MEDDELELSER OM GRØNLAND
UDGIVNE AF
KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND
BD. 95 · NR. 3

TREAARSEXPEDITIONEN TIL CHRISTIAN DEN X's LAND 1931-34
UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

ZUR GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE DER NORDOSTGRÖNLÄNDISCHEN BASALTFORMATION

II.

DIE SAUREN ERGUSSGESTEINE VON KAP FRANKLIN

VON

HELGE G. BACKLUND UND D. MALMQVIST

MIT 12 FIGUREN IM TEXT, 7 TAFELN, 1 GEOL. KARTE UND 2 DIAGRAMMEN

KØBENHAVN
C. A. REITZELS FORLAG
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S
1935

INHALT

Seite

Vorwort 5
Einleitung 8
I. Geologische Übersicht.
A. Allgemeines 11
B. Die Geologie der Sedimente 12
C. Die Magmatite des Uferabhangs und ihre gegenseitigen Beziehungen 15
D. Position des K. Franklin-Vulkanismus 20
II. Beschreibung der Gesteine.
A. Einige Bemerkungen betreffs der Untersuchungsmethoden der Gesteine 25
B. Einteilung der Gesteine 26
C. Struktur, Mineralbestand und chemische Zusammensetzung der Kap Franklingesteine 27
1. Quarzreiche Rhyolithe.
a) Vorkommen und makroskopisches Aussehen 27
b) Struktur und Mineralbestand 27
c) Chemische Zusammensetzung und Mineralzusammensetzung.. 32
d) Porosität 38
2. Sphärolithische Rhyolithe.
a) Vorkommen und makroskopisches Aussehen 39
b) Struktur und Mineralbestand 39
c) Texturelle Kennzeichen.
1. Bänderung 42
2. Sphärolithen 43
α) Grössere hohle Sphärolithen und komplexe Sphärolithen 46
β) Einfache Sphärolithen der ersten Generation 48
γ) Einige Gesichtspunkte zu der Entstehung der Spärolithen 50
d) Chemische Zusammensetzung und Mineralzusammensetzung.. 57
e) Porosität 59
3. Sanidinrhyolithe.
a) Vorkommen und makroskopisches Aussehen 59
b) Struktur, Textur und Mineralbestand.
1. Einzelbeschreibung der Gesteinstypen.
α) Weniger kalibetonte, teilweise spärolithische Sanidinrhyolithe westlich des Lagers 60
β) Kalibetonte Sanidinrhyolithe östlich des Lagerplatzes.. 63
2. Optische und volumetrische Bestimmungen an den Einsprenglingen der Sanidinrhyolithe 64
c) Chemische Zusammensetzung 66

4. Eruptionsbreccien. Seite
a) Vorkommen und makroskopisches Aussehen 68
b) Struktur und Mineralbestand 69
c) Chemische Zusammensetzung 72
III. Zusammenfassender Rückblick auf die Mineralparagenese der sauren Kap Franklin-Gesteine. Besprechung der Altersfolge vom Gesichtspunkt des Mineralbestands 74
IV. Zusammenfassender Rückblick auf den Chemismus der sauren Kap Franklin-Gesteine. Besprechung der Altersfolge von Gesichtspunkten der chemischen Zusammensetzung 77
Literatur 83

VORWORT

Das Problem des nordatlantischen Basaltgebiets hat seit Alters her die Aufmerksamkeit der Erdforschung auf sich gerichtet. Teils sind es die weiten Räume, die diese Basalte einnehmen, oder richtiger: einzunehmen scheinen, die das Intresse des Geologen fesseln; denn ihre sichtbare und wirklich beobachtete Ausbreitung steht weit hinter der extrapolierten zurück. Teils ist es ihr Auftreten in unmittelbarer Beziehung zu den verschiedentlichsten Formationen und Unterlagen — oft sogar ohne sichtbare Unterlage —, das den Tektoniker speziell intressiert. Teils ist es ihre (scheinbare?) Gruppierung ringsum die Skandik, die paläogeographische Konstruktionen veranlasst hat. Dann hat auch der scheinbar gemeinsame Beginn des nordatlantischen Vulkanismus — Wende der Kreide zum Tertiär — sowohl Stratigraphen wie Vulkanologen zu vielfachen Erörterungen den Stoff geliefert. Schliesslich ist es die scheinbare Einheitlichkeit und Einförmigkeit des geförderten Materials, die den Petrologen zum Aufstellen von einem besonderen Typus des Vulkanismus und des geförderten Materials bewogen hat. In dieser Hinsicht ist das Gebiet der Nordatlantik auch dem Geophysiker von nicht geringem Intresse, besonders weil wiederholt Versuche unternommen worden sind, die brito-arktische basaltische Provinz in eine zirkumpolare, oder einfach arktische Provinz zu erweitern, sowie für dieselbe gemeinsame und charakteristische petrochemische und genetische Merkmale zu ergründen.

In der voranstehenden Charakterisierung des nordatlantischen Basaltgebiets ist die Bezeichnung »scheinbar« gar zu oft angewandt worden. Das lässt darauf schliessen, dass es mit der Kenntnis des Gebiets nicht allzu einheitlich bestellt ist. Die grossen Parallelisierungen und Verallgemeinerungen von Süd nach Nord, von Ost nach West sind meist auf Basis von unvollkommen oder einseitig bekanntem Material, sowohl in tektonischer wie stratigraphischer und petrologischer Hinsicht, durchgeführt worden. Sie haben jedoch den Vorteil mit sich gebracht, dass sie immer zu neuen Untersuchungen angespornt haben. Die neuesten

Erfahrungen und Errungenschaften in einem Teilgebiet haben neue Forschungen und Nachkontroll in den anderen veranlasst, die Problemstellung erweitert und die lokalen Verhältnisse in den Vordergrund geschoben.

So sind es die neuesten Errungenschaften schottischer Geologen in dem nordbritischen Teilgebiet, die vollkommen neue Probleme gezeitigt haben. Dieses Teilgebiet, dessen Erforschung nunmehr zu einem gewissen Abschluss geführt worden ist, gehört damit zu den am besten bekannten, zugleich auch als Beispiel der grössten Mannigfaltigkeit vulkanmorphologischer, petrochemischer und vulkantektonischer Erscheinungen.

Weit hinter diesem Teilgebiet steht das nordöstliche Teilgebiet der Skandik zurück in was Mannigfaltigkeit betrifft: die Erforschung der (älteren) »Diabase«, Basalte und (jüngeren) Trachydolerite von Spitzbergen (und Franz Josef Land) ist ebenfalls zu einem vorläufigen Abschluss geführt worden, sodass die Analogien und Unterschiede dem nordbritischen Teilgebiet gegenüber vorläufig klargelegt worden sind.

Erst in lezter Zeit ist der Anfang gemacht worden, die bereits vor einem Menschenalter angedeuteten Variationsbreiten der isländischen Masseneruptionen älteren und jüngeren Datums erneut einer zeitgemässen, sachverständigen und allseitigen Untersuchung zu unterziehen. Bei der weiten Erstreckung des Eilandes hat dieser unter schweren Voraussetzungen operierende Anfang, obgleich er bereits überraschende Resultate gezeitigt, wenig Aussicht in absehbarer Zeit auch nur ein petrologisches Übersichtsbild des zeitlich stark gegliederten Vulkanismus zu gewinnen. Nach wie vor ist das Teilgebiet meistens ein Tummelplatz dilettantischer Versuche und unfruchtbarer Vorstudien. Es ist zu bedauern, dass keine systematisch-regionale Untersuchungen mit festem Programm dieses klassische Gebiet in Bearbeitung nehmen. Island ist das in petrologischer und magmatektonischer Hinsicht am wenigsten bekannte Teilgebiet der Nordatlantik. Auch in praktisch ökonomischer Hinsicht könnte eine systematische Untersuchung angedeuteter Art Resultate zeitigen. Die eingehendere Kenntnis der Basaltformationen der Färöer steht sogar derjenigen Islands nach.

Die Kenntnis der Gesteine Jan Mayens gibt bereits ein Bild von den petrogenetischen Beziehungen an Ort und Stelle und zu den weiter entfernten Teilgebieten. In jüngster Zeit sind seine Gesteine einer erneuten Aufmerksamkeit und Untersuchung unterworfen worden, sodass auch magmatektonische Erkenntnisse in Kürze das Bild ihres Werdeganges werden erweitern können.

Des öfteren sind von den hiermit aufgezählten Teilgebieten Parallelen und Schlüsse auf Ostgrönland gezogen worden. Dieses westlichste Teilgebiet war aber bis vor kurzem das am wenigsten bekannte

in dem Ring der Nordatlantik. Es existierte nur eine Analyse, über die Art des Auftretens wusste man nichts sicheres; nur das Alter war einigermassen gut fixiert und die Ausbreitung der Gesteine im Felde annähernd bekannt. Zufolge dieses Mangels konnte nicht mit Sicherkeit ausgesagt werden, ob die Basalte und ihr Gefolge, die von Kangerdluksuak südlich von Scoresbysund bis zur Kuhn Insel, mit einigen Unterbrechungen, hauptsächlich längs der äusseren Küste auftreten, petrologische Beziehungen zu ihrem geographischen Spiegelbild, den Basalten der Westküste, aufweisen, wie man es gern aus vermuteten tektonischen Gründen haben wollte. Vor kurzem hat eine Untersuchung einzelner Vertreter westgrönländischer Basalte die Existenz derartiger Beziehungen verneint.

Die genauere Charakterisierung dieses wichtigen Teilgebiets ist der Zweck der vorliegenden Abhandlung. Bereits in einem früheren Teil wurde der Versuch unternommen einige Glieder der basischen Reihe in ihrem Chemismus und ihrer Mise-en-place zu charakterisieren. Der vorliegende Teil macht desweiteren einen Versuch eine ähnliche Charakterisierung einiger kiselsäurereichen Vertreter derselben Reihe zu liefern. Es liegt hiermit jedoch keineswegs die Absicht vor, einen Abschluss der Basaltuntersuchungen zu liefern. Die laufenden Felduntersuchungen haben immer neue Fragestellungen gezeitigt, die südlichsten Vorkommen sind noch nicht in die Feldarbeit mit einbegriffen worden. Die sauren Ergussgesteine benötigen eine spezielle Darstellung, da ähnliche Gesteine in ganz verschiedenen Altersstellungen in Ostgrönland vertreten sind.

Wenn in dem vorliegenden Teil noch mehr als in dem vorhergehenden Versuche gemacht worden sind, Parallelen zu den übrigen Teilgebieten zu ziehen, so ist das ja durchaus begründet durch ältere Parallelisierungsversuche. Dann folgt ja daraus auch, dass andere bekantere areale Basaltgebiete zum Vergleich herangezogen werden.

In der nachstehenden Untersuchung stammt nur das Vorwort und die Zeilen über das geologische Auftreten im Felde von Backlund. Die Einleitung und die eigentliche Laboratoriumsuntersuchung ist vollständig das geistige Eigentum Malmqvists.

Upsala im Juni 1934.

EINLEITUNG

In einer früheren Arbeit über die Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation (3) wurden nur die basischen Gesteine dieser Formation behandelt. Mit den Basalten ziemlich sicher verknüpft, kommen im nördlichen Basaltgebiete, wie im vorigen Teil schon erwähnt wurde, saure, meistens quarzführende Gesteine (hauptsächlich der Familie der Liparite angehörend) vor, von denen die von Kap Franklin an der südlichen Küste der Gauss Halbinsel hier näher besprochen werden sollen.

Das Untersuchungsmaterial entstammt einer Sammlung Backlunds, die während eines zweitägigen Aufenthaltes im Sommer 1929 zusammengebracht wurde.

Wie anderswo ist die areale Verbreitung der sauren Differentiate im Verhältnis zu der der Basalte sehr gering. Seit Alters kannte man sie in Ostgrönland oder überhaupt innerhalb sämtlicher Verbreitungsgebiete grönländischer Basalte, sowohl an der Ost- wie an der Westküste, nur von einer einzelnen Lokalität, nämlich vom Kap Broer Ruys an der Südwestküste von Hold-with-Hope, wo sie auf der Bochusspitze von dem Teilnehmer der deutschen Koldewey-Expedition J. Payer im Jahre 1870 erstmals entdeckt wurden. Über den Fund Payers berichtete O. Lenz (25): »Auf der Bochusspitze wurde eine eigenthümliche Quarzporphyrbreccie gefunden, welche aus einer dichten, grünlich gefärbten Grundmasse von Feldspath besteht, worin zahlreiche runde Körner von stark glänzendem, weisslichgrauem Quarze und eckige Fragmente von hellfleischrothen Orthoklaskrystallen porphyrartig auftreten. Daneben befinden sich noch grosse eckige Stücke einer bräunlich gefärbten, aus einem dichten Gemenge von Quarz und Feldspath bestehenden Masse, in welcher dieselben runden Quarzkörner vorkommen. Ein zweites porphyrisches Gestein — ein Felsittuff — von derselben Lokalität besteht aus einer weisslichgrauen, dichten, im Bruch etwas erdigen felsitischen Grundmasse, welche den Thonsteinporphyren ähnelt«.

Die Lokalität am Kap Broer Ruys wurde später von der schwedischen Nathorst-Expedition besucht. Über die von Nathorst heimgebrachten sauren Gesteine schreibt H. Bäckström (27): »Dieses hell-

gelbe Gestein (Quarzporphyr oder Liparit) mit Quarzkörnern und roten Feldspateinsprenglingen zeigt unter dem Mikroskop eine stark umgewandelte Grundmasse aus Feldspat und Quarz, in welcher Einsprenglinge von Quarz und Feldspat liegen. Wenn das Gestein fest anstehend ist, und hierfür spricht die Tatsache, dass das Gestein, wie die Basalte in der Umgebung, so stark umgewandelt ist — wohl durch vulkanische Exhalationen —, so ist dasselbe interessant als ein Analogon zu den isländischen Lipariten. — Ein rotes vulkanisches Gestein wurde auch zwischen dem Kap Broer Ruys und der Mackenzie-Bucht geschlagen; es kam zusammen mit feinkörnigem Basalt vor«.

Diese kurzen Notizen schliessen überhaupt alles ein, was über saure tertiäre Ergussgesteine Grönlands geschrieben worden ist.

Durch die späteren Entdeckungen ist aber festgestellt worden, dass saure Differentiate der Basalte in der Tat nicht eine so kleine Rolle spielen, wie man es früher geglaubt hatte. Auf der südlichen Traillinsel fand Backlund nebst Mitarbeitern im Sommer 1933 saure tertiäre Gesteine von vulkanischem, hypabyssischem und sogar plutonischem (Granite) Charakter. Tertiäre Granite erwähnt schon früher A. L. Wager (41) von der Küstenstrecke zwischen Angmasalik und Kangerdluksuak. Spätere Untersuchungen werden sicher solche Funde noch vermehren.

Inwieweit Gesteine von ausgeprägter alkalinem Charakter, die erstmals von Dusén (siehe Nathorst loc. cit.) am Kap Parry gefunden wurden, als von tertiärem Alter aufgefasst werden sollen, wie G. W. Tyrrel (39) nach der Bearbeitung des von der Cambridge-Expedition (Wordie) heimgebrachten Materials von derselben Lokalität es für nicht allzu unglaubwürdig hält, muss noch als eine offene Frage betrachtet werden. In dieser Gegend komplizieren sich nämlich die Verhältnisse durch das Auftreten palaeozoischer hypabyssischer Gesteine (der sog. Kap Fletcherserie angehörend), von denen einige Glieder zum Teil den tertiären Gesteinen sehr ähnlich sein können. Die Unterscheidung dieser beiden altersverschiedenen Gesteinsgruppen nach ausschliesslich petrographischen Merkmalen scheint wenigsten im Felde nicht immer möglich zu sein. Ob die petrographischen und chemischen Differenzen auch so gross sind, dass alle Vertreter der beiden Typen im Laboratorium getrennt werden können, liegt noch im offenen Felde und ist ein Problem, dessen Lösbarkeit erst dann zu beurteilen möglich ist, wenn die genaue Bearbeitung des Materials auch aus dieser Gegend fertig vorliegen wird. Eine preliminäre Orientierung über die Kap Fletcher Gesteine durch A. Noe-Nygaard (30) ist deshalb durchaus am Platze.

Aber auch der angeblich postdevonische Porphyr im äusseren Teil des Moschusochsfjordes, dessen Auftreten C. Teichert (38) neulich angedeutet hat, kann möglicherweise, wenn nicht gerade von palae-

ozoischem, so doch von tertiärem Alter sein. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang das benachbarte Auftreten dieses Porphyrs und der subkambrischen Ergussgesteine BACKLUNDS (2) in den innereren Teilen desselben Fjordes. Während die relativ selten anstehenden basischen Glieder dieser Ergussgesteine durch mehrere charakteristische Unterscheidungsmerkmale sich von den tertiären Basalten recht sicher sowohl petrographisch wie chemisch trennen lassen, scheint es nicht so einfach zu sein, nur mit Hilfe dieser Merkmale die sauren tertiären Ergussgesteine von den subkambrischen mit ihren schwach keratophyrischen Tendenzen unterscheiden zu können.

Es kann daher nicht genug betont werden, dass es jedenfalls von einer grossen Bedeutung ist, sorgfältige Untersuchungen dieser sub- bis postkambrischen Gesteine vorzunehmen, um überhaupt die Blutsverwandtschaft der Gesteine der verschiedenen Eruptionsperioden verfolgen zu können. Dies gilt besonders für die sauren Glieder, welche ja, wie zum Beispiel im Falle des äusseren Teiles des Moschusochsfjordes, vereinzelt ohne jeden Zusammenhang mit ihren basischen Äquivalenten auftreten können und welche daneben, wie oben gesagt, auch wenn sie von verschiedenem Alter sind, sich einander scheinbar sehr ähnlich werden können.

Die wenig zahlreichen Gesteinsproben, die von Kap Franklin vorliegen, repräsentieren Gesteine, die sichtbarlich aus zwei oder drei verschiedenen Magmenergüssen herstammen. Obgleich einerseits in diesem Gebiet die Ausbildung der tertiären Magmen recht monoton ist (es liegen z. B. keine intermediären Typen, sondern nur saure Repräsentanten vor), andrerseits die Gesteinsgruppe wahrscheinlich in den südlicheren Gebieten von vollständigeren Varianten vertreten ist, so ist jedoch vielleicht grössere Sorgfalt auf die Untersuchung dieser nördlichen Gesteine niedergelegt worden, als es auf den ersten Blick zweckmässig erscheinen sollte. Dies ist indessen in dem Gefühl geschehen, dass wenn etwa einige charakteristische petrographische und chemische Daten an den altersverschiedenen Gesteinen erhalten werden sollten, diese oftmals unscheinbar und unwesentlich erscheinen können. Da die vorliegenden Aufsätze ja nur den Anfang der Untersuchungen der ostgrönländischen postkaledonischen Eruptivgesteine bedeuten, müssen diese mehr beschreibenden und fortlaufenden Registrierungen, wie die über die Basalte, noch als mehr vorläufiger Art betrachtet werden. Allzu weitreichende und sichere Schlussfolgerungen können noch nicht aus den erhaltenen Resultaten gezogen werden. Für diesen Zweck ist es notwendig, auch betreffs der sauren tertiären Gesteine weiterer Gebiete, von denen aus dem feldgeologischen Befund das Alter sicher feststeht, genauere Kunde zu erhalten, um zu Generalisierung gemeinsamer Eigenschaften übergehen zu können.

I. GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

A. Allgemeines.

Wenn man vom Innern des Franz Josef Fjords kommend der Südküste der Gauss-Halbinsel entlang segelt, bemerkt man, dass die lebhaft rot und grau gefärbten Sandsteinformationen des Devons (= »Old Red«), die mit steilen Abhängen in mächtig geschlossener Front das Gesichtsfeld dominieren und in flachen, weitgespannten Gewölben auf- und niedersteigen, nach einer topographischen und tektonischen Kulmination, [1328 m, von G. Säve-Söderbergh (35) Mt. Gunnbjörn genannt] in mittelflachem Abfall zum Meeresniveau herabsteigen. Es öffnet sich das Steilufer zu einem breiten Tal, dem Margrethe-Tal. Im Hintergrund des Tales und jenseits desselben haben die Sedimentgesteine bereits eine andre Färbung und einen andern Charakter. Gelbe und hellgraue Farben dominieren, oft mit hellen-weissen (Karbonat-) Sedimenten an der Basis (L. Koch 22). Marines Oberkarbon-Perm, oft mit Gipsschichten, ruht direkt (nach Koch) auf dem Devon, das allerdings auch auf der Ostseite des Tales wiedererscheint, jedoch anscheinend nicht mehr als 150—190 m hochsteigt. Weiter östlich wird das Ufer steil und unzugänglich, der flache Uferstreifen von weiter westwärts fehlt fast vollkommen und die Sedimente werden in stetig anwachsenden Höhen von Basalten und Lipariten maskiert (Koch l. c., S. 70). Die untersten Sedimente, soweit sie erkennbar sind (Devon?), zeigen ein sehr flaches westliches Einfallen.

Der veränderte Charakter der Küste, die steil und felsig direkt aus dem Meere aufsteigt, hält ostwärts an bis an Kap Franklin vorbei. Nur an zwei Stellen, $7^1/_2$ resp. $4^1/_2$ km westlich vom Kap, ist auf schmalen Sandstreifen an der Mündung von kleinen Bächen ein Landen und Kampieren möglich, mit rel. bequemem Anstieg in grössere Höhen und auf das zerschnittene Plateau: es ist dies der südliche Abschluss der Giesecke-Berge, an deren Nordende der Ladder-Berg (am Moschusochs Fjord) liegt. Von dem zerschnittenen Plateau der Gauss-Halbinsel im Westen wird diese Bergreihe im Norden durch das lange und breite

Ulve-Tal, im Süden eben durch das rel. kurze Margrethe-Tal resp. durch seinen untersten N-S-Teil abgetrennt.

Von dem einen der erwähnten Landungsplätze ($7^1/_2$ Km vom Kap) konnte der eine Verfasser (BACKLUND) während zweier Tage (5—6. September 1929) mit G. SEIDENFADEN eine Reihe Exkursionen nach E und W ausführen. Die rel. flüchtigen Beobachtungen und skizzenhaften Kartierungen wurden auf der beigefügten Karte zusammengestellt; diese erhebt folglich geringe Ansprüche auf Genauigkeit, besonders da die Höhenmessungen nicht ganz zuverlässig ausfielen, und die topographische Unterlage erst im Frühjahr 1934 zugänglich wurde.

B. Die Geologie der Sedimente

(hierzu Karte Tafel 8).

Die erste Inspizierung des Ufers aus grösserer Nähe von der See aus zeigt in der Tat, dass es sich um andere Bildungen handelt als weiter westlich, jenseits des Margrethe-Tales: die ziegelroten und grauen Farben des Devons sind verschwunden, die Gesteine zeigen dominierend braune oder braungraue dunklere Färbung, und wenn rote (himbeerrote) Farben auftreten, können die entsprechend gefärbten Gesteine schlecht horizontweise verfolgt werden. Auch die Verteilung der weiss oder hellgelb gefärbten Gesteine bereitet Überraschungen: sie stehen unmittelbar am Meeresniveau an, um dann in Höhen bis 500—600 m wieder zu erscheinen. Bei der Erfahrung von Westen her betreffs der hellen (weissen) Gesteine (Dolomite) an der Basis des marinen Oberkarbon-Perms und der roten Sandsteine des Devons ist man geneigt (mittels Feldstecher-Geologie) eine Reihe Verwerfungen anzunehmen, die teils parallel (E-W), teils senkrecht (N-S) zum Ufer verlaufen sollten, da die hellen »Leithorizonte« sowohl neben als über einander in verschiedenen Höhen auftreten. Das Auftreten von flammig-streifigem, scheinbar grobkörnigem Kristallin (am Ufer etwa 10 Km westlich von K. Franklin) erweckt sogar den Eindruck, als tauche die kristalline Unterlage des Devons auf; ein Auftauchen dieser Unterlage (vgl. KOCH 21) wäre ja durchaus nicht undenkbar und im Gegenteil recht wohl zu erwarten, da sie am Nordende der Giesecke-Berge recht hoch in den Sockel des Ladder Berges ansteigt (vgl. BACKLUND, 1, S. 252; 530 m!).

Inzwischen zeigen die Begehungen, dass es sich um ganz andere Verhältnisse handelt. Ungefähr 14 Km westlich von K. Franklin befindet sich kontinentales Karbon über dem Meeresniveau und erreicht allmählich ansteigend, oberhalb K. Franklin, Meereshöhen von ungefär 700 m. Es sind Arkosen, grobe und feine, glimmerreiche Sandsteine und Sandsteinschiefer, meist (dunkel) braun, aber auch grau und (zuoberst) hellrosa, die grauen etwas karbonatisch. Sie stimmen recht gut mit dem

Typus der Karbonsandsteine des »Namurien« von den Passage-Hügeln in Loch Fine überein mit ihren stumpfen, oft dunkleren, graubraunen Farben[1]); sie sind hier im Durchschnitt vielleicht etwas feinkörniger und enthalten in den unteren Schieferhorizonten, aber auch in den obersten gröberen und helleren (rosa) Arkosen zahlreiche, aber schlecht erhaltene und bisher schlecht bestimmbare Pflanzenabdrücke. Die Schichten zeigen ein leichtes Einfallen (8—12°) nach Norden, das jedoch nicht überall und besonders nicht im Nordosten zu beobachten ist. Im Westen dürften sie nach Westen einfallen, also scheinbar unter die von Koch an der Ostseite des Margrethe Tales bis zu 190 m Meereshöhe beobachteten Schichten des obersten Devons. Die Gegensätzlichkeit zu den im Westen dominierenden Devonschichten sowie die reichliche Pflanzenführung dürfte an dem karbonischen Alter dieser Sedimente keinen Zweifel aufkommen lassen.

Denn sie werden im Hangenden zugedeckt von hellen (gelbweissen) Dolomiten, wie sie typisch sind für die Basis des marinen Oberkarbon-Perms in Nordostgrönland. Die Deckschichten sind jedoch nicht überall beobachtet worden. Teils sind sie wahrscheinlich von Thalus-Bildungen (Basalt!) maskiert, teils sind sie vielleicht lokal einer späteren Erosion wieder zum Opfer gefallen, denn ihre gemessene Gesamtdicke schwankt zwischen 14 und 28 m, im letzten Fall gelbe karbonatische Schiefer an ihrer Basis mit eingerechnet. Ein Bodenkonglomerat wurde fest anstehend nicht beobachtet, doch stets Konglomeratblöcke im Gehängeschutt unmittelbar unterhalb der wenigen untersuchten Anstehenden angetroffen; das Konglomerat besteht aus haselnuss- bis wallnussgrossen, wohlgerundeten Geröllen eines weissen körnigen Quarzits; die Gerölle werden von Karbonat zementiert. Dieses Konglomerat zeigt ausnehmend vollständige Ähnlichkeit mit dem Konglomerat, das an der Basis des dolomitischen Karbons auf dem kristallinen Sockel des Ladder Berges direkt aufruht (vgl. Backlund 1). Dort stammt der Quarzit aus der kristallinen Unterlage, in der ein Quarzit eine bedeutende Rolle spielt. Das hier beobachtete Quarzitkonglomerat dürfte recht sicher zur Basis des marinen Oberkarbon-Perms gehören und ähnlicher Entstehung sein (vgl. weiter unten), doch sind die Gerölle hier durchschnittlich kleiner, haben also einen längeren Transportweg durchgemacht, denn die Gerölle sind hier und dort identisch.

Es ist zu bemerken, dass diese Oberkarbon-Perm-Ablagerungen direkt in der streichenden Fortsetzung des Karbon-Perms in dem Margrethe-Tal liegen und bei dem allgemeinen Herabsinken der Obergrenze des kontinentalen Unterkarbons nach Westen hin auch auf der-

[1]) Durch die Bestimmungen von Halle (11) dürften die von Backlund (1) im Loch Fine gemessenen Profile dem Namurien angehören. In einer übersichtlichen Behandlung (1930) wurden sie im Anschluss an Koch (21) als Devon bezeichnet.

selben Höhe zu liegen kommen. KOCH (22, S. 70) giebt von seinem östlichsten Beobachtungspunkt (»River g«), östlich vom Margrethe-Tal, etwa 2—3 Km westwärts vom Rand der K. Franklin-Karte (Tafel 8) die Höhe der Basis des Dolomits (Oberkarbon-Perm) mit etwa 190 m an, und seine Mächtigkeit mit etwa 35 m (lokal abnorm!), welches gut mit den Daten der vorliegenden Karte übereinstimmt, auch darin, dass innerhalb der betreffenden Sedimente an dieser Lokalität kein Gips vorkommt, der weiter westwärts in den Profilen des Oberkarbon-Perms auftritt. Auch hierin stimmen die Beobachtungen KOCHS gut mit den vorliegenden überein, denn Gips wurde nirgends im Osten in Verbindung mit diesen Grenzschichten beobachtet. Eine Gegenüberstellung der beidseitigen Beobachtungen ergibt folglich, dass im Westen das marine Oberkarbon-Perm auf devonischen Ablagerungen ruht, während es im Gebiet der vorliegenden Karte auf kontinentalem (unterem) Karbon aufliegt. Das Grenzgebiet der konträren Beobachtungen im Osten und Westen liegt an der Ost- resp. Westgrenze der beiden Karten und ist laut KOCH von jungen Vulkanitgesteinen maskiert. Es könnte an diesem kritischen Punkte oder in seiner Nähe eine etwa N-S laufende Verwerfung vermutet werden, mit Absenkung des Ostflügels mit etwa 1000 m; es braucht aber eine solche nicht vorzuliegen (vgl. weiter unten). Jedenfalls müsste eine ev. Verwerfung älter als die marine Oberkarbon-permische Meerestransgression sein, da die entsprechenden Deckschichten von dieser ev. Verwerfung nicht beeinflusst worden sind.

Ein kleines Stück oberhalb des Dolomits (die untersuchte Grenze nordöstlich der Landungsstelle ist stark von Basalten maskiert) beginnt das Mesozoikum mit gelben Sandsteinen und blaugrauen feinen Tonschiefern, welche nicht näher untersucht worden sind. Auch an der Basis des Mesozoikums (Trias) wurde anstehend kein Konglomerat beobachtet, jedoch oberhalb des marinen Oberkarbon-Perms wurden an mehreren Punkten lose, etwa nussgrosse Gerölle eines groben, rosa Arkosesandsteins beobachtet, die nur aus einem Konglomerat stammen können, das vielleicht doch die Basis der Trias markiert.

Auch im übrigen wurde der Inhalt des Mesozoikums nicht näher untersucht. Der flache, nahezu Plateau-artige Gipfel des Schlussberges der Giesecke-Reihe wird von einem weitausgedehnten Basaltfelde, das sich ringsum von groben Schutthalden umgiebt, zugedeckt. Auch dieses wurde nicht näher untersucht, sodass eine gewisse Unsicherheit vorliegt, ob es sich um einen durch Erosion freigelegten Lagergang oder um einen Erosionsrest von ausgedehnten Lavadecken handelt. Da sich nach Westen das Basaltfeld von ca. 1200 m bis unter 800 m absenkt und es auch sonst auf verschiedenartiger Unterlage zu ruhen scheint, könnte es sich vielleicht eine Basaltdecke handeln. Auch die übrigen flachen Gipfel der Berge der Giesecke-Reihe sind von Basalten gekrönt, am

nördlichen Ende (Ladder-Berg) sogar in mehreren Decken unmittelbar übereinander und über dem Sedimentsockel mit Dolerit als Lagergang-ähnliche Intrusion. Es könnten also auch hier Plagioklasbasalte der Gruppe II (Backlund u. Malmqvist 3) vorliegen.

C. Die Magmatite des Uferabhangs und ihre gegenseitigen Beziehungen.

An dem nach Süden gekehrten Uferabhang zieht sich eine mehr oder weniger im Tage zusammenhängende Masse von sauren Ergussgesteinen von einem Punkt etwa 3 Km westlich K. Franklin westwärts bis über den Rand der beigefügten Karte hinaus und einige Km in das Gebiet der Karte Kochs (22). Diese Gesteine steigen bis etwa 500 m oder wenig darüber an dem Abhang hoch; von dem Wasserspiegel sind sie getrennt durch ein Bachdelta mit ihrer Aufschüttung in $4^1/_2$ Km, von einem Sandstrand mit einem Ausgehenden von kontinentalen Karbon in etwa $7^1/_2$ Km von K. Franklin. Sonst bilden sie das unmittelbare Ufer.

An dem nach Osten gekehrten Abhang treten mehrere kleine isolierte Vorkommen in etwas grösserer Höhe auf, als kleinere langgestreckte Hügel am Abhang markiert.

Zu diesen sauren Gesteinen gesellen sich noch eine Reihe von Vorkommen eines Plagioklasbasalts, von denen sechs mehr oder weniger selbständige Ausgehende auf der Karte markiert sind.

