

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 154 · Nr. 1

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947—55

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

GEOLOGIE DER NUNATAKKER REGION
VON ZENTRAL-OSTGRÖNLAND
ZWISCHEN 72°30' UND 74°10' N.BR.

VON

JOHN HALLER

WITH A SUMMARY IN ENGLISH

MIT 63 FIGUREN IM TEXT
UND 4 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1956

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Verzeichnis der Textfiguren	6
Verzeichnis der Tafeln	7
Vorwort	9
Die Erforschung der Nunatakker Region	11
1926	14
1929	14
1931	15
1932	16
1933	16
1934	17
1947	18
1948	18
1950	18
1951	20
1953	26
1954	30
Die Geologie der Nunatakker Region	31
I. Stratigraphie der kaledonisch aufgefalteten Sedimentserien	33
A. Grönlandium	34
a. Eleonore Bay Formation	34
1. Die stratigraphisch-lithologischen Verhältnisse in der Petermann Kette	36
I) Kalkig-tonige Serie (Untere EBF)	37
A) »Marble-Chlorite-Schist Series«	37
II) Obere tonig-sandige Serie (Untere EBF)	37
A) »Mystery Quartzite Series«	37
B) »Phyllite Series«	38
C) »Layered Quartzite-Slate-Dolomite Series«	39
D) »Shoulder Quartzite-Slate Series«	40
a) »Shoulder Series« an den Ostgräten der Berge Gog und Magog	40
b) »Shoulder Series« am Spaltegletscher	41
c) »Shoulder Series« am Petermanns Bjerg	43
d) »Shoulder Series« an den Lövebastionen	43
e) »Shoulder Series« am Shackletons Bjerg (SE-Fuss)	44

	Seite
III) Quarzit-Serie (obere EBF)	44
A) »Summit Quartzite Series«	44
a) »Summit Series« am Gog	46
b) »Summit Series« am Spaltegletscher	46
c) »Summit Series« am Kalifbjerg	47
d) Aufschluss am Gletscherpass nördlich Petermanns Bjerg	47
e) »Summit Series« am Petermanns Bjerg	48
f) »Summit Series« am Shackletons Bjerg	49
B) »Synclinal Quartzitic Sandstone-Shale Series«	50
2. Die stratigraphisch-lithologischen Verhältnisse im Gebiet der Nils Holgerssens Nunatakker und des südwestlichen Mowinckels Landes	54
3. Die stratigraphisch-lithologischen Verhältnisse in den Sedimentgebieten von Arnold Eschers Land, Zentral- und Südost-Mowinckels Land	57
I) »Slottet-Quarzite« (Quarzit-Serie?)	59
II) »Untere Elenore SØ Serie« (Bunte Serie)	60
III) »Obere Eleonore SØ Serie« (Kalk-Dolomit-Serie)	60
4. Sedimentgeschiebe aus dem Inlandeis	61
I) Geschiebefunde bei Hobbs Land	61
II) Geschiebefunde im Einzugsgebiet von Nordenskiöld's, Hisingers- und Wahlenbergs Gletscher	61
b. Tillit Formation	62
B. Paläozoikum	63
II. Petrographie des kaledonischen Kristallins (»Westlicher Metamorpher Komplex«)	65
A. Synorogene Granite und Migmatite	65
a. Granite bis Monzonitgranite	66
1. West-Eschers Land	66
2. Ost-Mowinckels Land	67
3. Hvidbjørns Nunatakker	67
4. Nunatakker westlich Nordenskiöld's Gletscher	68
I) Drømmertinde	68
II) Graahoved	75
III) Kullabjerg	77
b. Migmatitgneisse, vorwiegend granitisches Material	79
B. Metamorphe, durch Stoffzufuhr wenig veränderte Sedimente des Grönlandiums	82
a. Psammitische Paragesteine	83
1. Glimmerquarzite	83
2. Feldspatquarzite	84
3. Gneisquarzite und quarzreiche Gneisse	85
b. Pelitische Paragesteine	86
1. Phyllitschiefer	86
2. Glimmerschiefer	86
3. Glimmergneisse	87

	Seite
c. Karbonat- und Kalksilikatgesteine.....	88
1. Marmore.....	88
2. Dolomit-Quarzite.....	88
3. Kalkglimmerschiefer.....	88
4. Kalksilikatfelse.....	89
C. Amphibolite und verwandte basische Gesteine.....	90
a. Para-Amphibolite.....	90
b. Ortho-Amphibolite.....	91
1. Arnold Eschers Land.....	91
2. Knud Ringnes' Nunatak.....	91
3. Mysteriedalen.....	91
4. Spalensbjerg.....	92
5. Pluto Nunatak.....	94
6. Erratiker aus West-Gletscherland.....	96
c. Basische Exsudate.....	97
D. Spät- bis postorogene Granite und Ganggesteine.....	97
a. Intrusive Mikroklinggranite.....	98
1. Nordwest-Louise Boyds Land.....	98
2. West-Fränkels Land und Goodenoughs Land.....	98
3. Martin Knudsens Nunatakker.....	104
b. Aplite, Pegmatite und Quarzgänge.....	107
c. Lamprophyre.....	108
III. Petrographie der Basaltformation.....	110
A. Deckenbasalte und basaltische Ganggesteine.....	113
a. Basaltdecke in den Nunatakkern von Kong Christian den X's Land.....	113
1. Olivin-Nephelinit Nr. 13b.....	116
2. Olivinführender Nephelinit Nr. 24a.....	117
3. Augitreicher Basalt Nr. 24.....	117
b. Basaltische Ganggesteine.....	117
c. Basaltgeschiebe aus dem Inlandeisgebiet.....	119
1. Erratiker vom Cecilia Nunatak.....	119
2. Erratiker vom Pluto Nunatak.....	121
d. Petrochemischer Vergleich der Basaltproben aus der Nunatakker Region mit kretazisch-tertiären Eruptiva der Aussenküste.....	121
B. Gesteine der Subvulkane und Plutone.....	131
a. Erratischer Nephelin-Syenit (?) aus West-Fränkels Land.....	132
b. Junger Eruptivstock in Ost-Studers Land.....	132
c. Geschiebefunde von Syenodiorit bis Gabbro am Pluto Nunatak.....	132
IV. Tektonik.....	137
A. Elemente des kaledonischen Faltenbaues.....	138
a. E—W streichende Wölbungszonen.....	138
b. N—S streichende Faltelemente.....	138
1. Die suprastrukturellen Faltenzüge in Louise Boyds -, Fränkels- und Goodenoughs Land.....	142
2. Fragmente einer kaledonischen Antiklinalzone im Gebiet des Eleo- nores Sø und die Wölbungszone am Victor Madsens Gletscher....	144

	Seite
3. Langgestrecktes Synkinalbecken zwischen Hobbs Land und den Nils Holgerssons Nunatakkern	148
4. Wölbungszone in den Hvidbjørns Nunatakkern	148
B. Spät- und postkaledonische Störungssysteme	150
a. NNW-SSE streichende Bruchsysteme, vorwiegend mit Zerrungsbahnen (spätorogen)	152
b. NNE—SSW streichende Verwerfungen und Bruchstaffeln (postorogen)	152
1. Hvidbjørns Nunatakker – Störung	155
2. Eleonores Sø – Victor Madsens Gletscher-Störungszone	155
Summary	159
Verdankungen	167
Literaturverzeichnis	168

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN

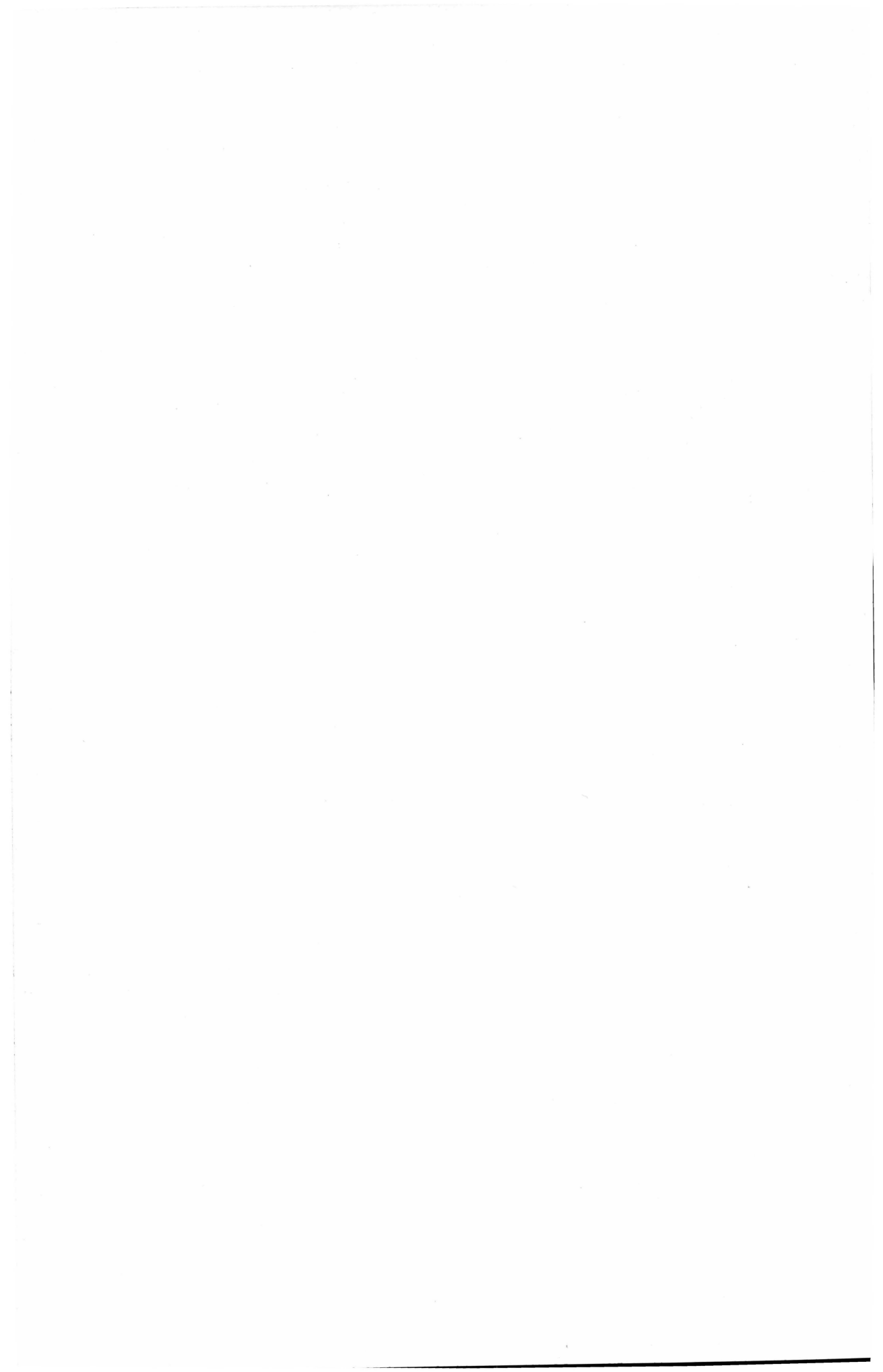
Fig. 1. Topographische Übersichtskarte	10
- 2. Nunatakker am oberen Hambergs Gletscher (Flugaufnahme)	12
- 3. Spaltenzone am Randabfall des Inlandeises (Flugaufnahme)	13
- 4. Querprofil durch das Inlandeis W Cecilia Nunatak	19
- 5. Weasels der »Expéditions Polaires Françaises« (Foto)	21
- 6. Routenkarte von WENK und HALLER 1951	22
- 7. Blick von Petermanns- gegen Shackletons Bjerg (Foto)	23
- 8. Routenkarte Kartierungsflug 23.7.53	25
- 9. Routenkarte von HALLER 1953	27
- 10. Geologische Übersichtskarte von Zentral-Ostgrönland	32
- 11. Stratigraphisch-lithologische Übersichtskarte der Nunatakker Region	35
- 12. Ostflanke Mysteriedalen (Zeichnung)	37
- 13. »Shoulder Series« am Ostgrat des Magog (Zeichnung)	40
- 14. »Shoulder Series« am Spaltegletscher (Zeichnung)	41
- 15. Stratigraphisch-lithologische Profile durch die »Shoulder Series«	42
- 16. Petermanns Bjerg von Norden (Zeichnung)	45
- 17. Aufschluss am Gletscherpass N Petermanns Bjerg (Flugbild)	48
- 18. Shackletons Bjerg von E (Zeichnung)	50
- 19. Stratigraphisch-lithologische Profile durch die »Summit Series«	51
- 20. »Synclinal Series« in den Bergen W Magog (Flugaufnahme)	52
- 21. Blick von Gog auf Kerberus (Zeichnung)	53
- 22. Nils Holgerssons Nunatakker (Flugaufnahme)	55
- 23. Sedimentareal von Arnold Eschers Land (Flugaufnahme)	56
- 24. Sedimentareal in SE-Mowinckels Land (Flugaufnahme)	58
- 25. Scolithus-Quarzit (Foto)	64
- 26. Drømmertinde von S (Foto)	68
- 27. Migmatitgranit nebulitisch-schlierig (Foto)	69
- 28. Palaeosom-Butzen im Migmatitgranit (Foto)	71
- 29. Variations-Diagramm der Niggli-Werte von synorogenen Graniten des »Westlichen« und des »Zentralen Metamorphen Komplexes«	73
- 30. Feldspat-Dreieck der synorogenen Granite	74
- 31. NW-Flanke des Graahoved (Zeichnung)	75

Seite

Fig. 32. Melanokrater Saum im Hangenden des Granitgewölbes am Graahorn (Foto)	76
- 33. Phlebitische Paragneisse am Graahorn (Foto)	77
- 34. Kullabjerg von NW (Foto)	78
- 35. Zungenförmige Migmatitkörper in W-Fränkels Land (Zeichnung)	79
- 36. Westwand des Ulvekam (Zeichnung)	80
- 37. Ostwand des Spalenbjerg (Foto)	93
- 38. Linse von Ortho-Amphibolit am Pluto Nunatak (Zeichnung)	95
- 39. Schollenkomplexe im Granit-Batholithen von Louise Boyds Land (Flugaufnahme)	99
- 40. Granitintrusionen am südlichen Vorgipfel von Hamlet Bjerg (Foto) ..	100
- 41. Variations-Diagramm der Niggli-Werte von spät- bis postorogenen Graniten	104
- 42. Granitische Intrusionen in den Martin Knudsens Nunatakkern (Zeichnung)	105
- 43. Aufschluss am Ostfuss des Spalenbjerg (Foto)	106
- 44. Übersichtskarte des kretazisch-tertiären Vulkanismus, Subvulkanismus und Plutonismus	111
- 45. Überreste der Basaltdecke in Hobbs Land (Flugaufnahme)	114
- 46. Basaltkappe in den östlichen Hvidbjørns Nunatakkern (Flugaufnahme) ..	115
- 47. Variations-Diagramm der Niggli-Werte von Basalten	127
- 48. QLM-Dreieck der Basalte	128
- 49. Mafit-Dreieck der Basalte	129
- 50. Feldspat-Dreieck der Basalte	130
- 51. k-mg-Diagramm der Basalte	131
- 52. Die vor- bis frühkaledonischen E—W-Wölbungszonen	139
- 53. Die N—S-Faltenzüge in der Nunatakkzone	141
- 54. Kern der Gregory-Antiklinale am Nordenskiöld's Gletscher (Flugaufnahme)	143
- 55. Schematische Darstellung der Gregory-Antiklinale	145
- 56. Flugaufnahme vom Victor Madsens Gletscher (Doppelbild)	146, 147
- 57. Die postkaledonischen Störungssysteme	151
- 58. Hauptstörungsfläche am Nordenskiöld's Gletscher (Foto)	153
- 59. Verlauf der Hauptstörung am Westfuss von Shackletons Bjerg (Flugaufnahme)	154
- 60. Nunatakker westlich Petermanns Bjerg (Flugaufnahme)	155
- 61. Störungen an der Boyds Bastion (Flugaufnahme)	156
- 62. Störungslinien und westliche Schuppenzone in Arnold Eschers Land (Flugaufnahme)	157
- 63. Sketch-map showing the travelling routes across the Nunatakker Region	158

VERZEICHNIS DER TAFELN

- Tf. I. Stratigraphische Korrelationstafel.
- II. Geologische Karte der Nunatakker Region 1:250'000.
 - III. Strukturkarte 1:250'000.
 - IV. Geologische Querprofile 1:150'000.



VORWORT

Als Teilnehmer der von Dr. LAUGE KOCH geleiteten »Østgrønland-Ekspeditionen 1949—54« untersuchte ich einen Grossteil des kaledonischen Kristallinareales zwischen 72 und 74° n. Br. Im Verlaufe dieser Arbeit bot sich mir mehrmals die Gelegenheit, Teile der Nunatakker Region zu begehen und systematisch zu überfliegen.

Mit der vorliegenden Publikation versuche ich, die geologischen Verhältnisse dieser Randzone am Inlandeis auf Grund aller bisherigen Forschungsergebnisse zusammenfassend darzustellen. Das Resultat ist ein Überblick im grossen, der manche Lücken und ungelöste Probleme birgt. Künftige Feldarbeiten, basierend auf Reisen mit Skiflugzeug und Helikopter, könnten zahlreiche Fragen neu und präziser beantworten. Wünschenswert wäre vor allem eine detaillierte Untersuchung von J. L. Mowinckels- und Louise Boyds Land, deren komplexe spät-kaledonische Tektonik besonders interessante Ergebnisse verspricht.

Min.-petr. Institut der Universität,
Basel, im November 1954.

JOHN HALLER.

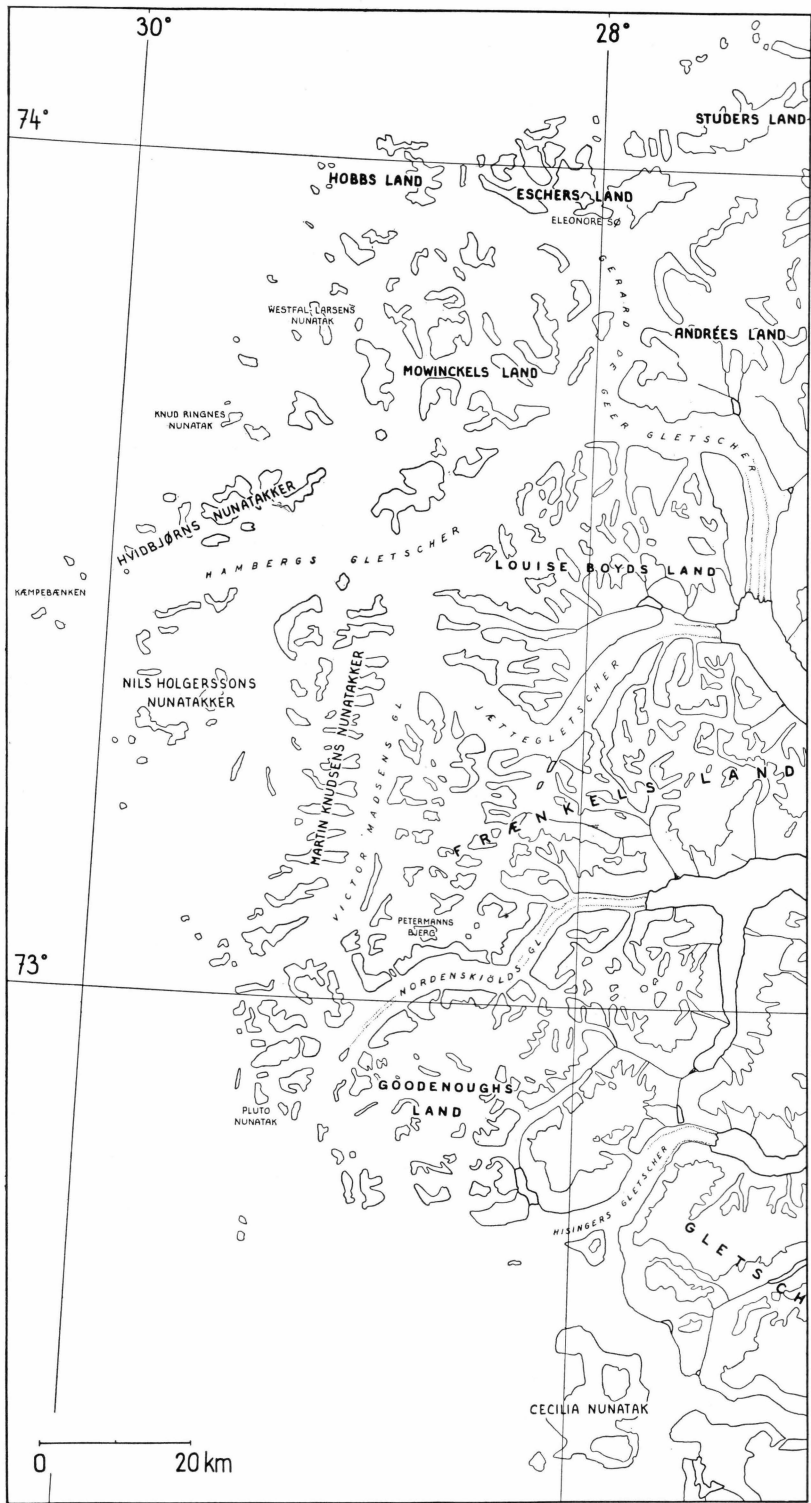


Fig. 1. Topographische Übersichtskarte.

DIE ERFORSCHUNG DER NUNATAKKER REGION

Zwischen dem 70. und 75. nördlichen Breitengrad zergliedern die weitverzweigten Erosionssysteme des Scoresby Sundes, des Kong Oscars- und des Keiser Franz Josephs Fjordes das Küstengebirge von Zentral-Ostgrönland mosaikartig in Halbinseln und Inseln. Im Westen erhebt sich das unendliche Weiss des Inlandeises. In stetem Fliessen drängen die Eismassen gegen die N—S laufende Gebirgskette und werden in deren Randgebiet in grosse Gletscherströme zerlegt. Alle Täler und Niederungen sind vergletschert. Aus den Firnplateaus und Eisströmen ragen einzelne Schuttrücken, Bergspitzen und ganze Massive: die Nunatakker (nuna, grl. = Land von Eis umgeben). Die Gipfel sind 2400 bis 2900 m hoch (Fig. 2).

Die Randpartie des Inlandeises ist in der Regel stark zerschrundet (Fig. 3). Spalten von 50 und mehr Metern Breite sind keine Seltenheit. Westlich der Spaltenzone steigt die Eiskappe allmählich bis über 3000 m an. Diese Höhenlage bedingt einen starken Wärmeverlust durch Ausstrahlung und ein permanentes tiefes Durchfrieren der Eisdecke. Im zentralen Gebiet werden die bodennahen Luftschichten intensiv abgekühlt. Dadurch entstehen anhaltende und starke Abflusswinde vom Eisscheitel gegen die Fjordgebiete. Im Herbst und Frühling ist die Temperaturdifferenz zwischen dem zentralen Eisgebiet (Jahresmittel -30°C) und der Fjord Region (Jahresmittel -7°C) besonders gross. Die Abflusswinde erreichen oft volle Sturmstärke. Adiabatische Erwärmung verleiht ihnen den Charakter von Föhnstürmen.

Bei touristischen Unternehmungen in der Nunatakker Region sind solche Sturmwinde hinderlich. Es sind jedoch gerade diese abfliessenden Luftmassen, die im Inlandeisgebiet schönem Wetter Dauer verleihen und dadurch die Arbeitsverhältnisse wiederum begünstigen. Hindernisse bilden hingegen die ausgedehnten Spaltensysteme und die vielen Labyrinth von oft breiten und tiefen Schmelzwasserkanälen. Berücksichtigt man all diese Faktoren, so sind die Arbeitsverhältnisse im Monat August am günstigsten.



Fig. 2. Nunatakker im Gebiet des oberen Hambergs Gletschers. Im Hintergrund die über 3000 m hohe Eisküste von Zentralgrönland (Flugaufnahme).



Fig. 3. Spaltenzone am Randabfall des Inlandeises südwestlich von Hobbs Land (Flugaufnahme).

Die Nunatakker Region von Zentral-Ostgrönland ist ein weitläufiges und schwer zugängliches Arbeitsgebiet. Die grossen Gletscherströme, gespeisen vom Inlandeis, kalben täglich enorme Eismassen in die Fjorde; sie sind bis weit in ihr Einzugsgebiet hinauf unpassierbar. Als Anmarschwege ins Nunatakgebiet kommen daher einzig einige grosse Gebirgstäler oder eine Route vom Inlandeis her in Frage. Im Verlaufe der Entdeckungs- und Erforschungsgeschichte der Nunatakker Region zwischen 70 und 75° nördlicher Breite wurden beide Möglichkeiten benützt.

Bei allen terrestrischen Forschungsarbeiten konnte es sich bloss um einen Streifzug durch ein eng begrenztes Gebiet handeln. Das auf diese Weise von verschiedenen Arbeitsgruppen zusammengetragene geologische Tatsachenmaterial bleibt daher im Detail sehr lückenhaft. Es gestattet bloss eine Übersicht im grossen.

Zum besseren Verständnis der Arbeitsbedingungen und der gegebenen Untersuchungsmöglichkeiten sind im folgenden die Routen und reisetchnischen Angaben der verschiedenen Autoren zusammengefasst und chronologisch wiedergegeben.

1926.

Unter Leitung von J. M. WORDIE unternimmt die Alpinistengruppe der »Cambridge Expedition to East Greenland 1926« eine Rekognoszierungstour ins Gebirgsmassiv der Cambridge Toppe (innerster Kejser Franz Josephs Fjord). Im Rahmen des Expeditionsprogrammes stehen maximal fünf Tage zur Verfügung. Vom 5.—7. August besteigen getrennte Partien die Cambridge Toppe und die Ridderborgen. Das Unternehmen gestattet erstmals einen Einblick in das gebirgige Einzugsgebiet des Nordenskiölds Gletschers. Die sagenhafte »Petermann Spitze« wird ausgekundschaftet, Shackletons Bjerg, Gog und Magog werden entdeckt.

WORDIE, J. M.: The Cambridge Expedition to East Greenland in 1926, Geogr. Journal, Vol. LXX, Nr. 3, S. 225—265, London 1927.

1929.

Im Sommer 1929 kommt der erste geologisch-alpinistische Vorstoss in die Nunatakker Region von Zentral-Ostgrönland. Die »Cambridge Expedition to East Greenland 1929«, wiederum geführt von J. M. WORDIE, besteigt den Petermanns Bjerg und bringt die erste Kunde von einer Sedimentserie im Westen des »Zentralen Metamorphen Komplexes«.

**Reisebericht von der Erstbesteigung des Petermanns Bjerg
nach WORDIE (1930).**

6. August. Das Expeditionsschiff »Heimland« erreicht den Kjerulfs Fjord. Zur Besteigung des Petermanns Bjerg stehen knappe zwei Wochen zur Verfügung. Alle Expeditionsteilnehmer helfen mit, im Ridderdal auf 1150 m Höhe ein Basislager zu errichten. Die Bergsteigergruppe besteht aus sechs Mann: J. M. WORDIE und V. E. FUCHS (Geologen), R. L. WAKEFIELD, A. COURTAULD, V. S. FORBES und J. F. VARLEY. Neben der alpinistischen Ausrüstung werden auch Vermessungsinstrumente für topographische Aufnahmen mitgeführt. Der Tagesbedarf an Proviant für sechs Mann beträgt: 1,5—2 kg Pemmikan, 1 kg. Zucker und Haferflocken, 1 kg. Schokolade, 1 kg. Biscuits — In den folgenden drei Tagen wird die Cambridge Toppe vermessen, Proviant nachgeschoben und eine Passage zum Nordenskiölds Gletscher erkundet. — 10. August. Abstieg vom Udkiggen Snekollen zum oberen Mercantons Gletscher. Wetterverhältnisse schlecht, Neuschnee. — 11. August. Vedetten und Knoen bestiegen. Das Wetter hellt auf. Topographische Vermessungen und Abstieg zum Øvre Rypegletscher. — 12. August. Camp IV, Rekognoszierung und Vermessungsarbeit. — 13. August. Abstieg über den Rypegletscher. Untersuchung des Granites am Nordenskiölds Gletscher. Camp auf der südlichen Seitenmoräne. — 14. August. Traversierung des Nordenskiölds Gletschers auf 850 m Höhe. Aufstieg dem Disa Gletscher entlang. Camp auf 1800 m Höhe. VARLEY's Schuhe sind defekt, er muss zurückbleiben. — 15. August. Besteigung des Petermanns Bjerg. Aufziehendes Schlechtwetter zwingt zur Eile. Aufstieg über die Südwestflanke des Berges. Stein-

schlag und vereiste Schichtflächen bieten Hindernisse. Nach einem langwierigen Umgehungsmanöver der Gipfelgächte wird die Spitze erreicht. Windstärke 8. Siedepunktsbestimmungen ergeben eine Höhe von 9650 Fuss. — *16. August.* Rückkehr ins Camp am Disa Gletscher. — *17. August.* Rückmarsch über den Nordenskiölds Gletscher bis Camp IV. — *18. August.* Abstieg zum Kjerulfs Fjord.

WORDIE, J. M.: Cambridge East Greenland Expedition, 1929: Ascent of Petermann Peak, Geogr. Journal, Vol. LXXV, Nr. 6, S. 481—495, London 1930.

1931.

Die beiden Norweger A. HØYGAARD und M. MEHREN traversieren mit Hundeschlitten und Ski das Inlandeis vom Qaumarujuk Gletscher in West-Grönland zum Adolf Hoels- und Waltershausen Gletscher an der Ostküste. Zweck ihrer Reise sind glaziologische, metereologische und erdmagnetische Beobachtungen. Beim Durchqueren der Nunatakker Region nordwestlich des Kejser Franz Josephs Fjordes entwerfen sie eine topographische Kartenskizze 1:1.000.000. Von den äussersten Nunatakkern werden einige Gesteinsproben mitgebracht, die in der Folge von HOLTEDAHN (1932) kurz beschrieben worden sind.

Reisebericht vom 6. Juli—17. August 1931 nach HØYGAARD und MEHREN (1932).

5. Juli. Ankunft in Umanak (West-Grönland). In den folgenden Tagen transportieren Grönländer die Ausrüstung zum Inlandeisrand. — *9. Juli.* Kontrolle der metereologischen Messinstrumente auf Wegeners Weststation. — *10. Juli.* Mit Hundeschlitten werden Proviant und Ausrüstung etappenweise vorgeschoben. Zusammentreffen mit Dr. Sorge's Arbeitsgruppe (Wegener-Expedition). — *13. Juli.* Distanzmesser bereits defekt und unbrauchbar. Von jetzt an direkter Kurs in Richtung Waltershausen Gletscher. — *15. Juli.* 2100 m Höhe erreicht. — *18. Juli.* Höhe 2350 m, Lufttemperaturen um -16°C . Die Tagesleistungen bestehen in 20—40 km. — *31. Juli.* Die zurückgelegte Strecke beträgt 528 km. — *1. August.* Der Eisscheitel ist erreicht (3040 m), der Wind weht gegen Osten. Die Lufttemperaturen liegen um -10°C .

Am *6. August* kommen die äussersten Nunatakker in Sicht, zugleich treten auch die ersten Spalten auf. Ein grosser Nunatak im Südosten wird »Kjempebænken« genannt. — *7. August.* Anders Jahres Nunatak wird passiert. Schwierigkeiten mit Spalten. Vom Knud Ringnes Nunatak werden Gesteinsproben mitgenommen. — *8. August.* Schlitten in Spalten eingebrochen. Lager am Westfal-Larsens Nunatak, Gesteinsproben von Ostseite des Berges. — Am *9. August* wird ein pyramidenförmiger Nunatak, der Sukkertoppen, traversiert und der breite Oberlauf des Gerard de Geer Gletschers erreicht. Im Süden liegt das Mowinkels Land mit seinen grossen Schnee- und Eispfeln, im Norden der flache Rücken des Ajungilak. — *11. August.* Grosse Schmelzwassersysteme zwischen Harald Griegs Fjeld und Oscar Wistings Bjerg behindern die Reise. Die Hunde leiden unter den schlechten Eisverhältnissen. Ausrüstung und Proviant müssen reduziert werden. Höhenquote

1800 m. — 12. August. Tagesleistung 10 km, weitere Reduktion der Ausrüstung. — 15. August. Nord-Strindbergs Land ist erreicht. Schlitten und Ski werden zurückgelassen. Ein Versuch, quer durch Strindbergs Land zum Nordfjord zu gelangen, scheitert an der Wasserführung des Granitso. — 16. August. Abstiegsroute über den Waltershausen Gletscher. — 18. August. Station Nordfjord erreicht.

HØYGAARD, A. og MEHREN, M.: »Ajungilak« eller Grønland paa Tvers. Ill. Oslo 1931.

HØYGAARD, A. og MEHREM, M.: Tvers over Grønlands innlandsis. Norsk Geogr. Tidsskrift, Bd. 4, S. 1—14, Oslo 1932.

1932.

Im Rahmen seiner »Treaarsexpeditionen til Christian den X's Land 1931—34« führt LAUGE KOCH entlang der gesamten Ostküste von Kangerdlugssuaq (68° n. Br.) bis Peary Land (82° n. Br.) mehrere ausgedehnte Kartierungsflüge durch (vgl. KOCH 1940, pl. 19). Er benützt dazu ein offenes dreisitziges Heinkel-Wasserflugzeug, welches bei einer Reisegeschwindigkeit von 170 km/h 6 Stunden in der Luft bleiben kann. Zweck dieser Flüge ist eine systematische topographische Kartierung der Fjord und Nunatakker Region im Masstab 1:1.000.000. Zugleich versucht KOCH eine umfassende Übersicht über die geologischen Verhältnisse zu gewinnen.

Bericht über den Kartierungsflug in die Nunatakker Region von Zentral-Ostgrönland nach KOCH (1940).

21. Juli 1932. Zweiter grosser Inlandeisflug. Flugdauer 3^h 35'. Klares Wetter, nordwestlicher Wind, Stärke 4. Flugroute: Eskimonæs (Clavering Ø) westwärts nach Hobbs Land, dann über die innersten Nunatakker bis südlich Goodenoughs Land, durch Kempes Fjord nach Ella Ø. Ein von weither markanter Orientierungspunkt ist der Petermanns Bjerg. Der Flug bringt eine erste Gesamtübersicht über die weit zerstreuten Nunatakker zwischen 70 und 75° n. Br., wovon ein Teil 1929 von WORDIE und 1931 von HØYGAARD und MEHREN beobachtet und skizziert worden ist.

GEODÄTISK INSTITUT, KØBENHAVN: »Østgrønland mellem 70° og 77° n. Br. Efter de nyeste Kilder, deri indbefattet Opmaalinger og Rekognosceringer udført af Lauge Koch i 1932. Maalestock 1:1.000.000.« København, 1932.

KOCH, L.: Survey of North Greenland, M.o.G. Bd. 130, Nr. 1, København, 1940.

1933.

An den »Danske Treaarsexpedition til Christian den X's Land 1931—34« ist ein grosser Stab von Topographen des GEODÄTISK INSTITUT KØBENHAVN beteiligt. Er arbeitet an der Vermessung des Küsten-, Fjord- und Nunatakgebietes zwischen 72 und 76° n. Br. und schafft so die Grundlage für die Kartenblätter 1:250.000.

Im Sommer 1933 werden mit dem dreisitzigen Heinkel-Wasserflugzeug über der Nunatakker Region verschiedene Fotoflüge (Schrägaufnahmen vom Format 13×13 cm) durchgeführt. Die Kartenblätter 72 Ø 3; 73 Ø 3,4; 74 Ø 3,4 fassen grossenteils auf der fotogrammetrischen Auswertung dieser Luftbilder.

Im gleichen Sommer besucht die amerikanische »Louise A. Boyd Expedition to North-east Greenland« die innere Fjord Region von Zentral-Ostgrönland. Fjordtiefenmessungen mit Echolot, topographische Vermessungen, geologische und morphologische Studien sind die Ziele der Expedition. Die geologischen Untersuchungen werden von N. E. ODELL (Cambridge) ausgeführt.

**Reisebericht der „Boyd-Expedition 1933“ nach BOYD (1935),
ODELL (1937, 1939).**

Vom 6.—30. August arbeitet die Expedition im innersten Kejser Franz Josephs Fjord. Ihre Hauptaufgabe besteht in der Erforschung des Knäkdalen (Gregory Valley) und der von WORDIE 1929 entdeckten Mysteriøer. Während sich die topographischen Vermessungsarbeiten auf dieses Talsystem beschränken, unternimmt ODELL ausgedehnte geologische Exkursionen. Zusammen mit seiner Frau besteigt er den Gog (2608 m) und später in Begleitung von W. A. WOOD die Nathorsts Tinde (2390 m) und den Mona Bjerg (2150 m). Das Ergebnis ist eine einfache geologische Übersichtskarte 1:500.000 von West-Fränkels Land (ODELL 1939, pl. 2).

BOYD, L. A.: The Fjord Region of East Greenland, Franz Joseph Fjord and Vicinity, Americ. Geogr. Soc. Special Publ. Nr. 30, New York, 1935.

ODELL, N. E.: »Within and Without the Arctic Circle«, Alpine Journal. Vol. 46, London, 1934.

ODELL, N. E.: »Franz Josef Fjord, and the Mystery Lakes District. Some Discoveries during the Boyd Expedition, 1933«, Scottish Geogr. Mag. Vol. 53, Edinburgh, 1937.

ODELL, N. E.: »The Glaciers and Morphology of the Franz Josef Fjord Region of N.E. Greenland«, Geogr. Journal, Vol. 90, London, 1937.

ODELL, N. E.: The Structure of the Kejser Franz Josephs Fjord Region, North-east Greenland, M.o.G. Bd. 119, Nr. 6, København, 1939.

1934.

Als Mitglied der »Treaarsexpeditionen til Christian den X's Land 1931—34« von Dr. LAUGE KOCH untersucht im Sommer 1934 C. E. WEGMANN, assistiert vom A. GANSSER und R. MASSON das Nunatakgebiet westlich vom Kempes Fjord. Vom innersten Dicksons Fjord her erreicht die Gruppe das Gebiet der Buri Søer und traversiert von dort das grosse Gletscherbassin zum Cecilia Nunatak. Spätere Touren führen zum Rigi- und Blomsternunatak.

Neben der Untersuchung des Anstehenden widmet sich WEGMANN speziell dem Studium der Geschiebe aus dem Inlandeisgebiet.

- KOCH, L.: Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926-39 Conducted by Lauge Koch, Part II, S. 438-456 Report by E. WEGMANN on the work carried out in 1932-33 and 1934. M. o. G. Bd. 143, Nr. 2, København 1955.
- WEGMANN, C. E.: »Gletschermurgang im Suess Land (Nordostgrönland)«, Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen, Heft XII, No. 4, Schaffhausen, 1935.

1947.

Die U. S. Air Force nimmt die ostgrönländischen Küste in systematischen Fotoflügen auf (Senkrechtaufnahmen aus 8000 m Höhe). Kartenblätter 1:1.000.000 werden von AERONAUTICAL CHART SERVICE (U. S. Air Force, Washington D. C.) publiziert. — Vergrößerungen des Kartenblattes Clavering Island (40) bilden, zusammen mit den Blättern 1:250.000 des Geodätisk Institut København, die topographische Grundlage für die geologischen Arbeiten in der Nunatakker Region in den Jahren 1951—53.

1948.

Im August 1948 wird eine Geologengruppe der von Dr. LAUGE KOCH geführten »Danske Ekspeditioner til Østgrønland 1947—51« wiederum im Knäkdalen eingesetzt. Die Gruppe besteht aus W. HUBER, H. R. KATZ (Assistent) und zwei Grönländern als Träger. Ihre Aufgabe im Knäkdalen umfasst das Studium der Kontaktverhältnisse zwischen dem »Zentralen Metamorphen Komplex« und der Petermann Serie. Am 25. August besteigt KATZ den Magog (2580 m).

- HUBER, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen in der inneren Fjordregion des Keiser Franz Josephs Fjordsystemes in Nordostgrönland, M. o. G. Bd. 151, Nr. 3, København, 1950.
- KATZ, H. R.: »Bergerlebnisse in Nordost-Grönland«, Die Alpen, Bd. 27, Bern, 1951.

