

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 154 · Nr. 3

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947–58

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

DER »ZENTRALE METAMORPHE KOMPLEX« VON NE-GRÖNLAND

TEIL II

DIE GEOLOGISCHE KARTE DER STAUNINGS ALPER
UND DES FORSBLADS FJORDES

VON

JOHN HALLER

WITH A SUMMARY IN ENGLISH

MIT 60 FIGUREN IM TEXT
UND 12 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1958

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Verzeichnis der Textfiguren	5
Verzeichnis der Tafeln	7
Vorwort	9
 Die Erforschung der Staunings Alper	11
1950	11
1951	11
1954	14
 Geologie der Staunings Alper und des Forsblads Fjordes	23
1. Stratigraphie und Petrographie	24
I. Das Sedimentareal von Nord-Scoresby Land, Ost-Nathorsts Land und Süd-Lyells Land	24
A. Kambro-Ordovicium	25
B. Grönlandium (= Spät-Präkambrium)	25
a. Tillit Formation	25
b. Obere Eleonore Bay Formation	25
c. Untere Eleonore Bay Formation	26
II. Das kaledonische Gneisareal von Forsblads Fjord, Ismarken und Scoresby Land	30
A. Synorogene Granite und Migmatite	31
a. Granite bis Quarzdiorite	31
b. Alkalifeldspat-Augengneisse	32
c. Migmatitgneisse, vorwiegend granitisches Material	32
B. Metamorphe, durch Stoffzufuhr wenig veränderte Sedimente des Grönlandiums	33
a. Psammitische Paragesteine	34
b. Pelitische Paragesteine	35
c. Karbonat- und Kalksilikatgesteine	36
C. Amphibolite und verwandte basische Gesteine	37
III. Die spät- bis postorogenen Intrusiv-Granite in den Staunings Alper, in Ost-Nathorsts Land und Lyells Land	38
1. Die ältere Granit-Generation	40
A. Die Gesteinstypen der älteren Granit-Generation	40
a. Granite	41
1) Pegmatitgranite	41
2) Alkalifeldspat-Granite	41
3) Biotitreiche Alkalifeldspat-Granite	42
Die Mineralien der Granite	43

	Seite
b. Monzonitgranite	45
4) Biotit-Monzonitgranit	45
5) Muskowitführende Biotit-Monzonitgranite	46
Die Mineralien der Monzonitgranite	46
B. Schollenkontakte und Assimilation	47
a. Kontakte und Schollenbildung	49
1) Schollen von synorogenen Graniten und Migmatiten	49
2) Schollen von Biotitgneissen und Glimmerschiefern	53
3) Schollen von Amphiboliten und Marmoren	54
b. Assimilationsprozesse	56
2. Die jüngere Granit-Generation	58
A. Die Gesteinstypen der jüngeren Granit-Generation	63
1) Zweiglimmer-Granite	63
2) Biotit-Granodiorite	66
B. Kontakte an der Peripherie des Massives	68
C. Kontakte und Vermischung mit der älteren Granit-Generation ..	74
3. Petrochemische Daten und Mineralbestandsberechnungen von Granit- proben beider Generationen	77
4. Das Ganggefolge der jüngeren Granit-Generation	88
A. Die Aplite	89
1) Muskowit-Granitaplit	90
2) Alkaligranit-Aplit	90
B. Die Pegmatite	91
5. Hydrothermale Spätbildungen	94
A. Die roten Alkaligranite	94
B. Die Pegmatit- und Quarzgänge	95
C. Die hydrothermalen Imprägnationen	95
6. Zusammenfassung und petrogenetische Betrachtungen	95
A. Die ältere Granit-Generation	96
B. Die jüngere Granit-Generation	99
C. Bemerkungen zur Palingenese	100
IV. Die spät- bis postkaledonischen Lamprophyre	101
1. Die älteren Lamprophyre	102
A. Der lamprophyrische Gangschwarm im Tærskeldal	102
1a) Biotit-Hornblende-Spessartit (JH 813 a)	105
1b) Biotit-Hornblende-Spessartit (JH 813 b)	106
B. Die kataklastischen Lamprophyre im unteren Højedal	106
C. Die remobilisierten Lamprophyre im oberen Højedal	107
2) Hornblende-Spessartit (JH 817 b)	108
2. Die jüngeren Lamprophyre	110
A. Die Minetten im Alpefjord und am Linné Gletscher	110
1) Epidotreiche Minette (F 021)	111
2) Zweiglimmer-Minette (JH 893 a)	111
B. Die Augit-Minetten am Nord- und Südufer des Segelsällskaps- Fjordes	112
3) Prowersite (W 43—69)	112
4) Augit-Minette (S 693)	114
V. Die postkaledonischen Ganggesteine im Alpefjord und in den Stau- nings Alper	114

III	Der »Zentrale Metamorphe Komplex« von NE-Grönland.	5
		Seite
A.	Saure bis intermediäre Ganggesteine	115
a.	Erzführende Quarzgänge	115
b.	Porphyre und Porphyrite	116
1)	Hornblende-Syenitporphyr (FA 1951)	116
2)	Biotit-Syenitporphyr (JH 860)	117
3)	Biotit-Dacite	117
4)	Biotit-Rhyodacite	117
B.	Basaltische Ganggesteine	118
2.	Tektonik	118
I.	Tektonik des Forsblads Fjordes	120
II.	Tektonik des Sedimentareals von Nord-Scoresby Land, Ost-Nathorsts Land und Süd-Lyells Land	123
III.	Tektonik der Staunings Alper	129
IV.	Die post-devonischen, vorwiegend tertiären Bruchsysteme	136
Summary	139	
Literaturverzeichnis	150	

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN

Fig. 1.	Hauptgipfel der Staunings Alper von SE (Flugfoto E. HOFER, 1951)	12
— 2.	Routenkarte Gruppe FRÄNKL 1950—51	13
— 3.	Routenkarte der Norwegischen Expedition 1951 und der Dänisch- Norwegischen Expedition 1954	14
— 4.	Routenkarte Gruppe HALLER 1954	15
— 5.	Innerster Alpefjord (Flugfoto M. BRENNISEN, 1949)	17
— 6.	Gullygletscher (Flugfoto E. HOFER, 1954)	18
— 7.	Dansketinden von SE (Flugfoto E. HOFER, 1951)	19
— 8.	Norsketinden von NW (Flugfoto E. HOFER, 1954)	21
— 9.	Geologische Übersichtskarte	22
— 10.	Eleonore Bay Formation im Alpefjord (Flugfoto E. HOFER, 1951) ..	28
— 11.	Eleonore Bay Formation zwischen Skjoldungebræ und Sylttoppene (Flugfoto E. HOFER, 1951)	29
— 12.	Ältere und jüngere Granit-Generation (Foto)	39
— 13.	Bolværket am oberen Gullygletscher (Flugfoto E. HOFER, 1954) ..	47
— 14.	Durchschmelzungszone ESE Norsketinden (Flugfoto E. HOFER, 1951)	48
— 15.	Injizierte und reaktivierte Migmatitgneisse (Zeichnung)	51
— 16.	Kontaktzone zwischen Granit und Glimmergneissen (Zeichnung) ..	52
— 17.	Marmorscholle in Granit (Foto)	55
— 18.	Auflösung von Schollenmaterial (Foto)	57
— 19.	Gang von jüngerem Granit in den Vorkulissen der Dansketinden (Flug- foto E. HOFER, 1954)	59
— 20.	Generationenfolge der Intrusiv-Granite (Zeichnung)	60
— 21.	Granitgang in schollenreicher Erstgeneration (Foto)	61
— 22.	Granitwände im südöstlichen Nathorsts Land (Flugfoto M. BRENN- ESEN, 1949)	62
— 23.	Porphyrischer Zweiglimmer-Granit (Foto)	65
— 24.	Granitkontakt am Linné Gletscher (Flugfoto E. HOFER, 1951)	69

Fig. 25. Granitkontakt im unteren Schaffhauserdalen (Flugfoto M. BRENNEISEN, 1949)	70
— 26. Granitinvasion am Furesø (Flugfoto M. BRENNEISEN, 1949)	71
— 27. Apophyse mit Trümmern des Wandgestein (Foto)	72
— 28. Intrusionsformen des Mantelgranites am Linné Gletscher (Flugfoto E. HOFER, 1951)	73
— 29. Schollenkontakt in den Murchisons Bjerge (Foto)	74
— 30. Detailbild aus Fig. 29: ein Schollenkörper (Foto)	75
— 31. Detailbild aus Fig. 29: Auflösungszone am unteren Rand des grössten Schollenkörpers (Foto)	76
— 32. Variations-Diagramm der Niggli-Werte von Intrusiv-Granit	80
— 33. Q-L-M-Dreieck der Intrusiv-Granite	81
— 34. Feldspat-Dreieck der Intrusiv-Granite	81
— 35. k-mg-Diagramm der Intrusiv-Granite	82
— 36. Detailbild aus Fig. 29: ein Aplitgang (Foto)	89
— 37. Granitgang im Bändergneis, Forsblads Fjord (Foto)	92
— 38. Pegmatitische Restausscheidung im Innern eines Granitlagerganges, Caledonia Ø (Zeichnung)	93
— 39. Pegmatitader in Gneisquarzit, Linné Gletscher (Foto)	93
— 40. Petrogenetisches Schema der Intrusiv-Granite im Stauning Alper Massiv	97
— 41. Lamprophyrischer Gangschwarm im Tærskeldal (Flugfoto E. HOFER, 1954)	102
— 42. Lamprophyrgänge, Tærskeldal (Zeichnung)	103
— 43. Plastische Verknitung von Lamprophyr und Gneis (Foto)	104
— 44. Lamprophyrgang mit odinitischer Randfacies (Foto)	105
— 45. Kataklastischer Lamprophyr, unteres Højedal (Foto)	107
— 46. Remobilisierter Lamprophyr, oberes Højedal (Zeichnung)	109
— 47. Fundortkarte aller im Text erwähnten Gesteinsproben (doppelseitig)	112
— 48. Die kaledonischen Faltenelemente (Zeichnung)	119
— 49. Die postkaledonischen Störungssysteme (Zeichnung)	121
— 50. Der Typus der Zerrungsstörungen im nördlichen Scoresby Land (Zeichnung von E. FRÄNKEL, 1953 b, Fig. 14)	124
— 51. Die tektonischen Einheiten im Sedimentareal von Nord-Scoresby Land, Ost-Nathorsts Land und Süd-Lyells Land (Zeichnung)	125
— 52. Zerrungsbrüche in den Sedimenten des Alpefjord-Blockes (Flugfoto M. BRENNEISEN, 1949)	126
— 53. Verwerfung zwischen Alpefjord- und Murchisons Bjerge-Block (Flugfoto F. SCHWARZENBACH, 1956)	127
— 54. Bruchsysteme am unteren Skjoldungebræ (Flugfoto E. HOFER, 1951)	128
— 55. Tektonisches Schema der Stauning Alper (Zeichnung)	130
— 56. Trümmerzone mit syn- und spät-kinematischen Granitinvasionen, Schaffhauserdalen (Flugfoto F. SCHWARZENBACH, 1956)	131
— 57. Apophysennetz, Schaffhauserdalen (Flugfoto F. SCHWARZENBACH, 1956)	132
— 58. Reliktareal des Rahmengesteins am oberen Skjoldungebræ (Flugfoto E. HOFER, 1951)	133
— 59. Tektonische »Bankungsfugen« im Granit, oberer Bersærkerbræ (Flugfoto F. SCHWARZENBACH, 1956)	134
— 60. »Bankungsfugen« im Mantelgranit, oberer Linné Gletscher (Foto)	135

VERZEICHNIS DER TAFELN

- Tafel I. Staunings Alper Massiv (Flugfoto).
- II. Norsketinden und Dansketinden (Flugfoto).
- III. Sefströms Gletscher (Flugfoto).
- IV. Sefströms Tinde von Norden (Flugfoto).
- V. Skjoldungebræ (Flugfoto).
- VI. A. Frihedstinde von Westen (Flugfoto).
B. Sefströms Tinde von Nordwesten (Flugfoto).
- VII. A. Oberster Gullygletscher (Flugfoto).
B. Gullygletscher bei Camp II (Foto).
- VIII. A. Fangsthüttegletscher (Flugfoto).
B. Seitenarme des Sefströms Gletschers (Foto).
- IX. A.—H. Stadien aus dem Auf- und Umschmelzungsprozess der älteren Granit-Generation, Gullygletscher (8 Fotos).
- X. A. Philipshorn, Forsblads Fjord (Flugfoto).
B. Innerer Forsblads Fjord (Flugfoto).
- XI. Geologische Karte der Staunings Alper und des Forsblads Fjordes 1:150.000.
- XII. Geologische Querprofile durch den Forsblads Fjord und den nördlichen Teil des Staunings Alper Massives 1:150.000.

VORWORT

Das vorliegende Heft, Teil II der Reihe »Der Zentrale Metamorphe Komplex von NE-Grönland«, fasst die Ergebnisse meiner Feldarbeit im Sommer 1954 zusammen. Es handelt im wesentlichen vom spät- bis postorogenen Granitmassiv der Staunings Alper. Daneben werden die geologischen Verhältnisse des Gebietes Forsblads Fjord—Ismarken dargelegt. Spezielle petrographische und petrogenetische Fragen werde ich im Teil III behandeln.

Der Arbeitsplan für den Sommer 1954 erfuhr durch die anomale Witterung verschiedene Änderungen. So verhinderte die permanente Eisdecke auf dem Vinkelsø (Westzipfel von Ismarken) eine Landung mit dem Flugzeug. Das hiess Verzicht auf eine terrestrische Bearbeitung dieser Gegend. Auf der anderen Seite liess der ausnahmsweise liegengebliebene Schnee längere Skifahrten in den Staunings Alper zu.

Der Verlauf der Feldarbeit: *24.—30. Juli* Kartierung im Gebiet des innersten Forsblads Fjordes (Tærskeldal, Højedal). — *31. Juli—17. August* Ski- und Bergtouren in den Staunings Alper (Gullygletscher, Sefströms Gletscher, Vikingebræ). — *18. August* Motorbootfahrt in den Dammen. — *19.—23. August* Motorbootreisen in den Forsblads Fjord. — *25. August* Kartierungsflug über Louise Boyds Land, Cecilia Nunatak und Ismarken. — *27.—31. August* Studien an den Intrusivkontakten am Linné Gletscher (Staunings Alper).

Meine Begleiter waren WOLFGANG DIEHL (Bern) und Dr. FRITZ SCHWARZENBACH (Zürich). Ihrem hervorragenden bergsteigerischen Können verdanke ich unsere Erfolge in Eis und Fels. Die »Norseman«-Besatzung G. OPSAL (Pilot) und H. A. AGERHOLM (Telegraphist) und die Motorbootführer P. POVELSEN und V. KROMAN leisteten ihr Bestes.

Die topographische Karte (Blatt 72 Ø 2, 1:250.000) ist im Gebiet der Staunings Alper in Vielem ungenügend. Deshalb waren die Flugbilder von Ing. M. BRENNISEN (†) und E. HOFER (Eidgenössische Landestopographie Bern) und die Fotoserien 652D, 653 E—H des Geodätisk Institut København für meine Arbeit besonders nützlich. Die Topographie der geologischen Karte (Tafel XI) basiert auf der Vergrösserung des Blattes 72 Ø 2 und auf eigenen Beobachtungen. Den

Geländestreifen südlich des Breitenkreises $71^{\circ}55'$ N zeichnete mir Herr Oberst J. V. HELK (Geodätisk Institut København) im Februar 1955.

Im Sommer 1956 konnte ich zusammen mit der »Norseman«-Besatzung V. BØEN (Pilot), E. ANDERSEN (Telegraphist) und Dr. F. SCHWARZENBACH als Flugfotograf das westliche Lyells Land, die südlichen Staunings Alper und das Nathorsts Land systematisch überfliegen und dadurch die bisherige Kartierung vervollständigen.

Feldaufnahmen und Gesteinssammlung habe ich im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel bearbeitet. Hier war Herr Prof. Dr. E. WENK jederzeit bereit, mir zu raten. Meine Kollegen Drs. M. SOMMER und H. ZWEIFEL unterrichteten mich laufend über ihre Befunde in Lyells- und Nathorsts Land.

Die chemischen Analysen hat Dr. H. SCHWANDER hergestellt, die Dünnschliffe E. GLAUSER. Die Klischeevorlagen der FlugOTOS stammen von E. HOFER.

All den Genannten, besonders auch dem Expeditionschef Herrn Dr. LAUGE KOCH danke ich herzlich für die mannigfache Unterstützung.

Basel, im Mai 1957.

JOHN HALLER.

DIE ERFORSCHUNG DER STAUNINGS ALPER

Die Staunings Alper, ein Gebirgszug von über 100 km Länge und 40 km Breite, besitzen zurecht die Bezeichnung »Alper«. Ihr Relief ist von seltener Wildheit. Die höchsten und markantesten Gipfel liegen nahe dem Alpefjord. Schräge Zacken und Zinnen erheben sich hier eng gedrängt um die tief eingeschnittenen Gletschertäler. Die Hauptgipfel erreichen nahezu 3000 m Höhe (Fig. 1 und Tafeln I—VIII).

Eine systematische Kartierungsarbeit im Rahmen eines einzigen Sommerprogrammes stand schon aus bergsteigerischen Gründen ausser Frage. Nicht nur die bizarren Türme und Granitnadeln fordern ihren Tribut an Zeit und Kraft, sondern auch die séracreichen Gletscher sind schwierig zu begehen. Ich musste mich auf die Querschnitte längs einiger Hauptgletscher beschränken und dabei versuchen, aus der Vielfalt des Gesehenen eine Synthese zu gewinnen.

1950.

Das Massiv war bisher unbetreten geblieben. Als E. FRÄNKL im Spätsommer 1950 die Untere Eleonore Bay Formation im Alpefjord untersuchte (FRÄNKL 1951), unternahmen seine Begleiter F. SCHWARZENBACH und P. BRAUN eine erste Erkundung. In einer dreitägigen Tour stiessen sie auf dem Vikingebræ bis in den obersten Gletscherkessel vor und bestiegen dort einen Vorgipfel. Sie brachten die ersten Erfahrungen über die Schnee- und Eisverhältnisse zurück.

1951.

Im Sommer 1951 kartierte FRÄNKL (1953 b) das dem Granitmassiv vorgelagerte Sedimentareal. F. SCHWARZENBACH und P. BRAUN hatten dabei wiederum Gelegenheit, Abstecher in das lockende Granitgebirge zu unternehmen. So gelang es den beiden am 2. August vom Skjoldungebræ aus den ersten grossen Gipfel der Staunings Alper, die 2610 m hohe *Frihedstinde*, zu erklettern. Zwei Tage später folgte die Elisabethsminde (2260 m). Die Routen der Geologengruppe FRÄNKL, beziehungsweise der Zweierpartie SCHWARZENBACH—BRAUN, sind auf Fig. 2 dargestellt. Eine Schilderung dieser Bergfahrten hat BRAUN (1953) gegeben.

BRAUN, P. 1953. »Sommerbesteigungen in den Staunings Alper«. Bergfahrten in NE-Grönland, Berge der Welt Bd. 1953, München und Zürich.



Fig. 1. Die Hauptgipfel der Staunings Alper von Südosten.
N = Norsketinden (2870 m), D = Dansketinden (2930 m), H = Hjørnespids (ca. 2880 m). Die Steilwände im Vordergrund fussen im oberen Bersærkerbræ (Flugbild).

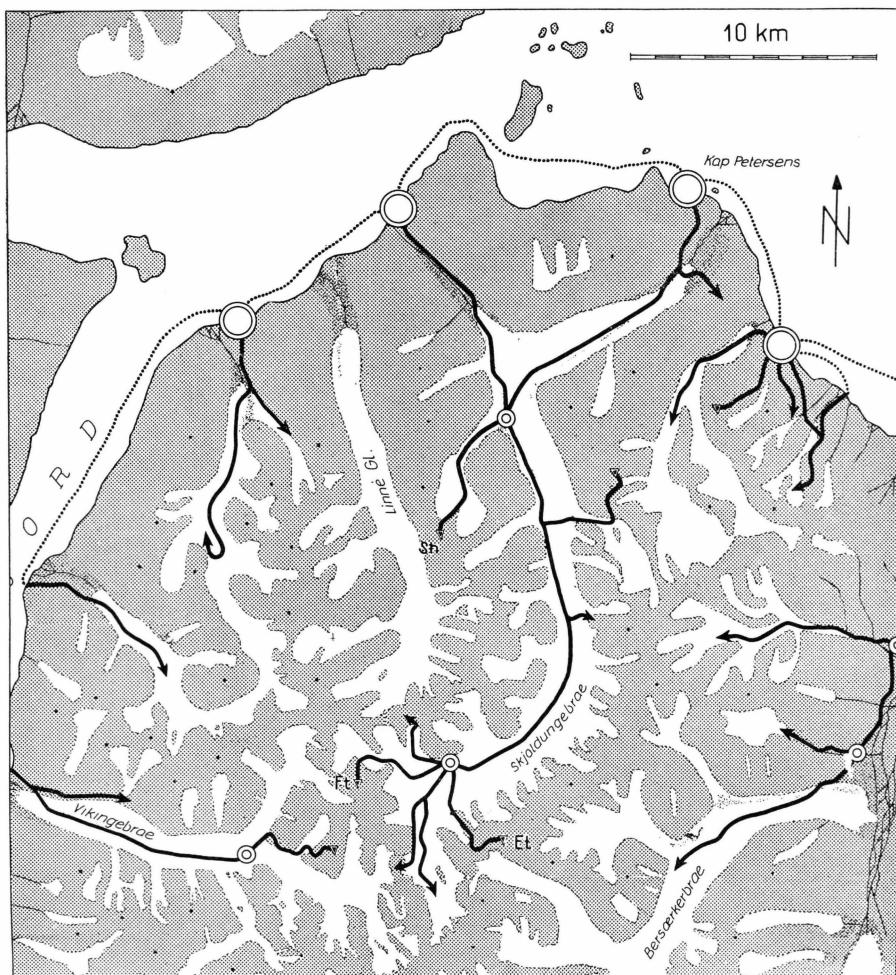


Fig. 2. Routenkarte der Gruppe FRÄNKL, d. h. der Zweierpartie SCHWARZENBACH-BRAUN 1950/51.

Ft = Frihedstinde (2610 m), Et = Elisabethsminde (2260 m), Sh = Sølvhorn (1750 m).

Vom 10.—25. August 1951 durchstreiften auch die drei Norweger Alpinisten A. R. HEEN, K. FRIIS-BAASTAD und Ø. RØED vom Kap Peterséns aus das Gebiet des Skjoldungebræ. Sie bestiegen die Elisabethsminde und zwei Gipfel am Unterlauf des Gletschers.

FRIIS-BAASTAD, K. 1951. Zeitungsbericht (III) in Dagbladet 11. Nov., Oslo.

— 1952. Bericht im Jahrbuch 1952 »Den Norske Turistforening«, Oslo.

HEEN, A. R. 1951. Zeitungsbericht (II) in Dagbladet 13. Okt., Oslo.

RØED, Ø. 1951. Zeitungsbericht (I) in Dagbladet 29. Sept., Oslo.

— 1952. Berichte in Norsk Polartidende Nr. 1—6/52, Oslo.

— 1952. Bericht in FRI (Ski- og Friluftsliv) Nr. 7, Oslo.

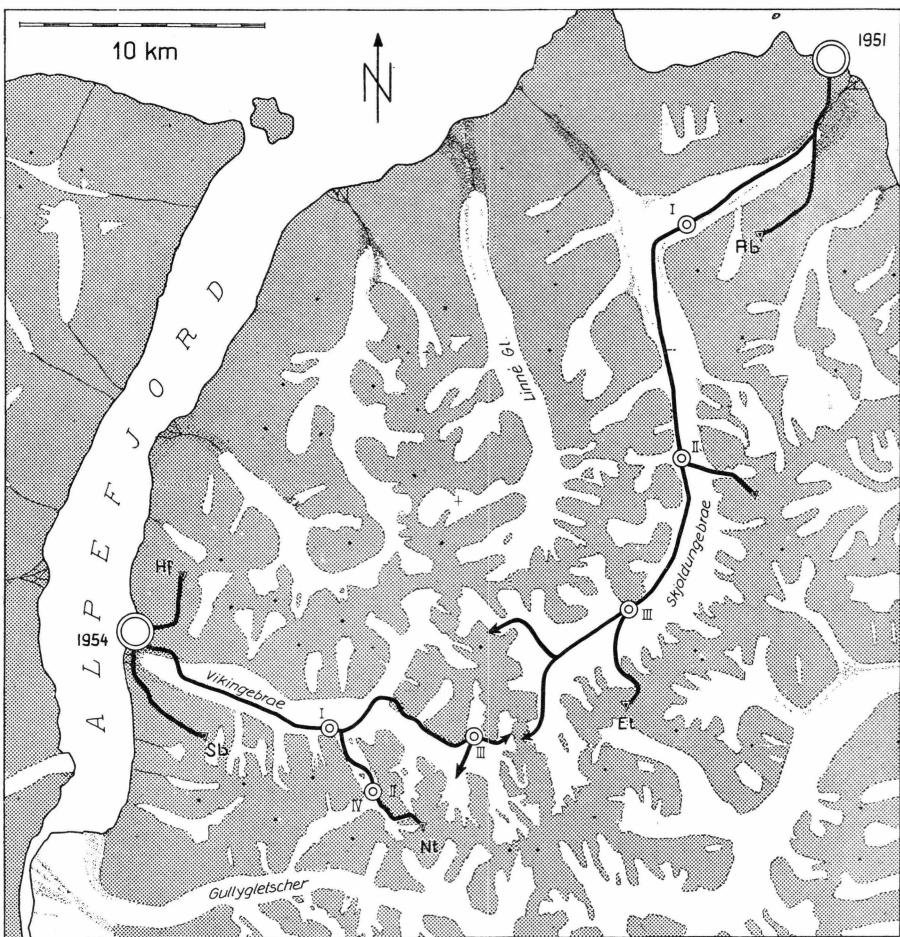


Fig. 3. Routenkarte der Norwegischen Expedition 1951 und der Dänisch-Norwegischen Expedition 1954.

Ab = Aztekerborgen, Et = Elisabethsminde, Hf = Hellefjeld, Nt = Norske-tinden, Sb = Skiferbjerg.

1954.

Im Sommer 1954 rückten vom Alpefjord her gleich zwei Gruppen gegen die höchsten Gipfel der Staunings Alper vor: eine Expedition von vier skandinavischen Alpinisten und wir.

Die Bergsteigergruppe bestand aus den Norwegern A. R. HEEN, Ø. RØED und den Dänen E. JENSEN, E. HOFF. Am 25. Juli errichteten sie ihr Basislager am Fuss des Vikingebræ. In mehreren Etappen gelangten sie in den obersten Gletscherkessel. Ihr Ziel war die 2870 m hohe Norske-



Fig. 4. Routenkarte der Gruppe HALLER 1954.
Dt = Dansketinden (2930 m), Nt = Norsketinden (2870 m).

tinden. Mit imposanten Firnwänden erhebt sich dieser Berg wie eine schlanke Pyramide aus der Reihe der Hauptgipfel zwischen Vikingebræ und Gullygletscher (Tf. II). In einem zweiten Anhieb gelang es der Dreierpartie HEEN—RØED—JENSEN am 7. August die Spitze zu erklimmen.

Nach der Besteigung kleinerer Gipfel beidseits der Gletschermündung (Skiferbjerg 1970 m, Hellefjeld 1820 m) verliess die Gruppe am 17. August den Alpefjord. Die Routen dieser Expedition sind auf Fig. 3 zusammengestellt.

- RØED, Ø. 1954. Zeitungsberichte (I—IV) in Aftenposten 1. Okt., 23. Okt., 9. Nov. und 10. Nov., Oslo.
 HOFF, E. 1955. Mountaineering in Midnight Sun. Frivagten (J. L. NEWS Nr. 26) Febr. 1955, København.
-

Unsere Bergerlebnisse in den Staunings Alper hat W. DIEHL (1954) geschildert. Hier sollen einige Erläuterungen zu den Routen (Fig. 4) aus meinem Tagebuch folgen:

Am 31. Juli 1954 errichteten wir auf 380 m Höhe an der linken Seitenmoräne des Sefströms Gletschers das Basislager für die Bearbeitung der zentralen Teile des Massives. Am folgenden Tag konnte ich mir auf einem Rekognoszierungsflug einen guten Einblick in die geologische Struktur des Arbeitsgebietes verschaffen; DIEHL und SCHWARZENBACH erkundeten gleichzeitig die Begehbarkeit.

Gullygletscher—Dansketinden.

Mit hochalpiner Ausrüstung (Sommerski, Steigeisen, Pickel, Bergseile etc.) und Proviant für sechs Tage traversierten wir am 2. August den Sefströms Gletscher und den nasenähnlichen Vorsprung zwischen Sefströms- und Gullygletscher (Fig. 5). Die erste Steilstufe des Gullygletschers konnten wir entlang der südlichen Talwand überwinden. Auf dem flachen Gletscherstück oberhalb der Séraczone bezogen wir um 23^h Camp I (680 m). Von da an konnten wir am Morgen die Ski benützen. Den nächsten Eisbruch umgingen wir auf der rechten Gletscherseite (Fig. 6). Die Schwierigkeiten begannen erst gegen Abend, als wir auf 1150 m Höhe den dritten Steilabbruch betraten. Nur langsam eroberten wir Spalte um Spalte. Auf Kote 1400 gelang es endlich an die nördliche Talwand auszuweichen. Um 2230^h fanden wir einen Lagerplatz (1460 m). Der Aufstieg von diesem Camp II ins oberste Bassin des Gletschers verlief ohne Hindernisse. Noch am 4. August konnten wir von Camp III



Fig. 5. Der innerste Alpefjord mit Sefströms- und Gullygletscher. Unsere Routen sind als Punktlinien eingezeichnet.

F = Fjordlager, B = Basislager (Flugbild).

(1700 m) aus verschiedene Abstecher an die Aufschlüsse der näheren Umgebung unternehmen.

Am 5. August starteten wir in der Morgenfrühe bei gutem Wetter. Mit den Ski stiegen wir zum Südfuss der Dansketinden. Auf 2370 m Höhe liessen wir die Ski zurück und erklimmen das Eiscouloir zum 2600 m hohen Ostsattel des Berges (Fig. 7). Die Bewölkung nahm zu. Kalter Wind wirbelte Treibschnne um die schroffe Bergflanke. Um 1345^h, nach kurzer Rast, begann der Aufstieg am Gipfelkopf. Stufe um Stufe stiegen wir langsam durch die abschüssige Eiswand. Nach zwei Stunden waren die obersten Gratfelsen hinter uns. Dann begann eine langwierige Schneestampferei durch metertiefen körnigen Lockerschnee. Lawinengefahr mahnte zur Vorsicht. 1710^h betraten wir den Gipfel der Dansketinden, den höchsten Punkt der Staunings Alper. Er war mit 2930 m wesentlich höher als die auf dem Kartenblatt 72 Ø 2 verzeichneten Koten (2770—2789 m). Nach zweistündiger Gipfelrast stiegen wir auf der gleichen Route ab, erreichten um 2230^h bei dichtem Nebel den Ostsattel und um 03^h unser Camp III. — Die geologische Ausbeute



Fig. 6. Flugbild vom Gullygletscher mit unseren Routen und den Camps II—IV.
Im Hintergrund links die Dansketinden.

dieser Tour war lohnend: Ich fand auf 2700 m Höhe Relikte eines stratigraphisch-tektonisch leitenden Marmorhorizontes und dadurch die Scheitelregion der prä-granitischen Wölbungszone in Nord-Scoresby Land.

Der 6. August brachte leichten Schneefall. Wir stiegen ab zum mittleren Gullygletscher. Camp IV auf 1240 m Höhe.



Fig. 7. Die Dansketinden (2930 m) mit unserer Auf- und Abstiegsroute. Rechts Hjørnespids (ca. 2880 m), im Hintergrund links die Norsketinden (2870 m). Flugbild von SE.

7. August. Bei schönem Wetter Abfahrt bis auf 700 m Höhe. Abstieg durch die Séraczone des unteren Gullygletschers und Rückmarsch über den Sefströms Gletscher zum Basislager (380 m).

Sefströms Gletscher.

Am Nachmittag des 8. August betraten wir, wiederum ausgerüstet für sechs Tage, den Sefströms Gletscher. Die Ski konnten wir bereits ab 650 m Höhe benützen. Am Fuss der majestätischen Sefströms Tinde plazierten wir unser Zelt auf dem Gletscher (950 m). — In den Stauings Alper mussten wir überall auf Schnee schlafen. — Nebel und leichter Schneefall zwangen uns am folgenden Tag zur Arbeit in unmittelbarer Lagernähe. Dafür brachte der 10. August strahlendes Wetter. Ich kartierte den oberen Sefströms Gletscher. Spät abends gelangten wir in den obersten Kessel (1650 m). Die Heimfahrt auf den Ski, der

goldenen Mitternachtsonne entgegen, belohnte unsre Mühen. Ein dritter Arbeitstag galt Detailproblemen im grossen Seitengletscher südöstlich der Sefströms Tinde.

Mit Gesteinsproben schwer beladen, fuhren wir am *12. August* der linken Talwand entlang gletscherabwärts. Auf 600 m verliessen wir das Eis und packten beim Basislager noch die Sammlung vom Gullygletscher auf die Rucksäcke. — SCHWARZENBACH trug wie so oft nahezu 60 kg Last! — Abstieg zum Fjordcamp.

Vikingebræ — Norsketinden.

Am *13. August* dislozierten wir mit dem Flugzeug vom Sefströms Gletscher zum Vikingebræ. Hier trafen wir die vier Mitglieder der Dänisch-Norwegischen Expedition.

14. August. Ich untersuchte den Granitkontakt auf der Nordseite des unteren Vikingebræ.

15. August. Unsere Zeit war knapp. Wir mussten trotz schlechter Witterung und dichtem Nebel den Vikingebræ hinauf. Dieser Gletscherzug ist im unteren Teil spaltenfrei und aper. Als der Altimeter auf 800 m stand, schlügen wir — immer noch im Nebel — das Lager auf. Abends klärte sich der Himmel. Ich beschloss, am folgenden Tag im oberen Teil des Vikingebræ allein zu arbeiten, damit meine Begleiter noch die Norsketinden besteigen und vermessen konnten. So starteten DIEHL und SCHWARZENBACH am *16. August* um 11^h zur Zweitbesteigung der markanten Firnspitze. Es war eine Parforce-Tour von 19 Stunden (Fig. 8). Die barometrische Höhenmessung ergab nach Berücksichtigung der Korrekturfaktoren einen Maximalwert von 2870 m. Die Norsketinden ist 50 bis 60 Meter niedriger als die Dansketinden; sie ist vermutlich die dritthöchste Spitze der Staunings Alper. Als zweithöchste betrachteten wir den Hjørnespids (ca. 2880 m) 1,5 km östlich der Dansketinden (Pkt. 2770 auf Kartenblatt 72 Ø 2).

17. August. Abstieg zum Fjord.

Linné Gletscher.

Im Nordteil der Staunings Alper suchten wir den Linné Gletscher auf, da dort aus der Luft phänomenale Kontakterscheinungen zwischen Intrusiv-Granit und Sedimenten beobachtet worden waren.

Am *27. August* stellten wir, nahe dem Granitkontakt, ein Camp auf (835 m). Von dort aus arbeiteten wir bei anhaltend schlechtem Wetter vier Tage.

DIEHL, W. 1954. Bergfahrten in den Staunings Alper. 49. Jahresbericht des Akad. Alpenklubs Bern, Bern.

— 1956. Ascensions dans le nord-est du Groenland. La Montagne et Alpinisme, No. 6, Février 1956, Nlle série, 82e année, Paris.



Fig. 8. Flugbild der Norsketinden (2870 m) von Nordwesten. Die von den Partien HEEN-RØED-JENSEN (7. 8. 1954) und DIEHL-SCHWARZENBACH (16. 8. 1954) began- gene Route ist als Punktlinie eingezeichnet. Im Vordergrund der Vikingebræ.

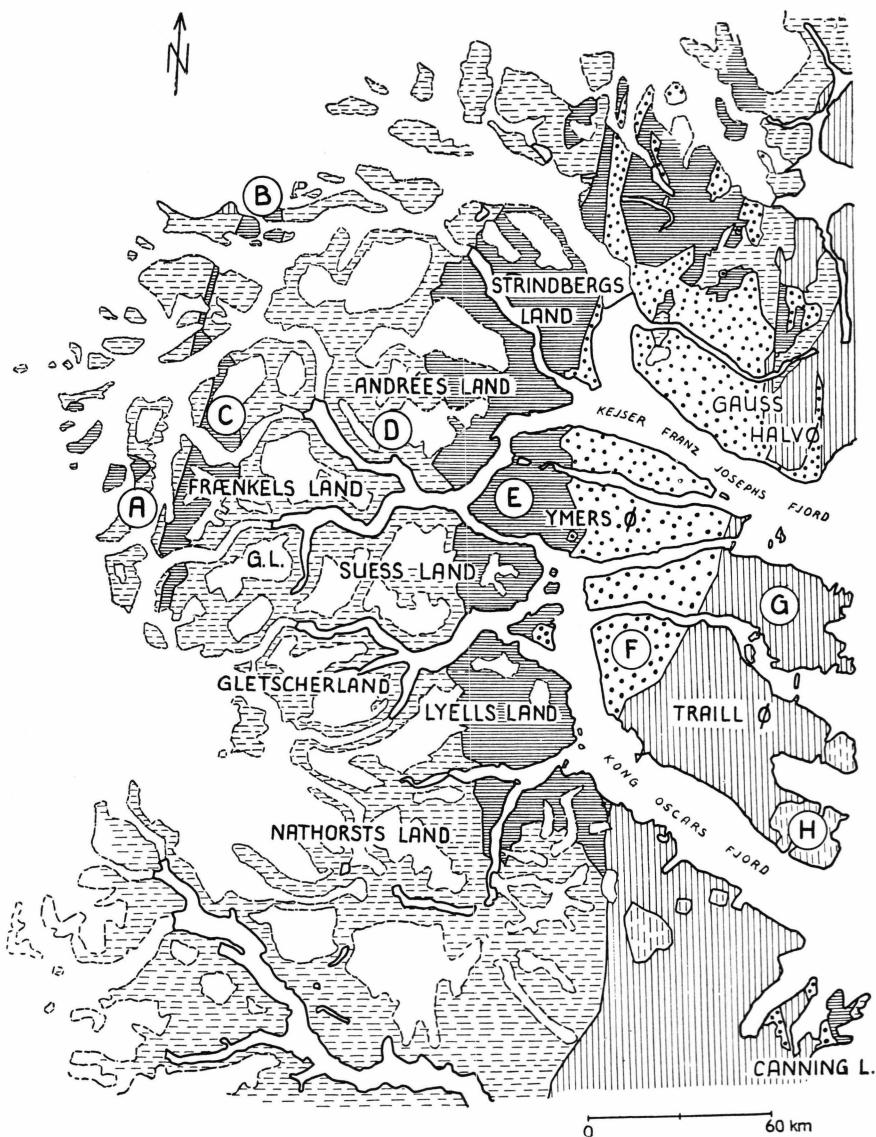


Fig. 9. Geologische Übersichtskarte von Zentral-Ostgrönland zwischen 72 und 74° n. Br.

A—E Areal der kaledonischen Gebirgskette:

A = »Westlicher Metamorpher Komplex«,

B = Sedimente der »Eleonore Sø Serie« (Eleonore Bay Formation, Tillit Formation),

C = Sedimente der »Petermann Serie« (Eleonore Bay Formation),

D = »Zentraler Metamorpher Komplex«,

E = Sedimente der Eleonore Bay – und Tillit Formation (Grönlandium) und des Kambro-Ordoviciums.

F = Devon,

G = Postdevonische Sedimente und kretazisch-tertiäre Deckenbasalte,

H = Kretazisch-tertiäre saure bis intermediäre Intrusiva.

GEOLOGIE DER STAUNINGS ALPER UND DES FORSBLADS FJORDES

Die Grundzüge des kaledonischen¹⁾ Gebirgsbaues in Zentral-Ostgrönland habe ich im »Zentralen Metamorphen Komplex« Teil I. (1955 a) geschildert. Zur allgemeinen Orientierung seien die bisherigen Ergebnisse kurz rekapituliert (vgl. Geologische Skizzenkarte Fig. 9):

In Zentral-Ostgrönland hat die kaledonische Orogenese grosse Verbände einer jungpräkambrisch-ordovicischen Geosynklinalserie migmatitiert und umgeprägt. Der Kristallinkern des Gebirges, der »Zentrale Metamorphe Komplex«, hat eine *in situ* erfolgte Granitisierung erfahren. Infiltrationsprozesse, in Form einer diffusen Stoffzufuhr, liessen das Volumen der erfassten Räume beträchtlich zunehmen. Die Zentren intensiver Stoffzufuhr und Granitisierung sind zu Beulen und Ausstülpungen »aufgequollen«, wobei der Vertikalkomponente eine grosse Wirksamkeit zugefallen ist.

Im Gebiet des Kejser Franz Josephs Fjordes ist die aufgefaltete Sedimentfolge über 16.000 m mächtig. Sie besteht zum überwiegenden Anteil aus farbenreichen, detritischen Ablagerungen des Jung-Präkambrium (Grönlandium), zum kleineren Teil aus alt-paläozoischen Kalken und Dolomiten (Kambro-Ordovicum). Das Grönlandium gliedert sich in die Eleonore Bay Formation und die Tillit Formation. Das Altpaläozoikum reicht vom Unter-Kambrium bis ins Mittel-Ordovicum (Upper Canadian). Im äusseren Fjordgebiet wird die Sedimenthülle vom Devon diskordant überdeckt.

Das archäische Basement, die alte Unterlage der Geosynklinalserie, wurde in Zentral-Ostgrönland bis jetzt nirgends gefunden. Die tiefsten Glieder der Eleonore Bay Formation liegen im Alpefjord; sie zeigen nicht die geringsten Spuren von Transgressionsbildungen.

Im Vertikalschnitt zeigt der Gebirgsbau eine ausgeprägte Stockwerk-Faltung: Über dem fluidal durchbewegten migmatitischen Unterbau liegt ein schwach verfalteter Mantel von nicht bis leicht metamorphen Sedimenten. Das Migmatit-Stockwerk hat sich selbstständig

¹⁾ Unter dem Begriff »kaledonisch sensu lato« verstehen wir die gebirgsbildende Grossphase des Altpaläozoikums im gleichen Sinne wie »herzynisch« und »alpin«.

und polyvergent bewegt. Es hat aktiv an der Auffaltung mitgewirkt. Der sedimentäre Oberbau ist von der Deformation weniger betroffen worden. Gestreckte, flachwellige Falten beherrschen seine Tektonik.

Das ungleiche Verhalten von Unter- und Oberbau hat zu einer disharmonischen Faltung grossen Stils geführt. Es sind Etagen mit verschiedenartiger Durchbewegung entstanden. Der Sedimentmantel hat sich vom mobilen Migmatit-Stockwerk disharmonisch abgelöst (Abscherungszone).

In devonischer Zeit haben orogene Spätbewegungen den Faltenbau der Hauptphase akzentuiert und teilweise umgestaltet. BÜTLER (1954, S. 15) parallelisiert diese Spätbewegungen mit den akadiischen Faltungsvorgängen in den Appalachen. Am Ende der Spätepoche sind Intrusiv-Granite in die Schwächefugen des Orogens eingedrungen.

Der Forsblads Fjord zieht einen anschaulichen Querschnitt durch den Gebirgsbau. Er enthält alle Arten orogentypischer Bauelemente: In Ismarken und am Fjordende tritt das migmatitische Tiefenstockwerk zutage. Am äusseren Fjord liegen flachwellig verfaltet und unmetamorph die Sedimente des Oberbaues. Im mittleren Fjordabschnitt, beim Philipshorn, verengt ein mächtiger Felsriegel das Bassin. Hier trennt ein stockartig bis lagig-komplex intrudierter Granit die metamorphen von den unmetamorphen Gliedern des Oberbaues.

Die gleichen Intrusiv-Granite durchsetzen zwischen Forsblads Fjord, Alpefjord und Furesø einen Grossteil von Nathorsts Land. Auf der Ostseite des Alpefjordes und südlich davon bilden sie das morphologisch imposante Massiv der Staunings Alper. Es ist dies eines der grössten Vorkommen spät- bis postorogener Granite im ostgrönländischen Kaledon.

1. STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

I. Das Sedimentareal von Nord-Scoresby Land, Ost-Nathorsts Land und Süd-Lyells Land.

Die präkambrischen und alt-paläozoischen Sedimentserien am Nordrand der Staunings Alper streichen im grossen NW—SE und fallen generell gegen Osten. Zwischen Alpefjord und Kong Oscars Fjord ist die gesamte stratigraphische Abfolge der kaledonisch aufgefalteten Geo-synkinalserie zu finden: Im Alpefjord liegen die tiefsten Schichten der Unteren Eleonore Bay Formation. Auf Nord-Scoresby Land folgt die Obere Eleonore Bay Formation, die sich in den Syltippene Tillit Formation und das Kambro-Ordovicium anschliessen.

Am Kong Oscars Fjord liegt Devon transgressiv über den Sedimenten der Kaledoniden. Entlang der postdevonischen »Hauptverwerfung« (vgl. HALLER 1955 a, Fig. 15, S. 65) grenzt Karbon an die präkambrischen und alt-paläozoischen Serien. (Eine Auflagerung von Karbon auf Devon ist nicht beobachtet worden).

Die Stratigraphie und Tektonik der kaledonisch aufgefalteten Serien sind in den Arbeiten von FRÄNKEL (1951, 1953 b) und SOMMER (1957) eingehend dargelegt. COWIE and ADAMS (1957) haben die Stratigraphie des Alt-Paläozoikums noch präzisiert. Aus den Befunden der vier Autoren lässt sich das folgende lithologisch-stratigraphische Bild ermitteln:

A. Kambro-Ordovicium.

400 m Cape-Weber-Formation		Unter-	ORDOVICIUM
80—120 m Cass-Fjord-Formation			
300—400 m Dolomit-Point-Formation		?	
280—320 m Hyolithus-Creek-Formation			
80—90 m Ella-Island-Formation		Unter-	
80—100 m Obere Bastion-Formation			KAMBRIUM
50—90 m Untere Bastion-Formation (= Sandstein-Serie, = Kløftelv-Formation).			

B. Grönlandium (= Spät-Präkambrium).

a. Tillit Formation.

50 m Grauer Tillit mit Sandsteinlagen und wenigen kristallinen Geröllen, Grundmasse karbonatisch-kieselig,		Oberer Tillit	
100 m dunkle sandige Tonschiefer,			
40—50 m Sandsteine mit Linsen von grauem Tillit,		mittlere Sandstein- Schiefer Partie	
ca. 60 m graue Tillite mit Dolomitlagen			
		Unterer Tillit	

b. Obere Eleonore Bay Formation.

140—150 m Schwarze Tonschiefer, plattige bunte Kalke und Dolomite (Schichtverband Nr. 19),		KALK- DOLOMIT- SERIE	
350—380 m dunkle bankige Kalke, helle Algendifolomite (Schichtverband Nr. 18),			
70 m helle Dolomite, dolomitische Konglomerate und Breccien (Interformationsbildungen), (Schichtverband Nr. 17),			
190—200 m graue Kalke mit einigen hellen Dolomitbändern (Schichtverband Nr. 16),			
50—60 m helle bankige Dolomite; die obersten Lagen sind reich an dunklen Silexchnüren (Schichtverband Nr. 15),			
200 m vorwiegend graue schiefrige und bankige Kalke (Schichtverband Nr. 14).			

30— 40 m Wechsellagerung grauer Kalke, bunter Tone und Al-	BUNTE SERIE
gendolomite,	
ca. 100 m bunte Folge graugrüner Quarzite, roter Tone und	
gelber Algendifolomite,	
ca. 100 m bankige graugrüne Quarzite (Schichtverband Nr. 13),	
130 m hellgrauer, weiss oder hellgelb anwitternder Dolo-	
mit mit feinen Zwischenlagen von rostigbraun anwit-	
ternden Quarzitschiefern und orangefarbigen Algen-	
dolomiten (Schichtverband Nr. 12),	
100—120 m feinplattige schwarze Kalke, selektiv dolomitisiert (weiss), (Schichtverband Nr. 11),	
100—130 m buntfarbige, rasch alternierende Folge von Tonschie- fern, Kalken und Kalkdolomiten (Schichtverband Nr. 10),	
110—130 m monotone Folge grauschwarzer Kalke (Schichtver- band Nr. 9),	
5— 25 m grauweisse, gelb anwitternde Dolomite (Schichtver- band Nr. 8),	
200 m plattige, vorwiegend rote Tonschiefer; im oberen Teil Zwischenlagen von grünen kalkigen Tonen (Schicht- verband Nr. 7).	
15—100 m Wechsellagerung heller bankiger Quarzite mit rostig- roten Quarzitschiefern. Zwischen Segelsällskaps Fjord und Sylttoppene zeigt der Verband einen Facies- wechsel und zugleich einen beachtlichen Mächtigkeits- schwund: Berzelius Bjerg 120 m (nach SOMMER 1957, S. 36), Kap Peterséns 40 m, Flødegletscher (Syltop- pene) 15 m; (Schichtverband Nr. 6),	
180—260 m plattige und schiefrige rote Quarzite; im oberen Teil graugrüne tonige Quarzitschiefer (Schichtverband Nr. 5),	
250—300 m vorwiegend helle bankige Quarzite, wechsellagernd mit feinschichtigen rostigroten Quarziten und Quar- zitschiefern (Schichtverband Nr. 4),	QUARZIT- SERIE
500 m einheitliche Folge dunkel-graugrüner Quarzitschiefer (Schichtverband Nr. 3),	
250 m auffällige, weisse und rötliche, grob gebankte Quarzite (Schichtverband Nr. 2),	
300—400 m dunkle feinschichtige Quarzite mit wechselndem Pelit- gehalt,	
400 m hellgraue bankige Quarzite (Schichtverband Nr. 1)	
c. Untere Eleonore Bay Formation.	
1200—1400 m vorwiegend feinschichtige, rostigbraun anwitternde Quarzitschiefer; im obersten Teil Lagen und Linsen von schokoladebraun anwitterndem Dolomit-Quarzit (von FRÄNKEL (1951, 1953 a, b) als »Eremitdal-Serie« bezeichnet).	OBERE TONIG- SANDIGE SERIE

150 m Verband von schwarzen Kalken, alternierend mit geringmächtigen Pelit- und Quarzithorizonten. Die Kalke wittern meist ockerfarbig an und führen zum Teil fein verteiltes Eisensulfid. (FRÄNKEL (1951, 1953 b) hat den Verband der »Alpefjord-Serie« zugerechnet; HALLER (1953) hat diese Karbonathorizonte als »Marmor-Serie« bezeichnet).	KALKIG-TONIGE SERIE
50 m Plattige schwarze Quarzite (Schichtgruppe p),	
500 m rostig anwitternde, graue Quarzite (Schichtgruppe o),	
500 m bankige graue Quarzite mit geringmächtigen Zwischenlagen von Pelitschiefern (Schichtgruppe n),	
600 m graugrüne Quarzitbänke mit Linsen von braun anwitterndem Dolomit-Quarzit (Schichtgruppe m),	
350 m hellgraue Bänke von Tüpfelquarzit (Schichtgruppe l),	
300 m tonige Quarzitschiefer mit Zwischenlagen von plattigen, oft kreuzgeschichteten Quarziten (Schichtgruppe k),	
50 m gelbe bankige Quarzite (Schichtgruppe i),	
50 m graue Quarzite und Pelitschiefer (Schichtgruppe h),	
300 m grobgebankte rötliche bis gelbliche Quarzite mit wenigen Zwischenlagen von dunklen Quarzitschiefern (Schichtgruppe g),	
200 m grobbankige graue und gelbweisse Quarzite (Schichtgruppe f),	
900 m graue grobgebankte Quarzite mit paralleler Feinschichtung; Kreuzschichtung ist selten (Schichtgruppe e),	
300 m graue dichte Quarzite, kreuzgeschichtet (Schichtgruppe d),	
100 m plattige Quarzit- und Pelitschiefer (Schichtgruppe c),	
600 m Serizit-Quarzitschiefer, teils feinkörnige bis dichte Gneisse; im oberen Teil des Verbandes soll ein ca. 10 m mächtiger Marmorhorizont liegen (Schichtgruppe b),	
400 m graugrüne bankige Quarzite bis Gneissquarzite (Schichtgruppe a).	
(FRÄNKEL (1951) hat die Schichtgruppen a—p »Alpefjord-Serie« genannt).	

