

MEDDELELSE R OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

B.D. 155 · N.R. 3

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947—56

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

DIE SAUREN DEVONISCHEN
ERUPTIVGESTEINE
DES KAP FRANKLINGEBIETS
AM KEJSER FRANZ JOSEPHS FJORD
IN ZENTRAL-OSTGRÖNLAND

VON

PAUL GRAETER

MIT 30 FIGUREN IM TEXT UND 7 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1957

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Verzeichnis der Illustrationen	4
Vorwort	7
Einleitung.....	9
Granitische Gesteine	12
Beschreibung der Gesteinstypen	12
Homogen körnige Alkali- bis Leukogranite	13
Schlierenreiche Granite bis Granitgneise.....	17
Vergneister Lamprophyrgang.....	20
Brekziöser Granit	22
Kontaktverhältnisse des Kap Franklin Granits	27
Die Granite und Granitgneise der nördlichen Giesecke Bjerge	29
Die Kristallinvorkommen im Sin- und Foldadal	30
Mineralbestand von Kristallingerölle aus dem Randbölkonglomerat im Sindalen	34
Die Kristallinvorkommen von Bonneys Plateau bis zum E Fuss des Ladderbjergs	34
Chemismus der Kap Franklin Granite	37
Vergleich der Kap Franklin Granite und Granitgneise mit verwandten Gesteinen in den Nachbargebieten	39
Beschreibung der Vorkommen	39
Chemische Verhältnisse	47
Zusammenfassende Bemerkungen	49
Rhyolith	52
Einleitende Bemerkungen	52
Die einzelnen Rhyolithvorkommen	53
Südseite von Huitfeldts Bjerg	53
Oestliches Vorkommen	53
Westliches Vorkommen	54
Nordseite des Saxos Bjerges	54
Oestliches Vorkommen	54
Westliches Vorkommen	55
Rhyolith im obersten Margrethedral	55
Südseite des östlichen Saxos Bjergs	56
Der Osthang des Knuden zwischen Vilddalen und Kap Franklin Verwerfung.....	57
Die Südseite des Knuden	59
Rhyolithniveau 1	59

	Seite
Rhyolithniveau 2	61
Gänge	62
Die Küste zwischen Knude- und Margrethedal	63
Rhyolithgänge, die jünger sind als die Kap Franklin Serie.....	72
Petrographische Beschreibung der Rhyolithe	73
Rhyolithe	74
Sphärolithische Rhyolithe.....	84
Vererzungen und Hydrothermale Gänge.....	88
Mit den Granitvorkommen verknüpfte Vererzungen	88
Vererzungen am Granitkontakt	88
Netzartige Hämatitgänge mit Nebengesteinstrümmern im Granit.....	89
Hydrothermale Quarz-, Fluorit-, Baryt-, Hämatit-, Strontianit- und Calcit-	
gänge.....	90
Quarzgänge	90
Fluoritgänge	91
Barytgänge	93
Hämatitgänge	93
Strontianit- und Calcitadern	93
Deutung und Alter der besprochenen Bildungen	94
Summary	96
Literaturverzeichnis	100

VERZEICHNIS DER ILLUSTRATIONEN

Textfiguren.

Fig. 1. Übersichtskarte der Gauss Halvø	10
– 2. Topographie und Ortsnamen des Kap Franklingebiets	13
– 3. Das Granitvorkommen NW Kap Franklin	14
– 4. Das Granitvorkommen auf der rechten Seite des Vilddalen	15
– 5. Mittelkörniger weisser Granit mit grünen Butzen, einen feinkörnigen rötlichen Granit durchbrechend. (Gesteinsfoto)	19
– 6. Vergneister Lamprophyrgang (KF. 644) in Granit	21
– 7. Brekziöser Granit aus dem Franklindal. (Gesteinsfoto)	23
– 8. Intrusionsformen des brekziösen Granits im Franklindal	24
– 9. Isoliertes Granitvorkommen 3 km W Kap Franklin mit Granitgang in der Vildtalserie	24
– 10. Isoliertes Vorkommen kataklastischen Granits 1 km E des Knude Dals	25
– 11. Tektonisch bewegter Intrusivkontakt am W Ende des Granitvorkom- mens im Vilddalen. (Foto)	27
– 12. Übersichtsskizze der Granitvorkommen in den Giesecke Bjergen ...	31
– 13. Lagiger, Biotit führender Granitgneis von aplitischem Granit durch- setzt. Erste Runse N Sindalen	32
– 14. Variationsdiagramm der Granite und Granodiorite der Kaledoniden Zentral-Ostgrönlands	48
– 15. QLM-Diagramm der entsprechenden Gesteine	49
– 16. Kp-Ne-Cal-Diagramm der entsprechenden Gesteine	50
– 17. Querschnitt durch einen Rhyolithgang in einer Seitenrunse auf der linken Seite des Vilddalen	58

III	Die sauren devonischen Eruptivgesteine in Zentral-Ostgrönland.	5
		Seite
Fig. 18.	Geologisch-Perspektivische Skizze der S-Seite des Knuden.....	60
- 19.	Geologisch-Perspektivische Skizze des Knude Dals und des Sporns W davon	64
- 20.	Die geologischen Verhältnisse an der rechten Seite des Knude Dals..	67
- 21.	Die geologischen Verhältnisse an der linken Seite des Knude Dals..	68
- 22.	Die geologischen Verhältnisse am Sporn zwischen den beiden Tal- gabeln des Knude Dals	69
- 23.	Ansicht des Knolden (Knoll) von W (Foto)	72
- 24.	Säulige Absonderung und Umbiegen eines Rhyolithgangs in einer linken Seitenrunse von Bach »h« zwischen Knude- und Margrethedal	76
- 25.	Anschliff eines Sphäroliths (Gesteinsfoto)	76
- 26.	Anschliff eines Sphäroliths (Gesteinsfoto)	77
- 27.	Anschliff eines Sphäroliths (Gesteinsfoto)	77
- 28.	Hämatitadern im Granit. Anschliff (Gesteinsfoto)	78
- 29.	Fluoritkristalle (Foto)	79
- 30.	Barytkristalle (Foto)	80

Tafeln.

- I. Detailaufnahmen aus dem Kap Franklin Kristallin. (Fotos): Fig. 1, 2, 3 und 4.
- II. Fig. 1. Migmatitpartie aus dem Granitvorkommen im Vilddalen. (Foto).
Fig. 2. Metamorphes Devon von ptygmatischen Granitäderchen durchsetzt.
Tälchen S des Franklindals. (Foto).
- Fig. 3. Grosser Einschluss metamorphen Devons. N Kap Franklin. (Foto).
- Fig. 4. Kissenartiges Auftreten von Granit in metamorphem Devon. (Foto).
- III. Fig. 1. Outlierartiges Vorkommen von Decke 2 (Stelle 2a in Textfigur 18).
Sphärolithische Rhyolithe mit fluidaler Grosstextur. (Foto).
Fig. 2. Detailpartie aus dem gleichen Aufschluss. Sphärolithe und Lithophysen.
(Foto).
- IV. Fig. 1. Druse mit violettlichen fingerdicken Quarzkristallen im Innern eines
grossen Sphäroliths. Fundstelle oberhalb Camp II. (Foto).
Fig. 2. Weitere Probe von der gleichen Fundstelle. (Foto).
- V. Geologische Skizze der Rhyolithe und basischen bis intermediären Eruptiv-
gesteine des ganzen Gebiets.
- VI. Hydrothermale Vorkommen an der S-Seite des Knuden.
- VII. Hydrothermale Vorkommen an der Küste des Kejser Franz Josephs Fjords
zwischen Knude- und Margrethedal.

VORWORT

Im Sommer 1950 hatte ich Gelegenheit an einer von Dr. LAUGE KOCH geleiteten Expedition nach Ostgrönland teilzunehmen. Ich war der Arbeitsgruppe Dr. BÜTLERS zugeteilt und hatte die Aufgabe die Eruptivgesteinssvorkommen des Kap Franklingebiets im Detail zu kartieren, eine Serie von Belegstücken einzusammeln und diese nachträglich im Mineralogischen Institut der Universität Basel petrographisch zu untersuchen. Die Arbeitsumstände wurden durch die Wetterverhältnisse begünstigt — die Eisverhältnisse gestatteten, dass sich die Arbeitsgruppe 46 Tage im Arbeitsgebiet aufhalten konnte — und durch den Umstand, dass der Autor von Anfang an durch einen kompetenten Geologen in die geologischen Verhältnisse und Probleme eingeführt wurde. Ich möchte dafür, sowie auch für die spätere Unterstützung bei der Auswertung der Resultate und der Durchsicht der Druckbögen, Dr. BÜTLER meinen herzlichen Dank aussprechen. Gerne gedenke ich auch der beiden anderen Arbeitskameraden, Dr. HUGO FRÖHLICHER und POVEL POVELSEN, mit denen ich manch frohe Stunde erlebte, und die beide durch Mineralfunde einen Beitrag zu dieser Arbeit geleistet haben. Vielen Dank schulde ich Herrn Dr. LAUGE KOCH, dass er mir Gelegenheit geboten hat an den Ostgrönland Expeditionen teilzunehmen und für seine Unterstützung und die Anregungen und Ratschläge, die er mir anlässlich seiner Besuche in der Schweiz erteilte.

Bei der Arbeit im Mineralogischen Institut Basel bin ich Herrn Prof. Dr. E. WENK für die Überlassung eines Arbeitsplatzes, die Durchsicht des Manuskripts und für mannigfache Anregung zu Dank verpflichtet. Prof. Dr. M. REINHARD unterstützte mich durch die Überlassung der Dünnschliffe der Sammlung VISCHER von Eruptivgesteinen aus den Giesecke Bjergen. Die dazugehörigen Schliffbeschreibungen Prof. REINHARDS waren für mich von grossem Nutzen. Bei der Drucklegung der Arbeit war die Hilfe meines Institutskollegen JOHN HALLER sehr willkommen, da ich meine Arbeit während kurzen Unterbrüchen meiner beruflichen Tätigkeit auszuführen hatte. JOHN HALLER hat auch durch die Überlassung von damals noch unpublizierten Gesteinsanalysen aus seinem Arbeitsgebiet und dadurch, dass er mir ständig Einblick in seine

Arbeiten über den Zentralen Metamorphen Komplex gewährte, zu dieser Arbeit beigetragen. Zahlreiche Diskussionen mit ihm und mit ERDHARDT FRÄNKEL sind für mich sehr wertvoll gewesen. Herrn Dr. JOSEF EKLUND verdanke ich einige Feldbeobachtungen und Literaturhinweise, die er mir während seines mehrtägigen Besuchs des Kap Franklingebiets im Sommer 1950 mitteilte.

Beim Bestimmen der Mineralien kam mir Dr. O. GRÜTTERS reiche Erfahrung zustatten. Auch Prof. Dr. P. BEARTHS Hilfe wurde mehrfach in Anspruch genommen. Dr. HANS SCHWANDER verdanke ich die Ausführung zweier Gesteinsanalysen und einiger qualitativer Nachweisreaktionen. Prof. Dr. E. BALDINGER hat mir in zuvorkommender Weise beim Zählrohrtest der Mineralproben auf Radioaktivität geholfen. Die Textfiguren wurden zum Teil durch die Herren R. MUSPACH, Universitätszeichner, und HENK PLOMP, London gezeichnet. Meinem Freunde EDGAR GLAUSER möchte ich für die sorgfältige Ausführung der Dünn schliffe und Gesteinsanschliffe danken.

Die Eingliederung der dänischen topographischen Bezeichnungen in den deutschen Text führte zu etwelchen inkonsequenzen, für die der Verfasser um Nachsicht bittet.

London, im Januar 1955.

PAUL GRAETER.

EINLEITUNG

Als Einleitung kann H. BÜTLERS 1954 erschienene Arbeit »Die stratigraphische Gliederung der mitteldevonischen Serien im Gebiete von Kap Franklin etc.« dienen. Für den Leser, der sich für die feldgeologischen Details in der vorliegenden Arbeit interessiert, muss H. BÜTLERS Arbeit als bekannt vorausgesetzt werden.

Die sauren Eruptivgesteine des Kap Franklingebiets sind bereits durch H. G. BACKLUND und D. MALMQUIST (1935) sorgfältig petrographisch beschrieben worden. Nur sind in BACKLUNDS Arbeit irrtümlicherweise die Rhyolithe ins Tertiär gestellt worden. Es waren eben damals die geologischen Verhältnisse noch zu wenig bekannt. Im Jahre 1938 haben VISCHER und MAYNC das devonische Alter der Rhyolithe am Kap Franklin erkannt und 1948 stiess BÜTLER auch auf einen devonischen Granit am Kap Franklin.

Da das Kap Franklingebiet immer mehr als eine geologische Schlusselstellung erschien, wurde für den Sommer 1950 eine — für grönländische Massstäbe! — Detailkartierung dieses Gebiets geplant. Die Hauptresultate dieser Untersuchung sind bereits in der eingangs erwähnten Arbeit von H. BÜTLER publiziert. Einzig die petrographische Beschreibung der Granite, Rhyolithe und hydrothermalen Mineralvorkommen war bis jetzt noch ausstehend.

Entsprechend ihrer Wichtigkeit wurde den Graniten der grösste Platz eingeräumt. Sicher devonische Granite waren aus Ostgrönland erst vom Högboms Bjerg am N-Ufer des Moskusoksefjords bekannt (s. A. RITTMANN, 1940). Dass es am Kap Franklin Granite und Migmatite von sicher mitteldevonischem Alter gibt, ist von ausschlaggebender Bedeutung für die Datierung des Kristallins direkt nördlich des Arbeitsgebiets und möglicherweise weiter im Inland.

Die Beschreibung der Rhyolithe lehnt sich eng an die entsprechenden Kapitel in H. BÜTLERS Arbeit an.

Der Nachweis einer ausgedehnten hydrothermalen Mineralisation von vermutlich devonischem Alter war ebenfalls neu. Sie könnte praktisch

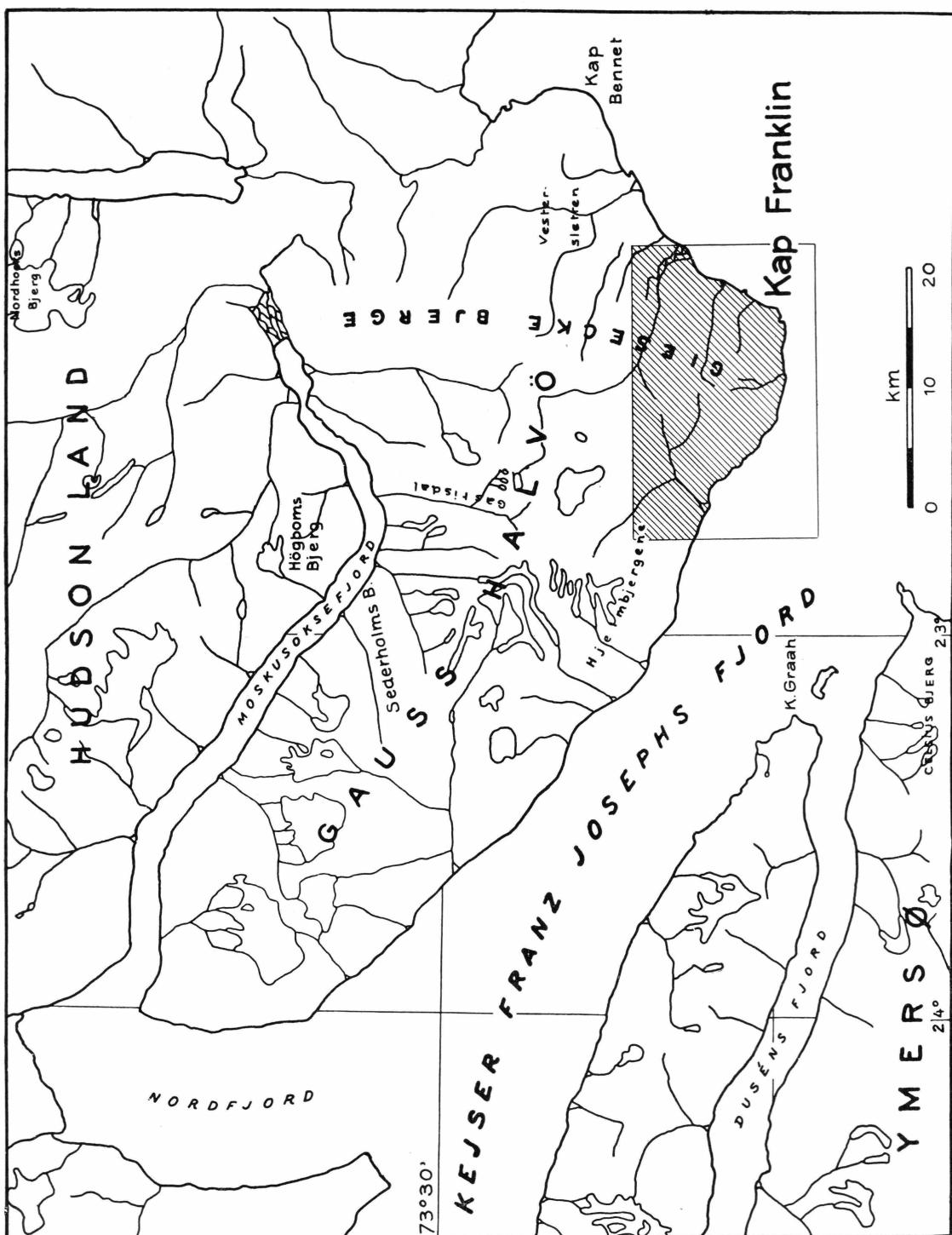


Fig. 1. Übersichtskarte der Gauss Halvø. Figur aus H. BÜTLER (1954) entnommen.

wichtig werden, wenn auch die bis jetzt gefundenen Vorkommen infolge der grossen Entfernung Ostgrönlands von den Industriegebieten nicht ausbeutbar sind.

Im Sommer 1950 wurden auch basische bis intermediäre devonische Eruptivgesteine (zum Teil Spilite) im Kap Franklin-gebiet aufgefunden. Die Belegsammlung und die 40 Dünnschliffe harren noch eines Bearbeiters.

GRANITISCHE GESTEINE

Die Granite des Kap Franklin Gebiets treten in verschiedenen Aufschlüssen zutage. Das Hauptvorkommen liegt NW von Kap Franklin an der unteren Hälfte des Knuden ESE Grates. Der Granit erreicht im Franklindal, wie wir die Runse S des Vildbjergs benannt haben, eine Höhe von 1000 m, wenig unterhalb des Niveaus der permischen Transgressionsfläche. N des Vildbjerges steht der Granit nochmals am rechten Talhang des Vilddals an. In allen diesen Aufschlüssen ist wohl die Dachpartie eines einzigen Granitmassivs freigelegt. Schlierige Partien und Einschlüsse der Vildtalserie sind häufig. Im Randböldalen steht der Granit nicht mehr an, dagegen lassen sich am Strand des Kejser Franz Josephs Fjords noch zwei kleine Vorkommen beobachten, die beide diskordant in der Vildtalserie stecken.

Das Alter des Granits ist dadurch bestimmt, dass die Basisbrekzie der Kap Franklin Serie das Vorkommen 3 km W Kap Franklin transgressiv überlagert und Fragmente des Granits enthält, während der Granit anderseits in die Vildtalserie intrudiert ist. Der Granit ist also jünger als die Vildtalserie und älter als die Kap Franklin Serie, die beide mitteldevonisches Alter haben (s. H. BÜTLER 1954, p. 70).

Beschreibung der Gesteinstypen.

Das Granitmassiv vom Kap Franklin ist recht inhomogen ausgebildet. Die darin auftretenden Gefügetypen sind auf den Skizzen (Fig. 3 und 4) ausgeschieden, soweit sie kartiert worden sind. Im allgemeinen herrscht ein schlieriger Gesteinstyp vor, der einerseits aus dunkelgrünem, metamorphem Nebengestein (Sandsteine der Vildtalserie) besteht, das jetzt als Chlorit-Biotitreicher Gneis vorliegt und anderseits aus hellrötlichen Granitlagen, die kissenartig aus dem metamorphen Devon herauswittern (Fig. 1, Tafel I). Bei höheren Stadien der Granitisierung sind Alt- und Neubestand zu einer Einheit verschmolzen (Fig. 2, Tafel I), und anstelle der ehemaligen Granitgänge treten jetzt ptygmatisch gefältelte Adern in einem feinkörnigen Biotitgneis auf. In noch stärker granitisierten Partien (Fig. 3, Tafel I) ist der Altbestand

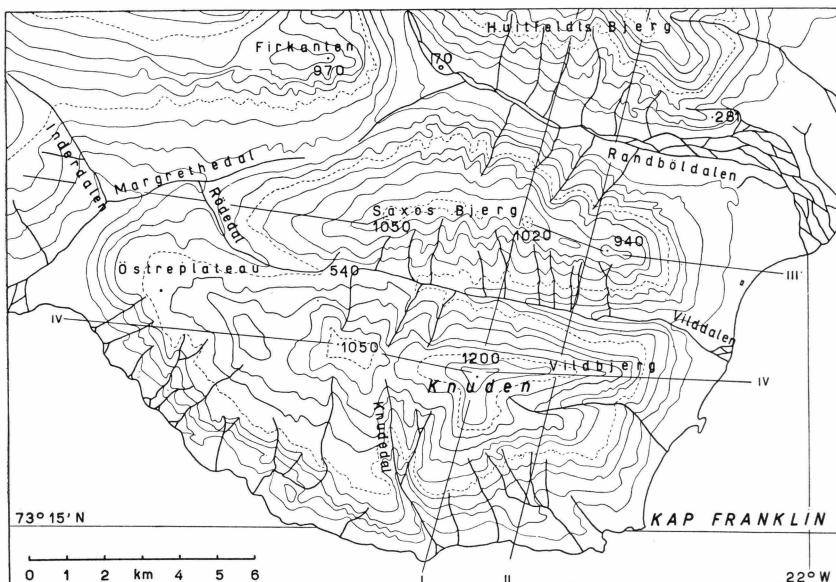


Fig. 2. Topographie und Ortsnamen des Kap Franklingebiets (gezeichnet auf Grund der Karte des geodätischen Instituts in Kopenhagen). Kurvenabstand 100 m. Die Linien I bis IV geben den Verlauf der Profile der Tafel VII in BÜTLER (1954) an. Die Figur ist der Arbeit von H. BÜTLER (1954) entnommen.

nur noch in diffusen Schlieren angedeutet. Diese migmatitischen Partien werden von Gängen (Fig. 4, Tafel I) und diffusen Intrusionen eines einheitlichen Leukogranits diskordant durchsetzt.

Häufig sind brekziöse Varietäten an den Randpartien des Massivs anzutreffen, so zum Beispiel im Viddalen, wo der Kontakt mit dem Nebengestein durch eine tektonische Linie gebildet wird (s. Fig. 11 u. 4). Auch im Innern des Massivs kommen brekziöse Varietäten vor, so im oberen Teil des Franklindals (Fig. 8). Hier scheint es, dass ein bereits teilweise auskristallisierter Kristallbrei ins Nebengestein gepresst worden ist.

In Fig. 1, Tafel II ist eine Partie dargestellt, in der schlieriger Granit und spätere Intrusionen im plastischen Zustand durcheinander geknetet worden sind. Nachfolgend sind die einzelnen Gesteinstypen beschrieben:

Homogen körnige Alkali- bis Leukogranite.

Die konkordanten und diskordanten Granitgänge und grösseren Intrusionen in der gneisartigen, schlierigen und migmatitischen Hauptmasse bestehen aus einem mittelkörnigen, meist kalifeldspatreichen Alkaligranit bis Leukogranit, der etwas Biotit bis Chlorit und oft auch Muskowit führt. Es kommen auch Typen vor, die nur Muskowit führen.

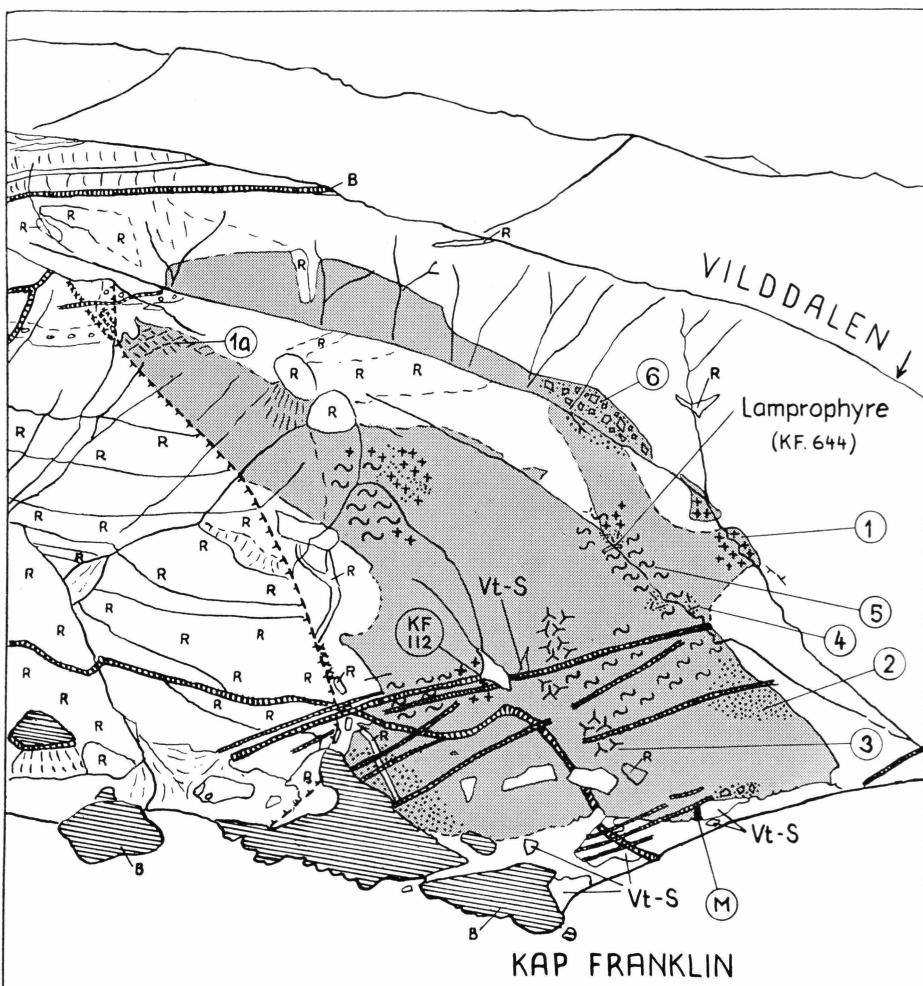


Fig. 3. Das Granitvorkommen NW Kap Franklin. Die Fundpunkte der analysierten Probe (KF. 112) und des Lamprophyrs (KF. 644) sind eingezeichnet. Skizze auf Grundlage von Tafel IX in H. BÜTLER 1954 gezeichnet (vgl. diese).

Legende zu Fig. 3 und 4: Grauraster Granite (1 homogen mittelkörning, la vergrust infolge tiegründiger Verwitterung am Knuden ESE Grat, 2 aplitisch, 3 pegmatitisch, 4 porphyrisch, 5 mit Gneisschlieren, 6 brekziös). M Marmorscholle N Kap Franklin, Vt-S Vildtalserie, R Rhyolithgänge und -ergussdecken, B Basaltdykes und -sills.

Die Farbe ist meist rötlich (besonders die Plagioklase) und selten weiss. Der mittelkörnige Normaltyp erreicht eine mittlere Korngrösse von 2—3 mm. Ein weiss bis rötlicher aplitischer Typ tritt am Rand im unteren Teil des Massivs am Kap Franklin auf (Korngrösse < 1 mm). Er besitzt eine Verbreitung von einigen 100 m und ist homogen ausgebildet. Vereinzelt finden sich auch Pegmatitschlieren und eine röt-

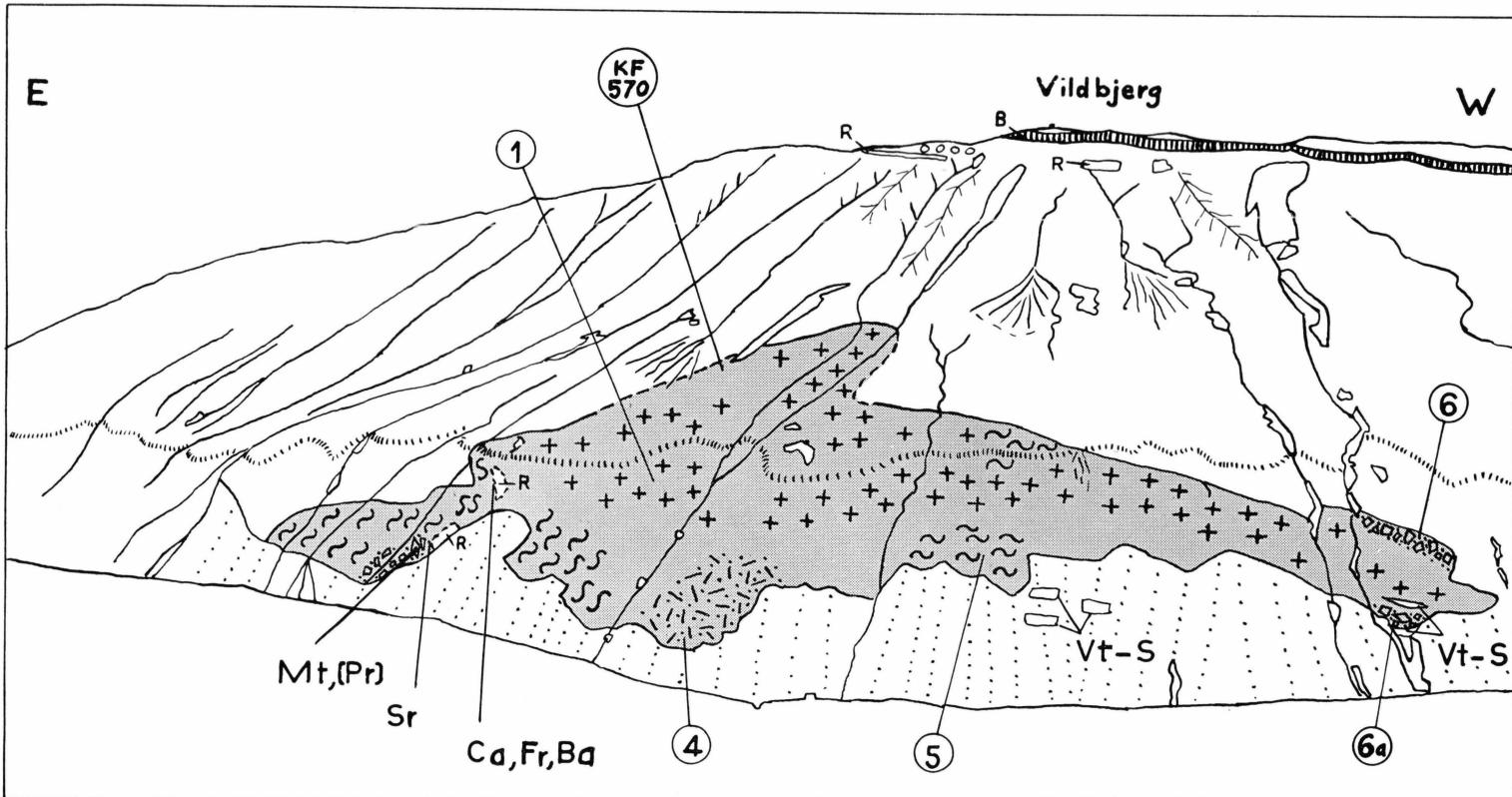


Fig. 4. Das Granitvorkommen auf der rechten Seite des Vilddals. Die Fundstellen der analysierten Probe (KF. 570) und die im Kapitel über die hydrothermalen Bildungen erwähnten Mineralfunde (Mt Magnetit, Sr Strontianit, Pr Pyrit, Ca Calcit, Fr Fluorit, Ba Baryt) sind eingezeichnet. Legende zu übrigen Symbolen bei Fig. 3. (6a Eruptivbrekzie). Die meist langgestreckten weißen Felder ohne Signatur in den Seitenrissen des Vilddals stellen Schneeflecken dar.

liche, porphyrische Varietät mit mittelkörniger Grundmasse und bis 3 cm grossen Kalifeldspateinsprenglingen.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile:	Quarz.....	30 (25—35) Vol %
	Kalifeldspat	35 (23—45) Vol %
	Albit.....	30 (20—45) Vol %
	Biotit (oft Chlorit) und Muskowit	5 (1—11) Vol %
Akzessorien:	Apatit, Zirkon, selten Granat, Titanit, Pyrit, Magnetit.	
Sekundär:	Hämatit, Rutil in Chlorit, Serizit, Carbonat.	
Struktur:	Hypidiomorph körnig in bezug auf Albit und Glimmer, allotriomorph für Quarz und Kalifeldspat. Teilweise kataklastische Struktur.	

Quarz: undulös, zahlreiche perlschnurartig verteilte Einschlüsse (verheilte Risse).

Kalifeldspat: — 2 V = 53° bis 55°, Karlsbadzwillinge, Pol der Verwachsungsfläche fällt im NIKITIN-Diagramm (1936) in die Nähe des Anorthoklas-Punktes. Schmale Perthitspindeln immer vorhanden, Körner schlierig bis wolkig getrübt, Auslöschung oft undulös, Korngrenzen in Albit hineinragend, zahlreiche Einschlüsse von Quarz, Albit und Glimmer.

Albit: (0—8 % An), polysynthetisch verzwillingt (Albitgesetz, selten Manebachgesetz), Körner getrübt, Myrmekitbildung an Albitlappen, die in Kalifeldspat hineinragen.

Biotit: (n_x blass braun, n_y rotbraun), selten frisch, meist umgewandelt in Chlorit (n_x blass gelblichgrün, n_y grasgrün, Interferenzfarben: lavendelblau) unter Ausscheidung von Rutilnadelchen.

Muskowit: als primärer Bestandteil zusammen mit und anstelle von Biotit, meist als skelettartiges Relikt vorliegend. Serizit kommt als Strähnen um Biotit, Aederchen in Kalifeldspat und als Plagioklasfüllungen vor.

Akzessorien: rundliche Apatitkörnchen, Zirkon als Erreger pleochroitischer Höfe in Biotit und Chlorit, Granatrelikte in Serizitfilz. Erzkörnchen (Pyrit, Magnetit) konnten nur vereinzelt in der analysierten Probe KF. 570 beobachtet werden. Sekundär treten ausser den

bereits erwähnten Mineralien Hämatitklümpchen und Carbonatäderchen auf.

Die pegmatitischen Schlieren besitzen den gleichen Mineralbestand wie der mittelkörnige Normaltyp des Kap Franklin Granits. Einzig Granat ist hier etwas reichlicher vertreten. Er kommt in rundlichen Körnchen vor, die zum grössten Teil in Carbonat und radialstruierte Chloritaggregate umgewandelt sind. Die Struktur ist ebenfalls panidiomorph körnig bis allotriomorph, wobei die Kalifeldspatleisten bis 6 cm Länge erreichen können. Auch hier liegt teilweise kataklastische Struktur vor, die sich in Mörteladern und zerscherten Feldspatkörnern manifestiert.

In der mikroskopisch untersuchten aplitischen Probe (KF. 107) dominiert Kalifeldspat (47 Vol %) über Albit (21 Vol %). Die Struktur ist vollständig allotriomorph mit poikilitischen Durchwachsungen (zahlreiche Quarzträren in Feldspat) und Myrmekitbildung. Mikroskopische Scherflächen, auf denen die Komponenten zu Mörtel zerrieben wurden, und die durch Quarz wieder verheilt sind, zeugen von parakristalliner Deformation.

Die porphyrische Varietät (KF. 643) besteht aus gleich viel Albit wie Kalifeldspat (je 30 Vol %). Der Kalifeldspat ist ein Mikroklin ($-2V = 74^\circ$, stark undulös, zum Teil deutliche Mikroklingitterung). Die panidiomorphen Albitkörper besitzen blass rötliehbraune Färbung infolge intensiver Bestäubung. Die akzessorischen Gemengteile sind etwas zahlreicher als in den übrigen Granittypen. Es sind: Apatit mit gefärbten Kernen, Titanitkörper, besonders um Chlorit, wie Insekteniere aneinanderlagert, vereinzelte Körper von Brookit(?), wenig Magnetit und Pyrit.

Schlierenreiche Granite bis Granitgneise.

Das Granitmassiv vom Kap Franklin ist wie eingangs erwähnt recht uneinheitlich zusammengesetzt. Bereits die vorgehend beschriebenen, in sich homogenen, körnigen Granite zeigen ziemliche texturelle Verschiedenheiten und ergeben, da sie sich gegenseitig durchdringen, ein recht komplexes Bild in ihren Aufschlüssen. Diese in sich selbst homogenen Granite machen aber weniger als die Hälfte des ganzen Granitkörpers aus. Der grösste Teil besteht aus einem migmatitischen, schliegenden oder einschlussreichen Granit bis Granitgneis. Die 4 Bilder auf Tafel I vermitteln einen Eindruck von den verschiedenen Migmatittypen. Es lassen sich alle Übergänge von lagigen Intrusionen im devonischen Nebengestein in schlierenreiche Granite beobachten; diese gehen ihrerseits in Gneisschlieren über. Vom aufgeblätterten Devon (dargestellt in Fig. 1, Tafel I) liessen sich keine kompakten Proben schlagen, sodass

davon keine Dünnschliffe vorliegen. Dagegen wurden die in Fig. 5 dargestellten grünen Butzen in einer mittelkörnigen Granitlage mikroskopisch untersucht (Probe KF. 110: Block im Graben des grossen N—S Basaltdykes N Kap Franklin). Die mehrere cm gross werdenden Butzen bestehen aus:

- Quarz (schwach undulös, verheilte Risse).
- Albit (2 % An, Albit- und Periklinlamellen).
- Muskowit (stark durchsiebte Skelettkristalle).
- Skapolith (beginnende Umwandlung in olivbraune Substanz und Serizitfilz).