1950.

1949—51 untersuchen die von PAUL-EMILE VICTOR geleiteten »Expéditions Polaires Françaises« die glaziologischen und meteorologischen Verhältnisse des grönländischen Inlandeises. Ausgehend von Disko Bugt (Westgrönland) wird im Sommer 1949 auf 3012 m Höhe in Zentralgrönland eine Überwinterungsstation (Station Central, 70°55' n. Br., 40°38' w. L.) errichtet.

Transportflugzeuge (Luftabwurf) unterstützen getrennt operierende Fahrzeugkolonnen (»Weasels«), die zahlreiche Pisten quer über das Inlandeis fahren und dabei gravimetrische und seismische Eisdickenmessungen vornehmen.

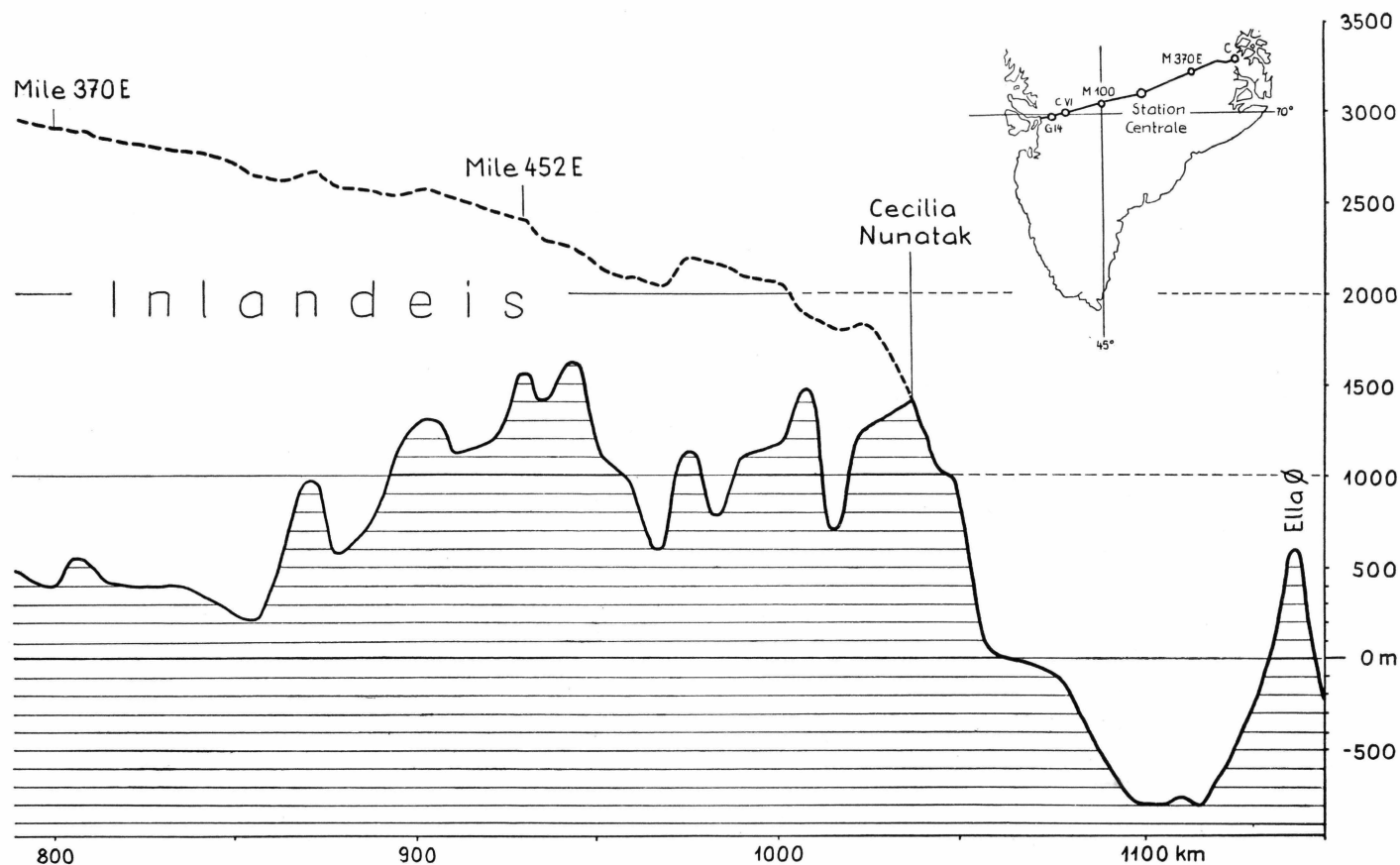


Fig. 4. Querprofil durch das Inlandeis im Gebiet westlich von Cecilia Nunatak (Felsgrund = schwarze Linie; Eisoberfläche = gestrichelte Linie). Das Profil ist den Publikationen der »Expéditions Polaires Françaises, Missions PAUL-EMILE VICTOR« entnommen (Rapports Préliminaires Nr. 15, pl. 2).

Ende *Juli 1950* erreicht die erste Weaselkolonne den Cecilia Nunatak. Ein Teil der Mannschaft steigt durch das westliche Gletscherland (Skräntdal) ab in den Röhss Fjord, um via Ella Ø nach Island zurückzukehren.

Im folgenden Jahr wird das Eisplateau westlich Cecilia Nunatak erneut befahren und vermessen. Dadurch werden erstmals konkrete Angaben möglich über die morphologischen Verhältnisse des Felsuntergrundes im Einzugsgebiet des Hisingers- und des Nordenskiölds Gletschers (Fig. 4).

MISSION PAUL-EMILE VICTOR: Campagne au Groenland 1950, Série scientifique, Rapports Préliminaires No. 15, Paris, 1952.

BOUCHE, M.: Groenland, Station Centrale (Verlag Grasset) Paris, 1952.

1951.

Im Sommer 1951 führen zwei Arbeitsgruppen der »Lauge Koch Ekspedition« in der Nunatakker Region westlich und nördlich des Kejser Franz Josephs Fjordes systematische geologische Untersuchungen und Kartierungen durch:

1) In Zusammenarbeit mit einer Weaselkolonne der »Expéditions Polaires Françaises« von Paul-Emile Victor gelangt die Gruppe H. R. KATZ, W. DIEHL und H. RÖTHLISBERGER via Cecilia Nunatak zum Hobbs Land (74° n. Br.) und durchquert von dort mit Ski und Schlitten das nördliche Nunatakgebiet bis zum Strindbergs Land (Fig. 5).

Reisebericht vom 29. Juli—29. August 1951 nach KATZ (1952 b).

29.—31. Juli. Flug Ella Ø — Röhss Fjord. 22-stündiger Aufstieg zum Cecilia Nunatak. Lager der französischen Expedition auf dem Nordsporn des Nunataks (1630 m). — Ausrüstung (2 Nansen-Schlitten, 2 Zelte, Ski, etc.) und Proviant werden von einem isländischen Transportflugzeug abgeworfen. — 1.—5. August. Fahrt per Weasel vom Cecilia Nunatak zum Hobbs Land. Lufttemperaturen — 25 bis — 30°C. Im Hinterland von Kæmpebænen Schwierigkeiten mit Spalten, Fahrzeuge brechen ein. — 5. August. Camp I im Inlandeis auf 2500 m Höhe. Abstieg zu den Nunatakkern westlich Hobbs Land. — 6. August. Rekognoszierungstour. (Die Temperaturen liegen durchwegs viel tiefer als zur Zeit der Schlittenreise von HØYGAARD und MEHREN 1931). — 7. August. Abfahrt zur Nordwestecke von J. L. Mowinckels Land. Eine Kiste Pemmikan wird zurückgelassen. — 8. August. Besteigung des Ajungilaq (2200 m), kalter Sturmwind von NW. — 9. August. 13-stündige Tour quer durch Hobbs Land. — 11. August. Camp am Eleonores Sø; der eine Schlitten defekt, zwei Steigeisen gebrochen. — 13. August. Schlechtes Wetter, Sturm und Nebel. — 14. August. Rundtour ins westliche Arnold Eschers Land. — 15. August. Ski werden zurückgelassen. Marsch zum östlichen Arnold Eschers Land. — 16.—17. August. Bergtouren im östlichen Eschers Land. — 18. August. Der stärker beschädigte Schlitten sowie ein Zelt werden zurück-



Fig. 5. Weasels der »Expéditions Polaires Françaises« auf der Fahrt westlich von Cecilia Nunatak (Foto W. DIEHL).

gelassen. Lager am Ostsporn von Harald Griegs Fjeld (1220 m). — 19. August. Besteigung von Harald Griegs Fjeld. — 20. August. Weitere Reduktion der Ausrüstung. Marsch über Adolf Hoels Gletscher. Lager am Sneharefjeld (Nord-Andrées Land). — 22. August. Der zweite Schlitten zurückgelassen. Das Gepäck wird zu Traglasten reduziert. Schwierigkeiten mit Gletscherflüssen. — 23. August. Besteigung eines kleinen Eruptivmassives im östlichen Bernhard Studers Land. — 24. August. Traversierung des Eyvind Fjelds Gletschers zum Jakob Kjødes Bjerg. — 25. August. Nord-Strindbergs Land erreicht. — 26.—28. August. Dass Kameraden es unterlassen haben, rechtzeitig mit Flugzeug Depots auszulegen, führt zu Proviantknappheit. Abstieg durch das innere Strindbergs Land nach Nordfjord. — 29. August. Nordfjord.

KATZ, H. R.: Ein Querschnitt durch die Nunatakzone Ostgrönlands (ca. 74° n. Br.). Ergebnisse einer Reise vom Inlandeis (in Zusammenarbeit mit den Expéditions Polaires Françaises von P.-E. Victor) ostwärts bis in die Fjordregion, ausgeführt im Sommer 1951. M.o.G. Bd. 144, Nr. 8, København, 1952.

KATZ, H. R.: »Journey across the Nunataks of Central East Greenland, 1951«, Arctic, Vol. 6, No. 1, Montreal, 1953.

KATZ, H. R.: »Raid géologique à travers les nunataks de l'est du Groenland, à la latitude 74° N, Missions Paul-Emile Victor, Campagne au Groenland 1951, Série scientifique, Rapports préliminaires No. 16, Paris, 1953.

DIEHL, W.: »Grönlandfahrt«, 46. Jahresbericht des Akad. Alpenklubs Bern, Bern, 1951.

DIEHL, W.: »Vom Hobbs Land zum Strindbergs Land«, Bergfahrten in Nordost-Grönland. Berge der Welt Bd. 1953, Zürich und München, 1953.

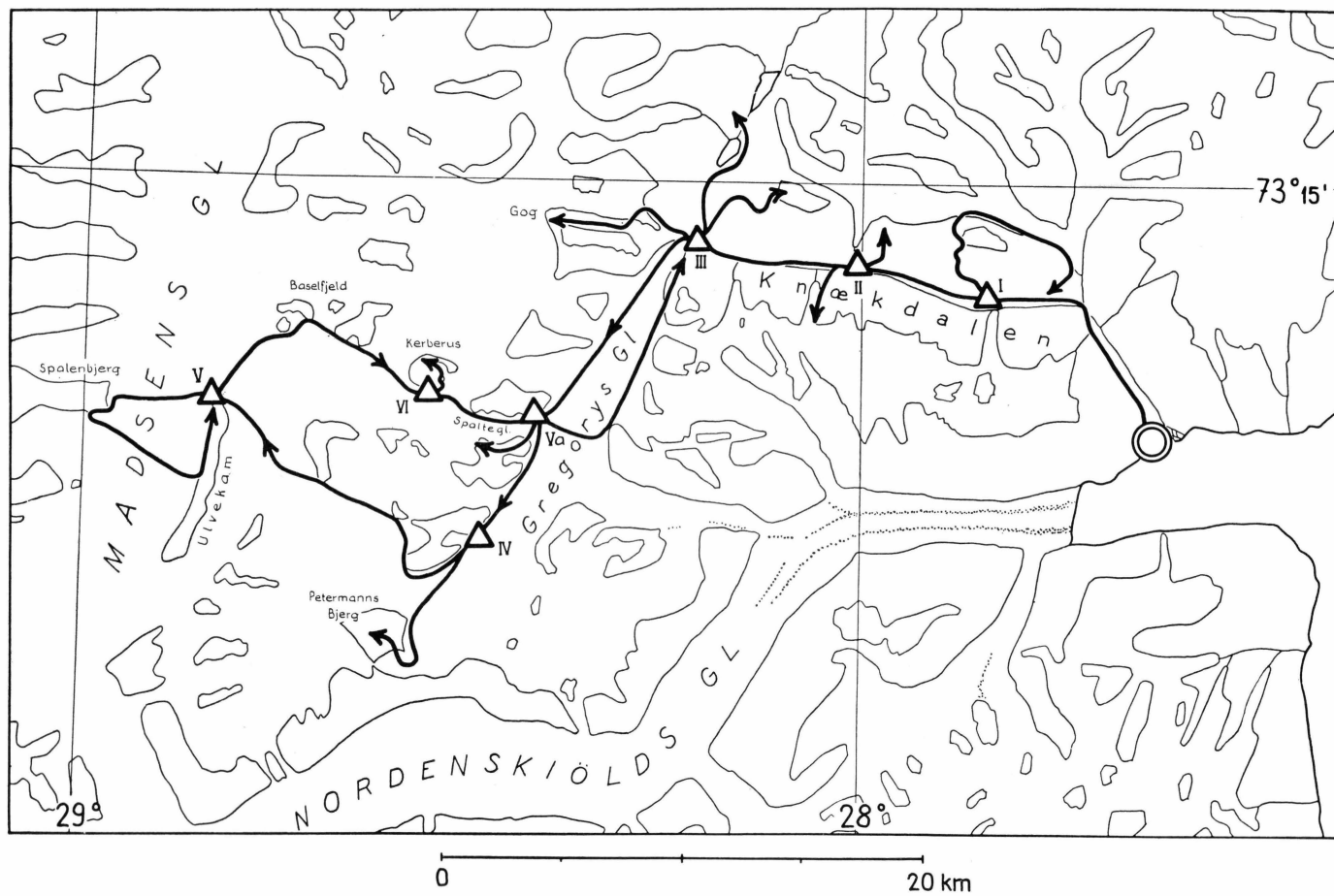


Fig. 6. Routenkarte der Geologengruppe WENK und HALLER vom 26.7.—19.8.1951.



Fig. 7. Blick vom Petermanns Bjerg auf den oberen Nordenskiölds Gletscher und Shackletons Bjerg (links). (Foto S. Götz).

2) Im Rahmen der geologischen Kartierung von Fränkels Land durchstreift die Arbeitsgruppe E. WENK, J. HALLER, H. P. BUSS und S. Götz die Berge der Petermann Kette und stösst bis zu den Martin Knudsens Nunatakkern vor.

Während des Anmarsches wird in einwöchiger Arbeit das Knäkdalen im Masstab 1:50.000 (BOYD, 1935, pl. I.) geologisch kartiert und dabei den Metamorphoseerscheinungen besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

In den beiden folgenden Wochen untersucht die Gruppe in Zweier-, Dreier- oder Viererpartien die stratigraphisch-lithologischen Verhältnisse der »Petermann Serie« in der Region ihrer Typlokalität. Am Victor Madsens Gletscher beobachtet der Verfasser die tektonische Diskordanz zwischen der »Petermann Serie« und dem »Westlichen Metamorphen Komplex«. Ausnehmend gutes Wetter begünstigt diese Arbeiten (Fig. 6).

Reisebericht vom 26. Juli—19. August 1951.

26. Juli. Basislager an der Mündung des Knäkdalen. — 27. Juli—2. August. Anmarsch durch das Knäkdalen. Hauptlager an der Mündung des Gregory Gletschers. — 5. August. Besteigung des Gog (2615 m) über den Ostrat. — 7. August. 11-stündiger Aufstieg zum oberen Gregory Gletscher.

Camp IV auf 1670 m. — 9. August. Besteigung des Petermanns Bjerg (2970 m) über den Südostgrat, Steinschlag, vierstündige Gipfelrast bei Windstille, klarer Sicht und Lufttemperatur — 2° C. (Fig. 7).

10. August. WENK und GÖTZ arbeiten in den folgenden Tagen im Gebiet des Gregory Gletschers. — BUSS und ich ziehen nach Westen über den 2000 m hohen Gletscherpass nördlich von Petermanns Bjerg. Spalten und knietiefer Pulverschnee behindern unseren Fussmarsch. — 11. August. Camp V an der Nordspitze des Ulvekam auf 1750 m. Lufttemperatur tagsüber + 5°, nachts — 4° C. — 12. August. Beim Traversieren des Victor Madsens Gletschers stossen wir auf die frische Fährte eines Polarwolfes. Abends Sturm aus SE. — 13. August. Schneetreiben, Nebel. — 14. August. Rückmarsch nach Osten. Verdeckte Schründe und Bruchharsch verlangsamten unseren Aufstieg zum Südfuss des Kerberus. Camp VI auf 1965 m Höhe. — 15. August. Besteigung des Kerberus (2575 m). — 16. August. Zurück im Hauptlager an der Mündung des Gregory Gletschers. — 18.—19. August. Abstieg zum Basislager am Kejser Franz Josephs Fjord.

WENK, E. and HALLER, J.: Geological Explorations in the Petermann Region, Western Part of Fränkels Land, East Greenland, M.o.G. Bd. 111, Nr. 3, København, 1953.

BUSS, H. P.: »Fahrten in der Nunatakzone«, Bergfahrten in Nordost-Grönland, Berge der Welt Bd. 1953, München und Zürich, 1953.

Als Luftfotograph der »Lauge Koch — Expedition 1949« nimmt M. BRENNISEN (†) im Gebiet Hisingers Gletscher — Cecilia Nunatak — Violingletscher eine Serie Schrägaufnahmen vom Format 9,5 × 12,5 cm auf.

In gleicher Eigenschaft und wiederum mit einem »Norseman«-Wasserflugzeug umfliegt E. HOFER im Sommer 1950 Louise Boyds Land und durchquert im Sommer 1951 verschiedentlich West-Fränkels Land und die Martin Knudsens Nunatakker. Die Flugfotos bilden eine unentbehrliche Ergänzung zu den feldgeologischen Aufnahmen.

Während der Sommer 1950, 1951, 1952 führt das GEODÄTISK INSTITUT København von Ella Ø aus zahlreiche Fotoflüge durch (Schrägaufnahmen vom Format 22,5 × 22,5 cm aus 4000 m Höhe). Seine Air Force Catalina fliegt am 16. August 1951 die Strecke Bartholins Land — Bernhard Studers Land (Serie 666 A), Bernhard Studers Land — Hambergs Gletscher — Martin Knudsens Nunatakker (Serie 666 B), Nordenkiölds Gletscher — Cecilia Nunatak — Nathorsts Land (Serie 666 C).

An Hand der zur fotogrammetrischen Auswertung aufgenommenen Bilderserie wird 1953 der geologische Kartierungsflug geplant.

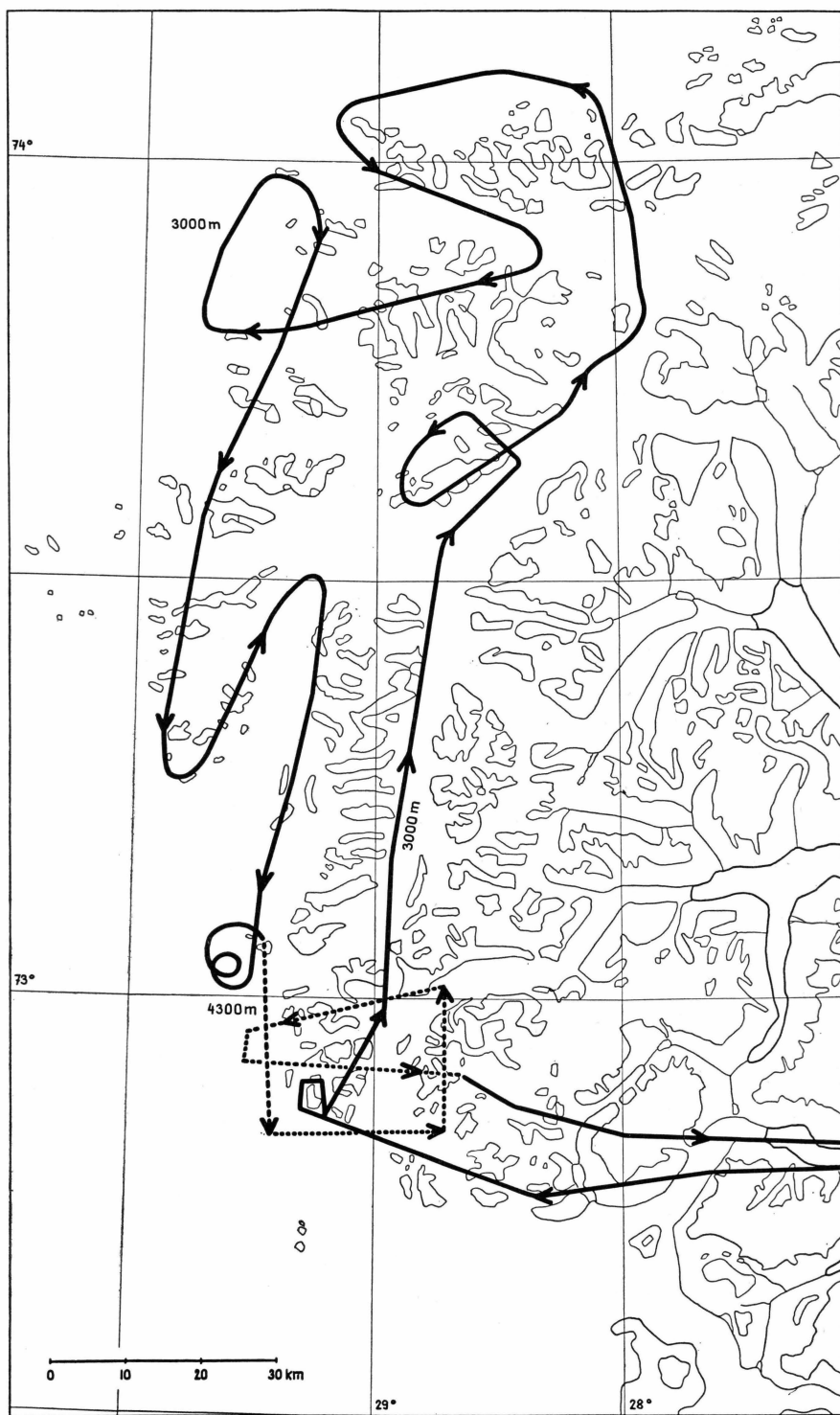


Fig. 8. Routenkarte des Kartierungsfluges vom 23.7.1953.

1953.

Im Sommer 1953 kommt die geologische Untersuchung der Nunatakker Region zwischen $72^{\circ}30'$ und $74^{\circ}10'$ n. Br. zu einem gewissen Abschluss. Gleich zu Beginn des Sommers unternimmt der Verfasser einen ausgedehnten Flug, um das zu Fuss schwer erreichbare Zentralgebiet dieser Region zu kartieren. Anschliessend folgt eine dreiwöchige Skitour zum Shackletons Bjerg und zur Nunatakker Gruppe im Einzugsgebiet des Nordenskiölds Gletschers.

1) Nunatakkerflug mit der Air Force-Catalina „Pluto“.

Am Morgen des 23. Juli 1953 rekognoszieren wir an Bord einer »Norseman« die Wetterverhältnisse: nahezu wolkenlos, windstill. Trotz vorgängig schlechter Witterung liegt im Gebirge kein Neuschnee.

1115^h Start in Ella Ø. Die Air Force-Catalina 853 »Pluto« wird von Captain K. PEDERSEN kommandiert. Wir fliegen in direkter Linie zum oberen Nordenskiölds Gletscher, umkreisen den Pluto Nunatak und werfen dort ein gepolstertes Pack mit 8 kg Proviant und Brennstoff auf ein Firnfeld am Südsporn ab. — Zwei Wochen später kommt uns dieser Proviant sehr zustatten. — Um 12^h steigen wir auf 3000 m und fliegen die auf Fig. 8 eingezeichnete Route. Die Arbeitsbedingungen in der Air Force-Catalina sind ideal, weil eine Rumpfkanzel genügend Platz zum Zeichnen und volle Sicht gewährt. Als topographische Grundlage für die geologische Kartierung benütze ich die Kartenblätter 1:250.000 des Geodätisk Institut. Abschliessend steigen wir über der südlichsten Nunatakker Gruppe auf 4300 m, um einige Flugbildstreifen für das noch fehlende Blatt 7204 des Geodätisk Institut aufzunehmen. Zugleich können die Spaltenverhältnisse auf den Gletschern erkundet und so die Route für die bevorstehende Skitour festgelegt werden. 1555^h Landung in Ella Ø.

Die Ergebnisse des Fluges sind auf den Tafeln II—IV. dargestellt. Eine derartige geologische Kartierung ist stets lückenhaft und voll ungelöster Probleme, ein Umstand, auf den ich in diesem Zusammenhang speziell hinweisen möchte.

2) Skitour zum Shackletons Bjerg und in die Nunatakker des oberen Nordenskiölds Gletschers.

Rekognoszierungsflüge im Vorjahr haben ergeben, dass der Issø im oberen Agassiz Dal anfangs August für Wasserflugzeuge noch nicht benützbar ist. Vom 21.—26. Juli 1953 muss daher Proviant und Ausrüstung für die dreiwöchige Skitour von einer Trägermannschaft (W. DIEHL, E. GRAVEN, E. BINER, H. PERREN) von Kjerulfs Fjord aus

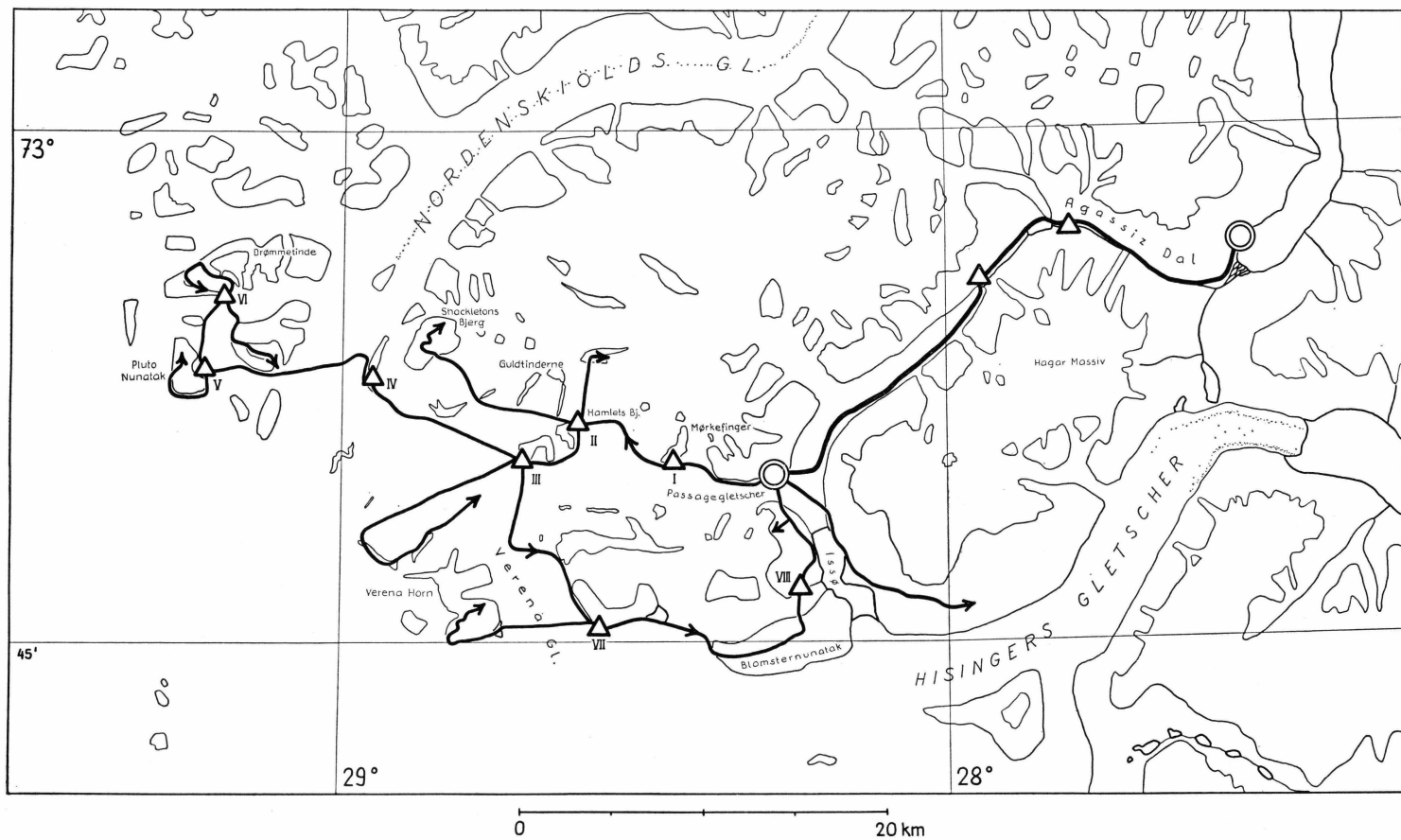


Fig. 9. Routenkarte der Gruppe HALLER vom 27.7.—18.8.1953.

dorthin transportiert werden. Am Passagegletscher wird das Basislager errichtet.

Zusammen mit H. R. von GUNTEN fliege ich am 26. Juli in den Kjerulfs Fjord. GRAVEN, BINDER, PERREN dislozieren nach Ella Ø.

Zu dritt steigen wir zum Basislager im oberen Agassiz Dal auf. Wir durchqueren die Gletscherplateaus von Süd-Goodenoughs Land, besteigen Shackletons Bjerg und traversieren den Nordenskiölds Gletscher (Fig. 9)

Zur Bearbeitung der südlichsten Nunatakker Gruppe steht mir einzig eine 10fache Vergrößerung der World Aeronautical Chart (Blatt 40) zur Verfügung. Daher kann die geologische Aufnahme auch nur in Form einer Skizzenkarte herauskommen. Die petrographische Untersuchung hingegen zeitigt einige interessante Detailergebnisse über den »Westlichen Metamorphen Komplex« (= kaledonisches Kristallin in der Nunatakkzone). Besondere Aufmerksamkeit schenke ich dem Bau dieses Kristallins sowie seiner strukturellen und genetischen Beziehung zum »Zentralen Metamorphen Komplex« (= kaledonisches Kristallin im inneren Fjordgebiet).

Reisebericht vom 27. Juli—18. August 1953.

27.—29. Juli. Anmarsch zum Basislager am Südfuss des Mørkefingers auf 1210 m. — 30.—31. Juli. Für den Rückmarsch wird beim Basislager ein Depot angelegt. Aufstieg über den Passagegletscher. Ab 1600 m Höhe können wir die Ski benützen. Camp I im oberen Gletscherkessel. — 1. August. Am Ostsporn von Hamlet Bjerg errichten wir auf 2230 m Höhe Camp II. Die topographische Karte 72 Ø 3 gibt hier ein völlig falsches Bild. Die Rundschau vom 2425 m hohen Gipfel erlaubt eine der Wirklichkeit angenäherte Korrektur des Kartenbildes.

2. August. Besteigung von Shackletons Bjerg. Dreieinhalbständiger Skilanglauf von Camp II über das Firnplateau zum Südwestfuss des Berges. Günstige Schneeverhältnisse (Windharsch, Pulverschnee). Aufstieg über die SW-Flanke; klares Wetter, jedoch heftiger Wind aus Nord und Nordost. Die letzten 300 m des Gipfelkopfes sind mit einer schroff abfallenden Firnkuppe überdeckt. Das Eis ist weich und für die Steigeisen griffig. Wir kommen ohne Stufenschlagen durch. — Gipfel 2880 m, klare Fernsicht, Windstärke 6 bis 8, Lufttemperatur — 7°C; wir bleiben zweieinhalb Stunden. — Abstieg über den Firngrat bis zum Fuss des Berges und per Ski zurück zum Camp am Hamlet Bjerg.

3.—5. August. Kartierungsarbeiten im Gebiet zwischen Hamlet Bjerg, Verena Horn und Nordenskiölds Gletscher: Am 4. August verlegen wir das Lager an den oberen Verena Gletscher hinter eine windgeschützte Rippe auf 2045 m. — 5. August. Camp IV am Nordenskiölds Gletscher.

6.—11. August. Traversierung des Nordenskiölds Gletschers und Streifzug durch die südlichste Nunatakker Gruppe: Am 6. August überschreiten wir bei guten Eis- und Schneeverhältnissen den Inlandeisgletscher auf 1600 m Höhe. Die Spaltengefahr ist gering. Aufstieg über den Pluto Gletscher auf Blankeis. Camp V auf einer Inlandeismoräne am Ostfuss des Pluto Nunatak

auf 2070 m Höhe. Um Mitternacht erfolgreiche Suchaktion nach dem vor 14 Tagen abgeworfenen Proviant. — Der Fund erlaubt uns eine umfassendere Kartierungsarbeit in diesem entlegenen Gebiet. — Das Wetter verschlechtert sich rapid. Am Morgen des 7. August beginnt Schneetreiben. Nebel verdeckt jede Sicht. Bis zum Mittag des 8. August fällt 15 cm Neuschnee. Nachmittags Aufhellung. Wir besteigen den 2460 m hohen Pluto Nunatak. Lufttemperatur — 9°C. Bei Schneetreiben und Sturmwind verschieben wir am folgenden Tag das Lager einige Kilometer nach Norden, an den Fuss der Drømmertinde. Das anhaltend schlechte Wetter verhindert die Besteigung dieser Granitspitze. Detailstudien an Granitkomplexen und an Geschieben aus dem Inlandeis. Camp VI muss am 11. August aufgegeben werden. Rückmarsch über den Graahoved-Sattel mit anschliessender Abfahrt zum Nordenskiölds Gletscher. Der Neuschnee verdeckt die Spalten und erschwert so den Rückweg über den breiten Gletscher. Dank der kalten Witterung sind die meisten Schneebrücken jedoch durchgefroren.

12.—14. August. Rückmarsch zum Verena Gletscher. Das Depot bei Camp III wird eingezogen und am unteren Verena Gletscher auf 1662 m ein neues Lager errichtet. — 13. August. Besteigung des vorderen Verena Hornes (2185 m). Die grossen Schmelzwasserkanäle am Fusse des Berges führen zu dieser Jahreszeit nur noch wenig Wasser. — 14. August. Abfahrt zum Blomsternunatak auf Windharsch bis zu 1400 m Höhe. Auf dem aperen Gletscher werden die Ski zurückgelassen. Bei der Gletscherquerung vom Blomsternunatak zur Vähfreude müssen wir in anderthalbstündiger Arbeit eine 70 m hohe Eiswand übersteigen. Camp VIII am Fuss der Vähfreude auf 1190 m Höhe.

15. August. Rückmarsch zum Basislager am Passagegletscher. Von dort aus unternehmen wir am folgenden Tag eine 13-stündige Tour an die Südflanke des Hagarmassives. DIEHL's Schuhe sind in üblem Zustand.

17.—18. August. Abstieg zum Kjerulfs Fjord in zwei Etappen. Der Agassiz Gletscher ist völlig aper und an seiner Mündung sind die Blaubeeren reif.

HALLER, J.: 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.

HALLER, J.: »Besteigung von Shackletons Bjerg« (Zentral-Ostgrönland), Berge der Welt Bd. 1954, München und Zürich, 1954.

VON GUNTEN, H. R.: »Shackletons Bjerg«, 48. Jahresbericht des Akad. Alpenklubs Bern, Bern, 1953.

Ausrüstung und Proviant für die Skitour zum Shackletons Bjerg und in die südlichste Nunatakker Gruppe.

27. Juli—18. August 1953.

Höhenquoten der Zeltlager:

10 Nächte über 2000 m

Minimaltemperaturen:

— 7 bis — 9°C.

Alpinistische Ausrüstung:

- 1 Bergzelt (4 kg)
- 1 Edelweiss-Benzinkocher (+ Ersatzbrenner)
- 1 Becherkocher für Meta

- 3 P. Sommerski (Kabelbindung, Stahlkanten)
- 3 P. Skistöcke (Leichtmetall)
- 3 P. Steigfelle
- 3 Eispickel
- 3 P. Steigeisen
- 3 Sitzschlingen + Karabinerhaken
- 40 m Nylon-Bergseil (12 mm)
- 15 m Nylon-Bergseil (8 mm).

Proviant und Brennstoff:

Durchschnittlicher Proviantbedarf:

175 gr. Pemmikan	75 gr. Schokolade
50 - Speck	40 - Ovospport, Ovochoc
80 - Trockenmilch	15 - Traubenzucker
20 - Käse	20 - Blaubeeren (getrocknet)
65 - Butter	20 - Zwiebeln (getrocknet)
150 - Haferflocken	15 - Salz, Bouillon, Gewürze
50 - Knäckebröt	5 - Thee
125 - Zucker	20 - Nescafé.

Total . . . 1000 gr. pro Mann und Tag.

Brennstoffverbrauch in 23 Tagen (für 3 Mann):

Benzin: effektiver Verbrauch	4,3 lt. (1—3 dl. pro Tag)
Verluste	0,5 -
Reserve	3,2 -

Total . . . 8,0 lt.

Meta: effektiver Verbrauch 83 Tabletten.

1954.

Am 25. August führt der Verfasser von Ella Ø aus einen Kartierungsflug über dem zentralen und westlichen Louise Boyds Land durch.

DIE GEOLOGIE DER NUNATAKKER REGION

Der in den Nunatakkern von Zentral-Ostgrönland zutage tretende Felsgrund besteht durchwegs aus Verbänden des kaledonischen¹⁾ Gebirges (Fig. 10). Eine Ausnahme bilden einzig die jungen Plateaubasalte, die im nördlichen Randgebiet den Gebirgsrumpf überdecken.

Als Zentrum der ostgrönländischen Kaledoniden erhebt sich im inneren Fjordgebiet eine 60 km breite und 500 km lange Wölbungszone kristalliner Gesteine, der sog. »Zentrale Metamorphe Komplex« (PARKINSON and WHITTARD, 1931, S. 659). Es handelt sich dabei um komplex ineinandergefügte, »in situ« granitisierte Baukörper von verschiedenartigster Gestalt und Ausdehnung. Diese bilden als Gesamtheit den fluidal durchbewegten, migmatitischen Unterbau (Infrastruktur) des Gebirges. Im Westen und Osten des »Komplexes« gehen die Migmatite kontinuierlich in die schwach bis nicht metamorphen Sedimente des Oberbaues (Suprastruktur) über.

Die Sedimenthülle der Kaledoniden umfasst eine konkordante Ablagerungsfolge von über 16.000 m Mächtigkeit. Sie besteht vorwiegend aus Jung-Präkambrium (Grönlandium), zu einem kleineren Teil aus Alt-Paläozoikum (Kambro-Ordovicium). Im äusseren Fjordgebiet wird der sedimentäre Oberbau vom Devon diskordant überdeckt.

In der Nunatakker Region, im Westen des »Zentralen Metamorphen Komplexes«, ist die Sedimenthülle nicht mehr zusammenhängend erhalten. Fragmente davon treten hier längs tektonischen Depressionszonen zutage. Im Verlaufe der Erforschungsgeschichte sind die beiden grössten Sedimentareale mit den Lokalnamen »Petermann Serie« (WORDIE 1930, S. 490) und »Eleonore Sø Serie« (KATZ 1952, b, S. 49) belegt worden. Ein drittes Sedimentareal liegt im Gebiete der Nils Holgerssons Nunatakker; es ist auf der stratigraphisch-lithologischen Übersichtskarte Fig. 11 eingezeichnet.

