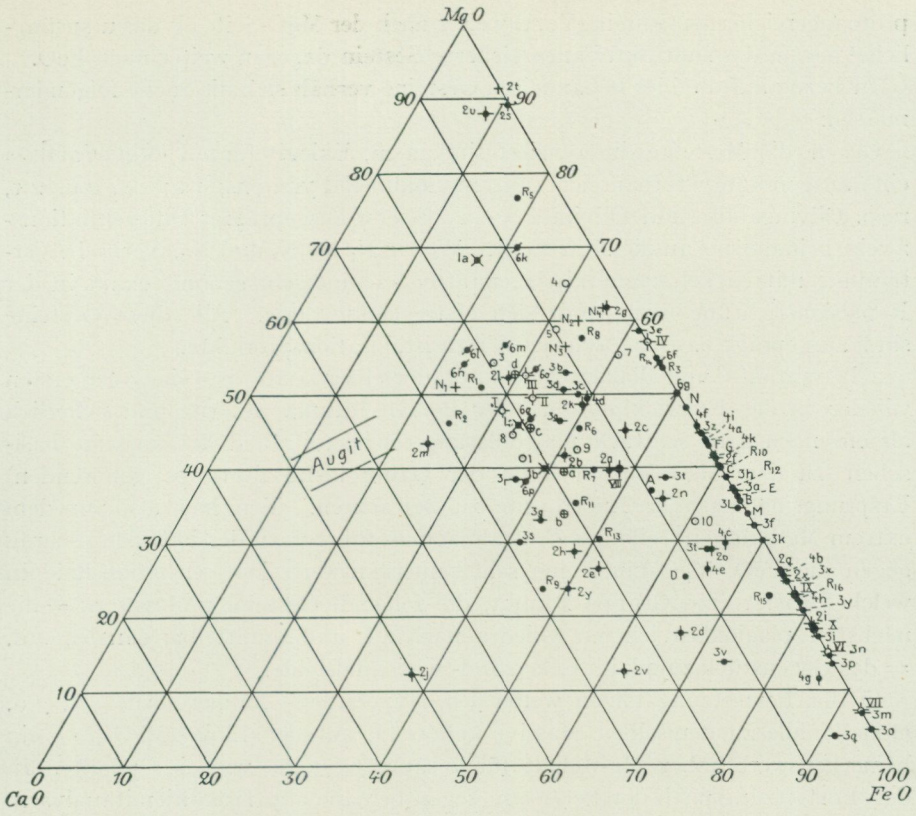


Fig. 91. Die skandinavischen kaledonischen Eruptivgesteine im femischen Dreieck. Zeichenerklärung siehe Fig. 85.

Hawai-Inseln im allgemeinen und besonders von den Leeward Islands zusammenfällt.

In dasselbe Gebiet im femischen Dreieck fallen weiter von den kaledonischen Intrusiven Nr. 1 c (Saussuritgabbro), 2 l (»granat- und diallagreiche Labradorfelsvarietät» = granatführender Labradoritgabbro) und R_2 (Gabbro). Ferner wird die gegen MgO gerichtete Spitze des Gebietes von den von Vogt aus norwegischen Nickel-Magnetkiesgebieten publizierten Noritanalysen abgeschnitten. In unmittelbarem Anschluss weiter nach der Fe-Seite folgen: 3 a, Quarzbiotitnorit, Übergangsglied, R_6 (Amphibolit), 2 b Jotunnorit, 1 b »grobkörniger Grünstein», 3 r Quarzbiotitnorit, die letzteren drei Analysen von (im fraglichen Dreieck) mit Dalys Basaltdurchschnitt übereinstimmender Lage. Es scheint also, als ob der Hauptteil des intrusiven Zentralmagmas eine etwas Mg-ärmere Fazies als die Basalte der Mesketformation repräsentierte, obgleich mehrere der zu dem trockenen Magmastamme gehörenden Differentiationsglieder bis an dasselbe MgO : FeO-Verhältnis heranreichen.

Von dem Standpunkte der Kristallisationsdifferentiation aus, der vor allem von J. H. L. Vogt entwickelt worden ist, soll im FeO-MgO-CaO-Dreieck ein

protoangereichertes Gestein (Vogt) weiter nach der MgO-Seite als das ursprüngliche[1] liegen, das subtraktiv angereicherte Gestein dagegen weiter nach FeO.

In bezug auf die hier behandelten Gesteine verhält sich die Sache folgendermassen:

Gegen die Mg-Seite differenziert sind: 2 m, Eklogit [gegen (MgO)CaO] = eine ausgeprägte Protoanreicherung monoklinen Pyroxens; 1 a; 2 s, 2 u, 2 t, resp. Olivingabbro und Olivinite = ein äusserst ausgeprägter Differentiationszweig beinahe bis an die MgO-Ecke. Weiter N_1 N_2, N_3 und N_4, Norite in Verbindung mit Nickel-Magnetkieslagerstätten — eine sehr schöne, exakt in der Repulsionsrichtung von Augit sich erstreckende Serie. Alle diese Gesteine sind ausgeprägt basische, schwere Erstkristallisationsprodukte.

2 l (»granat- und diallagreiche Labradorfelsvarietät») ist eines der ersten Glieder in der Entwicklungsserie der Bergen-Jotunlabradorite und sicherlich als ein noch ganz schwach plagioklasangereichertes Glied des äusserst basischen (zu dem Mg-reichsten Teile der Gabbroid-Basaltgruppe gehörenden) Ursprungsmagmas der Anorthosite zu betrachten. Von hier, also von dem extrem Mg-haltigen Teile des Zentralmagmas, führt nach der FeO-Seite schräg gegen die FeO, MgO-Linie eine sehr bemerkenswerte Differentiationslinie, in welcher zuerst eine Gruppe kommt, die folgende Gesteine umfasst: 2k = die nächsten plagioklasreicheren Glieder nach 2 l, und unmittelbar daneben 4 d, = das Gegenstück zu 2 k im Eckersund-Soggendalsfelde.

In der Fortsetzung folgen weiter 3 b, Hypersthen-Glimmerdiorit, 3 c, 3 d, Opdalit, alle zu demselben Massive gehörend, auf der Linie $(MgO)_{50}$ — ein bemerkenswert hoher Mg-Gehalt für so saure Gesteine wie die Opdalite. In der Fortsetzung nach der FeO-Seite liegen beinahe alle Trondhjemitanalysen. Bei der Diskussion über die Dreiecke Fem-Ca-Alk und Or-Ab-An wurde die Serie Opdalit-Trondhjemit als resp. additive (protoangereicherte) und repulsive zusammengehörige Differentiationsprodukte hervorgehoben. Diese Auffassung wird somit im FeO-MgO-CaO-Dreieck ganz bestätigt: *3 b, 3 c, 3 d haben ihren hohen Mg-Gehalt durch die Protoanreicherung erhalten, deren repulsives Produkt die Fe-reichen Trondhjemite ausmachen.*

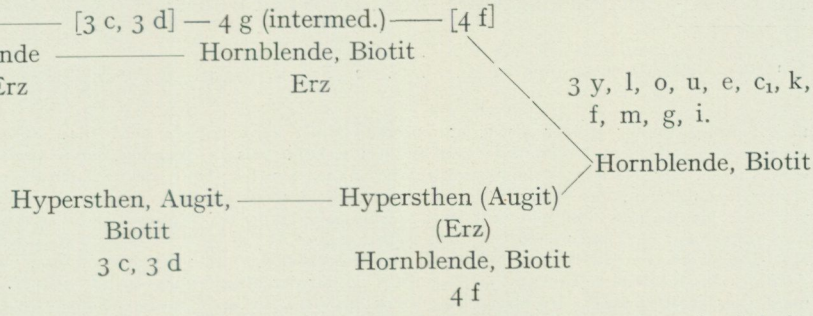
Dagegen kann ein Einwand erhoben werden, durch Hinweis auf die Serie 4 h (Quarzmonzonit) — 4 g (Hornblendebanatit), 4 f (Hypersthenadamellit), die im Fem-Ca-Alk-Dreieck mit der Differentiationsserie Opdalit (2 c, 2 d) — Trondhjemit zusammenfällt, aber im femischen Dreieck eine ganz andere Lage einnimmt. Es kann in diesem Zusammenhang begründet sein, noch einmal hervorzuheben, dass ein analoger Differentiationsverlauf in einem Dreieck-Diagramme nicht notwendig einen betreffs aller chemischen Komponenten analogen Differentiationsverlauf zu besagen braucht. Die benutzten 3-Komponentdiagramme stellen ja nur verschiedene Projektionen des äusserst vielphasigen Totalsystemes dar. Ebenso wie zwei in einer Dreieckprojektion eines Tetraederdiagrammes zusammenfallende Punkte im Raumdiagramme ganz verschiedene Lagen einnehmen können, können hier in bezug auf eine

[1] Gilt nach Vogt für jede, nach dem Standpunkte des Verfassers betreffs der Anorthosite, nur durch femische (sinkende) Minerale verursachte Protoanreicherung.

oder mehrere Komponenten variierende Gesteine in gewissen Projektionen zusammenfallen.

Wenn verschiedene Diagramme eine oder zwei Komponenten gemeinsam haben, wird mit Bezug auf diese eine gewisse Lage in einem Diagramm in dem anderen wiedergespiegelt. In den hier benutzten Diagrammen kehrt zwar keine Komponente unverändert in einem anderen Diagramme wieder; dagegen ist z. B. »Ca» des Fem-Ca-Alk-Dreiecks in dem femischen resp. dem Feldspatdreieck in femischen resp. Al_2O_3-gebundenen Kalk aufgeteilt. Wenn der CaO-Gehalt im Fem-Ca-Alk-Dreieck hauptsächlich aus Anorthitkalk besteht, wird das Ca:Alk-Verhältnis fast ganz in dem Verhältnis An: $\frac{Ab+Or}{2}$ wiedergefunden u. s. w. Im femischen Dreieck wird zwar das in »Ca» enthaltene femische CaO wiedergefunden, aber die hauptsächliche Variation während des Differentiationsverlaufes betrifft doch FeO und MgO, welche im Fem-Ca-Alk-Dreieck zu einer Komponente zusammengeführt sind und im Feldspatdreieck fehlen. Die Variation $CaO : Na_2O : K_2O$ ist hauptsächlich von drei Mineralgruppen abhängig: Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit, während dagegen die MgO und FeO in variablen Verhältnissen führenden Minerale äusserst zahlreich sind. Die in den anderen Dreiecken unterschiedenen grossen Gruppen, die hauptsächlich (nicht ganz!) in beiden zusammenfallen, werden in der von den übrigen meist abweichenden Projektionsfläche, nähmlich dem femischen Dreieck, kräftiger in Sondergruppen aufgeteilt.

Um ein Beispiel anzuführen: Die oben behandelte Serie 3 c, 3 d (Opdalite) — die Trondhjemite und die Serie 4 h, 4 g, 4 f bilden im Fem-Ca-Alk-Dreieck eine einheitliche, additive-repulsive, in der Richtung von »Fem» ab nach der (Ca)-Alk-Linie sich erstreckende Differentiationsreihe, wobei angenommen wird, dass die Fem-reichsten protoangereichert und die Fem-ärmsten durch gravitative Differentiation femischer Minerale repulsionsdifferenziert sind. Die Reihenfolge von Fem-reichsten bis Fem-ärmsten geht aus dem folgenden Tabell hervor:



Wir sehen hier, wie die Gesteine in zwei Parallelreihen, jedes mit einheitlichem qualitativem Mineralbestande, gruppiert werden können. *Diese auf Grundlage der femischen Mineralparagenesis unterschiedenen Parallelserien bilden im femischen Dreieck zwei verschiedene Differentiationslinien, während im Fem-Ca-Alk-Dreieck beide zu einer einzigen verschmolzen sind.*

Mit anderen Worten: die *Menge* femischer Minerale variiert wie in einer kontinuierlichen Gruppe, während die *Art* dieser Minerale und damit ihr MgO : FeO : CaO-Verhältnis ganz verschieden sein können. Die Aufteilung im femischen Dreieck geschieht in diesem Falle in zwei Teilserien; die fünf Analysengruppen hätten ebensowohl je ein alleiniger Repräsentant von ebenso vielen Spezialserien sein können, und die Behauptung, dass die in den übrigen Dreiecken sichtbare Differentiationslinie, weil sie keine Gegenstücke im FeO-MgO-CaO-Dreieck hat, ein bedeutungsloser Zufall wäre, könnte dann leicht berechtigt scheinen.

Dass bei Gesteinen, die sich in einem ähnlichen Entwicklungsstadium betreffs des Verhältnisses Fem : Ca : Alk befinden, ein derartiger Unterschied nicht nur im (FeO + MgO) : CaO-, sondern auch im FeO : MgO-Verhältnisse vorkommen kann, beruht gewiss letzten Endes darauf, dass die *differentiationsparallele Anreicherung von FeO in den letzten Kristallisationsprodukten* nur im grossen gilt und *für verschiedene Minerale quantitativ sehr verschieden ist.*

So muss z. B. infolge der sichtlich begrenzten Isomorphiefähigkeit des Hypersthens nach der FeO-Seite (wenigstens in niedrigem Temperaturstadium) bei hypersthenführenden sauren Gesteinen, wo durch die Trockenheit des Magmas u. s. w. der Hypersthen noch in einem späten Differentiationsstadium stabil bleibt, ein »Aufbremsen» der Verschiebung gegen die Fe-Ecke geschehen.[1]

Sehr bedeutungsvoll sind die Eisenerze. Ihre Separation verursacht eine ganz entgegengesetzte Differentiationsbewegung wie die (Fe, Mg)O-Silikate, indem die additive Differentiation eine Bewegung gegen FeO, die subtraktive gegen MgO besagt. Die gegen FeO verschobene Lage von 4 g und 4 h im femischen Dreieck beruht somit auf ihrem grossen Gehalt an protoangereichertem Erz; in den übrigen Dreiecken stimmen sie mit den übrigen additiv differenzierten Gesteinen ganz überein.

Zu dieser, oben und in der Anmerkung hervorgehobenen Variation des MgO-FeO-Verhältnisses kommt die von Kristallform, Grösse der Körner und spez. Gewicht abhängige, verschiedene Fallgeschwindigkeit im Magma.

Dass betreffs *der Anorthosite* erhöhter Plagioklasgehalt von vermindertem MgO : FeO-Verhältnis begleitet wird, ist schon früher hervorgehoben worden

---

[1] Wie Asklunds Diagramm (a. a. O., S. 82, Fig. 22) zeigt, ist das Verhältnis $\frac{\text{Rhomb. Pyroxeneinspr. MgO : FeO}}{\text{Grundmasse MgO : FeO}}$ nicht einmal immer grösser als 1, in anderen Fällen ganz unbedeutend > 1. Besonders darf man wohl aus seinem Diagramme den Schluss ziehen, dass in Magmen, deren Analysenpunkte dicht neben der Hypersthenlinie und relativ nahe der FeO-Seite des Stabilitätsgebietes des Hypersthens liegen, das MgO : FeO : CaO-Verhältnis des kristallisierten Hypersthens viel weniger von dem des Magmas abweicht und also die repulsive Differentiationskraft sehr gering, gegen die FeO-Seite sogar = 0 oder negativ, wird. Ganz anders ist das Verhältnis bei den ebenso die Linie MgO-FeO verfolgenden Biotiten. Hier ist die Mischbarkeit MgO : FeO vollständig, und die Mg-Zahl des kristallisierten Biotites im Verhältnis zu der der Magmaphase gross (siehe S. 245). Der ungeheuer kräftige Mg-Überschuss des Olivins ist ja allbekannt und geht aus allen Diagrammberechnungen hervor. Gleichfalls hat die Hornblende ein mit demjenigen des Biotites wohl gleichwertiges Verhältnis $\frac{\text{MgO : FeO Kristall}}{\text{MgO : FeO Magma}} > 1$.

Ausführliche Untersuchungen über das MgO : FeO-Verhältnis der verschiedenen femischen Minerale, mit dem des ganzen Magmas und den übrigen Mineralkomponenten verglichen und mit Rücksicht auf die Kristallisationsverhältnisse (die Kristallisationsreihe und -geschwindigkeit, etc.), wären von besonders grossem Wert.

(S. 230 und 252). Auch im femischen Dreieck zeigt es sich, dass die reineren Anorthosite im allgemeinen ein bedeutend grösseres FeO : MgO-Verhältnis als die mehr gabbroiden Glieder haben, und zwar ist diese Steigerung des FeO : MgO-Verhältnisses auch im Detail sehr regelmässig. Für die beiden hier behandelten Anorthositgebiete sind die Differentiationsreihen im Fem-Ca-Alk-Dreieck mit steigendem Ca-Alk-Gehalt folgende:

Serie 2: 2 l, 2 k, 2 g, 2 h, 2 j.

» 4: 4 d, 4 a, 4 b.

Im femischen Dreieck können als deutliche Differentiationsreihen mit steigendem FeO-Gehalt unterschieden werden:

Serie 2: 2 l, 2 k, 2 h, 2 j.[1]

» 4: 4 d, 4 a, 4 b.

Unter die Gesteine vom Routevare erhielt man folgende Serie (wo natürlich die ilmenitreichen Gesteinen vermeiden sind!):

Gestein:	Fem-Zahl	FeO : MgO
R_5 Olivinstein	92.0	19.3 : 80.7
R_4 Hornblendegabbro	63.1	30.8 : 69.2
R_1 Gabbro	49.4	34.2 : 65.7
R_8 Gabbro	48.5	37.8 : 62.2
[R_3 Umgewandelter Anorthosit	6.87	46.5 : 53.5]
R_2 Anorthosit	12.12	56.6 : 43.4

Man sieht, wie die Anorthosite ein viel grösseres FeO : MgO-Verhältnis hat als die normalen Mitglieder der fraglichen Gabbroserie, und wie mit abnehmendem Fem-Gehalt (was hier gesteigerter plagioklasitischer Charakter bedeutet) die FeO : MgO-Proportion immer wächst. Nur der Anorthosit R_3 ist relativ FeO-reicher als R_2, obgleich das letzte Gestein ein grösserer Fem-Gehalt hat — aber betreffs dieser Detailanomalie, die zwar an sich nicht bedeutsam ist, kann auf den hohen Metamorphosengrad des Gesteins R_3 hingewiesen werden — überhaupt kann man bei der Diskussion kaum auf der Analyse R_3 stützen.

Die oben dargestellten chemischen Verhältnisse bei den Anorthositgebieten von Ekersund-Soggendal, Bergen und Routevare sind dem diametral entgegengesetzt, was Th. Vogt beim Sulitelmafakkolith gefunden hat. Hier haben nach Th. Vogt die am meisten anorthositischen Glieder das höchste MgO : FeO-Verhältnis und den grössten An-Gehalt, und ausserdem nimmt unter den femischen Mineralen Olivin proportional zu, was auch die Analysen zeigen.[2] Th. Vogt nimmt darum eine gravitative Anreicherung durch *sinkenden* Plagioklas an. Weder des Verfassers noch Th. Vogts Darstellung kann somit für sämtliche Anorthosite generell gelten. Die Anorthositparagenese von Sulitelma

[1] 2 j zeigt, wie aus dessen Platz im Fem-Ca-Alk-Dreieck hervorgeht, einen äusserst geringen Gehalt femischer Minerale. Ganz kleine Analysenfehler in den grossen CaO-Al_2O_3- und Alk-Werten können darum äusserst grosse Verschiebungen der femischen CaO-Komponente hervorbringen, was offenbar hier geschehen ist (CaO zu hoch!). Das MgO : FeO-Verhältnis wird jedoch nicht davon berührt.

[2] Es sei aber hervorgehoben, dass keine Analyse von den reineren Anorthositen vorliegt; die am weitesten gegen die Anorthosite liegende Gesteinsanalyse aus Sulitelma (6 k) zeigt nur eine mässige anorthositische Tendenz, und wird auch vor Th. Vogt als anorthositischer Olivingabbro bezeichnet.

scheint einen seltenen Typus zu repräsentieren; sie kann nicht auf dieselbe Weise gebildet sein wie die Bergen-, Routevare- und Ekersund-Soggendal-Anorthosite und die meisten übrigen Anorthosite.

Die Ursache der genetischen Ungleichkeit muss sicherlich in den speziellen magmatektonischen Verhältnissen bei der Kristallisation des Sulitelmafakkoliths gesucht werden.

Das Hervordringen eines orogenen Magmakörpers während der tektonischen Bewegungen besagt nach der jetzigen Auffassung eine stetige *Druckentlastung* weil das Magma nach der Richtung des geringsten Druckes sich bewegt. Dabei kann das spez. Gewicht vermindert werden, teils durch verminderte Kompression, teils aber auch, weil dabei eine Entwicklung der Gase eintrifft, was bei schneller Druckentlastung in einer Bildung von kleinen Gasblasen in dem ganzen Magmakörper resultieren kann. Hierbei wird das Volumgewicht des Magmas stark vermindert, und wenn es unter das spez. Gewicht des kristallisierten Plagioklases hinabgeht, kann der Plagioklas durch *Sinken* gravitativ angereichert werden. Ein solcher Prozess scheint für den Sulitelmafakkolith sehr wahrscheinlich.

Es ist auch möglich, dass die Anorthositbildung nicht nur durch gravitative Kristallanreicherung geschehen ist, sondern dass auch eine Auspressung, »sqeezing», daran teilgenommen hat. Th. Vogt nimmt auch aus guten Gründen an, dass sqeezing eingetroffen ist (er erklärt dadurch die Dioritbildung aus dem Restmagma). Falls ein Teil des Restmagmas aus dem aus den erstkristallisierenden Mineralen bestehenden Kristallbrei ausgepresst wird, wird ja das zurückbleibende Gestein relativ Mg- und An-reicher (protoangereichert).

Auch auf die quantitativen Verschiedenheiten zwischen den Anorthositbildungen in dem Sulitelmafakkolith und den sehr grossen Anorthositarealen in den norwegischen Feldern muss hingewiesen werden.

Die Anorthosite vom Typus Sulitelma und die übrigen skandinavischen Anorthosite sind somit sehr verschieden, und sind auch durch verschiedenartig wirkende Kristallisationsdifferentiationsprozesse gebildet.

Vom Gesichtspunkte der Liquationshypothese aus kann man nun als eine Schwäche den Umstand hervorheben, dass nicht eine einheitliche Erklärung für alle Anorthosite gilt. Aber man *weiss* doch, dass Kristalle sich im Magma bilden, dass Verschiedenheiten im spez. Gewicht zwischen der flüssigen Phase und den kristallisierten Phasen existieren müssen, und weiter, dass das spez. Gewicht (oder genauer das Volumgewicht) der Magmaphase in sehr hohem Masse von den physikalischen Bedingungen abhängig ist; Variationen dieser Bedingungen können somit verschiedene Richtungen der gravitativen Kristallseparierung und damit die Bildung *chemisch-mineralogisch verschiedener* Anorthosittypen erklären. Aber wie dies von der Liquationshypothese aus erklärt werden soll, weiss ich nicht; die hypothetische chemische Mischbarkeitslücke, oder richtiger der Unmischbarkeitsraum, muss von ebenso unverrückbahren chemischen Gesetzen bestimmt sein wie die Kristallisation; auch wenn Druckveränderungen, H_2O-Abfuhr usw. gewisse Deformationen des Unmischbarkeitsraumes hervorbringen können, können sie nicht gut verursachen, dass in einem

Fall in der An-reicheren Phase FeO, in dem anderen Fall MgO angereichert wird, usw. Wie dem auch sei: welche von den Theorien den grössten Gehalt an rein hypothetischen Annahmen aufweist, ist wohl offenbar.

Verf. wird hier nicht weiter auf Detailanalysen des Differentiationsverlaufes im femischen Dreieck eingehen. Es sollen nur in grösster Allgemeinheit die verschiedenen Bahnen hervorgehoben werden, welche die späteren Differentiationsglieder verfolgen können.

In der Hauptsache können drei Differentiationswege unterschieden werden: 1. Die Opdalit-Trondhjemitdifferentiation, welche die FeO-MgO-Linie schon bei FeO_{55} erreicht. 3. Eine den »Hornblendestreifen» (Siehe Fig. 79) verfolgende, erst spät gegen die FeO-Ecke abweichende Differentiationsbahn. 2. Eine dazwischenliegende, auf die FeOMgO-Linie nach ungef. MgO_{25}-FeO_{75} hin schräg gerichtete Differentiationslinie.

An Nr. 1 schliessen sich, wie oben erwähnt, beinahe alle Trondhjemite und beinahe alle schwedischen kaledonischen Granite an. Diese Differentiation ist schon im Vorstehenden ausführlich besprochen worden. Die Ursache der steilen Einbiegung gegen die FeO-MgO-Linie wird folgende sein: Infolge des Wassergehaltes und der dadurch erniedrigten Kristallisationstemperatur wird schon in noritischem Magmastadium das Stabilitätsgebiet des monoklinen Pyroxens gegen die Diopsid-Hedenbergit-Linie kräftig zurückgepresst und ebenso dasjenige des Hypersthens stark begrenzt (S. 227 ff.) Ausserdem tritt ein bedeutender, auf Kosten des Hypersthens gebildeter und nach den Pyroxenen kristallisierter Biotitgehalt auf (die Serie 3 a, 3 b, 3 d, 3 c). Durch die gegen CaO_{50} stark zurückgepresste Lage des Augits erhält er für das betreffende Magma, z. B. 3 a, Quarz-Biotit-Norit, eine sehr starke Repulsionsfähigkeit. Der Hypersthen hat, bei dieser Magmalage nur eine schwach entgegenwirkende Repulsionskraft, woneben der Hypersthen zu Gunsten der Biotitbildung quantitativ unterdrückt worden ist. Die Folge ist begreiflicherweise, dass bei dem Sinken der als erste femische Minerale kristallisierten Pyroxene die repulsive Kraft des Augits auf das Restmagma überwiegt und die Differentiationsrichtung gegen die FeO-MgO-Linie geht. Sobald Kristallisation von Biotit in grösserem Massstabe beginnt, erhält die Differentiation grössere Geschwindigkeit gegen FeO. Der Mineralbestand in dieser schon oben diskutierten Serie (die basischen Glieder 3 a, 3 b, 3 d, 3 c) steht mit dieser Darstellung in voller Übereinstimmung.

Die übrigen Differentiationszweige werden hauptsächlich aus rel. trockenen Differentiaten gebildet. (Die wenigen Trondhjemite, die mit diesen zusammenfallen, sind aplitische, extrem Fem-arme Typen, für welche kleine Analysenfehler betreffs der Feldspatkomponenten grosse Verschiebungen im femischen Dreieck verursachen, siehe die Anmerkung 1 S. 269).

Hierher gehören Syenite, Alkalisyenite und Alkaligranit, Hypersthengranit, Mangerit, Adamellit und die Anorthosite des Bergen-Jotunfeldes. Der Mineralbestand ist Augit und Hypersthen mit eintretender dominierender Hornblende (in den Zwischenzweigen auch Biotit). Sowohl durch Repulsion der im

Verhältnis zu der Azidität des Differentiationsstadiums »hochtemperierten» Pyroxenkonstellation als auch durch den repulsiven Effekt der Hornblendekristallisation wird die hier vorliegende Differentiationsrichtung hervorgebracht. Wie aus dem Diagramme hervorgeht, variiert sie für den Zweig Nr. 3 zwischen der Längsrichtung der Hornblendelinie und der Fortsetzung des von Asklund proponierten, gegen die FeO-Ecke abfallenden »Dip of liquidussurface», das nach meiner Auffassung hier als eutektoide Linie für die Pyroxenkristallisation zu bezeichnen ist. Der Zweig Nr. 2 bildet ein Übergangsglied zu dem Typus der Opdalit-Trondhjemitdifferentiation, also mit Biotitbildung.

Im Femca-Alk-Si-Dreieck.

Im Femca-Alk-Si-Dreieck sind zwei Linien gezogen, die beide von einem Punkte auf der Alk-Si-Linie ausgehen, der dem von Vogt angenommenen ungefähren eutektischen Punkte (Or + Ab) : Quarz entspricht[1]; eine zu dem Punkte auf der Si-Femca-Linie, der die eutektischen Zusammensetzungen An : SiO_2 repräsentiert,[2, 3] die andere zu dem eutektischen Punkte Klinoenstatit : SiO_2.

Die erstere Linie markiert also eutektische Zusammensetzung für Quarz-Feldspatgesteine. Die Individualisationslinie Feldspat-Quarz muss ja zwischen den zwei ersterwähnten Punkten laufen, obgleich Daten für die Feststellung ihres dazwischenliegenden Verlaufes fehlen. Vogt gibt jedoch eine fast ganz identische eutektische Zusammensetzung für Quarz : Oligoklas wie für Quarz: Alkalifeldspat an. Die Individualisationslinie wird dann in einem gegen SiO_2 konkaven, flachen Bogen laufen, was von allen Gesichtspunkten aus das Wahrscheinlichste ist. Ihre petrographische Bedeutung hat diese Linie als die eutektoide Linie für reine Quarz-Feldspatgesteine.

Für das System SiO_2 : femische Minerale gibt es ja keinen gewissen eutektischen Punkt. Die einzige vorhandene Bestimmung ist die für das System $MgSiO_3$: SiO_2 von Andersen[4] ausgeführte mit (in Molekularprozenten) 80.2 $MgSiO_3$ und 19.8 SiO_2. Es ist schwierig zu beurteilen, um wie grosse Beträge dieses eutektische Verhältnis für Systeme, wo $MgSiO_3$ durch andere femische Mineralkomponenten ersetzt worden ist, verschoben werden wird. Da beim Eintreten teils eisenhaltiger, teils überhaupt komplexer femischer Minerale der Schmelzpunkt dieser Minerale herabgesetzt wird, mag eine Verschiebung der Zusammensetzung des binären Eutektikums gegen geringeren SiO_2-Gehalt stattfinden. Die Verschiebungen auf der Linie Fem-SiO_2 werden jedoch (wegen der ursprünglich dem Metasilikatpunkte $Fem_{50}SiO_{50}$ nahen Lage des

[1] J. H. L. Vogt: Magmatic Differentiation of igneous Rocks I. Journ. Geol. Vol. XXIX (1921), S. 334—335.

[2] Rankin u. Wright, Am. Journ. of Science, XXXIX (1915), S. 45 und 77.

[3] Andersen, Am. Journ. of Science, XXXIX (1915), S. 423.

Nach Rankin u. Wrights Werten erhält man bei Umrechnung 47.2 % SiO_2, 52.8 % An, nach Andersen 48 % SiO_2 52 % An, alles in Gewichtsprozenten. In Molekularprozente umgerechnet werden die Werte 50.9 % SiO_2, 49.1 % An resp. 51.6 % SiO_2, 48.4 % An. Im betreffenden Dreieck ist Rankin-Wrights Wert, = der Punkt $Si_{75,5}$. $Femca_{24,5}$. Alk_0, benutzt.

[4] Andersen, S. 421.

Andersens Wert für das Eutektikum Klinoenstatit: Christobalit: $En_{87,5}$. $SiO^2_{12,5}$. (Gewichtsprozente) gibt resp. 80.2 und 19.8 Molekularprozente (im Femca-Alk-Si-Dreieck = $Si_{59.9}$ $Femca_{40.1}$. Alk_0).

eutektischen Punktes) vielleicht nicht gross. Da ausserdem die Gesteine in der Regel erst in einem sehr späten Differentiationsstadium — also mit geringem Fem-Gehalt—einen so grossen SiO_2-Überschuss erlangen, dass sie die eutektoide Linie erreichen, wird für den allein bedeutungsvollen, nach der Alk-Si-Seite liegenden Teil dieser Linie die Lage des Fem-SiO_2-eutektischen Endpunktes weniger wesentlich.

Als approximative eutektoide Linie Fem : Alkalifeldspat : freies SiO_2 ist also eine gerade Verbindungslinie zwischen den eutektischen Punkten der binären Systeme SiO_2 : Alkalifeldspat und SiO_2 : $MgSiO_3$ gezogen worden.

Für leukokrate Gesteine wird die Feldspat-Quarz-eutektoide Linie für das Verhältnis Quarz: übrige Minerale anchi-eutektoid. Für die rel. seltenen Gesteine, die mit hohem Quarzgehalt und geringem An-Gehalt Reichtum an dunklen Mineralen vereinen (z. B. die in den Västerbottnischen Alpen auftretenden Assimilationsgesteine aus sauren Albitgraniten und resorbiertem Amphibolmaterial) hat die eutektoide Linie Fem-Alkalifeldspat-Quarz dominierende Bedeutung.

Für die übrigen Gesteine liegt die eutektoide Linie dazwischen, für die überwiegende Mehrzahl am nächsten an der Feldspat-Quarz-Linie.

Der Anschaulichkeit wegen sind im Fem-Ca-Alk-Si-Dreieck die kaledonischen Gesteine in Stämme aufgeteilt und in verschiedene Diagramme eingetragen.

Von der auf der Metasilikat-Feldspatlinie liegenden Zentralmagmen-Gruppe differenziert sich ein peridotischer Zweig gegen den Olivinpunkt und eine subtraktive Differentiationslinie gegen die Quarz: [Femca, Alk]-eutektoide Linie. Der peridotische Zweig umfasst die Analysen 2 m, Eklogit, 1 c, Saussuritgabbro, 1 a, Olivingabbro, 4 k, Ilmenitnorit und 2 s, 2 t, 2 u, R_7, R_5, R_{19}, Olivinfelse, $R_{17, 18, 20}$, Magnetit-(Ilmenit)-Spinellite etc.

Das Variationsgebiet des Zentralmagmas ist sehr eng begrenzt, und liegt längs der Metasilikat, An—Alkalifeldspatlinie gestreckt. Es kann zweckmässig in drei angrenzende Teile eingeteilt werden: 1) Femca hoch (= 36—38), ein geringer SiO_2-Unterschuss: 2 a, Saussuritamphibolit, 2 l, granat-diallagreicher Anorthositgabbro, 2 n, Mangerit, R_8, Gabbro. 2) Femca hoch (= 33—38), kein SiO_2-Unterschuss: 2 b Jotunnorit, A, Uralitgabbro, 3 a, 3 r, Quarzbiotitnorit, R_1, Gabbro, R_6, Amphibolit, 2 g, 2 k, Anorthosit. In der Gruppe 1 und 2 sind die kaledonischen Basalte konzentriert. 3) Femca geringer (27.5—31), kein—unbedeutender Quarzüberschuss: 4 a Anorthositnorit, 2 j, 2 h, 4 b, 4 d, R_3, Anorthosite (darunter 4 d mit SiO_2-Unterschuss; Analysenfehler?) 2 c, Mangerit. Hieran schliessen sich mit rel. grossem SiO_2-Überschuss, 4 c und 4 i, Quarznorit, an.

Es scheint am geeignetsten, die Entwicklung der leukokraten Differentiationsglieder jedes Stammes für sich zu behandeln.