Diese Mineralien sind in einer Unkrautstruktur miteinander verwachsen. Die frischen undeforinierten Albitkörper sind polysynthetisch verzwillingt und von Serizitkörnchen durchsetzt. Muskowit kann so stark durchsiebt sein, dass nur noch eine Ansammlung gleichartig auslöschender Fetzen die Ausdehnung der ehemaligen Lamelle andeutet. Der Skapolith ist meist fast vollständig in ein farbloses, wirres Serizitgefüge oder in einen schmutzig olivgrünen Chloritfilz umgewandelt, wobei Chloritfilz und Skapolithsubstanz sich rhythmisch ablösen und konzentrische Strukturen bilden. Der Skapolith muss auf Grund seines Reliefs und seiner Doppelbrechung ($n\gamma - n\alpha \approx 0,02$) die Zusammensetzung eines Mizzonits besitzen. Für Quarz ist charakteristisch, dass er kaum undulös auslöscht, aber von zahlreichen verheilten, durch Chlorithäute oder perl schnurartige Einschlussreihen markierten Rissen durchzogen ist. Auch im umgebenden Granit, der im gleichen Dünnschliff enthalten ist, finden sich Anzeichen, dass nach der ersten Kataklase eine Rekristallisation stattgefunden hat: Quarzbänder durchsetzen entzwei gebrochene Plagioklaskörper und haben ihrerseits wieder einen Deformationsvorgang durchgemacht, was sich in undulöser Auslöschung und Versetzung an rekristallisierten Scherflächen bemerkbar macht. Akzessorisch treten in diesen Butzen noch sekundärer Calcit und idiomorphe Körnchen von Siderit auf.

Die Gneisschlieren (s. Fig. 3, Tafel I) zeigen im Handstück eine gewisse Paralleltextur, bedingt durch abwechselungsweise leukokratische und biotitreiche Lagen. Doch bleibt diese im Streichen nur auf kurze Strecken streng erhalten. Häufig durchbrechen die leukokratischen Lagen das Parallelgefüge und schneiden die Biotitzüge ab, die ihrerseits lokal zu Schmitzen verdickt sein können. Die beiden mikroskopisch untersuchten Proben stammen aus dem Villedal:

- Die Hauptgemengteile sind die gleichen wie im Granit:
- Quarz (30 Vol %).
 - Kalifeldspat (20—50 Vol %).

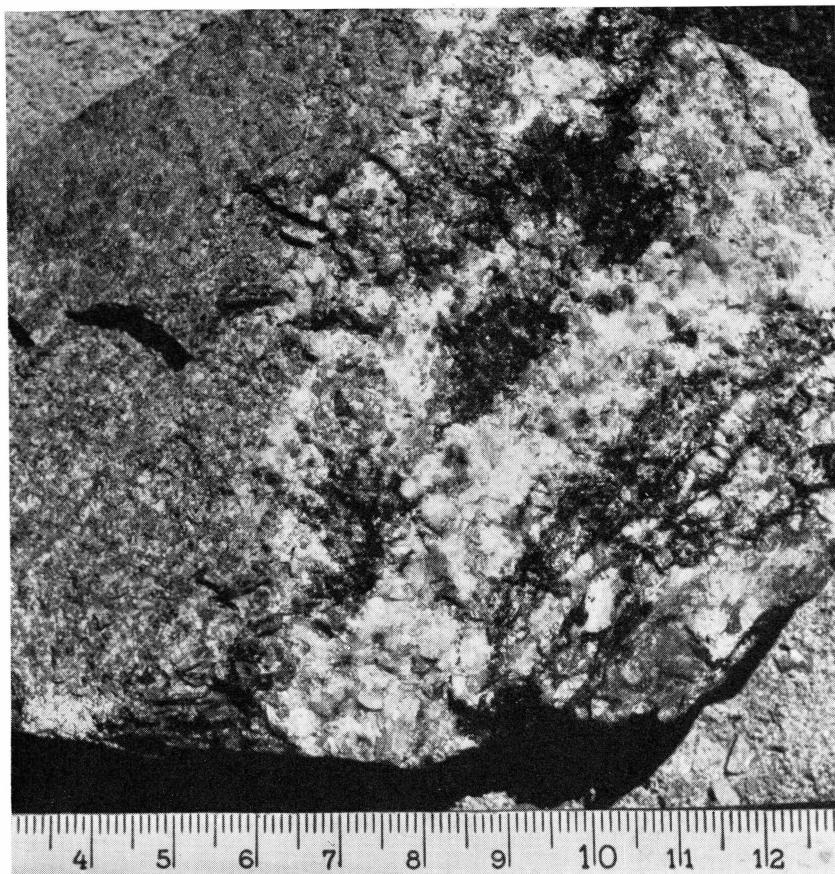


Fig. 5. Mittelkörniger weißer Granit mit grünen Butzen, einen feinkörnigen rötlichen Granit durchbrechend. Vom Granitmassiv N Kap Franklin. (Gesteinsfoto).

Albit (25—45 Vol %, 3—10 % An, Albit-, Karlsbad- und Aklingesetz).

Biotit (5—10 Vol %, $n\gamma$ kräftig rotbraun, $n\alpha$ blass bräunlich). Muskowit und Chlorit (blaugrün).

Akzessorien: Chlorit (Leuchtenbergit?), Sillimanit, Rutil, Zirkon, Pyrit mit Magnetiträndern, Hämatit, Serizit, Calcit.

Im Dünnschliff ist das Parallelgefüge durch die Glimmerlamellen angedeutet. Kalifeldspat ist lagenweise gehäuft; die Körner bilden ein zusammenhängendes System, das ebenfalls in die s-Fläche eingeregelt ist. Allgemein herrscht ein Pflastergefüge mit buchtigen Korngrenzen vor. Häufige Quarztränken in Feldspat bedingen poikilitische Strukturen.

Quarz ist schwach undulös, Kalifeldspat ($-2V = 79^\circ$, 001 Spaltbarkeit fällt im NIKITIN-Diagramm 1936 auf den Mikroklinpunkt)

kann diffuse perthitische Strukturen zeigen, Albit ist durch feinsten Serizit getrübt und führt Calcit, Biotit steht in allen Stadien der Ausbleichung unter Ausscheidung von Rutilnädelchen und -lagen zwischen den Lamellen. Die blass blaugrünen Chloritlamellen stellen ein Umwandlungsprodukt aus Biotit dar. Meist mit den Glimmerzügen verknüpft sind Verwachsungen von Serizitfilz mit einem fast farblosen Chlorit und Sillimanitfasern. Die Aggregate erinnern an das Auftreten von Skapolith und seiner Umwandlungsprodukte in den vorgehend beschriebenen grünen Butzen. Der Chlorit besitzt einen leicht olivbraunen Farbton, hat den gleichen faserigen Habitus und löscht undulös aus wie Chrysotil. Er ist optisch positiv, hat ein $n\gamma - n\alpha$ von $\approx 0,09$ und gehört wohl in die Verwandtschaft des Leuchtenbergits, der von WEINSCHENK als Umwandlungsprodukt von Skapolith angegeben wird.

Unter den Nebengemengteilen sind Zirkon und Rutil in der üblichen Menge vorhanden, während Apatit fehlt und Erz (Pyrit) nur spärlich vertreten ist.

Vergneister Lamprophyrgang.

Nur an einer Stelle wurde im Kap Franklin Granit ein Lamprophyrgang angetroffen (Fig. 6). Er befindet sich in einer Runse S des Franklin-dals ungefähr auf Kote 400 m (Vorkommen eingezeichnet in Fig. 3). Der Gang ist auf einer Länge von rund 20 m aufgeschlossen und wird an seinem N Ende von kleinen Granitadern durchsetzt. Das Gestein ist mittelkörnig und von dunkelgrüner Farbe. Man erkennt von blossem Auge mm-grosse Biotitschuppen, die in die B-Achse eingeregt sind; auch besitzt das Gestein einen stengeligen Bruch. Es liegt also eine gestriemte Gneistextur vor.

Der Mineralbestand ist wie folgt (Probe KF. 644):

Hauptgemengteile:

Hornblende	41 Vol %
Biotit	15 Vol %
Chlorit	1 Vol %
Serizitfilz (+ Kalifeldspat und Plagioklas)	37 Vol %
Quarz	5 Vol %
Erz	1 Vol %

Akzessorien: Apatit, Ilmenit, Magnetit (mit rostroten und schwarzen Oxydationsrändern) und Klinozoisitnädelchen.

Auf sekundären Adern: Carbonat, Epidot, Quarz.

Die mittlere Korngrösse ist 0,1—0,3 mm. Einzelne Hornblendekristalle und die schwach verbogenen Biotitlamellen können auch mm

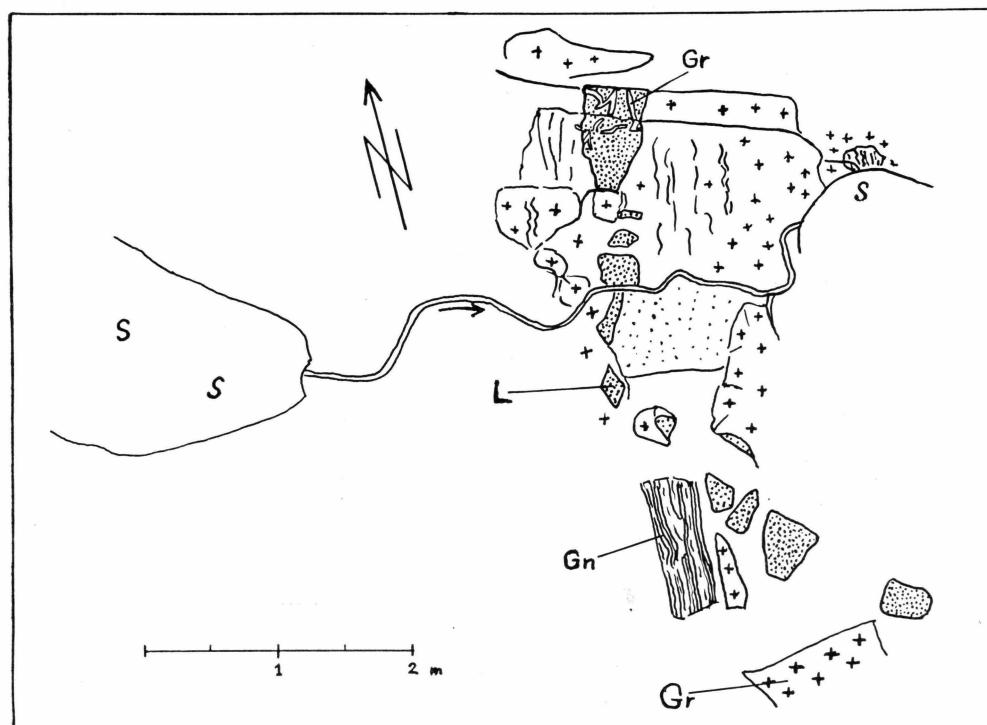


Fig. 6. Vergneister Lamprophyrgang (KF. 644) im Granit. Runse S des Franklindals (vgl. Fig. 3). L (getüpfelt) Lamprophyr, Gr Granitäderchen in Lamprophyr und Granit, Gn Gneisschlieren im Granit, S Schnee.

Grösse überschreiten. Die Hornblende ist als gedrungene, fast isometrische Prismen mit Anklängen an idiomorphe Umrisse ausgebildet. Die Korngrenzen werden von rundlichen Serizitagggregaten durchbrochen. Bei diesen muss aus der Form und gelegentlichen Feldspatrelikten geschlossen werden, dass sie umgewandelte Feldspatkörper darstellen.

Mineralogische Daten:

Gewöhnliche Hornblende: $n\gamma : c = 13^\circ - 16^\circ$, Farbtöne blass: $n\alpha$ farblos, $n\beta$ olivgelb, $n\gamma$ bräunlich grün, kann randlich in grasgrünen Chlorit übergehen.

Biotit: $n\alpha$ blass bräunlich, $n\gamma$ kräftig kastanienbraun.

Chlorit: $n\alpha$ fast farblos, $n\gamma$ schwach grasgrün, kontinuierlich in Biotit übergehend.

Feldspatsubstanz ist nur noch relikтив anzutreffen, dort wo sie von der Serizitizierung nicht vollständig verdrängt worden ist. Es treten sowohl klarer Kalifeldspat in Verwachsung mit Quarz und als linsenförmige Lagen zwischen Biotitlamellen, wie auch getrübte iso-

metrische Plagioklaskörner auf (Albit-Oligoklas mit noch erkennbaren Zwillingslamellen).

Das beschriebene Gestein ist ein Hornblende-Lamprophyr, dessen starke Umwandlung der ursprünglichen Feldspatsubstanz jedoch keine genauere Identifikation zulässt. Aus dem gleichen Grund wurde auch von einer chemischen Analyse abgesehen. Es kann sich ursprünglich um einen Vogesit oder Spessartit gehandelt haben. Die Vergneisung weist darauf hin, dass dessen Bildung in die Zeit kurz nach der Intrusion des Granits fällt, für den mehrere Phasen der Deformation und Rekristallisation typisch sind. Der Hornblende-Lamprophyr hat also wie der Granit mittel-devonisches Alter.

RITTMANN (1940, p. 142) beschreibt devonische Lamprophyre vom Moskusoksefjord deren mineralogische Zusammensetzung aber von unserm Vorkommen ziemlich verschieden ist. Eine bessere Übereinstimmung im Mineralbestand besteht mit einem Lamprophyr aus der inneren Fjordzone (Bastion auf Ella Ø, Lit. cit. p. 146). Dieser »Hornblende-Vogesit« hat fast die gleichen Anteile an Hornblende und Feldspat wie bei unserm Vorkommen, doch führt er anstelle des Biotits einen Diopsidaugit. Für dieses Vorkommen wird postkaledonisches Alter angegeben; es ist also möglich, dass es mit dem Lamprophyr im Kap Franklin Granit gleichaltrig ist.

Auch bei S. EHA 1953 und E. FRÄNKL 1953² sind Lamprophyrgänge erwähnt, die mit unsern Vorkommen gleichaltrig sein können. Doch besteht eine gewisse Analogie im Mineralbestand einzig beim Epidot-führenden Spessartit, den E. FRÄNKL auf S. 101 petrographisch beschreibt und für den er devonisches Alter in Betracht zieht.

Brekziöser Granit.

Die brekziösen Varietäten des Granits besitzen eine ziemliche Verbreitung, namentlich in den Randpartien des Massivs. Von blossem Auge beobachtet man eckige Plagioklasbruchstücke von rötlicher Farbe, die in einer grünlichen Grundmasse schwimmen. Die Porphyroklasten können über cm-Grösse erreichen; gelegentlich kommen auch eigentliche Eruptivbrekzien vor (Fig. 7), mit Granitgerölle verschiedener Korngrösse, Quarztrümmern und Feldspatbruchstücken als Komponenten. Die Brekzie hat die gleiche Festigkeit wie der undeformierte Granit, sodass Kluftflächen gerade verlaufen und nicht von den Komponenten bestimmt werden, sondern diese durchschneiden. Derartige Eruptivbrekzien kommen im Granit nur vereinzelt vor. Das abgebildete Handstück stammt aus dem mittleren Teil des Franklindals; ein anderes Vorkommen befindet sich am W Ende des Viddalgranits (Fundstelle eingetragen in Fig. 4). Beim abgebildeten Handstück aus dem Franklindal

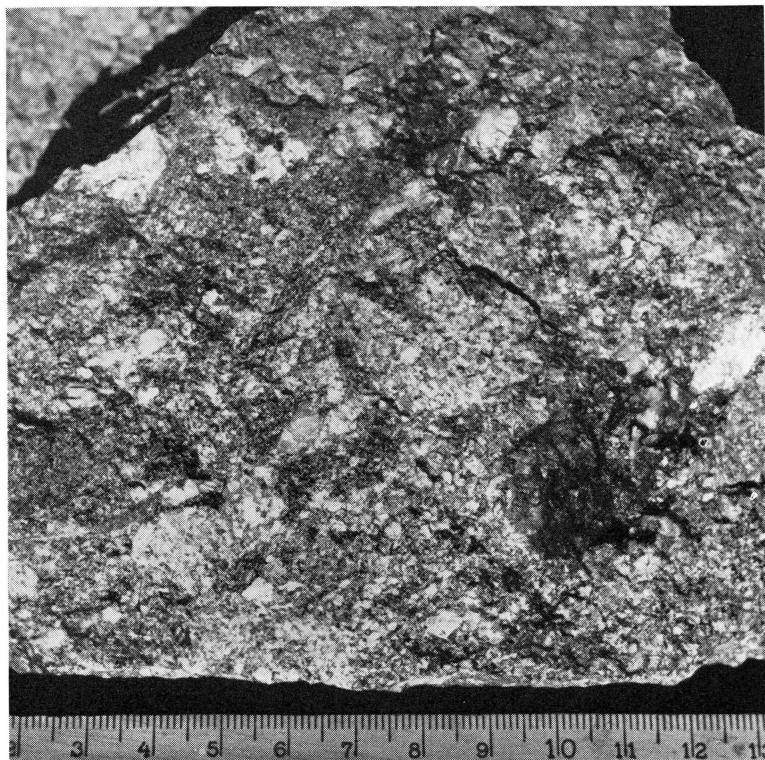


Fig. 7. Brekziöser Granit aus dem Franklindal (Gesteinsfoto) (KF. 638, vgl. Fig. 8).

könnte man den Eindruck erhalten, dass es sich um eine metamorphe Brekzie oder ein Konglomerat handelt, doch ist das Vorkommen blos eine lokale Besonderheit des brekziösen Granits, der an jener Stelle ziemliche Verbreitung besitzt; Fig. 8 zeigt wie er das metamorphe Devon diskordant durchsetzt.

Ein 40 cm mächtiges Granitgängchen in Devon beim isolierten Granitvorkommen 3 km W Kap Franklin (Fig. 9) zeigt dieselbe brekziöse Struktur auf seiner ganzen Breite. Sie findet sich auch beim kleinen Vorkommen 1 km E Knudedal (Fig. 10) und bei den kissenartigen Granitbänken in metamorphem Devon beim Granitkontakt N Kap Franklin. Das granitische Magma musste bereits zum Teil auskristallisiert sein, als es in seine heutige Lage gepresst wurde. Die »*mise en place*« war für diese Vorkommen gleichzeitig ein tektonischer wie magmatischer Vorgang, der sich bei niedrigen Temperaturbedingungen abgespielt hat. Ein gutes Beispiel dafür liefert auch der Granitkontakt am W Ende des Vorkommens im Viddal (Fig. 4 und Fig. 11). Der Kontakt ist hier eine gerade Linie. Granit und Nebengestein besitzen eine brekziöse Struktur bei gleich grosser Festigkeit wie die undeformierten Granite

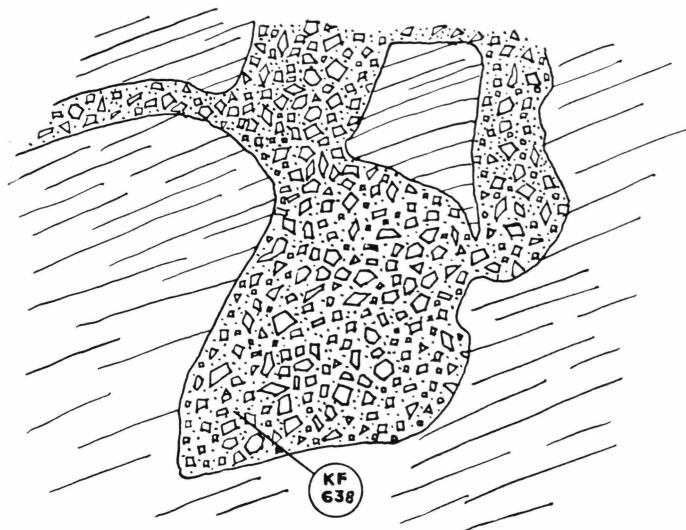


Fig. 8. Intrusionsformen des brekziösen Granits (KF. 638) im Franklindal. Nebengestein: Vildtalserie. Der Durchmesser der Granitmasse beträgt unten ungefähr 2 m.

und Hornfelse. Die Ansicht, dass die Deformation während der Kristallisation erfolgt ist, wird auch durch den mikroskopischen Befund erhärtet:

Die mineralogische Zusammensetzung ist die gleiche wie in den vorgehend beschriebenen undeformierten Graniten. Bei allen Kom-

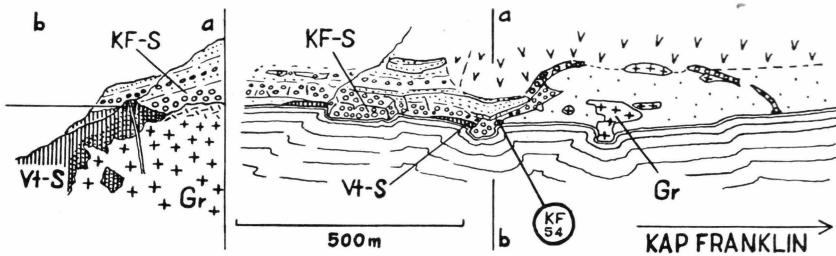


Fig. 9. Isoliertes Granitvorkommen 3 km W Kap Franklin mit Granitgang (KF. 54) in der Vilddalserie. Am Ufer vom Kejser Franz Josephs Fjord.

Gr Granit, Vt-S Vilddalserie, am Kontakt mit Granit metamorph. KF-S Kap Franklinserie, überlagert den Granit transgressiv, enthält Gerölle des Granits an der Basis. Der Granit ist an dieser Stelle intensiv vergrust (wohl alte tiefgründige Verwitterung aus der Zeit kurz vor der Ablagerung der Kap Franklinserie).

ponenten sind Spuren der intensiven Deformation festzustellen: Quarz zeigt mit Ausnahme vereinzelter Körner undulöse Auslöschung. In mehreren Schliffen lassen sich Körner beobachten, die im Innern einen durch Limonitbestäubung markierten "Geist" besitzen. Nicht undulöser

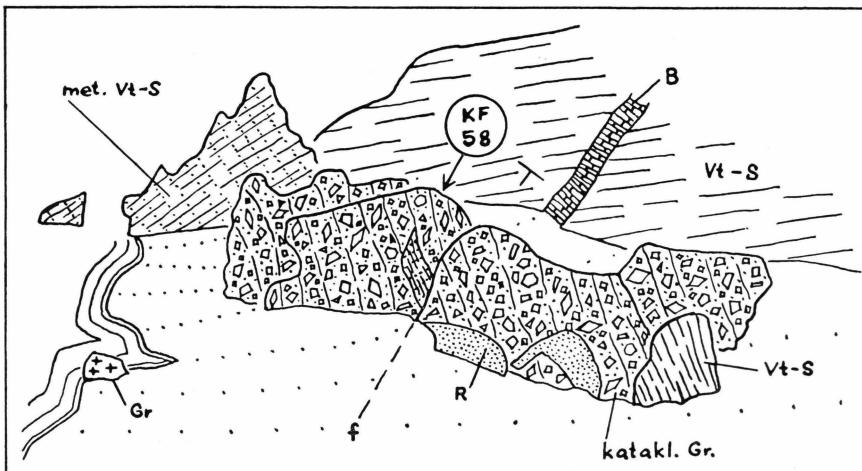


Fig. 10. Isoliertes Vorkommen brekziösen Granits am Strand von Kejser Franz Josephs Fjord 1 km E des Knudedals.

Gr Granit und brekziöser Granit (katakl. Gr.), Vt-S Vildtalserie, met. metamorph, R Rhyolithgang, f kleine Verwerfung, B Basaltdyke, KF. 58 Fundort eines analysierten Erzvorkommens (vgl. Kapitel über Vererzungen und hydrothermale Gänge).

Quarz »verheilt« Risse in Feldspatkörnern, Kalifeldspat zeigt perthitische Struktur, wobei die Perthitsubstanz ein unregelmässiges Aderwerk bildet oder in zahlreichen parallelen Spindeln auftreten kann. Es können beide Formen im gleichen Korn vorkommen. Vielfach ist auch Mikroklingitterung vorhanden. Von einer leichten Zerscherung bis zu einer Zerdrückung der Körner zu einem Mosaik können alle Zwischenstufen beobachtet werden. Albit (0—10 % An, polysynthetisch verzwillingt nach Albit-, Karlsbad-, Periklin- und Komplexgesetz Manebach-Ala = Aklin) ist immer zerschert oder plastisch deformiert (verbogene Zwillingslamellen). Doch sind die Körner relativ frisch, lediglich eine gewisse bräunliche Trübung und vereinzelte Carbonat Einschlüsse kommen vor. Biotit ($n\gamma$ kräftig rotbraun, $n\alpha$ hellbraun) ist nur selten in frischem Zustand als stark verbogene bis zerbrochene Lamellen zu beobachten. Meist ist er unter Ausscheidung feinster Erz- und Rutilekörnchen ausgebleicht oder häufiger in Chlorit umgewandelt ($n\gamma$ grasgrün, $n\alpha$ blass grün, Interferenzfarben: dunkel lavendelblau bis purpur). Auch kleine radialstrahlige Rosetten eines kräftig grasgrünen Chlorits kommen gelegentlich vor. Muskowit bildet vereinzelte Lagen zwischen Chloritlamellen.

Die akzessorischen Gemengteile sind im allgemeinen die gleichen wie im undeformierten Granit: Apatit, Zirkon, Granatrelikte in Pinit-Chloritfilz, Magnetit und Pyritkörnchen, vereinzelt oder auf Haarrissen gehäuft. Sekundär treten in Chlorit kleine Körnchen von Carbonat,

Serizit, Zoisit und Rutilnadelchen auf. Leukoxenkörner mit Magnetit-rändern erlangen in einem Schliff eine ziemliche Verbreitung.

Bei der eingangs erwähnten, makroskopisch erkennbaren grünen Grundmasse, in der die rötlichen Feldspatporphyroblasten schwimmen, handelt es sich um einen feinkörnigen Quarz-Serizit-Chlorit-Plagioklas Hornfels, der aus Nebengesteinstrümmern hervorgegangen ist, wie es in einigen Fällen sicher feststellbar ist. Im Dünnschliff des Granitgängchens, im Devon (KF. 54) beim Granitaufschluss 3 km W Kap Franklin, wurde der Kontakt mikroskopisch untersucht. Das Nebengestein ist ein feinkörniger, hornfelsartiger Gneis, der nur geringe Spuren der Deformation zeigt (leicht verbogene Muskowit und Chloritlamellen). Es zweigen davon Ausläufer in den Granitgang ab, und die gleiche wenig deformierte Hornfelsmasse füllt auch die Zwickel zwischen den mehrere mm grossen Porphyroblasten des Granits. In einer Probe vom E Rand des Vilddalgranits (KF. 556) nimmt die hornfelsartige Grundmasse rund die Hälfte des Gesteins ein; die Quarz-, Feldspat- und Chlorit-Bruchstücke berühren sich gegenseitig nicht, sondern »schwimmen« frei in der hornfelsartigen Grundmasse. Während die Grundmasse ein kaum deformiertes Pflastergefüge zeigt, mit wenig undulösen bis einheitlich auslöschen den Quarzkörnchen, so lassen sich bei den Porphyroblasten Spuren einer intensiven Kataklase feststellen: Quarz ist stark undulös, oft besteht ein Korn aus mehreren verzahnten Subindividuen, Plagioklas liegt in Bruchstücken vor, wobei die jetzigen Korngrenzen den primären idiomorphen Rand wie auch die Zwillingslamellen abrupt abschneiden. Die Deformation muss also vor der Metamorphose des Nebengesteins (= Sandsteine der Vildtalserie) erfolgt sein. Ein bereits in Kristallisation begriffenes Magma, ein bereits teilweise verfestigter Kristallbrei, ist in die Sandsteine eingedrungen und mit diesen mechanisch vermischt worden, wobei die Kristallisation die Deformation überdauert hat. Auch weitere Dünnschliffe mehr aus dem Innern des Massivs zeigen die gleiche Art von Deformation, die sich unter epithermalen Bedingungen abgespielt haben muss, denn die Plagioklase sind vielfach plastisch deformiert, wobei die Zwillingslamellen intensive Zerknitterung ohne eigentliche Zerscherung erlitten haben. Alle Komponenten sind in Mitleidenschaft gezogen worden, ohne dass es zur Bildung von Scherflächen oder Mörtelzonen gekommen wäre. Ausser diesen parakristallinen Deformationen lassen sich auch Proben finden mit postkristalliner Deformation, bei der die Komponenten zertrümmert und bis zu Mörtel zerrieben wurden, ohne dass die Rupturen nachträglich wieder zuheilen konnten.



Fig. 11. Tektonisch bewegter Intrusivkontakt am W-Ende des Granitvorkommens im Vilddal (Foto). Oben, dunkel: Sandsteine der Vildtalserie. Unten, hell: brekziöser Granit. Vgl. Fig. 4.

Kontaktverhältnisse des Kap Franklin Granits.

Die Kontaktverhältnisse wurden zum Teil bereits bei der Beschreibung der einzelnen Granittypen geschildert. Einerseits trifft man geradflächige Kontakte an, wie in Fig. 11, längs denen Granit und Nebengestein eine starke Deformation erlitten haben. Aus dieser Beobachtung wie auch aus anderen Stellen, wo brekziöser Granit in unregelmässigen Gängen das Nebengestein durchsetzt (Fig. 8), lässt sich schliessen, dass der Granit zum Teil als Kristallbrei intrudierte; dies ist bereits im Kapitel über die brekziösen Granittypen diskutiert worden. In diesen Fällen ist der Kontakt zum Teil tektonisch bedingt.

Eine andere Art des Kontaktes lässt sich N Kap Franklin am E und N Rand des Granitmassivs beobachten (Fig. 1, Tafel I). Hier werden die Sandsteine der Vildtalserie durch den Granit aufgeblättert. Die bis mehrere dm mächtigen Granitbänke bestehen auch hier wieder aus einem brekziösen Typ. Anderseits setzen sich hier die Lagen des metamorphen Nebengesteins in Gneisschlieren weiter im Granitinnern fort, sodass die Verhältnisse hier ruhiger und die Temperaturstufe höher gewesen sein müssen.

Um die Kontaktteinwirkung des Granits auf das Nebengestein zu studieren wurde am E Rand des Granits eine Serie von Proben vom unmetamorphen Devon bis zum Granit untersucht. Die Kontaktwirkung des Granits ist hier noch auf eine Entfernung von 100 m feststellbar. Das unmetamorphe Nebengestein ist ein feinkörniger, blass weinroter toniger Sandstein mit feinplattigem Habitus, der auf seinen leicht verbogenen Schichtflächen kleinste Muskowitschüppchen erkennen lässt. Die Vildtalserie ist an sich schon recht kompakt infolge starker dia-genetischer Verfestigung. Bei zunehmender Nähe des Granits nimmt das Gestein hell- bis dunkelgraue Farbtöne an und verliert seine plattiige Textur infolge starker Kataklase bei gleichzeitigem Härterwerden. Zuletzt liegt ein recht kompakter Hornfels vor.

Eine Hornfelsprobe unmittelbar im Kontakt mit Granit zeigt unter dem Mikroskop eine gleichmässig feinkörnige Pflasterstruktur:

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Quarz, Serizit, Albit, Chlorit, Kalifeldspat.

Akzessorien: Pyrit, Magnetit, Hämatit, Zirkon; Carbonat auf Adern.

Unter den Komponenten überwiegt der undulose Quarz. Er ist in isometrischen Körnern ausgebildet wie auch Albit, der aber bloss in untergeordneter Menge auftritt (kenntlich an seinen Zwillingslamellen, die plastisch zerschert sein können). Die Serizitblättchen sind eingeregelt und verbogen. Kalifeldspat und blass grünlicher Chlorit finden sich in der Grundmasse zwischen den Quarz- und Plagioklaskörnern. Charakteristisch sind Pyrit- und Magnetitkörper, von denen besonders die letzteren vollständig durchsiebt und zum Teil in Limonit umgewandelt sind. Sekundäre Carbonataderen durchsetzen das Gestein kreuz und quer.

Der Grad der Metamorphose ist also schwach. Eine von der Granit-intrusion nicht beeinflusste Probe, von einer Stelle 100 m vom Granitkontakt entfernt, zeigt denselben Mineralbestand und auch im Strukturbild weitgehende Ähnlichkeit. Infolge der starken Diagenese der Vildtal-

serie, die eigentlich bereits eine schwache regionale Metamorphose darstellt, sind keine augenfälligeren Kontaktwirkungen des Granits festzustellen. Die Platznahme des Granits erfolgte unter epi- bis eventuell schwach mesothermalen Bedingungen.

Die Proben des metamorphen Devons vom Granitkontakt können auch eine gewisse Erzführung zeigen. Im Kapitel über die Vererzungen und hydrothermalen Bildungen wird darüber eingehender berichtet. Am E Rand des Kap Franklin Granitmassivs wurde eine Marmorscholle angetroffen. Sie stellt wohl einen Xenolithen aus tieferen Horizonten dar, der durch die Granitinvasion an die Oberfläche gebracht worden ist (Fundstelle auf Fig. 3 vermerkt).

Im obigen Beispiel war die Kontaktwirkung des Granits auf eine Entfernung von 100 m feststellbar. Es gibt aber auch Orte wo diese Distanz wesentlich kleiner ist. So befindet sich die von BÜTLER (1953, p. 59) erwähnte Fossilfundstelle in der Vildtalserie NW von Kap Franklin nur wenige Meter vom Granitkontakt entfernt. Es scheint sogar, dass eine leichte Metamorphose sich günstig auf die Erhaltung der Fossilien ausgewirkt hat, denn auch andernorts in nächster Nähe von Intrusivkörpern, in diesem Falle von Porphyrt, sind bestimmbare Fossilreste in der Vildtalserie gefunden worden. Im Franklin- und Villedal dagegen ist die Metamorphose auf einige Hundert Meter wirksam gewesen. Im Bachbett des Villedals NE unterhalb des Granitvorkommens ist die Vildtalserie überall durch die Metamorphose verfestigt, sodass der Bach an jener Stelle einen Wasserfall bildet. Es ist möglich, dass sich hier unter dem metamorphen Devon in geringer Tiefe das Dach des Granitplutons befindet. An den Stellen mit geringerer Reichweite der Kontaktwirkung, wie bei der Fossilfundstelle, war die Platznahme wohl ein vorwiegend tektonischer Vorgang, bei dem bereits halberstarres Magma an Ort und Stelle gepresst wurde, ohne einer grösseren Wärmeabgabe fähig gewesen zu sein.

Die Granite und Granitgneise der nördlichen Giesecke Bjerge.

Die beschriebenen Aufschlüsse des Kap Franklin Plutons stehen ziemlich isoliert da. Die nächsten Granitvorkommen treten — ebenfalls am E Hang der Giesecke Bjerge — weiter im Norden auf (s. Fig. 12). Sie sind auf der Karte von A. VISCHER (Koch 1950, pl. 5) entsprechend der damaligen Auffassung als »Caledonian crystalline rocks« ausgeschieden. Doch hat bereits MAYNC (1949) auf die Möglichkeit hingewiesen, dass diese Granite ganz oder teilweise devonisches Alter haben könnten. Die Nachbarschaft der devonischen Ergussgesteine granitischer Zusammensetzung im Kap Franklingebiet und das Vorhandensein devonähnlicher »purplish-violet or greenish recrystallized sandstone xenoliths«

haben ihn zu dieser Auffassung gebracht. Auch VISCHER erwähnt im Katalog zu seiner, im Naturhistorischen Museum Basel deponierten Steinssammlung, ein größer texturiertes Eruptivgestein (V. Gr. 147, Schleifdiagnose Prof. REINHARDS: Granophyr) vom Berggrücken NW Kap Franklin, das den »kaledonischen Eruptiva« ähnlich sei. Leider stehen in den nördlichen Giesecke Bjergen devonische Sandsteine nirgends mehr an (BÜTLER 1954, p. 16), sodass man für die Altersbestimmung des Kristallins der nördlichen Giesecke Bjerge auf petrographische Vergleiche mit dem Kap Franklin Gebiet angewiesen ist. Dies soll in den nachfolgenden Zeilen geschehen. Das zum Vergleich herangezogene Material wurde anlässlich eines eintägigen Besuchs im Sindal und Foldadal im Sommer 1950 gesammelt. Weitere 9 Proben aus Dr. BÜTLER's Sammlung (Sommer 1948) wurden ebenfalls in die Untersuchung einbezogen. Ferner standen uns 8 Dünnschliffe aus der Sammlung VISCHER mit Diagnosen von Prof. M. REINHARD zur Verfügung.

Die Kristallinvorkommen im Sin- und Foldadal.

Die Granite im Sindal und Foldadal sind uneinheitlich ausgebildet wie dies auch für das Kap Franklingebiet zutrifft. Im Sindal überwiegen aplitische, weisse bis blass rötliche Granite. Auf der linken Seite des Tals wurde ein mittelkörniger Granittyp, reich an kleinen Biotitschüppchen angetroffen. Er wird von schmalen hellgrauen Aplitgängen durchsetzt. Auch ein zersetzer, Muskowit führender Granitgneis kommt hier vor. Diese Granite werden vom Randböl-Konglomerat überlagert, das hier aus bis Metergrösse erreichenden, gut gerundeten Granit- und Gneistrümbern besteht.

Schreitet man weiter gegen N, so trifft man den Granit in Schuttströmen auch am E Hang der Giesecke Bjerge zwischen Sindalen und Foldadalen. Zum Beispiel steht in der ersten Runse unmittelbar nördlich des Sindals ein lagiger, biotitführender Granitgneis (KF. 584) an, der von einem etwas leukokrateren aplitischen Granit (KF. 583) diskordant durchsetzt und aufgeblättert wird (s. Fig. 13). Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass die beiden Typen die gleiche mineralogische Zusammensetzung besitzen, lediglich der Kalifeldspat tritt im Granitgneis zu Gunsten des Plagioklasses etwas zurück. Andere Blöcke besitzen gröbere Textur, führen biotit-reiche Schlieren und zeigen die gleichen Erscheinungen.