Unter den sauren Gesteinen, die makroskopisch in Struktur und Farbe sehr stark variieren, können drei verschiedene Typen unterschieden werden. Die einen zeichnen sich durch deutliche und recht grosse Quarzeinsprenglinge aus neben roten oder grauen Feldspat, sind meist heller oder dunkler grau, oder auch rötlich gefärbt, oft mit dunkler (brauner) Verwitterungskruste. Die grauen Abarten können lokal ein nahezu granitisches Aussehen zeigen. Dieser Typus, der im Folgenden unter der Bezeichnung Quarzrhyolith in die Karte und Beschreibung eingeführt worden ist, erreicht mit seinem Ausgehenden innerhalb der Karte nirgends das Meeresniveau, tritt auch nicht im Felde mit den anderen Typen in unmittelbare Berührung, wenn sie sich auch teilweise recht nahe kommen. Die östlichste Spitze seines Ausgehenden befindet sich nordwestlich vom Landungsplatz ($7^1/_2$ Km von K. Franklin) in einer kleinen Schlucht unmittelbar hinter dem das Lager überragenden Hügel, in etwa 400 m Meereshöhe. Nach Westen schwillt der Körper an und zeigt sich doch sowohl nach oben hin wie nach unten von braungrauen karbonischen Sandsteinschiefern begrenzt. Diese fallen 10—15° nach Norden ein, und die Grenzflächen des Quarzrhyolithes haben dasselbe Einfallen. Die Kontaktveränderung des Hangenden und Liegenden ist nicht bedeutend, doch deutlich: eine Erhärtung und Sinterung

des nunmehr bei Hammerschlag klingenden Sandsteins ist charakteristisch. Es handelt sich also um eine Lagerungsform von lakkolithenähnlicher Gestalt, denn die sichtbare Mächtigkeit des Ausgehenden wird westwärts recht ansehnlich; die Lagerungs- oder Intrusionsform ist im jeden Fall sehr hoch hypabyssich intrusiv, oder es ist vielleicht ein interner Eruptionsapparat, dessen übrige Teile wegerodiert worden sind. Die Schrägstellung der Sandsteinschichten ist jedenfalls eine Folge der Intrusion.

Eine zweite Gruppe ist durchgehend dunkler oder heller rot, selten hell grünlich gefärbt, enthält rötliche Einsprenglinge von Feldspat in wechselnder Grösse, doch keine deutlich sichtbaren von Quarz. Diese Gesteine sind im Folgenden Sanidinrhyolithe genannt worden. Sie sind quantitativ überwiegend und treten auf der Südküste hauptsächlich in zwei nahezu getrennten Teilgebieten auf, das eine am Ufer westlich des Lagerplatzes ($7^1/_2$ Km von K. Franklin), das andre zu beiden Seiten des östlichen Baches, der das Gestein in enger Schlucht durchbricht. Auch die kleineren isolierten Vorkommen an dem nach Osten gerichteten Abhang des Plateaus gehören diesem Typus an. Die Lagerungsform des westlichen Hauptgebietes ist nicht ganz deutlich. Während das Gestein am oberen Rand erkennbar, jedoch recht flach (bis 15°) unter einen etwa 100 m mächtigen Streifen des karbonischen Sandsteinschiefers, welcher die Sohle des lakkolithähnlichen Körpers von Quarzrhyolith bildet, mit gelindem Kontakteffekt wie oben untertaucht, treten an der Südostecke, unmittelbar am Lagerplatz, unter dem Eruptivkörper die Karbonsandsteine in ungestörster Lagerungsform zu Tage. Hier kann beobachtet werden, dass die untere Grenze des Magmagesteins stark nach Süden geneigt ist, denn nicht nur am Meeresufer, sondern auch ein Stück längs des östlichen Randes tritt der Sandstein ungestört zu Tage: es hat den Anschein, als ob das Magmagestein über die Schichtköpfe des Sandsteins übergreift. Deutliche Fliesstruktur ist in diesem Teil gut entwickelt und weist ebenfalls hangabwärts. Diese kann flammig gneissiges Aussehen annehmen.

Der östliche Anteil des Hauptgebiets entwickelt bereits deutliche Fliess- und Paralleltexturen. Die Witterungsformen dieses auch morphologisch hervorragend in Erscheinung tretenden Gesteins sind teilweise von oft vortrefflich entwickelten Fliesstexturen bedingt. Die Gesteine gehören hier deutlicher einer effusiven Phase an und sind etwas heller rot gefärbt als im Westen. Jedoch auch dunkelrote und dunkelbraune Gesteine kommen hier vor. Die Lagerungsform ist hier deutlich über die Schichtköpfe des karbonischen Sandsteins übergreifend, denn in der Schlucht des Baches treten zuunterst die ungestörten Sedimente zu Tage. Auch an der Ostgrenze des Vorkommens steigt der Kontakt gegen die liegenden, ungestörten Sedimente hurtig in die Höhe, wie

auch in der genannten Schlucht ein rasches Ansteigen der Unterlage zu beobachten ist. Auch an den kleinen Vorkommen oberhalb K. Franklin kann die geneigte, hangartig nach SE absteigende Unterlage beobachtet werden. Die östlichen Vorkommen der Sanidinrhyolithe erwecken folglich den Eindruck, als ob sie an einem Abhang, dessen Böschung ungefähr mit der heutigen übereinstimmt, herabgeflossen sind. Die Effusivstrukturen treten hier im Osten besser in Erscheinung als im Westen.

Die Beziehungen des Quarzrhyoliths zum Sanidinrhyolith lassen sich an der Hand der Tatsache deuten, dass in dem östlichen Vorkommen des letzteren quarzreiche Gänge von grauer bis weisser Farbe auftreten, die deutlich Abkömmlinge des Quarzrhyoliths sind. Die Quarzrhyolithe sind folglich etwas jünger, etwas später in ihrer Mise-en-place, als die Sanidinrhyolithe. Eine deutliche Quarzdurchäderung des Sanidinrhyoliths lässt sich ebenfalls im Felde beobachten und ist wahrscheinlich ebenfalls auf das Konto des Quarzrhyoliths zu schreiben.

Eine dritte Gruppe von sauren Gesteinen zeigt sehr helle Farben: weiss, grünlich, schwach violett, gelblich, in Flecken und Streifen. Der Farbe nach, teilweise auch in ihrer Absonderung, erinnern einzelne Streifen aus einiger Entfernung an die Dolomite des marinen Karbon-Perms. Dem Aussehen nach sind sie dicht, Einsprenglinge sind kaum sichtbar, die Gesteine sind stark porös, stellenweise in den oberen Teilen des Anstehenden sogar tuffartig. Als auffallendes Kennzeichen treten in dem Gestein zahlreiche, wohl ausgebildete Sphärolithen auf, die stellenweise dicht gedrängt liegen und bis faustgrosse Dimensionen erreichen. Diese lassen sich leicht aus dem Gestein herauslösen, bilden an den Abhängen geröllartige Anhäufungen und unterscheiden sich von Ufergeröllen durch ihre etwas wulstigen Oberflächen. Die Bezeichnung »sphärolithische Rhyolithe« ist deshalb für Gesteine dieser Gruppe sehr am Platze.

Die Lagerungsform dieses Gesteins, das lose Auswurfsprodukte mit einfasst und eine relativ geringe Ausbreitung in unmittelbarer Nähe zunächst dem Lagerplatz hat, kann recht eindeutig bestimmt werden: die Unterlage von karbonischem Sandstein tritt sowohl oberhalb wie unterhalb des Areals zu Tage, auch inmitten des Gesteins, im Bachbette, kann die ungestörte Unterlage beobachtet werden. Diese bildet eine Böschung, die flacher als der heutige Uferabsturz ist. Das Gestein gibt deutlich Kunde von seinem Ergusscharakter durch Fliesstexturen und linsige Schichtung parallel der Unterlage. Auch scheint es im Osten unter die Sanidinrhyolithe unterzutauchen. Ausserdem wird das Vorkommen von einem recht ansehnlichen, fast vertikalen Gang eines roten Sanidinrhyoliths (im Felde als »Orthoklasporphyr« bestimmt) durchschlagen. Das Gestein dieses Ganges stimmt recht gut mit dem der Sanidinrhyolithe überein. Der Gang selbst wird im Osten wie im

Westen von Gängen von Plagioklasbasalt abgeschnitten, sodass dadurch sein unmittelbares Verhalten den Arealen des anstehenden Sanidinrhyoliths gegenüber maskiert ist. An dem Schlusse, der trotzdem aus dem Auftreten des Ganges gezogen werden muss: dass der sphärolithische Rhyolith älter als der Sanidinrhyolith ist, lässt sich nicht zweifeln. Der Erguss des sphärolithischen Rhyoliths erfolgte also vor dem der andren sauren Gesteine; dieser Rhyolith ist folglich das älteste der sauren Ergussgesteine und dasjenige mit am besten ausgeprägter Ergussgesteinsstruktur.

Die Gesteine der Sanidinrhyolith- und Sphärolithrhyolithgruppe werden durchschlagen von Feldspatbasaltgängen, die an der Grenze der zwei ältesten Rhyolithgesteine mit nahezu nördlichem Streichen, jedoch mit sowohl östlichem (steil) wie westlichem (flacher) Einfallen beobachtet wurden. Von der Gesteinsgrenze ist der Basalt unabhängig, denn er tritt unbehindert von dem einen Gestein in das andre über. In dem jüngeren (hangenden) Gestein breitet sich der Gang beinahe kuchenförmig aus und entwickelt gern kalzitgefüllte Blasenräume. In seinem unteren, gangförmigen Teil ist der Basalt vollständig von Einschlüssen gespickt, und zwar längs den Salbändern, parallel diesen in scheibenförmigen Scharen geordnet, die dem Querschnitt der Gänge ein liniiertes Aussehen verleihen. Die Einschlüsse bestehen hier aus eckigen und schlackigen Bruchstücken sowohl des hellen (gelben) wie des roten Rhyoliths, deren Verteilung und Formen darauf hinweisen, dass sie unmittelbar aus dem Hangenden und Liegenden aufgenommen worden sind, und dass weder dieses noch jenes bei der Intrusion des feinkörnig-dichten Ganges sich in einem Zustande kräftigerer Verfestigung befunden hat. Die Mitte des Ganges enthält ebenfalls Bruchstücke, doch von etwas grösseren Dimensionen; hier können teils flammig halb aufgeschmolzene Bruchstücke von sauren Ergussgesteinen unterschieden werden von besser erhaltenen, verschieferten Bruchstücken von Sedimentgesteinen der karbonischen Sandsteinreihe. Die Verteilung dieser Bruchstücke im zentralen Teil der Gänge giebt an, dass die Intrusionsbewegung relativ schwach war, dass die Unterlage nicht weit entfernt ist, dass die Temperatur des Basalts doch relativ hoch war und dass der Basalt zugleich recht dünnflüssig war; denn in dem Salband kann der Anteil der Einschlüsse den des Basalts bei weiten übertreffen, der letztere bildet ein spärliches Kitt der breccienähnlichen Mischung. Dass jedoch auch der Basaltanteil, und gerade in dieser Breccie, einen bedeutenden Einfluss von Seiten der Einschlüsse erlebt hat, wird offenbar an der bedeutend heller grüngrauen Färbung seines Anteils.

Die vorhin angeführten Einzelheiten deuten darauf hin, dass der Basalt an den beobachteten Lokalen zur Zeit seiner In-

trusion sich sehr nahe der damaligen Oberfläche befunden hat. Die gut säulig entwickelte Absonderung legt ebenfalls Zeugnis hiervon ab.

Ausser an den genannten Lokalen unmittelbar am oder in der Nähe des Ufers sind einige Vorkommen in mittlerer Höhe auf der Karte vermerkt worden. Von diesen wurden die zwei nordöstlich vom Lager befindlichen näher untersucht und als aus Feldspatbasalt bestehend bestimmt (vgl. MALMQVIST in BACKLUND u. MALMQVIST l. c., S. 31 und 40; fig. 7). Aus einiger Entfernung erwecken sie durch ihr karniesartiges Auftreten den Eindruck eines Lagerganges, ähnlich den Lagergängen in dem mesozoischen Anteil der Clavering Insel oder an der Südküste der Traill Insel. Eine nähere Musterung lässt in der schlank und regelmässig säulenförmigen Absonderung des Gesteins einen deutlichen Unterschied hervortreten. Eine Untersuchung des schluchtartigen Bachdurchschnitts zeigt, dass der Basalt nicht in die nördlich ansteigenden, von dem Bach angeschnittenen Sedimente der Böschung fortsetzt; die Unterlage, an der Seefront von Gesteinen des oberen Karbon-Perms gebildet, steigt nach Norden hin an, gleichzeitig zeigt der Basaltkörper auch einen morphologischen Abfall nach der Landseite (nach Norden). Allen Anzeichen nach handelt es sich hier um die Erosionsreste einer Decke. Die Position, die das östlichste Vorkommen von Basalt an dem Ostabhang innehat, kann ebenfalls nur als Erosionsrest einer Basaltdecke gedeutet werden. Die Erosionsreste haben sich an der Grenze zwischen widerstandsfähigeren (Karbon-Perm) und leichter erodierbaren (Mesozoikum) Gesteinen, oder auf dem ersteren (im Osten) lokal erhalten, während sie auf der Unterlage der weicheren Sedimente der Erosion zum Opfer gefallen sind. Auch für das westlichste der auf der Karte verzeichneten Basaltvorkommen mittlerer Höhenlage, wird eine ähnliche Position geschlussfolgert. Die heutige Position dieser Basalte im Gesichtsbilde ist also durch sekundäre, jedoch nicht primäre Umstände bedingt. Durch vom Meere aus rückschreitende Denudation sind ihre südlichen Fortsetzungen zum Meere hin weggeschafft worden, sie haben sich an dem Geländeknick, der von der primären Gesteinsbeschaffenheit abhängig ist, erhalten. Auch dieses gibt indirekt einen Hinweis auf ein relativ junges Alter des Basalts, vor allem gibt es an, dass der Basalt wahrscheinlich die ganze Rhyolithsippe zugedeckt haben muss. Rein morphologisch muss er also jünger als der jüngste quarzrhyolitische Vulkanismus sein, betreffs dessen keine direkten Beobachtungen über sein Feldverhalten zum Basalt vorliegen.

Wenn die Basaltvorkommen mittlerer Höhe als Restbestände von Oberflächenströmen bestimmt worden sind, liegt es nahe, sie als durch Erosion isolierte Teile der obersten Basaltkalotte (1200 m) von K. Franklin anzusprechen. Diese Konnektion hat einen umso grösseren Anschein

von Wahrscheinlichkeit, als vorhin hervorgehoben wurde, dass das grössere Basaltareal wahrscheinlich eine Oberflächendecke repräsentiert, die sich nach Westen hin deutlich auf niedrigeres Gelände herabsenkt. Jedoch liegen hierüber keine Feldbeobachtungen vor. Nicht allzuweit nordöstlich von diesem Punkt hat ORVIN (31) Oberflächenströme von (Plagioklas-) Basalt beobachtet. Die Schlussfolgerungen für ähnliche Verhältnisse am K. Franklin liegen nahe.

Wenn also der Plagioklasbasalt als zweite Phase des tertiären Basaltvulkanismus bestimmt werden kann, so ist die Altersbestimmung des rhyolithischen Vulkanismus dadurch nicht unmittelbar gegeben. Dass er gänzlich älter ist als jener, dürfte klar aus den dargelegten Tatsachen hervorgehen. Die untere Altersgrenze ist weniger einwandfrei zu ziehen, da die Rhyolithe nirgends mit Gesteinen (mit Ausnahme der Basalte), die jünger als die karbonischen Sandsteine sind, in Berührung kommen. Ihr auffallendes Auftreten gerade innerhalb des Ausbreitungsgebiets des kontinentalen Karbons könnte als bezeichnend und altersbestimmend betrachtet werden, wenn sie sich nicht einer Erosionsböschung, die von der heutigen nicht allzu verschieden ist, anschmiegen würden. Auch für die Plagioklasbasalte wurden Beobachtungen über ähnliches Gebahren in früheren Veröffentlichungen (vgl. u. a. BACKLUND und MALMQVIST 3, l. c., S. 17) dargelegt, während die Doleritphase des basaltischen Vulkanismus geringe derartige Abhängigkeit zeigt. Daraus lässt sich der Schluss ziehen, dass die Rhyolitheruptionen zeitlich denen der Plagioklasbasalte nahestanden, wie es auch aus Detailstudien über die Basalteinschlüsse hervorgeht (vgl. oben), während sie von der Doleritphase durch einen grösseren Zeitintervall getrennt sind. Der Rhyolithvulkanismus von K. Franklin ist folglich tertiär, älter als die von HØEGH (14) aus Myggbukta beschriebenen (tertiären) Pflanzenversteinerungen.

D. Position des K. Franklin-Vulkanismus.

Schon vorhin wurde hervorgehoben, dass K. Franklin den südlichen Abschluss der Giesecke Berge bildet, deren Nordende von dem Ladder Berg repräsentiert wird. Diese flachen Gipfel, die durchgehend von Feldspatbasaltdecken gekrönt werden, halten recht gleichmässig eine Höhe von etwa 1100—1200 m ein. Sie werden in ungefähr gleichen Abständen von jungen Erosionstälern (7 an der Zahl) getrennt, deren Passhöhe jedoch sich nicht unter 800 m senkt. Die Giesecke Berge bilden hierdurch eine nach Osten recht geschlossene Front zum Badland Tal hin, der breiten Senke in der südlichen Fortsetzung des Loch Fine. Diese Senke zeigt nämlich nur geringe, kaum 100 m erreichende Höhen über dem Meeresniveau.

Im Süden tritt, wie vorhin erwähnt, nirgends die kristalline Unterlage zu Tage. Im Norden, im Ladder Berg, befindet sie sich in etwa 530 m Meereshöhe. Jenseits der tiefen, breiten und alten (?) Senke des innersten Moschusochs-Fjords steigt das Kristallin nach Norden hin bis zu Höhen von 1300 m an in dem flachgipfligen Nordhoek Gebirge an der Westseite des südlichen Loch Fine, um dann recht unvermittelt (an gestaffelten Querverwerfungen?) unter die kontinentalen Karbonsedimente der Passage Berge und unter das Meeresniveau der Straumen-Enge des nördlichen Loch Fine unterzutauchen. Das kontinentale Karbon scheint hier von namurischem Alter zu sein, genau wie am Südende der Giesecke Berge — K. Franklin (vgl. oben, S. 10).

Die kontinentalen Sedimente der Passage Berge, die einige lagergangähnliche Körper von Feldspatbasalt enthalten (3) und im Südwesten von ebensolchen Resten gekrönt werden, greifen auf der Westseite des Nordhoek Gebirges über in das Granit-Tal, flach auf dem Kristallin lagernd. Die mittleren Höhen zwischen den unteren Läufen des Granit- und Ankarflusses bilden kleine Tafelberge unterhalb der steilen Abhänge, die von der nordsüdlich hinziehenden Front der Parkinson-, Fuchs- und Sernanderberge (1600—1700 m) markiert werden. Diese Tafelberge werden von kontinentalen, konglomeratreichen Sedimenten gekrönt. Die Sedimente ruhen auf einer unebenen Unterlage, die teils aus gefalteten geosynklinal-kaledonischen Sedimenten (Quarzite, Kalksteine-Dolomite, Schiefer), teils aus dieselben durchdringenden Graniten besteht. Die jüngeren Decksedimente sind auch teilweise selbst verworfen. Ihre untersten groben Konglomerate enthalten gut gerundete Gerölle, die überwiegend aus festen, roten, rosa und weissen Arkosesandstein, jedoch garnicht oder jedenfalls sehr untergeordnet aus kristallinem (granitischem) Material bestehen. Es liegt die Versuchung nahe diese Sedimente mit dem kontinentalen Karbon (»Namurien«) zu parallelisieren[1]). Die sichtbare Grenze zwischen der älteren Unterlage und diesen kontinentalen Decksedimenten verläuft ungefär längs einer Geraden vom Nordende des Nordhoek Gebirges zu dem NW-Abhang des Ankarberges. Letzterer besteht aus Granit intrusiv in kaledonische Sedimente, ebenso wie der im Süden, auf dem Südufer des Moschusochs Fjordes gegenüberliegende La Cour-Berg. Auf der Westseite dieser Berge, in den Prospekt-resp. Gästistälern, ist kontinentales Karbon (von Dinantien-Alter), aber wahrscheinlich auch Devon in engen Faltungsgräben zwischen den Högbom- bzw. Ramsay-Bergen im Westen und den Anker- bzw. La Cour-Bergen im Osten versenkt. Im untersten, nördlichsten Teil des breiten Ulve-Tales, das den Ladder-Berg von dem La Cour-Berg

[1]) Sie wurden in einer früheren Arbeit auf Grund von gerade dieser Extrapolation (vgl. oben, S. 10) kartographisch als Devon bezeichnet.

trennt, breiten sich junge Basaltströme, wie auch am Südfusse des Nordhoek-Gebirges, in mehreren Absätzen über einander aus.

Ihre Unterlage in der Mitte des Tales ist unbekannt; nach Westen, zum La Cour Berge hin, ruhen sie direkt auf dem kaledonischen Komplex. Es scheint also das Ulve-Tal keine grössere (postkaledonisch-) tektonische Grenze zu markieren, denn der La Cour-Berg besteht bis zu seinem etwa 1000 m hohen, flachen Gipfel aus granitintrudierten präkambrischen (= kaledonischen) Sedimenten, die deutlich Relationen nach Norden (zum Ankar-Berg) und nach Osten (zum Sockel des Ladder-Berges) zeigen. Das Gästis-Tal dagegen scheint mit seinen versenkten deckenden Sedimenten und durch das Untertauchen des Kristallins des La Cour-Berges nach Süden unter Decksedimente im obersten (südlichsten) Teil des Tales eine recht deutliche geologisch-tektonische Grenze zu markieren.

An der Nordostecke des Ladder-Berges ruht marines Oberkarbon-Perm mit gut entwickeltem, grobem Quarzitkonglomerat auf dem Kristallin auf, ein Verhältnis, wie es an dem Ostrand des Kristallins in der Mitte und im nördlichen Teil der Clavering-Insel bekannt ist. Auf der Nordseite des La Cour-Berges ruht auf dem Kristallin als geringe, nur einige einzelne m mächtige isolierte Erosionsreste ein weisser, grober, poröser Quarzsandstein, der mit dem im Prospekttal rel. stark entwickelten unterkarbonischen Sandstein (wechsellagernd mit kohligen Schiefern-Dinantien) auffallend grosse Ähnlichkeit aufweist. Diese Sandsteinreste am Fusse vom La Cour-Berg zeigen gut entwickelte, quarzig verkittete weisse Konglomerate als Bodenbildung. Im Tale oberhalb dieses hellen Sandsteins, mit rötlichem Konglomerat direkt auf dem Kristallin ruhend, folgt ein dunkelgrauer bis rotbrauner Sandstein mit violett-braunen, stellenweise tuffogen ausstreichenden Schichten unregelmässiger Sedimentation; nach Süden hin scheinen diese (Devon-?) Sedimente — in Quaderblöcken nach W abfallend — an Mächtigkeit zuzunehmen, doch erreichen sie oberhalb der Mitte des Tales am Westabhang des La Cour Berges kaum mehr als einige 100 m, und werden zuoberst von einem grauen dolomitischen Kalkstein (Oberkarbon-Perm?), ebenfalls mit konglomeratischer Bodenbildung, diskordant zugedeckt. Eng gescharte Tiefenverfaltungen von rel. geringer Amplitude scheinen die Kontinentalbildungen vor Abtragung geschützt zu haben.

Umreisst man des besprochene Gebiet längs der heutzutage sichtbaren Grenze zwischen Kristallin und Decksedimenten, so hebt sich ein unregelmässig ovales Gebiet heraus, dessen längster Durchmesser sich in NNE-SSW-Richtung erstreckt. Um dieses Gebiet herum haben sich abwechselnd Sedimentations- und Erosionsprozesse in postdevonischer Zeit abgespielt, anscheinend mit grösster Intensität um den zentralen (Quer-) Durchmesser herum; das umrissene Gebiet selbst scheint durch überwiegend positive Tendenzen ausgezeichnet gewesen zu sein.

Die Grenze zwischen Devon und unterem Karbon mag eine Erosionsgrenze sein, durch positive Bewegung des angedeuteten ovalen Gebietes ist das Devon an seiner Peripherie gefaltet worden; eine solche Bewegung macht die Voraussetzung einer Verwerfung von über 1000 m Sprunghöhe an der Grenze überflüssig. Ähnliche Verhältnisse an der Ostseite des Segelsällskapets Fjord im Süden, am Davis Sund, wo Devon und unteres Karbon neben einander, auf scheinbar demselben Niveau den gefalteten kaledonischen Sedimenten aufruhen, ohne dass in dem Grenzgebiete eine Verwerfung beobachtet werden konnte (Beobachtungen von Backlund im Sommer 1933, vgl. auch Lit. 29), machen die angegebene Deutung im Norden wahrscheinlicher. Diese Abtragung mag zu Anfang der Dinantien-Zeit eingesetzt haben. Die Abtragung des Dinantien am La Cour-Berge und die Auflagerung des Namurien auf dem Kristallin in den Passage Bergen nördlich vom Nordhoek Gebirge mag eine zweite Bewegungsphase andeuten, die zu Beginn der Namurien-Zeit eintraf. Nach Westen schwächt die Bewegung gradweise ab: Devon ist erhalten, Dinantien ist nur im Faltungsgraben gut erhalten. Im Kap Franklin-Gebiet dürfte also nach diesem Schema das Namurien im E u. W vom Dinantien (und Devon) unterlagert sein. Nach diesen beiden Faltungstendenzen wird das Gebiet jeweils (kontinentaler) Sedimentationsraum, jedoch in welcher Ausdehnung, kann nicht sicher angegeben werden.

Zur Wende des Oberkarbons tritt eine neue positive Bewegung in Erscheinung. Wie grosse Teile des Namuriens durch Erosion entfernt worden sind, ist nicht möglich anzugeben; kleine mutmassliche Reste im obersten Gästis Tal sind die einzigen Zeugen. Doch die Transgression des Oberkarbon-Perm über Kristallin (Ladder-Berg), Devon (Margrethe Tal, Koch 22) und Namurien (K. Franklin, Gästis Tal?) zeigt an, dass doch etwas sich ereignet hat: ein mariner Sedimentationsraum breitete sich über ungleichmässig exponiert gewesene Landgebiete aus.

Spätere positive Tendenzen sind zur Wende der Trias eingetreten: wie weit die sporadischen und ungleichmässig mächtigen Vorkommen von Oberkarbon-Perm Erosionsreste bezeichnen, entrückt sich der Beurteilung. Die Konglomerate an der Basis der Eotrias sind nicht immer ausgebildet, doch deutet die Petrographie der ev. Konglomerate (schwach violette, recht grobe Arkosesandsteine) wechselnde Erosionsbeträge an.

Die genannten Wechselbeziehungen sind alle in der engeren Peripherie des vorhin umrissenen ovalen Gebiets zu beobachten. Das Kap Franklin-Gebiet ist hierin eingeschlossen und bildet die südlichste Ausspitzung der »Ovale«. Dass es sich um ein einheitliches Gebiet von K. Franklin im Süden bis wenigstens dem Ladder Berg im Norden, ja vielleicht auch bis zu dem südwestlichen Teil der Passage Berge handelt, davon legt die in gleichmässiger und gleicher Höhe (etwa

1000 m) auftretende Basaltdecke in der Richtung der Längsachse der »Ovale« Zeugnis ab. Das Gebiet hat sich in tertiärer Zeit als mehr oder weniger einheitliche, starre Masse verhalten und ist als solche in die Höhe gestiegen. Kap Franklin befindet sich an dem äussersten Zipfel dieser starren Masse, die gerade hier die grössten Senkungsbeträge durcherlebt hat und in der Folge auch das grösste Ausmass von vertikalem Aufstieg durchgemacht hat. Der rhyolithische Vulkanismus ist an diesen Südzipfel gebunden.

Der Aufstieg der »Ovale« der Giesecke-Reihe mag mit dem Basaltvulkanismus ganz allgemein in ursächlichem Verbande stehen; die Lokalisierung der rhyolithischen Kulmination am Kap Franklin ist sicher mit dem quantitativen Betrag dieses Aufstieges zu verknüpfen. Der geothermische Gradient erreichte hier zur Zeit des Aufstieges die kleinsten Beträge. Der Rhyolithvulkanismus mag aus diesem Grund wohl kaum einen einzigen Zentralvulkan repräsentieren, sondern mehrere Ausbruchspunkte neben einander verbinden. Zur Entscheidung dieser Fragen sind die Feldbeobachtungen zu dürftig.

Das Bild der Giesecke-»Ovale« steht im Gesamtbilde der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands nicht vereinzelt da. Die komplizierten Trans- und Regressionen von Zeiten des mittleren Paläozoikums an, die frühe und spätere Magmatik u. dgl. finden an der Hand einer Auflösung des Untergrundes in »Ovale« mit wechselnden und wechselnd starken positiven Tendenzen, »Ovale«, die bereits in kaledonischer Zeit durch Intrusionsvorgänge angelegt worden sind, ihre plausible Erklärung. Bereits früh im Gange der Felduntersuchung waren dem Verfasser die Leitlinien dieser Struktur eine Arbeitshypothese. Die Beanstandung der Diskussion, die der Verfasser an die postkaledonische Entwicklung des untersuchten nordostgrönländischen Gebiets knüpfte, speziell im Gebiete der Clavering Insel, von Seiten FREBOLDS (8a) beruht teilweise auf einem Missverständnis: die Diskussion handelte sich dort um das zentrale Claveringgebiet, einer stark ausgeprägten »Ovale« mit positive Tendenz, und um das Gebiet des K. Berghaus und ihrem NNE-Fortsatz, mit schwach ausgeprägter ebensolcher Tendenz, sowie um die dazwischen liegenden Areale mit vorwiegend negativen Tendenzen. Die Struktur der »Ovale« liefert eine ungezwungene Erklärung für die Tatsache, dass die »KOCH'sche Linie« (FREBOLD 8a) in ihrem Verlauf unsicher erscheint, sich in subparallele »Linien« zweiter Ordnung aufsplittert, und von KOCH (vgl. Kartenskizzen in Lit. 21) mit differenter Linienführung kartographisch fixiert worden ist. In den Zwischenräumen dieser »Ovalen« vollzog sich die Blockfaltung.

II. BESCHREIBUNG DER GESTEINE

A. Einige Bemerkungen betreffs der Untersuchungsmetoden der Gesteine.

Neben der in gewöhnlicher Weise durchgeführten mikroskopischen Struktur- und Mineralbestimmung wurden in den Gesteinsschliffen die Einsprenglingsfeldspäte und auch andere Minerale von hinreichender Grössenordnung auf einem Universaldrehtisch bestimmt. Bezüglich der Plagioklase wurde der Anorthitgehalt nach dem stereographischen Diagram von M. REINHARD (34) festgestellt, wobei die Pole der Verwachsungsebenen, der Zwillingsaxen und der Spaltungsebenen (010) und (001) im Verhältnis zu den der optischen Symmetrie-Axen vermessen wurden.

Daneben wurde der Axenwinkel nach der Methode des charakteristischen Gangunterschiedverhältnisses (im Folgenden zu Ch. G. verkürzt) nach M. BEREK (4) oder nach dem NIKITIN-schen Verfahren (siehe BEREK loc. cit. p. 103; im Folgenden zu N. verkürzt) bestimmt. An den Alkalifeldspäten mit ihren in Schliffen gewöhnlicher Dicke besonders niedrigen Gangunterschieden konnte nur das Ch. G.-Verfahren mit grösserer Sicherheit verwandt werden. Der Fehler der Axenwinkelbestimmungen kann zu 1 bis 2 Grad geschätzt werden.

Aus dem gemessenen Gangunterschied, welcher oftmals nur nach einer leicht zugänglichen optischen Symmetrieaxe mit einem BEREKschen Kompensator bestimmt wurde (wobei für diese Richtung zu dem Werte der entsprechenden Doppelbrechung immer die Abkürzung gem. hinzugefügt wird), konnte nach Bestimmung der Schliffdicke die Doppelbrechung berechnet werden. Die Bestimmung der Schliffdicke ist auch auf dem Universaldrehtisch nach dem Verfahren BEREKS (siehe BEREK loc. cit p. 128) mittels Bestimmungen des Gangunterschiedes von Quarzkörnchen ausgeführt worden. Nicht selten konnte eine beträchtliche Variation der Dicke an verschiedenen Teilen des Schliffes konstatiert werden. Deswegen wurde immer die Dickenmessung an Quarzkörnchen

dicht zu beiden Seiten des zu bestimmenden Feldspats unternommen. Die erhaltenen Werte der Dicke zweier solcher Quarzkörner schwankten meistens zwischen 1 bis 2 Prozent. Die Fehler der Doppelbrechung dürften nur unbedeutend grösser sein.

Um die modale Zusammensetzung der Gesteine besser kennen zu lernen, wurde an einigen Proben eine gravimetrische Phasenanalyse nach einem Verfahren, das zuerst von W. KUNITZ (24) probiert wurde, ausgeführt. 10—20 gr des Gesteins wurde so weit pulverisiert, bis alles Pulver durch einen Sieb von 0.1 mm Maschenweite hindurchlaufen konnte. Dieses Mineralpulver wurde gut durchgemischt und 1—2 gr davon zu der Analyse angewandt. Als Trennungsflüssigkeit diente eine CLERICI'sche Lösung, die mit Wasser zu der gewünschten Dichte titriert wurde. Mineralpulver innerhalb gewisser titrierter Dichteintervalle, welche später angegeben werden sollen, wurde in einem Zentrifugengefäss, mit einem zylindrisch ausgebohrten Hahn versehen, wie es KUNITZ angibt, zu Boden hinunterzentrifugiert und durch die Hahneinrichtung entfernt.