UNTERE
SANDIG-TONIGE
SERIE

Unter den tiefsten Schichten der Unteren Sandig-tonigen Serie wird eine weitere Folge klastischer Sedimente vermutet. Die Mächtigkeit dieser »Basis-Serie« wird von FRÄNKEL (1953 b) auf 1000—2000 m geschätzt. Epimetamorphe Glieder dieser Serie bilden am oberen Skjoldungebräe einen von Intrusiv-Granit vollständig umschlossenen Reliktverband. Im Alpefjord hat der spät- bis postorogene Intrusiv-Granit die Schichten der Basis-Serie assimiliert und den alten Lagerungsverband aufgelöst.

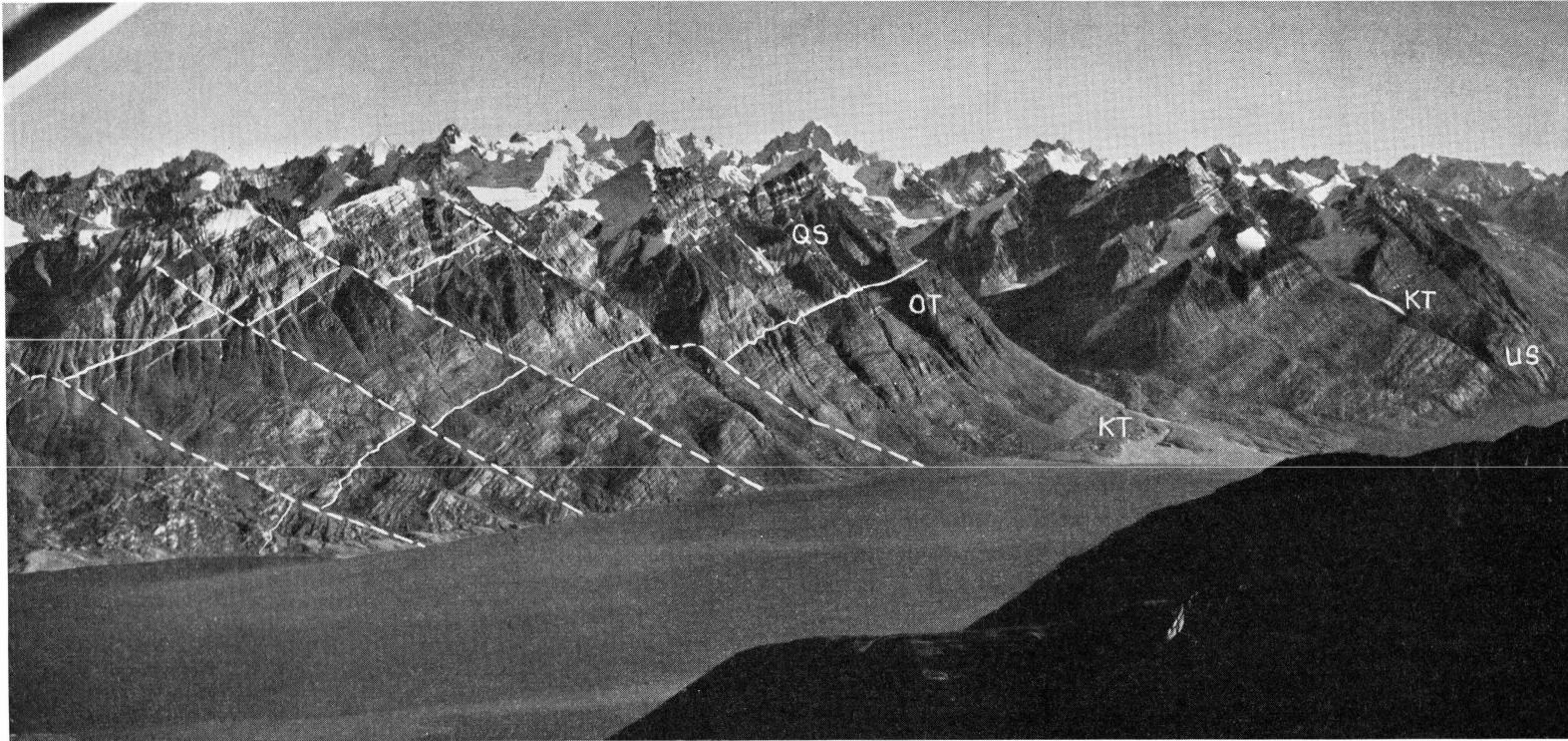


Fig. 10. Die Eleonore Bay Formation im vorderen Alpefjord:

QS = Quarzit-Serie (Obere EBF); OT = Obere Tonig-sandige Serie, KT = Kalkig-tonige Serie, US = Untere Sandig-tonige Serie (Untere EBF).
Die Verwerfungen sind gestrichelt markiert. (Flugbild).



Fig. 11. Die Eleonore Bay Formation zwischen Skjoldungebræ und Syltøppene: OT = Obere Tonig-sandige Serie (Untere EBF); 1—6 = Schichtgruppen der Quarzit-Serie, 7—12 = Schichtgruppen der Bunten Serie (Obere EBF). Im Hintergrund Kong Oscars Fjord und Traill Ø. (Flugbild).

Als Illustrationen zur Stratigraphie der kaledonisch aufgefalteten Sedimente sind die Figuren 10 und 11 beigelegt. Das erste Bild aus dem Alpefjord (Fig. 10) veranschaulicht das Duale des morphologischen Gepräges in Nord-Scoresby Land: Hinter einem Randgebirge von ziemlich

gleichartig gebauten Quarzitbergen erheben sich wirr die Spitzen des Granitmassives. Fig. 11 zeigt die »Quarzit-Serie« und die »Bunte Serie« in den Syltspene. Im weiteren sei auf Fig. 53 und auf die Abbildungen in FRÄNKEL (1953 b, Fig. 2, 3, 6 und 13) und in SOMMER (1957, Fig. 27) hingewiesen.

II. Das kaledonische Gneisareal von Forsblads Fjord, Ismarken und Scoresby Land.

Die Staunings Alper und das Gebiet des Forsblads Fjordes enthalten Kristallinserien aus allen Stockwerken des kaledonischen Orogensegmentes. Die mit der Auffaltung verbundene Stoffzufuhr und Metamorphose haben im Gebirgsinnern grosse Teile der Sedimentfolge umgeprägt. Die Sedimente wurden metamorphosiert, gneissifiziert, granitisert. Die Gesteinsumwandlung war progressiv. Herd und Ausgangspunkt waren die komplex gebauten Körper des migmatitischen Tiefenstockwerkes. Im Gebirgsoberbau zeigen sich kontinuierliche Übergänge zu den unmetamorphen Sedimenten.

Vielerorts haben zwar jüngere Bruchsysteme den ursprünglichen Gebirgsbau verstellt und Intrusiv-Granite sind zwischen die Etagen verschiedener Durchfaltung eingedrungen. Derartige Geschehnisse aus den orogenen Spät- und Nachphasen manifestieren sich vor allem im Forsblads Fjord und stören das Bild einer kontinuierlichen Metamorphosezunahme. Primär dürfte aber auch hier ein sukzessiver Übergang bestanden haben, so wie er sich im zentralen Andrées Land (HALLER 1953, S. 51—54) oder im Fränkels Land (WENK and HALLER 1953, S. 26—33) darbietet.

Der kaledonischen Hauptphase — wir bezeichnen mit diesem Begriff die Platznahme der migmatitischen Baukörper und die damit verbundene Auffaltung des Gebirges zwischen 69° und 78° n. Br. (vgl. HALLER 1956 c) — lassen sich die folgenden Gruppen kristalliner Gesteine zuordnen:

- A) Synorogene Granite und Migmatite,
- B) Metamorphe, durch Stoffzufuhr wenig veränderte Sedimente des Grönlandiums,
- C) Amphibolite und verwandte basische Gesteine.

Die in den orogenen Spät- und Nachphasen entstandenen Gesteine, die Intrusiv-Granite und Lamprophyre, werden in den Abschnitten III und IV charakterisiert.

Petrographische Details und eine Diskussion der petrogenetischen Probleme der synorogenen Metamorphite und Migmatite folgen im dritten Teil der Reihe »Der Zentrale Metamorphe Komplex von NE-Grönland«.

A. Synorogene Granite und Migmatite.

Im Gebirgsinnern sind die grönlandischen Sedimente unter Einwirkung einer durchgreifenden Stoffzufuhr zum grossen Teil migmatisiert und vollständig umgeprägt worden. Ausgedehnte Bereiche sind hier in einem lang andauernden Prozess »*in situ*« granitisiert worden. Das Infiltrat hat die betroffenen Komplexe nicht gleichmässig erfasst, sondern ist in einzelnen Paketen »lit par lit« vorgedrungen. Dies führte zu einem schalig-lagigen und heterogenen Aufbau des Migmatit-Stockwerkes. Die Bereiche intensiver Stoffzufuhr sind plastisch-mobil »aufgequollen«. Dadurch haben sie als migmatitische Baukörper aktiv an der Auffaltung des Gebirges teilgenommen.

Die schaligen Migmatitkörper besitzen in der Regel eine Kernpartie von massigem, granitartigem Gestein. Ihre Hülle besteht aus Bänder- oder Augengneissen. Oft lassen sich alle Stadien einer sukzessiven Granitisierung beobachten. Dabei zeigt sich im Gross- und Kleinbereich, dass die Prozesse von Stoffzufuhr, Stoffaustausch und Umwandlung selektiv stattgefunden haben.

Die Kerngranite (synorogene Granite), das Endprodukt von derartig wechselvoll verlaufenen metasomatischen Prozessen, sind polyschematische Migmatit-Granite. Ihre stoffliche Zusammensetzung ist weitgehend vom Verhältnis zwischen assimiliertem Substrat und zugeführtem Neosom (diffuse alkalireiche Stoffinfiltration) abhängig. Die Migmatit-Granite sind uneinheitlich: Bald sind sie phlebitisch, bald ophthalmitisch, stromatitisch oder merismatisch. Im Kleinbereich ist ihr Gefüge oft regellos massig, teils von nebulitischen bis gut entwickelten Paralleltexturen durchzeichnet. Dem Mineralbestand entsprechend handelt es sich um *Granite* bis *Quarzdiorite*. Diese leuko- bis mesokraten Granitoide sind unter mesothermalen Bedingungen entstanden.

a. Granite bis Quarzdiorite.

Die synorogenen Granite nehmen auf dem Kartenblatt Staunings Alper—Forsblads Fjord (Tafel XI.) nur bescheidene Flächen ein. Mit Ausnahme eines kleinen Gewölbes an der Südwand des inneren Forsblads Fjordes sind derartige Gesteine nur im Tærskeldal und Højedal anstehend. Dort formen sie, umhüllt von Migmatitgneissen, einen streng E—W streichenden, nach Osten mit 30—40° abtauchenden Körper des Migmatit-Stockwerkes. Der gleiche Verband baut ganz Ismarken auf.

Kerngranite von der geschilderten Art treffen wir nur im Tærskeldal. Bei den Vorkommen im Højedal handelt es sich um einzelne konkordante Lagen von Migmatit-Granit, entstanden durch die selektive »lit par lit« Infiltration des Neosoms. Die unteren und vollständig granitierten Teile des Migmatitverbandes sind durch den tiefen Einschnitt

des Wahlenbergs Gletschers blossgelegt. Die Steilwand gegen Ismarken besteht zum überwiegenden Anteil aus synorogenem Granit.

b. Alkalifeldspat-Augengneisse.

Augengneisse, wie sie in der »Migmatitkuppe Niggis Spids« (Kejser Franz Josephs Fjord), im inneren Dicksons Fjord und auch an der Ostflanke des »Migmatitkomplexes Gletscherland« zwischen Kempes Fjord und Murgangsdalen verbreitet sind, konnten nur am Westfuss der Tinderne (Nordufer Forsblads Fjord) festgestellt werden. Sie bilden dort eine 200 bis 300 m mächtige Serie von phlebitischem bis flasrigem Habitus. Der Augengneis ist ziemlich hell, besitzt er doch einen Glimmergehalt von nur knapp 10 Volumprozent. Die 1—2 cm grossen Augen bestehen aus *Mikroperthit*, der partiell in Mikroklin übergeht. Unter dem Mikroskop sind die Porphyroblasten meist unregelmässig fleckig bestäubt.

c. Migmatitgneisse, vorwiegend granitisches Material.

Zwischen den synorogenen Graniten und den Migmatitgneissen besteht — als natürliche Folge der Genese — ein gradueller Übergang. Als granitische Migmatitgneisse bezeichne ich Gesteinsverbände, die einen granitoiden Mineralbestand und einen einheitlichen, ausgeprägten Gefügeparallelismus besitzen.

Die Migmatitgneisse sind Metamorphite mit Stoffzufuhr: Sie zeigen alle Übergänge vom massigen leukokraten Migmatitgranit bis zum kontaktmetamorphen, stofflich nur wenig beeinflussten Paragestein¹⁾.

Am verbreitetsten sind die Stromatite (Bändergneisse), weniger häufig die Phlebite (Adergneisse). Die kristalline Umprägung und die Plastizität waren von Lage zu Lage verschieden. Die Gneisse sind un-einheitlich und tragen oft Spuren selektiver Durchbewegung. Ebenso kann der Mineralbestand, besonders der Glimmergehalt und der Bestand an Akzessorien, von einem Band zum anderen variieren.

Eine Abweichung vom allgemeinen Mineralbestand weisen nur die Gneisse rund um den Dammen (innerster Alpefjord) auf: Durchsetzt von Intrusiv-Granit finden sich hier grosse Schollenkörper und zusammenhängende autochthone Gneissverbände, deren Plagioklase eine auf-fällige Basizität zeigen. An Stelle der in kaledonischen Migmatiten üblichen Oligoklase treten hier *Labradorite* und *Bytownite*. Im Dünn-schliff sind die Feldspäte oft fleckig und zu einem filzigen Gewebe von Serizit, Chlorit und Calcit umgewandelt. Stratigraphisch gehören diese Gneisse unter die tiefsten Horizonte der bekannten Eleonore Bay Forma-

¹⁾ Paragesteine sind nach NIGGLI (1950) metamorphe Sedimente ohne wesentliche Veränderung des Pauschalchemismus während der Metamorphose.

tion. Der Zusammenhang mit den schwach bis nicht metamorphen Sedimentserien im vorderen Alpefjord ist jedoch verloren gegangen. Die Übergangszone wird vollständig von Intrusiv-Graniten, die das alte Substrat verdrängt und assimiliert haben, eingenommen. Die Beziehung zwischen den absonderlichen Gneissen und den Sedimenten der Eleonore Bay Formation ist noch nicht abgeklärt. Da die vorgefundene Mineralparagenese dem bisher untersuchten Kristallin im »Zentralen Metamorphen Komplex« fremd ist, kann der Gedanke an ein relikitives Altkristallin (Archäikum?) nicht von der Hand gewiesen werden. — Ich möchte an dieser Stelle auch darauf hinweisen, dass die gleichen basischen Plagioklase auch als sedimentäre Primärkomponenten in den epimetamorphen Quarziten der untersten Eleonore Bay Formation im Alpefjord auftreten. — Ein Entscheid über die Genese und die stratigraphische Zugehörigkeit der Migmatitgneisse rund um den Dammen bedarf zuerst noch detaillierter Felduntersuchungen.

B. Metamorphe, durch Stoffzufuhr wenig veränderte Sedimente des Grönlandiums.

Im migmatitischen Unterbau hat eine umfassende Neosominfiltration die grönlandischen Sedimente partiell bis vollständig gneissifiziert und granitiert. In den Dach- und Hüllgesteinen der migmatitischen Aufbeulungen und Ausstülpungen nimmt der Einfluss der Stoffzufuhr kontinuierlich ab. Hier wird die Metamorphose zur isochemischen Umwandlung. Sie ist die Folge einer rein thermalen Einwirkung (Kontaktmetamorphose) des Tiefenstockwerkes. Die isograden Zonen der Gesteinsumwandlung (Metamorphosefronten) laufen den Bauformen der Migmatitkörper weitgehend parallel. Bei komplizierteren Ausstülpungen des Unterbaues wird die Metamorphosefront regional zu einer Integrationsfläche sich überlagernder Thermalzentren.

Der Hof kontaktmetamorpher Umkristallisation kann sich über hunderte bis tausende von Metern erstrecken (Regionalmetamorphose). Vielerorts, auch im Forsblads- und Alpefjord, gibt es in horizontaler und vertikaler Richtung kontinuierliche Übergänge zu den unmetamorphen Serien. Dabei streichen die Zonen gleicher Mineralfacies meist quer durch die stratigraphische Folge.

Dislokationsmetamorphose gibt es in den Dachgestein über dem Migmatit-Stockwerk nur selten.

Je nach dem primären Stoffbestand, dem Grad der Umwandlung und der tektonischen Beanspruchung wechselt der Habitus des gleichen Sedimenthorizontes von Lokalität zu Lokalität: Die *Psammite* werden zu Glimmer- und Feldspatquarzit oder zu leukokratem quarzreichem Gneis. Sie unterscheiden sich deutlich von den pelitischen Horizonten,

deren unterschiedliche Mengen an Tonerdesilikaten oder Kalksilikaten von ihrem primären Stoffbestand abhängen. Die Pelite durchlaufen die Umwandlungsstufen: Tonschiefer, Phyllite, Glimmerschiefer (granatführend), Glimmergneisse (granatführend).

Petrographisch gliedern sich die metamorphen, durch Stoffzufuhr wenig veränderten Sedimente wie folgt:

- a) Psammitische Paragesteine: Glimmerquarzite,
Feldspatquarzite,
Gneisquarzite.
- b) Pelitische Paragesteine: Phyllitschiefer,
Glimmerschiefer,
Glimmergneisse.
- c) Karbonat- und Kalksilikatgesteine: Marmore,
Dolomit-Quarzite,
Kalkglimmerschiefer,
Kalksilikatfelse.

Um Missverständnissen zu begegnen, sei betont: Die hier geschilderte Regionalmetamorphose ist ausschliesslich vom synogenen Migmatit-Stockwerk ausgegangen. Sie hat mit der Platznahme der spät- bis postogenen Intrusiv-Granite in Ost-Nathorsts Land und in den Staunings Alpen nichts zu tun. Die Kontakterscheinungen jener Intrusiva werden in den entsprechenden Abschnitten über die Intrusiv-Granite behandelt (vgl. S. 47-56 und 68-73).

a. Psammitische Paragesteine.

Metamorphe Psammite ohne oder mit nur minimaler pelitischer Beimengung finden wir vor allem im Alpefjord. Hier zeigen die tieferen Schichtgruppen der Unteren Sandig-tonigen Serie durchwegs epithermale Umkristallisation:

Glimmerquarzite. Im ersten Stadium ist die Paragenese Quarz, Serizit, Chlorit zu beobachten. Mit zunehmender Umwandlung treten Muskowit, Biotit und eventuell Albit hinzu. Feldspäte fehlen oder sie kommen höchstens in kleinen Mengen vor. Dann sind es Albite bis saure Oligoklase.

Feldspatquarzite. Bei stärkerer Metamorphose nimmt der Gehalt an Feldspat auf Kosten des Quarzes zu. Neben einem Glimmerbestand von 0—10 % nehmen die Feldspäte 10—35 % des Gesteinsvolumens ein. Zum Albit-Oligoklas tritt sukzessive auch Kalifeldspat (Perthit, Mikroklin). Die Plagioklassubstanz scheint aus dem sedimentären Altbestand zu stammen. Der Kalifeldspat hingegen, deutet auf eine der Metamorphose synchrone Stoffzufuhr. — Im Dünnschliffmaterial aus

den metamorphen Serien im Alpefjord konnte neu gebildeter Kalifeldspat nur in einer einzigen Probe (Mündung Schaffhauserdalen) festgestellt werden.

Gneisquarzite und quarzreiche Gneisse. Mit weiterer Annäherung an den Wärmeherd nimmt der Feldspatgehalt zu. Gleichzeitig ergeben sich Änderungen in der Korngrösse der einzelnen Gefügekomponenten: Die *Feldspäte* und *Glimmer*, vorab der Biotit, wachsen an; die Grösse der Quarzkörner nimmt hingegen auffällig ab.

Epidot-Zoisit, *Granat*, *Apatit*, *Hornblende* aber auch *Titanit*, *Rutil*, *Zirkon* und *Erz* sind die Nebengemengteile und Akzessorien dieser Gesteinstypen.

Trotz der makroskopisch tadellos erhaltenen Schichtung und Feinstruktur zeigen die Quarzitserien an der Mündung des Schaffhauserdalen, des Vikingebræ und auch bei Randenæs (Forsblads Fjord) bereits diese dritte Metamorphosestufe mit Umkristallisation und Neubildung all der aufgezählten Mineralien.

b. Pelitische Paragesteine.

In der Unteren Eleonore Bay Formation sind reine Pelite selten. Oft sind gröbere Kornfraktionen beigemengt (psammitische Pelite) oder es ist ein geringer Karbonatgehalt vorhanden. Die Pelite scheinen der thermischen Einwirkung rascher zu erliegen als die Psammite. In einer Folge alternierender Quarzit- und Quarzschieferbänder tragen stets die pelitischen Gesteine intensivere Spuren der Metamorphose.

Wie in West-Fräenkels Land (vgl. WENK and HALLER 1953, S. 27; WENK 1954 a, b; HALLER 1956 a, S. 68) treten auch im Forsblads- und Alpefjord in den Pelithorizonten stufenweise folgende Mineralparageneren auf: *Serizit-Chlorit*, *Serizit-Chlorit-Biotit-Granat*, *Muskowit-Biotit-Granat-Plagioklas*. In den Glimmerschiefern und Biotitgneissen, die als Hüllgesteine, als Keile und Taschen dem Migmatit-Stockwerk zugehören (Ismarken, Nathorsts Land), sind ausser Kalifeldspat und Hornblende auch Disthen und Staurolith (vgl. ZWEIFEL 1958, S. 26-30) zu finden.

Eine seltene Varietät der Gesteinsgruppe bilden die ausgesprochenen Granatgneisse, wie sie z. B. am Nordufer des inneren Forsblads Fjordes (4 km WSW Fangsthytte) anstehen: Die pelitischen Lagen einer grobgebänderten Psammit-Pelit-Folge sind hier zu grobkristallinen, flassrig-augigen Gneissen mit 1—2 cm grossen Granat-Porphyroblasten umgeprägt. Der *Granat* nimmt rund $\frac{1}{4}$ des Gesteinsvolumens ein, der *Biotit* (inkl. Chlorit) 30—40 %. Der Rest entfällt auf *Quarz*, *Plagioklas* (Bytownit) und die Akzessorien *Titanit* und *Erz*.

Ein anderes Vorkommen granatreicher Biotitgneisse wurde auf der südlichen Talflanke des Tærskeldal (nahe Pkt. 695) festgestellt:

Metermächtige Gneispakete, dicht besprengt mit bis 10 cm grossen Granat-Porphyrblasten wechsellagern hier mit granatärmeren Glimmerschiefern und -gneissen.

c. Karbonat- und Kalksilikatgesteine.

Reine Karbonatgesteine (Marmore, Silikat-Marmore) beschränken sich im Gebiet unseres Kartenblattes ausschliesslich auf die Horizonte der Kalkig-tonigen Serie (Unt. EBF). Sie bilden den wichtigsten stratigraphischen Leithorizont in den Kristallineinheiten, lassen sich doch die Karbonatgesteine in allen Umwandlungsstufen, vom epi- bis zum katathermalen Bereich, eindeutig erkennen.

Kalksilikatgesteine sind als Linsen und Bänder im ganzen Bereich der metamorphen Unteren Eleonore Bay Formation zu finden.

Marmore: Im innersten Forsblads Fjord quert ein N—S streichender Marmorzug das Fjordbassin und zieht sich durch das Tærskeldal zum Violingletscher. Die Marmore liegen im Bereich der synorogenen Abscherungszone und sind dadurch prä- und parakristallin stark beansprucht worden. Der Schichtverband ist zerrissen, dünn aus oder fehlt gar über Strecken von hunderten von Metern. Auf Grund der stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse in Lyells Land darf dieser Marmorzug sicher als Aequivalent der Kalkig-tonigen Serie betrachtet werden.

Der vorherrschende Gesteinstyp ist ein weisser spätinger *tremolitführender Diopsid-Marmor*. Kontaktsäume und Zwischenbänder von Kalksilikatfels sind häufig.

Der stratigraphisch gleiche Karbonathorizont ist als Schollenkörper auch mitten im Staunings Alper Massiv (Dansketinden) zu sehen. Das Innere der Schollen — vom Intrusiv-Granit vermutlich wenig beeinträchtigt — besteht ebenfalls aus tremolitführendem Diopsid-Marmor (vgl.S. 54-56).

Dolomit-Quarzite. In der Oberen Tonig-sandigen Serie, vor allem im oberen Teil, aber auch in den Schichtgruppen der Unteren Sandig-tonigen Serie sind Knauern, Linsen und Bänder von feinkristallinem *Dolomit* inmitten der bankigen Quarzite häufig. Dem Dolomit ist stets Quarz beigemengt.

Bei höhergradiger Metamorphose wird der Dolomit-Quarzit zu Kalksilikatfels oder Kalksilikat-Marmor umgebaut.

Kalkglimmerschiefer. Karbonatführende Pelite mit der Parage- nese *Epidot-Chlorit-Serizit* (epimetamorphe Facies), wie sie im nördlichen Teil des »Zentralen Metamorphen Komplexes« häufig anstehen (Gerard de Geer Gletscher, Isfjord, vgl. HALLER 1953, S. 31—32), finden wir hier kaum.

Jüngere Bruchsysteme und assimilierende Granitschmelzen haben im Forsblads Fjord, im Alpefjord und auf Nord-Scoresby Land die kontinuierlichen Kontaktbilder der Metamorphose zerstört. Wir treffen hier die Kalkig-tonige Serie entweder unmetamorph (Alpefjord, Nord-Scoresby Land) oder dann beträchtlich metamorphosiert (Forsblads Fjord, Tærskeldal). Im zweiten Fall treten die karbonatführenden Pelite in der Paragenese mit *Hornblende* und *Diopsid* auf.

Kalksilikatfelse. Verschiedene Quarzite und Quarzschiefer der Unteren Eleonore Bay Formation sind reich an karbonatischen Beimengungen. Imgneissifizierten Areal führt die stratigraphisch entsprechende Serie Knauern, Linsen, Lagen und Bänder von Kalksilikatfels.

Besonders verbreitet sind solche Gesteine natürlich in den metamorphen Aequivalenten der Kalkig-tonigen Serie. Wo die Marmorhorizonte dieser Serie durch tektonische Einwirkung ausgedünnt und weggepresst worden sind — wie dies im innersten Forsblads Fjord der Fall ist — bleiben die Kalksilikatgesteine oft erhalten. Die wichtigsten Typen davon sind: *Aktinolith-Diopsidfels*, *Granat-Diopsidfels*, *Granat-Amphibolit*, *Granatfels*.

C. Amphibolite und verwandte basische Gesteine.

Im Gebiet des Kartenblattes treten grössere Vorkommen von basischen Gesteinen nur auf Ismarken zutage. Kleine Lagen und Linsen sind im ganzen Gneisareal zu treffen.

Die basischen Gesteine erscheinen überall in Amphibolit-Facies. Ihre Genese ist selten eindeutig zu erkennen:

Ein grosser Teil der Amphibolite, besonders die konkordanten Bänder inmitten der Paragesteine und Migmatite, dürften sedimentären Ursprungs sein (Para-Amphibolite).

Die grossen unregelmässig geformten Amphibolitkörper, die im Højedal, Tærskeldal, am Wahlenbergs- und Violingletscher anstehen, können zum Teil als Überbleibsel vor- bis früh-aledonischer Ophiolithe (vgl. HALLER 1955, S. 79, 109) gedeutet werden (Ortho-Amphibolite). Für eine eruptive Herkunft sprechen die Art der Einlagerung im Migmatitverband und die mechanischen und stofflichen Kontakterscheinungen zwischen den Amphibolitkörpern und den plastisch-mobilen Migmatiten. Der primäre Mineralbestand der Basite ist durch die synogenen metasomatischen Prozesse vollständig umgebaut worden: Mittel- bis feinkörnige Hornblendite mit etwas Biotit und Plagioklas (Andesin) und eventuell Quarz, Granat, Calcit sind das egalisierte Endprodukt. Pyroxenführende Amphibolite oder Pyroxenfelse sind selten.

Aus dem Gebiet des Kejser Franz Josephs Fjordes und der südlichen Nunatakker Region habe ich verschiedene Vorkommen basischer Ex-

sudate im Dach der Migmatitkörper geschildert (1953, S. 73—77; 1955 a, S. 79, 94, 133; 1956 a, S. 75, 97). Vermutlich sind auch in den Migmatiten von Ismarken und West-Nathorsts Land (»Migmatitkomplex Gletscherland«) durch den Granitisierungsprozess femische Komponenten angereichert worden. Eindeutige Anhaltspunkte dafür besitzen wir jedoch nicht. Zwischen Violingletscher und Nordvestfjord begleiten in auffälliger Weise mächtige, lagige Amphibolitmassen einen verfalteten und teilweise zerrissenen Marmorzug (metamorphe Kalkig-tonige Serie?). ZWEIFEL (1958, S. 36 ff.) diskutiert die Genese dieser Amphibolite. Er zieht dabei die Einwirkung einer »Basischen Front« (im Sinne von BACKLUND 1936 und REYNOLDS 1947) in Betracht, lehnt sie aber ab.

III. Die spät- bis postorogenen Intrusiv-Granite in den Staunings Alper, in Ost-Nathorsts Land und Lyells Land.

In den Spät- und Nachphasen der kaledonischen Orogenese haben sich verschiedene Generationen von Intrusiv-Granit im Gebirgsbau eingestellt. Es sind zum Teil monoschematische Granitoide, die alle Eigenschaften eines Eruptivgesteins besitzen. Merkmale eumagmatischer Differentiation sind ihnen aber fremd. Petrochemisch besteht eine enge Verwandtschaft zu den synorogenen Migmatit-Graniten (HALLER 1953, S. 152; 1955 a, S. 136). Auch tektonische Argumente sprechen für ihre direkte genetische Beziehung zum migmatitischen Tiefenstockwerk. Die spät- bis postorogenen Intrusiv-Granite sind daher als palinogene Spätprodukte des synorogenen Migmatismus aufzufassen. Sie wurden als granitische, seltener pegmatitische Schmelzmassen, teils auch als Kristallbrei von granitischer Zusammensetzung, aus den Tiefen des fluidalen Gebirgsgrundes abgespalten und in die Schwächerungen der höheren Gebirgsteile eingepresst.

Die Intrusiv-Granite kommen regelmässig in den Randgebieten der orogen aktiven Baueinheiten vor (vgl. HALLER 1955 a, Fig. 68, S. 135). Sie stecken meist in der stark durchbewegten Abscherungszone, die den migmatitischen Unterbau vom flachwellig deformierten Gebirgsoberbau trennt. Überdies werden spätorogene Störungssysteme (meist Zerrungsbrüche) von den Schmelzmassen teilweise synkinematisch durchsetzt.

Das Massiv der Staunings Alper gehört zu den grössten Vorkommen spät- bis postorogener Granite im ostgrönländischen Kaledon. Die inneren Teile des Massivs enthalten mächtige Schollenverbände von älteren Graniten, Gneissen und Glimmerschiefern (synorogene Kristalllingesteine). In zahllosen Varianten sind hier zu beobachten: Schollenkontakte, Assimilationserscheinungen und Mischgesteinssbildung (Misch-

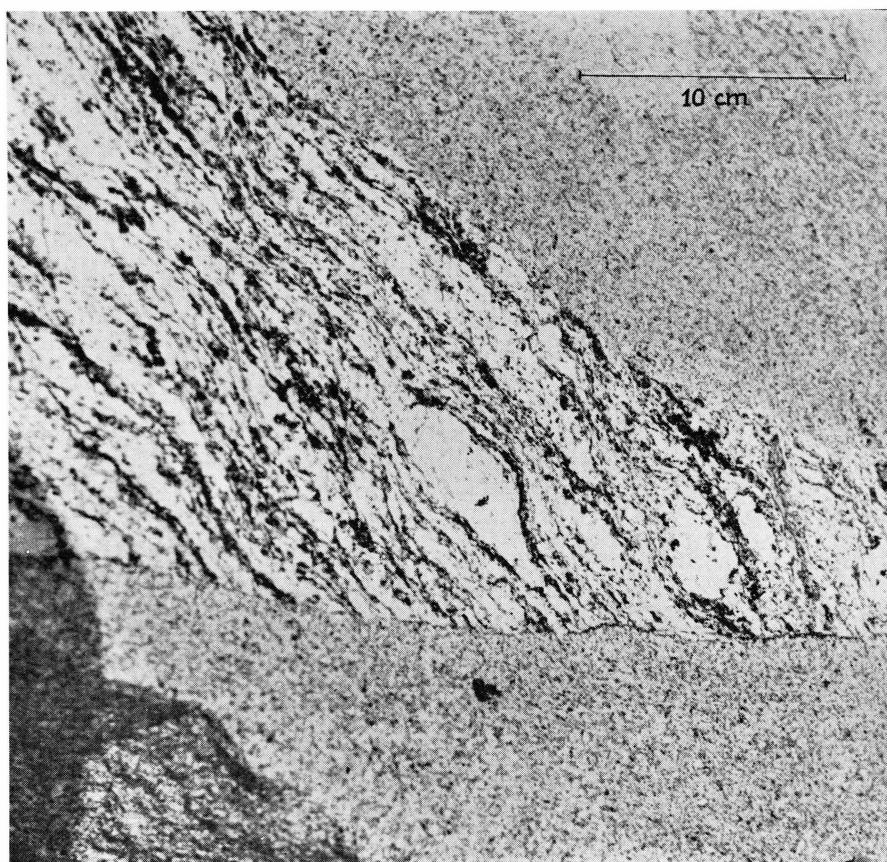


Fig. 12. Die heterogene, oft grobkristallin flasige Erstgeneration wird von homogenem jungem Granit diskordant durchfahren (Oberer Sefströms Gletscher, Ostseite 1550 m Höhe).

gesteine im Sinne einer Vermengung von Schollen und Bändern des Wirtgestein mit fluidaler granitisch-pegmatitischer Intrusivmasse).

Der vorherrschende Granittyp des Massivinneren ist ein heterogener flasrig-augiger Biotit-Granit, der als Mischprodukt des gneissigen Altbestandes mit einem pegmatitischen Schmelzfluss zu deuten ist. Wir bezeichnen dieses Gestein und seine assoziierten Varietäten als ältere Granit-Generation. Die heterogene Erstgeneration wird von einer jüngeren Generation homogener Granite durchschlagen (Fig. 12). Diese besitzen im allgemeinen eine konstantere chemische Zusammensetzung und zeigen nur geringe Kontaktwirkung auf das Nebengestein. Die jungen Granite bauen den Mantel des Staunings Alper Massives. Sie stellen den im ostgrönländischen Kaledon verbreitetsten Typus von spät- bis postogenem Intrusiv-Granit dar.

Nach dem Eindringen der jungen Granite haben hydrothermale Restschübe die grösseren Intrusivkörper, vor allem die Staunings Alper, partiell durchsetzt. Albitisierung, verbunden mit einer intensiven Rotfärbung der Plagioklase, ist die wesentliche Spur der hydrothermalen Nachphase.

Auf Fig. 47 sind die Fundorte der mikroskopisch untersuchten Granitproben eingetragen. Die auf der Karte mit Doppelkreis und im Text mit (*) markierten Proben sind auch chemisch analysiert worden.

Die petrochemischen Daten und die Mineralbestandsberechnungen habe ich in einem besonderen Abschnitt (S. 77—87) zusammengestellt.

1. Die ältere Granit-Generation.

Die Gesteine der heterogenen Erstgeneration sind vor allem im Inneren des Staunings Alper Massivs verbreitet. Untergeordnet finden sie sich auch im Forsblads Fjord (Philipshorn). Ihr Habitus variiert, ebenso die chemische Zusammensetzung. Die grobkörnig-flasrigen bis porphyroblastischen Granite sind polyschematische Mischtypen, entstanden durch die Vermengung einer pegmatitischen Schmelze mit dem gneissigen Wirtgestein. Die intrudierte Pegmatitmasse ist in zum Teil scharf begrenzten, meist aber schlierig-aderigen Gangsystemen in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung erhalten. Sie hat offensichtlich eine grosse Assimilationskraft besessen, lassen sich in den Substrat-relikten doch Umwandlungsstufen bis zum katathermalen Cordierit und Sillimanit feststellen.

Schollen der pegmatitischen Erstgeneration sind vereinzelt auch im jüngeren Granit des Massivmantels zu beobachten. Die Kontaktverhältnisse und Vermischung der beiden Granit-Generationen werden im Abschnitt über die jungen Granite behandelt.

A. Die Gesteinstypen der älteren Granit-Generation.

Nach Art und Anzahl der Feldspäte zerfallen die Varietäten der älteren Intrusiv-Granite in zwei Gruppen:

- a) Granite,
- b) Monzonitgranite.

Für die weitere Gliederung innerhalb der beiden Gruppen sind die übrigen Gemengteile und der Habitus des Gesteins massgebend. Der variable Bestand an Nebengemengteilen und Akzessorien wie Cordierit, Zoisit, Granat etc. ist von der primären Zusammensetzung des Wirtgesteins und auch von der geometrischen Lage im Intrusionsraum (Temperaturstufen) abhängig.

a. Granite.

In der Gruppe der Granite konnte ich an Hand meiner Sammlung drei Typen unterscheiden: Pegmatitgranite, Alkalifeldspat-Granite, biotitreiche Alkalifeldspat-Granite.

1) *Pegmatitgranite.*

Der erste Typ entspricht in seiner chemischen Zusammensetzung wohl ziemlich genau jenem primären Injektionsstoff, der mit grosser Assimilationskraft das Wirtgestein durchtränkt und aufgelöst hat. Es sind glimmerarme leukokratische *Granite* bis *Alkalisyenite* von aplit-pegmatitischem Habitus. Sie durchweben als Adern und Schlieren den gesamten Assimilationsraum der älteren Granit-Generation. Zwischen den Pegmatitgraniten und den Alkalifeldspat-Graniten (Typ 2) gibt es sukzessive Übergänge. Die beiden exakt zu scheiden ist nicht möglich. Genetisch gehören sie in den gleichen Prozess. Scharf begrenzte Injektionsadern von Pegmatitgranit lassen sich nur innerhalb von Schollenkörpern oder in den resistenten Verbänden autochthoner Gneisse, wie zum Beispiel am Südostfuss des Damslottet, beobachten.

Fundorte:

- Gullygletscher (Bergsturzmaterial bei Camp IV) JH 828 c,
- Sefströms Gletscher (3 km SSE Sefströms Tinde, 1200 m Höhe) JH 843 (*),
- Vikingebræ (Nordseite, 1020 m Höhe) JH 848 a,
- Dammen (Kap am Südostfuss des Damslottet) JH 857, JH 858 a.

Mineralbestand:

Alkalifeldspat (Perthit, ± Mikroklin)	60—70 % vol.
Plagioklas (Oligoklas 20—25 % An)	5—15 %
Quarz	12—30 %
Biotit (z. T. Chlorit)	1—9 %
Muskowit	0—8 %
Cordierit (z. T. Pinit)	0—7 %
(Apatit) (± Calcit)		
(Zirkon) (± Epidot-Zoisit)		
(Erz) (± Sillimanit)		

Struktur:

hypidiomorph grobkörnig, Perthit bildet oft Porphyroblasten.

2) *Alkalifeldspat-Granite.*

Die pegmatitgranitische Injektion (Typ 1) hat sich mit dem Substrat meist so vermengt, dass ein fluidaler Kristallbrei entstanden ist. Wo das Substrat vollständig aufgelöst worden ist, sind Fluktuationstexturen verbreitet. An Stellen schwächerer Assimilation schwimmen unverdaute Brocken von Albestand im Granit. Manchmal hat die Schmelzmasse auch die Textur des Wirtgesteins übernommen (Abbildungskri-

stallisation). Das Produkt der fluidalen Durchmischung sind polyschematische Alkalifeldspat-Granite.

Der Glimmergehalt dieser Gesteine ist unterschiedlich und kann auf kurze Entfernung ändern. *Biotit* ist der vorherrschende Glimmer. Unterordnet gibt es aber auch biotitfreie *Muskowit-Alkalifeldspat-Granite*.

Die Feldspäte sind zu $\frac{1}{3}$ Plagioklase, zu $\frac{2}{3}$ Alkalifeldspäte. Die letzteren formen oft porphyroblastische Grosskristalle.

Fundorte:

Oberer Gullygletscher (NW Camp III, 1680 m Höhe) *JH 824 a, b*,
 Gipfel Dansketinden (2930 m) *JH 827*,
 Oberster Sefströms Gletscher (1650 m) *JH 841*,
 Murchisons Bjerge (3 km WSW Camp Linné Gletscher). Die Proben *JH 895 a, b, g* stammen aus Schollenkörpern, die in der jungen Granit-Generation stecken.

Mineralbestand:

Alkalifeldspat (Perthit)	40—57 % vol.
Plagioklas (basische bis saure Oligoklase)	20—25 %
Quarz	15—30 %
Biotit	2—7 %
Muskowit	0—6 %
(Chlorit) (± Epidot-Zoisit)	
(Apatit) (± Granat)	
(Zirkon) (± Turmalin)	
(Erz) (± Rutil)	

Struktur:

hypidiomorph grobkörnig, oft flasrig bis schlierig.

3) *Biotitreiche Alkalifeldspat-Granite*.

In Zonen unvollständiger Vermischung und Auflösung sind Aufschmelzungsschleier und Fahnen von Biotitgneis verbreitet. Das graniotide Hauptgestein ist meist ein augig-flasriger, biotitreicher Alkalifeldspat-Granit. Seine Biotitschlieren zeichnen unregelmässig lagig die alte Textur des Wirtgesteins ab.

Fundort:

Dammen (Ostfuss Damslottet) *JH 854 k*,

Mineralbestand:

Alkalifeldspat (Mikroklin-Perthit)	45 % vol.
Plagioklas (Oligoklas ca. 20 % An)	12 %
Quarz	20 %
Biotit	18 %
Cordierit	5 %
(Muskowit) (Zirkon)	
(Zoisit-Epidot) (Erz)	
(Sillimanit)	

Struktur:

hypidiomorph grobkörnig, flasrig-augiger Habitus mit Alkalifeldspat-Porphyroblasten.

Die Mineralien der Granite.

Die Kristallisationsfolge der Kornarten hat sich in den drei Granittypen ungefähr in der gleichen Weise vollzogen: Von den Hauptgemengteilen ist der *Biotit* stets der älteste. Ihm folgen *Plagioklas* und *Quarz*. Die Kalifeldspatisierung ist in der Regel der jüngste Kristallisationsakt. *Kalifeldspat* durchsetzt das ganze Gefüge und assimiliert vor allem die Plagioklase. Zusammen mit Kalifeldspat wächst oft etwas *Muskowit*. In einigen Fällen beendet eine zweite Quarzgeneration die Kristallisationsfolge. Die Eigenschaften der einzelnen Mineralien sind im grossen und ganzen überall die gleichen:

Der Kalifeldspat ist in den meisten Proben ein unregelmässiger, rissig-fleckiger *Perthit*. Sauber ausgebildete Albit-Spindeln sind höchst selten. Mikroklin-Gitterung kann teilweise auftreten. Eigentlichen *Mikroklin-Perthit* führt nur die Probe JH 854 k (Typ 3). Der Kalifeldspat stellt stets die grösste Kornart im Gefüge. Er verdrängt, umschliesst und assimiliert alle älteren Komponenten (Biotit, Plagioklas, Quarz, Myrmekit). Die Grenzform seiner »Grosskristalle« ist xeno- bis hypidiomorph; tafeliger Habitus und Karlsbader-Zwillinge sind ab und zu erkennbar. Das Innere der Kristalle enthält bisweilen orientiert gebettete Einschlüsse; in der Aussenzone lagern die Relikte ungeregelt. Es ist anzunehmen, dass in solchen Fällen ein primärer Einsprengling¹⁾ nach einem gewissen Stadium kristalloblastisch²⁾ weitergewachsen ist. Der Kalifeldspat hat sich dabei metasomatisch — aggressiv erweitert; seine Eigengestalt hat er so zwar selten formen können (vgl. Megablasten, ERDMANNSDÖRFFER 1943, S. 23).

Die Plagioklase sind idio- bis hypidiomorphe Oligoklase mit einem durchschnittlichen Anorthitgehalt von 20—25 %. Zonarbau (basische bis saure Oligoklase) kann auftreten. Fast jedes Korn zeigt Zwillingsbildung nach dem Albit-Gesetz. Periklin-Zwillinge sind seltener. Die Mehrzahl der Plagioklase ist teilweise oder ganz mit einem Filz von *Serizit-Zoisit*-Mikrolithen durchsetzt. Die Zerfallsprodukte »füllen« vorab die Kerne, manchmal nur einzelne Zwillingslamellen. Grosse Kristalle von Plagioklas sind selten erhalten. Sie werden vom Kalifeldspat amöboid korrodiert und oft allseitig umschlossen, wobei in der Regel eine albitreiche Rinde entsteht. An den Berührungsstellen Kalifeldspat-Plagioklas wächst häufig *Myrmekit* als Reaktionsprodukt. Resorbiert der Kalifeldspat den Plagioklas vollständig, so bleiben die Serizit-Zoisit-Mikrolithen

¹⁾ Einsprenglinge bilden sich in einer flüssigen Schmelzlösung mit schon vorhandenen oder noch fehlenden Kornarten.

²⁾ Kristalloblasten wachsen in einem festen Gefüge, wobei das Grundgewebe partiell verflüssigt sein kann (vgl. DRESCHER-KADEN, 1948).

als fleckige Schleier im Neukristall. Beim gleichen Prozess kann sekundärer *Calcit* entstehen.

Die Schalen der Plagioklase sind häufig mikrolithenfrei. Dies und der in einigen Proben festgestellte Zonarbau weisen auf wiederholte Kurzenzen der Kornart. Im Biotit-Alkalifeldspat-Granit JH. 824 b liess sich sogar eine zweite Plagioklas-Generation nachweisen: Ein saurer Oligoklas, zonar um die Altkörper gebaut, enthält Einschlüsse von serizitisiertem Plagioklas, von Quarz, Kalifeldspat und Biotit. In der Gruppe der Granite bis Alkalisyenite dürfte dies eine Ausnahme sein. Bei den Monzonitgraniten (Typus 4 und 5) ist eine Spätgeneration von Plagioklas hingegen typisch (siehe unten).

Quarz ist manchmal in zwei Generationen zugegen: Optisch klare, frische Körper mit wenigen Porenstreifen korrodieren ältere undulöse Quarzindividuen. Die jungen Körper nagen in gleicher Weise auch den Plagioklas an. Wo junger Quarz den Kalifeldspat zum Gefügenachbarn hat, lässt er diesen idiomorph auswachsen. Selten sind schriftgranitische Quarzstengel in den Kalifeldspat eingesenkt.

In einigen Proben trägt der Quarz Spuren parakristalliner Pressung. Die Körper haben nicht immer Normalgrösse; in den Proben JH 895 tritt Quarz in pflasterartiger Feinstruktur auf und legt sich zum Teil als Mörtelkranz um die Kalifeldspat-Porphyrblasten.

Häufig sammelt sich der Quarz zu linsenförmigen Kornhaufen.

Biotit, der vorherrschende Glimmer, verteilt sich unregelmässig im Gefüge. Gelegentlich gruppiert er sich zu kleinen Nestern. Sein Pleochroismus ist kräftig: $n\alpha$ = lichtes Beige, $n\gamma$ = fuchsbraun (selten rotbraun). Die zerfetzt-fransigen Blättchen sind partienweise zu *Chlorit* (Pennin) umgebaut. Auch gebleichter Biotit (farblos, 1 A —) ist vorhanden. Die chloritisierten und ausgebleichten Schuppen führen manchmal Sagenit (Rutil). Einzelne Schuppen und Blättchenbündel erfuhren eine mechanische Deformation, die aber vom Kristallisationsprozess überdauert worden ist. Die meisten Granite zeigen den Biotit reich an *Zirkon*-Einschlüssen; die radioaktiven Halos sind stets kräftig.

Vergesellschaftet mit Biotit finden wir ab und zu idiomorphe Kurzprismen von *Apatit*. Die übrigen Akzessorien sind *Erz* und *Epidot-Zoisit*.

Cordierit fehlt im durchschnittlichen Alkalifeldspat-Granit. Dieses katathermale Mineral tritt nur in unmittelbarer Berührung mit Pegmatitgranit (Typ 1) auf. Es bildet makroskopisch auffällige, klumpenartige grünliche Nester im glimmerarmen Gestein. Unter dem Mikroskop sind es formlose grosse Körper, die randlich oder vollständig in *Pinit* übergehen. Einzelne Cordieritkörper enthalten *Sillimanit*-Nadeln. Manchmal liegt Cordierit auch im Kern von Biotitnestern, zeigt dann aber immer Umwandlung zu *Pinit*.

Muskowit ist gewöhnlich nur in wenigen kleinen Blättchen zugegen. Dominierend oder gar als alleiniger Glimmer findet er sich blos in den Pegmatitgraniten (Typ 1). Er scheint teils aus gebleichtem Biotit oder aus Chlorit, teils aus dem Serizitfilz der zerfallenen Plagioklase entstanden zu sein. Bei Anwesenheit von Cordierit ist er oft mit den pinitisierten Kornsegmenten verwachsen.

b. Monzonitgranite.

Die zweite Gruppe der älteren Granit-Generation ist reicher an Plagioklas-Substanz und führt als Glimmer fast ausschliesslich Biotit.

Die Monzonitgranite besitzen eine gleichmässig grobkörnige Gefügestruktur. Oft zeichnet der Biotit eine gewisse Texturregel (Abbildungsfalten, Fluktuationstexturen). Obwohl der Kalifeldspat auch hier das Grundgewebe aggressiv durchtränkt, hat er nur selten zu Porphyroblasten ausgewachsen können.

Genetisch sind diese Gesteine den Typen der ersten Gruppe gleichzustellen. Abgesehen von graduellen Strukturänderungen liessen sich im Felde weder petrographische noch intrusionsmechanische Unterschiede feststellen. Der Wandel im Chemismus ist eine Folge von Gleichgewichtsverschiebungen, die durch mancherlei Einwirkungen bedingt sein können: Wechsel im intrudierten Material je nach Konzentration oder je nach Druck und Temperatur, thermale oder chemische Verschiebungen durch Auflösung des Substrates (Schollenkontakt, Assimilation), etc.

4) Biotit-Monzonitgranit.

Fundorte:

Oberer Sefströms Gletscher (Ostseite, 1550 m Höhe) JH 836,
 Sefströms Gletscher (3 km SSE Sefströms Tinde, 1190 m Höhe) JH 844 a,
 Vikingebræ (Nordseite, 1120 m Höhe) JH 849,
 Dammen (Ostfuss Damslottet) JH 854,
 Sefströms Gletscher (Eckkopf oberhalb Camp, 1120 m Höhe) JH 830 a (*).

Mineralbestand:

Alkalifeldspat (Orthoklas, Perthit, Mikroklin-Perthit)	20—35 % vol.
Plagioklas (Oligoklas ca. 22 % An)	20—30 %
Quarz	30—35 %
Biotit	5—20 %
(Muskowit)	(± Spinell)	(± Calcit)
(Apatit)	(± Sillimanit)	(± Epidot)
(Zirkon)	(± Rutil)	
(Erz)	(± Granat)	

Struktur:

hypidiomorph grobkörnig, granoblastisch.

5) *Muskowitführende Biottit-Monzonitgranite.*

Fundorte:

Unterer Sefströms Gletscher (linke Seite, nahe Basiscamp, 390 m Höhe) JH 820,
Gullygletscher (Camp II, 1460 m Höhe) JH 823 a.

Mineralbestand:

Alkalifeldspat (Perthit, Mikroklin-Perthit)	30—40 % vol.
Plagioklas (Oligoklas 20—25 % An)	30—40 %
Quarz	16—20 %
Biotit	5—8 %
Chlorit (Pennin)	0—4 %
Muskowit	1—2 %
(Apatit) (± Epidot)		
(Zirkon)		
(Erz)		

Struktur:

hypidiomorph grobkörnig, granoblastisch.