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

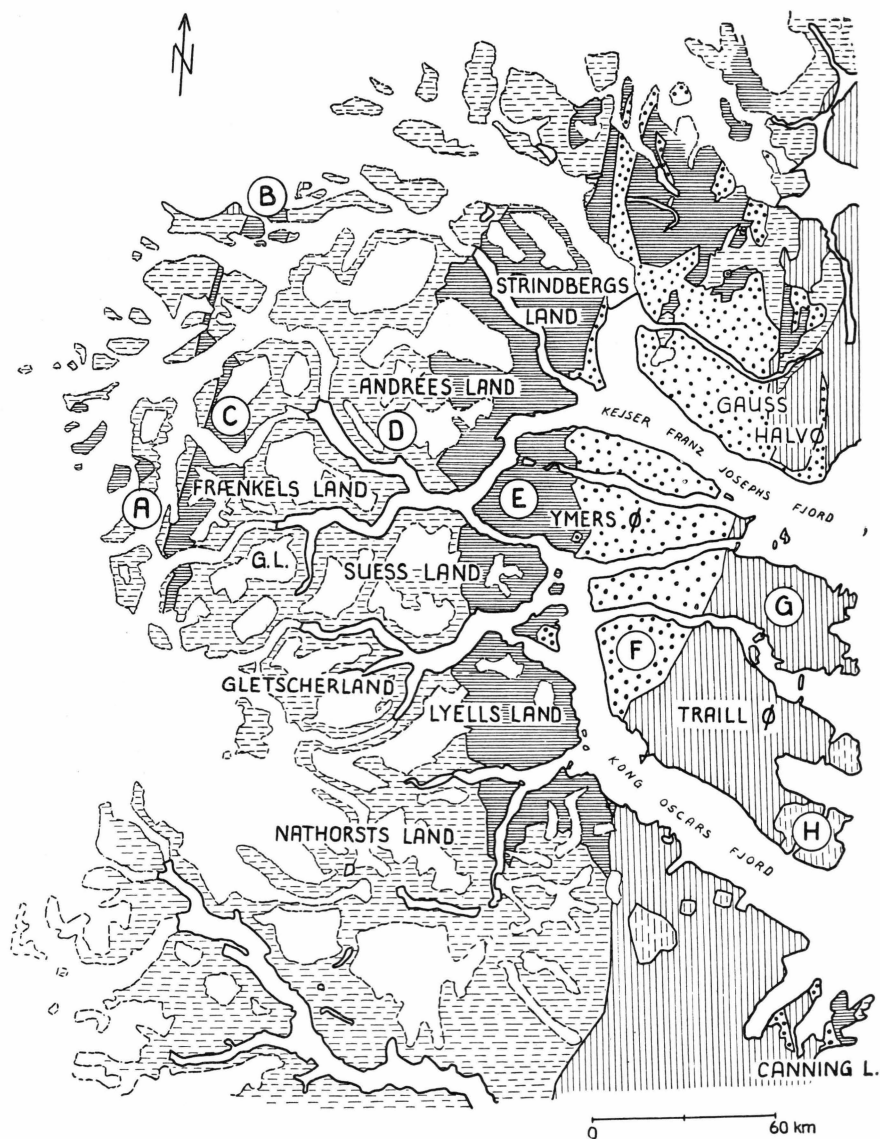


Fig. 10. Geologische Übersichtskarte von Zentral-Ostgrönland zwischen 72 und 74° n. Br.

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.

Für die Kristallinserien im Westen der »Petermann Serie« haben PARKINSON and WHITTARD (1930, S. 659) die Bezeichnung »Westlicher Metamorpher Komplex« eingeführt. Wie der »Zentrale Metamorphe Komplex« im inneren Fjordgebiet, so ist auch der »Westliche« kein tektonischer, sondern ein petrographisch-geologischer Begriff. Dem »Westlichen Komplex« gehören sämtliche kaledonischen Kristallingesteine der Nunatakker Region an. Im südwestlichen Goodenoughs Land gehen die beiden Kristallinzonen ineinander über.

Ein flachwelliger, einfacher N—S-Faltenbau, durchzogen von zwei jüngeren, N—S laufenden Störungszonen, kennzeichnet die Tektonik der Nunatakker Region. Teile des fluidal verfalteten migmatitischen Unterbaues treten nur in den Zonen axialer Kulmination oder horstartig den grossen Verwerfungssystemen entlang auf.

I. Stratigraphie der kaledonisch aufgefalteten Sedimentserien.

Die Stratigraphie der kaledonisch verfalteten Sedimentserien in Zentral-Ostgrönland ist Gegenstand zahlreicher neuer Publikationen: EHA (1953), KATZ (1952a), FRÄNKEL (1951, 1953a, b), COWIE (1957), ADAMS (1957) und SOMMER (1956) haben die Sedimente in der Fjordregion bearbeitet, HUBER (1950), KATZ (1952b), WENK and HALLER (1953) die Verhältnisse im Nunatakgebiet untersucht.

Der archaische Sockel, das Basement der oheralgonkisch-ordovici-schen Ablagerungsfolge, ist in Zentral-Ostgrönland bis jetzt nirgends gefunden worden. Das nächst bekannte archaische Kristallin liegt im Dronning Louise Land (vgl. FRÄNKEL 1956). Es ist daher anzunehmen, dass sich unter die tiefsten Schichten der Unteren Eleonore Bay Formation noch ein weiterer mächtiger Verband klastischer Sedimente einordnet. Die Totalmächtigkeit der kaledonisch aufgefalteten Sedimentserien dürfte somit die Summe von 16.000 m wesentlich übersteigen.

Die Tabelle auf Seite 34 enthält die Unterteilung des Sedimentverbandes. Sie entspricht in erster Linie den stratigraphisch-lithologischen Verhältnissen im detailliert bearbeiteten Fjordgebiet. Kambrium und Ordovocium sind durch Fossilien gut belegt. Das Präkambrium ist mit Ausnahme einiger Cryptozoenstrukturen steril und kann nur nach lithologischen Gesichtspunkten gegliedert werden.

Die Sedimentserien in der Nunatakker Region geben die Stratigraphie der Sedimenthülle nur fragmentarisch wieder. Umsäumt von metamorphen und migmatitischen Gesteinsverbänden oder von Bruchsystemen scharf begrenzt bilden sie isolierte Areale (Fig. 11). Zudem erschweren facielle Wechsel den exakten Vergleich mit den

Serien im Fjordgebiet. In Erweiterung der Arbeiten von KATZ (1952b) und WENK and HALLER (1953) versucht der Verfasser auf Tafel I. eine Korrelation dieser Art durchzuführen.

Kambro- Ordovicium	Kalke und Dolomite	2000 m	
	Sandstein-Serie ¹⁾	80— 160 m	Tillit Formation
	Spiral-Creek-Serie	25— 50 m	
	Canyon Serie	250— 300 m	
	Tillit-Serie	200—1000 m	
Grönlandium = Oberes Algonkium	Kalk-Dolomit-Serie.....	1100 m	Obere Eleonore Bay Formation
	Bunte Serie	1000 m	
	Quarzit-Serie	2120 m	
	Obere Tonig-sandige Serie	1200—3350 m	Untere Eleonore Bay Formation
	Kalkig-tonige Serie.....	100— 300 m	
	Untere Sandig-tonige Serie.....	5300 m	
		Basis unbekannt	
	Totale Mächtigkeit der kaledonisch gefalteten Sedimentfolge		> 16 000 m

¹⁾ COWIE and ADAMS (1957) zählen die »Sandstein-Serie« zum Kambrium.

A. Grönlandium.

In Grönland werden nach LAUGE KOCH (1930, S. 346) die spät-präkambrischen Sedimente unter dem Begriff »Grönlandium« zusammengefasst. In Zentral-Ostgrönland gliedert sich dieser Sedimentverband in die Eleonore Bay – und die Tillit Formation.

In Nordgrönland folgt nach FRÄNKEL (1954, S. 55—59) im Liegenden der Eleonore Bay Formation die Thule Formation (Keweenawan).

a. Eleonore Bay Formation.

Weitaus der grösste Teil der Sedimente im Westen des »Zentralen Metamorphen Komplexes« gehört in die Serien der Eleonore Bay For-

Fig. 11. Stratigraphisch-lithologische Übersichtskarte der Nunatakker Region.
1 = Untere Eleonore Bay Formation, 2 = Obere Eleonore Bay Formation, 3 = Tillit Formation, 4 = kaledonisches Kristallin (»Zentraler Metamorpher Komplex«), 5 = kaledonisches Kristallin (»Westlicher Metamorpher Komplex«), 6 = spät- bis postorogene Intrusiv-Granite, 7 = Deckenbasalte (vermutlich kretazisch-tertiär).
Die Sedimentareale sind mit dicken schwarzen Strichen umrissen.

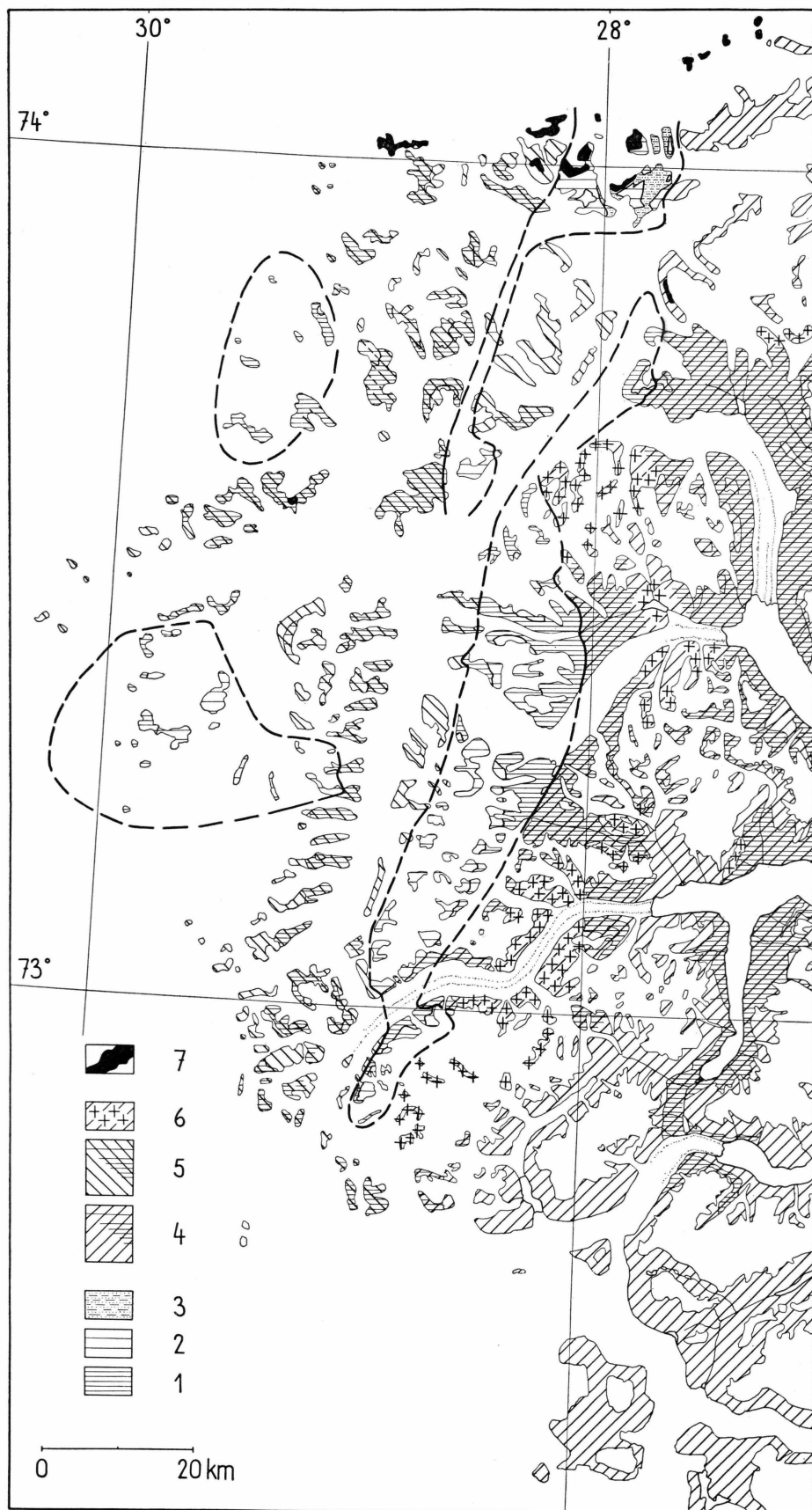


Fig. 11.

mation. Davon sind es vor allem die Quarzit-Serie und die Obere Tonig-sandige Serie, welche die Nunatakke über grosse Strecken aufbauen. Die Detailprofile verschiedener Autoren sind im folgenden nach regionalen und tektonischen Gesichtspunkten geordnet:

- 1) Sedimentareal in der Region der Petermann Kette (Petermann-Synklinalbecken),
- 2) Sedimentareal im Gebiete der Nils Holgerssons Nunatakke (flaches Synklinalbecken am Hambergs Gletscher),
- 3) Sedimentareal in Arnold Eschers- und J. L. Mowinckels Land (Eleonores Sø – Grabenzone).

1. Die stratigraphisch-lithologischen Verhältnisse in der Petermann Kette.

Die Typlokalität der »Petermann Serie«, das Sedimentareal von West-Fränkels Land, ist von WENK and HALLER (1953) stratigraphisch unterteilt und mit den Serien der Fjordzone korreliert worden. Es handelt sich im wesentlichen um ein langes, schmales Synklinalbecken (Petermann-Synklinale), das sich vom Gerard de Geer – bis zum Nordenskiöld's Gletscher erstreckt.

Der obere Teil der Sedimentfolge besteht aus den hellen, grobgebankten Gliedern der Quarzit-Serie (Obere EBF). Er entspricht in Mächtigkeit und Ausbildung seinen stratigraphischen Äquivalenten in der Fjordzone. Der untere Teil des Verbandes, die Obere Tonig-sandige Serie (Untere EBF), weicht hingegen in Facies und Mächtigkeit von der entsprechenden Schichtfolge im Fjordgebiet stark ab.

Die von den obigen Autoren benutzte stratigraphisch-lithologische Unterteilung gilt für das gesamte Areal vom Shackletons Bjerg im Süden bis Oscar Wistings Bjerg im Norden. Lithologie, Farbe und Mächtigkeit variieren von Lokalität zu Lokalität nur wenig.

Feingliederung der Quarzit- und der Oberen Tonig-sandigen Serie im Gebiet der Petermann Kette.

Synclinal Quartzitic Sandstone-Shale Series.....	>1000 m	Quarzit-Serie	Obere EBF
Summit Quartzite Series.....	1500 m		
Shoulder Quartzite-Slate Series.....	470 m	Obere Tonig-sandige Serie	Untere EBF
Layered Quartzite-Slate-Dolomite Series.....	1400 m		
Phyllite Series.....	1250 m		
Mystery Quartzite Series.....	> 700 m		
Marble-Chlorite-Schist Series	> 200 m	Kalkig-tonige Serie	

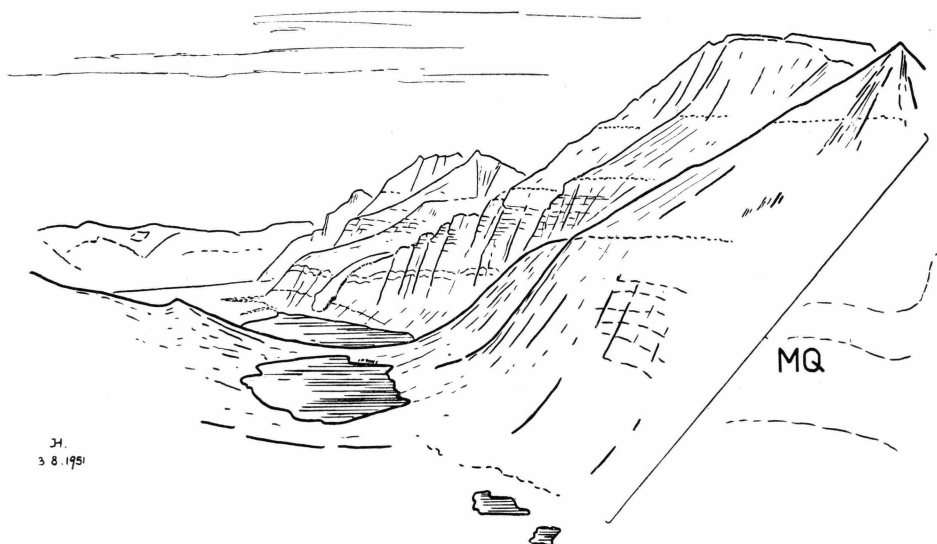


Fig. 12. Blick auf die steile Ostseite des Mysteriedalen, die Seen in der Talsohle und den Jättegletscher im Hintergrund. MQ = »Mystery Quartzite Series«, ca. 700 m mächtig.

I) Kalkig-tonige Serie (Unt. EBF).

A) „Marble-Chlorite-Schist Series“.

Im Zentralen und südlichen Louise Boyds Landes tritt das stratigraphisch tiefste Glied zutage. Es bildet den Westschenkel der gegen Norden aufsteigenden Gregory-Antiklinale. Die Serie ist nie angeschlagen worden. Zahlreiche Geschiebefunde im Mysteriedalen sowie Beobachtungen vom Flugzeug aus lassen den Schluss zu, dass es sich um eine ca. 200 m mächtige Wechselfolge von hellen Kalken mit dunkeln karbonatischen Schiefern handelt. Die Verhältnisse sind denjenigen am unteren De Geer Gletscher analog (vgl. HALLER 1953, S. 28). Die Gesteine sind vermutlich metamorph. Sie werden der Kalkig-tonigen Serie (Unt. EBF) zugeordnet.

Im Liegenden sind die metamorphen Schichten der Unteren Sandig-tonigen Serie aufgeschlossen.

II) Obere Tonig-sandige Serie (Unt. EBF.).

A) „Mystery Quartzite Series“, > 700 m.

Im Gebiet der Mysteriesøer (West-Fränkels Land) formt ein Verband schlecht gebankter, massiger Quarzite den asymmetrischen Gewölbekern der Gregory-Antiklinale. Er bildet die Steilwände der östlichen Talseite (Fig. 12). Die Quarzite sind in frischem Bruch weiss, grau

oder gelblich, auf Schichtfugen und -köpfen meist rostig-braun angewittert. Rippelmarks und Kreuzschichtung sind häufig.

Im oberen Drittel des über 700 m mächtigen Verbandes wechseln graubraune, bankige, feinkörnige Quarzite mit grauschwarzen Phyllit-schiefern. Die beiden unteren Drittel bestehen aus den hellen, grobkörnigen Psammiten. Pelitische Zwischenlagen sind dabei selten und meist nur einige Millimeter bis wenige Zentimeter mächtig.

Die »Mystery Quartzites« stellen die tiefste Unterabteilung der Oberen Tonig-sandigen Serie (Unt. EBF) dar. Ihre Basis ist im Mysteriedalen nicht aufgeschlossen. Das vollständige Schichtprofil durch ein schwach metamorphes Äquivalent dieses Quarzitverbandes lässt sich hingegen am Unterlauf des Hisingers Gletschers beobachten (NW-Fuss von Lugano Bjerg). Die lithologische Ausbildung des Verbandes ist an beiden Lokalitäten dieselbe. Es darf daher zwischen Jätte- und Hisingers-Gletscher, das heisst in N—S Richtung, mit einer faciiellen Konstanz gerechnet werden. Im Gegensatz dazu steht der Wechsel der Facies von Westen nach Osten, worauf schon zu verschiedenen Malen hingewiesen worden ist (HALLER 1953, S. 39—45; 1955, S. 32—33).

B) „Phyllite Series“, 1250 m.

Im Mysteriedalen und beidseits des obersten Knäkdalen formt eine mächtige pelitische Schieferserie die sanfter geneigten Flanken und Talschultern. Die monotone grünlich-braune Serie ist von Ort zu Ort verschieden mächtig. Kleinfältelung und Translationsschieferung deuten auf eine uneinheitliche, disharmonische Durchbewegung des Verbandes. Seine Totalmächtigkeit dürfte 1250 m erreichen.

Ein guter Aufschluss durch die Schichtfolge der Serie befindet sich am Ostfuss des Magog:

Schuttüberdeckung.

ca. 350 m rostig-braun bis gelblich anwitternde Phyllit- und Quarzitschiefer (nicht angeschlagen).

550 m grünliche Tüpfelschiefer (Chlorit-Serizit-Schiefer mit Quercit) in unregelmässiger Wechselfolge mit phyllitischen Quarzitschiefern und plattigen bis feinbankigen Quarziten. Die graubraunen Quarzitbänke enthalten oft Linsen von dunkelbraun anwitterndem Dolomit.

320 m Gegen unten wird die Schieferung feiner, quarzitsche Bänder sind selten. Die Schichtflächen der Serizit-Chloritschiefer sind dicht getupft von kleinen Biotitnestern und idiomorphen, schwarzen Granatkörnchen.

Im Liegenden folgen die Quarzitbänke und Schiefer der »Mystery Quartzite Series«.

Im Knäkdalen nimmt die Einwirkung des migmatitischen Unterbaues (Kontaktmetamorphose) in vertikaler und horizontaler Richtung allmählich zu. Der Mineralbestand der »Phyllite Series« zeigt von Westen gegen Osten folgende Neubildungen: *Serizit-Chlorit*, *Biotit*, *Granat*, *Hornblende*, *Staurolith*, (*Diopsid*), *Plagioklas*, *Kalifeldspat* (vgl. WENK and HALLER 1953, S. 27; WENK 1954b).

C) „Layered Quartzite-Slate-Dolomite Series“, 1400 m.

Im Hangenden der »Phyllite Series« folgt die gleichmässig grau bis gelblichbraun angewitterte »Layered Series«. Sie formt im oberen Knäkdalen und rechter Hand des gesamten Gregorys Gletschers die steilwandigen Gipfelpartien. Der rund 1400 m mächtige Gesteinsverband ist rythmisch gebändert, lithologisch jedoch inhomogen.

An der Ostflanke von Gog und Magog ergibt sich im groben das folgende Profil:

Basisbank der »Shoulder Quartzite-Slate Series«

- 150 m feinschichtige grau-grünliche bis schwarze Quarzitschiefer von dünnplattiger bis papierähnlicher Absonderung.
- 350 m plattige bis bankige Quarzitschiefer von vorwiegend grauer, partiell auch gelblich-brauner Farbe.
- 500 m gut gebankte Wechsellagerung von grauen, oft zuckerkörnigen, dolomithaltigen Quarziten mit geringmächtigen Zwischenlagen von Phyllit- und Quarzitschiefern.

Die Lagen, Linsen und Bänder von Dolomit fallen durch ihre runenartige und charakteristisch schokoladebraune Anwitterung auf. Lagen von reinem Dolomit wurden nicht beobachtet, 10–50 % Quarz ist stets beigemengt. Die dolomitischen Linsen sind mehrere Dezimeter bis metermächtig. In unregelmässig umrissener Form erstrecken sie sich oft auch quer zur Schichtung.

Der karbonatische Gehalt gehört wohl zum primären Bestand des Gesteins. Die unregelmässige und partielle Anhäufung von Dolomit in gebanktem Quarzit ist jedoch in bezug auf die Sedimentation eine sicher sekundäre Erscheinung (diagenetische Prozesse?).

- 300 m grobgebankte graue Quarzite mit Kreuzschichtung und Rippelmarks. Geringmächtige pelitische Zwischenlagen sind oft eisenhaltig und unregelmässig geschichtet. Der Quarzitverband bildet überall eine deutlich erkennbare Steilstufe.
- 50 m graugrüne, rostig anwitternde Quarzitschiefer. Ihre Schichtflächen zeigen vielfach ein wellig-buckliges Relief (Fließwülste in Schlamm?). Warwige, schlierige Feinschichtung ist häufig.

20—50 m helle Quarzite bilden eine besonders im Knäkdalen markante Basisbank im Hangenden der monotonen, pelitischen »Phyllite Series«.

D) „Shoulder Quartzite-Slate Series“, 350—470 m.

In den Bergen der Petermann Kette unterbaut eine auffällig buntfarbige Quarzitschiefer-Serie die hellen klotzigen Gipfelmassive. Sie bildet überall eine ausgesprochene Schulter am Fusse der Steilaufschwünge. Die bunte Schieferserie schliesst die Untere Eleonore Bay Formation ab. Ihre lithologische Gliederung ist von Lokalität zu Lokalität etwas verschieden.

Im folgenden werden die Schichtprofile der Berge Gog und Magog (Fig. 13), von Spaltegletscher (Fig. 14), Petermanns Bjerg, Lövebastionen und Shackletons Bjerg beschrieben und in Fig. 15 einander gegenübergestellt. Das Profil vom Spaltegletscher ist ganz, dasjenige von Petermanns Bjerg teilweise im Felde ausgemessen worden. Bei den übrigen Profilen sind die Mächtigkeiten altimetrisch bestimmt oder bloss geschätzt worden. An Hand von Luftfotos konnten die Ergebnisse überprüft und ergänzt werden. Das Profil von Lövebastionen beruht vollständig auf Fotogeologie.

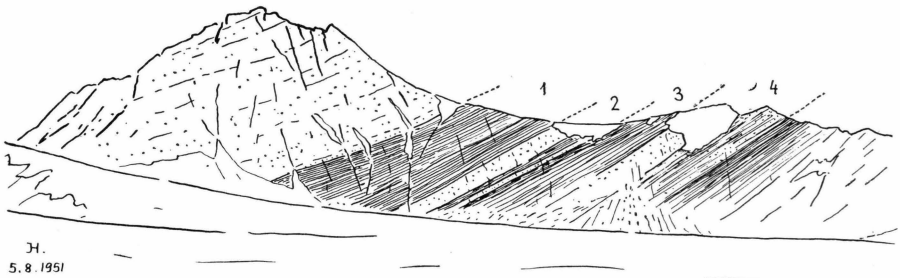


Fig. 13. Die »Shoulder Series« am Ostgrat des Magog. Die Zahlen 1—4 beziehen sich auf das Profil *a* in Fig. 15.

Am SE-Fuss von Shackletons Bjerg ist die »Shoulder Series« nur zu einem Teil aufgeschlossen. Die stratigraphische Stellung dieses Fragmentes ist aus Fig. 15 ersichtlich.

a) »Shoulder Series« an den Ostgräten der Berge Gog und Magog, 345 m.

Weisse grobgebankte Quarzite der »Summit Series«.

40 m plattige bis feinschichtige Quarzitschiefer von gelblicher bis grünlich-brauner Farbe. Vereinzelte dünngebankte Quarzitbänder mit Rippelmarks und löcheriger Auswitterung.

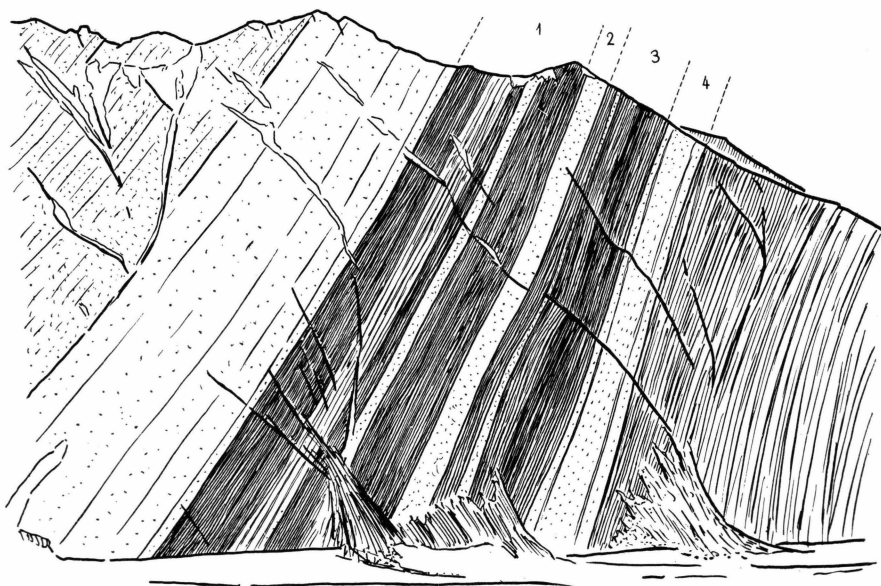


Fig. 14. Die »Shoulder Series« an der nördlichen Talwand des Spaltegletschers. (Zeichnung nach Angaben und Fotos von Prof. E. WENK).

Die Ziffern 1—4 beziehen sich auf die Profile in Fig. 16.

45 m Wechsellagerung von hellen gebankten Quarziten mit bräunlichen plattigen Quarzitschiefern. Die Quarzite brechen splitterig und sind auf den frischen Flächen grau bis weiss. Sie sind übersät mit braunen Tupfen (Limonit) und wittern honiggelb an.

40 m dunkle plattige bis feinschichtige Quarzitschiefer.

30 m graue bankige Quarzite mit Kreuzschichtung.

10 m plattige Quarzitschiefer.

10 m graue gebankte Quarzite.

80 m feinplattige grauschwarze Quarzit- und Phyllitschiefer; geringmächtige helle Quarzitbänke zeigen Tüpfelung (Limonit).

40 m grobgebankte graue bis weisse Quarzite; dichtes Gestein mit sehr gut erhaltenen Rippelmarks. Feinplattige Zwischenlagen sind purpurrot angelaufen (Haematit).

50 m Wechselfolge von grauen Quarzitbänken mit feinplattigen grau-grünlichen Quarzitschiefern.

Dunkle Quarzitschiefer der »Layered Series«.

b) »Shoulder Series« am Spaltegletscher, 470 m.

Weisse Basisbank der »Summit Quarzite Series«.

125 m dunkle quarzitische Schiefer in Wechsellagerung mit geringmächtigen gelben Quarziten, welche sich durch die charakte-

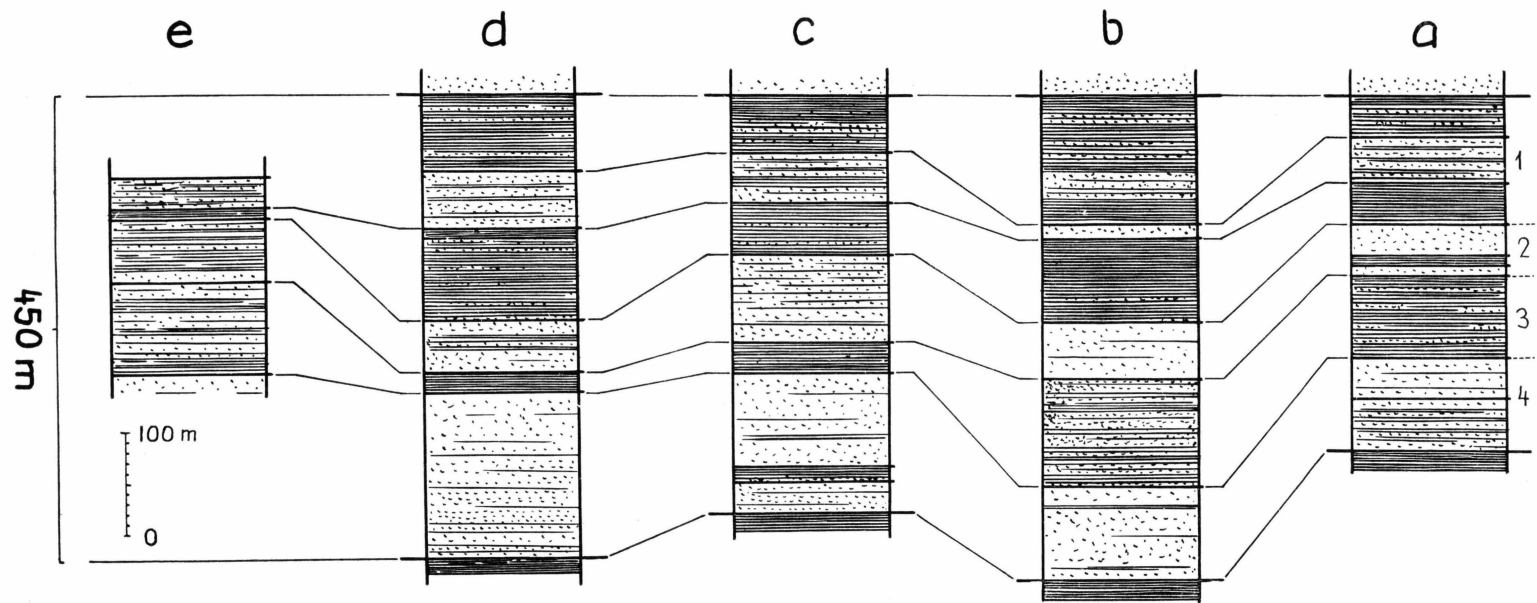


Fig. 15. Stratigraphisch-lithologische Profile durch die »Shoulder Series«.

a = Profil an den Ostgräten der Berge Gog und Magog, *b* = Profil am Spaltegletscher, *c* = Profil am Petermanns Bjerg, *d* = Profil an den Lövebastionen, *e* = Profil am Shackletons Bjerg.

ristischen Tupfen (Limonit) und löcherige Auswitterung auszeichnen.

12 m rostiggelbe Quarzite.

80 m grauschwarze feinblättrige Schiefer, teils durchsetzt von Eisenoxyd.

55 m rosa- und violett-graue grobgebankte Tüpfelquarzite; splitterig brechend, mittel- bis grobkörniges Gestein.

105 m grauschwarze bis rostiggelbe, gemischte Quarzit- und Schieferserie. Dünnplattige Wechselfolge, im oberen Teil reich an Konkretionen, Tüpfelquarzite häufig.

90 m hellgraue, rostiggelb anwitternde Quarzitbänke; muscheliger Bruch, löcherig-poröse Schichtflächen.

Quarzitschiefer der »Layered Series«.

c) »Shoulder Series« am Petermanns Bjerg, 405 m.

Weisse Basisbank der »Summit Series«.

55 m plattige schwarzgrüne Quarzitschiefer, im obersten Teil feinschiefrig, blättrig.

50 m Wechselfolge von grauen, vorwiegend gelblichen Quarzitbänken mit bräunlichen Quarzitschiefern. Die gelben Quarzite weisen charakteristisch braune Tupfen (Limonit) auf und sind teilweise porös angewittert.

50 m schwarzbraune plattige Schiefer.

85 m rosa-braune gebankte Quarzite, wechsellagernd mit braunen plattigen Quarzitschiefern; massige helle Quarzitbank im untersten Teil.

30 m schwarze blättrige Phyllitschiefer.

90 m gelbliche und ziegelrote Quarzite, grobgebankt; oft Eisenoxydbelag auf den Schichtflächen.

15 m dunkle Schiefer.

30 m bankige helle Quarzite.

Schwarze Phyllitschiefer der »Layered Series«.

d) »Shoulder Series« an den Lövebastionen, 450 m.

Weisse Basisbank der »Summit Series«.

75 m dunkelbraune, gut geschichtete Quarzitschiefer.

55 m Wechsellagerung von ziegelrot angewitterten, bankigen Quarziten mit bräunlichen Quarzitschiefern.

90 m vorwiegend dunkle feingeschichtete Quarzit- bis Phyllitschiefer.

- 50 m Doppelband von hellen gebankten Quarziten.
 20 m schwarze Quarzit- und Phyllitschiefer.
 160 m grobgebankte hellgelbe Quarzite; im obersten Drittel kompakter massiger Verband; rot angewittert.
 Schwarze Schiefer der obersten »Layered Series«.
- e) »Shoulder Series« am Shackletons Bjerg (SE-Fuss).
 Schuttüberdeckung.
- 30 m plattige grünliche Quarzitschiefer, oft mit roter Patinage (Hämatit) auf den Schichtflächen.
 10 m dunkle Quarzitschiefer und Phyllite.
 60 m Wechsellagerung von weissen, grauen und orangeroten Quarzitbänken mit grünlich-braunen Quarzit- und Phyllitschiefern.
 90 m Wechsellagerung von bräunlichen gebankten Quarziten mit grünlich-schwarzen Phylliten.
 30 m meist bankige, orangerote Quarzite mit Purpur-Anlauf (Hämatit) auf den Schichtfugen.
 Gletscher (Höhenquote ca. 2075 m).

III) Quarzit-Serie (Obere EBF).

Im Fjordgebiet besitzt die Quarzit-Serie eine Gesamtmächtigkeit von nahezu 2200 m. Im Sedimentareal von West-Fränkels Land ist ein Quarzitverband von wenigstens 2500 m erhalten. Seine lithologische Sequenz ist sehr ähnlich wie im Fjordgebiet. Der Pauschalbestand ist hier psammitreicher, womit auch seine grössere Mächtigkeit zusammenhängen dürfte.

Entsprechend dem hellen massigen Quarzitverband (Schichtgruppen Nr. 1—2) und der gemischten Quarzit- und Quarzitschieferfolge (Schichtgruppen Nr. 3—6) in der Fjordregion, lässt sich auch im Petermann Gebiet eine klare Zweiteilung durchführen:

- A. Der untere Verband von grobgebankten hellen Quarziten bildet die klotzigen Gipfelmassive der Petermann Kette und ist daher »Summit Quartzite Series« benannt worden.
- B. Der obere Verband ist nur im Kern der Petermann-Synklinale erhalten. Er ist daher als »Synclinal Quartzitic Sandstone-Shale Series« bezeichnet worden.

A) „Summit Quartzite Series“, bis 1500 m.

Die vorwiegend psammitische Serie formt all die pyramidenähnlichen Spitzen der Petermann Kette vom Shackletons Bjerg im Süden bis



Fig. 16. Petermanns Bjerg von Norden.

zum Oscar Wistings Bjerg im Norden, insbesondere auch die »Petermann Spitze« selbst (Fig. 16).

Im gesamten Sedimentareal ist die »Summit Series« nirgends in kontinuierlicher Schichtfolge aufgeschlossen. Die in WENK and HALLER (1953, Fig. 12 a) aufgezeichnete Stratigraphie des Verbandes setzt sich aus zahlreichen und zum Teil auseinander gelegenen Aufschlüssen zusammen (Gog, Spaltegletscher, Kalifbjerg, Petermanns- und Shackletons Bjerg). Die einzelnen Teilprofile werden im folgenden kurz beschrieben. Eine Gegenüberstellung ihrer Schichtfolgen ist auf S. 51 durchgeführt.

a) »Summit Series« am Gog.

Am Ostgrat des Gog liegt die »Summit Series« auf 2200 m Höhe. Von dort bis zum Gipfel ist die untere Hälfte des Verbandes, d. h. ein über 700 m mächtiges Profil, lückenlos aufgeschlossen. Die Schichten fallen gleichmässig mit 50 bis 52° bergwärts.

Gipfel Gog 2615 m Höhe.

- 20 m blaugraue gebankte Quarzite.
- 155 m braungraue Quarzitschiefer und gut gebankte bräunliche Quarzite.
- 30 m weisse Quarzitbank.
- 135 m Wechsellagerung von dunkeln grobplattigen Quarzitschiefern mit kreuzgeschichteten bräunlichen und violettlichen Quarziten.
- 180 m gelblich-graue gebankte Quarzite, teils grünlich, teils bräunlich. Kreuzschichtung, Rippelmarks. Wenige schiefrige Zwischenlagen.
- 190 m grobgebankte, zuckerkörnige weisse, selten grünliche Quarzite, lagenweise zielgelrot bis gelblich angewittert. Kleine Rippelmarks und unregelmässiges, kleinwulstiges Relief auf den Schichtflächen sind häufig. Weisse Basisbank.

Ostgrat Höhenquote 2200 m, im Liegenden »Shoulder Series«.

b) »Summit Series« am Spaltegletscher.

Die Steilwände beidseits des Spaltegletschers enthalten ein Profil von rund 1250 m. Hier fehlen einzig die Kopfschichten des Verbandes. Gegenüber der Schichtfolge am Gog lässt sich eine deutliche Mächtigkeitszunahme im unteren hellen Psammitkomplex feststellen.

Oberster Teil der »Summit Series« nicht aufgeschlossen.

- 150 m ockerfarbige, eisenoxydreiche Quarzitschieferfolge mit unregelmässig vergrusteten, zuckerkörnigen Quarzitlagen (sekundäre hydrothermale Einflüsse).
- 200 m olivbraune bankige Quarzitserie, wechsellagernd mit Quarzitschiefern. Kreuzgeschichtete Bänke sind häufig.

350 m gut geschichtete graubraune bis violett-rötliche Wechselfolge von bankigen bis plattigen Quarziten und Quarzitschiefern. Oft warwige Schichtung und eisenoxydreiche Lagen.