1. *Die Bergen-Jotun- und Ekersund-Soggendalgesteine.*

Wir sehen hier eine längs der Metasilikat-Feldspatlinie gestreckte Differentationsserie, deren etwas unter dieser Linie liegendes gabbroides Zentralmagma

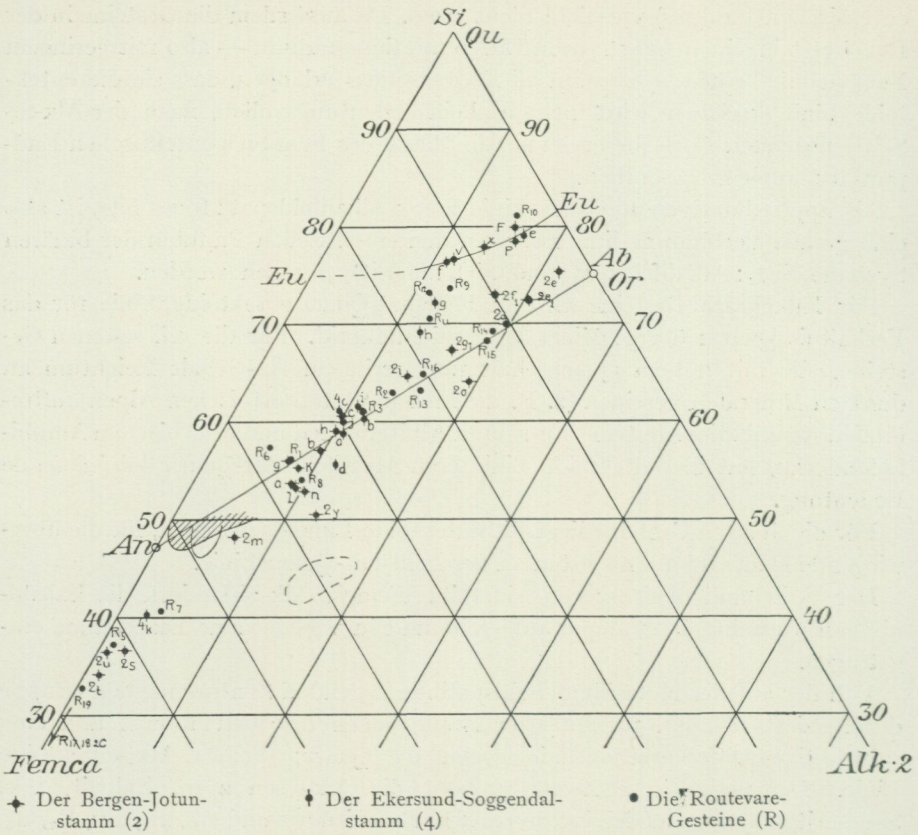


Fig. 92. Die »trockenen» kaledonischen Intrusivstämme im Femca-Alk-Si-Dreieck. (Die Gesteine 1 a und 1 c, die zu dem Zentralmagma hören, können zweckmässig in dieses Diagramm eingetragen werden.) Der Punkt »R_{11}» soll R_{11} sein.

durch subtraktive Anreicherung von Olivin einen Impuls gegen die fragliche Linie, die unbedeutend überschritten werden kann, erhalten hat, was einer geringen freien SiO_2-Bildung entspricht. Längs dieser Linie findet jetzt in der direkten Repulsionsrichtung von Pyroxen (Hornblende) und Plagioklas die repulsive Differentiation statt, die zu Syenit (2 g_1, 2 d, 2 o; 2 o biotitführend!) und quarzarmem Hypersthengranit (2 e) hinführt. Besonders in dem anscheinend ein wenig H_2O-reicheren Ekersund-Soggendalsmagma beginnt daneben schon in noritischem Stadium Biotitbildung mit Entbindung von SiO_2, = Quarz-Biotitnorite. Ausserdem fängt ein Ersetzen der Pyroxene durch Hornblende an. Wie aus Fig. 95 hervorgeht, haben die Eruptivhornblenden durchschnittlich einen grösseren Alkaligehalt als die entsprechenden Augite und daneben ein nicht unwesentliches SiO_2-Defizit.

Aus den Diagrammen Fig. 92 und 95 ist ersichtlich, wie die Repulsion von überwiegender Hornblende und Biotit die hier besprochene Differentiation über 4 h, 4 g bis zwischen 4 f und 2 x (4 h, 4 g und 4 f auch lokal zusammengehörig!) hervorbringen kann.

Indessen hat gegen die letztere Hälfte der Differentiation ein Plagioklas von za. An_{45-35} zu sinken angefangen; der repulsive Effekt dieser Fraktion stimmt betreffs der Richtung mit demjenigen des Biotites, aber mit einer Neigung zu der Alk-Ecke, überein.

Erst in einem sich ungef. 4 g nähernden Differentiationsstadium ist ein so geringes spez. Gewicht des Magmas erreicht, dass der Plagioklas in grösserem Massstabe zu sinken beginnen kann (vergleiche Fig. 88). Das ganze bedeutende Intervall der Differentiation, die intermediären Gesteinsglieder umfassend, wenn das spez. Gewicht des Magmas sich in der Nähe von dem des kristallisierten Plagioklases befindet, d. h. wenn der Unterschied im spez. Gewichte sowohl für ein bedeutendes Steigen als für ein bedeutendes Sinken von Plagioklas zu klein ist, muss von neuem hervorgehoben werden.

Danach wird die eutektoide Linie SiO_2 : Feldspat + Fem erreicht, und das Auskristallisieren freien Quarzes beginnt. Das spez. Gewicht des Quarzes stimmt aber mit dem des Feldspates in diesem Kristallisationsstadium überein (höher als Kalifeldspat und Albit, ungef. = Oligoklas, etwas niedriger als Andesin), und die gravitative Separierung der fraktioniert kristallisierten Mineralkomponenten muss in gleichem Masse den Quarz und den Feldspat ergreifen, d. h. wenn das Gestein fixiert wird, wird sowohl das repulsionsdifferenzierte als auch das protoangereicherte Glied anchieutektoide Zusammensetzung erhalten. Die femischen Minerale dürften zwar durch ihr hohes spez. Gewicht eine bedeutend grössere Differentiationsgeschwindigkeit haben. Wenn durch genügendes Zeitmoment eine vollständige, von höherem oder niedrigerem Unterschied im spez. Gewichte im Verhältnis zum Magma unabhängige Separierung der eutektoidisch kristallisierten Minerale stattfindet, verfolgt jedoch das Restmagma die eutektoide Linie und wird erst bei einem wirklich eutektischen Punkte konstant. Wenn dieser rel. seltene Spezialfall nicht eintrifft, d. h. wenn das Gestein in einem unvollendeten Differentiationsstadium fixiert wird und also aus einem eutektischen Restmagma + früheren Kristallisationsprodukten (vor der endgültigen Erstarrung im Sinken begriffen) besteht, werden selbstverständlich diese während des Sinkens fixierten frühen Produkte keine vollkommen eutektoiden Proportionen aufweisen, sondern einen Mangel an femischen Mineralen haben, alles unter der Voraussetzung, dass diese im Magma grössere Fallgeschwindigkeit haben. Im granitischen Stadium wird aber die Korngrösse bei den femischen Mineralen viel kleiner als bei Feldspat-Quarz, wodurch der Einfluss des spez. Gewichtes in den meisten Fällen kompensiert werden dürfte. Wie dem auch sei, die Differenz wird nicht gross werden, und jedenfalls besagt der repulsive Effekt von Augit-Hornblende eine verhältnismässig geringe Verschiebung von der eutektoiden Linie. (Für Biotit wird der Effekt bedeutend grösser).

Bei dem trockenen Bergen-Jotun und Ekersund-Soggendalsstamme folgt die Differentiation, nachdem sie die eutektoide Linie Quarz: Feldspat + Fem erreicht hat, strikt dieser Linie als Differentiationslinie. Die Anhäufung von Analyseorten um den Punkt $Femca_{4-5}$ auf dieser Linie (vergleiche auch die Trondhjemite Fig. 94!) scheint diesen Punkt als den eutektischen zu markieren.

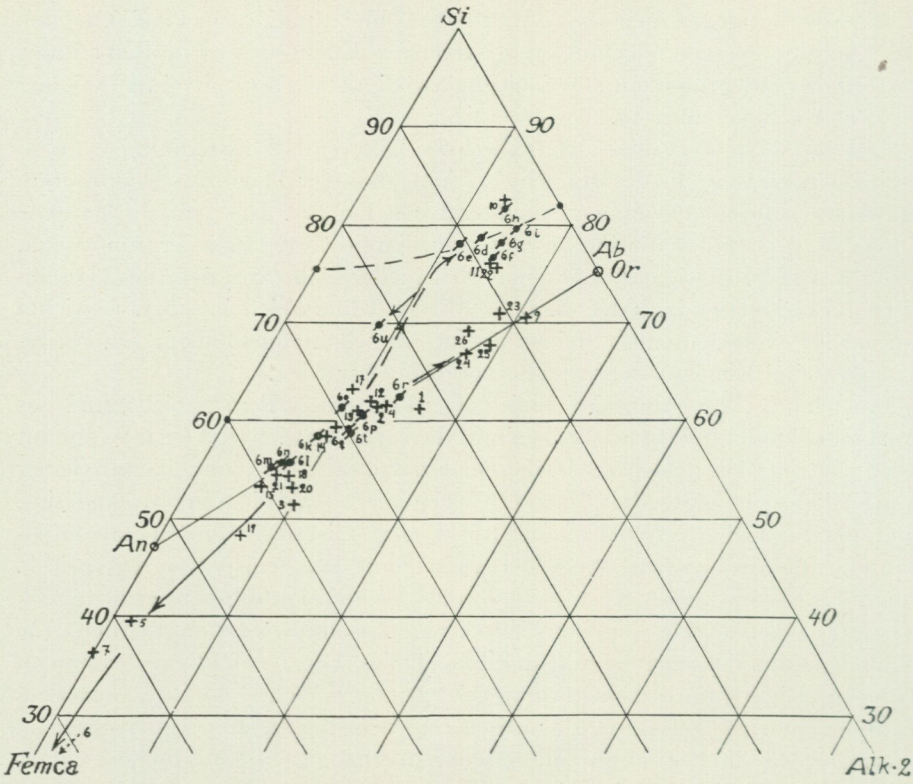


Fig. 93. Die Gesteine vom Sulitelma (6 d, 6 e etc.) und Adirondacks (+) im Fem-Ca-Alk-Dreieck.

An den Bergen-Jotunstamm schliessen sich die Eruptivgesteine von Routevare an, die vollkommen denselben Differentiationslinien folgen (dem Syenitzweig und dem zu eutektoiden Graniten führenden Zweig), wie aus dem Diagramm hervorgeht. Auch die Gesteine vom Sulitelma- und Adirondacks-Gebiet zeigen im fraglichen Dreieck einen mit diesen Stammen analogen Differentiationsverlauf (Fig. 93).

2. *Der Opdalit-Trondhjemit-Stamm.*

Im opdalit-trondhjemitischen Stamme erhebt sich die Differentiationslinie in einem früheren Stadium von der Metasilikat-Feldspatlinie, so dass für die intermediären Glieder bei einer gewissen Femca : Alk-Proportion der SiO_2-Gehalt grösser wird. Der Anlass hierzu ist in der kräftigen und frühen Biotitbildung zu suchen, wodurch eine die Gesteine von der Metasilikat-Feldspatlinie erhebende Repulsivkraft früh dominierende Bedeutung erhält. Die Entwicklungslinie ist hier: 3 r, 3 a, Quarzbiotitnorit—3 s, 3 b, Quarzbiotitdiorit—3 d, 3 c, 3 a_1 Opdalit, — [3 t, 3 p, basische Trondhjemite] — eigentliche Trondhjemite. Der Mineralverband der resp. Differentiationsglieder

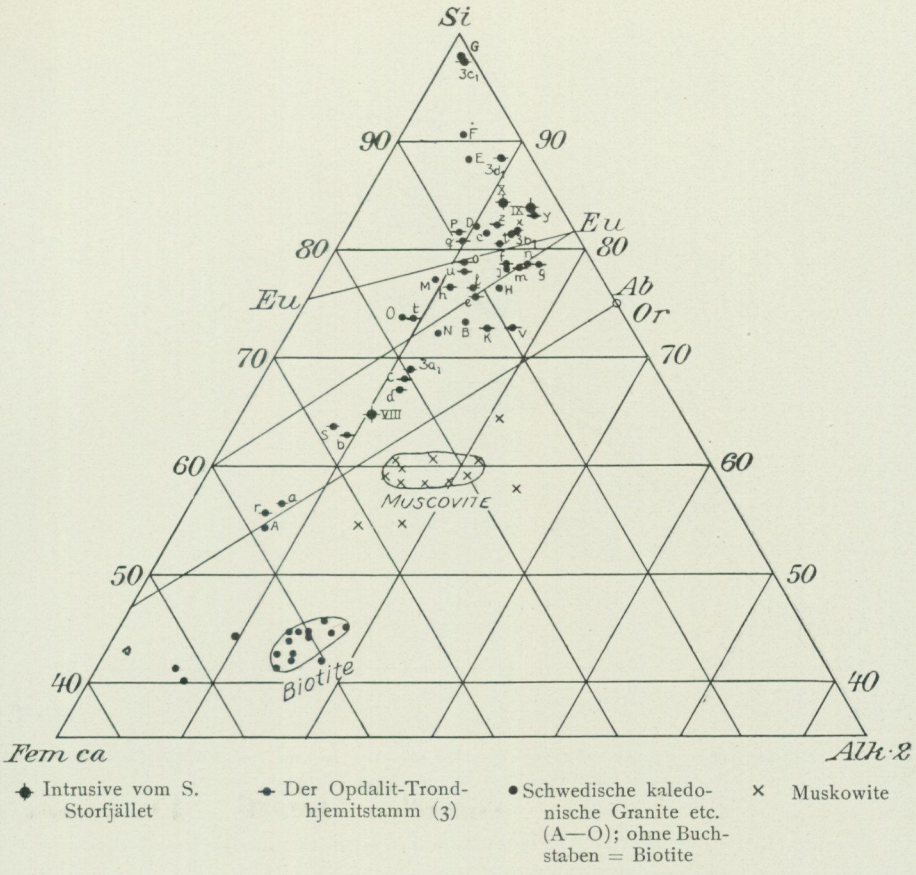


Fig. 94. Die »nassen» kaledonischen Intrusive, nebst den Glimmern, im Femca-Alk-Si-Dreieck.

Obs.! Die seitwärts vom Biotitfeld liegenden, alkaliärmen Biotitanalysen repräsentieren partiell chloritisierte Biotite. — Die Analyse X ist falsch placiert: die korrekten Werte sind: Femca : Alk · · 2 : Si 9.21 : 9.90 : 80.89.

zeigt auch eine direkte Entwicklung durch subtraktive Differentiation aus jedem beliebigen vorhergehenden Fem-Ca-reicheren Glied.[1]

Wie Goldschmidt betont und Verf. näher motiviert hat (S. 257; Diagramme Fig. 88, S. 258), hat der Opdalit-Trondhjemitstamm ein im Verhältnis zu dem An- und Fem-Gehalt durchgehend geringeres spez. Gewicht als die entsprechenden Gesteine des Bergen-Jotunstammes. Für das Opdalit-Trondhjemitmagma dürfte schon in einem sehr frühen Stadium (zwischen 3 b, 3 s, Quarzbiotitdiorit, und 3 c, 3 d, Opdalit) ein Sinken von Plagioklas (ungef. An_{50-40}) eintreten. Die durch den Wassergehalt verminderte Viskosität erleichtert eine solche Separierung schon bei verhältnismässig geringem Unterschied im spez. Gewicht.

[1] Z. B. von Goldschmidt hervorgehoben (Geol. petr. Studien IV, S. 110; Stammestypen, S. 10).

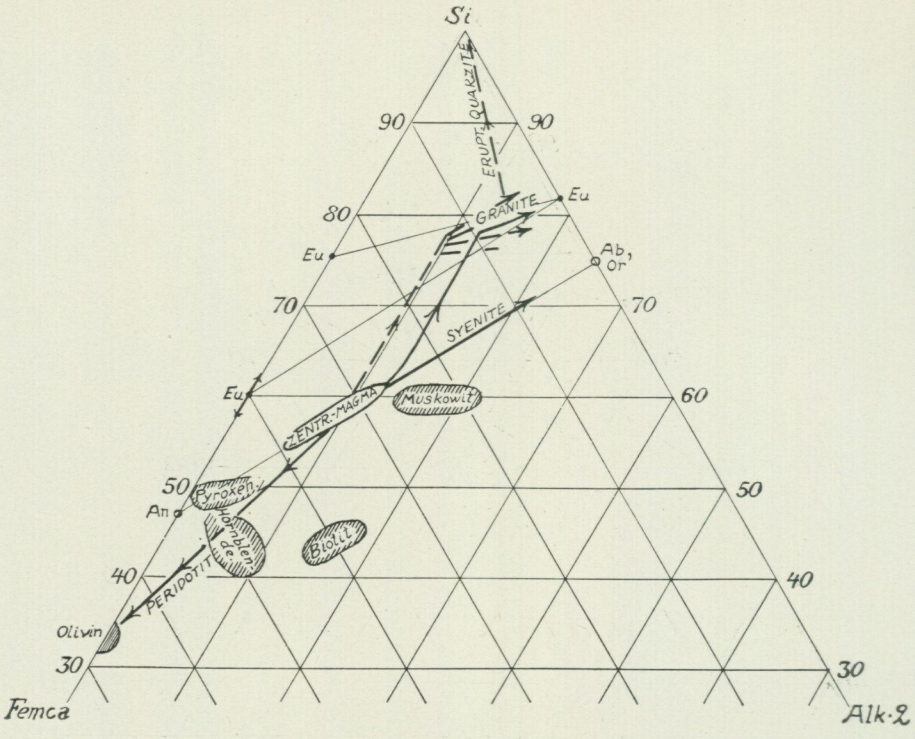


Fig. 95. Differentiationsschema trockenen und nassen Magmas im Fem-Ca-Alk-Dreieck, nebst den Konzentrationsfeldern verschiedenen Mineralgruppen.

Über die Hälfte sämtlicher Analysen von Trondhjemiten und zu dem Stamme gehörenden, normalen Graniten fallen in der Praxis auf die eutektoide Linie. Die übrigen, die nur ganz unbedeutend nach der SiO_2-Seite verschoben sind, zeigen durchgehend einen (in den Fem-Ca-Alk- und Feldspatdreiecken sichtbaren) deutlich aplitischen Charakter.

Diese geringe Abweichung von der für die übrigen geltenden eutektoiden Linie mag auf einer durch grösseren Wassergehalt hervorgebrachten Verschiebung dieser Linie und des eutektischen Verhältnisses SiO_2 : Femca : Ab, Or (resp. SiO_2 : Ab, Or) oder auf einer durch die geringe Viskosität vergrösserten Möglichkeit auch für kleine Amphibol- und Biotitindividuen, rel. schnell zu separieren und dadurch eine Verschiebung des Totalgesteines von der eutektoiden Linie zu verursachen, beruhen. Die Mengen femischer Minerale bei den intermediären, auf der eutektoiden Linie liegenden Trondhjemiten genügen aber keineswegs zu einer derartigen Verschiebung der aplitischen Differentiationsprodukte. Verf. möchte die Ursache darin suchen, dass die eutektischen Proportionen des Kristallisationsproduktes bei steidendem magmatischem Wassergehalt gegen vergrössertes SiO_2 verschoben werden (S. 211).[1]

[1] J. H. L. Vogt nimmt an, um die Abweichungen der von ihm angenommenen eutektischen Zusammensetzungen Feldspat: Quarz gegen grösseren SiO_2-Gehalt zu erklären, dass H_2O . SiO_2-Verbindungen in dem Magma durch ihre Zersetzung bei niedrigerer Temperatur die SiO_2-Zunahme

3. *Die schwedischen kaledonischen Granite.*

Die auf schwedischer Seite auftretenden, kaledonischen Granite[1] und die damit assoziierten Eruptive schliessen sich auch im Si-Femca-Alk-Dreieck an die Opdalit-Trondhjemit-Serie an.

Davon unabhängig, ob sie durch Assimilation in ein melanokrateres Stadium zurückgeführte Granite sind oder nicht, repräsentieren A (Uralitgabbro, Stekenjokk) und VIII (Dioritporphyrit) gabbroides Zentralmagma resp. Opdalittypus.

Die Granite liegen teilweise etwas unter der eutektoiden Linie (Assimilation basischen Materiales), einige in nahem Anschluss an dieselbe, die übrigen dagegen ein wenig weiter nach der SiO_2-Ecke und dort ganz mit den gegen SiO_2 verschobenen, meist aplitischen Trondhjemiten zusammenfallend.

Von dort hebt sich ein gegen die SiO_2-Ecke gerichteter Zweig, der die mehr oder weniger reinen, sogenannten *eruptiven Quarzite* repräsentiert.

Die Genesis der eruptiven Quarzite ist schon in einem früheren Kapitel diskutiert worden. Nach der Ansicht des Verf.'s ist ja die Ursache ihrer Bildung eine Verschiebung der Zusammensetzung der kristallisierenden Phase gegen höheren SiO_2-Gehalt bei höherem Wassergehalt und niedrigerer Temperatur, bedingt durch den Verlauf der Äquilibrumkurve Lösung: Krist. Ihr wahrscheinlicher Verlauf ist in Fig. 70, S. 210 dargestellt. Es muss hervorgehoben werden, dass der Zweig der eruptiven Quarzite im Femca-Alk-Si-Dreieck sich ganz kontinuierlich von den Graniten aus erhebt, ohne irgendwelche sie von diesen trennende Lücken. Freilich kann dies durch Intrusion einer gasförmigen SiO_2-reichen Phase nebst der flüssigen auch erreicht werden, aber wenigstens in mehreren Fällen machen die Strukturverhältnisse eine solche Erklärung unmöglich, die auch unnötig verwickelt ist. Die eruptiven Quarzite stellen aller Wahrscheinlichkeit nach eine genetisch und räumlich kontinuierliche Fortsetzung der Granitkristallisation dar.

4. Die Effusive (Das Spilitproblem).

Einleitung.

Die Verhältnisse der kaledonischen Effusive zu den Spiliten.

Die kaledonische[2] Effusivformation, die im wesentlichen basaltische, untergeordnet saure (keratophyrische) Glieder umfasst, ist von mehreren Autoren

verursacht haben [Journ. of Geol. XXIX (1921), S. 347]. Diese Verbindungen könnten ja in einer besonderen Gasphase gedacht werden — aber wenn sie in die magmatische Lösung eingehen, besagt ja diese Prozesse sogar eine Veränderung des eutektoiden Kristallisationsproduktes gegen grösseren Quarzgehalt.

[1] Aus den Västerbottnischen Alpen.

[2] Der Name »kaledonisch» ist hier und im folgenden, wenn von »kaledonischen Effusiven» die Rede ist, in gewissem Grade unzutreffend; doch ist er als Sammelname für Effusive, die in den Gebieten, die später von der kaledonischen Faltung betroffen worden sind, und die in der gefalteten kambrosilurischen Lagerserie enthalten sind, angewandt worden; die »kaledonischen Effusive» sind also nicht kaledonischen, sondern früheren, jedoch kambro-silurischen, Alters.

zu der sog. Spilitserie gezählt worden. Vor allem gilt dies für die britischen kaledonischen Effusive, die nebst jüngeren (vor allem devonischen-karbonischen) Effusiven für den von Dewey & Flett wiedereingeführten Spilitbegriff die typomorphe Gesteinsgruppe bilden. Die im skandinavischen Teile der Gebirgskette auftretenden kaledonischen Effusive sind im Trondhjemfelde von Carstens[1] als Spilite definiert worden, und ferner wird ihre Ähnlichkeit mit der Spilitgruppe von Goldschmidt[2] mehr beiläufig hervorgehoben. Auch die Effusive im Sulitelmagebiet werden von Th. Vogt als Spilite bezeichnet.[3] (Intrusive Albitgesteine aus den Gebirgen S. Västerbottens vergleicht A. Högbom[4] und führt sie mit den s. g. intrusiven Spiliten zusammen.) Da daneben in dem vom Verfasser behandelten Teile der västerbottnischen Alpen ausgeprägte Keratophyre mit den effusiven Grünsteinen assoziiert vorkommen — ein Gesteinsverband, der als für die »Spilitserie» charakteristisch angesehen wird[5] — und da mit A. Högboms intrusiven Spiliten, allem nach zu urteilen, identische intrusive Gesteine im fraglichen Gebiete vorkommen, scheint es motiviert, die petrogenetische Stellung der kaledonischen Effusive und gewisser Intrusive vom Gesichtspunkt des Spilitproblems aus zu diskutieren.

Auf einen einigermassen detaillierten Bericht über die ganze sehr reichhaltige Literatur hier einzugehen, welche das Spilitproblem berührt, würde den Rahmen dieses Werkes überschreiten. Betreffs der fraglichen Literatur sei auf die erschöpfende Darstellung in Sundius',[6] Geijers,[7] Wells[8] und zuletzt Eskolas[9] Werken verwiesen.

Der Spilitbegriff.

Der Spilitbegriff selbst wird von verschiedenen Autoren relativ verschieden aufgefasst. Betreffs der genetischen Auffassung variieren ja bekanntlich die Ansichten ausserordentlich, aber auch wenn es sich um den Spilitnamen als petrographische Determination handelt, scheint es, als ob die Auffassungen oft wesentlich auseinandergingen, also eine gewisse Unsicherheit betreffs der Bedeutung des Spilitnamens herrschte.

Dewey und Flett bezeichnen in ihrem klassischen Werke[10] folgende Verhältnisse als für die britischen Spilite charakteristisch:

[1] Carstens, Der unterordovikische Vulkanhorizont im Trondhjemgebiet. Norsk Geol. Tidsskrift, Bd VII. S. 206 u. folg.

[2] V. M. Goldschmidt, Eruptivgesteine zw. Stav. u. Trondhjem. S. 133, Anm. 2.

[3] Th. Vogt, G. F. F., Bd 44 (1922), S. 727.

[4] A. Högbom, Stekenjokk-Remdalens malmtrakt. S. G. U. Ser. C, Nr. 329, S. 49.

[5] Nach einem vor mehreren Jahren gehaltenen Vortrag des Verfassers über die Geologie des Södra Storfjället betonte H. Johansson in der folgenden Diskussion, auf vorgelegte Handstücke, Mikrophotographien und die Beschreibung des Verfassers sich stützend, den spilitischen Charakter der fraglichen Gesteine. G. F. F. Bd. 47, (1925), S. 151,

[6] N. Sundius, Beiträge z. Geologie des südlichen Teils des Kirunagebiets. Diss. Uppsala 1915.

[7] P. Geijer, Notes on Albitization and the magnetite-syenite-porphyries. G. F. F., Bd. 38 (1916), S. 243—264.

[8] A. K. Wells, The Nomenclature of the Spilitic Suite. Geol. Magazin, Vol. 59 (1922), S. 346—354, Vol. 60 (1923), S. 62—73.

[9] P. Eskola, The mineral Development of basic Rocks in the Karelian Formations. Fennia 45, N:o. 19 Helsingfors 1925.

[10] H. Dewey & J. S. Flett, On some British pillow-lavas and the rocks associated with them. Geol. Magaz. 1911, S. 202—209 und 241—248.

1. Gewöhnlich Pillowstruktur, jedoch nicht immer; Pillowstruktur kann daneben, obgleich selten, auch in nicht zu den Spiliten gehörenden Laven auftreten; in der Regel fallen aber die Begriffe *Pillowlava* und *Spilit* zusammen, obgleich, wie oben erwähnt, mit Ausnahmen in beiden Richtungen.

2. Gewöhnlich ein sehr hoher Grad von Dekomposition oder eine ausgeprägte Tieftemperaturausbildung besonders der femischen Minerale (Chlorit, Serpentin, Kalzit oder Epidot). Hiermit hängt der Umstand zusammen, dass

3. der Feldspat ausschliesslich aus sehr saurem Plagioklas (gewöhnlich Albit) besteht. In Hunderten von untersuchten Spilitdünnschliffen aus Cornwall und Devon haben sämtliche als einzigen Feldspat Albit-Albitoligoklas.

Der Albit ist zuweilen ganz klar, besonders in den am stärksten dekomponierten Typen, obgleich er selten von Einschliessungen aus Epidot und Chlorit ganz frei ist. Hiervon gibt es alle Übergänge in äusserst epidot-kalzit-(chlorit) reichen, trüben Albit, oft mit Epidot-Kalzit in einem Netzwerk aus Albit; zuweilen wird der Albit ganz durch Kalzit, Quarz und Sericit ersetzt. Es scheint also, als ob die Umwandlung des Plagioklases hier im wesentlichen in einer normalen Saussuritisierung mit Übergang einerseits in Albitisierung (+ Dekalzifizierung), andererseits in Karbonatisierung—Dealbitisierung bestanden hätte.

Mit den eigentlichen effusiven Spiliten sind »Albitdiabase» verbunden, wo der Mineralbestand aus einem besonders im Zentrum äusserst epidotreichen Albit = saussuritisierten Plagioklas und aus grösstenteils in Chlorit-Epidot-Kalzitaggregate dekomponiertem Olivin und rötlichem Augit besteht. Bemerkenswert ist, dass in derselben Assoziation normale Quarzdiabase mit nicht »albitisiertem» Feldspat vorkommen.

Die *Spilite* im eigentlichen Sinne bestehen aber nach D. und F. nur aus den fraglichen gewöhnlich pillowausgebildeten Grünsteineffusiven. Mit diesen sind eine grosse Anzahl Gesteine assoziiert: Pikrite, Minverite, Keratophyre, Quarzkeratophyre, Natronfelsite (im wesentlichen Effusive); Diabase, Quarzdiabase (siehe oben) und Albitgranite (Intrusive). Das Ganze bildet also eine vollständige Gesteinsserie von ultrabasischen zu ultrasauren Gliedern. Diese Konstellation wird als die Spilitfamilie oder die Spilitserie (»the spilitic family» oder »the spilitic suite») bezeichnet und der pazifischen und der atlantischen Serie gleichgestellt.

Die Auffassung späterer Forscher vom Spilitbegriffe hat sich im ganzen, obgleich mit gewissen Zusätzen und Änderungen, an Deweys und Fletts Darstellung angeschlossen. Hier sollen nur zwei hervorgehoben werden, teils Sargents[1] Erweiterung des Spilitbegriffes, damit er auch relativ *kalireiche* basaltische Glieder murgearitischen Charakters (die Derbyshire-Laven) umfassen sollte — ein unglücklicher Schritt, den Wells mit Recht kritisiert — teils die Einführung des Ausdruckes »intrusive Spilite».

Die intrusiven Spilite umfassen teils wirkliche Intrusive von ähnlichem Charakter wie bei den oben erwähnten Albitdiabasen, teils oft pillowausgebildete Gesteine von demselben Charakter wie bei den normalen effusiven Spiliten, die

[1] H. C. Sargent: On a Spilitic Facies of lower carboniferous Lava-Flows in Derbyshire. Q. Journ. of Geol., Vol. 73 (1917), S. 11. —— Geol. Magazin, Vol. 60 (1923), S. 144.

aber, feldgeologischen Daten nach zu urteilen, doch intrusiv sind. Bei diesem letzteren Typus »intrusiver Spilite» hält sich Wells vor allem auf, indem er sich an Bensons Auffassung anschliesst, dass sie »shallow intrusions into unconsolidated submarine ooze» sind. (A. a. O., S. 67.)

Die Spilite sollten gemäss dem Zentralen und Gemeinsamen der im grossen herrschenden Auffassung als Basalte oder Diabase definiert werden können, die sich von normalen, zu der Kalkalkaliserie gehörenden Basalten—Diabasen vom *mineralogischen* Gesichtspunkte aus dadurch, dass der Feldspat ganz oder im wesentlichen aus Albit besteht, vom *chemischen* Gesichtspunkte aus durch ausgeprägtes Na-Vorherrschen und höher totalen Alkaligehalt unterscheiden. Von eigentlichen Alkaligesteinen unterscheiden sie sich durch den Mangel an Feldspatoiden und alkaline femische Minerale (wo die primäre femische Mineralausbildung zu irgendeinem Teil bewahrt ist). Sie können in *effusive Spilittypen*, die beinahe immer Pillowausbildung zeigen und in der Regel submarin effusiv, zuweilen aber unter eine Decke aus losem, unkonsolidiertem Schlamm »intrudiert» worden sind (intrusive Spilite, Wells), und *intrusive Spilite* (Albitdiabase), die Pillowstruktur entbehren, eingeteilt werden.

Wenn sie genetisch mit saureren Gesteinen verbunden sind (was oft eintrifft), sind diese immer ausgeprägte Natrongesteine, entweder Keratophyre-Natronfelsite (effusive—hypabyssische Fazies) oder Albitgranite (normalintrusive Fazies).

Es zeigt sich aber, dass diese theoretisch klare Definition des Spilitbegriffes sich nicht in der Praxis durchführen lässt, oder dass, wenn diese Definition, besonders was die chemische Zusammensetzung betrifft, angewandt wird, eine grosse Anzahl der Gesteine, auf Grundlage deren der Spilitbegriff selbst ausgestaltet worden ist, ausserhalb dem Rahmen diesen Begriffes liegt.

Die Schwierigkeit wird durch den sehr verschiedenen Charakter der sogenannten Albitisierung und ihre Abspiegelung in dem Alkali- (speziell Natron-) gehalt des Gesteins verursacht. In Fig. 97 ist eine Anzahl repräsentativer Spilitanalysen in das Fem-Ca-Alk-Dreieck eingeführt worden. Es geht aus dem Diagramme hervor, dass mehrere dieser als Spilite bezeichneten, zu der normgebenden britischen paläozoischen Spilitformation gehörenden Gesteine, was die fragliche Komponente betrifft, eine völlig normale basaltische Zusammensetzung insbesondere betreffs des Alkaligehaltes haben, und dazu sogar einen ein wenig *höheren* Ca-Gehalt als die typischen Kalkalkalibasalte zeigen. Dasselbe ist der Fall bei diesen Gesteinen in den übrigen Dreiecken. Andere Analysenpunkte dagegen liegen sehr weit nach der Alkaliseite hin, mit den normalen Basalten verglichen.

Dieser Variation entspricht betreffs der Mineralausbildung die Weise, in welcher der Plagioklas albitisiert ist (siehe Dewey und Flett, a. a. O.). Bisweilen ist der Albit klar und ziemlich frei von Epidotmikrolithen — es scheint, als ob hier eine Saussuritisierung in Verbindung mit Ca-Wegführung und Na-Zuführung (eigentliche Albitisierung) stattgefunden hätte. In den meisten Fällen ist aber der mikrolithische Epidot-(resp. Kalzit-)Gehalt ziemlich gross, zuweilen zonar verteilt, mit in den Albitkernen angereichertem Epidot; bisweilen ist er

sehr gross und entspricht normaler Saussuritisierung basischen Plagioklases ohne irgendeinen nennenswerten Substanzaustausch — in gewissen Fällen scheint es sogar, als ob Na-Wegführung und Ca-Zuführung stattgefunden hätten. Diese verschiedenen Albitisierungsgrade mit Übergängen von wirklicher Albitisierung in normale Saussuritisierung oder sogar Dealbitisierung kommen in reichlichem Wechsel bei den effusiven britischen Spiliten vor, mit starken Variationen auch in einem und demselben Lavabette. Dasselbe Verhältnis herrscht bei den von Sundius als Spilite beschriebenen Kirunagrünsteinen (a. a. O.), obgleich die aktuelle Mineralausbildung hier nicht so niedertemperiert ist; besonders betont er, durch Geijers Kritik dazu veranlasst (a. a. O.), in seiner Antwort auf dieselbe,[1] dass die Albitisierung mit Na-Zuführung, die er durch mehrere Analysen nachgewiesen hat, keinen bedeutenden regionalen Umfang erreicht, sondern im wesentlichen als partielle Anreicherung in gewissen Teilen der Gesteine zu betrachten ist; für die Analysen sind »Proben mit klarem Albit und mit geringerem Epidotgehalt» gewählt (S. 449).