Im Foldadal ist der Granit bereits bis auf eine bedeutende Tiefe aufgeschlossen. Man trifft hier am Rand gegen den postdevonischen Bruch, der das Kristallin gegen E begrenzt, einen rötlichen Biotitgranit mit Tendenz zu porphyrischer bis porphyroklastischer Ausbildung. Die mittelkörnige Grundmasse wird von mehrere cm langen, regellos orien-

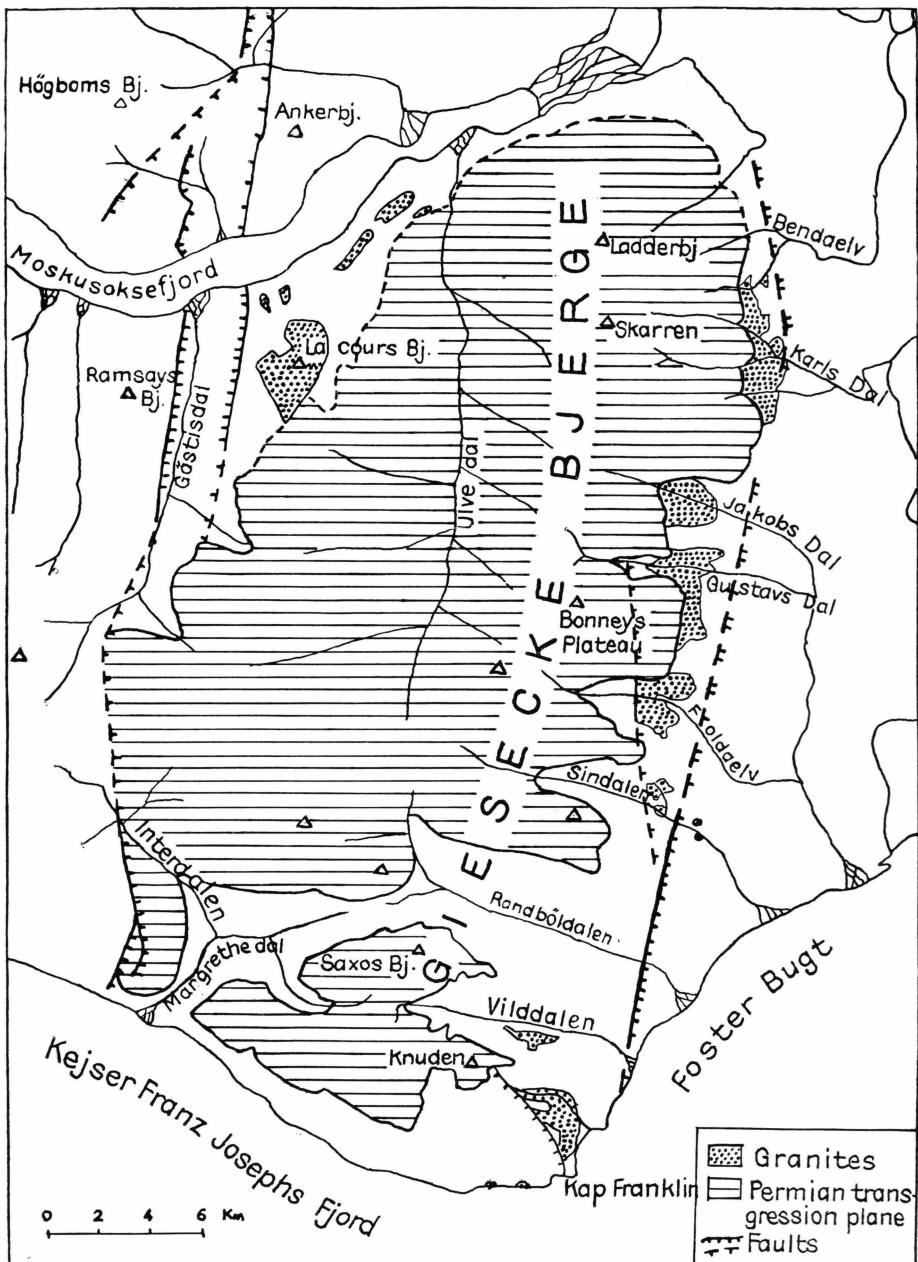


Fig. 12. Übersichtskizze der Granitvorkommen in den Gieseckebergen.

Punktiert: Kristallinvorkommen, horizontal schraffiert: Überdeckung durch Perm und postpermische Sedimente und Basalte.

tierten Kalifeldspatleisten durchsetzt. Dunkelgrüne Lagen metamorphen Nebengesteins sind häufig. Sie erinnern ganz an die metamorphen Devonschollen im Kap Franklin Granit. Diese dunkelgrünen feinkörnigen Gneise werden lagenweise von diffus begrenzten rötlichen Pegmatitschlieren durchsetzt. Oft sind es auch metermächtige Bänke des gleichen rötlichen porphyroklastischen Biotitgranits, der andernorts

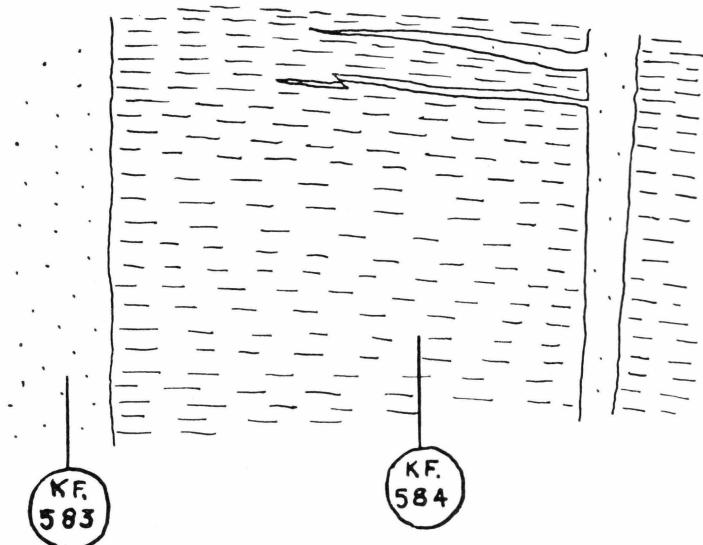


Fig. 13. Lagiger, Biotit führender Granitgneis (KF. 584) von aplitischem Granit (KF. 583) durchsetzt. Erste Runse N Sindalen.

auch als homogene Massen vorkommt, die das metamorphe Nebengestein durchsetzen.

Unter dem Mikroskop ergibt sich folgendes Bild:

Mineralbestand der Granite:

Hauptgemengteile:

Quarz	15—40 Vol %
Kalifeldspat	11—40 Vol %
Plagioklas	15—60 Vol %
Biotit und Chlorit	5—10 Vol %
Muskowit.....	

Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit, Sillimanitnadeln, Erz nur ganz vereinzelt: Magnetit, Pyrit (mit Limoniträndern) und Magnetkies(?).

Sekundär: Rutil in Chlorit, Serizit, Carbonat.

Die mengenmässigen Anteile der Komponenten unterliegen stärkeren Schwankungen als in den Kap Franklin Graniten. Die Struktur

ist xenomorph mittel- bis grobkörnig mit verzahnten Korngrenzen. Der erwähnte hellgraue Aplit ist feinkörnig, hat aber im übrigen die gleiche Struktur wie sein mittelkörniges Nebengestein; der Übergang ist kontinuierlich. Zeugen einer parakristallinen Deformation sind zu Lagen ausgewalzte Quarzflatschen mit »warzigen Rekristallisationssuturen« (SANDER 1930, p. 196).

Kalifeldspat führt häufig Quarzträren und andere Einschlüsse. Er enthält Perthitschlieren und -spindeln und zeigt gelegentlich Mikroklingitterung. Die bis cm Grösse erreichenden Körner können einfach verzwilligt sein. Der Plagioklas ist ein Albit bis saurer Oligoklas, meist etwas getrübt und polysynthetisch verzwilligt. An Körnern, die im Kontakt mit Kalifeldspat stehen, trifft man selten idiomorphe Umrisse und Myrmekitbildung. Quarz löscht immer recht stark undulös aus. Die Grosskörner und Flatschen sind parkettartig auslöschende, unter sich verzahnte Aggregate. Biotit ($n\alpha$ hellbraun, $n\gamma$ kräftig rotbraun, schwarze pleochroitische Höfe) ist, wie auch Muskowit, immer postkristallin deformiert. Häufig ist er unter Ausscheidung feinsten Erzstaubs und sagenitartig verwachsener Rutilnadeln ausgebleicht. Chlorit ($n\alpha$ leicht grünstichig, $n\gamma$ grünlich, lavendelblaue Interferenzfarben) fehlt selten. Muskowit tritt als Zwischenlagen in Biotit- und Chloritlamellen und isoliert mit durchlöcherten Korngrenzen auf. Auch sekundäre Serizitsträhnen und pinitartige Nester sind häufig. In einem Schliff treten auch kleine Stengel und Nadelchen von Sillimanit auf.

Mineralbestand der Nebengesteinseinschlüsse.

Die dunkelgrünen Hornfelsgneislagen bestehen aus den gleichen Komponenten wie die Granite in denen sie auftreten, nur sind die Mengenverhältnisse hier verschieden. Kalifeldspat fehlt in den eigentlichen Hornfelsgneislagen ganz. Er kommt nur in der Nachbarschaft von intrusiven Feldspatschlieren vor, in Form zusammenhängender Systeme mit zahlreichen Einschlüssen von rundlichem Quarz, Plagioklas, Biotit und bildet unregelmässige Einwachslungen in Plagioklas. Er ist leicht perthitisch, zeigt undulöse Auslöschung und — 2V ist rund 30°.

Das Gefüge ist eine feinkörnige Pflasterstruktur, wobei die s-Fläche durch die Glimmerzüge deutlich markiert ist. Es kommt auch vor, dass eine zweite Orientierung der Glimmerplättchen in einem spitzen Winkel zur s-Fläche besteht, sodass sich ein netzartiges Bild ergibt. Plagioklas und Quarz haben polygonartige Begrenzungen und unterbrechen die Biotitzüge. Die Glimmermineralien machen rund 10—20 Vol % des Gesteins aus. Biotit ist undulös verbogen und zeigt die gleichen Farbtöne wie im Granit.

Unter den gegenüber dem Granit neu hinzutretenden Akzessorien können besonders Skapolith und seine Umwandlungsprodukte lagenweise reichlich vorhanden sein. Er ist meist weitgehend in Serizitfilz (Pinit) umgewandelt, wobei als Zwischenstufe in der Umwandlung olivgelbe isotrope Substanz oder das leicht olivgelbe chrysotilähnliche Chloritmineral auftritt, das bei der Beschreibung der Gneisschlieren im Kap Franklin Granit erwähnt wurde. Ebenso sind Granat in stark durchsiebten Körnern und ganz vereinzelt Hornblenderelikte in Serizitfilz vorhanden. Im übrigen sind die gleichen Akzessorien wie im Granit vorhanden, nur dass hier die Erzkörper etwas reichlicher vertreten sind.

Mineralbestand von Kristallingeröllen aus dem Randbölkonglomerat im Sindal.

Aus der Sammlung VISCHER lagen zwei Dünnschliffe von Geröllen des Randbölkonglomerats im Sindal vor. Es handelt sich um einen massigen mittelkörnigen Biotitgranit mit kleinen Biotitschuppen und roten Feldspäten (V. Gr. 160) und um einen dunkelgrauen kleinkörnigen Biotithornfelsgneis (V. Gr. 162). Die beiden Gesteine zeigen leichte Abweichungen gegenüber der vorgehenden Beschreibung:

Im Granit ist der Plagioklas als richtungslos orientierte Leisten ausgebildet, wobei der Quarz die Zwickel zwischen ihnen ausfüllt. Die Farbtöne des Biotits tendieren ins Olivbraune und akzessorisch trifft man hier weitgehend chloritisierter und carbonatisierter Hornblende.

Der Hornfelsgneis führt Pinitaggregate, die von Quarz durchsiebt sind und akzessorisch etwas braunen Turmalin. Im übrigen entsprechen diese Proben den anstehenden Graniten und Hornfelsgneisen.

Die Kristallinvorkommen von Bonneys Plateau bis zum E Fuss des Ladderbjergs.

Weiter nördlich des Foldadals, im Gustavs Dal, steht ein weißer, grobkörniger Granit an mit wenig Biotitschüppchen, die sich in Nestchen häufen. Die Verhältnisse im Jakobs Dal hat MAYNC (1949, p. 24) beschrieben. Er erwähnt aus diesem Tal »pinkish and whitish-grey granites, aplites and above all reddish-gray granitoporphyries (with feldspar phenocrysts attaining the size of a head). The coarse reddish-gray granitoporphyry is now and then cut by whitish-gray veins of a medium-grained aplite, and schliers of the pink granite within the porphyritic rock were observed time and again which proves that there is no difference in age worth mentioning between either the granite or the granitoporphyry.« Von der S Seite des Jakobs

Dals erwähnt MAYNC gebänderte und feingefältelte Granitgneise, die von einem rötlichen Granit durchsetzt werden. Die Verhältnisse sind also auch ähnlich wie im Kap Franklingebiet, nur dass hier keine Kopf-grossen Feldspateinsprenglinge vorkommen.

Aus dem Karls Dal (= Leiradal) lagen für unsre Untersuchungen 6 Proben aus Dr. BüTLERS Sammlung vor. Nach seinen Angaben stehen hier verschiedene Generationen von rötlichen und weissen Graniten und Granitgneisen an. Die ersten Aufschlüsse unmittelbar W der Giesecke-verwerfung, 5 km ENE des P. 791 m (Probe Bü. 54), bestehen aus einem weissen, mittelkörnigen Leukogranit. Gegen W folgen rötliche Granite mit angedeuteter Gneistextur (Bü. 55 und 57). Sie enthalten Einschlüsse eines schwach porphyrischen graurötlichen Granits (Bü. 61). Der weisse Granit durchsetzt stellenweise den rötlichen. Gegen W werden diese Granite von einem porphyrischen, dunkelgrauen mittelkörnigen Granit abgelöst (Bü. 63). Er führt cm grosse idiomorphe Feldspateinsprenglinge. Er wird, wie auch die rötlichen Granite, von hellrosa Pegmatitgängen und von einem gangartig auftretenden, rötlichgrauen Granit (Bü. 64) durchsetzt. Dieser mittelkörnige Granit scheint der jüngste des Gebiets zu sein.

Das mikroskopische Bild entspricht dem der vorgegangenen Beschreibungen. Die mineralogische Zusammensetzung sei hier vergleichsweise kurz angeführt:

Hauptgemengteile:

Quarz	25—40 Vol %
Plagioklas	20—40 Vol %
Kalifeldspat	15—40 Vol %
Biotit	4—15 Vol %
Chlorit	{
Muskowit	

Quarz stark undulös, verzahnte Aggregate, Plagioklas (0—13 % An), leicht getrübte, polysynthetisch verzwillingte Körner, die Einsprenglinge der porphyrischen Granittypen besitzen Zonarstruktur, Kalifeldspat ($-2V = 48^\circ, 56^\circ, 57^\circ, 62^\circ$) zeigt häufig einfache Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz. Die Körner sind klar und löschen oft leicht undulös aus. Die Pole der eingemessenen Verwachsungsflächen fallen im NIKITIN-Diagramm (1936) ins Gebiet zwischen dem Orthoklaspunkt und dem Mikroklinpunkt mit einer Häufung beim Anorthoklaspunkt. Die Anteile von Plagioklas und Kalifeldspat sind einander ungefähr gleich, einzlig bei den letztgenannten Granittypen (Bü. 63 und 64) überwiegt Plagioklas deutlich den Kalifeldspat. Biotit und Chlorit haben hier wieder die gleichen Farbtöne wie in den weiter südlich auf-

tretenden Granitvorkommen ($n\alpha$ blass bräunlich, $n\gamma$ kräftig rotbraun für Biotit).

Akzessorien: Apatit ist ausser in Bü. 54 immer reichlich vorhanden, im Granit Bü. 64 kommt er mit dunklen Kernen vor; Zirkon; Titanit kommt einzig in Bü. 61 in mm grossen Kriställchen vor, meist umgewandelt in fast undurchsichtige schwarze Substanz mit Karbonat und Feldspateinschlüssen unter Beibehaltung der charakteristischen Umrisse; Sillimanitnadelchen; sphärolithischer Chlorit und sporadisch Erzkörnchen (Magnetit, Ilmenit? und Pyrit).

Die Struktur ist recht variiert: Die Einflüsse postkristalliner Kataklase sind am stärksten bei den jüngeren Graniten (Bü. 54, 63, 64) festzustellen. Zahlreiche Scherflächen ergeben ein schwach ausgebildetes Parallelgefüge. Quarz ist zu mosaikartigen, verzahnten Aggregaten deformiert. Es liegt ein wirres, xenomorph mittelkörniges Gefüge vor, mit gelegentlichen grösseren Einsprenglingen, die stromlinienförmig von Scherflächen umflossen werden. Andere Typen haben Tendenz zu porphyroblastischer Struktur: Kalifeldspat bildet bis cm grosse Körner mit unregelmässigen Korngrenzen und zahlreichen Fremdeinschlüssen. An den Korngrenzen tritt Myrmekitbildung auf. Die Kalifeldspatkörper sind an Spaltrissen zerbrochen und von Quarz wieder verheilt worden, was auf einen komplexen Erstarrungsprozess hinweist, bei dem sich Deformation und Kristallisation mehrmals ablösten. Andere Proben, wie Bü. 55, weisen ein gleichmässig xenomorph bis allotriomorph körniges Gefüge auf, mit viel weniger deformiertem Quarz.

Die verschiedenen Granitgenerationen aus dem Karls Dal sind sich im Mineralbestand recht ähnlich. Auf die Farbunterschiede darf kein allzugrosses Gewicht gelegt werden. Auch im Kap Franklin Gebiet und, nach mündlichen Mitteilungen J. HALLERS, in den Marginalgraniten der Kaledoniden kommt der gleiche Granittyp sowohl mit rötlicher wie mit weisser Farbe vor. Die Strukturverhältnisse deuten auf mehrere Phasen der Kristallisation und Deformation, was bereits darauf hindeutet, dass die Intrusion der Granite sich in mehreren Phasen abgespielt haben muss, die aber dem gleichen Zyklus angehören. Auch MAYNC leitet aus seinen Beobachtungen aus dem Jakobs Dal ab, dass zwischen den dort vorliegenden Granittypen kein nennenswerter Altersunterschied besteht.

Weiter nördlich, in südlichen Benda elv, tritt ein rötlichgrauer, mittelkörniger Leukogranit auf (Sammlung VISCHER, Schliff V. Gr. 164, Ostfuss Ladderbjerg, S Benda elv, 180 m Höhe). Er besitzt lappig buchtige Korngrenzen und ebenfalls poikilitische Strukturen. Der perthitische Kalifeldspat ist charakterisiert durch starke Bestäubung, wobei der Staub in fluidal angeordneten parallelen Schlieren auftritt. Etwas höher in diesem Tal (310—320 m) beobachtete MAYNC (1949, p. 26) in den

Graniten bis Granitporphyren Xenolithe, die er als metamorphe devonische Fragmente deutete. Zwei Proben davon aus der Sammlung Dr. BÜTLERS (Bü. 66 und 67), die uns zur Verfügung standen, sind den Schollen metamorphen Devons im Kap Franklin Granit durchaus ähnlich. Doch BÜTLER (1954, p. 16) weist darauf hin, dass es sich bei diesen Einschlüssen ebensogut um Eleonorebayformation handeln könnte wie um Mitteldevon.

Chemismus der Kap Franklin Granite.

Vom Kap Franklin Granit lagen bisher keine chemischen Analysen vor. Es wurden deshalb im Januar 1954 von Dr. H. SCHWANDER im Mineralogischen Institut der Universität Basel die anschliessend aufgeführten beiden Granite analysiert. Im folgenden Kapitel werden die chemischen Verhältnisse des Kap Franklin Plutons mit den verwandten Gesteinen der Nachbargebiete verglichen.

KF. 112: Leukogranit (»Alaskite« nach JOHANSEN 1932, Aplitgranit nach TRÖGER 1935), diskordant in migmatitischen Granitgneisen. Anstehend im grossen N—S streichenden Graben (= ausgewitterter Basaltdyke), 1 km NW Kap Franklin.

KF. 570: chloritisierter Biotit-Alkaligranit (»Sodaclase-Granite« nach JOHANSEN 1932), rechte Seite Vilddalen, höchste Partien des dortigen Aufschlusses.

	KF. 112	KF. 570	Molekularwerte	
			KF. 112	KF. 570
SiO ₂	72,77	64,76	1211,6	1078,3
Al ₂ O ₃	13,93	15,11	136,7	148,2
Fe ₂ O ₃	0,17	0,21	7,0	1,3
FeO	0,50	3,68	15,6	51,2
MnO	Sp.	0,02	—	0,3
MgO	0,63	2,90	15,6	71,9
CaO	1,33	2,38	23,7	42,4
Na ₂ O	4,07	3,67	65,7	59,2
K ₂ O	5,65	3,80	60,0	40,3
TiO ₂	0,43	1,02	5,4	12,8
P ₂ O ₅	0,39	0,16	2,8	1,1
H ₂ O ⁺	0,39	1,46	—	—
H ₂ O ⁻	0,04	0,32	—	—
CO ₂	—	0,88	—	20,0
S	—	Sp.	—	—
	100,30	100,37		
spez. G.	2,57	2,63		

NIGGLI-Werte und Äquivalentnormen nach NIGGLI
(s. BURRI-NIGGLI 1945):

	KF. 112	KF.570		KF.112	KF.570
si	390	259	Q	52,7	46,7
al	44	36	L	43,8	40,7
fm	8	30	M	2,5	9,9
c	8	10	Sp	—	1,7
alk	40	24	Ru	0,3	0,7
k	0,48	0,41	Cp	0,7	0,3
mg	0,63	0,57		100,0	100,0
ti	1,6	3,1	π	0,04	0,16
p	0,88	0,27	γ	0,17	—
co_2	—	4,8	mg'	0,64	0,53
T = al — alk	4	12			
c/fm	1	0,33			
qz	+ 130	+ 63			

Modaler Mineralbestand (planimetrische Analyse):

	KF.112	KF.570
Quarz	$33\frac{1}{2}$	20 Vol %
Kalifeldspat (Perthit)	$32\frac{1}{2}$	$38\frac{1}{2}$ Vol %
Albit (An-Gehalt)	$31\frac{1}{2}$	30 Vol %
	(0 % An)	(7 % An)
Biotit + Chlorit (+ eingeschlossener Rutil und Titanit)	$\frac{1}{2}$	9 Vol %
Muskowit + Serizit	$\frac{1}{2}$	$1\frac{1}{2}$ Vol %
Calcit + Limonit	$1\frac{1}{2}$	
Apatit + Zirkon	Sp. {	1 Vol %
Pyrit + Magnetit	— }	
	100	100 Vol %

In beiden analysierten Proben ist der Albit durch Serizitstaub und -blättchen getrübt. Diese Serizitblättchen wurden bei der planimetrischen Analyse zum Albit gerechnet. Von den beiden Proben ist KF.570 die weniger frische. Der Biotit ist hier fast vollständig chloritisirt und es treten im Plagioklas und zwischen Chloritlamellen Calcitnester auf. Doch sind die prozentualen Anteile dieser Umwandlungsprodukte so gering, dass auf eine Korrektur der Analysen verzichtet werden kann. Eine gewisse Zersetzung ist den Kap Franklin Graniten immer eigen.

Vergleich der Kap Franklin Granite und Granitgneise mit verwandten Gesteinen in den Nachbargebieten.

Nachdem am Kap Franklin mehrere km² grosse Granitmassive mit Gneisschlieren und migmatitischen Partien angetroffen wurden, stellt sich die Frage, ob auch andere Granitvorkommen, für die bis jetzt keine genaue Altersbestimmung angegeben werden konnte, insbesondere die postorogenen Granite des »Zentralen Metamorphen Komplexes« der Kaledoniden, mit dem Kap Franklin Granit gleichaltrig sein könnten.

Beschreibung der Vorkommen.

a) Högbom Pluton: Die einzigen bisher bekannten, sicher devonischen Granitvorkommen befinden sich am Högboms Bjerg (s. H. BÜTLERS Skizze Fig. 2, p. 31, in RITTMANN 1940). BACKLUND (1932, p. 48) war dieses Vorkommen eines Granophyrganits bekannt, und er gibt davon eine chemische Analyse (Nr. 189, p. 101), deren NIGGLI-Werte wir in nachfolgender Tabelle aufgeführt haben. RITTMANN (1940, p. 55 und 60 ff.) definiert die Proben vom Hauptintrusionskörper als runitische Aplitgranite und die Gänge am E Hang von Högboms Bjerg als Zweiglimmergranite. Die mineralogische Zusammensetzung dieser Gesteine ist recht ähnlich wie die des Kap Franklin Granits. Lediglich der Plagioklas kann in den Zweiglimmergraniten einen etwas höheren An-Gehalt erreichen (bis 16 % in klaren Körnern). Die ziegelroten Granite des Hauptintrusionskörpers nehmen eine Zwischenstellung zwischen den Rhyolithen und den Graniten des Kap Franklin Gebiets ein. BACKLUND hat sie als recht hoch abyssische Bildungen charakterisiert. Sie sind stark leukokrat (Farbzahl < 2 %) und zeigen graphische Quarz-Kalifeldspat-Verwachsungen. Typisch ist auch das häufige Vorkommen von farblosem Fluorit, der auch in den Lithophysen der Rhyolithe und in den hydrothermalen Bildungen des Kap Franklin Gebiets vielfach vorkommt. Über das Alter dieser Granite lässt sich lediglich aussagen, dass sie jünger sind als die wahrscheinlich mitteldevonischen Sedimente, in die sie eingedrungen sind, und dass sie vor der oberdevonischen Aufschiebung am Högboms Bjerg intrudiert sein müssen. Auch enthält das Kap Graah Konglomerat (Oberdevon) Gerölle dieses Granits. Es lässt sich vorderhand nicht entscheiden, ob diese hypabyssischen Granite mit den mitteldevonischen von Kap Franklin oder mit dem oberdevonischen Vulkanismus des westlichen Moskusoksefjords zu parallelisieren sind (nach einer brieflichen Mitteilung von Dr. BÜTLER).

b) Parkinsons und Salèvebjerg: NE von Högboms Bjerg treten im Kristallin und in den Eleonore-Bay Quarziten des Parkinsons Bjergs

nochmals Alkaligranite und in den Eleonore-Bay Quarziten am Salèvbjerg ein sillartiger Alkaligranitporphyr auf, die von BÜTLER und RITTMANN auf Grund des analogen geologischen Auftretens und der Nachbarschaft des Högbom Plutons ebenfalls als devonisch angesehen werden. Die Farbzahl ist bei diesen Granitvorkommen wiederum niedrig ($< 5\%$) und die Gesteine zeichnen sich, wie auch die Högbom Granite, durch einen hohen Kalifeldspatgehalt aus (55—60 Vol %).

c) Giesecke Bjerge: Das Kristallin der Giesecke Bjerge bildet die unmittelbare Fortsetzung des Kap Franklin Massivs gegen Norden (s. Fig. 12). Es wurde erstmals auf der Karte von KOCH (1929, pl. III) als »Granite (Caledonian?)« ausgeschieden. NATHORST (1901, p. 297) erwähnt zwar bereits Granitfunde vom hinteren Moskusoksefjord und vom Kap Franklin, ohne sie aber auf seiner Karte auszuscheiden. Auch auf den Karten BACKLUNDS (1932, pl. 2) und VISCHERS (pl. 5 in KOCH 1950) ist das Kristallin der Giesecke Bjerge als kaledonisches Kristallin ausgeschieden. BACKLUND beschreibt vom Kristallin des Ladderbjergs, dem N-Ende der Giesecke Bjerge, verschiedene Generationen von Granitgneisen, von denen die letztgebildeten »a white porphyric and a bright pink one« seien (1930, p. 352). Er stellt hier die Regel auf, dass »the darker the colour, the older in its mise-en-place is the granite«. Später (1932, p. 28) beschreibt er graduelle Übergänge des porphyrischen grauweissen Granits in schlierige Streifengneise und gebänderte ebenkörnige Granitgneise. Wichtig ist BACKLUNDS Feststellung, dass das Kristallin am Ladderbjerg mit jenem der westlichen Clavering Ø, von Nordhoeks Bjerg und im vorderen und hinteren Teil des Moskusoksefjords identisch sei. Später hat sich ODELL als Mitglied der L. BOYD Expedition 1933 ebenfalls mit dem Kristallin der Giesecke Bjerge beschäftigt. Bei einem kurzen Besuch des mittleren Teils der Giesecke Bjerge fand er am E Hang von Bonneys Plateau »suggestive evidence of one at least of the granites of the district being younger than Caledonian« (1939, p. 42 und pl. 4). Er beobachtete einen Gang eines rötlichen feinkörnigen Granits in Sedimenten, die er wohl unrichtigerweise ins Carbon stellte (cf. VISCHERS Karte und MAYNC 1949). Er hielt es schon damals für möglich, dass durch spätere Untersuchungen noch weitere Anzeichen dieser jüngeren plutonischen Aktivität, die er allerdings für herzynisch oder möglicherweise tertiar ansah, in den Giesecke Bjergen oder innerhalb BACKLUNDS Kaledonikum nachweisen lassen. Unabhängig von ODELL wies MAYNC (1949) darauf hin, dass den Graniten der Giesecke Bjerge und höchstwahrscheinlich auch jenen am La Cours Bjerg, Ankerbjerg, Nordhoeks Bjerg, auf Clavering Ø und im Wollaston Forland infra- oder postdevonisches (carbonisches?) Alter zukomme. Er schloss dies aus der Verwandtschaft mit den benachbarten intradevonischen Kap Franklin

Kristallin der Giesecke Bjerge.

Kap Franklin Gebiet	Sin- und Foldadal	Bonneys Plateau bis Ladderbjerg
1) meist rötliche, selten weisse Alkali- bis Leukogranite Biotit-Chlorit und etwas Muskowit führend, selten Muskowit allein Randfazies: weisse bis rötliche aplitische Granite selten: rötliche porphyrische Typen vereinzelt: Pegmatitschlieren	1) weisse und rötliche Alkaligranite Biotit und untergeordnet Muskowit führend weisse bis hellrosa aplitische Granate Tendenz zu porphyrischem und porphyroklastischem Gefüge. rötliche Pegmatitschlieren	1) weisse und rötliche, mittel- bis grobkörnige Alkali- bis Leukogranite Biotit und meist auch Muskowit führend weisse und rötliche Aplite rötlich-graue Granitporphyre mit rötlichen Granitschlieren, von grauen Aplitgängen durchsetzt hellrosa Pegmatitgänge
2) schlierenreiche Granite bis Granitgneise	2) Muskowit führende und lagige Biotit-Granitgneise	2) gebänderte, feingefältelte Granitgneise
3) brekziöse Granite häufig	3) Spuren parakristalliner Deformation	3) Deformation am stärksten bei den jüngsten Granitgenerationen
HGT: Quarz: immer undulös Kalifeldspat: Anorthoklas(?) — 2 V = 53° — 54° Perthit Mikroklin — 2 V = 74° — 79° Albit (0—10 % An)	Quarz: immer undulös Kalifeldspat: Perthit Mikroklin Albit (bis saurer Oligoklas)	Quarz: immer undulös Kalifeldspat: Anorthoklas(?) — 2 V = 48° — 62° Perthit selten Albit (0—10 % An, 13 % in einem Korn)
Akzessorien:	In allen drei Vorkommen gleich	
Akzessorien der Nebengesteinsein-schlüsse: Skapolith + Umwandlungsprodukte Sillimanit Erz	Skapolith + Umwandlungsprodukte Granat, (Hornblende) Erz	
Verbandsverhältnisse und Alter: Granit in Vildtalserie intrudiert Zahlreiche Einschlüsse davon in Granit Granit wird überlagert von Kap Franklinserie Alter des Granits: mitteldevonisch	Verbandsverhältnisse bisher nicht geklärt Einschlüsse von metamorphen Sandsteinen + Hornfelsgneisen, die mit den Vildtalserie-Einschlüssen weitgehend übereinstimmen Alter der Granite: vermutlich ebenfalls mitteldevonisch	

Rhyolithen und aus den Fremdeinschlüssen im Granit, die er für metamorphes Devon hielt. Das letztere Argument hat jedoch BÜTLER (1954, p. 16) für das Gebiet des hinteren Moskusokfjords entkräftet, denn dort sind die Granite in die Quarzitschiefer der Eleonore Bay Formation eingedrungen, sodass hier ein devonisches Alter des Granits nicht bewiesen werden kann.

Die petrographische Untersuchung weist auf eine weitgehende Übereinstimmung des Kristallins der Giesecke Bjerge mit den sicher mitteldevonischen Graniten und Granitgneisen des Kap Franklin Gebiets (s. Tabelle) hin. Angesichts dieser Tatsache fragt es sich, wieweit das bisher generell als kaledonisch betrachtete Kristallin weiter im N und NW, das ja nach BACKLUND mit dem der Giesecke Bjerge weitgehend übereinstimmt, ebenfalls spät- bis postkaledonischer Entstehung ist.

d) Hudson Land: Eine Schlüsselstellung für die Altersbestimmung der Granite des Hudson Landes und weiter im Norden nimmt sicher der Nordhoeks Bjerg ein, denn in diesem Massiv stehen außer den Graniten sowohl Eleonorebayformation, wie Devonkonglomerate und -sandsteine samt einer karbonischen Überdeckung an (briefliche Mitteilung von Dr. H. BÜTLER). Die Kristallinmassive des Hudson Landes stellen aufgestossene Horste dar, die die überlagernden Serien durchbrochen haben (BÜTLER, 1940, p. 13; 1948a, p. 18). Bei diesen Vorgängen wurden die Kristallinkeile (s. Profile BÜTLERS 1940a, Abb. 3, 4 und 1948, Fig. 6) in starrem Zustand steil aufgeschoben. Es lässt sich aber nur beweisen, dass dieses Kristallin in oberdevonischer Zeit bereits fertig erstarrt gewesen sein musste; eine Bildung der Granite in mitteldevonischer Zeit kurz vor dem Einsetzen der Überschiebungen ist durchaus möglich, ja im Hinblick auf die Verhältnisse am Kap Franklin sogar wahrscheinlich. Eine plutonische Tätigkeit in der Tiefe kann direkt als Ursache jener Überschiebungen angesehen werden. Eine gewisse magmatische Tätigkeit wurde ja bisher schon angenommen um die Entstehung der devonischen Rhyolithe zu erklären. Man wird in Zukunft die Möglichkeit eines ausgedehnten granitischen Plutonismus während der akadischen Faltung in Betracht ziehen müssen. STILLE (1909) hat mit dem Ausdruck »zonares Wandern der Gebirgsbildung« die Erscheinung beschrieben, dass einer Gebirgskette eine parallele jüngere Kette angegliedert wird, wobei die Denudationsprodukte der älteren Ketten (= Molassebildungen) in die Faltung einbezogen werden. Dieses Schema lässt sich gut auf Zentralostgrönland übertragen: Die Hauptphase der kaledonischen Orogenese hat sich im Zentralen Metamorphen Komplex im Innern von Kejser Franz Josephs Fjord manifestiert, während die Schlussphase sich hauptsächlich weiter E im Devonareal in

Faltungen, Überschiebungen und Granitintrusionen ausgewirkt hätte und im Zentralen Metamorphen Komplex lediglich die Bildung der postorogenen Marginalgranite veranlasste. Dass die Möglichkeit einer plutonischen Aktivität während der akadischen Phase bis jetzt so wenig in Betracht gezogen wurde, ist darauf zurückzuführen, dass diese infolge des tieferen Niveaus viel weniger aufgeschlossen ist als der Zentrale Metamorphe Komplex, und dass die wenigen Zeugen, die davon vorhanden sind, bis jetzt kurzerhand ins »Kaledon« gestellt wurden. Es ist zu hoffen, dass durch detaillierte Untersuchungen noch weitere Schlüsselstellungen, ähnlich dem Kap Franklingebiet, auch im Hudson Land und am Nordhoeks Bjerg nachgewiesen werden und damit Schlüsse auf die Verhältnisse in der Tiefe unter dem heutigen Devonareal gezogen werden können.

e) Liverpool und Canning Land: Es sei kurz auf die Verhältnisse im Liverpool und Canning Land hingewiesen. Für die jüngsten Granite des Liverpool Landes, die Hurry Inlet Granite, hat KRANCK (1935) ein devonisches Alter postuliert. Er vermutete dies aus der Tatsache, dass sie von einem Oldred-artigen Konglomerat überlagert werden und aus Analogie mit den »newer granites« in Schottland. Wenn KRANCKS Vermutung zutrifft, so lägen auch im Liverpool Land devonische Granite, Gneise und Migmatite vor. Der Hurry Inlet Granit gleicht den Kap Franklin Graniten in Färbung (rötlich bis weiss) und Textur (gleichmässig feinkörnige, porphyrisch grobkörnige und grobkörnig porphyrtartige Ausbildung). Dagegen sind im Unterschied zum Kap Franklingebiet die Hurry Inlet Granite fast frei vom Einfluss einer Deformation und der Plagioklas ist basischer (28—44 % An). Chemisch passen die Hurry Inlet Granite, wie auch die übrigen Granite aus dem Liverpool Land gut in die Reihe der übrigen kaledonischen granitischen Gesteine Zentralostgrönlands (s. Variationsdiagramm Fig. 14).

Als nördlichste Fortsetzung des Liverpoolkristallins treten im Canning Land nochmals Granite auf (A. NOE-NYGAARD 1937 und H. BÜTLER 1948a). Sie durchsetzen in der Umgebung von Kap Wardlaw gefaltete Sedimente der Eleonorebayformation. In petrographischer Hinsicht ist der Kap Wardlaw Granit den Kap Franklin Graniten ähnlich. Die Anteile der Hauptgemengteile sind etwa gleich, nur hat der Plagioklas auch hier wieder einen höheren An-Gehalt (22—30 %). Grössere Übereinstimmung mit dem Kap Franklingebiet weisen die Aplitgänge (Alaskite) auf, bei denen der An-Gehalt 8 % beträgt. Die beiden Granitanalysen (NN. 368 und 1114) aus dem Canning Land (s. Variationsdiagramm) passen wiederum gut in die Reihe der übrigen Werte.