Schliesslich ist eine planimetrische Dünnschliffvermessung mittels eines Integrationstischs von der Firma LEITZ verwendet worden, hauptsächlich um das volumetrische Verhältnis zwischen den Einsprenglingen (Quarz und Feldspat) und der Grundmasse feststellen zu können.

B. Einteilung der Gesteine.

Da die Ergussgesteine von Kap Franklin, wie wir später sehen sollen, extrem kalibetont sind, ist die Bezeichnung Liparit nicht ganz glücklich. Zwischen die beiden Synonyme Liparit und Rhyolith könnte im Sinne F. v. WOLFFS (44) eine Distinktion eingelegt werden, indem man die stärker kaliführenden Gesteine im Gegensatz zu den normalen Lipariten mit dem Namen Rhyolith bezeichnet. Schon in dieser Hinsicht bemerkt man den abweichenden Charakter der Kap Franklin-Magmen im Vergleich mit denen der meisten europäischen Vorkomnisse, denn sie gehören sämtlich, nur eines ausgenommen, zu den Kalimagmen v. WOLFFS. Wie aber später näher besprochen werden soll, weichen sie auch wegen ihres Mangels an dunklen Mineralen von den normalen Lipariten ab. Nach dem quantitativen mineralogischen System von A. JOHANNSEN (20) fallen sie nähmlich innerhalb der ersten Klasse des Systems und sollten deswegen »Leucorhyolites« genannt werden. Nur unter Betonung dieser letzten Eigenschaft wird inzwischen im folgenden die kürzere Bezeichnung Rhyolith gebraucht. Näheres über diese Eigenschaften folgt in der Diskussion der Analysen. Hier wurden sie nur vorläufig mitgeteilt, um die folgende Einteilung besser verstehen zu können.

Untenstehende vier Typen konnten unter den Kap Franklin-Gesteinen getrennt werden:

1. Quarzreiche Rhyolithe.
2. Sphärolithische Rhyolithe.
3. Sanidinrhyolithe.
4. Eruptionsbreccien.

C. Struktur, Textur, Mineralbestand und chemische Zusammensetzung der Kap Franklingesteine.

1. Quarzreiche Rhyolithe.

a) *Vorkommen und makroskopisches Aussehen.*

Zu dieser Gruppe gehören die Proben 1490, 1491, 1492, 1493, 1494 und 1495 von einer Lokalität westlich des Lagers, wo sie von den oberen Teilen eines Semilakkoliths geschlagen wurden (siehe geologische Beschreibung und die Karte).

Diese Typen zeichnen sich makroskopisch durch ihre runden, klaren, durchscheinenden Quarzeinsprenglinge mit Durchmessern von oftmals mehreren Millimetern aus (siehe Fig. 1). Die Quarzeinsprenglinge sitzen zusammen mit deutlich idiomorph begrenzten, relativ grossen Sanidineinsprenglingen in einer dichten, felsitischen Grundmasse, die entweder durch Eisenoxydpigment rötlich braun (Proben 1490, 1491, 1492 1493) gefärbt ist, oder sie (Proben 1494, 1495) hat ein hellgraues Aussehen mit einem Stich in hell smutzig-braun. Die Einsprenglingssanidine haben einen roten (Proben 1490 und 1491) oder grauen (Proben 1492, 1493, 1494 und 1495) Ton, zeigen nach der einzig hervortretenden Spaltfläche (001) einen glasglänzenden Schimmer und sind nach übrigen muscheligen Bruchflächen etwas matt gefärbt.

b) *Struktur und Mineralbestand.*

U. d. Mikroskop liegen die Einsprenglinge in einer dichten mikropoikilitischen Grundmasse, in welcher die *Quarz*individuen einen Durchmesser von 0.04—0.2 mm haben. In den relativ hoch doppeltbrechenden Quarzindividuen der Grundmasse sind zahlreiche *Sanidin*mikrolithe von sehr kleinen Dimensionen mit meistens unregelmässiger Orientierung eingeschlossen, oftmals schmale, verhältnismässig langgezogenene Formen annehmend. Die Begrenzung der aneinanderstossenden Individuen des Grundmassequarzes ist meistens sehr unregelmässig und gezähnelt, oder zick-zack-förmig. Sowohl der Sanidin der Grundmasse wie der Einspreng-

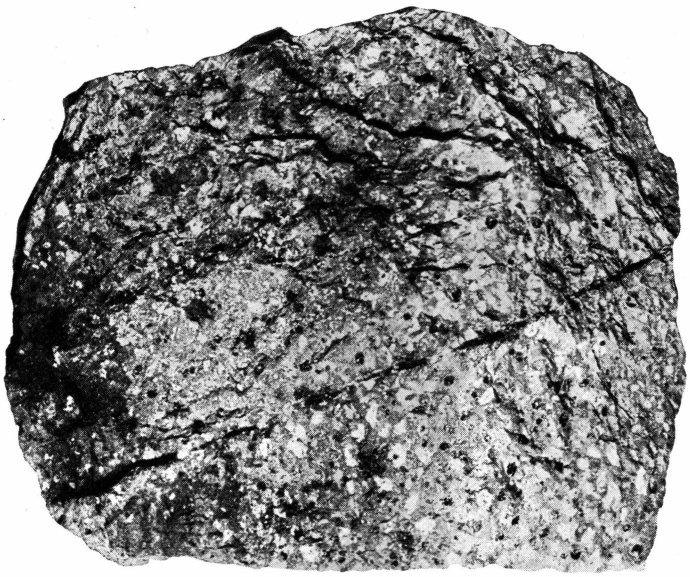


Fig. 1. Handstück eines roten Quarzrhyolithes. Probe 1492. Die Sanidineinsprenglinge sind hell, die runden Quarzeinsprenglinge dunkel. ($\times$ $^3/_5$).

lingssanidin ist im gewissen Grade einer *Serizit*umwandlung ausgesetzt worden. Der Serizit liegt in gesammelten aggregatpolarisierenden Partien, wobei die sehr kleinen Individuen des Minerals eine Tendenz zeigen, blättrig zu werden. In der Probe 1490 ist die Serizitbildung längs sehr engen Spalten (0.02 mm breit), die sowohl die Grundmasse wie die Einsprenglinge durchbrechen, erfolgt (Tafel 1, fig. 1). Auch wurde eine sehr untergeordnete *Calcit*umwandlung (Probe 1491) konstatiert. Akzes-

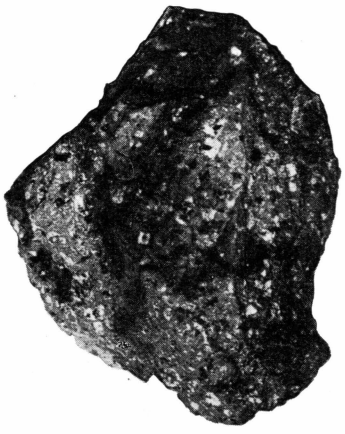


Fig. 2. Handstück eines grauen Quarzrhyolithes. Probe 1495. ($\times$ $^3/_5$).

sorisch kommt daneben in der Grundmasse *Hämatit* vor, der bei den roten Varietäten (Proben 1490, 1491, 1492 und 1493) ziemlich reichlich als einzelne, zum Teil rot durchscheinende Körnchen, oder als mehr gesammelte Aggregate vorhanden ist. Weiter wurde nur in einigen Gesteinen einzelne Körnchen von *Zirkon*, *Titanit*, *Turmalin* und *Apatit* wahrgenommen. In der Fraktion I der Probe 1490 (siehe Tabelle III) wurden schliesslich bei der Trennung einige vereinzelte Kristalle von *Schwefelkies* und *Magnetit* oder *Ilmenit* erhalten.

Die Lichtbrechung eines Sericitaggregates aus der Fraktion I wurde nach der Immersionsmethode (Flüssigkeit Diäthylanilin + Chinolin) als zwischen den Werten $1.585 < n_\beta < 1.599$ liegend bestimmt.

Die Quarzeinsprenglinge sind meistens mehr oder weniger korrodiert und abgerundet, oft mit tiefen, in den inneren Teilen anschwellenden Korrosionskanälen. Sie sind von einem einige Zehntel Millimeter breiten Reaktionsrand umgegeben, der aus etwas dichterer Grundmasse mit teilweise radialstrahlig angeordneten Sanidinmikrolithen besteht (Tafel 1, Figur 2). Der Quarz löscht scharf aus und ist von Einschlüssen frei ausser in den äusseren Teilen der Individuen, wo oftmals kleine, wahrscheinlich aus Sanidin bestehende Kriställchen ziemlich reichlich vorkommen. Er kommt als Einsprenglinge beinahe immer einzeln in der Grundmasse vor. Einige Einsprenglinge aus zwei nach dem Japanergesetz verzwillingten Individuen sind aber in der Probe 1495 zu sehen.

Die Sanidineinsprenglinge sind dagegen nur schwach korrodiert und meistens ziemlich scharf von der Basis {001}, dem Klinopinakoid {010} und einer Prismenfläche {110} idiomorph begrenzt. Sie erscheinen als ziemlich breite und dicke, nach der Basis abgeplattete, in der Richtung der a-Axe ausgezogene (bis über 2 mm Länge), vorn von der relativ kleinen Prismenfläche {110} und seitwärts von dem relativ grösseren Klinopinakoid begrenzte Tafeln entwickelt zu sein. Nur selten bestehen die Einsprenglinge aus zwei nach dem Karlsbadergesetz verzwillingten Individuen, welche nach (010) verwachsen sind. Die Spaltbarkeit nach (001) ist sehr deutlich, nach (010) undeutlich und oft nicht wahrnehmbar.

Die Lichtbrechung des Sanidins der Probe 1490 wurde an Mineralpulver der Fraktion IV zu

$$1.520 \leqq n_\beta < 1.525$$

bestimmt.

Aus der Tabelle I geht hervor, dass die Alkalifeldspäte der Einsprenglinge, welche auf dem Universaldrehtische vermessen worden sind, als Orthoklase sehr kleine, als Sanidine sehr grosse Axenwinkel zeigen. In der Beziehung, dass die Axenebene normalsymmetrisch liegt, ähneln sie den Orthoklasen. Die kleinen Doppelbrechungen und die relativ grossen Auslöschungswinkel $a:\alpha$ stimmen dagegen mit der Optik des Sanidins besser überein. Auf (001) und übrigens in sämtlichen

Tabelle I. Die Axenwinkel, die Doppelbrechungen und die Auslöschungswinkel der Einsprenglingssanidine der Quarzrhyolithe.

Probe	2 Vα	γ—α	β—α	γ—β	$\alpha : \alpha$
1490.....	62°.0 Ch. G.	0,0047 gem.	0.0034 ber.	0.0013 ber.	..
1491.....	55 .0 —	0.0045 ber.	0.0036 gem.	0.0009 gem.	..
1492.....	58 .5 —	0.0043 ber.	0.0032 gem.	0.0011 ber.	8°.4
1494.....	51 .0 —	0.0043 ber.	0.0035 gem.	0.0008 ber.	..
1495.....	53°.0 N.	0.0041 gem.	0.0033 gem.	0.0008 ber.	8°.0

Lagen der Zone [010] scheinen sie eine gerade Auslöschung zu haben, und dürften deswegen den monoklinen Alkalifeldspäten angehören, inwiewohl man jedenfalls auch vermuten könnte, dass ein Anorthoklas oder ein Mikroklin — Anorthoklas mit relativ grossem Anorthitgehalt vorliege. Aus dem Diagramm H. L. ALLINGS (1*) über die Auslöschungswinkel der triklinen Alkalifeldspäte geht nämlich deutlich hervor, dass man bei zunehmendem Gehalt an Anorthit bei den Alkalifeldspäten zu einem Mischkristall kommt, der auf (001) gerade auslöscht. In der Ab-An-Reihe dürfte dies Verhältnis bei 34 % An, in der Or-An-Reihe bei 36 % An eintreten. Mit diesen An- Gehalten sollten aber auch nach den Diagrammen ALLINGS in der Ab-An-Reihe das spezifische Gewicht (Bestimmungen siehe unten) = 2.64 und die Lichtbrechung = 1.55 werden, in der Or-An-Reihe sollten die entsprechenden Werte = 2.63 bezw. 1.545 werden. Diese Werte des spez. Gewichtes und der Lichtbrechung stimmen nicht mit den erhaltenen überein.

In der triklinen Mikroklin — Anorthoklas — Serie geht der Auslöschungswinkel auf (001) nach ALLING über ein Minimum (circa 2°) bei ungefähr 70 % Ab, nach A. L. WINCHELL (43) wird aber der Auslöschungswinkel bis zum reinen Anorthoklas kontinuerlich kleiner und nimmt beim Anorthoklas den niedrigsten Wert (circa 2°) an. In Betracht der sehr undeutlichen Spaltbarkeit nach (010) muss es als recht schwierig angesehen werden, eine kleine Auslöschungsschiefe von der geraden Auslöschung unterscheiden zu können. Ausser dem verhältnismässig kleinen Auslöschungswinkel auf (010) spricht gegen das Vorhandensein eines solchen natronreichen Feldspats der triklinen Modifikation noch die Tatsache, dass wenn auch alles Natron der chemischen Analyse (siehe Tabelle III) in die Einsprenglinge (nach der volumetrischen Bestimmung der Probe 1490 nehmen sie etwas mehr als 10 Volumprozente des Gesteins ein) einginge, so sollten dieselben nur zwischen 30—40 Mol.-Prozent Ab enthalten können.

Alles spricht folglich dafür, dass hier die monokline Modifikation der Alkalifeldspäte wirklich vorliegt. Es ist wohl daneben ziemlich sicher,

dass die behandelten Feldspäte ein wenig natronhältig sind (zwischen 3—35 Mol. % Ab). Sie gehören wahrscheinlich zu der Sanidin-Barbierit-Serie, obwohl sie nach dem Diagram WINCHELLS (loc. cit.), welches sich jedoch auf sehr wenigen bekannten Punkten gründet, einen allzu hohen Axenwinkel haben (etwa 55° anstatt 30° des Diagrammes), wenn sie nach der Bestimmung der Auslöschung (8°) einen Ab-Gehalt von etwa 20 Mol.% haben sollten. Dieses Verhältnis dürfte auf einer kleinen Beimischung von An-Molekülen, dessen Einfluss auf die optischen Daten grade innerhalb der monoklinen Feldspäte nicht bekannt ist, oder, wie es WINCHELL annimmt, auf der zum Teil stattgefundenen Umwandlung zu der bei gewöhnlicher Temperatur stabilen Orthoklasmodifikation aus der bei derselben Temperatur metastabilen Sanidinmodifikation beruhen.

Tabelle II. Volumprozente der Einsprenglinge und spezifisches Gewicht der Quarzrhyolithe.

Probe Nr.	Volumenprozent von			Spezifisches Gewicht
	Einsprengl.-Quarz	Einsprengl.-Sanidin	Grundmasse	
1490.....	7.3	10.2	82.4	$D_{4°}^{20°} = 2.556$
1491.....	8.2	13.2	78.6	$D_{4°}^{12°} = 2.483$
1492.....	7.6	9.6	82.8	$D_{4°}^{13°} = 2.544$
1494.....	9.7	10.7	79.6	$D_{4°}^{21°} = 2.535$
1495.....	6.2	16.6	77.2	$D_{4°}^{20°} = 2.533$
Mittel...	7.8	12.1	80.1	2.542 (1492 nicht einberechnet)

In der Tabelle II sind die Resultate der planimetrischen Analyse, welche nach Überquerung von 40—50 cm der Schliffe erhalten wurden, eingeführt. Die Gehalte an Quarzeinsprenglingen schwanken mit etwa 20 % um das Mittel, die der Sanidineinsprenglinge mit etwa 35 %, die der Grundmasse mit etwa 5 %.

In derselben Tabelle sind weiter die spezifischen Gewichte der Gesteine, die an Handstücken mit einer Wage nach WALKER und LA TOUCHE gemessen wurden, angegeben. Die beiden Proben 1490 und 1492 von den roten Varietäten haben unbedeutend höhere Werte des spez. Gewichtes als die beiden letzten grauen, was wohl auf einen ein wenig grösseren Gehalt an dunklen Mineralen (Erzen) beruht. Die Probe 1491 zeigt schon als Handstück ein nicht ganz frisches Aussehen.

Umwandlungsprodukte geringer Dichte haben sicherlich in diesem Fall das spezifische Gewicht ein wenig heruntergedrückt. Im Allgemeinen sind aber die Dichten recht niedrig, was ausser der Armut an dunklen Mineralen nicht so sehr von einer Umwandlung, sondern, wie gezeigt werden soll, von einer gewissen Porosität des Gesteins abhängig ist.

c) *Chemische Zusammensetzung und Mineralzusammensetzung.*

An der chemischen Analyse (Tabelle III), die von Frl. Dr. NAIMA SAHLBOM ausgeführt wurde, bemerkt man vor allem das sehr ausgeprägte Kaliübergewicht im Verhältnis zu Natron. Der hohe Gehalt an Tonerde macht sich besonders bei der Normberechnung bemerkbar,

Tabelle III. Chemische Analyse des Quarzrhyoliths. Probe 1490[1]). Analytiker: Dr. N. SAHLBOM.

	Gewichts %	Mol. %	Norm		Niggli-Werte		v. Wolff-Werte	
SiO_2	74.97	83.97	Q	42.60	qz	268	Q	48.30
TiO_2	0.11	0.09	or	45.59	si	506	L	50.55
Al_2O_3	12.90	8.51	ab	1.57	ti	0.4	M	1.15
Fe_2O_3	1.21	0.51	an	3.61	al	51.0		100.00
FeO	0.29	0.27	C	2.86	fm	9.3	S	84.06
MnO	0.01	0.01	Σ sal	96.23	c	5.3	A	5.66
CaO	0.68	0.81	hy	0.30	alk	34.4	..	
MgO	0.11	0.18	il	0.15		100.0	K_2O	5.49
BaO	0.00	..	mt	0.70	k	0.96	MgO	0.18
Na_2O	0.16	0.16	hm	0.80	mg	0.13	CaO	0.81
K_2O	7.66	5.49	Σ fem	1.95	c/fm	0.57	FeO	0.28
		100.00						
P_2O_5	Spur	..	H_2O	1.60	..		..	
H_2O+105	1.60	..		99.78	..		..	
	99.70	..	or:ab:an = 90.5:2.8:6.7		..		..	
			Quantitatives System: I, 3'', (1) 2, 1					
H_2O—105	0.29	..			..		..	

bei welcher ein nicht unbedeutender Gehalt an Korund (C) sich ergibt. Beide diese Erscheinungen sind zum Teil auf die Serizitisierung des Gesteins zurückzuführen, denn dieselbe dürfte nicht ganz gering gewesen sein, was von der Phasenanalyse noch bestätigt wird. Bevor wir auf die nähere Besprechung der Umwandlung eingehen, muss inzwischen zuerst die Phasenanalyse, deren Resultate in der Tabelle IV wiedergegeben worden sind, besprochen werden.

[1]) Früher publiziert in BACKLUND, H. G. (2): Das Alter des »metamorphen Komplexes« etc. p. 97.

Tabelle IV. Phasenanalyse der Probe 1490. Gewicht des Analysenmaterials = 1.7201 gr.

Fraktion	Dichteintervall	Schwerpunkt des spez. Gew.	Gewicht der Fraktion in Gramm	Gewicht % der Fraktion	Mineralbestand	Häm. Ilm. % Mt.	Serizit %	Quarz %	Feldspat %	% Quarz der Frak.
I	> 2.87	3.35	0.0714	4.2	Hämatit, Serizit, Ilm., Magn. Spur von Pyrit	1.6	2.6	..	..	d_f= 2.580
II	2.87—2.67	2.77	0.0620	3.7	Ein wenig Quarz Serizit	..	3.7	..	..	..
III	2.67—2.64	2.645	0.1850	11.0	Quarz, Feldspat	..	..	10.2	0.8	93
IV	2.64—2.62	2.630	0.4394	26.1	—	..	..	18.6	7.5	71
V	2.62—2.60	2.610	0.4522	26.8	—	..	..	11.6	15.2	43
VI	2.60—2.57	2.585	0.3222	19.1	—	..	..	2.1	17.0	15
VII	2.57—2.54	2.555	0.0399	2.4	Feldspat, leichtere Umwandlungsprod.	..	..	..	2.4	..
VIII	2.54—2.40	2.47	0.0881	5.2	—	..	..	..	5.2	..
IX	< 2.40	2.30	0.0249	1.5	—	..	..	..	1.5	..
	Summe...		1.6851	100.0		1.6	6.3	42.5	49.6	..

Es kommt in der Tabelle IV deutlich zum Vorschein, dass die Körner des Mineralpulvers, welches zentrifugiert wurde, nicht monomineralisch waren. Um monomineralische Körner, insbesonders aus der dichten Grundmasse, erhalten zu können, wäre es sicher notwendig, die Korngrösse (im vorliegenden Falle < 0.1 mm) noch sehr beträchtlich herunterzusetzen. Wegen der beschränkten Tourenzahl (bis 1500 Umdrehungen pro Minute) der Zentrifuge sollte es wahrscheinlich, wenn möglich, recht zeitraubend sein, mit Mineralpulver hinreichend kleiner Grössenordnung zu arbeiten.

Indessen scheint es nicht unmöglich zu sein, auch die Zahlen der dimineralischen Fraktionen, dann speziell derjenigen von der grössten Bedeutung, nämlich die Quarz und Feldspat enthalten, zu verwerten. Betrachtet man nämlich eine Fraktion als aus gleichmässig verteilten Körnchen aller möglichen spezifischen Gewichte innerhalb des angegebenen Dichteintervalles bestehend, so kann man annehmen, dass die Zusammensetzung der Fraktion gleich einer Mischung derjenigen beiden Minerale ist, dessen spezifisches Gewicht gleich dem Mittel der beiden Aussengrenzen des Intervalles gesetzt werden kann. Die Berechtigung dieser Annahme wird umso grösser, je grössere Anzahl von Körnern die Fraktion enthält, doch unter der Veraussetzung, dass die Dimensionen der Körner relativ gross sind im Verhältnis zu denen, innerhalb welcher das Gestein monomineralisch auftreten kann. Die letzte Veraussetzung ist vielleicht im vorliegenden Falle in Betracht

des Vorkommens von Einsprenglingen nicht so ganz erfüllt. Andererseits dürfte sicher die Anzahl der Körner hinreichend gross sein, wenn man bedenkt, dass schon die Fraktion III der Tabelle IV jedenfalls bedeutend mehr als 70.000 Körnchen enthalten muss.

Man bekommt folglich:

$$q = \frac{d_q (d_s - d_f)}{d_s (d_q - d_f)} \qquad (1)$$

wo

q = der Bruchteil der Fraktion, welcher Quarz enthält.
d_q = das spezifische Gewicht des Quarzes (= 2.650).
d_f = — — — des Feldspats.
d_s = der Schwerpunkt des spezifischen Gewichtes der Fraktion.

Die Mineralzusammensetzung der Tabelle IV ist so berechnet, dass von der schwersten Fraktion die Menge (1.6 Gewichts %) von Hämatit, Ilmenit und Magnetit, die aus der chemischen Analyse bestimmt wurde, abgezogen wurde. Der Rest gleichwie die ganze Fraktion II wurde als Serizit berechnet. Die Verteilung von Quarz und Feldspat wurde nach der obenstehenden Formel unter der Annahme berechnet, dass das spezifische Gewicht des reinen Feldspats, dessen Wert innerhalb des Intervalles 2.60—2.57 liegen muss, = 2.580 war. Alle drei Fraktionen < 2.57 sind schliesslich als Feldspat berechnet worden, obwohl die Fraktionen ein wenig Zerfallsprodukte enthalten.

Wird jetzt der erhaltene Mineralbestand auf Oxyde unter der Voraussetzung, dass der Gehalt an Anorthit und Albit derselbe ist, wie die chemische Analyse ihn ergeben hat, zurückgerechnet, so bekommt man die Oxydensummen der Tabelle V, welche in dem Abschnitt $d_f = 2.580$ angegeben worden sind. Dieselbe Berechnungsweise für $d_f = 2.575$ und $d_f = 2.585$ wurde auch versucht, welche aber etwas grössere Abweichungen, wenigstens bezüglich des SiO_2-Gehaltes, ergab. Die Summe der Differenzen zwischen den berechneten und gefundenen Oxydengehalten geht anscheinend über ein Minimum für einen angenommenen Wert, welcher ein wenig grösser als 2.580 ist.

Aus der Tabelle V ist ersichtlich, dass auch der bedeutende Serizitgehalt nicht hinreichend gross ist, um den Tonerdeüberschuss zu erklären. Derselbe muss noch von den leichteren Umwandlungsprodukten, die relativ kali- und quarzarm sowie reich an Tonerde sind, abhängig sein. Man kann weiter sagen, dass die Serizitisierung das Kaliübergewicht ein wenig verstärkt hat, die leichteren Zerfallsprodukte haben in entgegengesetzter Richtung gewirkt. Die Verbindungen der leichteren Zerfallsprodukte dürften der Zeolithgruppe angehören, oder sie sind wasserhältige Tonerdehydrate oder Tonerdesilikate, welche wahrscheinlich zum grössten Teil in der Grundmasse sich befinden und deswegen im Mikroskop schwer wahrnehmbar sind.

Tabelle V. Zurückrechnung des Mineralbestandes (Tab. IV) auf Oxyde.

Chemische Analyse nach Abzug von 1.3 % H_2O und 0.11 % MgO auf 100 umgerechnet	SiO_2 76.3	TiO_2 0.1	Al_2O_3 13.1	Fe_2O_3 1.2	FeO 0.3	CaO 0.7	Na_2O 0.2	K_2O 7.8	H_2O 0.3	Σ 100.0
Hämatit										
Ilmenit										
Magnetit 1.6	..	0.1	..	1.2	0.3	..	..	..	..	..
Ser. 6.3	2.8	..	2.4	..	..	..	..	0.7	0.3	..
Qu. 42.5	42.5	..	..	..	..	..	..	..	..	..
$d_f = 2.580$										
or:ab:an = 89.4:3.6:7.0 Feldspat An 3.5	1.5	..	1.3	..	..	0.7	..	..	..	..
Feldspat Ab 1.7	1.2	..	0.3	..	..	..	0.2	..	..	..
Feldspat Or 44.4	28.8	..	8.1	..	..	..	..	7.5	..	..
Σ 49.6	76.8	0.1	12.1	1.2	0.3	0.7	0.2	8.2	0.3	100.0
Differenz zu der chemischen Analyse	(÷)0.5	..	(+)1.0	..	..	..	..	(÷)0.4	..	1.9
$d_f = 2.585$ Qu. 38.6										
Feldspat 53.6	75.4	..	12.8	..	..	..	..	8.9	..	..
Differenz	(+)0.9	..	(+)0.3	..	..	..	..	(÷)1.1	..	2.3
$d_f = 2.575$ Qu. 45.0										
Feldspat 47.6	77.7	..	11.7	..	..	..	..	7.8	..	..
Differenz	(÷)1.4	..	(+1.4)	..	..	..	..	0.0	..	2.8

Der hohe Kaligehalt ist möglicherweise zum Teil von einer sekundären Kalizufuhr in Zusammenhang mit der Serizitisierung abhängig. Inwieweit dieser Vorgang mit einem Alkaliaustausch oder einer zusammengehenden Natronausfuhr in Verbindung steht, ist recht schwierig zu beurteilen, doch ist es wohl glaubwürdig, dass wegen des extrem kleinen Natrongehaltes solche Umsetzungen jedenfalls in geringer Erstreckung sich abgespielt haben (weiter hierüber siehe unten). Die Umwandlungsprozesse dürften aber nicht so weit vor sich gegangen sein, dass in dem ursprünglichen Magma nicht ein ausgeprägtes Kaliübergewicht vorhanden war. Denn dies sollte veraussetzen, dass ursprünglich ein Albit oder ein Perthit aufträte, und dass man folglich Pseudomorphosen von Sanidin nach Albit (Adularisierung) beobachten sollte, sofern nicht die Metamorphose bei so hoher Temperatur einsetzte, dass noch nicht die Perthitisierung angefangen hatte. Diese Temperatur liegt aber so hoch, dass man kaum zwischen sekundären metamorphen Prozessen und primärer Gesteinsbildung zu unterscheiden braucht. Es ist wohl auch möglich, dass das Magma selbst durch seine eigenen spätmagmatischen Lösungen die Umwandlungen verursacht hat. Keine Stoffzufuhr von einem zweiten Magma aus sollte vorliegen und damit keine Meta-

somatose in eigentlichem Sinne [V. M. GOLDSCHMIDT (9)] vorhanden sein. Die Umwandlungenhaben nur eine unregelmässige Verteilung einiger Stoffe (Kali, Natron) im letzten Bildungsmoment des Gesteins verursacht.

Aus den Bestimmungen der Tabelle II, wo unter anderen die Volumprozente der Einsprenglinge der Probe 1490 angegeben sind, ist es möglich, den Gehalt an Quarz- und Sanidineinsprenglingen von dem Mineralbestand des Gesteins abzuziehen und somit den Mineralbestand der Grundmasse zu berechnen. Es ist hierbei angenommen worden, dass der Zerfall und der Inhalt dunkler Minerale als Einsprenglinge gleich dem des Gesteins oder der Grundmasse sei, und dass weiter der Quarz der Einsprenglinge nicht zersetzt sei. Vielleicht durch einen Zufall wurde bei dieser Berechnung genau dieselbe Gewichtsmenge von Quarz und Feldspat sowohl als Einsprenglinge im Gestein als auch als Komponenten der Grundmasse erhalten. Es scheint, als wäre die Zusammensetzung der ersten Generation (Einsprenglinge) der Kristallisation dieselbe wie die der letzten, was wohl auf Zersetzung (?) beruht, welche in der Richtung eines Ausgleichs der Zusammensetzungen der beiden Generationen gewirkt hat. Die gefundenen Gewichtsmengen von Quarz und Feldspat stehen schlecht in Übereinstimmung mit denjenigen, die J. H. L. VOGT (40) für eutektische Mischungen granitischer Alkalirhyolithe gefunden hat. Zwar ist das Quarz: Feldspatverhältnis 28:72 des obengenannten Verfassers nicht ganz mit dem erhaltenen 42.5:49.6 zu vergleichen, denn es ist nicht in der entsprechenden Weise berechnet worden. Geht man aber von der Normberechnung der chemischen Analyse aus und lässt C, femische Bestandteile und H_2O ausser acht, bekommt man ein Quarz-Feldspatverhältnis = 46.6:53.4 mit einem SiO_2- Gehalt = etwa 80 %, oder ein grösseres Verhältnis als das in der Tabelle VI angegebene.

Denkt man sich andrerseits die überschüssige Tonerde als ursprünglich in Orthoklas oder Albit gebunden, lässt sich die Zusammen-

Tabelle VI. Mineralbestand der Einsprenglinge und der Grundmasse der Probe 1490.

	Minerale des Gesteins	Einsprenglinge. Gewichts % des Gesteins	Einsprenglinge. Gewichts % der eingehenden Min.	Grundmasse
Quarz	42.5	7.4	42.5	42.5
Feldspat	49.6	10.0	49.6	49.6
Serizit	6.3	..	6.3	6.3
Femische Minerale	1.6	..	1.6	1.6
Summe	100.0	17.4	100.0	100.0

setzung des Gesteins und der Grundmasse der nachstehenden Tabelle VII berechnen. Besonders nach der zweiten (II) Alternative gibt die Berechnung ein Quarz: Feldspatverhältnis 28.1:71.9, das dem Vogt-schen eutektischen Wert sehr nahe steht, doch weichen die Werte der beiden Alternative (I) und (II) so wenig von einander ab, dass die Annahme eines ursprünglich grösseren Albitgehaltes aus diesem Grund jedenfalls unsicher ist. Die gute Übereinstimmung zwischen der berechneten Grundmasse einerseits und der eutektischen Zusammensetzung spricht dafür, dass bei der Umwandlung des Gesteins die Mengen sowohl von Al_2O_3, SiO_2, wie auch möglicherweise von K_2O sich relativ konstant gehalten haben, während ein Teil der Alkalien (entweder K_2O oder Na_2O) fortgeführt wurde. Nach dieser Annahme muss ursprünglich die Summe der Alkalien ein wenig grösser gewesen sein (siehe Tabelle VII).

Tabelle VII. Zusammensetzung des berechnet frischen Gesteins, der Einsprenglinge und der Grundmasse. Femische Bestandteile ausser acht gelassen (Probe 1490).