Die eigentlichen, effusiven Spilite stellen also betreffs des Na-Gehaltes eine stark variierende Gruppe dar, bei der der Grad der sog. Albitisierung mit raschem lokalem Wechsel zwischen Dealbitisierung, normaler Saussuritisierung und wirklicher Albitisierung variiert. Eine starke Variation betreffs der femischen Mineralausbildung mit einer mehr oder weniger starken Hydratisierung (oder »Dekomponierung») ist damit verknüpft. Auf Grund der mineralogischen Ausbildung der Spilite, ihrer Strukturverhältnisse, ihres geologischen Auftretens und ihrer Verhältnisse zu den umgebenden sedimentären Gesteinen ist man zu einer relativ übereinstimmenden Auffassung ihrer Bildungsbedingungen und etwas weniger übereinstimmenden Ansichten über den Charakter der sogenannten Albitisierung gelangt.

Die Mineralausbildung ist im Vorstehenden erwähnt worden. Betreffs der Struktur und des geologischen Auftretens sind die wichtigsten Daten die beinahe immer bei diesen Spiliten vorkommende Pillowausbildung und die gewöhnlich beobachtete Assoziation mit »radiolarian cherts» und überhaupt marinen Sedimenten.

Über die Genesis der Spilite.

Mechanismus der Pillowausbildung.

Die eigentümliche Pillow- (Wulst-, Kissen-)struktur ist der Gegenstand mehrerer Erklärungsversuche gewesen, die unter sich divergieren, aber als einen gemeinsamen Zug in der Regel die Ansicht haben, dass die Pillowstruktur das Resultat einer Fliessbewegung bei einem basaltischen, unter submarinen Verhältnissen extrudierten Lavastrome wäre. Betreffs der Strukturverhältnisse liegen eine ungeheuer grosse Anzahl Beobachtungen vor, für die es Literaturhinweise in den S. 280, Anm. 4—7 angeführten Werken gibt. Besonders kann auf Sundius' vorzügliche Darstellungen verwiesen werden.[2] Nur die folgenden,

[1] Zur Frage der Albitisation im Kirunagebiet. G. F. F., 38 (1916), S. 446—462.

[2] Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebiets, S. 20—26, und »Pillowlava from the Kiruna District», G. F. F. Bd. 34, S. 317—333.

theoretisch wichtigen, für alle Pillowausbildung generellen Züge sollen hier hervorgehoben werden. Die Pillowausbildung ist oft nur eine Oberflächenerscheinung an der oberen, zuweilen an der unteren Oberfläche massiver Lavabetten, wobei Pillowlava direkt in massenförmige Lava übergeht, woneben auch nur aus losen Pillows aufgebaute Lavabetten vorkommen. Jedes einzelne Kissen hat aussen eine glasige Kruste, auf die eine mandelreiche Zone folgt. Die Kissen haben oft, scheinbar völlig plastisch, einander deformiert. Die Grösse variiert von einigen cm bis zu ein paar m; jedoch scheint es, als ob die Grösse in der Weise von der Ausbildungsform im übrigen abhängig wäre, dass die feinstverteilte Pillowstruktur nur da vorkommt, wo massenförmige Lava in Pillows übergeht (siehe z. B. Sundius, Kiruna usw., Fig. 2, S. 23), während in den aus losen Kissen ganz aufgebauten Lavabetten beträchtliche Pillowgrösse herrscht.

Betreffs des Mechanismus der Pillowbildung dürfte wohl die vor allem auf Tempest Anderssons[1] Beobachtungen gegründete Auffassung jetzt ganz eingebürgert sein.[2] Gemäss dieser Auffassung werden die Kissen dadurch gebildet, dass durch Spalten in der dünnen Erstarrungskruste der Lavadecke schmelzflüssige Lava hervordringt, wobei das hervordringende Lavaströmchen bei der Berührung mit Wasser schnell eine glasig erstarrte Abkühlungshaut erhält, die einen Sack bildet. Diese Haut wachst (grösstenteils wohl durch sukzessive Neubildung) infolge des Druckes des innen zuströmenden Magmas auf der Weise, dass schliesslich der gebildete Lavasack durch einen schmalen Hals mit dem Lavastrome zusammenhängt. Durch Kontraktion bei der Abkühlung oder durch die Fliessbewegung des ganzen Stromes bricht dieser, und es erfolgt eine Lostrennung des Kissens vom Lavastrome. M. E. Wilson[3] vergleicht die Pillowausbildung mit der subaeriellen Pahoehoe-Fliesstruktur und gelangt zu dem Resultat, dass die Analogien zwischen diesen Ausbildungsformen in eine vollständige Identität übergehen würden, wenn die jetzt pahoehoe-ausgebildeten Laven im Wasser extrudiert worden wären, infolge der schnelleren Abkühlung der aus den Spalten hervorquellenden kleinen Lavaströme. J. V. Lewis[4] meint dagegen auf Grund von Beobachtungen subaerieller Lavaströme vom Kilauea, dass Wasserabkühlung für die Ausbildung von Pillowstruktur nicht notwendig sei.

Dewey und Greenly meinen, dass die aus losen Pillows ganz aufgebauten Betten ein System gebildet haben, das sich im ganzen dadurch bewegt hat oder geflossen ist, dass die verschiedenen, ganz erstarrten oder immer noch plastischen Lavaellipsoide-Sphären übereinander gerollt und geglitten sind.[5]

Wells (a. a. O., S. 63—65) zitiert und wertet diese Auffassungen. Er ist der Meinung, dass Lewis die Bedeutung des submarinen Einflusses unterschätzt hat, und schliesst sich, wie oben erwähnt, an Tempest Anderssons und Wilsons Darstellung an. Von Deweys und Greenlys Auffassung nimmt er ganz Abstand.

[1] Q. Journ. Geol. Soc. Vol. 66, S. 621—637.
[2] Siehe z. B. Wells, a. a. O.
[3] Wilson, Geol. Surv. Canada, Mem. 39, 1914, S. 54.
[4] Lewis, Bull. Geol. Soc. America, Vol. XXV, 1914, S. 592.
[5] Dewey, Geol. of N. Cornwall. Proc. Geol. Assoc. 1914, S. 166.
Greenly, Geol. of Anglesey. Mem. Geol. Surv. of Great Britain 1919, Vol. I, S. 71.

Hierzu soll nur bemerkt werden, dass ein einzelnes System aus ganz freien aufeinander gestapelten Pillows weder gemäss Anderssons-Wilsons Auffassung gebildet werden noch infolge seiner eigenen Schwere zu einem Bette mit nur geringem Gleitwinkel ausfliessen kann. Es ist wichtig, an dem Faktum festzuhalten, dass gemäss den meisten Literaturangaben *pillowausgebildete Betten mit massenförmiger Lava kombiniert sind*, entweder so, dass die äusseren Teile eines Lavastromes pillowstruiert sind, oder so, dass Übergang in Seitenrichtung von im wesentlichen massiver in pillowausgebildete Lava geschieht. Pillows können nach der zitierten gewöhnlichen Auffassung ihres Bildungsmechanismus nicht auf dieselbe Weise wie ein »Pillowkaktus» (*Opuntia*) sich auseinander ausbilden, bei dem Kissen auf Kissen in einer ununterbrochenen Serie wächst; gröbere Stammkanäle oder -Ströme, aus denen die Pillows gebildet werden, müssen immer vorhanden sein. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, dass sämtliche aus nur losen Pillows aufgebaute Betten mit nicht pillowstruierten Partien des Lavastromes in Verbindung stehen oder gestanden haben, obgleich dies in den vorläufig existierenden Aufschlüssen gar nicht immer nachweisbar ist. Pillows sollten also in der Regel Flächenbildungen an den submarinen Lavaströmen ausmachen; die an der Oberfläche gebildeten, losgesprengten Pillows werden wahrscheinlich in grossem Umfang durch die überwälzende Bewegung des ganzen Stromes vor der Lavafront angehäuft und zum Teil von dieser überflossen, zum Teil vor derselben hergeschoben. Das letztere sollte besonders bei den sphäroidischen und grossen Pillows der Fall sein; eine Anreicherung von solchem Pillowmaterial vor der Front des Lavastromes ist deshalb sehr wahrscheinlich. Die grössere Frequenz gerundeter, grosser Pillows in den nur aus losen Pillows aufgebauten Betten, mit der oft kleinverzweigt unregelmässigen Ausbildung an den Flächen der massenförmigen Lavabetten verglichen, ist die feldgeologische Begründung dieser Auffassung. Deweys-Greenlys Auffassung eines von grossen, losen Pillows aufgebauten, daherfliessenden Lavabettes liesse sich also in gewissen Fällen denken, wenn die Triebkraft ein nachschiebender, in der Fliessbewegung begriffener, massenförmiger Lavastrom gewesen wäre.

Ursachen der charakteristischen chemisch-petrographischen Ausbildung der Spilite.

Die charakteristische mineralogische Ausbildung der Spilite und die ihnen im allgemeinen zugeschriebene sogenannte charakteristische chemische Zusammensetzung (siehe oben) werden von vielleicht den meisten Autoren auf Ursachen zurückgeführt, die mit ihrer Pillowausbildung, d. h. ihrem submarinen Eruptionsprozesse, in Verbindung stehen.[1] Die für diese Auffassung grund-

[1] Als Beispiele können angeführt werden:
a) Bailey und Graham, Geol. Mag. 1909, S. 250—256.
b) Dewey und Flett, a. a. O.
c) P. Geijer, a. a. O. (G. F. F., Bd. 38).
d) Wells, a. a. O.
Einen abweichenden Standpunkt nimmt bekanntlich Sundius für die Kirunaspilite ein.

legende Darstellung wird von Bailey und Graham in die oft zitierten Zeilen zusammengefasst gegeben: »We may advance the hypothesis that in certain volcanic centres, e. g. Arthur's Seat, some portions of the magma were discharged exceptionally rich in carbon dioxide (or some other unknown constituent); that during crystallization of the lava an unusual proportion of soda was thus retained in solution; and that the residual liquors then began to react with the minerals which had crystallized. Olivine was converted into serpentine and chlorite, while the most basic feldspars were replaced by albite. The process may be crudely expressed by saying that the lava at this stage was stewing in a concentrated solution of sodium carbonate.» (A. a. O., S. 253).

Leider definieren weder Bailey & Graham noch Dewey & Flett wie sie sich diese Residuallösung während der Autolyse lokalisiert denken, ob sie im Spilite selbst zurückbleibt und dann wie, oder ob sie aus dem Gestein selbst entweicht und in der den Lavastrom und die einzelnen Pillows umgebenden Wasser-Gasfazies tätig ist (dann eventuell mit nicht juvenilem, salzhaltigem Wasser gemischt). Es scheint in Analogie mit Baileys und Grahams Auffassung der Autolyse der intrusiven Spilite wahrscheinlich, dass wenigstens diese Verfasser die letztere Auffassung gehabt haben. Wells dagegen deklariert ausdrücklich als seine Auffassung, dass die aktive Na-reiche pneumatolytische—hydrothermale Residuallösung von der um die Pillows gebildeten Erstarrungskruste ganz eingeschlossen worden sei. »This charge is the result of the magma stewing in a solution of sodium carbonate and has been termed autometamorphism or autolysis, the necessary condition being the rapid formation of an impervious skin completely imprisoning the residual liquids.» (A. a. O., S. 70—71.)

Gegen diese Erklärung können aber ernstliche Einwendungen erhoben werden. Es scheint absurd, dass in einer Lava, deren Struktur dadurch erklärt wird, dass das schmelzflüssige innere Material des Lavastromes zu wiederholten Malen die Erstarrungskruste durchbricht und von schnell gebildeter Erstarrungshaut begrenzte Blasen bildet, die unter beständigem Bersten und neuer Krustenbildung durch den Druck der von innen zuströmenden Lava erweitert werden, diese beständig berstende und neugebildete Erstarrungshaut die bei der Kristallisation sukzessiv abgespaltete Gas-Fluidphase einsperren, d. h. einem wesentlichen Überdruck von seiten dieser Phase widerstehen könnte. Die kissenbildende Fliessbewegung des Magmas würde ja gerade so geschehen, dass die Erstarrungskruste immer von einem Druck zum Bersten gebracht würde, der im wesentlichen aus dem hydrostatischen Druck des Magmas in Seitenrichtung bestände; der theoretische Maximalwert dieses Drucks kann für einen gewissen Punkt an der Lavafläche durch die Formel $p = \frac{h \cdot (v. - 1)}{10}$ Atm. ausgedrückt werden, wo h = die Höhe in m bis zum höchsten Punkte des Lavastromes, v = das spezifische Gewicht der Lava ist (das spez. Gewicht des Meerwassers auf 1 approximiert). Da die Lava durch Fliessbewegungen dem Drucke plastisch nachgibt, ist der wirkliche Druck bedeutend geringer. Er dürfte von einem Bruchteil einer Atmosphäre bis zu höchstens ein paar Atmosphären variieren (letzteres im

untersten Teile der Lavafront). Wenn die Erstarrungskruste diesem Drucke also nicht widerstehen kann, so kann sie einem inneren Gasdruck entsprechender oder grösserer Stärke auch nicht widerstehen.

Die Erstarrungskruste an sich kann die Restlösungen-Gase also nicht zu entweichen verhindern — dagegen hält aber der hydrostatische Druck der darüberliegenden Wassersäule die Flüssigkeits-Gasphase unter einem entsprechenden Druck, wodurch eine grössere Menge »Gase» als bei niedrigerem Druck in der Flüssigkeitsphase zurückgehalten werden. Da die fraglichen submarinen Spilitlaven mit grösster Sicherheit in den meisten Fällen *nicht* im Tiefseeniveau, sondern in relativ untiefen Becken extrudiert worden sind, wird dieser Druck nicht einmal so gross gewesen sein, dass irgend welche Liquidusphase von magmatischem zu hydrothermalem Zustand hätte kontinuierlich existieren können (siehe S. 212).

Überdies — wenn die oben angeführte Auffassung richtig wäre, dass die Spilite in besonders hohem Grade die Residuallösungen in dem erstarrten Gestein bewahrt hätten, so wäre es unbegreiflich, wie das extreme Na-Übergewicht und der oft fast totale Mangel an K_2O zu erklären wäre.

Falls man, wie Wells u. a., annimmt, dass die Mineralausbildung der Pillowspilite das Resultat einer pneumatolytischen Umwandlung unmittelbar nach und in Verbindung mit ihrer Effusion sei, scheint es ungeheuer viel wahrscheinlicher, dass die aktive aquatische Phase aus mit von der Lava emanierenden Gasen-Lösungen vermengtem Meerwasser bestanden hat. Wir haben ja in den pillowausgebildeten submarinen Effusiven Beispiele von Laven, die während ihrer Erstarrung und Abkühlung mit grösstmöglicher Fläche mit dem Meerwasser in Kontakt gewesen sind — in Flüssigkeits-, Gas- oder überkritischer (Fluid-)Form. Ebenso wie die Kiemen und Lungen der Tiere stark verzweigt und bauchig sind, um eine grössere Fläche und damit einen vermehrten chemischen Austausch mit der umgebenden Wasser- resp. Gasphase zu gewinnen, ist die Fläche eines pillowstruierten Lavabettes unter einer beständigen Bewegung und einer beständigen Erneuerung der Berührung zwischen noch schmelzflüssiger Lava und Wasser bis auf das zehn—hundertfache oder mehr vergrössert worden.

Der Charakter der wässerigen Phase, mit der die Lava in Berührung gewesen ist, ist von Tiefen- unf Temperaturverhältnissen abhängig. Unmittelbar an der schmelzflüssigen Lava muss eine Temperatur weit über die kritische Temperatur des reinen Wassers geherrscht haben. Der kritische Druck des reinen Wassers, 225 Atm., entspricht ja einer Meerestiefe von ungef. 2150 m; indessen mindert sich ja der kritische Druck, während sich die kritische Temperatur vermehrt, wenn das Wasser gelöste Salze enthält.

Für die Berechnung, wie grosse Veränderungen ein Salzgehalt, der demjenigen des Meerwassers entspricht, bewirken kann, hat Verfasser keine Daten erhalten können; die Einwirkung kann bedeutend, aber doch nicht so gross sein, dass nicht eine Meerestiefe von wenigstens ein bis ein paar tausend m notwendig wäre, damit nicht Dampfbildung an dem Kontakte Wasser-Magma stattfinden soll. Diese Dampfbildung wird darin resultieren, dass der Salzgehalt am Magma-

kontakte vermehrt wird, wozu eine eventuelle Salzzuführung durch vom Magma emanierende Residuallösungen kommt. Das Resultat dürfte sein, dass wenigstens in den Kavitäten zwischen den Kissen, also im Pillowbette selbst, eine aquatische Phase mit einem so grossen Salzgehalt sich bilden kann, dass ihr Dampfdruck ebenso niedrig wie der herrschende Wasserdruck ist, d. h. dass sie eine wirkliche Flüssigkeitsphase darstellen wird. Der Maximaldruck für das System H_2O — K_2SiO_3 ist za. 11 Atm. bei einer Temperatur von ungef. 460° C (Morey, a. a. O.,[1] Fig. 9) — entspricht also einer Meerestiefe von rund 100 m. Für das System $Na_2SiO_3 : H_2O$, resp. $Na_2 \cdot [SiO_3, Cl_2, CO_3] : nH_2O$ dürfte der quantitative Unterschied nicht so gross sein, dass nicht der Druck von derselben Grösse ist.

Dass die Wasserphase, mit der die Pillowlava während des ganzen Abkühlungsprozesses mit ihrer stark vergrösserten Fläche in Berührung gewesen ist, wenigstens unter gewissen Druckverhältnissen eine grosse Möglichkeit gehabt hat, das Gestein hydrothermal umzuwandeln, ist mehr als wahrscheinlich. Weiter scheint es sehr natürlich, dass dieser Hydratisierungsprozess teils für verschiedene, in verschiedener Tiefe extrudierte Lavabetten, teils für verschiedene Partien eines und desselben Lavabettes einen sehr ungleichen Verlauf erhalten hat. Verschiedene Salzkonzentration und -zusammensetzung der Lösung, verschiedene Temperatur und verschiedene Langwierigkeit des Abkühlungsprozesses müssen bei den äusseren Partien des Pillowbettes und z. B. in Kavitäten in grosser Tiefe in demselben geherrscht haben.

Die generelle sogenannte Albitisierung dieser Spilittypen hat, wie oben erwähnt, in einer hydratogenen Umkristallisation von Saussuritisierungscharakter ohne grossen Substanzaustausch bestanden; dieser Prozess kann ganz durch die Einwirkung einer relativ reinen Wasserphase hervorgebracht worden sein, die bei einer Temperatur unter der Stabilitätsgrenze des anorthitreicheren Plagioklases (siehe S. 202) das Gestein mobilisiert oder seine chemische Mobilität bewahrt hat. In gewissen Partien, die an eine aus den obenerwähnten Gründen Na-reichere aquatische Phase gegrenzt haben, kann Na-Zuführung und Vermehrung des Albitgehaltes geschehen sein, und ebenso kann, wo z. B. der CO_2-Gehalt gross gewesen ist, Kalzit anstatt Epidot gebildet werden. Auch kann Auslösung von Kali und auch CaO stattgefunden haben; überhaupt muss der eventuelle Substanzaustausch den Charakter einer Substanzverteilung zwischen den verschiedenen Phasen in Richtung auf das herrschende, mit fallender Temperatur veränderte, Verteilungsgleichgewicht gehabt haben.

Während des eigentlich hydrothermalen Stadiums des Abkühlungsprozesses — also bei einem Temperaturgebiet unter dem eventuellen kritischen — müssen weiter die bei der hohen Temperatur eventuell gasgefüllten Kavitäten aller Grössen bei sinkender Temperatur Wasser einsaugen, wobei trotz der niedrigeren Temperatur ein vermehrter Hydratisierungseffekt zustande kommt. Die Abkühlung muss auch in diesem Stadium, wo kein Kochen des umgebenden Wassers stattfindet, langsamer geschehen, also das Zeitmoment verlängert werden.

[1] The Ternary System H_2O—K_2SiO_3 — SiO_2.

Die Spilitumwandlung, die im ganzen nur ein Saussuritisierungsprozess ist, wobei aber in gewissen Partien eine merkbare Na-Zuführung geschehen ist, eventuell auch untergeordnet eine Kali- und Ca-Wegführung, ist eine mit den meisten pillowausgebildeten Laven verknüpfte Erscheinung von bemerkenswerter Gleichförmigkeit bei auch in Zeit und Raum ganz verschiedenen Vorkommnissen. Es scheint, als ob sowohl die generell gemeinsamen Züge als auch die lokalen Verschiedenheiten durch die Annahme eines Verlaufes gemäss dem oben skizzierten eine einheitliche Erklärung erhalten würden.

Selbstverständlich muss eine Albitisierung desjenigen Typs, den Eskola betreffs der intrusiven Spilite aus dem südlichen Karelen beschreibt (a. a. O.), zu einem betreffs des äusseren Verlaufes ganz verschiedenartigen, obgleich im übrigen analogen Prozesse gezählt werden (nach Eskolas Auffassung einer wirklichen Autolyse oder Autometasomatose unter bedeutender Na-Zuführung, die einen Intrusivkörper betroffen hat). Auch können bei einer Saussuritisierung im Sinne Termiers oder einer Saussuritisierung in Verbindung mit der Regionalmetamorphose (Sundius) lokale Versetzungen und Anreicherungen des relativ beweglichen Alkalifeldspat- und Epidotmateriales geschehen, und besonders im ersteren Falle (betreffs der Pelvoix-Gesteine) kann eine gewisse totale Alkalianreicherung geschehen sein.

Das Albitmolekül ist bei den niedrigen Temperaturgebieten eines der stabilsten minalen Moleküle, die existieren, und hat zudem eine sehr grosse Beweglichkeit; dass der Albit in dem Endprodukte enthalten ist, das man als Resultat äusserlich sehr verschiedener Umkristallisationsprozesse erhält, deren gemeinsame Bedeutung eine Mobilisierung des chemischen Systems des Gesteins bei niedriger Temperatur und Anwesenheit von Wasser ist, kann nicht erstaunlich sein. Für die eigentlichen, effusiven Spilite ist oben ein gewisser Verlauf dieses Prozesses als der wahrscheinlichste angenommen worden, was nicht verhindert, dass in mehreren Fällen die Spilite und ähnliche Gesteine das gemeinsame Endziel — die Albitisierung — auf verschiedenen Wegen haben erreichen können.

Die Assoziation mit Natroneffusiven (Keratophyren usw.).

Als ein besonders charakteristischer und selten fehlender Zug der Spilite ist ihre Assoziation mit sauren effusiven oder intrusiven Natrongesteinen angeführt worden. Diese Assoziation ist besonders wohlbekannt und ausführlich beschrieben aus beinahe sämtlichen britischen Spilitgebieten[1] verschiedenen geologischen Alters, weiter vor allem aus Kiruna (Sundius, Geijer). Diese sauren Natrongesteine bestehen teils aus Keratophyren-Quarzkeratophyren, die in einsprenglingsarmer Ausbildung auch Natronfelsite genannt werden (effusive Fazies; effusiver oder hypabyssischer Eruptionscharakter), teils aus Natronsyeniten—Natrongraniten (Tieffazies) oft aplitischen Charakters. Dem Keratophyrnamen selbst geben bekanntlich verschiedene Autoren eine sehr verschiedene Bedeutung; betreffs dieser Frage kann auf Wells Darstellung verwiesen werden (a. a. O., Teil I). Ich meinerseits verstehte unter den Keratophy-

[1] Für Orts- und Literaturhinweise siehe Dewey & Flett, a. a. O., S. 208—209.

ren—Quarzkeratophyren die albitdominanten Äquivalente der Orthophyre—Quarzporphyre, obgleich gewöhnlich mit einer stärkeren alkalinen Tendenz, also leukokrate, saure Oberflächengesteine mit deutlichen Natronübergewicht,[1] geringem Ca-Gehalt (aktueller und normativer Plagioklas = Albit) und einem femischen Mineralbestande, der nie erhaltenen primären Alkalipyroxen oder Alkalihornblende umfasst (zum Unterschiede von den im übrigen gleichartigen Pantelleriten-Comenditen). Die Struktur kann porphyrisch—einsprenglingsfrei, felsitisch sein; bei bedeutendem Quarzgehalt bildet auch der Quarz Einsprenglinge.[2] Betreffs ihres geologischen Auftretens sind sie effusiv oder hypabyssisch. Der femische Mineralbestand ist in der Regel sekundären Charakters, in den britischen Keratophyren gewöhnlich Eisenerz und Chlorit, aber auch Biotit, in den Keratophyren des S. Storfjället Eisenerz-Biotit.

Man hat, wie oben erwähnt, der Assoziation zwischen spilitischen Grünsteinen und sauren Natrongesteinen grosse Bedeutung beigelegt, und sie hat eines der entscheidenden Momente für die genetische Erklärung der »Spilitserie» gebildet, entweder so, dass man dem Magma eine gewisse natronalkaline Ursprungstendenz zugeschrieben, d. h. einen speziellen, demjenigen der Kalkalkali- und Alkaliserien gleichgestellten Spilitmagmatypus angenommen hat (Dewey & Flett; Wells), oder so, dass ein allogener Albitisierungsprozess von Regionalmetamorphosencharakter angenommen worden ist (Sundius). Der Zusammenhang zwischen Spiliten-Keratophyren ist besonders nach der Auffassung britischer Petrographen so ausgeprägt, dass z. B. Wells in die Bedeutung des Keratophyrnamens genetische Zusammengehörigkeit mit den Spiliten einschliessen will (a. a. O., Part I, Geol. Mag. 59).

[1] Das wichtigste Moment der Nomenklaturfrage der Keratophyre-Quarzkeratophyre ist das, ob auch *kalidominante* Gesteine in diese Gruppe mit eingerechnet werden sollen. Dem Verf. scheint es, dass jeder vernünftige Anlass, den Keratophyr- und Quarzkeratophyrbegriff aufrechtzuhalten, wegfiele, wenn darin Kaligesteine mit einbegriffen sein sollten. Ganz neuerdings ist aber noch ein extremes Kaligestein als Quarzkeratophyr bezeichnet worden, (N. H. Kolderup, En vestnorsk kisförende kvartskeratofyr, Berg. Mus. Aarb. 1929, Naturvid. R. No 4.), wobei der Autor zur Begründung dieses seines Verfahrens auf die erste Anwendung des Keratophyrnamens hinweist. Wenn man sich den Quellenschriften zuwendet, die auch N. H. Kolderup zitiert, so findet man, dass die Gesteinsgruppe, auf die der Quarzkeratophyrname erstenmals angewandt worden ist, (die Lennenporphyre aus Westphalen), als einzigen Feldspat Plagioklas (Albit) enthält und somit extrem natronbetont ist (Rosenbusch, Mikr. Phys. d. Massigen Gesteine, 3. Aufl. (1896), S. (707)—708). Zwar darf man betreffs eines Gesteinsnamens, der sich in die Literatur in hohem Masse eingebürgert hat, wohl nicht allzu sklavisch sich an die erste Benutzung dieses Namens binden, falls sie unexakt oder ungenau oder sonst unzweckmässig erscheint, und die spätere, allgemeine Bedeutung des Namens einem wirklichen Bedürfnis entspricht; aber hier stimmt die erste Bedeutung mit dem späteren allgemeinen Gebrauch und dem petrographischen Nomenklaturbedürfnis überein.

[2] Nach Analogie der Orthophyre—Quarzporphyre kann ein Keratophyr Quarz in der Grundmasse führen; der Quarzkeratophyrname wäre erst dann zu verwenden, *wenn Quarz als Einsprenglinge auftritt*. Dies kann wohl für die einsprenglingsreicheren Gesteine als Regel aufgestellt werden; aber betreffs der einsprenglingsarmen oder -freien (Quarz-)Keratophyrfelsite taugt dieser Einteilungsgrund nicht. Hier mögen die Quarzkeratophyre die keratophyrischen Gesteine sein, deren Zusammensetzung das Quarz: Feldspateutektikum annähernd erreicht oder überschritten hat (was z. B. im Femca-Si-Alk-Dreieck sichtbar ist). Wo ein solches Gestein stark porphyrisch ausgebildet ist, wird es auch Quarzeinsprenglinge führen.

Betreffs des höchsten »zulässigen» Or-Gehalts der Keratophyre-Quarzkeratophyre ist es wohl zweckmässig, die allgemein angenommene eutektische Proportion Or : Ab als die alleräusserste Grenze zu wählen (die bei Or = 40—45 Mol.-% zu liege scheint); dabei darf aber nicht glimmergebundener normativen Or-Gehalt mit einberechnet werden. Ist das Gestein porphyrisch, mag auch Albit wenigstens den dominierenden Einsprenglingsfeldspat bilden.

Die Relationen zwischen den kaledonischen Effusiven, besonders der Mesketformation, und der sogenannten Spilitserie.

Spilitische Züge der kaledonischen Effusive.

Wie oben erwähnt, sind die kaledonischen Effusive im britischen Teil der kaledonischen Gebirgskette in den Effusivserien enthalten, welche die typomorphen Spilite ausmachen d. i. die Gesteine, auf die der Spilitbegriff gegründet worden ist.

Sie zeichnen sich durch die folgenden »spilitoiden Charaktere» aus: 1. Pillowausbildung; 2. Assoziation mit Keratophyren-Natrongraniten; 3. durchgehend spilitischen Mineralbestand und 4. zum Teil (aber gar nicht durchgehend) spilitischen chemischen Charakter.

Die norwegischen kaledonischen Basalte zeigen folgende spilitische Charakterzüge: 1. in gewissen Fällen Pillowausbildung; 2. Assoziation mit Keratophyren; 3. oft spilitischen Mineralbestand, jedoch nicht immer; (4. nur äusserst untergeordnet spilitischen chemischen Charakter.)

Im S. Storfjället zeigen die kaledonischen Basalte nur einen, aber ausgeprägten »spilitischen» Zug: Assoziation mit Keratophyren (und Albitgraniten!). Dagegen fehlt (mit einer Ausnahme) Pillowausbildung ganz, und weiter jede Annäherung an spilitischen chemischen Charakter, wie auch spilitische Mineralausbildung (gilt für das zentrale Gebiet in Amphibolitfazies).

In der äusserst mächtigen Effusivformation des N. Storfjället um Mesket-Gabbi-Laivatjåkko fehlen auch die Keratophyre ganz und damit der letzte »spilitische» Zug; die Formation hat einen ganz normalbasaltischen Charakter. — Das Verhältnis ist unten tabellarisch dargestellt worden. + bezeichnet dabei, dass der fragliche »spilitische Zug» in ausgeprägtem Grade vorhanden ist, — dass er ganz fehlt, (+) und (—) bezeichnen »ziemlich gewöhnlich» resp. »selten».

»Spilitische Züge»	Teil der kaledonischen Gebirgskette:			
	Grossbritannien.	Norwegen.	Das S. Storfjället	Das N. Storfjället
1. Pillowausbildung	+	(+)	(—)	—
2. Assoziation mit Keratophyren	+	+	+	—
3. Spilitische Mineralausbildung	+	(+)	—	—
4. Spilitische chem. Zusammensetzung	(+)	(—)	—	—

Die im S. Storfjället und im N. Storfjället besonders schön ausgebildete und wohl bewahrte kaledonische Effusivformation stellt eine von allen Gesichtspunkten aus vollkommen normale, in den beiden Gebieten völlig gleichartige Basaltformation dar, die als solche jede Spur spilitischer Züge entbehrt, aber mit ausgeprägten Keratophyren verknüpft ist.

Dieser Umstand, nebst dem Faktum, dass die fragliche Effusivserie in hohem Grade den norwegischen, diese ihrerseits den britischen, als Spilite bezeichneten, kaledonischen Effusivgesteinen ähnlich sind, und zusammen mit diesen eine chemisch wohldefinierte, einheitliche Gesteinsgruppe bilden, macht die kaledonische Effusivformation Västerbottens zu einem vom Gesichtspunkte des Spilitproblems aus sehr interessanten petrographischen Objekt.

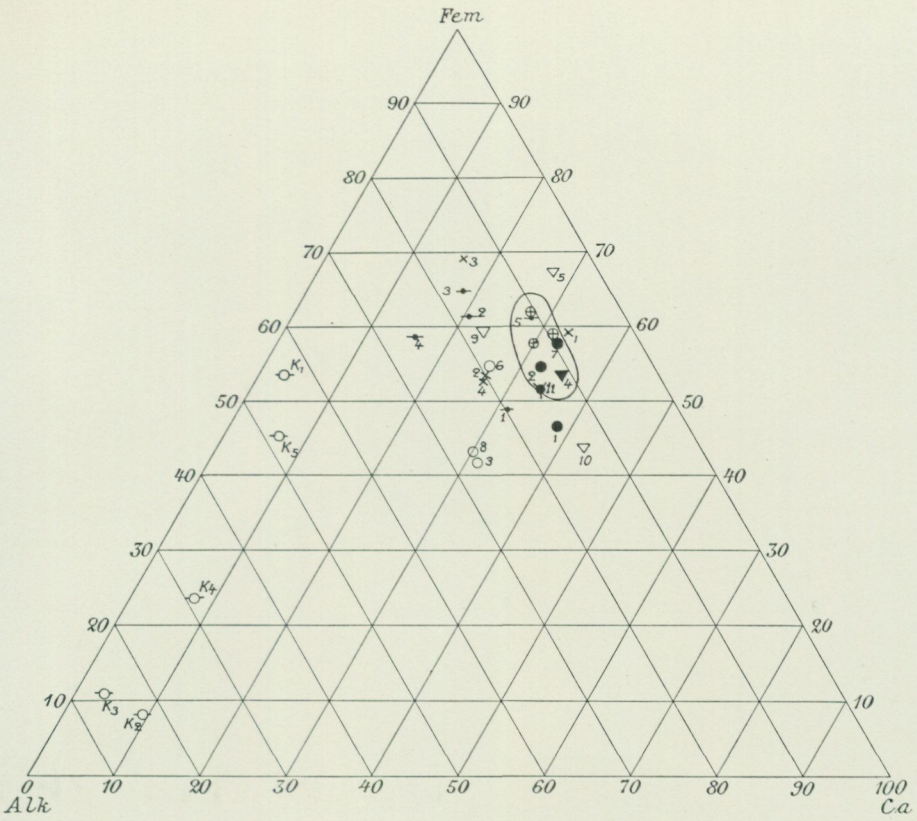
Diskussion des chemischen Differentiationsverlaufes der kaledonischen Effusive in den verschiedenen Dreiecksystemen.

Nachstehend sollen die chemischen Variationsverhältnisse der kaledonischen Effusive auf Grundlage der früher benutzten vier Dreiecksysteme kurz diskutiert werden. Betreffs des Analysenmateriales glaubt Verfasser, dass es ihm gelungen ist, sämtliche Analysen skandinavischer kaledonischer Effusive heranzuziehen, während dagegen einige britische Analysen möglicherweise wegen mangelnden Literaturzuganges übergangen worden sein können. Daneben sind vergleichshalber einige britische, nicht kaledonische (d. h. präkambrische oder postsilurische) Spilitanalysen mitgenommen worden.