Spät- und synkaledonische Granite

Nr.	Q	L	M	Ru	Cp	Sp Hz + C	π	k	γ
K.IV	33,0	44,7	19,9	1,0	1,4	—	0,36	0,42	0,13
K.V	34,8	45,7	16,8	0,9	1,8	—	0,30	0,29	0,13
K.VI.....	38,5	48,0	12,4	1,1	—	—	0,28	0,31	0,18
JH.146.....	44,3	42,0	12,6	0,7	0,4	—	0,23	0,36	0,07
KF.570	46,7	40,7	9,9	0,7	0,3	1,7	0,17	0,41	—
JH.780.....	49,1	42,3	4,4	0,7	0,5	3,0	0,22	0,42	—
NN.1114	47,7	43,2	8,2	0,4	0,5	—	0,14	0,19	0,30
K.VIII,1	54,0	36,5	2,8	0,3	0,9	5,5	0,16	0,45	—
JH.629.....	51,4	41,2	4,1	0,3	0,2	2,8	0,12	0,33	—
JH.788.....	52,4	45,6	1,3	—	0,2	0,5	0,21	0,19	—
JH.652.....	50,6	44,9	2,7	0,2	—	1,6	0,11	0,38	—
JH.265.....	53,4	38,9	2,1	0,2	0,4	5,0	0,14	0,43	—
NN.368	52,2	40,0	5,3	0,3	0,6	1,6	0,09	0,53	—
GW.70	51,4	42,4	6,2	—	—	—	0,08	0,08	0,35
B.1424	51,5	42,1	4,3	0,2	0,6	1,3	0,08	0,40	—
K.IX,2	54,4	39,6	2,7	0,3	0,6	2,4	0,16	0,47	—
JH.643.....	52,4	42,4	3,9	0,1	—	1,2	0,09	0,45	—
K.IX,1	54,7	38,0	3,4	0,1	0,6	3,2	0,12	0,46	—
JH.21.....	53,3	42,7	3,8	0,2	—	—	0,11	0,43	0,10
JH.688.....	55,5	42,2	1,8	0,2	—	0,3	0,19	0,18	—
KF.112	52,7	43,8	2,5	0,3	0,7	—	0,04	0,48	0,17
B.39	54,8	40,9	1,2	0,1	0,3	2,7	0,06	0,53	—
B.1351	55,1	40,2	0,8	0,2	0,4	3,3	0,06	0,53	—
B.1349	55,5	37,2	1,2	0,2	1,1	4,8	—	0,55	—
B.1328	55,2	39,4	0,4	0,2	0,4	4,4	0,04	0,55	—
B.211	54,2	44,4	1,4	—	—	—	0,01	0,51	—
B.189	58,6	38,8	1,65	0,05	0,5	0,4	0,01	0,62	—

- B. 39 BACKLUND 1932, p. 91 rosagesprenkelter Zweiglimmergranit (wohl postorogen), Clavering Ø.
- B. 189 — p. 101 Granophygranit (mittel- bis oberdevonisch), Högboms Bjerg (Moskusoksefjord).
- B. 211 — p. 101 roter Granit, La Cours Bjerg (Moskusoksefjord).
- B. 1328 — p. 91 grauweisser, glimmerarmer Granit (Marginalgranit), S-Ufer Kempes Fjord.
- B. 1349 — p. 91 hellgrau bis weisser Zweiglimmergranit (Marginalgranit), Forsblads Fjord.
- B. 1351 — p. 91 rosagesprenkelter Zweiglimmergranit (Marginalgranit), S-Ufer Forsblads Fjord.
- B. 1424 — p. 91 Zweiglimmergranit, Ättestupan (Kejser Franz Josephs Fjord).
Albitgranit, Knaekdalen.
- GW. 70 WENK (unpubl.) weisser Biotit-Monzonitgranit, Renbugten.
- JH. 21 HALLER 1953, p. 143 porphyrtiger Granodiorit, Kap Madeleine.
- JH. 146 — p. 146 postorogener Granit, Grejsdalens.
- JH. 265 HALLER (unpubl.) Biotit-Granodiorit, Fuss des Payer Gletschers (Kejser Franz Josephs Fjord).
- JH. 629 — — leukokrater Biotit-Monzonitgranit, 3 km WSW Knaekdalensmündung (Kejser Franz Josephs Fjord).

bis Granodiorite Zentral-Ostgrönlands.

mg	qz	si	al	fm	c	alk	Magmatypus
0,54	-15	141	29,5	33,5	23	14	sommaitmonzonitisch
0,52	-4	164	30	31	22	17	normaldioritisch
0,44	+19	195	35,5	24	21,5	19	~ leukopeléitisch
0,61	+46	230	33	30,5	15,5	21	normal quarzdioritisch
0,57	+63	259	36	30	10	24	normal granitisch
0,49	+75,5	274	42,5	17,5	15,5	24,5	normal granodioritisch
0,43	+72	282	37	17,5	18	27,5	leukoquarzdioritisch
0,38	+123	323	44	18,5	12,5	25	normal granodioritisch
0,65	+103	325	42,5	18,5	8,5	30,5	natronrapakiwitisch
0,65	+107	328	47,5	5,5	17	30	si-oligoklasitisch
0,47	+94	332	45	12	8,5	34,5	engadinitgranitisch
0,38	+123	335	46	15,5	10,5	28	rapakiwitisch
0,46	+114	338	40	20,5	8,5	31	rapakiwitisch
0,61	+108	342	39,5	14	13	33,5	normal trondhjemitisch
0,48	+111	345	42	17	7,5	33,5	~ rapakiwitisch bis engadinit-granitisch
0,46	+130	346	44,5	14	12,5	29	yosemitgranitisch
0,56	+117	353	43	16	7	34	engadinitgranitisch
0,21	+135	355	43	17,5	9,5	30	rapakiwitisch
0,27	+129	367	43	12,5	10	34,5	engadinitgranitisch
0,52	+146	374	46,5	7	14,5	32	si-oligoklasitisch
0,63	+130	390	44	8	8	40	alkaligranitaplitisch
0,27	+148	396	47	10	6	37	aplitgranitisch
0,29	+150	398	48	9	6	37	aplitgranitisch
0,36	+154	399	45,5	14	4,5	36	engadinitgranitisch
0,30	+158	402	49,5	9	4,5	37	aplitgranitisch
0,64	+170	402	45,5	3,5	8	43	alkaligranitaplitisch
0,06	+213	485	45	8,5	3,5	43	alkaligranitaplitisch

JH. 652 HALLER (unpubl.)

Biotit-Monzonitgranit, Bocksrietalen (W-Fuss Emilia Bjerg).

JH. 688 — —

Hornblende-Granodiorit, Dicksons Fjord.

JH. 780 — —

Marginalgranit, Goodenoughs Land.

JH. 788 — —

synorogener Granit, Dream Tower.

K. IV KRANCK 1935, p. 67

Granodiorit, Raffles Ø (Liverpool Land).

K.V. — p. 73

Granodiorit, N of Hurry Inlet (Liverpool Land).

K.VI — p. 74

Granodiorit, Kap Smith (Liverpool Land).

K.VIII, 1 — p. 81

Mikroklingranit (»Store Fjord Granit«), Liverpool Land.

K.IX, 1 — p. 87

feinkörniger »Hurry Inlet Granit«, Hurry Inlet (Liverpool Land).

K.IX, 2 — p. 87

grob-porphyrischer »Hurry Inlet Granit«, Hurry Inlet (Liverpool Land).

KF. 112 in dieser Arbeit p. 37

Leukogranit (mitteldevonisch), 1 km NW Kap Franklin.

KF. 570 — p. 37

chloritisierter Biotit-Alkaligranit, Vilddalen (Kap Franklin Gebiet).

NN. 368 NOE-NYGAARD 1937, p. 39

Biotitgranit, Hauptgestein von Kap Wardlaw (Canning Land).

NN. 1114 —

p. 49 hypabyssischer, porphyrischer hellroter Granit, S-Seite Porfyrbjerg, Kap Tyrrell (Canning Land).

f) Marginalgranite des Zentralen Metamorphen Komplexes: WEGMANN (1935) hat die postorogenen Granite der kaledonischen Orogenese auf Grund ihrer tektonischen Stellung als Marginalgranite bezeichnet. Sie sind dadurch gekennzeichnet, dass sie mit Vorliebe in den Randpartien des Zentralen Metamorphen Komplexes in der Abscherungszone zwischen Ober- und Unterbau auftreten (HALLER 1953). Beschreibungen der Marginalgranite finden sich bei N. E. ODELL (1944), W. HUBER (1950), WENK und HALLER (1953) und HALLER (1953). Es sind leukokratische, mässig grob- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite, die Mikroklin und Plagioklas (Albit-Oligoklas) führen. Weitgehende Übereinstimmung mit dem Kap Franklin Gebiet besteht zum Beispiel bei der Probe JH. 269 (HALLER 1953, p. 131). Sie stammt aus einem roten Muskowit-Biotit-Alkaligranit, der jüngere Infiltrationen längs Klüften und diffuse Schlieren in der etwas älteren, verbreiteten weissen Granitgeneration des Grejdsdal-Granits bildet. Die jüngere rote Generation hat eine starke Durchbewegung erfahren. Auf der Junctiondal-Störung treten Granite mit porphyroklastischer Textur auf (HALLER, mündliche Mitteilung), und HUBER (1950, p. 64) beschreibt miarolithische Hohlräume in fleischroten Alkalifeldspatpegmatiten mit gutausgebildeten Orthoklas-, Quarz- und Fluoritkristallen (auch erwähnt bei E. WEGMANN 1935, p. 21). Beides wiederum Analogien zum Kap Franklin Gebiet.

In seiner neuesten Arbeit (1954) beschreibt HALLER eine seltene Varietät des Marginalgranits vom Hamlets Bjerg, die wohl dem von MAYNC (1949, p. 24) im Jakobs Dal (Giesecke Bjerger) beobachteten porphyrischen Granit mit kopfgrossen Feldspateinsprenglingen ähnlich ist. Der Marginalgranit vom Hamlets Bjerg (Goodenoughs Land) ist ein porphyrischer mesokrater Zweiglimmergranit, mit 5—10 cm grossen, idiomorphen Kalifeldspateinsprenglingen, die anhand eingewachsener Biotitblättchen einen zonaren Bau erkennen lassen.

Die Marginalgranite sind ferner charakterisiert durch ihre homogene Ausbildung und geringe Kontaktwirkung. Das letztere trifft meist auch für die Kap Franklin Granite zu. Eine weitere Übereinstimmung besteht in der intensiven Deformation, die beide Vorkommen ergriffen hat. Man vergleiche die auf Fig. 34 in HALLER (1953) dargestellte intensive Ruschelung eines Marginalgranits und die entsprechende Erscheinung im Kap Franklin Granit (Fig. 11). Dieses in HALLERS Arbeit abgebildete Marginalgranitvorkommen ist an die Junctiondalverwerfung geknüpft, die in ihrer Anlage synorogen ist und deren Hauptbewegung sich in spät- bis postorogener Zeit abgespielt hat. Der Marginalgranit dürfte während dieser Hauptbewegung intrudiert sein und stellenweise, wo er lagiges Gefüge zeigt, als Gleithorizont gewirkt haben (HUBER 1950, p. 22). Auch am Kap Franklin sind die Granite während ihrer Intrusion durchbewegt

worden, was aber hier zu einer brekziösen Textur geführt hat. Auch die Marginalgranite der Staunings Alper sind gleichzeitig mit tektonischen Bewegungen (Zerrungsbrüchen) intrudiert (s. E. FRÄNKL 1953¹, p. 47).

Über das stratigraphische Alter der Marginalgranite haben sich bis jetzt die Autoren nicht ausgesprochen. Auch HALLER (1953, p. 188) trifft keine Entscheidung, ob die postorogenen Granite des Zentralen Metamorphen Komplexes mit den devonischen Graniten am Högboms Bjerg zu parallelisieren seien. Doch auf Grund der Beobachtungen vom Kap Franklin ist auch er geneigt seine postorogenen Granite als gleichaltrig mit dem mitteldevonischen Kristallin des Kap Franklins zu betrachten (mündliche Mitteilung).

Chemische Verhältnisse.

In der vorgehenden Tabelle (pag. 44 u. 45) sind die NIGGLI-Werte und Äquivalentnormen nach NIGGLI (BURRI-NIGGLI 1945) aller neueren Analysen von Graniten und Granodioriten der Kaledoniden Zentralostgrönlands eingetragen. Es befinden sich darunter auch noch 7 unpublizierte Analysen aus dem Untersuchungsmaterial Dr. J. HALLERS und Prof. Dr. E. WENKS. Sie wurden mir, wie auch die Neuberechnungen der Normwerte der meisten Analysen aus der Literatur, freundlicherweise von J. HALLER zur Verfügung gestellt. Die beiden Analysen des Kap Franklin Granits (KF. 570 und KF. 112) sind auf p. 37 in dieser Arbeit erstmals publiziert.

Als sinnvollste Darstellungsart hat sich hier das Variationsdiagramm nach NIGGLI erwiesen (s. Fig. 14). Es geht daraus eine erstaunlich konstante lineare Zunahme des alk-Wertes bei steigendem si hervor, obwohl sowohl syn- wie postogene Gesteine von geographisch weit auseinanderliegenden Granitkörpern eingetragen sind. Während der al-Wert ebenfalls konstant zunimmt, so streuen die c und fm Werte beträchtlich.

Die Isofalie ($al = fm \approx 30$) liegt bei $si = 165$. Der überwiegende Teil der analysierten Gesteine gehört auf Grund ihres »Magmatyps« (nach NIGGLI 1936) zur Kalkalkalireihe (pazifische Sippe).

Das gleichmäßig lineare Ansteigen des alk- und in geringerem Masse des al-Wertes zeigt, dass die analysierten Gesteine genetisch miteinander verknüpft sein dürften. Doch kann es sich nicht um ein gemeinsames Stamm-Magma in der Tiefe gehandelt haben. Gegen eine solche Hypothese sprechen die starke Streuung der c und fm Werte und die Feldbefunde. Im Zentralen Metamorphen Komplex treten die synogenen Granite in einzelnen voneinander getrennten Migmatitkörpern (Granitisierungszentren) auf. Letztere liegen in bezug auf den kaledonischen Faltenbau in Zonen axialer Kulmination (HALLER 1953, p. 155).

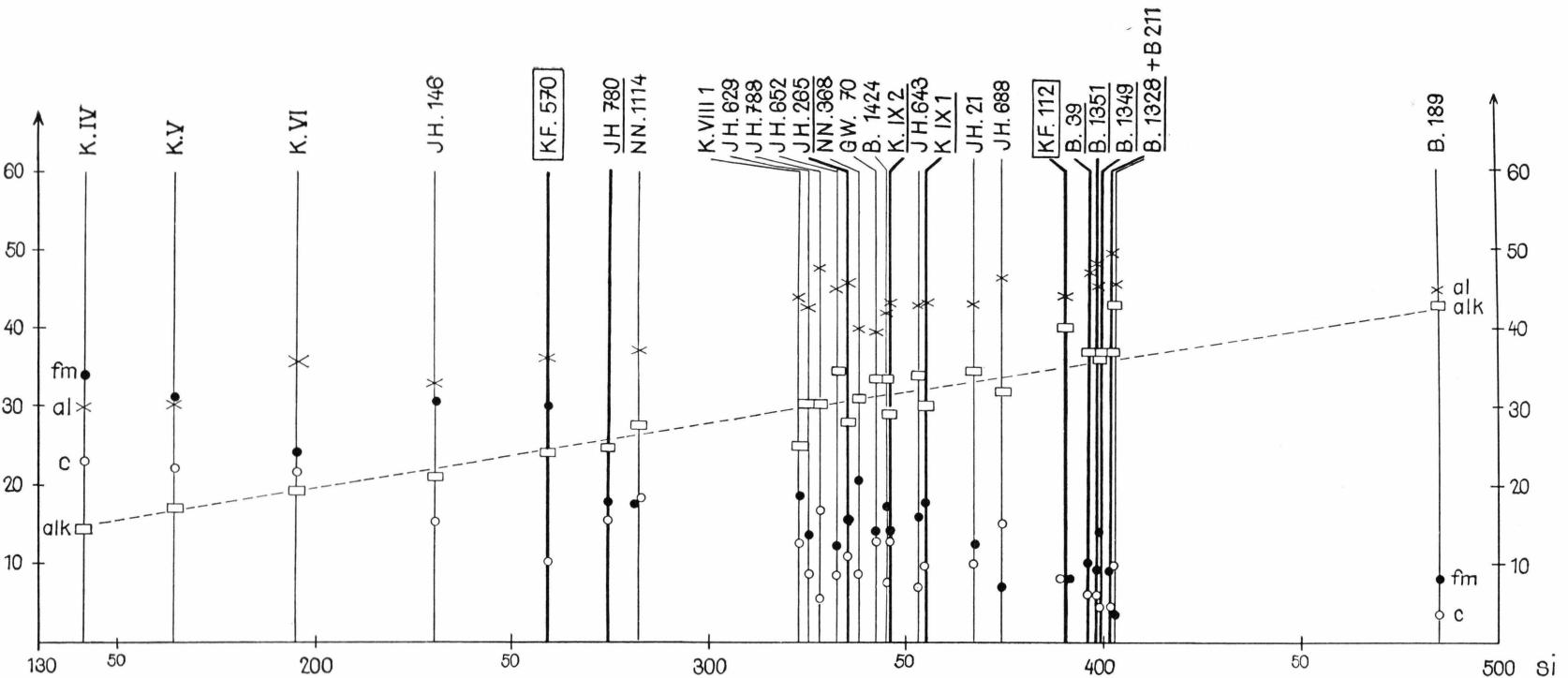


Fig. 14. Variationsdiagramm der Granite und Granodiorite der Kaledoniden Zentral-Ostgrönlands. Die Nummern der beiden neuen Gesteinsanalysen sind eingerahmt, die Nummern der Analysen von Marginalgraniten unterstrichen. Tabelle der NIGGLI-Werte auf Seite 44.

Es fällt auf, dass die Analysenwerte syn- wie postorogener Granite wahllos durcheinanderfallen. HALLER (1953, Fig. 47) glaubte zwar noch im Feldspatdreieck eine Gruppierung syn- und postorogener Granite in zwei Felder nachweisen zu können; diese ist aber durch die neuen Ana-

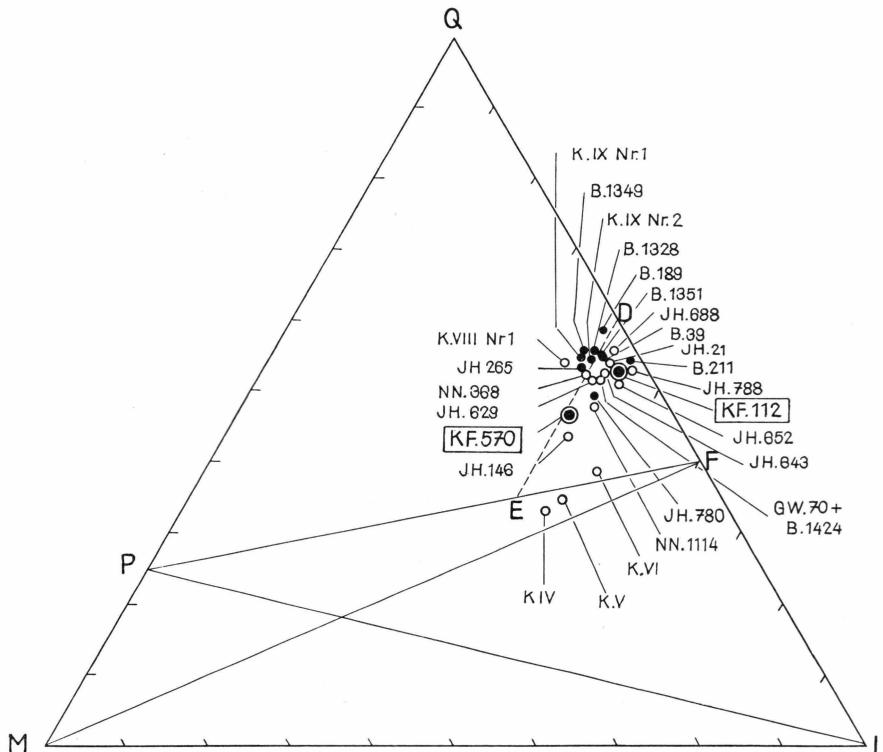


Fig. 15. QLM-Diagramm der Granite und Granodiorite der Kaledoniden Zentral-Ostgrönlands.

lysen hinfällig geworden. Zur Bestätigung sind hier das Feldspatdreieck (Fig. 16) und das QLM-Diagramm (Fig. 15) mit allen in der Tabelle aufgeführten Analysen beigefügt worden. Die Lage der postorogenen Granite wird durch schwarze Punkte und die der synorogenen durch kleine Kreise dargestellt.

Zusammenfassende Bemerkungen.

Aus dem in diesem Kapitel Gesagten lassen sich folgende Schlüsse ziehen: Das Vorkommen devonischer Granite, Granitgneise und Migmatite am Kap Franklin wirft die Frage auf, ob das Kristallin der Giesecke Bjerge, am Nordhoek Bjerg und im Hudson Land ebenfalls devo-

nisches, d. h. spät- bis postkaledonisches Alter besitzt. Für das Kristallin der Giesecke Bjerge kann diese Frage auf Grund der vorliegenden Untersuchungen bejaht werden. Wichtig ist besonders die Tatsache, dass devonische Gneise und Migmatite vorkommen, weil man bisher

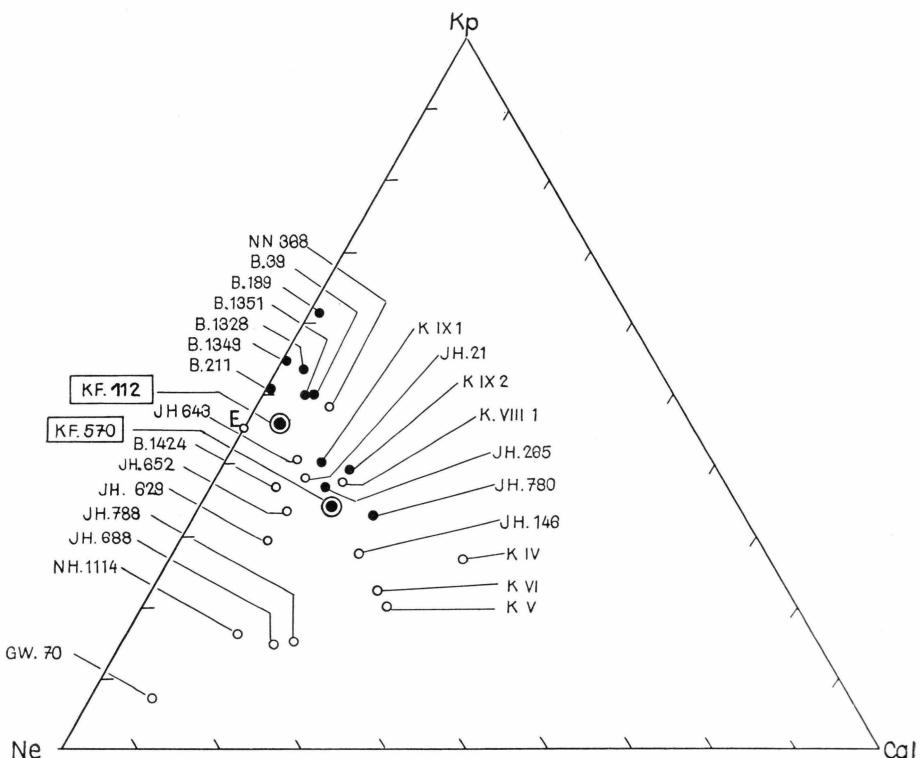


Fig. 16. Kp-Ne-Cal-Diagramm der Granite und Granodiorite der Kaledoniden Zentral-Ostgrönlands.

Kristallinvorkommen von migmatitischem Charakter ins Kaledon stellte.

Der Vergleich der postorogenen Granite im Zentralen Metamorphen Komplex mit dem Kap Franklin zeigt, dass wenigstens die jüngsten der postorogenen Granite (Marginalgranite) wohl ebenfalls als mitteldevonisch anzusehen sind.

Über das Alter der kaledonischen Hauptphase in Zentral Ostgrönland ist bis jetzt nur bekannt, dass sie jünger als die Narhval-sund-Formation (oberstes Canadian nach POULSEN 1951) und älter als Mitteldevon sein muss. Von den Faltungsphasen nach STILLE kommen somit die takonische, ardennische und erische in Frage. KOCH (1934, p. 159) und WEGMANN (1935, p. 49) bezeichneten die Faltung als tako-

nisch. Es kommen aber auch die beiden nächstjüngeren Faltungsphasen in Betracht. Im Hinblick auf die enge Verwandtschaft im Chemismus der synorogenen Granite mit den postorogenen mit zum Teil sicher, zum Teil wahrscheinlich mitteldevonischem Alter erscheint es naheliegend, dass die kaledonische Hauptphase in eine nicht allzu weit vom Mitteldevon zurückliegende Zeit fällt. Von diesem Gesichtswinkel aus betrachtet erscheint es wahrscheinlicher, dass die gegen Ende Silur erfolgten ardennisch-erischen Phasen vorliegen.

RHYOLITHE

Einleitende Bemerkungen.

Die Rhyolithe des Kap Franklin Gebiets sind bereits von BACKLUND und MALMQVIST (1935) petrographisch beschrieben worden. Allerdings wurden sie von BACKLUND damals noch irrtümlicherweise ins Tertiär gestellt und als »saure Spaltungsreihe der Nordostgrönländischen Basaltformation« aufgefasst. Die Untersuchungen von VISCHER und MAYNC im Jahre 1938 haben ergeben, dass die Rhyolithe devonisches Alter besitzen und RITTMANN (1940) wies auf die grosse Übereinstimmung mit den mittel- bis oberdevonischen Rhyolithen des Canning Landes (beschrieben in NOE-NYGAARD 1937) hin. Die Vorkommen und geologischen Verbandsverhältnisse der Rhyolithe des Kap Franklin Gebiets sind bereits bei H. BÜTLER (1954) ausführlich beschrieben und in zahlreichen Abbildungen dargestellt worden, sodass wir uns hier auf die petrographischen Angaben beschränken können.

Die Rhyolithe sind jünger als die Granite, mit Ausnahme vereinzelter Einschlüsse im Granit (z. B. im Villedalen, s. Fig. 4), die kontinuierlich in den Granit übergehen und bei denen man sich fragen kann ob es sich nicht eher um gleichaltrige Schlieren als um spätere Gänge handelt. Die Rhyolithe besitzen mit ihrer ziegelroten Färbung und der gelegentlich auftretenden granophyrischen Struktur eine gewisse Verwandtschaft mit den Graniten. Es ist anzunehmen, dass die ersten Rhyolithe kurz nach oder noch während der Platznahme der Granite gebildet wurden; jedenfalls müssen bereits ausgedehnte Rhyolithkörper vorhanden gewesen sein als die Kap Franklin Serie abgelagert zu werden begann, denn deren Basis besteht zur Hauptsache aus Rhyolithtrümmern. Die Hauptphase der Rhyolithe fällt in die Zeit der Kap Franklin Serie, denn mehrere Rhyolithdecken sind dieser Serie eingelagert und die Basis wird von Rhyolithgängen, den Zuführkanälen dieser Decken, durchbrochen. Vereinzelte Rhyolithgänge durchsetzen die Margrethedadalserie, die auch Tuff- und Tuffithorizonte enthält. Es muss sich der devonische Vulkanismus des Kap Franklingebiets auch noch in diese Zeit hinauf erstreckt haben. Nirgends wurden Gänge angetroffen, die jünger wären als die permische Transgression.

Die einzelnen Rhyolithvorkommen.

Die Rhyolithvorkommen und geologischen Verbandsverhältnisse sind bereits durch H. BÜTLER (1954) ausführlich beschrieben worden. Die einzelnen Vorkommen sind in der Kartenskizze (Pl. V) in dieser Arbeit eingetragen. Die Reihenfolge, in der sie nachfolgend beschrieben sind, ist die gleiche wie in BÜTLERS Arbeit.

Südseite von Huitfeldts Bjerg.

Oestliches Rhyolithvorkommen (vgl. Fig. 4 und 5, Tafel VIII in BÜTLER, 1954).

Die linke Talseite des unteren Randböldals wird zuunterst von einem Rhyolithzug gebildet, der etwa 5 km weit verfolgbar ist. Er fällt schwach bergseits ein. Die Rhyolithe sind teilweise braunrot gefärbt mit über 5 mm grossen, ziegelroten Sanidin- und schwarzen runden Quarz-Einsprenglingen (auf Pl. V mit grossen Punkten angedeutet). Diese braunroten Rhyolithe werden gegen Westen, immer noch innerhalb des gleichen Rhyolithzugs, von frisch hellgrauen und verwittert intensiv gelbbraunen Rhyolithen mit nur mm grossen Einsprenglingen abgelöst. Die diskordante Endigung im Westen und die Grösse der Einsprenglinge wie auch die mikroskopisch erkennbare mittelkörnige Ausbildung, die ein etwas gröberes Korn als der Durchschnitt der Rhyolithe aufweist, deuten darauf hin, dass es sich bei diesem unteren Rhyolithzug wohl um eine intrusive Bildung handelt, im Gegensatz zu später behandelten Vorkommen, die sicher als Oberflächenergüsse gedeutet werden können.

Der untere Rhyolithzug wird von Brockentuffen, Rhyolithkonglomeraten und Sandsteinen überlagert. Es muss also nach dessen Bildung eine Periode der Abtragung und Ablagerung fluviatiler Sedimente eingesetzt haben (s. Profile Fig. 5 lit. cit.). Darüber folgt dann wieder eine Rhyolithzone. Sie fällt von weitem auf durch intensiv karminrote, orange und grüne Farbtöne infolge intensiver Zersetzung. Diese oberen Rhyolithe sind weiterhin durch lagige und sphärolithische Texturen charakterisiert, wobei beobachtet werden kann wie Fremdeinschlüsse (Tuffbrocken) stromlinienförmig von lagigem Rhyolith umflossen werden. Unter dem Mikroskop zeigen diese Rhyolithe recht feinkörnige mikrosphärolithische Strukturen. Der ganze Zug stellt eine flache Platte dar mit nur geringen Schwankungen in der Mächtigkeit (s. Fig. 2, Tafel 3, in BÜTLER 1949). Die Biegung nach aufwärts am Westrand des Vorkommens ist auf spätere Verfaltung zurückzuführen, da sie auch von der jüngeren Randbölserie mitgemacht wird. Alle diese Anzeichen sprechen dafür, dass dieser obere Rhyolithzug eine Ergussdecke darstellt, die eine starke autometamorphe Umwandlung erlitten hat.

Das Rhyolithvorkommen das zwischen dem 4. und 5. Seitenbach des Randböldals ansteht und gegen oben von der permischen Transgressionsfläche überlagert wird, stellt die Fortsetzung des unteren Rhyolithzugs dar. Auch hier kommt zum Teil wieder die braunrote Rhyolithvarietät mit den grossen Einsprenglingen vor. Am Westrand stecken noch einige Gänge in den Sandsteinen der Vildtalserie.

Westliches Rhyolithvorkommen: Weiter hinten im Randböldal, etwa ein km talabwärts vom Pseudovulkan P. 170, steht ein steil nach W einfallender Rhyolithzug an, der konkordant in den Sandsteinen der Vildtalserie steckt. Diese Rhyolithe führen wenig und nur kleine Einsprenglinge, meist von dunklem Quarz, und sind intensiv zersetzt (beige bis blass rosa Farbtöne). Ihre Fortsetzung befindet sich auf der andern Talseite an der N Seite des Saxos Bjerges (s. nächster Abschnitt).

Nordseite des Saxos Bjerge.

Oestliches Rhyolithvorkommen (vgl. Fig. 6., 7 und 10 in BÜTLER 1954).

Die geologischen Verhältnisse auf der rechten Seite des unteren Randböldals zeigen eine deutliche Analogie mit den vorgehend beschriebenen auf der gegenüberliegenden Talseite. Zuunterst stehen wieder braunrote Rhyolithe mit grossen Einsprenglingen an, die auch mikroskopisch mit jenen der gegenüberliegenden Talseite ähnlich sind. Die Grundmasse ist mikrogranophyrisch auskristallisiert. Die Körnigkeit befindet sich an der Grenze von fein- zu mittelkörnig (mittlerer Korn-durchmesser ca. 0,05 mm). Über diesen untersten Rhyolithen folgen etwas heller gefärbte Rhyolithe mit nur bis mm grossen Einsprenglingen (Porphyrr »P₂« in Fig. 7 und 1c in Profil III, Fig. 6, lit. cit.). Die Grenze ist stellenweise durch ein grobblockiges Konglomerat markiert. Am Westende dieser Rhyolithe »P₂« herrschen komplexe Verhältnisse. Die Lokalität befindet sich auf der Rippe zwischen dem 4. und 5. rechten Seitenbach des Randböldals. Die Rhyolithe »P₂« sind grünlich zersetzt und zu einem grossen Teil durch Gehängeschutt zugedeckt. Der disjunkte Kontakt mit dem Nebengestein ist aber in einer kleinen Runse zwischen dem 4. und 5. Seitenbach aufgeschlossen. Außerdem stecken dort mehrere, zum Teil senkrecht stehende, zum Teil flach einfallende Gänge in der Vildtalserie. Sie entsprechen petrographisch den Gesteinen die das Westende des Rhyoliths »P₂« bilden, nur dass sie im frischem Zustand erhalten sind. Es sind ziegelrote und schlierenweise braunviolette Rhyolithe mit feinkörniger Grundmasse, die eine gewisse Tendenz zu mikrogranophyrischer Struktur zeigt. Typisch sind Säume um die Quarzeinsprenglinge, ähnlich wie bei einem Gang auf der Südseite des Saxos-

bjergs (s. weiter unten). Es ist naheliegend, die beiden bisher beschriebenen Rhyolithhorizonte mit dem unteren Rhyolithzug auf der andern Talseite zu parallelisieren. Auch die nächsthöheren Rhyolithzonen »P₃« und »P₄« weisen ihrerseits weitgehende Analogien mit dem obren Rhyolithzug auf der linken Talseite auf. Sie überlagern die untern Horizonte diskordant und werden am Westende aufwärts gebogen. In »P₃« kommen lagige und im oberen Teil sphärolithische Rhyolithe vor, mit grünen bis roten Verwitterungsfarben. Eine frische Probe lässt unter dem Mikroskop eine fein granophyrische bis sphärolithisch auskristallisierte Grundmasse erkennen. Im Rhyolith »P₄« treten grobsphärolithische Texturen auf. Aus diesen Kennzeichen, sowie aus der konkordanten Wechsellagerung mit Tuffen, Tuffiten und fluviatilen Sedimenten (s. BÜTLER loc. cit.) lässt sich schliessen, dass es sich bei diesen beiden oberen Rhyolithen wiederum um Oberflächenergüsse handelt.

Westliches Rhyolithvorkommen (s. Tafel 2, BÜTLER 1949 und Fig. 10, BÜTLER 1954).

Das westliche Rhyolithvorkommen auf der rechten Talseite im hinteren Randböldal bei der Talgabelung ist vor allem durch seinen hohen Zersetzunggrad charakterisiert. Die intensiv gelben, rosa, rotbraunen und braunvioletten Verwitterungsfarben fallen von weitem auf. Nur an der E Seite des steil nach W einfallenden Vorkommens ist das Gestein einigermassen frisch. Es kommt hier wieder die braunrote Varietät mit grossen Einsprenglingen vor, die sich auch zuunterst im vorderen Randböldal findet. Im übrigen sind die Rhyolithe gleich wie die der gegenüberliegenden Talseite ausgebildet, mit denen sie wohl unter den Schottern des Randböldals hindurch in Verbindung stehen. Wahrscheinlich gehören diese Rhyolithe im hinteren Randböldal in die gleiche Phase wie die unteren Rhyolithe (»P₁« und »P₂«) im vorderen Randböldal mit der sie in Lagerung (leichte Diskordanz mit der Vildtalserie) und petrographischer Ausbildung mehr Analogien aufweisen, als mit den dortigen oberen Rhyolithen. Doch kann dies nicht sicher entschieden werden. BÜTLER ist geneigt sie mit den oberen Rhyolithen zu parallelisieren.

Die Rhyolithe im obersten Margrethedal:

Am NW Fuss des Saxos Bjergs auf beiden Seiten des hintersten Randböldals steht noch ein Rhyolithvorkommen mit einer gewissen Verbreitung an. Es sind ziegelrote Rhyolithe mit wenigen kleinen Einsprenglingen. Unter dem Mikroskop lässt sich eine gleichmässig mittelkörnig auskristallisierte Grundmasse erkennen. Auf BÜTLERS Karte 1:100.000 ist das Vorkommen als NNE streichender Gang eingetragen, eine Auffassung, die aber aus dem Feldeindruck nicht ohne weiteres hervorgeht.

Auf der südlichen Talseite ist vereinzelt in der Rhyolithmasse eine senkrecht stehende säulige Absonderung feststellbar, ein Hinweis, dass es sich bei diesen Rhyolithen eher um den oberen Teil einer flachen Aufwölbung handelt als um einen senkrecht stehenden Gang. Doch lässt sich anderseits auf der Südseite des Tales, Westgrenze des Vorkommens, beobachten wie die Rhyolithe die flach liegenden Devonsandsteine durchbrechen (BÜTLER).

Südseite des östlichen Saxos Bjerges.

(Vgl. Fig. 9 in BÜTLER 1954).

Die oberen Rhyolithe am N-Abhang des östlichen Saxos Bjergs kommen auch am S-Hang wieder zum Vorschein. Südlich P. 940 m ist eine braunrote Varietät mit wenigen und kleinen Einsprenglingen anstehend, während die Felsköpfe E P. 940 von weithin sichtbaren, weiss bis gelb anwitternden Rhyolithen gebildet werden. Im ersten linken Seitenbach des Vilddals findet sich ein gangartiges Vorkommen feinkörniger grauer Rhyolithe. Auf der W-Seite dieses Bachs steht die Vildtalserie an, während die E-Seite des Bachs von diesen grauen Rhyolithen gebildet wird. Leider ist am E-Hang des Saxos Bjergs der untere Teil stark von Gehängeschutt bedeckt, sodass es schwierig ist zu entscheiden, ob eine Verbindung mit den unteren Rhyolithen am Nordhang des E Saxos Bjergs besteht.