Die Mineralien der Monzonitgranite.

Die kristalline Abfolge und die Merkmale der Mineralarten sind bei den Typen 4) und 5) weitgehend gleich wie bei den ersten drei Granittypen.

Als jüngste Kornart tritt hier oft eine zweite Plagioklas-Generation ins Gefüge: Ein saurer *Oligoklas* umschliesst die alten serizitisierten Plagioklase und ist mit Kalifeldspat antiperthitisch verwachsen.

Der Kalifeldspat ist mikroskopisch zum Teil einheitlich (*Orthoklas*¹⁾), meist aber als *Perthit* und *Mikroklin-Perthit* ausgebildet. Er ist xenomorph und umschliesst die älteren Kornarten. Gelegentlich erscheinen neben der üblichen Myrmekitbildung auch mikropegmatitische Symplektite.

Echter Muskowit ist nur selten zu finden. Die meisten farblosen Glimmerblättchen sind ausgebleichte Biotite.

Unter den Akzessorien fallen *Spinell* und *Sillimanit* auf. Beide Mineralien finden sich nur in der Probe JH 844 a. Die dunkelgrasgrünen Spinellkörper sind mit divergentstrahlig gebündelten, »zopfartigen« Sillimanitnadeln assoziiert. *Rutil* ist nur in der Probe JH 849 zu sehen und zwar als *Sagenitgewebe* im Biotit. Epidot trifft man vereinzelt in Form von *Orthit* im Biotit eingeschlossen.

¹⁾ Mit »Orthoklas« ist der mikroskopisch einheitlich erscheinende Kalifeldspat bezeichnet, der nur selten und stets einfach verzwilligt ist. Über die Gittermodifikation (monoklin-triklin) und eventuelle submikroskopische Zwillingssstrukturen soll dabei nichts ausgesagt werden. Zu diesem Zweck wären Röntgenanalysen notwendig (vgl. PARASKEVOPOULOS 1953, S. 215—230).

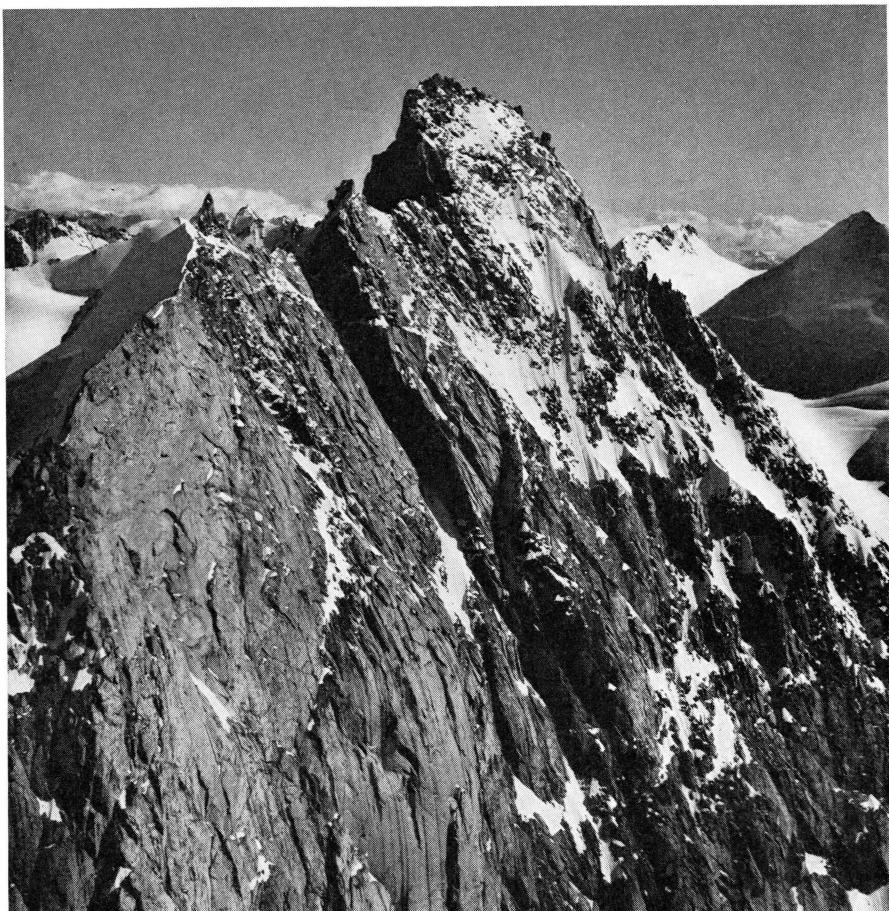


Fig. 13. Hauptgipfel des Bolværket auf der Südseite des oberen Gullygletschers. Der Berg gehört zur homogenisierten Zentralzone des Massivinnern. (Flugbild).

B. Schollenkontakte und Assimilation.

Die Hybridnatur der älteren Granit-Generation ist auf Schritt und Tritt erkennbar, im kleinen wie im grossen. Überall treten die Überbleibsel alter Gneisverbände zutage. Auf der geologischen Karte (Tafel XI) sind nur die grössten davon eingetragen. Zwei Fotos mögen die wechselnden Verhältnisse im Massivinnern illustrieren: Fig. 13 zeigt eine weitgehend homogenisierte Partie, Fig. 14 vermittelt den Einblick in eine Zone selektiver Durchschmelzung.

Am oberen Gullygletscher, an der Bergwand zwischen Camp IV und Camp II, erhielt ich einen besonders eindrücklichen Anschauungsunterricht über die Kontaktverhältnisse zwischen den autochthonen Gneissen und der intrusiven Erstgeneration. Gletscheraufwärts entrollt sich hier



Fig. 14. Komplexe Durchschmelzungszone 3 km ESE Norsketinden. Im Vordergrund rechts Migmatitgneisse. (Flugbild, Blickrichtung N.).

vor dem Beobachter gleichsam eine kinematographische Reihe sukzessiver Auflösung (*Kontaktanatexe*, SEDERHOLM 1913, S. 179) und Assimilation (*syntektische Inkorporation*, SCHEUMANN 1932, S. 87—90; 1937, S. 410). Auf Tafel IX versuche ich mit einer Folge von acht Fotos diese Kontakt- und Aufschmelzreihe wiederzugeben.

Die Platznahme des Intrusivum lässt sich so denken:

Vor dem Eindringen der pegmatitgranitischen Schmelze ist das Gestein in noch festem Zustand durchtrümmert worden. Die lagigen Gneisse sind dabei in Meter bis Dezimeter grosse Quader zerborsten.

Erst nach dieser mechanischen Aufbereitung ist die Schmelze und mit ihr die Wärmefront vorgestossen. Unter Druck bahnte sich der Peg-

matitfluss gewaltsam einen Weg. Die Rupturfugen wurden mit allochthonem »Saft« buchstäblich durchspritzt. Langsam wurden die Gneisquader auseinander gesperrt und gegeneinander verschoben. Stoffliche Auflösungs- und Austauschprozesse begannen. Je stärker sich die Injektionsadern verbreitern und netzartig verdichten konnten (*Diktyonitstruktur*, SEDERHOLM 1910, S. 580), desto mehr wurde der Altverband durchweicht und verflüssigt. Viele der prä-intrusiven Kleinrupturen wurden dabei wieder verkittet und verschweisst.

Mit dem Überhandnehmen der Durch- und Aufschmelzung gingen die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse zusehends verloren. Einzelne Quader und ganze Schichtpakete wurden losgerissen und aufgeblättert. Sie sanken in den Pegmatitfluss und wurden darin aufgezehrt. Auf diese Weise löste sich das Autochthon sukzessive in einzelne Schollenzüge und ungeordnete fluidale Trümmermosaike (*Agmatite*, SEDERHOLM 1923, S. 117). Die Schollen wurden durch Resorption zerfetzt und zerfressen, bis nur noch kleine Butzen und spukhafte Reste — vorab Aggregate femischer Mineralien — übrigblieben.

Viele der Schollen besitzen sphäroidische Gestalt und sind als »Rollkörper« inmitten des Fliessgefüges zu deuten.

In der Aufschmelzzone finden wir reine allochthone Stoffe nur noch in den verschwommen begrenzten Streifen der ehemaligen Förderbahnen. Die Hauptmasse des Granitgestein ist ein gesetzlos vermengtes Produkt aus verflüssigtem und assimiliertem Altmaterial und zugeführtem Pegmatitgranit.

Die einzelnen Stadien solch progressiver Auflösung und Umschmelzung sind am erwähnten Aufschluss — und noch an vielen anderen Lokalitäten der Staunings Alper — in jeder Abstufung *in statu nascendi* festgehalten.

a. Kontakte und Schollenbildung.

Unter diesem Abschnitt werden die strukturellen und mineralfaziellen Veränderungen des Rahmengesteins und des Schollenmaterials besprochen. Aus der Kontakt- und Assimilationszone im Forsblads Fjord hat bereits BACKLUND (1930, S. 221—222, Fig. 6) einige Erscheinungen dargestellt.

Überblickt man die Kontakterscheinungen im ganzen Eruptivmassiv, so lässt sich in der Resistenz des Autochthons eine generelle Gesetzmässigkeit erkennen: Die granitoiden und gneisquarzitischen Edukte liessen sich vom korrodierenden Intrusivum leicht durchweichen, umschmelzen und assimilieren. Die amphibolreichen und karbonatischen Gesteine leisteten dem stofflichen Zugriff weit mehr Widerstand.

1) Schollen von synorogenen Graniten und Migmatiten.

Die granitoiden und quarzitischen Gneisverbände und Schollenkörper tragen stets ausgeprägte Spuren der erwähnten Durchruschelung.

Makro- und mikroskopische Befunde verweisen dieses Geschehnis eindeutig in das Vor- bis Frühstadium der Intrusion. Das Gestein ist in starrem Zustand deformiert worden (Kalt-Deformation).

Die Rupturen stehen in der Regel lotrecht auf den S-Flächen der Gneisse. Sie liessen den Verband in kubische Brocken zerspringen. Alle Spaltflächen, selbst die kleinsten Ritzen, dienten dem Schmelzfluss als Immigrationswege. Von den Schollenkörpern zeigen besonders die allseitig von hybrider Schmelzmasse umgebenen, die frei »schwimmenden« Trümmer also, ein rechtwinkliges Gitterwerk pegmatitischer Adern.

Die »Einspritzungsmetamorphose« ist nicht ohne Einwirkung auf das Gefüge des Eduktes selbst geblieben. Mit dem Anstieg von Druck und Temperatur wurde auch das Altmaterial sukzessive mobil. Die Aktivierung erstreckte sich aber nicht auf das ganze Gestein; sie erfasste zuerst die dem Intrusivum milieunahen Glieder. Vornehmlich in alten Migmatitgneissen konnten so aus leukokraten Streifen und Schlieren *in situ* pegmatitische Exsudate entstehen. Gleich der allochthonen Injektionsschmelze nagten jetzt auch die eigenen Sekrete am noch festen Restbestand. Wo sich beide »Säfte« zu anastomosierenden Netzen vereinigten, entstand ein hybrides Kollektiv. (Es gab dort weder *arterielle* Adern im Sinne SEDERHOLMS noch *venitische* im Sinne HOLMQUISTS). SCHEUMANN (1937) hat für diese Art einer dualen Stoffzufuhr den neutralen Begriff Metatexis eingeführt.

Die geschilderten Erscheinungen kommen besonders an reaktivierten Bändergneissen klar zum Vorschein. Fig. 15 gibt ein Beispiel aus dem Migmatitverband am mittleren Gullygletscher bei Camp IV.

Das alte Gneismaterial war durch seine Mineralfacies gegen die Imbitionsvorgänge vom Schmelzfluss her weitgehend gefeit. Das Innere der Schollenkörper, auch der kleinsten, ist in der Regel ohne Phasenumsatz rekristallisiert. In den Randpartien ist das Korngefüge manchmal größer als im Ausgangsaggregat.

Die Kontaktkruste mit Spuren allochemischer Umwandlung (Umkristallisation unter Stoffzuwanderung) ist meist nur fingerbreit. In ihrem Bereich sind stoffliche Differentiationsprozesse (Metamorphe Differentiation, ESKOLA 1932) zu beobachten: Zwischen der pegmatitgranitischen Umhüllung und dem noch intakt gebliebenen Schollenmaterial liegen oft eine bis mehrere Zeilen Biotitblättchen. Die Erscheinung ist auch bei den gesteinseigenen »Pegmatit-Ausschwitzungen« verbreitet. Wir dürfen daher annehmen, dass die Stoffsonderung in erster Linie von der Mobilität des Kornverbandes abhing; Stoffzufuhr war dazu nicht notwendig. Bei den Auf- und Umschmelzprozessen kann der Biotit offenbar lange Zeit stabil bleiben. Unter dem Mikroskop konnte ich wiederholt feststellen, dass der Biotit über ganz kurze Strecken als Blättchen verfrachtet und so an der Kontaktfläche angereichert worden ist (Rück-

standsanreicherung, ERDMANNSDÖRFFER 1950). Dort konnte er manchmal zu grossen Schuppen weiter auswachsen.

Im gleichen Vorgang haben sich im biotitreichen Kontaktsum auch Körnchen von Erz, Zirkon und Orthit angesammelt.

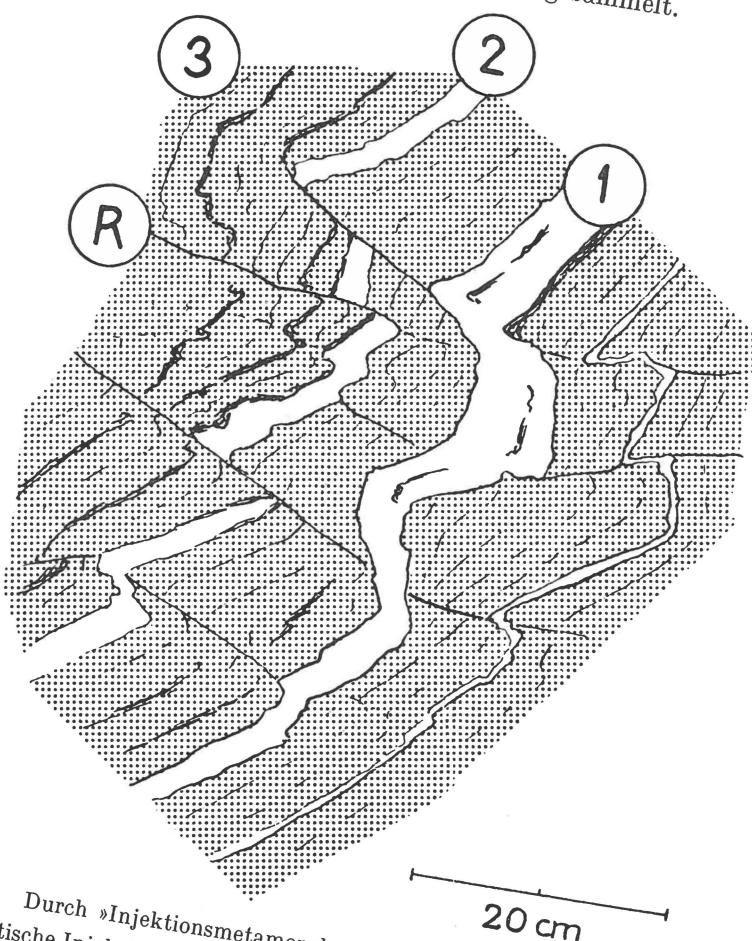


Fig. 15. Durch »Injektionsmetamorphose« reaktivierte Migmatitgneisse:
1 = pegmatitische Injektion (arteritische Adern), 2 = pegmatitische Exsudate (venitische Adern), 3 = mesokrater Migmatitgneis bis -Granit (synorogen granitisierte Sedimente), R = vernarbte prä-intrusive Rupturflächen. (Gullygletscher, Bergsturzblock bei Camp IV).

Ein Reaktionsprodukt des komplexen Stoffumsatzes ist der sekundäre Calcit. Er sitzt in Kornwickeln und auf feinen Rupturflächen im Plagioklas.

In der Kontaktkruste stellt nicht selten eine zweite Quarzgenerierung die jüngste Kornart. Der mobile Quarz korrodiert dann die älteren Komponenten und drängt sich mit Vorliebe zwischen die Biotitschuppen

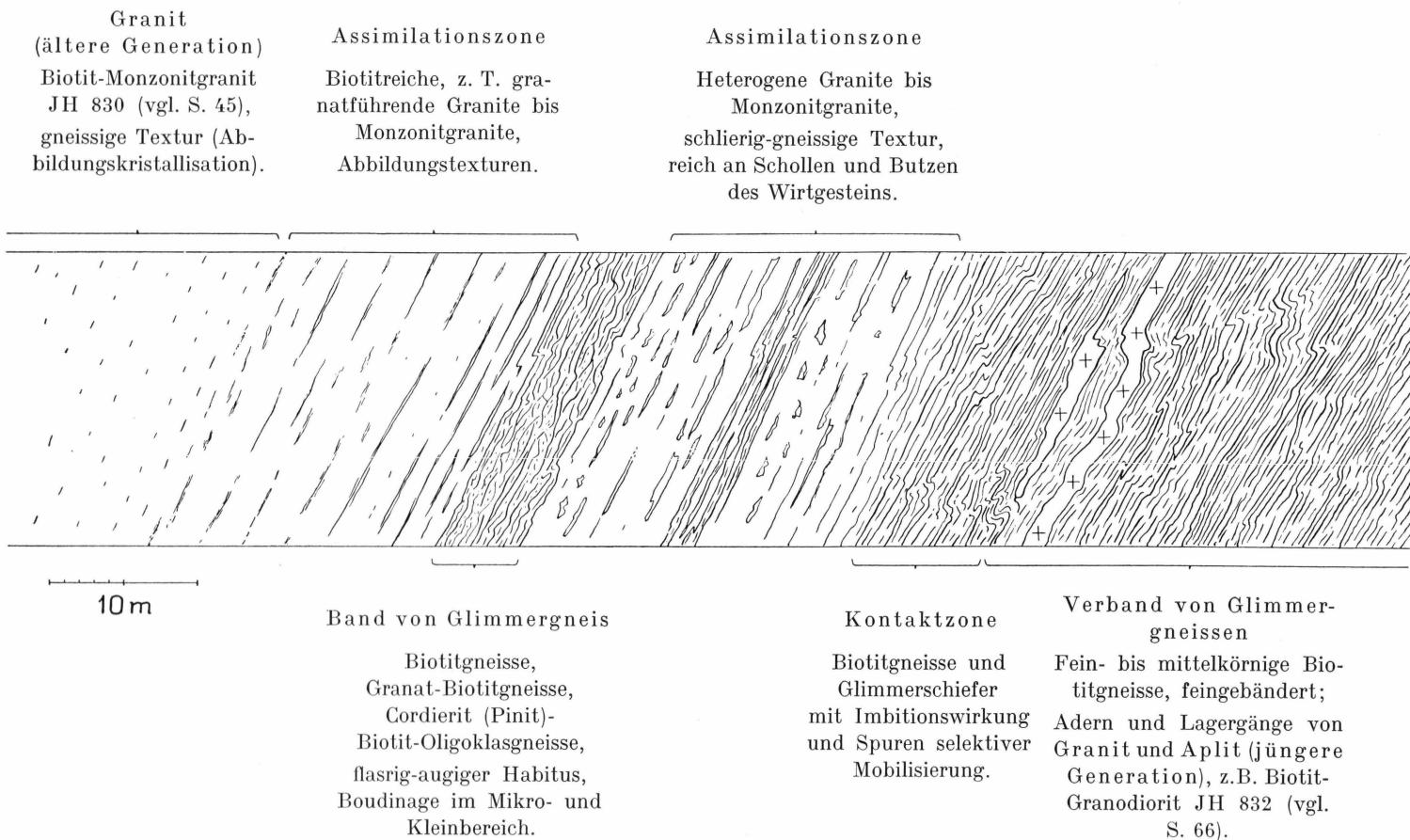


Fig. 16. Kontaktzone zwischen Granit und Glimmergneissen. (Sefströms Gletscher, Eckkopf oberhalb Camp).

des »mafischen« Saumes. Er umschliesst auch die erwähnten Calcitausscheidungen. In einigen Fällen bildet ein mehrere Millimeter breiter Streifen undulöser Quarzkörner den Kontakt.

Muskowit-Granite sind selten, wir haben dies bei der Schilderung der Gesteinstypen festgehalten. Auf Caledonia Ø (Forsblads Fjord) habe ich vom Kontakt eines solchen Granites mit Schollen von feinkörnigem mesokratem Biotit-Oligoklas-Gneis einige Proben geschlagen (JH 867). Dünnschliffe davon liessen erkennen, dass eine grosse Anzahl von Muskowitscheiben, hauptsächlich in Form von grobblättrigen Rosetten, den Kontaktstreifen durchsetzt. Im Schollengestein selbst sind die Biotitschuppen gegen den Kontakt hin zunehmend ausgebleicht und werden dort zum Teil von jüngerem Muskowit überwachsen.

2) *Schollen von Biotitgneissen und Glimmerschiefern.*

Eindeutig prä-intrusive Rupturen habe ich in glimmerreichen Gneissen und Schiefern nur selten beobachtet. Dank ihrer grösseren Elastizität wurden diese Gesteine durch die bebenartigen Impulse offenbar nicht so zersplittet wie die granitoiden und quarzitischen Gneisse.

In den Glimmergneissen und -schiefern ist das Intrusivum häufig in Richtung der S-Flächen ins Gefüge eingeströmt. Diese Art der Injektion ist vermutlich durch selektive Mobilisierung des Gneismaterials und durch Vorgänge metamorpher Differentiation (mechanische Entmischung des Gefüges in Kornzeilen) entscheidend gefördert worden.

Gesteinseigene pegmatitische Exsudate treten in den Glimmergneissen akzentuiert und augenfällig zutage. Ein weiteres Kennzeichen ist die hohe Teilbeweglichkeit. Die mobil gewordenen Stoffe sind oft aus ihrem Ursprungsraum ausgequetscht und zu Knauern und ptygmatischen Adern verfaltet worden (ptygmatische Venite, HOLMQUIST 1921).

Ultrametamorphose, Stoffsonderung und komplex-lagige Injektionen liessen so die glimmerreichen Rahmengesteine aufblättern und in streifig-strähnige, oft boudinierte Schollenzüge aufgehen. Die Auf- und Umschmelzung des Altverbandes konnte nur lagenweise geschehen; der resultierende Granitoidbrei war in seiner Beweglichkeit weitgehend an die Planartextur der Gneisse gebunden. Überall wird das alte Lagengefüge mehr oder weniger abgebildet (Fig. 16).

Mächtige Glimmergneisverbände konnten nur selten völlig aufgelöst werden. Zahlreiche Gneisstreifen durchziehen selbst das Innere des Massivs. Die vom Rahmen losgetrennten Bänder stehen oft saiger. Manche sind wohl als brettartige Pakete in den tektonischen Herd abgesunken und haben sich dem plastischen Fliessen des Intrusivums und seiner Assimilate angepasst.

Das lagige Einströmen der mobilen Stoffe folgt vom Gross- bis in den Mikrobereich dem gleichen Prinzip. Im Kleinsten sind es vor allem

die amöbisierenden Alkalifeldspat-Porphyroblasten, die knospend das planare Glimmergefüge auseinander drängen. Die Glimmerzeilen werden zur Seite geschoben, boudiniert und zerrissen. Das Gestein bekommt eine streifige, flasrig-augige Textur. SCHEUMANN (1937) hat derartige Kristallknospung im mobilen, aber noch zusammenhängenden Altverband Metablastesis genannt.

Wo die glimmerreichen Gesteine total aufgelöst worden sind, zeugen fleckig angereicherte Klumpen von Cordierit oder granatreiche Schlieren vom ursprünglichen Chemismus des Substrates.

3) Schollen von Amphiboliten und Marmoren.

Die amphibolitischen Schollenkörper, vorwiegend Überbleibsel vor- bis früh-kaledonischer Ortho-Basite, haben dem Aufschmelzprozess hartnäckig widerstanden. Sie waren rigide Massen im granitoiden Teig. Zwar zwängte sich das Intrusivum auch hier in alle Rupturfugen, es konnte aber diese Fremdgesteine nur wenig beeinflussen.

Im Staunings Alper Massiv habe ich bloss ein Vorkommen von Amphibolit-Schollen anschlagen können; es war am oberen Gullygletscher, ca. 1 km südöstlich Camp III: Die Hauptmasse der Körper besteht aus schiefrigem Biotit-Hornblendefels. Im Schollenkern findet sich Pyroxenfels. Die Ränder sind zu einem Cordierit und Sillimanit führenden Biotit-Plagioklasfels (*Andesin*) umgewandelt. Wieweit hierbei Imbition und Metasomatose mitgewirkt haben, konnte ich nicht entscheiden.

Bänder und Schollen von Marmor sind im Staunings Alper Massiv äusserst selten. Die einzigen bis jetzt festgestellten Vorkommen liegen im Gebiet der Dansketinden:

Ein Marmorband von etwa 20 m Mächtigkeit durchzieht den von massigem Granit gebauten Hjørnespids. Es quert die Wand zwischen Kote 2550 und 2600 m. Der Karbonatstreifen ist boudiniert. Im Hangenden und Liegenden begleiten ihn geringmächtige Lagen von Biotitschiefer. Ein Teil der grau anwitternden Marmorboudins enthält im Innern hellgrünlche Linsen von Diopsidfels. Das Karbonatgestein hebt sich durch seine Verwitterungsformen und seine grauweisse Farbe vom gelblich patinierten und scharfkantigen Granit ab. Der visuelle Unterschied ist jedoch so minim, dass er aus grösserer Entfernung (z. B. vom Flugzeug aus) kaum wahrnehmbar ist.

Am südlichen Ausläufer der Dansketinden (1 km nordwestlich Camp III) fand ich eine Fortsetzung des Marmorhorizontes. Am Fuss der Steilwand liegt dort leicht zugänglich ein trigonaler, rund 10 m langer Schollenkörper von weissem grobspätigem Marmor. Das Innere des Einschlusses ist in polygonale heterometrische Brocken zerspalten. Die Bruchflächen sind mit grauem Aplitgranit durchsetzt (Fig. 17).

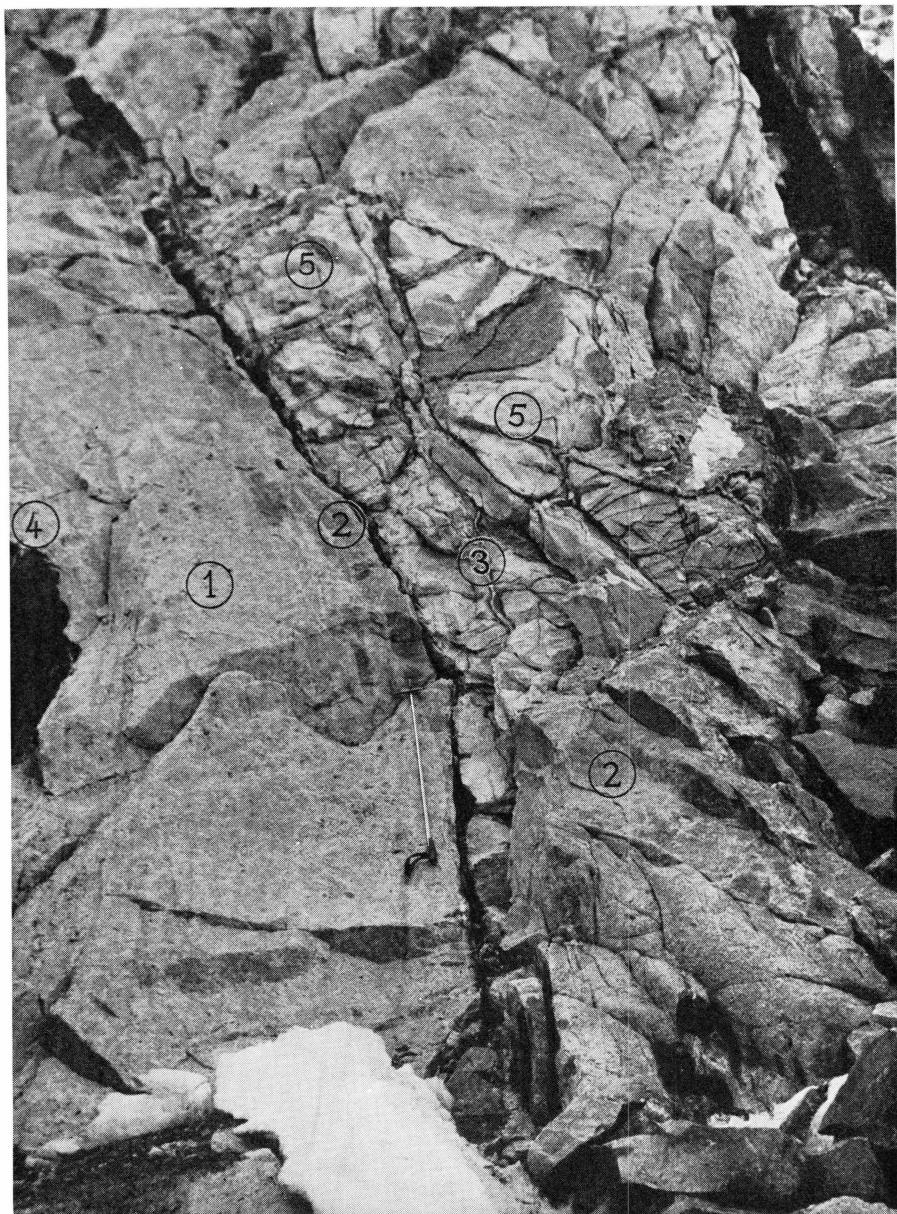


Fig. 17. Schollenkörper von weissem Marmor im Granit:

1 = grobkristallin flasriger Alkalifeldspat-Granit, 2 = grauer Aplitgranit, 3 = feine pegmatitische Adern mit wenige Millimeter mächtigen Salzbändern von Chlorit, Serizit und Diopsid, 4 = eckige Schollen von feinkörnigem Hornblendit mit einem grobschuppigen Kontaktsaum von Biotit. 5 = weisser spätiger Marmor, (Oberer Gullygletscher, 1 km NW Camp III).

Der Übergang Granit-Marmor ist scharf und überall ziemlich gleich ausgebildet:

Grauer grobkörniger Alkalifeldspat-Granit (ältere Generation),
 10—15 mm weisses Salband aus grobkristallinem Calcit-Andesinfels (Skapolith, Aktinolith und Chlorit führend),
 2—5 mm Chloritschiefer (Chlorit, Serizit, Diopsid),
 20—25 mm ausgelaugter, grobspätiger weisser Marmor (lose, krumelig verwitternd),

Dichter bis später gelblicher Diopsid-Marmor (70 % Calcit; 28 % Diopsid; 2 % Tremolit, Antigorit, Pennin, Apatit, Erz). Nahe der Kontaktfläche und ihr parallel durchziehen vereinzelte Bändchen von Chlorit-Diopsidschiefer den Marmor.

Über die Einwirkungen der assimilierten Karbonatmasse auf den Chemismus des Granites kann ich aus eigener Beobachtung nichts aussagen. Doch darf man wohl in Analogie zu anderen Granitmassiven¹⁾ auch hier mit nachweisbaren Einwirkungen rechnen.

b. Assimilationsprozesse.

Im Abschnitt über die Kontakte und Schollenbildung wurden Aufschmelzungs- und Assimilationsvorgänge verschiedentlich geschildert. Beide Erscheinungen sind eng verwandt und treten meist miteinander auf. Trotzdem stellt jede von ihnen ein anderes Geschehnis dar: Aufschmelzung bewirkt eine isochemische Umwandlung, sie entsteht durch thermischen Einfluss. Assimilation ist ein Vorgang des Stoffaustausches. Die Diffusion der Agenzen kann in flüssigbreigem, in durchweichtem oder in festem Zustande erfolgen. Die Variabilität des Assimilationsprozesses ist daher gross.

Die ältere Granit-Generation enthält eine Unmenge Einschlüsse von Fremdmaterial, das früher in den autochthonen Gneissen fixiert gewesen ist. Das Rahmengestein wurde kontinuierlich aufgeschmolzen und unter Stoffzuschuss zu einem Kristallteig verarbeitet. Dabei hat ein Platztausch an Ort stattgefunden. In den Auflösungszonen ist dieser Vorgang noch in seiner Abwicklung festgehalten: Die Gneisschollen verlieren schrittweise ihre Gefügemerkmale, werden zu diffusen Resorptionsschleieren und vergehen schliesslich nebelhaft im heterogenen Granit (Fig. 18). Das präexistente Gneismaterial hat also den wichtigsten Anteil am stofflichen Aufbau der älteren Granit-Generation. Ist es unter diesen Umständen richtig, die älteren Granite unter der Überschrift »Intrusiv-« zu klassieren? — Ich werde diese Frage auf Seite 98 beantworten.

Wie die Kontaktverhältnisse am Schollenmaterial zeigen, sind Umwandlung und Materialersatz überall schrittweise und im kleinen vor

¹⁾ Haliburton-Bancroft (Ontario), ADAMS and BARLOW 1910, FOYE 1915; Ben Bullen (Australien), JOPLIN 1935; Bergell (Alpen), DRESCHER-KADEN 1940.

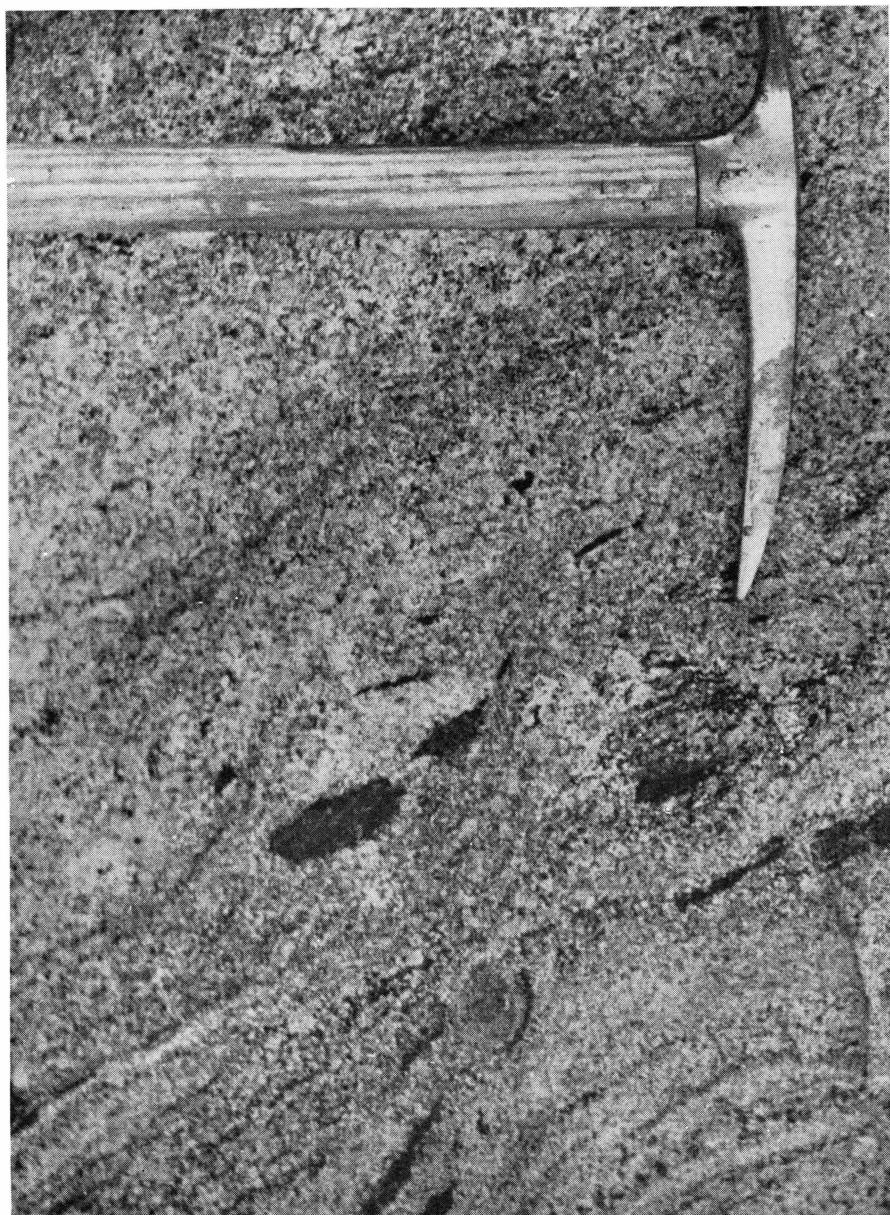


Fig. 18. Diffuse Auflösung von Schollenmaterial (Gullygletscher Camp II).

sich gegangen. Nur im Dezimeter- und Centimeter-Bereich ist das feste Material beim Aufschmelzen zerflossen. Die Umwandlung der Schollengesteine erfolgte in der Regel rein statisch, ohne mechanischen Zugriff in ihr Korngefüge. Der Stoffaustausch geschah sukzessive, Korn für Korn und meistens lagenweise. Metablastese (vgl. S. 54) durchwucherte

das aufgelockerte Gefüge. Das neue Gestein kristallisierte meist im Texturgewand des Altverbandes; es behielt die ursprüngliche Gefügesymmetrie bei und zeichnete sie ab. DRESCHER-KADEN hat solche Abbildungsgefüge (= physiotrope Gefüge) im Bergeller Granit untersucht. Er stellt (1940, S. 383) drei Möglichkeiten ihrer Entstehung auf:

- 1) Vollständiger Materialersatz der Kornarten des Eduktes unter Zuführung neuer und unter quantitativer Wegführung vorhandener Stoffe.
- 2) Umgruppierung des vorhandenen chemischen Bestandes der Kornarten unter Zufuhr flüssiger Phasen, die als blosse Lösungs- und Transportmittel dienen und keine neuen Stoffe heranbringen.
- 3) Übergänge zwischen Fall 1) und 2).

In den Dünnschliffen der Proben aus den älteren Staunings Alper Graniten liessen sich alle hier angeführten Möglichkeiten und Modifikationen ebenfalls feststellen.

In den Räumen vollständiger Assimilation ging die Pseudomorphosierung des Altbestandes zum Teil verloren. Die plastisch-fluidalen Phasen (Porenlösung)¹⁾ lockerten das Gefüge und gruppierten die kristallinen Komponenten nach einer allgemeinen Fließrichtung. Diese ist von Temperatur, Druck, Konzentrationsgefälle und ähnlichen Faktoren gesteuert worden.

Nur an wenigen Stellen des Massivinnern hat sich das Assimilat so homogenisieren können, dass von einer regellosen palingenen Schmelze, einer Verflüssigung *in toto*, gesprochen werden darf. Wo dieser Zustand erreicht worden ist (vgl. Fig. 13), sieht die alte Granit-Generation der jüngeren sehr ähnlich. Hier überlappen sich die Evolutionsphasen der beiden Generationen.

2. Die jüngere Granit-Generation.

Im Massivinnern durchschlagen Gänge von homogenem jüngerem Granit die hybriden Produkte der Erstgeneration. Die meisten Gänge stehen saiger und laufen quer durch die reliktischen Altstrukturen. Ihre Mächtigkeit beträgt im Durchschnitt 20—40 m. Die hellgrauen, sauber geschnittenen Streifen heben sich vom struierten, oft etwas rötlich patinierten Hauptgestein deutlich ab. Fig. 19 zeigt einen solchen Quergang in den Vorkulissen der Dansketinden. An einzelnen Stellen können die Intrusivgänge über 100 m mächtig sein. Ihre laterale Ausdehnung erreicht einen bis mehrere Kilometer. Die Streichrichtung bleibt dabei ziemlich konstant.

¹⁾ Porenlösung ist die intergranulare flüssige Phase im Gefüge; sie füllt das Porenvolumen aus.

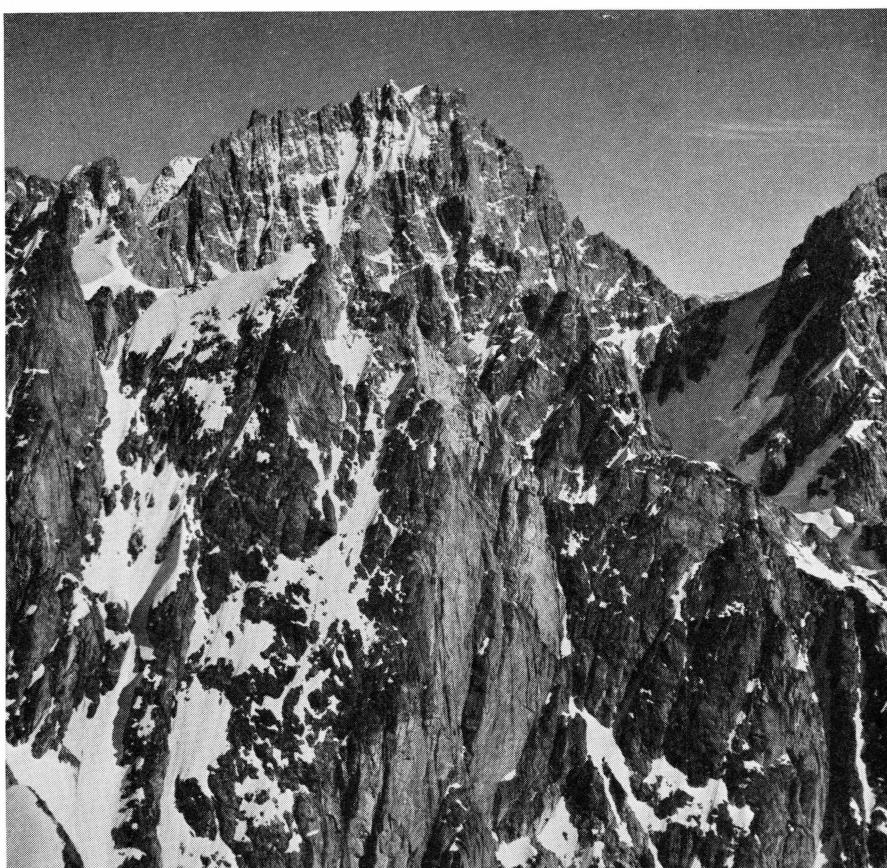


Fig. 19. Heller Quergang (jüngere Granit-Generation) in den Vorkulissen der Dansketinden. (Flugbild, Blick auf die Westwand der Dansketinden).

Meine Beobachtungen sind nicht vollständig genug, um mit Sicherheit eine gesetzmässige Verteilung dieser Gangsysteme nachzuweisen. Ich vermute aber, dass die Streichrichtung der jungen Gangsysteme von den prä- und syn-intrusiven Bruchlinien am Nordrand des Massives unmittelbar beeinflusst worden ist.

Die jungen Granite sind als fertig vorgegebene Schmelze hochgestiegen. Zu diesem Zeitpunkt ist die heterogene Erstgeneration schon weitgehend erstarrt gewesen. Darum zeichnen die meisten Gangsysteme scharf begrenzte Kontaktbilder. Selten trägt das Wandgestein (die ältere Granit-Generation) Spuren erneuter Durchweichung.

Die Intrusion der jüngeren Granit-Generation erfolgte in wenigstens zwei altersverschiedenen Schüben. Ein anschauliches Beispiel der Generationenfolge konnte ich am oberen Sefströms Gletscher, an der rechten Bergwand (1550 m Höhe, ca. 1 km südlich des 72. Breitengra-

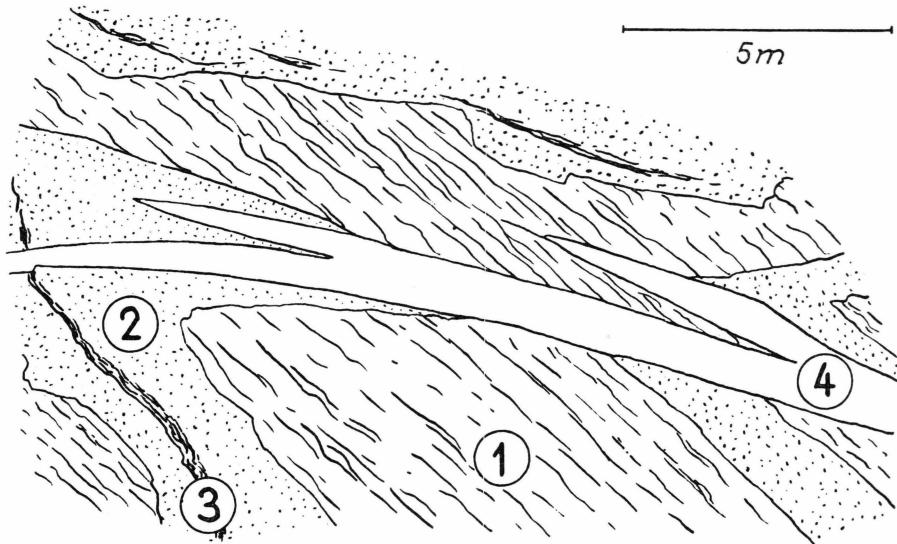


Fig. 20. Generationenfolge der Intrusiv-Granite:

1 = grobkristallin flasriger Biotit-Monzonitgranit JH 836 (Ältere Generation),
 2 = mesokrater, mittel- bis feinkörniger Biotit-Granodiorit JH 837 (Jüngere Generation, Schub I), 3 = Schlieren von mesokratitem mittelkörnigem Biotitgneis, 4 = leukokrater grobkörniger Zweiglimmer-Granit JH 839 (Jüngere Generation, Schub II).
 Oberer Sefströms Gletscher (Ostseite, 1550 m Höhe).

des) skizzieren (Fig. 20). Dort wird das grobkristalline flasige Assimilat (Biotit-Monzonitgranit JH 836, vgl. S. 45) von zwei jüngeren Intrusivschmelzen durchfahren: Die erste, ein mesokrater fein- bis mittelkörniger Biotit-Granodiorit (JH 837), prägt diskordante und konkordante Kontakte. Die zweite, ein heller grobkörniger Zweiglimmer-Granit (JH 839), schlägt quer durch alle älteren Bildungen. — Ähnliches zeigt das Foto Fig. 21. Geringmächtige Gänge von mittel- bis grobkörnigem mesokratitem Granit durchziehen ein schollenreiches Assimilat. Hier ist das Gangwandung nicht eine glatte, saubere Fläche. Die junge Schmelze hat das Wirtgestein unregelmässig angefressen. Der Altverband dürfte allerdings zur Zeit des Intrusionsaktes noch nicht restlos erstarrt gewesen sein.

Die gleichen Granite, die das Innere des Staunings Alper Massives eindeutig in der Zweit- und Drittgeneration durchsetzen, sind im Massivmantel das vorherrschende Baumaterial. Sie formen die einheitlich hellen, klotzig-glatten Wände am Nordrand des Massives (Sedgwick Gletscher, Linné Gletscher, Skjoldungebræ) und im Nathorsts Land (Fig. 22).

Auch im Forsblads Fjord treten die jungen Granite stockartig, massiv-massig auf. An der Steilwand östlich Philipshorn grenzt eine

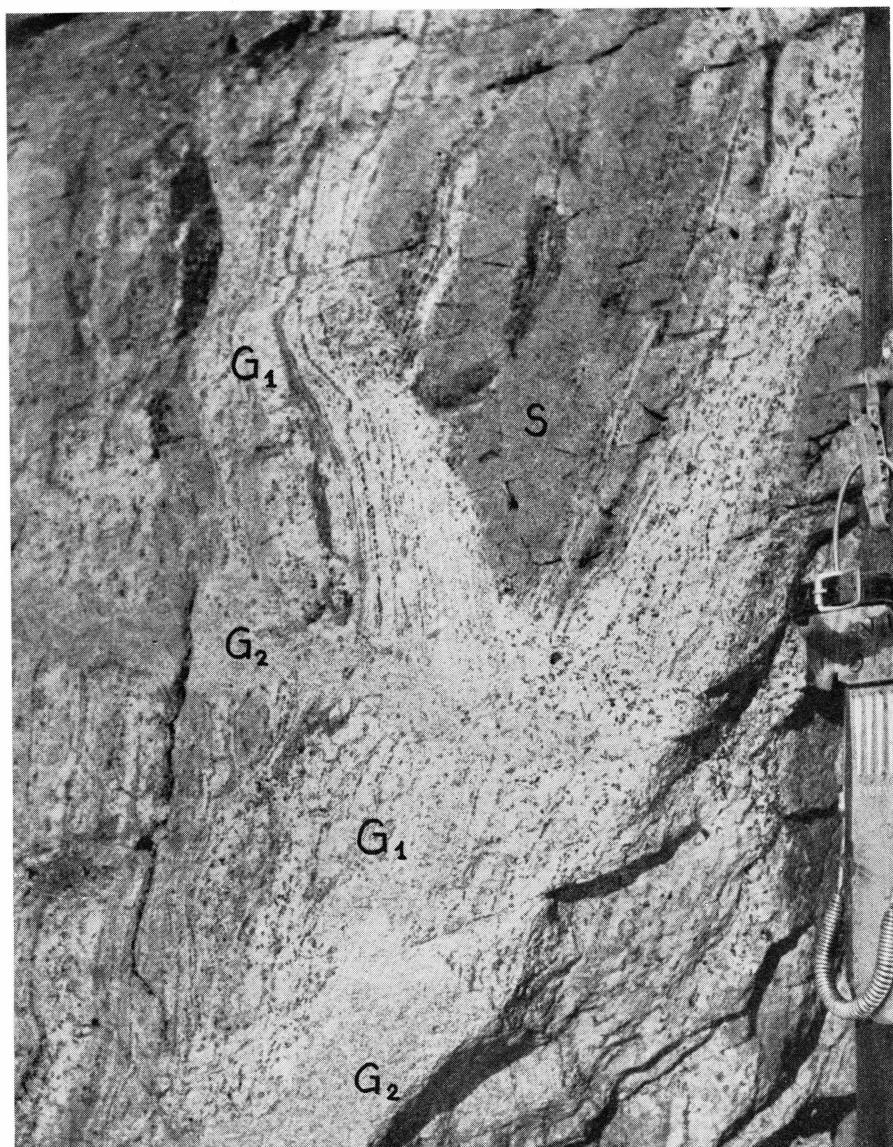


Fig. 21. Heterogener Alkalifeldspat-Granit (G_1) mit Schollen von Gneisquarzit (S) wird von mittel- bis grobkörnigem Zweiglimmer-Granit (G_2) diskordant durchsetzt.
Sefströms Gletscher (3 km SSE Sefströms Tinde, 1200 m Höhe).

gewaltige Granitmasse mit saigerer Kontaktfläche an die Sedimente der Unteren Eleonore Bay Formation (vgl. BACKLUND 1930, Fig. 5, S. 221). Der Granit ist vorerst strukturstreich, wird aber gegen das Philipshorn hin zusehends von Altstrukturen und Resorptionsrelikten durchzeichnet. Auf Caledonia Ø und am Nordfuß des markanten Berges



Fig. 22. Einheitlich klotzige Granitwände im südöstlichen Nathorsts Land. (Flugbild vom Trekantgletscher).

sind die Verhältnisse ähnlich wie im Innern der Staunings Alper: Eine heterogene Erstgeneration wird von jungem Granit in Gängen durchschwärmt.

Die kleinen Intrusionen im innern Teil des Fjordes und die stockartigen bis lagigen Körper im Lyells Land (Tinderne, Snehäusern, Argands Gletscher, vgl. SOMMER 1957, Fig. 15, S. 88) bestehen ebenfalls aus homogenem Granit der jüngeren (Staunings Alper-) Generation. Gleichermaßen gilt für die Grosszahl der übrigen Intrusivkörper im ostgrönlandischen Kaledon. Die Granite der jüngeren Generation entsprechen in ihrem petrographischen Habitus und in der Art ihres Auftretens dem ubiquitären spät- bis postorogenen Intrusiv-Granit.

A. Die Gesteinstypen der jüngeren Granit-Generation.

An Hand der mikroskopischen Befunde konnte ich die Varietäten der jüngeren Granit-Generation in zwei Gruppen gliedern:

- 1) Zweiglimmer-Granite und
- 2) Biotit-Granodiorite.

Graphisch dargestellt, im Konzentrationsdreieck Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas (NIGGLI 1939, S. 72), vereinigen sich die beiden Gruppen im Feld der Monzonitgranite. Die Bezeichnungen »Granit« und »Granodiorit« gelten hier sensu lato.