Wie aus den Diagrammen Fig. 96 und 97 hervorgeht, bilden die eigentlichen Spilite eine in diesen Dreiecken sehr inhomogene Gruppe, indem die Analysenpunkte über ungewöhnlich grosse Variationsfelder verstreut liegen.[1]

Während die zu einem gewissen Stamme oder Magmatypus gehörenden Gesteine in ungef. demselben Basizitätsstadium zu einem kleinen, wohl abgegrenzten Felde in den chemischen Komponentdiagrammen konzentriert sind oder sich in charakteristische Differentiationslinien oder schmale Bänder verzweigen (wenn ungleichwertige Differentiationsglieder mit eingerechnet werden), entbehren die sogenannten Spilite jede Andeutung einer ähnlichen Konzentration, wenn man nämlich alle die Gesteine als Spilite rechnet, die auch die

[1] Nachdem dies geschrieben worden ist und während der Druck dieser Arbeit fortdauert, ist dem Verfasser Hackmans soeben erschienenes Werk über Kittilä zugänglich geworden (Bull. Com. Geol. Finl. Nr. 79), worin er grossenteils auf Grund desselben Analysenmateriales, das in dieser Arbeit benutzt worden ist, obgleich mit einer anderen graphischen Projektionsmethode, eine Übersicht über die chemischen Variationsverhältnisse der Spilite gibt. Hackman gelangt dabei zu demselben Schluss, nämlich dass »die Verbreitung der Spilite (im chemischen Projektionssystem) — — — eine ziemlich weite Amplitude besitzt» und dass »dieselben (die Spilite) *keiner eigenen Magmatype* entsprechen» (S. 35—36). Bemerkenswert ist aber, dass H. offenbar grossenteils auf Grund des SiO_2-Verhältnisses zu diesem Resultat gekommen ist, wobei karbonatgebundenes CaO eingerechnet, CO_2 aber abgerechnet worden ist — eine Verfahrungsweise, die gerade das Gegenteil der vom Verfasser benutzten ist (siehe unten!), und die ein falsches Bild von der primären Zusammensetzung der Spilite gibt. Als Beispiel kann Nr. 15 in H:s Spilitzusammenstellung angeführt werden (a. a. O., S. 32), ein devonischer Spilit aus Bickington, Devonshire = Nr. 9 in der Zusammenstellung des Verfassers. Dieses Gestein hat 10.06 %(!) CO_2 und 12.82 % CaO mit den entsprechenden Molekularzahlen: CO_2 = 0.2286 und CaO = 0.2286 — also exakt äquivalierende Mengen CaO und CO_2, weshalb fast der ganze Kalkgehalt als Karbonat enthalten sein muss. Es ist nicht zu verwundern, dass dieser Spilit, wenn CO_2 abgerechnet und *CaO als silikatgebundener Kalk gerechnet wird*, den grössten Kieselsäureunterschuss zeigt und im Diagramme am weitesten von der SiO_2-Seite abliegt. Das Verhältnis zeigt dasselbe, was in dieser Arbeit hervorgehoben worden ist, nämlich dass, wenn der jetzige Mineralbestand der karbonatreichen Spilite als ein ganz autogenes Produkt betrachtet wird (Wells), die Spilitgruppe eine ungeheuer grosse Variationsamplitude erhält, die keinem bestimmten distinkten Gesteintypus entspricht, dass aber, wenn man ihn dagegen als ein allogenes metasomatisches Umwandlungsprodukt mit SiO_2-Wegführung betrachtet, diese Spilite betreffs der SiO_2-Sättigung eine sehr einheitliche Gruppe durchaus normalen Charakters bilden.



● Kaledon. brit. effus. Spilite. $CO_2 < 3\,\%$ ▽ Übrige brit. effusive Spilite $CO_2 > 3\,\%$
○ » » » » » $> 3\,\%$ ✦ Spilite von Olonetz (Eskola)
» » intrusive » × » » Kiruna (Sundius)
▼ Übrige brit. effusive » $CO_2 < 3\,\%$ ⊕ Basaltdurchschnitte a—c (Daly)

K_1—K_5 sind britische Keratophyre.

Fig. 96. Die Spilite im Fem-Ca-Alk-Dreieck.

autoritativeren Spilitforscher als Spilite bezeichnen, und auf die sie sogar den Spilitbegriff gegründet haben. Es wäre aber falsch, deshalb zu behaupten, dass der Spilit*begriff* eine »tragende chemische Idee» entbehrt (die ja die Voraussetzung für das Unterscheiden einer gewissen Eruptivgesteinsreihe ist); diese »chemische Idee» ist vorhanden, ist aber bei den Gesteinen, welche den Spilitbegriff repräsentieren sollen, gewöhnlich nur unvollständig oder gar nicht realisiert. — In die Diagramme sind auch eine Anzahl vergleichender Gesteinsanalysenpunkte eingeführt worden (Basaltdurchschnitte u. a.), darunter auch die skandinavisch-kaledonischen Effusive. Man sieht, dass der Unterschied zwischen den Spiliten und den normalen Basalten im Fem-Ca-Alk-Dreieck, im femischen Dreieck und im Feldspatdreieck am schärfsten hervortritt.

Im *Fem-Ca-Alk-Dreieck* umfasst das sehr grosse Spilitfeld sowohl die skandi-

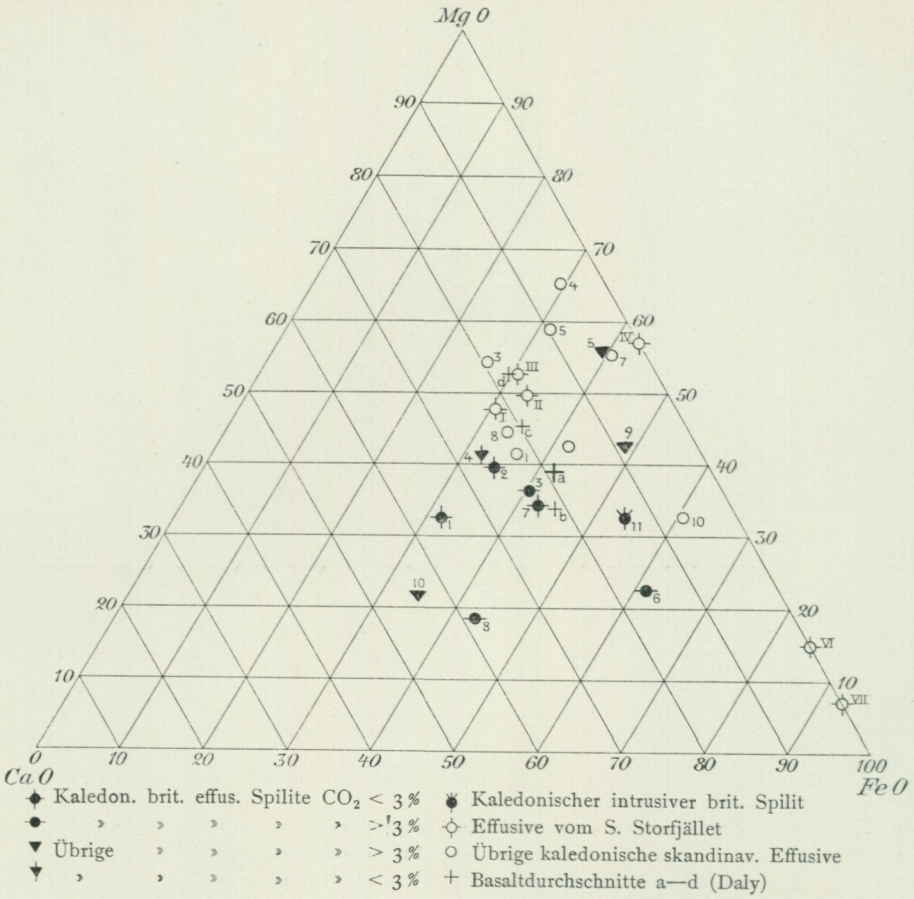


Fig. 97. Die britischen Spilite, nebst den skandinavischen kaledonischen Effusiven, im femischen Dreieck.

navisch-kaledonischen basaltischen Effusive als auch die Analysenpunkte von Dalys mittelbasaltischen und diejenigen der übrigen Basaltdurchschnittszahlen, ist aber darüber hinaus stark erweitert worden, vor allem gegen die Alk-, aber auch gegen die Ca-Seite, was den erörterten vermehrten Na-Gehalt, aber auch einen auffallend hohen (allerdings CO_2-gebundenen) Ca-Gehalt, speziell in den effusiven Spiliten, wiederspiegelt.

Im *femischen Dreieck* liegen die Spilite in verschiedene Richtungen zerstreut, vor allem aber gegen die Ca-Ecke, von den mittel- und plateaubasaltischen Punkten gerechnet. Der Ca-Gehalt zeigt sich also auch hier bedeutend. Betreffs des MgO : FeO-Verhältnisses haben die meisten effusiven britischen Spilite dasselbe oder ein grösseres MgO : FeO-Verhältnis als Dalys Basaltdurchschnitt und die Plateaubasaltdurchschnittszahlen; nur einige Analysen zeigen einen geringeren Wert. Dagegen zeigen z. B. Eskolas intrusive Olonetzspilite mit ihrem geringen MgO : FeO-Wert auch in diesem Falle einen viel ausgeprägteren

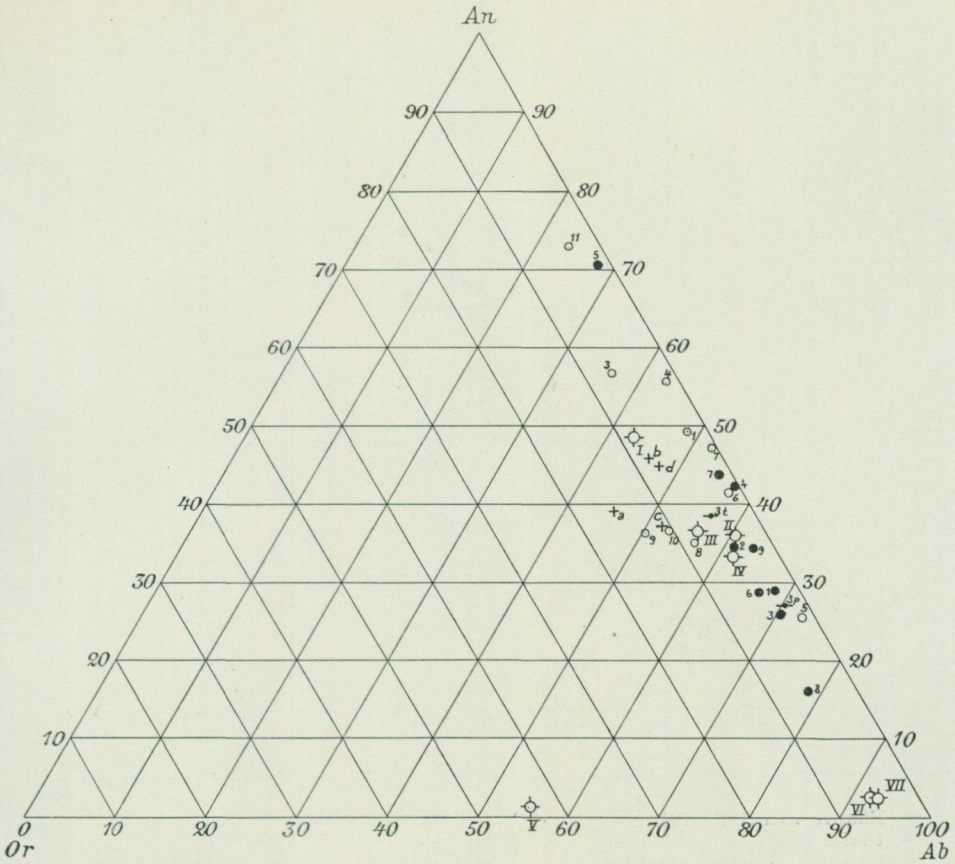


Fig. 98. Die kaledonischen Effusive und britischen Spilite (nebst einigen vergleichenden Gesteinszusammensetzungen) im Feldspatdreieck.

Spilitcharakter als die Originalspilite. Das skandinavisch-kaledonische Basaltfeld liegt relativ hoch nach der Mg-Seite hin und bildet eine direkte Fortsetzung des britischen Spilitfeldes in dieser Richtung, obgleich die Felder zum Teil zusammenfallen.

Im *Feldspatdreieck* liegen die Spilite meistens sehr nahe an der Plagioklaslinie, gemäss ihrem niedrigen Kaligehalt. Auch liegen sie meistens ziemlich weit gegen die Ab-Ecke, was teilweise wohl auf einer Natronzufuhr beruht, aber auch dadurch zu erklären ist, dass bei der Umwandlung des Anorthits in Epidot und noch mehr Kalzit Al_2O_3 freigemacht und weggeführt, oder bei der Natronzufuhr (Albitisierung) zur Albitbildung angewandt worden ist. Der im Gestein gebliebene CaO-Gehalt wird darum bei Berechnung des Feldspatverhältnisses nur in geringerem Masse als An eingehen, und die Proportion Ab : An wird viel stärker vermehrt, als es der wirklichen Natronvermehrung entspricht. Doch

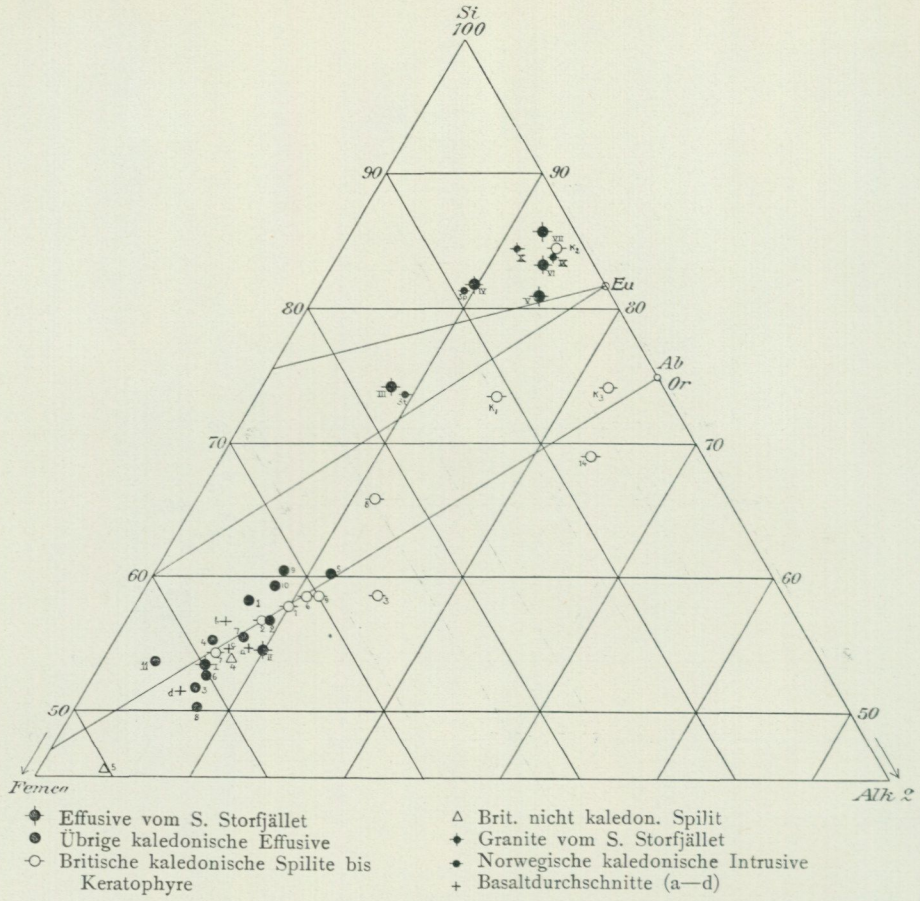


Fig. 99. Die skandinavischen kaledonischen Effusive und die britischen Spilite (nebst einigen vergleichenden Gesteinszusammensetzungen) im Femca-Alk-Si-Dreiech.

Obs.! Die Analysenpunkte V und VI sollen den Platz tauschen!

gibt es auch unter den Spiliten mehrere Analysen, die ganz normalbasaltischen An-Gehalt haben, ja sogar solche die ganz extrem An-reich sind.

Besonders bemerkenswert sind die Verhältnisse im *Femca-Alk-Si-Dreieck*. Infolge des oft grossen CO_2-Gehaltes der effusiven Spilite kann man über den richtigen Berechnungsgrund im Zweifel sein. Es gibt drei Möglichkeiten: 1. CO_2 abzurechnen, aber das karbonatgebundene CaO trotzdem in der Komponentgruppe »Femca» enthalten sein zu lassen. 2. CO_2 abzurechnen und gleichzeitig eine äquivalente Menge CaO abzuziehen. 3. $CaCO_3$ in dem Systeme, CaO in Femca und CO_2 in Si, enthalten sein zu lassen. Um die erste Methode zu motivieren, muss man annehmen, dass das Karbonat durch eine Karbonatisierung des Gesteins mit Zuführung von nur CO_2, aber keiner Wegführung von SiO_2 gebildet worden sei, d. h. dass die verdrängte SiO_2-Menge im Gestein geblieben wäre. Die andere Methode fordert, dass alles $CaCO_3$ als sekundär eingefiltert

betrachtet wird, also kein CaO des Karbonates im Gestein primär enthalten gewesen wäre. Die dritte Methode wieder setzt voraus, dass das Karbonat durch eine Zerteilung des Ca-Silikates im Gesteine selbst gebildet worden sei, wobei CO_2 SiO_2 verdrängt habe, und die weggedrängte SiO_2-Menge in Lösung weggeführt worden sei. Wenn man versuchsweise die karbonatreichen effusiven Spilite nach diesen sämtlichen Methoden berechnet, findet man, dass man weitaus die beste Übereinstimmung mit den karbonatarmen oder -freien Gliedern sowohl unter den britischen gleichzeitigen Pillowlaven als auch unter den skandinavisch-kaledonischen Basalten und überhaupt mit normalbasaltischen Gliedern erhält, wenn $CaCO_3$ miteingerechnet und zwar CO_2 in »Si» eingerechnet wird, d. h. wenn die Berechnung nach der dritten Methode geschieht. In der Tat ordnen sich auch die CO_2-reichsten Spilite in das begrenzte normalbasaltische Variationsgebiet vollkommen ein, und fallen sogar in der Regel in seinen zentralen Teil auf oder ein wenig unter die im Diagramme gezogene Metasilikat-Alkalifeldspatlinie. Dieser Sachverhalt zeigt unzweideutig, dass bei der Karbonatisierung, wie diese auch geschehen sei, eine der gebundenen CO_2-Menge äquivalente SiO_2-Quantität weggeführt worden ist. Dieses Verhältnis kann nicht mit Wells' oben angeführter Auffassung übereinstimmen, dass die Spilitumwandlung ein rein autolytischer Prozess sei, wobei das Charakteristische gerade die Geschlossenheit des Systems gewesen wäre, d. h. dass die umwandelnden Restlösungen durch eine undurchlässige Membran in das Gestein eingeschlossen und zu entweichen verhindert worden seien. Dagegen stimmt es mit der vom Verfasser angenommenen, oben dargestellten Auffassung einer *genetisch peri-apomagmatischen, aber von ausseri wirkenden Pneumato-Hydrolyse* wohl überein.

Verfasser will also wenigstens die kaledonischen britischen Spilite als eine durchaus normale Kalkalkalibasaltformation betrachten, bei der gewisse Glieder durch die fraglichen Prozesse einen sehr niedertemperierten, sekundären Mineralverband und stellenweise eine gewisse sekundäre Natronvermehrung erhalten haben, bei der aber die basischen (basaltischen) Glieder primär gar keinen natronalkalinen = spilitischen chemischen Charakter zeigen, sondern mit den skandinavischen, normal-plateaubasaltischen kaledonischen Effusiven ganz übereinstimmen. Dagegen zeigen die fraglichen britischen Spilite betreffs ihrer Gesteinsparagenesis einen vom chemischen Gesichtspunkte aus echtspilitischen Zug, indem sie ja nämlich mit Keratophyren und Albitgraniten assoziiert sind. Auch in dieser Beziehung stimmen sie mit ihren skandinavischen Äquivalenten überein. Indessen sind die gegenwärtigen guten Analysen britischer kaledonischer Keratophyre äusserst gering an Zahl, wenigstens im Vergleich zu der diesen Gesteinen beigemessenen Bedeutung. Die britisch-kaledonischen Spilitanalysen sind auch nicht zahlreich. Von dem skandinavischen Teile der Gebirgskette liegt eine viel grössere Anzahl guter Analysen vor allem basischer Effusive, aber auch intermediärer—saurer Glieder (aus dem S. Storfjället) vor. Da auch die »spilitischen», sauren Intrusive (Albitgranite) und die mit ihnen zusammengehörigen basischeren Intrusivgesteine durch Analysen sehr reichlich vertreten sind, hält Verf. es für zweckmässig, den Teil des Spilitproblemes nicht allein

für sich zu behandeln, der die Assoziation der britischen kaledonischen »Spilite» mit sauren Albitgesteinen umfasst, sondern auf Grundlage des reichlichen skandinavischen kaledonischen Analysenmateriales zu versuchen, eine Auffassung des Differentiationsverlaufes der fraglichen skandinavisch-kaledonischen Gesteine zu gewinnen, deren Anwendbarkeit auf die entsprechenden britischen Gesteine dann mit grösserem oder geringerem Erfolg geprüft werden kann.

Das Verhältnis zwischen den Keratophyren und den Albitgraniten—Trondhjemiten.

Das Verhältnis der effusiven Keratophyre zu den intrusiven Albitgraniten ist eines der interessantesten Probleme im S. Storfjället. Die chemische Übereinstimmung ist so gross, dass sie eine beinahe vollständige Identität erreicht; der Unterschied ist nicht grösser als die Variationen in jeder einzelnen Gruppe. Die geologischen und strukturellen Unterschiede zwischen diesen chemisch identischen Gesteinen sind aber um so grösser. Die Keratophyre treten im Verhältnis zu den Grünsteineffusiven quantitativ sehr untergeordnet auf und haben den Charakter aplitischer Sekrete von diesen. Die Albitgranite dagegen machen das ganz dominierende Intrusivgestein, mit einer Arealausdehnung von ein paar Quadratmeilen aus, während die damit zusammengehörigen basischen Intrusive nur kleine Gänge bilden. Die Keratophyre sind präorogen, die Granite hoch—spätorogen und u. a. in die isoklinal zusammengefaltete Effusivformation intrudiert. Es ist deshalb sehr unwahrscheinlich, dass ein stofflicher Zusammenhang zwischen ihnen in der Weise vorhanden gewesen sein sollte, dass sie von einem gemeinsamen, ausdifferenzierten albitgranitischen Sondermagma herrührten; wahrscheinlicher ist, dass sie das zusammenfallende Resultat zweier zu verschiedenen Zeitpunkten eingetretener und in ganz verschiedenem Massstabe erfolgter, gleichartiger Differentiationsprozesse sind.

Betreffs der västerbottnischen *Albitgranite* kann man mit grosser Sicherheit annehmen, dass sie mit den norwegischen Trondhjemiten zusammengehören. Dieser Zusammenhang ist schon in einem früheren Kapitel hervorgehoben worden. Im nördlichen Teile der Lappmark Västerbottens sind zahlreiche Gänge aus wirklichen Trondhjemiten (also leukokraten Natrongesteinen mit hohem Anorthitgehalt) von Quensel nachgewiesen worden, von denen auch eine Analyse vorliegt, die Quensel mir freundlichst in den Diagrammen zu benutzen erlaubt hat (Analyse N.). Damit beinahe identisch sind zwei Analysen aus dem Routevaragebiet (R_9 und R_{11}), die mir der Herr Oberdirektor der Landesanstalt gütigst zur Verwendung in den Diagrammen zur Verfügung gestellt hat. Die erwähnten Gesteine treten als Gänge im fraglichen Gebiet auf. Diese Analysen zeigen zwar einen höheren Anorthitgehalt als die gewöhnlichen Trondhjemite und gehören zu einer Sondergruppe; Verf. wird hierauf noch zurückkommen. Von den ersterwähnten Trondhjemitlokalen zum Albitgranite am Rikarjaure ist der Abstand nicht gross. Weiter kommen im Sulitelmagebiete[1] sowohl echte Trondhjemite (die Analysenpunkte 6 g und 6 e) als auch extreme Albitaplite

[1] Th. Vogt, a. a. O. (Sulitelmafeltet), N. G. U., Nr. 121.

(die Analysenpunkte 6 h und 6 i) vor. Stärker als dieser lokale Zusammenhang, der an sich keine grosse Beweiskraft hat, ist aber der geologisch-petrographische (und natürlich chemische) Zusammenhang, indem beide plagioklasgranitporphyrisch struierte, auffallend leukokrate, extrem natronbetonte Plagioklas-Quarz-Gesteine sind, in einem spätorogenen (bis postorogenen) Stadium erstarrt sind und einen gleichartigen gangförmigen—lagerintrusiven Charakter haben. Im Westen ist der Plagioklas An-reicher und der Quarzgehalt geringer, im Osten ist der Plagioklas in der Regel saurer und der Quarzgehalt grösser (jedoch gibt es im S. Storfjället Granivarietäten mit einem Einsprenglingsplagioklas, dessen Kernzusammensetzung basischem Oligoklas entspricht), was alles auf die Auffassung der Albitgranite als ziemlich weit transportierte saurere Differentiationsprodukte aus dem »Trondhjemitmagma» deutet.

Rückblich auf den Differentiationsverlauf der Trondhjemite—Albitgranite.

Die Kaliarmut der Trondhjemite (= den extremen Na-Charakter) hat Verf. in vollem Anschluss an Goldschmidts Darstellung als das Resultat einer in einem relativ frühen Stadium eingetretenen Biotitbildung und einer gravitativen Subtraktion von Biotit aufgefasst. Hierbei geschieht, im Gegensatz zu dem Verhältnis bei Subtraktion von Augit und Hornblende, keine Kalkwegführung, was den hohen An-Gehalt der Trondhjemite erklärt. (Eine Assimilation der für die Anorthitbildung aus dem femischen Kalke nötigen Al_2O_3-Menge, aus dem grossenteils aus Tonsedimenten bestehenden Nebengestein, kann hier angenommen werden.) Aus diesen normalen Trondhjemiten sind weiter die Albitgranite durch eine fraktionierte Plagioklaskristallisation und eine sukzessive Subtraktion von An durch (in diesem Stadium) sinkenden Plagioklas ausdifferenziert worden. Dass der vermehrte Wasserreichtum des restierenden Magmas durch seine das spezifische Gewicht und die Viskosität herabsetzende Wirkung auf das Magma diesen Prozess in hohem Grade erleichtert hat, ist angenommen worden.

Diese Darstellung der Differentiationsgeschichte der Trondhjemite und damit der Albitgranite ist eine auf die gravitative Kristallisationsdifferentiationsauffassung ganz gegründete Auffassung, die auf eine ungesuchte Weise die chemischen und petrographischen Eigentümlichkeiten dieser Gesteine erklärt. Sie scheint gleichzeitig (immer noch von demselben Gesichtspunkte aus gesehen) die einzige mögliche Erklärung zu sein. Eines der Kriterien dafür, dass eine Erklärung der Wirklichkeit entspricht, ist ja gerade, dass die Erklärung in der Tat die einzige mögliche ist — etwas, was um so klarer hervortritt, je besser man die mitwirkenden Umstände überblicken kann. Will man andererseits seine Zuflucht zu dem mächtigen *deus ex machina* nehmen, den die Liquationstheorie in vielen Fällen wohl bezeichnet, so werden ja freilich die Möglichkeiten Legion. Vorläufig ist dies jedoch hier überflüssig.

Vom Gesichtspunkte der Kristallisationsdifferentiation aus müssen die Trondhjemite sich durch eine *subtraktive* Differentiation gebildet haben. Sie können

auf keine Weise den Anorthositen gleichgestellt oder als saurere Analogien zu diesen betrachtet werden. Die Anorthosite sind — unabhängig davon, welche genetischen Gesichtspunkte man auf sie anwendet — ausgeprägt anchimonomineralische Gesteine, während dagegen die Trondhjemite gewöhnlich einen hohen Quarzgehalt zeigen und die meisten von ihnen sogar eine quarzfeldspatanchieutektoide Zusammensetzung haben (siehe Fig. 94, S. 277). Additionsdifferentiatorische Tendenzen haben sich natürlich untergeordnet geltend machen können, aber im ganzen können die Trondhjemite sich nicht durch eine additive Plagioklasseparation gebildet haben.

Unter den Mineralen, von denen man vermuten könnte, dass sie durch eine subtraktive Differentiation die Trondhjemitbildung verursacht hätten, ist der *Biotit* das einzige, das alle Bedingungen völlig erfüllt und in sämtlichen Dreieckdiagrammen *in der Repulsionsrichtung für das empirisch festgestellte, markierte Herauswachsen des Trondhjemitzweiges liegt.* Der hohe Kalk-(Anorthit-)Gehalt der Trondhjemite erklärt sich, wie oben erwähnt zum Teil daraus, dass der Biotit ein beinahe kalkfreies femisches Mineral ist; zu den kalkfreien oder -armen femischen Mineralen gehören ja auch rhombischer Pyroxen und Olivin. Daneben ist aber der Biotit das einzige eruptivgesteinbildende femische Mineral, in dem Kali in grosser Menge enthalten ist. Vergleiche zwischen zusammengehörigen Mineral- und Gesteinsanalysen zeigen, dass in sämtlichen Fällen sowohl die Hornblende als auch der Pyroxen ein wesentlich geringeres K_2O : Na_2O-Verhältnis als das Gestein selbst hat, dass also eine Subtraktion dieser Minerale eine Vermehrung von Kali im Verhältnis zu Natron im Restmagma verursachen muss. Es gibt zwar Analysen, besonders von Alkalihornblenden, mit bemerkenswert hohem Kaligehalt, aber diese entstammen immer Gesteinen mit noch höherem Kaliverhältnis. Da also der Plagioklas und sämtliche femischen Minerale[1] ausser dem Biotit bei Subtraktion das Kaliverhältnis des Restgesteines vermehren, sieht Verf. keine andere auf die Kristallisationsdifferentiation gegründete Erklärung der Entstehung der sauren Natrongesteine als die subtraktive, gravitative Differentiation von Biotit.[2] Kann diese Erklärung auch für die hier fraglichen effusiven Albitgesteine, die Keratophyre, gelten?

Die im S. Storfjället vorhandene Effusivserie bildet, Feldbeobachtungen und Dünnschliffbestimmungen nach zu urteilen, eine vollständige petrographische Entwicklungsserie von den normalbasaltischen Uralitporphyriten zu den Keratophyren. Wenn die primäre Mineralparagenesis erhalten wäre, und noch mehr, wenn die Strukturverhältnisse eine exakte volumetrische Analyse erlaubten, würde es auf Grund weniger Analysen möglich sein, mit grosser

[1] Olivin und rhombischer Pyroxen führen zwar praktisch keine Alkalimenge weg und verhalten sich also neutral, verursachen aber auch keine positive Gegenwirkung gegen die Na-wegführende und kalivermehrende Wirkung des separierenden Plagioklases (siehe die nachfolgende Anm.).

[2] Es muss von neuem betont werden, dass die Separation des Biotites nur ein Moment, aber das charakteristische Moment der Differentiationsentwicklung dieser Gesteine ausmacht. Die normale Subtraktion von Plagioklas erreicht — nachdem die Mittelstufe passiert worden ist, wo die spezifischen Gewichte des Magmas und der Plagioklasfraktion allzusehr übereinstimmen — nach der Abzweigung der Trondhjemitserie, während deren fortgehender Differentiation eine immer grössere Bedeutung. Auch können ausser dominierendem Biotit auch andere femische Minerale separieren.

Sicherheit die Differentiationslinien in den Diagrammen zu konstruieren und die Kristallisationsdifferentiation auf Grundlage der wirklichen Mineralausbildung zu diskutieren. Bie dem gegenwärtigen sekundären Mineralbestand und der zusammengeballt feinkristallinen Struktur kann man nur in gewissen Fällen auf die primäre Mineralzusammensetzung schliessen, woneben eine exakte Konstruktion der Differentiationslinien durch vergleichende volumetrische Messungen analysierter und nicht analysierter Gesteinsglieder nicht geschehen kann; zu einer solchen Konstruktion ist deshalb eine sehr grosse Anzahl Analysen nötig. Die grosse Zahl der Analysen, die Verf. durch die Gefälligkeit des Oberdirektors der Geol. Landesanstalt erhalten hat, macht es aber möglich, — selbstverständlich auf Grund der sehr bedeutungsvollen, obgleich keine ganz exakten Berechnungen erlaubenden Feld- und Dünnschliffbeobachtungen — den Differentiationsverlauf der Mesketformation wenigstens im Prinzip zu konstruieren.

Der Differentiationsverlauf der Mesketformation.

In der Basaltgruppe selbst repräsentieren der Uralitporphyrit (Analyse I) und der massenförmige Amphibolit (Analyse II) zwei ein wenig verschiedene Typen. Der Unterschied liegt vor allem in dem grösseren Alkaligehalt des nichtporphyrischen Amphibolites. Der Einsprenglingsuralit des Uralitporphyrites macht sehr schöne Pyroxenpseudomorphosen aus; die Uralitanalyse (Analyse 2) zeigt (wie an einer anderen Stelle hervorgehoben worden ist) u. a. durch ihren grossen CaO-Gehalt, dass der ursprüngliche Pyroxen ein *Augit* (eventuell mässig enstatitaugitischen Charakters) gewesen ist. Im Verhältnis zu dem nicht porphyrischen Amphibolit liegt der Uralitporphyrit in sämtlichen Dreiecken ein wenig gegen die normale Augitseite verschoben. Der Uralitporphyrit ist also im Verhältnis zu dem massenförmigen Amphibolit als additiv oder dieser im Verhältnis zum Uralitporphyrit als subtraktiv augitdifferenziert anzusehen.

Die eigentlichen Uralitporphyrite gehen durch abnehmenden Uraliteinsprenglingsgehalt und auch abnehmenden Hornblendegehalt der Grundmasse kontinuierlich in immer leukokratere, intermediäre Uralitporphyrite ungef. andesitischen Charakters über (Analyse III). Diese Differentiationsentwicklung ist sehr auffallend. Von ungef. diesem Punkte (III) zweigen sich jetzt zwei verschiedene Differentiationsrichtungen ab, die im Fem-Alk-Si-Dreieck zusammenfallen, in den übrigen Dreiecken deutlich getrennt sind. Der eine und wichtigste Zweig führt zu den eigentlichen, beinahe kalkfreien, sauren, leukokraten Keratophyren, der andere zu einem sehr eigentümlichen, auch ausgeprägt leukokraten und sauren, aber sehr An-reichen Gestein, einem schwach plagioklasporphyrischen Albit-Epidot-(ursprünglich Andesin)-Quarz-Felsit (IV). Dieses letztere Gestein hat aber nur geringe quantitative Bedeutung.

Zunächst wollen wir die *Hauptdifferentiationsentwicklung* behandeln, also von *Uralitporphyrit zu albitextremem Keratophyr*, die von Analyse I über III zu VI und VII verläuft.