550 m helle gelblich-graue, gut gebankte Quarzitserie mit Kreuzschichtung, Rippelmarks und muscheligen Bruch. Vereinzelte schiefrige Bänder und Lagen von rostigrot anwitternden Quarziten. Doppelband von weissen Quarziten an der Basis.

Dunkle Schiefer der »Shoulder Series«.

c) »Summit Series« am Kalifbjerg.

(Westschenkel der Petermann-Synklinale).

An der Westwand von Kalifbjerg und seiner Vorgipfel konnten die obersten 870 m der »Summit Series« vom Ulvekam her beobachtet und aufgezeichnet werden (vgl. WENK and HALLER 1953, Fig. 11).

Schwarze Tonschiefer der »Synclinal Series«.

250 m weisse Quarzite, gelb und orangerot angewittert; zuunterst dunkle Quarzitschiefer mit schmaler weisser Basisbank.

300 m feingebänderte, grau-rötliche, grobgebankte Quarzite.

70 m massive weiss-gelbliche Quarzitbank.

130 m rötliche gebankte Quarzite.

150 m graue grobgebankte Quarzite.

70 m weisse gestreifte Quarzitfolge.

Unterer Teil der »Summit Series« nicht aufgeschlossen.

d) Aufschluss am Gletscherpass nördlich Petermanns Bjerg.

5 km nördlich von Petermanns Bjerg sticht eine kleine Felsrippe aus dem Gletscherplateau (Fig. 17). Dort konnten die Kopfschichten der »Summit Series« und die Basis der »Synclinal Series« angeschlagen werden. Der Aufschluss ergibt das folgende Schichtprofil:

(a)¹⁾ 300 m Wechsellagerung von graugrünen Quarzitbänken mit Quarzit- und Tonschiefern. Die Quarzite sind zum Teil kreuzgeschichtet und mit kleinen Tupfen (Limonit) dicht gesprenkelt. Roter und ockerfarbiger Anlauf auf Schichtflächen und -köpfen ist häufig.

(b) 100 m schwarze blättrige Tonschiefer mit einigen gering-mächtigen Quarzitlagen, welche sich durch grosse Rippelmarks auszeichnen und meist von Hämatit rot angelaufen sind.

(c) 120 m weisse, gelb angewitterte Quarzite mit muscheligen-split-

¹⁾ Die Buchstaben a—g beziehen sich auf Fig. 17.

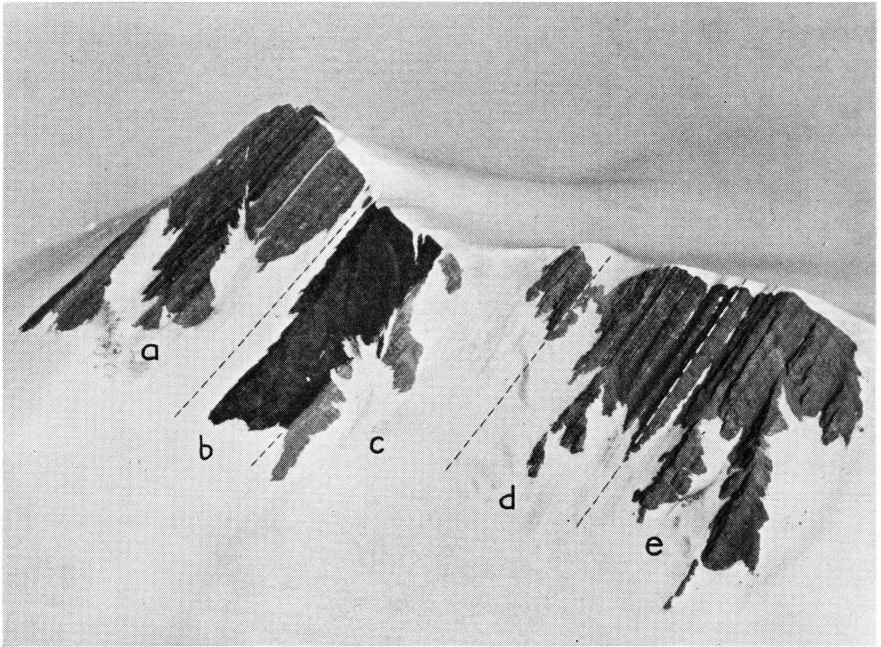


Fig. 17. Aufschluss am Gletscherpass, 5 km nördlich von Petermanns Bjerg. Die Buchstaben *a*)—*e*) sind im Text erläutert (vgl. S. 47). (Flugaufnahme).

terigem Bruch und kleinen Rippelmarks. Auf den Schichtflächen roter Hämatit-Anlauf und Dendriten von Eisenerz.

- (d) 140 m graue gebankte Quarzite.
- (e) ca. 300 m rötliche bis braune, grobgebankte Quarzite.
- (f) weisse feingeschichtete Quarzitbank.
- (g) graue Quarzitbänke.

a—b Basisschichten der »Synclinal Schichten«,
c—g Kopfschichten der »Summit Series«.

e) »Summit Series« am Petermanns Bjerg.

Am SE-Grat des Berges lässt sich ein ca. 1100 m mächtiges Schichtprofil beobachten. Zahlreiche Ruschelzonen und kleine Quarzadern durchziehen vor allem die Gipfelpartie.

Gipfel Petermanns Bjerg, 2970 m Höhe.

200 m Wechselfolge von grünlich-schwarzen, plattigen Quarzitschiefern und weissen Quarzitbänken.

250 m rötlich-braune, plattige bis feinschichtige Quarzitschiefer; wechsellagernd mit braunen Quarzitbänken.

650 m weisse und graue, teils ziegelrot angewitterte, grobgebankte

Quarzite mit Kreuzschichtung und Rippelmarks. Einzelne Bänke sind auffällig grün-violett.

Basisbank der »Summit Series« auf 2505 m Höhe am SE-Grat des Berges.

WORDIE and WHITTARD (1930, S. 148—150) beschreiben vier Proben aus dem Gipfelmassiv des Petermanns Bjerg:

- 1) Plattiger, lederfarbiger Quarzit Nr. 91 vom Gipfel.
»In thin slice the rock is seen to consist of clastic grains of quartz, around which secondary siliceous material has been deposited in optical continuity; this has resulted in the filling-up of many of the intersices of the original grit or sandstone. In many cases the intergranular material is an indeterminate sericitic matter.«
- 2) Braun anwitternder, schwarzer Quarzit Nr. 92 aus Gipfelnähe.
»Under the mikroskop the rock is formed of well-rounded quartz grains which are often fringed with sericitic material. The cementing substance is mainly magnetite, which originates sometimes from the sericitic veneer round the margins of the grains, and projects as acicular crystals into the interstices, the remaining spaces being occupied by quartz.«
- 3) Massiger rosafarbiger Quarzit Nr. 93 vom SW-Grat auf ca. 2500 m Höhe.
»The rock is composed of rounded quartz grains held together by an interlocking mosaic of quartz. Accessory minerals such as tourmaline and zircon are moderately abundant.«
- 4) Rot angewitterter, graugrüner Quarzit Nr. 94 aus dem Schutt unter dem SW-Grat.
»The rock is coherent quartzite showing well-developed ripplemarks, in which the crests are about 0.8 inches apart. Microscopically it is fine-grained and shows irregular masses of quartz cemented by a quartz mosaic and sericite.«

f) »Summit Series« am Shackletons Bjerg.

An der Süd- und Ostflanke des Berges ist eine nahezu 500 m mächtige Schichtfolge aus dem mittleren Teil der »Summit Series« aufgeschlossen (Fig. 18). Die stratigraphische Korrelation dieses Fragmentes geht aus Fig. 19 hervor.

Gipfel Shackletons Bjerg, 2900 m Höhe.

90 m meist grobgebankte graugelbe Quarzite; einzelne Bänke weiss, rötlich oder grünlich; teils Tüpfelquarzite (Eisenoxyd-Konkretionen); Rippelmarks und Kreuzschichtung häufig.

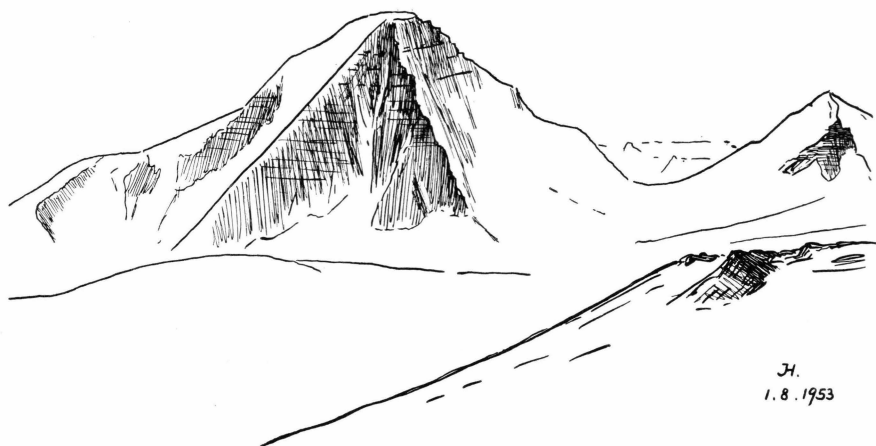


Fig. 18. Shackletons Bjerg von Osten.

- 70 m weisse, plattige bis bankige Quarzite stechen als helles Doppelband von den dunkleren Quarziten des Gipfelkopfes ab.
- 130 m Wechsellagerung von bankig bis plattigen, gelblichen und rötlichen Quarziten mit Rippelmarks und Kreuzschichtung. An ihrer Basis liegt ein
- 50 m mächtiges weisses Quarzitband. Seine teils streifigen Schichten sind durchwegs gut gebankt und erhalten durch Eisenoxydfilme oft eine gelbliche Anwitterung.
- 140 m Wechsellagerung von hellen Quarzitbänken mit dunkeln bräunlichen Quarzitschiefern.

Gletscher am Ostfuss des Berges.

B) „Synclinal Quartzitic Sandstone-Shale Series“, 1000 m.

Der im Kern der Petermann-Synklinale erhaltene obere Quarzitverband beginnt mit einem weithin sichtbaren Band schwarzer Schiefer (Fig. 20). Seine Totalmächtigkeit beläuft sich auf mindestens 1000 m. Ein nahezu vollständiges Schichtprofil durch die Serie ist im Achsentief, am Kerberus (Fig. 21), aufgeschlossen. Hier liegen auch die stratigraphisch höchsten Glieder des gesamten Sedimentareales. Kennzeichnend für den Verband ist der stete Wechsel zwischen hellen Quarzitbänken und dunkeln Schieferlagen.

Die Basis der »Synclinal Series« ist zuvor im Zusammenhang mit dem Aufschluss der obersten »Summit Series« nördlich der Petermann Spitze geschildert worden. Basis und untere Glieder sind ferner am Kalifbjerg und in den Bergen westlich von Gog und Magog (Fig. 20)

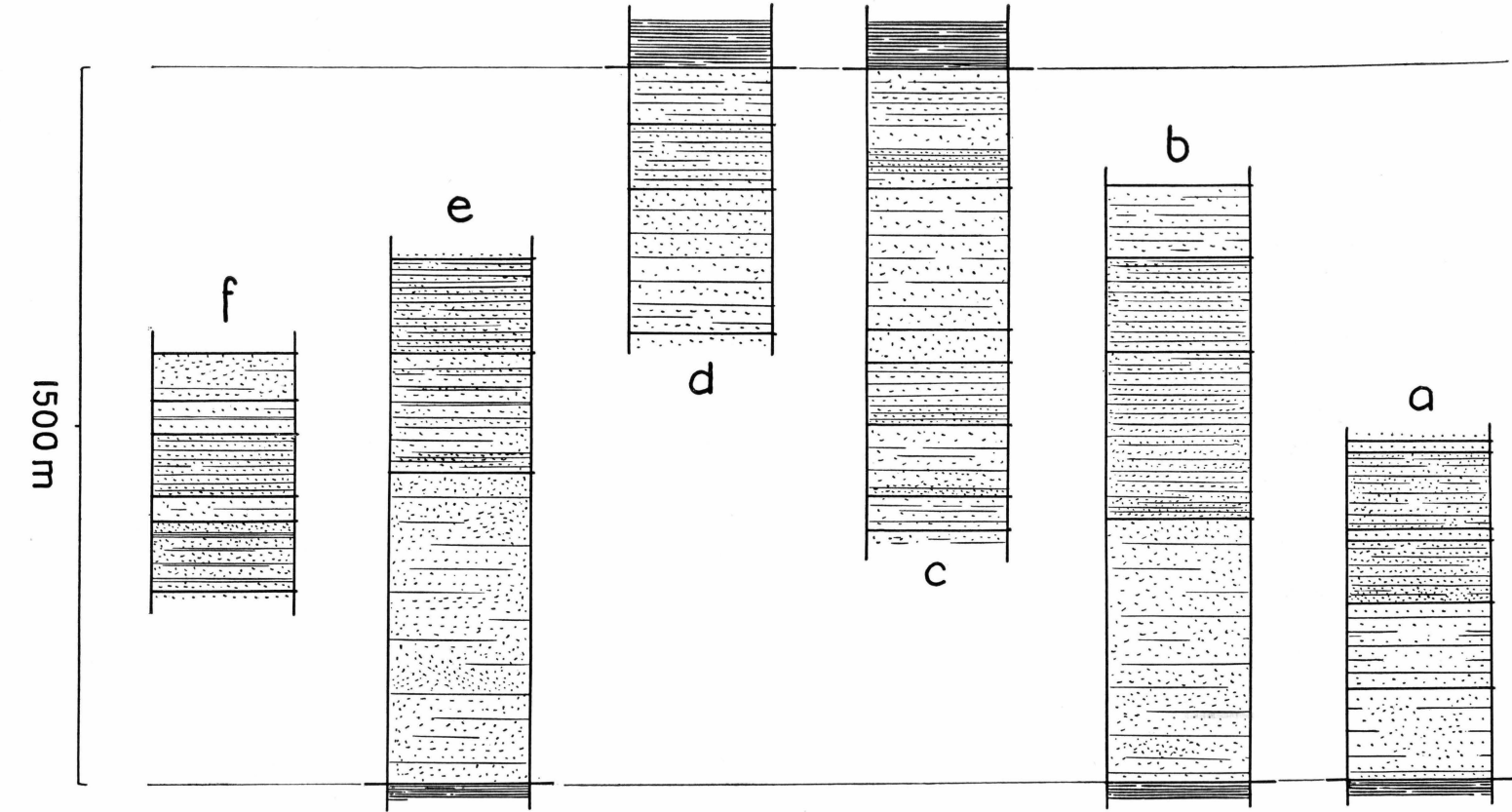


Fig. 19. Stratigraphisch-lithologische Profile durch die »Summit Series«. *a* = Profil am Gog, *b* = Profil am Spaltegletscher, *c* = Profil am Kalifbjerg, *d* = Profil am Gletscherpass nördlich Petermanns Bjerg, *e* = Profil am Petermanns Bjerg, *f* = Profil am Shackletons Bjerg.

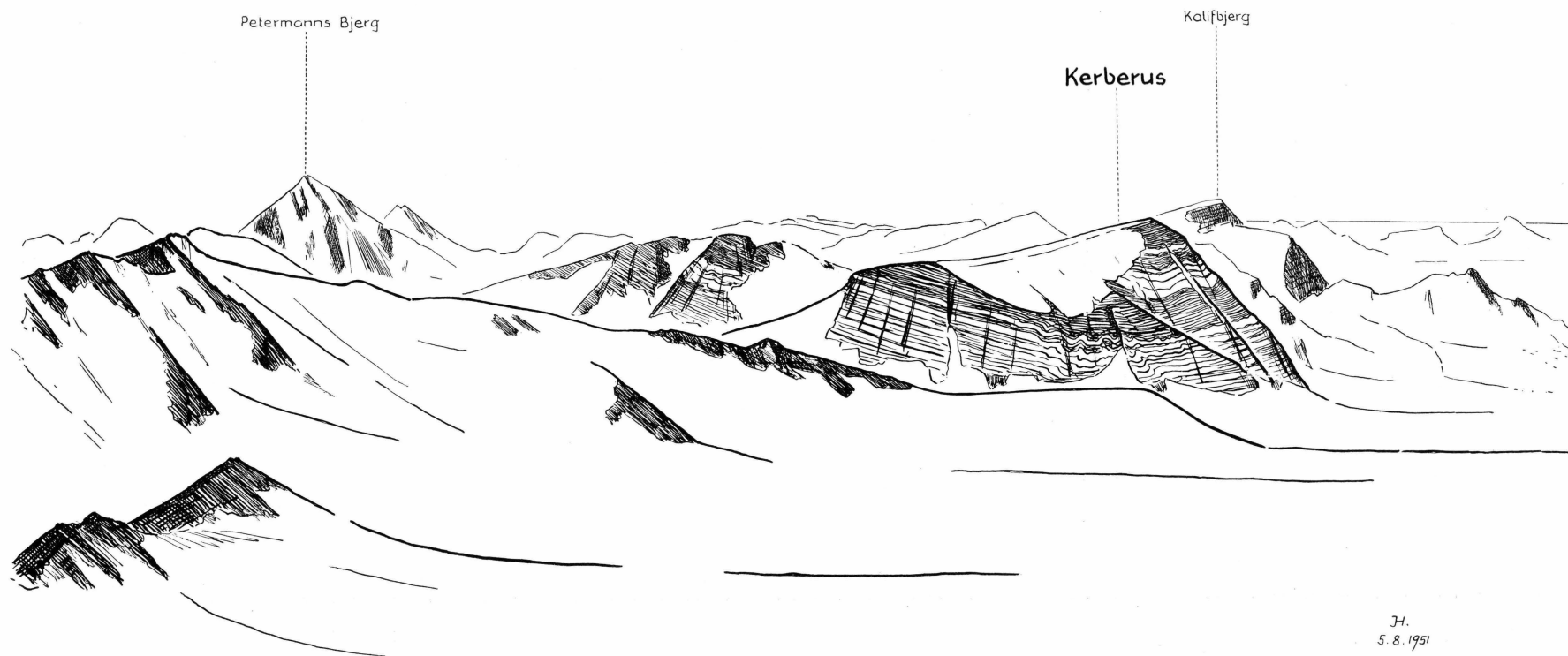


Fig. 20. Basis der »Synclinal Series« (schwarze Schiefer) in den Bergen westlich von Magog (Flugaufnahme).

anstehend. Die Profilaufnahme am Kerberus, ergänzt durch die Beobachtungen an seinen südlichen Nachbarn, ergab folgendes Bild:

Gipfel Kerberus, 2575 m Höhe.

- 100 m plattige bis bankige, dichte, graue Quarzite mit Kreuzschichtung und kleinen Rippelmarks. Zwischenlagen von dunkeln Ton- und Quarzitschiefern. Trockenrisse und silifizierte Konkretionen sind häufig.
- 25 m weisser zuckerkörniger Sandstein bis dichter Quarzit.
- 60 m vorwiegend graugrüne, blättrige Ton- und Quarzitschiefer, zum Teil rostig-braun angewittert.
- 10 m weisse Quarzitbank.
- 60 m grünliche, braun anwitternde Quarzit- und Tonschiefer.
- 60 m mächtiger, dünnbankiger Verband weisser bis honiggelber oder rötlicher Quarzite, oft kreuzgeschichtet. Die Quarzite bilden drei markante helle Bänder.
- 280 m Wechsellagerung von graugrünen, braunen bis schwarzen Ton- und Quarzitschiefern. Oft purpurrote Hämatitpatinage auf den Schichtflächen. Im obersten Teil ist der Verband vorwiegend warwig, feingeschichtet, im unteren Teil eher plattig.



JH.
5. 8. 1951

Fig. 21. Blick von Gog auf Kerberus, welcher aus den obersten Gliedern der »Synclinal Series« aufgebaut wird.

- 20 m schwarze Tonschiefer.
- 200 m bunte Wechselfolge weisser, grauer, grüner, brauner Quarzitbänke mit schwarzgrauen Tonschiefern.
- 70 m helle Bänke von grauen und grünlichen Quarziten, manchmal ockerfarbig angewittert.
- 100 m schwarze feingeschichtete Tonschiefer mit einigen geringmächtigen Quarzithorizonten.
- Weisse Quarzite der »Summit Series«.

2. Die stratigraphisch-lithologischen Verhältnisse im Gebiet der Nils Holgerssons Nunatakker und des südwestlichen J. L. Mowinckels Landes.

Im Süden des oberen Hambergs Gletschers erheben sich aus dem weiten Eisplateau verschiedene Bergspitzen, Gräte und kleine Massive, die »Nils Holgerssons Nunatakker«. Im Lee ihrer Kämme überdecken gewaltige Gwächten und Eiswülste das scharfkantige Felsrelief (Fig. 22).

Die Nunatakker Gruppe ist nie begangen worden. Unser Wissen um die geologischen Verhältnisse stützt sich einzig auf Flugbeobachtung: Flach gelagerte Quarzitverbände formen hier eine weite, NNE—SSW streichende Muldenstruktur, die »Hambergs Gletscher-Synklinale«. Die klotzig massiven Erhebungen im zentralen und östlichen Teil der Nunatakker Gruppe bestehen aus den hellen bankigen Quarziten der »Summit Series«, die flachen Berge im westlichen Teil aus den Schiefern und Quarziten der »Oberen Tonig-sandigen Serie«. Farbe, Aussehen und Verwitterung dieser Sedimente entsprechen ganz ihren Äquivalenten in der Petermann Kette.

Auf die Problematik geologischer Untersuchungen vom Flugzeug aus ist bereits hingewiesen worden. So kann im Falle der Nils Holgerssons Nunatakker der unmetamorphe Zustand der Sedimentserie bloss auf Grund ihrer Patina vermutet werden.

Weiter im Norden bauen die gleichen Sedimentserien die Berge von Südwest-Mowinckels Land auf, ferner die Nunatakker zwischen Sukkertoppen und Evers Gletscher. Im J. L. Mowinckels Land sind die Schichten, besonders die tiefer liegenden, von metamorphem Charakter. Die Nunatakker im Westen scheinen jedoch aus unmetamorphen Quarziten und Schiefern zu bestehen. Das Schichtfallen ist dort generell SE bis E und nimmt von Norden (30°) nach Süden (5°) kontinuierlich ab.

Am Westfal-Larsens Nunatak bilden die grauen bankigen Quarzite der »Summit Series« den markanten Gipfelkopf. Vom Ostfuss des Berges haben HØYGAARD und MEHREN eine Gesteinsprobe mitgebracht, die

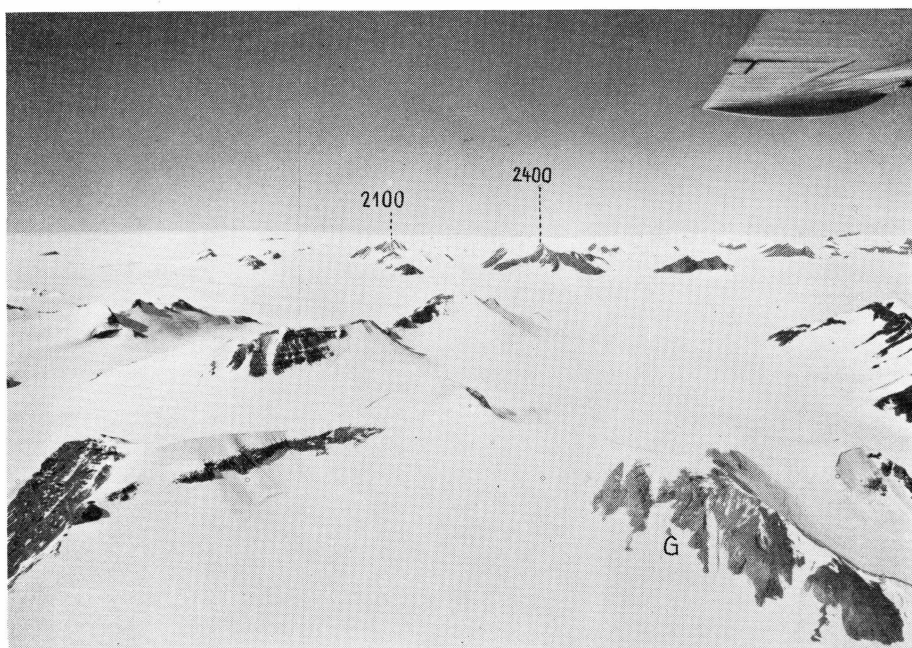


Fig. 22. Die Nils Holgerssons Nunatakker von Osten gesehen. Die auf dem Kartenblatt 7304 eingetragenen Gipfelquoten sind auf dem Bild vermerkt. Im Vordergrund Martin Knudsens Nunatak, G = Intrusiv-Granit. (Flugaufnahme Nr. 6091 (666 D) des Geodätisk Institut København).

HOLTEDAHL (1932) als schwarzer dichter Kalkstein, durchsetzt von weissen Calcitäderchen, beschreibt. — In Anbetracht des Metamorphosegrades der Serien im Gebiet von Orientingsnunatak zweifelt KATZ (1952b, S. 29) am Anstehen dieser Kalke. — Falls es sich tatsächlich um anstehendes Gestein und nicht um Moränenmaterial handelt, so müsste die Probe der Kalkig-tonigen Serie (Untere EBF) zugerechnet werden. Im Alpefjord, wo die Serie unmetamorph auftritt, hat FRÄNKEL (1951, S. 10—11) folgende Gesteinstypen unterschieden: Harte graue Kieselkalke; schwarze Kalke, splitterig brechend; ockerfarbige brecciöse Kalke, marmorisiert.

Ein kleiner Nunatak am Randabfall des Inlandeises, 10 km nordwestlich von Westfal-Larsens Nunatak, besteht ganz aus schwarzen Schiefen (vermutlich Ton- oder Phyllitschiefer).

Knud Ringnes Nunatak wird von hellen, gelblich-grauen Quarziten der »Summit Series« aufgebaut. Von der Ostseite des Berges haben HØYGAARD und MEHREN »einen rötlichen, feinkörnigen Sandstein mit Spuren schwacher Pressung« (HOLTEDAHL 1932) mitgebracht. Zweifellos handelt es sich bei dieser Probe um einen Quarzit von gleicher Beschaffenheit wie die Typen in der Gipfelserie der Petermann Kette.

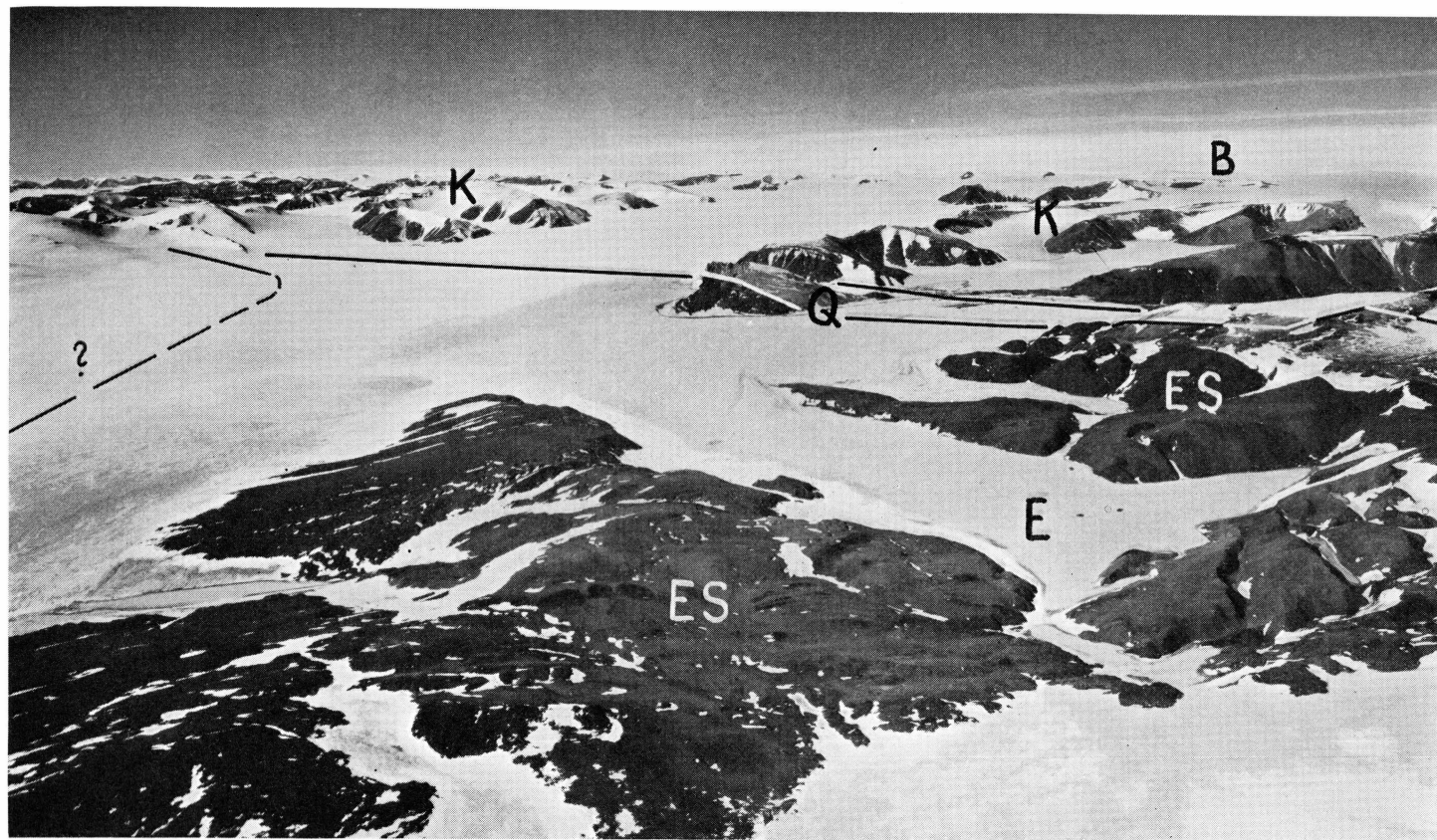


Fig. 23. Das Sedimentareal in Arnold Eschers Land. Blick gegen Hobbs Land.

E = Eleonores Sø, *ES* = Sedimente der »Eleonore Sø Serie«, *Q* = weisse Quarzite am Slottet, *K* = Kristallin des »Westlichen Metamorphenen Komplexes«, *B* = Basaltdecke. Die Störungslinien sind mit schwarzen Strichen eingezeichnet. (Flugaufnahme Nr. 6114 (666E) des Geodätisk Institut København).

Auf der Nordseite des Nunataks haben HØYGAARD und MEHREN eine Probe von Hornblendegabbro geschlagen (vgl. S. 91).

Am Berg Pkt. 2200, 3 km südöstlich von Knud Ringnes Nunatak, ist ein gebänderter graubrauner Verband von Quarzitschiefern anstehend.

3. Die stratigraphisch-lithologischen Verhältnisse in den Sedimentgebieten von Arnold Eschers Land, Zentral- und Südost-Mowinckels Land.

Während die Sedimentareale der »Petermann Serie« (Petermann Kette, Nils Holgerssons Nunatakker und Südwest-Mowinckels Land) Depressionsbecken des kaledonischen Faltenbaues ausfüllen, ist das Verbreitungsgebiet der »Eleonore Sø Serie« an eine grosse postkaledonische Grabenstruktur (Eleonores Sø Graben) gebunden. Das Alter der Grabenbildung ist unbestimmt, vermutlich mitteldevonisch (vgl. S. 155). Spätere Tangentialschübe haben die Senke deformiert und von Osten und Westen her stratigraphisch tiefere Sediment- und Kristallinkeile überschoben.

Im Grabeninnern liegt eine völlig unmetamorphe Schichtreihe, welche den Serien der Oberen Eleonore Bay Formation im Fjordgebiet sehr ähnlich ist. KATZ (1952 b) untersuchte die Sedimente im Arnold Eschers Land (Eleonores Sø Gebiet). Die Grabenzone ist dort 10—15 km breit. Im nördlichen und zentralen J. L. Mowinckels Land verschmälert sich der NNE—SSW laufende Graben auf nahezu 1 km und nimmt am Hambergs Gletscher erneut ein mehrere Kilometer breites Areal ein. Soweit sich vom Flugzeug aus beurteilen lässt, ist das Sedimentgebiet am Hambergs Gletscher gleichartig wie dasjenige von Arnold Eschers Land. Sowohl im Arnold Eschers- als auch im J. L. Mowinckels Land bilden mächtige Schuppen von hellgelblichem Quarzit die Ost- und Westflanke des Areales und liegen überschoben auf den grauen plattigen bis schiefrigen Sedimenten der Kernzone (Fig. 23, 24).

In Arnold Eschers Land konnte KATZ (1952 b) die Sedimente in der tektonisch komplizierten Eleonores Sø — Grabenzone wie folgt gliedern:

- > 1000 m mächtiger Komplex von schiefrigem Grüngestein (Kontaktprodukte von basischem Eruptiv mit Dolomiten), konkordant unterlagert von
- > 400 m gebankten Dolomiten und Kalkschiefern (= Obere Eleonore Sø Serie), konkordant unterlagert von
- > 450 m bunten Mergeln, Ton- und Sandsteinschiefern (= Untere Eleonore Sø Serie).

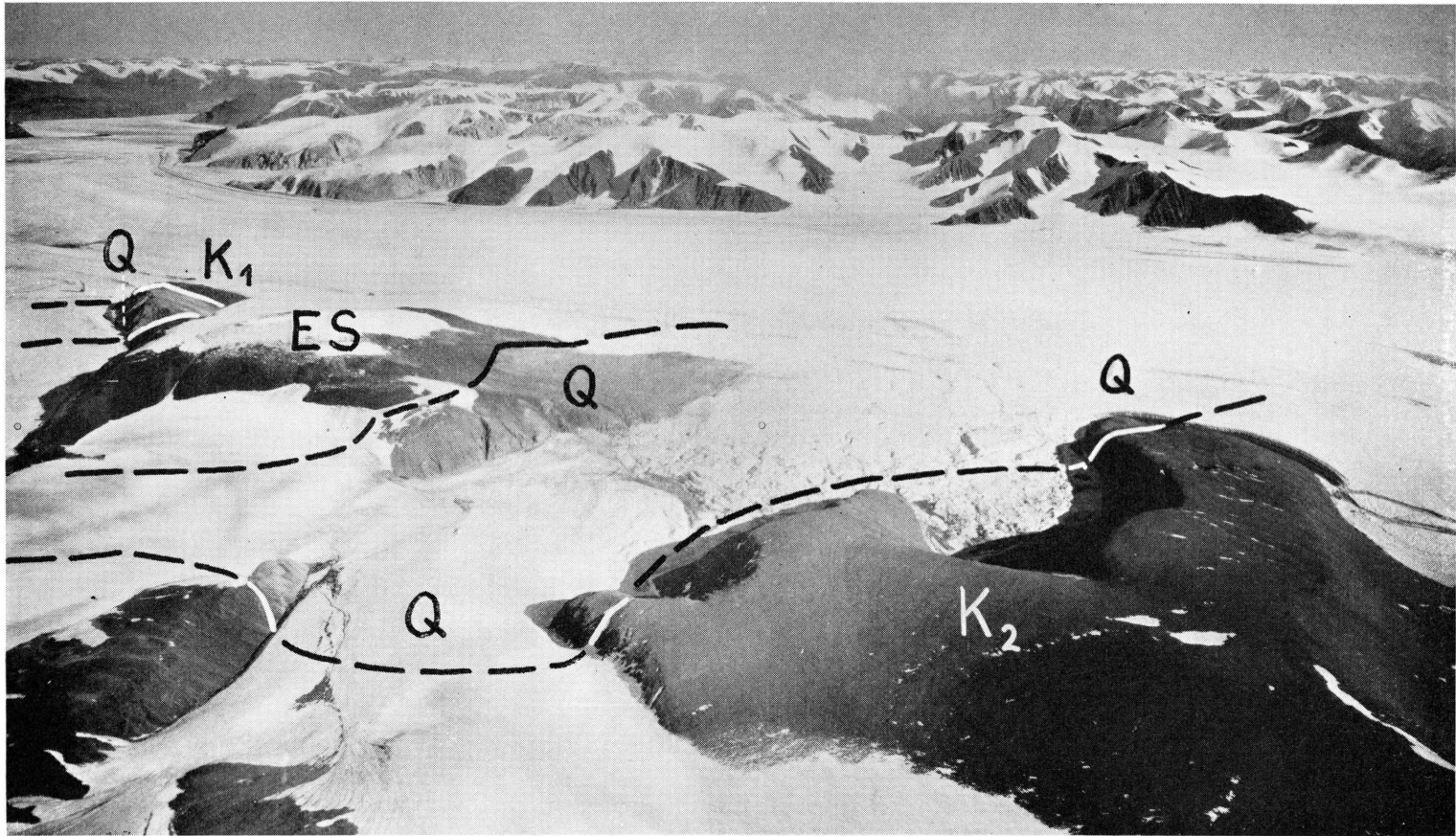


Fig. 24. Das Sedimentareal in Südost-Mowinckels Land mit Louise Boyds Land im Hintergrund. *ES* = Eleonore Sø Serie, *Q* = helle Quarzite (Slottet-Quarzite?), *K₁* = Glimmerschiefer und Biotitgneisse, *K₂* = Phyllitschiefer. Die Störungslinien sind mit schwarzen Strichen eingezeichnet. (Flugaufnahme Nr. 5170 (666 B-SØ) des Geodätisk Institut København).

Am Grabenrand sind sowohl im Westen als auch im Osten
> 1000 m mächtige weisse Quarzitschuppen (Slottet-Quarzite) auf die Eleonore Sø Serien, bzw. den Grüngesteinskomplex, überschoben.

Auf Grund der lithologischen Sequenz des gesamten Sedimentverbandes und dem Auftreten von cryptozoenartigen Strukturen in den Dolomiten der Oberen Eleonore Sø Serie, zieht KATZ den Schluss, dass es sich hier um Äquivalente der Oberen Eleonore Bay Formation handelt. Gegenüber dem Fjordgebiet ist die Ablagerungsfolge monoton und von geringerer Mächtigkeit. KATZ spricht von einer bathyal ausgebildeten Facies der Eleonore Bay Formation.

Der komplexe Grüngesteinsverband entspricht stratigraphisch den tillitschen Ablagerungen im Fjordgebiet. Er soll im Abschnitt über die Tillit Formation behandelt werden. Die übrigen Sedimentgruppen werden ihrer stratigraphischen Zugehörigkeit entsprechend aufgeführt:

- I) »Slottet-Quarzite« (Quarzit-Serie?).
- II) »Untere Eleonore Sø Serie« (Bunte Serie).
- III) »Obere Eleonore Sø Serie« (Kalk-Dolomit-Serie).

I) "Slottet-Quarzite" (Quarzit-Serie?).

Die stratigraphische Zugehörigkeit der »Slottet-Quarzite« ist unsicher. Ihre Typlokalität, der Slottet, ist ein markant gefärbter Inselberg am Südrand von Arnold Eschers Land (vgl. Fig. 62). Die Quarzite liegen dort überschoben als mächtige Klippe auf den grünscharzen Schiefer der Unteren Eleonore Sø Serie. Im Hangenden und auch im unmittelbar Liegenden des tektonisch stark beanspruchten Quarzitverbandes folgen Schuppen kataklastischer Metamorphite.

Die massig gebankten Quarzite sind in frischem Bruch meist weiss und wittern leuchtend gelb bis rosa an. Kreuzschichtung ist selten. Die obersten 50 bis 100 m zeigen auffällig purpurroten Anlauf (Hämatit). Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als kataklastischer, nahezu reiner Quarzit; Serizit ist akzessorisch vorhanden.

Sowohl im Arnold Eschers Land als auch im zentralen und südöstlichen J. L. Mowinckels Land besitzen die Quarzite die leuchtend helle Farbe und die Purpurpatina im obersten Teil. Überall begrenzen Bruch- und Scherflächen den Verband nach unten und oben. Die tektonischen Zusammenhänge lassen erkennen, dass die »Slottet-Quarzite« älter sind als die Schiefer der Unteren Eleonore Sø Serie. In Lithologie, Farbe und Anwitterung sind sie der »Summit Series« im Petermann Gebiet ähnlich. Sie gleichen aber auch dem in Nord-Andréas Land als »Maalebjerg-

Serie« ausgeschiedenen obersten Schichtkomplex der Unteren Sandig-tonigen Serie (vgl. HALLER 1953, S. 25—28). Die tektonischen Verhältnisse sprechen jedoch eher für ein Äquivalent der »Summit Series« (= Schichtgruppen Nr. 1—2 der Oberen EBF).