	Zusammensetzung des frischen Gesteins. Überschüssige Tonerde als Orthoklas gebunden I		Zusammensetzung des frischen Gesteins. Überschüssige Tonerde als Albit gebunden II		Einsprenglinge	Frische Grundmasse I	Frische Grundmasse II
Quarz	32.9		33.2		42.5	27.7	28.1
Feldspat or	61.8	67.1	46.5	66.8	57.5	72.3	71.9
Feldspat ab	1.6		16.6				
Feldspat an	3.7		3.7				
SiO_2	75.7		75.3		..	..	..
Na_2O-gehalt des frischen Gesteins	0.2		1.9		..	..	..
K_2O-gehalt des frischen Gesteins	10.4		7.8		..	..	..

Wir haben bereits bei der Besprechung der Einteilung der Gesteine hervorgehoben, dass nach der Klassifizierung v. Wolffs die besprochenen Gesteine zu den Kalimagmen gehören, was aber nichts anderers bedeutet, als dass $K_2O > Na_2O$ ist. Bezüglich der Quarzrhyolithe ist dieses Kaliübergewicht besonders ausgeprägt, inwiewohl, wie es wahrscheinlich gemacht wurde, der Kaligehalt zum Teil durch sekundäre Umwandlung noch mehr in Erscheinung trat. Trotz des grossen k-Ver-

hältnisses können sie indessen der Kalireihe NIGGLIS (28) nicht zugerechnet werden. Die al-, alk-, fm- und c-Werte stehen vielmehr mit den normalen Granitmagmen der Kalk-Alkalireihe in Übereinstimmung und unter diesen bezüglich ihrer relativ hohen si-Zahl den aplitgranitischen Magmen am nächsten, obwohl der relativ hohe fm-Wert (9.3) sie an die Grenze der engadinitischen oder engadinitgranitischen Magmen stellt. Das von diesen Magmengruppen ganz abweichende k-Verhältnis ist doch sehr bemerkenswert.

d) *Porosität.*

Aus den Bestimmungen der Gewichtsmenge der Fraktion innerhalb bestimmter Dichteintervalle (Tabelle III) kann man das mittlere spezifische Gewicht des Mineralpulvers berechnen. Aus leicht eingesehenen Gründen bekommt man:

$$s = \frac{100}{\frac{a_1}{s_1} + \frac{a_2}{s_2} + \frac{a_3}{s_3} \cdots} \qquad (2)$$

wo

s = mittleres spez. Gewicht des Mineralpulvers.
a_1, a_2, a_3, a_4 etc. = Gewichts $^0/_0$ der Fraktion I, II, III etc.
s_1, s_2, s_3 etc = Schwerpunkte der spez. Gew. der Fraktion I, II, III etc.

Nach der Formel (2) wird für die Probe 1490:

$$s = 2.630 \ (2.655—2.600),$$

wo die beiden Grenzen 2.655 u. 2.600 die berechneten Werte angeben, wenn man anstatt des Schwerpunkts die Aussengrenzen der spezifischen Gewichte jeder Fraktion nimmt. (Die Aussengrenzen der Fraktion I = 3.0—3.5, der Fraktion IX = 2.2—2.4).

Das spezifische Gewicht des Mineralpulvers ist allerdings bedeutend grösser als das des Gesteins = 2.556, was wohl auf die Porosität beruht, welche sich zu

$$2.81 \ ^0/_0$$

berechnen lässt.

Die Porosität muss eher als eine Abkühlungskontraktion denn als eine Auflockerung bei der Umwandlung des Gesteins erklärt werden, denn nach der angenommenen Umwandlungsreaktion,

$$\underset{\text{Orthoklas}}{3\ (K, Na)_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2} + 5H_2O =$$

$$= \underset{\text{Serizit}}{K_2O \cdot 2H_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2} + \underset{\text{Quarz}}{12SiO_2} + 6(K, Na)\,OH$$

werden Umwandlungsprodukte (an der rechten Seite der Reaktionsformel) erhalten, deren Molekularvolumensumme bedeutend grösser als diejenige der Ausgangsstoffe ist.

2. Sphärolithische Rhyolithe.

a) *Vorkommen und makroskopisches Aussehen.*

Die Gesteine, die zu dieser Gruppe gehören, stammen auch aus der Gegend westlich des Kapes in der Nähe des Lagerplatzes. Sie sind etwas östlicher als die Probe der Quarzrhyolithe anstehend und gehören einem Lavastrom an, der bis zu dem Ufer sich herunterstreckt. Die neun Proben 1500—1508 sind sämtlich dem Stromende in der Nähe der Küste entnommen (näheres hierüber siehe die geologische Beschreibung und die Karte).

Die Gruppe ist durch helle, weisslichgraue oder hell grasgrüne (Probe 1508) dichte Gesteine mit Einsprenglingen repräsentiert. Die Einsprenglinge sind als Feldspäte (Durchmesser 1—6 mm), welche wegen ihrer der Grundmasse ähnlichen Farbtöne auf den ersten Blick schwer unterscheidbar sind, und als kleine, bedeutend spärlicher vorkommende Quarzkristalle (Durchmesser selten über 0.5 mm) repräsentiert. Einige der Proben führen ein wenig Schwefelkies (1500, 1501 und 1505) und haben deswegen eine rostbraune Verwitterungshaut.

b) *Struktur und Mineralbestand.*

Die Grundmasse dieser Gesteine hat zunächst eine mikrogranitische Struktur, in der sowohl die Quarz- wie die Feldspatindividuen ziemlich wohl begrenzt und isometrisch entwickelt sind. Die Grössenordnung der Individuen wechselt recht bedeutend, auch innerhalb desselben Schliffes. In einer sehr feinkörnigen Grundmasse (Korngrösse < 0.02 mm) können unregelmässig begrenzte Partien mit auffallend grösseren Kristallindividuen (bis 0.1 mm) auftreten (Tafel 1, Figur 3), was wahrscheinlich auf eine teilweise Einmischung von zwei verschiedenartig abgekühlten Partien des Magmas von verschiedenem Wassergehalt und verschiedener Korngrösse zurückzuführen ist. Zwei solche Magmen haben in einigen Fällen (Probe 1500 und 1501) durch Fliesserscheinungen eine wahre Streifenbildung des Gesteins verursacht, wie es unten näher besprochen werden soll [siehe Iddings (16)].

Ausser Sphärolithen und Lithophysen (siehe unten) schwimmen in dieser Grundmasse Einsprenglinge aus *Quarz* und *Feldspat*. Im Gegensatz zu den Verhältnissen bei den Quarzrhyolithen sind die Quarzeinsprenglinge sehr wenig korrodiert und meistens gut idiomorph begrenzt. Sie erscheinen im Dünnschliff als viereckige, oft quadratische Tafeln (Durchmesser 0.3—0.5 mm), welche Schnitte von romboedrisch entwickelten Quarzkristallen repräsentieren, die von den Romboederflächen $(10\bar{1}1)$ und $(01\bar{1}1)$, aber nicht von Prismenflächen begrenzt sind. Die Auslöschung der Quarze ist sehr scharf. Bemerkenswert ist weiter die sehr deutliche Spaltbarkeit dieser Quarzkristalle nach dem Romboeder $(10\bar{1}1)$. Meistens gibt es keinen Reaktionsrand zwischen

den Quarzeinsprenglingen und der Grundmasse. Die Einsprenglinge bestehen nicht selten aus zwei nach dem Japanergesetz verzwillingten Quarzindividuen.

Die Feldspateinsprenglinge, die meistens viel grösser als die Quarzeinsprenglinge sind (Grössenordnung, siehe oben), haben auch gewöhnlich eine wohlentwickelte, idiomorphe Begrenzung, welche oftmals aber wegen eines intensiven Durchziehens von mit Grundmassesubstanz oder Quarz gefüllten unregelmässigen Spalten nicht so deutlich hervortritt. Es gibt zwei Feldspäte unter den Einsprenglingen, teils einen meistens albitlamellierten *Albit* mit einem An-Gehalt von 0—10 %, teils einen *Alkalifeldspat*, welcher in Analogie mit der früheren Diskussion (Seite 30) als *Natronsanidin* bezeichnet werden darf. Die Plagioklase kommen seltener als selbständige Einsprenglinge vor, wobei sie recht korrodiert sind. Meistens liegen sie als einzelne Individuen, oder eher in Aggregaten von verschiedenen, mehr oder weniger abgerundeten Individuen ohne jede regelmässige Orientierung innerhalb grösserer Sanidinkristalle. Sie grenzen dann entweder direkt an den Sanidin, oder sie sind von einer dünnen quarzreichen Haut umgeben. Nicht selten liegen ferner verzwillingte Plagioklase als isometrische, gleich orientierte Körner oder kleine polygonal begrenzte Körper in dem Sanidin. Im Schliffe sehen deswegen solche Sanidine fleckig aus und die meistens isometrischen Flecke löschen alle innerhalb desselben Sanidinkristalls gleichzeitig aus. (Siehe Tafel 1, Figur 4). Der Auslöschungswinkel im Schnitte ungefähr parallel der Basis ist beinahe übereinstimmend für die beiden Feldspäte und man kann vermuten, dass sie mit gemeinsamen b- und c- Axen verwachsen sind. Man dürfte diese Bildungen als Perthite bezeichnen, denn sie sind wahrscheinlich durch Entmischungsvorgänge entstanden. In vielen Beziehungen ähneln sie dem Plagioklasmikroperthit, welchen P. J. HOLMQUIST (15) im Varbergsgranit von Apelviken und A. HENNIG (13) im Granit von Kullen beschrieben haben, doch handelt es sich in diesem Fall um Perthite, in jenen um Antiperthite. In einem übrigens ein wenig fleckigen Sanidinperthit bildet ein Teil des Plagioklases ein 0,1—0,2 mm breites Band, welches teilweise der Umgrenzung des Sanidineinsprenglings folgt (siehe Tafel 2, Figur 1).

Die Sanidineinsprenglinge ähneln in ihrer habituellen Entwicklung denen der Quarzrhyolithe, es sind nur die Prismenflächen ein wenig mehr prononziert, weswegen der nach der a-Axe ausgezogene Habitus nicht so hervortretend wird. Daneben ist die ($\bar{2}01$)-Fläche nebst der Basis meistens vorhanden. Die Spaltbarkeit nach der Basis ist gleichwohl sehr deutlich, nach (010) wieder undeutlich und oft kaum wahrnehmbar.

In ihren optischen Eigenschaften unterscheiden sich diese Sanidine von denjenigen der Quarzrhyolithe durch ihren ein wenig kleineren

Auslöschungswinkel (siehe Tabelle VIII). Dies sollte nach dem Diagramm WINCHELLS (loc. cit.) eigentlich bedeuten, dass der Ab-Gehalt verhältnismässig geringer ist, was wohl nicht so sicher und sogar recht unwahrscheinlich erscheint. Am Mineralpulver der Probe 1508 wurde nämlich die Lichtbrechung

$$n_\beta = 1.525 \text{ (nach der Immersionsmethode bestimmt)}$$

erhalten, welcher Wert etwas höher als der des Sanidins der Quarzrhyolithprobe 1490 liegt. Die Optik des Sanidins ist nicht sehr ungleich derjenigen, welche von W. C. SMITH und C. BURRI (36) bei dem als Natronorthoklas bezeichneten Feldspat aus dem Phonolith von der Fernando Noronha Insel bestimmt wurde. Diese Verfasser fanden einen Auslöschungswinkel von 7°.5 und einen Axenwinkel zwischen 42°—50°.

Tabelle VIII. Die Axenwinkel, die Doppelbrechungen und die Auslöschungswinkel der Einsprenglinge (Sanidin, Plagioklas) der sphär. Rhyolithe.

Probe	2 Vα	γ—α	β—α	γ—β	a:α	An-Gehalt nach dem Diagramme REINHARDS
		Sanidine				
1500	62°.5 Ch. G.	0.0047 ber.	0.0034 gem.	0.0013 ber.	6°.5	..
1501	49.5 —	0.0044 gem.	0.0036 ber.	0.0008 ber.	6.8	..
1502	47.0 —	0.0045 gem.	0.0037 gem.	0.0008 gem.	5.1	..
1504Sphärolithe	56.0 —	0.0043 ber.	0.0034 gem.	0.0009 gem.	..	..
1507	52.5 —	0.0042 ber.	0.0034 gem.	0.0008 ber.	6.4	..
1508	41°.5 —	0.0044 ber.	0.0038 gem.	0.0006 ber.	5°.8	..
		Plagioklase				
1501	100°.5 Ch. G.	0.0095 gem.	0.0038 gem.	0.0056 ber.	..	0— 3 %
1508	94.5 —	0.0098 ber.	0.0045 ber.	0.0053 gem.	..	7—10 %

Akzessorisch tritt in der Grundmasse ausser kleinen kubisch begrenzten *Schwefelkies*kristallen noch *Zirkon*, verstreuter *Hämatit* und *Serizit* sowie sehr untergeordnet *Calcit* und *Eisenanthophyllit* auf.

Die *Zirkone* zeigen meistens relativ grosse (bis 0.1 mm in der Längsrichtung), nach der c-Axe langgestreckte Kristalle, welche von {110}, {101} und {111} sehr deutlich begrenzt sind. Die Doppelbrechung wurde zu

$$\varepsilon—\omega = 0.068 \qquad \text{optisch } +$$

bestimmt.

Der *Serizit* kommt meistens in kleinen aggregatpolarisierenden Partien vor, ist aber in einzelnen Fällen in grösseren einheitlichen Kristallen gesammelt, an denen folgende optische Konstanten bestimmt wurden:

$2V\alpha = 49°$ (N) $\varrho > v$
$\gamma - \alpha = 0.040$ ber.
$\beta - \alpha = 0.033$ gem. optisch —
$\gamma - \beta = 0.007$ ber.

Der *Eisenanthophyllet* wurde als Mineralpulver aus der schweren Fraktion der Probe 1508 bestimmt. Die Mineralsplitter sind nach den Flächen (010) und (110) sehr deutlich spaltbar und faserig nach der c-Axe, welche ausserdem die γ-Richtung angibt, ausgezogen. Das Mineral ist schwach pleochroitisch mit

γ hell grasgrün
α sehr schwach grün, mit Stich ins Rosa.

An einem Mineralsplitter, der auf (010) lag, konnten folgende Daten gemessen werden:

$n\gamma = 1.683$ (nach der Immersionsmethode)
$\gamma - \alpha = 0.016$ (Dicke durch Kanstellung des Splitters gemessen).

Aus der Tabelle IX ist ersichtlich, dass der prozentuelle Anteil des Einsprenglingsquarzes bedeutend geringer als bei den Quarzrhyolithen (Tabelle II) ist. Die Menge der Feldspateinsprenglinge variiert innerhalb eines recht beträchtlichen Intervalles mit einem Mittel, das auch ein wenig kleiner als bei den Quarzrhyolithen ausfällt. Es wurde an einigen Proben die sphärolitisch und mikrogranitisch ausgebildete Grundmasse separat eingemessen. Die Summen der Grundmasseanteile schwanken um 89 %.

c) *Texturelle Kennzeichen.*

1. Bänderung.

Die Proben 1500 und 1501 zeigen eine charakteristische fluidale Textur, welche in ihrer Ausbildung einer feinen Schichtung mit millimeterdicken Schichten ähnelt, die abwechselnd aus dichten, felsitischen, wahrscheinlich feldspatreichen Scheiben (Durchmesser der Kristallindividuen etwa 0.05 mm) von trüber, weisser Farbe; und aus relativ gröberen, grauen, anscheinend quarzreicheren, mehr durchscheinenden Scheiben (Durchmesser der Individuen 0.15—0.20 mm) bestehen. Die abwechelnden Schichten oder Scheiben sind meistens recht regelmässig

Tabelle IX. Volumprozente der Einsprenglinge und spezifisches Gewicht der sphär. Rhyolithe.

Probe nr.	Volumenprozent von							Spezifisches Gewicht
	Einspr. Quarz	Einspr.-Sanidin	Einspr.-Plagioklas	Summe Einspr.-Feldspat	Grundmasse, sphärolithisch	Grundmasse, mikrogranitisch	Summe Grundmasse	
1500....	2.3	..	..	9.5	—	88.2	88.2	$D_{4°}^{15°} = 2.511$
1501....	1.8	14.5	2.1	16.6	—	81.6	81.6	$D_{4°}^{21°} = 2.525$
1502....	1.1	..	..	7.6	14.1	77.2	91.3	$D_{4°}^{16°} = 2.510$
1503....	3.0	..	..	2.4	24.1	70.5	94.6	$D_{4°}^{21°} = 2.462$
1504.. *) Sphärolithe	0.9	(Spährolithquarz = 28.3		1.7	(Calcit-Serizit = 20.9)		48.2 (sphärolitisch)	$D_{4°}^{11°} = 2.576$ $= 2.598$ 2 Proben
1505....	2.3	..	..	5.6	..	..	92.1	$D_{4°}^{21°} = 2.434$
1506....	3.5	..	..	9.2	..	..	83.6	$D_{4°}^{12°} = 2.422$
1507....	2.8	..	..	6.2	..	..	91.0	$D_{4°}^{20°} = 2.506$
1508....	2.1	8.8	1.9	10.7	33.8	53.4	87.2	$D_{4°}^{21°} = 2.553$
Mittel ..	2.4	..	..	8.6	..	..	89.0	2.491

*) 1504 im Mittel nicht miteinbegriffen.

entwickelt und haben auf den Gesteinsflächen eine feine Bänderung (siehe Figur 3 und 4) ausgebildet. Indessen haben die grösseren Quarz- und Feldspateinsprenglinge eine Umbiegung der Bänder verursacht, indem die Bänder in der Richtung senkrecht zu den Scheiben sich einander näher anschmiegen, wenn sie an einem Einsprengling vorbeilaufen.

2. Sphärolithen.

In einer anderen Hinsicht weisen diese Gesteine eine charakteristische texturelle Eigenschaft auf, indem sie durchgehend Sphärolithen führen. In den Proben 1500 und 1501 kommen nur einige vereinzelte, mikroskopisch wahrnehmbare sphärolithische Bildungen vor, in den übrigen Proben sind sie reichlicher vorhanden und meistens auch makroskopisch wahrnehmbar. Sie können auch in einer sehr grossen Menge (Figur 5, Probe 1508) vorhanden sein und sind dann von sehr verschie-



Fig. 3. Handstück eines gebänderten sphärolithischen Rhyolithes. Probe 1500. Die feldspatreicheren Bänder sind hell, die mehr durchscheinenden, quarzreicheren Bänder sind dunkel.
($\times$ $^3/_5$).



Fig. 4. Plangeschliffene Fläche der Probe 1500. Man sieht, wie die Bänder um die Sanidineinsprenglinge herumbiegen.
($\times$ $^5/_4$).



Fig. 5. Handstück eines sphärolithischen Rhyolithes mit einer grossen Menge von Sphärolithen, Probe 1508.
($\times$ $^{7}/_{10}$).

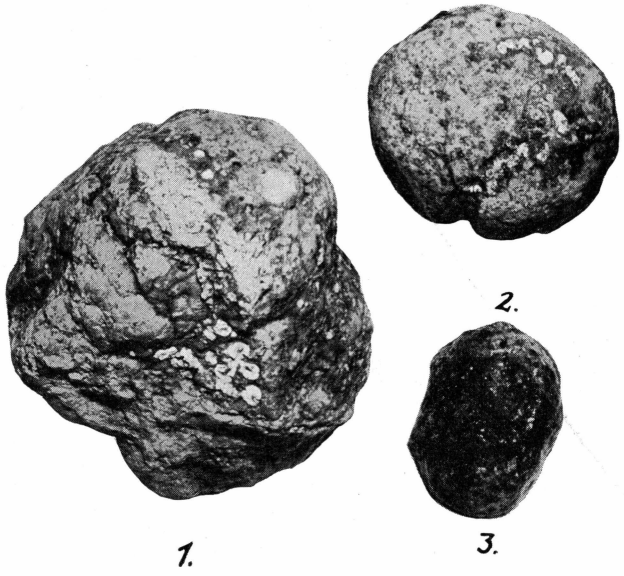


Fig. 6. Drei grosse Sphärolithen. Probe 1504. Der erste Sphärolith (1) zeigt deutlich die nieren-oder halbkugelförmigen Vorsprünge, der dritte (3) eine rundflache Vertiefung. Kleine Sphärolithen der ersten Generation sind auf dem ersten (rechts unter der Mitte) und auf dem zweiten (rechts oben) ersichtlich.
($\times$ $^{3}/_{5}$).

denen Dimensionen: von nur mikroskopisch wahrnehmbarer Grösse bis Erbsen- oder Nussgrösse.

a) Grössere hohle Spärolithen und komplexe Sphärolithen.

Das Gestein, welchem die Proben 1504 entnommen wurden, führte reichlich sehr grosse, sphärolithische Bildungen mit einem Durchmesser bis 8—9 cm (Figur 6: Sphärolithe, Probe 1504. Figur 7: Durchschnitt eines Sphärolithes der Probe 1504). Diese Bildungen dürften möglicherweise eher als Lithophysen bezeichnet werden, denn sie zeigen teilweise einen konzentrisch schaligen Aufbau und entwickeln besonders in den zentralen Teilen Höhlungen, welche jetzt aber mit einer gelbbraunen Masse von *Quarz*, *Eisenoxyd*, *Calcit*, *Serizit* nebst in geringer Menge wahrscheinlich von *Siderit* und *Magnesit* ausgefüllt sind. Die mehr oder weniger konzentrisch angeordneten Quarzschalen, welche sich nur zwei- bis dreimal längs einem Radius wiederholen, bilden relativ kleine, unregelmässige Kalotten mit in der Mitte anschwellenden, nach den Seiten relativ schnell auskeilenden Partien (Tafel 2, Figur 2). Die Quarzindividuen dieser Schalen sind allotriomorph, aber deutlich radialstrahlig angeordnet und wenden ihre c-Axen mit relativ kleinen Winkelabweichungen nach gemeinsamen Zentren, welche innerhalb eines Sphäroliths in einem Punkt, aber jedenfalls auch in mehreren von einander entfernten Punkten liegen können. Auch die Hauptmasse dieser grossen hohlen Sphärolithen, welche makroskopisch dem übrigen blass- oder weisslichgrauen, nicht sphärolithischen Gestein sehr ähnlich ist, ist radialstrahlig angeordnet. Jene wie diese bestehen aus einer Grundmasse, in welcher Quarz- und Feldspateinsprenglinge von identisch demselben Habitus wie die des Gesteins sich befinden. Die Struktur der Grundmasse ist inzwischen eine andere. Durch das Auftreten von kleinen ausgezogenen Quarz- und Feldspatmikrolithen, welche wie dünne, beinahe parallel angeordnete Schnüre zwischen den übrigens relativ grob (0.05—0.1 mm) kristallisierenden Quarz- und Feldspatindividuen entwickelt sind, hat die Grundmasse eine radielle Streifigkeit erhalten (Tafel 2, Figur 3). Die dünnen Mikrolithen schiessen entweder von einem Individuum in ein benachbartes hinein oder sie treten als kleine selbständige Bildungen inmitten eines Individuums auf. In vielen Beziehungen ähnelt die Struktur derjenigen, welche bei verschiedenen Lipariten auftreten und am ehesten mikropoikilitisch genannt werden kann, wobei die poikilitischen Einschlüsse langgestreckt sind. Sie unterscheidet sich von ihr nur in der Beziehung, dass die Mikrolithen eine gewisse Anordnung bekommen haben.

Ausser den Quarz- und Feldspateinsprenglingen befinden sich in der Grundmasse dieser grossen hohlen Sphärolithen noch kleine, erbsengrosse, mehr oder weniger kompakte Sphärolithen, welche einer

ersten sphärolithbildenden Generation angehören (siehe Figur 6). Diese Ausbildung, welche W. Cross (7) an Sphärolithen vom Custer County in Colorado komplexe Sphärolithen nannte, ist bei den grossen Sphäro-



Fig. 7. Quersnitt eines grossen Sphärolithes. Der dritte Sphärolith der vorherigen Figur. Dunkle Calcit-, Serizit- und Eisenoxydhydratfüllung in den inneren Teilen. Dichte, ein wenig hellere, äusserste Umrandung.
($\times$ 5/4).

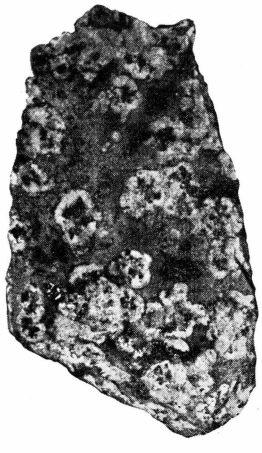


Fig. 8. Plangeschliffene Fläche der Probe 1508. Sphärolithen der ersten Generation. Die Eisenoxydpigmentierung tritt deutlich hervor.
($\times$ 5/4).

lithen beinahe immer vorhanden. Die kleinen Sphärolithen der ersten Generation ähneln vollkommen den übrigen, weissen, auch selbständig auftretenden Sphärolithen, welche unter β) beschrieben werden sollen. Man bemerkt besonders das Auftreten zweier Generationen an den halbkugelförmigen Vorsprüngen der Wände der grossen Sphärolithen (Figur 6).

An den Begrenzungsflächen derselben sind noch grössere, rundflache Vertiefungen zu bemerken, welche aber nicht, wie man es zuerst annehmen könnte, durch das Wegfallen kleinerer Sphärolithen entstanden sind, sondern eher ihrer Grösse nach die Begrenzungsflächen zweier Sphärolithen derselben Generation repräsentieren. Die Entstehung dieser Vertiefungen darf aber nicht ohne weiteres als Eindrücke in einen etwa noch im plastischen Zustand befindlichen Sphärolith angesehen werden, denn ähnliche Vertiefungen können auch billigerweise durch Zusammentreffen zweier ungleichzeitig entstandener, in radialer Richtung wachsender Sphärolithen gebildet worden sein [siehe POPOFF, B. (33)].

β) Einfache Sphärolithen der ersten Generation.

Die kleineren, mehr kompakten Sphärolithen der ersten Generation, welche, wie gesagt, teils in den komplexen Sphärolithen, teils in der Grundmasse direkt als selbständige Bildungen vorhanden sein können, waren anscheinend wenigstens bei den grösseren Individuen nicht ganz von Höhlungen frei, welches sich durch eine in den zentralen Teilen unbedeutende Pigmentierung von Eisenoxydhydrat kundgibt (Figur 8). Im Mikroskop sieht man, dass die Mineralzusammensetzung dieser Höhlungen der der komplexen Sphärolithen entspricht, indem sie ausser dem Eisenoxydhydrat noch Serizit und Calcit enthalten. Der grösste Teil dieser Sphärolithen besteht aus einer weissen, oder sehr hell rötlichen, deutlich radialstrahligen Masse, welche an der Grenze zu der Gesteinsgrundmasse meistens von einem dünnen durchscheinenden Rand ohne jede makroskopisch wahrnehmbare Struktur umgegeben ist. Mikroskopisch findet man die radialstrahlig aufgebauten, inneren Zonen aus sehr langgestreckten, dünnen, haarförmigen oder faserigen, sich wenig verzweigenden Quarz- und Feldspatmikrolithen bestehend, welche von verschiedenen Zentren innerhalb der Sphärolithen ausstrahlen können (Tafel 2, Figur 4 und Tafel 3, Figur 2). In diesem meistens klar durchscheinenden, strahligen Aggregat liegen diffus begrenzte, relativ breitere, die Mikrolithen abschneidende, mehr oder weniger ausgezogene Kristallindividuen, welche wegen ihrer höheren Licht- und Doppelbrechungen wohl aus möglicherweise magnetitimprägniertem Quarz bestehen. In gewöhnlichem Licht zeigen sie ein schmutziges Aussehen und ähneln in dieser Beziehung mehr dem im übrigen Gestein auftretenden Plagioklas. Das besprochene radialstrahlige Quarz- und Feldspataggregat enthält weiter noch in einigen Fällen idiomorph begrenzte Quarz- und Feldspatindividuen von typischem Einsprenglingscharakter (Tafel 3, Figur 1) und man kann die interessante Wahrnehmung machen, dass die Substanz der Korrosionskanäle der Quarze (sie mögen in direkter Verbindung mit der übrigen Masse

stehen oder anscheinend ganz innerhalb der Quarzindividuen liegen) auch radialstrahlig angeordnet ist, wobei die Feldspatmikrolithe der Korrosionskanäle parallel zu denen der umgebenden Masse gestreckt sind.

Die langgezogenen Feldspatmikrolithen scheinen nicht mit der a-Axe in der radialen Richtung orientiert zu sein, wie es J. P. Iddings (17) bei der Mehrzahl seiner untersuchten Sphärolithen vom Obsidian Cliff im Yellowstone Park bestimmen konnte, denn oftmals war die Längsrichtung des strahligen Aggregates beinahe durchgehend in der Richtung der kleinsten optischen Elastizität orientiert. Eher dürfte dann die Längsrichtung mit der c-Axe des Feldspats zusammenfallen, wobei die besprochene Richtung mit der mittleren optischen Elastizitätsaxe zusammenfallen wird. Diese Orientierung kommt ja auch bei den von Iddings beschriebenen Sphärolithen vor und scheint an anderen Lokalen [bei den von A. Harker (12) beschriebenen Sphärolithen von Skye] sehr regelmässig vorhanden zu sein. Die genaue Orientierung dieser sehr dünnen Mikrolithen ist aber nicht möglich näher festzustellen, weil unter anderem das Auflösungsvermögen des Mikroskops nicht gross genug ist, um sicher zwischen den Quarz- und Feldspatmikrolithen unterscheiden zu können.

In der Hülle, welche im Schliffe die radialstrahlige Masse der Sphärolithen wie ein Rand zu umgeben scheint, ist die Struktur wegen der sehr kleinen Dimensionen der Kristalle schwer entwirrbar. Die Begrenzung zu dem inneren, radialstrahligen Aggregat ist sehr unscharf und uneben, beruhend darauf, dass von diesem aus kleine langgezogene Mikrolithen einzeln oder in kleinen Büscheln in die dichtere Hülle hinein fortsetzen. Selbst in der Hülle scheinen jedoch vereinzelt äusserst dünne und relativ kurze, selbständige, radialstrahlige Mikrolithen vorzukommen; übrigens erweckt diese auch bei den stärksten Vergrösserungen einen mehr körnigen Eindruck (Tafel 3, Figur 2 und 3). In gewöhnlichem Licht ist die Hülle im Gegensatz zu der inneren radialstrahligen Zone, welche ein teilweise schmutziges Aussehen aufweist, klar durchsichtig mit einer deutlich kleineren Lichtbrechung als die der umgebenden Grundmasse. Die Begrenzung zu derselben ist recht scharf, doch scheint die umgebende Grundmasse nahe an der Grenze meistens etwas feinkörniger zu sein und hat oftmals einen mit der Begrenzung des Sphäroliths konzentrischen Bau (Tafel 3, Figur 3). Im Grossen scheint diese äussere Hülle mehr oder weniger der Zone von »supplemental« sphärolithischem Wachstum, welches Cross (loc. cit. p. 424) an seinem Material aus Colorado beschreibt, ähnlich zu sein.

Im Allgemeinen zeigen die besprochenen Sphärolithen nicht die ideale kugelförmige Begrenzung. Meistens sitzen mehrere zusammengewachsene, sphärolithische Gebilde zu Aggregaten vereint mit einer Menge von Zentren, wobei die äussere Begrenzung nierenförmig wird (siehe

Figur 6 und 8). Oder es liegen in der mikrogranitischen Grundmasse einzelne sektorenförmige, sphärolithische Bildungen mit büschelähnlich ausstrahlenden Mikrolithen, welche von einem in dem sphärolithischen Körper sehr exzentrisch, oft sogar am äussersten Rand desselben befindlichen Zentrum ausstrahlen. Solche sektorenförmige Bildungen häufen sich besonders längs den Kanten von grösseren Feldspateinsprenglingen an, wobei sie in der Richtung der Kantengrenze oftmals recht stark ausgezogen sind (Tafel 4, Figur 1). Wenn sie radialstrahlig gebaut sind, besitzen die Sektoren eine deutliche Hülle meistens nur in der frontalen Richtung oder in der Verlängerung des strahligen Baues. In übrigen Richtungen fehlt die Hülle.

Es ist auch keine allgemeine Regel, dass in der frontalen Richtung die Hülle immer existiert. Manchmals, insbesonders wenn zwei Sphärolithen aneinanderstossen, setzt der radialstrahlige Bau bis an den äussersten Rand des Sphäroliths fort. Es gibt noch weiter Fälle, besonders bei den kleinen Sphärolithen, wo keine deutliche innere radialstrahlige Zone und oft auch keine karbonat- und serizitgefüllten Höhlungen vorhanden sind. Der ganze kompakte Sphärolith besitzt dabei eine sehr feine Struktur mit dem anscheinend körnigen Aussehen, die der beschriebenen Aussenzone oder der Hülle am meisten ähnlich ist (Tafel 3, Figur 4).

Bei dem Aneinanderstossen von zwei relativ wohl ausgebildeten, kugelförmigen Sphärolithen ist der Schnitt der Begrenzungsfläche eine beinahe grade Linie (Tafel 4, Figur 1 u. 2), welches darauf deutet, dass bei angenommenem, zentrogenem Wachsen der beiden Sphärolithen diese ungefähr gleichzeitig entstanden sind (siehe POPOFF, B., loc. cit. pag. 172). Es wurde schon hervorgehoben, dass bei dem Zusammentreffen zweier solcher Sphärolithen die umgebende Hülle überhaupt nicht vorhanden war (Tafel 4, Figur 2). Dies trifft doch nicht immer zu (wie es z. B. die Figur 1, Tafel 4 zeigt), sondern recht breite, dichte Aussenzonen können zuweilen der Zusammenwachsungsfläche folgen.