Eine vereinzelte N—S gerichtete Rippe aus grauen Rhyolithen mit mittelgrossen Einsprenglingen und grell gelbbrauner Anwitterungsfarbe befindet sich an der Küste E des Saxos Bjergs, ca. 1 km S der norwegischen Fangsthütte. Petrographisch gleicht dieses Vorkommen deutlich den oberen Rhyolithen am Saxos Bjerg. Auf BÜTLERS Karte ist das Vorkommen als gangförmig mit den grauen Rhyolithen im ersten linken Seitenbach des Vilddals in Verbindung stehend dargestellt worden. Diese Verbindung ist aber infolge der starken Schuttbedeckung nicht beweisbar. Die starke Durchsetzung mit N—S gerichteter Klüftung lässt auch die Vermutung zu, dass das Vorkommen einen Teil des oberen Rhyolithniveaus darstellt, der an den zahlreichen postdevonischen N—S Brüchen auf Meeresniveau abgesenkt worden ist.

Auf der linken Talseite des Vilddals stecken eine Reihe von E—W gerichteten Gängen, die einander im Streichen ablösen. Der hinterste dieser Gänge fällt steil bergwärts ein und seine Mächtigkeit, die oben etwa 50 m erreicht, nimmt keilförmig nach unten ab. Es ist ein gelbrötlicher Rhyolith, der unter dem Mikroskop eine mittelkörnige granophyrische Struktur aufweist. Die Sanidineinsprenglinge überschreiten 1 cm, weshalb das Vorkommen auf der Kartenskizze Pl. V mit grossen Punkten markiert worden ist. Der nächstöstliche Gang besitzt eine etwas dunklere,

karminrote Anwitterungsfarbe. Weiter vorne im Tal treten wieder Rhyolithgänge mit helleren, gelbroten und beige Farbtönen auf. Auch hier im 5. (zweiarmigen) Seitenbach kann beobachtet werden, dass der Gang im Bachseinschnitt selbst schmäler ist als am Talhang (Fig. 17).

Petrographisch unterscheiden sich diese Gänge nicht von den übrigen Rhyolithen. Ein Dünnschliff aus der Randpartie eines Ganges zeigt eine unregelmässig, meist feinkörnig auskristallisierte Grundmasse mit Einsprenglingen von Quarz, Sanidin und Albit. Eine Probe aus dem Zentrum eines Ganges ist vor allem dadurch charakterisiert, dass die Einsprenglinge von Säumen umgeben sind. Quarz ist von feinbestäubter Quarzsubstanz umwachsen, die gleich wie das Korn selbst auslöscht, während Sanidin von Kränzen radial auskristallisierter, ursprünglich glasiger braunroter Substanz (wohl Kalifeldspat) umringt ist. Es besteht dadurch eine gewisse Ähnlichkeit mit den Gängen am W Ende der E Rhyolithe an der S Seite des Randböldals.

In der Gegend der obigen Gänge durchsetzt auch ein Gang die Vildtalserie, der nur aus extrem feinkörnig auskristallisierter Quarzsubstanz besteht.

Der Osthang des Knuden zwischen Vilstdal und Kap Franklin Verwerfung.

Im Dreieck zwischen dem Vilddal, der Kap Franklin Verwerfung und der Küste treten nur vereinzelte wenig bedeutsame Rhyolithvorkommen auf. Es handelt sich hier durchwegs um intrusive Bildungen mit Ausnahme der Rhyolithe mit Tuffzwischenlagen direkt unter dem Permiveau SW unterhalb des Knuden im obersten Franklindal. Diese sind charakterisiert durch ein blasiges Gefüge, das sich bereits makroskopisch beobachten lässt. Es sind ziegelrote Rhyolithe mit zahlreichen Hohlräumen, die innen von Quarzkriställchen ausgekleidet sind. Eine dunkelviolette Probe zeigt im mikroskopischen Bereich eine Art blasiger Struktur, die durch eine sehr feinkörnige Grundmasse gebildet wird. Das Innere der fluidal angeordneten blasigen Hohlräume wird von einem mittelkörnigen Quarzpflaster ausgefüllt, wobei die Grenze durch Eisenoxydbestäubung markiert ist. Die bis 3 mm grossen Einsprenglinge sind willkürlich über das feinkörnige blaue Skelett, wie über die mehr grobkörnigen Blasenfüllungen verteilt. Einige der Blasen sind durch Calcit-Einkristalle ausgefüllt, und die Kalifeldspateinsprenglinge fleckenweise im Calcit umgewandelt. Ein ähnliches blasiges Gefüge wurde einzig noch in den grossen Rhyolithdecken beiderseits von Bach »m« am Ufer von Kejser Franz Josephs Fjord und an Geröllen in einem Konglomerat zwischen den unteren und oberen Rhyolithen etwas SW der Kap Franklin Verwerfung angetroffen. Es sind demnach die Rhyolithe im obersten Franklindal mit den unteren Rhyolithen oder dem darüberliegenden

Tuffhorizont im Gebiet SW der Kap Franklin Verwerfung zu parallelisieren.

Bei den übrigen, intrusiven Rhyolithvorkommen am E Hang des Knuden handelt es sich um beige bis ziegelrote und dunkelviolette Gesteine, die von den bisher und nachfolgend beschriebenen Rhyolithen nicht wesentlich verschieden sind. Einzig beim flachen Gang auf dem Vildbjerggrat besteht eine gewisse Ähnlichkeit mit der vorgehend beschriebenen blasigen Struktur beim Rhyolithvorkommen im obersten

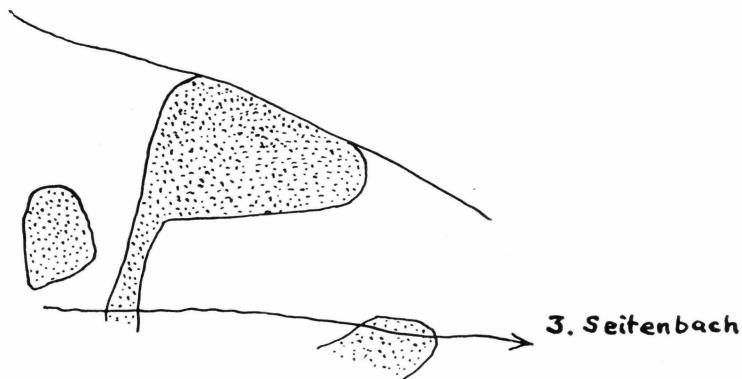


Fig. 17. Querschnitt durch einen Rhyolithgang in der dritten Seitenunse auf der linken Seite des Vilddalen.

Punktiert: Rhyolithgänge, weiss: Vildtalserie.

Franklindal, sodass ein Zusammenhang mit diesem vermutet werden kann.

Ein Rhyolith mit schiefriger Textur tritt an der Grenze Granit mit Vildtalserie an zwei Höckern am Knuden ESE Grat auf circa 750 m Höhe, auf. Diese schiefrige Absonderung folgt der oft stark gebogenen Fluidaltextur und hat auch eine nachträgliche Differentialbewegung erfahren, denn die Schieferflächen weisen zum Teil eine deutliche Streimung auf.

Unweit NE der Kap Franklin Verwerfung durchsetzt ein verzweigter Rhyolithgang mit Unterbrüchen die Sandsteine der Vildtalserie und, weiter unten gegen das Kap Franklin zu, auch die Granite. Auch 1,5 km N Kap Franklin und im Granitvorkommen im Vilddal treten Rhyolithe auf, die, wie schon in der Einleitung zur Besprechung der Rhyolithe erwähnt, graduell in den Granit übergehen. Vermutlich sind sie noch während der Erstarrung des Granits eingedrungen. Unter den Dünnschliffen der Sammlung VISCHER befindet sich auch ein mittelkörniger Granophyr (V. Gr. 147) von einer Stelle auf Kote 200 m NW Kap Franklin. Hier liegt also ein Übergangsglied zwischen Graniten und Rhyolithen vor.

Die Südseite des Knuden.

Am S Hang des Knuden und im Knudedal nehmen die Rhyolithe wieder eine grössere Verbreitung ein. Es handelt sich überwiegend um flachliegende, zur Kap Franklin Serie gehörige Lagen, die zum Teil durch Tuff und Sedimentzwischenlagen voneinander getrennt sind (vgl. Fig. 18). Sie überlagern im W gegen das Knudedal hin direkt die Vildtalserie und mehr im E gegen die Kap Franklin Verwerfung zu, die aus Konglomeraten und Sandsteinen bestehende Basis der Kap Franklin Serie.

Das Basiskonglomerat der Kap Franklin Serie enthält massenhaft Rhyolithgerölle, was beweist, dass vor der Bildung der im S-Hang des Knuden anstehenden Rhyolithe bereits Rhyolithe vorlagen. Unter den Komponenten der Konglomerate trifft man häufig die braunrote Varietät mit zahlreichen grossen (> 5 mm) Einsprenglingen, die anstehend nur im Randbäldal vorkommt (auf Pl. V durch gröbere Punkte von den gewöhnlichen Rhyolithen unterschieden).

Rhyolithniveau 1:

An der Küste 1 bis 2 km W von Kap Franklin durchbricht ein mächtiger Gang die Kap Franklin Serie (s. Fig. 18). Er steht mit den flachen Rhyolithhorizonten 1 auf der Skizze im Zusammenhang und ist als deren Fördergang zu betrachten. Besonders in den Randpartien sind metamorphe Sandsteineinschlüsse und Partien des Rhyolithkonglomerats in diesem Rhyolithgang eingeschlossen, sodass sich oft recht komplexe Verbandverhältnisse ergeben. Bereits in VISCHERS Sammlung befindet sich eine Rhyolithbrekzie von jener Stelle (V. Gr. 347), bei der nussgrosse Rhyolithstücke in einem hellblaugrauen Rhyolithzement liegen, der reichlich von Calcit durchsetzt ist. Gegen W dehnt sich diese Rhyolithmasse in Form einer flachen, gegen 100 m mächtigen Masse bis gegen das Knudedal aus. Am W Ende und auch in einem vom zweiten Bach W Kap Franklin freigelegten Fenster liegt sie direkt der Vildtalserie auf. An der Stelle 1a befindet sich eine pilzförmige Aufwölbung, deren mutmassliche Verbindung mit den übrigen Vorkommen des Rhyolithniveaus 1 infolge Überdeckung durch die nächsthöhere Rhyolithlage 2 nicht sichtbar ist. Doch wird hier auch dieses isolierte Vorkommen 1a infolge seiner analogen Stellung im Küstenprofil wie die über Camp 1 befindlichen Rhyolithe des Niveaus 1 ebenfalls zu diesem Niveau gerechnet. Diese pilzförmige Aufwölbung ist dadurch charakterisiert, dass deren Dach als Eruptivbrekzie ausgebildet ist. Die einzelnen Komponenten erreichen mehrere dm Durchmesser und stecken in einem hellgrünen tuffitischen Bindemittel (ausführlicher beschrieben bei BÜTLER 1954, pp. 78/79). Die Eruptivbrekzie ist fest mit dem darunterliegenden Rhyolith verbunden. Wahrscheinlich ist der Rhyolith als Lagergang in

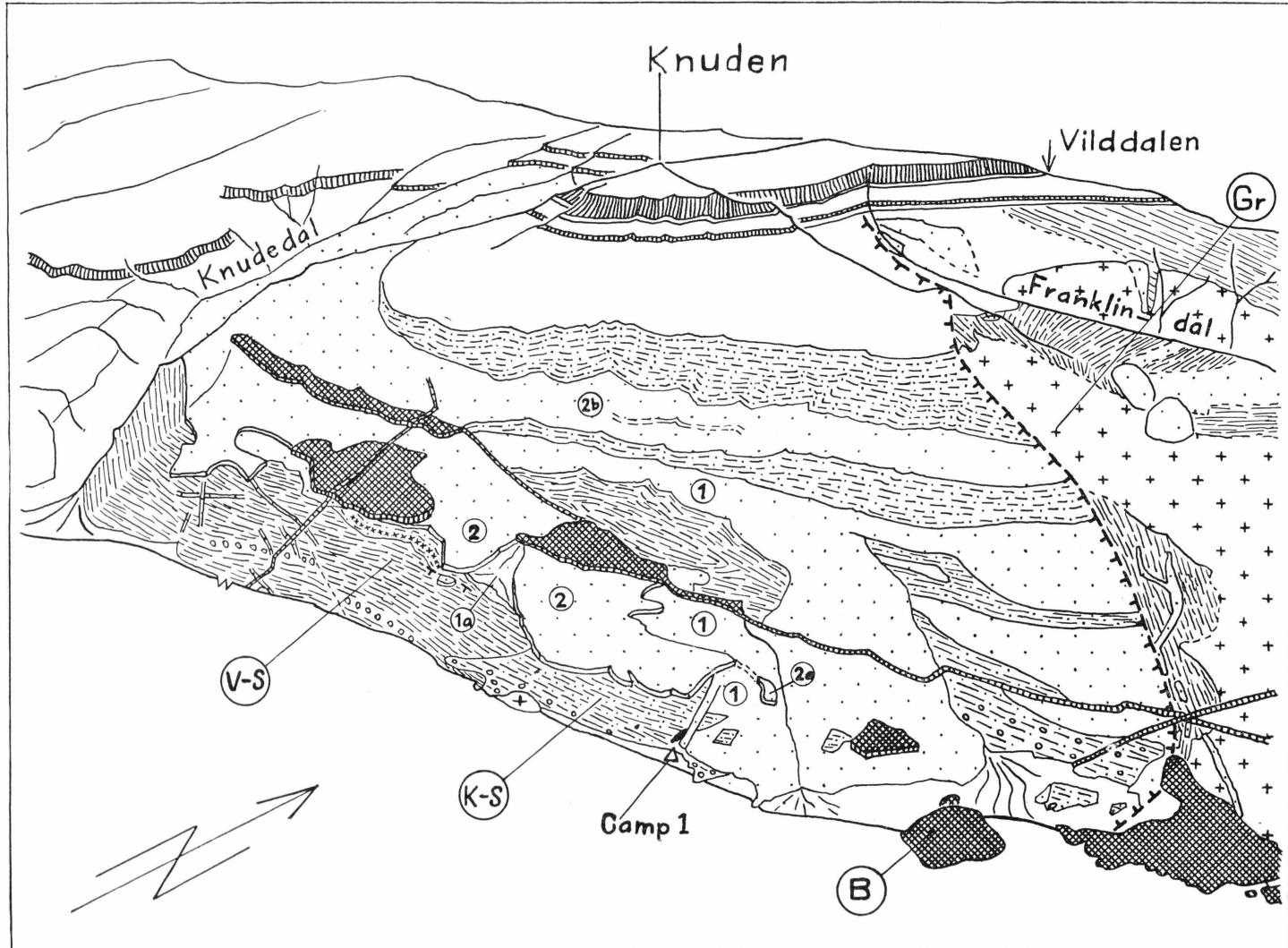


Fig. 18. Geologisch-Perspektivische Skizze der S-Seite des Knuden (nach Tafel IX in BÜTLER 1954 gezeichnet).
 Gr (Kreuze): Granit; punktiert: Rhyolith; B kreuzschraffiert und querschraffiert: Basaltgänge; V-S gestrichelt: Vildtalserie;
 K-S Striche und Punkte: Kap Franklin Serie. Mit den Nummern sind zwei Systeme von Rhyolithdecken, ein unteres (1, 1a) und ein
 oberes (2, 2a und 2b) unterschieden worden.

eine bereits bestehende Tuffserie eingedrungen, die durch spätere Abtragung wieder weggeschafft wurde, denn jetzt wird an jener Stelle der untere Rhyolithlagergang 1 meist direkt vom Rhyolithhorizont 2 überlagert, bei dem es sich um eine Ergussdecke handelt. Nur sporadisch treten Tuffrelikte zwischen den beiden Rhyolithhorizonten auf.

Petrographisch sind die unteren Rhyolithe charakterisiert durch ihren frischen Erhaltungszustand, die braunrote Färbung und die grosse Zahl der mittelgrossen (ca. 3 mm) Einsprenglinge. Quarz ist von zahlreichen, Hämatit führenden, Rissen durchsetzt. Auch treten Chlorit-Pseudomorphosen auf (umgewandelter Plagioklas?). Die Proben aus dem Rhyolithdurchbruch sind braunviolette bis karminrote Gesteine, die sich von den übrigen Rhyolithvorkommen nicht unterscheiden. Ein senkrechter Gang am W-Ende des Durchbruchs und andere Stellen sind grau gefärbt. Die Grundmasse ist mittel- bis feinkörnig auskristallisiert, die buchtig begrenzten Quarzeinsprenglinge sind bei einigen Proben von der W Seite des Rhyolithdurchbruchs randlich durchsiebt, und die Grundmasse enthält skelettartige, wirr verzweigte Quarzeinkristalle.

Rhyolithniveau 2:

Auf Fig. 18 sind mit 2, 2a, 2b die Relikte eines oberen Rhyolithhorizonts markiert, der den vorgehend besprochenen überlagert. Diese Auflagerung erfolgt am S Rand des Vorkommens über »Camp 1« meist direkt. Nur sporadisch trennt eine wenig mächtige Tufflage die beiden Rhyolithe. Es sind hellgrüne, dichte Gesteine mit dunkelgrünen und karminroten Flecken, Feldspattrümmern und Rhyolithbruchstücken. Wo diese Tuffe fehlen ist der Kontakt der Rhyolithdecke 2 durch die sphärolithische Ausbildung markiert. Besonders am isolierten Erosionsrelikt (Outlier), unmittelbar W des zweiten Bachs W Kap Franklin (Stelle 2a in Fig. 18), ist die sphärolithische Ausbildung recht gut zu sehen (s. Fig. 17 und 18 in BÜTLER 1954 und Fig. 2, Tafel III in dieser Arbeit). Sie stellt die Randfazies des Rhyolithhorizonts 2 dar und ist ein Hinweis, dass es sich hier um eine Ergussdecke handelt. Bei Intrusivkörpern wurde die sphärolithische Ausbildung selten und nur in geringer Ausdehnung angetroffen. Die Petrographie der sphärolithischen Rhyolithe wird in einem späteren Kapitel behandelt werden. Über Camp 1 lagert die Rhyolithdecke 2 direkt auf den Sandsteinen der Kap Franklin Serie, weil dort die untere Rhyolithdecke aussetzt. Diese Stelle ist in Fig. 13 in BÜTLER 1954 abgebildet. Die Decke ist circa 50 m mächtig und weist im steilen S-Rand eine senkrecht stehende säulige Absonderung auf.

Der Zusammenhang der Vorkommen über Camp 1 mit den Rhyolithen im oberen Teil des Knuden S-Hangs (Lokalität 2b) ist aus dem Profil Fig. 15 in BÜTLER (1954) ersichtlich. Durch die Erosion des zweiten

Bachs W Kap Franklin wurde der ursprüngliche Zusammenhang unterbrochen. Im oberen Teil des Knuden S-Hangs sind der untere und obere Rhyolithzug durch eine bis über 100 m mächtige Zwischenlage von Tuffen und Tuffiten getrennt. Der obere Rhyolith würde sich durch Detailkartierung der Tuffzwischenhorizonte noch weiter unterteilen lassen. Auf der Skizze ist an einer einzigen Stelle ein solcher angedeutet worden. Gegen W zu lassen sich die Rhyolithe bis ins oberste Knudetal verfolgen, wo sie unter dem Permiveau verschwinden. Die Rhyolithe auf dem Plateau auf 500 m Höhe am Sporn W des Knudedals bilden wahrscheinlich ihre westliche Fortsetzung (s. nächstes Kapitel). Auch hier sind Tuffeinlagerungen häufig, die im Detail kartierbar wären. Aber sie unterscheiden sich aus einiger Entfernung gesehen kaum von den grünlichen, zersetzen Partien in den Rhyolithen, sodass in der zur Verfügung stehenden Zeit keine weiteren Unterteilungen vorgenommen werden konnten.

Petrographisch sind die oberen Rhyolithe von den unteren oft kaum unterscheidbar. Frisch haben sie ebenfalls braunrote Farbe, aber etwas weniger und kleinere Einsprenglinge. Beim Vorkommen 2b sind zersetzte Partien mit ziegelroten, beigen und grauvioletten Farbtönen verbreitet. Häufig tritt in diesem Horizont auch sphärolithische Ausbildung auf.

Auf Grund dieser Merkmale und ihrer konkordanten Einlagerung in Tuffe und Tuffite muss der obere Rhyolithhorizont als Ergussdecke angesprochen werden.

Es herrschen also hier ähnliche Verhältnisse wie am Huitfelds und am Saxos Bjerg, wo auch ein unteres intrusives von einem oberen effusiven Rhyolithniveau überlagert wird. Auch in den petrographischen Merkmalen bestehen zwischen den beiden Gebieten gewisse Analogien. Anderseits muss es auch ältere Rhyolithe geben, die das Material für die Kap Franklin Serie geliefert haben. Falls die Gerölle der Basis Serie vom unteren Randbölporphyr herstammen — wofür ja die grosse Übereinstimmung eines Teils der Gerölle mit der nur im Randböldal vor kommenden braunroten Rhyolithvarietät mit grossen Einsprenglingen ein Hinweis ist — so müssten die unteren Randbölhyolithe älter als jene am Knuden S Hang sein. Es kann also über die Parallelisierung der Rhyolithe am Knuden S Hang mit jenen am Saxos und am Huitfeldts Bjerg nichts Definitives ausgesagt werden. Die lokalen Verhältnisse wechseln zu rasch und die petrographische Ausbildung der Rhyolithe im ganzen Kap Franklin Gebiet ist zu eintönig.

Gänge: Unmittelbar an die Kap Franklin Verwerfung grenzt eine gegen 100 m mächtige Intrusion schiefriger Rhyolithe. Sie entsprechen petrographisch den schiefrigen Rhyolithen am ESE Grat des Knuden.

Zahlreiche Rhyolithgänge durchsetzen die Vildtalserie etwas E des Knudedals (s. Fig. 18). Es sind hellziegelrote bis karminrote Gesteine, die nicht weiter untersucht wurden. Sie gehören wahrscheinlich in die Phase der unteren Rhyolithe.

Die Küste zwischen Knude- und Margrethedral.

Die Rhyolithvorkommen an der Küste W des Knudedals sind wiederum bereits bei BüTLER (1954) ausführlich beschrieben worden, sodass wir uns hier auf das Wesentliche und auf die Angabe petrographisch wichtiger Details beschränken können. Die Rhyolithe treten hier einerseits wieder als Gänge in der Vildtalserie und anderseits in einem flach darüber liegenden Komplex auf, der aus welligen Ergussdecken mit Tuff- und fluviatilen Sediment-Zwischenlagen besteht. Dieser Ergussdecken Komplex bildet das Plateau auf 500 m Höhe am Sporn unmittelbar W des Knudedals (s. Fig. 19 und Tafel VII). Von da aus senkt er sich gegen W ab und lässt sich über einen lediglich durch Erosion bedingten Unterbruch beim Bach »l« bis zum Rhyolithgebiet des Knolden (Knoll) verfolgen. Durch eine Zone beige farbiger, blasig texturierter Rhyolithe und durch eine keilförmige, aus Konglomeraten und spilitartigen Ergüssen bestehenden Zwischenmasse, lässt sich der Rhyolithkomplex in drei Haupthorizonte unterteilen. Nach oben wird er durch die Kap Franklin Serie überlagert, die weiter im W in den oberen Partien wieder Rhyolitheinlagerungen und -gänge enthält, neben gleichaltrigen basischen Ergussgesteinen.

Am Sporn W des Knudedals lässt sich an einigen Stellen der Zusammenhang der Ergussdecken mit ihren Zuführkanälen beobachten. Unweit der Talmündung des Knudedals steht ein senkrecht etwa 80 m mächtiger Rhyolithgang an. Er scheint senkrecht zum Verlauf der Küste ins Meer hinauszustreichen, denn die Bankung des Gesteins und ein sphärolithischer Horizont streichen in dieser Richtung. Es könnte sich aber auch um einen schlotartigen Durchbruch handeln. An den Kontakt mit den Vildtalsandsteinen wurden mächtige Eruptivbrekzien gebildet, deren Komponenten am E Kontakt aus Sandsteinbrocken und am W Kontakt aus Rhyolith- und Granitbrocken und Sedimentgerölle aus Devon und Eleonorebay Formation bestehen. Die Sandsteine der Vildtalserie sind am Kontakt mit der Eruptivbrekzie leicht gefrittet. Am W Rand verengt sich der senkrechte Gang in einen nur etwa 10 m mächtigen Rhyolithgang, der ebenfalls wie der E Rand der Hauptmasse gegen oben stetig nach W umbiegt. Im Keil zwischen dem Hauptgang und seiner Apophyse stehen dunkle Gesteine an. Es sind graue, inhomogene Rhyolithe mit Diabas- und Granit-Einschlüssen, die ohne sichtbare Grenze ins dichte metamorphe Mitteldevon übergehen. Es



Fig. 19. Geologisch-Perspektivische Skizze des Knudedals (N-Ufer des Kejser Franz Josephs Fjords).

Rh Rhyolith, Sph sphärolithisch, Br Eruptivbrekzie, T Tuffe der Kap Franklin Serie, B Basalt, f Verwerfung, KF. 259 ambossförmiger Aufschluss eines Gangs (grauer, plagioklasfreier Rhyolith). Weiss: Sedimente (Unterlage der Rhyolithe: Vildtalserie, über den Rhyolithen: Kap Franklin- und Randbölserie, über dem Hauptbasaltsill: Perm und postpermische Sedimente).

handelt sich um Bildungen, die älter sind als der ziegelrote bis braunrote Hauptgang, und die wohl mit den Eruptivbrekzien beiderseits des Hauptdurchbruchs zusammenhängen.

Nach oben geht dieser steile Durchbruch in eine flacheinfallende Rhyolithlage über, die auf etwa 270 m Höhe ein kuppenförmiges Plateau bildet. Diese flachen Rhyolithe, die wahrscheinlich eine Ergussdecke darstellen, werden von Tuffen und Sandsteinen überlagert. Weiter oben folgen flachliegende Rhyolithdecken. Sie bilden die Kuppe auf 500 m über Meer und verschwinden unter dem grossen Basaltlagergang der dem Permiveau folgt. Das Plateau auf 500 m stellt somit die obere Grenze der Rhyolithe auf dem Rücken W des Knudedals dar. Nach W senkt sich die obere Grenze der präpermischen Gesteine und erreicht bei der Einmündung des Margrethedals (Camp III) beinahe Meeressniveau. Auf der rechten Seite des Knudedals lässt sich beobachten wie die Ergussdecken auf 500 m Höhe mit ihren Förderschlotten zusammenhängen (s. Fig. 20). Diese sind 45—50 m mächtige, vermutlich ENE streichende Gänge, die diskordant in der Vildtalserie stecken und mit unregelmässigem Verlauf steil nordwärts einfallen. Eine gelegentlich feststellbare saulige Absonderung in einem der Gänge steht senkrecht, ohne eine Beziehung zu den Begrenzungsfächeln des Ganges aufzuweisen. Dies zeigt, dass der Gang nahe der Oberfläche erstarrt sein muss.

Die Rhyolithdecken des Plateaus auf 500 m Höhe senken sich gegen W stetig bis sie beiderseits von Bach »m« unter den Meeresspiegel versinken. Anderseits setzen sie sich auch gegen E in den Rhyolithdecken jenseits des Knudedals fort, die sich ostwärts bis zum Plateau über Camp I auf 200 m Höhe absenken. Es liegt also eine flache Aufwölbung vor, deren Kulminationspunkt über den Förderkanälen im Rücken W des Knudendals liegt. Man ist versucht in dieser Aufwölbung das ursprüngliche Gefälle zu sehen, das den Lavadecken das Wegfliessen von ihrem Eruptionsherd ermöglicht hat. Anderseits ist aber das Devon nachträglich verfaltet worden, sodass aus der heutigen Lage der Rhyolithdecken nicht ohne weiteres auf die Lagerung unmittelbar nach der Bildung geschlossen werden darf. Ein Hinweis dafür ist das starke südliche Einfallen der Sandsteine über den Tuffen beim Plateau auf H. 270 m am Sporn W des Knudedals, das auf nachträgliche Schrägstellung des ganzen Komplexes hinweist (BÜTLER 1954, p. 86).

Im Gebiet oberhalb Camp II, kurz bevor sich der erwähnte Rhyolithkomplex ins Meer senkt, lässt sich der untere Kontakt der erwähnten Rhyolithdecken gut beobachten. Es überlagern hier die Rhyolithe an manchen Stellen ein unmetamorphes Rhyolithkonglomerat. Es handelt sich um Oberflächenergüsse, die sich über die Erosionsfläche der Vildtalserie ausgebreitet haben, wobei in Taschen Reste des Basiskonglomerats

der neu einsetzenden Serie (Kap Franklin Serie) erhalten geblieben sind. Dieses Basiskonglomerat besteht zum Beispiel an einer Stelle N oberhalb Camp II aus zum Teil metergrossen, zum Teil viel kleineren, braunroten Rhyolithgeröllen mit grossen Einsprenglingen, die in einem weichen, grau bis braunroten sandigen Bindemittel stecken und sich leicht aus dem Verband herauslösen lassen.

Die Untergrenze der Rhyolithdecken ist sphärolithisch ausgebildet. Die einzelnen Sphärolithe und Lithophysen können bis Kopfgrösse erreichen. Meist sind sie innen hohl und durch Quarzkristalle ausgekleidet. PØVEL POVELSEN fand am unteren Kontakt der Decken über Camp II schöne Drusen mit bis fingerdicken violettlichen Quarzkristallen (s. Tafel IV).

W von Camp II sinkt der besprochene Rhyolithhorizont unter Meeresspiegel ab. Auf einer Strecke von über 1 km stehen dort Rhyolithen an, die sich aber aus verschiedenen Ergussdecken zusammensetzen. Etwa 500 m vom SE Rand entfernt tritt der erste, die Decken trennende Grenzhorizont auf. Er streicht in NW Richtung parallel zur Untergrenze der Rhyolithen und ist durch dichte, beige gefärbte, oft blasig texturierte Rhyolithen charakterisiert, während die darüber und darunter liegenden Rhyolithen ziegelrot, braunrot, karmin und braunviolett gefärbt sind und die normale Ausbildung mit mittelgrossen Einsprenglingen aufweisen. In der Schlucht von Bach m ist die mächtige nächst höhere Rhyolithmasse gut aufgeschlossen, und etwas weiter W wird sie von einer keilförmigen Konglomeratmasse überlagert (vgl. Fig. 20 in BÜTLER 1954). Diese ist von zahlreichen »pillow lavas« durchsetzt und besteht zu einem grossen Teil aus Geröllen spilitartiger Gesteine (Albitdiabase), neben Sandstein und Rhyolith Geröllen. Die dunkelgrünen bis grauen »pillow lava« Bänke haben variolitische Säume und sind randlich mit dem ebenfalls grünlichen Bindemittel des Konglomerats und den darin enthaltenen Geröllen stark verkittet. Über diesen Konglomeraten folgen wieder hellgraue und ziegelrote, massive Rhyolithen mit kleinen Einsprenglingen, die nach oben in der NW Ecke des Vorkommens E Bach »k« von Konglomeraten, ähnlich den vorgehend beschriebenen, überdeckt werden. Am W Anriss des Plateaus gegen Bach »k« kann festgestellt werden, dass die Konglomerate ein nicht sehr mächtiges Dach über den Rhyolithen bilden, das kontinuierlich in diese übergeht. Der Kontakt verläuft unregelmässig, und es finden sich meter grosse Einschlüsse eines basischen Gesteins in den Rhyolithen. Aus all diesen Beobachtungen lässt sich schliessen, dass die Rhyolithen als flach aufsteigender Lagergang in die bereits bestehende Konglomeratmasse eingedrungen sind und diese in zwei getrennte Vorkommen aufgeteilt haben.

Dieser Lagergang, wie auch dessen konglomeratisches Dach, werden von einem E—W streichenden rhyolithischen Steilgang durchsetzt,

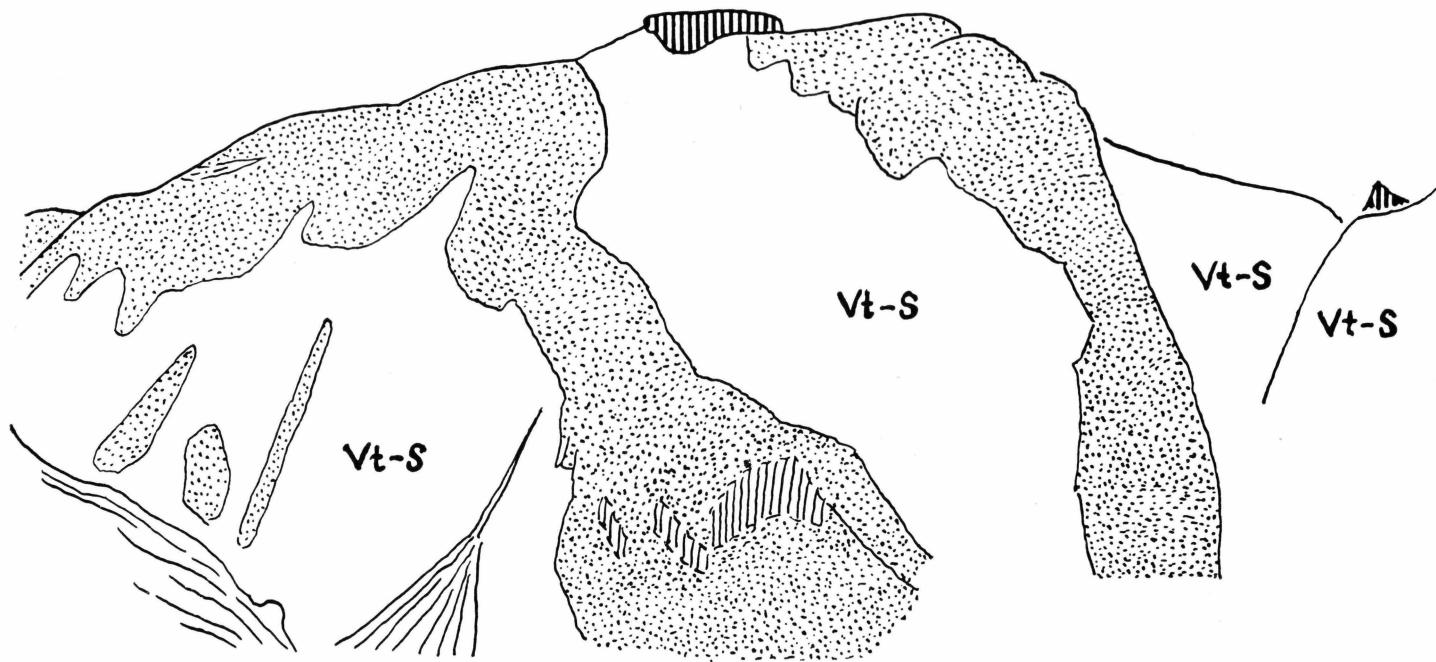


Fig. 20. Skizze der Rhyolithgänge auf der rechten Seite des Knudedals.

Punktiert: Rhyolith. An der Stelle wo der linke Gang am mächtigsten ist, kann eine vertikale säulige Absonderung beobachtet werden. Starke vertikale Schraffur an zwei Stellen: Basalte. Vt-S Vildtalserie.

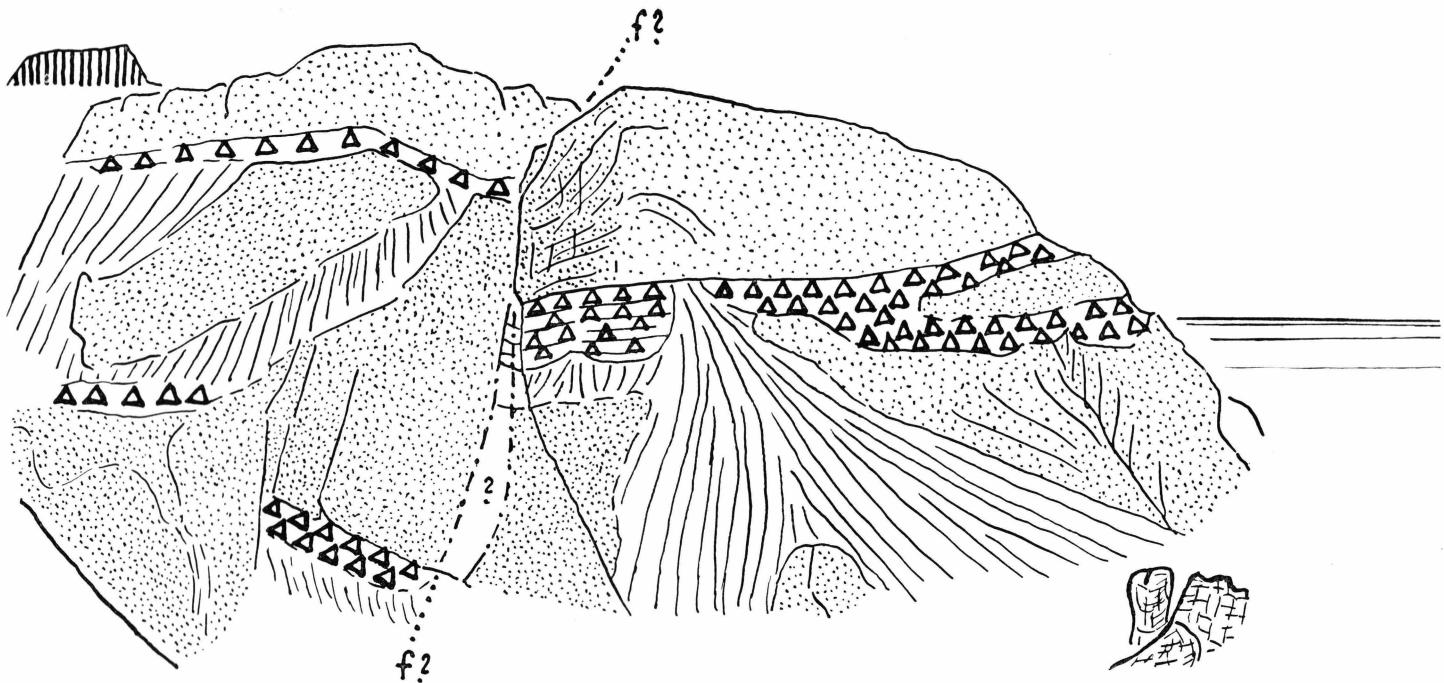


Fig. 21. Skizze der geologischen Verhältnisse auf der linken Seite des Knudedals. Dreiecke: Tuffhorizonte. Vgl. Fig. 19.