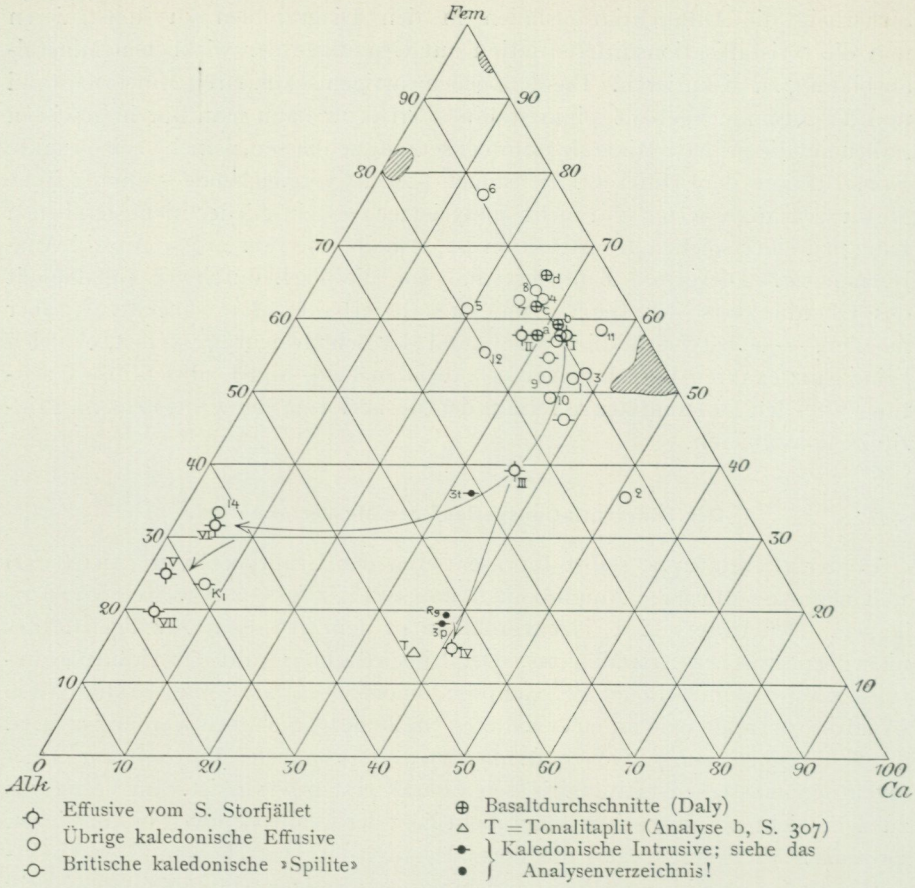


Fig. 100. Die skandinavischen und britischen Effusive (nebst einigen vergleichenden Gesteinszusammensetzungen) im Fem-Ca-Alk-Dreieck.

Aus der Analyse III und vor allem aus ihrer Lage in den Dreiecken geht hervor, dass dieses Gestein eine im Verhältnis zu ihrem Femca-Gehalt ziemlich quarzreiche, im Verhältnis zu ihrem Quarzgehalt ungewöhnlich alkaliarme und im Verhältnis zu ihrem Fem-Gehalt ausgeprägt Ca-reiche, speziell An-reiche Zusammensetzung repräsentiert, m. a. W. dass es im Fem-Ca-Alk-Dreieck und im Feldspatdreieck eine plagioklasitische (andesinitische) Tendenz zeigt. Diese darf aber nicht mit einer entsprechenden anchimonomineralischen Tendenz (wie bei den Anorthositen) verwechselt werden, denn das Gestein hat — auch vom Mandelquarze abgesehen — einen wesentlichen Quarzgehalt. Was dem fraglichen Gestein seinen Sondercharakter gibt, ist eine deutliche, obgleich noch nicht weit gegangene trondhjemitische Tendenz, die aber in einem früheren, femischeren Stadium der Differentiationsentwicklung als bei der normalen Trondhjemitbildung zum Ausdruck gekommen ist. Wenn man für eine Herleitung der Analyse III aus Analyse I durch repulsive Differentiation in sämt-

lichen Dreiecken die tätigen Mineralkräfte sucht, wird man finden, dass die gemeinsame einfachste Mineralkombination *Augit*[1] (*Plagioklas*) *und Biotit* ist. Die quantitativ grösste Bedeutung erhält der Augit; der Biotit ist nur in geringer Menge subtrahiert worden, aber *diese geringe Menge Biotit ist ein qualitativ entscheidende, spezifische Moment gewesen.* Hierzu kommt der Umstand, dass Plagioklas nicht in grosser Menge hat separieren können, wie die ähnliche Lage von II und III im Feldspatdreieck zeigt. Dies erklärt nebst der Biotitbildung die obenerwähnte plagioklasitische Tendenz (den grossen CaO-, vor allem An-Gehalt). Die Ursache dazu, dass der Plagioklas sich nicht separiert hat, findet Verf. in dem geringen spezifischen Gewichte des Magmas (siehe unten!), welches verursacht, dass die sonst in diesem Stadium vorgehende Plagioklasseparierung durch steigenden Plagioklas nicht zustande kommt. Um so früher fängt dagegen der Plagioklas zu sinken an (siehe unten!). Bis ungef. III bleibt er aber im grossen und ganzen im Magma schwebend.

Das Gestein Nr. III zeigt in der Tat Einsprenglinge aus Uralit (primär = Pyroxen) und Plagioklas (der jetzt saussuritisiert ist, einen ziemlich variierenden Epidotgehalt hat und wahrscheinlich ungef. einem Labrador—sauren Andesin entspricht). Dagegen fehlt Biotit, was freilich als ein dem oben angeführten Gedankengang entgegenstehendes Faktum angeführt werden kann. Verf. meint aber, dass in diesem Falle die Biotitbildung als eine autogene Umwandlung der Randzone der früher gebildeten Pyroxenkristalle geschehen sein muss (der eventuell eine autogene Uralitisierung vorausgegangen ist) — dieser Prozess kann äusserst spärlich geschehen sein, der so gebildete Biotit kann aber als Kristallisationskeime des nachher auskristallisierten primären Biotites fungiert haben — und dass also der Biotit nicht in Form von selbständigen Individuen aufgetreten, sondern mit Pyroxen zusammengewachsen gewesen ist und sich mit diesem[2] separiert hat.

Man muss sich die *Bildung der Keratophyre* als eine direkte Fortsetzung dieser Differentiation vorstellen. Durch den höheren Wassergehalt des Magmas, der die Biotitbildung verursacht hat, wird das spez. Gewicht des Magmas herabgesetzt und die Beweglichkeit vermehrt, weshalb *der Plagioklas früher zu sinken beginnen kann.* Der ganze Verlauf ist demgemäss *der Trondhjemitbildung vollkommen analog,* nur dass er in einem *früheren magmatischen Stadium beginnt.*

Diese fortgehende Differentiation mit Biotitsubtraktion besagt u. a., dass das Magma einer Al_2O_3-Menge beraubt worden ist, die grösser als die gleichzeitig durch den Biotit subtrahierte Menge Alk + Ca ist. Der Tonerde-Überschuss des Biotites ist zwar in der Regel nicht so gross, indem Al_2O_3 ja oft zu einem bedeutenden Teile durch Fe_2O_3 ersetzt wird; gewisse Biotitanalysen zeigen

[1] Auch Hornblende, rhombischer Pyroxen und in einem früheren Stadium Olivin können in untergeordneter Menge teilgenommen haben. Besonders dürften in einem früheren Stadium *Olivin* und *Hypersthen* eine ziemlich grosse Bedeutung gehabt haben. Diese Minerale werden bekanntlich oft autogen in Biotit umgewandelt.

[2] Bei der später eintretenden Uralitisierung während der allgemeinen Amphibolitisierung der Mesketformation können ja diese Augit-Biotiteinsprenglinge ganz in Hornblende umgewandelt worden sein, wobei der CaO-Überschuss des Augites und der hohe Al_2O_3-Gehalt des Biotites beide zur Bildung einer stabilen gemeinen Hornblende von Normalcharakter notwendig gewesen sind.

dadurch sogar einen Al_2O_3-Defizit. Die generelle Regel ist aber ein deutlicher Tonerdeüberschuss. Zu dieser direkten Tonerdesubtraktionswirkung des Biotites kommt der indirekte Effekt, dass der nicht Al_2O_3-gebundene, femische Kalk, der vor allem bei der Kristallisation des Pyroxenes dem Magmareste entzogen wird, statt dessen in dem Magma zurückbleibt. Auch die Hornblendebildung bedingt einen wesentlichen, obgleich schwächeren Effekt in derselben Richtung. Diese Kalkmenge kristallisiert stattdessen als Anorthitkalk, d. h. tonerdegebunden, in dem Plagioklas. Da also der Kalk bei der Bildung von Anorthit die erforderlichen äquivalenten Al_2O_3-Mengen verbraucht, wird ein Alkali-Überschuss (im wesentlichen Natron) in der Restlösung enthalten sein, die das für die Feldspatbildung notwendige Al_2O_3 entbehrt.

Dieser Alkaliüberschuss (oder ein Teil davon) ist nebst Fe_2O_3 und FeO in Alkalihornblenden, wenig wahrscheinlich Ägirin, enthalten. Der femische Mineralbestand der normalen Keratophyre besteht entweder ausschliesslich oder grösstenteils aus einem titanreichen Magnetit, woneben ein grüner Ferrobiotit gewöhnlich vorkommt. Grösstenteils ist diese immer untergeordnete Magnetit-(Biotit-)Menge in der Grundmasse verteilt, aber daneben bildet sie langgestreckte, dichte Aggregate von Einsprenglingscharakter, die auch oft eine deutliche Kristallausbildung ahnen lassen (siehe den deskriptiven Teil). Diese Aggregate aus hauptsächlich Magnetit und Glimmer nebst Albit-Quarz sind schon bei der ersten Beobachtung des Dünnschliffmateriales als umkristallisierte femische Einsprenglinge aufgefasst worden und können wohl in keiner anderen Weise erklärt werden. Das ursprüngliche Mineral muss ein titanhaltiges Ferro-Ferri-Natron-(Kali-Tonerde)-Silikat, wahrscheinlich eine Alkalihornblende von Riebeckitcharakter, gewesen sein.[1]

Verf. möchte also die betreffs ihrer Feldspatzusammensetzung auch gegenwärtig ausgeprägt alkalinen natronextremen Keratophyre als auch hinsichtlich des femischen Mineralbestandes ursprünglich alkaline Gesteine auffassen. Unter den »jungen» = nicht umkristallisierten sauren Effusivgesteinen würden sie am nächsten den Comenditen (—den Pantelleriten) entsprechen.

Ein Keratophyrtypus unterscheidet sich in hohem Grade von den übrigen durch seinen bedeutenden Kaligehalt und dadurch, dass er Magnetit entbehrt, und dass sein einziges femisches Mineral grüner Biotit ist. Wie in der ausführlicheren Gesteinbeschreibung hervorgehoben worden ist, besteht der ziemlich reichlich vorkommende Einsprenglingsfeldspat ausschliesslich aus Albit, während der Kalifeldspat sich in der Grundmasse versteckt oder Flecke am Rande der Albiteinsprenglinge bildet. Trotzdem liegt der Analysenpunkt des Gesteins (V) ein wenig auf der Or-Seite der eutektischen Feldspatlinie im Feldspat-

[1] Es ist trotzdem nicht erstaunlich, dass Analyse VII demnoch einen schwachen Al_2O_3-Überschuss, Analyse VIII Sättigung, anstatt eines Defizits, zeigt. Bei dem Zerfall der Alkalihornblende (wie bei der spärlichen Epidotbildung aus dem Feldspate) während der späteren Metamorphose ist der an sich nicht grosse Alkaliüberschuss selbstverständlich dank seiner grossen Leichtlöslichkeit und dadurch, dass er (bei niedriger Temperatur) nur in Gegenwart von Al_2O_3 mineralbildende Fähigkeit besitzt, sehr leicht weggeführt worden. Im Gestein Analyse VI ist ein wenig, wahrscheinlich primärer, grüner Glimmer enthalten (siehe unten); sein Al_2O_3-Überschuss und ein von einer geringen Kalimenge in akzessorischem Sericit gebundener Al_2O_3-Überschuss treten in der Analyse hervor.

diagramme. Wenn die Berechnung sich auf die Zusammensetzung der Grundmasse bezieht (der Glimmer kommt trotz des hohen Glimmergehaltes beinahe ausschliesslich in der Grundmasse vor), wird er noch weiter gegen die Or-Seite liegen. Wird aber der Glimmer abgerechnet, so ist die Or : Ab-Zusammensetzung der Grundmasse ungef. eutektisch. Der Or-Gehalt des Biotites ist also bei der Kristallisation der Grundmasse nicht als Feldspat, sondern primär als Biotit enthalten gewesen. Hier liegt somit ein feldspatalkalines, primär glimmerliparitisches Gestein mit Albiteinsprenglingen, aber feldspateutektischer Zusammensetzung der Grundmasse vor. Auch der Quarzgehalt überschreitet nur wenig die gewöhnliche Alkalifeldspat-Quarz-eutektische Zusammensetzung.

Dieser kalireiche Biotitkeratophyr repräsentiert wahrscheinlich das Endprodukt einer mehr »normalen» Kristallisationsdifferentiationsentwicklung, bei der die *frühe* Biotitausbildung nicht begonnen hat oder aus irgendeinem Grunde unterbrochen worden ist; der Kaligehalt des Magmas ist durch repulsive Plagioklas-Augit-(Hornblende)-Differentiation fast normal gewachsen, bis schliesslich, doch erst bei der Erstarrung der Grundmasse, die eutektische Linie erreicht worden ist. Das Al_2O_3-Defizit hat auch während der Differentiation normal abgenommen und ist zuletzt in einen merkbaren Überschuss übergegangen, weshalb das femische Mineral im Endstadium Biotit geworden ist. Bemerkenswert ist, dass der Biotit stellenweise zu kleinen, schmalen, einsprenglingsähnlichen Aggregaten angehäuft worden ist (siehe S. 88). Es scheint durchaus nicht unmöglich, dass diese Aggregate autometasomatische Umkristallisationen in einem relativ spät magmatischen Stadium von früher gebildetem Ferro-Alkaliamphibol oder Ägirin darstellen, die durch eine chemische Stabilitätsverschiebung bei dem wachsenden Kali- und Wassergehalte hervorgebracht worden sind. Eine solche, freilich vorübergehende, femalkaline Tendenz bei diesem Gestein wäre durchaus nicht überraschend. Sie würde in diesem Falle am nächsten comenditischen Charakters sein; die Übereinstimmung mit gewissen Comenditanalysen ist auch sehr gross, sowohl betreffs des Alkaliverhältnisses als auch der Fe_2O_3 : FeO : MgO-Proportionen. — Auch in den dominierenden, Ab-extremen Keratophyren dürfte der untergeordnete Biotitgehalt wenigstens zum Teil primär sein — er stimmt optisch in jeder Beziehung mit dem im Gestein V allein herrschenden, grünen Ferrobiotite überein. Dass dieser Glimmer nebst Alkaliamphibol sich untergeordnet gebildet hat, vermindert ja in keiner Weise den femisch alkalinen Charakter des Gesteins. Grüner Biotit (der immer sehr eisen- [vor allem ferro-]haltig sein wird) kommt oft in ausgeprägten Alkaligesteinen, z. B. in Nephelinsyeniten, vor.

Verf. möchte die natronextremen Keratophyre als auch hinsichtlich des femischen Mineralbestandes alkaline Gesteine auffassen; auch der kalireiche Keratophyr zeigt der Meinung des Verf.'s nach eine deutlich alkaline Tendenz und nähert sich den Comenditen. Trotzdem sind sie räumlich und genetisch mit Gesteinen von typischem Kalkalkalicharakter verknüpft und werden daraus abgeleitet.

Der Differentiationszweig bis Analyse IV.

Die andere vom Analysenpunkt III ausgehende Differentiationslinie, deren Endpunkt das leukokrate albit-epidot-quarzfelsitische Gestein ausmacht (Analyse IV), repräsentiert, wie oben erwähnt, einen quantitativ wesentlich weniger bedeutenden Differentiationszweig. Im Fem-Ca-Alk-Dreieck bildet sie, wie ersichtlich, eine direkte Fortsetzung der Differentiationsrichtung I—III, ebenso im Femca-Alk-Si-Dreieck, wo sie mit der Hauptdifferentiationslinie ganz zusammenfällt. Im Feldspatdreieck bildet sie nebst den Analysen II und III eine einheitliche, wohl begrenzte Gruppe, und im femischen Dreieck liegt sie auf der MgO-FeO-Linie beinahe in der Augitrepulsionsrichtung von I und III.

Die Differentiation hat also folgende Momente enthalten:

1. Starke Femverminderung.
2. Starke Si-Vermehrung.
3. Beinahe beibehaltene Feldspatzusammensetzung (im Verhältnis zu III gerechnet).
4. Verminderten femischen CaO-Gehalt, beibehaltenes MgO : FeO-Verhältnis.

Die Struktur — eine äusserst dichte, felsitische Albit-Epidot-Quarz-Grundmasse mit Einsprenglingen aus stark epidot-saussuritisiertem Plagioklas und sehr untergeordnet aus uralitischer(?) Hornblende — zeigt, dass, in Übereinstimmung mit dem Vorstehenden, das Hauptmoment der Differentiation eine Subtraktion femischer Minerale gewesen ist. Eine *Subtraktion hauptsächlich von dem Faktor* [*2 Augit + 1 Biotit ⇄ Hornblende*] und nur ein wenig (za $^1/_8$ so viel) Plagioklas von III gibt sowohl im Fem-Ca-Alk- als auch im Femca-Alk-Si-Dreieck einen Rest der Zusammensetzung IV. Im letzterwähnten Dreieck erscheint es, dass die Mineralmenge, die zu separieren braucht, um die Zus. IV aus III hervorzubringen, sich auf za 15 Gew.-% femische Minerale und einige % Plagioklas belaufen braucht; aus der Analyse III (s. 78) sieht man, dass dabei der grösster Teil des Fem-Gehaltes weggeführt wird, d. h. das Resultantgestein wird extrem leukokrat. Auch im Feldspatdreieck erhält man hierbei eine gute Übereinstimmung.

Auch im femischen Dreieck stimmt die wirkliche Verschiebung vom Analysenpunkt III bis IV mit derjenigen überein, die durch eine Subtraktion von 2 Teilen Augit und 1 Teil Biotit in dem erwähnten Hauptteil der totalen Menge hervorgebracht wird. Der Repulsionseffekt an III von der Augitseite und die Repulsionskraft der wahrscheinlichen Biotitzusammensetzung wirken fast ganz in diametral entgegengesetzten Richtungen, obgleich der Effekt des Augites vor allem durch die doppelte Menge überwiegt, in welcher der Augit weggeführt wird. Das Resultat ist also eine Verschiebung nach der FeO-MgO-Linie hin von dem Augitpunkte fort; falls Augit + Biotit durch Hornblende ersetzt werden, wirt das Resultat dasselbe.

Die durch Analyse IV repräsentierte Zusammensetzung ist relativ ungewöhnlich. In Washingtons Tabellen von 1917 sind 8 Gesteine von demselben Symbol (I. 3. 3. 5) aufgenommen worden (Analyse IV liegt in den verschiedenen Abteilungen ziemlich nahe am Zentralpunkte), aber nur zwei von diesen zeigen

eine wirklich gute Übereinstimmung mit Analyse IV. Die Zusammenstellung folgt unten:

	IV.	3 p.	a.	b.
SiO_2	76.58	76.94	76.10	74.79
TiO_2	0.15	0.10	—	0.17
Al_2O_3	13.09	12.60	13.40	12.59
FeO_3	0.56	0.68	0.87	1.19
FeO	0.68	1.14	0.89	n. b.
MnO	0.03	Sp.	Sp.	Sp.
MgO	0.22	0.23	0.41	0.31
CaO	3.59	3.50	3.56	3.58
BaO	0.00	—	—	—
Na_2O	3.63	4.23	3.58	5.10
K_2O	0.48	0.25	0.32	0.21
P_2O_5	0.06	Sp.	(0.96?!)	Sp.
CO_2	0.09	—	S. 0.33	0.58
H_2O	0.83	0.36	0.50	$\begin{cases} +1.03 \\ -0.09 \end{cases}$
Summe	99.99	100.03	100.92	99.64

3 p = »Trondhjemit» aus Austmarken, Utsire (SW von Haugesund),[1] a = »Granit» aus Zdirec, Eisengebirge.[2] Daneben ist eine Analyse (b) von Tonalitaplit, Fort Hamling, Alaska[3] angeführt worden, die eine mit den übrigen relativ übereinstimmende Zusammensetzung und also auch übereinstimmende Lage in allen Dreiecken zeigt. Der wesentlichste Unterschied ist sein ein wenig höherer Natrongehalt.

3 p bildet unregelmässige Gänge in einem grösseren Gabbromassive, mit dem er verbunden ist, und zeigt also einen wahrscheinlich aplitischen Charakter, a gehört zu einer grösseren, normaleren granodioritischen Serie mit wesentlichem Kaligehalt, die mit basischen Gesteinen verbunden ist, und b wird als »Tonalitaplit» rubriziert. Der femische Mineralverband ist in 3 p (dem analysierten Handstück) Hornblende, akzessorisch Magnetit und Granat, aber in einem anderen Handstück daneben *braungrüner Biotit*, in a »chloritisierter Biotit», in b Biotit.

Diese drei Gesteine sind aplitischen Charakters, darunter zwei (3 p und b) sehr ausgeprägt. Zwei von ihnen hängen direkt mit Granodioriten-Tonaliten zusammen, die ihrerseits einen direkten Feldverband mit und einen kontinuierlichen Übergang in gabbroide und schliesslich peridotitische Gesteine haben — vor allem gilt dies für a. Sowohl der eigene femische Mineralverband der Gesteine (Biotit + Hornblende) als auch derjenige der mit ihnen assoziierten Gesteinsglieder (der Biotit-Hornblendegehalt der Granodiorite-Tonalite, der Pyroxen und früherer Olivin der basischeren Glieder) bestätigt oder macht wenigstens wahrscheinlich, dass sie einen gleichartigen Differentiationsverlauf wie der oben angenommene gehabt haben.

[1] Kolderup, Berg. Mus. Aarb. 1911, Nr. 17, S. 14.
[2] Jahrb. K. K. Geol. Reichsanstalt, Wien 1909, S. 136.
[3] Rosenbusch, Gesteinslehre, 1910, S. 263, Analyse 6.

Zusammenfassung des Obenstehenden:

Die besondere Zusammensetzung mit hohem SiO_2-Gehalt, geringem Fem- und Kaligehalt und An-reicher Plagioklaszusammensetzung, welche die kaledonischen Gesteinsanalysen IV und 3 p kennzeichnet, ist also auf eine aplitische Differentiation aus einem Magma von basisch tonalitischem-andendioritischem (Analyse III entsprechendem) Charakter zurückzuführen. Dieses stammt seinerseits durch eine früh eingetroffene subtraktive Augit-Biotit-(Hornblende)-Differentiation aus einem normalen kalkalkalibasaltischen Magma. Durch Fortsetzung derselben Differentiation bis in ein sehr spätes Stadium erhält man die tonalitaplitische Zusammensetzung (IV usw.). Die Hauptdifferentiationsrichtung ist aber betreffs der Effusivgesteine des S. Storfjället eine ganz andere gewesen und besagt eine kräftige Abbiegung von der ersteren Richtung nach der Alk-Femlinie durch eine starke Subtraktion von Plagioklas, deren Endprodukt aus Keratophyren deutlich alkalinen Charakters besteht.

Vergleich der britischen kaledonischen Keratophyre mit denen von S. Storfjället.

Können die in der britischen kaledonischen Effusivprovinz auftretenden Keratophyre (= die Natronrhyolithe-Trachyte) durch einen gleichartigen Differentiationsverlauf abgeleitet werden? Betreffs dieser Frage kann vor allem auf die Diagramme Fig. 96 und 99 verwiesen werden. Sowohl im Fem-Ca-Alk-Dreieck als auch im Femca-Si-Alk-Dreieck zeigen erstens die britischen sauren Natroneffusive eine sehr grosse Zerstreuung, während diejenigen des S. Storfjället ziemlich gut aneinander liegen. Es scheint, als ob im Fem-Ca-Alk-Dreieck eine längs der Fem-Alk-Linie laufende lange Differentiationslinie existierte; im Femca-Si-Alk-Dreieck erhebt sich die Differentiationslinie sehr spät gegen die Quarzseite. *Diese beiden Verhältnisse sind echte Alkaligesteinszüge.*

Unter den ordovikischen Effusiven von Skomer Island[1] (im westlichen Wales) kommen »Natrontrachyt» und »Natronrhyolith» von einer Zusammensetzung vor, die den britischen ordovikischen Keratophyren und Quarzkeratophyren völlig entspricht, und sie werden z. B. von Dewey & Flett unter diese eingerechnet. Diese Gesteine machen saurere resp. die sauersten Glieder einer Effusivserie aus, deren intermediärere — basische Glieder als murgearitische Gesteine [resp. Marloesit (Lokalname des Gebietes) und Murgearit] bezeichnet worden sind und auch mit den Originalmurgeariten ziemlich übereinstimmen, nur dass sie natronbetonter sind. Die ganze Serie ist ausgeprägt (natron-)alkalin, wie aus den Analysenpunkten und der Differentiationslinie im Fem-Ca-Alk-Dreieck schön hervorgeht; vom Gabbro-Basaltzentrum verläuft die Differentiationslinie parallel mit der Ca-Alk-Richtung gerade nach der Fem-Alk-Linie und folgt dieser bis zur Alk-Ecke hin.

Die britischen Keratophyre, oder ein grosser Teil von ihnen, sind wahrscheinlich nicht durch ähnlichen Differentiationsverlauf wie die Keratophyre vom S. Storfjället gebildet, sondern sind eher den Skomer-Natroneffusiven

[1] H. H. Thomas, The Skomer Volcanic Series. Q. J. G. S. 67 (1911).

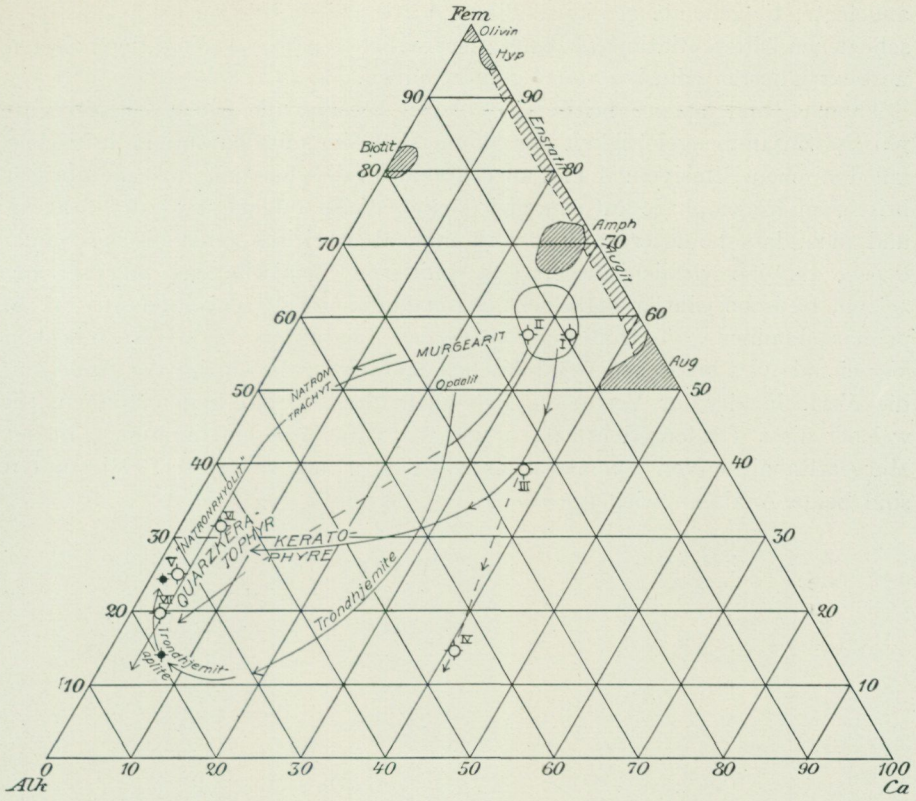


Fig. 101. Differentiationsschema (Differentiationslinien) der folgenden Gesteinsserien. 1. Die Mesketformation. 2. Der Opdalit-Trondhjemitstamm. 3. Die alkaline kaledonische Effusivserie von Skomer (Murgearit-»Natronrhyolith»).

Ausserdem sind die wichtigsten Mineralfelden eingetragen. Errata: Die Fntwicklungslinie bis zum »Opdalit» soll mit einem aufwärts gerichteten Pfeil endigen. Das Wort »Enstatiaugit» ist fälschlich als »Enstatit Augit» geschrieben.

gleichzustellen, d. h. sie sind *die sauren Endglieder eines im ganzen natronalkalinen Differentiationsverlaufes.* Dass ein so gleiches Endprodukt durch zwei sehr verschiedene Differentiationsbahnen erreicht wird, bestätigt nur nocheinmal den Umstand, dass die Albitgesteine eine besonders stabile Paragenese darstellen, ein Rom, nach dem alle Wege führen.

Die Skomer-Effusive sind zwar ungef. desselben Alters wie die übrigen britischen kaledonischen Effusive (Ordovicium) und liegen im Gebiete der kaledonischen Faltung, aber in seinem südlichsten, stark ausklingenden Teile. Es ist von allen Gesichtspunkten aus zu erwarten, dass der ganze Differentiationsverlauf dort von demjenigen der silurischen, im künftigen Optimalgebiete der Gebirgsfaltung extrudierten Effusive des S. Storfjället verschieden sein muss. Die an Typus und Intensität ungeheuer verschiedene tektonische Entwicklung der beiden Gebiete gründet sich ohne Zweifel auf präorogen

angelegte, tiefgehende geophysikalische Unterschiede, die auch zu ganz verschiedenen Differentiationsverlaufen der fraglichen prä-eoorogen differenzierten und extrudierten Effusivgesteine geführt haben.

Thomas und andere britische Geologen betonen die geologisch-petrographische Zusammengehörigkeit der Skomer-Effusive mit den übrigen britischen kaledonischen Effusiven. Es ist auch deshalb wahrscheinlich, dass die übrigen britischen Keratophyre auf eine gleichartige Weise aufgefasst werden müssen, und auch, dass die untergeordnet vorkommenden britisch-kaledonischen Spilittypen, die eine wirklich ausgeprägte spilitische chemische Zusammensetzung zeigen, basische Glieder derselben natronalkalinen Differentiationsserie, d. h. primär alkalinen = (natron)-murgearitischen Charakters sind. Nr. 6 in dem Verzeichnis von britischen kaledonischen Spiliten ist die einzige der Analysen, die Verf. in der zur Verfügung stehenden Literatur hat finden können, bei welcher diese Tendenz deutlich zutage tritt; die Übereinstimmung mit der Murgearitanalyse von Skomer Islands ist aber um so grösser. Hier unten sind beide Analysen wiedergegeben.

	a.	b.
SiO_2	49.74	50.19
TiO_2	2.05	2.72
Al_2O_3	14.85	14.57
Fe_2O_3	1.04	4.39
FeO	10.61	8.96
MnO	0.39	0.32
MgO	2.48	2.79
CaO	6.17	7.60
BaO	—	0.03
Na_2O	4.52	4.24
K_2O	0.53	1.53
P_2O_5	0.62	1.12
Cl	—	0.05
FeS_2	—	0.03
CO_2	3.13	0.02
H_2O+	3.37	1.54
H_2O-	—	0.32
Summe	99.50	100.42

a = effusiver Spilit (Pillowlava), Crinan Lock, Ardifuar.

b = Murgearit, Skomer Islands, Pembrokeshire, Wales.

Der einzige bedeutende Unterschied ist, wie ersichtlich, der, dass die spilitische Pillowlava einen wesentlichen CO_2-Gehalt und bedeutend geringeren Kaligehalt (dagegen sehr wenig grösseren Natrongehalt!) als der Murgearit hat. Dieser Unterschied kann, wie vorher geschildert worden ist, durch eine von aussen wirkende Autolyse mit CO_2-Zuführung und Karbonatisierung und eine kräftige Auslösung des K_2O-Gehaltes des Gesteins durch die an Kali primär arme hydrothermale Wasserphase ganz erklärt werden. Sämtliche

übrigen britisch-kaledonischen »Spilit»-Analysen zeigen, wie oben erwähnt, eine normalbasaltische bis kalkextreme Zusammensetzung. Unter den hauptsächlich normal-kalkalkalibasaltischen, bei der Extrusion »spilitisierten» britischen kaledonischen Effusiven ist ausnahmsweise ein von einem südlicheren Magmabassin herrührendes wirklich alkalibasaltisches Magma extrudiert worden. Die gleichartigen physikalischen Verhältnisse bei der Extrusion haben bei beiden eine ähnliche Niedertemperaturumwandlung und Pillowausbildung hervorgebracht; wo dies bei dem primär alkalinen Gestein geschehen ist, ist ein seltener Spezialfall, ein sogenannter *echter Spilit* entstanden.

5. Zusammenfassung des theoretischen Teils.

Die Niedertemperaturgesteine.

Die ganze orogene Intrusivgesteinsserie vom S. Storfjället gehört zu den sogen. *Helsinkiten*, d. h. Gesteinen mit Epidot als primärem Bestandteil. Dass der Epidot der als Helsinkite beschriebenen Gesteine primär ist, wird allerdings von mehreren Autoren bestritten, die die spezielle Mineralausbildung der Helsinkite als das Resultat einer späteren metasomatischen Umwandlung betrachten wollen.

Die Weise, auf welche der Epidot in den Helsinkitischen Gesteinen des S. Storfjället auftritt und das grosse Areal, das die granitischen Helsinkite umfassen — das nach Quadratmeilen gezählt werden kann — macht hier eine solche Erklärung unmöglich. Der Epidot, wie auch der Chlorit, muss primär im Gestein kristallisiert sein — in gewissen Fällen zeigen die Strukturzüge sehr deutlich, wie der Epidot aus schon kristallisiertem basischerem Plagioklas durch Reaktionen zwischen Kristall und Magmarest in einem späteren magmatischen Stadium gebildet worden ist, indem die im Zentrum ganz klaren Oligoklaskristalle mit Epidot umrändert sind; aber meistens ist der Epidotgehalt ganz in dem Restmagma konzentriert und geht normal in die Grundmasse zwischen den grösseren Albittafeln ein.

Verf. schliesst sich also der von Laitakari, Eskola, Asklund und v. Eckermann vertretenen Auffassung an, dass die Helsinkite primäre Eruptivgesteine sind, die aus extrem wasserreichen Magmen kristallisiert sind, wo der Wasserreichtum durch seine die Kristallisationstemperatur herabsetzende Wirkung die spezielle Mineralausbildung der Helsinkite bewirkt hat. Das entscheidende Moment ist die Epidotbildung, die gemäss der genannten Auffassung auf einem Zerfall des Anorthitmoleküls bei der durch den Wassergehalt bewirkten niedrigen Temperatur beruht. Aber wie sit dies möglich?