γ) Einige Gesichtspunkte zu der Entstehung der Sphärolithen.

Es ist hier nicht der Platz die verschiedenen Theorien bezüglich der Entstehung der Sphärolithen in ihrem ganzen Umfang zu behandeln. Es sollen nur einige der mehr plausiblen Erklärungsversuche zur Bildung der besprochenen Strukturen geprüft werden. In den Zusammenstellungen der Theorien über diesen Gegenstand, wie z. B. von IDDINGS (16, 17) und in letzterer Zeit von C. GOTTFRIED (10), hat wenigstens der letztgenannte mehr die Genesis der Lithophysen berührt. Es scheint aber, als wären die meisten Autoren im Gegensatz zu der alten Auffassung v. RICHTHOFENS von der Meinung, dass sowohl die Sphärolithen wie die Lithophysen prinzipiell ähnlicher Entstehungsweise seien.

Will man die verschiedenen Hypothesen über die wahrscheinlichsten Entstehungsursachen der Sphärolithen des beschriebenen Materials nachprüfen, kommt man der Theorie von IDDINGS (16, pag. 43) am nächsten. IDDINGS fasst seinen Erklärungsversuch in folgender Weise zusammen: »In the still plastic glass from a center of crystallization a multitude of incipient microlites of feldspar radiated through a sphere of glass. As these anhydrous microlites increased in size the nature of the cementing paste was changed. Being impoverished of alumina and alkalies, it became more silicious and relatively more hydrated. A point was reached where the absorbed vapors could no longer be retained in combination, but were released in innumerable bubbles, which were either uniformly disseminated through the paste or aggregated into larger bubbles. The gas thus liberated acted as superheated steam and eventually produced the separation and crystallization of all the elements of the original sphere of plastic glass. Before the final crystallization of the paste when the hydrated glass gave up its combined vapors and became anhydrous, it shrank in consequence of the reduction of volume and produced in some cases the cracks so frequently observed. That these cracks were formed before the final crystallisation of the cementing paste is shown by the deposition on their walls of crystals of quarz, tridymite and fayalite. The conditions which produce a concentrically banded structure in some solid are most likely the same as those which lead to the formation of concentric shells in many lithophysae. It is evident that the development of lithophysae in a lava will depend upon a number of conditions both chemical and physical, the discussion of which is omitted from this paper«.

Laut seiner Hypothese sieht IDDINGS einen Zusammenhang zwischen einerseits den hohlen und konzentrisch aufgebauten Sphärolithen und andrerseits den Lithophysen bestehen. Die Tendenz bei vielen Sphärolithen, konzentrische Lagen von verschiedener Struktur und Dichte zu bilden, bedeutet nur verschieden entwickelte Schlusstadien auf dem Wege zur Entstehung der Lithophysen, welche von den chemischen und physikalischen Bedingungen bei der Bildung dieser Strukturen abhängig sind. Dieser nahe Zusammenhang zwischen den Sphärolithen und Lithophysen geht besonders deutlich aus der vergleichenden Untersuchung von J. PARKINSON (32) über Sphärolithen einerseits vom Yellowstone Park und andrerseits von Boulay Bay und Wrockwardine in Grossbrittanien hervor, denn innerhalb des behandelten Materials konnten die meisten Übergangsstufen zwischen diesen beiden Bildungen gefunden werden. Der letztgenannte Verfasser ist überhaupt nicht geneigt, die angetroffenen, mehr schaligen Bildungen als Lithophysen auszuscheiden, sondern sie sind unter einer Abteilung von eigentlichen hohlen Sphärolithen behandelt worden.

Die Tatsache, dass die Sphärolithen von Kap Franklin beinahe immer, auch die kleineren derselben, mehr oder weniger konzentrisch angeordnete Höhlungen enthalten, macht, dass man sehr wenig geneigt ist, die mehr konzentrisch schaligen als Lithophysen zu bezeichnen, denn durch eine solche Aufteilung sollte man weiter wegen vieler Übergangsstufen manchmal sehr unsicher sein, was ein Sphärolith oder eine Lithophyse genannt werden sollte. In dieser Hinsicht ähneln die Sphärolithen dieser Lokalität sehr denen, die von PARKINSON beschrieben worden sind, während sie unter anderen von diesen in der Beziehung abweichen, dass die Höhlungen wahrscheinlich durch sekundäre Prozesse von Quarz, Calcit, Serizit und Eisenoxydhydrat ausgefüllt worden sind. Bezüglich der Genesis kann es vernünftigerweise auch kaum berechtigt sein, einen Unterschied zwischen den lithophysenähnlichen und den mehr normal ausgebildeten Sphärolithen zu machen.

Betrachtet man anfänglich der Einfachheit halber die kleineren, mehr kompakten Sphärolithen mit nur kleinen ausgefüllten Höhlungen in den zentralen Teilen, mit einer radialstrahligen Innenzone und einer dichteren Hülle, so darf man wohl im Sinne von IDDINGS die Ausbildung derselben als in mehr wasserhältigen Anteilen des Magmas entstanden ansehen können. Von gewissen Kristallisationszentren fangen zuerst wahrscheinlich nur Feldspat- und dann auch Quarzkristallite in radial gerichteter Anordnung zu kristallisieren an. Dass dies innerhalb gewisser abgegrenzter Kugelräume vor sich gegangen ist, wie es von IDDINGS und auch von CROSS (loc. cit. pag. 436) in seiner lanzierten Theorie über die Entstehung von Kugeln mit amorphen, die Feldspatkomponenten enthaltenden Kieselsäuregel, welche trotz identischer Zusammensetzung von dem übrigen Magma sich abscheiden sollten, ist für die Erklärung unserer Strukturen nicht direkt annehmbar. Eine solche Annahme dürfte nämlich voraussetzen, dass bei der Bildung der büschel- und sektorenförmigen Sphärolithen eine sekundäre Auspressung oder Deformierung der ausgeschiedenen Kugeln vor dem Anfang der Kristallisation erfolgt ist. Es scheint doch eher, als ob die Kristallisation ohne jede vorausbestimmte Abgrenzung in der noch plastischen, möglicherweise am Beginn der Kristallisation stehenden Grundmasse [was aus dem möglichen Vorhandensein von Grundmassekristalliten (Quarz und Plagioklas, siehe oben) in dem radialstrahligen Aggregat hervorgehen sollte] sich ausgebreitet hätte. Ist die Kristallisationsgeschwindigkeit in allen Richtungen gleichmässig, bildet sich natürlich ein ideal kugelförmiger Sphärolith aus. Wird aber die Kristallisation in einigen Richtungen durch irgendeine Ursache verhindert oder ist die Kristallisationsgeschwindigkeit in den verschiedenen Richtungen nicht gleichmässig, entstehen dagegen halbkugel-, sektoren- oder büschelähnliche Gebilde.

Während des Wachsens der radialstrahligen Kristallmikrolithen bildet sich in der Nähe und innerhalb des unter Bildung befindlichen Sphäroliths eine sehr wasserreiche Mutterlauge, welche sich durch ihre geringere Viskosität von der umgebenden Grundmasse unterscheidet.

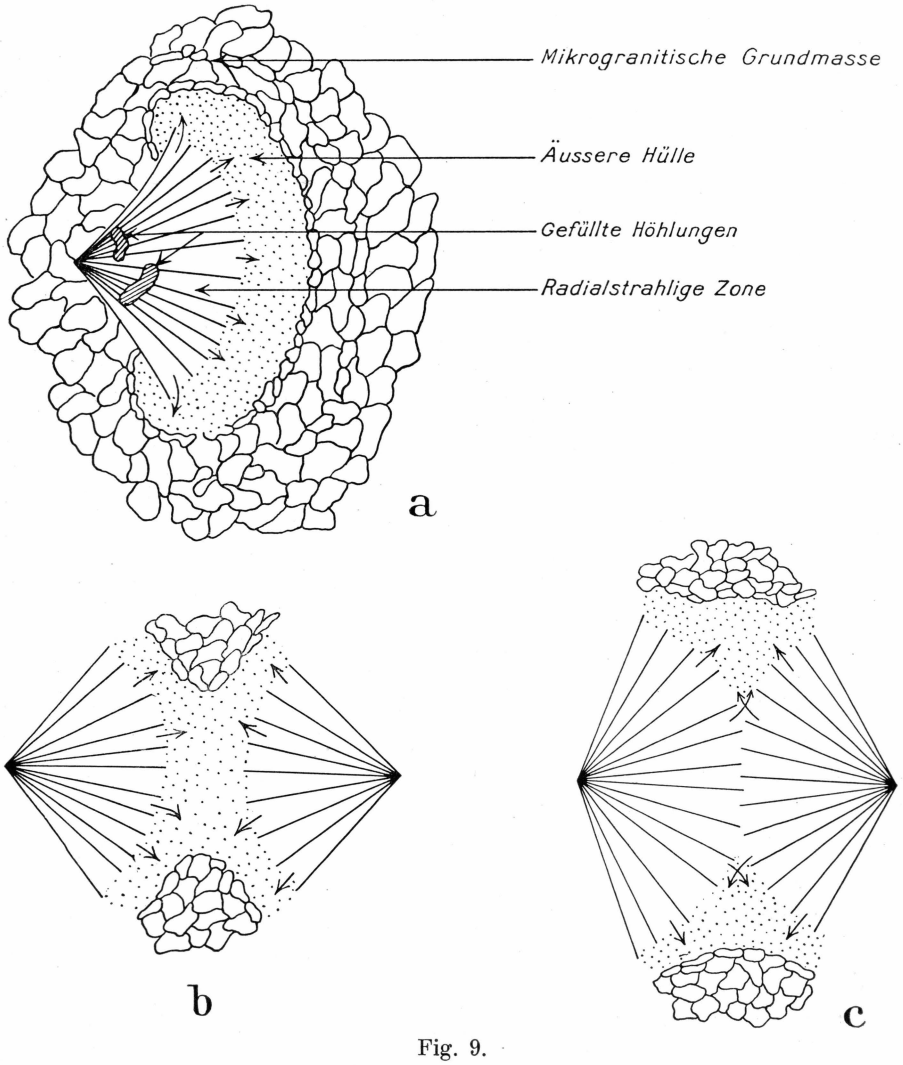


Fig. 9.

Längs der Radien oder der Längsrichtung der strahligen Mikrolithen können diese Lösungen sich leichter als in anderen Richtungen bewegen. Man dürfte daneben denken, dass sie ausserdem durch Diffusionserscheinungen mit der jetzt mehr viskosen äusseren Masse kommunizieren und zum Teil diese in sich aufnehmen, wobei sie in einer gewissen Erstreckung an der äusseren Begrenzung der kristallisierenden Mikro-

lithen mehr oder weniger vorbeieilen. In diesem noch beweglichen Anteil des Sphäroliths geschieht die Kristallisation bei abnehmender Temperatur sehr schnell in der noch in Bewegung befindlichen Restlösung, welches die dichte Ausbildung der Hülle erklärt. Diese Vorstellung über den Verlauf der Bildung ist in der Figur 9 a schematisch wiedergegeben worden. Es wurde hierbei vorausgesetzt, dass ein sektorenförmiger Sphärolith sich unter Bildung befindet, um zur Einsicht zu kommen, weshalb die Hülle meistens nur in dem peripheren Teil des Sektors entwickelt worden ist. Die Strömungsrichtungen der Mutterlauge sind mit Pfeilen angegeben worden.

Aber auch die Strukturen, welche sich bei dem Aneinanderstossen zweier Sphärolithen gebildet haben, sind nur unter Annahme von in radialer Richtung kontinuierlich angewachsenen Mikrolithen mit beweglichen Restlösungen erklärbar. Die Figuren 9 b und 9 c repräsentieren zwei verschiedene Stadien bei dem Zusammentreffen zweier Sphärolithen. In dem ersten Fall ist das Schlusstadium dann erreicht, als die beiden äusseren Hüllen gerade zusammengetroffen sind, während in dem zweiten Fall die radialstrahligen Mikrolithen direkt aneinanderstossen. Hierbei wird die Restlösungen allmählich beiseite getrieben und die dichtere kristallisierende Masse ist in der Einschnürung zwischen den angrenzenden Sphärolithen besonders reichlich angesammelt worden.

Die feinkörnigere Struktur der Grundmasse unmittelbar an der Grenze der Sphärolithen, welche man oft findet, dürfte auch auf Diffusionserscheinungen und vielleicht auch auf hier auftretende kleine Bewegungen des Magmas zurückzuführen sein.

Bezüglich der grösseren hohlen Sphärolithen können auch diese in ähnlicher Weise durch ein zentrogenes Wachsen der Mikrolithen erklärt werden. Doch scheint es, dass sich die übrige Grundmasse schon vor dem Wachsen der Sphärolithen in einem mehr avanzierten Stadium der Kristallisation befand. Die strahligen Mikrolithen haben mit anderen Worten in einem dichteren Kristallisationsbrei sich ausgebreitet. Glaubwürdig ist weiter auch, dass das Wachsen relativ schneller sich vollzogen hat, wobei die zonenmässige Ausscheidung der Restlösung nicht so deutlich in Erscheinung tritt. Ein Teil derselben wird nämlich in dem strahligen Aggregat zurückgehalten.

Die Ausbildung der Höhlungen kann unzweifelhaft durch eine spätere Abnahme des Volumens oder eine Einschrumpfung der Sphärolithen erklärt werden. Für die IDDINGSche Annahme, dass dieses vor der endgültigen Kristallisation sich abgespielt hat, gibt es keine Beweise, da die drusenförmige Kristallentwicklung von Quarz und Tridymit an den Wänden der Höhlungen in dem vorliegenden Material nicht zu sehen ist. Es ist aber möglich, dass diese Bildungen bei der sekundären Ausfüllung der Höhlungen ganz zerstört worden sind.

Tabelle X. Chemische Analysen der sphärolithischen Rhyolithe. Analytiker: N. Sahlbom.

1. Probe 1501 und 1508.

	Gewichts %		Mol. %		Norm				Niggli-Werte			v. Wolff-Werte		
	Probe 1501	Probe 1508*)	Probe 1501	Probe 1508		Probe 1501	Probe 1508		Probe 1501	Probe 1508		Probe 1501	Probe 1508
SiO_2	73.36	72.35	81.18	81.03	Q	35.38	33.00	qz...	+326	+175	Q ...	39.10	36.99
TiO_2....	0.15	0.14	0.12	0.11	or	17.68	45.59	si ...	413	418	L ...	56.80	60.80
Al_2O_2 ...	11.99	14.03	7.81	9.24	ab	33.74	11.00	ti ...	0.7	0.6	M ...	4.10	2.21
Fe_2O_3 ...	2.76	1.54	1.14	0.65	an	5.94	4.17					100.00	100.00
					C	..	1.94						
FeO	0.83	0.48	0.76	0.45	ap	0.37		alk ..	32.4	35.7	S ...	81.37	81.14
MnO....	0.02	0.01	0.02	0.01	Σsal ..	93.09	95.70	al ...	39.6	47.6	A ...	6.39	6.92
CaO	1.78	0.86	2.12	1.04	di $MgSiO_3$	0.60	..	c....	10.8	5.2			
					di $CaSiO_3$	0.70	..	fm ..	17.2	11.5	K_2O .	2.11	5.52
MgO....	0.24	0.33	0.39	0.55	wo	0.13	..		100.0	100.0	MgO.	0.39	0.55
											CaO .	2.12	1.04
BaO	..	0.00	..	..	hy....	..	0.80	k ...	0.33	0.80	FeO .	0.78	0.46
Na_2O ...	3.99	1.29	4.28	1.40	il.....	0.30	0.30	mg ..	0.12	0.24			
K_2O	2.99	7.73	2.11	5.52	mt....	2.30	1.16	c/fm.	0.63	0.45			
P_2O_5....	0.15	0.00	0.07	..	hm ...	1.17	0.64						
H_2O+^{105}	2.08	1.52	100.00	100.00	Σfem .	5.20	2.90						
	100.34	100.28											
H_2O-^{105}	0.15				H_2O ..	2.08	1.52						
						100.37	100.12						

*) Früher publiziert in Backlund, H. G. (2): Das Alter des »Metamorphen Komplexes« etc. p. 97. Durch ein Versehen ist die Analyse dort als 1492 angegeben worden.

(1501) Or:Ab:An = 29.7:60.3:10.0
(1508) Or:Ab:An = 74.2:19.0:6.8

Quantitatives System:
(1501) I:3(4):''2:''4
(1508) I:3(4):(1)2:2

2. Probe 1504. Sphärolith.

	Gewichts %	Abzug von Karbonaten	Gewichts % nach dem Abzug der Karbonate	Mol. %
SiO_2	70.80		78.36	86.62
TiO_2	0.08		0.09	0.07
Al_2O_3 ...	9.42		10.43	6.78
Fe_2O_3 ...	3.45		3.82	1.58
FeO	3.01			
MnO....	0.40	—9.58 % $CaCO_3$, $MgCO_3$, $(Fe,Mn)CO_3$	0.07	0.07
MgO....	0.85			
CaO	1.47			
BaO	0.00			
Na_2O ...	1.31		1.45	1.55
K_2O	4.27		4.73	3.33
				100.00
P_2O_5....	0.00			
CO_2	3.91			
H_2O+^{105}	0.95		1.05	
	99.92		100.00	
H_2O-^{105}	0.28			

Tabelle XI. Phasenanalysen der Proben 1501 und 1508.

1. Probe 1501.

Gewicht des Analysenmaterials = 1.7822 gr.

Fraktion	Dichte-intervall	Schwerpunkt des spez. Gew.	Gewicht der Fraktion	Gewichts % der Frakt.	Mineralbestand	Häm. Ilm., Mt.	Serizit	Quarz	Orthoklas	Albit.
I	>2.87	5.0	0.0678	3.9	Hämatit, Serizit, Ilm., Magn.	3.8	0.1	..	..	..
II	2.87—2.67	2.77	0.0361	2.1	Quarz, Serizit	..	2.1	..	..	..
III	2.67—2.64	2.645	0.0800	4.6	Quarz, Feldspat	..	..	2.7 1.5	0.1	0.3
IV	2.64—2.62	2.630	0.3060	17.6	— —	..	..	6.8 4.5	1.8	4.5
V	2.62—2.60	2.610	0.7384	42.4	— —	..	..	5.5 6.6	8.3	22.0
VI	2.60—2.58	2.590	0.3075	17.7	— —	..	..	1.3	8.2	8.2
VII	2.58—2.55	2.565	0.1032	5.9	— —	..	..	..	5.9	..
VIII	2.55—2.40	2.47	0.0792	4.5	Feldspat, Umwandlungsprod.	..	..	..	4.5	..
IX	<2.40	2.30	0.0232	1.3	— —	..	..	..	1.3	..
		Summe	1.7412	100.0		3.8	2.2	28.9	30.1	35.0

Mittleres spez. Gew. des Mineralpulvers = 2.645
Ber. Porosität des Gesteins = 4.52 %

2. Probe 1508.

Gewicht des Analysenmaterials = 1.5646 gr.

I	>2.78	3.6	0.0644	4.3	Hämatit, Serizit, Ilm., Magn.	2.1	2.2	..	..	..
II	2.78—2.67	2.72	0.1298	8.8	Quarz, Serizit	..	8.8	..	..	..
III	2.67—2.64	2.645	0.2894	15.5	Quarz, Feldspat	..	..	3.6 10.7	0.8	0.4
IV	2.64—2.62	2.630	0.2917	19.8	— —	..	..	2.3 11.4	4.6	1.5
V	2.62—2.60	2.610	0.2782	22.8	— —	..	..	0.8 8.2	10.8	3.0
VI	2.60—2.58	2.590	0.2586	17.5	— —	..	..	1.3	8.1	8.1
VII	2.58—2.55	2.565	0.1398	9.4	— —	..	..	..	9.4	..
VIII	2.55—2.40	2.47	0.0285	1.9	Feldspat, Umwandlungsprod.	..	..	..	1.9	..
IX	<2.40	..	..	..	— —	..	..	..	..	..
		Summe	1.4804	100.0		2.1	11.0	38.3	35.6	13.0

Mittleres spez. Gew. des Mineralpulvers = 2.635
Ber. Porosität = 3.11 %

Zusammenfassend kann über die Bildung der vorliegenden Sphärolithen ausgesagt werden, dass sie anscheinend durch zentrogenes Wachsen von Feldspat- und Quarzmikrolithen innerhalb wasserreicher Partien des Magmas entstanden sind. Dieser Prozess, der zuerst von IDDINGS angenommen wurde, brauchte nur für die Erklärung der Entstehung einer dichteren Hülle ein wenig modifiziert zu werden, wobei die während der Kristallisation entstehenden leichtflüssigen Restlösungen eine grosse Rolle gespielt haben dürften.

d) *Chemische Zusammensetzung und Mineralzusammensetzung.*

Aus der Tabelle X, in der die Analysen von zwei dieser Gesteine (die Proben 1501 und 1508) angegeben sind, ist ersichtlich, dass sie in ihrem chemischen Charakter bedeutend von einander abweichen. Die erste Analyse, welche von dem etwas gebänderten, nur spärlich sphärolithführenden Gestein stammt, zeigt bei den Alkalien ein bemerkenswertes Übergewicht von Natron. In dieser Hinsicht hat es im Vergleich zu den übrigen Kap-Franklin-Gesteinen einen recht abweichenden Charakter.

Schon bei der Berechnung der Norm kann vermutet werden, dass das Gestein wegen des nicht vorhandenen Tonerdeüberschusses in der Tat recht frisch sein muss. Dies kommt auch in der Phasenanalyse (Tabelle XI) zum Vorschein, denn der Serizitgehalt ist hier ziemlich niedrig im Gegensatz zu der Phasenanalyse der Probe 1508 von dem reichlich sphärolithführenden Gestein, die einen recht bedeutenden Serizitgehalt ergeben hat, welcher sich auch bei der Normberechnung der chemischen Analyse durch einen Tonerdeüberschuss kundgibt. Die aus den Phasenanalysen berechneten Serizitgehalte sind tatsächlich ein wenig zu hoch ausgefallen, weil die Fraktion II von Quarz nicht ganz frei ist. Die Serizitgehalte der Phasenanalysen geben deswegen nur einen Maximalwert an.

Die Auswertung der Phasenanalysen ist nicht ganz einfach, da in den Fraktionen III bis jedenfalls VI ausser dem Quarz noch zwei Feldspäte enthalten sind. Verteilt man den Albitgehalt so, dass er ungefähr die Werte der Analyse (35 bezw. 13 %) ergibt, und berechnet die Quarzgehalte der Fraktionen nach der Formel (1) unter Berücksichtigung der beiden Feldspäte, so bekommt man die Quarz- und Orthoklasgehalte der Tabelle XI. Es wurde die Berechnung unter der Annahme eines spezifischen Gewichts des Sanidins = 2.58 und des Albits = 2.62 durchgeführt. Aus der Tabelle XI geht hervor, dass im ersten Fall der Quarzgehalt wahrscheinlich zu niedrig ausgefallen ist, im zweiten Fall dagegen zu hoch. Diese letztere Tatsache kann wohl teilweise dadurch erklärt werden, dass der Gehalt an freiem Quarz im Gestein durch die

Tabelle XII. Zusammensetzung der frischen Gesteine, der Einsprenglinge und der Grundmassen der Proben 1501 und 1508. Femische Bestandteile ausser acht gelassen.

	Zusammensetzung des frischen Gesteins		Zusammensetzung der Einsprenglinge		Zusammensetzung der Grundmasse	
	Probe 1501	Probe 1508. Überschüssige Thonerde als Albit gebunden	Probe 1501	Probe 1508	Probe 1501	Probe 1508
Quarz	38.2	27.3	9.8	16.4	44.5	28.9
Feldspat or	19.2	46.9				
Feldspat ab	36.3	21.5	78.8	68.7	55.5	71.1
Feldspat an	6.3	4.3	11.4	14.9		
Feldspat	61.8	72.7				
SiO_2	78.4	74.6	..	..	..	..
Na_2O-Gehalt des frischen Gesteins	4.3	2.5	..	..	..	..
K_2O-Gehalt des frischen Gesteins	3.2	7.9	..	..	..	..

Serizitumwandlung (gemäss der Umwandlungsreaktion auf Seite 38) ein wenig grösser als aus der Berechnung der Analyse erhalten wird. Doch sind die Fehlerquellen besonders durch die einander nahe gelegenen spezifischen Gewichte der beiden Feldspäte so gross, dass die Resultate der Berechnung nicht ganz zuverlässig sind.

Die Tabelle XII gibt die Zusammensetzungen der Gesteine (aus den chemischen Analysen nach Abzug der femischen Bestandteile berechnet), der Einsprenglinge (aus der Tabelle XI entnommen) und ihrer aus diesen berechneten Grundmasse wieder. Bezüglich der zweiten ein wenig zersetzten Probe wurde, wie früher dargelegt worden, die überschüssige Tonerde als in Albit gebunden gedacht. In beiden Gesteinen ist bei der Auskristallisierung die Zusammensetzung der ersten Einsprenglingsgeneration relativ quarzärmer im Verhältnis zu der der Grundmasse, die in der Probe 1508 mit der VOGT-schen eutektischen Zusammensetzung recht gut übereinstimmt. Die Zusammensetzung ist folglich im Gegensatz zu den Verhältnissen des Quarzrhyoliths aus einem relativ quarzärmeren Magma in Richtung einer quarzreicheren Grundmasse (44.5 bzw. 28.9 %)entwickelt worden. Die Grundmasse der Probe 1501 weist einen besonders hohen Quarzgehalt auf, der sogar recht viel höher als für den albitreichen Oligoklasschriftgranit (c:a 35 %) von VOGT liegt. In der Beziehung, dass der Quarzgehalt des Eutektikums mit dem Albit- und Anorthitgehalt des Gesteins zunimmt, zeigt diese Feststellung dieselbe

Tendenz, wie sie von VOGT gefunden worden ist, denn das Gestein ist ja besonders albitreich. Jedenfalls kann es wohl möglich sein, dass der erhaltene Wert wegen der Berechnungsweise ein wenig zu hoch liegt, da aus der Analyse ersichtlich ist, dass das Gestein doch recht grosse Mengen femischer Bestandteile enthält, welche bei der Berechnung ausser acht gelassen worden sind. Dies Verhältnis macht sich sehr bemerkbar an dem hohen Kieselsäuregehalt (78.4 %), der aus dem nicht melanokraten Anteil des Gesteins berechnet wird.

Die Gesteine stehen nach der NIGGLI-schen Klassifikation dem normalen engadinitischen Magma am nächsten. Während das Gestein 1508 von diesem kaum abweicht, zeigt sich im Gestein 1501, besonders der c-Wert, schlechtere Übereinstimmung mit diesem Magmatypus.

In der Tabelle X ist noch die Analyse eines grossen hohlen Sphärolith der Probe 1504 angegeben worden. Der hohe CO_2-Gehalt zeigt, dass Karbonate, die die Höhlungen ausfüllen, in nicht unbedeutender Menge vorhanden sind. Werden diese Karbonate von der Analyse abgezogen, erhält man für den Rest-Sphärolith eine Zusammensetzung, die durch ihren grösseren Gehalt an SiO_2 und ihren recht niedrigen Gehalt an Alkalien von den anderen Gesteinen der Gruppe sich unterscheidet.

e) *Porosität.*

Die mittleren spezifischen Gewichte des Mineralpulvers haben auch bei diesen Proben bedeutend höhere Werte als diejenigen, die man aus der Bestimmung an den Handstücken erhalten hat. Die Porositäten, die aus der Differenz der beiden Bestimmungen sich berechnen lassen, sind erstaunenswert gross. Von Interesse ist konstatieren zu können, dass die Porosität am grössten in dem frischen Gestein der Probe 1501 ist, was wieder dafür spricht, dass die Porosität bei der Kontraktion entstand, und dass sie bei den Umwandlungsreaktionen abnimmt.

3. Sanidinrhyolithe.

a) *Vorkommen und makroskopisches Aussehen.*

Dieser Gruppe sind alle Gesteine zugeordnet worden, die ein deutlich feldspatporphyrisches Aussehen zeigen. Ausser den meistens frischen Feldspateinsprenglingen, welche idiomorph begrenzte, mehrere Millimeter grosse Tafeln bilden, kommen auch sehr kleine (mit einem Durchmesser bis zu 0.5 mm) Quarzeinsprenglinge vor, die erst bei einer näheren Durchmusterung des Gesteins entdeckt werden können. Die Einsprenglinge liegen in einer dichten Grundmasse von dunkelroten oder dunkelbraunen (Proben 1475, 1509, 1511), fleisch- oder hellroten (Probe 1480—

1483, 1510) oder etwas rot- bis grüngraulichen (Proben 1484—1486) Farbtönen.

Die Gesteine dieser Gruppe scheinen entweder als Gänge (Probe 1475 und möglicherweise die Proben 1480—1482) oder in einem horizontalen Stock oder Lakkolith (Proben 1483, 1484 und möglicherweise auch 1480—1482) aufzutreten, wobei die Quarzrhyolithe das Hangende bilden. Sie kommen wie die Quarzrhyolithe in der Nähe des Ufers westlich vom Lagerplatz vor.

Daneben treten mehr kalibetonte Sanidin- oder Orthoklasrhyolithe an einer Lokalität östlich des Lagerplatzes in einem Cañon auf, der eine Decke oder einen Lagergang aus diesen Gesteinen (Proben 1509, 1510, 1513—1515) durchquert (siehe weiteres in der geologischen Beschreibung und auf der Karte).

b) *Struktur, Textur und Mineralbestand.*

1. Einzelbeschreibung der Gesteinstypen.

a) Weniger kalibetonte, teilweise sphärolithische Sanidinrhyolithe westlich des Lagers.

Die Probe 1475, die von einem WNW—ESE-streichenden, steil einfallenden Gang herstammt, ist gekennzeichnet durch ihre dichte, dunkelrote, im Schliffe wenig durchscheinende, mikrofelsitische Grundmasse. Nur sehr vereinzelt liegen in dieser Grundmasse kleine, kräftig korrodierte, runde *Quarz*einsprenglinge. Die Feldspateinsprenglinge, die aus karlsbaderverzwillingtem *Sanidin* mit einer oft recht kräftigen *Serizit*umwandlung, oder aus albitlamelliertem *Albit* bestehen, kommen weniger spärlich vor. Der Sanidin ist von der Basis und den Prismenflächen begrenzt. Der Albit liegt meistens als Aggregate von mehreren allotriomorphen Individuen innerhalb der Sanidineinsprenglinge. Dazu ist noch als akzessorisch ein wenig *Eisenoxydhydrat*, welches nebenbei die Grundmasse pigmentiert, sowie einige Körnchen von *Zirkon* anzuführen. Das Gestein ist von einer Anzahl einige Millimeter breiten, quarzgefüllten Spalten durchzogen.

Die Probe 1480 ist ein hellrotes Gestein mit braunen Flecken aus *Eisenoxydhydrat* (Figur 10). Es liegen in einer verhältnismässig groben, mikrogranitischen Grundmasse grosse, von der Basis und den Primaflächen begrenzte, deutlich idiomorph entwickelte *Sanidin*einsprenglinge mit einem charakteristischen, eisenoxydpigmentierten Reaktionsrand, der der äusseren Begrenzung zu der Grundmasse genau folgt (Tafel 5, Figur 1). Der *Albit* kommt selten entweder als selbständige kleine albitlamellierte Einsprenglinge oder als Aggregate von mehreren Individuen innerhalb des Sanidins vor. Das Gestein ist wenig zersetzt, nur mit einer unbedeutend wahrnehmbaren Serizitumwandlung der Sanidineinspreng-

linge. Dagegen liegen zuweilen recht grosse Fetzen von Serizit in der Grundmasse.

Das hell- bis fleischrote Gestein der Probe 1481 zeigt eine sehr eigenartige fluidale Textur. Wurmförmige, sich in der Fliessrichtung ausspitzende Aggregate aus *Quarz* sind in einer dichten, mikrofelsitischen, undeutlich feingebänderten, teilweise sphärolithischen Grundmasse ausgezogen. Auch die *Sanidin*einsprenglinge sind so geregelt, dass ihre breiteren Begrenzungsflächen der Bänderung mehr oder weniger parallel angeordnet sind (Tafel 4, Figur 3 und 4). Die Textur ist anscheinend in

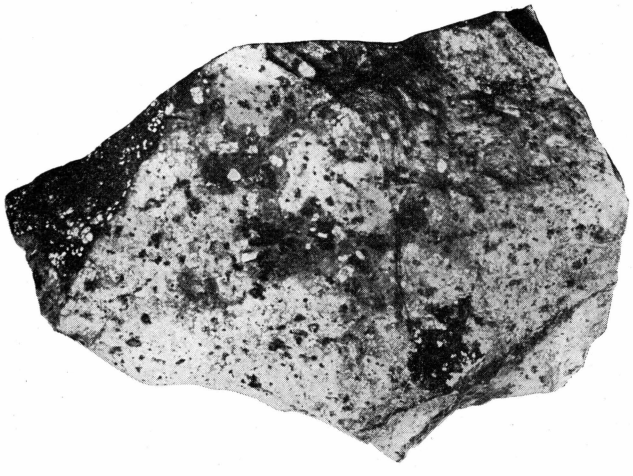


Fig. 10. Handstück eines Sanidinrhyolithes. Probe 1480. Die Feldspateinsprenglinge sind hell. Dunkle Pigmentierung von Eisenoxydhydrat. ($\times$ $^7/_{10}$).

der Weise entstanden, dass unter Bildung befindliche quarzreichere Sphärolithen durch die Fliessbewegungen des Magmas meistens bis zur Unkenntlichkeit ausgequetscht worden sind. Die Ausquetschung hat aber immerhin nicht so kräftig gewirkt, dass alle Sphärolithen ausgepresst wurden. In einzelnen Fällen sieht man nämlich noch relativ abgerundete Bildungen, welche der sphärolithischen Textur ähneln (Siehe Tafel 4, Figur 4). Sowohl die kleinen, meistens gerundeten Quarz-, wie die Feldspateinsprenglinge sind oft einer Zersplitterung ausgesetzt worden, wobei die entstandenen Spalten entweder leer oder mit *Serizit*, *Eisenoxyd*, weniger oft mit *Calcit* ausgefüllt sind.