II) „Untere Eleonore Sø Serie“ (Bunte Serie).

Im hügeligen Sedimentgebiet rund um den Eleonores Sø erschweren Schuttüberdeckung und zahlreiche Brüche die Aufnahme eines vollständigen Schichtprofils. Nach KATZ (1952 b, S. 42) ergeben die pelitisch — psammitischen Ablagerungen der unteren Serie das folgende Bild:

Bunte Kalkschiefer der »Oberen Eleonore Sø Serie«.

20 m bunte Folge von sandig-tonigen Schiefern, Farbe vorwiegend rotbraun. Geringmächtige Zwischenlagen von graublauen Kalkschiefern.

> 400 m schwarze, dunkel-graugrüne bis braune plattig-schiefrige Serie; meist feinkörnige Sandsteine und Arkosen, teilweise auch mergelig-tonig.

Tiefere Schichtgruppen sind nicht aufgeschlossen.

III) „Obere Eleonore Sø Serie“ (Kalk-Dolomit-Serie).

Der obere, zur Hauptsache karbonatische Sedimentverband ist nach KATZ (1952 b, S. 43—45) an den Ufern des Eleonores Sø wie folgt ausgebildet:

Massige bis schiefrige Grüngesteine (Ophiolithe).

50 m schwarze und graue, meist glänzende, feinschichtige Schiefer; teilweise stark pyritartig, selten mergelige oder karbonatische Einlagerungen. Diese auffällige schwarze Schieferzone ist der Schichtgruppe Nr. 19 im Fjordgebiet sehr ähnlich.

100—300 m hellgraue gebankte Dolomite und Dolomithbreccien, oft gelbbraun anwitternd. Stellenweise enthalten sie schwarze kieselige Lagen von einigen Zentimetern Mächtigkeit, ferner Bänder von grauen Kalken.

In den Verband gehört auch eine ca. 20 m mächtige Schichtgruppe von roten plattigen, teils mergeligen Schiefern mit hellen Karbonatlinsen. (KATZ verweist auf die lithologische Ähnlichkeit dieser Schieferzone mit den Schichtgruppen Nr. 7—9 in Strindbergs Land).

50—100 m hellgraue, bunte Kalkschiefer, zum Teil dünnplattig, streifig ausgebildet. Abrupte seitliche Facieswechsel von Kalk-

schiefer zu gelblichem, zuckerkörnigem, dickbankigem Dolomit mit stockartigen Strukturen von Organismen (Cryptozoen?).

Sandig-tonige Schiefer der »Unteren Eleonore Sø Serie«.

Auf der linken Seite des Hindringsgletschers, in Ost-Eschers Land, ist die »Obere Eleonore Sø Serie« in den Steilschenkeln einer NE—SW streichenden Antiklinale gut aufgeschlossen:

Massiges bis schiefriges Grüngestein (Ophiolithe).

50 m schwarze blättrige, tonige und sandige Schiefer (ähnlich Schichtgruppe Nr. 19 im Fjordgebiet).

10 m gelbbraune Dolomitschiefer, übergehend in hellgraue und dunkle Kalkmergelschiefer.

20-50 m dunkle Kalke.

300 m hellgraue, gut gebankte Dolomite.

Im Antiklinalkern: sandig-tonige Schiefer der »Unteren Eleonore Sø Serie«.

4. Sedimentgeschiebe aus dem Inlandeis.

Erratiker aus dem Moränenmaterial der grossen Inlandeisgletscher haben immer wieder wertvolle Hinweise auf das Vorhandensein von Sediment-, bzw. Kristallinarealen, im Nunatakgebiet gegeben. Heute ist die Geologie der Nunatakzone in groben Zügen bekannt. Von Interesse sind daher nur noch Geschiebefunde aus dem Felsgrund des Inlandeisgebietes. Sie erlauben Spekulationen über das westliche Rand- und Vorlandgebiet der Kaledoniden in Zentral-Ostgrönland.

I) Geschiebefunde bei Hobbs Land.

Nach KATZ (1952 b, S. 30) enthalten die Moränenauftösse bei den innersten Nunatakkern südwestlich von Hobbs Land fast ausschliesslich gneissige Kristallineschiebe.

Im Gebiet von Arnold Eschers Land traf KATZ zahlreiche Erratiker von Scolithus-Quarzit, die im Abschnitt über die paläozoischen Sedimente behandelt werden (vgl. S. 64).

II) Geschiebefunde im Einzugsgebiet von Nordenskiölds-, Hisingers- und Wahlenbergs Gletscher.

In der Region des oberen Nordenskiölds Gletschers, beim Cecilia Nunatak und in West-Gletscherland sind vereinzelte Blöcke und kleine Geschiebe aus Serien der Oberen Eleonore Bay Formation relativ häufig.

WEGMANN (1935 a, S. 14) beobachtete auf dem Cecilia Nunatak zahlreiche Sedimentgeschiebe aus den Serien der Eleonore Bay Forma-

tion: Helle und dunkle Quarzite; Kalke und Dolomite von verschiedener Farbe und Struktur. Des weiteren fand er Geschiebe von Grüngestein, hingegen keine Sedimente tillitischen Charakters. Dazu kommen Proben aus dem Paläozoikum (vgl. S. 63).

Im Sommer 1953 untersuchte der Verfasser eine Inlandeismoräne am Ostfuss von Pluto Nunatak. Ihr Geschiebebestand wurde schätzungsweise unterteilt in:

- 80 % Kristallingeschiebe (Eruptiva, Migmatite).
- 15 % schwach metamorphe Quarzite und Quarzitschiefer aus Serien der Eleonore Bay Formation.
- 3 % buntfarbige Kalke und Dolomite aus der obersten Eleonore Bay Formation.
- 2 % graue Dolomite und Kieselkalke mit Cryptozoenstrukturen (Eleonore Bay Formation).

Die buntfarbigen Kalke und Dolomite treten nur als kleine, gerundete, oft korrodierte Geschiebe auf. Meist sind es grau-rötliche Kalke mit feinen Tonschieferschuppen und weissen Karbonatäderchen.

Bei den grauen Dolomiten und Kieselkalcken mit Organismenstrukturen handelt es sich vielfach um grössere plattige Geschiebe. Das Gestein ist bläulich-grau, wittert jedoch kräftig rostig-braun an und ist partiell verkieselt. Zahlreiche rundliche, schalig-streifige Strukturen von mehreren Zentimetern Grösse erweisen sich unter dem Mikroskop als konform gebogene Streifen von fein- und grobkörnigem Dolomit. Die grobkörnigen Streifen bestehen aus losen, spätigen Kristallen, welche ein opaker Zement umsäumt und verkittet. — J. COWIE und P. ADAMS haben in freundlicher Weise die von mir zurückgebrachten Proben nach paläontologischen Gesichtspunkten geprüft. Ihrer Ansicht nach sind die Organismenstrukturen Relikte präkambrischer Cryptozoen.

Das zahlreiche Auftreten von Geschieben aus der obersten Eleonore Bay Formation im Einzugsgebiet von Nordenskiölds-, Hisingers- und Wahlenbergs Gletscher lässt ein grösseres Sedimentareal unter dem Inlandeis zwischen 72 und 73° n. Br. vermuten. Da im Fjordgebiet der kaledonische Faltenbau seine tiefste Axialdepression im Gebiet von Ella Ø (72°50' n. Br.) erreicht, wäre eine analoge Depressionsstruktur im Westen des »Zentralen Metamorphen Komplexes« durchaus denkbar.

b. Tillit Formation.

Ablagerungen tillitschen Charakters sind in der Nunatakker Region zwischen 72°30' und 74°10' n. Br. nirgends beobachtet worden, weder anstehend noch erratisch.

Im Sedimentareal von Arnold Eschers Land (möglicherweise auch im südöstlichen J. L. Mowinckels Land) folgt über den Kalken, Dolomiten und Schiefern der obersten Eleonore Bay Formation in konkordanter Lagerung ein weit über 1000 m mächtiger Komplex schiefriger und felsiger Grüngesteine. KATZ (1952 b, S. 48—49; 1953, S. 94—95) zieht daraus den Schluss, dass zumindest in der nordwestlichen Nunatakter Region keine Tillite abgelagert worden sind. An ihre Stelle treten hier ophiolithische Intrusionen. Als Beweis für das gleichzeitige Auftreten basischer Eruptiva im Westen mit tillitschen Ablagerungen im Osten, weist KATZ (1952 b, 1954) auf die Beimengung von tuffitischem Material in den Schichtgruppen der Tillit Formation im Strindbergs Land hin: »Es handelt sich in Strindbergs Land um eine Vermischung von terrigenem, glazial transportiertem und marin sedimentiertem Schutt mit vulkanischen Produkten; in Eschers Land hingegen handelt es sich um mehr oder weniger reines vulkanisches Material in Form von Ergüssen und Tuffen und deren Umwandlungsprodukte.«

Der Grüngesteinskomplex im Hangenden der »Oberen Eleonore Sö Serie« besteht aus einer bunten Reihe von:

Chlorit-Albitschiefer (oft reich an Magnetit),
Strahlsteinschiefer,
prasinitähnlichen Gesteinen,
Strahlstein-Epidotfels (teilweise karbonatreich),
Strahlstein-Marmor (bildet vielfach sperrig gefügte, harte Knollen
in den weichen Strahlsteinschiefern).

KATZ deutet diese Gesteinstypen als Kontaktprodukte von basischem Magma mit Dolomiten.

Die ophiolithartigen Gesteine sind vielerorts von jüngeren Quarzporphyren bis Quarzkeratophyren diskordant durchsetzt. Die feinkörnige Grundmasse dieses sauren Ganggesteines besitzt oft Implikationsstruktur.

Im Hangenden wird der Ophiolithverband einerseits von den Schuppen und Klippen der »Slottet Quarzite«, anderseits von jungen Plateaubasalten diskordant überdeckt.

B. Paläozoikum.

Paläozoische Sedimente sind der Nunatakter Region zwischen 72°30' und 74°10' n. Br. nicht anstehend. Geschiebefunde belegen jedoch ihre Anwesenheit im Westen des aufgeschlossenen Areales.

Die ersten und bisher einzigen fossilführenden Geschiebe fand C. E. WEGMANN (1935 a, S. 14—15) auf den Moränen des Cecilia Nunataks.

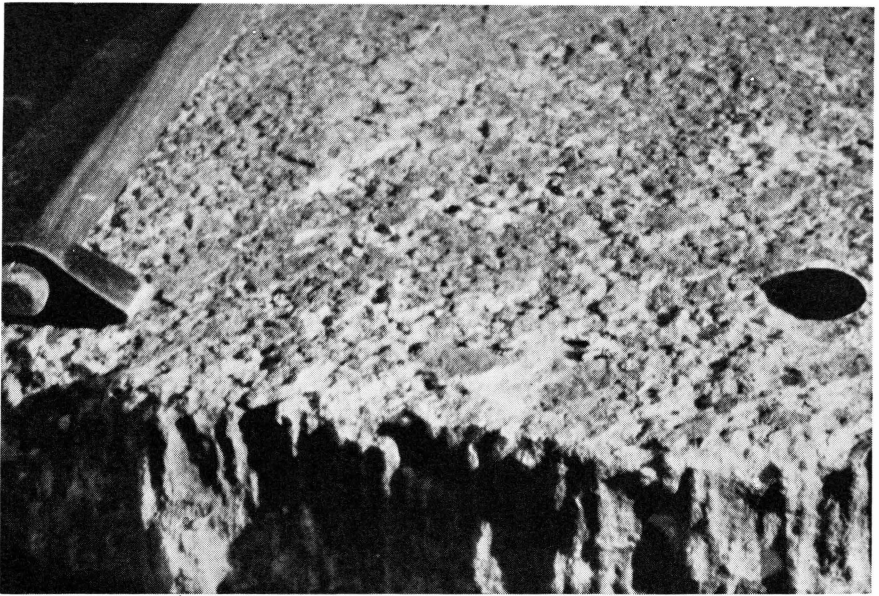


Fig. 25. Erratischer Block von Scolithus-Quarzit beim Camp »Marmorklippen« an der Ostseite des unteren Graah Gletschers, 1700 m Höhe (Nordwest Fjord). Foto Prof. E. WENK, 9.8.54.

Es sind dies dunkle Kalksteine mit nur schlecht erhaltenen Fossilien. Letztere sind von CHR. POULSEN untersucht worden:

- 1) »cfr. Genus Ectomaria KOKEN; the vertical distributuion of gastropoda of this type is great: Lower Ordovician — Carboniferous«.
- 2) »cfr. Genus Hormotoma SALTER; vertical distribution: Lower Ordovician — Devonian«.

Die stratigraphische Stellung dieser Kalkgeschiebe ist somit unklar. Ihr Anstehendes dürfte irgendwo unter dem Inlandeis zwischen 72 und 73° n. Br. liegen. Ob es sich dabei um Glieder aus der kaledonisch aufgefalteten Sedimentfolge oder aus dem Vor-, bzw. Rückland der Kaledoniden handelt, bleibt fraglich.

Noch problematischer ist die Herkunft und stratigraphische Zugehörigkeit der zahlreichen Geschiebe von sog. »Scolithus-Quarzit«. CHR. POULSEN (1932) und A. ROSENKRANTZ (1929) sammelten zahlreiche Proben an der Aussenküste zwischen Jameson Land und Clavering Ø. C. TEICHERT (1933, S. 27—30) beobachtete solche am Wordies Gletscher und Mariannes Nunatak (Payers Land), H. R. KATZ (1952 b, S. 46) im Gebiet des Eleonores Sø. Weitere Funde sind aus dem Nordvestfjord und Rødefjord im Scoresby Sund bekannt, vgl. Fig. 25 (mündl. Mitt. von Prof. E. WENK).

Diese Quarzitgeschiebe sind meist gelblich, seltener weiss und violettlich gestreift. Senkrecht zur Schichtung finden sich in regelmässiger Verteilung rotbraun gefärbte, röhrenartige Hohlräume, deren Herkunft dem *Phyllum Vermes*(?), Genus *Scolithus* HALDEMAN zugeschrieben wird (POULSEN 1932; S. 27; Tf. 6, Fig. 2).

»Scolithus-Quarzite«, auch »Pipe-rocks« genannt, sind aus dem Unterkambrium (Georgian) von Schottland bekannt. In Grönland sind solche Quarzite bisher nirgends anstehend gefunden worden. POULSEN (1932; S. 27; Tf. 6, Fig. 3) erwähnt einzig aus der Kap Weber Berggruppe (Ost-Andréas Land) einen Kalkverband in der unterkambrischen Ella-Island-Formation, der gleichartige Wurmbauten aufweist.

Zusammenfassend lässt sich somit einzig feststellen: Die »Scolithus-Quarzite« repräsentieren möglicherweise eine kambrische Fauna. Sie sind irgendwo im Westen des heute aufgeschlossenen Areales anstehend. Schürflinge aus diesem Verband sind in der Nunatakker-, Fjord- und Küstenregion zwischen dem 70. und 75. Breitengrad gefunden worden.

II. Petrographie des kaledonischen Kristallins („Westlicher Metamorpher Komplex“).

In der Nunatakker Region lassen sich vier Gruppen kristalliner Gesteine dem kaledonischen Orogenzyklus zuordnen:

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

Die jüngeren basischen, intermediären und sauren Eruptivgesteine (Basalte, Syenite etc.) werden im Abschnitt III. beschrieben.

Die laterale Verteilung der Gesteinsgruppen A) bis D) ist auf Fig. 11 und auf der geologischen Karte Tafel II. dargestellt.

A. Synorogene Granite und Migmatite.

Das Kennzeichen der synorogenen Granite und Migmatite ist ihre konkordante Lagerung im Faltenbau des kaledonischen Gebirges. Sie bilden den schalig-lagigen Untergrund der metamorphen Sedimente (Gruppe B). Dem Mineralbestand nach handelt es sich um Granite bis Quarzdiorite.

Die Gesteine sind sehr uneinheitlich. Oft besitzen sie gneissige Texturen. Bald sind sie phlebitisch, bald ophthalmitisch oder stromatitisch. Im Kleinbereich ist das Gefüge auch regellos massig. Die Anordnung der dunklen Gemengteile lässt zum Teil alte Sedimentstrukturen deutlich erkennen (Palimpsest-Strukturen).

Die synorogenen Granite und Migmatite sind die Produkte einer »in situ« erfolgten Granitisierung. Ein psammitischer bis pelitischer Altbestand (Palaeosom) ist dabei durch diffuse alkalireiche Stoffzufuhr (Neosom) aus der Tiefe bereichert und unter Stoffaustausch (Metasomatose) und mesothermalen Bedingungen umkristallisiert worden. Die stoffliche Zusammensetzung des Migmatites ist weitgehend vom Verhältnis zwischen assimiliertem Wirtgestein (Substrat) und zugeführtem Neosom abhängig.

Es zeigt sich sowohl im Klein- als auch im Grossbereich, dass die Prozesse von Stoffzufuhr, Stoffaustausch und Umwandlung selektiv stattgefunden haben. Die Granitisierung hat die betroffenen Komplexe nicht gleichmässig erfasst, sondern ist in einzelnen Gesteinspaketen »lit par lit« weiter vorgedrungen. Dies führte zu dem erwähnten schalig-lagigen und heteromorphen Aufbau einzelner Migmatitkörper.

a. Granite bis Granodiorite.

In der Nunatakker Region von Zentral-Ostgrönland tritt der granitische Unterbau in den folgenden vier Gebieten zutage:

- 1) in West-Eschers Land,
- 2) in Ost-Mowinckels Land,
- 3) in den westlichen Hvidbjørns Nunatakkern,
- 4) in den Nunatakkern westlich von Nordenskiölds Gletscher (Drømmertinde).

Dabei handelt es sich jeweils um grössere Massen von leukokraten synorogenen Granitoiden (zur Hauptsache vermutlich Monzonitgranite), deren äussere Umgrenzung verschiedenartige Bauformen erkennen lässt. Meist sind es dom- und zungenförmige Körper.

1. West-Eschers Land.

Der in West-Eschers Land auftretende Granitkörper liegt als wurzellose Zunge über Glimmerquarziten und -gneissen. Seine Wurzelregion ist nicht aufgeschlossen; sie dürfte im NW zu suchen sein.

Nach KATZ (1952 b, S. 37—38) handelt es sich um einen weissen bis rötlichen Zweiglimmer-Granit mit oft ausgeprägter Paralleltextur. Die mikroskopische Untersuchung ergab folgende Merkmale:

Mineralbestand : Kalifeldspat
Oligoklas
Quarz
Muskowit
Biotit
(Apatit).

Kalifeldspat, der häufigste Gemengteil, besitzt Perthit-Struktur.

Plagioklas, ein teilweise serizitisierter Oligoklas, zeigt eutektische Verwachsung mit Quarz (Myrmekit). Beide Feldspäte umwachsen in beliebiger Orientierung den Quarz.

Quarz bildet meist rundliche Körner und ist stets älter als die Feldspäte.

Die *Glimmer* besitzen mengenmässig nur untergeordnete Bedeutung.

2. Ost-Mowinckels Land.

Vom Flugzeug aus liess sich im zentralen und südlichen Teil von Ost-Mowinckels Land (Gipfel 2400 m und die Berge südlich davon) ein grösseres Vorkommen synorogener Granite feststellen. Die grauen klotzigen Steilwände zeigen eine auffällig phlebitische Durchaderung von hellem pegmatitischen Material. Die Berge im Norden und Süden des Granitkörpers bestehen aus hellen und dunkeln Bändergneissen sowie aus Glimmerschiefern.

Terrestrische Untersuchungen sind in diesem Gebiet nie durchgeführt worden.

3. Hvidbjørns Nunatakker.

An den innersten Nunatakkern zwischen Kämpebänken und Anders Jahres Nunatak (westlicher Teil der Hvidbjørns Nunatakker) treten wiederum Einheiten aus der Tiefe des migmatitischen Unterbaues zutage. Die wenigen Gipfel und Gräte, die das Inlandeis durchstossen, besitzen durchwegs ein zackiges, scharfkantiges Relief. Sie sind ganz aus hellen schlierig-phlebitischen Migmatiten (synorogenen Graniten) aufgebaut. Zusammen bilden diese einzelnen Aufschlüsse einen grösseren Baukörper, der im SE, das heisst am oberen Hambergs Gletscher, durch eine Störungszone begrenzt wird. Im NE, in der Gegend von Anders Jahres Nunatak, werden die Migmatitgranite von steil nach NW fallenden Gneissverbänden und Glimmerschiefern überlagert.

Auch diese Aufschlüsse sind nur vom Flugzeug aus beobachtet worden.



Fig. 26. Drømmertinde von Süden. Ein schlierig-phlebitischer Migmatitgranit bildet die hellgrauen klotzigen Steilwände und den spitzen Ostgipfel. Der dunkle horizontale Gipfelgrat besteht aus dunkelbraun angewitterten Muskowit-Biotitgneissen und Glimmerschiefern; sie sind die Überreste der Paragesteinshülle.

4. Nunatakker westlich Nordenskiöld's Gletscher.

In der südlichsten Nunatakker Gruppe zwischen dem oberen Victor Madsens Gletscher und dem Nordenskiöld's Gletscher erreicht ein weiterer grosser Migmatitkörper die Oberfläche. Helle Granite formen hier zahlreiche zackige Gipfel und Nunatakmassive.

I) Drømmertinde.

Eine markante Granitspitze in dieser Nunatakker Gruppe ist die Drømmertinde (Fig. 26). Ihr Gestein konnte im Sommer 1953 am SW-Fuss des Berges eingehend untersucht werden. Makroskopisch handelt es sich um einen fein- bis mittelkörnigen Migmatitgranit. Ein schwach angedeutetes lineares Parallelgefüge ist stets vorhanden und selbst im nebulitischen Gestein erkennbar. Leukokrate Schlieren wechseln mit mesokraten, neosomärmeren Partien (Fig. 27). Schollen von Paläosom sind häufig. Meist sind es Bänder und Butzen von Amphibolit (z.T. granatführend), von Aktinolithfels, Biotitschiefer etc., die von Neosom phlebitisch durchwoben werden (Fig. 28).



Fig. 27. Migmatitgranit von nebulitisch-schlieriger Textur (Typus JH 788 vom Südwestfuss der Drømmertinde).

Als Vertreter des leukokraten massigen Hauptgesteins wurde die Probe JH 788 gewählt. Sie stammt vom SW-Fuss der Drømmertinde, Höhenquote 2110 m. Ihre chemische Analyse und mikroskopische Bearbeitung ergaben folgende Details:

Muskowit-Biotit-Granodiorit JH 788.

SiO ₂	=	70.24	Modus: Plagioklas	60.4 ‰
Al ₂ O ₃	=	17.30	Quarz	22.8 ‰
Fe ₂ O ₃	=	0.11	Alkalifeldspat	12.0 ‰
FeO	=	0.35	Biotit	3.3 ‰
MnO	=	Sp.	Muskowit	1.4 ‰
MgO	=	0.54	Apatit	0.1 ‰
CaO	=	3.36	(Zirkon)	
Na ₂ O	=	5.40		
K ₂ O	=	2.01		
H ₂ O +	=	1.07	Analytiker: H. SCHWANDER (Basel) 1953	
H ₂ O —	=	0.04		
TiO ₂	=	Sp.		
P ₂ O ₅	=	0.04		
<hr/>				
			= 100.46 Gew. ‰	

Die Textur des Gesteins ist massig richtungslos bis schlierig-nebulitisch, die Struktur feinkörnig, granoblastisch.

Plagioklas ist idio- bis hypidiomorph. Partiiell ist er bestäubt. Die optische Untersuchung ergab einen Anorthitgehalt von ca. 20 ‰, die chemische Analyse einen Durchschnittswert von 25 ‰ An (Oligoklas). Ab und zu ist Kalifeldspat tropfenförmig im Oligoklas eingewachsen.

Kalifeldspat besitzt Mikroklin- und Mikroklin-Perthit-Struktur und stets xenomorphe Umrissse. Oft tritt er auch intersertal auf, gleichsam als Füllmasse, die das Korngefüge durchdringt.

Quarz fällt auf durch Frische. Seine Körner sind polygonal bis lappig-rundlich.

Biotit tritt in vereinzelt idiomorphen Blättchen auf. In der massigen Gesteinsvarietät liegen sie regellos im Kornmosaik; in der gneissigen Varietät sind sie mehr oder weniger in ein Parallelgefüge geregelt. Der Pleochroismus ist durchwegs kräftig mit:

n α = liches Oliv

n γ = olivschwarz.

Muskowit bildet wie der Biotit vereinzelt Blättchen, teils idiomorph, teils unregelmässig schuppig. Verwachsung mit Biotit ist häufig.

Apatit findet sich ab und zu als kleine idiomorphe Körner.



Fig. 28. Lineartexturierte Palaeosom-Butzen im Migmatitgranit JH 788 (Südwestfuss Drømmertinde).

Zirkon tritt akzessorisch als Einschlüsse im Biotit auf (pleochroitische Höfe).

Die rechnerische und graphische Auswertung der Analysedaten wurde nach der von NIGGLI (1936 a, b; 1945) entwickelten Methode durchgeführt. Der Gang einer solchen Analysenberechnung ist in HALLER (1953, S. 142—149) zusammenfassend dargestellt.

1) Basiswerte (Atomproportionen).

Cp	Kp	Ne	Cal	Sp	Fo	Fa	Fs	Q	Σ
2.5	126	522	175.5	9	15	7.5	1.5	945	1804
0.14	6.98	28.95	9.73	0.48	0.83	0.42	0.08	52.39	100 %

Q	L	M	Ru	Cp	Σ
945.0	823.5	33.0	—	2.5	1804
52.4	45.6	1.8	—	0.2	100 %

π	k	γ	μ	mg'	mg
0.213	0.19	—	0.454	0.625	0.65

2) Niggli-Werte (Molekularproportionen).

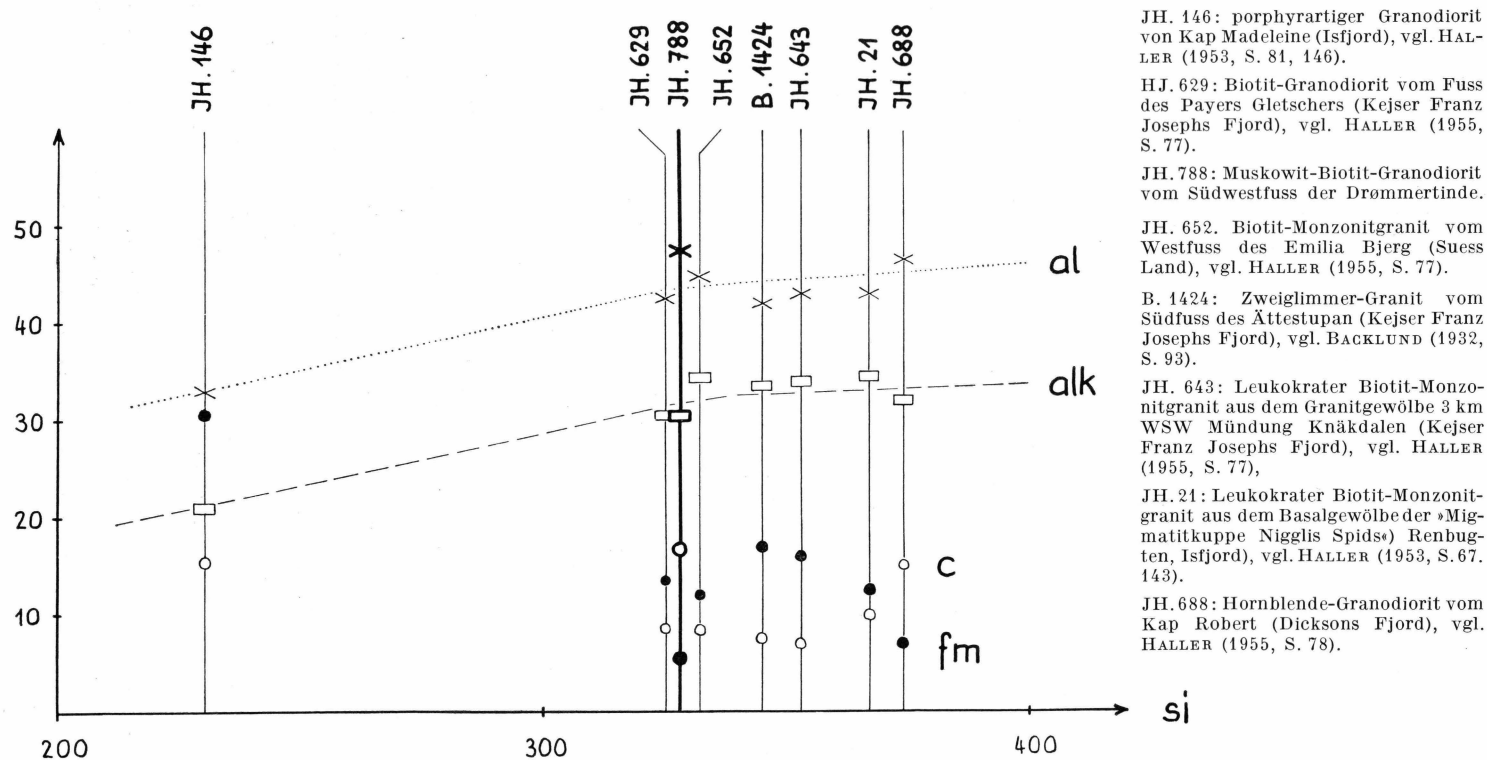
si	ti	al	fm	c	alk	qz	c/fm
328	—	47.6	5.3	16.8	30.3	+107	3.17

3) Berechnung des Mineralbestandes.

Si	Al	Fe'''	Fe+ Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	P ₂ O ₅	
1169	339	1	5	13	60	174	42	—	1	Σ 1804 (Atomproportionen)
65.01	18.82	0.05	0.28	0.72	3.13	9.71	2.23		0.05	100.0 %
..	0.07	0.05	0.1 Apatit
0.60	0.60	0.20	1.4 Muskowit
1.20	0.69	0.05	0.28	0.72	0.33	3.3 Biotit
5.10	1.70	1.70	} 12.0 Alkalifeldspat
2.10	0.70	0.70	
27.03	9.01	9.01	} 60.4 Plagioklas
6.12	6.12	3.06	
22.86	22.8 Quarz

4) Petrochemischer Vergleich der Probe
JH 788 mit synorogenen Graniten aus dem »Zentralen
Metamorphen Komplex«.

Im Variations-Diagramm (Fig. 29) sind die Niggli-Werte *al*, *fm*, *c*, und *alk* als Funktion von *si* graphisch dargestellt. Die Probe JH 788 liegt mitten im Feld der synorogenen Granite der Fjordregion und ist mit diesen in stofflicher Hinsicht zweifellos eng verwandt. Alle hier angeführten Migmatitgranite sind Produkte eines gleichartig verlaufenen,



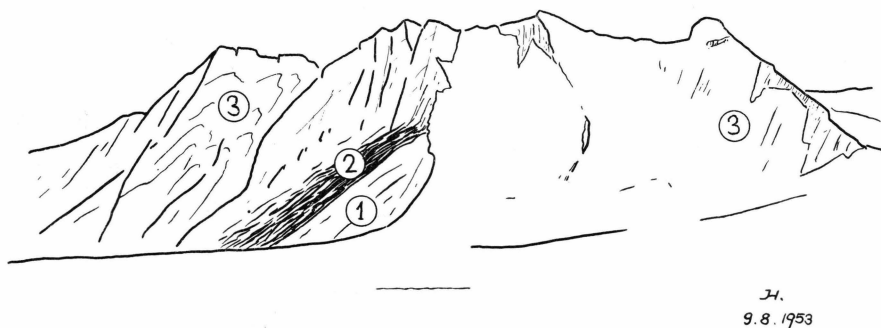


Fig. 31. Nordwest-Flanke des Graahoved. 1 = basales Granitgewölbe, 2 = »Basischer Saum«, 3 = Hüllgestein.

II) Graahoved.

Der Graahoved liegt 4 km südlich der Drømmertinde. An der NW-Flanke des Berges (Fig. 31) ist ein kleines steilschenkliges Granitgewölbe aufgeschlossen. Es ist dies der südliche Ausläufer des NW-SE streichenden »Migmatitkörpers Drømmertinde«.

Hier ist in den Gewölbeschenkeln auch das Hüllgestein des Migmatitkörpers vollständig erhalten. Dabei nimmt die stoffliche und thermische Beeinflussung nach aussen hin stark ab. Auf wenige hundert Meter Distanz lassen sich alle Stadien der Stoffzufuhr und Migmatitisierung, d.h. alle Übergänge vom massigen leukokraten Migmatitgranit bis zum kontaktmetamorphen, stofflich nur wenig beeinflussten Paragestein, beobachten.

Die Kernpartie des Gewölbes (1) besteht aus leuko- bis mesokraten Phlebiten von mittlerem bis feinem Korn. Der Mineralbestand ist demjenigen in Probe JH 788 ähnlich; als Nebengemengteile tritt hier ab und zu Granat auf. Das granitoide Gestein ist sehr heterogen und im Kleinkornbereich noch weniger einheitlich als das Hauptgestein der Drømmertinde. Die selektive Infiltration des Neosoms ist gut erkennbar.

An der Peripherie des granitischen Kerngewölbes folgt ein schalig-lagerter Saum melanokrater Gesteine (2). Die ca. 20 m mächtige dunkle Schale (Fig. 32) besteht aus grobkörnigem Hornblendefels, Biotit-Hornblendegneissen und granatreichen Biotitgneissen. Weisse phlebitische Pegmatitmassen durchsetzen die Zone. Ebenso sind Linsen und Knauer von Quarz in Paragenese mit Carbonat (Dolomit) und Erz innerhalb des basischen Saumes häufig.

Im unmittelbar Hangenden des amphibolreichen Bandes liegt eine Zone intensiver aplitischer-pegmatitischer Durchaderung. Mit zunehmendem Abstand vom Granitgewölbe lässt diese Injektion nach. Die neosomreichen pygmatischen Bänder, Schlingen und Knauer vermin-



Fig. 32. Melanokrater Saum im Hangenden des Granitgewölbes an der Nordwest-Flanke des Graahoved.

dern sich sukzessive an Zahl und Mächtigkeit. Fig. 33 zeigt den Habitus des Hüllgesteins (3) in ca. 300 m Horizontalabstand vom granitischen Gewölbekern. Es ist ein grobkörniger Adermigmatit. Die meso- bis melanokrate Hauptmasse besteht aus Granat-Muskowit-Biotitgneis, die leukokraten Adern und Knauer teils aus grobkörnigem weissen Pegmatit, teils aus feinkörnigem Biotit-Muskowitgranit. Das Hüllgestein besitzt ein ausgeprägtes planares und lineares Parallelgefüge. — Auch im basalen Granitgewölbe sind lineare Texturen deutlich entwickelt. — Kern und Hülle sind homoaxial verfault. Die Paralleltexturen und Kleinfalten fallen einheitlich gegen NW.

Das Auftreten eines »Basischen Saumes« an der Peripherie des granitischen Basalgewölbes ist im Migmatit-Stockwerk der Fjord Region mehrfach beobachtet worden. Erscheinungen dieser Art kennen wir vor allem aus der »Migmatitkuppe Niggli Spids« (vgl. HALLER 1953,

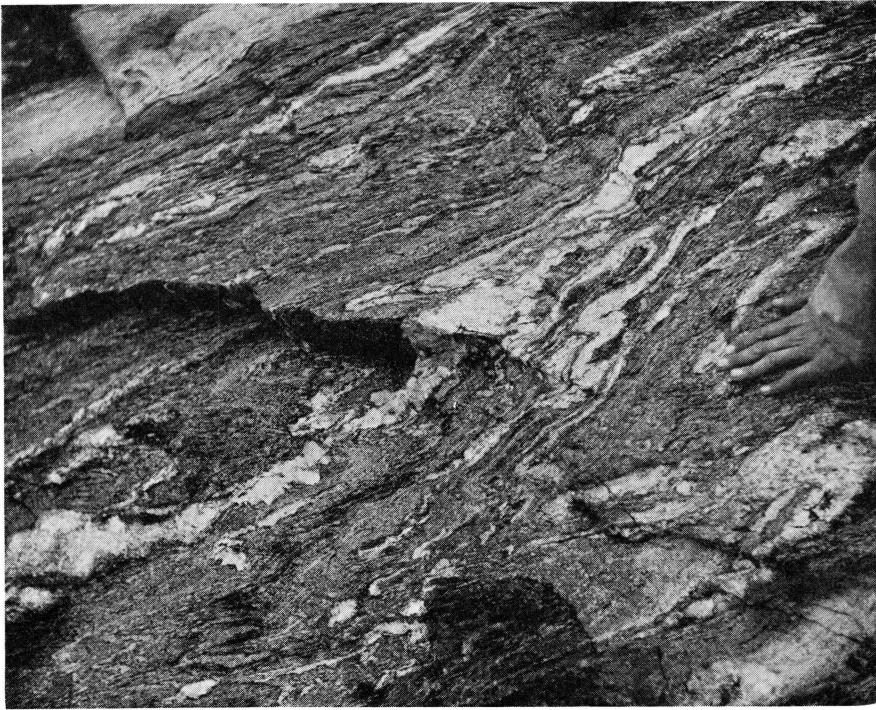


Fig. 33. Phlebitische Paragneisse am Graahoved.

S. 73—77; 1955, S. 84—95). Dort wie hier handelt es sich um eine Anreicherung Fe-Mg-Ca-reicher Komponenten im Dach eines Granitisierungszentrums, gleichsam um einen Hof basischer Exsudate.

Die Migmatitgranite am Graahoved und an der Drømmertinde besitzen trotz ihrer konkordanten, syntektonischen Einlagerung in gewisser Hinsicht »intrusive« Merkmale. Turbulente Fluidalstrukturen bizarrster Art deuten auf eine partielle bis vollständige plastisch-mobile Durchbewegung des granitisierten Komplexes. Die Kontaktzone mit Bildung eigentlicher Migmatite (Vermischung von Altbestand und Stoffzufuhr) im Hüllgestein beschränkt sich auf wenige hundert Meter Mächtigkeit. All dies spricht für eine »dynamische« Entfaltung des Migmatitkörpers, wie sie z.B. der weiträumigen Ausstülpung in Fränkels- und Goodenoughs Land (»Migmatitdecke Hagar«, vgl. HALLER 1955, S. 111—134) eigen ist.

III) Kullabjerg.