Das Alkali-Kalk-Verhältnis im Chemismus dieser Gesteine kommt auch an ihrem quantitativen Glimmerbestand klar zum Ausdruck: Muskowit finden wir nur im Feld der Granite s. l., also in Typen mit einem Verhältnis (Katifeldspat + Albit) zu (Plagioklas) vom Maximalwert eins.

Die Zweiglimmer-Granite und die Biotit-Granodiorite sind genetisch zwar eng verwandt, haben aber eine unterschiedliche Entwicklungs geschichte hinter sich (siehe S. 100).

1) Zweiglimmer-Granite.

Die Zweiglimmer-Granite finden sich — es geht aus der unten stehenden Aufzählung hervor — vorwiegend an der Peripherie des Staunings Alper Massives, im Forsblads Fjord und auf Lyells Land. Sie sind das Hauptgestein der jungen Granit-Generation. Im Innern des Massives sind Gänge von Zweiglimmer-Granit selten. Bei den wenigen Vorkommen handelt es sich stets um das letzte Glied der dortigen Intrusionsfolge (vgl. Fig. 20).

Fundorte:

Oberer Skjoldungebræ (Nordseite), Coll. FRÄNKEL, *F 36*, Randenæs.
 Forsblads Fjord (700 m Höhe, Gehängeschutt aus dem granitischen Gipfelmassiv), Coll. SOMMER, *S 598, 599*,
 Oberer Sefströms Gletscher (Ostseite 1550 m Höhe), *JH 839*,
 Forsblads Fjord (Nordfuss Philipshorn), *JH 874*,
 Innerer Forsblads Fjord (Nordufer, 4 km WSW Fangsthytte), *JH 877 a*,
 Linné Gletscher (Aufschluss beim Camp, 840 m Höhe), *JH 883*,
 Linné Gletscher (Ostseite, nördliche Bergwand des untersten Seitengletschers, 1160 m Höhe), *JH 885 e, h*; auf 1320 m Höhe, *JH 884* (*).

Mineralbestand:

Alkalifeldspat (Perthit, Mikroklin-Perthit, Mikroklin)	25—40 % vol.
Plagioklas (Oligoklas, z. T. zonar: 35—5 % An)	20—40 %
Quarz	20—30 %
Biotit (teilweise chloritisert: Pennin)	2—7 %
Muskowit	2—6 %
(Apatit) (± Rutil)		
(Zirkon) (± Epidot)		
(Erz)		

Struktur:

hypidiomorph grobkörnig, granoblastisch, seltener porphyrisch.

Über die Abscheidungsfolge der Gefügekomponenten lässt sich keine Gesetzmässigkeit erkennen. Die Hauptgemengteile sind oft ziemlich gleichzeitig gewachsen und haben sich dabei gegenseitig behindert (hypidiomorph-granoblastisches Gefüge). *Biotit* und *Plagioklas* sind in der Regel die älteren, *Quarz* und *Kalifeldspat* die jüngeren Komponenten. Nicht selten treten Plagioklas und Quarz in zwei Generationen auf. Dies deutet auf komplex verlaufene Kristallisationsprozesse.

Der Kalifeldspat ist xenomorph umrandet und hat ein frisches Aussehen. Besitzt er *Perthit*-Struktur, was die Regel ist, so wird er von den feinen Albit-Spindeln unregelmässig fleckig durchwuchert; saubere *Perthit*-Strukturen sind selten. Im kontaktnahen Granit zeigt sich der Kalifeldspat als grobgegitterter *Mikroklín*. Zwischen der *Perthit*- und der *Mikroklín*-Struktur gibt es viele Zwischenformen.

In den porphyrischen Granittypen, wie beispielsweise in der Probe JH 884 (Fig. 23), stellt der Kalifeldspat die Einsprenglinge. Er ist dann mikroperthitisch oder optisch einheitlich ausgebildet (*Orthoklas*, s. Anmerkung S. 46). Seine dicktafeligen bis leistenförmigen Kristalle sind nach dem Karlsbader-Gesetz verzwilligt. Manche Kalifeldspäte, besonders die Einsprenglinge, enthalten orientiert eingewachsene Mikrolithen von *Biotit* und *Plagioklas*. Einschlüsse von Quarz oder gar von Myrmekit-Fragmenten konnte ich nur ausnahmsweise beobachten.

Die idio- bis hypidiomorphen Plagioklase sind oft tafelig und zonar gebaut (35—10 % An). Der dominierende Vertreter ist ein *Oligoklas* mittlerer Zusammensetzung. Die meisten Kristalle sind nach dem Albit-Gesetz polysynthetisch verzwilligt; einzelne bilden auch Periklin-Zwillinge. Die Plagioklase sind teils frisch, teils partienweise mattiert und serizitisiert. Besonders die kleinen Kernkristalle sind voll von Mikrolithenstaub.

Wo der Plagioklas in zwei Generationen auftritt, bildet ein frischer hypidiomorpher *Albit* (5—11 % An) die jüngere Phase.

In einigen Proben wird der Plagioklas vom Kalifeldspat deutlich verdrängt. Die vom aggressiv sprossenden Kalifeldspat angefressenen Plagioklaskristalle besitzen regelmässig einen albitreichen Saum.

Inmitten intakter Korngefüge liessen sich auch verbogene und zerbrochene Plagioklase feststellen. Ich konnte nicht entscheiden, ob es sich dabei um fest gebliebene, nicht verflüssigte Körner eines in der Tiefe aufgeschmolzenen Altverbandes handelt oder um kristalline Frühauusscheidungen. Mehr Gründe sprechen für die erste Möglichkeit.

Die Quarzkörper sind in Grösse, Umriss und Habitus sehr verschieden. Beim Vorhandensein zweier Generationen zeigt die ältere häufig undulöses Auslöschen und Pflasterstruktur; die jüngere besteht aus frischen, polygonal bis rundlich umgrenzten Körnern. Ab und zu



Fig. 23. Porphyrischer Zweiglimmer-Granit (JH 884).

sind granophyrische Verwachsungen mit Feldspat (*Myrmekit* und *Mikropegmatit*) zu sehen. Quarz ist in den meisten Proben das zuletzt kristallisierte Mineral. Manchmal hat er noch während des Erstarrens Bewegungen mitgemacht (parakristalline Deformation).

Der Biotit ist in vielen Zweiglimmer-Graniten der vorherrschende Glimmer. Häufig hat er ein schmutziges Aussehen, ist gebleicht oder chloritisirt. Die intakten Biotitblättchen besitzen folgenden Pleochroismus:

$n\alpha$ = beige	beige	lichtes Beige
$n\gamma$ = beigebraun	fuchsbraun	fuchsrot

Die *Chloritisierung* hat die Biotitschuppen oft nur streifenweise erfasst. Das neue Mineral ist ein *Pennin* von blauer bis stahlgrauer Interferenzfarbe. Die Doppelbrechung kann auch gänzlich verschwinden. In den Plagioklasen gibt es als Einschlüsse auch idiomorph gewachsene (hexagonale) Chloritblättchen.

Das *Ausbleichen* geht hingegen gleichmässig über die ganze Biotitschuppe. Manchmal ist die Hälfte aller Biotite gebleicht. Die gebleichten Schuppen sind nahezu farblos, besitzen eine niedrige Interferenzfarbe und zeigen optisch 1A— Charakter. Selten auch wird die Optik 2A—, wobei allerdings der Achsenwinkel unter 10° bleibt. Gebleichter Biotit und normal pleochroitischer treten nebeneinander und miteinander verwachsen auf.

Einschlüsse von *Zirkon* mit kräftigen radioaktiven Höfen sind verbreitet. Bei der Umwandlung zu Chlorit werden die Halos etwas verwischt, bleiben aber deutlich erkennbar.

Der Muskowit ist überall jünger als der Biotit. Er formt sauber begrenzte Blättchen, manchmal sind es auch grosse Schuppen. Sie besitzen oft ein Interngefuge (Einschlüsse von Chlorit) und sind parakristallin etwas verbogen worden.

In der Regel ist der Muskowit mit dem Biotit und seinen Umwandlungsprodukten vergesellschaftet.

Die Akzessorien: Einzelkörner von *Apatit* finden wir in sämtlichen Hauptgemengteilen eingeschlossen. In einem Falle habe ich Apatit auch als Kernkristalleid eines schaligen Plagioklasses beobachtet. Der Apatit hat seine Eigengestalt stets mehr oder weniger beibehalten. Zusammen mit *Zirkon* bildet er die ältesten Mineralien im Gefüge. Einzelne isometrische Erzkörper mögen ebenfalls den Erstabscheidungen zugehören.

Die staubartigen *Erzaggregate* und die *Sagenit*-Gewebe im Chlorit sowie die um den Biotit gescharten Körnchen von *Rutil* und *Epidot* betrachte ich als Beiprodukte des geschilderten Biotitzerfalles.

2) *Biotit-Granodiorite*.

Die Biotit-Granodiorite bilden zur Hauptsache das Gangwerk im Innern des Staunings Alper Massives. In der Mantelzone, im Forsblads Fjord und auf Lyells Land treten sie gegenüber den Zweiglimmer-Graniten zurück. Wo beide Typen nebeneinander vorkommen, sind die Zweiglimmer-Granite stets jünger (vgl. Fig. 20).

Petrographisch sind die Biotit-Granodiorite dem Typus 4) der älteren Granit-Generation (vgl. S. 45) durchaus ähnlich. Sie unterscheiden sich nur durch ihre »intrusive« Einlagerungsform. In meist scharf begrenzten Gangsystemen durchschlagen sie die Granitoide der Erstgeneration diskordant. Trotz dieser Altersdifferenzierung ist aber eine direkte palingenetische Beziehung zu den Produkten der Erstgeneration anzunehmen: Die hier besprochenen Granodiorite sind als fluidaler Kristallbrei aus der Tiefe aufgestiegen. Sie stammen aus einem Herd aufgeschmolzener, flüssig-mobiler Erstgeneration. Im »Dachgeschoss« des Massives ist die Granodioritschmelze in ihr eigenes, hier zwar bereits verfestigtes, Muttergestein, eingedrungen.

Fundorte:

- Oberer Skjoldungebræ (Westseite), Coll. FRÄNKL, F 37,
- Dansketinden (Ostseite 2750 m Höhe), Ganggestein, JH 826 a,
- Sefströms Gletscher (Eckkopf oberhalb Camp, 1120 m Höhe), Lagergang JH 832 im Gneisverband,
- Oberer Sefströms Gletscher (Ostseite 1550 m Höhe), Ganggestein JH 837, 838,
- Vikingebræ (Nordseite 1020 m Höhe), Ganggestein JH 848 b,
- Murchisons Bjerge (3 km WSW Camp Linné Gletscher), JH 895 d (*).

Mineralbestand:

Alkalifeldspat (Orthoklas, selten Perthit)	12—35 %	vol.
Plagioklas (zонарный Oligoklas: 38—7 % An)	35—40 %	
Quarz	18—30 %	
Biotit (teilweise chloritisierter Pennin)	8—30 %	
(Apatit) (± Titanit) (± Orthit)		
(Zirkon) (± Rutil) (± Calcit)		
(Erz) (± Epidot) (± Granat)		
(± Sillimanit)		

Struktur:

hypidiomorph fein- bis mittelkörnig, granoblastisch, selten porphyrisch.

Über die Altersfolge der Mineralarten gilt hier das Gleiche wie bei den Zweiglimmer-Graniten: *Biotit* und *Plagioklas* sind in der Regel die älteren, *Kalifeldspat* und *Quarz* die jüngeren Gefügekomponenten. Besonders Plagioklas, aber auch Quarz, treten oft in zwei Generationen auf.

Der Kalifeldspat ist vorwiegend ein xenomorpher frischer *Orthoklas* (s. Anmerkung S. 46). Manchmal füllt er bloss kleine Kornzwischenräume, manchmal aber auch in Form von mehrkörnigen Aggregaten grössere zusammenhängende Räume im Gefüge. Der Kalifeldspat umschliesst und verdrängt die Plagioklaskörper. Hat die Amöbisierung selten einmal gewichtigeres Ausmass angenommen, so ist der optisch einheitliche Kalifeldspat (Orthoklas) zu *Mikroperthit* oder zu *Perthit* geworden. Er ist dann fleckig und oft zu tafelig elongierten Porphyroblasten ausgewachsen. Der Kalifeldspat enthält reichlich Einschlüsse von Biotit, serizitiertem Plagioklas, Myrmekit und Myrmekitquarz.

Wo Kalifeldspat an grössere Quarzindividuen grenzt, ist er zum Teil idiomorph ausgebildet.

Der Plagioklas tritt in zwei Generationen auf: Die alten Körper sind stark serizitierte *Oligoklase* von ca. 22 % An. Sie machen durchschnittlich $\frac{1}{3}$ des Plagioklasbestandes aus. Es handelt sich dabei offenbar um die nicht aufgelösten Überbleibsel aus einem präexistenten Gestein. Vermutlich sind es die gleichen Relikte, die wir schon bei den Granittypen der Erstgeneration als Altkörper kennen gelernt haben (vgl. S. 43 und 46).

Die jungen Plagioklase haben ein frisches Aussehen. Sie bauen sich *zonar* um die alten Oligoklase oder beginnen eigene Kristalleide. Ihre frühen Phasen entsprechen im Anorthit-Gehalt *Andesin* bis basischem *Oligoklas*. Die Schlussphase hat oligoklas-albitische Zusammensetzung.

Die idio- bis hypidiomorphen Kristalle tendieren zu leistenförmiger Wachstumsform. Sie bilden Zwillinge nach dem Albit- und Periklin-Gesetz.

Nur in wenigen Fällen wird Plagioklas (beiderlei Alters) vom Kalifeldspat verdrängt. An den Kontaktstellen ist *Myrmekit* entstanden.

Quarz, die jüngste Gefügekomponente, formt frisch aussehende, lappig-buchtige Körner, die puzzleartig ineinandergreifen. Er korrodiert beide Feldspatarten. Ist eine ältere Quarz-Generation vorhanden, so trägt diese immer para- und postkristalline Deformationsspuren (unduloses Auslöschen).

Biotit liegt regellos und gleichmässig im Gefüge verteilt. Er bildet grosse eckige, oft etwas ausgefranste Schuppen. Seine Absorptionsfarben sind:

$n\alpha$	= hellbeige	seltener: helloliv
$n\gamma$	= lederbraun	olivbraun

Ein Teil der Schuppen ist partiell bis vollständig zu *Pennin* verwandelt und besitzt eine tief berlinerblaue Interferenzfarbe. Mit dem normalen oder chloritisierter Biotit sind häufig auch kleine Blättchen von gebleichtem verwachsen. Diese sind nahezu farblos und optisch 1A—.

Der Biotit enthält *Zirkon*, *Orthit* und *Apatit* eingeschlossen. Die Zirkonkörnchen sind immer von kräftigen Halos umgeben. In den ausgelaugten Biotitschuppen zeigt sich ab und zu ein Sagenit-Gewebe.

Unter den Akzessorien fällt der *Epidot* auf. Er bildet Einzelkörner und Kornklumpen. Ein Teil davon sitzt im Biotit; es sind schmutzige, zersetzte Körnchen von *Orthit* (Cer-Epidot). In Gesellschaft der Glimmer gibt es ferner rötlich pleochroitische *Titanite* und rundliche schwammige Körner von *Rutil*.

Auf den Interstitien zwischen Kalifeldspat und Plagioklas ist manchmal sekundärer *Calcit* ausgeschieden.

Der *Apatit* formt idiomorphe Körner, oft abgeplattete Prismen.

Erz gibt es als isometrische Kuben (Magnetit), als feine opake Staubschlieren und auch als durchscheinende *Haematit*-Klümpchen.

B. Kontakte an der Peripherie des Massives.

An der Peripherie des Massives zeichnet die jüngere Granit-Generation kontrastreiche, scharf geschnittene Intrusionsbilder ins Rahmengestein. Die jüngeren Granite ziehen gleichsam einen dicken Grenzstrich um das inhomogene Intrusivareal. Überall finden wir zwischen den Produkten der Erstgeneration und dem Rahmengestein eine Mantelkruste von jungem Granit. Die Zone ist ein- bis mehrere tausend Meter mächtig.

In Nord-Scoresby Land und im Alpefjord grenzen die Mantelgranite an die Sedimente der Eleonore Bay Formation, in Nathorsts Land



Fig. 24. Granitkontakt am Linné Gletscher. Im Hintergrund Kong Oscars Fjord (Flugbild).

stossen sie an das kaledonische Kristallin. Im Forsblads Fjord und auf Lyells Land liegen sie als Grenzkörper zwischen den gneissifizierten und den unmetamorphen Serien. Der von WEGMANN (1935 a, S. 21, 55, pl. I) gewählte Ausdruck »Marginal Granites« trifft im Forsblads Fjord und auf Lyells Land ganz besonders zu.

Im Gebiet unseres Kartenblattes haben die jüngeren Granite überall die breiten Kontakthöfe der Erstgeneration verwischt. Die homogene Zweitgeneration bildet scharfe und diskordante Kontakte. Ihre Granitschmelze hat das Rahmengestein nur unbedeutend beeinflusst. Selbst mitgerissene und eingesunkene Brocken sind nur wenig metamorphosiert worden. Die Bilder Fig. 24 und 25 veranschaulichen die stockartig diskordanten Einlagerungsformen der jungen Granite. Das erste Bild stammt aus der Nordflanke der Staunings Alper, das zweite aus Ost-Nathorsts Land. Beide zeigen Kontakte mit den Quarziten der Unteren Eleonore Bay Formation.

Die hellen Granite formen geradlinig polygonal umrissene Körper. Ergeben sich dabei vorspringende Ecken, so sind dies Ansatzpunkte zu



Fig. 25. Granitkontakt im unteren Schaffhauserdalen. Im Hintergrund Berzelius Bjerg (Flugbild).

schmalen Apophysen, die konkordant und diskordant in die Sedimentserien einspiessen.

Wo junge Granite die Abgrenzung gegen das synorogene Gneisareal bilden, haben die Intrusionen ein anderes Aussehen. Die Granitschmelze hat dort offenbar ein Substrat, das noch schwach plastisch war, vorgefunden. Sie bildet mächtige, lagig-adelige Intrusivkörper ptygmatischer Art. Fig. 26 gibt ein derartig »plastisch« gezeichnetes Intrusionsbild wieder. Das Flugfoto ist am Ausfluss des Furesø aufgenommen; sie zeigt den Weststrand des Staunings Alper Massives. Ähnliche Bilder treten an den Wänden des inneren Forsblads Fjordes zutage.

Betrachten wir nun die gleichen Kontakte im Klein- und Mikrobereich: Der Übergang vom Granit zum Sediment vollzieht sich daherstaunlich abrupt. Dem Intrusivum fehlt beinahe jegliche Kon-



Fig. 26. Lagig-aderige Granitinvasion. Flugbild von der Nordwand des Furesø
(ca. $25^{\circ}45'$ w. L.).

taktwirkung. Die thermische Umwandlung hat blosse einige Centimeter bis Dezimeter ins Nebengestein eingreifen können. Ab und zu trennt ein schmales pegmatitisches Salband den Granit vom Wandgestein.

Ganz im Gegensatz zu den mimetischen Platzaustauschprozessen der älteren Granit-Generation hat sich die junge Schmelze mechanisch aktiv Raum geschaffen. Grosstektonische Zerrungsbewegungen haben diese Arbeit erleichtert. Das junge Intrusivum bildet überall typische »Einströmungsgefüge« (SANDER 1948, S. 185).

Die Spuren der mechanischen Raumschaffung sind mannigfach: Das Rahmen gestein ist stellenweise gepresst und zerschert. Gleichzeitig führt der Granit innerhalb der ersten paar Meter reichlich Trümmer des Wandgestins. Er hat oft eigentliche Kontaktbreccien geschaffen (Fig. 27). Die Brocken darin sind in der Regel nicht grösser als 10 cm. Grössere Schollenkörper habe ich nur wenige gesehen.

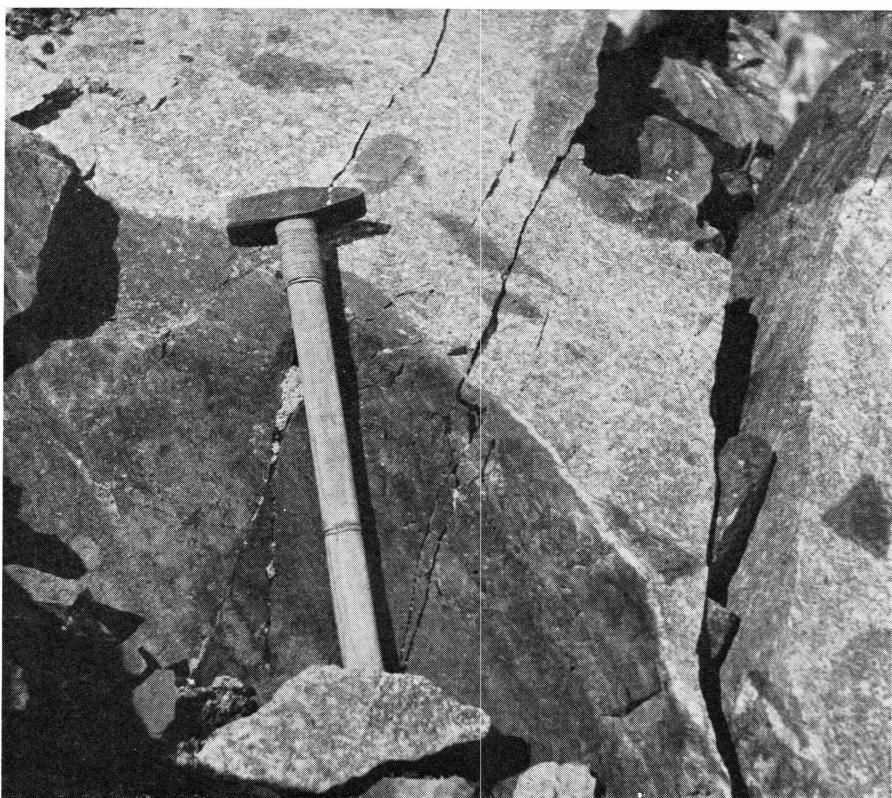


Fig. 27. Apophyse von porphyrtigem Zweiglimmer-Granit mit Trümbern des Nebengesteins (quarzitischer Schiefer). Linné Gletscher, Ostseite (2,7 km oberhalb Camp).

Der Granit selber ist bis in die unmittelbare Kontakt Nähe gleichmässig grobkörnig bis porphyrisch. In der letzten Handbreite wird er etwas feinkörniger. Abbildungstexturen zeigt er nur selten.

Aus dem Grejedalen-Granit-Batholithen in Andrées Land habe ich (1953, S. 127—128) über die Kontaktwirkungen eines analogen Zweiglimmer-Granites auf unmetamorphe Quarzite und Quarzitschiefer berichtet. Am Rande der Staunings Alper, im Forsblads Fjord und auf Lyells Land sind die entsprechenden Kontakte im Makrobereich genau gleich. Sie dürften auch mikroskopisch dieselben Verhältnisse zeigen.

Auf der Ostseite des Linné Gletschers, am untersten Seitengletscher auf 1200 m Höhe, konnte ich die Imbitionswirkung des Zweiglimmer-Granites auf schwach metamorphe Quarzitschiefer (prä-intrusive Metamorphose) untersuchen: Das Wandgestein besteht aus *Epidot*, *Chlorit* und *Albit* führendem *Serizit-Quarzit*. Es ist feinkörnig und schiefrig; seine Gefügekomponenten sind rund zehnmal kleiner als diejenigen des Granites. Die Berührungsfläche Schiefer-Granit ist messerscharf. Inner-

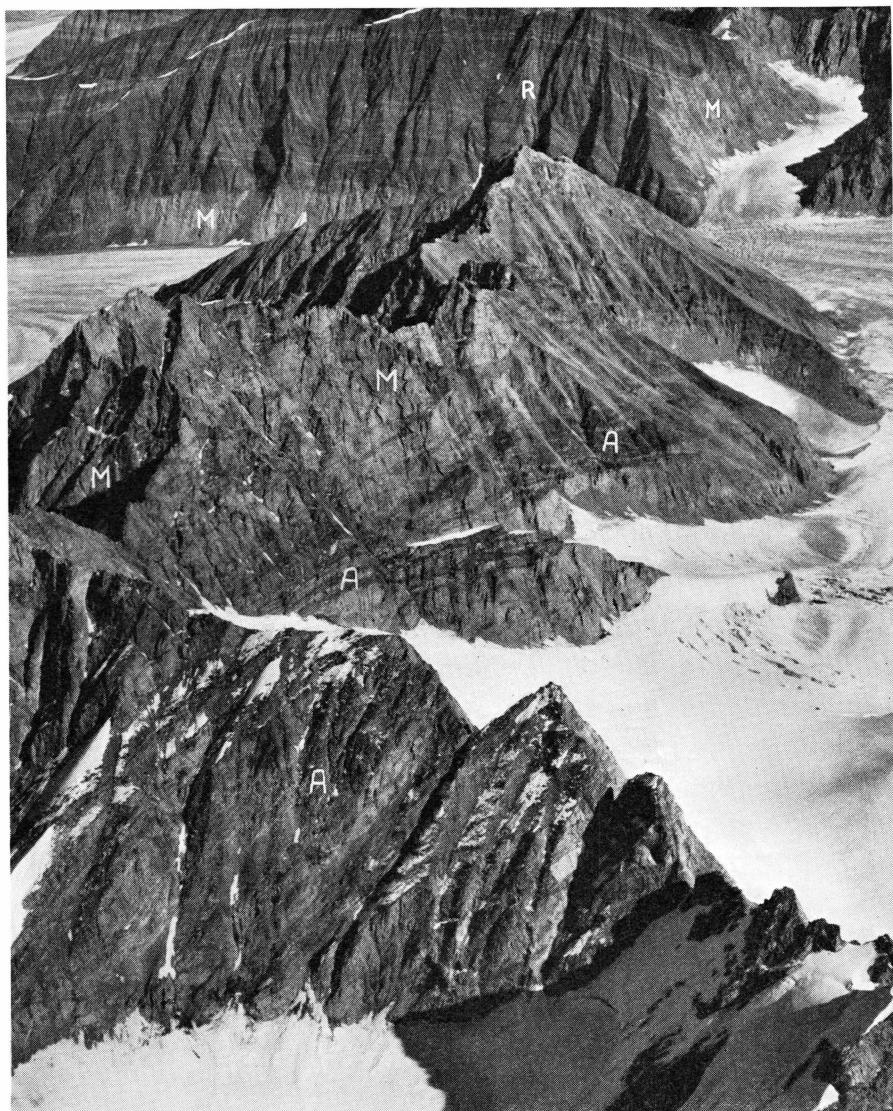


Fig. 28. Der junge Mantelgranit (M) schneidet stockartig ins Rahmengestein (R) und greift quer durch die Abbildungsstrukturen (A) im Massivinnern. Flugbild aus den südöstlichen Murchisons Bjerge (Linné Gletscher).

halb eines 10—15 mm breiten Kontaktstreifens ist das Korngefüge des Schiefers etwas aufgelockert, vergröbert und auffällig reich an flächig ausgewachsenem *Alkalifeldspat*. Zugleich ist die Zone vollgespickt mit neu entstandenem *Muskowit*. Die Blättchen stehen alle rechtwinklig zur Kontaktfläche. Ihre Ausbreitung reicht 3 bis 4 cm weit ins Innere des Schiefers, wobei die Blättchen allerdings an Zahl und Grösse ständig abnehmen.

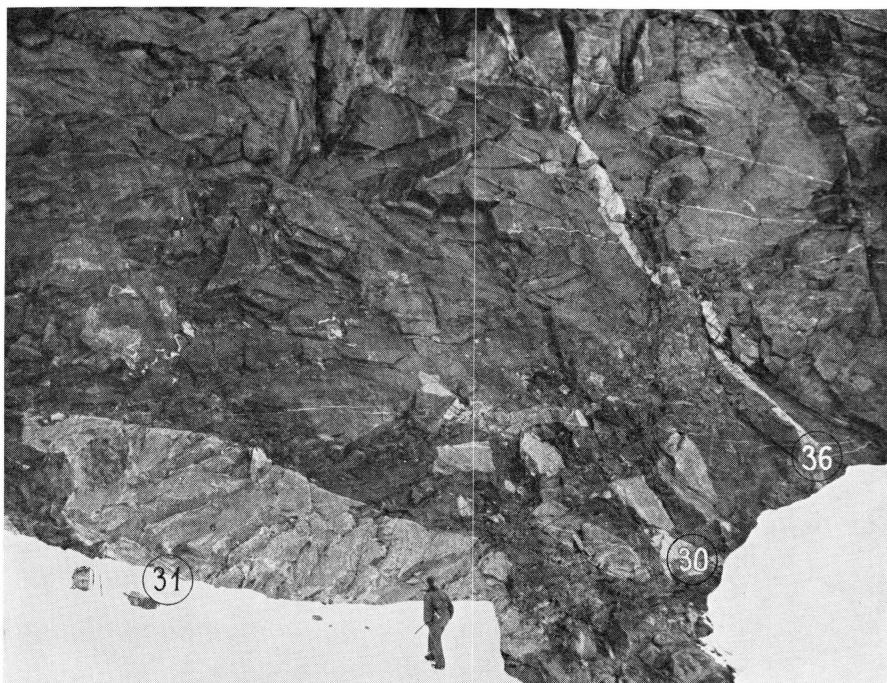


Fig. 29. Schollenkontakt in den Murchisons Bjerge (3 km WSW Camp Linné Gletscher). Trümmer der Erstgeneration »schwimmen« frei im jungen Biotit-Granodiorit (JH 895 d). Die im Bild eingetragenen Zahlen beziehen sich auf die Detailfotos Fig. 30, 31 und 36. Auf der rechten Bildseite durchschlägt ein saigerer Gang von Aplitpegmatit das homogene Intrusivum.

C. Kontakte und Vermischung mit der älteren Granit-Generation.

Im vorigen Abschnitt habe ich die Kontakte des jungen Granites gegen das sedimentäre und kristalline Rahmengestein dargestellt. Wie verhält sich der Mantelgranit nun gegenüber dem Baumaterial des Massivinners? — Auch dort fährt er in scharf begrenzten Kontaktflächen diskordant durch alle älteren Strukturen, d. h. durch die Abbildungstexturen und das Schollengefüge der Erstgeneration. Die jungen Granite greifen komplex-lagig in diese Strukturen. Da zudem zwischen den beiden Granit-Generationen fast kein Farbkontrast besteht, sind die Intrusionsbilder hier schlecht zu erkennen. Im Grossen treten daher auffällige Diskordanzen nur dort zutage, wo die Erstgeneration reichlich unverdautes Altmaterial enthält. Ein Beispiel aus der Nordflanke des Massives ist auf Fig. 28 abgebildet.

Die jungen Granite sind nach der Verfestigung der Erstgeneration intrudiert und bilden auch mit diesen mechanisch bewegte Kontakte, zum Teil breccienartige Schollenkontakte. In den Murchisons Bjerge, 3 km WSW Camp Linné Gletscher, konnte ich derartige Erscheinungen



Fig. 30. Detailbild aus Fig. 29: Ein Schollenkörper von heterogenem, porphyroblastischem Alkalifeldspat-Granit. Im Innern des Xenolithen sind noch diffus umrandete Relikte des ursprünglichen Rahmengesteins erhalten. Gegen aussen ist die Scholle sauber umgrenzt. Der umhüllende mesokrater Biotit-Granodiorit (JH 895 d) zeigt überall den gleichen massigen Habitus. Spuren von unmittelbar hier stattgefundenner Assimilation fehlen.

im Detail studieren. Fig. 29 zeigt den dortigen Aufschluss: Das Hauptgestein ist homogener mesokrater *Biotit-Monzonitgranit* (JH 895 d) von mittlerer Körnigkeit. In ihm lagern eckige Schollenkörper von leukokratem grobkristallin-porphyroblastischem *Alkalifeldspat-Granit* (JH 895 a). Die Fragmente des Altgranites variieren stark in ihren Abmessungen; teils sind sie bloss kopfgross, teils über 10 m lang (siehe Foto). Sie bestehen aus streifig-schlierigem Assimilat, also aus typischen Produkten der metatektisch geprägten Erstgeneration (Fig. 30). Die stets eckigen Schollenkörper sind oft in der Richtung ihrer Gesteinstextur elongiert. Sie »schwimmen« frei als zusammenhangslose Brocken im jungen Granit.

Die Grenzflächen zwischen den Schollenkörpern und dem einbettenden Granit zeichnen an den meisten Stellen saubere und gerade Linien. Man bekommt den Eindruck, dass die junge Schmelze in dem hier aufgeschlossenen Niveau keiner grösseren Assimilation mehr fähig war. Auch die pegmatitischen Krustenbänder, die das Schollenmaterial partiell umranden, sind offensichtlich in einer tieferen Etage entstanden.

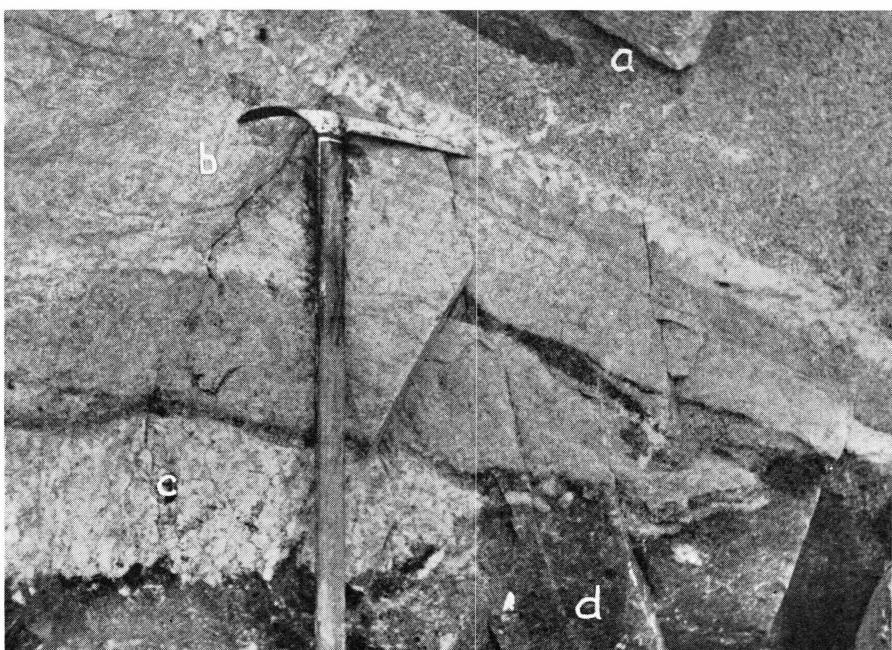


Fig. 31. Detailbild aus Fig. 29: Schmale Auflösungszone am unteren Rand des grössten, über 10 m langen Schollenkörpers. Der Übergang vom Schollenmaterial zum Intrusivum ist unscharf. Diffuse helle Resorptionsschleier weisen auf eine sukzessive Verflüssigung des Altbestandes, vorab der metablastenreichen Partie. Die abgebildeten Granitoide (JH 895 a, b, c, d) besitzen folgende petrographische Merkmale: a = leukokrater porphyrischer Alkalifeldspat-Granit, b = leukokrater grobkristalliner Muskowit-Perthit-Granit, c = leukokrater metablastenreicher Alkalifeldspat-Granit, d = fein- bis mittelkörniger mesokrater Biotit-Granodiorit.

Nicht nur die glatten Kontaktflächen und die teilweise vorhandenen Pegmatitkrusten, sondern auch die Verteilung und Orientierung der Schollen im Stromstrich der Schmelze lassen vermuten, dass diese Brocken aus der Tiefe emporgetragen worden sind. Wir hätten es demnach mit verschleppten Trümmern zu tun. Über den Betrag der Aufstiegstiefe können allerdings nur vage Zahlen angegeben werden. Ich schätze in der Größenordnung von einigen Hundert Metern.

Diffuse Übergänge, Auflösungserscheinungen und Assimilationsvorgänge, wie sie in tieferen Niveaus sicher stattgefunden haben, konnte ich nur an der Unterseite des allergrössten Xenolithen (vgl. Fig. 29) beobachten. Dieser Kontakt ist auf Fig. 31 abgebildet. Die Auflösungszone ist bloss einige Centimeter breit. Doch sie vermittelt ein gutes Zustandsbild beginnender Verflüssigung und syntektischer Inkorporation. Sie zeigt uns also einen Vorgang der palingenen Umwandlung und Neuwerdung granitischer Schmelze.

***3. Petrochemische Daten und Mineralbestandsberechnungen
von Granitproben beider Generationen.***

Im folgenden Abschnitt werden die Analysendaten und petrochemischen Kennwerte von sieben Granitproben tabellarisch wiedergegeben (Tabellen I—III). Die Proben stammen aus verschiedenen Teilen des Staunings Alper Massives und aus dem vorderen Forsblads Fjord; auf der Fundortkarte Fig. 47 (S. 112—113) sind sie mit Doppelkreisen markiert.

- B. 1349. Zweiglimmer-Granit, Südufer Forsblads Fjord (BACKLUND 1932, S. 91),
- B. 1351. Granit, Südufer Forsblads Fjord (BACKLUND 1932, S. 91),
- JH. 830 a. Biotit-Granodiorit, Sefströms Gletscher (Eckkopf oberhalb Camp, 1120 m Höhe),
- JH. 843. Alkalifeldspat-Granit, Sefströms Gletscher (3 km SSE Sefströms Tinde, 1200 m Höhe),
- JH. 884. Zweiglimmer-Granit (porphyrischer), Linné Gletscher Ostseite (nördliche Bergwand des untersten Seitengletschers, Blockschutt),
- JH. 895 a. Alkalifeldspat-Granit (porphyrischer), Murchisons Bjerje (3 km WSW Camp Linné Gletscher),
- JH. 895 d. Biotit-Granodiorit, Murchisons Bjerje (3 km WSW Camp Linné Gletscher).

Tabelle I.

	B. 1349	B. 1351	JH. 830a	JH. 843	JH. 884	JH. 895a	JH. 895d
Si O ₂	72.17	71.90	69.50	73.52	71.28	72.40	66.82
Al ₂ O ₃	14.03	14.69	16.52	15.76	15.52	14.92	17.80
Fe ₂ O ₃	0.73	0.67	0.47	0.16	0.43	0.56	0.50
Fe O	1.31	0.80	2.64	0.49	1.57	0.74	2.57
Mn O	0.01	0.01	Sp.	—	Sp.	—	0.06
Mg O	0.61	0.33	1.04	0.30	0.43	0.38	1.18
Ca O	0.72	1.04	1.58	1.20	1.12	0.88	2.48
Na ₂ O	3.04	3.28	3.15	3.51	4.97	3.54	3.05
K ₂ O	5.58	5.55	3.92	3.76	3.30	5.68	4.89
H ₂ O +	0.61	0.90	0.66	0.39	1.12	0.64	0.41
H ₂ O —	0.11	0.12	0.04	0.01	0.06	0.02	0.03
C O ₂	—	—	—	—	—	—	—
Ti O ₂	0.33	0.30	0.41	0.84	0.28	0.17	0.39
P ₂ O ₅	0.60	0.20	—	—	Sp.	—	0.03
Summe	99.85	99.79	99.93	99.94	100.08	99.93	100.21

Analytiker: N. SAHLBOM (B. 1349, B. 1351),
H. SCHWANDER (JH. 830 a, JH. 843, JH. 884, JH. 895 a, d).

Tabelle II.

	Ru	Cp	Kp	Ne	Cal	Cs	Fo	Fa	Fs	Sp	Hz	C	Q	Atom-Proportionen
B. 1349	4	20	357	294	3	—	—	7.5	13.5	45	39	—	977	1760
	0.2	1.1	20.3	16.7	0.2	—	—	0.4	0.8	2.6	2.2	—	55.5	100 %
B. 1351	4	7.5	354	315	40.5	—	—	—	13.5	24	33	—	969.5	1761
	0.2	0.4	20.1	17.9	2.3	—	—	—	0.8	1.4	1.9	—	55.0	100 %
JH. 830 a	5	—	252	306	84	—	—	31.5	9	78	45	—	957.5	1768
	0.3	—	14.3	17.3	4.8	—	—	1.8	0.5	4.4	2.5	—	54.1	100 %
JH. 843	10	—	240	339	63	—	—	—	3	21	21	46	1030	1773
	0.6	—	13.5	19.1	3.5	—	—	—	0.2	1.2	1.2	2.6	58.1	100 %
JH. 884	4	—	210	480	57	—	—	22.5	7.5	33	21	—	947	1782
	0.2	—	11.8	27.0	3.2	—	—	1.3	0.4	1.9	1.2	—	53.0	100 %
JH. 895a	2	—	363	342	48	—	—	9.5	10.5	27	10.5	—	963.5	1776
	0.1	—	20.5	19.3	2.7	—	—	0.5	0.6	1.5	0.6	—	54.2	100 %
JH. 895d	5	—	312	294	132	—	0.5	55.5	9	88.5	—	—	888.5	1785
	0.3	—	17.5	16.5	7.4	—	—	3.1	0.5	5.0	—	—	49.7	100 %

Tabelle III.

	B. 1349	B. 1351	JH 830a	JH. 843	JH. 884	JH. 895a	JH. 895 d
Q	55.5	55.1	54.1	58.1	53.2	54.3	49.7
L	37.2	40.2	36.4	36.1	41.9	42.4	41.4
M	6.0	4.1	9.2	5.2	4.7	3.2	8.6
Ru	0.2	0.2	0.3	0.6	0.2	0.1	0.3
Cp	1.1	0.4	—	—	—	—	—
π	—	0.06	0.13	0.10	0.08	0.06	0.18
k	0.55	0.53	0.45	0.41	0.30	0.51	0.52
mg	0.36	0.29	0.38	0.44	0.29	0.35	0.41
mg' ...	—	—	—	—	—	—	0.01
ti	1.3	1.3	1.4	3.5	1.2	0.7	1.3
si	399	398	330.5	424	367	395	284
al	45.5	48	46	53.5	47	48	44.5
fm	14	9	19	5.5	11.5	8.5	18.5
e.....	4.5	6	8	7.5	6	5	11
alk....	36	37	27	33.5	35.5	38.5	26
qz....	154	150	122.5	190	125	141	80
c/fm...	0.32	0.67	0.42	1.35	0.52	0.59	0.59

Die Daten der Proben B. 1349 und B. 1351 sind von BACKLUND (1932) veröffentlicht worden. Die Fundstellen der beiden Granite sind nicht genauer angegeben. Aus dem Rapport BACKLUND's in KOCH (1955, S. 309) geht hervor, dass die Proben nur aus dem vorderen Forsblads

Fjord (Ostfuss Philipshorn) stammen können. Die fünf Proben mit meinen Initialen wurden im Sommer 1956 von Dr. H. SCHWANDER (Liesberg) chemisch analysiert.

Die petrochemischen Kennwerte habe ich nach der Methode von NIGGLI (1948, S. 17—29) berechnet und graphisch dargestellt.

Im Variations-Diagramm Fig. 32 sind die Niggli-Werte (Molekularproportionen) al , fm , c und alk als Funktion von si aufgezeichnet. Von den auf der Ordinate abgetragenen Werten zeigt einzig al einen mehr oder weniger stetigen Verlauf. c und fm nehmen generell ab. Die Kennwerte der sieben analysierten Proben können die Variabilität und die genetischen Beziehungen der Staunings Alper Granittypen nicht veranschaulichen. Dazu müsste man weit mehr chemische Analysen besitzen. Aus diesem Grunde darf auch das abgebildete Diagramm nicht als Projektionssystem eines »Differentiationsablaufes« gedeutet werden. In den vorangegangenen Abschnitten habe ich gezeigt, dass die Feldbeobachtungen und Dünnschliffstudien zu anderen und komplizierteren petrogenetischen Beziehungen führen als die graphische Darstellung der Niggli-Werte. Hingegen ist auf dem Variationsdiagramm die Differenz $al - (c + alk)$ leicht abzulesen. Sie fällt für alle Proben kräftig positiv aus, was auf einen deutlichen Tonerdeüberschuss hinweist. Die höchsten t -Werte¹⁾ erreichen zwei Proben der älteren Granit-Generation: JH. 830 a mit +11 und JH. 843 mit +12,5. Diese Beträge dürften mit dem Chemismus des assimilierten Substrates zusammenhängen. Die Probe JH. 895 d besitzt einen t -Wert von +7,5. Die restlichen scharen sich um den Betrag +5.

Die normierten Basiswerte (Atomproportionen) sind auf den Dreiecksfiguren 33—34 und auf dem k-mg-Diagramm veranschaulicht:

Im ternären System Q-L-M (Fig. 33) ballen sich die Projektionspunkte auffällig um den Schwerpunkt 55 % Q — 38 % L — 7 % M. Geringe Abweichungen werden, abgesehen vom Projektionspunkt der Probe JH. 895 d, nur durch die M-Komponente hervorgerufen. Das Verhältnis Q:L bleibt praktisch konstant. Die L-Komponente, die sich aus den Feldspat- und Feldspatoidgrundkomplexen zusammensetzt, ist auf der Dreiecksfigur 34 zerlegt dargestellt. Die dort zutage tretende Variabilität der sieben Proben entspricht dem polygenetischen Charakter der Staunings Alper Granite.

Das k-mg-Diagramm (Fig. 35) zeigt die Proportionen der Alkalien und der femischen Elemente unter sich und auch das Verhältnis der beiden Elementgruppen zueinander. Wenn z. B. die Probe B. 1349 die

¹⁾ Man bezeichnet die positive Differenz $al - (c + alk)$ als Tonerdeüberschuss und setzt dafür das Symbol t .

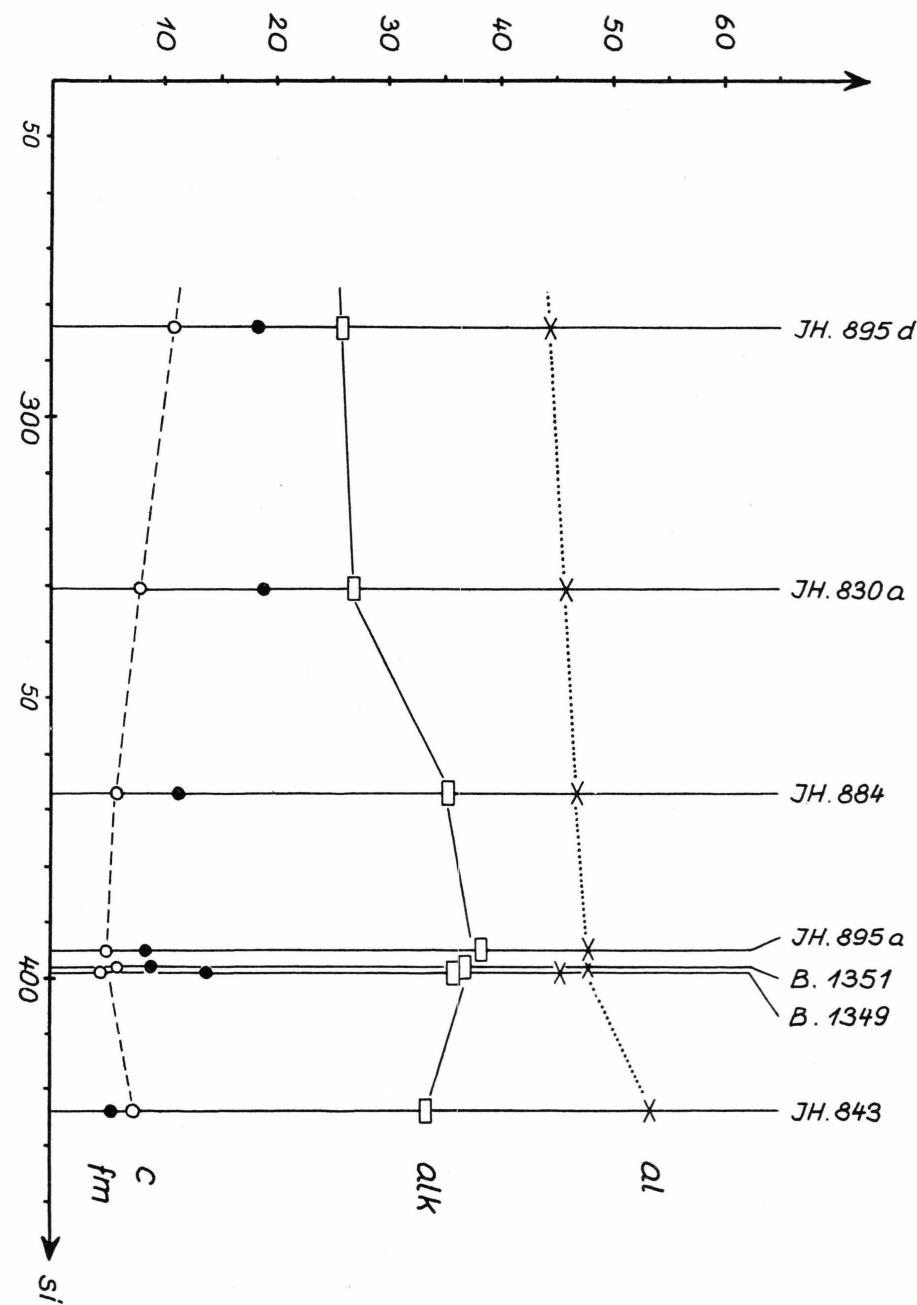


Fig. 32. Variations-Diagramm der Niggli-Werte.

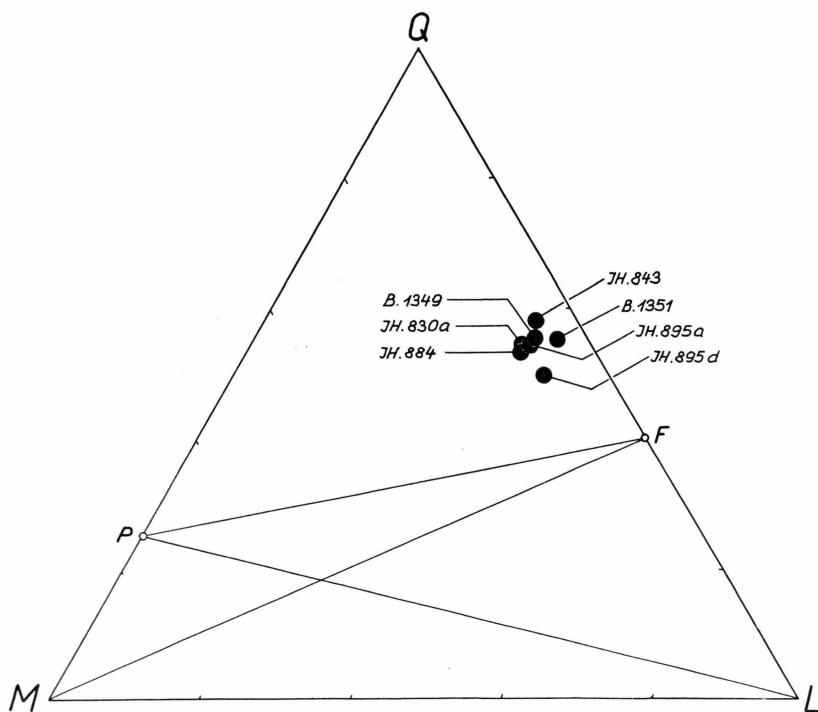


Fig. 33. Q-L-M-Dreieck (F = Feldspatpunkt, P = Pyroxenpunkt).

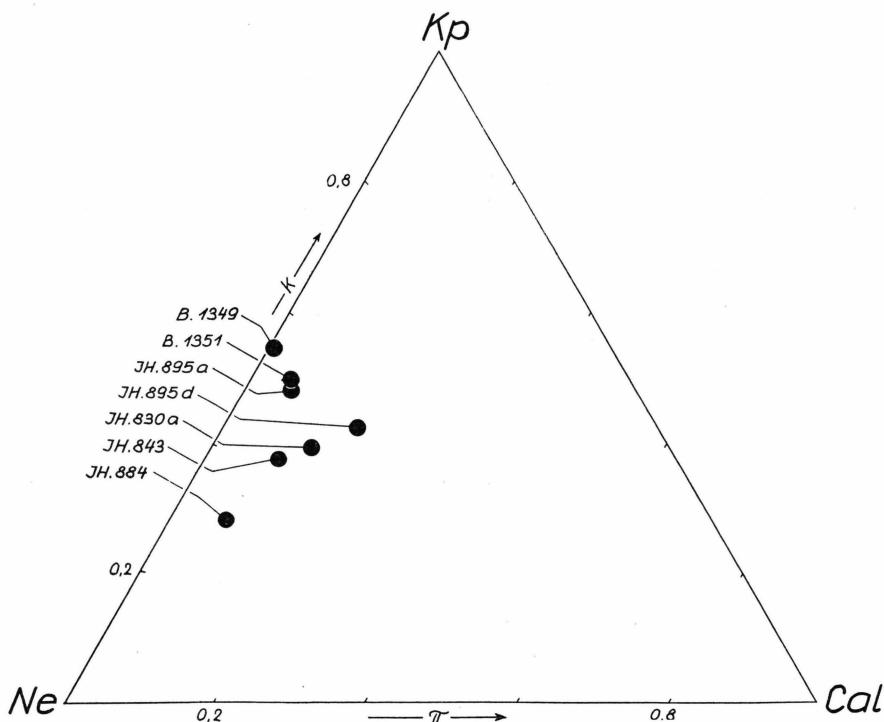


Fig. 34. Feldspat-Dreieck Kp-Ne-Cal (Or-Ab-An).