Die Proben 1482 und 1483 sind ziemlich unfrische, teilweise sphärolithführende Gesteine von fleischroter Farbe. In der Probe 1482 ist eine nicht unbedeutende Anzahl sphärolithischer Bildungen vorhanden, die im Grossen den früher beschriebenen, einfachen Spärolithen der ersten

Generation ähneln. Die Höhlungen, die von einer inneren radialstrahligen, fleischroten Zone und einer äusseren etwas bleicheren Hülle umgegeben sind, sind dagegen oft leer, mit drusenförmig ausgebildeten kleinen *Quarz*kristallen an den Wänden. Sie sind inzwischen auch mit *Serizit*, *Calcit* und dazu mit grünem *Chlorit* ausgefüllt worden. Die Grundmasse ist ziemlich grobkörnig, mikrogranitisch, teilweise mikropegmatisch oder schriftgranitisch entwickelt. Die *Quarz-* und *Albit*einsprenglinge sind ziemlich korrodiert, ohne idiomorphe Begrenzung, während die Sanidineinsprenglinge meistens wohlbegrenzte Flächen mit einem scharfen, eisenpigmentierten Reaktionsrand innerhalb des sphärolithisch gebauten Anteils des Gesteins aufweisen. Das Gestein der Probe 1483 zeigt eine ähnliche Struktur und Textur, doch sind hier die Sphärolithen teils als quarzreichere konzentrische, teils als die gewöhnlicheren radialstrahligen Gebilde entwickelt (Tafel 5, Figur 3 und 4). In der Ausfüllungsmasse der hohlen Sphärolithen ist ausser den üblichen Mineralen noch jeweils *Fluorit* zu sehen.

Die Probe 1484 ist ein mehr zersetztes Gestein mit weissen Feldspateinsprenglingen und einer rot- bis grüngrauen Grundmasse. Es ist von kleinen, millimeterdicken, sich apophysenartig verzweigenden *Quarzgängen* durchbrochen, welche auch die Einsprenglinge durchdringen (Tafel 5, Figur 2). Wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Injektion des Gangquarzes ist das Gestein einer Metamorphose ausgesetzt worden, bei welcher besonders der *Feldspat* in *Serizit* umgewandelt worden ist. *Hämatit*, welcher als kleine, unregelmässig begrenzte Körnchen meistens innerhalb der serizitumwandelten Partien des Feldspats sitzt, scheint gleichzeitig mit der Serizitisierung gebildet zu sein. Die äussere Begrenzung der Einsprenglinge ist in Verbindung mit der Metamorphose sehr verwischt worden, indem im Randgebiete zwischen Feldspat und Grundmasse die Serizitisierung am kräftigsten eingesetzt hat. Zum Teil ist der zugeführte Quarz in der Feldspatsubstanz eingeschmolzen worden, bei welchem Prozess eine äussere Zone schriftgranitischer Struktur sich gebildet hat.

Unter derselben Rubrik sollen der Vollständigkeit halber noch einige Gesteine erwähnt werden, welche im Zusammenhang mit der Kieselsäurezufuhr so stark metamorphosiert sind, dass der ursprüngliche Sanidinrhyolith nicht wiedererkennbar ist.

Die Probe 1486 sieht im Handstück sehr dicht felsitisch aus. In der grünlich grauen Grundmasse sind nur sehr vereinzelt einige Quarzeinsprenglinge zu sehen. Die Feldspateinsprenglinge sind beinahe vollkommen ausgewischt worden. Ihre frühere Anwesenheit gibt sich aber an unregelmässig begrenzten, helleren weissgrauen Inseln in der Grundmasse kund. Im Mikroskop ist nur selten die Begrenzung der ursprüng-

lichen, jetzt meistens ganz serizitisierten Feldspateinsprenglinge (Tafel 6, Figur 1) innerhalb einer dichten, erzpigmentierten, serizitführenden Grundmasse zu sehen; diese wird oft netzartig von engliegenden Gängen aus auffallend nadelförmig ausgezogenen Quarzkristallen durchzogen. Die Begrenzung der Quarzgänge der Grundmasse gegenüber ist sehr diffus. Die relativ selten auftretenden, oftmals nicht korrodierten Quarzeinsprenglinge sind manchmals in kleinere Stückchen zersplittert.

Die Proben 1488 und 1489 sind beinahe reine Quarzgesteine aus weissem grobkörnigen Milchquarz, welcher als eckige Bruchstücke noch stark umgewandelten Sanidinrhyolith führt.

Die Proben 1485 und 1487 sind klastische, mittelkörnige [Medium grained nach MILNER (26)] muskovitführende Mikroklinarkosen mit ziemlich gerundeten Körnern, die von Quarz zementiert sind. Die Arkosen, wahrscheinlich von karbonischem Alter (Unterkarbon), sind anscheinend durch die Eruption der Sanidinrhyolithe teilweise beeinflusst worden, indem sie von einer Menge dünner Quarz-Feldspatgänge durchzogen sind. Die Feldspäte schwellen zum Teil an und treten als grosse, einsprenglingsähnliche Tafeln innerhalb der Arkose auf.

β) Kalibetonte Sanidinrhyolithe östlich des Lagerplatzes.

Von der Decke, welche von dem östlichen Cañon durchbrochen wird, liegen drei Proben vor.

Die Proben 1509 und 1513 sind dunkelrote oder dunkelbraune Gesteine mit einer dichten Grundmasse und klaren durchscheinenden *Quarz-* und *Feldspat*einsprenglingen. Die erste Probe besitzt eine undeutliche Bänderung mit dünnen Streifen aus gröberkörniger, anscheinend quarzreicherer Masse, welche von der übrigen, nahezu mikropoikilitischen Hauptgrundmasse abweicht. Die Bänderung scheint von Fliesserscheinungen verursacht zu sein, was auch von einer gewissen Regelung der Feldspateinsprenglinge bestätigt wird.

Die Feldspateinsprenglinge, die oftmals recht gross, mit Durchmessern bis 3—4 mm, sein können, bestehen durchgehend aus ziemlich gut von der Basis und den Prismenflächen begrenzten, nach der Basis tafelförmig entwickelten *Perthiten* von dem früher beschriebenen, fleckigen Typus. Viele Einsprenglinge sind aus zwei nach dem Karlsbadergesetz verzwillingten Individuen zusammengesetzt. Der aus Albit bestehende Anteil des Perthits ist im Allgemeinen nicht verzwillingt. In einzelnen Fällen liegen inzwischen im *Sanidin* lamellenverzwillingte kleine Partien aus *Albit*, welche in der Längsrichtung der Lamellen in den Sanidin diffus auskeilen. Nach der Verwachsungsfläche (010) der Zwillinge sind sie aber gegenüber der (010)-Fläche des Sanidins scharf

begrenzt (Tafel 6, Figur 2 und 3). Die Lamellen des Albits sind seltsam genug nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt. Diese Verwachsungsfläche dürfte daneben möglicherweise mit einer sehr kleinen Winkelabweichung der (010)-Fläche des Sanidins nahezu parallel liegen. Es sind mit anderen Worten bei der Ausbildung des Perthits die Feldspäte so verwachsen, dass sowohl die beiden Lamellensysteme des Albits als des Sanidins gemeinsame c-Axen haben, während die (010)-Flächen der beiden Feldspäte praktisch parallel sind. Die Spaltbarkeit ist nach (001) und (010) sehr deutlich.

Die Quarzeinsprenglinge haben oft recht tiefe Korrosionskanäle. In Schnitten weisen sie quadratische Formen auf und scheinen, wie bei den sphärolithischen Rhyolithen, von den Romboederflächen $(10\bar{1}1)$ habituell begrenzt zu sein.

Die Probe 1510 ist ein hell- oder fleischrotes Gestein mit recht vielen dunkelbraunen Flecken eines Eisenoxydhydrats, von welchem die ursprünglichen Perthite stark durchpigmentiert sind. Im Dünnschliff scheint sie den vorigen Proben recht ähnlich zu sein, nur ist die Zersetzung der Feldspäte ein wenig weiter vorgeschritten. Ausserdem enthält sie kleine, einige Millimeter grosse *Quarzdrusen*, die ausserdem von *Serizit* und seltener vom *Calcit* ausgefüllt sind (Tafel 6, Figur 4).

Bei der Eruption des Magmas dieser Gesteine dürfte als Nachschübe das Auftreten fluorhältiger Lösungen eine gewisse Rolle gespielt haben, denn es erscheint, als würden flusspatführende Drusen (Probe 1515) und anscheinend auch Gänge (Probe 1514) recht reichlich in dem Gestein vorkommen.

Das Handstück 1514 enthält nämlich kleine eckige Bruchstücke aus Sanidinrhyolith, in dem Flusspat auftritt, meistens ohne Ausbildung der Hexaederflächen als schwach grünlich durchscheinende oder als rein weiss durchscheinende Kristalle in zwei in einander allmählich übergehenden Zonen. Es wurde mit einem Pyknometer das spezifische Gewicht

der schwach grünen Varietät $D_{4^\circ}^{21.5^\circ} = 3.182$
der weissen Varietät $D_{4^\circ}^{21.5^\circ} = 3.160$

bestimmt.

2) Optische und volumetrische Bestimmungen an den Einsprenglingen der Sanidinrhyolithe.

Aus der Tabelle XIII geht hervor, dass die Feldspateinsprenglinge der beiden behandelten Gruppen der Sanidinrhyolithe sich von einander recht wohl unterscheiden lassen. Es sind die Sanidine der weniger kalibetonten Sanidinrhyolithe durch ihre kleinen Axen- und Auslöschungswinkel sowie durch geringere Doppelbrechungen charakterisiert, während die Plagioklase derselben Gruppe sich durch ihre niedrigen Anorthitge-

Tabelle XIII. Die Axenwinkel, die Doppelbrechungen und die Auslöschungswinkel der Einsprenglinge (Sanidin, Plagioklas) der Sanidinrhyolithe.

	Probe	2 Vα	γ—α	β—α	γ—β	a:α	An-Gehalt nach dem Diagramme Reinhards
Sanidine							
Weniger kalibetonte Sanidinrhyol.	1475	41°.5 Ch. G.	0.0044 gem.	0.0038 ber.	0.0006 ber.	4°.9	..
	1480	45°.0 Ch. G.	0.0041 ber.	0.0035 gem.	0.0006 ber.	4°.5	..
	1483	42°.5 N.	0.0043 gem.	0.0038 gem.	0.0005 ber.	6°.9	..
Kalibetonte Sanidinrhyol.	1509	64°.5 Ch. G.	0.0050 ber.	0.0035 gem.	0.0015 ber.	7°.7	..
	1513	63°.0 Ch. G.	0.0048 gem.	0.0035 gem.	0.0013 gem.	—	..
Plagioklase							
Weniger kalibetonte Sanidinrhyol.	1475	102°.0 Ch. G.	0.0094 gem.	0.0038 ber.	0.0056 ber.	..	0—4 %
	1480	103°.5 Ch. G.	0.0096 ber.	0.0038 ber.	0.0058 gem.	..	0—3 %
Kalibetonte Sanidinrhyol.	1509	100°.0 Ch. G.	0.0092 ber.	0.0038 ber.	0.0054 gem.	..	8—11 %
	1510	100°.5 Ch. G.	0.0087 ber.	0.0036 gem.	0.0052 gem.	..	5—7 %
	1513	98°.0 Ch. G.	0.0094 gem.	0.0041 ber.	0.0053 gem.	..	5—8 %

halte kennzeichnen. Der Chemismus der Gesteine wird von den Einsprenglingen deutlich abgespiegelt, indem sowohl die Sanidine als die Plagioklase bei den mehr natronreichen, weniger kalibetonten Sanidinrhyolithen anscheinend auch natronreicher sind. Die Optik der Sanidine der weniger kalibetonten Sanidinrhyolithe stimmt am nächsten mit der der Sanidine der spärolithischen Rhyolithe überein. Bezüglich dieser Sanidine ist es doch immer noch fraglich, ob sie tatsächlich einen verhältnismässig grösseren Natrongehalt führen (Seite 30), inwiewohl man dies auch wegen der Ausbildung von Perthiten vermuten könnte. Indessen führen ja die kalibetonten Sanidinrhyolithe auch Perthite in der Mehrzahl ihrer Sanidineinsprenglinge, welche in optischer Beziehung wegen der grösseren Axenwinkel und höheren Doppelbrechungen vielleicht eher als Orthoklase (oder Natronorthoklase) bezeichnet werden sollten.

Die Sanidinrhyolithe zeichnen sich im Verhältnis zu den übrigen sauren Kap Franklingesteinen durch ihren geringen Gehalt an Quarzeinsprenglingen und ihren mittleren Gehalt an Feldspateinsprenglingen aus (Tabelle XIV). Die spezifischen Gewichte sind im Durchschnitt ein wenig höher, was möglicherweise zum Teil von der auftretenden Silifizierung abhängt. Die stark silifizierten Repräsentanten (Proben 1486 und 1488) weisen extrem hohe Werte auf.

Tabelle XIV. Volumprozente der Einsprenglinge und spezifisches Gewicht der Sanidinrhyolithe.

Probe nr.	Volumprozente von			Spezifisches Gewicht	
	Einspr.-Quarz	Einspr.-Feldspat	Grund-masse		
1475	0.3	5.8	93.9	$D_{4°}^{14°} = 2.599$	Weniger kalibetonte Sanidinrhyolithe
1480	1.6	13.2	85.2	$D_{4°}^{21°} = 2.520$	
1481	1.5	6.8	91.7	$D_{4°}^{22°} = 2.538$	
1482	2.2	11.5	86.3	$D_{4°}^{16°} = 2.555$	
1483	2.6	8.9	88.5	$D_{4°}^{13°} = 2.578$	
1484	2.2	11.0	86.8	$D_{4°}^{16°} = 2.551$	
1486	—	—	—	$D_{4°}^{22°} = 2.638$	Stark silifiziert
1488	—	—	—	$D_{4°}^{12°} = 2.614$	
Mittel...	1.7	9.5	88.8	2.557	
1509	2.6	9.3	88.1	$D_{4°}^{21°} = 2.577$	Kalibetonte Sanidinrhyolithe
1510	2.0	9.1	88.9	$D_{4°}^{21°} = 2.502$	
1513	0.4	11.7	87.9	$D_{4°}^{12°} = 2.570$	
Mittel...	1.7	10.0	88.3	2.550	

c) *Chemische Zusammensetzung.*

Betrachtet man die Tabelle XV über die chemischen Analysen dieser Gesteine, bemerkt man in erster Hand den hohen Gehalt an SiO_2 und die niedrigen Gehalte an Tonerde und Alkalien der beiden Proben 1480 und 1486. Betreffs der Probe 1486 ist dies Verhältnis ja auf die erwähnte Kieselsäurezufuhr zurückzuführen, in der anderen Probe scheint der auch hier ziemlich ausgesprochene hohe Kieselsäuregehalt schwerer erklärbar zu sein, da das Gestein nicht so besonders umgewandelt aussieht. Dass keine Serizitumwandlung in grösserer Erstreckung sich vollzogen hat, geht aus dem sehr unbedeutenden Tonerdeüberschuss bei der Berechnung der Norm hervor.

Die Probe 1510 zeigt einen mehr normalen Kieselsäuregehalt. Das Kaliübergewicht ist hier sehr ausgeprägt. Daneben ist der Calcium-

Tabelle XV. Chemische Analysen der Sanidinrhyolithe. Analytiker: N. Sahlbom.

	Gewichts %			Molekular %		
	Probe 1480	Probe 1486	Probe 1510	Probe 1480	Probe 1486	Probe 1510
SiO_2	79.24	87.96	73.95	86.22	92.18	82.16
TiO_2	0.15	0.10	0.13	0.12	0.07	0.11
Al_2O_3	9.74	5.35	12.44	6.24	3.30	8.13
Fe_2O_3	1.85	1.09	1.68	0.76	0.43	0.70
FeO	0.35	0.45	0.41	0.32	0.38	0.38
MnO	0.04	Spur	0.02	0.04	—	0.02
CaO	0.32	1.24	1.38	0.37	1.40	1.64
MgO	0.15	0.44	0.05	0.24	0.69	0.08
BaO	—	—	0.14	—	—	0.07
Na_2O	2.35	0.52	1.75	2.47	0.53	1.88
K_2O	4.64	1.52	6.81	3.22	1.02	4.83
P_2O_5	Spur	Spur	0.00			
H_2O+^{105}	0.90	1.28	1.64	100.00	100.00	100.00
	99.73	99.95	100.40			
H_2O-^{105}	0.20	0.35	0.29			

Norm	Probe 1480	Probe 1486	Probe 1510
Q	46.80	75.79	36.91
or	27.47	9.01	40.25
ab	19.86	4.24	14.77
an	1.60	6.15	5.95
C	0.25	0.59	—
Σsal.	95.98	95.78	95.88
hy	0.37	1.10	di 0.26 wo 0.35
il	0.28	0.18	0.24
mt	0.84	1.16	1.02
hm	1.28	0.29	0.98
Σfem	2.77	2.73	2.85
H_2O	0.90	1.28	1.64
	99.65	99.79	100.37

(1480) Or:Ab:An = 54.7:42.0:3.3
(1486) Or:Ab:An = 45.5:23.5:31.0
(1510) Or:Ab:An = 65.1:25.3:9.6

Quantitatives System:

(1480) I:3:1:″3
(1486) I:2:3:2″
(1510) I:(3)4:″2:2

Niggli-Werte	Probe 1480	Probe 1486	Probe 1510
qz	340		198
si	597	1120	444
ti	0.9	0.9	0.5
alk	39.4	19.1	36.4
al	43.4	40.5	44.1
c	2.7	16.8	9.4
fm	14.5	23.6	10.1
	100.0	100.0	100.0
k	0.56	0.66	0.72
mg	0.12	0.35	0.04
c/fm	0.19	0.71	0.93

v. Wolff-Werte	Probe 1480	Probe 1486	Probe 1510
Q	51.22	79.46	38.80
L	47.18	18.35	59.36
M	1.60	2.19	1.84
	100.00	100.00	100.00
S	86.34	92.25	82.27
A	5.69	1.55	6.71
K_2O	3.22	1.02	4.83
MgO	0.24	0.69	0.08
CaO	0.37	1.40	1.71
FeO	0.36	0.38	0.40

gehalt relativ gross, was wohl auf die geringe Calcitführung des Gesteins zurückzuführen ist. Sie gibt sich in der Norm durch einen kleinen Wollastonitgehalt kund. Übrigens weicht die Analyse nur wenig von der der spärolithischen Rhyolithe ab (Tab. X, No. 1508).

Tabelle XVI. Zusammensetzung der Gesteine, der Einsprenglinge und der Grundmasse der Proben 1480 und 1510.

	Zusammensetzung des Gesteins		Zusammensetzung der Einsprenglinge		Zusammensetzung der Grundmasse	
	Probe 1480	Probe 1510	Probe 1480	Probe 1510	Probe 1480	Probe 1510
Quarz	48.9	36.4	10.8	18.0	55.4	38.7
Feldspat	51.1	63.6	89.2	82.0	44.6	61.3
SiO_2	81.2	75.8	..	..	..	..

Wird die Zusammensetzung der Grundmasse nach Abzug der volumetrisch bestimmten Einsprenglingszusammensetzung berechnet, weist diese besonders für die Probe 1480 einen anormal hohen Quarzgehalt auf. Auch die Grundmassezusammensetzung der anderen Probe ist für Quarz bedeutend höher als in der eutektischen Zusammensetzung nach VOGT.

4. Eruptionsbreccien.

a) *Vorkommen und makroskopisches Aussehen.*

Im Zusammenhang mit der Eruption der Basalte und zwar derjenigen vom Plagioklasbasalttypus (siehe BACKLUND und MALMQVIST (3) pag. 30) sind in anscheinend nicht geringer Erstreckung Eruptionsbreccien gebildet worden, von denen drei Proben (Nr. 1476, 1511 und 1512) in dem Untersuchungsmaterial vorliegen. Die beiden ersten Proben stammen von Decken oder Strömen westlich bzw. östlich des Lagers. Das rhyolithische Material ist von den Wänden der Eruptionskanäle oder von der Unterlage der Basaltdecken weggerissen worden. Die letzte Probe 1512 dagegen wurde von der Randzone eines Basaltganges, der den Sanidinrhyolith durchbrach, gesammelt. Sie stammt auch von der Gegend östlich des Lagers.

Die Probe 1476 besteht aus einer dichten, ein wenig Quarz und Schwefelkies führenden, grasgrünen Grundmasse, in welcher eckige, oft centimetergrosse Bruchstücke eines grünlichgrauen Gesteins oder mehr gerundete fleischrote, relativ kleinere Bruchstücke von Rhyolith liegen (Figur 11). Im Grossen sind die beiden Proben 1511 und 1512 in ähnlicher Weise ausgebildet, doch sind die Bruchstücke in verschieden gefärbten Varianten vertreten, sind daneben kleiner und in mehr intensiver Weise zersplittert worden (Figur 12).

b) *Struktur und Mineralbestand.*

Unter dem Mikroskop erweisen sich die grauen eckigen Bruchstücke der Probe 1476 aus einer dichten Masse zusammengesetzt zu sein, die aus kleinen, 0.1—0.2 mm langen und etwa 0.01—0.03 mm



Fig. 11. Plangeschliffene Fläche einer Eruptionsbreccie. Probe 1476. Hellere Bruchstücke basaltischen und rhyolithischen Materials. (× 5/4).



Fig. 12. Plangeschliffene Fläche einer Eruptionsbreccie. Probe 1512. Eine grosse Menge von Bruchstücken aus Basalt und Rhyolith. Zersplitterte Einsprenglinge aus Sanidin und Quarz. (× 5/4).

breiten, durchgehend albitverzwillingten *Plagioklasleistchen* in subophitischer Orientierung [nach T. Krokström (23)] mit hellgrün durchscheinendem *Chlorit* in den Zwickeln aufgebaut sind. Der oft radialstrahlig gebaute Chlorit zeigt zwischen gekreuzten Nicols ganz dunkle, schwach violette Farbtöne auf. Zusammen mit dem Chlorit

befindet sich ferner in den Plagioklaszwickeln jeweils in ganz grosser Menge kleine, unregelmässig begrenzte Körnchen von *Schwefelkies*, *Hämatit* und *Ilmenit*, von welchen die letzteren meistens von kleinen, schwach pleochroitischen, hellbraunen *Leukoxen*kristallen umgegeben sind. In der dichten Masse liegen weiter recht grosse Partien von *Calcit* und seltener *Serizit* eingestreut. Die Bruchstücke sind zum Teil von Hämatit umrandet.

Die fleischrot gefärbten, gerundeten Bruchstücke aus Rhyolith scheinen wenigstens der Umrandung entlang teilweise umgeschmolzen zu sein. In der Randzone findet man nämlich, dass der Rhyolith einwenig Basaltmaterial aufgenommen hat, indem in der Grundmasse des Rhyoliths Chlorit mit einzelnen albitlamellierten Plagioklasleistchen auftritt. In der Mitte bestehen die Bruchstücke aus einer dichten, stark in Serizit umgewandelten Grundmasse, die korrodierte allotriomorphe Quarz- und meistens umgewandelte Sanidineinsprenglinge enthalten.

Die beschriebenen Bruchstücke nehmen einen recht bedeutenden Anteil des Gesteins (etwa 20—40 %) ein. Sie schwimmen in einer heterogenen Grundmasse, die bei der Bildung des Gesteins wahrscheinlich in einem späteren Stadium als die Bruchstücke mehr aufgeweicht war. Es wird diese Grundmasse als eine recht ungleichmässige Mischung ursprünglich basaltischen und rhyolithischen Materials aufgefasst (Tafel 7, Figur 1). Partien der oben erwähnten, subophitisch aufgebauten Masse, in welche zum Teil zersplitterte Quarz- und stark serizitisierte Sanidineinsprenglinge aufgenommen sind, gehen diffus in eine dicht mikrofelsitische, serizitgepuderte Substanz rhyolithischen Charakters über, die sowohl Quarz- als oft recht grosse, stark umgewandelte, jeweils ursprünglich perthitische Sanidineinsprenglinge enthält. Wegen des Reichtums an Quarz, der oft keinen Einsprenglingstypus hat, erscheint es, als wäre der Rhyolith schon vor der Eruption des Basalts ein wenig silifiziert.

Die Proben 1511 und 1512 führen eine grosse Anzahl von Bruchstücken, die gewöhnlicherweise einen Durchmesser nicht grösser als 5 mm haben. Die Bruchstücke sind von wenigstens drei verschiedenen Typen:

1) mehr grobkristallines Gestein von subophitischer Struktur mit Chloritfüllung zwischen den Feldspatleisten (dieselbe Ausbildung wie in der vorher beschriebenen Probe, vgl. Tafel 7, Figur 3 und 4) 2) feinkristallines Gestein von trachytischer Struktur, mit mehr oder weniger parallelgeordneten Plagioklasleistchen und Chloritfüllung, meistens stark erzpigmentiert; 3) rot durchscheinendes, rhyolithisches Gestein, das aus einer mikrogranitischen oder mikrofelsitischen, serizitisierten Grundmasse mit allotriomorphen Quarz- und Feldspateinsprenglingen und jeweils äusserst kleinen, kaum von der Grundmasse unter-

scheidbaren, mehr oder weniger parallel geordneten Feldspatleistchen besteht (siehe Tafel 7, Figur 1 und 2). Zuweilen ist eine deutlich perlitische Struktur in diesen Bruchstücken entwickelt.

Die eigentliche Grundmasse des Gesteins, in welcher die Bruchstücke liegen, zeigt eine unregelmässige Fliesstruktur mit oftmals umbiegenden und verworrenen Fliessrichtungen um die Bruchstücke herum. In einer sehr dichten, von *Serizit* und *Calcit* gepuderten Masse sind grosse einheitliche Individuen aus hellgrünem Chlorit und seltener Serizit von auffallend langgestreckten Formen zu sehen. Diese dichte Masse sowohl als die Glimmerfetzen enthalten stark zersplitterte Einsprenglinge von *Quarz* und *Sanidin*, zuweilen auch von einem Perthit, in welchem Plagioklassubstanz schnurförmig auftritt (Tafel 7, Figur 2). Grössere, besser erhaltene Einsprenglinge von albit- und karlsbaderverzwillingtem *Plagioklas* kommen recht reichlich vor und treten zuweilen idiomorph auf. Akzessorisch sind ferner kleinere Fetzen von *Calcit*, *Apatitnadeln* (oft innerhalb des Plagioklases auftretend) und *Erz*, anscheinend meistens *Ilmenit* mit einer *Leukoxen*umrandung.

Tabelle XVII. Die Axenwinkel, die Doppelbrechungen und die Auslöschungswinkel der Feldspäte der Eruptionsbreccien.

Probe	Sanidine				An-Gehalt nach dem Diagramme Reinhards
	2 Vα	γ—α	β—α	γ—β	
1476.....	46°.0 Ch. G.	0.0044 ber.	0.0037 gem.	0.0007 ber.	..
1512.....	50°.0 Ch. G.	0.0049 ber.	0.0040 gem.	0.0009 ber.	..
	Plagioklase				
1476 Plagioklasleistchen eines Bruchstücks	92°.0 Ch. G.	0.0082 gem.	0.0040 ber.	0.0043 gem.	6—9 %
1512.....	96°.5 Ch. G.	0.0090 gem.	0.0038 ber.	0.0050 gem.	2—6 %

Die Tabelle XVII gibt die Zusammenstellung der optischen Daten der Feldspäte wieder. Die Sanidine der restierenden, zersplitterten Einsprenglinge haben einen recht kleinen Axenwinkel, in welcher Hinsicht sie denjenigen der weniger kalibetonten Sanidinrhyolithe oder der sphärolithischen Rhyolithe ähneln. Auch die Plagioklase der Probe 1512, welche an gut erhaltenen Einsprenglingen gemessen wurden, deuten betreffs ihres niedrigen An-Gehaltes darauf hin, dass sie ursprünglich Vertretern dieser Gesteine angehört haben.

Betrachtet man wieder die Zusammensetzung der Plagioklase, die an kleinen Leistchen der mutmasslich basaltischen Bruchstücke gemessen

wurde, so ist man über den niedrigen An-Gehalt dieser Plagioklase erstaunt. In dem Fall der Probe 1512 konnten die entsprechenden Plagioklase wegen ihrer kleinen Dimensionen nicht so genau bestimmt werden, doch wurde die maximale Auslöschung zu etwa 16—17° gemessen, welches einem An-Gehalt von 4 % entsprechen sollte. Die maximale Auslöschung des Plagioklases der Probe 1476 wurde zu 14°, einem An-Gehalt von 6 % entsprechend, bestimmt. In sämtlichen Fällen wurde immer die Lichtbrechung kleiner als die des Canadabalsams gefunden.

Es ist folglich deutlich, dass das Gestein der Bruchstücke, wenn es wirklich von dem Basalt herstammt, einer intensiven Entkalkung ausgesetzt worden ist. Sowohl die Plagioklase als auch die Pyroxene haben grösstenteils ihren Kalkgehalt verloren. Der Labradorit ist zu einem Albit, der Pyroxen zu einem kalkarmen-kalkfreien Chlorit umgewandelt worden. Es erscheint weiter, als hätte sich dieser Vorgang zum Teil unter Beibehaltung der ursprünglichen ophitischen Struktur vollzogen. Von dem Basalt bleibt als primäres Mineral eigentlich nur Apatit zurück, der in den sauren Gesteinen meistens fehlt oder nur selten vorkommt, und weiter Ilmenit, inwiewohl derselbe einer Leukoxenumwandlung ausgesetzt worden ist, ein Prozess, den man meistens nicht bei den frischen Basalten wiederfinden kann.

Die Umwandlung der besprochenen Bruchstücke hat die Zusammensetzung des Basalts in solcher Richtung verändert, dass sie sich den Spiliten nähert. Übrigens sind diese Eruptionsbreccien den Gesteinen ganz ähnlich, die als Spilitbreccien beispielsweise von N. SUNDIUS (37) aus dem Grythyttegebiet beschrieben worden sind.

Die spezifischen Gewichte wurden für die Proben:

$$1476: \; D_{4^\circ}^{21^\circ} = 2.634$$

$$1511: \; D_{4^\circ}^{21^\circ} = 2.735$$

$$1512: \; D_{4^\circ}^{21^\circ} = 2.724$$

gemessen.

Vorausgesetzt, dass das spezifische Gewicht des Basalts ungefähr = 3.0, das des Rhyoliths = 2.5 ist, sollte die Probe 1476 etwa 20 %, die Proben 1511 und 1512 etwa 40 % basaltischen Materials enthalten.

c) *Chemische Zusammensetzung.*

Aus der chemischen Analyse der Probe 1476 (Tabelle XVIII) ist recht offenbar der geringe Kalkgehalt ersichtlich. Wenn die Probe etwa 20 % frischen Basalts enthalten hätte, sollte im Gestein jedenfalls über 2 Gewichts-% CaO vorhanden sein. In der Tat liegt inzwischen

Tabelle XVIII. Chemische Zusammensetzung der Probe 1476. Analytiker: N. Sahlbohm.

	Gewichts %	Mol. %	
SiO_2	68.74	76.75	..
TiO_2	0.90	0.75	..
Al_2O_3	10.65	7.00	..
Fe_2O_3	2.84	1.19	..
FeO	5.94	5.53	Or : Ab : An =
MnO	0.10	0.09	40.0 : 51.3 : 9.7
CaO	0.78	0.93	..
MgO	2.52	4.22	..
Na_2O	1.80	1.94	..
K_2O	2.17	1.55	..
P_2O_5	0.12	0.05	..
$H_2O + ^{105}$	3.25	100.00	..
	99.81		

weniger als die Hälfte und überhaupt nicht viel mehr als in manchen der sauren Gesteine vor. Der grösste Teil des Kalkes des ursprünglichen Basalts ist folglich fortgeführt worden, auch wenn ein wenig davon noch als Calcit zurückgeblieben ist.