Kullabjerg, der westlichste Vorsprung von Goodenoughs Land, ist eine grosse, kreisrunde Firnkuppe rechter Hand am oberen Norden-skiölds Gletscher. An ihrer schroff ins Gletscherbett abfallenden West-

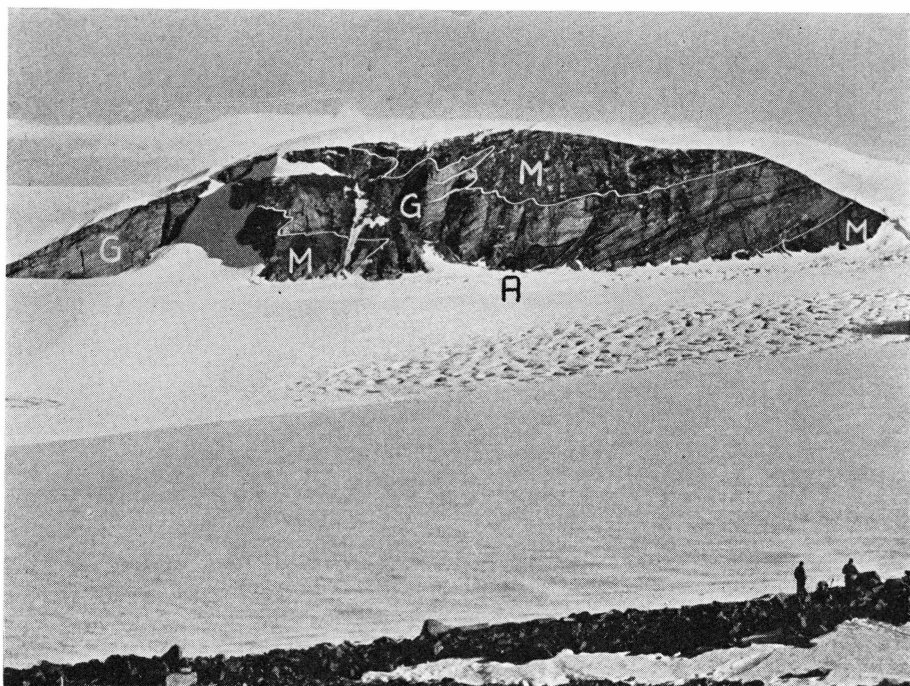
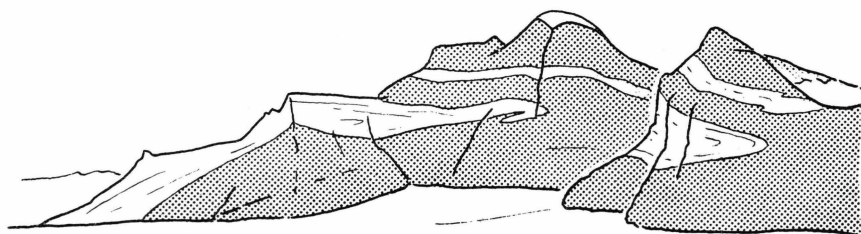


Fig. 34. Kullabjerg mit Nordenskiöld's Gletscher im Vordergrund von Nordwesten her gesehen. *A* = Amphibolite in Linsen, Boudins und Bändern, *G* = helle synorogene Granite, *M* = graue streifige Migmatitgneisse.

wand treten helle, lagig-bänderige Migmatite zutage. Der Aufschluss konnte bloss aus Distanz betrachtet werden (Fig. 34). Leukokrate Granite, durchzogen von konkordanten Amphibolit-Boudins, wechseln mit grauen streifigen Gneissen. Der Verband ist einheitlich verfaltet.

Petrographisch und strukturell ähnliche Verhältnisse bestehen auch am Aufschluss 6 km NNE von Kullabjerg, am Westfuss von Shackletons Bjerg. Dort bilden mesokrate phlebitische bis bänderige Migmatite die Basis der ca. 150 m hohen Steilwand. Der Verband ist intensiv verfaltet; die Achsen liegen ungefähr horizontal und streichen WNW—ESE. Leukokrates aplitisch-pegmatitisches Material ist besonders in den Stirnen der Kleinfalten als ptygmatische Schlingen und Knauer angereichert. Der basale granitische Gneisverband entspricht vermutlich den grauen streifigen Gneissen (»M«) am Kullabjerg (vgl. Fig. 34). In seinem Hangenden folgen quarzitisches Paragneisse und Glimmerschiefer. Auch sie zeigen Spuren kräftiger parakristalliner Durchbewegung.



JH.
12.8.1951

Fig. 35. Zungenförmige Körper von Migmatitgneissen in West-Fränkels Land (Stribetbjerg).

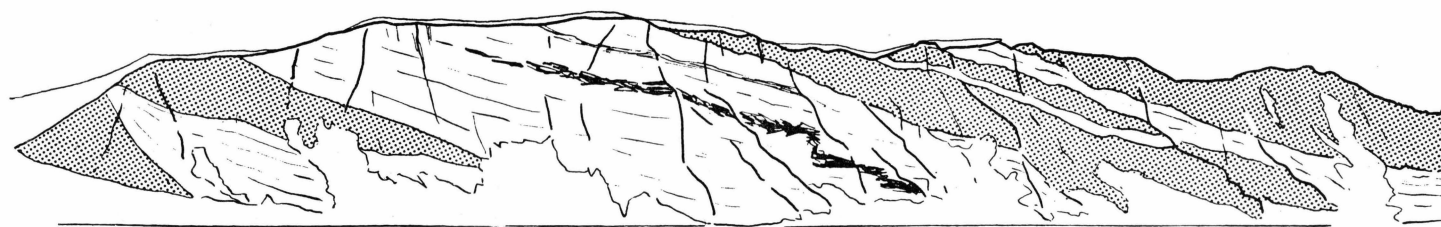
b. Migmatitgneisse, vorwiegend granitisches Material.

Eine strikte Abgrenzung zwischen synorogenen migmatitischen Graniten bis Granodioriten einerseits und Gneissen andererseits ist nicht möglich. Die auf der geologischen Karte Tafel II. als Granite ausgeschiedenen Komplexe sind teilweise typisch gneissig ausgebildet und nicht durchgehend von richtungslos massigem Habitus.

Als granitische Gneisse wurden alle diejenigen Gesteinsverbände kartiert, welche sich neben ihrem granitoiden Mineralbestand durch einen einheitlichen, ausgeprägten Gefügeparallelismus auszeichnen. Diese Gneiskörper sind in der Regel nur 50—200 m mächtig und bilden oft weiträumige, zungenförmige Ausstülpungen und horizontale Lamellen. Sie sind umhüllt von stofflich wenig beeinflusstem Paragestein.

Migmatitische Gneisverbände dieser Art sind z. B. am Victor Madsens Gletscher aufgeschlossen. Sie bilden dort flach gewölbte, nach Osten vergierende Zungen. Ihre Wurzeln liegen teils in den Flanken der stereotyp aufgereihten Martin Knudsens Nunatakker, teils vom Eis verdeckt im Bett des Victor Madsens Gletschers. Ihre flachen Stirnpartien durchziehen als horizontale Bänder die Berge des westlichen Fränkels Landes (Fig. 35).

Besonders instruktiv treten die Verhältnisse an der Westwand des Ulvekam zutage. Der Aufschluss (Fig. 36) schneidet die Strukturen entlang ihrer Hauptachse. Die leuko- bis mesokraten Gneislappen bestehen aus feingebänderten, lagigen Stromatiten von granitischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung. Sie enthalten geringmächtige Zonen boudinierter Amphibolitmassen (vermutlich basische Exsudate, vgl. S. 97). Dunkle quarzitisches Biotitgneisse und Granat-Glimmerschiefer umhüllen die hellen Bändergneisse; oft sind sie auch als flache Keile eingewalzt.



JH.
12. 8. 1951

Fig. 36. Westwand des Ulvekam (Victor Madsens Gletscher) mit leuko- bis mesokraten Migmatitgneis-Lappen, Amphiboliten (schwarz) und schiefrig bis gneissigem Hüllgestein (punktiert).

Derartige horizontal liegende, zungen- und lamellenförmige Auswüchse des migmatitischen Unterbaues sind durch selektive Neosom-Infiltration und durch weitgehend selbständige »Ausfliessbewegungen« entstanden. Ihre Expansionsrichtung ist hauptsächlich von der primären Beschaffenheit, der Struktur und Lagerung des sedimentären Hüllgesteins abhängig. Regionale Schubkräfte spielen vermutlich bei der Anlage solcher Deckenstrukturen keine oder eine nur sehr untergeordnete Rolle.

Als Beispiel aus dieser Gesteinsgruppe ist die Probe JH 553 von der SW-Ecke des Baselfeld (West-Fränkels Land) mikroskopisch untersucht worden. Das Gestein ist mittelkörnig und von schwach gneissiger Textur. Die Hauptmasse ist mesokrat; sie wird von laukokraten alkalipitischen Schlieren durchtränkt. Hauptmasse und Schlieren besitzen granoblastische Struktur.

Migmatitgneis JH 553.

1) Die mesokrate, mittelkörnige Hauptmasse zeigt folgenden Mineralbestand:

Plagioklas.....	58 % vol.
Quarz.....	28 %
Biotit.....	9 %
Muskowit.....	3 %
Zoisit.....	2 %
(Kalifeldspat).	

Plagioklas, der Hauptgemengteil, ist ein hypidiomorpher Oligoklas bis Albit-Oligoklas. Er zeigt Zwillingbildung nach dem Albit- und Periklin-Gesetz und ist auffallend reich an Mikrolithen, vor allem an idiomorph-stengeligen Zoisit, der orientiert eingewachsen ist.

Quarz, als rundliche, meist lappig umgrenzte Körner, besitzt einen frischen Habitus.

Biotit bildet schuppige Blättchen, die teils einzeln, teils zu losen streifigen Aggregaten gruppiert, auftreten. Er ist stets mehr oder weniger in eine Paralleltexur eingeregelt. Sein Pleochroismus ist kräftig:

$$\begin{aligned} n \alpha &= \text{lichtes Beige} \\ n \gamma &= \text{grünlich-schwarz.} \end{aligned}$$

Muskowit tritt gegenüber Biotit mengenmässig zurück, ist jedoch meist mit diesem vergesellschaftet.

Zoisit formt meist idiomorphe Körner, die im Gestein ziemlich regelmässig verteilt eingefügt sind. Kornaggregate sind häufig.

Kalifeldspat ist nur in Form von kleinen intersertalen Mikroklinkörnern zu treffen.

2) In den weissen feinkörnigen Schlieren dominiert

der *Kalifeldspat*. Als frischer xenomorpher Mikroclin nimmt er rund $\frac{2}{3}$ des Gesteinsvolumens ein.

Quarz formt rundliche Körner von amöbenartiger Gestalt und bildet mit Kalifeldspat und spärlich vertretenen Relikten von Plagioklas ein einfaches Implikationsgefüge.

Der *Plagioklas* ist wie in der mesokraten Hauptmasse ein mikrolithenreicher Oligoklas.

Biotit und *Muskowit* sind ebenfalls vorhanden, jedoch nur in einzelnen kleinen Schuppen.

Die wenigen Einzelkörner von *Epidot-Zoisit* unterscheiden sich durch ihre hohe, stichige Interferenzfarbe deutlich vom blassen Zoisit in der Hauptmasse.

Die leukokraten Schlieren sind parakristalline, neosomreiche Infiltrationsbahnen.

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

Die metamorphen Sedimente bilden das Dach und die Hülle des migmatitischen Unterbaues und seiner Ausstülpungen. Vielerorts bestehen sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung kontinuierliche Übergänge zu unmetamorphen Sedimenten. Die Metamorphosefronten laufen den Baukörpern des Migmatit-Stockwerkes weitgehend konform.

Die Umwandlung der durch Stoffzufuhr wenig veränderten Sedimente ist hauptsächlich auf thermische Beeinflussung zurückzuführen. Die Kontaktmetamorphose ist direkt durch die unterlagernden Migmatitkörper (ultrametamorphe Komplexe) und nur indirekt durch magmatische Schmelzlösungen bedingt. Die einzelnen Schichtverbände treten je nach ihrem primären Stoffgehalt, dem Grad der Umwandlung und der tektonischen Beanspruchung in verschiedenen metamorpher Ausbildung auf. Die Psammite erscheinen als Glimmer- und Feldspat-quarzite bis leukokrate quarzreiche Gneisse und unterscheiden sich deutlich von den pelitischen Schichtverbänden, welche je nach ihrem sedimentären Stoffbestand wechselnde Mengen von Tonerdesilikat oder Kalksilikat führen. Die Pelite zeigen in der Regel folgende Umwand-

lungsstufen: Tonschiefer, Phyllite, Glimmerschiefer (granatführend), Glimmergneisse (granatführend).

Ein grosser Teil der metamorphen Sedimentverbände in der Nunatakker Region gehört stratigraphisch in die Obere Tonig-sandige Serie (Unt. EBF) und ist auf der geologischen Karte Tafel II. mit der entsprechenden Signatur eingezeichnet. Metamorphe Glieder der Quarzit-Serie (Ob. EBF) sind selten und vermutlich nur in den Martin Knudsens Nunatakkern und im J. L. Mowinckels Land anstehend. Die auf Tafel II. als »Glimmerschiefer und Biotitgneisse« ausgeschiedenen Gesteine sind stratigraphisch nicht genau bestimmbar; vielerorts sind sie vermutlich der Oberen Tonig-sandigen Serie zuzurechnen.

Nach petrographischen Gesichtspunkten können die metamorphen Sedimente in drei Hauptgruppen unterteilt werden:

- a) Psammitische Paragesteine¹⁾
 - Glimmerquarzite
 - Feldspatquarzite
 - Gneisquarzite
- b) Pelitische Paragesteine¹⁾
 - Phyllitschiefer
 - Glimmerschiefer
 - Glimmergneisse
- c) Karbonat- und Kalksilikatgesteine
 - Marmore
 - Dolomit-Quarzite
 - Kalkglimmerschiefer
 - Kalksilikatfelse.

a. Psammitische Paragesteine.

Die metamorphen psammitischen Gesteine (vorwiegend Quarzite) lassen sich nach dem Grad ihrer Umwandlung gliedern in:

1. Glimmerquarzite.

Im ersten Stadium kontaktmetamorpher Beeinflussung ist die Paragenese *Quarz*, *Serizit*, *Chlorit* zu beobachten. Mit zunehmender Umwandlung treten *Muskowit*, *Biotit* und ev. *Albit* auf.

Quarz ist der Hauptbestandteil dieser Gesteine. Er nimmt 90—99 Vol. % ein. Oft bildet er grosse polygonale bis lappig-buchtig umgrenzte

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

Körner. Böhm'sche Streifung und Undulationseffekte sind üblich, da die Gesteine meist in relativ festem Zustand deformiert worden sind. Häufig sind sodann Fließkornbildung und Kornzeilenbau.

Glimmer ist nur in untergeordneter Menge vorhanden. Dabei ist *Serizit-Muskowit* häufiger als *Biotit*.

Feldspäte fehlen oft in den Glimmerquarziten; sie kommen höchstens in sehr geringen Mengen vor. Wenn vorhanden, so handelt es sich um *Albite* (bis saure Oligoklase), die ab und zu Quarzeinschlüsse enthalten; serizitisierte Albite sind selten.

2. Feldspatquarzite.

In Zonen stärkerer Umwandlung nimmt der Gehalt an Feldspat auf Kosten des Quarzes zu. Bei einem Bestand von 0—10 % Glimmer macht der Feldspat 10—35 % des Gesteinsvolumens aus.

Neben *Albit-Oligoklas* gesellt sich sukzessive auch *Kalifeldspat* (Perthit, Mikroklin). Während die Anwesenheit von Plagioklas bis zu einem gewissen Grade der erhöhten Aktivierung des sedimentären Altbestandes zugeschrieben werden kann, dürfte das Auftreten von Kalifeldspat bereits mit einer der Metamorphose synchron verlaufenden Stoffzufuhr zusammenhängen. Als Beispiel sei der plattige graue

Feldspatquarzit JH 790

vom Ostfuss des Verena Hornes (Höhenquote 1710 m) detailliert beschrieben:

Mineralbestand: Quarz.....	60 %
Plagioklas.....	22 %
Kalifeldspat.....	5 %
Biotit.....	7 %
Muskowit.....	6 %
(Apatit)	
(Zoisit-Epidot)	
(Erz).	

Quarz bildet als polygonale bis lappig-buchtig verwachsene Kristalle ausgesprochene Kornzeilen und centimetermächtige monominerale Bänder, welche mit biotitreichen Schichten wechsellagern. Der Quarz ist von frischem Habitus. Seine Korngrösse ist im Inneren der Quarzbänder am grössten und nimmt gegen den Rand zu stark ab.

Plagioklas zeigt rundliche bis polygonale Umrisse und ist zusammen mit Quarz zu einem granoblastischen Mosaik gefügt. Es handelt sich

meist um bestäubten, serizitisierten Oligoklas mit erkennbarer Zwillingbildung.

Kalifeldspat ist durchwegs xenomorph und intersertal ins Korngefüge eingebaut.

Biotit tritt in zwei Varietäten auf : 1. Als kleine idiomorphe Blättchen innerhalb der Quarzitlagen. Kräftiger Pleochroismus:

$n\alpha$ = nahezu farblos

$n\gamma$ = dunkelbraun bis schwarz.

2. In Form von linsenförmigen Butzen, welche als Relikte alter Tonschieferbändchen gedeutet werden können. Der Glimmer ist dann stark gebleicht, reich an Mikrolithen von Zirkon und häufig mit Erz vergesellschaftet.

Die *Akzessorien* Apatit und Epidot-Zoisit bilden vereinzelte kleine Körner.

3. Gneisquarzite und quarzreiche Gneisse.

Mit weiterer Annäherung an die synorogenen Granit- und Migmatitkörper nehmen der Feldspatgehalt und zugleich auch die Korngrösse der einzelnen Feldspäte zu. Die Glimmer, vorab die Biotite, bilden grosse Blättchen und Schuppen. Die Korngrösse des Quarzes nimmt hingegen auffällig ab. Als weitere Gemengteile treten oft Epidot-Zoisit, Granat, Apatit und bei hochgradiger Umwandlung auch Hornblende und Titanit auf. Als Vertreter dieser Metamorphosestufe sei der feinkörnige, granoblastische

Gneisquarzit JH 786

vom Westsporn des Verena Horns (Höhenquote 2150 m) angeführt.

Mineralbestand: Quarz.....	45 %
Plagioklas.....	34 %
Kalifeldspat.....	12 %
Serizit.....	7 %
Biotit.....	2 %
(Apatit).	

Quarz weist oft eine schwache Trübung auf. Die Körner sind rundlich, meist lappig-buchtig umgrenzt.

Plagioklas gehört offensichtlich zum sedimentären Altbestand. Es sind hypidiomorphe, meist rundliche Oligoklase. Zwillinglamellen sind reliktsch erkennbar.

Kalifeldspat ist stets xenomorph und intersertal eingewachsen. Seine Struktur ist mikroklin-perthitisch.

Serizit bildet kleine idiomorphe Blättchen, die sich dem planaren Gefügeparallelismus streng unterziehen.

Biotit formt kleine, stark pleochroitische Schuppen:

$n\alpha$ = farblos bis lichtetes Beige

$n\gamma$ = rotbraun-schwarz.

Das Gestein ist aus einem feldspatreichen Sandstein (Arkose) hervorgegangen.

b. Pelitische Paragesteine.

Reine Pelite sind in der Unteren Eleonore Bay Formation selten. Meist sind gröbere Kornfraktionen beigemengt (psammitische Pelite), oder es ist ein geringer Karbonatgehalt vorhanden (karbonatführende Pelite). Die isochemische Umwandlung eines Pelitverbandes, wie sie z. B. im Knäkdalen beobachtet werden kann (WENK and HALLER 1953, S. 27; WENK 1954), lässt stufenweise folgende Mineralparagenesen erkennen:

<i>Serizit-Chlorit,</i>	↓ Kontakt- metamorphose
<i>Serizit-Chlorit-Biotit-Granat,</i>	
<i>Muskowit-Biotit-Granat-Plagioklas,</i>	
<i>Staurolith-Disthen,</i>	
<i>Kalifeldspat</i> (Stoffzufuhr).	

1. Phyllitschiefer.

Schwach umgewandelte Pelite sind vor allem im Mysteriedalen (Fränkels Land) in grosser Mächtigkeit aufgeschlossen. Meist sind es grünliche blättrig feingeschichtete Chlorit-Serizitschiefer zum Teil mit kleinen dunkeln Tupfen (Querbiotit). Mit zunehmender Umwandlung erhöht sich die Zahl der Biotit-Tupfen. Sukzessive treten auch kleine schwarze Granatporphyroblasten auf. (Vgl. die Schichtfolge der »Phyllite Series« am Magog. S. 38).

2. Glimmerschiefer.

Glimmerschiefer mit einer wechselnden Beimengung von *Quarz* und einem geringen Gehalt an *Feldspat* bilden das Hauptgestein der metamorphen Oberen Tonig-sandigen Serie. *Granat* ist fast immer zugegen, seltener auch *Disthen* und *Staurolith*. Akzessorien sind Epidot und Apatit.

Unter den *Glimmern* dominiert der *Biotit*. Zusammen mit grobblättrigem *Muskowit* verleiht er dem Gestein die typisch schiefrige Textur. Serizit und Chlorit kommen untergeordnet vor.

Quarz ist primär in Kornzeilen aufgereiht, bildet jedoch häufig knauerige Linsen (Sammelkristallisation).

Feldspäte treten in knotenartigen kleinen Porphyroblasten auf. Meist sind es *Albite*, seltener *Kalifeldspäte*.

Die *Granat*-Porphyroblasten sind in der Regel 2—5 mm gross und idiomorph ausgewachsen. In schwächer beeinflussten Zonen ist der Granat schwarzbraun bis braun, in höher metamorphen ist er rötlich und z.T. durchsichtig (Almandin). Nur wenige Körner sind einschlussfrei; im Kern sitzen häufig Mikrolithen von Quarz und Biotit, seltener von Rutil, Turmalin und Erz.

Das Auftreten von *Disthen* und *Staurolith* beschränkt sich stets auf Schieferpakete, die intensiven parakristallinen Deformationsvorgängen unterworfen worden sind. Die beiden Minerale sind häufig im Hüllgestein der zungen- und deckenartigen Migmatitkörper anzutreffen.

3. Glimmergneisse.

Bei erhöhtem Quarz- und Feldspatgehalt ist das Gestein kompakter und körniger. Die Mineralassoziation bleibt dieselbe. Verbreitet sind

Granat-Muskowit-Biotit-Oligoklasgneisse

mit folgenden Gemengteilen:

Quarz.....	30—40 %
Oligoklas.....	20—40 %
Kalifeldspat.....	0—10 %
Biotit.....	20—40 %
Muskowit.....	5—15 %
Granat.....	0—10 %
(Disthen, Staurolith)	
(Apatit)	
(Orthit).	

Kalifeldspat kommt relativ selten vor, meist als Perthit. Seine Anwesenheit deutet immer auf eine schwache Stoffzufuhr während der Metamorphose hin.

Biotit ist oft unregelmässig schuppig und teilweise chloritisiert (Pennin).

Disthen und *Staurolith* treten auch in den Glimmergneissen ab und zu auf, z.T. in kurzen idiomorphen Prismen.

Akzessorische Gemengteile sind Apatit, Orthit und Erz.

c. Karbonat- und Kalksilikatgesteine.

An den metamorphen Sedimentverbänden der Nunatakzone haben die Karbonatgesteine geringen Anteil. Ihre Anwesenheit ist für die stratigraphische Gliederung der Schichtenfolge jedoch leitend. Karbonatgesteine lassen sich in allen Umwandlungsstufen, vom epi- bis zum katathermalen Bereich, eindeutig als solche erkennen.

1. Marmore.

Reine Karbonathorizonte kennen wir einzig aus der Kalkig-tonigen Serie (Unt. EBF). Es sind jeweils weisse bis ockerfarbige Marmorbänder von 5—60 m Mächtigkeit, wechsellagernd mit Karbonat- und Quarzitschiefern.

Im Anstehenden konnten solche Horizonte nicht untersucht werden. Geschiebefunde zeigen jedoch, dass im Nunatakgebiet die gleichen Marmortypen auftreten, wie sie aus dem Kristallin der inneren Fjorde bekannt sind (vgl. HALLER 1953, S. 30—39).

Neben Calcit als Hauptgemengteil führen die Marmore untergeordnet oft Quarz, Feldspat oder Kalksilikate.

2. Dolomit-Quarzite.

In der Oberen Tonig-sandigen Serie, vor allem in der »Layered Series«, sind Knauer, Linsen und Bänder von feinkristallinem *Dolomit* inmitten der bankigen Quarzite häufig. Dem Dolomit ist stets Quarz beigemengt (vgl. S. 39).

Bei höhergradiger Metamorphose wird diese Mineralvergesellschaftung zu Kalksilikat-Marmor umgebaut.

3. Kalkglimmerschiefer.

Die karbonatführenden Pelite, besonders diejenigen aus dem Verband der Kalkig-tonigen Serie, treten häufig in der *Chlorit-Serizit*-Paragenese auf.

Paragenesen mit *Muskowit* und *Biotit-Phlogopit* oder gar mit *Hornblende* und *Diopsid* sind im Kristallin der Nunatakker selten.

Die zahlreichen Erratiker im Mysteriedalen, deren Anstehendes am Jättegletscher liegen dürfte, sind hauptsächlich

Epidot-Serizit-Chlorit-Karbonatschiefer, oft reich an knauerigen Quarzkonkretionen.

4. Kalksilikatfelse.

Im Knäkdalen führen die höhergradig metamorphen Glieder der Oberen Tonig-sandigen Serie zahlreiche Linsen und Bänder von

granatreichem Biotit-Hornblendefels,
Granat-Klinochlor-Aktinolith-Amphibolit,
calcitführendem Granat-Biotit-Hornblendefels,
Zoisit-Hornblendegneis,
Zoisitfels, etc.

Geschiebefunde am Jättegletscher und am Pluto Nunatak belegen das Vorkommen von Kalksilikatfels, z. B. von karbonatführendem Diopsidfels, im inneren Nunatakgebiet.

Aus dieser in bezug auf ihren Mineralbestand sehr variablen Gesteinsgruppe sei die Probe JH 532 aus dem Schutt des Stenløsgletschers (Knäkdalen)¹⁾ näher beschrieben:

Hornblende-Kalksilikatgneis JH 532.

Das Gestein ist unregelmässig fleckig und wird durch die dunkle Hornblende fein gesprenkelt. Die Grundmasse ist zuckerkörnig, meist weiss, zoisit- und titanitreiche Butzen und Linsen sind von bräunlicher bis violettlicher Farbe.

Mineralbestand: Quarz	29 % vol.
Plagioklas	20 %
Hornblende	16 %
Biotit	14 %
Granat	8 %
Zoisit	7 %
Titanit	5 %
Phlogopit	1 %
(Orthit, Zirkon)	
(Erz).	

¹⁾ Der relativ hohe Titanitgehalt dieser Probe macht es unwahrscheinlich, dass ihr Anstehendes im Einzugsgebiet des Stenløsgletschers liegt. Gesteine dieser Art sind im untersten Knäkdalen häufig. Die Probe JH 532 stammt möglicherweise auch aus dem »Westlichen Metamorphen Komplex«.

Quarz und *Plagioklas* (Oligoklas, ca. 20 % An) bilden zusammen die mosaikartige granoblastisch-feinkörnige Grundmasse. Beide Minerale sind von frischem Habitus, meist polygonal, resp. hypidiomorph, umrissen.

Die grüne *Hornblende* ist teils gebleicht und chloritisiert. Sie zeigt oft Übergänge und Verwachsungen zu und mit Biotit. Quarz und Plagioklas durchsetzen die hypidiomorphen Stengel und Schuppen der Hornblende poikilitisch. Titanit bildet Einschlüsse.

Biotit ist schuppig, oft verwachsen mit Hornblende und teils chloritisiert (Klinochlor, Pennin). Seine grüne Adsorptionsfarbe weist auf den Ca-Gehalt des Gesteins:

$$\begin{aligned} n\alpha &= \text{lichtes Beige} \\ n\gamma &= \text{grün.} \end{aligned}$$

Einschlüsse von Zirkon und Orthit sind häufig.

Granat besitzt eine extrem poikilitische Struktur. Die Körner bestehen aus einem zusammenhanglosen Netzwerk, lassen aber trotzdem oft idiomorphe Umrisse erkennen (Kristallskelette).

Zoisit bildet strähnige Aggregate von teils idiomorphen Körnern. Er durchsetzt als Linsen, Lagen, seltener als Einzelkörner das planar texturierte Gestein. Die Vergesellschaftung mit Titanit ist typisch.

Titanit tritt in unregelmässigen, skelettartigen Kristallen auf. Die Körner sind fast durchwegs mit Zoisit vergesellschaftet und von letzterem umwachsen. Titanit scheint eines der ältesten Gemengteile zu sein; er findet sich als Einschlüsse in Granat und Hornblende und ist auch der Zoisitbildung vorangegangen.

Phlogopit formt kleine idiomorphe Schuppen. Sein Pleochroismus ist kräftig: $n\alpha$ = farblos, $n\gamma$ = fuchsbraun.

C. Amphibolite und verwandte basische Gesteine.

Die als Bänder, Linsen und Schollen auftretenden basischen Gesteine lassen sich in genetischer Hinsicht in drei Gruppen unterteilen:

a. Para-Amphibolite.

Die konkordanten, meist geringmächtigen Lagen und Bänder von Biotit-Hornblendeschiefen, Hornblendefelsen und -gneissen sind in der Regel eindeutig als hochmetamorphe Äquivalente von kalkig-mergeligen Sedimenten erkennbar. Oft weisen solche Para-

Amphibolite einen beachtlichen Gehalt an Granat auf. Einige Varietäten führen auch Calcit.

Gesteine dieser Art sind im Bereich höher metamorpher Schichten der Oberen Tonig-sandigen Serie überall gefunden worden, so z. B. in Hobbs Land (KATZ 1952 b, S. 33), im Knäk- und Mysteriedalen (ODELL 1944, S. 233; WENK and HALLER 1953, S. 19), ferner am Victor Madsens Gletscher und auch in der südlichsten Nunatakker Gruppe.

b. Ortho-Amphibolite.

Die Ortho-Amphibolite unterscheiden sich von der Para-Gruppe durch ihre Einlagerungsform und ihren eruptivgesteinsartigen Mineralbestand. Eine ehemalige Linsenstruktur ist oft noch deutlich nachweisbar. Wie im Kristallin der inneren Fjorde so dürfen auch hier verschiedene Vorkommen als vor- bis frühkaledonische basische Ergussgesteine (Ophiolithe) gedeutet werden.

Im Migmatit-Stockwerk ist der Mineralbestand solcher Basite meist vollständig umgebaut und metasomatisch geprägt worden. Oft sind es dann feinkörnige Amphibolite und Feldspat-Hornblendite. Pyroxenfelse sind selten.

In der Nunatakker Region konnten folgende Ophiolithvorkommen festgestellt werden:

1. Arnold Eschers Land.

Der über 1000 m mächtige Grüngesteinskomplex im Hangenden der »Eleonore Sø Serie« wird als präkaledonischer Ophiolithverband betrachtet und stratigraphisch der Tillit Formation zugerechnet (vgl. S. 63).

2. Knud Ringnes' Nunatak.

Auf der Nordseite des Nunataks haben HØYGAARD und MEHREN (1932) eine grosse Masse von feinkörnigem, geschiefertem Hornblendegabbro festgestellt. Der dunkle Verband wird von einem saigeren Quarzgang durchschlagen. HOLTEDAHN (1932) charakterisiert den Basit als metamorph.

Vermutlich handelt es sich hier um einen grösseren, tektonisierten Amphibolit-Körper, der mehr oder weniger konkordant im Verband der Quarzit-Serie (Ob. EBF) eingebettet liegt.

3. Mysteriedalen.

ODELL (1939, S. 12; 1944, S. 236) und HUBER (1950, S. 44) erwähnen aus dem Mysteriedalen aderinge Plagioklas-Amphibolite von dio-

ritischer Zusammensetzung. Das Gestein bildet Linsen und Lagergänge in den Sedimenten der Oberen Tonig-sandigen Serie und wird von ODELL als »geosynclinal greenstone« oder Ophiolith bezeichnet.

Im Sommer 1954 konnte der Verfasser vom Flugzeug aus ergänzend feststellen, dass in der nördlichen Verlängerung des Mysteriedalen, beidseits des unteren Jättegletschers, mehrere grosse Linsen von Ortho-Basiten zutage treten. Ferner liegt ein Körper dieser Art diskordant in den Schichtverbänden des zentralen Louise Boyds Landes (2 km südlich Pkt. 2204 m). Er besitzt eine unregelmässig linsenförmige Gestalt von rund 500 m Länge und 200 m Breite. Seine Anwitterungsfarbe ist auffällig smaragdgrün. Ein polygonales Netz rosafarbiger Gänge durchadert das ophiolithische Gestein.

ODELL (1944, S. 236) beschreibt den Amphibolit N. 56 als feinkörnigen, dunkelgrünen Hornblendefels mit leukokraten Adern und gibt folgende Details über den Mineralbestand:

1) Die melanokraten Partien des Gesteins sind regellos massig. Ihr Hauptgemengteile ist eine idioblastische *Hornblende* mit folgendem Pleochroismus:

na = gelblich-grün
 $n\beta$ = gelblich-braun
 $n\gamma$ = bläulich-grün.

In den Kornzwischenräumen finden sich *Quarz* und *Plagioklas* (Oligoklas-Andesin), ferner *Magnetit*, *Ilmenit*, *Rutil* und selten auch *Zirkon*.

2) Die leukokraten Adern bestehen aus einem körnigen Aggregat von *Epidot*, *Klinozoisit*, *Quarz*, *Plagioklas* (Oligoklas-Andesin) und *Vesuvian*. Quarz und Plagioklas sind granoblastisch verwachsen und bilden meist die Kernpartie der Adern. Die Randpartie ist reich an körnigem *Epidot* und farblosem bis bräunlichen *Vesuvian*. Wenig *Hornblende* ist zu kleinen Nestern gruppiert; dazu gesellt sich häufig *Pyrit*.

Der Kontakt zwischen dem Hornblendefels und den leukokraten Adern ist stets scharf. Die stoffliche Divergenz des Gesteins beruht möglicherweise auf einem Entmischungsprozess.

4. Spalensbjerg (Martin Knudsens Nunatak).

Am Ostfuss des Spalensbjerg (Fig. 37) umhüllen leuko- bis mesokrate Migmatitgneisse grosse Schollen und Boudins von Ortho-Basiten. Die in den melanokraten Körpern erhaltenen Lineartexturen und reliktischen Kleinfalten verlaufen ca. 50° quer zum Streichen der Texturen in den Migmatiten (vgl. Strukturkarte Tf. IV). Die Schollenkörper sind somit eindeutig älter als die Migmatitisierung des Nebengesteins.

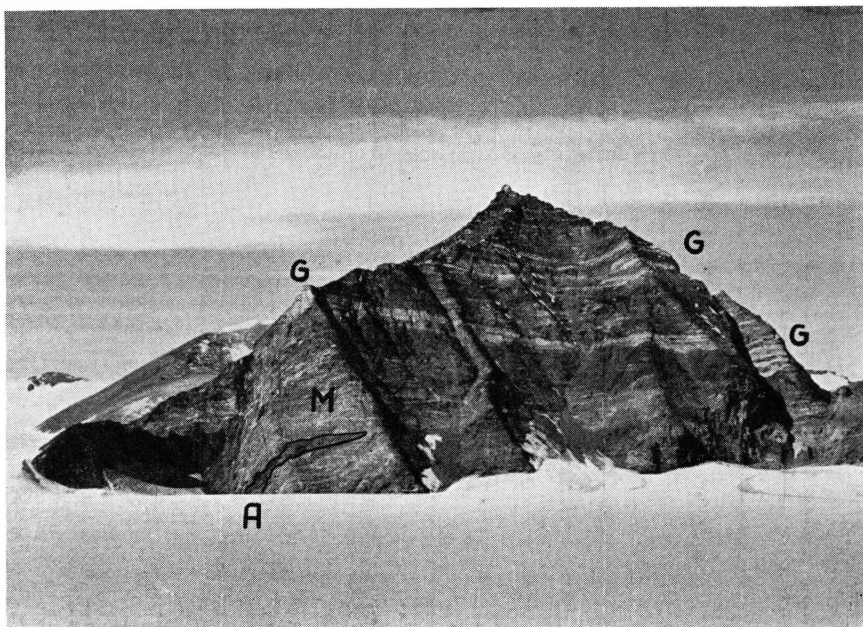


Fig. 37. Ostwand des Spalenbjerg (Martin Knudsens Nunatakker). *A* = Linse von Ortho-Amphibolit, *M* = Migmatitgneisse, *G* = konkordant eingelagerte Massen von spät- bis postorogenem Granit.

Folgende Gesteinstypen sind hier festgestellt worden:

Enstatitfels,
reine und feldspatführende Hornblendefelse,
Granat-Amphibolite,
Biotit-Hornblendegneisse.

Am meisten verbreitet ist der Typ JH 549, ein quarz- und feldspat-führender Uralit-Biotit-Hornblendefels mit folgendem Mineralbestand:

Hornblende.....	85 % vol.
Plagioklas.....	7 %
Quarz.....	6 %
Biotit.....	2 %
Uralit.....	reliktisch

Gewöhnliche Hornblende, der Hauptgemengteil des fein- bis mittelkörnigen Gesteins, ist idiomorph stengelig ausgewachsen. Sie verleiht dem Amphibolit das nematoblastische Gefüge. Quarz und seltener Plagioklas durchwachsen die Hornblende poikilitisch. Ab und zu treten auch Einschlüsse von idiomorphem Apatit auf. Die Adsorptionsfarbe des Mineralen ist sehr hell, der Pleochroismus schwach:

$$\begin{aligned} n\alpha &= \text{farblos} \\ n\beta &= \text{oliv} \\ n\gamma &= \text{bräunlich-oliv} \\ n\gamma/c &= 20^\circ. \end{aligned}$$

Andesin von ca. 40 % An bildet meist frische, xenomorph ins Korngefüge der Hornblende eingebaute Körner. In den Kernpartien finden sich ab und zu Relikte von serizitisiertem und filzig zersetztem Uralit.

Quarz ist optisch einheitlich, meist rundlich bis polygonal umrissen. Er bildet zeilenförmige Aggregate und umschliesst ebenfalls Relikte von Uralit.

Biotit tritt nur als einzelne kleine Schuppen auf. Wie die Hornblende so zeigt auch der Biotit einen bloss schwachen Pleochroismus:

$$\begin{aligned} n\alpha &= \text{lichtes Beige} \\ n\gamma &= \text{gelbbraun.} \end{aligned}$$

Uralit ist nur noch als Resorptionsrelikt zu finden. Immerhin belegt er das Vorhandensein eines Pyroxenes im Primärbestand des Gesteins. Die Verteilung der Uralitfragmente lässt die Umriss der ehemaligen Pyroxenkristalle zum Teil noch erkennen.

5. Pluto Nunatak.

In den bankigen bis plattig-schiefrigen Glimmerquarziten am Südfuss des Pluto Nunatak ist eine lagergangartige, geringmächtige Linse von grobkörnigem grünem Hornblendit anstehend (Fig. 38). Die basische Linse zeigt vor allem im Liegenden, aber auch seitlich, einen Kontaktsaum von Biotitschiefer.

1) Das Innere des Linsenkörpers besteht aus dem schuppig-grobblättrigen Biotit-Hornblendefels JH 787b:

Mineralbestand: Hornblende.....	45 %
Biotit.....	55 %
(Erz)	
(Apatit).	

Hornblende ist aktinolithartig, teils idioblastisch stengelig ausgebildet und stets sperrig verwachsen mit Biotit. Ihr Pleochroismus ist schwach:

$$\begin{aligned} n\alpha &= \text{farblos} \\ n\beta &= \text{beige-grünlich} \\ n\gamma &= \text{bläulich-grün} \\ n\gamma/c &= 19^\circ. \end{aligned}$$

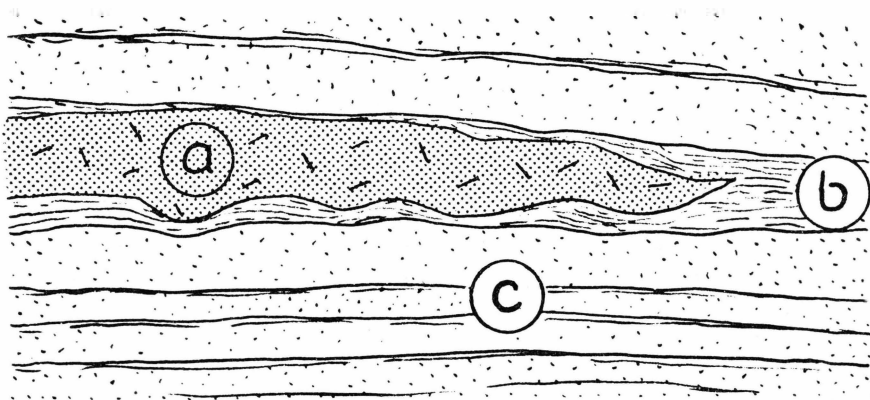


Fig. 38. Lagergangartige Linse von Ortho-Amphibolit am Pluto Nunatak. *a* = Biotit-Hornblendefels (Die Linse ist ca. 1 m mächtig), *b* = Chlorit- und Biotit-schiefer, *c* = bankige bis plattig-schiefrige Glimmerquarzite.

Biotit bildet grosse hypidiomorphe Schuppen und Blätter mit kräftigem Pleochroismus:

$n\alpha$ = liches Gelb

$n\gamma$ = olivbraun.