Dass die *Isomorphiefähigkeit der Feldspate* bei sinkender Temperatur immer mehr begrenzt wird, ist von mehreren Forschern gezeigt worden, aber diese Darstellungen betreffen nur die Serie Kalifeldspat—Natronfeldspat. Verf. hat zu zeigen versucht, dass auch in der Plagioklasserie wenn nicht eine Isomorphielücke, so wenigstens eine *Stabilitätslücke* auftritt, die bei sinkender Temperatur regelmässig zunimmt, so dass der höchstmögliche An-Gehalt des

sauren Plagioklases immer geringer wird. Die verschiedenen Lagen der Stabilitätsgrenze des sauren Plagioklases gegen die An-Ecke ist für verschiedene relative Temperaturen festgestellt worden, wo die femischen Minerale als ein —allerdings unvollkommenes — relatives Thermometer dienen können, was durch die Zusammenstellung der Palgioklaszusammensetzung mit dem femischen Mineralverband erreicht ist. In den Helsinkiten, die ein Plagioklas haben, der An-reicher als etwa An_8 ist, ist Hornblende (zuweilen nebst Biotit) das femische Mineral; zwischen An_8 und An_4 können Hornblende und Chlorit nebeneinander existieren; unter etwa An_4 ist alle Hornblende durch Chlorit ersetzt. Selbsverständlich gilt dies nur approximativ; Variationen der Konzentrationsverhältnisse des chemischen Systemes wirken auf die Temperaturlage der Stabilitätsgrenzen ein, aber diese Einwirkung scheint innern der Variationsamplitude des fraglichen Systemes gering zu sein.

Dass die Helsinkite chloritführend sein sollen, braucht nach des Verf:s Meinung nicht notwendig zu sein; der Helsinkitname sollte für die Eruptivgesteine reserviert bleiben, wo in magmatischem Stadium die Stabiliätsgrenze des fraglichen Plagioklases überschritten wird, d. h. primärer Epidot kristallisiert; wenn nur die normative Plagioklaszusammensetzung genügend An-reich ist, kann dabei Hornblende noch stabil sein; es gibt somit auch Amphibolhelsinkite[1].

Danach werden die *theoretischen Voraussetzungen für die Bildungen der eruptiven Niedertemperaturgesteine* besprochen. Verf. zitiert Nigglis Auffassung, dass eine Lücke zwischen der magmatischen und der hydrothermalen Kristallisation auch bei mässigem Druck nicht existiert, falls die Silikatlösung ziemlich alkalireich ist, eine Auffassung, die u. a. auf Moreys Untersuchungen der Systeme Alkalisilikat : Wasser gegründet wird. Ein Magma von Alkalifeldspat: Quarz-eutektischer Zusammensetzung wird aller Wahrscheinlichkeit nach diese Bedingung erfüllen.

Aber in Analogie mit dem System $K_2SiO_3 : SiO_2 : H_2O$ wird wahrscheinlich in diesem System (Alkalifeldspat : $SiO_2 : H_2O$) bei vergrössertem Wassergehalt die Zusammensetzung der eutektoiden Kristallisationsprodukte eine Veränderung erfahren, und zwar nach *höherem SiO_2-Gehalt* hin. Man darf nicht erwarten, dass die Pegmatite usw. eine bestimmte eutektische Zusammensetzung haben werden, da sie nicht eutektische Kristallisationen, sondern Kristallisationsprodukte aus einer stets an H_2O angereicherten wässrigen Magmaphase sind. Bei höherem Wassergehalt werden die Kristallisationsprodukte quarzreicher (die Restlösung wird entsprechend alkaliner), und so gehen die Niedertemperaturgranite des S. Storfjället allmählich in eruptive Quarzite über.

Der Wassergehalt kann auch die Assimilationsfähigkeit des albithelsinkitischen Magmas erklären. Nach Niggli ist es zu vermuten, dass im Konzentrations-Temperaturdiagramm zwischen Silikat und Wasser die Kristallisationskurve in einem gewissen Stadium *rückläufig* wird, d. h. Resorptionserschei-

[1] Es sei betont, dass der Helsinkitname ja eine spezielle *Fazies* bezeichnet, in welcher die chemisch verschiedenartigsten Gesteine ausgebildet sein können, obwohl die helsinkitischen Gesteine meistens — aber durchaus nicht immer — von granitischer Zusammensetzung sind.

nungen des einmal ausgeschiedenen Silikatmateriales stellen sich ein. So werden die an Wasser und Natron-Tonerdesilikat reichen trondhjemitischen Restlösungen eine grosse Assimilationsfähigkeit in Bezug auf basisches Material besitzen — obgleich früher, während der Trondhjemitkristallisation, das Magma basisches Material ähnlicher Zusammensetzung ausgeschieden hat.

Im Anschluss an die *Metamorphose* des fraglichen Gebietes wird die *Faziesklassifikation* besprochen. Es wird hervorgehoben, dass z. B. die Faziesklasse, die durch die Paragenese Amphibol-Epidot-saurer Plagioklas charakterisiert wird (metamorph. : Epidotamphibolitfazies; eruptiv : Hornblendehelsinkitfazies) nicht einem annähernd einheitlichen Temperaturstadium usw. entspricht; da die Stabilitätsgrenze des saureren Plagioklases nach der An-Seite hin mit der Temperatur variabel ist, hängt es von dem An-Gehalt des Plagioklases ab, ob — bei einer gewissen Reaktionstemperatur — der Plagioklas »entkalkt» wird (d. h. Epidotminerale ausgeschieden werden), oder nicht. Auch kann das Epidot-Amphibolit-, bzw. Hornblendehelsinkitstadium in eine kontinuierliche Serie Unterabteilungen nach dem aktuellen An-Gehalt des Plagioklases eingeteilt werden.

Betreffs der »Floititfazies» Beckes (durch die Paragenese Biotit-Epidot charakterisiert), die Becke zwischen die Epidotamphibolit- und die Grünsteinfazies einfügen will, wird betont, dass (wie auch Becke andeutet) die Voraussetzung für die Entstehung dieser Fazies in einem bedeutenden Kaligehalt des Gesteins liegt. Die Floititfazies wird unter den Natrongesteinen des S. Storfjället der Amphibol-Chloritfazies entsprechen, umfasst aber wohl ein bedeutend weiteres Temperaturgebiet. Auch ist es von Bedeutung, ob das Gestein eisen- oder magnesiadominant ist; bei grossem Eisengehalt bleibt der Biotit bei viel niedrigerer Temperatur stabil als der Magnesiabiotit, d. h. er wird später — oder sogar nie? — chloritisiert werden.

Die Niedertemperaturfaziesklassen können demgemäss am zweckmässigsten in zwei Parallelreihen, den Natrongesteinen und Kaligesteinen entsprechend, aufgeteilt werden; ausserdem wird die Kalireihe gleichfalls in zwei Parallelreihen geteilt: den FeO- und den MgO-Zweig. (Siehe die Tabelle, S. 222.)

Der Differentiationsverlauf der kaledonischen Eruptivgesteine.

Sämtliche zugänglichen Analysen skandinavischer kaledonischer Eruptivgesteine sind berechnet, und der Differentiationsverlauf in vier verschiedenen Konzentrationsdreiecksystemen gesucht worden. Zuerst werden aber die Verbreitungsfelder der wichtigsten variablen Eruptivgesteinsmineralgruppen in den verschiedenen chemischen Projektionssystemen berechnet.

a) Die *Pyroxengruppe*. Die Vermutung, die Asklund bei der Diskussion der Pyroxene im femischen Dreieck ausspricht, dass die Isomorphiefähigkeit der Pyroxene bei noch niederigerer Temperatur eine noch weitere Begrenzung erfahren würde, wird durch die vom Verf. berechneten Analysen — leider sind diese allzu gering an Zahl — bestätigt. Die Unmischbarkeitslücke scheint z. B.

in granitischem Stadium als ein breites Feld die Augite und die Enstatit-Hypersthenserie zu trennen.

b) Die *Amphibolgruppe.* Diese Mineralgruppe ist der Gegenstand einer etwas ausführlicheren chemisch-statistischen Untersuchung gewesen, wobei einige speziell für diese Gruppe geeignete chemische Projektionssysteme benutzt sind.

Dabei wird u. a. gezeigt, dass der CaO-Gehalt der kalkreichen Amphibole — der ja gewöhnlich, obgleich mit vielen Ausnahmen, $^1/_4$ des molekularen Gesamtgehalts an FeO + MgO + CaO, also 25 % (Molekular-%) beträgt, sehr genau um die 25-Mol. %-Zahl sich gruppiert wenn *alle Metalloxyde*, also *auch* R_2O_3 *und Alkali, mit eingerechnet werden* (siehe Fig. 75).

Asklund hat ja eine chemische Diskontinuitätslücke zwischen den Kalkhornblenden und der Cummingtonit-Grünerit-Serie festgestellt. Ausser dieser Lücke, die durch in der Lücke liegende inhomogene Amphibole bestätigt wird, hat Verf. die Existenz einer ganzen Reihe anderer Lücken nachgewiesen, wodurch *die Amphibolgruppe in sieben* (oder acht) *durch chemische Diskontinuitäten getrennte Sondergruppen* aufgeteilt wird. Diese Sondergruppen entsprechen in grossen Zügen den früher sowohl aus optisch-mineralogischen als aus chemischen Gründen aufgestellten wichtigsten Amphibolgruppen, zwischen denen jedoch manchmal Übergänge (die also nicht existieren) angenommen worden sind. Anderseits muss z. B. die sehr unbestimmte Gruppe der »gemeinen Hornblenden» in zwei chemisch getrennte Gruppen aufgeteilt werden, und zwar hauptsächlich nach dem SiO_2-Gehalt.

Die Nomenklatur der Amphibole vom chemischen Gesichtspunkte aus wird somit systematisiert: man scheidet zuerst die getrennten Gruppen aus — also eine absolute Einteilung — und innerhalb dieser Gruppen gründet sich die Aufteilung auf isomorphe Variationen, teils in der Proportion FeO : MgO, teils in dem Alkali- und R_2O_3-Gehalt (bisweilen auch in der Variation Fe_2O_3 : Al_2O_3), wie aus der Tabelle S. 240 hervorgeht.

c) Die *Glimmergruppe.* Bei Berechnung der Biotite in verschiedenen Dreiecken zeigt es sich, dass die hier angewandte Berechnungsmethode, Fe_2O_3 als FeO zu rechnen, im Gegensatz zu dem, was man vermuten könnte, dabei eine sehr gute Konzentration (in dem Fem-Ca-Alk- und dem Femca-Si-Alk-Dreieck) zu sehr kleinen Variationsfeldern ergab, während wenn man Fe_2O_3 als Sesquioxid rechnet, die Streuung sehr gross wird; dies gilt auch für die extrem Fe_2O_3-reichen Lepidomelane. Dieses Verhältnis erklärt sich am einfachsten dadurch, dass durch spätmagmatische Reaktionen der ursprüngliche FeO-Gehalt des Biotits in kleinerem oder grösserem Betrage zu Fe_2O_3 oxydiert wird, ohne dass die Zusammensetzung des Glimmers im übrigen dadurch beeinflusst wird. Ähnliche Oxydationsprozesse sind auch experimentell nachgewiesen worden.

In dem Feldspatdreieck findet man, wie die Glimmerzusammensetzung (der An- und Ab-Gehalt) von der des Gesteins (der Lage der Gesteins im Feldspatdreieck) im ganzen ziemlich regelmässig abhängig ist.

Die Intrusivgesteine.

Unter den »kaledonischen» Eruptivgesteinen ist es zweckmässig, zwischen den in die gefaltete kambrosilurische Lagenserie eingehenden präorogenen Effusiven und den während der Gebirgsbildung intrudierten, orogenen Intrusiven zu unterscheiden, weil sie verschiedene Differentiationsprobleme darbieten.

In den verschiedenen kaledonischen Stämmen (Goldschmidt) nehmen die basischen gabbroiden Glieder in sämtlichen Dreiecken ein einheitliches, kleines Gebiet ein — das Zentralmagmafeld. Von dort gehen viele charakteristische Differentiationslinien (oder -Streifen) aus; diese Differentiate sind für die verschiedenen Stämme charakteristisch, und überhaupt tritt der Sondercharakter der »Stämme» nur in den mehr differenzierten Gliedern hervor, und um so mehr, je weiter sie von dem Zentralmagma differenziert sind. Es liegen keine Gründe vor, anzunehmen, dass nicht die kaledonischen »Stämme» auf ein einheitliches Muttermagma zurückzuführen wären — sie sind somit richtiger als »Zweige» oder »Teilstämme» zu charakterisieren.

Verf. sucht nun durch vergleichendes Studium der Analysenverteilung in den verschiedenen, einander ergänzenden chemischen Projektionssystemen, kombiniert mit den aktuellen Mineralzusammensetzungen der Gesteine und den früher festgestellten Lagen der Mineralgruppen in den Dreiecken die Differentiationsverlaufe zu erklären. Da wir wissen, dass im Magma sich Kristalle bilden, dass zwischen den Kristallen und dem Magma Unterschiede des spez. Gewichts existieren müssen, und weiter, dass das Gravitationsfeld der Erde unter solchen Umständen wenigstens Bewegungstendenzen der Kristalle hervorruft, so erscheint es geeignet, zuerst zu prüfen, ob nicht die Differentiationsvorgänge durch gravitative Kristallseparation erklärt werden können, ehe man zu anderen, bedeutend mehr auf rein hypothetische Daten sich stützenden Erklärungsversuchen greift.

Die *Peridotite* kommen unter den kaledonischen Intrusivgesteinen reichlich vor — sie stellen zwei Typen dar, Olivinperidotite und Erzperidotite, wo die Olivinperidotite wie immer ausgeprägt Mg-angereichert, die Erzperidotite dagegen mit wachsendem Erzgehalt immer Fe-reicher sind. Betreffs der Peridotite kann auf Vogts, Bowens u. a. Darstellungen verwiesen werden

Die *Anorthosite* hält Verf., im Gegensatz zu J. H. L. Vogt und Bowen, und in Übereinstimmung mit Goldschmidt, für durch Anreicherung von *steigendem Plagioklas* gebildet. Diese Auffassung wird teils auf die chemische Zusammensetzung, teils auf die spez.-Gewichtsverhältnisse gegründet (siehe Fig. 88). Das normale, ziemlich trockene gabbroide Magma muss schwerer als der ausgeschiedene Plagioklas sein, weshalb der Plagioklas steigt, aber im Laufe der Differentiation sinkt das spez. Gewicht des Magmas viel schneller als das des Plagioklases; nach einem Zwischenstadium, wo der Unterschied des spez. Gewichts allzu klein ist, wird schliesslich der Plagioklas bedeutend schwerer als das Magma und fingt an zu *sinken*. Falls aber das gabbroide Magma sehr wasserreich ist wird sein spez. Gewicht entsprechend geringer, und die spez.-Gewichtsdifferenz Magma—Plagioklas wird zu gering, als dass Anorthosite durch steigen-

den Plagioklas auch im frühesten Kristallisationsstadium sich bilden könnten. Das System Restmagma + schwebende Plagioklaskristalle bleibt somit verhältnismässig An-reich noch in dioritischem-granodioritischem Differentiationsstadium.

Die *Trondhjemite*. Dies trifft eben bei den Trondhjemiten zu. Der Wasserreichtum des Magmas verändert die femische Mineralassoziation, die anstatt aus Pyroxenmineralen (und Olivin) nun aus Hornblende und Biotit besteht. Der Wasserreichtum begünstigt durch seine die Viskosität und das spez. Gewicht herabsetzende Wirkung die gravitative (durch Sinken erfolgende) Separation der femischen Minerale; durch Subtraktion bedeutender Mengen Biotit werden schon früh grosse Kalibeträge dem Magma entzogen. Durch diese zwei Faktoren: den im Magma zurückbleibenden Plagioklasgehalt und die frühe Kaliwegführung, erhalten die Trondhjemite ihre charakteristische Zusammensetzung (hohen An-, niedrigen Or-Gehalt in noch sehr leukokratem Stadium).

Dieser Verlauf, von Goldschmidt skizziert, findet in den Dreiecken volle Bestätigung und kann quantitativ berechnet werden. Es muss betont werden, dass, nachdem der Trondhjemitzweig herausgewachsen ist, schliesslich die spez.-Gewicht-Verhältnisse solche werden, dass Plagioklas in grossem Umfang zu sinken beginnt. Infolgedessen läuft der Trondhjemitzweig im späteren Stadium dem Normalgranitzweig parallel oder sogar konvergent; als letzte Endglieder sind die in diesem Werke beschriebenen An-armen Albitgranite und eruptiven Quarzite zu betrachten.

Die *Hauptdifferentiationsserie*, Diorite (-Syenite)-Granite umfassend, hat für die verschiedensten Eruptivprovinzen einen identischen Verlauf; die Gesteine gruppieren sich sehr genau entlang einer Linie, die der eutektoiden Tieflinie entspricht. Die kleinen Abweichungen, die vorkommen, erklären sich dadurch, dass die verfestigten Gesteine ja keinen genau eutektischen oder eutektoiden Mischungen entsprechen, sondern einem System, hauptsächlich aus früher gebildeten Kristallen in einer untergeordneten, eutektischen Grundmasse bestehend, wo das frühere Kristallisationsprodukt nur annähernd eine eutektoide Zusammensetzung hat; also wo untergeordnete monomineralische Tendenzen oder Effekte monomineralischer Subtraktion sich geltend machen können.

Es ist zu betonen, dass unter den durch über hundert Analysen repräsentierten kaledonischen Eruptivprovinzen keine extremen Kaligesteine vorkommen. Auch die kalireichsten Gesteine (nicht-trondhjemitische Granite) überschreiten nur wenig die »eutektische» Feldspatlinie (von za. Ab_{60} Or_{40} nach za. Or_{60} An_{40} verlaufend, wie sie allgemein konstruiert wird); und die geringen Beträge, womit diese Linie *im normativen Feldspatdreieck* überschritten wird, kann durch den *Glimmergehalt* erklärt werden.

Übrigens ist der Verlauf der eutektoiden Linie im Feldspatdreieck, wenigstens was den Verlauf gegen die Or-An-Seite hin betrifft, nicht exakt festgestellt. Als eine praktisch eutektoide Linie für die kaledonischen Eruptivgesteine, wo der Glimmergehalt mit einberechnet wird, kann eine Linie von Ab_{55} Or_{45} ausgehend betrachtet werden (siehe Fig. 89). Es ist wohl auch sehr wahrschein-

lich, dass die Linie den von Bowen neuerdings vorgeschlagenen Verlauf hat (The evolution of the igneous rocks, Princeton 1928, Fig. 59) also einen Verlauf, der der Ab-Or-Linie mehr parallel ist.

Auch die SiO_2-Verhältnisse der Gesteine können ganz durch die gravitative Kristallisationsdifferentiation erklärt werden, wie aus den Figuren 92—95 hervorgeht. Dank dem SiO_2-Defizit der meisten femischen Minerale, der bei dem Olivin und Biotit am stärksten hervortritt, aber auch betreffs der meisten Amphibole bedeutend ist, wird bei der Separation eine SiO_2-Überschuss des Restmagmas schon früh hervorgerufen; nachdem dies einmal geschehen ist erhält auch die Plagioklasseparation (und andauernd die femische Separation) einen Repulsionseffekt auf das Restmagma gegen die SiO_2-Ecke hin. Auch die quantitativen Berechnungen, die sich graphisch sehr leicht durchführen lassen, geben mit den in den übrigen Dreiecken angenommenen Verläufen übereinstimmende Resultate und bestätigen durchaus die erwähnte Auffassung.

Demgemäss wird in dem Trondhjemit-Opdalit-Stamm die Bildung von freiem SiO_2 »früher» (= in einem (An + Fem)-reicheren Stadium) bewirkt und auch die eutektoide Zusammensetzung Quarz : Feldspat (+ femische Minerale) früher erreicht, was ja auf dem entscheidenden Moment, der Biotitseparation, beruht. In den »trockenen» Gesteinsstämmen wird die SiO_2-eutektoide Zusammensetzung später erreicht; auch können nur in diesen Stämmen Syenite gebildet werden.

Nachdem (in allen Stämmen) die SiO_2-eutektoide Linie erreicht ist, wird diese nach grösserer Azidität und grösserem Alkalifeldspatgehalt hin verfolgt, was betreffs der trockenen Stämme sehr genau geschieht. Aber von den Graniten der »nassen» Stämme erhebt sich eine Differentiationslinie nach der SiO_2-Ecke hin, aus den eruptiven Quarziten bestehend. Wie schon hervorgehoben, bewirkt der Wassergehalt aller Wahrscheinlichkeit nach eine Veränderung der eutektoiden Kristallisationszusammensetzung gegen stetig vermehrten SiO_2-Gehalt hin, bis schliesslich, in ganz hydrothermalem Stadium, beinahe nur Quarz aus den heissen Lösungen ausgeschieden wird. Die alkalireiche Restphase kann danach vielleicht eine Wasserglasmetasomatose (Goldschmidt) bewirken. Überhaupt kann für die letzten Stadien die SiO_2-Ausscheidung usw. nicht von gewöhnlichen Löslichkeitsgesetzen aus diskutiert werden, weil *kolloidale SiO_2-Lösungen*, auf den verschiedenen Ionenkonzentrationen in sehr verwickelter Weise beruhend, immer grösserer Bedeutung erlangen.

Die Effusive.

Die skandinavischen kaledonischen Effusive sind mehrmals mit den (zum Teil gleichaltrigen) britischen sogen. *Spiliten* verglichen worden, welcher Vergleich hier mehr im Detail durchgeführt wird; zuerst wird der Spilitbegriff und die Genese der Spilite besprochen.

Der Spilitbegriff. Es zeigt sich, dass die Spilite, als theoretisch-petrographischer Begriff, in der Literatur verschieden aufgefasst worden ist, d. h. dass verschiedene Forscher dem Spilitnamen etwas verschiedene Bedeutung

beigelegt haben. Aber auch wenn eine im grossen und ganzen befolgte, theoretisch klare Definition des Spilitbegriffs sich formulieren lässt, zeigt es sich, dass die Gesteine, auf die der Spilitbegriff begründet ist, chemisch-mineralogisch sehr variabel sind und sogar oft ausserhalb des Rahmens dieses Begriffesliegen.

Am weitesten können ja die Spilite als *basische Albitgesteine* definiert werden (die oft mit sauren Natrongesteinen assoziiert sind); sie können in effusive (eigentliche) Spilite, die meistens pillowausgebildet sind, und intrusive Spilite eingeteilt werden; es sind hauptsächlich die eigentlichen (effusiven) Spilite, die in diesem Zusammenhang von Interesse sind und hier besprochen werden.

Sie variieren sehr stark sowohl chemisch als auch mineralogisch, was sich teils auf die femische Mineralausbildung, hauptsächlich aber auf den Charakter der Albitisierung bezieht. In gewissen Fällen hat man Gesteine mit beinahe ganz klarem Albit und einem ausgeprägt hohen Natrongehalt, aber davon gibt es alle Übergänge zu Gesteinen mit normal saussuritisiertem Plagioklas oder sogar an Kalzit (oder Epidot) angereicherten Saussuritmassen. Die »Albitisierung» entspricht somit einer normalen Saussuritisierung, ohne oder mit Substanzaustausch, wo in gewissen Fällen CaO weggeführt und Na_2O angereichert, in anderen aber Na_2O weggeführt und CaO angereichert sind. Diese Variationen mit kontinuierlichen Übergängen sind oft in einem und demselben Gesteinskörper zu finden.

Über die Genesis der Spilite.

Mechanismus der Pillowausbildung. Die herrschende Auffassung ist ja, dass *subaquatische Extrusion* die Voraussetzung der Pillowausbildung ist; die entsprechende subærielle Fliessausbildung wäre die Pahoehoe-Struktur. Wie die Pillowausbildung rein mechanisch sich denken lässt, wird nicht immer ganz klar ausgesprochen. Es muss hervorgehoben werden, dass es vom physikalischen Gesichtspunkt aus unsinnig ist anzunehmen, dass ein Kissen aus dem anderen in einer längeren Serie sich entwickeln könnte; grössere Stammkanäle oder -ströme, aus denen sich die Pillows entwickeln, müssen immer vorhanden sein, was auch mit den Feldbeobachtungen in Übereinstimmung steht. Die von gewissen Autoren hervorgehobenen Fälle, dass ein ganzes Bett aus grossen, gerundeten Pillows bestehen kann und anscheinend sich im ganzen bewegt hat, dadurch dass die Pillows übereinander gerollt und geglitten sind, lassen sich auch mechanisch erklären, indem man annimmt, dass die an der Oberfläche eines Lavastromes gebildeten Pillows sich vor der Lavafront angehäuft haben, und die ganze Pillowmasse durch die Fliessbewegung des Lavastromes vorwärts geschoben worden ist — hierbei kommt eine Anreicherung besonders runder Pillows zustande.

Die charakteristische mineralogische Ausbildung der Spilite und die ihnen im allgemeinen zugeschriebene sogenannte charakteristische chemische Zusammensetzung werden gewöhnlich mit dem submarinen Effusionsverlauf und der Pillowausbildung in genetischen Zusammenhang gebracht und durch einen Prozess erklärt, dessen Art sehr prägnant durch den Ausdruck charakterisiert ist, dass die Lava »was stewing in a concentrated solution of sodium carbonate».

Gegen Wells' nähere Darlegung dieses Prozesses, nämlich dass »the necessary condition being the rapid formation of an impervious skin completely imprisoning the residual liquids», müssen aber ernstliche Einwendungen erhoben werden. Die um die hervorquellenden Magmaströmchen gebildetete, ständig berstende Abkühlungshaut kann nicht die latenten Gasse eingesperrt halten, d. h. einer bedeutenderen Innenspannung widerstehen; im Gegenteil muss der Substanzaustausch zwischen Lava und umgebendem Wasser bei den Pillowlaven besonders intensiv gewesen sein.

Der hydrostatische Druck der Wassersäule mag in den meisten Fällen nicht so gross gewesen sein, dass er den kritischen Druck des Meerwassers überschritt, d. h. dass er das Kochen zu verhindern vermochte. Aber bei dem Kochen wird der ursprünglichen Salzgehalt des Wassers konzentriert, und ferner geschieht eine Salzzufuhr vom Magna her — dabei sinkt der kritische Druck, und die umgebende wässrige Salzlösung kann ohne Kochen in Berührung mit der heissen Lava sein, d. h. sie ist bei jeder Temperatur stabil (die Voraussetzung ist eine Merestiefe von ein oder einigen hundert Meter).

Die Konzentrations-, Temperatur-, Zeitverhältnisse gestalten sich sehr ungleich in verschiedenen Teilen des pillowstruierten Lavastromes, z. B. in den inneren Kavitäten und an den äusseren Partien — infolgedessen ist die Art und die Stärke des umwandelnden Effektes der wässrigen Phase auf das Gestein sehr verschieden, und es erklärt sich die sehr wechselnde Mineralausbildung und chemische Zusammensetzung verschiedener Teile eines und derselben Lavakörpers.

*

Als ein besonders charakteristischer Zug der Spilite ist die *Assoziation mit sauren Natrongesteinen* (Keratophyren usw.) hervorgehoben worden, der oft sehr grosse Bedeutung beigelegt, und die als eines der entscheidenden Momente für die genetische Erklärung der »Spilitserie» angesehen worden ist. Am wichtigsten davon sind die Keratophyre — Quarzkeratophyre, deren Nomenklaturfrage kurz vom Verf. diskutiert wird.

Die Relationen zwischen den kaledonischen Effusiven, besonders der Mesketformation, und der sog. Spilitserie.

Spilitische Züge der kaledonischen Effusive. Die britischen kaledonischen Effusive, die zu den typomorphen Spiliten gehören, die norwegischen kalendonischen Effusive, die gewisse spilitische Züge zeigen, und die Mesketeffusive des Södra und Norra Storfjället bilden in genannter Reihenfolge eine Entwicklungsserie, wo jedes nachfolgende Glied weniger »spilitisch» als das vorausgehende ist. Trotzdem die basischen Mesketeffusive mit Ausnahme eines einzigen Falles an sich nicht im mindesten »spilitisch» sind, sind sie mit echten Keratophyren-Quarzkeretophyren assoziiert. Diese Formation bietet somit grosses Interesse bezüglich des »Spilitproblemes» dar.

Die Spilite in den verschiedenen Dreieckssystemen. Es ergibt sich auch graphisch, dass die sog. Spilite eine chemisch sehr variable Gesteinsgruppe darstellen, indem sie in dem Fem-Ca-Alk- und dem femischen Dreieck über ein

ungeheuer grosses Variationsfeld verstreut liegen, in konträrem Gegensatz zu den zu einem gewissen Stamme oder Magmatypus gehörenden Gesteinen, welche auf ein kleines, wohl abgegrenztes Feld konzentriert sind (in ungef. demselben Basizitätsstadium), oder sich in charakteristische Differentiationslinien oder schmale Streifen verzweigen (wenn ungleichwertige Differentiationsglieder mit eingerechnet werden).

Es wäre aber falsch, deshalb zu behaupten, dass der Spilit*begriff* eine »tragende chemische Idee» entbehrt (die ja die Voraussetzung für das Unterscheiden einer bestimmten Eruptivgesteinsreihe ist); diese »chemische Idee» ist vorhanden, ist aber bei den Gesteinen, welche den Spilitbegriff repräsentieren sollen, gewöhnlich nur unvollständig oder gar nicht realisiert.

Die (effusiven britischen) Spilite haben durchschnittlich einen *höheren CaO-Gehalt* als die Normalbasalte (für die CO_2-ärmeren Glieder ist der Unterschied aber nicht gross), dasselbe FeO : MgO-Verhältnis und denselben »Si»-Gehalt, indem sie im Femca-Si-Alk-Dreieck sehr genau auf die Metalsilikat-Feldspatlinie fallen und sogar das Zentralgebiet des normalen basaltischen — gabbroiden Feldes einnehmen. Aber dies ist nur der Fall, wenn $CaCO_3$ mit eingerechnet wird, und zwar in der Weise, dess man CaO in die Gruppe »Femca» und CO_2 in »Si» eingehen lässt. Alle anderen Berechnungsmethoden geben schlechtere Übereinstimmung mit den normalbasaltischen-gabbroiden Gesteinen und eine viel grössere Streuung. Dieser Berechnungsgrund setzt voraus, dass das Karbonat durch Zerteilung des Ca-Silikates im Gesteine entstanden ist, wobei CO_2 eine äquivalente SiO_2-Menge verdrängt hat, die in Lösung weggeführt worden ist, was eine starke Stütze für die Auffassung liefert, dass die »Spilitisierung» durch Substanzaustausch mit einer *von aussen wirkenden* pneumatolytischen-hydrothermalen Phase geschehen ist.

Verf. will also wenigstens die kaledonischen britischen Spilite als aus einem durchaus normalen Kalkalkalibasaltmagna gebildet betrachten, das den skandinavischen kaledonischen Effusiven gleichzustellen ist; beide sind daneben von sauren Natroneffusiven begleitet. Aus mehreren Gründen scheint es am geeignetsten, die genetischen Probleme der britischen kaledonischen Effusive auf Grundlage der skandinavischen, vor allem der Mesketeffusive, zu behandeln.

Der Differentiationsverlauf der Mesketformation.

Unter den Mesketeffusiven repräsentiert Analyse I (Uralitporphyrit) eine additiv, Analyse II (einsprenglingsfrei) eine subtraktiv augitdifferenzierte Basaltvarietät. Die Entwicklungslinie vom Basalt hin führt zuerst zu Analyse III. (Uralitporphyrit von quarzandesitischer, verhältnismässig An-reicher Zusammensetzung) und danach zu den Keratophyren-Quarzkeratophyren hin. Die erste Stufe dieses Differentiationsverlaufes wird durch Subtraktion von Augit (oder Hornblende) nebst untergeordnetem, aber qualitativ bedeutungsvollem Biotit verursacht. Plagioklas ist aber nicht oder nur sehr untergeordnet weggeführt worden, weil I und III beinahe identische Lage im Feldspatdreieck haben. Dies wird am einfachsten durch hohen Wassergehalt des Magmas

erklärt; hierdurch wird teils die frühe Biotitbildung ermöglicht, teils das spez. Gewicht des Magmas erniedrigt, so dass Plagioklas nicht oder nur mit beschränkten Beträgen steigen kann. Hierdurch bleibt das Gestein kaliarm und Anreich und bekommt ausserdem einen bedeutenden Quarzgehalt.

Etwa von hier ab fängt der Plagioklas an sinken zu können, während die Biotitbildung andauernd fortgeht. Das Restmagna wird somit nach vermehrtem Albit- und Quarzgehalt hin verschoben und erreicht zuletzt die eutektoide Quarz-Albit-Zusammensetzung.

Dieser Differentiationsverlauf stimmt mit dem für die Trondhjemit-Albitgranitbildung angenommenen Verlauf nahe überein. Die Endprodukte, Quarzkeratophyr bzw. Albitgranit, sind auch chemisch identisch, wozu kommt, dass ein Seitendifferentiationsprodukt, der Quarz-Albit-Epidot-Felsit (IV), mit gewissen besonders An-reichen Trondhjemiten chemisch identisch ist Der einzige Unterschied ist, dass die Differentiationsbahn der Effusive im Fem-Ca-Alk-Dreieck im früheren Stadium ein wenig mehr nach die An-(Ab)-Seite hin gebogen verläuft, oder m. a. W., dass der fragliche Differentiationsprozess betreffs der Effusive sich in einem früheren (basischeren) Stadium geltend gemacht hat.

Können die *britischen kaledonischen Keratophyre* durch einen ähnlichen Prozess gebildet worden sein? Dem scheint nicht so, da die fraglichen Keratophyre sich in sehr hohem Grade von den schwedischen unterscheiden: trotzdem sie ebenso CaO-arm sind, haben sie einen sehr unbedeutenden Quarzgehalt (liegen im Femca-Alk-Si-Dreieck eher der Syenitlinie entlang) und ferner liegen sie im Fem-Ca-Alk-Dreieck längs der Alk-Fem-Seite verteilt, eben sehr hoch nach der Fem-Seite hin.

Verf. will diese Keratophyre genetisch den sauren, natrontrachytischen bis -rhyolithischen Endgliedern der ordovikischen Skomer-Effusive, mit denen sie chemisch identisch sind (und auch von Dewey & Flett zusammengestellt worden sind) gleichstellen. Diese im ganzen natronalkaline Effusivserie, mit den basischen Gliedern von murgearitischem Charakter, liegt in dem südlichsten, stark ausklingenden Teil des kaledonischen Faltungsgebiets, wo sie eine andere Differentiationsentwicklung als die in dem künftigen Optimalgebiet der Gebirgsbildung extrudierten Gesteine erhalten hat. Die britischen kaledonischen »Spilite» zeigen im allgemeinen eine gewisse chemische Verwandtschaft mit den natron-eisen-alkalinen Skomereffusiven (z. B. höheres FeO : MgO-Verhältnis als die skandinavischen kaledonischen Effusive). Aus der südlichen alkalinen Skomereffusivprovinz haben teils saure Glieder in die eigentliche britische kaledonische Spilitserie herein kommen können (= Keratophyre) und ausserdem auch basische Glieder von Murgearittypus. Unter den hauptsächlich normal-kalkalkalibasaltischen, bei der Extrusion »spilitisierten» britischen kaledonischen Effusiven ist ausnahmsweise ein von einem südlicheren Magmabassin herrührendes wirklich alkalibasaltisches Magma extrudiert worden. Die gleichartigen physikalischen Verhältnisse bei der Extrusion haben bei beiden eine ähnliche Niedertemperaturumwandlung und Pillowausbildung hervorgebracht; wo dies bei dem primär alkalinen

Gestein geschehen ist, ist ein seltener Spezialfall, ein sogenannter *echter Spilit* entstanden.