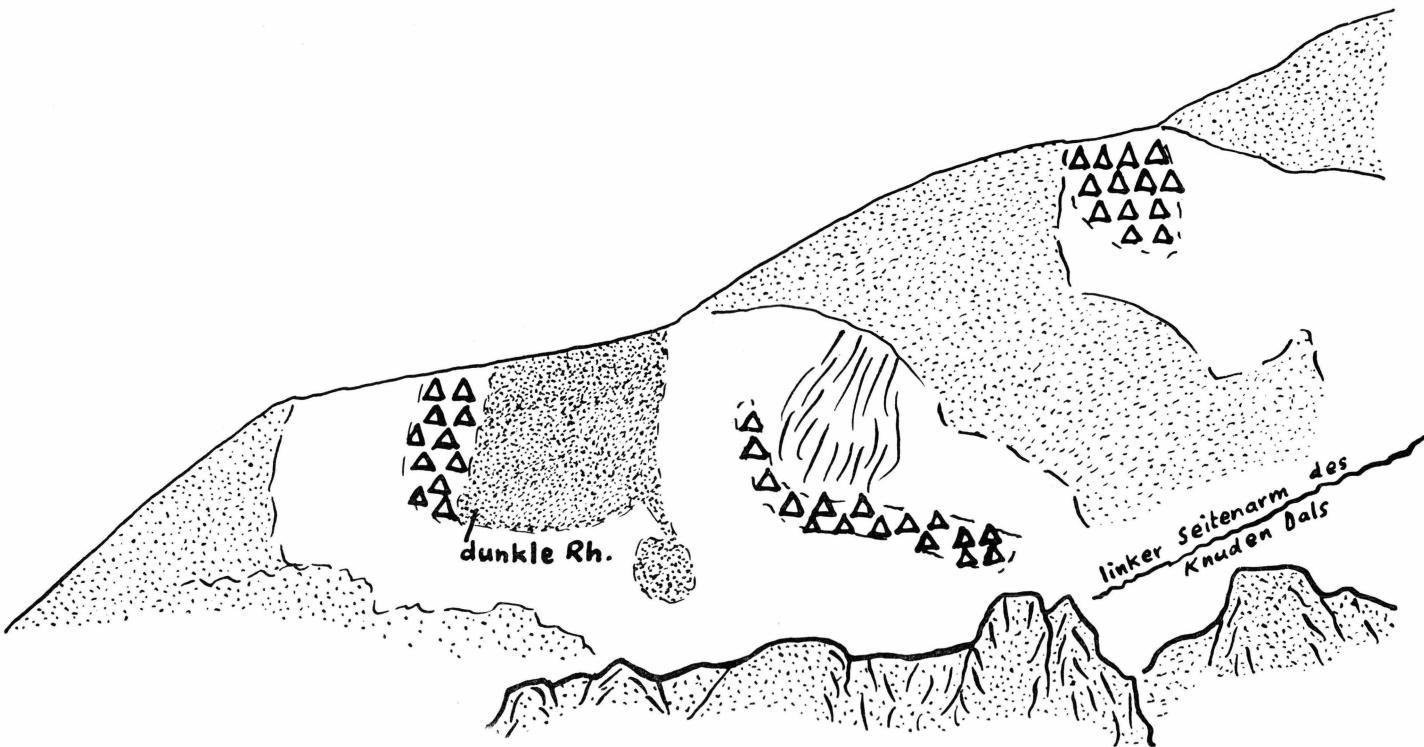


Fig. 22. Skizze der geologischen Verhältnisse am Sporn zwischen den beiden Talgabeln des Knudedals.
Vgl. Fig. 19 (Dreiecke: Tuffe, weiss: hier Gehängeschutt).

der sich durch seine dunklere, rotbraune Färbung im Felde deutlich von den helleren Rhyolithen des Lagergangs abhebt. Die Stelle wurde bereits von BACKLUND (1930, pl. III) abgebildet. Der Steilgang ist auf seiner Skizze mit rosa und der Lagergang mit gelber Farbe ausgeschieden. Die vom Lagergang ausgehende Geröllhalde ist mit hellbrauner Farbe (Signatur für »Liparitetuff (chiefly)«) und das Konglomerat mit den basischen Einlagerungen mit der Farbe der tertiären Basalte (oliv) kartiert. W des Bachs »l« treten am N Ende des Knolden (Knoll) nochmals Pillowlaven mit diffusen Übergängen in metamorphes Devon auf. Sie werden von einigen Rhyolithkörpern diskordant durchsetzt, die wohl mit dem Lagergang E Bach »l« zusammenhängen. Der eigentliche kuppenartige Gipfel des Knolden (s. Fig. 21, in BÜTLER 1954 und Fig. 23) ist wohl ähnlich wie die Kuppen am Rücken W des Knudedals zu deuten, nämlich als eine ovale, oberflächlich gebildete Staukuppe oder unter Tuffbedeckung entstandene Quellkuppe direkt über dem als Zufahrkanal tätig gewesenen Steilgang.

Das mikroskopische Gefüge der Rhyolithe aus den Vorkommen zwischen Knudedal und Knolden weist meist eine feinkörnig, selten mittelkörnig auskristallisierte Grundmasse auf. Die Gesteine führen immer stark korrodierte Quarz- und Kalifeldspat-Einsprenglinge, während Plagioklas vereinzelt, meist als Einschlüsse in Kalifeldspat auftritt oder, wie in den Proben vom Knoldengipfel, ganz fehlen kann. Im Sporn zwischen den beiden Talgabeln des Knudedals treten als Einlagerungen im dortigen Tuffhorizont dunkelgraue Rhyolithe auf. Sie besitzen den üblichen Mineralbestand der Rhyolithe. Die Grundmasse ist feinkörnig. Kleinste schwarze Eisenoxydkörnchen bedingen die dunkle Färbung des Gesteins. Zahlreiche, etwas größer als der Hauptteil der Grundmasse auskristallisierte Flecken, in denen das Pigment fehlt, erinnern an die blasige Struktur der Rhyolithe im oberen Franklindal. Diese dunkelgrauen Rhyolithe scheinen in die Tuffserie im vorderen Teil des Sporns eingelagert zu sein. Auch in der Tuffzwischenlage zwischen Decke 1 und 2 über Camp I fanden sich dunkle Quarzporphyrlagen.

Die Rhyolithgänge im Gebiet zwischen Knolden und Knudedal können ein recht inhomogenes Strukturbild aufweisen. Ein Dünnschliff des kleinen westwärts gebogenen Ganges, unweit W der Mündung des Knudedals, weist eine normal feinkörnige neben mikrosphärolithischen und feinkörnig perlitischen Partien auf. Hierbei sind die perlitischen Risse durch Serizitlamellen markiert. Mikrogranophyrische Schlieren in homogen feinkörniger Grundmasse zeigt eine Probe aus dem parallel zur Küste verlaufenden Gang zwischen Camp II und Camp Backlund. Dagegen besitzt der vorgehend beschriebene Rhyolithgang E Bach »l« (bei BACKLUND abgebildet) eine homogen feinkörnige Grundmasse und

unterscheidet sich in nichts von den durchschnittlichen Proben der rhyolithischen Oberflächenergüsse. Der Gang mit ungefähr den Umrissen eines Schuhmacherambosses, an der Küste etwas E »Camp Backlund«, besteht aus frisch hellgrauen und angewittert rostroten Rhyolithen (Probe KF. 259, s. Fig. 19), die mikroskopisch durch eine feinkörnige Grundmasse und idiomorph ausgebildete Quarzeinsprenglinge charakterisiert sind. Die merkwürdigen Umrisse des Gangs sind eine durch die Erosion bedingte Zufälligkeit. Der obere, gegen W ragende Lappen ist eine steil S wärts fallende Platte, die in den unteren Aufschlüssen am oberen Rand des Gehängeschutts wurzelt. Es handelt sich also um einen unregelmässig erodierten E-W streichenden Gang, der ähnlich wie die Rhyolithe am Sporn W des Knudedals gegen oben nach N abbiegt. In der ungefähren Fortsetzung dieses E-W streichenden Gangs liegt der grosse Rhyolithdurchbruch an der Küste W des Knudedals bei dem man am Aufschluss zwar den Eindruck eines senkrecht zur Küste streichenden Steilgangs hat. Doch kann es sich ebensogut auch um ein schlotartiges Gebilde mit rundlichem Querschnitt handeln, dessen Auftreten an eine parallel zur Küste verlaufende Schwächezone gebunden wäre.

Die besprochenen Rhyolithvorkommen am Knolden und weiter E werden von graugrünen Sandsteinen der Kap Franklin Serie überlagert (BÜTLER 1954, p. 89) und sind ihrerseits wieder von jüngeren Rhyolithen durchsetzt. Es können natürlich einige der bisher beschriebenen Rhyolithvorkommen zwischen Knolden und Knudedalen, sofern sie intrusiv Bildungen sind, ebenfalls zu dieser jüngeren Phase gehören. Sicher lassen sich die Rhyolithe nur der jüngeren Phase zurechnen, wenn sie Kap Franklin Serie durchsetzen. Dies ist der Fall beim etwa 30-40 m mächtigen Rhyolithlagergang, der N des Knolden bis zum Permiveau hinaufsteigt. Es sind graue und braunrote Rhyolithe, die auf der Unterseite, am Kontakt mit den leicht metamorphen Sandsteinen, blättrige Textur aufweisen. Gegen W senkt sich dieser Lagergang gegen das Meer zu, bis er zwischen Bach i und j in den Sandsteinen auskeilt.

Weiter W nahe unter der Permgrenze treten im Einzugsgebiet der Bäche h und i nochmals etwas ausgedehntere Rhyolithvorkommen, stellenweise gemeinsam mit Tuffen, auf. Es handelt sich wohl um Oberflächenergüsse, die zum Teil mit ihren Förderkanälen aufgeschlossen sind. So verläuft parallel zum linken Ufer des Baches i ein fast 500 m langer Steilgang, der mit den Rhyolithen, die das Permiveau unterlagern, in Verbindung steht. In Seitenrinnen von Bach h wird durch eine fächerförmig orientierte säulige Absonderung in den Rhyolithen der Übergang von steilstehenden, ungefähr E-W streichenden in flachliegende Intrusionen angedeutet (s. Fig. 24). Oestlich von Bach g,

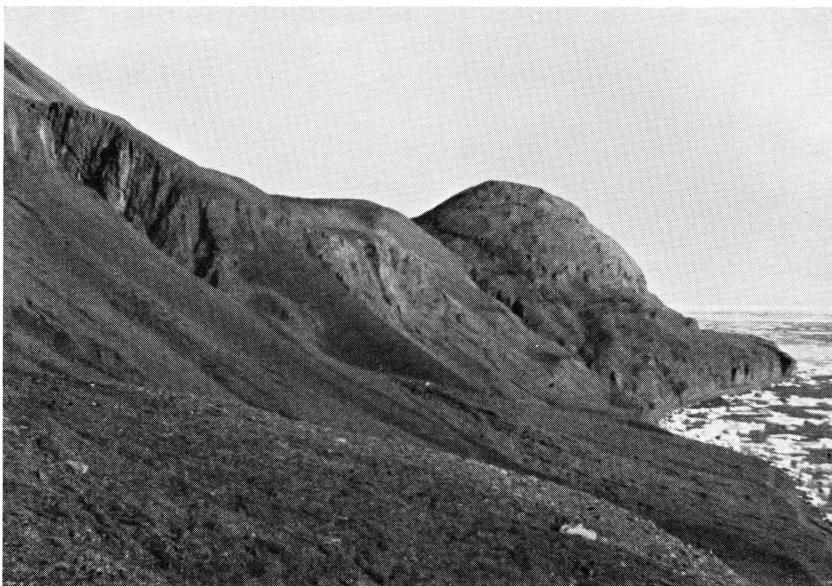


Fig. 23. Ansicht des Knolden (Knoll) von W (N-Ufer des Kejser Franz Josephs Fjords) (Foto).

an einer noch in dessen Einzugsgebiet liegenden Stelle, durchsetzt ein senkrecht stehender braunvioletter Rhyolithgang einen devonischen Basaltlagergang (KF. 475). Von den Proben dieses Rhyoliths (KF. 477-479) zeigt die eine mikrogranophyrische bis sphärolithische Struktur. Die granophyrischen Quarz-Pinitverwachsungen sind in Form von Sphärolithen ausgebildet, wobei die radialen Quarzschlüche eines Sphäroliths unter sich einheitlich auslöschen.

Rhyolithgänge, die jünger sind als die Kap Franklin Serie.

Es sei hier kurz noch auf ein Rhyolithvorkommen hingewiesen, das die oberdevonische Remigolepis Serie durchsetzt. Es befindet sich im hinteren Inderdalen (dargestellt in Fig. 2, BÜTLER 1949). Es handelt sich um hellgraue bis blass rötliche Rhyolithgänge, die von blossem Auge dunkelgraue Quarzkörner, weiss bis rosa Feldspateinsprenglinge und kleinste Pyritkörnchen erkennen lassen. Sie wittern intensiv gelbbraun an und haben Ähnlichkeit mit den Rhyolithen an der Küste etwas N der Mündung des Vilddals bei »Camp IV«. Auch im mikroskopischen Befund weisen diese oberdevonischen Rhyolithen gegenüber den mit der Kap Franklin Serie gleichaltrigen keine prinzipiellen Unterschiede auf.

Zwei weitere Rhyolithvorkommen ausserhalb des Verbreitungsgebiets der Kap Franklin Serie befinden sich beim Zusammenfluss der Bäche vom Inderdal und Margrethedal und beim Passübergang vom

Margrethedal zum Randböldal. Dieses letztere wurde bereits am Ende der Besprechung der Nordseite des Saxos Bjerges erwähnt. Hier ist nicht einwandfrei feststellbar ob die Rhyolithe als Gang in die Margrethedal Serie eingedrungen sind, oder ob sie eine Unebenheit oder nachträgliche Aufwölbung in der Unterlage der Margrethedal Serie darstellen.

Auch beim Vorkommen am Zusammenfluss der Bäche von Inderdal und Margrethedal sind die geologischen Verbandsverhältnisse nicht klar aufgeschlossen. Die stark zersetzenen oder verwitterten unansehnlich braunvioletten Rhyolithe stehen auf der linken Bachseite unterhalb des Zusammenflusses an, während auf der gegenüberliegenden Bachseite ein zur Margrethedal Serie gehöriges Rhyolithkonglomerat ansteht. Ebenso treten zersetzte Rhyolithe nochmals 200 m oberhalb des Zusammenflusses an der rechten Seite des Margrethe Bachs auf. Mikroskopisch gleicht die untersuchte Probe stark der Probe KF. 479 vom Rhyolithgang E Bach g, der einen devonischen Basalt durchquert (s. vorgehendes Kapitel). Auch hier beobachtet man im Mittel 0.5 mm grosse Sphärolithchen, die eine arboreszierende Struktur aufweisen, die viel gröber ist, als bei den Sphärolithen der Oberflächenergüsse. Bei der Probe vom Zusammenfluss Inderdal- und Margrethe Bach fehlen Einsprenglinge. Es besteht eine einheitlich mittelkörnige Struktur. Diese Struktur weist darauf hin, dass es sich eher um ein gangförmiges Vorkommen als um einen Oberflächenerguss handelt.

In einem linken Seitenbach des Rödedals, nahe der Permgrenze, durchsetzt ein wenige m mächtiger, N 60° W streichender Gang die Sandsteine der Margrethedal Serie. Er besteht aus einem dunkel braunvioletten, gleichmäßig mittelkörnigen Gestein, das nur wenige leistenförmige Perthiteinsprenglinge enthält. Quarz kommt nur untergeordnet in der Grundmasse vor. Das Strukturbild hat mehr Ähnlichkeit mit den intermediären bis basischen devonischen Eruptiva an der Küste zwischen Margrethe- und Knudedalen. Es handelt sich um einen kalifeldspatreichen Quarz-Trachyt.

Petrographische Beschreibung der Rhyolithe.

Im vorgehenden Kapitel wurden die geologischen Verbandsverhältnisse der Rhyolithe beschrieben. Bei der Arbeit im Felde wurde den gegenseitigen Altersbeziehungen der Rhyolithbildungen besondere Beachtung geschenkt. Für einzelne Bezirke konnten verschiedene Phasen der Rhyolithintrusion nachgewiesen werden. Leider lassen sich aber die lokalen Beobachtungen nicht über das ganze Gebiet parallelisieren, weil die Verbindung zwischen den Bezirken durch Brüche und das strichweise Aussetzen der Rhyolithe unterbrochen ist. Die petrographischen Unterschiede, wo solche überhaupt bestehen, sind zu gering und wechseln

innerhalb des gleichen geologischen Körpers, sodass damit keine sinnvolle Unterteilung vorgenommen werden kann. Die Einteilung von BACKLUND and MALMQVIST (1935) in eine Altersfolge von jüngeren »Quarzrhyolithen«, »weniger kalibetonten Sanidinrhyolithen«, »kalibetonten Sanidinrhyolithen« und älteren »sphärolithischen Rhyolithen« kann nicht aufrecht erhalten werden. Bereits MALMQVIST (p. 74) weist auf eine gewisse Willkürlichkeit dieser Einteilung hin, die nur möglich war, weil eine relativ geringe Zahl von Proben aus einem beschränkten Gebiet in die Untersuchung einbezogen wurden. Für die sphärolithischen Rhyolithe gilt, dass sie bloss eine texturelle Varietät innerhalb der Rhyolithergüsse und Gänge sind. Die sphärolithische Varietät wird vor allem als Randfazies der Ergussdecken angetroffen. Für deren Entstehung sind lokale Besonderheiten der Erstarrungsbedingungen, wahrscheinlich rasche Abkühlung, verantwortlich und nicht etwa stoffliche Unterschiede, wie auch die grosse Übereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung des »sphärolithischen Rhyoliths« 1508 und des »Sanidinrhyoliths« 1510 (lit. eit. Tabelle X. und XV.) zeigt. Beim Vorkommen des »Quarzrhyoliths« nach BACKLUND and MALMQVIST handelt es sich wahrscheinlich um den Lagergang N oberhalb des Knolden, der nach den Feldbefunden etwas jünger als der Hauptrhyolithkomplex zwischen Knolden und Knudetal sein muss. Die uns davon vorliegenden Dünnschliffe (KF. 456 und 460) stimmen recht gut mit MALMQVISTS Beschreibung der »Quarzrhyolithen« überein, nur führen unsre Proben ausser Quarz und Sanidin noch Serizitpseudomorphosen nach Plagioklas. Leider können infolge der mangelhaften topographischen Unterlage die auf BACKLUNDS Karten-skizze ausgeschiedenen Rhyolithzüge nicht identifiziert werden. BACKLUNDS und MALMQVISTS Einteilung der Rhyolithe ist schon von BÜTLER (1954, p. 117) widerlegt worden, dagegen kann auf die sorgfältigen petrographischen Untersuchungen MALMQVISTS, die zahlreichen Gesteins- und Dünnschliffotos und die chemischen Analysen in der zitierten Arbeit hingewiesen werden, die ihren Wert behalten haben.

Rhyolithe.

Färbung: Die Rhyolithe des Kap Franklingebiets haben meist beige, ziegelrote, braunrote bis braunviolette und selten graue Farbtöne. Diese Farbangaben beziehen sich auf das frische, durch die rezente Verwitterung unbeeinflusste Gestein. Für die grauen Rhyolithe (13 Proben) ist charakteristisch, dass sie alle aus Gängen oder vermutlich gangartigen Vorkommen stammen. Es sind dies der unterste Rhyolithzug im vorderen Randböldal, das Vorkommen an der Küste E des Saxos Bjerges bei »Camp IV«, die Rhyolithintrusionen unten in der ersten linken Seitenrunse des Vilddals, die Rhyolithgänge welche die Kap-

Franklinserie oberhalb »Camp I« durchsetzen, der »ambossartige« und ein E-W streichender Gang beiderseits »Camp Backlund«, der untere Rand des Lagergangs über dem Konglomerat mit basischen Einlagerungen zwischen Bach l und m, der Lagergang N oberhalb des Knolden und die oberdevonischen Rhyolithgänge im Inderdalen. In den meisten dieser Vorkommen treten sowohl graue, wie rot gefärbte Rhyolithe auf, bei einem Handstück vom senkrechten Gang unmittelbar über Camp I (KF. 247) sind beide Färbungen durch Uebergänge verbunden. Unter dem Mikroskop lässt sich feststellen, dass die graue Farbe auf dem frischen Erhaltungszustand der Magnetit- und Pyritkörner und des feinsten Erzstaubs beruht. Bei den roten Varietäten besteht der feinste Erzstaub aus Hämatit und überdies tritt noch eine auch mit stärkster Vergrösserung nicht mehr auflösbare, wohl durch Anwesenheit von Hämatit bedingte, bräunliche Färbung auf, und diese ist für die rötlichen bis bräunlichen Farbtöne des Gesteins verantwortlich. Gelegentlich erkennt man mitten in der bräunlich gefärbten Grundmasse idiomorphe Magnetit- und Pyriteinsprenglinge, die keinerlei Oxydationsspuren an den Rändern aufweisen, obwohl diese sonst häufig sind. Es kann also die bräunliche Färbung nicht auf sekundäre Oxydation zurückgeführt werden, sondern es muss sich schon primär während der Erstarrung allerfeinster Hämatitstaub ausgeschieden haben. Nachträgliche Oxydation der Erzkörper hat ebenfalls stattgefunden. Sie kommt auch bei den grauen Rhyolithen vor und macht sich hier durch intensiv leuchtende zinnoberrote Anwitterungsfarben bemerkbar. Aus dem Gesagten geht hervor, dass die roten bis braunen Farbtöne der Rhyolithe wohl auf einen während der Erstarrung ausgeschiedenen allerfeinsten Hämatitstaub zurückzuführen sind, an dessen Stelle sich in den grauen Rhyolithen Erzstaub (Magnetit?) gebildet hat, da diese als intrusive Bildungen unter Luftabschluss und somit unter weniger stark oxydierenden Bedingungen erstarrt sind.

Die obigen Angaben beziehen sich auf die Farbtöne der frischen Rhyolithe. Bei Ergussdecken kommen neben den üblichen roten bis braunen auch gelbe, zinnober, rosa und grünliche Farbtöne vor, die aber auf sekundäre hydrothermale Umwandlung durch Thermalwässer oder Gasexhalationen — möglicherweise auch auf Autometamorphose — zurückzuführen sind. Die Feldspäte sind meist zersetzt und es tritt Chlorit auf. Diese Erscheinungen sind besonders deutlich bei den oberen Rhyolithen beiderseits des vorderen Randböldals und an den Auflagerungskontakten der Rhyolithdecken, besonders gegen Tuffhorizonte; es ist oft nicht leicht, die grünlich zersetzen Rhyolithe von den Tuffen zu unterscheiden. Bei der unteren Decke (1) über Camp I konnte festgestellt werden, dass die für diese Decke charakteristische braunviolette Farbe längs Klüften in ein helles Ziegelrot übergeht. Auch diese Farbänderung muss durch hydrothermale Einwirkung verursacht sein.

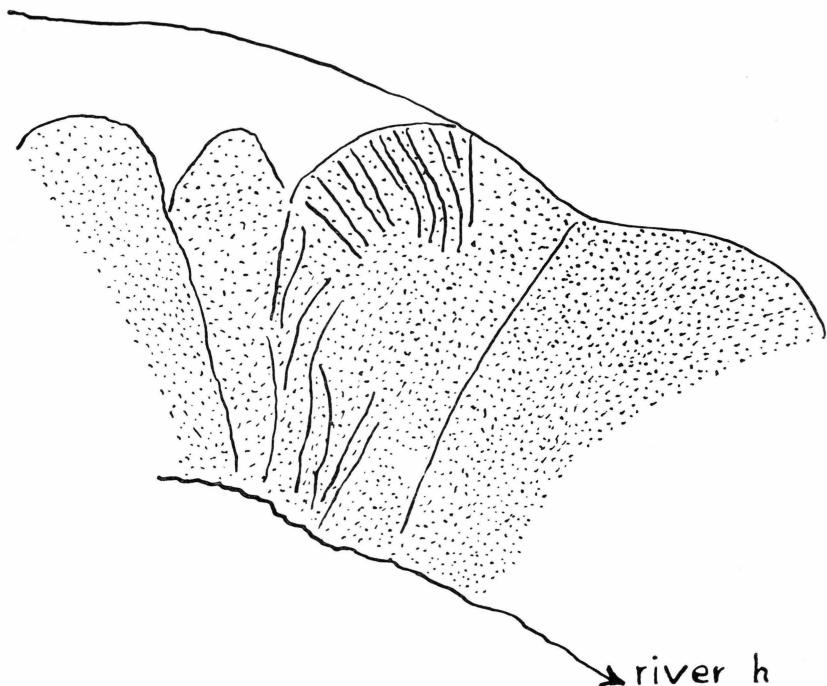


Fig. 24. Säulige Absonderung und Umbiegen eines Rhyolithganges in einer linken Seitenrunse von Bach »h« am N-Ufer des Kejser Franz Josephs Fjords zwischen Knude- und Margrethedalen.



Fig. 25. Anschliff eines Sphäroliths (Gesteinsfoto).
Die Sanidineinsprenglinge sind gut sichtbar. Die weisse Figur im Innern ist eine
Quarz-Segregation.

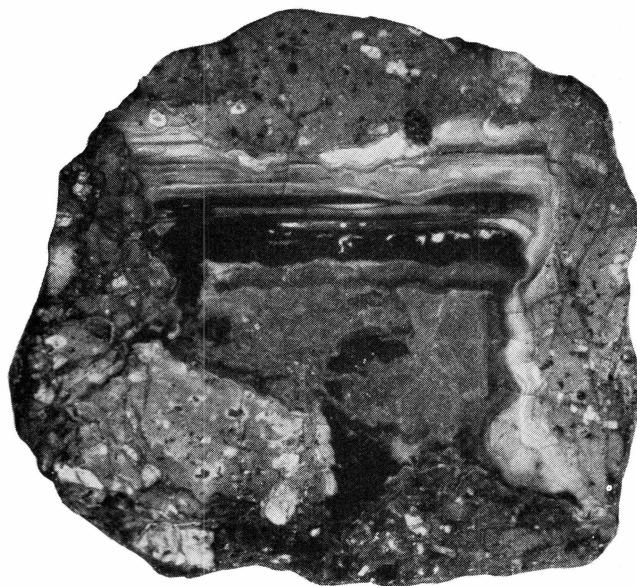


Fig. 26. Anschliff eines Sphäroliths (Gesteinsfoto).

Die gebänderte Partie im Innern des Sphäroliths stellt wahrscheinlich ein Bruchstück eines bereits früher verfestigten, gebänderten Rhyoliths dar.



Fig. 27. Anschliff eines Späroliths (Gesteinsfoto).

Die Anordnung der Segregationen im Innern des Sphäroliths deutet darauf hin, dass diese wohl aus Kontraktionsrissen hervorgegangen sind.

Vergrösserung der Figuren 25.—27. etwa anderthalbfach.

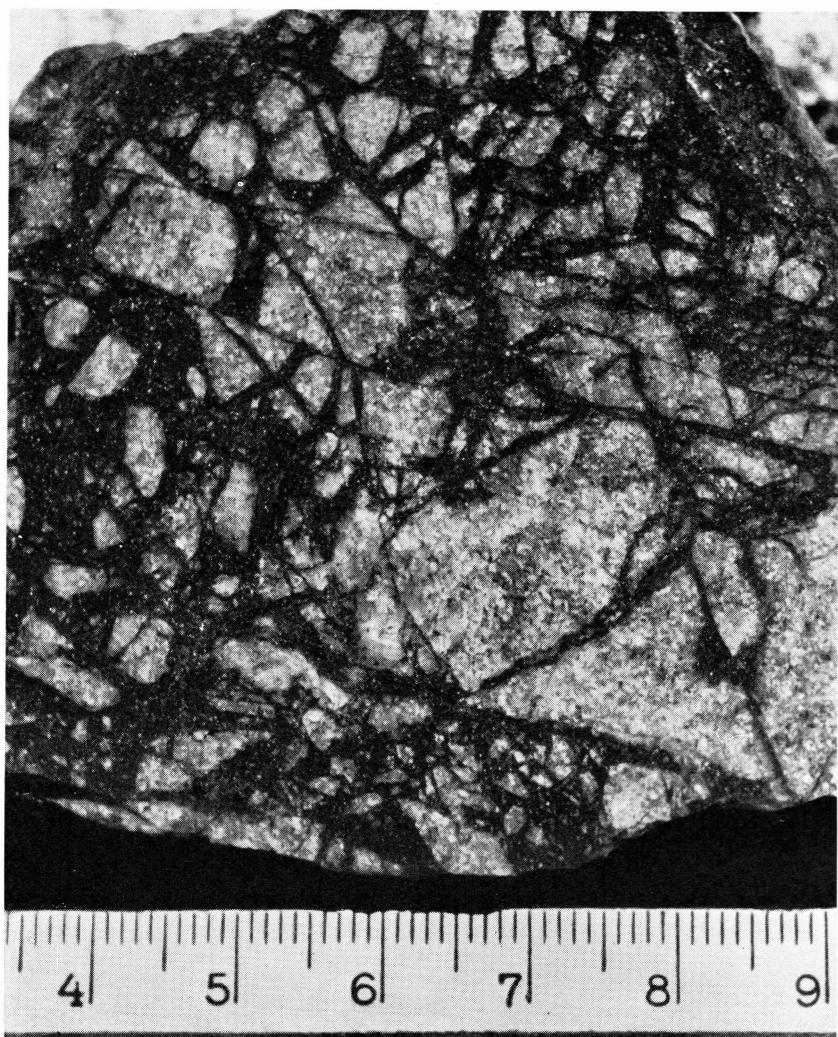


Fig. 28. Hämatitadern im Kap Franklin Granit. Fundstelle am Knuden ESE-Grat.
(Foto eines Gesteins-Anschliffs).



Fig. 29. Fluoritkristalle. Aus einem Fluoritgang in der Vildtalserie. Fundstelle am N-Ufer des Kejser Franz Josephs Fjords beim »Camp II«. (Foto bei schräger Beleuchtung).



Fig. 30. Barytkristalle. Kleiner Gang im Bach »i« am N-Ufer des Kejser Franz Josephs Fjords. (Fotoaufnahme im Feld).

Textur:

Die Textur der Rhyolithe kann massig, lagig, sphärolithisch oder schlierig sein. Bei den massigen Varietäten, die bei den Gängen und im Zentrum der mächtigeren Rhyolithergüsse vorkommen, kann gelegentlich eine säulige Absonderung festgestellt werden, die aber nie so gut ausgebildet ist wie bei den Basaltgängen. Die lagigen und sphärolithischen Strukturtypen treten miteinander auf. Die lagige Textur ist meist durch mm grosse Sphärolithe bedingt, die mit der Grundmasse schichtenweise abwechseln. Von den sphärolithischen Rhyolithen wird noch anschliessend ausführlicher die Rede sein. Schiefrige Textur wurde an einem Steilgang nahe der Küste unmittelbar W der Kap Franklin Verwerfung und am Knuden ESE Grat angetroffen. Die schiefrige Absonderung ist auf ehemaliges Fluidalgefüge zurückzuführen, denn sie folgt der schlängenartig gebogenen Schlierentextur des Gesteins.

Die porphyrische Struktur ist meist schon von blossem Auge sichtbar. Die Kalifeldspateinsprenglinge fallen durch ihre hellrosa Farbtöne auf, während die Quarzkörner dunkel erscheinen. Die Größenverhältnisse schwanken stark. Eine braunrote Varietät aus dem vorderen Randböldal besitzt bis 5 mm grosse Einsprenglinge (s. Beschreibung der einzelnen Vorkommen), doch werden normalerweise die Einsprenglinge nicht über 2-3 mm gross.

Struktur:

Alle Proben besitzen ausgeprägte porphyrische Struktur, ausser dem Vorkommen beim Zusammenfluss Inderdalen und Margrethe Bach (KF. 354), das eine aphyrische zur Hauptsache aus ungefähr 0,05 mm grossen Sphärolithen bestehende Struktur besitzt. Bei den übrigen Proben ist die Grundmasse meist gleichmässig fein bis mittelkörnig (Grenze bei 0,05 mm mittlerem Korndurchmesser gezogen). In Gangvorkommen und vor allem bei den sphärolithischen Rhyolithen kann es vorkommen, dass auch nesterweise in der Grundmasse ein mittelkörniges Quarzpflaster auftritt, dessen Komponenten an die Größenordnung der Einsprenglinge heranreicht.

Grundmasse: Die feinkörnigste, oft fast dichte Grundmasse (mittlerer Korndurchmesser 0,005 mm) wird bei Gängen, vor allem bei den nur wenige m mächtigen und in der Randzone der mächtigeren Rhyolithintrusionen (z. B. Knolden) angetroffen. Liegt die mittlere Korngrösse an der Grenze mittel- zu feinkörnig (ungefähr 0,05 mm), so liegt immer eine mikrosphärolithische bis mikrogranophyrische Struktur vor. Es sind also in diesem Fall die Sphärolithe bzw. die von zahlreichen Kalifeldspatstengelchen durchsetzten Quarzskelette, die einen mittleren

Durchmesser von 0,05 mm erreichen. Die Proben, die eine in diesem Sinne mittel- bis feinkörnige Grundmasse haben, stammen wiederum aus Gangvorkommen. Da diese mittelkörnig granophyrische Struktur bereits eine gewisse Abkühlungszeit voraussetzt, so müssen diese Vorkommen in einer entsprechenden Tiefe unter der Oberfläche erstarrt sein. Am deutlichsten ist diese mittelkörnige granophyrische Struktur beim keilförmigen ziegelroten Porphyrgang linksseitig hinten im Vild-dal ausgebildet (Probe KF. 504).

Einsprenglinge:

Quarz: ist bei allen Proben als Einsprengling vorhanden; er kann idiomorph sein mit nur wenigen Korrosionskanälen; in andern Proben ist er sehr stark korrodiert, wobei oft die in das Korn hineinragenden Schläuche nach innen breiter werden und wunderliche Umrisslinien erzeugen. Häufig sind Abkühlungsrisse vorhanden, die das Korn wahllos durchsetzen und durch dunkle Bestäubung deutlich hervortreten. In einigen Fällen deuten »Perlenketten« kleinster Hohlräume auf zugeheilte ehemalige Risse. In der Beschreibung der Vorkommen wurde auf Rhyolithtypen hingewiesen, in denen die Quarzeinsprenglinge von Reaktionssäumen umgeben sind. Diese stark durchsiebten Säume bilden einen Kranz um das ursprüngliche Korn und löschen mit diesem gleichzeitig aus. Die Auslöschung der Quarzeinsprenglinge ist meist scharf, doch kann nachträgliche Kataklase auch undulöse Auslöschung erzeugen. Bei den sphärolithischen Typen treten auch flammig auslöschende radiale Chalcedon-Aggregate auf, von denen anschliessend noch die Rede sein wird.

Sanidin: steht mengenmässig unter den Einsprenglingen an erster Stelle; er ist immer vorhanden. Seine Umrisse sind häufiger idiomorph als bei Quarz. Doch treten auch hier Korrosionsformen auf, dadurch, dass schlauchartige Fortsätze in die Körner hineinragen. Die optischen Achsenwinkel bewegen sich nach konoskopischen Beobachtungen häufig zwischen -5° und -10° , gelegentlich wurden auch noch kleinere Winkel beobachtet. Bei drei Vorkommen, alle aus Gängen stammend, wurden die Winkel auf 20° , 30° , und 60° geschätzt. MALMQVIST fand für die von ihm untersuchten Proben mittels Drehtischbestimmungen $-2V$ Werte von 42° bis 62° (siehe Diagramm 1, lit. cit.).

Fast immer liegt ein Perthit vor, an dem der Albit oft bis über ein Drittel der Masse des Wirtkristalls ausmachen kann und schachbrettartig mit feinen Zwillinglamellen auftritt. Verzwilligung nach dem Karlsbadergesetz wurde an den Sanidinkörnern nur vereinzelt ange troffen, in Proben aus der Gegend W des Knudedals aus der auch BACKLUNDS Proben herstammen.

Albit: steht mengenmässig unter den Einsprenglingen an dritter Stelle. Er tritt in hypidiomorphen Körnern auf, die weniger stark als Quarz und Kalifeldspat korrodiert sind. Nach dem verschwindend kleinen Reliefunterschied gegenüber Kanadabalsam zu schliessen, handelt es sich um Albit. Der An-Gehalt bewegt sich nach zahlreichen Bestimmungen MALMQVISTS zwischen 0 % und 11 %. Bei fast der Hälfte aller Dünnenschliffe kommt Plagioklas nicht als freier Einsprengling, sondern nur als Einschlüsse und Perthitschlieren in den Sanidineinsprenglingen vor. Der Albit fällt leichter der sekundären Zersetzung anheim als der Sanidin. Es entstehen dabei ein Serizitfilz oder Carbonat-, Hämatit- und Serizit-Verwachsungen, die den Albit vollständig verdrängen können, während im gleichen Schliff der Kalifeldspat kaum zersetzt ist. Die rechteckigen Umrisse und das Auftreten in Form perthitischer Adern in Kalifeldspat deuten noch darauf hin, dass es sich um Pseudomorphosen nach Albit handelt. Als primär plagioklasfreier Rhyolith kann einzig eine Probe vom ambossartigen Gang an der Küste 2 km W des Knudedals (KF. 259) bezeichnet werden. Dieser graue Rhyolith besitzt eine gleichmässig feinkörnige Grundmasse mit nur wenigen Einsprenglingen von Quarz und Sanidin, der als Umwandlungsprodukte Carbonat und skelettartig angeordnete Hämatitsubstanz enthält. Auch in den Proben vom Gipfel des Knolden (Bü. 110, 114, 119) lässt sich kein Plagioklas nachweisen, doch sind diese Proben stark durch Verquarzung, Carbonatisierung und Kataklase umgeprägt, sodass hier primär Plagioklas vorhanden gewesen sein kann; in diesen Schlitzen sind auch die ursprünglichen Umrisse des Sanidins infolge der Umwandlung nur noch schwach sichtbar.