Der Glimmer ist reich an pleochroitischen Halos und Einschlüssen von idiomorphen Apatitkristallen und opaken Körnern (Erz).

2) Die Randpartien der Linse sind häufig chloritisiert und grobgesprenkelt mit gelblichen Calcitaggregaten, so die Probe JH 787a:

Mineralbestand: Klinochlor.....	30 %
Anthophyllit.....	30 %
Hornblende.....	25 %
Calcit.....	15 %
(Apatit).	

Hornblende ist nur noch in Form von ausgebleichenen, reliktschen Schuppen vorhanden. Ihr optischer Charakter ist positiv, $n\gamma/c$ = ca. 13° . Klinochlor und Anthophyllit umwachsen die Relikte.

Klinochlor umsäumt als unregelmässig geformte Blättchen die Hornblendeschuppen.

Anthophyllit bildet ein feinschuppiges, wirres Gewebe von Blättchen und kleinen Prismen.

Calcit ist stets in grossen klaren Kristallen vorhanden und mosaikartig zu Nestern gruppiert.

Apatit tritt nur als kleine Einzelkörner auf.

6. Erratiker aus West-Gletscherland.

Im oberen Strömnäsdal, inmitten eines grossen Blockschuttfeldes, liegen verschiedene Blöcke (vermutlich Geschiebe aus der Nunatakker Region) eines grobgemengten, aderigen Plagioklas-Amphibolites (JH 802).

1) Die massigen melanokraten Partien bestehen zur Hauptsache aus Hornblende; dazu gesellen sich Pyroxen, Titanit, Zoisit und Plagioklas.

Hornblende ist unregelmässig schuppig und nesterartig gruppiert. In ihren Kornzwischenräumen sitzt xenomorph Andesin. Die Hornblende ist optisch 2A — und zeigt folgende Adsorptionsfarben:

$$\begin{aligned} n\alpha &= \text{lichtes Grasgrün} \\ n\beta &= \text{grasgrün} \\ n\gamma &= \text{blaugrün} \\ n\gamma/c &= 12^\circ. \end{aligned}$$

Pyroxen ist ein blau-grünlicher, nicht pleochroitischer Diopsid (2A +, $n\gamma/c = 35-39^\circ$). Die Körner bilden hypidiomorphe Relikte inmitten von Hornblende-Klumpen.

Titanit tritt in zahlreichen, schlecht individualisierten Körnern in Gesellschaft von Hornblende auf.

Plagioklas ist ein hypidio- bis xenomorpher Andesin.

Zoisit findet sich in Form von Einzelkörnern.

2) Die leukokraten aderigen Partien bestehen zur Hauptsache aus einem granoblastischen Gefüge grosser Plagioklase. Die Anwesenheit von Quarz konnte im Dünnschliff nicht sicher nachgewiesen werden; er ist höchstens intersertal und in unbedeutender Menge vorhanden. Hingegen finden sich Biotit, Skapolith und Zoisit-Epidot lose im ganzen Feldspataggregat verteilt.

Plagioklas ist ein hypidiomorpher, stark verzwilligter Andesin von 40—45 % An. Er ist reich an orientiert eingewachsenen Mikrolithen.

Biotit tritt zusammen mit vereinzelt Hornblendeschüppchen in lose gruppierten Anreicherungen auf. Er ist stark pleochroitisch:

$$\begin{aligned} n\alpha &= \text{lichtes Beige} \\ n\gamma &= \text{olivschwarz.} \end{aligned}$$

Skapolith bildet Schuppen und filzige Aggregate. Er ist stets vergesellschaftet mit Plagioklas oder in diesen eingewachsen.

Epidot-Zoisit findet sich als kleine Einschlüsse oder als intergranulare Körnchen zwischen den Feldspäten.

Der Gesamthabitus des Amphibolites und die Anwesenheit zahlreicher Amphibolitrelikte in der grobkörnig rekristallisierten, aderig verteilten Andesitmasse lassen das Gestein als Entmischungsprodukt eines dioritischen Pauschalbestandes deuten.

Eine genetische Verwandtschaft mit dem Amphibolit N. 56 aus dem Mysteriedalen wäre denkbar.

Da wir das Anstehende der Probe JH 802 nicht kennen, bleibt auch die Deutung ihrer Genese weitgehend eine Spekulation.

c. Basische Exsudate.

In den peripherischen Schalen der Migmatitkörper treten vielerorts 5—50 m mächtige Säume melanokrater Gesteine auf. Es handelt sich um eine Anreicherung femischer Komponenten, um Hornblendefelse und -gneisse, die oft reich an Granat und Titanit sind. Die Amphibolit-Säume liegen konform über den basalen Granitkörpern und sind mit deren Genese eng verbunden. Sie sind als basische »Ausschwitzungsprodukte« im Dach der »Granitisierungsfront« zu deuten.

In der Nunatakker Region ist ein basischer Saum z. B. am Granitgewölbe des Graahoved (vgl. S. 75) festgestellt worden. Weitere Detailuntersuchungen an anderen Granitkörpern der Nunatakzone würden zweifellos noch manch ähnliche Erscheinung erkennen lassen.

D. Spät- bis postorogene Granite und Ganggesteine.

In den Spät- und Nachphasen der kaledonischen Orogenese haben sich an zahlreichen Stellen grössere und kleinere Stöcke, Apophysen und Lakkolithe von Granit sowie Schwärme von Aplit- und Pegmatitgängen teils diskordant, teils konkordant in den Gebirgsbau eingenißt. Die Granite besitzen sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch das Gefüge von Eruptivgesteinen. Sie treten in verschiedenen Generationen auf.

Während sich die grösseren Intrusivkörper auf die Randgebiete der »Metamorphen Komplexe« (»Zentraler —«, bzw. »Westlicher Metamorpher Komplex«) beschränken, hat ihr Gangfolge vielerorts auch das Innere der Kristallinareale durchfahren.

Das Auftreten von Intrusivgesteinen im kaledonischen Faltenbau ist stets ein Indiz für tektonische Schwächezonen.

a. Intrusive Mikroklinggranite.

Die spät- bis postorogenen Intrusionen werden als palingenes Spätprodukt der synorogenen migmatischen Tätigkeit betrachtet (HALLER 1953, S. 152; 1955, S. 136). Die Granitschmelze wurde in der Spät- und Nachphase der kaledonischen Orogenese von der Tiefe des migmatitischen Unterbaues abgespalten und ausgequetscht. Der Schmelzfluss oder Kristallbrei ist in die Schwächefugen des Orogensegmentes intrudiert und meist in geringer Rindentiefe erstarrt. Die Kontaktwirkung auf das Nebengestein ist unbedeutend. Ebenso ist die stoffliche Zusammensetzung der Granite vom Nebengestein weitgehend unabhängig und bleibt ziemlich konstant kalibetont, granitisch bis monzonitgranitisch. Meist sind es grobkörnige, teils porphyrartige weisse Zweiglimmer-Mikroklin-Oligoklas-Granite.

In den Nunatakkern von Zentral-Ostgrönland ist ein batholithartiges Epizentrum in Nordwest-Louise Boyds Land und ein zweites in West-Fränkels Land und Goodenoughs Land aufgeschlossen. Kleinere Intrusionen sind aus den Martin Knudsens Nunatakkern bekannt.

1. Nordwest-Louise Boyds Land.

Der Batholith im nordwestlichen Louise Boyds Land nimmt ein Areal von 150 km² Grundfläche ein. Im Westen grenzt er mit saigerer Wand diskordant an die Sedimente der »Petermann Serie«. Im Süden und Osten ist die Intrusion komplex-lagig. Die weissen Intrusivgranite verfangern mit Gneissen und Paragesteinen. Im Norden verdeckt der Gerard de Geer Gletscher den Kontakt zum Nebengestein.

Das Innere des Batholiten enthält formlose Schollenkörper von dunklem Paragestein (Fig. 39).

Ausläufer der Intrusion erstrecken sich als mächtige Lagergänge und Gangschwärme einerseits nach SE ins Mündungsgebiet des Jättegletschers, anderseits nach NW ins J. L. Mowinckels Land.

Die Granite von Louise Boyds Land sind nicht angeschlagen worden. Den obigen Angaben liegen nur Flugbeobachtungen und -fotos zugrunde.

2. West-Fränkels Land und Goodenoughs Land.

Die Intrusion in West-Fränkels Land und Goodenoughs Land hält sich durchwegs an die Muldenstruktur der »Knäkdalen-Synklinale«. Auch sie trennt das kaledonische Kristallin im Osten von seinem Sedimentmantel im Westen. Der zentrale Intrusionsraum liegt im Gebiet des unteren Nordenskiölds Gletschers und nimmt dort eine Grundfläche



Fig. 39. Schollenkomplexe im Granit-Batholithen von Louise Boyds Land. Im Vordergrund Gerard de Geer Gletscher (Flugaufnahme).

von ca. 200 km² ein. In seinem Inneren schwimmen gewaltige Schollen und Bänder von dunklem sedimentärem Nebengestein.

Die Ausläufer des Batholithen, Lagergänge, Lakkolithe und Apophysen, reichen im Norden bis ins zentrale Fränkels Land und im Süden bis zum Hamlet Bjerg (Fig. 40) im südwestlichen Goodenoughs Land. Die zusammenhängende Intrusion erstreckt sich somit über einen Gebietsstreifen von ca. 60 km Länge. Über die Einlagerungsform und die Verbreitung dieser Granite ist in früheren Arbeiten bereits eingehend in Wort und Bild berichtet worden (vgl. WENK and HALLER 1953, S. 34—40; HALLER 1955, S. 136—143).

Im folgenden werden aus dem nördlichen und südlichen Abschnitt der Intrusion je eine charakteristische Probe detailliert beschrieben:

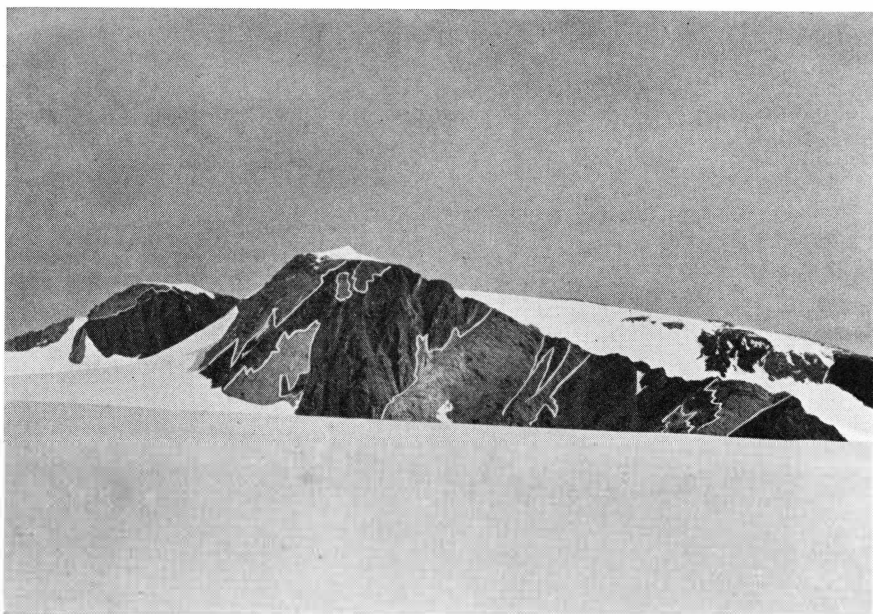


Fig. 40. Granitintrusionen am südlichen Vorgipfel von Hamlet Bjerg (Goodenoughs Land). Die Kontakte zum quarzitischeschiefrigen Nebengestein sind durch weisse Linien akzentuiert.

I) Biotit-Muskowit-Monzonitgranit JH 524 (Knäkdalen).

Die Probe stammt aus der komplex-lagigen Intrusion an der nördlichen Talwand (1650 m Höhe, direkt gegenüber Portgletscher). Sie ist grobkörnig weiss, von leicht granophyrischer Struktur. Die Textur des Gesteins ist meist massig richtungslos, teilweise gneissig (Abbildungskristallisation).

Mineralbestand: Kalifeldspat.....	32 % vol.
Quarz.....	30 %
Plagioklas.....	29 %
Muskowit.....	6 %
Biotit.....	2 %
Apatit.....	1 %
(Zirkon).	

Kalifeldspat fällt durch seine Frische auf. Es sind oft grosse, stets xenomorphe Mikrokline und Mikroklin-Perthite. Granophyrische Verwachsung mit Quarz ist häufig (lappig-buchtige Verzahnung, selten mikropegmatitische Struktur). Kalifeldspat umwächst alle übrigen Gemengteile.

Plagioklas ist ein hypidiomorpher Oligoklas von ca. 20 % An. Zonarstrukturen mit serizitisierten Kernpartien sind zu beobachten.

Viele der serizitisierten Fragmente von älterem Plagioklas sind jedoch unregelmässig umwachsen. Zwillingsbildung nach Albit- und Periklin-Gesetz ist vorhanden.

Muskowit ist im Gestein ziemlich gleichmässig verteilt als grosse idiomorphe Blätter und Pakete, welche mehr oder weniger eine planare Textur abzeichnen. Einzelne Schuppen durchwachsen auch den Oli-goklas.

Biotit ist durchwegs kleiner als Muskowit und meist von diesem als Einzelindividuen getrennt. Sein Pleochroismus ist kräftig:

na = beige-braun

$n\gamma$ = dunkles rotbraun.

Einschlüsse von Zirkon mit Halos sind reichlich vorhanden. Teilweise ist der Biotit chloritisiert (Pennin).

Apatit bildet einzelne grössere, idiomorphe bis rundliche Körner.

II) Muskowit-Biotit-Granodiorit JH 780 (Hamlet Bjerg).

Im südlichen Abschnitt tritt der Granit in einer speziellen, in der Fjordregion bisher nicht beobachteten Varietät auf. Es handelt sich hier um einen mesokraten Zweiglimmer-Typ mit 5—10 cm grossen, tafeligen Kalifeldspat-Einsprenglingen. Die porphyrische Struktur des Gesteins scheint mit seiner peripherischen Lage im Dach des In-trusionsherdes im Zusammenhang zu stehen. Die Probe JH 780 vom Ostsporn des Hamlet Bjerg (Höhenquote 2230 m) ist auch chemisch analysiert worden.

SiO_2 = 65.73	Modus: Plagioklas..... 35.2 %
Al_2O_3 = 17.34	Quarz..... 23.4 %
Fe_2O_3 = 0.21	Kalifeldspat..... 19.8 %
FeO = 2.41	Biotit..... 12.5 %
MnO = 0.02	Muskowit..... 4.0 %
MgO = 1.41	Zoisit..... 2.4 %
CaO = 3.44	Titanit..... 2.0 %
Na_2O = 3.51	Apatit..... 0.5 %
K_2O = 3.85	Magnetit..... 0.2 %
H_2O^+ = 0.97	100.0 %
H_2O^- = 0.06	
TiO_2 = 0.96	Analytiker: H. SCHWANDER (Basel) 1953
P_2O_5 = 0.28	
Σ = 100.19 Gew. %	

Plagioklas ist idiomorph bis hypidiomorph, oft zonar gebaut. Die anorthitreichen Kernpartien sind durchwegs serizitisiert und stark bestäubt. Idiomorphe Plagioklasrelikte finden sich auch orientiert im Kalifeldspat eingewachsen. In ihren Randpartien bestehen die Plagioklas aus Albit-Oligoklas bis Oligoklas. Die chemische Analyse ergibt ein Durchschnittsverhältnis von 26 % An für den gesamten Plagioklasgehalt. Zwillingsbildung nach dem Albit-Gesetz ist häufig, nach dem Periklin-Gesetz seltener. Im Grenzbereich zum Kalifeldspat lassen sich oft myrmekitische Verwachsungen beobachten.

Kalifeldspat besitzt durchwegs Mikroklin- bis Mikroklin-Perthit-Struktur. Er bildet sowohl grosse idiomorphe Einsprenglinge (mit Einschlüssen von bestäubtem Plagioklas) als auch xenomorphe Körner und oft auch eine intersertale Füllmasse im granoblastischen Gefüge. Die 5—10 cm grossen Einsprenglinge sind meist nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt.

Quarz tritt in grossen frischen Körnern auf. Meist ist er polygonal, teils zackig, teils lappig-buchtig umgrenzt. Nur selten ist Böhm'sche Streifung und schwach undulöse Auslöschung zu sehen.

Biotit bildet als idiomorphe Blättchen lepidoblastische Aggregate. Sein Pleochroismus ist:

$$\begin{aligned} n\alpha &= \text{grünliches Beige} \\ n\gamma &= \text{dunkles Kastanienbraun.} \end{aligned}$$

Kleine bis punktförmige pleochroitische Höfe sind häufig (Zirkon?). Einzelne Schuppen sind chloritisiert (Pennin).

Muskowit ist wie der dunkle Glimmer meist idiomorph ausgewachsen und mit diesem vergellschaftet.

Zoisit bildet teils idiomorphe Körner, teils kleine Nester im Plagioklas. Er ist farblos, vermutlich eisenfrei (vgl. Mineralbestandsberechnung).

Titanit konnte im einzigen von der Probe JH 780 angefertigten Dünnschliff nicht nachgewiesen werden. Auf Grund der chemischen Analyse muss seine Anwesenheit jedoch als sicher angenommen werden.

Apatit zeigt idiomorphe Umrisse und ist stets mit Biotit assoziiert.

Erz (vermutlich Magnetit) findet sich als sehr kleine Körner lose verteilt im ganzen Gestein. Die bestäubten Plagioklasrelikte sind partiell auch gerötet, was auf einen geringen Gehalt an dispers verteiltem Eisenoxyd im Plagioklasgitter schliessen lässt.

Die rechnerische und graphische Auswertung der Analysedaten ergab folgende Angaben:

1) Basiswerte (Atomproportionen).

Ru	Cp	Kp	Ne	Cal	Sp	Fo	Fa	Fs	Q	Σ
12	10	246	339	165	52.5	26.5	49.5	3	872.5	1776
0.67	0.56	13.75	19.10	9.30	2.96	1.49	2.79	0.17	49.21	100 ‰
Q		L		M		Ru	Cp	Σ		
872.5		750.0		131.5		12.0	10.0	1776		
49.1		42.3		7.4		0.7	0.5	100 ‰		
π		k		γ		μ	mg'	mg		
0.22		0.42		—		0.202	0.336	0.49		

2) Niggli-Werte (Molekularproportionen).

si	ti	al	fm	c	alk	qz	c/fm
274	3	42.6	17.5	15.3	24.6	+ 75.6	0.875

3) Berechnung des Mineralbestandes.

Si	Al	Fe'''	Fe+	Mg	Ca	Na	K	Ti	P ₂ O ₅	
1094	340	2	33	35	61	113	82	12	4	Σ 1776 (Atomproportionen)
61.59	19.17	0.11	1.86	1.97	3.43	6.36	4.62	0.67	0.22	100.0 ‰
..	0.33	0.22	0.5 Apatit
..	..	0.11	0.05	0.2 Magnetit
0.67	0.67	0.67	..	2.0 Titanit
3.75	3.74	..	1.81	1.97	1.25	12.5 Biotit
1.71	1.71	0.57	4.0 Muskowit
8.40	2.80	2.80	} 19.8 Alkalifeldspat
3.48	1.16	1.16	
15.60	5.20	5.20	} 35.2 Plagioklas
3.66	3.66	1.83	
0.90	0.90	0.60	2.4 Zoisit
23.42	23.4 Quarz

4) Petrochemischer Vergleich der Probe JH 780 mit anderen postorogenen Graniten.

Das Diagramm Fig. 41 veranschaulicht die Variationsbreite der spät- bis postorogenen Granite und die Stellung der Probe JH 780 in diesem Feld. Ein eingehender Vergleich dieser Gesteine untereinander

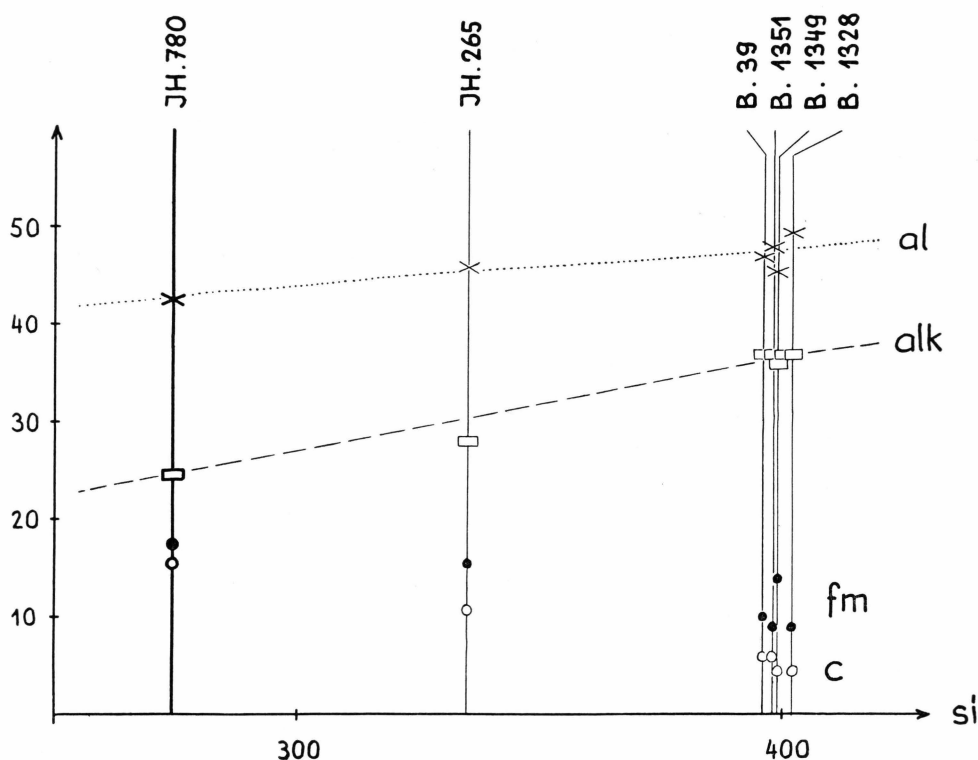


Fig. 41. Variations-Diagramm der Niggli-Werte von spät- bis postorogenen Graniten.

JH. 780: mesokrater Muskowit-Biotit-Granodiorit vom Hamlet Bjerg (Goodenoughs Land).

JH. 265: Zweiglimmer-Granodiorit aus dem Batholithen im Grejsdalen (Andrées Land), vgl. HALLER (1953, S. 124—133).

B. 39: rosagesprenkelter Zweiglimmer-Granit aus dem Granitmassiv in der NE-Ecke von Clavering Ø, vgl. BACKLUND (1932, S. 92), HALLER, (1953, S. 152).

B. 1351: rosagesprenkelter Granit vom Südufer des Forsblads Fjordes, vgl. BACKLUND (1932, S. 92).

B. 1349: weisser Zweiglimmer-Granit vom Südufer des Forsblads Fjordes, vgl. BACKLUND (1932, S. 92).

B. 1328: grauweißer, glimmerarmer Granit vom Südufer des Kempes Fjordes, vgl. BACKLUND (1932, S. 92).

und eine Diskussion über ihre petrochemischen Beziehungen zu den synorogenen Graniten werden in einer späteren Arbeit (Der »Zentrale Metamorphe Komplex«, Teil III.) folgen.

3. Martin Knudsens Nunatakker.

In den südlichen Martin Knudsens Nunatakkern durchschlagen zahlreiche grössere und kleinere Lagergänge, Lakkolithe und Gang-



Fig. 42. Vorwiegend konkordante granitische Intrusionen (Kreuzsignatur) in den südlichen Martin Knudsens Nunatakkern. Blick vom Westfuss des Baselfjeld gegen WNW.

schwärme die Migmatite und Paragesteine. Die meist konkordant-lagigen Intrusionen halten sich in auffälliger Weise an die tektonisch stark beanspruchte Übergangszone zwischen den plastisch verfalteten Migmatitgneissen und den nur schwach deformierten metamorphen Decksedimenten (Fig. 42).

Am Ostfuss des Spaltenbjerg konnten die Injektionen an Ort und Stelle untersucht werden. Bizarre Gänge von weissem Granit und Pegmatit durchschwärmen dort Migmatitgneisse und Schollen von Ortho-Amphibolit (Fig. 43). Als Vertreter der granitischen Varietät ist der grobkörnige bis porphyrtartige

Muskowit-Biotit-Monzonitgranit JH 550

mikroskopisch untersucht worden. Das leukokrate Gestein besitzt eine heterokörnige Struktur. Meist bilden die Feldspäte grössere Einsprenglinge, der Plagioklas Kristalleide, der jüngere Kalifeldspat Kristalloblasten. Partiell ist das Gestein auch feinkörnig, granoblastisch.

Mineralbestand: Plagioklas.....	37 %
Kalifeldspat.....	34 %
Quarz.....	20 %
Biotit.....	6 %
Muskowit.....	2 %
Apatit.....	1 %
(Zoisit)	
(Zirkon).	

Plagioklas tritt als idio- bis hypidiomorphe, zum Teil zonare Körner von Oligoklas auf. Der Hauptanteil der Plagioklasmasse löscht unter Nicols bezogen auf (010) gerade aus und besitzt somit einen Anorhitgehalt von ca. 20 %. Der Plagioklas ist oft bestäubt und serizitisiert.



Fig. 43. Aufschluss an der Ostwand des Spalenbjerg (Martin Knudsens Nunatakker). Weisse Granite und Pegmatite durchsetzen die von Migmatitgneissen (Stromatiten) umhüllte Scholle von Ortho-Amphibolit (vgl. Fig. 37).

Randlich wird er von Kalifeldspat umwachsen und resorbiert, teils auch durchwachsen. Ebenso ist eutektische Verwachsung mit Quarz (Myrmekit) häufig.

Kalifeldspat bildet hypidiomorphe bis xenomorphe Kristalloblasten, oft auch kleine, intersertal eingebaute Individuen. Er besitzt ausschliesslich Mikroklin- und Mikroklin-Perthit-Struktur.

Quarz ist auffällig frisch. Polygonal umgrenzt bildet er mosaikartig gefügte Korngruppen und kleine rundliche Nester.

Biotit zeigt sich oft in idiomorph umrissenen Paketen, seltener als unregelmässig verwachsene, schuppige Aggregate. Ab und zu finden sich kleine Zirkonkörner mit intensiven Halos als Einschlüsse. Der Pleochroismus ist kräftig:

$n\alpha$ = liches Oliv

$n\gamma$ = olivbraun bis dunkelbraun.

Muskowit formt einzelne grosse Schuppen und ist stets mit Biotit vergesellschaftet.

Apatit bildet grosse rundliche Körner und kleine Nester; oft ist er mit Biotit assoziiert.

Akzessorien sind Zoisit und Zirkon.

b. Aplite, Pegmatite und Quarzgänge.

Aplitisch-pegmatitische Abkömmlinge der spät- bis postorogenen Intrusiv-Granite besitzen in der gesamten Nunatakker Region eine weite Verbreitung. Oft sind sie assoziiert mit den Graniten. Ihr Auftreten ist selbst vom Flugzeug aus stets gut erkennbar. Auf der geologischen Karte Tafel II. sind bloss die wichtigsten Vorkommen schematisch eingezeichnet. Die Gangschwärme konzentrieren sich vor allem auf die unmittelbare Nachbarschaft der spät- und postorogenen Störungssysteme.

KATZ (1952b, S. 31, 33, 50) erwähnt eine intensive aplitgranitische Durchaderung aus dem nordwestlichen J. L. Mowinckels Land, ferner zahlreiche mächtige eisenerzführende Quarzgänge aus dem Hobbs Land. Vom Harald Griegs Fjeld, im Osten der »Eleonores Sø-Störungzone« meldet er ausgedehnte Schwärme von hellen Apliten und Pegmatiten, sowie auch Quarzgänge und diskordante Massen von feinkörnigem weissem Biotitgranit. Die Gangsysteme durchziehen dort Paragneisse und Glimmerschiefer des »Zentralen Metamorphen Komplexes«.

Ein weiteres Gebiet mit aplitisch-pegmatitischer Durchaderung befindet sich im südöstlichen J. L. Mowinckels Land, gegenüber dem Batholithen von Louise Boyds Land.

Das reiche Netzwerk von Aplit- und Pegmatitgängen in den südlichen Martin Knudsens Nunatakkern ist im Zusammenhang mit den Mikroklin-Graniten bereits erwähnt worden. Die am Ostfuss des Spaltenbjerg (Fig. 43) aufgeschlossene Varietät ist ein weisser

turmalinführender Biotit-Oligoklas-Pegmatit.

Ganz im Südwesten schliesslich durchzieht eine Injektionszone die innersten Aufschlüsse am Rande der Inlandeiskappe zwischen den Nils Holgerssens Nunatakkern und den Bergen im Einzugsgebiet des Nordenskiölds Gletschers. Die granitischen bis aplitisch-pegmatitischen Intrusionen liegen dort vorwiegend konkordant in den Gneiss-, Schiefer- und Sedimentverbänden.

c. Lamprophyre.

RITTMANN (1940 a, b), EHA (1953) und FRÄNKEL (1953a) schildern zahlreiche lamprophyrische Gesteine aus dem Fjordgebiet. Es sind meist schmale Gänge von weniger als einem Meter Mächtigkeit. Auffällig ist ihr Auftreten in unmittelbarer Nähe des »Zentralen Metamorphen Komplexes«, d. h. nahe der Migmatitfront. RITTMANN betrachtet diese Dykes mit Sicherheit als Nachzügler eines kaledonischen Plutonismus.

Auch in der Nunatakzone treten Lamprophyrgänge auf, die vermutlich in den gleichen spätorogenen Zyklus gestellt werden dürfen. Bis jetzt sind über ihr Vorkommen und ihren Mineralbestand nur spärliche Notizen in die Literatur eingegangen. HUBER (1950, S. 44) erwähnt einen diabasartigen Lamprophyrgang am Gipfel des Magog. WENK and HALLER (1953, S. 20) melden das sporadische Auftreten solcher Gänge innerhalb der Petermann Kette vom Gog bis zur Petermann Spitze.

Aus dem Gebiet der Petermann Kette sind inzwischen die Proben GW58 und GW60 (Coll. WENK) mikroskopisch untersucht worden. Während GW58 reichlich Carbonat enthält, ist GW60 völlig carbonatfrei. Wie weit dieser unterschiedliche Carbonatgehalt mit dem Chemismus des Nebengesteins in Beziehung zu bringen ist, lässt sich nur schwer ermessen. Auffällig ist jedoch, dass das carbonatfreie Ganggestein GW60 in den Quarziten der »Summit Series«, das Gestein GW58 hingegen in unmittelbarer Nähe der dolomithaltigen »Layered Series« auftritt.

Beforsitartiger Lamprophyr GW58.

Die Probe stammt aus einem diskordanten Gang am Ostgrat des Trappebjerg (1980 m Höhe). Es handelt sich um ein massiges, körniges

Gestein von grau-weiss-olivbraun gesprenkelter Farbe. Glimmerschuppen, Plagioklasleisten und bräunliche Dolomitaggregate sind makroskopisch erkennbar. Der Mineralbestand wurde wie folgt geschätzt:

Albit.....	37 % vol.
Dolomit.....	20 %
Quarz.....	13 %
Biotit.....	12 %
Chlorit.....	12 %
Muskowit.....	6 %
(Rutil)	
(Erz).	

Albit und *Albit-Oligoklas* ist vorwiegend hypidiomorph und nach dem Albit-Gesetz verzwillingt. Ein kleinerer Teil xenomorpher Kristalle ist mit Seritschüppchen und Mikrolithen von Dolomit gefüllt. Ab und zu lassen sich auch eutektische Verwachsungen mit Quarz feststellen.

Dolomit bildet teils grosse, polygonale Körner teils kleine Zwickelfüllungen. Auffällig ist die Vergesellschaftung von Dolomit mit Glimmer.

Quarz besitzt durchwegs rundliche Umrisse und ist optisch einheitlich.

Biotit ist stark ausgebleicht und randlich oft chloritisiert. Sein Pleochroismus ist jedoch kräftig mit

$n\alpha$ = gelblich bis farblos
 $n\gamma$ = helles Fuchsrotbraun.

Beim *Chlorit* handelt es sich zur Hauptsache um umgewandelten Biotit von klinochlorartigem Habitus.

Kleinere schuppige Aggregate von *Muskowit* sind mit Biotit und Chlorit eng vergesellschaftet.

Rutil tritt akzessorisch in nesterartigen Ansammlungen auf.

Albit-Diabas GW 60.

Der Gang durchschlägt auf der Nordseite des obersten Spaltegletschers die Quarzite der »Summit Series«. Es ist ein grünliches, makroskopisch dichtes bis feinschuppiges Gestein. Mineralbestand:

Klinochlor.....	47 %
Hornblende.....	26 %
Albit.....	19 %
Quarz.....	8 %
(Epidot)	
(Erz).	

Volummässig besteht das Gestein nahezu zur Hälfte aus *Klinochlor*. In Gesellschaft des Glimmers finden sich zahlreiche Erzkörnchen, selten auch einige Epidotkörner.

Die *Hornblende* ist eine strahlsteinartige Varietät, farblos oder ausgebleicht. Ausgeprägte Amphibolspaltbarkeit ist erhalten.

Der *Albit* zeigt durchwegs xenomorphe Umrisse und ist nur selten verzwillingt.

III. Petrographie der Basaltformation.

Die kretazisch-tertiäre Basaltformation der ostgrönländischen Aussenküste wurde erstmals von O. NORDENSKIÖLD (1907) übersichtlich dargestellt. 1929 beschrieb L. KOCH in seiner »Geology of East Greenland« die laterale Verbreitung und tektonische Stellung dieser vorwiegend basischen Eruptiva. Eine zusammenfassende petrographische Schilderung und Gliederung der Gesteine folgte dann 1932 in der Arbeit von H. BACKLUND und D. MALMQVIST. L. R. WAGER (1934, 1935, 1947) und L. R. WAGER and W. A. DEER (1939) untersuchten eingehend die Plateaubasalte und assoziierten Syenit- und Granitplutone im Gebiet von Kangerdlugssuaq und der Blosseville Kyst entlang. T. KROKSTRÖM (1944) bearbeitete zahlreiche Basaltproben aus dem Jameson- und Liverpool Land sowie aus dem Gebiet des inneren Scoresby Sundes.

Die sauren und intermediären Intrusiva auf Traill Ø wurde von H. P. SCHAUB (1948) kartiert; M. REINHARD gab im Anhang dieser Arbeit eine kurze petrographische Beschreibung der eingesammelten Proben. In den Sommern 1953 und 1954 erforschten sodann P. BEARTH und E. WENK das Syenitmassiv der Werner Bjerger; eine Publikation über das reichhaltige Gesteinsmaterial ist in Arbeit.

Die Entdeckung der grossen Basalttafel im innersten Nunatakgebiet von Kong Christian den X's Land durch H. R. KATZ im Sommer 1951 hat verschiedene neue Gesichtspunkte über die Verbreitung der kretazisch-tertiären Basaltformation ergeben. Die Geschiebefunde von C. E. WEGMANN auf dem Cecilia Nunatak (RITTMANN 1940 a, S. 95) liessen bereits die Vermutung zu, dass neben den vereinzelt im inneren Fjordgebiet anstehenden, jungen basaltischen Gängen auch Gesteine dieser Art weiter im Westen, in der Nunatakker Region, auftreten.

A. RITTMANN (1940 a, S. 133—138) zeigte anhand petrographischer und petrochemischer Vergleiche eindeutig die enge Verwandtschaft der jungen basaltischen Ganggesteine (Geologfjord, Kempes Fjord, Geschiebe von Cecilia Nunatak) mit der kretazisch-tertiären Basaltformation der Aussenküste.

Das Alter der Basaltdecke in den Nunatakkern von Kong Christian den X's Land (nördlich Hobbs- und Arnold Eschers Land) liess



Fig. 44. Übersichtskarte des kretazisch-tertiären Vulkanismus, Subvulkanismus und Plutonismus (Brito-arktische Vulkanprovinz). 1 = spättertiäre bis rezente Erup-tiva, 2 = subvulkanische und plutonische Komplexe (kretazisch-tertiär), 3 = kretazisch-tertiäre Basalte.

sich in feldgeologischer Hinsicht nur als sicher postkaledonisch erkennen (KATZ 1952 b, S. 37). Eine Bestimmung anhand fossilführender Sedi-mente war nicht möglich. Dass es sich um kretazisch-tertiäre Ergüsse handelt, darf aus zwei Gründen angenommen werden: Erstens über-

deckt die Basalttafel ein völlig ausgeebnetes Relief, dessen Untergrund sehr heterogen aufgebaut ist (kaledonische Faltelemente, postkaledonische Bruchsysteme). Zweitens sind die geförderten Gesteinstypen mineralogisch und petrochemisch der tertiären Eruptiva der Aussenküste nahe verwandt. Nach petrographischen Gesichtspunkten gehören die Basalte der Nunatakker Region zweifellos zur kretazisch-tertiären Vulkanprovinz der Aussenküste.

Der kretazisch-tertiäre Vulkanismus samt seinen Subvulkanen und Plutonen besitzt somit 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 (Fig. 44). Die Eruptionen besitzen alle Merkmale eines Kraton-Vulkanismus. Die basaltischen Schmelzflüsse überdecken und durchsetzen in Form von Decken, Strömen, Lagergängen und Dykes ein weit ausgedehntes Areal. Die assoziierten Subvulkane und Plutone beschränken sich hingegen auf wenige eng begrenzte Gebiete.

Der Vulkanismus war begleitet von grossräumigen Vertikalbewegungen (Bruch- und Flexurbildungen). Vielerorts handelte es sich um eine Reaktivierung der postkaledonischen, bzw. postdevonischen Bruch- und Staffelbruchsysteme.

Die hier in groben Zügen beschriebene Basaltformation Ostgrönlands gehört in ihrer Gesamtheit zur Brito-arktischen Provinz. H. S. WASHINGTON hat 1922 für die tertiären Basalte rund um den Nord-Atlantik und die Skandik auch den Namen »Thulean Basalts« vorgeschlagen, nach der legendären Insel Thule nördlich der britischen Inseln. – Wie E. FRÄNKEL (1954, S. 52) mit Recht betont, ist dadurch eine unliebsame Zweispurigkeit des Namens »Thule« in der geologischen Literatur entstanden. 1918 hat LAUGE KOCH in Nordgrönland eine präkambrische Serie roter Sandsteine, welche von basischen Gängen durchsetzt ist und zuoberst Dolomite führt, nach der Station Thule in Nordgrönland als »Thule Formation« bezeichnet. Ganz abgesehen davon, dass KOCH mit seiner 1918 in dänischer, 1919 in schwedischer und 1920 in englischer Sprache veröffentlichten Benennung ein Prioritätsrecht hat, ergeben sich weitere Komplikationen beim Verwenden des Namens »Thule« im Sinne der Brito-arktischen Basaltprovinz. In der Umgebung der früheren Station Thule (heute USA-Luftbasis) in Nordgrönland finden sich ebenfalls Basalte, jedoch nicht tertiären, sondern meist präkambrischen Alters. Deshalb ist der von WASHINGTON vorgeschlagene Name »Thulean Basalts« für die tertiären Plateaubasalte abzulehnen, dies umsomehr, als im Namen »brito-arctic Province« ein passender Ausdruck zur Verfügung steht. Der Name »Thule« sollte nur im Zusammenhang mit der präkambrischen Thule Formation (Keeweenawan) verwendet werden.

A. Deckenbasalte und basaltische Ganggesteine.

Ausgedehnte Basaltdecken finden sich einerseits längs nahezu der gesamten Aussenküste und anderseits im innersten Nunatakgebiet. Die Basalte der Aussenküste lassen sich geographisch grob gliedern in ein nördliches Gebiet von der Insel Shannon bis zum Davy Sund und in ein südliches, mächtiges Plateau vom Scoresby Sund bis Kangerdlugssuaq.

Im nördlichen Bezirk liegen die Deckenbasalte durchwegs östlich der grossen »postdevonischen Hauptverwerfung« (VISCHEK 1940). Es ist dies ein Gebiet mit vorwiegend mesozoischen Tafelsedimenten, das vom Karbon bis ins Tertiär durch ein N—S gerichtetes Bruchsystem in eine Schollentreppe gegliedert worden ist. Die kretazisch-tertiären Basalt-ergüsse scheinen mit diesen Zerrungsprozessen in engem Zusammenhang zu stehen.