III. ZUSAMMENFASSENDER RÜCKBLICK AUF DIE MINERALPARAGENESE DER SAUREN KAP FRANKLIN-GESTEINE. BESPRECHUNG DER ALTERSFOLGE VOM GESICHTSPUNKTE DES MINERALBESTANDS.

Die Einteilung der Gesteine ist ausser vom Gesichtspunkt der Mineralzusammensetzung auch auf Grund textureller Eigenschaften durchgeführt worden. Hierbei konnte in der Tat die Einteilung nicht ganz konsequent durchgeführt werden, insbesondere auch deswegen, weil Gesteine desselben Magmaergusses nicht von einander getrennt werden konnten. Um das Auseinanderhalten der Gesteine nicht allzu künstlich zu machen, wurden z. B. die einzelnen Proben sphärolithischer Textur, die tatsächlich zu der Eruption der weniger kalibetonten Sanidinrhyolithe angehören, nicht zu der Gruppe der sphärolithischen Rhyolithe geführt, obwohl sie hauptsächlich aus texturellen Gründen sehr wohl zu dieser Gruppe gerechnet werden könnten.

Es ist nicht zu erwarten, dass Gesteine sphärolithischer Textur in ihrer Zusammensetzung übereinstimmen sollen, ausser wenn sie einem bestimmten Magmenerguss angehören. Bezüglich der Gesteine, die den sphärolithischen Rhyolithen zugeordnet sind, dürfte es zutreffen, dass sie während derselben Epoche zur Eruption gelangt sind. Es entsteht indessen noch die Frage, ob nicht Gesteine anderer texturellen Entwicklung demselben Magmaerguss angehören. Oder mit anderen Worten, repräsentieren die Unterabteilungen, die bei der Beschreibung der Gesteine gewählt worden sind, jede eine neue Magmaeruption? oder aber können zwei oder mehrere dieser Unterabteilungen derselben Eruptionsepoche zugerechnet werden? Weiter kann es noch als fraglich angesehen werden, ob nicht Gesteine ähnlicher petrographischer Ausbildung verschiedenzeitig extrudiert worden sind.

Vom Standpunkte des Mineralbestands aus ist es vielleicht nicht aussichtslos, aber jedenfalls recht unsicher, irgend etwas Bestimmtes über den genetischen Verband der verschiedenen Gesteine auszusagen. Sowohl die Armut an femischen Bestandteilen als auch der Mangel an

charakteristischen Akzessorien bei diesen trotz alledem recht ähnlichen und daneben meistens ein wenig zersetzten Gesteinen macht es recht schwierig, Schlussfolgerungen in dieser Beziehung zu ziehen. Doch geben die Bestimmungen an den Feldspateinsprenglingen einige Haltpunkte bezüglich der Altersfolge der besprochenen Gesteine.

In dem Diagram 1 sind sämtliche Bestimmungen der Feldspateinsprenglinge wiedergegeben worden. Es sind nur mit einer Ausnahme die Proben hier nach Nummerfolge eingereiht worden. Hierbei werden die verwendeten Unterabteilungen in Gruppen geordnet, indem die weniger kalibetonten Sanidinrhyolithe zusammen mit den Eruptionsbreccien nach links, darauf die Quarzrhyolithe und die sphärolithischen Rhyolithe in die Mitte, sowie die kalibetonten Rhyolithe nach rechts fallen.

Die Sanidine, die schon früher recht eingehend besprochen worden sind, zeichnen sich ja durch ihre grossen Axenwinkel sowie ihre niedrigen Doppelbrechungen aus. Durchgehend scheinen sie bei den weniger kalibetonten Sanidinrhyolithen besonders niedrige sowohl Axenwinkel, Doppelbrechungen als Auslöschungswinkel zu haben, was man gewöhnlicherweise als Anzeichen niedriger Ab-Gehalte deuten will. Die chemische Zusammensetzung deutet zwar in entgegengesetzte Richtung, während das Nichtvorhandensein von Perthitbildung nicht eindeutig als Armut an Albit angesehen werden kann, weil die Abkühlungsgeschwindigkeit des Gesteins einen gewissen Einfluss auf die Ausbildung von Perthiten ausübt. Die Sanidine der Eruptionsbreccie der Probe 1512 weichen in optischer Beziehung eigentlich recht bedeutend von den übrigen ab, was möglicherweise darauf beruht, dass das rhyolithische Material eigentlich nicht von dem besprochenen Gestein herstammt.

Innerhalb der Gruppe der Quarzrhyolithe und der sphärolithischen Rhyolithe schwanken die optischen Daten der Sanidine recht bedeutend. Im Mittel scheinen indessen sowohl die Axenwinkel als auch die Auslöschungswinkel bei den Quarzrhyolithen höher zu sein als bei den sphärolithischen Rhyolithen. Es wurde schon hervorgehoben, dass wahrscheinlich der Kaligehalt bei den erstgenannten Gesteinen grösser ist.

Die Sanidine der kalibetonten Sanidinrhyolithe kennzeichnen sich durch ihre relativ grossen Axenwinkel und Doppelbrechungen. Sie sind meistens perthitisch ausgebildet. Trotzdem scheint es wohl fraglich, ob nicht mit Rücksicht auf die chemische Zusammensetzung der Kaligehalt bei diesen Sanidinen jedenfalls relativ gross ist.

Die Plagioklase, die als Einsprenglinge innerhalb aller Gruppen ausser den Quarzrhyolithen vorkommen, sind sämtlich Albite mit zwischen 0—10 % schwankendem An-Gehalt. Die An-Gehalte scheinen am kleinsten (0—4 %) bei den weniger kalibetonten, am grössten (5—11 %) bei den kalibetonten Sanidinrhyolithen zu sein, während sie bei den sphärolithischen Rhyolithen zu schwanken scheinen. Durch-

gehends ergeben die erhaltenen Werte der Axenwinkel und besonders der Doppelbrechungen einwenig höhere An-Gehalte als sie aus den angegebenen Bestimmungen der optischen Orientierung im Verhältnis zu Zwillingsaxen, Verwachsungsebenen und Spaltflächen nach den Diagrammen REINHARDS (34) erhalten worden sind.

Es dürfte nahe liegen, dass die nicht plagioklasführenden Quarzrhyolithe, aus welchen die Plagioklase schon vollständig herausdifferenziert sind, relativ spätere Bildungen als die übrigen sauren Gesteine repräsentieren müssen. Zwischen ihnen und den plagioklasführenden Gesteinen dürfte man mit einem gewissen Hiatus rechnen können. Die Ausbildung der Quarzeinsprenglinge mit ihren gerundeten, korrodierten Formen spricht auch dafür, dass die Kristallisation der ersten Generation während verhältnismässig langer Zeit fortgedauert hat, bevor das gesteinsbildende Magma zur Eruption gelangt ist. Unter den plagioklasführenden Gesteinen dürfte jedenfalls eine vielleicht kleine Altersdifferenz zwischen denen, die einen anorthitreicheren Albit und denjenigen, die einen beinahe reinen Albit enthalten, bestehen. Der Unterschied der Temperaturen, bei welchen diese beiden verschiedenen Albite zu kristallisieren angefangen haben, ist aber sicher nicht gross. Nach der Kurve von BOWEN (5) sollten die ersterwähnten Albite bei etwa 1140°, die letzterwähnten bei etwa 1100° auskristallisiert haben. In Betracht dieser überaus kleinen Temperaturdifferenz darf man vielleicht nicht darin einen etwa sicheren Beweis für eine frühzeitigere Eruption der Gesteine mit stärker anorthithältigen Albiten sehen, insbesondere auch deswegen, weil die Albite ein frühes Stadium während der Kristallisation der Einsprenglinge darstellen. Doch deutet auch die habituelle Entwicklung der wenig korrodierten Quarzeinsprenglinge mit dem starken Hervortreten ihrer Rhomboederflächen in den Gesteinen, die die anorthitreichen Albite führen, darauf hin, dass das Magma von einer relativ höheren Temperatur abgeschreckt worden ist. Man dürfte deshalb vermuten können, dass die kalibetonten und die sphärolithischen Rhyolithe etwas älter als die weniger kalibetonten Sanidinrhyolithe sein sollten.

Soweit es von Gesichtspunkten des Mineralbestands beurteilt werden kann, sollte folglich die Altersfolge (von jüngeren zu älteren Gliedern geordnet) die folgende sein:

1. Quarzrhyolithe.
2. Weniger kalibetonte Sanidinrhyolithe.
3. Kalibetonte Sanidinrhyolithe.
4. Sphärolithische Rhyolithe.

IV. ZUSAMMENFASSENDER RÜCKBLICK AUF DEN CHEMISMUS DER SAUREN KAP FRANKLIN-GESTEINE. BESPRECHUNG DER ALTERSFOLGE VON GESICHTPUNKTEN DER CHEMISCHEN ZUSAMMENSETZUNG.

In der Tabelle XIX ist die mittlere Zusammensetzung der nordostgrönländischen Rhyolithe mit denjenigen verglichen, die örtlich und zeitlich am nächsten mit ihr vergleichbar sind. Man bemerkt aus dieser Zusammenstellung, dass in der Tat die isländischen Gesteine mit den nordostgrönländischen näher verwandt sind, als die Hebridengesteine. Erstens ist der SiO_2-Gehalt bei den erstgenannten Gesteinen ausgeprägt höher, zweitens der TiO_2-Gehalt weit geringer, drittens sind die Gehalte an FeO und MgO bei den Hebridengesteinen relativ grösser.

Tabelle XIX. Mittelzusammensetzung einiger nordatlantischen sauren Gesteine (Liparite und Rhyolithe).

	Die Hebriden und Nordostirland*) 10 Analysen	Island*) 16 Analysen	Nordostgrönland 5 Analysen
SiO_2	72.55	75.80	74.78
TiO_2	0.30—0.43	0.14—0.55	0.14
P_2O_5	0.09—0.14	0.001—0.02	0.03
Al_2O_3	12.59	12:03	12.22
Fe_2O_3	2.39	2.16—2.65	1.80
FeO	1.49—1.86	0.55—1.76	0.47
MnO	0.10—0.17	0.02—0.12	0.02
MgO	0.63	0.32—0.37	0.18
CaO	1.39	1.47	1.00
			BaO 0.03
Na_2O	3.39	3.38—3.61	1.91
K_2O	4.06	3.40—3.63	5.97
$H_2O\pm$	1.10—1.18	0.24—0.76	1.74
	100.08—100.78	99.52—102.77	100.29

*) Die Analysen sind aus v. WOLFF (44) »Der Vulkanismus« entnommen.

In der Beziehung des hohen K_2O-Gehalts weichen die nordostgrönländischen Rhyolithe weit von den beiden zu vergleichenden tertiären, sauren Gesteinsgruppen ab. Es fragt sich, ob diese sehr ausgesprochene Verschiedenheit schon in einer Differenz des basaltischen Ausgangsmagmas liegt, oder ob sie auf spätere Differentiationen zurückzuführen ist. Berechnet man das mittlere molekulare Verhältnis $\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$ für die verschiedenen brito-arktischen Basalte, so bekommt man die untenstehenden Werte:

Lokale	$\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$	Mittel aus:
König Karls Land[1])	0.23	2 Analysen
Spitzbergen[1])	0.20	5 —
Die Hebriden und Nordostirland[2])	0.15	15 —
Island[1])	0.21	21 —
Westgrönland[1])	0.17	22 —
Ostgrönland	0.22	5 —

Bei der obenstehenden Berechnungen sind nicht die jüngeren, spätmagmatischen, basischen Gesteine olivintrachydoleritischer Zusammensetzung (Westgrönland, Island, die Hebriden, Spitzbergen) miteinbegriffen worden.

Wird das molekuläre K_2O/Alk.-Verhältnis anderer Vorkommen, besonders solcher von Plateaubasaltcharakter, berechnet, erhält man die untenstehenden Werte:

Vorkommen	$\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$	Mittel aus:
Deccan[2])	0.16	11 Analysen
Oregon[2])	0.22	6 —
Patagonien[2])	0.16	1 —
New-Jersey[2])	0.14	8 —
Mittel von brito-arktischen Basalten[2])	0.19	33 —
Mittel von Plateau-Basalten[3])	0.15	43 —
Mittel von sämtlichen Basalten[3])	0.24	161 —

Die obenstehenden Zusammenstellungen weisen darauf hin, dass unter den brito-arktischen Basalten die nordostgrönländischen jedenfalls ein auffallend hohes K_2O/Alk.-Verhältnis haben, das bedeutend höher als das Mittel der brito-arktischen Basalte liegt. Sie übertreffen in dieser

[1]) Nach den Analysenzusammenstellungen v. WOLFFS (44).
[2]) Nach H. S. WASHINGTON (42).
[3]) Nach der spätesten Zusammenstellung von R. A. DALY (8).

Beziehung auch die Mehrzahl der Plateaubasalte, unter denen die brito-arktischen einen relativ hohen Wert ergeben.

Jedoch nimmt unter den brito-arktischen Basalten auch das isländische Stamm-Magma ein recht hohes Kaliverhältnis an, was aber nicht so sehr bei den sauren Gesteinen (vgl. Tabelle XIX) im Vergleich mit denen Nordostgrönlands und der Hebriden zu erkennen ist. Der K_2O-Gehalt muss auch als eine Funktion des Grades der Differentiation betrachtet werden. Während Na_2O schon bei der Auskristallisation der Plagioklase dem Magma entzogen wird, verbleibt K_2O in der Lösung bis zu dem Anfang der Orthoklas- oder Sanidinbildung, soweit nicht unter speziellen Bedingungen ein Teil als primärer Biotit fortgeführt wird. Es fragt sich, eine wie grosse Rolle eine solche Biotitabspaltung für die Zusammensetzung der Spaltungsprodukte, besonders bezüglich des Gehalts an Alkalien, gespielt haben kann.

Als Erklärung des sehr ausgeprägten Kaliübergewichts der nordostgrönländischen sauren Gesteine gilt vielleicht nicht so sehr der im Verhältnis zu den Alkalien recht hohe Kaligehalt des basaltischen Stamm-Magmas, als vielmehr die sehr weit vorgeschrittene Differentiation des Magmas vor der Eruption der Rhyolithe. Daraus dürfte man schliessen können, dass zwischen den Eruptionen der älteren Basalte (Dolerite) und der Rhyolithe eine relativ lange Ruhepause eintrat. Als negativer Beweis hierfür gilt weiter das wenigstens noch nicht näher bekannte Vorhandensein von Zwischengliedern zwischen den Basalten und den Rhyolithen. In dieser Hinsicht sind die Verhältnisse denen auf Island ähnlich, wo unter den älteren tertiären Gesteinen nur die letzten Glieder (Liparite) zur Eruption gelangt sind.

Das Fehlen von Zwischengliedern kann ja auch von der Eruptionsweise abhängig sein. Ähnlich wie auch auf Island sind am Kap Franklin die sauren Glieder der Basaltformation als Extrusionen repräsentiert. In den südlichen Teilen des nördlichen Basaltgebietes Nordostgrönlands, wo die sauren Spaltungsprodukte auch als Intrusionen vorliegen, kann man besonders innerhalb solcher von plutonischer Stellung erwarten, die fehlenden Glieder wiederzufinden. In diesem Gebiet, welches anscheinend einen tieferen Schnitt der magmatischen Tätigkeit repräsentiert, hat der eine Verf.[1]) in der Tat auch solche Gesteine entdeckt. In welcher Erstreckung diese zu den älteren (älter als die Plagioklasbasalte) oder jüngeren (jünger als die Plagioklasbasalte), sauren Gesteinen, deren erste Gruppe hier konstatiert worden ist, gehören, wird aus den künftigen Untersuchungen hervorgehen. In den meisten Fällen sind ja in den nordatlantischen Basaltgebieten die leukokrateren und saureren Spaltungsprodukte nebst Zwischengliedern zum Basalt nur

[1]) Backlund, mündliche Mitteilung.

in den jüngeren nachschübigen Spaltungsreihen atlantischen Differentiationscharakters [Jan Mayen und Westgrönland (wo überhaupt saurere Glieder der älteren Reihe fehlen), Island und die Hebriden (wo im letzten Falle doch vereinzelt — Skye, Mull — Ströme von Trachyt und Mugearit die älteren Basalteruptionen unterbrochen haben)] vorhanden.

In diesem Zusammenhang muss die Frage gestellt werden, inwieweit man, wie offenbar in den südlicheren Teilen, auch im Kap Franklin-Gebiet mit zwei zeitlich verschiedenen Eruptionsperioden der sauren Gesteine zu rechnen hat oder nicht. Bei der einleitenden Besprechung der Basalte (3) wurde hervorgehoben, dass diese wesentlich während drei Perioden starker magmatischen Tätigkeit in Zusammenhang mit drei Bewegungsparoxysmen gebildet wurden. Die ältesten Basalte, die als Dolerite vertreten sind, kommen als Lagergänge oder als »cone sheets« vor. Die danach folgenden sind als Plagioklasbasalte, die wesentlich in Form grösserer arealer Ergüsse sich ausgebreitet haben, entwickelt. Schliesslich wurden als dritte Phase der vulkanischen Tätigkeit die Eruptionen mit Ankaramiten und Olivintrachybasalten vom Zentraltypus und alkalinen Spaltungstendenzen abgeschlossen.

Gerade am Kap Franklin konnte aber festgestellt werden, dass die Plagioklasbasalte einige der sauren Gesteine, die, wie aus der vorstehenden Beschreibung zu urteilen, am nächsten den Sanidinrhyoliten stehen sollten, durchschlagen haben. Ein im Kap Franklin-Gebiet vorliegender Gesteinstypus ist folglich in der Zwischenzeit zwischen den Eruptionen von Doleriten und Plagioklasbasalten gebildet worden. Gilt dies für alle? Oder hat innerhalb des Gebietes die rhyolithisch-vulkanische Tätigkeit auch nach der Eruption der Plagioklasbasalte fortgedauert oder aufs Neue sich belebt, wobei wiederum saure Glieder sich abgespaltet haben?

Die Frage ist recht schwierig mit Sicherkeit zu entscheiden. Bei der Besprechung der Basalte wurde inzwischen wahrscheinlich gemacht, dass die Differentiationsprodukte, die nach den Plagioklasbasalten sich abgespaltet haben, sich in alkaliner oder mehr leukokrater Richtung entwickelt haben mögen. Zwar lag nur ein recht melanokrates Gestein (Olivintrachybasalt) vor, das diese Tendenz zeigte. Man dürfte doch vermuten können, dass auch die saureren und leukokrateren nachplagioklasbasaltischen Gesteine, wenn diese zur Eruption gelangt wären, sich weiter in derselben Richtung entwickelt haben sollten. Solche Gesteine liegen aber im Kap-Franklin-Gebiet nicht vor.

Beistehende Figur (Diagramm 2) gibt ein Differentiationsdiagramm nach NIGGLI wieder. Darin sind die Analysen aller sicher tertiären Eruptivgesteine Nordostgrönlands eingezeichnet worden. Es schliesst also auch sämtliche Basaltanalysen ein, deren Nummern sich auf die einleitende Basaltarbeit (3) beziehen. Die rot eingezeichneten Analysen zeigen solche an, die, wie vorher angegeben, einen deutlichen Tonerdeüber-

schuss aufweisen. Werden diese Analysen so umgerechnet, als ob die überschüssige Tonerde ursprünglich in Albit gebunden wäre, verschieben sich die Werte in der Weise, wie es aus den rot gestrichelten Geraden hervorgeht. Man sieht, dass die Verschiebungen hierbei manchmals recht gross werden. Ferner sind im Diagramm die Normalzusammensetzungen der engadinitgranitischen und der aplitgranitischen Magmen nach NIGGLI angegeben worden. Es ist daraus ersichtlich, dass der Quarzrhyolith (1490) sich dem aplitgranitischen Magma, die sphärolithischen Rhyolithe (1501 und 1508) und die Sanidinrhyolithe (1510 und 1480) den engadinitgranitischen Magmen am nächsten anschliessen, obwohl die letztere Analyse durch ihren hohen SiO_2-Gehalt, welcher trotz alledem auf eine sekundäre Verkieselung deutet, auf der horisontalen si-Axe von der Normalzusammensetzung recht fern liegt. Wenn die Analyse 1480 nicht in Betracht gezogen wird, geht aus dem Diagramm hervor, dass die Punkte der übrigen Proben jedenfalls relativ nahe den Verbindungslinien zwischen den vier Projektionswerten der resp. älteren Basalte (Analysen 24 und 25) und denen des Quarzrhyoliths liegen. Die Übereinstimmung könnte noch besser sein, wenn eine Mittelzusammensetzung der beiden sphärolithischen Rhyolithe berechnet worden wäre. Dies deutet, soweit es aus der Verteilung dieser extrem aziden Typen beurteilt werden kann, auf eine stetige Differentiation nach nur einer pazifischen Spaltungsreihe hin [vgl. C. BURRI (6)]. Die Altersfolge sollte somit von jüngeren zu älteren Gliedern die folgende sein:

1. Quarzrhyolithe.
2. Kalibetonte Sanidinrhyolithe.
3. Spärolithische Rhyolithe.

Nach dem Differentiationsdiagramm (Diagramm 3) v. WOLFFS verteilen sich die sauren Glieder innerhalb zweier Felder des Diagramms. Diese sind: 1) innerhalb eines Feldes, das etwa an dem Schnittpunkt der Koordinaten Q = 50, L = 50 liegt und welches den Quarzrhyolith (1490) und den weniger kalibetonten Sanidinrhyolith einschliesst; 2) innerhalb eines Feldes, das etwa durch die Koordinaten Q = 40, L = 60 fixiert ist und welches die sphärolithischen Rhyolithe (1501, 1508) und den kalibetonten Sanidinrhyolith einschliesst. Werden diese Koordinaten mit denjenigen des vermuteten Stamm-Magmas verbunden, erhält man zwei Äste, welche man möglicherweise als zwei verschiedene Differentiationswege auffassen könnte. Der eine Weg geht über die Dolerite (24, 25) zu dem Quarzrhyolith, der andere etwa an dem Punkt 23 vorbei, welcher einen amygdaloiden Basalt andesitischer Zusammensetzung von dem Scoresby Sund-Gebiet repräsentiert. Die beiden Wege sind aber von einander so wenig verschieden, dass man kaum berechtigt ist, daraus eine Annahme über zwei Spaltungsreihen zu machen. Der

Unterschied braucht ja nur darin zu liegen, dass bei der Olivin-Augit-Plagioklasabspaltung, welche die Differentiationsrichtung angibt, im zweiten Falle die Olivinabspaltung quantitativ ein wenig grösser war. Oder, was noch glaubwürdiger ist und mit den übrigen Daten mehr übereinstimmt, nach dem Aufhören der Olivin- sowohl als der Augitabspaltung hat eine Plagioklasabspaltung im Falle des Quarzrhyolithes während einer längeren Zeit fortgedauert, bevor die Auskristallisation von Quarz und Sanidin anfing. Hierbei wird die Zusammensetzung der Mutterlauge in Richtung des L-Pols verschoben.

Es scheint aus der oben geführten Besprechung (wenigstens kann nicht anderes bewiesen werden) hervorzugehen, dass die sauren Gesteine von Kap-Franklin sämtlich einer Eruptionsepoche angehören, die zwischen die Eruptionen der Dolerite und der Plagioklasbasalte fällt. Weiter gehören sie sämtlich einer einheitlichen Spaltungsreihe typisch pazifischer Spaltung an, die von einem Stamm-Magma (möglicherweise ausgeprägt kalireich) über die älteren Dolerite geht. Zwischen der Eruption der letzteren und dem Beginn der Eruptionen der sauren Gesteine, die mit einem Erguss der sphärolithischen Rhyolithe angefangen haben, scheint ein relativ langer Hiatus zu liegen. Es folgten in anscheinend noch zwei verschiedenen Magmenergüssen die Eruptionen der Sanidinrhyolithe und der Quarzrhyolithe. Schätzungsweise dürfte das Zeitintervall zwischen den Eruptionen der Quarzrhyolithe und der Sanidinrhyolithe grösser als zwischen den Eruptionen der Sanidinrhyolithe und der sphärolithischen Rhyolithe gewesen sein. Zuletzt folgte nach einer anscheinend relativ kurzer Unterbrechung (3) die grosse Eruption eines basischen Magmas, das als Plagioklasbasalt erstarrte. Damit ist die vulkanische Tätigkeit in dem Kap Franklin Gebiet abgeschlossen worden.

LITERATUR

1.* Alling, H. L.: The Potash-Soda Feldspars. Journal of Geology 34, p. 591. Chicago 1926.

1. Backlund, H. G.: Contributions to the Geology of Northeast Greenland. Medd. o. G. Bd. 74. København 1930.

2. — Das Alter des "Metamorphen Komplexes" von Franz Josef Fjord in Ost-Grönland. Medd. o. Grönland. Bd. 87, Nr. 4, pp. 39—56 u. 95—105. København 1932.

3. — und Malmqvist, D.: Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation. Teil I. Die basische Reihe. Medd. o. G. Bd. 87. Nr. 5. København 1932.

4. Berek, M.: Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden, p. 114. Berlin 1924.

5. Bowen, N. L.: Amer. Journ. of Science 35, pag. 577. Washington 1913.

6. Burri, C.: Kritische Zusammenfassung unserer Kenntnisse über die Differentiationstypen postmesozoischer Vulkangebiete. Schweiz. Min. Petr. Mitteil. VII, p. 254—310. Zürich 1927.

7. Cross, W.: Constitution and Origin of Spherulites. Bull. of the Philosophical Society of Washington. Vol. XI. 1888—91, p. 425.

8. Daly, A. R.: Igneous Rocks and the Depths of the Earth, pag. 17. New-York 1933.

8a. Frebold, H.: Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in postdevonischer Zeit. Medd. o. Gr. Bd. 94. Nr. 2. København 1932.

9. Goldschmidt, V. M.: On the metasomatic Processes in silicate Rocks. Economic Geology, Vol. XVII, No. 2, pag. 105. 1922.

10. Gottfried, C.: Über Lithophysen aus dem Porphyr von Baden-Baden. Geol. Rundschau. Bd. XXIIIa. Sonderband. Festschrift Wilhelm Salomon-Calvi. Berlin 1933. p. 1.

11. Halle, T. G.: Younger Palaeozoic Plants from East Greenland collected by the Danish Expeditions 1929 and 1930. Medd. o. G. Bd. 85, No. 1. København 1931.

12. Harker, A. and Clough, C. O.: The Tertiary Igneous Rocks of Skye. Glasgow 1904, pag. 283.

13. Hennig, A.: Kullens kristalliniska bergarter. Lunds Universitets Årsskrift, Bd. 24. Avd. 2. n:o 5 (1898), pag. 40.

14. Høegh, O. A.: The Fossil Wood from the Tertiary at Myggbukta, East Greenland. Norsk Geol. Tidsskrift, Bd. 12, p. 303. Oslo 1931.

15. Holmqvist, P. J.: Studien über die Granite von Schweden. Bull. of the Geol. Inst. of Uppsala. Vol. VII, pag. 213. Uppsala 1904—1905.

16. Iddings, J. P.: The Nature and Origin of Lithophysae and the Lamination of acid Lavas. Amer. Journal of Science. Vol. XXXIII. New-Haven 1887, p. 36.

17. — Obsidian Cliff, Yellowstone National Park. Seventh Annual Rep. of the U. S. Geol. Survey. Washington 1888, pag. 287.

18. — Geology of the National Yellowstone Park. Chapter X, The Rhyolites by J. P. Iddings, pag. 417. Mem. U. S. Geol. Surv. Monogr. XXXII. Washington 1899.

19. IDDINGS, J. P.: Spherulitic Crystallization. Bull. of the Philosophical Society of Washington. Vol. XI. 1888—91, p. 451. Washington 1892.
20. JOHANNSEN, A.: A descriptive Petrography of the Igneous Rocks. Volume II. The quarz-bearing Rocks, p. 259. Chicago 1932.
21. KOCH, L.: The Geology of East Greenland. Medd. o. G. Bd. 73, No. 2. København 1929.
22. — Carboniferous and Triassic Stratigraphy of East Greenland. Medd. o. G. Bd. 83, No. 2. København 1931.
23. KROKSTRÖM, T.: On the Ophitic Texture and the Order of Crystallisation in basaltic Magmas. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. XXIV, S. 197. Upsala 1932.
24. KUNITZ, W.: Eine Schnellmethode der gravimetrischen Phasenanalyse mittels der Zentrifuge. Cbl. f. Mineralogie. Abt. A, p. 225. Stuttgart 1931.
25. LENZ, O.: Spezielle Darstellung der geologischen Verhältnisse Ostgrönlands. In: KOLDEWEY, K.: Die zweite deutsche Nordpolarfahrt 1869—70. II, p. 483. Leipzig 1873.
26. MILNER, H. B.: Sedimentary Petrography, pag. 109. London 1929.
27. NATHORST, A. G.: Nordöstra Grönlands geologi. G. F. F. Bd. 23, p. 300. Stockholm 1901.
28. NIGGLI, P.—BEGER, J.: Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin 1923.
29. NOE-NYGAARD, A.: Stratigraphy of the Area around Nathorst Fiord. Medd. o. G.
31. ORVIN, A. K.: A Fossil River Bed in East Greenland. Norsk Geol. Tidsskrift Bd. 12, p. 469. Oslo 1931.
32. PARKINSON, J.: The hollow Spherulites of the Yellowstone and Great Britain. Quarterly Journal of Geol. Soc. Vol. 57, pag. 211. London 1901.
33. POPOFF, B.: Eine neue Untersuchungsweise sphärolithischer Bildungen. Tschermaks Min. und Petr. Mitt. Bd. XXIII, p. 153. Wien 1904.
34. REINHARD, M.: Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.
35. SÄVE-SÖDERBERGH, G.: Further Contributions to the Devonian Stratigraphy of East Greenland. I. Medd. o. Gr. Bd. 96, No. 1. København 1933.
36. SMITH, WALTER CAMPBELL and BURRI, CONRAD: The igneous rocks of Fernando Noronha. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen. Bd. XIII, Heft 2, 1933, p. 405.
37. SUNDIUS, N.: Gryhyttefältets geologi. Sveriges Geol. Unders. Ser. C. No. 312, pag. 192. Stockholm 1923.
38. TEICHERT, C.: Untersuchungen zum Bau des kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. Medd. o. Grönland. Bd. 95 nr. 1, p. 43. København 1933.
39. TYRREL, G. W.: The Petrography of some Kainozoic Igneous Rocks, and of the Cape Parry Alkaline Complex, East Greenland. Geol. Mag. LXIX, pp. 520—27. 1932.
40. VOGT, J. H. L.: Die Genesis der Granite physikochemisch gedeutet. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Gesellschaft. Bd. 83. Jahrg. 1931, p. 203.
41. WAGER, A. L.: In WATKINS, H. G. The British Arctic Air-Route Expedition (with Appendix III. Preliminary Account of the geological Work, by L. R. Wager). Geogr. Journ. LXXIX, pp. 466—96. London 1932.
42. WASHINGTON, H. S.: Deccan Traps and other Plateau Basalts. Bull. Geol. Soc. of Amer. 33. Washington 1922.
43. WINCHELL, A. N.: Studies in the Feldspar Group. Journ. of Geology, XXXIII, p. 714. Chicago 1925.
44. v. WOLFF, F.: Der Vulkanismus. Bd. II, p. 45. Stuttgart 1929.

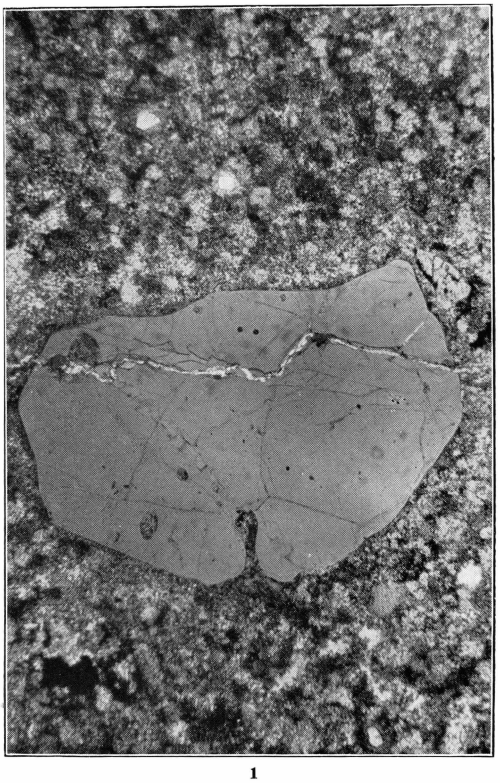
Færdig fra Trykkeriet den 26. April 1935.

TAFELN

Tafel 1.

Fig. 1. Quarzrhyolith. Probe 1490. Stark korrodierter Quarzeinsprengling von einer serizitgefüllten Spalte durchzogen. × 25. Nic. + (Vgl. S. 28; Analyse Tabelle III, S. 32).