Akzessorisch treten Zirkon und Erzkörper auf. Zirkon ist als kleinste Körnchen und idiomorphe Säulchen in wechselnder Menge in fast allen Proben vorhanden. Einzig in den sphärolithischen Randzonen der Rhyolithkörper kann er gelegentlich nicht beobachtet werden. Die kleinen, meist idiomorphen Erzkörper erweisen sich unter dem Ultropak »Leitz« als Pyrit, Magnetit (z. T. möglicherweise Ilmenit?) und Hämatit. Eine Probe aus dem Rhyolithdurchbruch 1 $\frac{1}{2}$ km W Kap Franklin (Bü. 29) enthält zahlreiche Körnchen eines olivgelben Filzes eines nicht näher bestimmten Umwandlungsminerals. Die charakteristischen trigonalen Umrisse mit zonar verschiedener Färbung deuten darauf hin, dass es sich um Pseudomorphosen nach Turmalin handelt. Bei MALMQVIST sind unter den Akzessorien ausserdem Apatit und Titanit erwähnt.

Die Probe mit den Turmalinpseudomorphosen stammt aus der Stielregion der unteren Decken am Knuden S-Hang. Auch bei den Quarzporphyren des Schwarzwaldes wird von SAUER, REGELMANN und KLEINERT Turmalin als typisch für die Stielregionen der Decken angegeben

(s. H. KLEINERT, 1915, p. 39). In den Stielen waren vermutlich die pneumatolytischen Vorgänge während der Erstarrung am grössten, da hier die bor- und fluorhaltigen Lösungen von unter her zugeführt wurden und, durch die mächtigen überlagernden Decken am Entweichen verhindert, die Bildung von Turmalin veranlasst haben.

Sekundär treten Carbonat, Hämatit-Limonit, Chlorit, Serizit und selten Fluorit auf, wie zum Teil bereits vorgehend erwähnt wurde. Carbonat kommt häufig als Fetzen in zersetzen Plagioklasen oder als grössere Einkristalle mit durchsiebten Rändern (Unkrautstruktur) vor. In einem Schliff wurden auch wohl ausgebildete Rhomboederchen (Dolomit?) angetroffen. Chlorit erlangt in einigen Proben eine ziemliche Verbreitung, sodass er makroskopisch grünliche Färbung verursacht. Er bildet kleine sphärolithische Aggregate mit positiver Elongation der Fasern (n_{γ} kräftig blaugrün, n_x blass grünlichgelb, Interferenzfarben: anomal graugelb bis blau) oder kleinblättrigen Filz (grasgrün mit grau bis leicht stahlblauen Interferenzfarben). Serizit ist ein häufiges Umwandlungsmineral der Feldspäte und kommt auch auf Haarrissen vor. Zur Serizitgruppe gehört auch ein olivgelber, nicht pleochroitischer Filz, der in den Interstizien und an den Korngrenzen in zwei Proben aus der Gegend W Camp II vorkommt. Fluorit wurde in den untersten Rhyolithen auf der rechten Talseite des vorderen Randböldals innerhalb eines zersetzen Plagioklaseinsprenglings angetroffen.

Sphärolithische Rhyolithe.

Vielfach besitzen die Rhyolithe des Kap Franklingebiets sphärolithische Textur. Innerhalb der ausgedehnten Rhyolithvorkommen des Randböldals und entlang der Küste des Kejser Franz Josephs Fjords gibt es zahlreiche gut aufgeschlossene Vorkommen sphärolithischer Rhyolithe. Die am leichtesten zugängliche Stelle ist wohl das isolierte Vorkommen der Decke 2 oberhalb Camp I (Stelle 2 a in Fig. 18). Diese Stelle findet sich bei H. BÜTLER (1954) in Fig. 17 und 18 und in dieser Arbeit auf Tafel III dargestellt. Das Vorkommen stellt den unteren Rand der Decke 2 dar. Es lässt sich (Fig. 1, pl. III) eine fluidale Gross-textur darin feststellen. An der Detailaufnahme dieses Aufschlusses (Fig. 2, pl. III) fällt auf, dass die hier bis 10 cm gross werdenden Sphärolithe zum Teil hohl sind (Lithophysen), während ein grösserer Teil im Innern dicht ist und radial faserige Bruchflächen zeigt. Oft weist die beige-ziegelrote bis braunrote Sphärolithsubstanz eine horizontale Bänderung auf, welche die Sphärolithe quer durchsetzt. Meist lassen sich, besonders wenn die Rhyolithe etwas verwittert sind, die einzelnen Sphäro-

lithe wie Gerölle eines sedimentären Konglomerats aus dem Gesteinsverband herauslösen. Sie sind kugelförmig, wobei gelegentlich halbkugelförmige »Warzen« kleinerer Sphärolithe aufgewachsen sind. Beim Zerschlagen mit dem Hammer erweisen sie sich als ausgesprochen hart. Der Kern wird entweder von einem eckigen Xenolithen (Sandstein- oder dichte grünliche Tufftrümmer) oder einem bald kugelförmigen, bald eckigen Hohlraum gebildet, der häufig mit Quarz-, Calcit-, Fluorit- und Hämatitkristallchen ausgekleidet ist. Es gibt aber auch Sphärolithe, die bis ins Zentrum hinein aus einer dichten, radial struierten Substanz bestehen und makroskopisch keinerlei Besonderheiten im Kern aufweisen. Die sphärolithische Ausbildung ist für den unteren Rand der Decke 2 am Knuden S-Hang charakteristisch. Der untere Rand dieser Decke ist auch beiderseits der isolierten Aufwölbung der Decke 1 (Stelle 1 a in Fig. 18) sphärolithisch ausgebildet und die Fortsetzung 2 b der Decke besitzt ebenfalls sphärolithisch ausgebildete Horizonte.

Weiter im W etwas oberhalb von Camp II befindet sich wiederum eine günstige Sphärolithfundstelle am unteren Rand des dortigen Rhyolithkomplexes. Hier werden die Rhyolithe bis über kopfgross, sind meist hohl und enthalten im Innern Quarzdrusen (s. pl. IV). Auch cm-dicke Calcitskalenoeder wurden darin angetroffen.

Innerhalb der Rhyolithe E des Knolden, mit etwas jüngerem Alter als die Hauptmasse des Rhyolithkomplexes zwischen Knudedal und Knolden, trifft man sphärolithische Textur nur untergeordnet und im Kleinbereich (einige mm grosse Kugelchen). Es ist allgemein festzustellen, dass die am deutlichsten ausgeprägten Sphärolithe (faust- bis kopfgrosse Kugeln, die leicht aus dem Gesteinsverband herauswittern) bei den Ergussdecken auftreten. Auch die Gangvorkommen sind häufig am Kontakt und im Innern in Zonen parallel zu den Begrenzungsfächen sphärolithisch ausgebildet. Doch die Sphärolithe bei diesen Vorkommen erreichen nur einige cm Durchmesser und bilden mit der übrigen Grundmasse eine feste Einheit.

Im Randböldal treten wieder, besonders in den oberen Rhyolithen im vorderen Randböldal, ganze Horizonte mit konglomeratartig auswitternden Sphärolithen auf, wie bereits bei der Beschreibung der einzelnen Rhyolithvorkommen erwähnt wurde.

Unter dem Mikroskop betrachtet, besitzen etwa ein Viertel der untersuchten Rhyolith-Dünnschliffe mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Tendenz zu sphärolithischen Texturen. Die Sphärolithe können radiale Struktur besitzen, wobei sich kleine, einfach gebaute Sphärolithe I. Generation und mehrere mm grosse, aus mehreren Lagen aufgebaute und kleine Sphärolithe I. Generation einschliessende Sphärolithe II. Generation unterscheiden lassen. Es kommen ausser den

radial struierten auch konzentrischschalige Sphärolithe vor, in denen bräunliche Kalifeldspatsubstanz und ein deutlich auskristallisiertes Quarzpflaster sich rhythmisch ablösen. Diese konzentrische Ausbildung ist häufig mit perlitischer Struktur verknüpft und mit dieser durch Übergänge verbunden.

Einen Einblick in die Genese der radialen Sphärolithe erlaubt Dünn schliff Bü. 118 vom W Rand der oberen Rhyolithe linksseitig im vorderen Teil des Randböldals. Die Grundmasse ist hier bräunlich gebändert, und die Sphärolithe weisen konzentrische bräunliche Ringe auf. Die Deutung der konzentrisch zonierten Sphärolithe hat A. D. HOWARD (1940) eingehend behandelt. Die Zonierung ergibt sich aus langsamer Abkühlung und der hohen Viskosität des Magmas; diese Faktoren bringen die Kristallisation zeitweise zum Stillstand; bei fortschreitender Abkühlung, beim Erreichen des labilen Zustandes, setzt aber diese wieder kräftig ein, bis sich in der allernächsten Umgebung des Sphäroliths zwischen Schmelze und Sphärolith wieder ein metastabiles Gleichgewicht einstellt, und damit die Kristallisation wieder zum Stillstand kommt. Nun stammt aber die Probe aus der Randzone der Rhyolithe wo man eine raschere Abkühlung als im Innern der Ergussdecken erwarten kann. Es dürfte also eine höhere Viskosität am Rand gegenüber dem Zentrum — wohl infolge vermehrtem Verlust an leichtflüchtigen Bestandteilen — den entscheidenden Faktor für die Entstehung der sphärolithischen Struktur darstellen. Die Probe Bü. 118 ist dadurch interessant, dass hier gleichzeitig eine lagige, horizontale Struktur neben der Zonarstruktur der radialen Sphärolithe vorkommt. Es zeigt sich, dass die Lagenstruktur zum Teil die Sphärolithe durchsetzt, ohne sich um deren Radialstruktur zu kümmern. Hier muss die Lagenstruktur vor der Auskristallisation der radialen Struktur bereits vorhanden gewesen sein. In anderen Fällen, im gleichen Schliff, durchsetzt die lagige Struktur die Sphärolithe nicht oder nur deren äußere Schalen, während der Kern unbeeinflusst bleibt. Die zonierte Bestäubung der radialen Sphärolithe ist wohl dadurch zustande gekommen, dass die Kristallfasern in den Perioden raschen Wachstums den feinsten bräunlichen Staub vor sich her gestossen und ihn während den Wachstumsunterbrüchen in den Kristallbau eingelagert haben. Infolge der hohen Viskosität der Schmelze ist die primäre, durch das Fliessen zustande gekommene, lagige Struktur zum Teil noch in den Sphärolithen erhalten geblieben. Die Annahme, dass überhaupt das Magma zuerst als Glas mit lagiger Struktur erstarrt sei und die radialen Sphärolithe eine nachträgliche Kristallisation aus dem amorphen Zustand darstellen, erscheint aus dem Dünn schliffbild unwahrscheinlich, weil die konzentrischen Bestäubungen doch stärker ausgeprägt sind als die lagigen. Man kann sich auch nicht vorstellen wie die konzentrische Anordnung des Hämatitstaubs, die auf einer

stofflichen Verschiebung beruht, im festen Zustand zustande gekommen sein sollte.

Zwei Dünnschliffe (Bü. 36 und KF. 235) aus dem Rhyolithdurchbruch 1.5 km W Kap Franklin zeigen ein etwas anderes Strukturbild. Hier sind konzentrisch-schalig struierte Sphärolithe vom Typ vorherrschend, wie er bei MALMQVIST (lit. cit.) auf Tafel 5, Fig. 3 oben dargestellt ist. Es wechseln bräunliche, feinkörnige Kalifeldspat- mit etwas gröber kristallisierten Quarzlagen ab. Im Bereich dieser mehrere mm grossen Sphärolithe II. Generation treten kleinere Kalifeldspat- und Chalcedon-Sphärolithe I. Generation auf. Kalifeldspat ist kenntlich an seiner bräunlichen Farbe und dem niederen Relief. Von den Kalifeldspatsphärolithen I. Generation kam meist nur ein besenartiger Sektor zur Ausbildung (»lotosblumenartige« Aggregate nach P. BORDET 1951, Fig. 50), wie dies bei MALMQVIST Tafel 2, Fig. 4 abgebildet ist. Die Chalcedon-Sphärolithe besitzen radial flammige Auslöschung und sind durch ganz feine konzentrische braune Linien gebändert. Der Brechungsindex von Chalcedon liegt etwas unter dem der Quarzeinsprenglinge. Auch die Interstizien zwischen den Sphärolithen können mit Chalcedon ausgekleidet sein, wobei die braune Bänderung in »Festungsachat« artiger Zeichnung vorliegt. Gegen innen sind diese Interstizien mit scharf auslöschen Quarzprismen ausgefüllt deren Pyramidenendflächen im Zentrum zusammenkommen.

Gelegentlich herrscht in den sphärolithischen Rhyolithen ein ziemlicher Calcit-Reichtum. Die Grossphärolithe (II. Generation) sind dann von einem Calcitsaum umgeben.

Einsprenglinge: Die sphärolithischen Rhyolithen führen die gleichen Einsprenglinge wie die vorgehend beschriebenen mit normalem Gefüge. Die korrodierten Quarz- und Sanidin-Einsprenglinge, besonders die letzteren, haben häufig als Ausgangspunkte für die Sphärolithe I. Generation gedient. Die Einsprenglinge sind etwa gleich häufig wie in den Rhyolithen mit normal porphyrischer Struktur. Es befinden sich bei weitem nicht alle im Zentrum von Sphärolithen sondern ein grosser Teil durchsetzt die Sphärolithstrukturen ganz willkürlich. Plagioklas-einsprenglinge kommen, allerdings weniger häufig als bei den normal struierten Rhyolithen, ebenfalls vor. Erz und Zirkon können bei den sphärolithischen Rhyolithen fehlen, sind aber in den übrigen Proben immer vorhanden.

VERERZUNGEN UND HYDROTHERMALE GÄNGE

Hydrothermale Gänge und Mineralanreicherungen finden sich sowohl im Zusammenhang mit den Granitvorkommen N Kap Franklin wie auch an zahlreichen Stellen im Gebiet zwischen Knudedal und Margrethedal, das durch das häufige Auftreten kleinerer Rhyolith-intrusionen und Stielen von Rhyolithdecken gekennzeichnet ist. Siehe Tafeln VI und VII und Fig. 4, auf denen die Mineralvorkommen eingetragen sind. Steht das Mineralsymbol in Klammern, so tritt das betreffende Mineral in untergeordneter Menge auf, ist das Symbol unterstrichen, so befinden sich dort Gänge von mindestens 10 cm Durchmesser. In den nachfolgenden Zeilen werden zuerst einige mit den Granitvorkommen verknüpfte Hämatit- Pyrit-Vererzungen und anschliessend hydrothermale Quarz-, Fluorit-, Baryt- Hämatit-, Strontianit- und Calcit-Gänge besprochen.

Mit den Granitvorkommen verknüpfte Vererzungen.

Vererzungen am Granitkontakt.

Die devonischen Sandsteine sind am Kontakt mit dem Granit oft etwas vererzt. Das metamorphe Devon hat meist dunkelgrüne, selten braune Farbe. Es finden sich alle Übergänge von intensiv zerklüfteten und nachträglich verkitteten Sandsteinen bis zu eigentlichem Hornfels. An verschiedenen Stellen (siehe Tafel VI) sind diese Gesteine von kaum mm dicken Hämatitäderchen und -körnchen durchsetzt. Gleichzeitig kann man auch Schnüre eines lauchgrünen Epidot-Zoisit-Minerals beobachten.

Die Fundstellen befinden sich am Dach des Kap Franklin Granitmassivs und in der Nähe der Granitkontakte im unteren Teil des Franklin- und Vilddals.

Einer etwas höheren Temperaturstufe müssen die Pyritvererzungen entsprechen, denn sie treten unmittelbar am Granitkontakt und in Hornfelseinschlüssen im Granit auf. Etwa 1 km N von Kap Franklin sind die devonischen Sedimente im Kontakt mit Granit zu einem Brei zermalmt, verquarzt und enthalten 1-2 Vol % goldglänzenden Pyrit in

Form kleinster Würfel und Pentagondodekaeder. Auch das metamorphe Devon im untern Teil des Vilddals führt Pyrit als Anflüge auf Kluftflächen.

Es erscheint naheliegend, alle diese Vererzungen nicht auf Stoffzufuhr zurückzuführen. Sie bilden keine eigentlichen Gänge, sondern treten als kleine Adern und Körner auf, die gleichmässig über grössere Areale verteilt sind. Es ist wohl der primäre Fe-Gehalt der devonischen Sandsteine, der als Folge der Temperaturerhöhung bei der Intrusion des Granits und unter Mitwirkung hydrothermaler Lösungen (Epidot-Zoisit-Schnüre) in den beschriebenen Vererzungen angereichert worden ist.

Ein Erzvorkommen, das an eine Mylonitzone gebunden ist (Streichen NW-SE/ Fallen ca. 55° NE) ist an den Felsköpfen am Strand ca. 1 km E des Knudedals aufgeschlossen (s. Fig. 10). Die Probe des Vorkommens (KF. 58) führt Hämatit, Pyrit, Kupferkies?, Cuprit mit Malachit und sekundären Limonit. Die durchschnittlichen Edelmetallgehalte einer 8 cm breiten Probe betragen nach einer Analyse der Firma Bolidens Gruvaktiebolag:

Au g/t	Ag g/t	Cu %	Pb %	S %
Spur	3	0.20	0.04	2.6

Die Erzzone durchsetzt konkordant ein kleines stark kataklastisches Granitvorkommen an jener Stelle. Im Gegensatz zu den vorgehend beschriebenen Vererzungen muss es sich hier um eine nachgranitische Bildung handeln. Der etwa 10 cm mächtige Gang verdankt seine Entstehung wohl einer Stoffzufuhr durch hydrothermale Lösungen aus der Tiefe. Die Vererzung ist auch jünger als ein am E Ende des Aufschlusses gelegener Porphyrgang (Fig. 10), der Pyritbeläge auf Kluftflächen aufweist. Auch etwa 40 m weiter W von der erwähnten Stelle ist das Devon von Pyrit- und Cuprit (?) Äderchen durchsetzt.

Netzartige Hämatitgänge mit Nebengesteinstrümmer in Granit.

Im oberen Teil des Kap Franklin Granitmassivs am ESE Grat des Knuden und am N Rand des Massivs im Franklindal treten netzartige Hämatitadern auf, die zahlreiche eckige Nebengesteinstrümmer enthalten. Die mehrere cm mächtigen Gängchen erinnern an Gangmylonite, doch die genauere Untersuchung zeigt, dass die schwarze Substanz aus feinkristallinem Magnetit oder Hämatit, selten mit Pyritspuren besteht (s. Fig. 28).

Unter dem Mikroskop und Ultropak beobachtet man in einem Schliff vom Vilddal fein verästelten Magnetit, der teilweise von Hämatit ersetzt wird. Die andern Proben enthalten Magnetit nur untergeordnet und die Erzsubstanz besteht aus blutroten Hämatitplättchen. Pyrit tritt als isometrische, z. T. idiomorphe Körnchen auf. Ausser den Bruch-

stückchen des Nebengesteins, die bis zu Mörtel zerrieben sein können, treten noch Neubildungen von Quarz auf (Adern und regellos orientierte Stengelchen in der Grundmasse).

Eine Probe von Kote 500 m am Knuden ESE Grat führt eine Hämatitader, die eine leichte Radioaktivität zeigt (Zunahme des Null-effektes im Geiger-Zählrohr um 25 %). Die übrigen Mineralproben vom Kap Franklin zeigen keine Radioaktivität oder höchstens Spuren in der Größenordnung der obigen Angabe.

Hydrothermale Quarz-, Fluorit-, Baryt-, Hämatit-, Strontianit- und Calcitgänge.

Quarzgänge.

Nennenswerte bis metermächtige Quarzgänge treten meist in Verbindung mit spät bis post mitteldevonischen Störungen auf. Vom Kap Franklin streicht ein Bruch gegen das »yellow boss« am ESE Grat des Knuden. Er durchsetzt die Randbölserie (oberes Mitteldevon, s. BÜTLER 1954) und wird von zahlreichen Quarzgängen begleitet, besonders im Gebiet des »yellow boss«. Dieser Höcker am Knuden ESE Grat verdankt seine Farbe der vom Knudenbruch ausgehenden hydrothermalen Zersetzung (Oxydierung) der dort anstehenden Sandsteine und Konglomerate der Randbölserie. Auch am Ufer des Kejser Franz Josephs Fjords zwischen river f und g treten zum Teil erzführende Quarz-Fluorit-gänge entlang der Verwerfung auf, welche die Kap Franklin Serie von der Margrethedalserie trennt. Der Quarzgang auf dieser Verwerfung streicht N 45° E und fällt mit 70° gegen NW ein. Auf seinem W Rand ist der 1 m mächtige Gang vererzt (Probe KF. 420) und führt radialstrahlige Aggregate von gelb fluoreszierendem Flusspat (vgl. Abschnitt über Fluoritgänge) und leicht violett gefärbtem klaren Flusspat (blau fluoreszierend). An Erzmineralien tritt Bleiglanz auf einer Lage in Flusspat auf, die einzelnen Körner werden aber nur einige mm gross, Pyrit ist eingesprengt in Lagen und Schmitzen einer dunkelgrauen, feinkristallinen Masse, in der sich ein gewisser Gehalt an elementarem Schwefel nachweisen lässt. Die durchschnittlichen Edelmetallgehalte der 3 cm breiten Erzzone betragen nach einer Analyse der Firma Bolidens Gruvaktiebolag:

Au g/t	Ag g/t	Cu %	Pb %	S %
0.1	17	0.03	1.48	9.2

Unter dem Mikroskop erkennt man an einem Quarzgang vom »yellow boss« ein feinkörniges Pflastergefüge aus Quarzstengelchen, die sich oft radial um Sandsteintrümmer und grössere Quarzbrocken lagern. In Zwischen diesen Strukturen kommt Fluorit vor, teilweise mit quadratischen Umrissen.

Fluoritgänge.

Fluspat kommt an zahlreichen Stellen an der Küste zwischen Margrethedal und Knudedal vor. Bereits 1929 hat ROSENKRANTZ dieses Mineral im Gebiet W Kap Franklin als »contact formation from dislocated layers of Devonian sandstone« gefunden (O. B. BØGGILD 1953, p. 70)¹⁾. Auch BACKLUND und MALMQVIST (1935, p. 64, Hdst. 1514) erwähnen ausser Fluspat-Drusenfüllungen in den Rhyolithen auch gangartige Vorkommen weissen und grünlichen Fluspats. Die grössten, bis ein Meter Mächtigkeit erreichenden Fluoritgänge befinden sich E Lager II, etwa 4 und 3,5 km W des Knudendals (siehe Fig. 29). Sie wurden von H. FRÖHLICHER entdeckt. Nördlich oberhalb des W Ganges befinden sich noch 3 weitere Fluoritvorkommen. Die 4 Vorkommen müssen an eine ungefähr N-S verlaufende Störung gebunden sein, die jünger als die Rhyolith in diesem Gebiet ist, denn ein 1 km langer Rhyolithdyke und die darüber liegende Rhyolithdecke werden ebenfalls von dieser Störung durchsetzt.

Der Fluspat ist meist weiss oder durchsichtig mit leicht violetter Färbung. Die Gänge bestehen aus einzelnen Lagen reinen Fluspats und zeigen in der Mitte offene Spalten, die beiderseits von gutausgebildeten Fluoritwürfeln ausgekleidet sind (Kantenlänge bis 6 cm). Auch die Kombination Würfel mit Rhombendodekaeder kann beobachtet werden, wobei die (110)-Fläche rauh ist und würfelige Aussparungen enthält. Alle Typen aus den genannten Gängen zeigen blaue Fluoreszenz. Überzüge von Baryt- oder Quarzkriställchen auf Fluoritwürfeln sind selten.

Ein Vergleich mit den in Ausbeutung begriffenen Fluoritvorkommen in den Vereinigten Staaten (L. W. CURRIER 1944) und Neufundland (E. R. VAN ALSTINE 1944) zeigt, dass die Vorkommen des Kap Franklin-Gebiets von wirtschaftlichen Interesse sein würden, falls sie in der Nähe der Industriezentren lägen.

Während die bisher besprochenen Hauptvorkommen aus milchig

¹⁾ Die im gleichen Jahre gemachten Dolomit-, Gips- und Anhydritfunde W Kap Franklin von ROSENKRANTZ stammen wohl bereits aus dem Permiveau. In BØGGILDS »Mineralogy of Greenland« (1953, p. 151) heisst es zwar, dass eine »dolomitic vein (up to 4 cm thick) in dislocated yellowish-grey Devonian sandstone« vorkomme. Aber die Beschreibung der Gips und Anhydritlagen von der gleichen Fundstelle und besonders Fig. 17, p. 171 auf der Ripplemarks dargestellt werden, weisen darauf hin, dass sich die Stelle bereits im Permiveau befindet, für das Gipshorizonte typisch sind. Die Basis des Perms in der Gegend des Margrethedals besteht nach L. KOCH (1931, p. 69 und 74) und MAYNC (1940, p. 15 und 1942, p. 69 ff.) aus Dolomit, mächtigem, massigem Gips und gipshaltigen Gesteinen, die auf kurze Distanz durch hellen, autigen-brekziösen Kalkdolomit ersetzt sein können. Die bei BØGGILD erwähnten Vorkommen von Dolomit, Gips und Anhydrit sind also sedimentäre Bildungen und hängen nicht mit den in unserer Arbeit beschriebenen hydrothermalen Gängen zusammen.

weissen, farblosen bis leicht violett gefärbten Varietäten bestehen, so wurde auch vereinzelt grüner Flusspat angetroffen (blaue Fluoreszenz). Er findet sich zusammen mit Hämatit und Baryt und allein in Adern am Fjordufer beim Knolden und als spärliches Vorkommen zwischen Bach I und m. Das oberste der 4 auf einer N-S Störung auftretenden Fluoritvorkommen unmittelbar E Lager II zeigt ebenfalls grüne Färbung (Fundstelle auf Kote 250 m ü. M.).

Radiale Ausbildung und zonar verschiedene Färbungen zeigen die Vorkommen beiderseits der Verwerfung zwischen river f und g: Innen: honiggelb mit gelber Fluoreszenz und schwacher Phosphoreszenz, aussen: gelbbraun mit blauer Fluoreszenz; auch schwarzer Fluorit kommt vor, der keine Fluoreszenz aufweist. Gegen einen Hohlraum zu ist dieser radial struierte Flusspat von Limonitpseudomorphosen nach einem rhomboedrischen Mineral (Siderit?) überwachsen. Im river g kommt er zusammen mit Strontianit und Quarzgängen vor.

Die regionale Verteilung der Färbung bei den Fluoritvorkommen der englischen Pennines sind von DUNHAM (1937) eingehend untersucht worden. Für die von ihm untersuchte Flusspatprovinz gilt die Regel, dass zuinnerst nur »purple and green fluorspars« auftreten, während die »amber coloured varieties« nur am Rand der Provinz zu finden sind. Diese Regel gilt auch für die sporadischen Funde im Kap Franklingebiet. Das Gebiet zwischen Camp II und Camp Backlund wo sich die Hauptfundstellen befinden (s. Tafel VII) enthält nur weissen und violetten Flusspat. Dann folgen gegen oben und gegen W drei Fundstellen grünen Flusspats und noch weiter W zwischen Bach f und g, am Rande des Gebiets mit hydrothermalen Gängen, kommt nur noch honiggelber bis gelbbrauner Flusspat vor. Dagegen gilt die für die North Pennines aufgestellte Regel, dass in allen Fluorit-Baryt Paragenesen der Flusspat »amber coloured« sei, für das Kap Franklingebiet nicht. Gerade die gelben Flusspatvorkommen zwischen Bach f und g enthalten keinen Baryt, während beim Knolden grüner Flusspat und Baryt miteinander verwachsen sind; auch bei der Hauptfluoritfundstelle kommen, allerdings spärlich, Barytkrusten auf Flusspatwürfeln vor. Aus dem Vergleich mit den Verhältnissen in den North Pennines geht also hervor, dass das Zentrum der hydrothermalen Aktivität, die zur Bildung der Fluoritgänge führte, in der Tiefe unter dem Gebiet zwischen Camp II und Camp Backlund zu suchen ist.

Abschliessend sei noch auf ein vereinzeltes Fluoritvorkommen in den permischen Sedimenten hingewiesen. In den Kalken des Perm N oberhalb des Knolden, ca. 100—200 m W des grossen Porphyroplateaus,

treten kleine Adern von Fluorit und fluoritgefüllte Hohlräume auf (bis 2,5 cm grosse Würfel weissen Flusspats, schwach blaue Fluoreszenz). Es dürfte sich um eine lokale Sekretion während der Diagenese des Perm handeln. Die Basis des Perm ist beim Porphyrrplateau N oberhalb des Knolden als Aufbereitungshorizont mit zahlreichen Porphyrgeröllen ausgebildet. Ein gewisser Gehalt an klastischem Flusspat aus der Devonunterlage ist wohl durch zirkulierende Wässer während der Diagenese oder eventuell während der Intrusion der tertiären Basalte in den erwähnten Adern und Hohlräumausfüllungen konzentriert worden.

Wie uns Dr. JOSEF EKLUND mündlich mitteilte, hat er während seines mehrtägigen Besuchs des Kap Franklin Gebiets im Jahre 1950 auch Flusspatgänge nördlich oberhalb von Camp II beobachtet, welche das Permniveau und die Sedimente oberhalb durchsetzen.

Barytgänge.

Die Hauptbarytvorkommen befinden sich auf der N-Seite (Hinterseite) des Knolden, also am linken Hang des Baches k. Der weisse bis rötliche Baryt bildet blättrige Aggregate und bis 3 mm dicke und 3 cm lange Tafeln, die sich regellos durchwachsen. Zusammen mit Baryt kommt auch blättriger, gelblich-weisser Strontianit vor. Im Bach i auf Kote 130 m, unmittelbar über einem Wasserfall, lassen sich durchscheinende Barytkristalle beobachten (bis 2 cm grosse Kombinationen von 001 mit 110). Auf Fig. 30 ist eine Partie aus diesem Vorkommen sichtbar.

Eine Bleiglanz-Barytader (nur 0,3-4 cm mächtig) tritt am E Rand des »Stiels« der Rhyolithdecken auf, W vom Ausgang des Knudendals. Die übrigen Fundstellen sind auf den Skizzen Tafel VI und VII eingetragen worden, mit Ausnahme von ausserhalb deren Bereich gelegener verquarzter Klüfte im Devon in einer Runse am E Hang des Saxos Bjergs, auf denen sich kleine Barytkristalle (001 und 110) beobachten lassen.

Hämatitgänge.

An der Küste S des Knolden steckt ein bis 20 cm mächtiger Hämatit-Baryt-Fluoritgang in Rhyolithen. Er streicht ungefähr E-W und fällt steil gegen S ein. Hämatit tritt als derbe Masse auf, die oberflächlich als roter Glaskopf ausgebildet ist. Er führt auch drusenartig Quarz und geht seitlich in ein Baryt-Fluorit (grünlich)-Hämatit Aggregat über.

Strontianit und Calcitadern.

Am rechten Hang des Vilddals tritt als Ueberzüge auf Kluftflächen und als selbständige Adern im Granit bis Rhyolith ein weisses, blättriges Karbonat auf, das auf Grund seiner Flammenfärbung und im Körner-

präparat als Strontianit bestimmt wurde. Auch ein kleines feinkörniges Gängchen im metamorphen Devon hinter (NE) dem Knolden führt dieses Mineral neben Calcit. Die Fluorit-Strontianit Vorkommen im river g wurden bereits erwähnt. Auch hier bildet der Strontianit blättrige Aggregate mit wellig verbogenen Spaltflächen, weiss und rosa gebändert.

Aus Strontianit besteht auch ein metergrosser Einschluss an der Basis der Rhyolithdecke über Camp I (ungefähr in der Mitte zwischen Kap Franklin und Knudedal).

Unweit dieser Stelle an der Küste, 3 km W Kap Franklin, durchsetzt ein Gang mit bis 5 cm mächtigen Strontianitlagen den vergrusten Granit, der dort isoliert auftritt. Ein km weiter im Westen, unmittelbar W der Felstürme die dort ins Meer vorspringen, erwähnt BÜTLER (1953, p. 68) Calcit als Füllung von Fiederspalten im Zusammenhang mit einer NW streichenden Störung, die in Fig. 12 seiner Arbeit deutlich erkennbar sind.

Aus einer Rhyolithschliere im Granit am rechten Talhang des Vildals stammt eine Probe eines Calcit-Baryt-gängchens. Randlich gegen das Nebengestein begrenzt ein Saum schwarzen Calcits den einige cm mächtigen, weissen (Calcit) bis rötlichen (Baryt) Gang. Auch Nebengesteinstrümmer werden von diesem schwarzen Calcit umkleidet. Unter dem Mikroskop erweist es sich, dass die schwarze Farbe des Calcits von fein verteilem Fe-Oxyd herrührt. Ein Hohlraum im Innern führt Kristalle von Calcit, leicht violettem Fluorit und Quarz.

Deutung und Alter der besprochenen Bildungen.

Die besprochenen Bildungen sind als letzte Phase der mitteldevonischen Eruptivtätigkeit aufzufassen. Die Vererzungen in den devonischen Sedimenten am Granitkontakt und wohl auch die übrigen mit dem Granit verknüpften Mineralisierungen müssen wie der Granit mitteldevonisches Alter besitzen. Die Quarz-, Fluorit-, Baryt-, Hämatit-, Strontianit-, Calcit-Gänge am Fjordufer zwischen Knude- und Margrethedalen sind später gebildet worden. Sie durchsetzen an einigen Stellen die Rhyolithe und ihr Auftreten hängt mit der Verwerfung an der Knuden SE-Seite und jener zwischen Bach f und g zusammen, die jünger als die Randböl- beziehungsweise Margrethedal-Serie aber präpermisch sind. Es kommt also oberdevonisches bis carbonisches Alter in Frage. Dr. JOSEF EKLUND nimmt für die Mineralisationen ein postpermisches Alter an (mündliche Mitteilung im Frühjahr 1956). Die Beobachtungen, die ihn zu dieser Annahme führten, wurden im Gebiet nördlich oberhalb von Camp II gemacht. Leider sind damals im Jahre 1950 die gegensätzlichen Auffassungen nicht durch gemeinsame Begutachtung geklärt worden. Nach unsrern Kartierungen (BÜTLER, FRÖH-

LICHER und der Schreibende) sind die das Perm überlagernden Trias- und Kreidesedimente frei von Flusspatgängen. Einzig an der Basis des Perm wurden Flusspatkristalle in Höhlungen angetroffen. Sie sind am Schluss des Kapitels über die Fluoritgänge beschrieben und wurden als lokale Sekretionen während der Diagenese des Perm oder während der Intrusion der Basalte gedeutet. Die übrigen, mittel- bis oberdevonische Sedimente durchsetzenden, hydrothermalen Bildungen kommen in der nächsten Umgebung der Zentren der Rhyolithintrusionen vor. Wir nehmen deshalb an, dass es sich um eine hydrothermale Spätphase der rhyolithischen Magmabergerde handelt, die sich nicht viel später als die Intrusion der Rhyolith abgespielt hat. Oberdevonisches bis carbonisches Alter erscheint von diesem Gesichtspunkt aus betrachtet am wahrscheinlichsten.

H. BÜTLER (1954) zeigt in Fig. 23 helle Gänge in der Vildtalserie weiter W am Ufer von Kejser Franz Josephs Fjord S der Hjelmbjerge, die auch noch die Remigolepis Serien (Oberdevon) durchsetzen. Da diese Gänge lediglich aus der Ferne beobachtet wurden, kann nur vermutet werden, dass es sich auch hier um Quarz-Fluoritgänge handelt.

Vermutlich mit der hydrothermalen Phase des Kap Franklingebiets gleichaltrig sind die hydrothermalen Bildungen und Erzlagerstätten an der S-Spitze der Clavering Ø bei Eskimonæs, die MITTELHOLZER (1941, p. 22 und 31) erwähnt. Nach diesem Autor kommen dort Quarzklüfte, Erzlagerstätten, Chalcedon-Brekzienzonen mit mikroskopischem Fluorit, Calcit- und Sideritgängen vor, deren Entstehung nach MITTELHOLZER frühestens in die Zeit des Ausklingens der kaledonischen Orogenese fällt.

SUMMARY

Introduction.

In the Kap Franklin region several granite exposures occur, covering an area of altogether 4 km². The effusive equivalents, rhyolitic lavas and their feeder dykes and tuffs, are also found. The importance of these outcrops lies in the fact that their geologic relation to the Devonian series of known age is clearly established. The country rock of these intrusives and effusives can be dated by means of fish remains to be Middle Devonian. The stratigraphic relations have been described in detail by Dr. H. Bütler, the chief of the Kap Franklin party of 1950, to which the writer belonged. The present paper may be considered as a petrographic supplement to H. BüTLER's paper (1954, with summary in English).

Granites and associated rocks.

The granites described occur mainly in two separate outcrops, one situated immediately north of Kap Franklin and the other on the right side of Vilddalen (cf. Pl. V). Both seem to be exposures of the roof of a single granite mass in the depth. They must be younger than the Vilddalen Series, in which they are intruded (The oldest of the Middle Devonian series observed in the area). More than half of the exposed surface of the granite is formed by migmatites (cf. Pls. I and II). These latter are penetrated by various types of homogeneous granites, which are interpreted as intrusive granites. Granites of the homogeneous type can be seen cutting across the migmatites (cf. Fig. 4, Pl. I and Fig. 3, Pl. II). A typical feature of the Kap Franklin granite is a brecciated variety, occurring mainly near the margins of the stocks. From the microscopical study it can be seen to have resulted from a crushing process which took place before the crystallisation ceased, for ruptures as well as signs of plastic deformation (crumpled twin-lamellae in plagioclase) are met with. On the western end of the granite stock of Vilddalen the contact is a straight line along a limited stretch (cf. Fig. 11). The brecciated granite is supposed to have been intruded as a partly crystallised pulp during a tectonic movement. The metamorphic aureole around the granite and migmatite stocks is rather narrow (up to 100 metres in width),

and may even be missing. In one case determinable fossils (fish scales) have been found in the Vilddalen Series only a few metres from the granite contact. But usually the Vilddalen Sandstones loose their flaggy structure near the granite, turning into a brecciated hornfels.