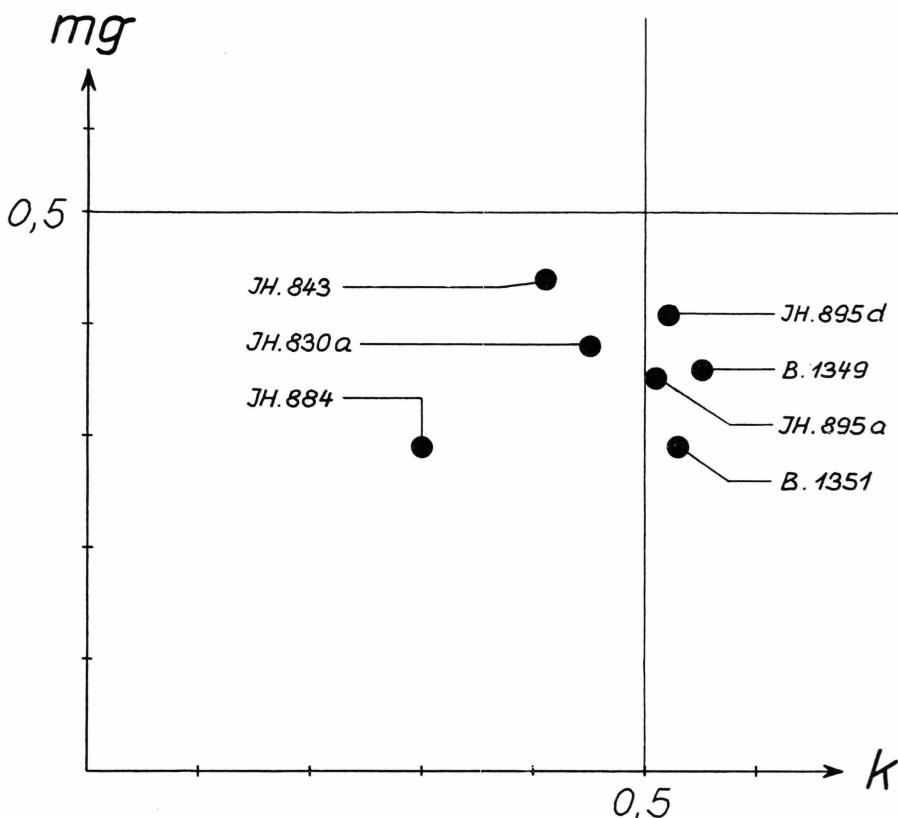


Fig. 35. k-mg-Diagramm.

Werte $k = 0.55$ und $mg = 0.36$ besitzt, so bedeutet dies, dass 55 % der Alkaliatome Kalium und 45 % Natrium sind. $mg = 0.36$ besagt, dass von 100 Atomen Fe+Mn+Mg 36 Atome Mg sind, der Rest Mn+Fe. Von unseren Proben besitzen also die vier rechts vom Abszissenpunkt 0.5 Kalivormacht. Unter den femischen Elementen dominiert bei sämtlichen Proben das Eisen. Lassen wir JH. 884 ausser Betracht, so ergibt das Streufeld der Granite eine angenähert lineare Funktion zwischen k und mg .

In einer späteren Arbeit möchte ich den Chemismus der gesamten syn- und post-kaledonischen Granitsuite diskutieren. Ich verzichte daher an dieser Stelle auf eine weitere Interpretation der petrochemischen Daten und Diagramme.

Auf den Tabellen IV a—IV e gebe ich die Berechnung des quantitativen Mineralbestandes der fünf Granite aus den Staunings Alpen wieder. Die Atomproportionen des Gesteins wurden dabei auf die Summe 100 % umgerechnet. Unter Berücksichtigung des modalen Mineralbe-

standes habe ich sodann die chemischen Komponenten auf die verschiedenen Mineralarten verteilt. Der genaue Gang der Aufteilung ist aus den Tabellen zu ersehen.

Tabelle IV a.
Mineralbestand des Biotit-Granodiorites JH. 830 a.

Si	Al	Fe'''	Fe + Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	
1157	324	6	36	26	28	102	84	5	1768 Atomzahlen
65.4	18.3	0.3	2.0	1.5	1.6	5.8	4.8	0.3	100.0 %
0.1	0.1	0.1	0.3 Titanit
..	0.2	0.2 Rutil
0.2	0.2	0.1	} 1.3 Epidot-Zoisit
0.3	0.3	0.2	
3.6	2.0	..	2.0	1.4	1.2	..	10.2 Biotit
3.0	3.6	1.0	..	7.6 Serizit
..	0.2	0.1	0.3 Spinell
0.6	1.2	1.8 Sillimanit
..	..	0.3	0.3 Erz
7.8	2.6	2.6	..	} 17.0 Alkalifeldspat (83 Or)
2.4	0.8	0.8	
6.9	2.3	2.3	} 13.5 Oligoklas (15 An)
0.8	0.8	0.4	
8.1	2.7	2.7	} 17.5 Oligoklas (23 An)
1.6	1.6	0.8	
30.0	30.0 Quarz

Alkalifeldspat (Perthit)	17.0 %
Oligoklas (15, 23 An)	31.0 %
Quarz	30.0 %
Biotit	10.2 %
Serizit	7.6 %
Sillimanit	1.8 %
Spinell.....	0.3 %
Epidot-Zoisit	1.3 %
Titanit	0.3 %
Erz	0.3 %
Rutil	0.2 %
(Apatit)	
(Zirkon)	

Tabelle IV b.
Mineralbestand des Alkalifeldspat-Granites JH. 843.

Si	Al	Fe'''	Fe + Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	
1224	309	2	7	7	21	113	80	10	1773 Atomzahlen
69.1	17.4	0.1	0.4	0.4	1.2	6.4	4.5	0.5	100.0 %
..	0.5	0.5 Rutil
0.4	0.5	0.1	1.0 Zoisit
0.4	0.4	0.4	1.2 Granat
0.4	1.0	0.1	0.4	0.1	..	2.0 Biotit
0.9	1.0	0.3	..	2.2 Serizit
1.0	0.8	0.4	2.2 Cordierit
0.9	1.8	2.7 Sillimanit
12.3	4.1	4.1	..	41.0 Alkalifeld-
12.3	4.1	4.1	spat (50 Or)
6.9	2.3	2.3	15.0 Oligoklas
1.4	1.4	0.7	(23 An)
32.2	32.2 Quarz

Alkalifeldspat (Perthit)	41.0 %
Oligoklas (23 An)	15.0
Quarz	32.2
Biotit	2.0
Serizit	2.2
Cordierit	2.2
Sillimanit	2.7
Granat	1.2
Zoisit	1.0
Rutil	0.5
(Zirkon)	

Tabelle IV c.
Mineralbestand des Zweiglimmer-Granites JH. 884.

Si	Al	Fe'''	Fe + Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	
1187	304	5	22	11	19	160	70	4	1782 Atomzahlen
66.6	17.1	0.3	1.2	0.6	1.1	9.0	3.9	0.2	100.0 %
<hr/>									
...	0.2	0.2 Rutil
1.8	0.6	..	1.2	0.6	0.6	..	4.8 Biotit
...	..	0.3	0.3 Erz
3.0	3.0	1.0	..	7.0 Muskowit
6.9	2.3	2.3	..	19.5 Alkalifeldspat (59 Or)
4.8	1.6	1.6	
18.6	6.2	6.2	34.5 Albit-Oligoklas (10 An)
1.4	1.4	0.7	
3.6	1.2	1.2	8.0 Oligoklas (25 An)
0.8	0.8	0.4	
25.7	25.7 Quarz

Alkalifeldspat (Mikroklin-Perthit)	19.5 %
Albit-Oligoklas (10 An).....	34.5
Oligoklas (25 An).....	8.0
Quarz	25.7
Muskowit	7.0
Biotit	4.8
Rutil	0.2
Erz	0.3
(Titanit)	
(Apatit)	
(Epidot)	
(Zirkon)	

Tabelle IV d.
Mineralbestand des Alkalifeldspat-Granites JH. 895 a.

Si	Al	Fe'''	Fe + Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	
1205	292	7	10	9	16	114	121	2	1776 Atomzahlen
67.9	16.4	0.4	0.6	0.5	0.9	6.4	6.8	0.1	100.0 %
<hr/>									
..	0.1	0.1 Rutil
1.1	0.3	..	0.6	0.5	0.3	..	2.8 Biotit
2.1	2.1	0.7	..	4.9 Muskowit
0.3	0.2	0.1	0.1	0.7 Epidot
..	..	0.3	0.3 Erz
17.4	5.8	5.8	..	} 46.0 Alkalifeld- spat (63 Or)
10.2	3.4	3.4	
9.0	3.0	3.0	} 19.0 Oligoklas (21 An)
1.6	1.6	0.8	
26.2	26.2 Quarz

Alkalifeldspat (Perthit)	46.0 %
Oligoklas (21 An)	19.0
Quarz	26.2
Muskowit	4.9
Biotit	2.8
Epidot	0.7
Erz	0.3
Rutil	0.1
(Apatit)	
(Zirkon)	

Tabelle IV e.
Mineralbestand des Biotit-Granodiorites JH. 895 d.

Si	Al	Fe'''	Fe + Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	
1112	349	6	37	30	44	98	104	5	1785 Atomzahlen
62.2	19.6	0.3	2.1	1.7	2.5	5.5	5.8	0.3	100.0 %
<hr/>									
...	0.3	0.3 Rutil
0.2	0.2	0.1	0.5 Epidot
3.9	2.8	..	2.1	1.7	1.3	..	11.8 Biotit
1.5	1.5	0.5	..	3.5 Serizit
0.4	0.8	1.2 Sillimanit
..	..	0.3	0.3 Erz
12.0	4.0	4.0	..	22.0 Alkalifeldspat (91 Or)
1.2	0.4	0.4	
15.3	5.1	5.1	37.5 Plagioklas (32 An)
4.8	4.8	2.4	
22.9	22.9 Quarz

Alkalifeldspat (Orthoklas).....	22.0 %
Plagioklas (zonar, Mittel 32 An)	37.5
Quarz	22.9
Biotit	11.8
Serizit	3.5
Sillimanit	1.2
Epidot (Orthit).....	0.5
Rutil	0.3
Erz	0.3
(Apatit)	
(Zirkon)	

4. Das Ganggefolge der jüngeren Granit-Generation.

Grosse Gangschwärme von Pegmatiten, wie sie aus anderen Teilen des ostgrönländischen Kaledons bekannt sind (HUBER 1950, S. 23, 28, 31, 63—64; KATZ 1952 b, S. 31, 32, 50; HALLER 1953, S. 135—139, 1956 a, S. 106—108; ZWEIFEL 1958, S. 38—40), habe ich im Nordteil des Staunings Alper Massives nicht beobachtet. Hingegen sah ich im Fors-blads Fjord (Randenæs, Südfuss Tinderne), im Tærskeldal und Højedal einzelne selbständige Pegmatitgänge mit grosser Durchschlagstiefe (über 1000 m). Es sind meistens weisse *Biotit-Oligoklas-Pegmatite*, zum kleineren Teil weisse *Muskowit-Mikroklint-Pegmatite*. Einige dieser Gänge führen *Turmalin*, *Beryll*, *Fluorit* und seltene Pegmatitminerale.

Derartig selbständige, grosse Pegmatitgänge gehören genetisch zweifellos auch in den spät- bis postorogenen Intrusivzyklus. Da aber die Vorkommen in keiner sichtbaren Verbindung zu den granitischen Intrusivkörpern stehen, kann es sich nicht um direkte Abkömmlinge von anstehendem Granit handeln. Die Pegmatitinjektionen sind überdies jünger als die Grosszahl der Granitkörper. Sie bilden meistens Dilatationsgänge (mechanisch-intrusive Spaltenfüllungen). Die Pegmatitschmelze stammt aus einem tiefen Reservoir. Sie ist vermutlich das Produkt eines dort entwickelten Differentiationsprozesses (im Sinne einer »magmatischen« Differentiation, wobei mit »Magma« in diesem Falle die Palingenschmelze im tieferen Krustenniveau gemeint ist). Im Gegensatz zu den Intrusiv-Graniten durchschlagen solche Pegmatite auch Fugen im Innern des synorogenen Migmatit-Stockwerkes (vgl. HALLER 1955 b, Fig. 2, S. 284). Die Genese derartig autonomer Pegmatitschwärme lässt sich im bisher untersuchten Gebirgsabschnitt auf feldgeologischem Wege nicht herleiten. Dazu benötigten wir viel tiefer liegende Aufschlüsse.

Anders steht es mit den Aplit- und Pegmatitgängen, die mit den Intrusiv-Graniten assoziiert sind. An verschiedenen Lokalitäten konnte ich feststellen, dass es sich bei solchen Gängen eindeutig um Derivate der Granite selber handelt. Hier besteht ein unmittelbarer genetischer Zusammenhang zwischen Granit, Aplit und Pegmatit. Die Gangsysteme sind die lokalen Spaltprodukte und Restausscheidungen der Granitschmelze. Sie sind das legitime Gefolge der jüngeren Granit-Generation.

Die Grosszahl dieser Abkömmlinge füllt als geringmächtige weisse Streifen Rissflächen im Granit, Rupturen und Schichtfugen im kontaktnahen Rahmengestein. Die Gänge sind selten länger als 100 bis 200 m.

Im folgenden betrachten wir ausschliesslich Ganggesteine, die in Gesellschaft von jungen Graniten stehen und von diesen unmittelbar abstammen.





Fig. 36. Laminare Strömungstextur im Muskowit-Granitaplit (JH 895 e). Detailbild aus Fig. 29.

A. Die Aplite.

Im Innern des Staunings Alper Massives besitzen verschiedene junge Granitgänge aplitischen Habitus. In der Art ihres Auftretens und in ihrem Mineralbestand entsprechen sie dem ubiquitären Zweiglimmer-Granit. Sie stellen eine altersgleiche Varität dieses Granites dar.

Die echten Spät-Aplite stecken im Massivmantel. Sie bilden dort in der Regel den Stamm zu einer Gangdifferentiation: *Aplit-Pegmatit-Quarz*.

1) *Muskowit-Granitaplit (JH 895 e).*

Ein schönes Beispiel stellt der auf Fig. 29 abgebildete Aplitgang dar. Er ist rund 1 m breit und durchbrochen mit saigerer Bahn den jungen *Biotit-Monzonitgranit* (JH 895 d). Seine Kontaktflächen sind messerscharf. Das Ganginnere zeigt laminare Strömungstexturen (Fig. 36). Aus dem Gang schiessen in unregelmässigen Abständen pegmatitische Seitenadern. Diese Sprosse sind nur wenige Centimeter mächtig. Sie stehen alle mehr oder weniger lotrecht auf der Gangwandung.

Das leukokratische aplitische Ganggestein besitzt granitische Zusammensetzung. Seine petrographischen Merkmale sind:

Mineralbestand:

Alkalifeldspat (Orthoklas, Perthit)	40 % vol.
Plagioklas (Oligoklas-Albit)	40 %
Quarz	15 %
Muskowit	5 %
(Biotit) (± Erz)	
(Apatit)	

Der Mineralbestand und die Eigenheiten der Kornarten sind ähnlich wie bei den Granittypen der jüngeren Generation. Auch hier tritt Plagioklas in zwei deutlich altersverschiedenen Phasen auf. Die alten Plagioklase sind alle bestäubt und haben eine Kataklase hinter sich. Sie dürften zusammen mit den reliktisch vorhandenen Biotitschüppchen die Überreste eines nicht verflüssigten Altbestandes darstellen. Die jungen Plagioklase haben ein frisches Aussehen. Sie bauen zonare Schalen (25—10 % An) um die Altkörper oder formen eigene Kristalleide.

Der Kalifeldspat ist ein fleckiger *Orthoklas* (s. Anmerkung S. 46) bis *Perthit*. Seine Gestalt ist oft tafelig. Er umschliesst Mikrolithen von Biotit, Plagioklas und Myrmekit.

Die Muskowitschuppen gruppieren sich gerne zu kleinen Nestern.

2) *Alkaligranit-Aplit (JH 888).*

An der westlichen Talwand des oberen Linné Gletschers (950 m Höhe, 3 km SSW vom Camp) stiess ich auf einen 2 m mächtigen Aplitgang, der in seinem Auftreten, im Habitus und Mineralbestand ganz anders war als der oben geschilderte. Hier handelt es sich um eine flachangeschnittene Intrusionsbahn. Der Gang füllt einen mit 40 bis 50° nach Westen einfallenden Zerrungsbruch im Granit. Der Aplit ist sehr feinkörnig dunkel. Seine wirkliche Farbzahl und seine alkaligranitische Zusammensetzung liessen sich erst unter dem Mikroskop feststellen.

Der Gangwandung folgt ein 15 cm breites Salband von weissem *Muskowit-Oligoklas-Perthit-Pegmatit*.

Das aplitische Ganggestein lässt sich wie folgt charakterisieren:

Mineralbestand:

Kalifeldspat (Orthoklas)	38 % vol.
Plagioklas (Albit, Oligoklas-Albit)	30 %
Quarz	19 %
Biotit (z. T. Pennin)	10 %
Epidot (Orthit), Apatit, Erz	3 %
(Zirkon) (Rutil)	
(Epidot-Klinozoisit) (Titanit)	

Der Kalifeldspat durchdringt in unregelmässig umrisstenen, stets frischen klaren Kristallen das ganze Korngefüge. Auch die Plagioklase sind xenomorph. Zwillingsbildung ist ihnen fremd. Sie enthalten Einschlüsse von *Serizit*, *Zoisit* und *Calcit*.

Die Biotitblättchen sind meist länglich, an den Enden fransig zerfetzt und reich an *Zirkon*- und *Orthit*körnchen.

B. Die Pegmatite.

An den beiden geschilderten Aplitgängen habe ich bereits eine Entstehungsmöglichkeit von Pegmatitadern dargestellt: die Salbandbildung und die Apophysensprossung aus einem aplitischen Stammgestein.

Eine weitere Art der Bildung ist die Differentiation aus dem Granit selbst. Ein Beispiel dazu liefert der auf Fig. 37 abgebildete Granitgang. Das Foto habe ich im innersten Forsblads Fjord aufgenommen. Der Gang füllt eine Rupturfuge in synorogenen Bändergneissen. Im Zentrum der Ader liegt eine unregelmässig zerrissene Kette lanzettförmiger Quarzpegmatit-Linsen. Der Pegmatit ist hier offensichtlich eine Restauscheidung.

Ähnliches habe ich auf Caledonia Ø (Forsblads Fjord) beobachtet: Das Innere eines mehrere Meter mächtigen Granitlagerganges besteht aus *pegmatitischer Restausscheidung*. Diese ist noch flüssig gewesen als die granitische Randpartie bereits erstarrt war. An einigen Stellen durchbricht der Pegmatit die Granitwand und schiesst in geradlinigen Adern ins schiefrige Nebengestein (Fig. 38).

Viele Erscheinungen dieser Art habe ich in den Mantelgraniten der Staunings Alper gesehen. Besonders in der Kontaktzone am Linné Gletscher schlagen immer wieder pegmatitische Schosse konkordant und diskordant ins sedimentäre Rahmengestein. Die Apophysen stehen meistens senkrecht zur Kontaktfläche des Granites. Bildet der Intrusivkörper irgendwo vorspringende Kanten, so strahlen dort die Adern radial ins Nebengestein.



Fig. 37. Granitgang in einer Rupturfuge von Bändergneissen. Innerer Forsblads Fjord (Nordufer).

Die durch lokale Differentiationsprozesse ausgeschiedenen Pegmatite sind in der Regel weiss. Die grossen Gänge besitzen häufig eine zentrale monominerale Quarzader.

Der Mineralbestand solcher Pegmatite ist ziemlich einheitlich:

An Feldspäten führen sie vorwiegend *Alkalitypen* (Orthoklas, Perthit, Albit). *Oligoklase* sind selten.

Quarz bildet grossflächige Individuen und Korngruppen. Oft korrodiert er die Feldspäte.

Als Glimmer dominiert in der Regel der *Muskowit* und bildet grössere Päckchen idiomorpher Schuppen. Steckt die Pegmatitader in metamorphen Quarzitschiefern oder in Biotitgneissen, so sind häufig Bündel von grobblättrigem *Pennin* zugegen. Die dunklen Glimmerfetzen stellen offenbar umgebaute Fragmente aus dem Wandgestein dar. Sie stehen meist senkrecht zur Gangwandung (Fig. 39).

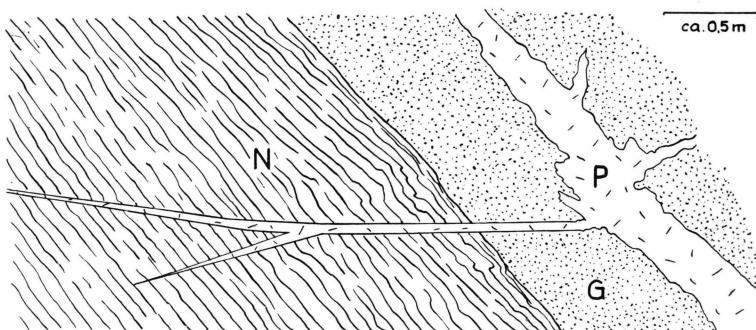


Fig. 38. Pegmatitische Restausscheidung (P) im Innern eines Granitlagerganges (G). Das Nebengestein (N) ist ein schiefriger Gneisquarzit. Caledonia Ø (Forsblads Fjord).



Fig. 39. Pegmatitader in schiefrigem Gneisquarzit. Linné Gletscher (Westseite, 1080 m Höhe).

5. Hydrothermale Spätbildungen.

In verschiedenen Teilen der ostgrönlandischen Kaledoniden haben hydrothermale Emanationen die spät- und postorogenen Bruchsysteme, Ruschelzonen und Kluftzüge infiltriert. Es handelt sich dabei nicht immer um die Derivate der spätkaledonischen Intrusivphase. So beweisen gerade die kretazisch-tertiären Syenit- und Basaltgänge in den Staunings Alper, dass auch in späterer Zeit Abkömmlinge eruptiver Zyklen im kaledonischen Rumpf Eingang gefunden haben.

Im Staunings Alper Massiv treten die meisten Hydrothermal-Imprägnationen und -Ausscheidungen im direkten Gefolge von roten Granitgängen auf. Solche Bildungen gehören sicher zum kaledonischen Zyklus. Rote Granite und assoziierte Hydrothermalprodukte bilden an verschiedenen Lokalitäten Ostgrönlands das Endglied in der Generationenfolge der spät- bis postorogenen Intrusiv-Granite. Eine derartige Spätgeneration habe ich bereits bei der Schilderung des Grejsdalens-Granit-Batholithen dargestellt (1953, S. 131—134). Im Grejsdalens wie in den Staunings Alper bleiben die roten Spätgranite auf die zentralen Teile des Intrusivkörpers beschränkt: Im Grejsdalens-Batholithen folgen sie einer prä-intrusiven, von den Hauptgraniten »verschluckten« Bruchzone. Aus dem Staunings Alper Massiv ist mir das Auftreten der Hydrothermalphase nur lückenhaft bekannt. Doch im wesentlichen sind die Imprägnationen hier auf einige N—S laufende Streifen im Massivinnern konzentriert. Möglicherweise besteht auch da ein Zusammenhang mit alten Rupturfugen.

A. Die roten Alkaligranite.

In der Regel schlagen die roten Spätgranite in scharf begrenzten Gangsystemen durch alle älteren Gesteine. Manchmal sind sie schlierig-diffus mit den weissen Graniten der »jüngeren Generation« vermengt. Ihre fleisch- bis ziegelrote Farbe verdanken sie den mit *Haematit* patinierten Alkalifeldspäten. Ihr Mineralbestand:

Kalifeldspat (Mikroklin-Perthit)	15—60 % vol.
Albit (0—10 % An)	7—25 %
Oligoklas (25—10 % An)	0—30 %
Quarz	17—30 %
Biotit (vorw. Chlorit)	1— 8 %
Muskowit (Serizit)	0— 8 %
(Apatit) (± Zirkon)	
(Rutil) (± Epidot)	
(Erz) (± Granat)	

B. Die Pegmatit- und Quarzgänge.

Im Zentrum der grösseren roten Granitgänge finden sich Nester und Adern von Quarz und Quarzpegmatit. Selbständige Quarzgänge sind selten. Ebenso treten Gänge von rotem Alkalifeldspat-Pegmatit nur untergeordnet auf.

C. Die hydrothermalen Imprägnationen.

Ruptur- und Kluftflächen im Massivinnern, aber auch Kontaktzonen am Massivrand können mit Bildungen der hydrothermalen Phase durchsetzt sein:

Bei der Imprägnation von Klüften ist das granitische Wandgestein einige Dezimeter tief gerötet. Die Plagioklase sind dabei vollständig albitisiert und mit *Haematit* bestäubt worden. In der Kluftbahn selber sind *Epidotmineralien*, *Kluftquarz*, *Kluftcalcit*, *Fluorit* u. a. ausgeschieden worden. Der Kluftrasen kann zu einer dichten Füllung verwachsen. Diese und auch das imprägnierte Wandgestein sind häufig schwach radioaktiv.

In der peripherischen Kontaktzone sind die kleinen Taschen und Apophysen im Dach der grösseren Intrusivmassen ab und zu reich an hydrothermalen Ausscheidungen und roten bis ockerfarbigen Zersetzungsprodukten. Schöne Erscheinungen dieser Art sind am Linné Gletscher (beim Camp) und auch im unteren Schaffhauserdalen (mündl. Mitt. Prof. E. Wenk) zu sehen. Die zweite Lokalität ist auf Fig. 25 abgebildet.

6. Zusammenfassung und petrogenetische Betrachtungen.

Im Staunings Alper Massiv treten die spät- bis postorogenen Intrusiv-Granite in drei altersverschiedenen Phasen auf:

- (1) Die Erstgeneration ist ein heterogenes Mischprodukt aus einem pegmatitgranitischen Zuschuss und dem aufgeschmolzenen und assimilierten Wirtgestein.
- (2) Die zweite Phase ist als fertiger Granitbrei intrudiert. Aus ihm haben sich lokal auch Aplit- und Pegmatitgänge abgespalten. Die Zweitgeneration baut vorwiegend den Massivmantel auf und entspricht dem ubiquitären spät- bis postorogenen Intrusiv-Granit im ostgrönlandischen Kaledon.
- (3) Eine Spätphase roter Granite und zugehöriger Hydrothermalbildungen durchsetzt das Massivinnere. Sie beschliesst den nachorogenen Intrusivzyklus.

Die drei Phasen bilden eine zeitliche und genetische Abfolge. Dabei sind die petrogenetischen Prozesse mannigfach. Ein Teil davon lässt sich aus dem anstehenden Gestein rekonstruieren. Zwar ist im erstarrten Gefüge nur ein Zustand aus dem ganzen Vorgang fixiert worden. Der andere Teil des Geschehens bleibt uns verborgen, gibt aber Anregung zu gedanklichen Extrapolationen. Das Resultat davon ist in einem Schema graphisch dargestellt (Fig. 40). Ich versuche darin die genetischen Beziehungen zwischen den Graniten der Phase 1 (= ältere Granit-Generation, vgl. S. 40—58) und der Phase 2 (= jüngere Granit-Generation, vgl. S. 58—76) wiederzugeben.

Ein grundsätzlicher Unterschied zwischen den beiden Generationen liegt in ihrem funktionellen Gefüge: Die *älteren Granite* pseudomorphosieren ihr Wirtsgestein. Sie bilden seine Struktur weitgehend ab. Sie sind in dem Raum, den sie heute noch einnehmen, entstanden. Fast überall formen diese heterogenen Gesteine ein »Amplatzgeföge« (SANDER 1948, S. 111, 185—203). — Die *jüngeren Granite* sind als vorgegebene Schmelze hochgestiegen. Sie sind in der Tiefe entstanden und von dort in den heute eingenommenen Raum eingeströmt. Sie bilden typische »Einströmungsgeföge« (SANDER 1948, S. 112, 185—203).

A. Die ältere Granit-Generation.

Die älteren Granite sind offensichtlich an Ort und Stelle geschaffen worden (volume-by-volume replacement). Sie sind das komplexe Produkt aus Stoffzufuhr, Assimilation und Umschmelzung. An ihrem Werden haben zwei Agenzien gearbeitet: (a) aus der Tiefe zugeführte schmelzflüssige Injektionen (*Entexis*, SCHEUMANN 1937, S. 405) und (b) exsudative Schmelzen aus dem Wirtsgestein selber (*Ektexis*, SCHEUMANN 1937, S. 405). Der Rest des Gesteinsmaterials besteht aus nicht oder halbverflüssigten Einzelkörnern und Kristallaggregaten des Wirtsgesteins.

Der pegmatitische Zuschuss¹⁾ aus der Tiefe ist der aktive Pulsator des ganzen Prozesses. Er stammt vermutlich aus der mobil gebliebenen Unterzone des synorogenen Migmatit-Stockwerkes. Sein Wirken begann mit dem »Durchspritzen« des erfassten Raumes (Injektionsmetamorphose im Sinne der »metamorphic-metasomatic diffusion theory« von RAMBERG 1956). Dabei wurde das Wirtsgestein durchweicht und

¹⁾ Das neutrale Wort Zuschuss ist von BACKLUND öfters verwendet worden. Ich schreibe es hier an Stelle eines der mit viel Kritiken belasteten Fachwörter wie: »Ichor« (SEDERHOLM 1926, S. 89), »Emanation« (COLLINS 1921, S. 180; QUIRKE 1927, S. 760; HOLMES 1937, S. 201—219; BACKLUND 1938, S. 182), »colonnes filtrantes« (TERMIER 1912, S. 592), »Chymogen« (HUBER und NIGGLI 1943, S. 90).

MASSIVINNERES

MANTEL

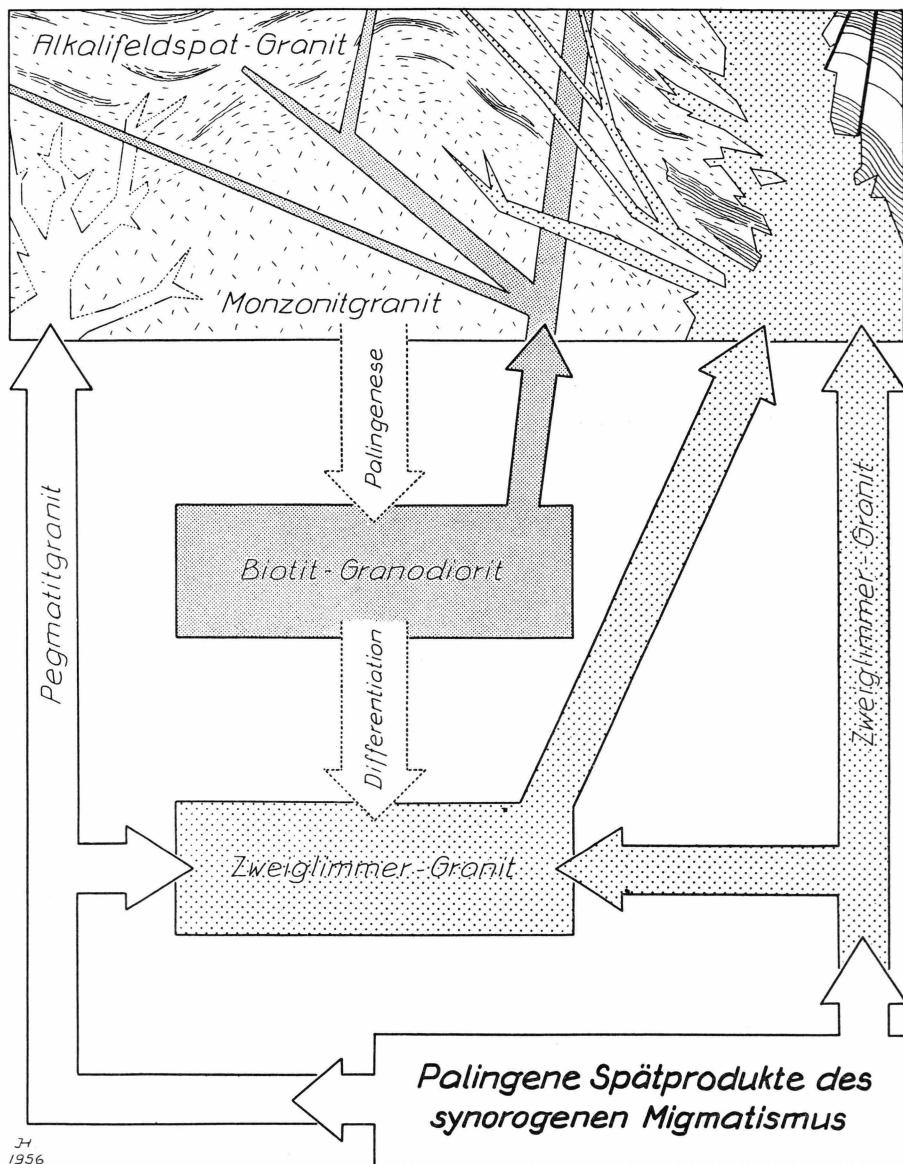


Fig. 40. Petrogenetischer Vertikalschnitt durch das Staunings Alper Massiv.
(Erläuterungen vgl. Text S. 96—101).

ging an, partiell zu zerfliessen (*Anatexis*¹⁾). Im tieferen Niveau wurde das influierte und mobilisierte Altmaterial vollkommen durchschmolzen (*Diatexis*²⁾), um schliesslich *in toto* verflüssigt in eine homogene Eruptivschmelze überzugehen (*Palingenese*³⁾). Der letzte Zustand ist im Massivinnern teilweise realisiert.

Wir stehen hier von einer progressiven Assimilation, die von der Injektionsmetamorphose unter steter Aufnahme von Festmaterial in die flüssige Phase (*Syntaxis*⁴⁾), zur Palingenese, führt.

Die älteren Granite sind nach der Gebirgsbildung *in situ* entstanden. Der Faltenbau in Nord-Scoresby Land ist dabei buchstäblich durchfressen worden. Es hat ein Platztausch an Ort stattgefunden. Die Baustoffe des neuen Gesteins entstammen zum grossen Teil dem aufgearbeiteten Autochthon (synorogenes Kristallin). Die ältere Granit-Generation hat auf diese Weise am Rande des »Zentralen Metamorphen Komplexes« einen batholithartigen Fremdkörper geschaffen. Ihr Verbreitungsraum stellt einen geologisch selbständigen, neuen Stoffkomplex dar.

Auf Seite 56 habe ich die Frage aufgeworfen, ob die polyschematischen Granite der älteren Generation mit ihrem Abbildungsgefüge überhaupt als »intrusiv« bezeichnet werden dürfen? — Die ältere Granit-Generation hat sich unter steter Assimilation durch den Gebirgsbau durchgeschmolzen. Oft geschah dies unter katathermalen Bedingungen. Die Art der Platzznahme ist gänzlich verschieden von der *in situ* Granitisation in den synorogenen Baukörpern: Jene vollzog sich unter mesothermalen Bedingungen. Die Stoffzufuhr, in Form einer molekulardis-

¹⁾ Anatexis (SEDERHOLM 1907, S. 89, 102) = regionales Zerschmelzen, partielles Wiederaufschmelzen und Umschmelzen eines präexistenten Felsuntergrundes (Gneisse) infolge Überschreiten der Schmelztemperatur. Sie bezeichnet eine höhere Potenz der Umwandlung als die Metamorphose. Sie entspricht weitgehend dem Begriff »Ultrametamorphose« (HOLMQUIST 1913, S. 244, 265).

²⁾ Diatexis (GÜRICH 1905, S. 249—250) = vollständige Einschmelzung, völliges Aufgehen im Schmelzfluss (Magma).

³⁾ Palingenese (SEDERHOLM 1907, S. 37, 102) = Wiedergeburt granitischer Magmen *in situ*, Neubildung magmatähnlicher Gesteine auf dem Wege der *Anatexis*.

⁴⁾ Syntaxis (LOEWINSON-LESSING 1899, S. 379) = jegliche Art der Aufnahme festen Materials in eine Gesteinsschmelze (Magma).

Anmerkung:

Einige der hier aufgeführten Ausdrücke waren wiederholt Gegenstand von Kontroversen. Man stritt um ihre Existenzberechtigung (NIGGLI 1942, 1946; READ 1944; ESKOLA 1948; u. a. m.). — Keines dieser Worte ist im strengen Sinne dem anderen gleich. Jedes bezeichnet einen ganz bestimmten Vorgang innerhalb des komplexen Geschehens metasomatischer Granitwerdung. Darum habe ich sie einander gegenübergestellt und erläutert.

personen Migration und Diffusion, erstreckte sich dort über lange Zeitspannen. Das erfasste Substrat erfuhr eine beträchtliche Volumvermehrung und führte dadurch aktive Fliessbewegungen aus. Die Zonen kontaktmetamorpher Einwirkung sind tausende von Metern mächtig (Regionalmetamorphose). — Darum erscheint mir die Bezeichnung »intrusiv« im Falle der älteren Staunings Alper Granite dennoch als richtig.

B. Die jüngere Granit-Generation.

Die jüngeren Granite durchsetzen die Erstgeneration und das Rahmengestein diskordant. Im Zusammenwirken mit grosstektonischen Zerrbewegungen haben sie sich zum Teil gewaltsam und aktiv aufstossend Raum geschaffen. Sie sind das Produkt einer homogenisierten Schmelzmasse. Ihr Stoffbestand ist vom Nebengestein weitgehend unabhängig. Die Kontaktbildungen am Rahmengestein sind unbedeutend. Im höheren Krustenniveau hat das Intrusivum keine nennenswerte Assimilationskraft besessen. Selbst sedimentäre Schollenkörper, die in den Kristallbrei eingesunken sind, zeigen nur geringe Umwandlungsspuren.

Die jüngeren Granite lassen sich in zwei altersverschiedene Gruppen aufteilen: die *Biotit-Granodiorite* und die später intrudierten *Zweiglimmer-Granite*. Die zweite Gruppe ist das dominierende Gestein, nicht nur im Mantel des Staunings Alper Massives, sondern in den spät- bis postogenen Granitarealen des ostgrönländischen Kaledons überhaupt.

Mineralogische und intrusiv-tektonische Befunde machen es wahrscheinlich, dass im Staunings Alper Areal die jüngeren Granite die direkten Palingenprodukte der älteren Generation sind. Ich habe diese Annahme im Schema Fig. 40 graphisch dargestellt und die vermutliche Genese der beiden Granitgruppen skizziert:

- (I) Die *Biotit-Granodiorite* sind im Mineralbestand einem Teil der *in situ* granitisierten Erstgeneration so ähnlich, dass sie als die unmittelbaren Palingenite dieser Typen zu betrachten sind.
- (II) Die *Zweiglimmer-Granite* sind stets jünger als die Biotit-Granodiorite. Ihr Chemismus ist kalibetont und ziemlich konstant. Die Schmelze der Zweiglimmer-Granite stammt vermutlich aus einem grösseren Kollektivherd. Dort in der Tiefe dürften auch Differentiationsvorgänge und Stoffverschiebungen stattgefunden haben. Zahlreiche unmittelbar aus den Graniten abgespaltene Gänge beweisen, dass zumindest lokal und im höheren Niveau pegmatoide Fraktionen abgeschieden wurden.

Als Indiz für eine latente Stoffsonderung im tiefen Gebirgsgrund können die roten Spätgranite und ihre hydrothermalen Nachzügler gedeutet werden. Eumagmatische Restausscheidungen aber sind diesen Spätbildungen fremd.

C. Bemerkungen zur Palingenese.

Auf Seite 38 ist die enge petrochemische Verwandtschaft der spät- bis postorogenen Intrusiva mit den synorogenen Migmatit-Graniten erwähnt. Im Hinblick auf das Gesamtgebiet der ostgrönländischen Kaledoniden habe ich die spät- bis postorogenen Intrusiv-Granite als palingene Spätprodukte des synorogenen Migmatismus bezeichnet.

In den Staunings Alper lassen sich in der Tat nur die *Biotit-Granodiorite* (der jüngeren Generation) als unmittelbare Palingenprodukte der Erstgeneration deuten. Die *Zweiglimmer-Granite* sind mit den Biotit-Granodioriten zwar genetisch und stofflich verwandt. Petrographisch gibt es kontinuierliche Übergänge zwischen beiden Typen. Aber die Zweiglimmer-Granite haben eine sie kennzeichnende und vom orogenen Granitoid-Zyklus (»Granite Series« READ, 1955) geprägte Weiterentwicklung erfahren: Sie wurden einheitlich reich an Kalium. Für BACKLUND (1938, S. 194) ist dies das spezifische Merkmal des »spättektonischen Granitaufstieges¹⁾. Im weiteren sind die Zweiglimmer-Granite im Gebirgsbau derart verteilt, dass der Ort ihrer Entstehung als ein grossflächiger, tief unter dem synorogenen Migmatit-Stockwerk lokalisierter Schmelzraum zu denken ist. Ob auch andernorts die Palingenese wie im Staunings Alper Areal immer den Weg über eine *in situ* granitierte Erstgeneration genommen hat, bleibt fraglich. Im Andréas Land (Grejsdalens-Batholith) und im Granitareal West-Fräenkels Land—Goodenoughs Land gibt es verschiedene Anzeichen dafür. Die Verhältnisse in den Staunings Alper zeigen jedenfalls instruktiv eine konkrete Möglichkeit palingener Granitwerdung.

¹⁾ Kali-Vormacht im Chemismus spät- und nachorogener Granite ist in zahlreichen Gebirgsketten nachgewiesen worden: *Svecofenniden* (WAHL 1937, BACKLUND 1943, NIGGLI 1946, SIMONEN 1948); *Gotokareiden* (BACKLUND 1943); *Präkambrische Gebirge*, Nigeria (KING and DE SWARDT 1949), Süd-Afrika (COETZEE 1941); *Kaledonische Gebirge*, Nordwest-Irland (PITCHER 1953); *Variszische Gebirge*, Südschwarzwald (HOENES 1949); *Alpidische Gebirge*, Himalaya (MISCH 1949); u. a. m.

Die möglichen Ursachen der Kalianreicherung fasst READ (1955, S. 425) wie folgt zusammen: »BACKLUND (1943) proposes that it results from differential mobilization; magmatists consider it to arise during the normal course (whatever that may be) of crystallization differentiation; other workers suggest that potash is derived from the sediments undergoing granitization; it could be suggested, too, that soda for the early terms likewise comes from the country rocks. There is a variety of choice.«

Weitere Gedanken zur Granitentstehung im Ablauf der kaledonischen Orogenese werde ich im »Zentralen Metamorphen Komplex« Teil III. diskutieren.

IV. Die spät- bis postkaledonischen Lamprophyre.

Lamprophyrische Gesteine sind im Gebiet des Kartenblattes Staunings Alper — Forsblads Fjord sehr verbreitet. Die Powersite von der Südküste des Segelsällskapets Fjordes (Coll. C. E. Wegmann) hat RITTMANN (1940 a) petrographisch charakterisiert.

Die Untersuchungen des Sedimentareales von Nord-Scoresby Land und Lyells Land durch FRÄNKL (1953 b) und SOMMER (1957) ergaben weitere Fundorte solcher Gänge an der Nordküste des Segelsällskapets Fjordes und im Alpefjord. Bei den Kartierungsarbeiten zur vorliegenden Arbeit konnte ich einen grösseren Schwarm lamprophyrischer Gänge im Gebiet des innersten Forsblads Fjordes (Tærskeldal, Højedal) feststellen.

Bereits RITTMANN (1940 a, b) hat den lamprophyrischen Gangsteinen im inneren Fjordgebiet sicher spät-kaledonisches Alter zugeschrieben. Seine vorwiegend auf petrographischen und petrochemischen Studien fundierte Datierung kann durch den neueren Feldbefund bestätigt und präzisiert werden. Das Auftreten der Lamprophyre ist stets an die spät- bis postorogenen Störungssysteme und deren unmittelbare Nachbarschaft gebunden. Oft benützen die Gänge die Störungsflächen direkt als Intrusionsbahn. Einige sind dabei von Spätbewegungen innerhalb dieser Störungen postintrusiv kataklasiert worden. Die älteren Typen zeigen eine parakristalline Verknetung mit plastisch deformierten Gneissen, andere finden sich phlebitisch mit gleichaltrigen Apliten und Pegmatiten verfaltet. Die jüngeren Typen sind von späteren Bewegungen weitgehend unberührt geblieben; ihre Verbreitung beschränkt sich auf das Sedimentareal im Norden und Nordwesten des Staunings Alper Massives.

Die beiden Gangtypen unterscheiden sich auch im Stoffbestand: Die älteren Lamprophyre besitzen dioritischen Charakter, die jüngeren syenitischen. Dass diese petrographische Gliederung für alle Lamprophyre im kaledonischen Raum von Zentral-Ostgrönland Gültigkeit besitzt, darf auf Grund der bisherigen Untersuchungen vermutet werden. Die dioritischen Lamprophyre scheinen Nachzügler der synorogenen migmatischen Aktivität zu sein; bei den syenitischen handelt es sich eher um Abkömmlinge der spät- bis postorogenen Intrusiv-Granite. Besteht schon zwischen den synorogenen Migmatiten und den ihnen palingenen Spätprodukten, den Intrusiv-Graniten, eine enge Verwandtschaft, so gilt das noch mehr für die basischen Derivate. Eine eingehende Diskussion dieses Problems, unter Berücksichtigung des gesamten



Fig. 41. Lamprophyrischer Gangschwarm im Tærskeldal. Im Vordergrund links Seeabfluss. Die Gänge sind durch Retusche etwas hervorgehoben (Flugbild).

kaledonischen Raumes, folgt im Teil III. — Die Lamprophyre des Kartenblattes und ihr geologisches Auftreten seien daher an dieser Stelle bloss kurz geschildert.

1. Die älteren Lamprophyre.

Die älteren Lamprophyrgänge mit Spuren spätkaledonischer Deformation konzentrieren sich auf das Gebiet des innersten Forsblads Fjordes.

A. Der lamprophyrische Gangschwarm im Tærskeldal.

Nordöstlich des Sees durchsetzen die älteren Lamprophyre in grosser Zahl und teils als mächtige Gänge ein Areal von mehreren km² (Fig. 41). Die bevorzugte Streichrichtung der Gänge ist E—W, eine kleinere

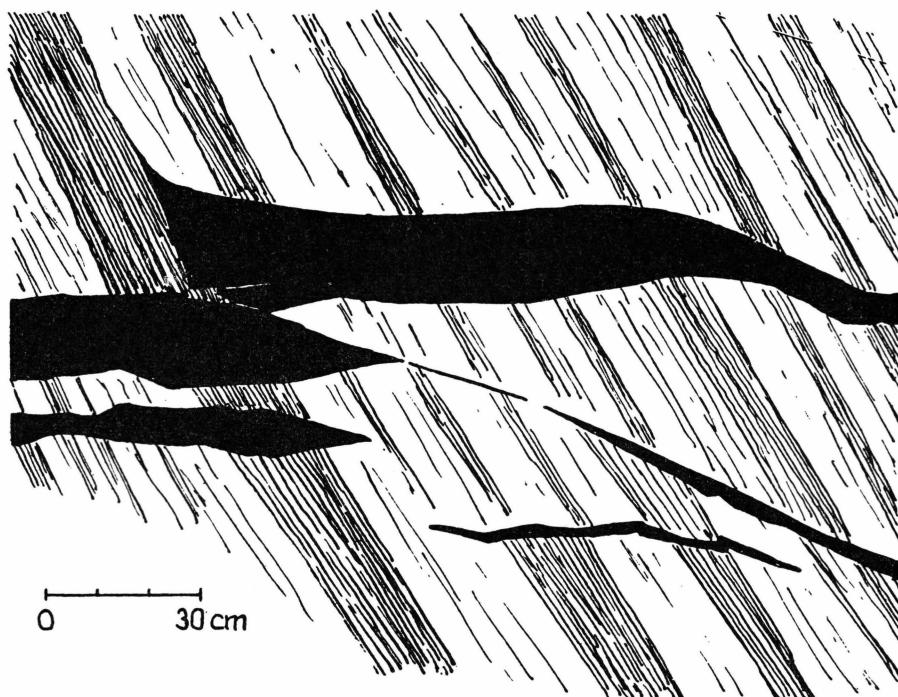


Fig. 42. Lamprophyrgänge in prä- und syn-intrusiven Rupturfugen. Migmatitverband Tærskeldal, 1,5 km NE Seeabfluss (720 m Höhe).

Anzahl verläuft NE—SW. Die Lamprophyre stecken hier hauptsächlich in einem Verband synorogener Granite und Migmatitgneisse. Sie bilden diskordante, vorwiegend saigere Gänge von 0,5 bis 10 m Mächtigkeit. Im Klein- und Mittelbereich zeigen sie oft konkordantes Verhalten. Lagergänge und Gänge gehören ein und demselben Gangsystem an. Häufig sind Verstellungen im Dezimeterbereich zu beobachten, wobei die Dislokationsfläche selber von benachbarten Gangsystemen wiederum als Intrusionsbahn benutzt wird. Bezogen auf den gesamten Gangschwarm sind solche Rupturen synintrusiv (Fig. 42). Eine weitere Erscheinung synintrusiver Kleinbewegung manifestiert sich in der oft plastischen Verkneterung des lamprophyrischen Gangmaterials mit den injizierten Gneissen. Eine gewisse Assimilation und Durchweichung des Wandgestein ist dabei unverkennbar (Fig. 43). Intrusionsbilder letzterer Art sind auch von Pegmatitgängen im Bereich des Migmatit-Stockwerkes bekannt (vgl. HALLER 1953, S. 136—138, Fig. 43).