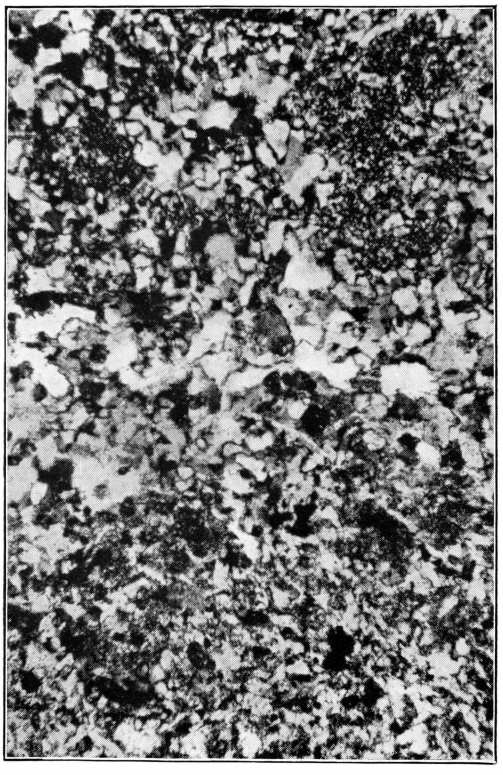
- 2. Dasselbe. Korrodierte Quarzeinsprenglinge mit deutlichen Reaktionsrändern. × 88. Nic. + (Vgl. S. 29).
- 3. Sphärolithischer Rhyolith. Probe 1508. Grundmasse von verschiedener Korngrösse der Kristallindividuen. × 88. Nic. + (Vgl. S. 39; Analyse Tabelle X, S. 55).
- 4. Dasselbe. Ein fleckiger Sanidinperthit als Einsprengling. Karlsbaderverzwillingt. Die Grenzen der grösseren Plagioklasflecken sind gestrichelt. × 25. Nic. + (Vgl. S. 40).



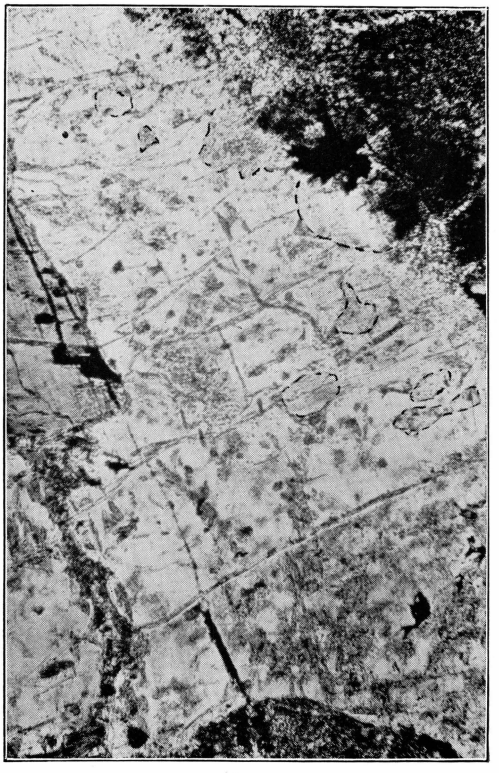
1



2



3



4

Tafel 2.

Fig. 1. Sphärolithischer Rhyolith. Probe 1508. Plagioklasband eines fleckigen Sanidinperthits. × 88. Nic. + (Vgl. S. 40).

- 2. Grosser Sphärolith. Probe 1504. Zwei Quarzschalen mit dazwischenliegender, radialstrahliger, sphärolithischer Grundmasse. × 25. Nic. + (Vgl. S. 46; Analyse Tabelle X, S. 55).
- 3. Dasselbe. Radialstrahlige, sphärolithische Grundmasse in stärkerer Vergrösserung. × 88. Nic. + (Vgl. S. 46).
- 4. Sphärolithischer Rhyolith. Probe 1508. Büschelähnlich gewachsener Sphärolith mit einer inneren radialstrahligen Zone und einer äusseren Hülle. × 88. Nic. + (Vgl. S. 48).



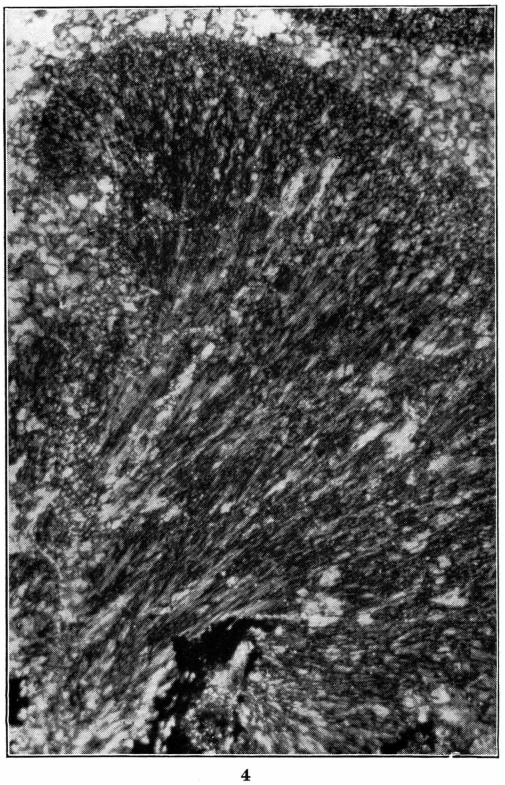
1



2



3

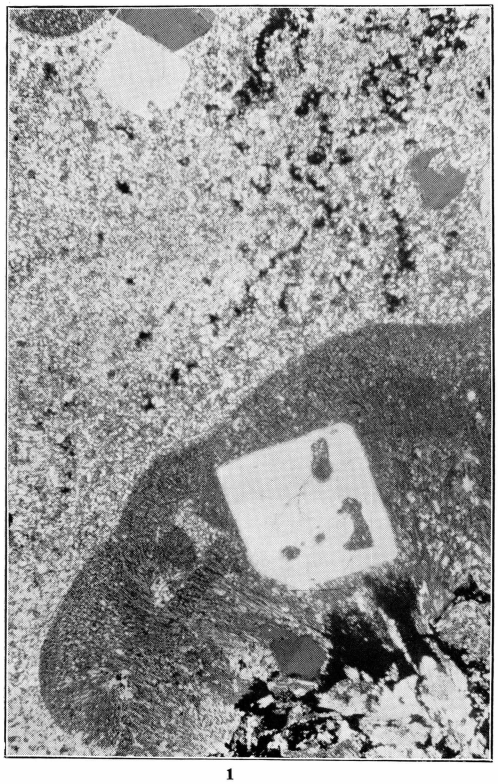


4

Tafel 3.

Fig. 1. Sphärolithischer Rhyolith. Probe 1508. Spärolith mit einem Quarzeinsprengling. Auch die Korrosionskanäle enthalten eine radialstrahlige sphärolithische Masse. × 25. Nic. + (Vgl. S. 48).

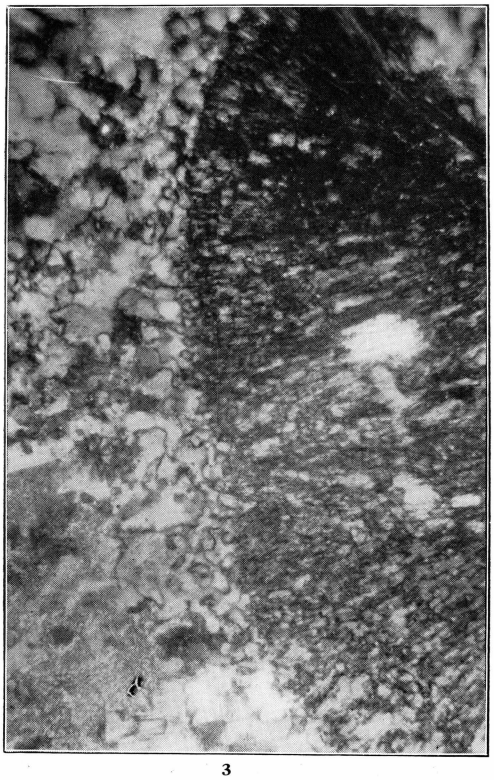
- 2. Dasselbe. Zeigt einen scharfen Unterschied zwischen der inneren radialstrahligen Zone und der äusseren Hülle. × 88. Nic. + (Vgl. S. 48).
- 3. Dasselbe. Grenze zwischen Sphärolith und umgebender Grundmasse. Tendenz zum konzentrischen Bau der äusseren Grundmasse. × 165. Nic. + (Vgl. S. 49).
- 4. Dasselbe. Kleiner dichter Sphärolith mit nur einer schwachen Tendenz radialstrahligen Baues. × 88. Nic. + (Vgl. S. 50).



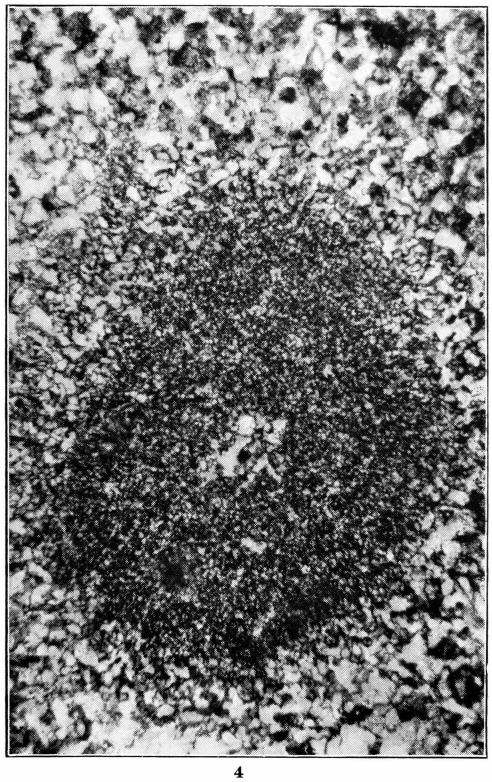
1



2



3

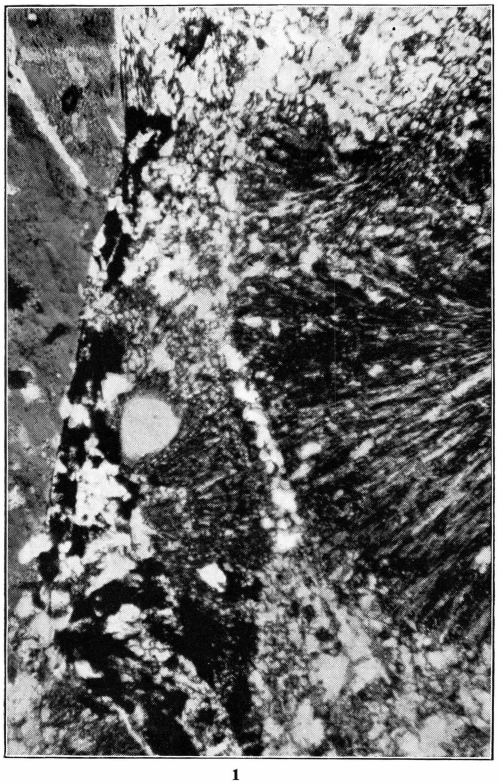


4

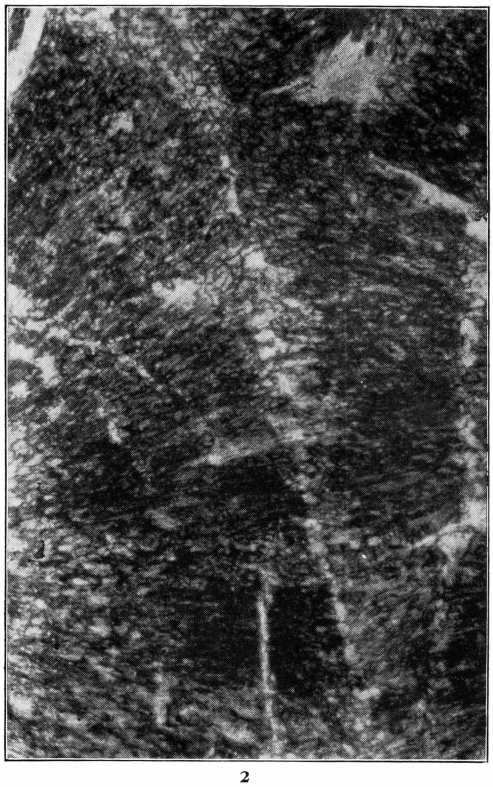
Tafel 4.

Fig. 1. Sphärolithischer Rhyolith. Probe 1508. Aneinanderstossen zweier Sphärolithe mit äusseren Hülle. × 88. Nic. + (Vgl. S. 50).

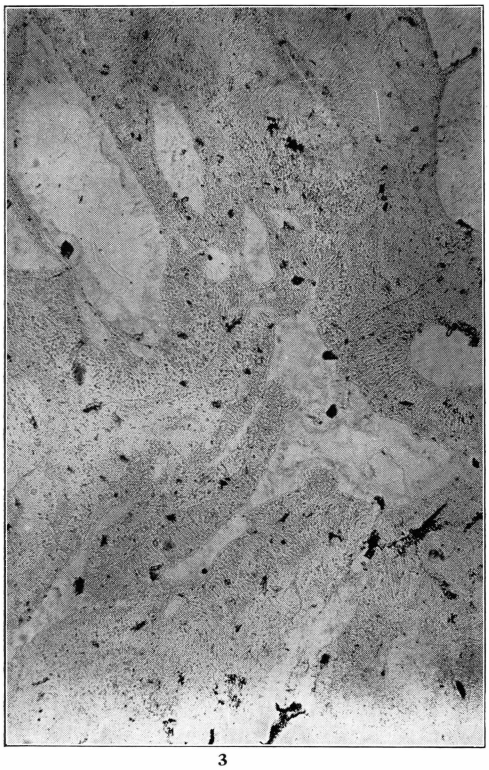
- 2. Dasselbe. Aneinanderstossen zweier Sphärolithe. Die inneren radialstrahligen Zonen stossen teilweise zusammen. × 88. Nic. + (Vgl. S. 50).
- 3. Weniger kalibetonter Sanidinrhyolith. Probe 1481. Zeigt eigenartige Fliesserscheinungen. Möglicherweise ausgequetschte Sphärolithe. × 25. Nic. 1 (Vgl. S. 61).
- 4. Dasselbe. Nic. +.



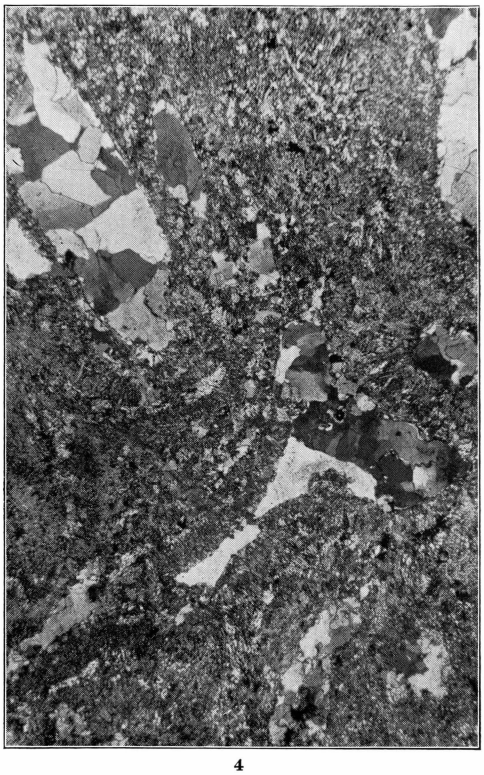
1



2



3

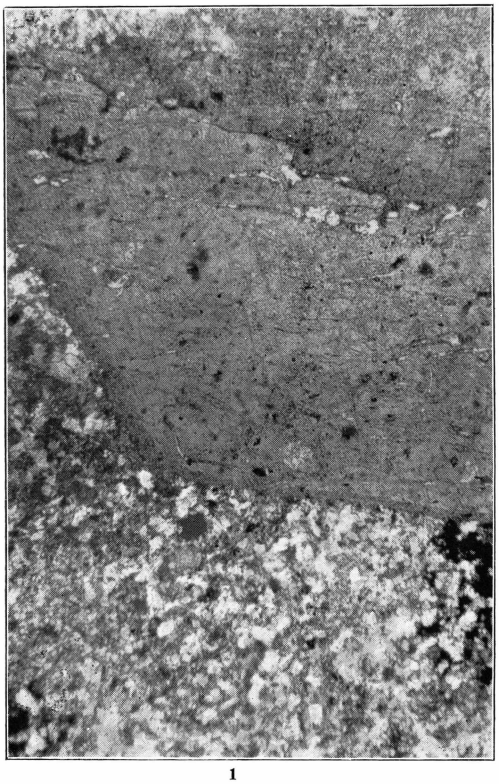


4

Tafel 5.

Fig. 1. Weniger kalibetonter Sanidinrhyolith. Probe 1480. Idiomorph begrenzter Sanidineinsprengling mit einem deutlichen erzpigmentierten Aussenrand. × 25. Nic. + (Vgl. S. 60; Analyse Tabelle XV, S. 67).

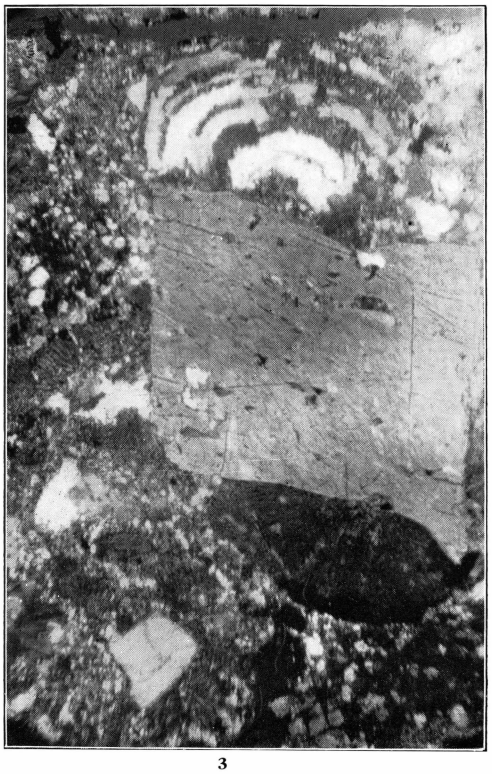
- 2. Dasselbe. Probe 1484. Ein dünner Quarzgang durchbricht das Gestein. Ein durchbrochener Sanidineinsprengling in dem oberen Teil. × 25. Nic. + (Vgl. S. 62).
- 3. Dasselbe. Probe 1483. Ein konzentrisch schalig aufgebauter (oben) und ein radialstrahliger Sphärolith (unten) sind an einem Sanidineinsprengling gebildet. × 15. Nic. + (Vgl. S. 62).
- 4. Dasselbe. Die radialstrahlige Masse ausserhalb einer Quarzschale. × 88. Nic. + (Vgl. S. 62).



1



2



3

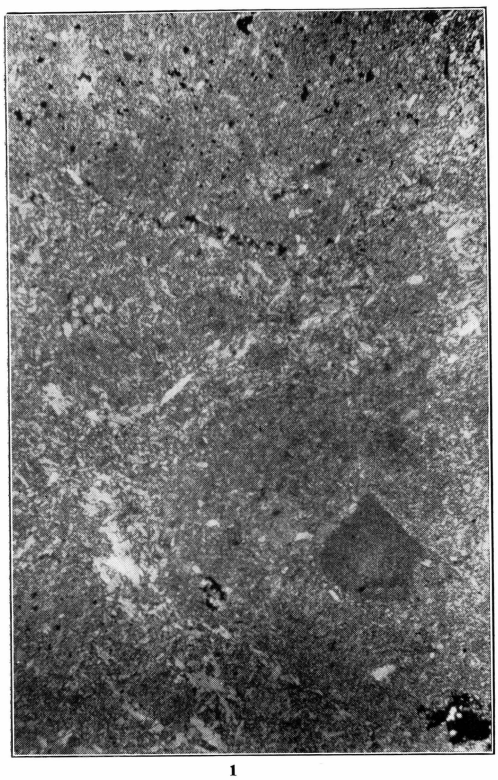


4

Tafel 6.

Fig. 1. Verkieselter Sanidinrhyolith. Probe 1486. Sehr umgewandelter Sanidineinsprengling innerhalb einer dichten, erzpigmentierten, serizitführenden Grundmasse. × 25. Nic. + (Vgl. S. 63; Analyse Tabelle XV, S. 67).

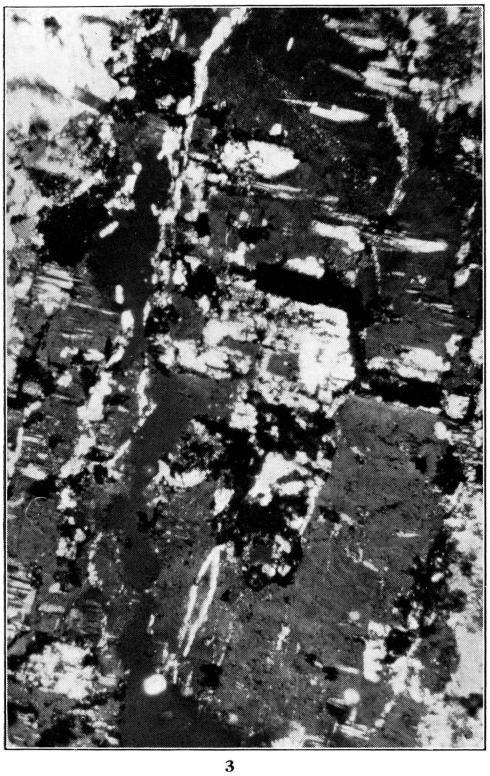
- 2. Kalibetonter Sanidinrhyolith. Probe 1509. Kleine, gleich orientierte, karlsbaderverzwillingte Albite innerhalb eines Sanidineinsprenglings. × 25. Nic. + (Vgl. S. 64).
- 3. Dasselbe. In stärkerer Vergrösserung. × 88. Nic. +.
- 4. Kalibetonter Sanidinrhyolith. Probe 1510. Serizitgefüllte Quarzdruse in einer mikrogranitischen Grundmasse. × 88. Nic. + (Vgl. S. 64; Analyse Tabelle XV, S. 67).



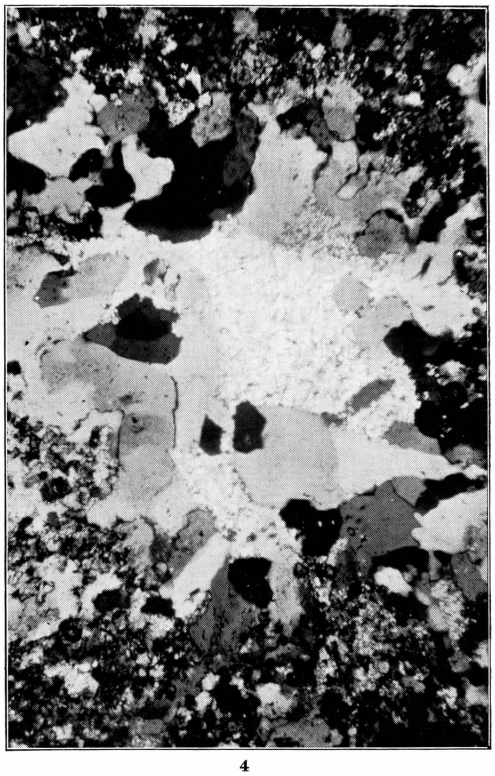
1



2



3



4

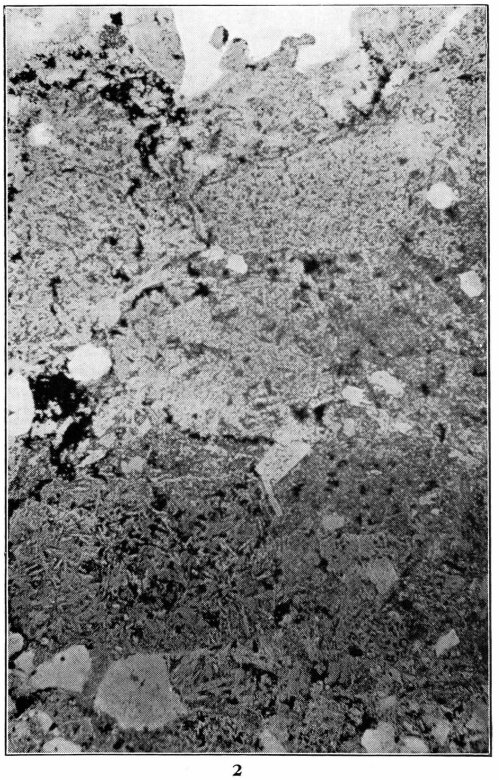
Tafel 7.

Fig. 1. Eruptivbreccie. Probe 1476. Basaltisches Bruchstück (links unten) in einer Grundmasse basaltischen und rhyolithischen Materials. × 88. Nic. + (Vgl. S. 71; Analyse Tabelle XVIII, S. 73).

- 2. Eruptivbreccie. Probe 1512. Bruchstücke aus umgewandeltem Basalt und Rhyolith (zu oberst) neben zersplitterten Quarz- und Sanidineinsprenglingen schwimmen in einer heterogenen Grundmasse. × 25. Nic. (Vgl. S. 71).
- 3. Dasselbe. Bruchstücke umgewandelten Basalts. Subophitische Struktur. Feldspatleistchen mit Chloritfüllung. Undurchsichtige Ilmenitindividuen nebst Leukoxen (links oben). × 165. Nic. (Vgl. S. 70).
- 4. Dasselbe. Nic. +



1



2



3



4

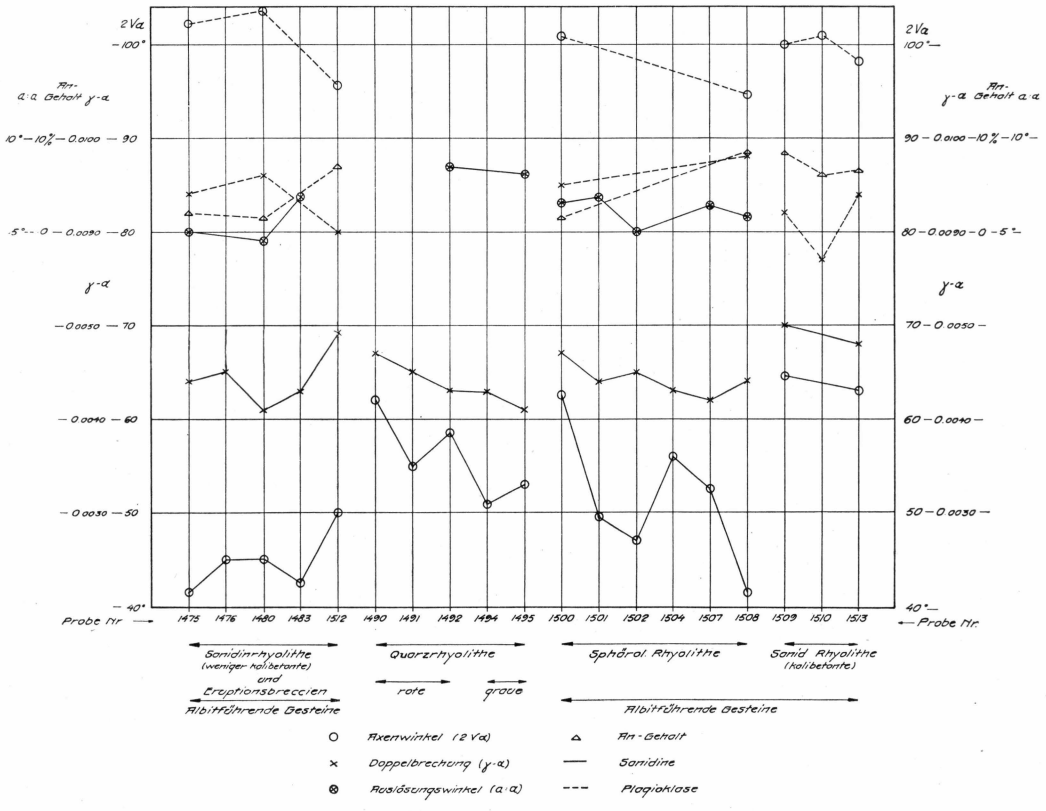


DIAGRAMM I

Optische Konstanten der Einsprenglingsfeldspäte der sauren Kap Franklin-Gesteine.

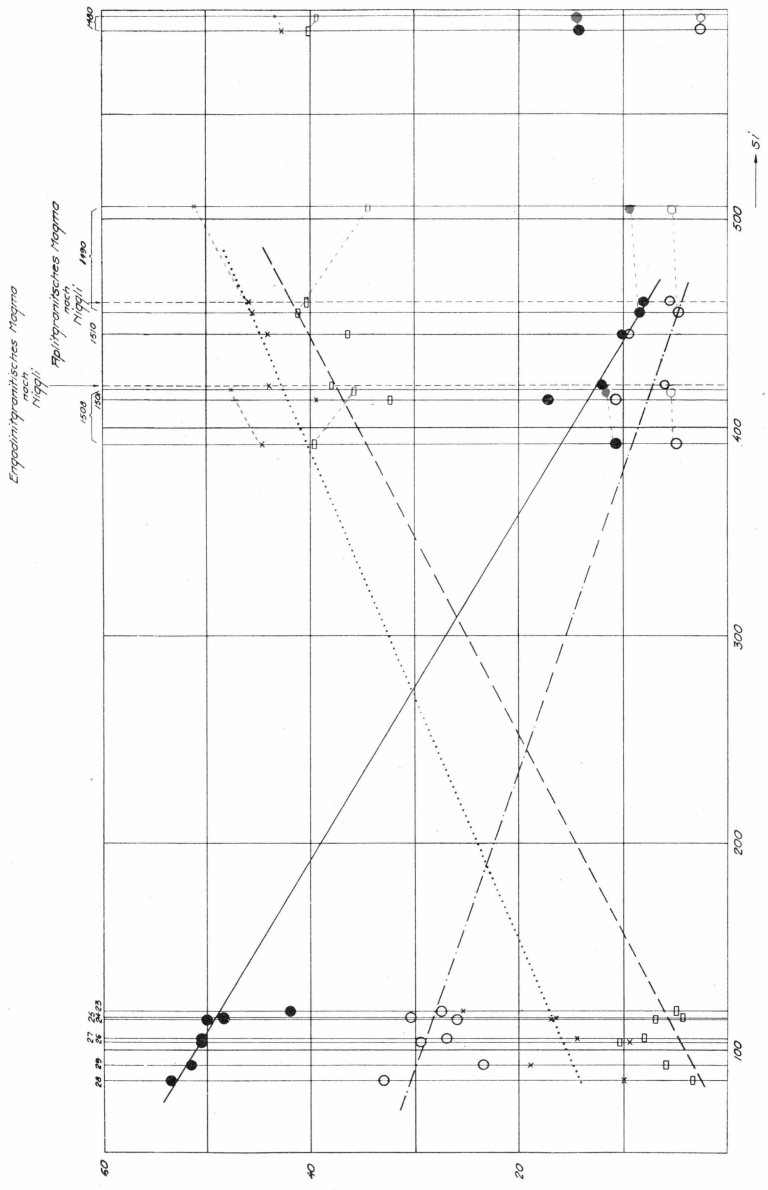


DIAGRAMM II

Differentiationsdiagramm nach Niggli über ostgrönländische tertiäre Eruptivgesteine

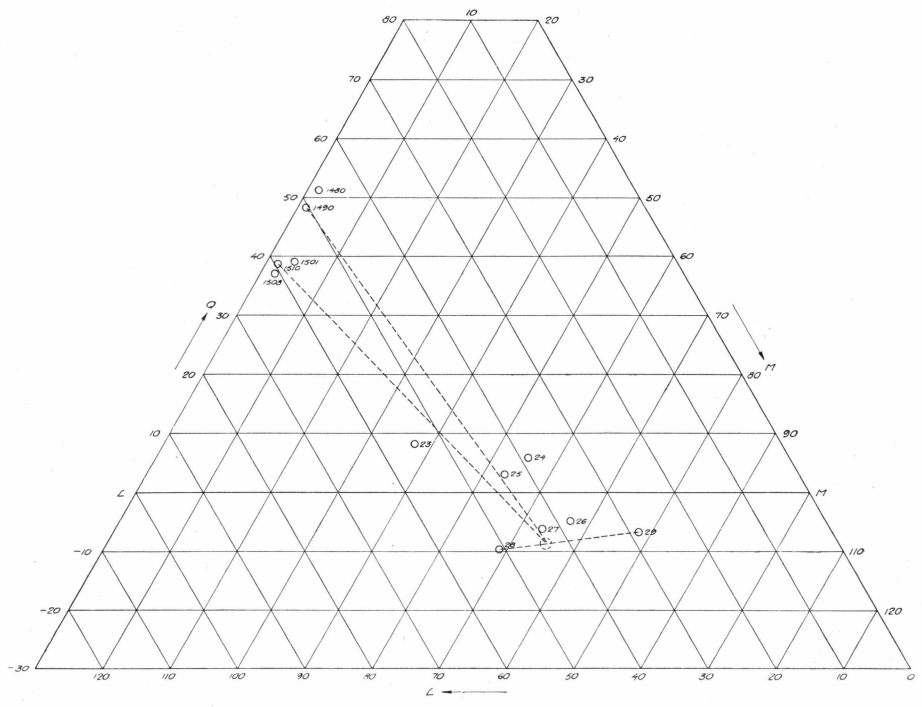


DIAGRAMM III

Differentiationsdiagramm nach v. Wolff
über
ostgrönländische tertiäre Eruptivgesteine