The age of the granite is given by the fact that its mise-en-place is younger than the Vilddalen Series and that it is overlain on a divergent unconformity by the basal conglomerate of the Kap Franklin Series, which contains pebbles of the granite (cf. Fig. 9). Since both these series belong to the Middle Devonian, the granite, too, must be of this age.

Different varieties of granite are described and shown on the sketches (Figs. 3 and 4): a homogeneous medium-grained variety, as well as pegmatitic, aplitic, schlieric and brecciated ones. The essential mineral components are quartz, potassium feldspar (anorthoclase (?) and microcline), albite (0—8% An), biotite, and muscovite. It can be classified as an alkali- to leuco-granite. Two chemical analyses are given on page 37.

An occurrence of a gneissified hornblende-lamprophyre dyke in granite was encountered a little north of Kap Franklin (see Fig. 6). Its mineralogical constituents are: hornblende, potassium feldspar and plagioclase (altered), biotite and chlorite, quartz, ilmenite and magnetite. This lamprophyre occurrence is of some importance, as lamprophyre dykes of post-Caledonian age are described from the Caledonian Complex farther westward. The dyke mentioned in this paper bears some resemblance to the "Hornblende-Vogesit" from Bastionen on Ella Ø (RITTMANN 1940, p. 142) and to the epidote-bearing spessartite from East Andrées Land described by E. FRÄNKL (1953², p. 101).

The granites and migmatites of Kap Franklin are the most southerly ones of a series of granite massives along the eastern slope of the Giesecke Bjerge (cf. Fig. 12). On older maps these granites E. of Bonneys Plateau and E. of Ladderbjerg have been indicated as "Caledonian crystalline rocks", but already ODELL (1939) and MAYNC (1949) suggested a post-Caledonian age for at least some of the granites. A detailed comparison of the observations on the granites made in the northern Giesecke Bjerge and of the thin sections available from this area with the Kap Franklin granite did not indicate any major difference. A Middle Devonian age is therefore assumed for all the granites of the Giesecke Bjerge and tentatively even for parts of the crystalline rocks of the eastern end of Moskusoksefjord.

So far no definite age can be attributed to the Caledonian orogeny, in Central East Greenland. It is younger than the Narhval Sound Formation (uppermost Canadian, according to POULSEN 1951) and older than Middle Devonian. It is quite possible that some of the post-orogenic granites (Marginal Granite) of the Central Metamorphic Complex are of

the same age as the Kap Franklin granite. On comparing the chemical compositions, no evidence against this assumption was found. The NIGGLI-values of the two Kap Franklin granite analyses fit quite well into the series of analysed syn- and postorogenetic Caledonian granites when plotted in the "Variationsdiagramm" (cf. Fig. 14). In this way the observations made in the Kap Franklin area may contribute to solve the problem of dating the events of the Caledonian orogeny in Central East Greenland.

Rhyolites.

The rhyolites of the Kap Franklin region cover a much wider area than the granites. The main phase of rhyolite intrusions and effusions took place during the deposition of the Kap Franklin Series. But the initial phase must date back to a somewhat earlier age than the beginning of the Kap Franklin Series, for even its basal conglomerate contains numerous rhyolite pebbles. A few dykes, only, are found within the Margrethedral Series (= Middle Devonian, according to BÜTLER 1954) and the Remigolepis Series (Upper Devonian). They show the same petrographic characteristics as the rhyolites connected with the Kap Franklin Series.

The rhyolite bodies have usually the shape of thick horizontal or gently folded layers extending over several kilometres. Some are interpreted as sills, on account of their contact phenomena and their columnar structure, while others—the majority—must represent lava flows interbedded in the Kap Franklin Series. They are under- and overlain by tuffs and fluviatile deposits and they show spherulitic texture on their hanging walls and foot walls. Some lava flows are entirely spherulitic. Dykes are frequently met with. In some cases nearby vertical dykes can be seen in connection with lava flows. The Kap Franklin rhyolites are supposed to originate from fissure eruptions. Indications of the presence of volcanic necks or remnants of volcanic cones of the central type have not been observed.

The rhyolites are mostly of a brick- or wine-red colour due to the presence of haematite dust. Grey rhyolites are less frequently met with. They occur in dykes and show intense orange weathering colours. The porphyritic texture is well visible to the naked eye (phenocrysts up to 5 mm in size). The groundmass may be homogeneous, fine-grained or micro-spherulitic and micro-granophytic. Among the phenocrysts, quartz and sanidine are predominant, but albite is present as well. According to the chemical analyses given in the paper of BACKLUND and MALMQVIST (1935), they should be classified as alkalirhyolites.

The spherulitic texture is well developed in various dimensions. Usually the individual spherulites weather out like pebbles of a conglomerate (cf. Pl. III). In some cases the lithophysae may attain the

size of a head (cf. Pl. IV). The spherulites have usually been formed around a phenocryst or—in case of the larger ones—around a rhyolite or tuff fragment (see Fig. 26). Under the microscope spherulites with concentric textures and others (smaller ones) with radial textures can be distinguished. The concentric ones consist of alternating zones of mosaic-like quartz grains and potassium feldspar and they sometimes include smaller—first generation—spherulites of the radial type. The radial spherulites show concentric zoning due to variations in the haematite dust content, corresponding to various stages of growth of the spherulite. When flow-banding is present in the groundmass, it does not usually cross the spherulites, so the order of crystallisation mainly proceeds from phenocrysts to spherulites to groundmass.

The main phase of rhyolitic volcanism took place during the deposition of the Kap Franklin Series (Middle Devonian). It is younger than the granite cut by rhyolite dykes. But some of the rhyolites must have been formed before the Kap Franklin Series, shortly after, or even during, the intrusion of the granite. Indications of a certain relationship between the two are the porphyritic granite variety and rhyolite schlieren in the granite outcrop of Vilddalen. Also in their chemical composition the granites and the rhyolites do not differ very much. We therefore regard the rhyolites as the volcanic phase of the same magmatic activity as gave rise to the formation of the granites.

Mineral veins of hydrothermal origin.

Along the coast of Kejser Franz Josephs Fjord between Knudedal and Margrethedral a number of fluorite-, quartz-, haematite-, baryte-, strontianite- and calcite-veins occur. They partly penetrate the rhyolites and the Margrethedral and Randböl Series, but probably not the Permian and post-Permian sediments. Their age may be Upper Devonian to Carboniferous. As they are concentrated in the vicinity of the feeder dykes of the rhyolitic effusions, they are considered to represent a late hydrothermal phase of the Devonian magmatism.

The fluorite veins show different colours in various districts (violet to white, green, and amber colours). The rules found by DUNHAM (1937) for the colour distribution of the fluorites of the English Pennines can be applied in part also to the Kap Franklin area.

LITERATURVERZEICHNIS

M. o. G. = Meddelelser om Grönland.

- BACKLUND, H. G. 1930. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. M. o. G. Bd. 74, p. 209.
— 1932. Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Josef Fjord in Ostgrönland. M. o. G. Bd. 87, Nr. 4.
- BACKLUND, H. G. und MALMQVIST, D. 1932. Zur Geologie und Petrographie der Nordostgrönländischen Basaltformation. Teil I. Die basische Reihe. M. o. G. Bd. 87, Nr. 5.
— 1935. Teil II. Die sauren Ergussgesteine von Kap Franklin. M. o. G. Bd. 95, Nr. 3.
— 1937. Der postkaledonische paläozoische Vulkanismus in Ostgrönland. Geol. Rundschau Bd. 28, p. 407.
- BØGGILD, O. B. 1953. The Mineralogy of Greenland. M. o. G. Bd. 149, Nr. 3.
- BORDET, P. 1951. Étude géologique et pétrographique de l'Esterel. Mem. Carte géologique détaill. de la France. Paris.
- BOYD, LOUISE A. 1935. The Fiord Region of East Greenland. Amer. Geogr. Soc. Spec. Publ. No. 18.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. 1945. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogen. I. Hauptteil: Einleitung — die Ophiolithe. Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen. Berechnungsmethoden. Publikation Stiftung »Vulkaninstitut Immanuel Friedländer« Nr. 3. Zürich.
- BÜTLER, H. 1935. Some new investigations of the Devonian Stratigraphy and Tectonics of East Greenland. M. o. G. Bd. 103, Nr. 2.
— 1935a. Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen Bd. 12, Nr. 3, p. 17.
— 1937. Die Geologische Position des Canninglandes in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen Bd. 13, Nr. 1, p. 1.
— 1938. Die tektonischen Strukturelemente des östlichen Moschusochsenfjordes. M. o. G. Bd. 103, Nr. 5.
— 1940. Das devonische Faltungsgebiet nördlich des Moschusochsenfjordes in Ostgrönland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 3.
— 1940a. Übersicht der devonischen Bildungen nördlich des Davysundes in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen Bd. 16, Nr. 5, p. 105.
— 1948. Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Joseph Fjord in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen (Schweiz) Bd. 22, Nr. 3, p. 73.
— 1948a. Notes on the Geological Map of Canning Land (East Greenland). M. o. G. Bd. 133, Nr. 2.
— 1949. Über das Vorkommen von Mitteldevon im südlichen Teil der Giesecke-Bjerge. M. o. G. Bd. 150, Nr. 4.
— 1954. Die stratigraphische Gliederung der mitteldevonischen Serien im Gebiete von Kap Franklin am Kejser Franz Joseph Fjord in Zentral-Ostgrönland, M. o. G. Bd. 116, Nr. 7.

- CURRIER, L. W. 1944. Geological and geophysical Survey of Fluorspar Areas in Hardin County Illinois. Part 1. Geology of the Cave in Rock District. U. S. Geol. Surv. Bull. 942.
- DALVESCO, E. 1954. Vulkanismus, Magmatismus und Metamorphose im Gebiet des nordostgrönländischen Devons. M. o. G. Bd. 72, Nr. 7.
- DUNHAM, K. C. 1937. The paragenesis and color of Fluorite in the English Pennines. Am. Min. Vol. 22.
- EHA, S. 1953. The pre-Devonian Sediments on Ymers Ø. Suess Land, and Ella Ø (East Greenland) and their Tectonics. M. o. G. Bd. 111, Nr. 2.
- FRÄNKEL, E. 1953¹. Die geologische Karte von Nord-Scoresby Land (NE Grönland). M. o. G. Bd. 113, Nr. 6.
- 1953². Geologische Untersuchungen in Ost-Andrées Land (NE Grönland). M. o. G. Bd. 113, Nr. 4.
- HALLER, J. 1953. Geologie und Petrographie von West-Andrées Land und Ost-Fräckels Land (NE-Grönland). M. o. G. Bd. 113, Nr. 5.
- 1954. Der »Zentrale Metamorphe Komplex« von NE-Grönland. Teil I. Die geologische Karte von Suess Land, Gletscherland und Goodenoughs Land. M. o. G. Bd. 73, 1. Afd. Nr. 3.
- HOWARD, A. D. 1940. Zoning in Spherulites. Am. Min. Vol. 25, p. 614.
- HUBER, W. 1950. Geologisch-petrographische Untersuchungen in den inneren Fjord-regionen des Kejser Franz Josephs Fjordsystemes in Nordostgrönland. M. o. G. Bd. 151, Nr. 5.
- IDDINGS, J. P. 1887. The Nature and Origin of Lithophysae and the Lamination of the acid lavas. Am. Journ. of Sc. III. Ser., Vol. 33, p. 36.
- JOHANNSEN, A. 1932. A descriptive Petrography of the Igneous Rocks, Vol. II. The Quarzbearing Rocks, Chicago.
- KLEINERT, H. 1915. Die Porphyre des Münstertals im badischen Schwarzwald. Inaugural-Dissertation, natw. Fakultät Tübingen, Juli 1911.
- KOCH, L. 1929. The Geology of East Greenland. M. o. G. Bd. 73, Nr. 1. The Stratigraphy of Greenland. M. o. G. Bd. 73, Nr. 2.
- 1931. Carboniferous and Triassic Stratigraphy of East Greenland, M. o. G. Bd. 83, Nr. 2.
- 1934. Some New Main Features in the Geological Development of Greenland. Lwów. Zbiór Prac Powszechny Przez Towarzystwo Geograficzne we Lwowie (Lemberg) EUGENJUSZOWI ROMEROWI, S. 149—159.
- 1950. Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—39 conducted by Lauge Koch. Part I. Notes on some Topographical and Geological Maps of East Greenland. M. o. G. Bd. 143, Nr. 1.
- KRANCK, E. H. 1935. On the crystalline Complex of Liverpool Land. M. o. G. Bd. 95, Nr. 7.
- LENZ, O. 1874. Specielle Darstellung der geologischen Verhältnisse Ostgrönlands. In: Die zweite deutsche Nordpolfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter Führung des Kapitän Karl Koldewey. Ver. für die deutsche Nordpolarfahrt in Bremen. F. A. Brockhaus, Leipzig.
- MALMQVIST, D. s. BACKLUND, H. G. und MALMQVIST, D. 1932.
- MAYNC, W. 1940. Stratigraphie des Küstengebietes von Ostgrönland zwischen 73°—75° N Lat. M. o. G. Bd. 114, Nr. 5.
- 1942. Stratigraphie und Faziesverhältnisse der oberpermischen Ablagerungen Ostgrönlands. M. o. G. Bd. 115, Nr. 2.
- 1949. On the pre-permian Basement of the Giesecke Mountains (Gauss Peninsula), Northern East Greenland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 2.
- NATHORST, A. G. 1901. Bidrag till nordöstra Grönlands geologi. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. No. 207, Bd. 23, Heft 4, p. 275.

- NIGGLI, P. 1936. Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petrogr. Mitt. Bd. 16, p. 335.
- NIKITIN, W. 1936. Die Fedorow-Methode, Berlin.
- NOE-NYGAARD, A. 1937. Die paläozoischen Eruptivgesteine von Canning-Land. M. o. G. Bd. 118, Nr. 6.
- NORDENSKJÖLD, O. 1907. On the Geology and physical Geography of East Greenland. M. o. G. 28. Hefte, V, p. 151.
- O'DELL, N. E. 1939. The Structure of the Kejser Franz Josephs Fjord Region, North East Greenland. M. o. G. Bd. 119, No. 6.
- 1944. The Petrography of the Franz Josef Fjord Region, North-East Greenland, in Relation to its Structure: A Study in Regional Metamorphism. Transact. of the Royal Soc. of Edinburgh, Vol. 41, 8, p. 221.
- ORVIN, A. K. 1930. Beiträge zur Kenntnis des Oberdevons Ost-Grönlands. Norges Svalbard- og Ishavs-Undersökelser, Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 30, Oslo.
- PARKINSON, JOHN 1901. The Hollow Spherulites of the Yellowstone and Great Britain. Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London, Vol. 57, p. 211.
- PARKINSON, M. M. L. and WHITTARD, W. F. 1931. The geological work of the Cambridge Expedition to East Greenland in 1929. Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London, Vol. 87, p. 650.
- PIRSSON, L.V. 1910. On an Artificial Lava Flow and its Spherulitic Crystallisation. Am. Journ. of Sc., Vol. 30, p. 97.
- POPOFF, B. 1904. Eine neue Untersuchungsweise sphärolithischer Bildungen. Tschermaks Min. und Petr. Mitt. NF. 23. Bd., p. 153.
- 1934. Sphärolithenbau und Strahlungskristallisation. Latv. Farm. Zurn. Riga.
- POULSEN, CHR. und WIENBERG RASMUSSEN 1951. Geological Map and Description of Ella Ø. M. o. G. Bd. 151, Nr. 5.
- REINHARD, M. 1931. Universal-Drehtischmethoden. Einführung in die kristallographischen Grundbegriffe und die Plagioklasbestimmung. Wepf & Cie, Basel/Schweiz.
- RITTMANN, A. 1940. Studien an Eruptivgesteinen aus Ost-Grönland. M. o. G. Bd. 115, Nr. 1.
- Ross, C. S. 1941. Origin and geometric Form of Chalcedony-filled Spherulites from Oregon. Am. Min. Vol. 26, p. 727.
- SANDER, B. 1930. Gefügekunde der Gesteine. Wien.
- STILLE, H. 1909. Zonares Wandern der Gebirgsbildung. 2. Jahresber. der Niedersächsischen Geolog. Ver. (Geolog. Abt. d. Nat. Ges.) zu Hannover, p. 34 ff.
- TRÖGER, E. 1935. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.
- VAN ALSTINE, R. E. 1944. The Fluorspar Deposits of St. Lawrence, Newfoundland. Econ. Geol. Vol. 39, No. 2, p. 109, New Haven, Connecticut, U. S. A.
- VISCHER, A. 1940. Ergebnisse von Studien über die postdevonische Tektonik zwischen Hochstetter Bucht und Franz Josephs Fjord während Zweijahrsexpedition 1936–1938. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen (Schweiz), Bd. 16, Nr. 9, p. 152.
- 1943. Die Postdevonische Tektonik von Ostgrönland zwischen 74° und 75° N. M. o. G. Bd. 133, Nr. 4.
- WEGMANN, C. E. 1935. Preliminary report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land. M. o. G. Bd. 103, Nr. 3.
- WENK, E. and HALLER, J. 1953. Geological Explorations in the western Petermann Region, western part of Fraenkels Land, East Greenland. M. o. G. Bd. 111, Nr. 3.
- WORDIE, J. M. and WHITTARD, W. F. 1930. A Contribution to the Geology of the Country between Petermann Peak and Kjerulf Fjord, East Greenland. Geol. Magaz. Vol. 67, p. 145.

TAFELN

Tafel I.

Detailaufnahmen aus dem Kristallin N Kap Franklin:

- Fig. 4. Lagen hellrötlichen Granits in dunkelgrünem Chlorit-Biotit-reichem Gneis (= metamorphe Vildtalserie). Im Hintergrund unmetamorphe Vilddalserie. Blick gegen Norden, die Meeresküste ist durch Nebel verdeckt.
- 2. Migmatit, die Gneislagen sind ptygmatisch gefältelt.
 - 3. Diffuse Schlieren des Nebengesteins im Granit.
 - 4. Gänge und diffuse Intrusionen eines einheitlichen Leukogranits die Migmatite durchsetzend (vgl. Fig. 3, Tafel II).

Fig. 1.

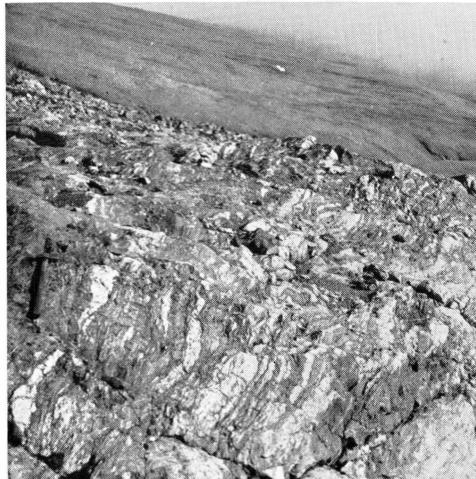


Fig. 2.

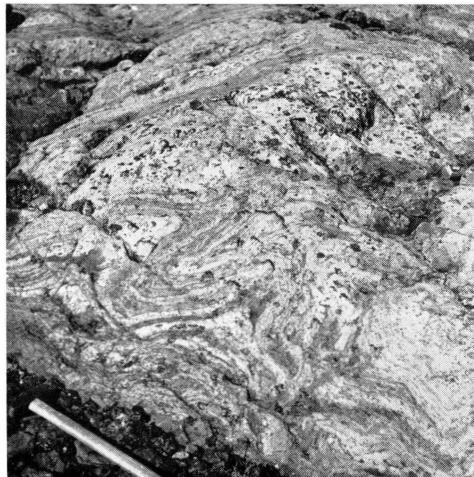


Fig. 3.

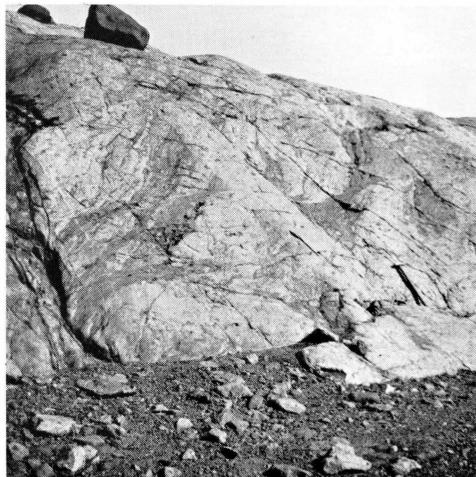


Fig. 4.

Tafel II.

Detailaufnahmen aus dem Kristallin N Kap Franklin und im Vilddal:

Fig. 1. Migmatit, der Knetung im plastischen Zustand zeigt. Loser Block vom Vorkommen im Vilddal.

- 2. Migmatit. Dunkle Partien in Natur dunkelgrün, weisse Partien in Natur weiss bis hellrötlich. Aufschluss befindet sich im Tälchen südlich des Franklindals.
- 3. Plastisch gefältelte Migmatitmasse (= metamorphe Vildtalserie) in Leukogranit ausblätternd (vgl. Fig. 4, Tafel I). Seitenwand eines durch Auswitterung eines Basalts entstandenen N—S gerichteten Grabens N von Kap Franklin.
- 4. Granit mit Gneisschlieren. Die rein granitischen Partien wittern kissenartig heraus.

Fig. 1.



Fig. 2.

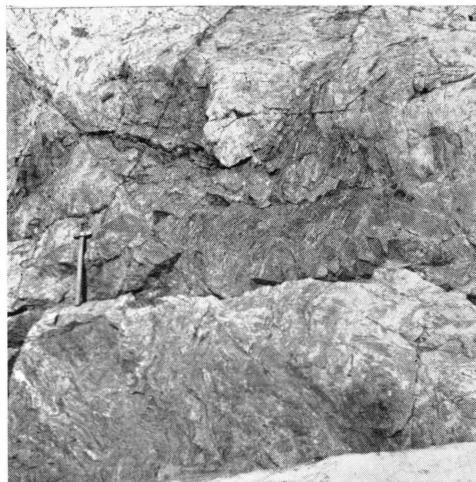


Fig. 3.



Fig. 4.

Tafel III.

Sphärolithische Rhyolithe:

- Fig. 1. Kontaktzone zwischen zwei Rhyolithdecken. Die obere Decke ist ein durch Erosion isolierter Teil (ein »outlier«) der Decke 2 an der S-Seite des Knuden. Die Stelle befindet sich bei »2a« in Fig. 18. Die Basis der Decke 2, weist sphärolithische Textur auf. Ebenso lassen sich fluidale Grosstexturen erkennen.
Als Größenvergleich dient ein Rucksack mit Hammer in der Mitte des Bildes etwas unterhalb des Kontaktes. Im Hintergrund der SE-Grat des Knuden.
- 2. Sphärolithe und Lithophysen. Detailaufnahme vom gleichen Aufschluss.



Fig. 1.



Fig. 2.

Tafel IV.

Gesteinsaufnahmen von Quarzdrusen im Innern von Rhyolith-Sphärolithen:

- Fig. 1. Druse mit fingerdicken, violettlichen Quarzkristallen. Grosser Sphärolith (Durchmesser 15 cm). Fundort: Basis der Rhyolithdecke oberhalb Camp 2 (siehe Tafel V und VII).
- 2. Weitere gleich grosse Probe vom gleichen Fundort mit etwas kleineren Quarzkristallen (Durchmesser des Geldstücks: 3 cm). (Gesteinsaufnahmen bei schräger Beleuchtung).

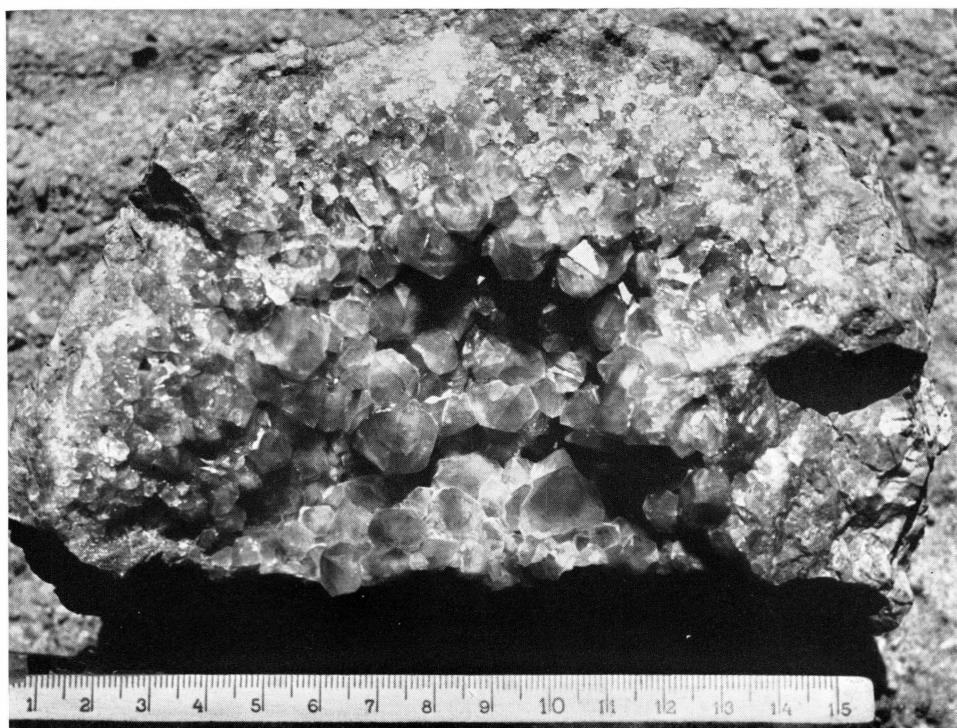


Fig. 4.

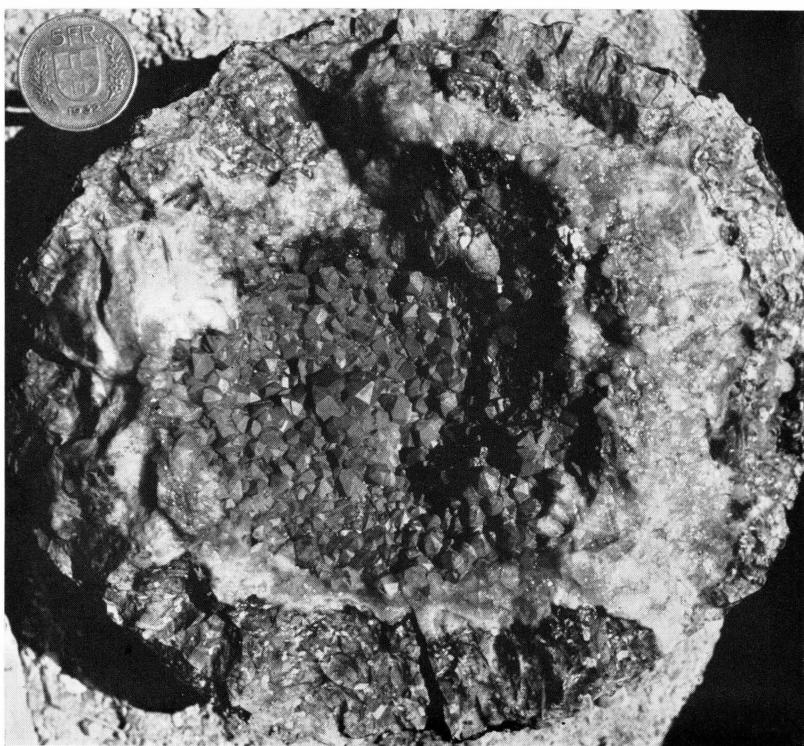


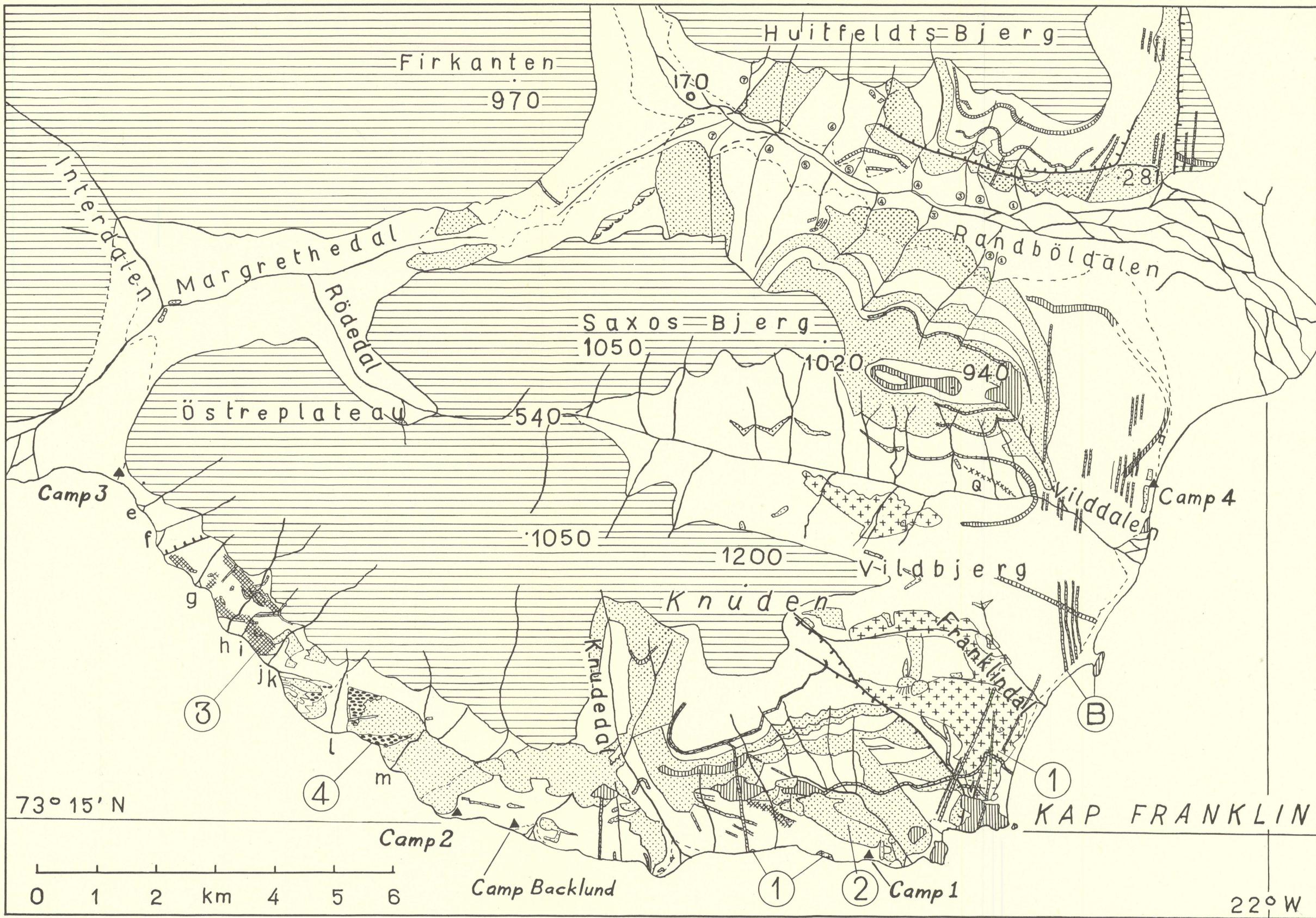
Fig. 2.

Tafel V.

Übersichtsskizze des behandelten Gebiets auf der die Vorkommen von Rhyolithen und von basischen bis intermediären Eruptivgesteinen eingezeichnet sind.

- 1 Granite.
 - 2 Rhyolithe (mit grösseren Punkten wurde eine Varietät von braunroten Rhyolithen ausgeschieden mit über 5 mm grossen Einsprenglingen, die im Randböldal vorkommt).
 - 3 devonische, basische bis intermediäre Eruptivgesteine (zum Teil Spilite).
 - 4 Konglomerate aus spilitartigen Gesteinen mit Spilitbänken (submarine Ergüsse?).
- B tertäre Basaltdykes und -sills.
horizontal schraffiert: permische und postpermische Sedimente und Deckenbasalte.
weiss: Devon und Alluvium (durch gestrichelte Linie getrennt) und das Meer.

Skizze unter Benützung von Tafel VI in BÜTLER 1954 gezeichnet.



Tafel VI.

Die geologischen Verhältnisse und die Mineralvorkommen am Knuden S- und E-Hang.
(Auf Grundlage von Tafel IX in BÜTLER 1954 gezeichnet).

Kreuze: Granit.

eng punktiert: Rhyolith.

V. Vildtalserie.

wenig Striche und Punkte (und kleine Ringe): Kap Franklin und Randböl-
serie.

T: Tuffe.

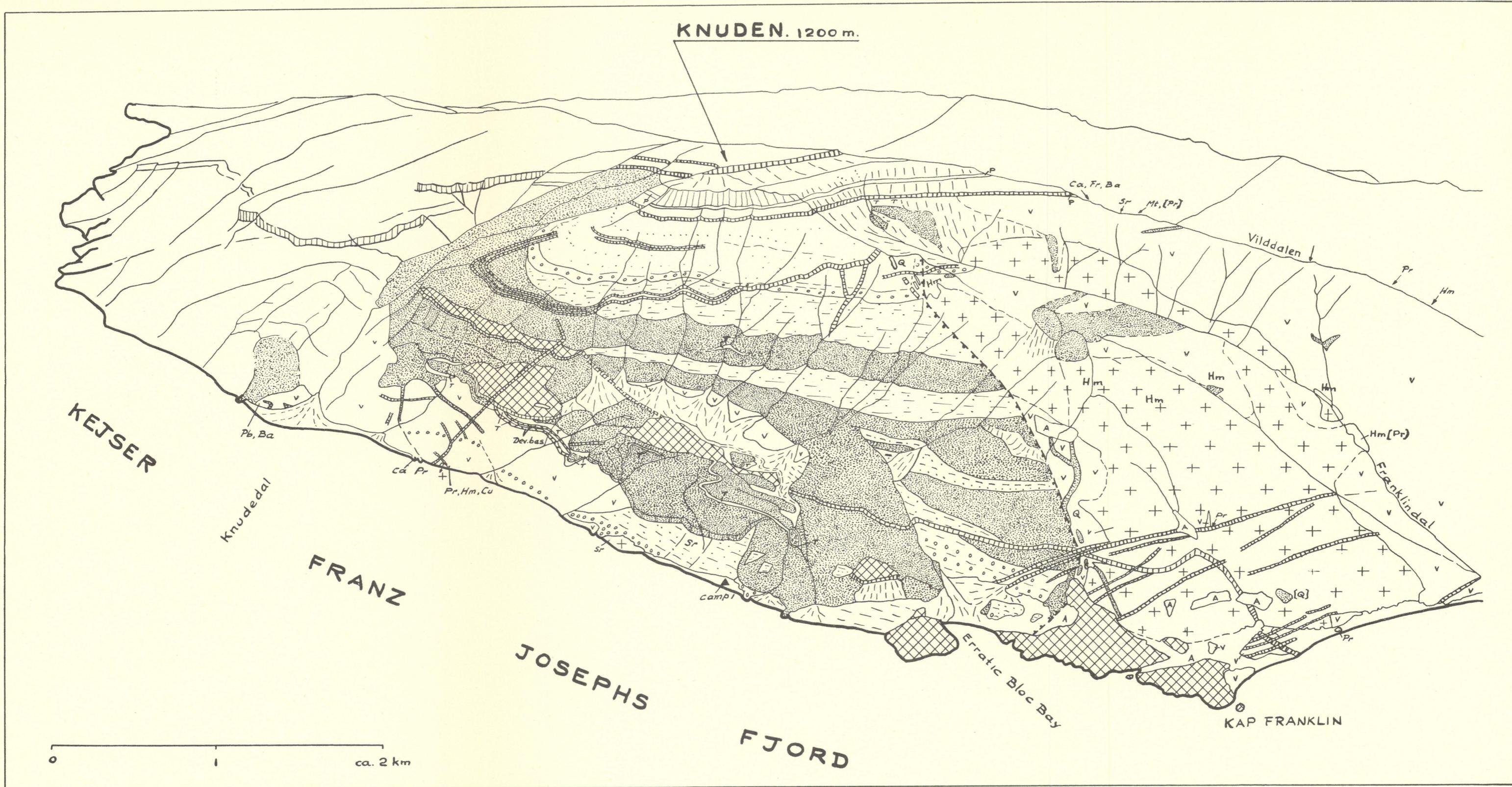
Dev. bas.: devonische basische bis intermediäre Eruptivgesteine.

P: Perm.

A: Alluvium.

kreuzschraffiert und querschraffiert: tertiäre Basalte.

Für die Mineralvorkommen gilt die gleiche Legende wie für Tafel VII.



Tafel VII.

Die geologischen Verhältnisse und die Mineralvorkommen am N-Ufer des Kejser Franz Josephs Fjords zwischen Knude- und Margrethedalen (Auf Grundlage von Tafel X in H. BÜTLER 1954 gezeichnet).

eng getüpfelt: Rhyolith.

eng kreuzschaaffiert: devonische basische bis intermediäre Eruptivgesteine.

ovale Punkte: devonische konglomeratartige basische Eruptiva (pillow lavas?).

B---B (einfach querschaaffiert) tertiäre Basalte.

P---P Permiveau.

Die übrigen Sedimentserien sind auf Tafel X (BÜTLER 1954) ausgeschieden.

Mineralvorkommen:

Bei Vorkommen mit einer gewissen Bedeutung sind die Symbole unterstrichen.

Bei ganz unbedeutenden Vorkommen ist das Symbol eingeklammert.

Q Quarz.

Pr Pyrit.

Hm Hämatit.

Ba Baryt.

Sr Strontianit.

Pb Bleiglanz.

Cu Kupfermineralien (Tafel VI).

Mt Magnetit (Tafel VI).

Ca Calcit (Tafel VI).

Fr Fluorit.

Färbungen der Fluoritvorkommen:

Im Bezirk 1: weiss und violett.

- - 2: grün.

- - 3: weiss, gelb, honigbraun, braunschwarz.