Der lamprophyrische Gangschwarm im Tærskeldal ist in petrographischer Hinsicht sehr einheitlich. Es sind durchwegs Biotit-Horn-

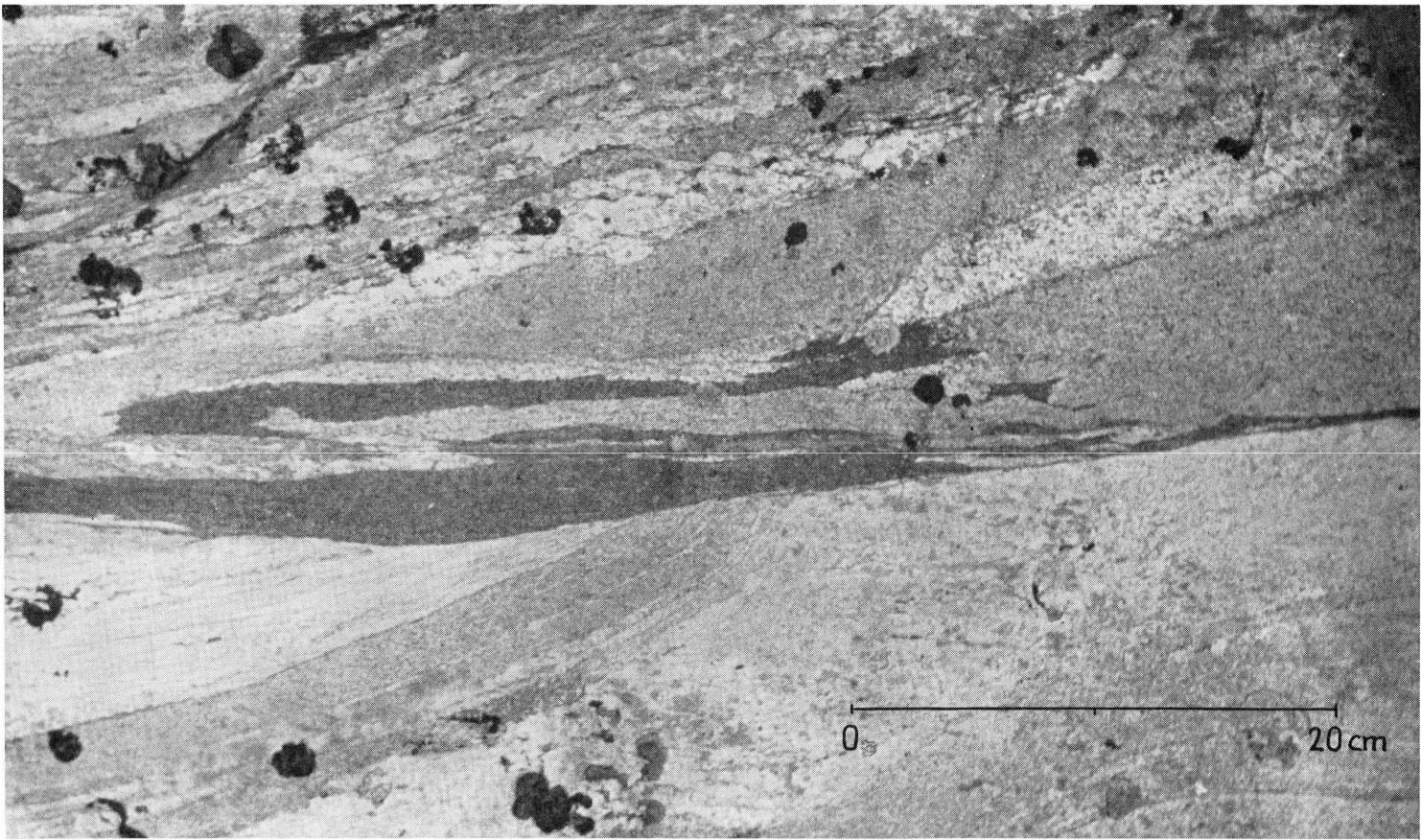


Fig. 43. Plastische Verknetung des lamprophyrischen Gangmaterials mit den injizierten Gneissen. Tærskeldal, 1,5 km NE Seeabfluss.

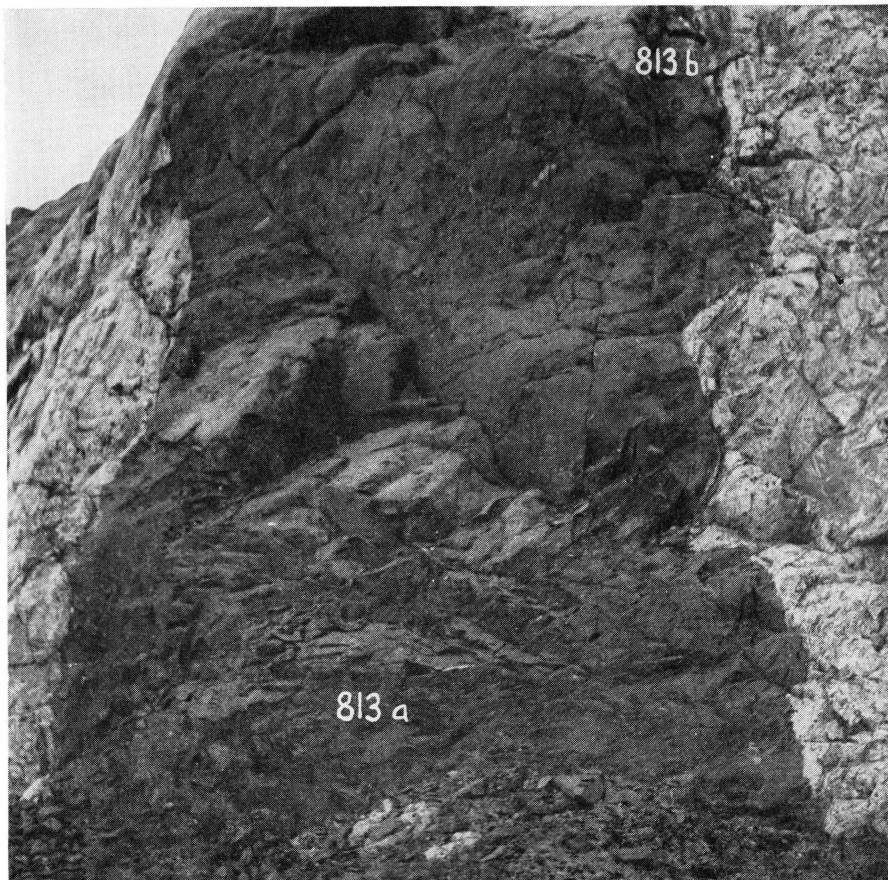


Fig. 44. Lamprophyrygang mit odinitischer Randfacies. Tærskeldal (1 km nördlich Seeabfluss).

blende-Spessartite. In Gängen von mehr als einem Meter Mächtigkeit zeigt das Gestein der Gangmitte oft eine grob- bis mittelkörnige, lepidoblastische Struktur mit *Hornblende*-Einsprenglingen. Die Randpartien sind feinkörnig bis dicht. Sie besitzen zum Teil ein odinitisches Salband.

Die folgenden zwei Proben sind einem rund 3 m mächtigen, saigeren Lamprophyrygang im Tærskeldal (ca. 1 km nördlich des Seeabflusses, 720 m Höhe) entnommen (vgl. Fig. 44):

1 a) *Biotit-Hornblende-Spessartit* (JH 813 a).

Grob- bis mittelkörniges, grünes Gestein aus der Gangmitte von nemato- bis lepidoblastischer Struktur mit *Hornblende*-Einsprenglingen.

Hornblende (gewöhnliche)	56 % vol.
Biotit	30 %
Plagioklas (basischer Oligoklas bis Andesin)	6 %
Alkalifeldspat (Albit, Orthoklas ¹⁾)	5 %
Quarz	3 %
(Apatit)	
(Zirkon)	

1 b) *Biotit-Hornblende-Spessartit (JH 813 b).*

Dichtes bis feinkörniges, grünschwarzes Gestein der Randfacies von nematoblastischer Struktur und leicht schiefriger Textur.

Hornblende (gewöhnliche)	72 % vol.
Biotit	18 %
Plagioklas (Oligoklas bis Andesin)	10 %
(Erz)	
(Zirkon)	

B. Die kataklastischen Lamprophyre im unteren Højedal.

Wo das Højedal steil ins innerste Fjordbecken abfällt, sind in der Schlucht zwei grosse, mit ca. 40° gegen Osten fallende Scherflächen aufgeschlossen (vgl. S. 122). Sie trennen den tieferen Migmatitverband von Ismarken von schwächer umgewandelten Gneissen des inneren Fors-blads Fjordes. Zusammen bilden die beiden Dislokationsbahnen die südliche Fortsetzung der grossen Störungslinie Kap Buxtorf-Kap Hedlund (Kempes Fjord)-Rhedins Fjord.

Besonders im Bereich der tieferen, im Flussbett sichtbaren Scherfläche sind Lamprophyre mehrere Meter mächtig konkordant in die Scherfläche intrudiert und lagig ausgebildet. Die Störung wurde vom Schmelzfluss als Förderbahn benutzt.

Das Ganggestein ist durchwegs stark brecciös und kataklastisch. Intensiv deformierte bis mylonitierte Gneisse bilden das Nebengestein. Gangmylonite und mobile Quarzschnüre durchdringen in centimeter-dicken Gängchen die kataklastischen Lamprophyre (Fig. 45). Petrographisch handelt es sich um die gleichen Spessartite wie sie oben vom Tærskeldal geschildert sind.

Die Platznahme der Lamprophyre im Bewegungsraum der Störung hat sicher nach der Hauptdislokation stattgefunden. Die oft durchgreifende Kataklase des Ganggesteins und das Auftreten jüngerer Gangmylonite weisen auf weitere syn- bis postintrusive Bewegungen hin. Die Lamprophyre nehmen hier eine ähnliche Stellung ein wie die Intrusiv-Granite innerhalb der Junctiondal-Störung im Andréas Land (vgl. HUBER 1950, S. 22; HALLER 1953, S. 120).

¹⁾ S. Anmerkung S. 46.



Fig. 45. Kataklastische Lamprophyre (L) von Gangmylonit und Quarzschnüren durchdradert. Schlucht im unteren Højedal (300 m Höhe).

C. Die remobilisierten Lamprophyre im oberen Højedal.

Im oberen Højedal zweigt zwischen beiden Seen ein kleines Tal gegen Norden ab. Dort sind auf 1100 m Höhe lamprophyrische Gesteine komplexer Genese zu beobachten. In einem Verband mesokrater, flasriger Biotit-Oligoklas-Gneisse finden sich als jüngere diskordante Einlagerungen sowohl Fragmente lamprophyrischer Gänge als auch Alkalifeldspat-Aplite und -Pegmatite. Die Skizze Fig. 46 gibt die Verhältnisse etwas vereinfacht wieder:

Die Gneisschollen (a) sind feingebändert und meist in Richtung ihrer s-Flächen elongiert. Sie repräsentieren Überbleibsel des Altverbandes und gehören zweifellos in die grosse Gruppe der synorogenen Migmatitgneisse. Ihre einheitliche Textur verläuft dem Streichen des nahen Wandgesteins parallel.

Die bizarren verwinkelten Schmitzen lamprophyrischen Gesteins (b) durchsetzen die alten Gneisse (a) meist diskordant. Vermutlich sind es Fragmente von ursprünglich mehr oder weniger geradlinigen Gängen.

Ein roter Alkalifeldspat-Aplit (c) umschliesst als jüngere Intrusivmasse Gneisschollen (a) und Lamprophyre (b). Am Kontakt zum Primärgestein treten Säume, Adern und Knauern von weissem Alkalifeldspat-Pegmatit (d) als Salbandbildung auf. Die pegmatitischen Bänder umschließen und durchfahren die Gneisschollen und lamprophyrischen Gangfragmente in gleicher Weise und unterschiedslos. Die aplitisch-pegmatitische Injektion ist daher als jüngste Komponente dieses Kontaktbildes zu betrachten.

Bei ihrem Eindringen hat die aplitisch-pegmatitische Intrusion den älteren Lamprophyr partiell aus seinem Lagerungsverband gelöst. Stellenweise ist es offensichtlich auch zu einer intensiven plastischen Verformung und Knitterung des dunklen Ganges gekommen. Ob die sekundäre Durchweichung und selektive Verpflanzung den Lamprophyr auch stofflich verändert hat, konnte an diesem einzigen Aufschluss nicht entschieden werden.

Gegenüber den oben erwähnten Lamprophyren aus dem Tærskeldal zeigen diese remobilisierten einzig einen höheren Gehalt an salischen Komponenten; als Beispiel sei die Probe JH 817 b angeführt:

2) Hornblende-Spessartit (JH 817 b).

Feinkörniges, melanokrates Ganggestein von nematoblastischer Struktur. Am Kontakt zum primären Nebengestein besitzt es dichte Randfacies.

Plagioklas (mittl. Oligoklas, wenig Albit)	40 % vol.
Quarz	19 %
Hornblende (gewöhnliche)	30 %
Biotit	6 %
Apatit, Titanit	3 %
Erz (Magnetit)	2 %
(Calcit)	
(Zirkon)	

Der Vollständigkeit halber sind im folgenden auch die übrigen Gesteinstypen des geschilderten Aufschlusses Fig. 46 knapp charakterisiert:

Hornblende-Biotit-Oligoklas-Gneis (JH 817 a).

Mesokrater, flasrig-gebänderter Migmatitgneis, Wirtgestein des Lamprophyrs, jetzt als Schollen in der aplitisch-pegmatitischen Intrusivmasse.

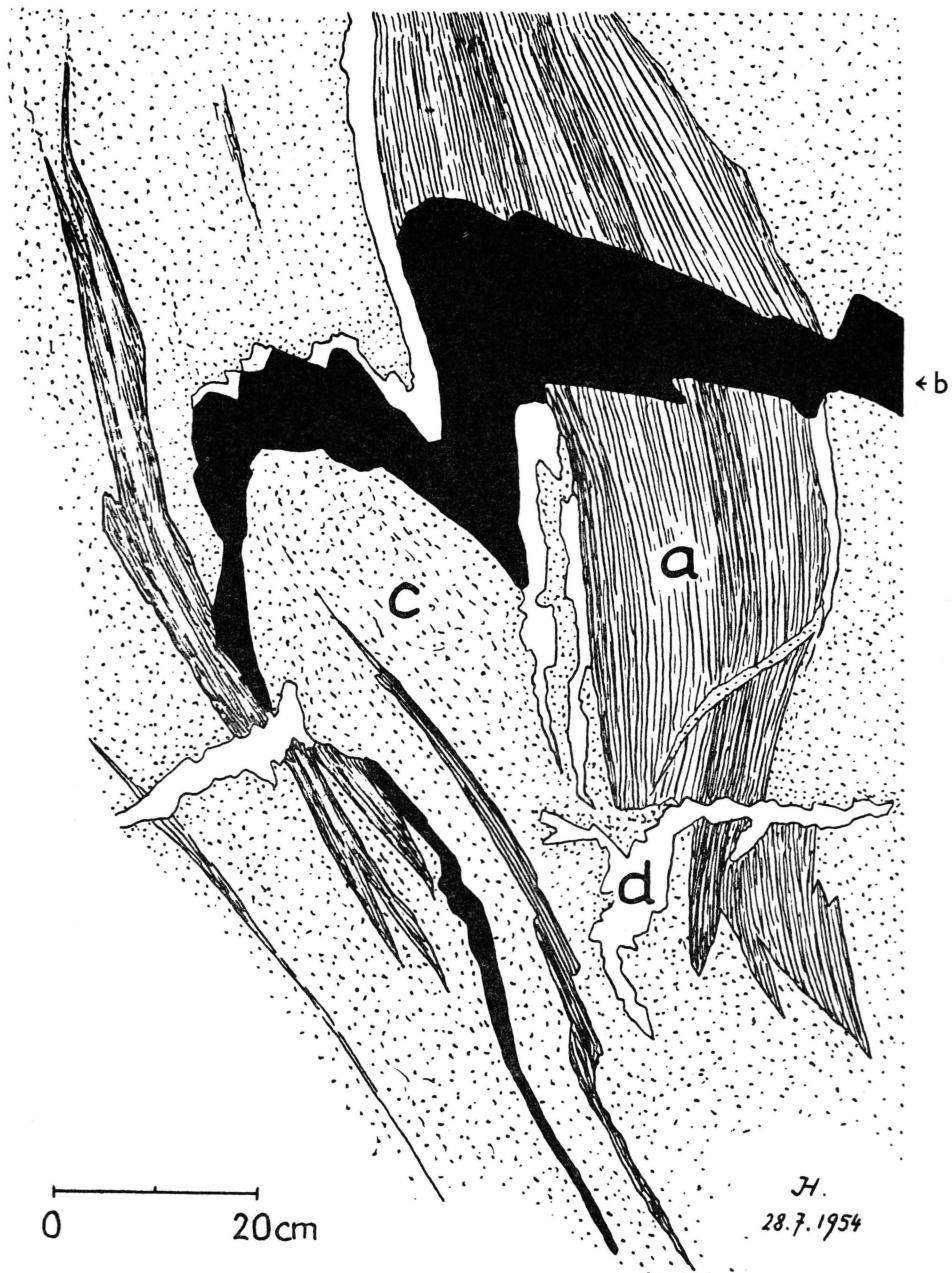


Fig. 46. Remobilisierter Lamprophyr (Metabasit) im oberen Højedal. Die Figur ist im Text erläutert, vgl. S. 108.

Plagioklas (saurer Oligoklas mit Myrmekit)	30 % vol.
Alkalifeldspat (Orthoklas ¹⁾)	21 %
Quarz	15 %
Biotit	15 %
Hornblende (gewöhnliche)	10 %
Klinozoisit	4 %
Apatit	3 %
Titanit	2 %

Rötlicher Alkalifeldspat-Aplit (JH 817 c).

Granitischer Aplit von gleichmässig mittelkörnig-granoblastischer Struktur.

Alkalifeldspat (Mikroklin- und Mikroperthit)	57 % vol.
Plagioklas (mittl. Oligoklas, Myrmekit-Bildung)	12 %
Quarz	25 %
Biotit	4 %
Epidot, Erz	2 %

Weisser Alkalifeldspat-Pegmatit (JH 817 d).

Quarzreiches, grobkörniges Reaktionsprodukt von pegmatitischer Struktur.

Alkalifeldspat (Mikroklin- und Mikroperthit)	35 % vol.
Plagioklas (mittl. Oligoklas, Myrmekit-Bildung)	8 %
Quarz	55 %
Biotit	2 %

2. Die jüngeren Lamprophyre.

Die Lamprophyre der Region Segelsällskapets Fjord—Alpefjord durchschlagen als meist saigere Dykes von Dezimeter- bis Meter-Mächtigkeit die Sedimente der Eleonore Bay Formation. Verstellung und Kataklase sind ihnen fremd. Wo solche Tektonisierung dennoch auftritt, lässt sie sich auf postkaledonische Bewegungen zurückführen.

Nicht selten führen die Ganggesteine millimeter- bis centimeter-grosse Xenolithen von Quarzit und Granit. Derartige Fragmente des Untergrundes müssen von den lamprophyrischen Schmelzflüssen aus beachtlicher Tiefe empor getragen worden sein, nach den Schätzungen WEGMANN's (RITTMANN 1940 a, S. 152) aus über 2000 m.

Den jüngeren Lamprophyren ist sodann ein syenitischer Charakter gemeinsam, wobei Minetten und Prowersite (Olivin-Minetten) die dominierenden Typen stellen.

A. Die Minetten im Alpefjord und am Linné Gletscher.

Auf der Westseite des Alpefjordes hat E. FRÄNKEL im Spätsommer 1950 bei seiner stratigraphischen Aufnahme der Unteren Sandig-tonigen

¹⁾ S. Anmerkung S. 46.

Serie (= »Alpefjord Serie«) halbwegs zwischen Schaffhauserdalen und Kap Mæchel saigere Dykes von epidotreichen Lamprophyren festgestellt. Die Vorkommen sind jedoch in seiner Publikation (1951) nicht erwähnt. Eine nachträgliche Untersuchung dieser Proben ergab folgenden mikroskopischen Befund:

1) *Epidotreiche Minette (F 021).*

Feinkörniges, feldgrau-grünes Gestein mit makroskopisch erkennbaren kleinen hellen Flecken von Epidot-Klinozoisit. Nematoblastische Struktur.

Alkalifeldspat (vorw. Albit)	40 % vol.
Quarz	2 %
Hornblende (aktinolithische)	17 %
Chlorit	10 %
Biotit	5 %
Epidot-Klinozoisit (vorw. Pistacit)	15 %
Titanit	7 %
Calcit	2 %
Erz (Magnetit)	2 %

Ein lamprophyrisches Gestein von fraglicher Genese traf ich am Linné Gletscher (am Sporn zwischen dem ersten und zweiten Seiten-gletscher gegen Westen). In einem Schollenkomplex metamorpher Quarzitschiefer, in unmittelbarer Nähe des Granitkontaktes, bildet es eine mehrere Dezimeter mächtige Lage.

Das Gestein besitzt etwas schiefrige Textur und lamprophyrischen Habitus. Sein Mineralbestand, vor allem der Gehalt an Sillimanit, weist auf eine viel höhere Metamorphosestufe hin als sie dem Wirtgestein eigen ist. Es ist somit kaum anzunehmen, dass dieser Mineralbestand an Ort und Stelle gebildet worden ist. Das Gestein darf daher trotz der fraglichen Lagerungsverhältnisse als Ganggestein betrachtet und unter Vorbehalt in dieser Gruppe angeführt werden:

2) *Zweiglimmer-Minette (JH 893 a).*

Feinkörniges, schwarz-grünes Gestein mit Biotit-Einsprenglingen und lepidoblastischer Struktur. Die Glimmer zeichnen eine Paralleltextur ab.

Alkalifeldspat (Albit)	5 % vol.
Quarz	16 %
Biotit	40 %
Chlorit	5 %
Muskowit-Serizit	25 %
Sillimanit	7 %
Erz	2 %

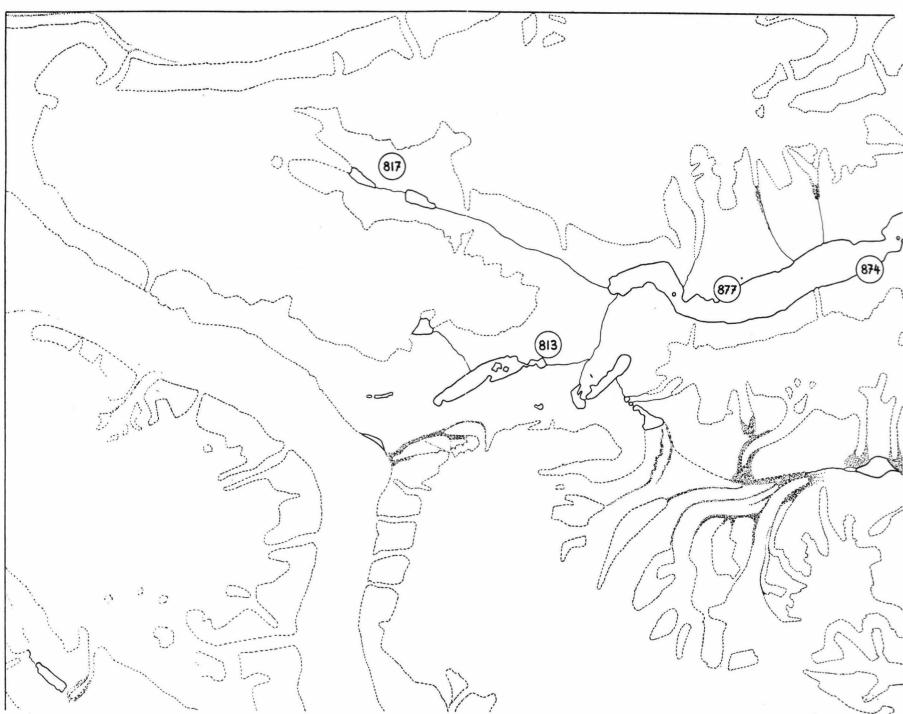


Fig. 47. Fundortkarte aller im Text erwähnten Gesteinsproben. Die mikroskopisch untersuchten Proben sind mit Kreisen, die chemisch analysierten mit Doppelkreisen eingetragen.

B. Die Augit-Minetten am Nord- und Südufer des Segelsällskapets Fjordes.

Von der Südküste des Segelsällskapets Fjordes hat RITTMANN (1940 a, S. 151—152) eine ganze Reihe lamprophyrischer Gänge untersucht und sie als sehr gleichmässig ausgebildet befunden:

3) *Powersite (W 43—69).*

Dunkelgraue, rostig verwitternde Minetten von sehr feinem Korn.

Alkalifeldspat (Orthoklas ¹), Albit	48 % vol.
Biotit	24 %
Augit (farbloser)	22 %
Apatit, Erz	6 %
Calcit (sekundär)		

Lamprophyre von ähnlichem Habitus sind in neuerer Zeit von SOMMER (1957) auch an der Nordküste des Fjordes festgestellt worden.

¹⁾ S. Anmerkung S. 46.

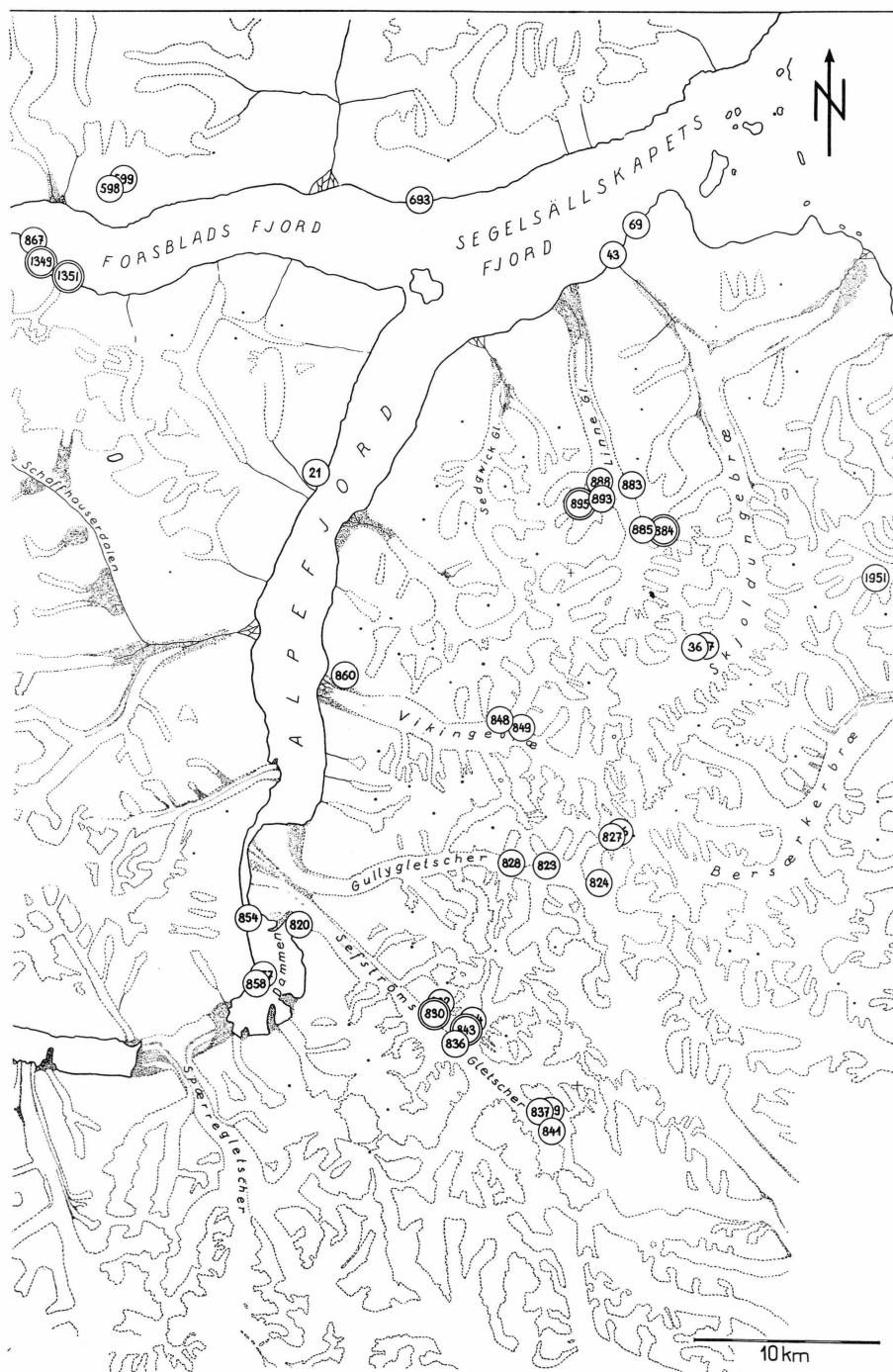


Fig. 47.

Als Beispiel sei die Probe S 693 angeführt. Sie entstammt einem Gang von der Westseite des Berzelius Bjerg inmitten des Schichtverbandes Nr. 4 der Quarzit Serie.

4) *Augit-Minette (S 693).*

Feinkörniges bis dichtetes, grau-schwarzes Gestein mit Talkpseudo-morphosen nach Olivin; reich an millimeter- bis centimetergrossen Xenolithen (Quarz, Feldspat und Kornaggregate dieser beiden Minerale) und Mandeln (Calcit-Albit).

Alkalifeldspat (vorw. Orthoklas ¹⁾ selten Albit)	38 % vol.
Olivin (vollst. umgewandelt zu Talk)	10 %
Diopsid-Augit (partiell uralitisiert u. chloritisert)	15 %
Biotit	20 %
Chlorit	5 %
Epidot	2 %
Calcit (primär als Vacuolenfüllung)	6 %
Erz (Magnetit)	4 %
(Apatit)	

V. Die postkaledonischen Ganggesteine im Alpefjord und in den Stauning Alper.

Die als postkaledonische Ganggesteine bezeichneten Eruptiva durchsetzen den Gebirgsbau als saigere Dykes. Sie sind nach Abschluss des Orogenzyklus eingedrungen. Einige davon, vor allem die basaltischen und die syenitischen, sind zweifellos dem kretazisch-tertiären Kraton-Vulkanismus²⁾ zuzurechnen. Andere könnten auch Abkömmlinge der devonisch-karbonischen Eruptivtätigkeit sein.

Ganggesteine dieser Art sind im kaledonischen Raum nicht häufig. Sie sind meistens an bestimmte reaktivierte Störungszonen gebunden. Ihre Datierung ist immer problematisch. In der Regel fehlt eine direkte

¹⁾ s. Anmerkung S. 46.

²⁾ Der kretazisch-tertiäre Vulkanismus besitzt eine weite laterale Verbreitung über das gesamte heute eisfreie Gebiet von Zentral-Ostgrönland, von der Aussenküste bis zu den innersten Nunatakkern und von der Insel Shannon im Norden bis Kangerdlugssuaq im Süden (vgl. HALLER 1956 a, Fig. 44, S. 111). Die Eruptionen zeigen nach RITTMANN (1940 a, b) alle Merkmale eines Kraton-Vulkanismus.

Die assoziierten Plutone und Subvulkane beschränken sich auf wenige eng begrenzte Gebiete (Kap Broer Ruys, Kap Parry, Kap Simpson, Werner Bjerge, Lilloise Bjerge, Kangerdlugssuaq). Die Intrusionen haben sicher post-senonisches Alter.

Die basaltischen Schmelzen haben in Form von Decken, Strömen, Lagergängen und Dykes ein weit ausgedehntes Areal überdeckt und durchsetzt. An der Blosseville Kyst konnten sie als post-eocänisch, eventuell post-miocänisch datiert werden. Die Basaltformation Ostgrönlands gehört in ihrer Gesamtheit zur Brito-arktischen Provinz.

Beziehung zu den petrographisch äquivalenten und stratigraphisch belegten Vorkommen an der Aussenküste.

Die im Staunings Alper Areal auftretenden jungen Gänge können mit entsprechenden kretazisch-tertiären Eruptivsuiten im östlichen Scoresby-Land (Store Blydal, Werner Bjerge, Ørsteds Dal, Oksedal, Pictet Bjerge, etc.) unmittelbar verglichen werden. Denn von dort her greifen auch einige Gänge quer über die »Staunings Alper Verwerfung« (vgl. S. 136) und durchschlagen das kaledonische Sediment- und Granitareal. Obwohl bis jetzt nur im Alpefjord und in den Syltöppene solche Gänge gefunden wurden, steht es ausser Zweifel, dass sie auch das Innere des Staunings Alper Massives durchfahren. So führen die Moränen des Schuchert Gletschers (Westseite), des Skjoldungebræ und des Linné-, Sedgwick- und Sefströms Gletschers unter den Geschieben aus dem Granitareal ab und zu auch solche von offensichtlich jungen Basalt-, Porphyrr- und Porphyrit-Dykes.

Die von Prof. E. Wegmann 1934 (Koch 1955, S. 455) am Skjoldungebræ, Linné- und Sedgwick Gletscher gesammelten Geschiebe hat RITTMANN (1940 a) petrographisch sehr sorgfältig bearbeitet. Aus der Westmoräne des Schuchert Gletschers hat Prof. P. Bearth im Sommer 1954 einige Porphyrr- und Syenitproben mitgebracht. Auch im folgenden Jahr sind im Rahmen der Prospektierungsarbeiten in den Werner Bjerge zahlreiche Proben junger saurer Ganggesteine in den Moränen am Staunings Alper Ostrand gesammelt worden.

A. Saure bis intermediäre Ganggesteine.

a. Erzführende Quarzgänge.

Am Westufer des Alpefjordes, 7,5 km NNE Schaffhauserdalen, hat FRÄNKEL (1954, S. 9) einen Schwarm *Pyrit* und *Bleiglanz* führender *Quarzgänge* getroffen. Die Gänge streichen ungefähr N—S. Ihre Breite variiert zwischen wenigen Centimetern und einem Meter.

In einem Rapport¹⁾ über diese Vorkommen gab FRÄNKEL noch folgende Details: Die im Ganginnern eingesprengten Sulfiderze (vorwiegend PbS) bilden fingerbreite Schmitzen und Linsen von einigen Centimetern bei Dezimetern Länge. Ist das Nebengestein nicht ein bankiger Quarzit, sondern ein Schiefer, so wird dieses am Kontakt mit Bleiglanz und Malachit imprägniert.

Einige Gänge besitzen karbonatreiche Salbänder. Ferner wurde auch ein selbständiger Karbonatgang, der die Quarzgänge spitzwinklig quert, festgestellt.

Vom Südfuss des Damslottet erwähnt FRÄNKEL sodann noch einen

¹⁾ Feldrapport vom 22. 9. 1950 zu Händen der Expeditionsleitung.

einzelnen Erzgang mit der Paragenese *Bleiglanz*, *Zinkblende*, *Pyrit* und *Kupferkies*.

Die erzführenden Quarzgänge im Alpefjord stehen vermutlich mit den prä-basaltischen Gangschwärmen in Ost-Scoresby Land (vgl. WITZIG 1954, S. 22—23) in direkter Beziehung. Ein Beweis dafür fehlt allerdings.

b. Porphyre und Porphyrite.

1) *Hornblende-Syenitporphyr* (FA 1951).

FRÄNKL (1953 b, Tf. 1) hat am Flødegletscher, im Sedimentareal zwischen Skjoldunge- und Bersærkerbræ, einen grösseren Syenitgang eingezeichnet. Es handelt sich um ein rötlich-grau feingesprenkeltes Gestein mit 3 bis 5 mm langen Hornblende-Einsprenglingen. Ich habe später eine Probe davon mikroskopiert:

Mineralbestand:

Orthoklas	48 %	vol.	} z. T. Ein-sprenglinge
Plagioklas	20 %		
Hornblende	10 %		
Chlorit	12 %		
Quarz	5 %		
Epidot	3 %		
Erz	2 %		
(Apatit, Titanit, Calcit)			

Struktur:

holokristallin porphyrisch.

Orthoklas¹⁾ bildet einige grosse hypidiomorphe Einsprenglinge. Er ist mit *Haematit*staub kräftig pigmentiert und zum Teil auch mit farblosen Glimmerschüppchen gefüllt. Er findet sich auch xenomorph verwoben in der Grundmasse.

Der Plagioklas formt zonare, dicktafelige Einsprenglinge von *Oligoklas-Albit*. Er ist ebenfalls mit Mikrolithen gefüllt und rötlich pigmentiert.

Die idiomorphen, langprismatischen Hornblende-Einsprenglinge zeigen den folgenden Pleochroismus: $n\alpha$ = lichtes Beige, $n\beta$ = lederbraun, $n\gamma$ = beige. Ihre Auslöschungsschiefe liegt zwischen 14 und 19°. Viele Stengel sind von Chlorit umwachsen. Dieser ist schwach pleochroitisch (farblos bis bläulich-grün) und besitzt blaue bis violette Interferenzfarben.

Quarz tritt in der Regel nur in Kornwickeln auf. Manchmal bildet er auch kranzartige Aggregate um die Plagioklase.

Epidot gibt es als Einzelkörper, häufiger aber als kleine Kornklumpen in Gesellschaft von Hornblende und Chlorit.

¹⁾ S. Anmerkung S. 46.

2) *Biotit-Syenitporphyr (JH 860).*

Oberhalb unseres Lagerplatzes an der Mündung des Vikingebræ durchschlagen einige Syenitgänge die Sedimente der Unteren Eleonore Bay Formation. Der mächtigste Gang ist 10 m breit und führt über nussgrosse Xenolithen von rotem Granit. Das Ganggestein hat ein fein-gesprengt graues Aussehen und wittert braun an. Biotit-Einsprenglinge und einzelne grössere Feldspäte sind makroskopisch leicht erkennbar.

Am Kontakt mit den Kalken der »Kalkig-tonigen Serie« (auf Kote 950 m) hat sich ein handbreiter Saum von grobspäten Calcit gebildet (mündl. Mitt. Dr. M. Sommer).

Mineralbestand:

Plagioklas (vorw. Albit)	54 % vol.	}
Orthoklas	15 %	
Biotit	13 %	
Hornblende	7 %	
Quarz	5 %	
Epidot, Apatit, Titanit, Rutil (Sagenit), Calcit, Erz	6 %	

Struktur:

holokristallin porphyrisch.

Der Plagioklas bildet tafelige bis leistenförmige Einsprenglinge. Er ist auffällig zoniert (*Andesin — Albit*). Zwillingsbildung ist nicht verbreitet. Die Kristalleide sind häufig von xenomorphem Orthoklas umwachsen. Der Plagioklas enthält stets einige Mikrolithen (vorw. farblose Glimmerschüppchen); der Orthoklas¹⁾ ist frisch und klar.

Der Biotit ist in schmutzig braunen bis olivfarbigen Schuppen zugegen. Oft ist er gebleicht oder chloritisirt. Idiomorphe Blättchen sind selten. Biotit bildet wie die Hornblende Einsprenglinge und ist mit ihnen verwachsen. Die Hornblendeprismen sind in der Regel im Innern grünlich pleochroitisch, in der Randpartie hingegen braun.

3) *Biotit-Dacite.*

Geschiebe aus der Moräne des Sedgwick Gletschers (vgl. RITTMANN 1940 a, S. 15—23).

4) *Biotit-Rhyodacite.*

Geschiebe aus den Moränen des Sedgwick- und Linné Gletschers und des Skjoldungebræ (vgl. RITTMANN 1940 a, S. 23—28).

Die hier aufgeführten Gangschwärme stehen zweifellos mit den leukokraten Gangschwärm im Werner Bjerge Pluton (vgl. BEARTH 1959) in unmittelbarer Beziehung. Dort treten sie in verschiedenen Generationen auf.

¹⁾ S. Anmerkung S. 46.

B. Basaltische Ganggesteine.

Im Alpefjord, halbwegs zwischen Kap Mæchel und der Mündung des Schaffhauserdalen, durchschlägt ein grosser Basaltgang die Quarzite der Unteren Eleonore Bay Formation. Der Dyke steht ungefähr senkrecht. Wie mir Dr. E. Fränkl mitteilte, handelt es sich um einen Olivinbasalt.

In der linken Seitenmoräne des unteren Sefströms Gletschers fand ich verschiedene Geschiebe von Olivinbasalt und Alkalibasalten.

Dr. E. Fränkl stellte auch auf der Mittelmoräne des Bersærkerbræ (nahe Pkt. 762 m) Geschiebe von Olivinbasalt fest.

Auf der Mittelmoräne des Vikingebrae (beim Camp, auf 790 m Höhe) beobachtete ich sodann Proben von frischem Augitit. Das Gestein ist reich an grossen Einsprenglingen von Titan-Augit.

Die Basaltproben entsprechen den aus Ost-Scoresby Land bekannten kretazisch-tertiären Typen.

2. TEKTONIK

Am geologischen Bau des Gebietes Staunings Alper—Forsblads Fjord sind kaledonische Faltenstrukturen, spät- und postorogene Störungssysteme und Intrusivmassen kaledonischer Spätgranite in gleicher Weise beteiligt.

Die kaledonischen Faltenelemente sind auf der Karte Fig. 48 schematisiert gezeichnet. Die Skizze erweitert meine entsprechende Darstellung (1955 a, Fig. 13, S. 50—51) nach Süden. Sie zeigt die Spuren der Gewölbeachsen im Ober- und Unterbau zwischen 72 und 73° n. Br.: Die dicken Striche geben die Faltenzüge im Gebirgsüberbau wieder. Die Gewölbeachsen lassen sich zwar nicht so konsequent verfolgen wie es die Skizze darstellt. Ausgeprägte Antiklinalstrukturen wechseln mit breitscheitlichen Wölbungen. Wo die Faltenzüge nur unvollständig erhalten sind, ist der Strich schraffiert. — Die Achsenspuren des mobilen Unterbaues sind mit dünnen Linien gezeichnet. Die Falten des Tiefenstockwerkes folgen dem generellen N—S Streichen der Sedimentgewölbe nur teilweise. Die B-Achsen der Migmatitbauformen scharen sich zu komplizierten Wirbel- und Schlingenstrukturen. An verschiedenen Orten treten zwischen Ober- und Unterbau nahezu rechtwinklige Faltenkreuze zutage. Die strukturellen und petrogenetischen Verhältnisse zeugen für einen vertikalen Synchronismus dieser Stockwerksbewegungen.

Die Faltenanlage ist im Verlaufe der kaledonischen Hauptphase¹⁾

¹⁾ In Zentral-Ostgrönland hat die kaledonische Hauptfaltung zwischen Mittel-Ordoviciun und Unter-Devon stattgefunden. Eine genauere Datierung ist noch nicht möglich.

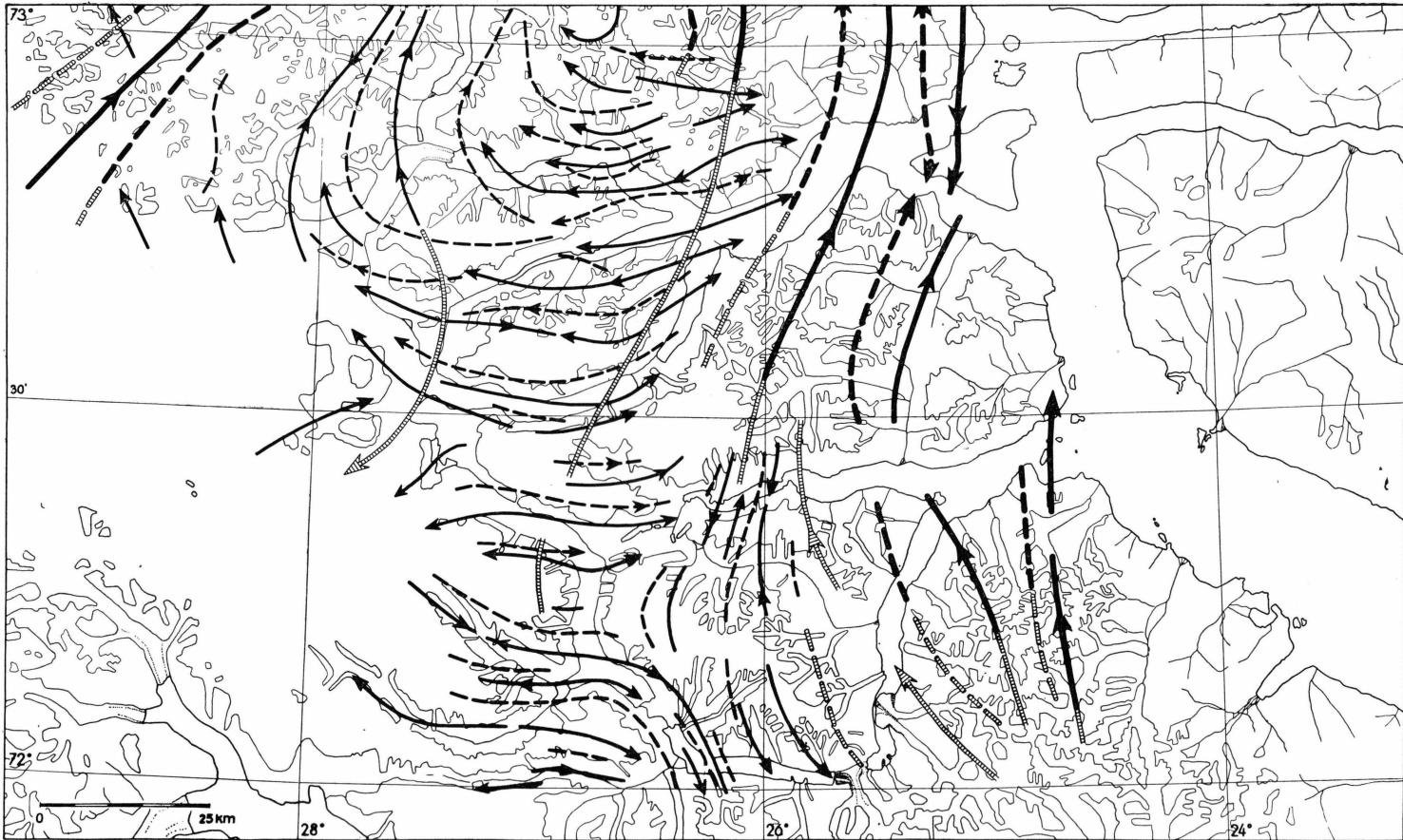


Fig. 48. Schematische Darstellung der kaledonischen Faltenelemente. Die dicken Striche geben die Faltenzüge des Gebirgsoberbaues wieder. Die Achsenpulse des migmatitischen Unterbaues sind mit dünnen Linien gezeichnet (s. Text S. 118).

entstanden. Im Sedimentmantel sind die fjordäusseren Gewölbe während der orogenen Spätepoche durch Schübe aus Osten (mittel-devonische bis frühcarbonische Bewegungen) teilweise deformiert worden.

Die Bauelemente in Nathorsts Land habe ich nach der Karte und den Profilen von ZWEIFEL (1958) sowie an Hand eigener Flugbeobachtungen konstruiert. Die Faltenachsen in Lyells Land sind nach SOMMER (1957, Fig. 12, S. 81) gezeichnet.

Den spät- und post-kaledonischen Bruchsystemen kommt im Hinblick auf die Gesamttektonik im Gebiete unseres Kartenblattes besondere Bedeutung zu.

Die meisten Störungen sind älter als das Aufstossen der spätorogenen Granite oder gleichaltrig: Die frühesten sind mässig geneigte Zerrungsbahnen. Im Sedimentmantel nördlich des Staunings Alper Massives haben derartige Gleitbewegungen (Bruchbildung und Zerrung) die vorgegangenen Faltungsbewegungen an Intensität weit übertroffen. Die nachfolgenden Störungen sind steilstehende bis senkrechte Verwerfungen.

Nur wenige Brüche sind eindeutig post-granitisch; sie lassen sich zum Teil mit den jungen Bewegungsspuren an der Aussenküste parallelisieren. Auf Fig. 49 sind die Störungssysteme im regionalen Zusammenhang dargestellt. Die Karte korrespondiert mit meiner Übersichtsskizze (1955 a, Fig. 15, S. 62—63) und berücksichtigt die neuen Befunde von WITZIG (1954), BÜTLER (1955, 1957), SOMMER (1957) und ZWEIFEL (1958).

Die Intrusiv-Granite sind nach der Faltung und nach der Verfestigung der in der kaledonischen Hauptphase geprägten Migmatite und Metamorphite eingedrungen. Sowohl im Forsblads Fjord als auch im Staunings Alper Areal sitzen die Granite im Raum der tektonischen Ablösungszone zwischen gneissifiziertem Unterbau und unmetamorphem Oberbau (vgl. HALLER 1955 a, Fig. 11, S. 43; 1955 b, Fig. 2, S. 284). Ihre Platznahme gehört zu den posttektonischen Geschehnissen. Spät-orogene Störungen, vorwiegend Zerrungsbrüche, dienten der Granitschmelze zum Teil direkt als Förderbahn. Viele Intrusivkörper lassen sich mit solchen Bruchsystemen in unmittelbaren Zusammenhang bringen. Das Auftreten der Intrusiv-Granite darf überhaupt als eine Erscheinungsform der spät- bis postorogenen Bruch- und Dehnungsphase betrachtet werden.

I. Tektonik des Forsblads Fjordes.

Der Forsblads Fjord führt vom Kopf bis zur Mündung durch sämtliche Etagen des kaledonischen Gebirgsbaues. Seine Wände tragen die

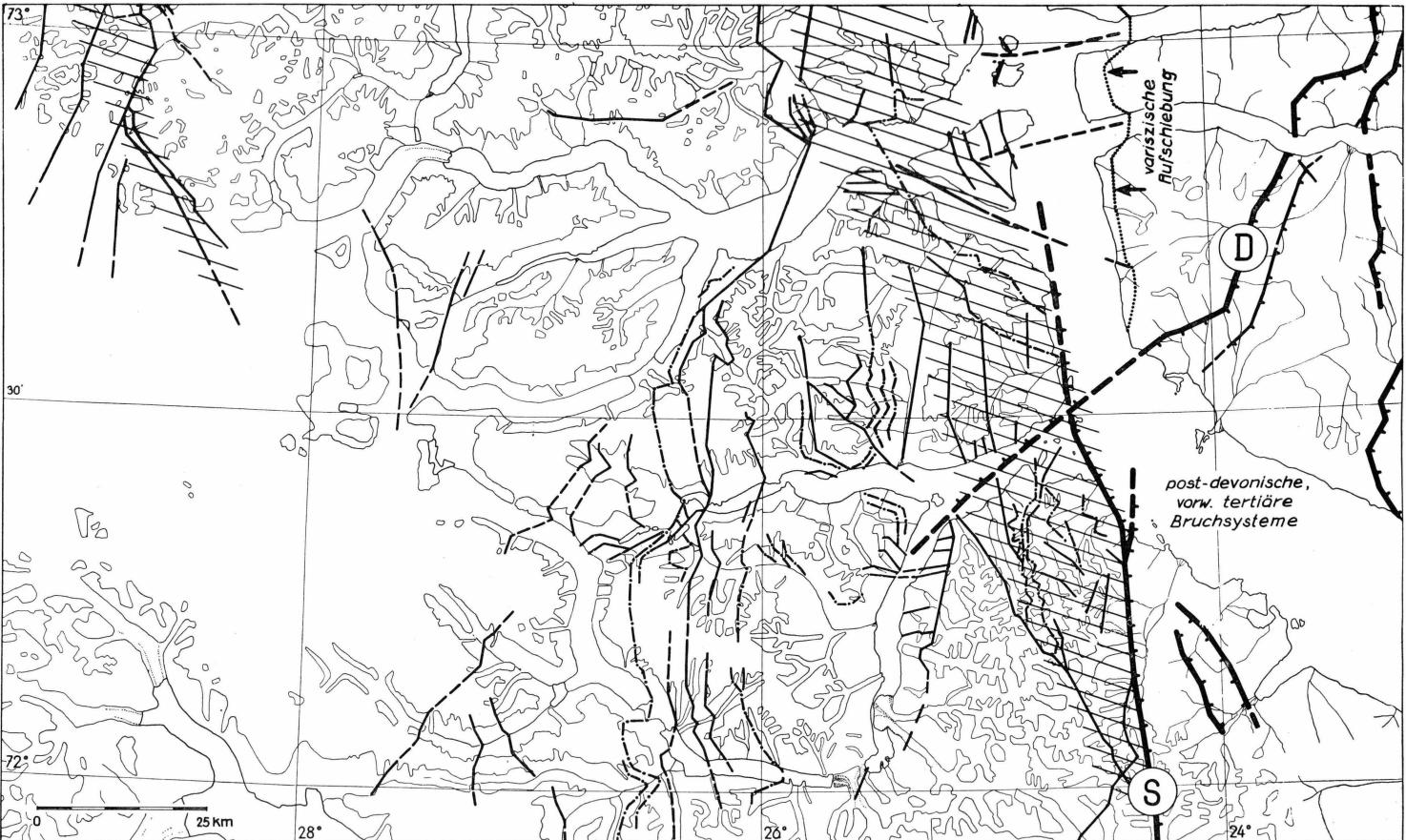


Fig. 49. Die postkaledonischen Störungssysteme.

Schraffur = Zonen mit Spuren der spätkaledonischen Dehnungsphase; Strich-Punkt-Linie = spät- und post-kaledonische Zerrungsbrüche; Strichlinie = postkaledonisch-devonische Verwerfungen; gezahnte Linien = postdevonische, vorw. kretazisch-tertiäre Bruchsysteme
 (D = Diagonalverwerfung, S = Staunings Alper-Verwerfung).

Spuren einer langen Geschichte tektonischer Entwicklung; sie lassen verschiedene syn- und postorogene Bewegungsphasen erkennen (vgl. Profile A und B auf Tafel XII).

Im innersten Fjordbecken und vor allem in Ismarken tritt das migmatitische Tiefenstockwerk an die Oberfläche. Synorogene Granite und Migmatitgneisse gestalten dort E—W streichende Faltenbündel, die mit einem generellen Fallen von 30 bis 40° gegen Osten abtauchen. Der Gneisverband ist ein Teilstück des »Migmatitkomplexes Gletscherland« (vgl. HALLER 1955 a, Fig. 24, S. 85; S. 95—111).