*

Aus der obigen Darstellung ergibt es sich, dass die Differentiationsverläufe und die verschiedenen Gesteinstypen innerhalb der grossen kaledonischen Eruptivgesteinsserie durch *Kristallisationsdifferentiation* sich erklären lassen; an keinem Punkte ist es notwendig erschienen, zu anderen Hypothesen zu greifen.

Auf die theoretischen Voraussetzungen für die Liquationshypothese braucht Verf. somit nicht einzugehen, obgleich es verlockend erscheinen kann; er will nur auf Bowens neuerdings erschienene Arbeit[1] hinweisen, speziell auf die Darstellung S. 7—15, der Verf. der Hauptsache nach beistimmt. Ich will nur einen ergänzenden Umstand hervorheben: dass die spez.-Gewichtsunterschiede zwischen zwei entmischten Magmaphasen nie so gross werden können als zwischen Magma und schweren Kristallen, weil im letzteren Fall die Volumverminderung bei Übergang aus amorpher in kristallisierte Form sich zu dem allgemeinen Schwereunterschied der verschiedenen Stoffe addiert.

Die kaledonischen Eruptivgesteine liefern somit eine Stütze für die Kristallisationsdifferentiationstheorie. Dass in anderen Fällen — und vielleicht auch hier, betreffs gewisser Details — Schwierigkeiten bestehen können gewisse Verläufe durch diese Theorie zu erklären, dessen bin ich mir durchaus bewusst. Aber wer sich in Oppositionsstellung gegen die herrschende Auffassung befindet, hat immer eine sehr günstige Position: er kann jeden kleinen Fehler oder Irrtum, jede Schwierigkiet hervorziehen und kritisieren. Die Schwächen der anderen Auffassung werden, wenn nicht früher, wenigstens dann offenbar, wenn die Rollen gewechselt sind.

Sicherlich kann man Fälle beibringen, wo die Erklärung durch Kristallisationsdifferentiation grosse Schwierigkeiten darbieten kann. Aber ich meine, dass das Entsprechende in weit höherem Mass betreffs der Liquationshypothese der Fall ist — falls man nämlich von dieser Hypothese fordert, dass sie exakt und bestimmt, in algebraischen oder graphischen Berechnungen, formuliert werden soll.

*

Der Umstand, dass eine Theorie nicht in allen Punkten anwendbar ist, bedeutet ja, dass wir nicht alle mitwirkenden Faktoren kennen, oder dass die Theorie Veränderungen und Ergänzungen nötig hat. Das ist selbstverständlich auch bei der Kristallisationsdifferentiationstheorie der Fall.

In diesem Zusammenhang kann man sich fragen, ob notwendig die fraglichen zwei Theorien in konträrem, unversöhnlichem Gegensatz zu einander stehen müssen? Wir wissen, dass Kristalle sich im Magma bilden. Falls wirklich durch Liquation eine neue Magmaphase sich als Tropfen auszuscheiden

[1] N. L. Bowen, The evolution of the igneous rocks. Princeton 1928.

beginnt, die ganz wie die Kristalle gesetzmässig wachsen, so sind sowohl Kristalle als Flüssigkeitstropfen dem Gesetz der Schwerkraft unterworfen und können gravitativ angereichert werden. Es ist vielleicht möglich, dass in gewissen Fällen dies geschehen ist — dass also Liquationsdifferentiation und Kristallisationsdifferentiation haben zusammenwirken können.

Und *falls* es gelingen sollte, einen Liquationsprozess in einem den natürlichen chemischen magmatischen Silikatsystemen entsprechenden chemischen Gebiet nachzuweisen, so bedeutete dieser Umstand ebensowenig einen Todesstoss gegen die Kristallisationsdifferentiationstheorie, wie die Anhänger der Liquationshypothese als einen Todesstoss gegen diese Hypothese die Tatsache anerkennen, dass sich im Magma Kristalle bilden können!

Verzeichnis der benutzten Analysen.

Die folgenden Gesteinsanalysen sind in den Diagrammen benutzt:

Nr.	Gesteins-bezeichnung	Lokal	Analytiker ( ) und Autor
	1. *Stamm der grünen Gesteine.*		
1 a	Olivingabbro	Skeie, Bergengebiet	(Lillejord). C. F. Kolderup, Berg. Mus. Aarb. 1903, No 12, S. 99. (Ref. Goldschmidt I, S. 16.)
1 b	Grobkörnigen Grünstein	Zwischen der Lökkengrube und Fagerlid	(Hauan.) Th. Kjerulf, Nyt Mag. f. Naturvid., Bd 18, 1871, S. 49. (Ref. Goldschmidt I, S. 16.)
1 c	Saussuritgabbro	Hestekletten, Storvarts, Röros	Th. Hiortdahl & Fr. Lindemann, Nyt Mag. f. Naturv. Bd 23, 1877, S. 228. (Ref. Goldschmidt I, S. 16.)
	2. *Der Bergen-Jotunstamm.*		
2 a	Saussurit-amphibolit	Framnæs Hotel, Südende d. Sees Tyin, Jotunheimen	(M. Dittrich.) V. M. Goldschmidt, Geol.-petr.-Studien etc., IV: Übersicht d. Eruptivgesteine . . . zwischen Stavanger und Trondhjem. (Vid.selsk. Skrifter, I Klasse, 1916. N:o 2. Kristiania 1916.) (= Goldschmidt I.)
2 b	Jotunnorit	Breikvamsnaase, Tyin, Jutunheimen	(Dittrich.) Goldschmidt I, S. 38 (N:o VII.)
2 c	Mangerit. Überg.-Typus z. Jotunnorit	W. von Bitihorn, Tyin, Jotunheimen	(Dittrich.) Goldschmidt I, S. 40. (N:o VIII.)
2 d	Hypersthensyenit	Suletind, Filefjeld	(O. Röer.) Goldschmidt I, S. 43. (N:o IX.)
2 e	Alkaligranit	Jonsskardelv, Jotunheimen	(Röer.) Goldschmidt I, S. 50. (N:o X.)
2 f	Biotitgranit	Synshorn, Bygdin	(Dittrich.) Goldschmidt I, S. 52. (N:o XI.)
2 g	Labradorfels	Zw. Vassenden u. Melgaardssæter, Espedalsvand	(Röer.) Goldschmidt I, S. 32. (N:o V.)
2 h	Labradorfels-mylonit	1.5 km SO von Solaatjern, Espedalsvand	(Röer.) Goldschmidt I, S. 32. (N:o VI.)

Nr.	Gesteinsbezeichnung	Lokal	Analytiker ( ) und Autor
2 i	Andesinfels	Fosse, N. Alværströmmen	(Lillejord) C. F. Kolderup, Die Labradorfelse des westl. Norwegens. II., d. Bergengebiet. Berg. Mus. Aarb. 1903, N:o 12, S. 36 (= Kolderup II) (in Tabelle S. 128 = N:o I).
2 j	Feinkörn. dünnschiefriger Labradorfels (mylonitisiert)	Rösseland, Holsenö	(Lillejord) Kolderup II, S. 36 (N:o II.)
2 k	Saussuritis. Labradorfels	Rösseland, Holsenö	(Lillejord) Kolderup II, S. 36. (N:o III.)
2 l	Granat- u. diallagreiche Labradorfelsvarietät	Sæbö, Radö	(Lillejord) Kolderup II, S. 36. (N:o IV.)
2 m	Eklogit	Landsvik, Holsenö	(Lillejord) Kolderup II, S. 72. (N:o VI.)
2 n	Mangerit	Kalsaas, Manger	(Lillejord) Kolderup II, S. 107. (N:o VIII.)
2 o	Natronreicher Glimmersyenit	Tunæs, Sörfjord	(Lillejord) Kolderup II, S. 114. (N:o IX).
2 p	Roter Granit. Gang.	Prestunsæter, N. Brudvik	(Schei.) Kolderup II, S. 118. (N:o XI.)
[2 q^1	»Oligoklasit»	Presten, Lofoten	C. F. Kolderup: Lofotens og Vesteraalens bergarter. Berg. Mus. Aarb. 1898, VII. S. 47.]
2 s	Serpentin	Rödholmen, Lindaas	(Leivestad.) Kolderup II, S. 75. (N:o VII.)
2 t	Serpentin	Haga (nahe Bergen)	(P. R. Sollied.) C. F. Kolderup, Berg. Mus. Aarb. 1914—15, N:o 8, (= Kolderup III), S. 135.
2 u	Topfstein	Zw. Hisdal u. Aadland	(Sollied.) Kolderup III, S. 135.
2 v	Granitgneis. (Mit eingeschmolz. Material)	Fitjevand-Aldal	(Sollied.) Kolderup III, S. 126.
2 x	Granitgneis	S. von Vaagen	(Sollied) Kolderup III, S. 126.
[2 y^2	Norit	Takvam	(Kjerulf.) (Ref. Kolderup II, S. 90).]
2 e_1	»Albitfels»	Langedalsnipen, Holmedal	(Vindenes.) N. H. Kolderup, Die Mangeritsyenite u. umgebenden Gesteine zw. Dalsfjord u. Stavfjord. Berg. Mus. Aarb. 1920—21, 5., S. 30.
2 f_1	Quarzmangeritsyenit	Grane, Atleö	(Vindenes.) N. H. Kolderup 1920—21, S. 35.
2 g_1	Mangeritsyenit	Atleö	(Vindenes.) N. H. Kolderup 1920—21, S. 40.
2 h_1	Uralitgabbro	Granesund, Askvold	(Vindenes.) N. H. Kolderup 1920—21, S. 44.
	3. *Der Opdalit-Trondhjemitstamm.*		
3 a	Quarzbiotitnorit	Gissenaas, Opdal-Inset-Massiv	(O. Röer.) Goldschmidt I, S. 64. (N:o XII.)
3 b	Hypersthenglimmerdiorit	S. von Austberg, d:o	(Röer.) Goldschmidt I, S. 67. (N:o XIII.)
3 c	Opdalit	S. von Austberg, d:o	(Röer.) Goldschmidt I, S. 72. (N:o XIV.)
3 d	Opdalit, schwach porph.	S. von Austberg, d:o	(Röer.) Goldschmidt I, S. 72. (N:o XV.)
3 e	Trondhjemit	Dragaasen bei Reitstöen, Guldalen	(Röer.) Goldschmidt I, S. 79. (N:o XVI.)
3 f	Trondhjemit	Skavlien, Austberg, Opdal-Inset-Gebiet	(Röer.) Goldschmidt I, S. 80. (N:o XVII.)
3 g	Trondhjemit (feinkörnig, aplitisch)	Frenstad, Kvikne	(C. O. B. Damm.) Goldschmidt I, S. 81. (N:o XVIII.)

[1] Hört eigentlich nicht diesem Stamme an.
[2] Die Analyse sicher falsch. Al_2O_3 zu klein.

Nr.	Gesteinsbezeichnung	Lokal	Analytiker ( ) und Autor
3 h	Trondhjemit (gepresst)	Mastravarde, Mosterö, Stavangergebiet	(Röer.) Goldschmidt I, S. 85. (N:o XIX.)
3 i	Trondhjemitaplit (Gang)	Gisna, Gissenaas, Opdal-Inset-Massiv	(Röer.) Goldschmidt I, S. 90. (N:o XX.)
3 k	Trondhjemit (Gang)	Skougsnöien, Lindaas	(P. Schei.) C. F. Kolderup II, S. 118. (Ref. Goldschmidt I, S. 85, I.)
3 l	Trondhjemit	Bremangerland, Landmark	C. F. Kolderup, Berg. Mus. Aarb. 1911, 18, S. 13. (Ref. Goldschmidt I, S. 85. II.)
3 m	Trondhjemit	Sogneskollen, Landmark	C. F. Kolderup 1911, S. 7. (Ref. Goldschmidt I, S. 85, IV.)
3 n	Trondhjemit	Svanöen, Söndfjord, Landmark	C. F. Kolderup 1911, S. 10. (Ref. Goldschmidt I, S. 85, V.)
3 o	Trondhjemit	W. Trengereid, Bergengebiet	(Sollied.) C. F. Kolderup III (B. M. A. 1914/15), S. 47. (Ref. Goldschmidt I, S. 85, VI.)
3 p	Trondhjemit	Utsire	(Sollied.) C. F. Kolderup, Berg. Mus. Aarb. 1911, N:o 17, S. 14. (Ref. Goldschmidt I, S. 85, VIII.)
3 q	Trondhjemitaplit (Gang)	Gulfjeld. E. von Bergen	Hiortdahl & Irgens 1862. (Ref. Goldschmidt I, S. 91.)
3 r	Quarzbiotitnorit	Klostret Utstein	(A. Rödland.) Goldschmidt, Die Injektionsmetamorph. im Stavangergebiet (Geol.-petr. Studien V). Vid. Skrifter, I Klasse, 1920, N:o 10. (Kristiania 1921.) (= »Goldschmidt II»), S. 17.
3 s	Hypersthenglimmerquarzdiorit	Malletuen, E. von Sandnæs, Stav.-gebiet	(Rödland.) Goldschmidt II, S. 20.
3 t	Trondhjemit (basisch)	Malletuen, d:o	(Rödland.) Goldschmidt II, S. 20.
3 u	»Trondhjemitähnl. Gestein»	Line, d:o	(Röer.) Goldschmidt II, S. 24.
3 v	Adamellit (Mit assim. basisch. Material)	Halsne, d:o	(Röer.) Goldschmidt II, S. 27.
3 x	Feinkörniger Granit	Vistnes. Stavanger-Halbinsel	(Röer.) Goldschmidt II, S 30. (Oder Goldschmidt I, S. 115, N:o XXI.)
3 y	Granitaplit (hell)	Naversnæs, Finnö, Stav.-gebiet	(Röer.) Goldschmidt II, S. 30. (Oder Goldschmidt I, S. 115, N:o XXII.)
3 z	»Trondhjemit» (mit resorb. Material?)	N. Dalatjärn, Lökken, Trondhjemgebiet	(N. Sahlbom.) Carstens, D. unterordov. Vulk.-horisont in Trondhjemgebiet. N. G. T. VII (1922—23), S. 215
3 a_1	»Diorit» = Trondhjemit	Mögster	(A. Vindenes.) N. H. Kolderup, Die Injekt.-metamorphose im Mögstergebiet. Berg. Mus. Aarb. 1923—24, S. 11.
3 b_1	Granit	Mögster	(Vindenes.) N. H. Kolderup, 1923—24, S. 15.
3 c_1	Eruptiver Quarzit (Gang)	Mögster	(Vindenes.) N. H. Kolderup, 1923—24, S. 21
3 d_1	Eruptiver Quarzit »unrein». Gang	Mögster	(Vindenes.) N. H. Kolderup, 1923—24, S. 23
	4. *Die Ekersund-Soggendalgesteine.*		
4 a	Labradoritnorit	Ekersund	C. F. Kolderup, Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. I. Ekersund-Soggendal. Berg. Mus. Aarb. 1896, V (= Kolderup I), S. 20.
4 b	Labradorfels	Ogne	desgl., S. 20
4 c	Quarznorit	Rekefjord, Soggendal	desgl., S. 79
4 d	Noritische Grenzfazies	Birkrem	desgl., S. 96

Nr.	Gesteins-bezeichnung	Lokal	Analytiker ( ) und Autor
4 e	Hypersthengranit	Birkrem	desgl., S. 96
4 f	Hypersthenadamellit	Farsund	desgl., S. 115
4 g	Hornblendebanatit	Dypvik, Farsund, Central in dem Massiv	desgl., S. 123
4 h	Quarzmonzonit	Dasselbe Massiv; peripherisch	desgl., S. 129
4 i	Quarznorit (Gang)	Theingsvaag, Eide	desgl., S. 142
4 k	Ilmenitnorit	Storgangen, Rekefjord	desgl., S. 165
	6. *Gesteine vom Sulitelmagebiet.*		
6 d	Granit	D. Furulundfakkolith. Tuvan, Furulund	(E. Klüver.) Th. Vogt, Sulitelmafeltets geologi og petrografi. Norges geol. unders. Nr 121 (1927). S. 254. (N:o X.)
6 e	Trondhjemit	Aus dem Furulundgranitzug, W. von Risvann	(Klüver.) desgl., S. 258. (N:o XI.)
6 f= = H	Granit (Gang)	N. Beritvann	(R. Mauzelius), desgl., S. 261. (N:o XII.)
6g= =I	Trondhjemit	S. Skuortatjåkko	(Mauzelius), desgl., S. 264. (N:o XIII.)
6 h	»Trondhjemitische» Schliere in Grünstein	Die Charlotta-Grube	(Mauzelius), desgl., S. 271. (N:o XIV.)
6 i	Saure Schliere in metamorphem Gabbro	Jakobsbakken	(Mauzelius), desgl., S, 272. (N:o XV.)
6 k	Labradoritischer Olivingabbro	Sulitelmagabbrons Zentralgebiet	(Klüver), desgl., S. 292. (N:o XVI.)
6 l	Normaler Olivingabbro	D. oberste Teil von Stortoppen	(Mauzelius), desgl., S. 294. (N:o XVII.)
6 m	Femischer Olivingabbro	Sulitelmagabbrons Zentralgebiet	(Klüver), desgl., S. 296. (N:o XVIII.)
6 n	Hornblendegabbro ohne Klinozoisit	Stortoppen, Sulitelma	(Mauzelius), desgl., S. 299. (N:o XIX.)
6 o	Pyroxenführende Epidotamphibolit	Zw. Ny-Sulitelma und Stortoppen	(N. Busvold), desgl., S. 385. (N:o XX.)
6 p	Epidotamphibolit	D:o	(Klüver), desgl., S. 306. (N:o XXI.)
6 q	Epidotamphibolit mit ein wenig Chlorit	Oben v. Charlotta-Grube	(Strömbom), desgl., S. 309. (N:o XXII.)
6 r	Chloritführende Epidot-Amphibolit	Tal in Ny-Sulitelma	(Klüver), desgl., S. 310. (N:o XXIII.)
6 s	Epidotamphibolit	S. Rapisvare	(Busvold), desgl., S. 328. (N:o XXIX.)
6 t	Hornblendereicher Grünstein (quarzführend)	S. von Valfojokk, S. Rapisvare	(Mauzelius), desgl., S 330. (N:o XXX.)
6 u	»Helles, granatführendes Eruptivgestein»	Övre Galbmijokk	(Strömbom), desgl., S. 342 . (N:o XXXIV.)
		Norite von norwegischen Nickel-Magnetkieslagerstätten.	
N_1	Norit	Lillevandet, Hosanger	J. H. L. Vogt, Die Sulfid : Silikatschmeltzlösungen. N. G. T. 1917, S.193
N_2	Norit	Skougen, Bamle	desgl., S. 193.
N_3	Norit	Höiaas, Tvedestrand	desgl., S. 193
N_4	Norit	Erteli, Ringerike	desgl., S. 193

Nr.	Gesteinsbezeichnung	Lokal	Analytiker ( ) und Autor
		Schwedische kaledonische Intrusivgesteine.	
A	Uralitgabbro	Stekenjokk	(Assarsson.) Alvar Högbom, Stekenjokk-Remdalens malmtrakt. S. G. U. Ser. C, N:o 329 (1925), S. 42. (N:o I.)
B	Granit	Sippmikfjället	(Sahlbom.) desgl., S. 52. (N:o IV.)
C	Granulit	Stekenjokk	(Assarsson.) desgl., S. 55. (N:o III.)
D	Granulit	Rainesfjället	(Sahlbom.) desgl., S. 59. (N:o VI.)
E	Gebändeter Granulit	Sippmikfjället	(Sahlbom.) desgl., S. 52. (N:o V.)
F	Gebändeter Granulit	Sippmikfjället	(Sahlbom.) desgl., S. 59. (N:o VII.)
G	Eruptiver Quarzit	Rainesfjället	(Sahlbom.) desgl., S. 60. (N:o VIII.)
[K	Granit*	Måskotjåkko, Stora Sjöfallet	(H. Santesson.) P. J. Holmquist, Bull. Geol. Inst. Upsala, VII (1905), S. 256]
[L	Granit*	Pålnotjåkko, Lappland	(H. Santesson.) D:o, S. 256]
M	Granit	Västerbotten	P. Quensel; eine künftige Beschreibung
N	Trondhjemit	Västerbotten	P. Quensel; desgl.
O	Migmatit	Borkafjäll, Västerbotten	P. Quensel; desgl.
VIII	Amphibol-Biotit-Magnetit-Migmatit (Intrusivgang)	Durjentjåkko, S. Storfjället	Dieser Arbeit, S. 162
IX	Albitgranit (Helsinkit)	In der Nähe des Skidträsk, S. Storfjället	Dieser Arbeit, S. 145
X	Albitgranit (Helsinkit) mit assimiliertem Kalkphyllitmaterial	Gillemustjåkko, S. Storfjället	Dieser Arbeit, S. 146
XI	Albitgranit (Helsinkit)	Rikarjaure, N. Storfjället	Dieser Arbeit, S. 146
		Eruptivgesteine aus dem Routevaregebiet; für Oberdirektor D:r A. Gavelin analysiert, und freundlichst zur Verfügung gestellt.	
R_1	Gabbro	Die NO-Seite von Vallivare, OSO von Karvek	
R_2	Anorthosit	SO-liche Vallats	
R_3	Anorthosit, metamorphosiert	Routevare	(Publiziert G. F. F. 1893, S. 52.)
R_4	Hornblendegabbro		(Publiziert G. F. F. 1893, S. 52.)
R_5	Olivinstein	Die NW-Seite von Routevare	
R_6	Amphibolit	SSW von Vallats	
R_7	Gabbro (sehr basisch; magnetitreich)	Höchste Gipfel von Tjårro	
R_8	Gabbro	Vallats	
R_9	Granit. Ganggestein	Karvek	
R_{10}	Granit	O. von Anujaure	
R_{11}	Ganggestein	»Vilma», Vallats	
R_{12}	Ganggestein	»Prometeus»	
R_{13}	Syenit	Vallivare	
R_{14}	Syenit	Anujaure	
R_{15}	Syenit	W von Tjårrak	
R_{16}	Dunkles Ganggestein	Hanna, Vallats	
R_{17}	Magnetit-Ilmenit-Korundit	Borrloch N:o 2	
R_{18}	Magnetitspinellit	»Hermelins Wand»	

* Sehr wahrscheinlich arkäisch.

Nr.	Gesteinsbezeichnung	Lokal	Analytiker ( ) und Autor
R_{19}	Apatitreicher Magnetitolivinit	NO-Seite von Vallivare	
R_{20}	Magnetitspinellit	»Hermelins Wand»	(Publ. G. F. F. 1893, S. 49.)
		Kaledonische Effusive.	
		A. Schwedische, in diesem Arbeit publiziert.	
I	Uralitporphyrit,	Gabbi, N. Storfjället	
II	Massförmiger Amphibolit (Mandelstein)	Råbmetjåkko, S. Storfjället	
III	Saurer, quarzführender Uralitporphyrit	N. von Durjenjokk, S. Storfjället	
IV	Plagioklas-Quarz-Felsophyr	Mortotjåkko, S. Storfjället	
V	Biotitreicher Quarzkeratophyr	Mortotjåkko, S. Storfjället	
VI	Quarzkeratophyr, m. Biotit u. Magnetit	Mortotjåkko, S. Storfjället	
VII	Quarzkeratophyr, m. Magnetit	Mortotjåkko, S. Storfjället	
		B. Norwegische.	
1	Pillowlava	Hage-Bro, Stören, Trondhjemgebiet	(Röer.) Goldschmidt, Geol.-petr. Studien IV: Eruptivgesteine zw. Stavanger und Trondhjem, S. 15
2	Pillowlava, variolitisch	Lökken-Grube, d:o	(Röer.), desgl., S. 15
3	Amphibolschiefer	Naversnes, Finnö, Stavangergebiet	(Röer), desgl., S. 15
4	Hellgrüner bis graulicher Grünstein	Nördl. von Frilsjöen, Trondhjem-Gebiet	(Sahlbom), Carstens, Die unterordovicische Vulkanhorisont in dem Trondhjem-Gebiet. N. G. T. Bd VII, S. 195
5	Dunkelgrüner Grünstein	Björnlivand, Lökken, d:o	(Sahlbom), desgl., S. 198
6	Chloritgrünschiefer	Dragset, d:o	(Sahlbom), desgl., S. 202
7	Chloritgrünschiefer	Skjödstift, d:o	(Sahlbom), desgl., S. 204
8	Effusiver Grünstein	Gynnelfjeld, Rennebu, d:o	(Hauan), Kjerulf, Om Trondhjems Stifts Geologi. Nyt Mag. f. Naturvid. Bd 18 (1871), S. 48
9	Plagioklasuralitporphyrit	Smölen	(M. Räder), Carstens, D. unterordovic. Vulkanismus auf Smölen. Vid. Selsk. Skr. I Klasse 1924, N:o 19, S. 17
10	Plagioklasporphyrit	Smölen	(M. Räder), desgl., S. 20
11	Effusiver Grünstein	Tviberg	(Vindenes), N. H. Kolderup, Berg. Mus. Aarbog 1920—21, N:o 5, S. 25
14	»Albitporphyrit» (= Keratophyr)	Kong Oscars Malmfelt, Sulitelma	(Mauzelius), Th. Vogt, Sulitelmafeltets geologi og petrografi, S. 246. (N:o IX.)
		C. Britische Spilite und Keratophyre.	
S 1	Ordovicischer Spilit	Treggidon, Cornwall	Mem. of Geol. Survey of Great Britain, Expl. of Sheet 359: The Geology of Lizard and Meneage, S. 185
S 2	Ordovicischer Spilit	Mullion Island, Cornwall	desgl., S. 185

Nr.	Gesteins-bezeichnung	Lokal	Analytiker ( ) und Autor
S 3	Ordovicischer Spilit	Gatelockside, Scotland	Zitiert, desgl., S. 185
K_1	Ordovic. Keratophyr	Trevennen, Gorran, Cornwall	Zitiert, desgl., S. 187
S 4	Prekambrischer Spilit	Newborough Dunes	Mem. of Geol. Survey of Great Britain: Geology of Anglesey, S. 74
S 5	Prekambrischer Spilit (variolitisch)	Amlwch	desgl., S. 55
S 6	Pillowlava	Crinan Lock, Ardifuar	Mem. of Geol. Survey of Scotland 36: Geol. of the seabord of Mid Argyll, S. 55
S 7	Diabasischer (ophitischer) Spilit (nicht pillowstr.)	NO von Ardifuar	desgl., S. 55
S 8	Unterste Pillowlava	Tayvallich-Halbinsel, Argyllshire	desgl., S 55
S 9	Devonische Pillowlava	Devonport, Devonshire	Mem. Geol. Surv. Great Britain 348: The Geol. of Plymouth and Liskeard, S. 97
K_2	»Natron-Rhyolith»	W. Seite von Skomer Island	Zitiert Geol. Mag. 1911, S. 209 (Davy & Flett)
K_3	»Natronfelsit»	Dinas Head Rock, N. Cornwall	Geol. Mag. 1895, S. 19
S 10	Devonischer Spilit	Chipley Quarry, Bickington	Mem. Geol. Surv. Great Brit. 339: Geol. of Newton Abbot (1913), S. 56
S 11	Devonischer Albitdiabas	Trusham Station, Quarry, Devonshire	desgl., S 62
K_5	»Natrontrachyt»	Skomer Islands, Wales	H. H. Thomas, The Skomer Volcanic Series. Quart. Journ. Geol. Sc. 67 (1911)
		Sonstige Gesteinsanalysen.	
1	Spilitische Lava	Solomen, W. Ufer von Onega-See	(P. Eskola), P. Eskola, The min. dev. of basic Rocks in the Karelian Formations. Fennia 75, N:o 19, S. 13
2	Intrusiver Spilit	Kendjärvi, Olonez	(P. Eskola), desgl., S. 19
3	Intrusiver Spilit (ophitisch)	Kulmuksa, Olonez	(P. Eskola), desgl., S. 24
4	Granophyrischer Albit-Hornblende-Gestein	Kuusniemi, Jängärvi, Olonez	(P. Eskola), desgl., S. 33
5	Hornblende-Albit-Epidot-Gestein	Perttilahenvaara, Paadane, Olonez	(P. Eskola), desgl., S. 39
1	Kirunagrünstein (effusiver Spilit)	Hügel 1, S. von der Eisenbahn, Kirunagebiet	(Sahlbom), N. Sundius, Beitr. zur Geologie des südl. Teils des Kirunagebiets (Analysenn:r III), S. 63
2	D:o	Südöstliche Böschung des Pahtosvaara, Kirunageb.	(G. Nyblom.) desgl., (Analysenn:r IV), S. 63
3	Albitisierter Diabas (intrusiv)	Valkeasipivaara, Kirunagebiet	(Sahlbom) desgl., (Analysenn:r V), S. 63
4	Kirunagrünstein (effusiver Spilit)	Zw. Kurravaara und Pikku Mäntyvaara, Kirunagebiet	(G. Nyblom) desgl., (Analysenn:r VI), S. 63
a	Mittelzusammensetzung der Basalte (nach Daly)		Washington & Keyes, Am. Journ. of Science, Vol. XII (1926), S. 351
b	Mittelzusammensetzung von 11 Deccanbasalten (= Plataubasalttypus)		desgl., S. 351
c	Mittelzusammensetzung von 56 Hawaiilaven		desgl., S. 351
d	Mittelzusammensetzung von 16 Laven von Leeward Islands		desgl., S. 351

Analysen-

Eruptivgesteins-

Eruptivgesteins-analyse N:r.	I	II	III	IV	V
Analyse N:r	3	5	6	7	10
SiO_2	49.10	47.47	63.39	76.58	76.80
TiO_2	0.94	2.50	0.50	0.15	0.25
Al_2O_3	15.47	16.19	12.99	13.09	11.87
Fe_2O_3	2.13	1.25	0.57	0.56	0:48
FeO	7.43	8.03	2.04	0.68	1.66
MnO	Sp	0.019	0.06	0.03	0.04
MgO	8.17	7.43	2.50	0.22	0.21
CaO	10.81	9.34	9.53	3.59	0.20
BaO	—	—	—	0.00	0.02
Na_2O	2.78	4.36	3.23	3.63	3.75
K_2O	0.75	0.41	0.63	0.48	4.03
P_2O_5	0.04	—	0.15	0.06	0.03
CO_2	0.21	1.37	3.80	0.09	0.01
H_2O+ 110	1.83	1.79	0.83	+ 100 0.83	+ 100 0.49
H_2O- 110	0.16	0.02	—	—	—
	99.82	100.18	100.22	99.99	99.84
Sp. Gew.	3.01			2.73	2.66

N:r I (3) (S. 69). Uralitporphyrit, Gabbi, Norra Storfjället. (Blix.)

N:r II (5) (S. 76). Nichtporphyrischer effusiver Amphibolit (Mandelstein), Råbmetjåkko, S. Storfjället. (Blix.)

N:r III (6) (S. 78). Saurer, quarzführender Uralitporphyrit, N. von Durjenjokk, S. Storfjället. (Blix.)

N:r IV (7) (S. 79). Plagioklas-Quarzfelsophyr, Mortotjåkko, S. Storfjället. (Assarsson.)

N:r V (10) (S. 93). Biotitreicher mikroklinführender Quarzkeratophyr. Tal n. vom Mortotjåkko, S. Storfjället. (Assarsson).

N:r VI (8) (S. 91). Quarzkeratophyr mit Biotit u. Magnetit. Tal n. vom Mortotjåkko, S. Storfjället. (Bygdén.)

[1] Bei der Analysenberechnung sind v. Eckermanns trefflichen Tabellen (Molecular Proportions, richtige Molekulargewichte berechnet sind, habe ich die Molekularzahlen für SiO_2 mit 0.4 %, für und Al_2O_3 = 79.90 entsprechen; die letzten offiziellen Werten sind SiO_2 = 60.06 und Al_2O_3 = 79.90;

tabellen.[1]

analysen.

VI	VII	VIII	IX	X	XI
8	9	19	15	16	17
74.97	80.83	57.88	78.84	72.43	—
0.43	0.36	1.65	0.12	—	—
12.09	10.13	15.67	12.00	9.06	—
2.31	0.79	1.79	0.33	2.88	—
1.27	0.95	6.13	0.73	1.67	—
0.04	Sp.	0.036	0.015	—	—
0.33	0.07	3.59	0.17	0.26	—
0.81	0.27	5.65	0.53	3.98	0.48
0.02	—	—	—	—	—
6.48	5.61	3.65	6.22	3.89	6.18
0.54	0.44	1.90	0.61	1.52	0.62
0.14	Nichts	0.18	Nichts	—	—
0.26	0.03	—	0.023	3.50	0.014
0.22	+ 105 0.48	1.93	+ 105 0.47	0.72	—
—	—	0.06	—	0.04	—
99.91	99.96	100.12	100.06	99.95	7.294
2.69		2.90			

N:r VII (9) (S. 92). Quarzkeratophyr mit Magnetit. Tal n. vom Mortotjåkko, S. Storfjället. (Blix.)

N:r VIII (19) (S. 162). Amphibol-Biotit-Magnetit-Migmatit (Helsinkit). Intrusivgang. Durjentjåkko, S. Storfjället. (Blix.)

N:r IX (15) (S. 145). Albitgranit (Helsinkit), von dem Hauptintrusion. Skidträsk, S. Storfjället. (Blix.)

N:r X (16) (S. 146). Albitgranit (Helsinkit) mit assimiliertem Kalkphyllitmaterial. Gillemustjåkko, S. Storfjället. (Blix.)

N:r XI (17) (S. 146). Albitgranit (Helsinkit). Rikarjaure, Nedre Ältsvattnet, Norra Storfjället. (Blix.)

Uppsala 1925) benutzt. Weil aber die Molekularwerte von SiO_2 und Al_2O_3 auf ältere, nicht genau Al_2O_3 mit 0.25 (= $^1/_4$) % erhöht, wodurch die Molekularzahlen die Molekulargewichte SiO_2 = 60.05 durch diese einfache Umrechnung wird somit die Übereinstimmung sehr genau.

Mineralanalysen.

	Amphibolanalyse N:r				Chloritanalyse N:r		Sericit
	I	II	III	IV	1	2	
Mineralanalyse N:r . . .	1	2	3	6	4	7	5
Analyse N:r	2	4	11	18	13	20	14
SiO_2	50.59	46.70	44.92	41.96	25.07	24.22	47.12
TiO_2	0.68	1.00	0.83	1.31	0.30	0.03	0.32
Al_2O_3	7.16	10.32	15.26	12.95	21.33	19.01	30.24
Fe_2O_3	1.64	2.01	4.08	6.65	6.90	6.61	2.53
FeO	8.04	10.01	9.57	13.34	27.19	30.88	2.51
MnO	Sp	Sp	0.064	0.081	0.17	0.47	0.02
MgO.	14.46	13.35	8.67	7.41	8.45	8.10	1.80
CaO	12.63	11.75	10.86	10.50	0.44	Nichts	Nichts
BaO	—	—	—	—	—	—	0.27
Na_2O	1.33	2.81	2.45	3.75	0.24	0.03	0.73
K_2O	0.17	0.53	0.50	0.62	0.49	0.02	9.66
H_2O+	3.47	1.82	2.81	1.40	9.38	10.77	4.91
H^2O-	—	—	—	—	—	—	—
	100.17	100.30	100.01*	99.97*	99.96*	100.14	100.11
Sp. Gew.	3.11	3.16	3.109	3.283	3.05	3.11	2.85

* = Die Analyse ist nach gewissen Abzügen auf 100.00 berechnet.