Am Kopf des Forsblads Fjordes begrenzt ein System N—S streichender Scherflächen den Migmatitbau. Die Hauptstörungsfäche quert das Højedal unmittelbar an der Mündung und folgt dann dem Abfluss des Tærskelsø. Südlich des Sees verliert sie den Charakter einer Hauptbewegungsfläche; sie fächert in ein System von Teilstörungen auf. Im innersten Forsblads Fjord fällt die Scherfläche ungefähr parallel der infrastrukturellen Achsenrampe gegen Osten ein. Im Hangenden der Hauptstörung folgen einige parallel laufende Gleitbrüche. Die Relativbewegung des ganzen Scherflächensystems liess den Westflügel aufsteigen. Die Störungen sind spät- bis postogen. Sie sind während und nach ihrer Bewegung von Lamprophyren durchsetzt worden (vgl. S. 106).

Über den Scherflächen liegt eine in baulicher und mineralfacieller Hinsicht anders geartete Zone, ein tektonisch und petrogenetisch höheres Niveau. Die Gross- und Kleinfalten streichen hier N—S. Das psammitische bis pelitische Gneismaterial ist nur lagenweise migmatisiert; grosse Pakete haben keine oder nur eine unwesentliche Stoffzufuhr erfahren. Fjordauswärts führt die Zone in den unmetamorphen Gebirgsmantel über.

Zur Zeit der kaledonischen Orogenese hat im Raum des Forsblads Fjordes wohl ein gradueller Übergang vom migmatisierten bis zum unmetamorphen Sediment bestanden. In spät- und postogener Zeit aber haben Bruchsysteme und Granitintrusionen den synorogenen Bau so sehr durchsetzt, dass die Stufen der progressiven Sedimentumwandlung nur lückenhaft erhalten sind.

Die Granitintrusionen haben sich hauptsächlich im mittleren Fjordabschnitt eingenistet. Sie sind nach der Faltung und nach der Verfestigung der Migmatite und Metamorphite eingedrungen. Sie durchfahren hier den Raum der tektonischen Ablösungszone. Am Kontakt gegen die unmetamorphen Sedimentverbände, vor allem am Südufer des Fjordes, schneiden die Granite diskordant und stockartig durch den Gebirgsbau. Fjordeinwärts, gegen den gneissifizierten Unterbau hin, folgen die Intrusionen den Schichtflächen mehr oder weniger konkordant. Sie durchzeichnen die einheitlich ostfallenden Schiefer und Gneisse komplex-lagig. Das verschiedenartige Verhalten der Granite ist vor allem

am Philipshorn (Profil B, Tf. XII) klar zu erkennen. Auch auf der gegenüberliegenden Fjordseite sind die Intrusionen zum Teil diskordant, zum Teil konkordant einlagert. Stockartige, formlose Körper wechseln mit schmalen Lamellen und Apophysen. Ein Vergleich der beiden Fjordufer zeigt, dass ein Teil der Granite lateral von Süden gegen Norden eingedrungen ist.

Wie im Staunings Alper Massiv, so liessen sich auch im Forsblads Fjord, zumal am Philipshorn, zwei verschiedenalte Intrusiv-generationen feststellen. Die ältere Generation besass auch hier eine bedeutende Assimilationskraft; sie hat entlang ihrer Aufstiegsbahnen das primär schwach metamorphe Wirtgestein (synorogene Metamorphite) hoch getempert und stellenweise katathermal umkristallisiert (vgl. S. 53). Die Hauptmasse der Intrusiv-Granite im Forsblads Fjord gehört zur jungen Generation. Ihr Eindringen steht im Zusammenspiel mit späterogenen Zerrungsbrüchen. Daraus darf wohl geschlossen werden, dass ein gewisser Volumanteil des von den Graniten eingenommenen Raumes durch grosstektonische Dehnung frei geworden ist.

II. Tektonik des Sedimentareales von Nord-Scoresby Land, Ost-Nathorsts Land und Süd-Lyells Land.

Das Sedimentareal im Norden des Staunings Alper Massivs ist in den Arbeiten von FRÄNKEL (1951, 1953 b) und SOMMER (1957) eingehend geschildert.

In Nord-Scoresby Land ergab die tektonische Analyse nach FRÄNKEL (1953 b, S. 38) das folgende Entwicklungsbild:

- (1) Ursprünglich eine von W nach E leicht abfallende, schwach in N—S Richtung verbogene Platte mit einer Flexur am Ostrand.
- (2) Anfänglich durch Stauchungen, später vor allem durch Zerrungen wird das Gebiet beidseitig des Skjoldungebræ tektonisch umgeprägt. Die Zerrungen äussern sich als flachliegende Gleitbahnen, längs welchen jüngere Serien diskordant auf ältere Serien zu liegen kommen (Fig. 50).
- (3) Annähernd saigere, N—S streichende Verwerfungen zerlegen die westlichen Gebiete in Bruchschollen.
- (4) Die östliche Randflexur wird durch jüngere Bewegungen verstärkt und geschuppt.

Die gleiche Abfolge der tektonischen Geschehnisse darf mit gewissen Vorbehalten auch für das Sedimentareal im südlichen Lyells Land angenommen werden. Die beiden Ufer des Segelsällskapets Fjordes ent-

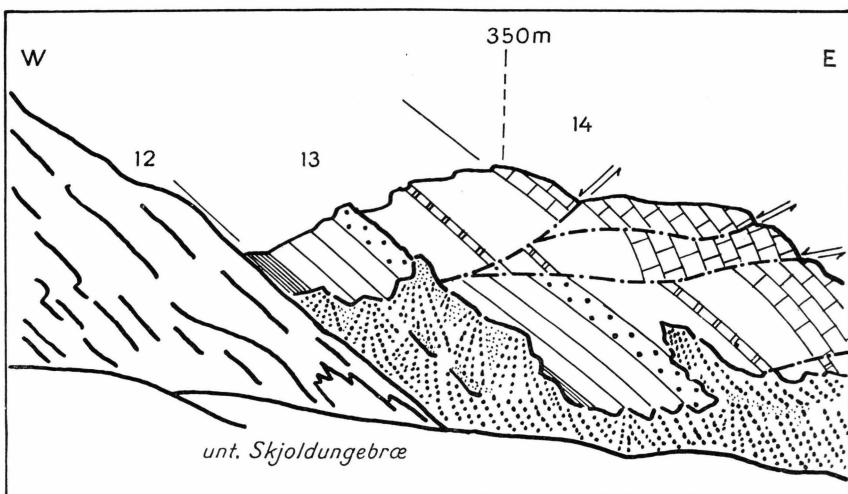


Fig. 50. Der Typus der Zerrungsstörungen im nördlichen Scoresby Land. Demonstriert an der Grenze Schichtverband 13 / Schichtverband 14 (Obere Eleonore Bay Formation). Nordseite des untersten Skjoldungebræ. Die Zeichnung ist der Publikation von E. FRÄNKL (1953 b, Fig. 14, S. 38) entnommen.

sprechen sich in struktureller Hinsicht nicht ganz. Die Unterschiede lassen sich nur durch eine längs des Fjordes streichende Diskontinuität erklären. Es handelt sich um eine vermutlich junge Bruchfuge, deren Südflügel beträchtlich gehoben ist.

Fassen wir die Befunde von FRÄNKL und SOMMER zusammen, so erhalten wir im Sedimentareal unseres Kartenblattes folgende tektonischen Einheiten (Fig. 51):

- (A) Alpefjord-Block (Muldenelement): Der Block besteht aus einer mächtigen Platte von Sedimenten, die mit $10-35^\circ$ gegen NNE einfallen. Kleinere Zerrungsstörungen durchsetzen die Platte (Fig. 52). Im Osten begrenzt ein saigerer Bruch das Muldenelement.
- (B) Murchisons Bjerge-Block (Aufwölbung): Die Einheit ist horstartig herausgehoben; sie enthält die Scheitelregion einer Antiklinale (vgl. Profil B, Tf. XII.). Im Gebiet des Sedgwick Gletschers fällt die Gewölbeachse mit 35° gegen NW. Südlich der Murchisons Bjerge steigt die Achse nur leicht an. Der Gewölberaum wird fast vollständig von Intrusiv-Granit eingenommen. Fig. 53 veranschaulicht den horstartigen Charakter dieser tektonischen Einheit; sie zeigt die grosse Verwerfung zwischen Murchisons Bjerge-Block und Alpefjord-Block. Die Sprunghöhe beträgt nahezu 2000 m.

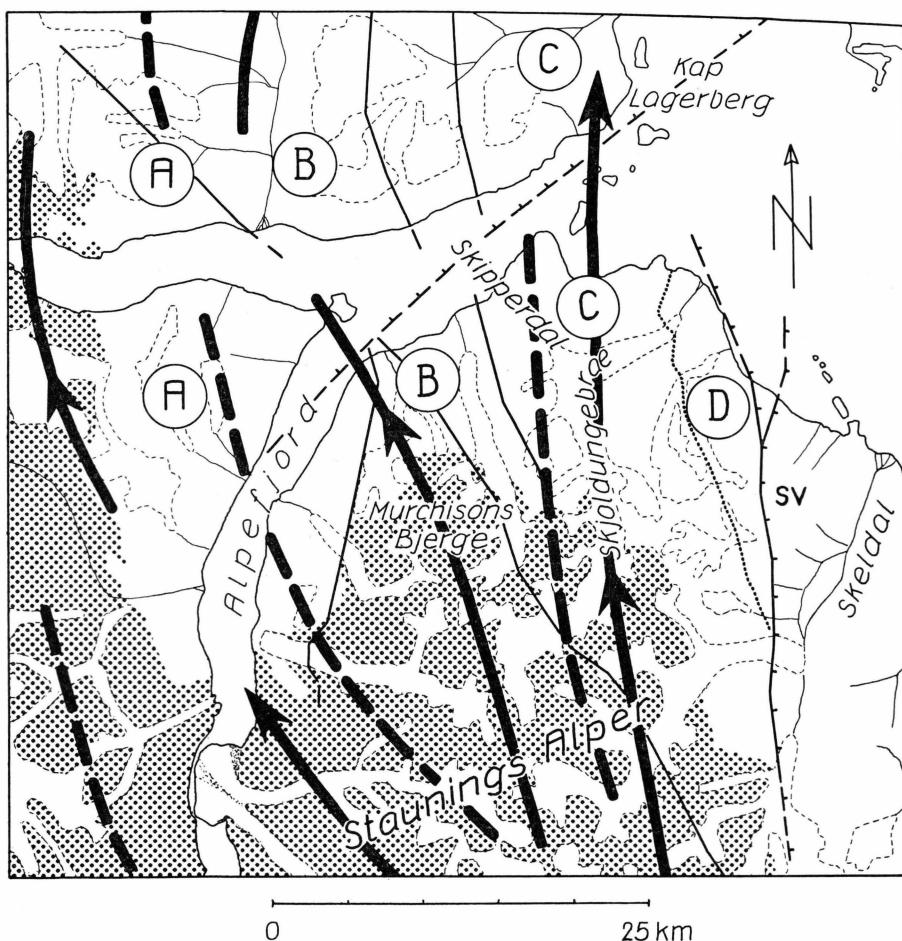


Fig. 51. Die tektonischen Einheiten im Sedimentareal von Nord-Scoresby Land, Ost-Nathorst Land und Süd-Lyells Land.

- (A) Alpefjord-Block (Muldenelement),
 - (B) Murchisons Bjerge-Block (Aufwölbung),
 - (C) Skjoldungebræ-Kap Lagerberg-Zone,
 - (D) Zone der östlichen Randflexur
- SV = Skeldal-(Staunings Alper-) Verwerfung.
Das Granitmassiv ist punktiert.

(C) Skjoldungebræ—Kap Lagerberg-Zone: Wir fassen mit dieser Bezeichnung einen komplex gebauten Gebietsstreifen zusammen, der sich vom südlichsten Lyells Land bis weit ins Staunings Alper Massiv hinein erstreckt. Die Einheit besteht aus einem Synklinalelement (»Skipperdal-Synklinale«, FRÄNKEL 1953 b, S. 41) und einem Antiklinalelement (»Blaahorn-Antiklinale«, FRÄNKEL 1953 b, S. 41; SOMMER 1957, S. 128 ff.). Auf



Fig. 52. Zerrungsbrüche (Strich-Punkt-Linie) in den Sedimenten des Alpefjord-Blockes. Blick vom Kap Mæchel gegen Lyells Land (Flugfoto).

Scoresby Land ist der Faltenbau von zahlreichen flachliegenden Zerrungsbahnen durchsetzt. Das Störungsbündel streicht einheitlich N—S. Es liess einen komplizierten Schuppenbau entstehen. Die höhere Schuppe enthält stets jüngere Schichten (vgl. Fig. 50). Das Flugbild Fig. 54 vermittelt einen Einblick in diese tektonische Einheit; es zeigt das Gebiet des unteren Skjoldungebräe.

- (D) Zone der östlichen Randflexur: Hier manifestieren sich spät- und postkaledonische Bewegungen. Die im Devon entstandene ostfallende Flexur ist durch spätere Schübe aus Osten (variszische Bewegungen) in dachziegelartig übereinandergreifende Schuppen zerlegt worden. Zwischen den einzelnen Aufschiebungen sind Reste der älteren Zerrungsstörungen erhalten (vgl. FRÄNKL 1953 b, S. 44—45).

Das spätkaledonische Granitmassiv ist auf Fig. 51 mit Punkt raster belegt. Die Bauformen des Sedimentrahmens setzen sich weit ins Innere des Massives fort. Allerdings sind dort viele der strukturellen Linien verwischt.



Fig. 53. Verwerfung zwischen Alpefjord-Block (links) und Murchisons Bjerge-Block (rechts).

QS = unmetamorphe Sedimente der Quarzit-Serie (Ob. EBF); OT = gneissifizierte Sedimente der Oberen Tonig-sandigen Serie (Unt. EBF);
G = Intrusiv-Granit (Mantelgranit des Staunings Alper Massives). Flugbild von der Nordseite des Fangsthytte-Gletschers.



Fig. 54. Ausschnitt aus der Skjoldungebræ-Kap Lagerberg-Zone. Das Flugbild zeigt den unteren Skjoldungebræ. Im Vordergrund Pkt. 1704 (vgl. Profil B, Tf. XII), im Mittelgrund die Syltöppene und dahinter Kong Oscars Fjord. Die Zerrungsbrüche sind mit Strich-Punkt-Linien und die Verwerfungen mit Strichlinien eingezeichnet. Die Störung »s« im Vordergrund bildet die Westgrenze der »Skjoldungebræ-Kap Lagerberg-Zone«. Die Sedimente am unteren Bildrand gehören zum »Murchisons Bjerge-Block«. Die Zerrungsstörungen, welche die Berggruppe im Mittelgrund durchsetzen, hat FRÄNKEL (1953 b, Fig. 16, S. 42) in einem Profil detailliert dargestellt.

Im Sedimentareal von Nord-Scoresby Land und Süd-Lyells Land sind die mässig geneigten Zerrungsbahnen das vorherrschende tektonische Element. Südlich des Segelsällskapets Fjordes ist die Zerrung intensiver als nördlich davon.

In Nord-Scoresby Land sind die Zerrbrüche eindeutig jünger als der Faltenbau. In Süd-Lyells Land, vorab im Gebiet des Berzelius Bjerg, ist der Sedimentmantel nur unwesentlich verfaltet, dafür aber von zahlreichen Zerrbrüchen durchschert. Hier unterscheidet SOMMER (1957, S. 142) zwei altersverschiedene Systeme von Zerrbrüchen: ältere, N—S gerichtete »Berzelius Bjerg-Brüche« und jüngere, NW—SE streichende »Jeannets Bjerg-Brüche«. Die jüngeren parallelisiert er mit der Bruchschar in der »Skjoldungebræ-Kap Lagerberg-Zone« auf Nord-Scoresby Land. Für die älteren zieht SOMMER ein Entstehen zur Zeit der kaledonischen Hauptphase in Betracht und wirft die Frage auf, ob im südlichen Lyells Land nicht die Zerrungstektonik ganz an die Stelle der

Faltenbildung tritt? — Die neueren Befunde im Forsblads Fjord sprechen aber gegen eine solche Annahme. Denn dort wird der Faltenbau von prä-granitischen (in Bezug auf die Intrusiv-Granite) Bewegungsflächen durchzogen, die sich mit den »Berzelius Bjerg-Brüchen« unmittelbar vergleichen lassen.

Die Zerrungsbrüche dürfen gesamthaft der Spätphase zugeordnet werden. Zwischen Kempes Fjord und Alpefjord manifestiert sich das spätkaledonische Geschehen durch eine weiträumige Zerrungstektonik, die syn- bis postkinematisch von Granitinrusionen begleitet worden ist.

Die Verschiebungsbreite an den Zerrungsbahnen ist oft beachtlich gross. FRÄNKEL (1953 b, S. 50) hat das Ausmass der Zerrung für ein 42 km langes Querprofil durch Nord-Scoresby Land berechnet. Er erhielt einen Zerrungsbetrag von 135 %, d. h. sein heutiges Profil von 42 km war ehemals bloss 31 km lang.

III. Tektonik der Staunings Alper.

Das Staunings Alper Massiv ist nicht nur in seinem Stoffbestand, sondern auch in seiner baulichen Gliederung komplex. Im Granitareal lassen sich viele Überbleibsel prä-granitischer Bauformen erkennen. Schollenzüge und im Granit eingeschlossene Gneiskomplexe zeichnen besonders den synorogenen Faltenbau deutlich ab (vgl. Profile C—F, Tf. XII.). Die räumlichen Verhältnisse dieser Gewölbe und auch der Verlauf der späteren Zerrungsbahnen haben zusammen Form und Ausmasse des Intrusivraumes bestimmt.

Die ältere Granit-Generation, die langsam das präexistente Gesteinsmaterial in einem Durchschmelzungs- und Assimilationsprozess aufgearbeitet hat, folgte vor allem den Antiklinalstrukturen.

Die jüngere Granit-Generation, die erst nach dem Erstarren der heterogenen Erstgeneration intrudiert ist, gehorchte ganz anderen Prinzipien: Die jungen Granite haben im wesentlichen an der Peripherie des Einschmelzraumes Platz genommen. Dort gab es offenbar zwischen dem batholithartigen Granitkörper (= ältere Generation) und seinem Rahmengestein Schwächefugen und Spannungsrisse. Die jungen Granite bauen einen homogenen Mantel um das Areal der älteren. Die Verhältnisse sind auf Fig. 55 skizziert.

Über das Altersverhältnis zwischen den geschilderten Bruchsystemen und dem Granitmassiv hat bereits FRÄNKEL (1953 b, S. 47) geschrieben, dass die spätorogenen Zerrungsstörungen und das Aufsteigen der Granite in die gleiche Zeit fallen und dass die saigeren Verwerfungen beiderseits des Murchisons Bjerger-Blockes jünger sind als der Granit. Diese zeitlichen Beziehungen gelten zumindest für den Mantel-

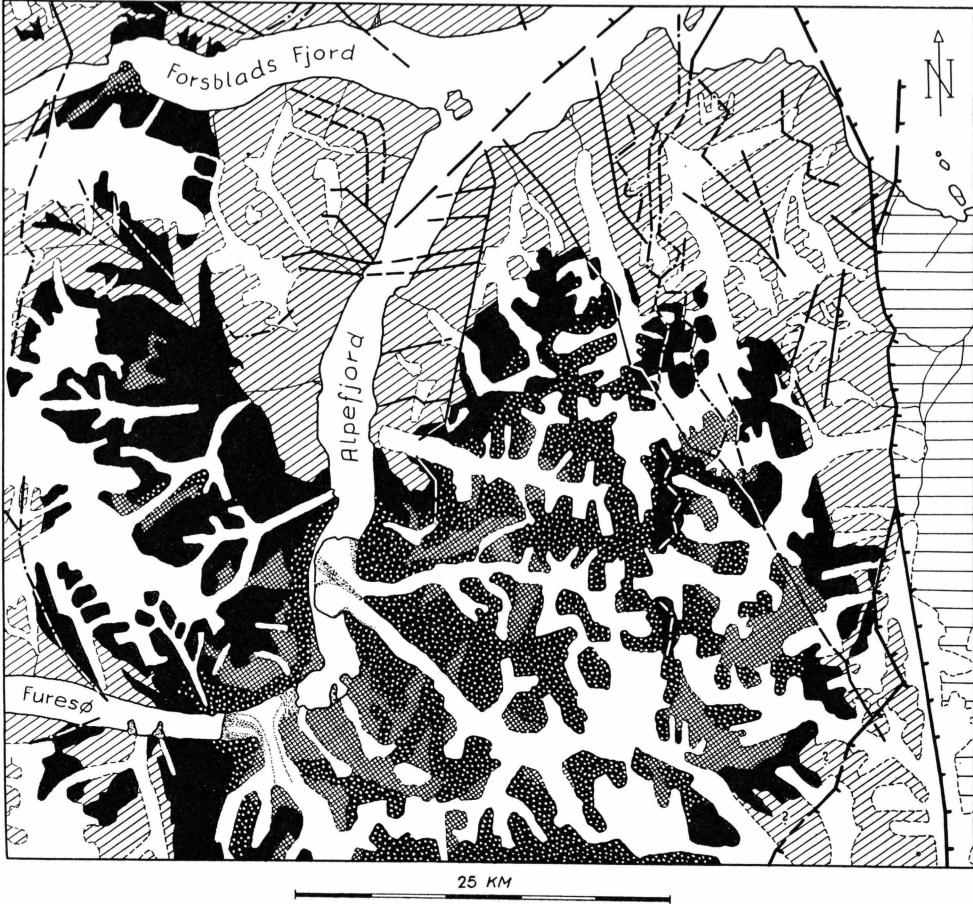


Fig. 55.
Tektonisches Schema des
Staunings Alper Massives.
1 : 500.000.

- [Hatched pattern] post-granitische Sedimente (Karbon)
- [Solid black] homogener Mantelgranit (= jüngere Granit-Generation)
- [Dotted pattern] heterogene Erstgeneration (= in situ granitisiertes Autochthon)
- [Cross-hatched pattern] grössere Schollenkomplexe im Massivinneren
- [Diagonal hatching] prä-granitisches Rahmengestein (prä-kambrische bis devonische Sedimente; synorogene Gneisse)
- [Dashed line] spätorogene Zerrungsbrüche im Inneren des Massives z. T. als tektonische »Bankungsfugen«
- [Long-dashed line] spät- bis postorogene Verwerfungen
- [Very long-dashed line] post-devonische, vorw. tertiäre Verwerfungen



Fig. 56. Trümmerzone mit syn- bis spät-kinematischen Granitinjektionen. Oberes Schaffhauserdalen, Ostseite (Flugbild).

granit. Wir besitzen zuwenig Beobachtungen, um die komplexen tektonischen Geschehnisse des gesamten Massives zu analysieren. Im grossen sehe ich den tektonischen und intrusionsmechanischen Ablauf wie folgt:

1. Phase: Die ältere Granit-Generation hat durch Platzaus tausch an Ort die prä-granitische Tektonik pseudomorphosiert. Sie hat das Autochthon an Ort und Stelle durchweicht, assimiliert und um geschmolzen. Die Umprägung erfolgte in der Regel rein statisch und mit Vorzug lagenweise (vgl. S. 48, 56). Das Wirtgestein ist dabei in seinem Lagerungsverband gelockert und zum Teil auch herausgelöst worden. Manche Schollenkomplexe sind aufgeblättert und als brettartige Pakete in den tektonischen Herd abgesunken. Im allgemeinen aber haben während der »mise en place« der Erstgeneration (Injektion, Ultrametamorphose, Stoffsonderung etc.) keine nennenswerten Bewegungen stattgefunden, weder im Massiv noch im Rahmengestein. Die älteren Granite sind *in situ* entstanden; ihr Volumen entspricht ungefähr demjenigen des assimilierten Substrates.

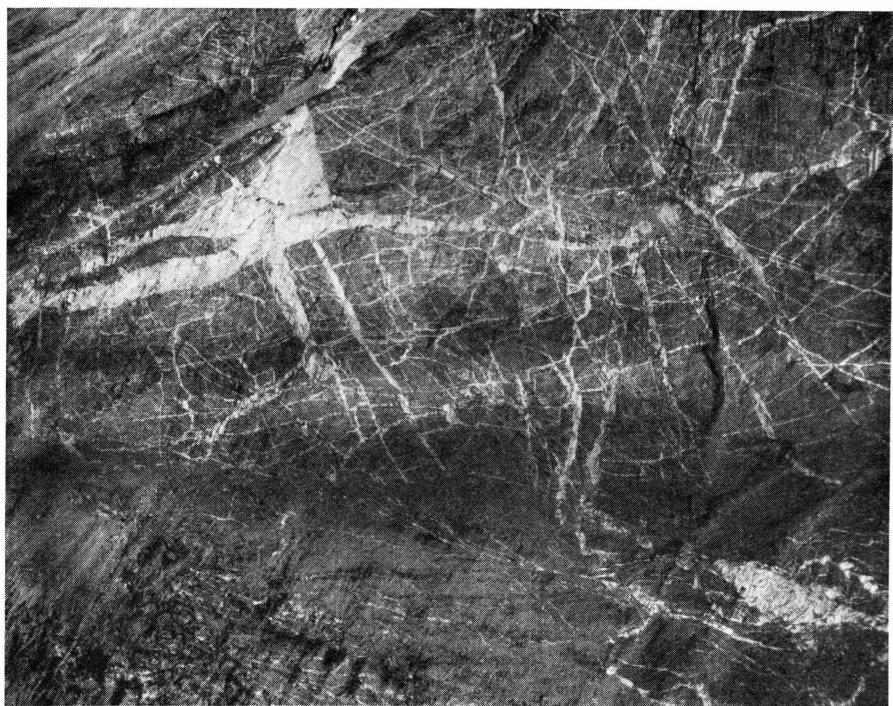


Fig. 57. Apophysennetz im unteren Schaffhauserdalen (Ostseite). Der Aufschluss ist knapp 1 km lang. (Flugbild).

Die Platznahme der älteren Granit-Generation gehört zweifellos zu den spätogenen Geschehnissen. Die Granite haben ein fertig aufgefaltetes Gebirge metasomatisch durchfressen. Dass sich damals schon im Gebirgsüberbau Zerrbewegungen geltend machten, ist wahrscheinlich. Beweise dafür gibt es aber nicht.

2. Phase: Die jüngere Granit-Generation ist als fertiger Schmelzfluss und in verschiedenen Schüben hochgestiegen. Ihr Eindringen ging einer grosstektonischen Dehnungsphase synchron. Der von den jungen Graniten eingenommene Raum ist zum grossen Teil durch tektonische Vorgänge frei geworden oder der Granit hat sich gewaltsam den Raum erobert. Über die Spuren mechanischer Raumschaffung habe ich auf S. 71 berichtet.

Das unmittelbare Zusammenwirken von Zerrungsbrüchen und Intrusiv-Granit (jüngere Generation) lässt sich mancherorts erkennen. So zeigt uns das Flugbild Fig. 56 aus dem Schaffhauserdalen eine mehrere hundert Meter mächtige Trümmerzone mit syn- und spätkinematisch eingelagertem Granit. Das Hauptgestein, metamorphe Quarzite der Unteren Sandig-tonigen Serie, ist semi-plastisch zerschert und in eckige bis spindelförmige Trümmersegmente aufgelöst

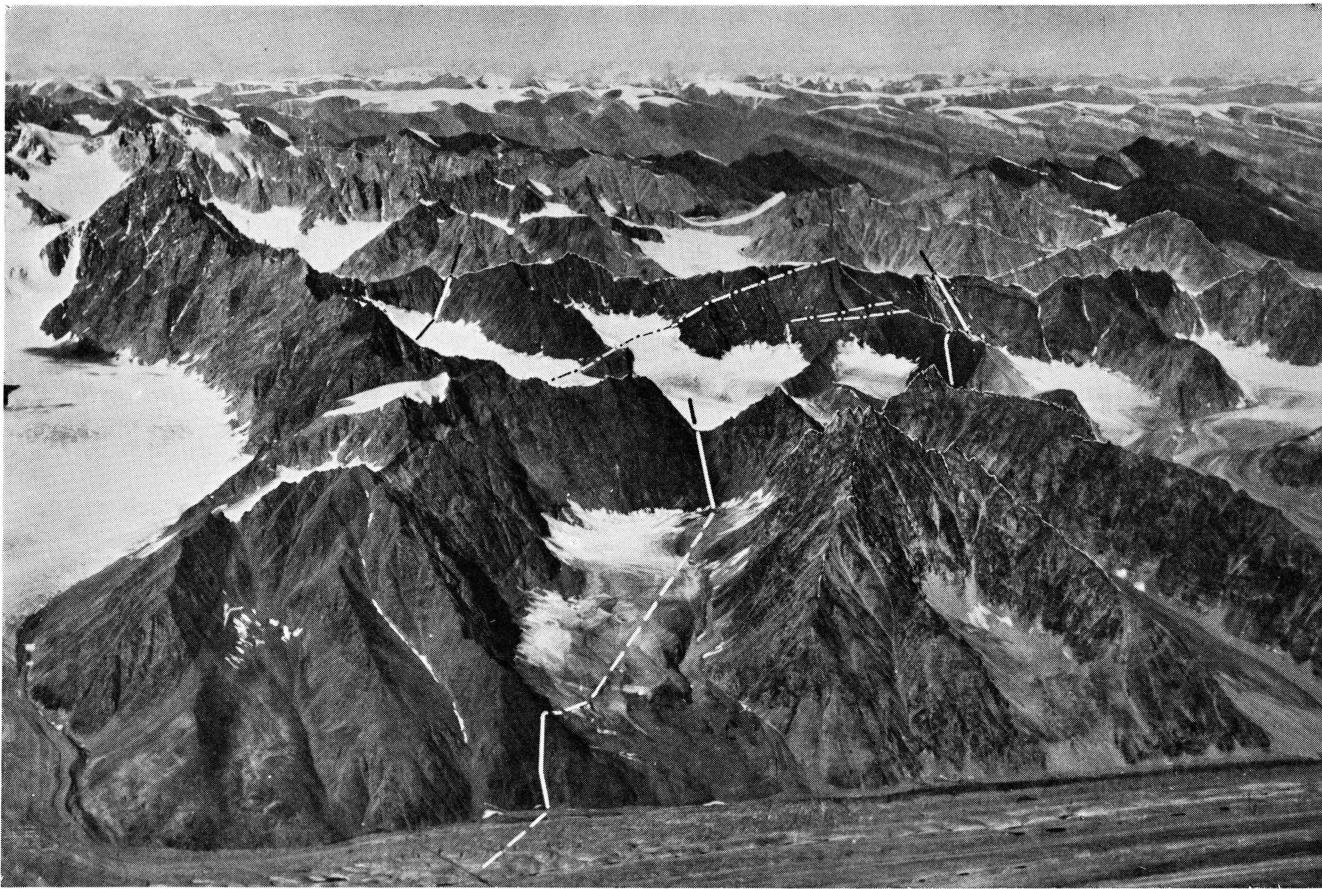


Fig. 58. Die metamorphen Quarzite der Unteren Sandig-tonigen Serie am oberen Skjoldungebræ stellen ein Reliktareal des Rahmengesteins im Massivinnern dar. Mit Strich-Punkt-Linien sind die flachen Zerrungsbrüche eingezeichnet, mit Strichlinien die übrigen Störungen. Im Vordergrund der Bersærkerbræ, im Hintergrund die Hochflächen von Lyells Land (Flugbild).



Fig. 59. Tektonische »Bankungsfugen« im klotzig-massigen Granit. Flugbild vom oberen Bersærkerbræ. Die markante Firnspitze am oberen Bildrand (Mitte) ist die Frihedstinde.

worden. Der Granit bildet die Scherbewegungen zum Teil plastisch ab. Häufiger folgt er den Bewegungsbahnen und bricht in Apophysen und formlosen Massen quer durch die Trümmerzone. — Die Aufnahme Fig. 57 stammt ebenfalls aus dem Schaffhauserdalen. Sie zeigt das auf S. 70 (Fig. 25) abgebildete Apophysennetz im Detail. Auch hier ist die enge Verknüpfung von Bruch- und Schertektonik mit der Intrusionsmechanik eindrücklich zu sehen. Verschiedene Systeme von Gängen und Trümmern durchbrechen und überschneiden sich. Eine Schar älterer Injektionsbahnen liegt flach, zwei jüngere Systeme stehen steil. Das granitische Ganggestein aber ist überall dasselbe; es stammt vom gleichen Intrusionsherd. Das Eindringen des Granites und die Tektonisierung des Wirtgestein fallen offensichtlich in die gleiche geologische Zeitspanne.

Die Wechselwirkung von Zerrungsbrüchen und Intrusivum erscheint sodann in der Ostflanke des Staunings Alper Massives in einer noch anderen Form: Zwischen Skjoldungebræ und Linné Gletscher tritt

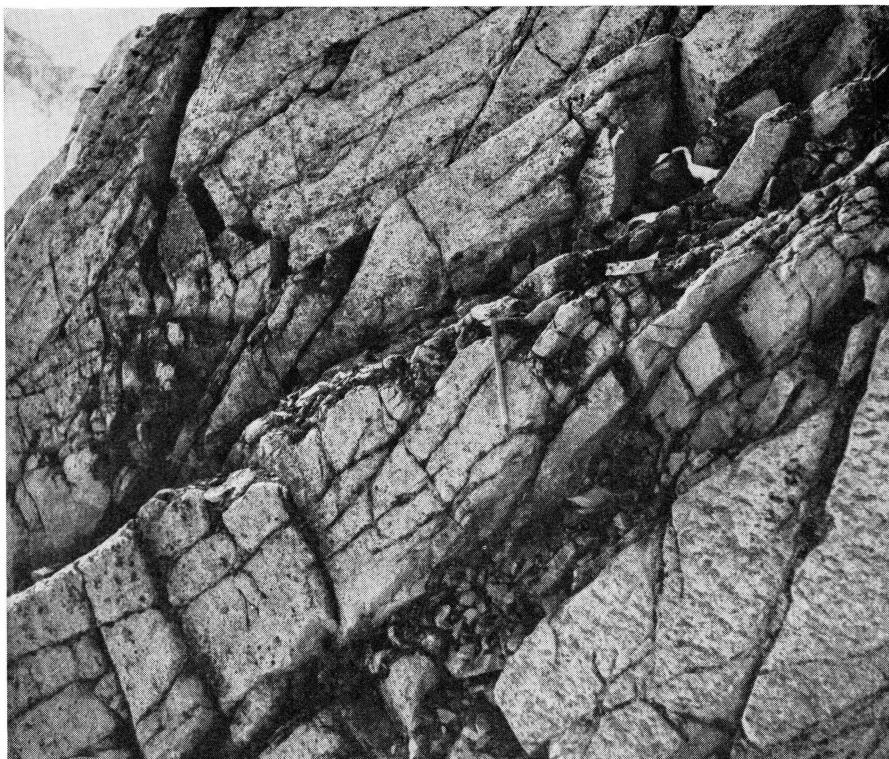


Fig. 60. Tektonisch orientierte »Bankungsfugen« im massigen Mantelgranit. Aufschluss am oberen Linné Gletscher (Lokalität 884, vgl. Fundortkarte Fig. 47).

das auf S. 126—129 geschilderte Bündel flacher Scherbahnen ins Massiv hinein. Am Kontakt werden die Störungen scheinbar abgeschnitten; der Granit im Massivmantel ist jedenfalls jünger als die Hauptbewegungen auf den Störungsfächlen. Weiter südlich, am oberen Skjoldungebræ, liegt ein grösserer Verband des Rahmengesteins eingeschlossen im Granit. Es sind metamorphe Quarzite der Unteren Sandig-tonigen Serie. Sie enthalten die Forsetzung des Bruchbündels. Wie das Flugbild Fig. 58 und auch das Profil D (Tf. XII.) erkennen lassen, tritt hier vor allem eine der grossen Zerrbahnen nochmals klar zutage.

Der Granit ist zwar jünger als die Hauptbewegungen an den Zerrungsbrüchen, aber auch er trägt Spuren dieser Bewegungen: Die ganze Ostflanke des Massives zeigt im Grossbereich eine auffällige »Bankung« der klotzig-massigen Granitwände. Die Trennungsfugen fallen einheitlich gegen Westen. Sie laufen den Zerrbahnen des Rahmengesteins parallel, ja sie bilden vielerorts die unmittelbare Fortsetzung derselben. Fig. 59 zeigt eine Schar derartiger Flächen am oberen Bersærkerbræ. Im Kleinbereich sind die »Bankungsfu-

gen« als spät- bis postintrusive Rupturflächen zu deuten. Ich habe solche Diskontinuitäten auf der Ostseite des unteren Linné Gletschers untersucht (Fig. 60). Die homogen regellose Textur des Granites lässt dort in keiner Weise auf ein Abbilden prä-granitischer Strukturen schliessen. Die Fugen sind vielmehr tektonisch orientierte Absonderungs- und Ruschelflächen. Sie deuten darauf hin, dass in der Granitmasse ein gerichteter Druck die Erstarrung überdauert hat und dass an den Zerrungsbrüchen noch bis in die Schlussphase der Intrusion kleinere Bewegungen stattgefunden haben. Ob der Granit entlang dieser Absonderungsflächen eine Protoklase¹⁾ im Sinne SANDER's durchgemacht hat, kann ich nicht nachweisen; dazu fehlt die mikroskopische Beobachtung. Im Feld konnte ich jedenfalls keine nennenswerte Kataklaste oder gar eine Mylonitisierung feststellen.

IV. Die post-devonischen, vorwiegend tertiären Bruchsysteme.

Das Staunings Alper Massiv und sein Sedimentrahmen werden im Osten von einer grossen Verwerfung scharf abgeschnitten. Diese streicht dem Fuss der Syltöffene entlang nach Süden. Die Hauptbruchfläche fällt steil nach Osten ein. Südlich des 72. Breitenkreises ist die Bruchstufe aufgespalten und bildet ein komplexes Treppensystem. Die Hauptbruchfläche formt den morphologisch markanten Ostabfall der Staunings Alper. VISCHER (1943, S. 173) bezeichnete daher die gesamte Bruchlinie vom Kong Oscars Fjord bis zum Sydkap als »Staunings Alper-Verwerfung«. Die Frühbewegungen entlang der Bruchfuge sind vermutlich prä-permischen Alters. Die Störung ist wahrscheinlich zusammen mit der »post-devonischen Hauptverwerfung« auf Hudson Land und Gauss Halvø angelegt worden; sie ist aber, wie BÜTLER (1957, Fig. 2, S. 9) zeigt, nicht die direkte Fortsetzung derselben.

Den nördlichsten Abschnitt der »Staunings Alper-Verwerfung« (nördlich des 72. Breitenkreises) hat FRÄNKEL (1953 b) untersucht und »Skeldal-Verwerfung« benannt. FRÄNKEL nimmt das Alter des Bruches als sicher post-Westphalien an. Aus der Tatsache, dass längs der Störung ein junger Doleritgang zerschert und serpentiniert worden ist, darf zumindest ein Teil der Bruchbewegung ins Tertiär gestellt werden.

Im südlichen Abschnitt, zwischen den Werner Bjerge und Sydkap, untersuchen zur Zeit E. KEMPTER und M. AELLEN die post-devonische Stratigraphie und Tektonik.

Die strukturelle Verschiedenheit zu beiden Seiten des Segel-

¹⁾ Flächen- und Lineargefüge, die während der Erstarrung der Granitschmelze entstanden sind, nennt SANDER (1948, S. 187—188) protoklastische Gefüge. Nach seiner Definition liegt eine Protoklase nur dann vor, wenn die zerbrochenen Feldspäte durch Feldspatsubstanz der gleichen Generation verheilt werden.

sällskapets Fjordes ist in den Schriften von KOCH (1929, S. 43 ff.), WEGMANN (1935 a, S. 44; 1940, S. 103), FRÄNKL (1953 b, S. 45—47), BÜTLER (1955, S. 92—94) und SOMMER (1957, S. 126) diskutiert worden. Das Fjordbassin wird offenbar von einer grossen Verwerfung durchzogen. Die Inselgruppe an der Ausmündung zum Kong Oscars Fjord gehört mit zum gehobenen südlichen Blattflügel.

Das Alter dieser Fuge darf nur spekulativ angegeben werden. WEGMANN (1935 a, S. 44), VISCHER (1943, S. 170 ff.) und BÜTLER (1955, S. 93) betrachten sie als Fortsetzung des grossen Bruches am Südende der Kongeborgen auf Traill Ø. Dort trennt eine steilstehende Verwerfung von mindestens 3000 m Sprunghöhe die devonischen Serien vom Karbon. Der gleiche Bruch verstellt auch einen Teil der früh-tertiären Basalte. Im Gegensatz zu den früheren Annahmen kommt BÜTLER (1955, S. 94; 1957, S. 10) zum Schluss, dass der Bruch nicht zur »post-devonischen Hauptverwerfung« gehört, sondern lediglich eine sekundäre Diagonalverbindung zwischen zwei ursprünglich getrennten Hauptbrüchen darstellt. Der Querbruch ist erst während dem Eindringen der jungen Basalte entstanden. Nach BÜTLER gibt es keine Argumente, die einwandfrei für eine prä-tertiäre oder gar karbonische Anlage dieser sog. »Diagonalverwerfung« zeugen würden.

Auf der Skizze Fig. 49 habe ich die im Segelsällskapets Fjord postulierte Bruchstufe wie BÜTLER (1955, Fig. 2, S. 13) eingezeichnet und darüber hinaus bis in den Alpefjord gezogen. Am Westende der Linie, halbwegs zwischen Kap Mæchel und der Mündung Schaffhauser-dalen, durchschneidet ein saigerer Basaltgang die Quarzite der Unteren Eleonore Bay Formation. Das Intrusivum gehört zweifellos dem kretazisch-tertiären Eruptivzyklus an (vgl. S. 118). Die bankigen Sedimente beiderseits des Ganges zeigen zwar nur eine unwesentliche Verstellung, so dass dort von einer Bruchstufe keine Rede mehr sein kann.

Auf Traill Ø ist der Südflügel der Verwerfung um rund 3000 m abgesunken. Zwischen Lyells Land und Scoresby Land ist der Südflügel um rund 1200 m gehoben. Im Alpefjord ist die Verwerfung praktisch ausgeheilt. Für eine Fortsetzung der Störung durch Nathorsts Land, wie sie von VISCHER (1943, Fig. 23, S. 171) skizziert worden ist, gibt es keine hinreichenden Belege.

Die Diagonalverwerfung im Segelsällskapets Fjord und der grosse Bruch am Ostrand der Staunings Alper umrunden ein Areal, das tektonisch und morphologisch ein Hochgebiet darstellt. Das dem Staunings Alper Massiv eigene »alpine« Relief reicht in die prä-diluviale Zeit zurück. Die Gipfelflur des Massives überragt die Peneplain der inneren Fjordregion um mehrere hundert Meter. Über das Alter dieser morphologischen Aufwölbung ist von zahlreichen Autoren spekuliert worden: WEGMANN (1935 a, S. 44; 1940, S. 103) betrachtet die Aufwöl-

bung als post-basaltisch (tertiär) bis präglazial. Nach KOCH (1950, S. 7) hat die Heraushebung des Massives bereits in der Trias begonnen. FRÄNKEL (1953 b, S. 52—54) kommt auf ein post-jurassisches bis präglaziales Alter und BÜTLER (1955, S. 94) möchte auf Grund seiner Studien an den Bruchsystemen der Traill Ø die Aufwölbung ins frühe Tertiär legen.

Wie die strukturellen Beziehungen zwischen dem Granitmassiv und seinem Sedimentrahmen zeigen, hat das von den Graniten eingenommene Segment schon zur Zeit der Intrusion, in spätkaledonisch-devonischer Zeit also, aufsteigende Tendenzen besessen. Wie stark und zu welchen Zeitabschnitten derartige Bewegungen später wiederum stattgefunden haben, kann in dem von mir untersuchten Gebiet nicht entschieden werden. Die post-granitischen Bewegungen lassen sich mit Sicherheit erst dann rekonstruieren, wenn die ganze post-devonische Sedimentsuite am Ostabfall der Staunings Alper im Detail bekannt ist.

SUMMARY

The Staunings Alper are a late Caledonian granite massif the summits of which attain a height of nearly 3,000 m (fig. 1 and pls. I—VII).

In 1954 the author who was accompanied by W. DIEHL and F. SCHWARZENBACH worked in Forsblads Fjord and in the Staunings Alper. The geological exploration of the granite massif had to be limited to the transverse sections along some of the major glaciers (Sefströms Gl., Gullygletscher, Vikingebræ, and Linné Gl.). On August 5th we climbed the highest peak of the Staunings Alper, viz. Dansketinden (2930 m). Our routes are shown in fig. 4.

1. STRATIGRAPHY AND PETROGRAPHY

I. The pre-Devonian sediments of Scoresby Land, Nathorsts Land, and Lyells Land.

The Pre-Cambrian and the early Paleozoic sedimentary series along the northern border of the Staunings Alper strike N.W.—S.E. and generally dip towards the east. Between Alpefjord and Kong Oscars Fjord the whole sequence of the Caledonian-folded geosynclinal series is exposed: In Alpefjord the deepest beds of the Lower Eleonore Bay Formation occur. In northern Scoresby Land the Upper Eleonore Bay Formation (figs. 10, 11), the Tillite Formation, and the Cambro-Ordovician follow. Along Kong Oscars Fjord the Devonian transgressively rests on the sedimentary mantle of the Caledonides. The stratigraphy and tectonics of the pre-Devonian sediments are described in the papers by FRÄNKEL (1951, 1953 b), COWIE and ADAMS (1957), and SOMMER (1957). The stratigraphic tables on pp. 25—27 were compiled from the results of these four authors.

II. The Caledonian gneisses in Forsblads Fjord, Ismarken, and Scoresby Land.

The geological map of the Staunings Alper and of Forsblads Fjord (pl. XI) includes the crystalline series of all the floors of “stockwerk”-folding of the Caledonian mountains.

During the folding process, transfer of matter and metamorphism in the interior of the mountain-chains transformed large portions of the sedimentary sequence. The transformation of the rocks took place progressively, it started from the complicatedly built bodies of the migmatitic basal part of "stockwerk"-folding. Continuous transitions from the gneissified into the non-metamorphic sediments occur.

A. Synorogenic granites and migmatites.

The migmatitic substratum is of a shell-like and heterogeneous structure. The precincts of intensive transfer of matter are plastic-fluidally swelled up. As migmatitic bodies they took an active part in the folding. All stages of granitization can be observed "in situ". The synorogenic granites are the final products of protracted and varied metasomatic processes. They were formed under mesothermal conditions.

The migmatite-gneisses are metamorphites altered by an addition of matter. They exhibit gradational transitions into the synorogenic granites and the contact-metamorphic para-rocks¹⁾. Stromatolithic gneisses are more frequent than phlebitic ones. The gneisses are inhomogeneous. The mineral content, especially the content of mica and its accessories, may vary from band to band.

Only the gneisses around Dammen (inmost Alpefjord) differ from the general mineral content: Here labradorites and bytownites can be seen in the place of the oligoclases usually found in the Caledonian migmatites. The migmatite-gneisses at Dammen are completely surrounded by granite intrusions; their stratigraphic position is therefore doubtful. Possibly we are here concerned with pre-Caledonian gneisses (Archean?).

B. Metamorphic Greenlandian sediments slightly altered through transfer of matter.

In the top and mantle rocks of the migmatitic domes the influence of the transferred matter continually decreases. Here the metamorphism develops into isochemical alteration (contact metamorphism). The isograde zones of transformed rocks (fronts of metamorphism) run largely parallel with the structural arrangement of the migmatite bodies. The zone of contact-metamorphic recrystallization may extend over hundreds to thousands of metres (regional metamorphism). In Forsblads Fjord and in Alpefjord there are continuous transitions in horizontal and vertical direction to the non-metamorphic series. The zones of

¹⁾ According to NIGGLI (1950), para-rocks are metamorphic sediments without alteration of the entire chemical composition during metamorphosis.

the similar mineral facies in most cases strike obliquely across the stratigraphic sequence.

Only slightly altered petrographically by the introduction of matter, the sediments may be classified as follows:

- (a) Psammitic para-rocks: Mica-quartzites,
feldspar-quartzites,
quartz-rich gneisses,
- (b) Pelitic para-rocks: Phyllites,
mica-schists,
mica-gneisses,
- (c) Carbonate rocks and
calc-silicate rocks: Marbles,
dolomite-quartzites,
calc-mica-schists,
calc-silicate-felses.

C. Amphibolites and related basic rocks.

Large occurrences of basic rocks crop out on Ismarken only. Small layers and lenses, however, may be met with throughout the whole gneissic area. The basic rocks everywhere present an amphibolitic facies. We not often can reconstruct their genesis clearly.

A large portion of the amphibolites, particularly the concordant bands embedded in the para-rocks and the migmatites, may be of sedimentary origin (para-amphibolites).

The large irregularly shaped amphibolite masses in Højedal, Tærskeldal, and near Wahlenbergs Gl. and Violingletscher, may in part be interpreted as relics of pre- to early-Caledonian ophiolites (cf. HALLER 1955 a, pp. 79, 109) (ortho-amphibolites).

From the district of Kejser Franz Josephs Fjord the author (1953, 1955 a, 1956 a) has described various occurrences of basic exudates in the top beds of the migmatite masses. The granitization process probably also caused the migmatites of Ismarken and western Nathorsts Land to be enriched with feric components, but we lack positive evidence.

III. The late- to post-orogenic intrusive granites in the Stauning Alper, eastern Nathorsts Land, and Lyells Land.

During the late- and post-orogenic phase of the Caledonian various generations of intrusive granite settled in the mountain structure. They are in part monoschematic granitic rocks with all the qualities of an eruptive rock. They, however, exhibit no traces of eumagmatic differentiation. The late- to post-orogenic intrusive granites should

be regarded as late palingenetic products of the synorogenic migmatic activity. They were segregated from the depths of the fluidal basal complexes, and squeezed in along the planes of weakness in the higher parts of the mountain belt as granitic, less often pegmatitic melts, some of them also as crystalline solutions of granitic composition. The granite intrusions regularly occur in the marginal portions of the active orogenic structural units (cf. HALLER 1955 a, fig. 68, p. 135).

The massif of the Staunings Alper represents the largest occurrence of late- to post-orogenic granites in the Caledonian of East Greenland. The interior of the massif contains huge remnants of synorogenic crystalline rocks. Here replacement breccias and assimilation phenomena can be observed in numerous variations.

Three intrusive phases are represented in the Staunings Alper massif. The three phases form a chronologic and genetic sequence:

- (1) The *first generation* is a heterogeneous product formed by the intermixture of a pegmatitic emanation with the re-molten and assimilated host rock. The predominant rock type of the interior of the massif, a lenticular "flaser"-like biotite-granite, belongs to this generation.
- (2) The *second phase* intruded as a finished granitic mass. It made its way through the first generation as a homogeneous mass (fig. 12). The second generation chiefly builds up the mantle of the massif; it corresponds to the ubiquitous late- to post-orogenic intrusive granite in the East Greenland Caledonian. Locally the young granites also issue aplitic and pegmatitic dykes.
- (3) A *late generation* of red granites and associated hydrothermal mineral deposits penetrates the interior of the massif. It completes the post-orogenic intrusive cycle.

A. The older generation of granites.

The heterogeneous first generation is a result of volume-by-volume replacement. It is the complex product of transfer of matter, assimilation, and re-melting. Two agents worked their formation: (a) injections of molten matter transferred from the depth (*Entexis*, SCHEUMANN 1937, p. 405), and (b) exudative melts of the host rock itself (*Ektexis*, SCHEUMANN 1937, p. 405). The remaining rock material consists of non- or half-molten single grains or crystalline aggregates of the host rock.

The pegmatitic admixture from the depth puts the whole process into action. It probably originates from the still mobile deep-seated bottom zone of the synorogenic migmatite "stockwerk". Its action

began with the "diffusion" of the affected chamber (injection metamorphism in the sense of the "metamorphic-metasomatic diffusion theory" of RAMBERG 1956). In this way the host rock was soaked and in part began to flow (anatexis). At the deeper level the affected and mobilized old material was completely dissolved and finally, when entirely fluid, became a homogeneous eruptive melt (palingenesis). Partly this is the case in the interior of the massif.

We here are confronted with a progressive assimilation, leading from injection metamorphism to palingenesis (cf. pl. IX) by constantly transferring solid material into the fluid phase (syntaxis).

The older granites came into existence *in situ* after the orogeny. The fold structure in northern Scoresby Land was thereby literally "eaten through". A replacement was effected there. The granites largely reflect the structure of the host rock. The structural elements of the new rock are in the main derived from the reworked autochthonous (synorogenic) crystalline rocks.

According to the nature and number of feldspars, the older intrusive granites can be divided into two petrographic groups:

- a) granites (granitic pegmatite, alkali-feldspar granites, biotite-rich alkali-feldspar granites) and
- b) quartz-monzonites (biotite-quartz-monzonites, muscovite-bearing biotite-quartz-monzonites).

B. The younger generation of granites.

The younger granites cut discordantly through the first generation and the sediments around the batholith (cf. figs. 24, 25, 28). Their components are largely independent of the country rock. The contact action on the sediments around the batholith is inconsiderable. At the higher level the granite melt had no noteworthy assimilatory capacity. Even sedimentary rock bodies drowned in the crystalline mass show only slight traces of alteration.

The younger granites can be divided into two groups of different age, into the biotite-grano-diorites and into the subsequently intruded two-mica-granites. The second group forms the dominant rock not only in the mantle of the Stauning Alper massif but in the late- to post-orogenic granite areas of East Greenland generally.

According to mineralogic and intrusive-tectonic observations it is probable that in the Stauning Alper area the younger granites are the direct palingenetic products of the older generation.

This assumption is graphically represented in fig. 40 where the supposed genesis of the two granite groups is outlined as well:

- (I) The *biotite-grano-diorites* are so similar in their mineralogical composition to parts of the first generation granitized *in situ* that they must be regarded as direct palingenites of these types.
- (II) The *two-mica-granites* are always younger than the biotite-grano-diorites. Their chemical composition is potash-rich and fairly constant.

The melts of the two-mica-granites are probably derived from a larger chamber of molten rocks. Down there, differentiation processes and interchange of matter can be expected. Numerous dykes fractionated directly from the granites and bear evidence that pegmatoid derivatives separated out at any rate locally and at higher levels.

The late red granites and their hydrothermal trailers may be regarded as indicators of a latent separation of material in the non-exposed depths of the mountain massif. No eumagmatic residual segregations occur among these late formations.

C. Comments on the palingenesis.

The late- to post-orogenic intrusives are closely related petrochemically to the synorogenic migmatite-granites. With a view to the area of the East Greenland Caledonides as a whole I termed the late- to post-orogenic intrusive granites late palingenetic products of the synorogenic migmatic activity.

In the Staunings Alper actually only the *biotite-grano-diorites* (the younger generation) can be interpreted as direct palingenetic products of the first generation. The *two-mica-granites* are, it is true, genetically and materially related to the biotite-grano-diorites; petrographically, there also are continuous transitions between the two types. But the two-mica-granites underwent a *further evolution*, which characterizes them and is marked by the granite cycle related to the orogenic evolution ("Granite Series", READ 1955); they grew uniformly rich in potassium. This fact BACKLUND (1938, p. 194) takes for a characteristic of "spättektonischer Granitaufstieg" (late tectonic rise of granite). Besides, the two-mica-granites are distributed in the mountain structure in such a way that their place of origin must be thought of as an extensive melting chamber located deep below the synorogenic migmatite stockwerk.

D. Petrochemical data.

On pp. 77—87 the analytical data and petrochemical values of seven granite samples taken from the two generations are given. The samples come from different parts of the Staunings Alper massif and from

the outer part of Forsblads Fjord; on the map of localities, fig. 47 (pp. 412—413), they are marked with double circles. Single circles stand for samples examined microscopically only.

IV. The late- to post-Caledonian lamprophyres.

Lamprophyric rocks are widely distributed in the region Staunings Alper—Forsblads Fjord. RITTMANN (1940 a) has described the powersites along the south shore of Segelsällskapets Fjord.

The investigations in northern Scoresby Land (FRÄNKL 1953 b) and Lyells Land (SOMMER 1956) proved the existence of additional localities of such dykes along the north shore of Segelsällskapets Fjord and in Alpefjord. The author ascertained the presence of a large swarm of lamprophyric veins in the area around the innermost part of Forsblads Fjord (Tærskeldal (fig. 41), Højedal).

The occurrence of the lamprophyres is always associated with the late- to post-orogenic fault systems and their immediate neighbourhood. Often the dykes directly use the fracture planes as channel-ways. Some lamprophyres turned cataclastic post-intrusively through late movements.

We distinguish between older and younger lamprophyric dykes: The older types show paracrustal mixing with plastically deformed gneisses (fig. 43), others are folded phlebitically with aplites and pegmatites of the same age (fig. 46). The younger types remained largely unaffected by late movements.

The two types of dykes also differ in composition. The older lamprophyres are of a dioritic kind (spessartites), they seem to be trailers of the synorogenic magmatic activity. The younger lamprophyres are syenitic (minettes, powersites); they are derivatives of the late- to post-orogenic granite intrusions.

V. The post-Caledonian dyke rocks in the Alpefjord and in the Staunings Alper.

The eruptives termed post-Caledonian dyke rocks intruded after the orogenic cycle had come to an end. Some of them should undoubtedly be ascribed to the Cretaceous-Tertiary final volcanism. Others may also be products of the Devonian-Carboniferous eruptive action.

The syenite-porphyrries and basalts in Alpefjord and in Syltøppene are directly comparable to the young eruptive series in eastern Scoresby Land (Store Blydal, Werner Bjerge, Ørsteddal, Oksedal, Pictet Bjerge, etc.). From this area some dykes also cut across the Staunings Alper fault, where they break through the Caledonian sedimentary area.

2. TECTONICS

The Caledonian fold elements are shown schematically in fig. 48: the fat lines represent the fold axes of the covering sedimentary series; thin lines trace the course of the axes of the mobile basal part. The folds of the deep-seated tectonic floors only partially follow the general N.—S. trend of the sedimentary arches. The crowding B-axes of the migmatite formations form complicated whirl- and bend-structures. The whole fold structure developed during the Caledonian main phase¹⁾.

The late- and post-Caledonian fault systems (fig. 49) are of special importance within the discussed area.

Most of the faults are older or of the same age as the uprise of the late orogenic granites: The earliest ones are moderately dipping slip planes of tension fractures. In the sediment mantle north of the Staunings Alper massif such gliding movements (faulting and tension fracturing, cf. fig. 50) were of a far greater intensity than the preceding folding movements. The subsequent fractures were steep faults.

Only few fractures are clearly post-granitic; they can in part be paralleled with the young traces of movement along the outer coast.

The intrusive granites intruded after the migmatites and metamorphites formed during the main Caledonianphase had consolidated. In the areas of Forsblads Fjord and Staunings Alper the granites are located in the tectonic transitional zone of bottom shearing between the gneissified basal part and the non-metamorphic top part of the Caledonian structure (cf. HALLER 1955 a, fig. 11, p. 43; 1955 b, fig. 2, p. 284). Their emplacement belongs to the post-tectonic events. Late orogenic disturbances, predominantly tension fractures, partly served as direct feeding channels for the granitic melts.

I. The tectonics of Forsblads Fjord.

From head to mouth Forsblads Fjord passes through all the tectonic storeys of the Caledonian mountain structure (cf. sections A and B, pl. XII). In the innermost fjord basin and in Ismarken the deep-seated migmatitic floor is exposed. There, synorogenic granites and migmatites form an E.—W. trending swarm of folds descending towards the east with a general pitch of 30—40°.

At the head of Forsblads Fjord a system of N.—S. striking shear-planes borders on the migmatitic structure. The major fault plane cuts

¹⁾ In central East Greenland the Caledonian main folding activity took place between the Middle Ordovician and the Lower Devonian. More accurate dating is not yet possible.

across Højedal at its very mouth, whence it follows the outflow of Taerskedalsø. South of the lake it breaks into a system of compound faults and loses its character of a major plane of movement.

Above the shear planes a zone differing in structural and mineral facies follows: there the macro- and micro-folds are trending N.—S. The psammitic to pelitic gneiss material has only been migmatitised in sheets; large series received no or only an inconsiderable *addition of material*. Towards the outer part of the fjord the zone passes into the non-metamorphic mantle series.

At the time of the Caledonian orogeny a gradational transition from migmatitised to non-metamorphic sediments probably took place within the area of Forsblads Fjord. Later on the synorogenic structure was so strongly penetrated by fault systems and granitic intrusions that the various stages of the progressive alteration of the sediments are only deficiently preserved.

The granite intrusions principally settled in the middle parts of the fjord. A comparison of the two sides of the fjord shows that some of the granites invaded the area laterally from the south in a northward direction. As it was the case in the Staunings Alper massif, two intrusive generations of different age can be ascertained in Forsblads Fjord — and particularly so at Philipshorn.

II. Tectonics of the sedimentary area of northern Scoresby Land and eastern Nathorsts Land.

The sedimentary area in the northern part of the Staunings Alper massif has been thoroughly described in the papers of FRÄNKL (1951, 1953 b) and SOMMER (1957). According to the observations of those two authors, the following units were found (fig. 51):

- (A) The Alpefjord-block: A flat synclinal element, bounded in the east by a perpendicular fault (fig. 52).
- (B) The Murchisons Bjerger-block: A horst-like lifted convexity; its crest-line rises towards the south. The arch is almost exclusively occupied by intrusive granites. Fig. 53 shows the large fault between the Alpefjord-block and the Murchisons Bjerger-block; the throw of the fault amounts to nearly 2,000 m.
- (C) The Skjoldungebræ—Kap Lagerberg-zone: An area of complicated structure consisting of a synclinal and an anticlinal element. On Scoresby Land a swarm of N.—S.-striking tension fractures (figs. 50, 54) penetrates into the fold structure.
- (D) The zone of the eastern boundary flexure: The eastward-dipping flexure which formed in Devonian times is dissected by

later thrust movements (Variscan movements) into wedges that are superimposed like the tiles of a roof (cf. FRÄNKEL 1953 b, pp. 44—45).

In the sedimentary area the moderately dipping slip faults constitute the predominant structural elements. In Scoresby Land the tension is more intensive than on Lyells Land. SOMMER (1957 p. 142) distinguishes between two systems of slip faults of different age. According to my observations, all the slip faults should be ascribed to the late orogenic phase.

III. Tectonics of the Staunings Alper.

Many remnants of pre-granitic structures can be observed in the granite massif. Intercalations and gneiss complexes embedded in the granite distinctly reflect the synorogenic fold structure (cf. sections C—F, pl. XIII). The local conditions of these upfolds combined with the course of the later tension fractures determined the form and size of the invaded segment.

The older granite generation slowly broke up the pre-existing rock material in an operation of roof-foundering and assimilation processes and principally followed the anticlinal structures. During the "mise en place" of the first generation no noteworthy movements took place, neither in the massif nor in the rocks around the batholith. The older granites were formed *in situ*; their volume approximately corresponds to that of the assimilated invaded formations.

The younger granite generation did not intrude till after the first generation had become solid and followed quite different principles: The young granites largely settled along the periphery of the melting chamber, so as to form a homogeneous mantle around the area of the older granite generation. These conditions are outlined in fig. 55. The space occupied by the young granites had become empty to a great extent as a result of tectonic operations.

The direct co-operation of slip faults and granite intrusions (younger generation) can be observed in many places.

Fig. 56 shows a zone of desintegration, several hundred metres thick, with syn- and late-kinematically intercalated granite.

Fig. 57 shows a network of apophyses with feeding planes of different ages; the intrusion of the granitic dyke rock and the tectonic deformation of the host rock evidently took place within the same period.

Although younger than the major movements along the slip faults and within the sedimentary fore-land, the granitic mantle rock of the Staunings Alper massif (younger granite generation) bears evidence of

these movements as well: The whole eastern flank of the massif shows megascopically noticeable "benches" of the clumsily massive granite walls. The parting planes uniformly dip towards the west. They run parallel with the tension fractures of the sedimentary fore-land and in many places even form their immediate continuation (fig. 59, 60). The "benches" are tectonically orientated jointing planes and crushing zones. They suggest that in the granitic mass a directive pressure outlived the solidification and that minor movements took place along the slip faults even during the terminal phase of the intrusion.

IV. The post-Devonian, predominantly Tertiary, fault systems.

In the east the Staunings Alper massif and its fore-land are cut off abruptly by a large fault (fig. 49) and the major fault plane dips steeply towards the east. South of the 72nd parallel the fault scarp is split open, forming a complicated step-fault system. The early movements along this "Staunings Alper-fault" are probably of pre-Permian age. As demonstrated by BÜTLER (1957, fig. 2, p. 9), this fault is not the direct continuation of the "post-Devonian main fault" on Hudson Land and Gauss Halvø. In Skeldal a young dolerite dyke was sheared and serpentised along the fault; part of the dislocation, at any rate, may therefore be referred to the Tertiary.

The two sides of Segelsällskapets Fjord differ in structural respect. The fjord basin is evidently intersected by a large fault. BÜTLER (1957) regards this fault plane as a continuation of the large "diagonal fault" on Traill Ø for which he postulates a Tertiary age.

The diagonal fault in Segelsällskapets Fjord and the fault along the eastern border of the Staunings Alper surround an area of upheaval in the tectonic and morphological sense. The alpine relief peculiar to the Staunings Alper doubtlessly dates back to pre-diluvial times. The summit-level of the massif rises several hundred metres above the peneplain of the inner fjord region. Numerous authors have been speculating about the age of this upheaval: WEGMANN (1935 a, 1940) regards the uplift as post-basaltic (Tertiary) to pre-glacial, KOCH (1950) considers it as post-Permian while in FRÄNKEL's opinion (1953 b) it is post-Jurassic to pre-glacial, and in BÜTLER's (1955) early Tertiary.

As shown by the structural relations between the granite massif and its sedimentary fore-land, the segment occupied by the granites must have tended towards rising already at the time of the intrusion, i. e. in late-Caledonian-Devonian times.

For the translation of this summary the writer is indebted to Miss E. GLEERUP (Copenhagen) and Miss L. AEGERTER (Basel).

LITERATURVERZEICHNIS

(excl. Reiseberichte)

M. o. G. = Meddelelser om Grønland

- ADAMS, F. D. and BARLOW, A. E. 1910. Geology of the Haliburton and Bancroft Area, Ontario. Geol. Surv. Can., Mem. No. 6, Ottawa.
- ADAMS, P. 1957. (vgl. COWIE, J.).
- BACKLUND, H. 1930. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. M. o. G. Bd. 74, XI, København.
- 1932. Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Joseph Fjord. M. o. G. Bd. 87, Nr. 4, København.
- 1936. Der »Magmaaufstieg« in Faltengebirgen. Bull. Comm. Géol. Finl. Nr. 115, Helsinki.
- 1938. Zur »Granitisationstheorie«. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 60, H. 2, Stockholm.
- 1943. Einblicke in das geologische Geschehen des Prækambriums. Geol. Rundschau Bd. 34, H. 2—6, Stuttgart.
- BEARTH, P. 1959. Geology of the Werner Bjerge. M. o. G. Bd. 153, Nr. 2, København.
- BOYD, L. A. 1935. The Fjord Region of East Greenland, Franz Joseph Fjord and Vicinity. Am. Geogr. Soc., Spec. Publ. Nr. 18, New York.
- 1948. The Coast of Northeast Greenland, with Hydrographic Studies in the Greenland Sea. Am. Geogr. Soc., Spec. Publ. Nr. 30, New York.
- BÜTLER, H. 1954. Die stratigraphische Gliederung der mitteldevonischen Serien im Gebiete von Kap Franklin am Kejser Franz Josephs Fjord in Zentral-Ostgrönland. M. o. G. Bd. 116, Nr. 7, København.
- 1955. Das variscisch gefaltete Devon zwischen Duséns Fjord und Kongeborgen in Zentral-Ostgrönland. M. o. G. Dd. 155, Nr. 1, København.
- 1957. Beobachtungen an der Haupthrüchzone der Küste von Zentral-Ostgrönland. M. o. G. Bd. 160, Nr. 1, København.
- COETZEE, C. B. 1941. The Petrology of the Goodhouse-Pella Area, Namaqualand, South Africa, Vol. 44, Johannesburg (1942).
- COLLINS, W. H. 1921. Relations of subjacent igneous invasion to regional metamorphism. Am. Journ. Sci. 201, New Haven.
- COWIE, J. and ADAMS, P. J. 1957. The Cambro-Ordovician of Central East Greenland. Part I. Stratigraphy and Structure. M. o. G. Bd. 153, Nr. 2, København.
- DRESCHER-KADEN, F. K. 1936. Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildungen und ihre Bedeutung bei der Entstehung der Magmen, nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen. Chemie der Erde, Bd. 10, H. 2, Jena.
- 1940. Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen, sowie der synantetischen Reaktionsformen. Teil I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. Chemie der Erde. Bd. 12, H. 3, Jena.

- DRESCHER-KADEN, F. K. 1948. Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. (Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen Bd. 1), Springer-Verlag, Heidelberg.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. 1943. Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. XIII. Über Granitstrukturen. Sitzungsberichte Heidelberger Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl. Jg. 1942, 2. Abh., Heidelberg.
- 1950. Die Entwicklung und jetzige Stellung des Granitproblems. Heidelberger Beitr. zur Min. u. Petr. Bd. 2, H. 4, Heidelberg.
- ESKOLA, P. 1932. On the Principles of Metamorphic Differentiation. Extr. Compt. Rend. Soc. Géol. Finl. No. 5, Helsinki.
- 1948. The Nature of Metasomatism in the Processes of Granitization. Report of the 18th Session, Intern. Geol. Congr., Part III., London.
- FOYE, W. G. 1915. Nephelite Syenites of Haliburton County, Ontario. Am. Journ. Sci. 4th ser., vol. 40. New Haven.
- FRÄNKEL, E. 1951. Die Untere Eleonore Bay Formation im Alpefjord. M. o. G. Bd. 151, Nr. 6, København.
- 1953 a. Geologische Untersuchungen in Ost-Andrées Land (NE-Grönland.) M. o. G. Bd. 113, Nr. 4, København.
- 1953 b. Die geologische Karte von Nord-Scoresby Land (NE-Grönland). M. o. G. Bd. 113, Nr. 6, København.
- GÜRICH, G. 1905. Granit und Gneis. Himmel und Erde. XVII. Jahrg., H. 6, Berlin.
- HALLER, J. 1953. Geologie und Petrographie von West-Andrées Land und Ost-Fränkels Land (NE-Grönland). M. o. G. Bd. 113, Nr. 5, København.
- 1955 a. 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, København.
- 1955 b. Die syn- und postorogenen Granite der ost-grönlandischen Kaledoniden. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 35, H. 2, Zürich.
- 1956 a. Geologie der Nunatakker Region von Zentral-Ostgrönland zwischen $72^{\circ}30'$ und $74^{\circ}10'$ n. Br. M. o. G. Bd. 154, Nr. 1, København.
- 1956 b. Probleme der Tiefentektонik: Bauformen im Migmatit-Stockwerk der ostgrönlandischen Kaledoniden. Geol. Rundschau Bd. 45, H. 2, Stuttgart.
- 1956 c. Die Strukturelemente Ostgrönlands zwischen 74° und 78° N. M. o. G. Bd. 154, Nr. 2, København.
- HOENES, D. 1949. Petrogenese im Grundgebirge des Südschwarzwaldes. Heidelberger Beitr. zur Min. u. Petr. Bd. 1, H. 2/3, Heidelberg.
- HOLMES, A. 1937. The Petrology of the Katungite. Geol. Mag. Bd. 74, London.
- HOLMQUIST, P. J. 1913. Järnmalernas struktur och metamorfos. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 35, H. 4, Stockholm.
- 1921. Typen und Nomenklatur der Adergesteine. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 43, H. 6/7, Stockholm.
- HUBER, H. M. und NIGGLI, P. 1943. Über die Namengebung bei grobgemengten Gesteinen. (Enthalten in: HUBER, H. M. 1943. Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv; S. 89—90). Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 23, H. 1, Zürich.
- HUBER, W. 1950. Geologisch-petrographische Untersuchungen in der inneren Fjord-region des Kejser Franz Josephs Fjordsystems in Nordostgrönland. M. o. G. Bd. 151, Nr. 3, København.
- JOPLIN, G. A. 1935. Diorite-Limestone Reaction at Ben Bullen, New South Wales: A Study in Contamination. Geol. Mag. vol. 72. No. 849, London.
- KATZ, H. R. 1952. Ein Querschnitt durch die Nunatakzone Ostgrönlands (ca. 74° n. Br.). M. o. G. Bd. 144, Nr. 8, København.

- KING, B. C. and DE SWARDT, A. M. 1949. The Geology of the Osi Area, Ilorin Province. Bull. Geol. Surv. of Nigeria No. 20, Kaduna.
- KOCH, L. 1929. Geology of Greenland: Nr. 1, The Geology of East Greenland, Nr. 2 Stratigraphy of Greenland, M. o. G. Bd. 73, København.
- 1955. Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—39. Conducted by Lauge Koch. Part II. M. o. G. Bd. 143, Nr. 2, København.
- LOEWINSON-LESSING, F. 1899. Studien über die Eruptivgesteine. Congr. Géol. Intern. Russie 1897, XIII, Petersburg.
- MISCH, P. 1949. Metasomatic Granitization of Batholithic Dimensions. Am. Jour. Sci., vol. 247, No. 4, 6, 10. New Haven.
- NIGGLI, P. 1939. Tabellen zur Petrographie und zum Gesteinsbestimmen. ETH, Zürich.
- 1942. Das Problem der Granitbildung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 22, H. 1, Zürich.
- 1946. Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitischen Magmen und die Anatexis. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 26, H. 1, Zürich.
- 1948. Gesteine und Minerallagerstätten. Verlag Birkhäuser, Basel.
- 1950. Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 30, H. 2, Zürich.
- PARASKEVOPoulos, G. M. 1953. Beitrag zur Kenntnis der Feldspäte der Tessiner Pegmatite. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 3. Folge, Bd. 3, Wien.
- PITCHER, W. S. 1953. The Rosse Granitic Ring-Complex, County Donegal, Eire. Proc. Geol. Ass., vol. 64, part 3, London.
- QUIRKE, T. T. 1927. Killarney gneisses and migmatites. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 38, New York.
- RAMBERG, H. 1956. Pegmatites in West Greenland. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 67, No. 2, New York.
- READ, H. H. 1944. Meditations on Granite: Part Two. Proc. Geol. Ass., vol. 55, part 2, London.
- 1955. Granite series in mobile belts. (In: Crust of the Earth, a Symposium). Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62, Baltimore.
- REYNOLDS, DORIS L. 1936. Demonstrations in petrogenesis from Kiloran Bay, Colonsay. I. The Transfusion of Quartzite. Min. Mag., vol. 24, No. 155, London.
- 1946. The Sequence of Geochemical Changes Leading to Granitization. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. CII, part 3, London.
- 1947. The Association of Basic »Fronts« with Granitization. Sci. Progr., vol. 35, No. 138, London.
- RITTMANN, A. 1940 a. Studien an Eruptivgesteinen aus Ostgrönland. M. o. G. Bd. 115, Nr. 1, København.
- 1940 b. Der jungpaläozoische Vulkanismus in Ostgrönland. Mitt. Natf. Ges. Schaffh., Bd. 16, Nr. 8, Schaffhausen.
- SANDER, B. 1948. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Erster Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Springer-Verlag, Innsbruck.
- SCHEUMANN, K. H. 1932. Über die Bedeutung der mineralfaziellen Analyse für die Auffassung der metamorphen Gesteine. Bericht Sächs. Akad. Wiss. Leipzig, math.-phys. Kl., Bd. 84, Leipzig.
- 1936. Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine. Tschermaks Min. Petr. Mitt. Bd. 48, H. 3/4, Leipzig.
- 1937. Metatexis und Metablastesis. Tschermaks Min. Petr. Mitt., Bd. 48, H. 5/6, Leipzig.

- SEDERHOLM, J. J. 1907. Om Granit och Gneis. Bull. Comm. Géol. Finl. No. 23, Helsinki.
- SEDERHOLM, J. J. 1910. Die regionale Umschmelzung (Anatexis). C. R. XI Congr. Géol. Internat. Stockholm 1910, Stockholm (1912).
- 1913. Über die Entstehung der migmatitischen Gesteine. Geol. Rundschau Bd. 4, H. 3, Leipzig.
- 1923. On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part I. the Pellinge Region. Bull. Comm. Géol. Finl. No. 58, Helsinki.
- 1926. On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part II. the Region around the Barösundsfjärd W. of Helsingfors and Neighbouring Areas. Bull. Comm. Géol. Finl. No. 77, Helsinki.
- SIMONEN, A. 1948. On the Petrochemistry of the Infracrustal Rocks in the Sveco-fennidic Territory of Southwestern Finland. Bull. Comm. Géol. Finl. No. 141, Helsinki.
- SOMMER, M. 1957. Geologie von Lyells Land (NE-Grönland). M. o. G. Bd. 155, Nr. 2, København.
- TERMIER, P. 1910. Sur la genése des terrains cristallophylliens. C. R. XI Congr. Géol. Internat. Stockholm 1910, Stockholm (1912).
- VISCHER, A. 1943. Die postdevonische Tektonik von Ostgrönland zwischen 74° und 75° n. Br., M. o. G. Bd. 133, Nr. 1, København.
- WAHL, W. A. 1937. The Granites of the Finnish Part of the Svecofennian Archaean Mountain Chain. Bull. Comm. Géol. Finl. No. 115, Helsinki.
- WEGMANN, C. E. 1935 a. Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland). M. o. G. Bd. 103, Nr. 3, København.
- 1935 b. Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau Bd. 26, H. 5, Stuttgart.
- 1940. Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands. Mitt. Natf. Ges. Schaffh. Bd. XVI, Nr. 4, Schaffhausen (Herausgegeben Okt. 1939).
- WENK, E. and HALLER, J. 1953. Geological Explorations in the Petermann Region, Western Part of Frænkels Land. M. o. G. Bd. 111, Nr. 3, København.
- WENK, E. 1954 a. Forschungen im Gebiet der Petermann Spitze, Ostgrönland. Mitt. Natf. Ges. Bern, Neue Folge Bd. 11, Bern.
- 1954 b. Berechnungen zu Stoffaustauschvorgängen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 34, H. 2, Zürich.
- WITZIG, E. 1954. Stratigraphische und tektonische Beobachtungen in der Mesters Vig Region (Scoresby Land, Nordostgrönland). M. o. G. Bd. 72, Anden Afd. Nr. 5, København.
- ZWEIFEL, H. 1958. Geologie und Petrographie von Nathorsts Land (Zentral-Ostgrönland), M. o. G. Bd. 160, Nr. 3, København.

Færdig fra trykkeriet den 3. november 1958.

TAFELN

Tafel I.

Flugbild aus dem zentralen Teil des Staunings Alper Massives. Blick gegen NW auf die höchsten Gipfel. (Foto E. HOFER, 1951).





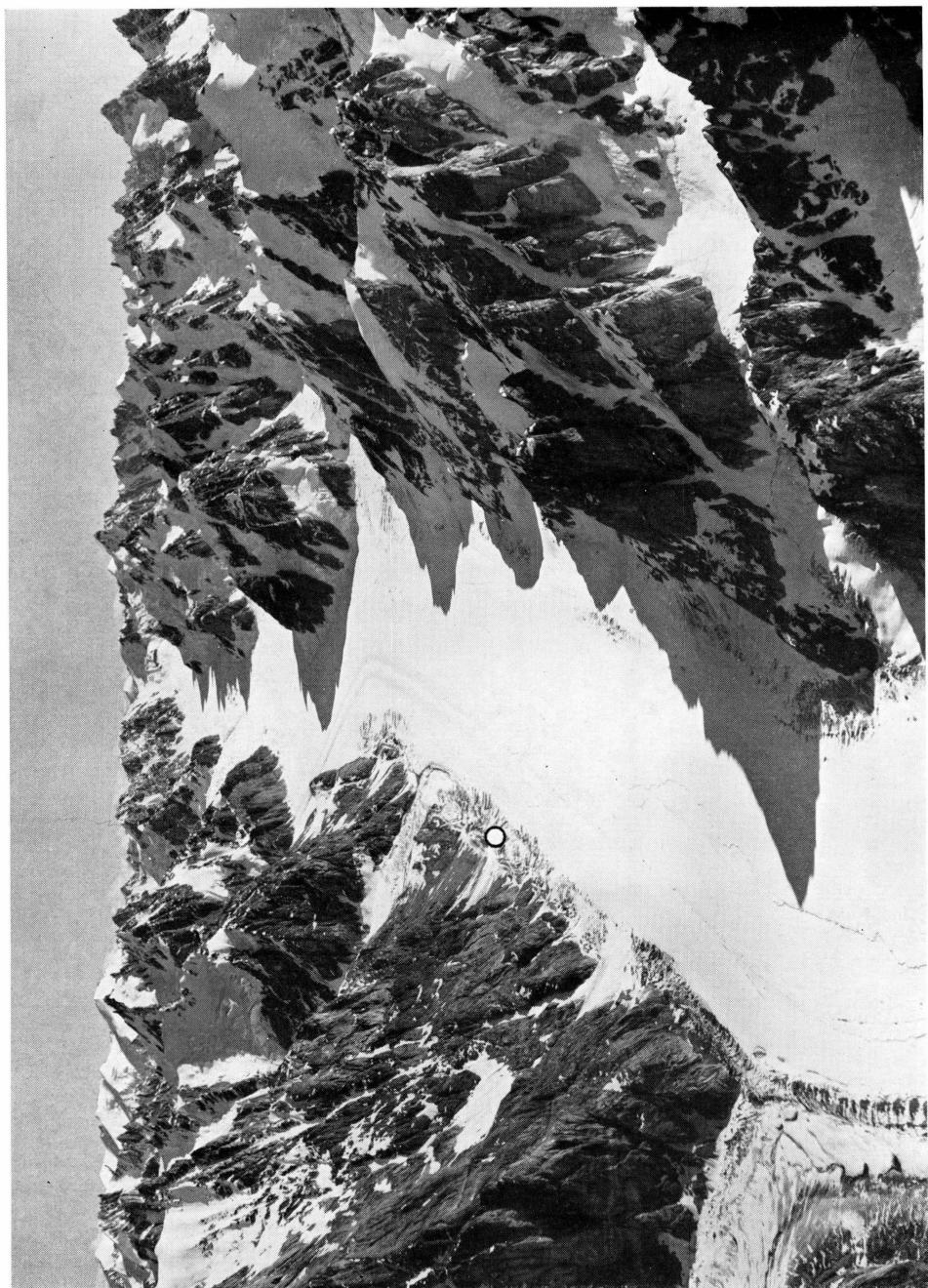
Tafel II.

Die höchsten und schönsten Gipfel der Staunings Alper liegen zwischen Gullygletscher und Vikingebrae. Die Flugaufnahme von E. HOFER (1951) zeigt in der Bildmitte die Eisflanken der Norsketinden (2870 m) und links dahinter die Dansketinden (2930 m). Der kleine Gletscher im Bildvordergrund links mündet in den Vikingebrae (vgl. Fig. 8, S. 21).



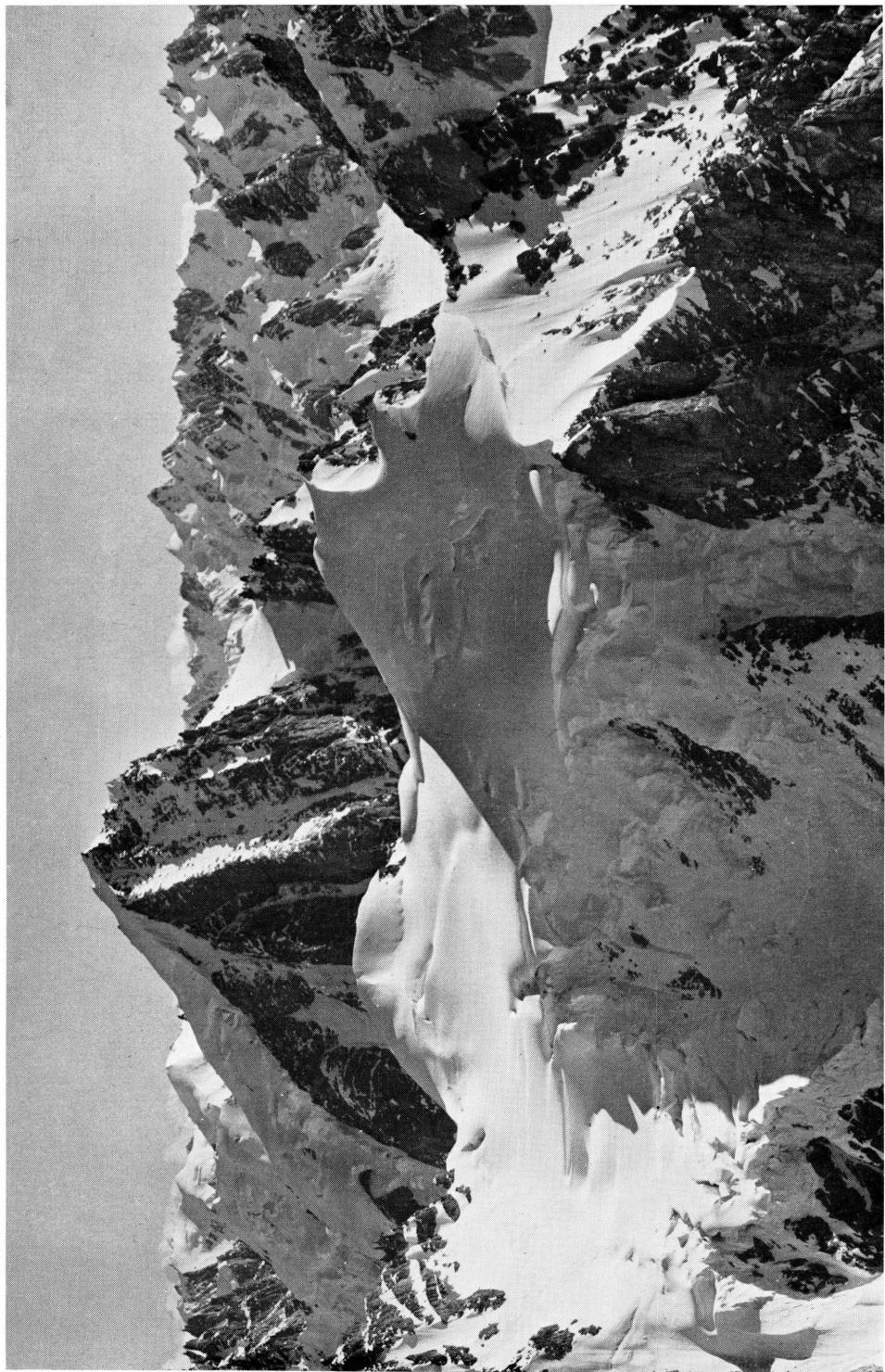
Tafel III.

Flugbild vom Sefströms Gletscher. Unser Campplatz ist mit einem Kreis markiert.
(Foto E. HOFER, 1954).



Tafel IV.

Sefströms Tinde von Norden. (Flugfoto E. HOFER, 1954).



Tafel V.

Skjoldungebrae. Blick gegen SSW. (Fluggote E. HOFER, 1951).

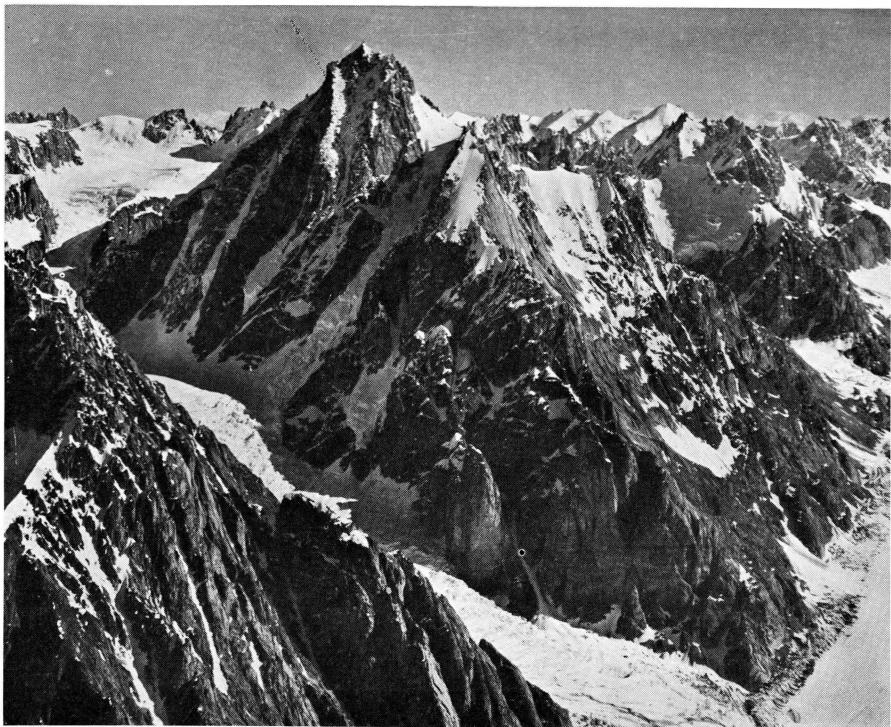


Tafel VI.

- A. Frihedstinde von Westen (Flugfoto E. HOFER, 1954).
- B. Sefströms Tinde von Nordwesten (Flugfoto E. HOFER, 1951).



A



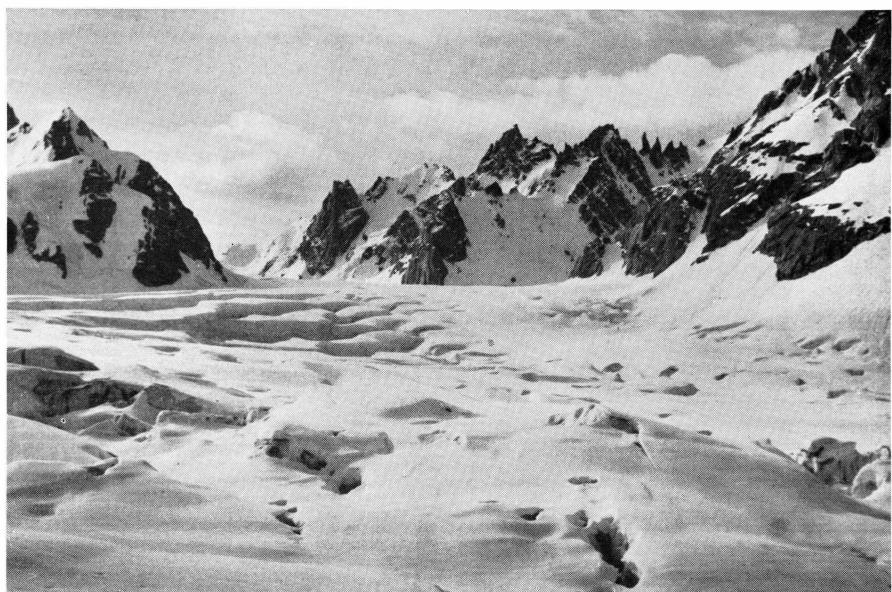
B

Tafel VII.

- A. Oberster Gullygletscher. Im Hintergrund Kong Oscars Fjord. (Flugfoto E. HOFER, 1954).
- B. Gullygletscher, Blick von Camp II gegen Süden.



A



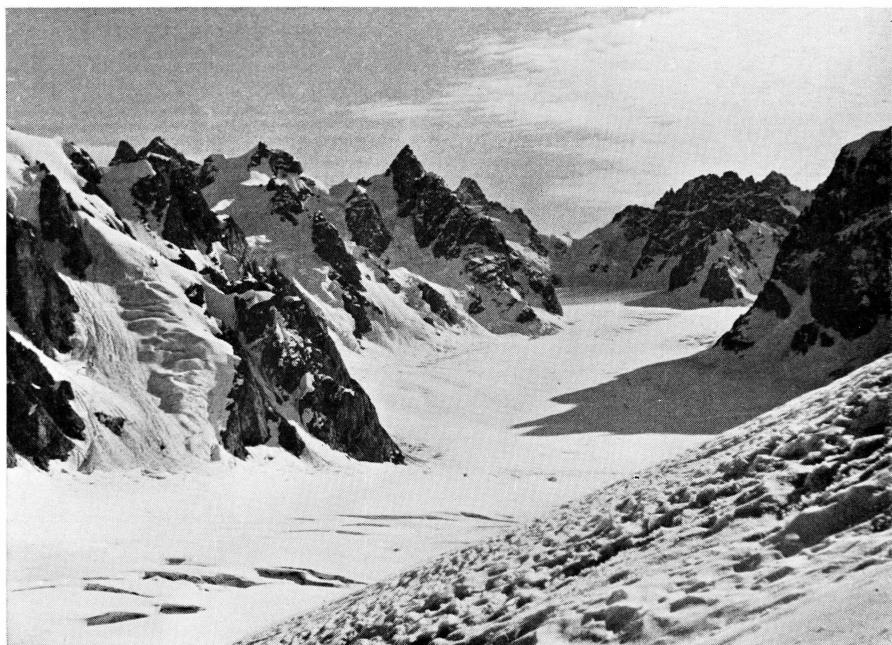
B

Tafel VIII.

- A. Fangsthyttegletscher. Im Hintergrund Frihedstinde (Mitte) und Dansketinden (rechts). (Flugfoto E. HOFER, 1954).
- B. Gabelung am oberen Sefströms Gletscher. Standort: 3 km südöstlich Sefströms Tinde, 1400 m Höhe. Blick gegen Süden.



A



B

Tafel IX.

Am oberen Gullygletscher, an der Bergwand zwischen Camp IV und Camp II, wird ein Verband synorogener Migmatitgneisse von der älteren Intrusiv-Generation sukzessive aufgelöst und assimiliert. Die Bilder A bis H zeigen acht Stadien aus diesem fortschreitenden Auf- und Umschmelzprozess. Die Fotos A bis C sind im Bergsturzmaterial bei Camp IV aufgenommen; D bis H sind Bilder aus dem Anstehenden bei Camp II.

- A. Vor dem Eindringen der pegmatitgranitischen Schmelze sind die Rahmen-gesteine, vorwiegend die granitoiden und quarzitischen Gneisse, durch beben-artige Impulse »brecciös« zertrümmert worden. Das Foto zeigt einen leukokraten Bändergneis mit verschweissten prä-intrusiven Rupturen.
- B. Durchweichter und selektiv mobilisierter Bändergneis. Die konkordanten weissen Adern sind gesteinseigene pegmatitische Sekrete (Venite, HOLMQUIST). Entlang der prä-intrusiven Fugen und Risse ist allochthoner Schmelzfluss eingepresst worden (Arterite, SEDERHOLM).
- C. Mobilisierter Bändergneis, von venitischen und arteritischen Pegmatitadern unregelmässig netzartig durchwoben. Partielle Auflösung der Schollengesteine.
- D. Aufschmelzzone zwischen zwei Schollenboudins. Die ehemaligen Quader sind randlich angefressen, auseinander gesperrt und gegeneinander abgedreht. Das Innere der Schollenkörper ist noch mehr oder weniger intakt.
- E. Die Gneisschollen sind aus ihrem ursprünglichen Lagerungsverband heraus gelöst. Plastisch fliessend hat der Assimilationsbrei die Boudinschnüre zerrissen und die Einzelglieder mitgeschleppt.
- F. Ungeordnetes Trümmermosaik frei »schwimmender« Schollenkörper in hybrid-granitoidem Zement (Agmatit, SEDERHOLM).
- G. Sphäroidische Brocken des Rahmengesteins sind »Rollkörpern« gleich ins grani-toide Fliessgefüge eingepflanzt. Man beachte die schmale Kontaktkruste dieser Einschlüsse.
- H. Ein Bild totaler Aufschmelzung und Inkorporation: Aus dem zerflossenen und aufgezehrten Schollenmaterial und dem zugeführten Pegmatitgranit ist der gesetzlos vermeigte, fleckig-schlierge Alkalifeldspat-Granit entstanden.



A



B

Tafel XI.

Geologische Karte der Staunings Alper und des Forsblads Fjordes.

1:150.000

Abkürzungen:

Ab	= Attilaborgen	Ks	= Korsspids
Bv	= Bolværket	Nt	= Norsketinden
Ds	= Damslottet	Ph	= Philipshorn
Dt	= Dansketinden	Sb	= Skiferbjerg
Em	= Elisabethsminde	Sh	= Sølvhorn
Ft	= Frihedstinde	ST	= Sefströms Tinde
Hf	= Hellefjeld	St	= Snetoppen
Hs	= Hjørnespids	Td	= Tinderne

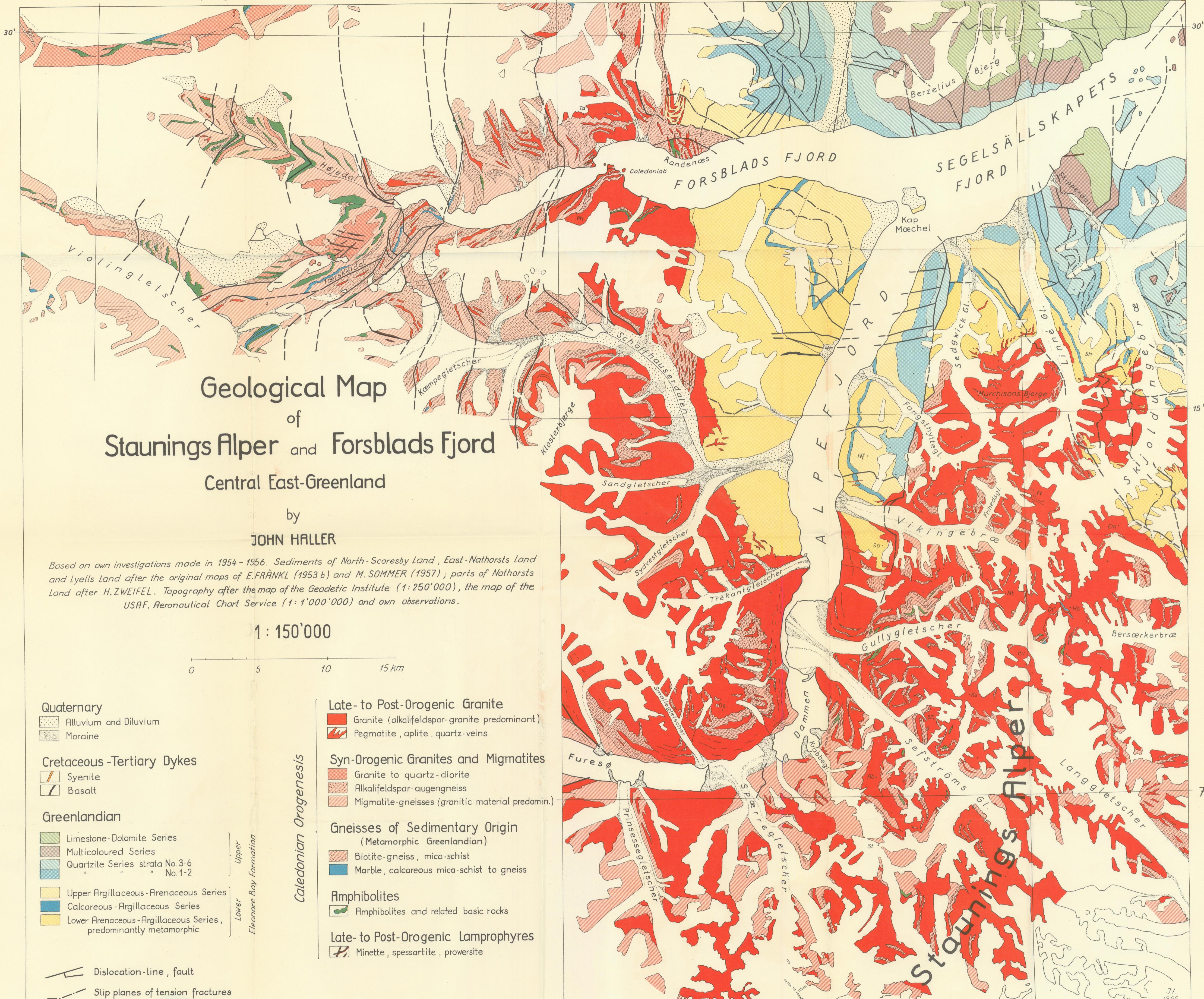
27°

MEDD. OM GRÖNL. BD. 154, NR. 3. [JOHN HALLER].

26°

25°

Pl. 11.



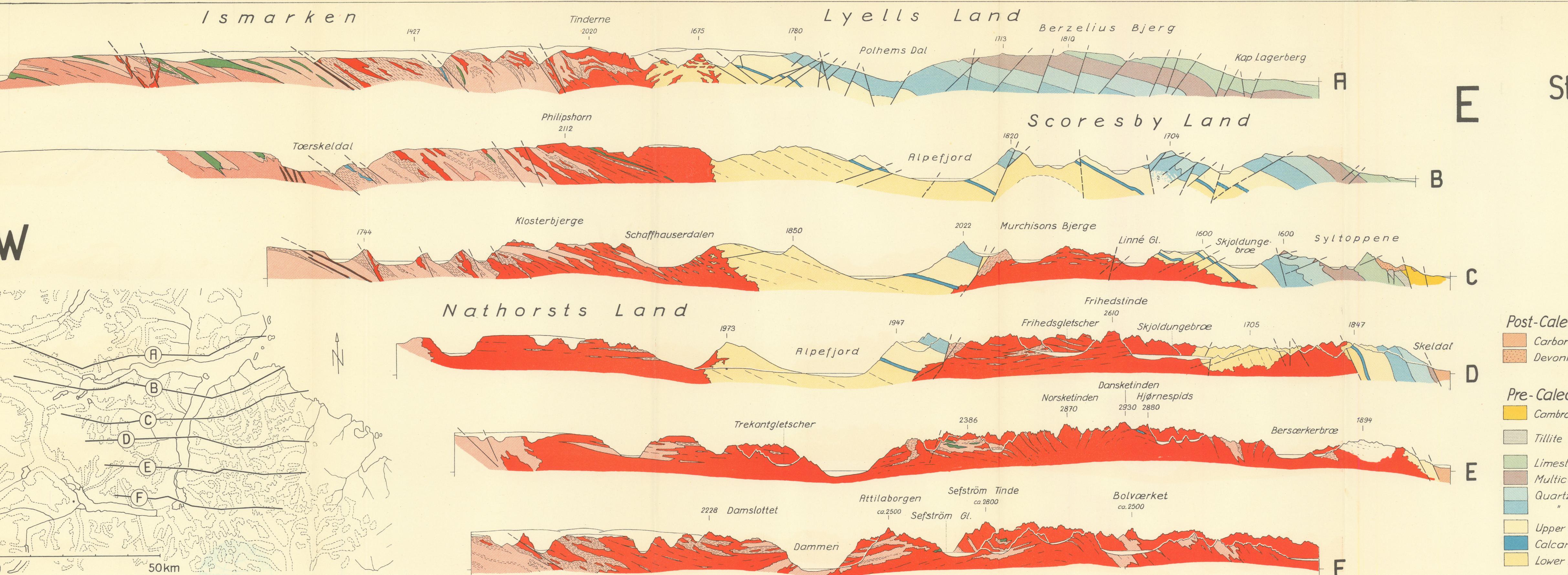
Tafel XII.

Geologische Querprofile durch die Staunings Alper und den Forsblads Fjord.

1 : 150.000

Die Schnitte durch das Sedimentgebiet von Lyells Land und Nord-Scoresby Land sind von SOMMER (1957), bzw. FRÄNKEL (1953 b) übernommen.

Die Fjordtiefen wurden auf Grund der von L. A. BOYD (1935, 1948) publizierten Resultate von Echolotungen eingezeichnet.



Geological Cross Sections
of
Staunings Alper and Forsblads Fjord

1: 150'000

by
JOHN HALLER

Post-Caledonian Sediments	
Lamprophyres	
Pegmatite, aplite, quartz-veins	
Granite (alkalifeldspar-granite predominant)	
Late-to Post-Orogenic Intrusives	
Cambro-Ordovician	
Tillite Formation	
Limestone-Dolomite Series	
Multicoloured Series	
Quartzite Series strata No.3-6	
" "	No.1-2
Upper Argillaceous-Arenaceous Ser.	
Calcareous-Argillaceous Series	
Lower Arenaceous-Argillaceous Ser.	
predominantly metamorphic	
Syn-Orogenic Granites and Migmatites	
Granite to quartz-diorite	
Alkalifeldspar-augengneiss	
Migmatite-gneisses (granitic material predom.)	
Caledonian Orogenesis	
Gneisses of Sedimentary Origin	
Biotite-gneiss, mica-schist	
Marble, calcareous mica-schist to gneiss	
Amphibolites	
Amphibolites and related basic rocks	