Mineralanalyse N:r

1. (S. 64.) Amphibol I. Einsprenglingsuralit aus Uralitporphyrit. Gabbi, N. Storfjället. (Blix.)
2. (S. 73). Amphibol II. Hornblende aus feinkörnigem effusivem Amphibolit (Mandelstein). Gabbi, N. Storfjället. (Blix.)
3. (S. 97.) Amphibol III. Blaugrünliche Hornblende aus Amphiboltuff. Mortotjåkko, S. Storfjället. (Blix.)
6. (S. 158.) Amphibol IV. Garbiger, blauer, hastingsitischer Amphibol aus Garbenmigmatit. Ristjåkko, S. Storfjället. (Blix.)
4. (S. 134.) Chlorit I. Chlorit aus Chlorit-Sericitphyllit. Gillemustjåkko, S. Storfjället. (Bygdén.)
7. (S. 171.) Chlorit 2. Monomineralisches Chloritgestein (Spaltenfüllung). Mortotjåkko, S. Storfjället. (Bygdén.)
5. (S. 135.) Sericit, aus demselben Chlorit-Sericitphyllit wie bei Chlorit 1. Gillemustjåkko, S. Storfjället. (Bygdén.)

Kalksteinsanalysen.

	Kalksteinsanalyse N:r			
	I	II		III
	1	21	Mol. Prop. × 10000	12
CO_2	43.87*	43.41	9885	29.21*
CaO	55.39	54.25	9672	34.26
MgO	0.42	1.10	273	10.41
FeO	0.047	1.55	216	3.72
$C + H_2O$	—	—		13.57
Unlöslich (berechnet)	0.27	—		8.80
	100.00	100.31		99.97

* = Glühverlust.

Kalksteinsanalyse I. (S. 55.) Weisser Marmor aus dem unteren Marmorhorizont. Tjårrovajajokk, S. Storfjället. (Blix.)

Kalksteinsanalyse II. (Sollte auf S. 78 eingeführt sein; siehe auch S. 64.) Mandelausfüllung in leukokratem Uralitporphyrit mit sehr grossen Blasenräumen. Mortotjåkko, S. Storfjället. (Blix.)

Kalksteinsanalyse III. (S. 113.) Schwarzer, dichter, kohlenreicher Marmor in der Mesketformation. Gillemustjåkko, S. Storfjället. (Dahlberg.)

Bemerkungen zu der Karte und den Profilen.

Es muss hervorgehoben werden, dass die Karte hauptsächlich eine *petrographische Karte* ist, in welcher die verschiedenen Gesteinstypen in so hohem Masse wie möglich geschieden worden sind. Die Gesteinstypen, die in verschiedenen Formationen auftreten, haben also im allgemeinen dieselbe Bezeichnung erhalten. Für ein Gebiet, wo die Stratigraphie wegen Mangels an Fossilien sich nur auf petrographische Verschiedenheiten stützt, ist dies auch sicher das Richtige. Dadurch wird aber das stratigraphische Kartenbild weniger einfach und deutlich, weshalb einige erläuternde Worte berechtigt erscheinen.

Auch sind verschiedene Farben für die Gesteine in Amphibolit-(Biotit-) und in Chloritschieferfazies verwendet worden. Somit ist die Karte, auch eine (unvollständige) Metamorphosenkarte. Für die Mesketformation tritt dieser Unterschied am stärksten hervor.

Braune Grundfarbe, in verschiedener Stärke und mit oder ohne Agglomeratzeichen, bezeichnet *die Mesketformation* (nebst dem kleinen Effusivhorizont über dem unteren Marmor) *in Amphibolitfazies*.

Grüne Grundfarbe bezeichnet die entsprechenden Gesteine (also vor allem *die Mesketformation*) *in Chloritschieferfazies*.

Für die *Tonschieferphyllite* ist dagegen dieselbe *gelbgrüne* Farbe benutzt worden, *sowohl in Chlorit- als in Biotitschieferfazies*, weil der Unterschied makroskopisch wenig hervortritt.

Als *Quarzitfarbe* ist die *gelbe Grundfarbe* zur Verwendung gekommen. *Reingelb* bedeutet hauptsächlich die *obere Quarzitformation*, aber auch den weissen Quarzit in der Mesketformation, was aus ihren Lagen hervorgeht.

Es erscheint vielleicht merkwürdig, dass sowohl die untere als die obere Quarzitformation in der nördlichen Umbiegung plötzlich durch Tonschieferphyllit ersetzt werden. Teils ist aber ein sedimentärer Fazieswechsel vorhanden, indem sowohl die untere als die obere Quarzitformation von dem zentralsten Teil des S. Storfjället ab immer mehr tonbetont werden, teils ist der Quarzitcharakter durch den höheren Metamorphosengrad verschärft. *Ausserhalb des Zentralgebiets sind sowohl die untere als die obere Quarzitformation hauptsächlich tonschieferphyllitisch und mit der Tonschieferphyllitfarbe bezeichnet.*

Es ist selbstverständlich, dass sowohl die primäre sedimentäre Faziesveränderung derselben Formation als die Veränderung von Amphibolit- bzw. Biotit- zu Chloritschieferfazies nur allmählich vor sich geht. Aus reproduktionstechnischen Gründen sind aber die Übergänge auf der Karte nicht vertonend, sondern scharf gehalten.

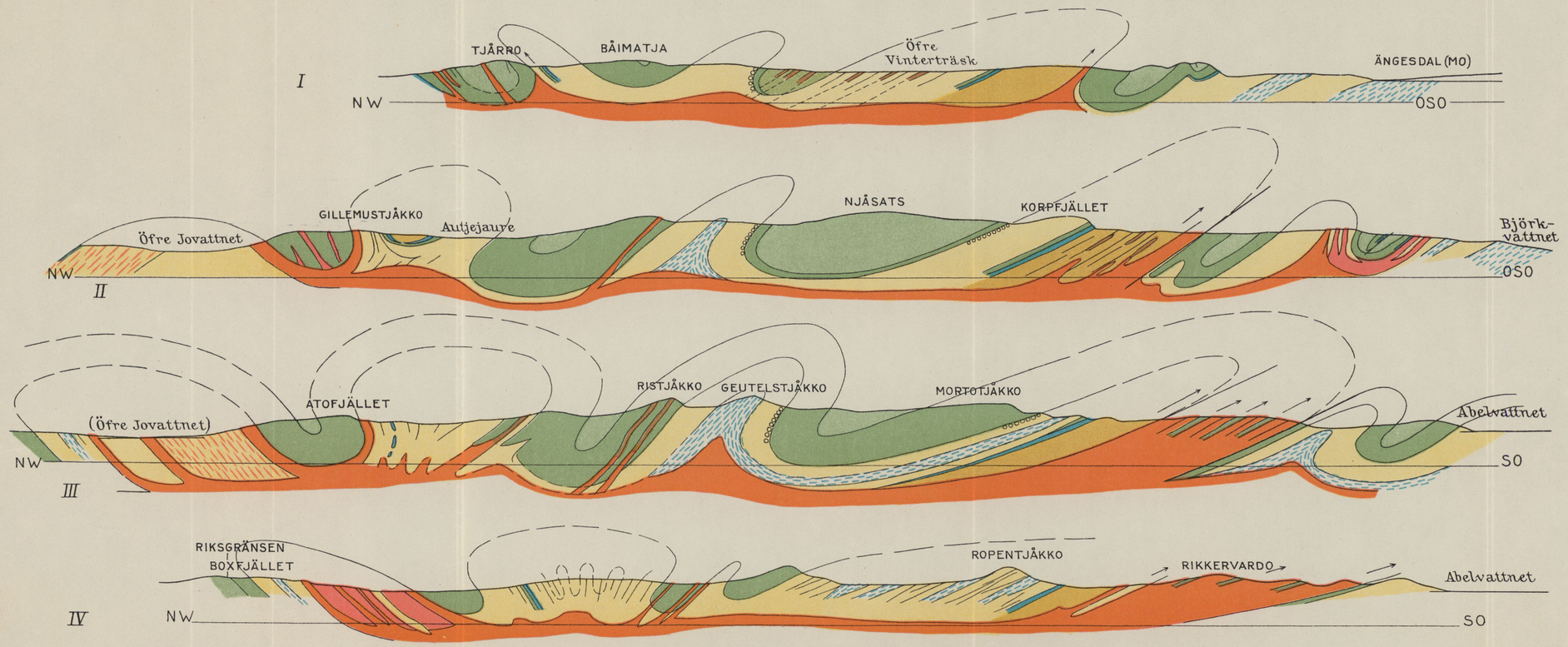
Für *die Profile* dagegen ist, der Übersichtlichkeit wegen, ein vereinfachtes Farbenschema benutzt worden, ohne Unterschied zwischen den verschiedenen Metamorphosenstufen. Die Aufteilung ist hier hauptsächlich *stratigraphisch*.

Errata.

S. 9, Zeile 9 von unten: anstatt »III b» lies »Zuunterst».
S. 22, unterster Absatz, Z. 2 von oben: anstatt »Tjårronjaure» lies »Tjårrovajajokk».
S. 35, Z. 2 von unten: anstatt »Oberflächen» lies »Flächen».
S. 188, Z. 7 von unten: Anstatt »Lateralbildungen» lies »Litoralbildungen».
S. 206, Z. 4 von oben: anstatt »eutektische» lies »kritische».
S. 225, Z. 14 von oben: anstatt »$Si_{53}Femca_{47}$» lies »$Si_{47}Femca_{53}$».
S. 251, 294, 295, 296, 302, 308, in der Figurerklärung: anstatt »Effusive vom S. Storfjället» lies »Effusive vom S. und N. Storfjället».
S. 255. Der erste Absatz soll den folgenden Wortlaut haben:
Diese statistisch konstatierte Entwicklungslinie entspricht der von Bowen für das vereinfachte System Diopsid-Anorthit-Albit experimentell festgestellten eutektoiden Linie, in das Fem-Ca-Alk-Dreieck umgerechnet, und hat einen dieser Linie entsprechenden Verlauf, nur dass die komplexe Zusammensetzung[1] und besonders der *Eisengehalt der femischen Komponente* eine Verschiebung des Eutektikums Fem: An und dann auch der Tieflinie der Liquidusfläche, nach vermehrtem Fem-Gehalt hin verursacht hat.
S. 258, in der Figur: anstatt »+ 6 $^1/_3$ %» lies »+ 6 %».
S. 268, 3. Absatz, Z. 1 von oben: anstatt »sichtlich» lies »wahrscheinlich».
S. 311, Z. 7 von unten: anstatt »sit» lies »ist».
S. 320, Z. 15 von oben: anstatt »Metalsilikat» lies »Metasilikat».
S. 330, unterste Zeile: der Zahl 79.90 soll an beiden Stellen 101.94 sein.

[1] Der Diopsid wird teilweise durch beinahe CaO-freie Komponenten (Olivin, rhombischer Pyroxen; Biotit) und auch relativ CaO-arme (Hornblende) ersetzt.

GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DAS SÖDRA STORFJÄLLET VON G. BESKOW 1924-26



Erläuterungen:

- Granit
- Eruptiver Quarzit
- Migmatite
- Effusive der Mesketformation
- Tuffe der Mesketformation
- Quarzit und Tonschieferphyllit der oberen Quarzitformation
- Kalkquarzit (Kalksandstein)
- Die untere Quarzitformation
- Marmor-Kalkstein
- Konglomerat

Die dünnen horizontalen Linien entsprechen dem Meeresniveau.

Maßstab der Höhe und Länge
1 : 75 000
0 1 2 3 4 km

A.-B. KARTOGRAFISKA INSTITUTET Centraltryckeriet, Stockholm 1928

Maßstab 1:75000

0 1 2 3 4 5 km

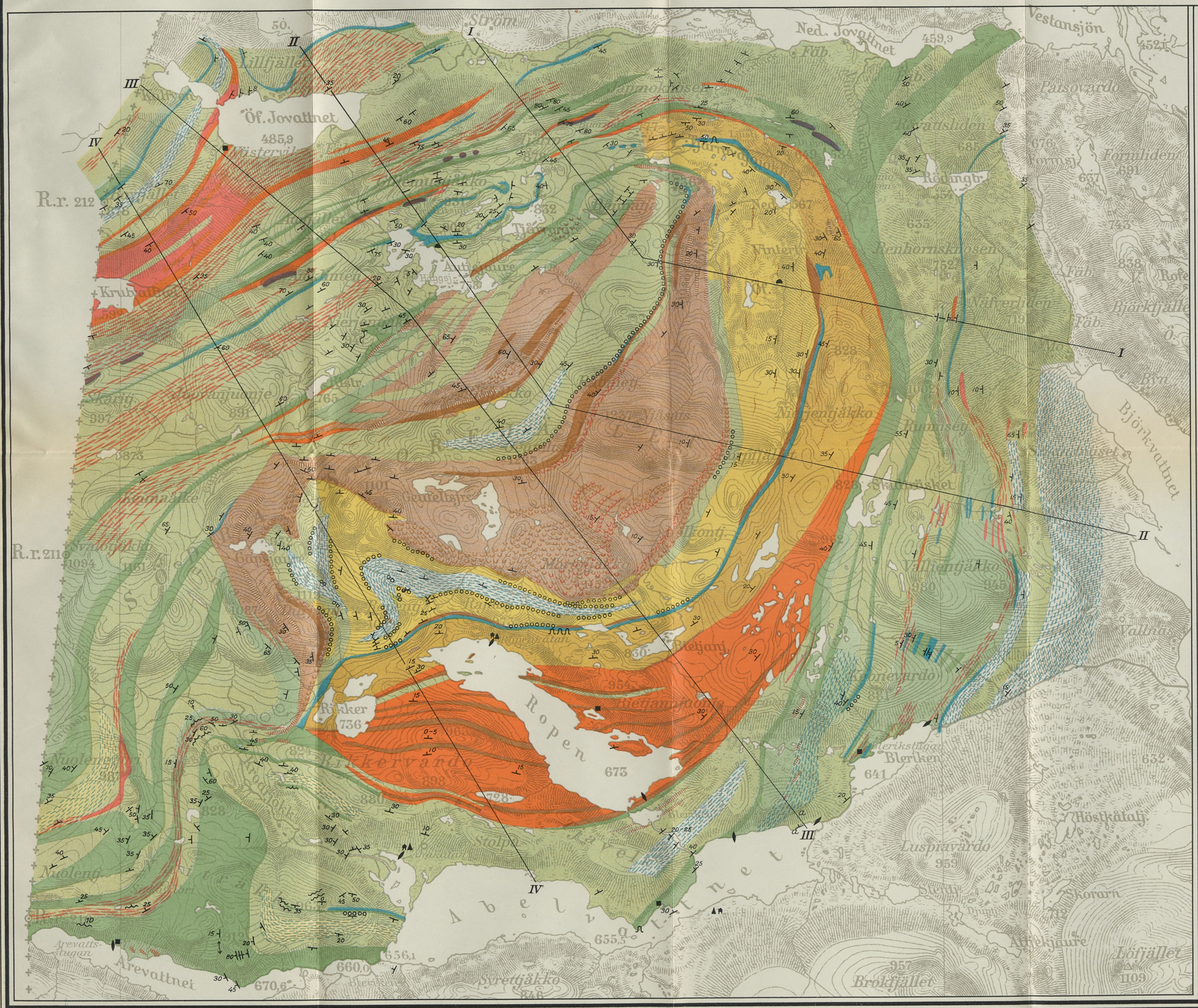
GEOLOGISCHE KARTE DES

SÖDRA STORFJÄLLET

IM SÜDLICHEN LAPPLAND, SCHWEDEN

Aufgenommen 1924-26 von G. BESKOW

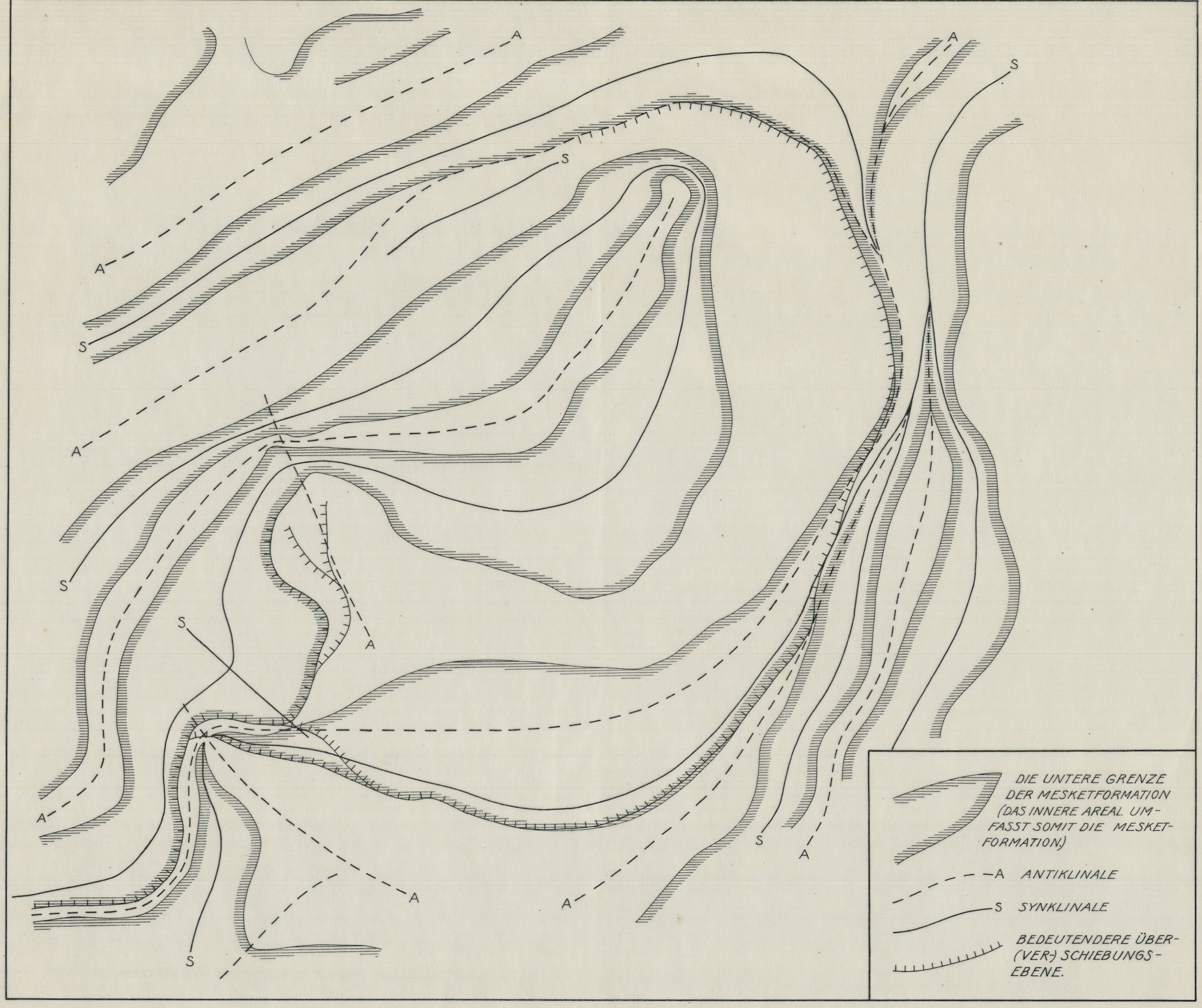
Die geologische Kartierung ist auf einer Vergrösserung im Maßstabe 1:50000 des Konzeptes zu der topographischen Karte von Nordschweden aufgenommen.



Erläuterungen:

- Peridotit
- Granit
- Eruptiver Quarzit
- „ „ aderförmige Durchtränkung
- Basische Migmatite
- Kleinere Gänge von basischen Migmatiten zahlreich vorkommend
- Basische Effusive in Amphibolitfazies
- Tuffe in Amphibolit-Biotitschieferfazies
- Basische Effusive nebst reineren Tuffen in Chloritschieferfazies
- Tuffoide oder unbestimmte Mesketgesteine in Chloritschieferfazies
- Tonschieferphyllite
- Jüngere Quarzite bis Quarzitschiefern
- Kalkquarzit (Kalksandstein)
- Kalkphyllite in der Mesketformation. Kalkreiche, meistens grünliche chloritreiche Tuffoide.
- Kalkphyllite in der oberen Quarzitformation (den Kalksandstein äquivalierend). Meistens grau
- Marmor-Kalkstein
- Die untere Quarzitformation
- Basische Agglomerate
- Keratophyragglomerate
- Tuffbreccie
- Konglomerat
- 30 Streichen und Fallen (30°)
- „ „ „ mit starker Querfaltung
- Grotte
- II Profillinie
- Hütte
- Kleine Erdhütte
- Lappen-Hütte ("Kåta")
- Pfahl-Boden (dem Lappväsendet zugehörig)
- Kahn stelle

A.-B. KARTOGRAFISKA INSTITUTET Centraltryckeriet, Stockholm 1929


A
S
DIE UNTERE GRENZE DER MESKETFORMATION (DAS INNERE AREAL UMFASST SOMIT DIE MESKETFORMATION.)
A ANTIKLINALE
S SYNKLINALE
BEDEUTENDERE ÜBER- (VER-) SCHIEBUNGS- EBENE.

Maßstab 1:75000

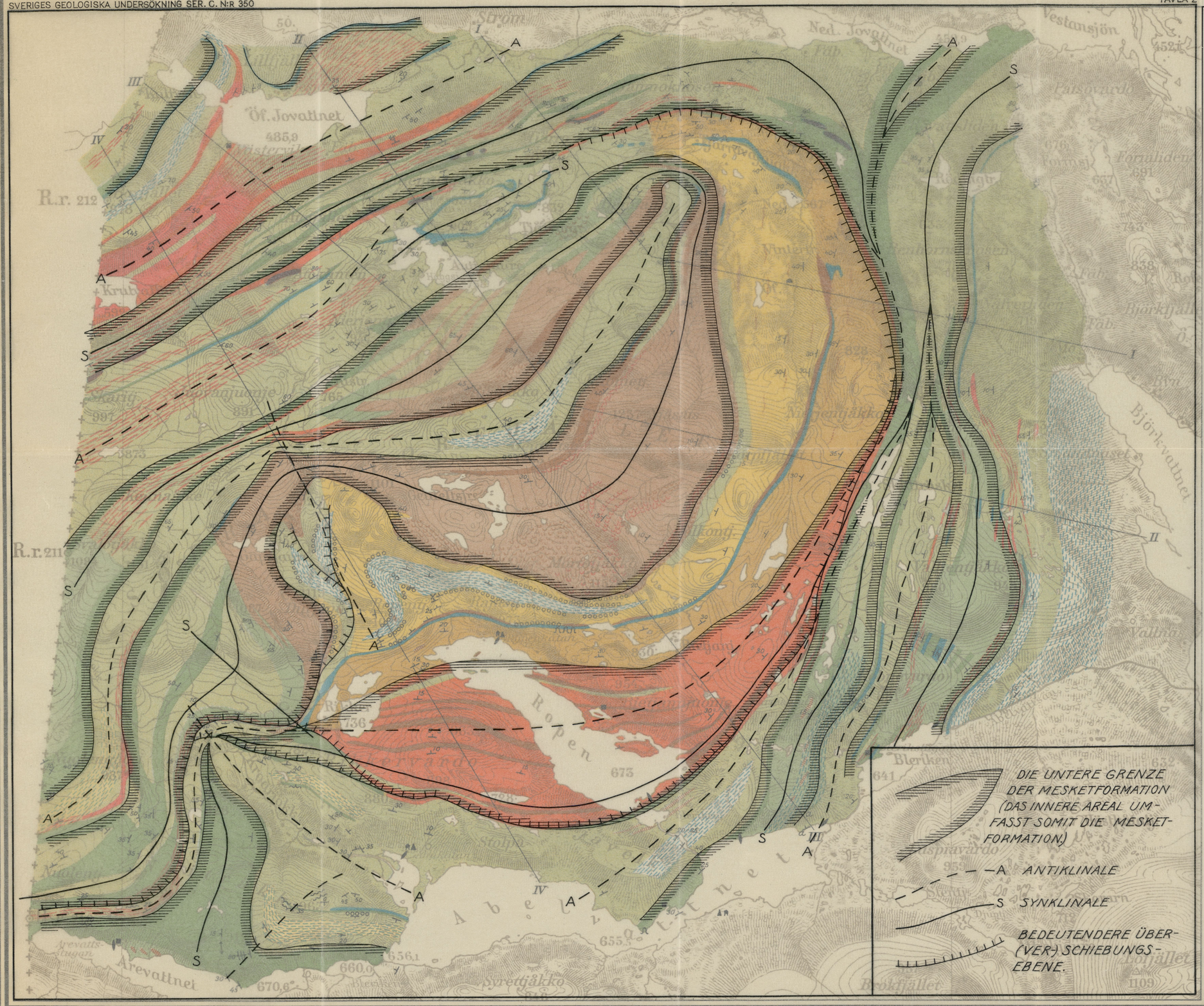
0 1 2 3 4 5 km

GEOLOGISCHE KARTE DES
SÖDRA STORFJÄLLET
IM SÜDLICHEN LAPPLAND, SCHWEDEN
Aufgenommen 1924-26 von G. BESKOW

Die geologische Kartierung ist auf einer Vergrösserung im Maßstabe 1:50000 des Konzeptes zu der topographischen Karte von Nordschweden aufgenommen.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING SER. C. N:R 350

TAVLA 2



Erläuterungen:

- Peridotit
- Granit
- Eruptiver Quarzit
- „ „ aderförmige Durchtränkung
- Basische Migmatite
- Kleinere Gänge von basischen Migmatiten zahlreich vorkommend
- Basische Effusive in Amphibolitfazies
- Tuffe in Amphibolit-Biotitschieferfazies
- Basische Effusive nebst reineren Tuffen in Chloritschieferfazies
- Tuffoide oder unbestimmte Mesketgesteine in Chloritschieferfazies
- Tonschieferphyllite
- Jüngere Quarzite bis Quarzitschiefern
- Kalkquarzit (Kalksandstein)
- Kalkphyllite in der Mesketformation. Kalkreiche, meistens grünliche chloritreiche Tuffoide.
- Kalkphyllite in der oberen Quarzitformation (den Kalksandstein äquivalierend). Meistens grau
- Marmor-Kalkstein
- Die untere Quarzitformation
- Basische Agglomerate
- Keratophyragglomerate
- Tuffbreccie
- Konglomerat
- Streichen und Fallen (30°)
- „ „ „ mit starker Querfaltung
- Grotte
- II Profillinie
- Hütte
- Kleine Erdhütte
- Lappen-Hütte ("Kåta")
- Pfahl-Boden (dem Lappväsendet zugehörig)
- Kahn stelle

A.-B. KARTOGRAFISKA INSTITUTET Centraltryckeriet, Stockholm 1929

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

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

			Pris kr.
N:o	121	*Skövde* av H. Munthe, A. H. Westergård och G. Lundqvist. 2 uppl. 1928	4,00
»	156	*Ronehamn* av H. Munthe, J. E. Hede och L. von Post 1925 . . .	4,00
»	157	*Skrikerum* av R. Sandegren och N. Sundius 1926	4,00
»	158	*Valdemarsvik* av R. Sandegren och N. Sundius 1928	4,00
»	159	*Gusum* av B. Asklund, G. Ekström och G. Assarsson 1928 . . .	4,00
»	160	*Klintehamn* av H. Munthe, J. E. Hede och G. Lundqvist 1927 .	4,00
»	161	*Gotska Sandön* av Henr. Munthe 1924	2,00
»	162	*Karlsborg* av A. H. Westergård, H. E. Johansson och N. Willén 1926	4,00
»	163	*Mariestad* av A. H. Westergård, A. Högbom och N. Willén 1925	4,00
»	164	*Hemse* av H. Munthe, J. E. Hede och L. von Post 1927	4,00
»	165	*Filipstad* av N. H. Magnusson och E. Granlund 1928	4,00
»	166	*Lurö* av R. Sandegren 1927	4,00
»	169	*Slite* av H. Munthe, J. E. Hede och G. Lundqvist 1928	4,00

Ser. Ba Översiktskartor.

N:o	11	Översiktskarta över Södra Sveriges myrmarker (Boggy ground in Southern Sweden). Efter de geologiska kartbladen utg. av S. G. U. 1 : 500 000. 1923. Med beskrivning av L. von Post 1927 . . .	6,00

Ser. C.

Årsbok 17 (1923).

N:o	320	Lundqvist, G., Limnisk diatoméockra och dess bildningsbetingelser. Zusammenfassung in deutscher Sprache. 1924	0,50
»	321	Geijer, P., Some Swedish occurrences of bornite and chalcocite. 1924	1,00
»	322	Högbom, A., Guldinmutningarna vid Älvsbyn. 1924	0,50
»	323	Lundqvist, G. och Thomasson, H., Sjön Lekvattnet i Värmland. En limnologisk orientering. Med en tavla. Zusammenfassung in deutscher Sprache. 1924	1,00
»	324	Geijer, P., Eulysitic iron ores in Northern Sweden. 1925	0,50
»	325	Asklund, B., Petrological studies in the neighbourhood of Stavsjö, at Kolmården. With one Plate. 1925	2,00
»	326	Geijer, P., Om några skiktade mangansilikatmalmer i Bergslagen. 1925	0,50
»	327	Sundberg, K., Lundberg, H. and Eklund, J., Electrical prospecting in Sweden. With 8 Plates. 1925	5,00
»	328	Högbom, A., Glacialgeologiska iakttagelser från Ångermanälvens källområde. Med 1 tavla. 1925	0,50

Årsbok 18 (1924).

»	329	Högbom, A., De geologiska förhållandena inom Stekenjokk-Remdalens malmtrakt. Med 3 tavlor. English summary. 1925	2,00
»	330	Lundqvist, G., Utvecklingshistoriska insjöstudier i Sydsverige. Med 3 tavlor. Zusammenfassung in deutscher Sprache. 1925	2,00
»	331	Munthe, H., Hede, J. E. och von Post, L., Gotlands geologi. En översikt. Med 9 tavlor. 1925	3,00
»	332	Johansson, S., Hydrogeologisk undersökning av ett leromräde vid Skara. Med 1 tavla. 1926	1,00
»	333	Tamm, O., Experimental studies on chemical processes in the formation of glacial clay. 1925	0,50

Årsbok 19 (1925).

»	334	Ekström, G. och Flodkvist, H., Hydrologiska undersökningar av åkerjord inom Örebro län. 1926	1,00
»	335	von Post, L. och Granlund, E., Södra Sveriges torvtillgångar 1. Med 15 tavlor. 1926	8,00
»	336	Sundius, N., On the differentiation of the alkalies in aplites and aplitic granites. 1926	1,00
»	337	von Post, L., Einige Aufgaben der regionalen Moorforschung. 1926 .	1,00
»	338	Geijer, P. och Magnusson, N. H., Mullmalmer i svenska järngruvor. With a summary: The occurrence of «soft ores» in Swedish iron mines. 1926	1,00
»	339	Caldenius, C. C:zon, Ravinbildningen i Gustavs. Med 3 tavlor. 1926	1,00

Pris kr.

Årsbok 20 (1926).

N:o 340 LUNDQVIST, G., Örträsket och dess tappningskatastrofer. Med 1 tavla. Zusammenfassung in deutscher Sprache. 1927 1,00
» 341 SAHLSTRÖM, K. E., Jordskalv i Sverige 1919—1925. Mit einem Resumee. 1 tavla. 1926 1,00
» 342 HÖRNER, N. G., Brattforsheden. Ett värmländskt randdeltekomplex och dess dyner. Med 2 tavlor. English summary. 1927 3,00
» 343 GEIJER, PER, Some mineral associations from the Norberg district. With analyses by ARTUR BYGDÉN. 1927 1,00
» 344 ASSARSSON, G., Ancylus- och Litorinagränser inom geol. kartbladet Gusum. Med en tavla. 1927 1,00
» 345 EKSTRÖM, G., Klassifikation av svenska åkerjordar. 1927 2,00

Årsbok 21 (1927).

» 346 MUNTHE, H., Studier över Ancylussjöns avlopp. Med 4 tavlor. Summary of contents. 1927 3,00
» 347 VON POST, L., Svea älvs geologiska tidsställning. En pollenanalytisk studie i Ancylustidens geografi. Med 2 tavlor. Efterskrift: Ancylustidens Göta älv. English summary: The geological age of the Svea river. 1928 3,00
» 348 SANTESSON, G., Undersökningar angående det senglaciala havets största utbredning inom Norrbottens län. Med 1 tavla. 1927 1,00
» 349 GRANLUND, E., Senglaciala strandlinjer och sediment i västra Bergslagen. Med en karta. 1928 1,00
» 350 BESKOW, G., Södra Storfjället im südlichen Lappland. Eine petrographische und geologische Studie im zentralen Teil des Skandinavischen Hochgebirges. Mit 2 Tafeln. 1929 5,00

Årsbok 22 (1928).

» 351 GEIJER, PER, Masugnsbyfältens geologi. Med en karta. Summary: Geology of the Iron Ore Fields at Masugnsbyn. 1929 1,00
» 352 JOHANSSON, S., Nyare jordarts- och markreaktionsundersökningar och deras betydelse för jordbruket. Med 2 tavlor. 1929 1,00
» 353 LUNDQVIST, G., Studier i Ölands myrmarker. Med 9 tavlor. Resumee in deutscher Sprache. 1928 3,00
» 354 ASKLUND, B., Kalirika bergarter inom södra och mellersta Sverige jämte en kort översikt av den svenska experimentverksamheten för framställning av kaligödselmedel. English summary. 1929 1,00
» 355 WESTERGÅRD, A. H., A deep boring through Middle and Lower Cambrian strata at Borgholm, Isle of Öland. 1929 1,00

Årsbok 23 (1929).

» 357 ASSARSSON, G., and SUNDIUS, N., On the constitution of hydrated Portland cement. With one Plate. 1929 0,50
» 358 MUNTHE, H., Några till den fennoskandiska geokronologien knutna frågor. 1929 0,50
» 359 SAHLSTRÖM, K. E., Förteckning över lodade sjöar i Sverige. 2. 1929 0,50

Ser. Ca Avhandlingar och uppsatser i 4:o.

N:o 13 MAGNUSSON, N. H., Nordmarks malmtrakt. Geologisk beskrivning. Summary: The Iron and Manganese ores of the Nordmark district. 1929 7,00
» 19 WEDEKIND, R., Die Zoantharia rugosa von Gotland (bes. Nordgotland). Nebst Bemerkungen zur Biostratigraphie des Gotlandium. Mit 30 Tafeln. 1927 8,00
» 20 GEIJER, PER, Stråssa och Blanka järnmalmsfält. Geologisk beskrivning. Med 5 tavlor. Summary: The Iron Ore Fields of Stråssa and Blanka. 1927 5,00

Distribueras genom *Generalstabens Litografiska Anstalt, Stockholm 8.*