Das südliche Basaltareal erstreckt sich über das gesamte Kong Christian den IX's Land, vom Kap Brewster bis Kangerdlugssuaq und über Teile von Gaase- und Milne Land bis ins westliche Nunatakgebiet. Zwischen Kap Dalton und Kangerdlugssuaq ist ein flexurartiges Abfallen der mächtigen Basaltdecken gegen die Küste hin zu beobachten.

a. Basaltdecke in den Nunatakkern von Kong Christian den X's Land.

Die Überreste der früher weit ausgedehnteren Basalttafel in den innersten Nunatakkern von Kong Christian den X's Land erstrecken sich über ein Gebiet von mehr als 1000 km² (Hobbs Land, Arnold Eschers Land, Wilkins Nunatakker, nordwestlichstes Andréas Land). Die Morphologie des Eisplateaus nördlich von Hobbs- und Arnold Eschers Land (»Bordet«, vgl. KATZ 1952 b, S. 21, Tf. II) lässt vermuten, dass sich die Basaltdecke unter dem Inlandeis noch weit nach Norden ausbreitet (Fig. 45).

Südlich der Linie Hobbs Land — Arnold Eschers Land sind Relikte des Basaltplateaus bloss noch an zwei Lokalitäten sicher beobachtet worden: Im nordwestlichsten Andréas Land, ca. 12 km nördlich von Oscar Wistings Bjerg, bildet eine grössere schwarze Tafel die Gipfelflur einer aus Gneissen des »Zentralen Metamorphen Komplexes« aufgebauten Berggruppe (Pkt. 2010 m). Die zweite Lokalität liegt in den östlichen Hvidbjørns Nunatakkern. Eine schwarze Gipfelkappe aus Basalt (Fig. 46) überdeckt dort diskordant die Gneisse und Schiefer der metamorphen Oberen Tonig-sandigen Serie.

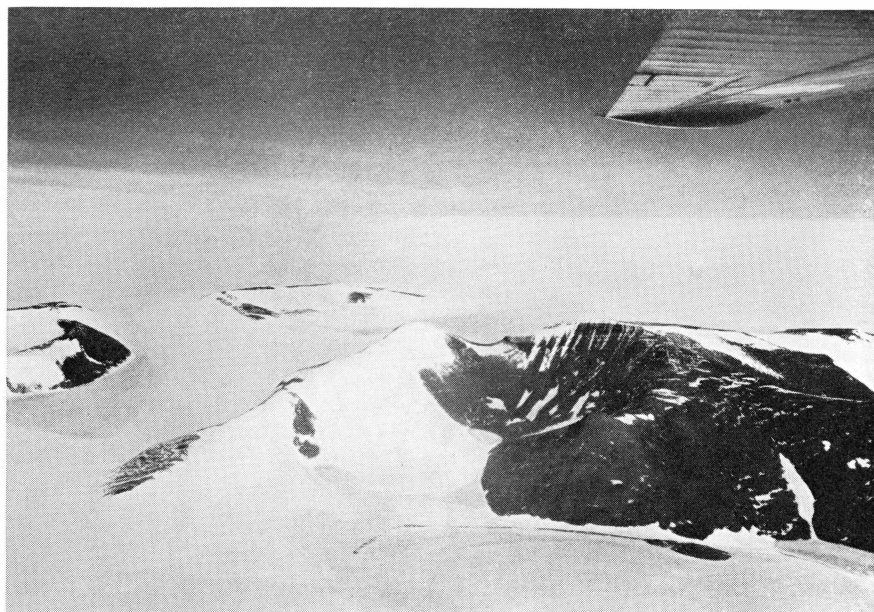


Fig. 45. Überreste der Basaltdecke in Hobbs Land. Im Hintergrund das nördlich angrenzende spaltenfreie Eisplateau »Bordet« (Flugaufnahme Nr. 6116 (666 E) des Geodätisk Institut København, 23.7.1953).

Die von KATZ (1952 b, S. 32, 34) im nordwestlichen J. L. Mowinckels Land und am Westfal-Larsens Nunatak vermuteten Basaltvorkommen konnte ich vom Flugzeug aus nicht beobachten. Der Gipfelkopf von Westfal-Larsens Nunatak erwies sich vielmehr als aus flachliegenden, grobgebankten Quarziten bestehend. Es erscheint jedoch durchaus möglich, dass Überreste der Basaltdecke noch an verschiedenen Stellen versteckt unter den Firnkappen der höheren Berge erhalten sind.

Für das Gebiet von Hobbs- und Arnold Eschers Land weist KATZ (1952b, S. 34) auf das Vorhandensein von Schlotgängen hin, welche zeigen, dass mindestens ein Teil der Lavaförderungen in dieser Gegend selbst stattgefunden hat. Ebenso sind vereinzelt rote, grüne und braune Tuffhorizonte eingelagert. Die Lavaströme haben sich über ein stark peneplainisiertes Kristallin- und Sedimentareal ergossen. Ihr Durchbruch zur Erdoberfläche scheint mit einer Reaktivierung des spätkaledonischen bis devonischen Grabenbruchsystemes im Eleonores Sø Gebiet in Zusammenhang zu stehen.

Das genetische Problem der Basaltplateaus im allgemeinen wurde von BACKLUND (1942) trefflich dargelegt. Er weist darauf hin, dass es sich bei solchen Plateaubildungen meist um eine Aufeinanderstapelung zahlreicher, 20—50 m mächtiger, riesig ausgedehnter Basaltscheiben handelt, die sich mit konstantem Zwischenraum und gleichbleibender



Fig. 46. Basaltkappe (B) in den östlichen Hvidbjørns Nunatakkern. Blick gegen SSE; die breite Pyramide weit im Hintergrund ist Petermanns Bjerg. (Flugaufnahme Nr. 6124 (666 E) des Geodätisk Institut København, 23.7.1953).

Mächtigkeit über grosse Strecken verfolgen lassen. Es sind Gesamtmächtigkeiten dieser Art bis ca. 2000 m und Profile von Hunderten von Kilometern Länge bekannt. BACKLUND entfacht sodann eine Diskussion über die Altersfolge der einzelnen Basaltscheiben und stellt den Befürwortern von Oberflächenströmen die Idee der invertierten Altersfolge entgegen. Für Oberflächenenergüsse sprechen im allgemeinen rote Schlacken- und Tuffhorizonte (sofern es sich um echte Tuffe handelt) sowie Fliesstrukturen. Bei der Annahme einer invertierten Folge wächst das Basaltplateau sozusagen von innen heraus in die Höhe. Für die letztere Hypothese spricht die riesenhafte laterale Ausbreitung und die Konstanz der einzelnen Basaltscheiben sowie auch ihr lateraler Übergang in die Basaltsills der Sedimentgebiete. BACKLUND schreibt dazu wörtlich (S. 9): »Die Schwierigkeiten der streng horizontalen Ausbreitung von Tagesoberflächenströmen, ohne sichtbares morphologisches Gefälle und trotz der Horizontalität des jeweils liegenden Scheibenpakets, werden ebenfalls mit der vorgeschlagenen Deutung umgangen oder entfernt.«

Inwiefern der eine oder andere Vorgang in den besprochenen Basaltarealen von Ostgrönland auftritt, oder ob gar beide miteinander verknüpft vorkommen, kann wohl erst nach ausgedehnten Detailstudien entschieden werden. Im Falle der Basaltdecke im innersten Nunatak-

gebiet von Kong Christian den X's Land sprechen verschiedene Gründe eher für Oberflächenströme, so das Vorhandensein von Schlotgängen und Tuffhorizonten sowie die Inkonzanz von Mächtigkeit und Lagerung. Dieser letzte Grund ist zwar nicht stichhaltig; er kann auch auf einer Täuschung beruhen, indem die heute schlecht aufgeschlossenen Erosionsrelikte der Basaltdecke nur ein fragmentarisches Mosaik darstellen und detaillierte Korrelationen fehlen.

Heute liegt die Basis des Basaltplateaus im Hobbs Land auf ca. 2300 m Höhe, in den Hvidbjørns Nunatakkern ebenfalls auf ca. 2300 m, bei den Wilkins Nunatakkern und im nordwestlichsten Andréas Land hingegen auf ca. 2000 m. Es ergibt sich daraus ein generelles Abfallen des Plateaus von Westen nach Osten. Ob es sich dabei um eine prä- oder postbasaltische Erscheinung handelt, kann auf Grund unserer spärlichen Kenntnisse nicht entschieden werden. Ein Vergleich mit der Basalttektonik der Aussenküste (Bruch- und Flexurbildungen, Schollenkippen; siehe die zusammenfassende Darstellung von WAGER 1947, Fig. 11) lässt auch in unserem Gebiet syn- und posteruptive Vertikalbewegungen von geringem Ausmass vermuten.

Aus der Basaltdecke von Hobbs- und Arnold Eschers Land beschreibt KATZ (1952 b, S. 34—36) die folgenden drei Proben:

1. Olivin-Nephelinit Nr. 13 b.¹⁾

SiO ₂	= 37.82	Fundort: Hobbs Land, Pkt. 2400 m.
Al ₂ O ₃	= 6.53	
Fe ₂ O ₃	= 7.34	
FeO	= 8.76	Struktur: holokristallin porphyrisch, Grundmasse
MnO	= 0.28	fein- bis mittelkörnig.
MgO	= 10.65	
CaO	= 16.25	Mineralbestand: <i>Olivin</i> , <i>Titanaugit</i> , <i>Magnetit</i> (häufig),
Na ₂ O	= 1.70	<i>Biotit</i> (ganz selten), <i>Phlogopit</i> (in grösseren xenomorphen Massen, teilweise auch idiomorphe
K ₂ O	= 0.86	Blättchen), in Zwickeln <i>Nephelin</i> , <i>Chlorit</i> und
H ₂ O ⁺	= 2.66	<i>Serpentin</i> .
H ₂ O [÷]	= 0.52	
CO ₂	= 0.00	
TiO ₂	= 5.74	
P ₂ O ₅	= 0.83	
Σ	= 99.94 Gew. %	

Analytiker: J. JAKOB (Zürich).

¹⁾ Dem Chemismus nach zu urteilen, dürfte es sich kaum um einen Nephelinit sondern eher um einen melanokraten, nephelinführenden Basalt handeln. — Leider war es nicht möglich, die Sammlung von H. R. KATZ petrographisch zu überprüfen.

2. Olivinführender Nephelinit Nr. 24 a.

Fundort: Arnold Eschers Land, Pkt. 2010 m.
Struktur: holokristallin porphyrisch, sehr feinkörnig (makroskopisch fast dicht).
Mineralbestand: *Augit* und *Olivin* als Einsprenglinge, Grundmasse aus stengeligem *Augit* und *Erzkörnern* mit *Nephelin* in den Korn-zwischen.

3. Augitreicher Basalt Nr. 24. (Ankaramit-Typus).

SiO ₂	= 40.40	Fundort: Arnold Eschers Land, Pkt. 2010 m.
Al ₂ O ₃	= 6.09	
Fe ₂ O ₃	= 7.90	
FeO	= 10.35	
MnO	= 0.27	Struktur: holokristallin porphyrisch. Gesamthabitus
MgO	= 9.93	mittel- bis grobkörnig, Grundmasse sehr fein-
CaO	= 13.63	körnig.
Na ₂ O	= 2.55	Mineralbestand: <i>Olivin</i> und <i>Augit</i> als Einsprenglinge;
K ₂ O	= 0.82	Grundmasse aus feinkörnigem Gewir von ba-
H ₂ O ⁺	= 1.60	<i>sischem Plagioklas</i> , <i>Augit</i> und <i>Erz</i> .
H ₂ O [÷]	= 0.42	
CO ₂	= 0.00	
TiO ₂	= 5.53	
P ₂ O ₅	= 0.53	
Σ = 100.02 Gew. %		

Analysiker: J. JAKOB (Zürich).

Ein petrochemischer Vergleich dieser Proben mit Basalten der Ausenküste folgt auf Seite 121.

b. Basaltische Ganggesteine.

Im Gebiet von Hobbs Land fand KATZ (1952b, S. 33—37) auch zahlreiche basische Eruptivgänge, die mit der Basaltdecke zweifellos genetisch eng zusammenhängen. Die Gesteinstypen sind den Basalten petrographisch durchaus ähnlich. Charakteristisch ist vor allem ihr Gehalt an *Nephelin* und *Phlogopit*.
Die basischen Ganggesteine treten oft als Lagergänge von 10—50 cm Mächtigkeit auf, etwelche sind bis 2 m breit. Es sind zur Hauptsache Augitite und Limburgite, oft hemikristallin porös und amygdaloid (Mandelsteinintextur). Ihre Gemengteile sind die folgenden:

Augit (meist Titanaugit),
Olivin (zum Teil iddingsitisiert),
Hornblende (ab und zu vorhanden).

Die Grundmasse führt: *Nephelin*, *Phlogopit*, *Magnetit*, *Ilmenit*.
 Die Mandeln sind meist von *Calcit*, *Zeolith*, z. T. auch von *Analcim*
 ausgefüllt.

Als weiterer Gesteinstyp wurde am Ajungilaq ein saigerer, etwas
 verschieferter Gang von feinkörnigem Andesit bis Trachyandesit
 vorgefunden. Das Gestein zeigt Einsprenglinge von *basaltischer Horn-*
blende.

Ferner ist im zentralen Teil von Hobbs Land ein Lagergang von
 hellgrau-grünem Phonolith mit schwarzen *Hornblende*-Idioblasten
 anstehend.

Aus der Fülle dieser Ganggesteine ist eine Probe chemisch analy-
 siert worden:

Limburgit Nr. 11 a.

SiO ₂	= 41.48	Fundort: südlich der höchsten Erhebung von Hobbs
Al ₂ O ₃	= 8.76	Land (Pkt. 2300 m).
Fe ₂ O ₃	= 8.99	Struktur: hemikristallin mit hyalopilitischer Grund-
FeO	= 7.27	masse.
MnO	= 0.23	
MgO	= 8.85	Mineralbestand: <i>Titanaugit</i> , <i>Magnetit</i> , <i>Olivin</i> (zum
CaO	= 11.53	Teil iddingsitisiert) als Einsprenglinge. Glas-
Na ₂ O	= 2.30	basis mit Kristallskeletten, in welcher sehr
K ₂ O	= 2.61	zahlreich <i>Ilmenit</i> nädelchen schwimmen.
H ₂ O ⁺	= 2.53	
H ₂ O ⁺	= 0.49	
CO ₂	= 0.00	
TiO ₂	= 4.48	Bemerkung: Das Gestein führt Xenolithen von gelb-
P ₂ O ₅	= 0.69	rötlichem Quarzit mit deutlicher Kontaktwir-
		kung.

Σ = 100.21 Gew. %.

Analytiker: J. JAKOB (Zürich).

Aus dem südlichen Gebiet der Nunatakker Region sind keine
 basaltischen Gänge bekannt, zumindest aus dem terrestrisch begangenen
 nicht.

Weiter im Osten und Südosten, in der inneren Fjordregion, treten
 junge basaltische Gänge nur vereinzelt auf. Sie sind stets an die unmit-

telbare Nachbarschaft von N—S laufenden Störungszonen gebunden. So kennen wir verschiedene Vorkommen aus den kaledonisch verfalteten Sedimentserien in Ost-Andréas Land und Strindbergs Land. Die inneren Teile des »Zentralen Metamorphen Komplexes« sind in bezug auf kretazisch-tertiäre Eruptiva fast vollständig steril. Einzelne Gänge gibt es bloss im Randgebiet des »Komplexes«: am Kempes Fjord, Geologfjord, in Nord-Strindbergs Land und im Gebiet des innersten Nordwest-Fjordes.

c. Basaltgeschiebe aus dem Inlandeisgebiet.

Geschiebefunde beim Cecilia- und Pluto Nunatak sowie ein Auftreten zahlreicher Basaltgänge im Gebiet des innersten Scoresby Sundes deuten darauf hin, dass auch in diesem Raum der kretazisch — tertiäre Vulkanismus tätig gewesen ist. Über die Verbreitung der Basaltvorkommen im Inlandeisgebiet westlich von Cecilia Nunatak ist nichts bekannt. Hingegen wissen wir um Dykes am innersten Nordwest-Fjord (Reinhardt Bjerg), in Charcots- und Hinks Land sowie südlicher am Rype- und Rødefjord durch die Rekognoszierungen von Prof. H. G. Backlund (Appendix in KROKSTRÖM 1944) und Prof. E. Wenk (mündl. Mitt.) Bei den Vorkommen im innersten Scoresby Sund handelt es sich offensichtlich um Ausläufer der ausgedehnten Eruptionen in Kong Christian den IX's Land. Die Dykes sind zwischen 2 und 10 m breit und streichen ungefähr N—S, doch nicht mehr so ausgeprägt wie die Basaltgänge in den nördlicheren Gebieten (Kempes Fjord, Geologfjord), entsprechend dem allgemeinen Abdrehen der postkaledonischen Bruchsysteme auf NNE—SSW.

1. Erratiker vom Cecilia Nunatak.

Die von C. E. WEGMANN im Sommer 1934 in den Moränen des Cecilia Nunataks gesammelten Basaltgeschiebe sind von A. RITTMANN (1940 a, S. 95—101) meisterhaft petrographisch charakterisiert worden. Diese Schilderungen lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Plagioklasbasalt Nr. 1.

ist ein mittelkörniges graues Gestein mit rostfarbiger Verwitterungsrinde. Die Struktur ist hypidiomorph körnig, etwas porphyrisch und kann nach KROKSTRÖM (1932) als subdoleritisch bezeichnet werden.

Mineralbestand:

Labrador.....	54.6 % vol.
Pigeonit.....	25.4 %
Olivin (inkl. Ferrichrysotil).....	2.3 %
Ilmenit.....	6.5 %
Apatit	1.0 %
Hornblende.....	0.2 %
Granophyr + etwas Quarz	{ Quarz..... 3.5 %
	{ Orthoklas.... 6.5 %

Die reichlich verzwilligten *Plagioklase* sind wasserklar, tafelig und bilden Einsprenglinge bis zu 8 mm Grösse. Randlich sind sie kräftig zonierte (Kerne 60—70 % An, Ränder 35—40 % An). Sie bilden ein Gerüst, in dessen Zwickeln eine granophyrische, feinkörnige Zwischenmasse oder auch xenomorphe Pigeonit-Kristalle auftreten.

Die *Pigeonite* sind fast farblos und ohne Pleochroismus. Optisch lassen sich zwei Typen unterscheiden: grössere Kristalle ($2V = 39—42^\circ$, $n\gamma/c = 40—43^\circ$) und kleinere Kristalle ($2V = 10—20^\circ$, $n\gamma/c = 26—33^\circ$).

Der *Olivin* (ca. 40 % Fa) tritt in korrodierten Kristallen auf, die sich gerne glomerophyrisch gruppieren. Randlich zeigt er oft eine Umwandlung zu Ferrichrysotil.

Eine schwach pleochroitische *Hornblende* tritt selten als primärer Saum an Pigeonit-Kristallen auf.

Ilmenit findet sich als skelettartige Kristalle und kleine Körner in sämtlichen Gemengteilen, *Apatit* ausgenommen. Letzterer ist in Form von feinen kleinen Nadeln reichlich vorhanden.

Die granophyrische Füllmasse besteht aus einem pflasterartigen Aggregat von *Orthoklas* und *Quarz*. Ab und zu finden sich auch selbständige, grössere Quarzkörner.

Auf Grund dieses Mineralbestandes hat RITTMANN auch den Chemismus des Basalts berechnet (vgl. S. 128).

Plagioklasbasalt Nr. 10

stammt ebenfalls vom Cecilia Nunatak und steht der oben beschriebenen Probe sehr nahe. Er unterscheidet sich einzig durch seine ausgeprägt porphyrische Struktur. Nr. 10 führt in der fein- bis mittelkörnigen Grundmasse bis 2 cm grosse Plagioklastafeln.

Der Mineralbestand ist der gleiche und auch die optischen Eigenschaften des Plagioklases und der beiden Pigeonit-Typen sind so gut wie identisch.

Struktur und Mineralkomponenten sind in beiden Gesteinen so

ähnlich, dass man für die beiden eine gleiche Herkunft annehmen kann. Der Chemismus, die Frische und das Fehlen irgendwelcher metamorphosierender Einflüsse lassen diese beiden Proben mit Sicherheit den kretazisch-tertiären Eruptionen zuordnen.

2. Erratiker vom Pluto Nunatak.

In der Moräne am Ostfuss des Pluto Nunatak fand der Verfasser einige wenige Basaltgeschiebe. Es handelte sich um leicht blasige Olivinbasalte. Die Geschiebe waren alle schlecht gerundet und von ziemlich frischem Bruch. Vermutlich sind sie nicht besonders weit transportiert worden.

Zusammen mit den Erratikern aus den Moränen des Cecilia Nunatak belegen diese Funde das sichere Vorkommen basaltischer Gesteine im vom Inlandeis überdeckten Hinterland zwischen 72 und 73° n. Br.

d. Petrochemischer Vergleich der Basaltproben aus der Nunatakker Region mit der kretazisch-tertiären Eruptiva der Aussenküste.

Aufbauend auf die Arbeit von RITTMANN (1940a) werden im folgenden den bisher besprochenen Basalttypen aus der Nunatakker Region verschiedene Proben aus der Küsten- und Fjordregion gegenübergestellt. Ein Teil der in der Tabelle Seite 128 aufgeführten Kennwerte ist den Angaben von RITTMANN (1940a), bzw. von KATZ (1952a, b), entnommen. Der überwiegende Anteil der Daten ist jedoch anhand der Originalliteratur aus den Gewichtsprozenten nach dem von BURRI-NIGGLI (1945) entwickelten Verfahren neu berechnet worden.

Die zum petrochemischen Vergleich herangezogenen Proben seien vorerst petrographisch kurz charakterisiert, zuerst die Proben aus dem nördlichen und südlichen Küstengebiet, dann diejenigen aus Dykes in den inneren Fjorden.

Basalte der Küstenregion.

1. Dolerit Nr. 141. (BACKLUND u. MALMQVIST 1932, S. 20)

stammt aus dem SE—Teil der Clavering Ø (Young Sund). Es handelt sich um einen besonders grobkörnigen Dolerit (Flachintrusion) von subophitischer Struktur.

Mineralbestand: Plagioklas (55 % An)	39.3 % vol.
Anorthoklas, Mikroklin	8.6 %
Quarz	1.3 %
Pigeonit	32.3 %

Apatit.....	0.7 %
Erz.....	10.5 %
Iddingsit.....	0.8 %
Porosität.....	6.5 %

Die zonar gebauten *Plagioklase* (57 % An — 40 % An) zeigen häufig Zwillingsbildung nach dem Karlsbader-Gesetz. Beim *Pyroxen* handelt es sich um einen *Pigeonit* von $2V = 45^\circ$ und $n\gamma/c = 43^\circ$. Der *Olivin* ist vollständig zu *Iddingsit* umgewandelt.

Die Kristallisationsfolge dürfte folgende sein: Plagioklas, Pyroxen und Erz in erster Generation; Quarz, Alkalifeldspat, Mikropegmatit und Erz in zweiter Generation.

Chemische Analyse: N. SAHLBOM.

2. Dolerit Nr. 24 x (BACKLUND u. MALMQVIST 1932, S. 46)

vom höchsten Punkt der Jackson Ø ist ein grobkörniges Gestein (Flach-intrusion).

Chemische Analyse: F. HERDSMAN.

3. Olivintrachybasalt Nr. 1090 (BACKLUND u. MALMQVIST 1932, S. 36).

Fundort: Südabhang des Nordhoeks Bjerg, Loch Fyne. Es ist ein dichtes tiefschwarzes Gestein mit zahlreichen kleinen Blasenräumen, die von weissen Zeolithen ausgefüllt sind. Die Pyroxen-Einsprenglinge sind makroskopisch erkennbar.

Mineralbestand: Plagioklas (66 % An).....	54.5 % vol.
Pigeonit.....	20.6 %
Olivin.....	17.0 %
Erz.....	6.5 %
Apatit.....	0.6 %
Restausscheidung.....	0.8 %

Der *Plagioklas* besitzt einen mittleren Anorthit-Gehalt von 66 % (Labradorit) und bildet kleine, fluidal orientierte Leisten. Er ist nur wenig zonar struiert. Die *Pyroxen*-Einsprenglinge besitzen die optischen Kennzeichen von *Pigeonit* ($2V = 51^\circ$, $n\gamma/c = 45^\circ$). Beim *Olivin* handelt es sich um einen Fayalit von $2V = 86^\circ$. Er bildet kleine hypidiomorphe Körner mit regelmässiger Spaltbarkeit. Interstitien von Restausscheidung sind selten und konnten nicht bestimmt werden.

Die Hohlraumfüllungen bestehen aus einem peripherischen Kranz von verzwilligtem *Chabasit*, gefolgt von *Natrolith* oder *Calcit*; in der Mitte liegt eine optisch nicht indentifizierbare Füllmasse.

Kristallisationsfolge: Olivin, Plagioklas, Erz und Pyroxen.

Chemische Analyse: N. SAHLBOM.

4. Plagioklasbasalt Nr. 1521 (BACKLUND u. MALMQVIST 1932, S. 30)

ist am Kap Franklin, etwas westlich des Kapes, anstehend. Wir nehmen die Probe als typischen Vertreter der Basalte mit plagioklasporphyrischem Habitus. Es sind dichte, dunkelgrün bis pechschwarze Gesteine, worin die Reflexe der oft 3—4 mm grossen Plagioklas-Einsprenglinge auffallen. Dieser Gesteinstyp kommt in Gängen und Decken auf Clavering Ø, Home Forland, Hudson Land und Ymers Ø vor.

Mineralbestand: *Plagioklas* (67 % An), *Erz*, *Pigeonit*, vollständig umgewandelter *Olivin* und Restausscheidung. Untergeordnet treten auch *Apatit* und *Calcit* auf.

Struktur: glomerophyrische Partien liegen in einer dichten subophitischen Grundmasse.

Chemische Analyse: N. SAHLBOM.

5. Ankaramit Nr. 28 (BACKLUND u. MALMQVIST 1932, S. 46)

stammt vom Ladderbjerg (Moskusoksefjord) aus einer der obersten Decken. Durch den hohen Gehalt an melanokraten und die Armut an leukokraten Komponenten kommt das Gestein dem Ankaramit (LA CROIX) am nächsten, obwohl es nicht so reich an Ca und Mg ist wie das Typengestein aus Madagaskar.

Chemische Analyse: F. HERDSMAN.

6. Plagioklasbasalt Nr. 19 (WOLFF von 1931, S. 933).

Probe von Neills Cliff (Jamson Land).

Keine Mineralbeschreibung.

Chemische Analyse: K. HOLLER.

7. Amygdaloider Basalt Nr. Ho 1 (HOLMES 1918, S. 189).

Probe von der Südseite des Scoresby Sundes.

Struktur und Mineralbestand: glomerophyrischer *Bytownit* (80 % An) liegt eingebettet in einer intersertalen Grundmasse von kleinen Feldspat-Leisten, Körnern von grünem *Augit*, farblosem *Enstatit* und zahllosen kleinen Kristallen von *Magnetit* und *Ilmenit*. Die Feldspäte der Grundmasse sind wesentlich albitreicher als die Einsprenglinge; es handelt sich um saure *Labradorite*.

Chemische Analyse: H. F. HARWOOD.

8. Tholeitischer Basalt Nr. E.G. 1057 (WAGER 1934, S. 32, 1935, S. 14).

Fundort: Kap Dalton (Blosseville Kyst).

Mineralbestand: Plagioklas (67 % An)	35 % vol.
Pyroxen	29 %
Erz	7 %
Chlorit und Glas	29 %

Der *Plagioklas* ist schwach zonar, sein mittlerer Anorthit-Gehalt entspricht einem basischen *Labradorit*. Er ist gleichzeitig mit *Pyroxen* auskristallisiert. Letzterer ist nicht genau bestimmt, vermutlich handelt es sich um *Pigeonit* ($2V = \text{ca. } 60^\circ$). Der *Olivin* ist vollständig durch *Chlorit* ersetzt. Die Chloritisierung ist der jüngste Prozess, sie hat auch die glasige Grundmasse erfasst.

Chemische Analyse: H. F. HARWOOD.

9. Olivinbasalt Nr. E.G. 1093 (WAGER 1934, S. 32).

Fundort: Nordseite der Barclay Bugt (Blosseville Kyst).

Keine Mineralbeschreibung.

Chemische Analyse: H. F. HARWOOD.

10. Olivinbasalt Nr. E.E. 1112 (WAGER 1934, S. 32).

Fundort: Kap Daussy (Blosseville Kyst).

Keine Mineralbeschreibung.

Chemische Analyse: H. F. HARWOOD.

Basaltdykes im inneren Fjordgebiet.

11. Olivin-Melilithit Nr. 901 b (KATZ 1952a, S. 47).

Die Probe stammt aus einer Schlotfüllung im Alpedal (Nord-Strindbergs Land). Ihre genaue Bestimmung ergab: grünschwärzer, feinkörniger Nephelin-Melilithitankaratrit von holokristallin porphyrischer Struktur.

Mineralbestand: *Olivin*, *Augit* Grundmasse besteht aus *Augit*, *Perowskit*, *Melilith*, *Phlogopit*, *Nephelin* und *Erz*.

Der *basaltische Augit* von schwach olivbrauner Adsorptionsfarbe ist teilweise zonar. Der *Augit* in der feinkörnigen Zwischenmasse ist nematoblastisch ausgebildet. Das *Erz* (Magnetit, Ilmenit) gehört zu den Frühausscheidungen und gruppiert sich meist um die *Olivin*-Einsprenglinge.

Chemische Analyse: J. JAKOB.

12. Pigeonit-Tholeiit Nr. 34 (RITTMANN 1940 a, S. 106).

Gang bei Kirkeruden (Süd-Strindbergs Land) am Geologfjord. Er durchschlägt Devonsandsteine.

Die Struktur des Gesteins ist doleritisch mit intersertalem Granophyr und Chlorit.

Mineralbestand: Plagioklas (50 % An)	45 % vol.
Pigeonit	18 %
Ilmenit und Hämatit	8 %
Zwischenmasse:	
Alkalifeldspat und Quarz . . .	19 %
Chlorit (Apatit, Erz)	10 %

Die *Plagioklase* sind völlig frisch und bilden bis 2 mm grosse Tafeln. Sie sind zonar gebaut; die ausgedehnten Kernpartien zeigen einen Gehalt von 55—63 % An, die Ränder einen solchen von 35 %. Zwillingbildung nach dem Albit-Gesetz.

Der *Pigeonit* mit $2V = 48^\circ$ (Kern) und $2V = 54^\circ$ (Rand), $n\gamma/c = \text{ca. } 44^\circ$ ist sehr schwach pleochroitisch.

Unter den *Erzen* tritt skelettartig ausgebildeter *Ilmenit*, neben *Magnetit* und seltenem *Pyrit*, am häufigsten auf.

In der sehr feinkörnigen Grundmasse bilden *Quarz* und *Alkalifeldspat* mikrogranophyrische Verwachsungen, treten aber auch in selbständigen Individuen auf.

Beim *Chlorit* handelt es sich um einen eisenreichen Vertreter. Er bildet einerseits Pseudomorphosen nach den nadeligen Amphibol-Kristallen der Grundmasse und anderseits wirrschuppige Aggregate, die die Zwischenmasse verdrängen.

Chemische Analyse: N. SAHLBOM.

13. Plagioklasbasalt Nr. W. 72 (RITTMANN 1940 a, S. 102).

Fundort: Kap Buxtorf (Kempes Fjord). Gang im Mylonit unter der Eleonore Bay Formation (Quarzit-Serie).

Die Struktur erweist sich mikroskopisch als doleritisch im Sinne von KROKSTRÖM (1932).

Mineralbestand: Plagioklas (55 % An)	45 % vol.
Pigeonit	11 %
Biotit	9 %
Magnetit	8 %
Ilmenit	5 %
Apatit	1 %
Uralit	21 %

Die schwarz zonaren *Plagioklase* sind frisch und zonar ausgebildet. Der monokline *Pyroxen* ist meist vollständig uralitisiert. *Biotit*, in unregelmässigen Fetzen, agglomeriert sich oft mit *Erz*. Die *uralitische Hornblende* ist hell gefärbt und nur mässig pleochroitisch. Sie bildet Pseudomorphosen nach *Pyroxen*. Dünne *Apatit*-Nadeln durchspiesen alle andern Mineralien.

Der Chemismus des Gesteins ist von RITTMANN anhand des quantitativen Mineralbestandes berechnet worden und kann als normalgabbroid bezeichnet werden.

14. Plagioklasbasalt Nr. 110 (KROKSTRÖM 1944, S. 41).

Dyke auf der Røde Ø (innerster Scoresby Sund).

Die Struktur ist subophitisch bis doleritisch.

Mineralbestand: *Plagioklas*, *Pyroxen*, *Eisenerz* und *Olivin*.

Beim Plagioklas handelt es sich um einen Labrador von 65 % An. Er bildet meist kleine hypidiomorphe Leisten. Kleine xenomorphe Pyroxenkörner stellen den Hauptgemengteil der feinkörnigen Grundmasse dar. Olivin tritt nur selten und dann als winzige Körner auf.

Chemische Analyse: N. SAHLBOM.

15. Olivin-Nephelinit Nr. 13 b (siehe S. 116)

aus Hobbs Land, Pkt. 2400 m.

16. Augitreicher Basalt Nr. 24 (siehe S. 117)

aus Arnold Eschers Land, Pkt. 2010 m.

Das grobkörnige Gestein ist von KATZ (1952b, S. 35) als augitreicher Basalt vom Ankaramit-Typus beschrieben worden, obwohl auch diese Probe gegenüber dem Typengestein (LACROIX) etwas zuwenig Ca und Mg besitzt.

Beide Gesteinsproben aus der Basaltdecke der nördlichen Nunataker Region (Nr. 13b und Nr. 24) gehören einem alkalireichen, stark basischen Magmentyp an (pyroxenitisch bis vesecit-polzenitisch).

17. Limburgit Nr. 11 a (siehe S. 118).

Ganggestein im Hobbs Land (südl. Pkt. 2300 m).

Der Chemismus dieses Gesteins gehört einem ankaratritischen bis kajanitischen Magmentypus an.

18. Plagioklasbasalt Nr. 1 (siehe S. 119),

Geschiebefund vom Cecilia Nunatak.

Der Chemismus ist auf Grund des Mineralbestandes von RITTMANN als miharaitisch bezeichnet worden.

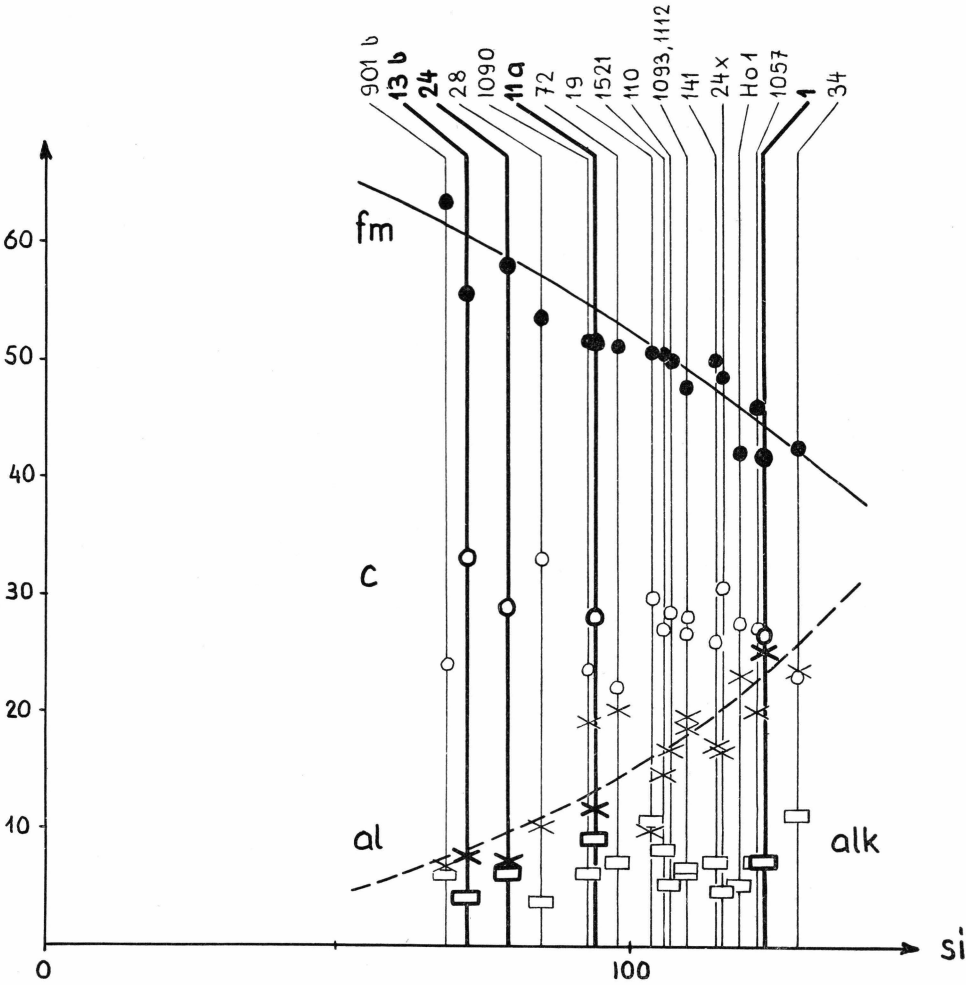


Fig. 47. Variations-Diagramm der Niggli-Werte. Die Basalte aus der Nunatakker Region sind durch dick ausgezogene Ordinaten gekennzeichnet.

Die rechnerische Auswertung der von KATZ (1952b, S. 36) publizierten Analysendaten ergab für die drei Proben die folgenden Basiswerte (Atomproportionen):

Gestein	Ru	Cp	Kp	Ne	Cal	Cs	Fo	Fa	Fs	Q	
Nephelinit	71	30	54	165	82.5	366.5	396	189	138	193	1685
Nr. 13b	4.22	1.78	3.21	9.80	4.90	21.75	23.50	11.21	8.18	11.45	100%
Basalt	70	17.5	51	249	30	332.5	369	222	148.5	215.5	1705
Nr. 24	4.12	1.02	2.99	14.60	1.76	19.49	21.62	13.04	8.72	12.64	100%
Limburgit	56	25	165	222	64.5	254.5	330	156	169.5	258.5	1701
Nr. 11a	3.30	1.47	9.69	13.05	3.79	14.95	19.40	9.17	9.97	15.21	100%

Tabelle der petro

Gestein	si	al	fm	c	alk
1. Dolerit Nr. 141	115	17	50	26	7
2. Dolerit Nr. 24x	116	16.5	48.5	30.5	4.5
3. Olivintrachybasalt Nr. 1090	93	19	51.5	23.5	6
4. Plagioklasbasalt Nr. 1521	106	14.5	50.5	27	8
5. Ankaramit Nr. 28	85	10	53.5	33	3.5
6. Plagioklasbasalt Nr. 19	104	9.5	50.5	29.5	10.5
7. Amygdaloider Basalt Nr. Ho 1	119	25.5	42	27.5	5
8. Tholeitischer Basalt Nr. E. G. 1057	122	20	46	27	7
9. Olivinbasalt Nr. E. G. 1093	110	19.5	47.5	26.5	6.5
10. Olivinbasalt Nr. E. G. 1112	110	18.5	47.5	28	6
11. Olivin-Melilithit Nr. 901b	68.5	6.5	63.5	24	6
12. Pigeonit-Tholeiit Nr. 34	129	23.5	42.5	23	11
13. Plagioklasbasalt Nr. W. 72	98	20	51	22	7
14. Plagioklasbasalt Nr. 110	106.5	16	50	28.5	5.5
15. Olivin-Nephelinit Nr. 13b	72	7.5	55.5	33	4
16. Augitreicher Basalt Nr. 24	79	7	58	29	6
17. Limburgit Nr. 11a	94	11.5	51.5	28	9
18. Plagioklasbasalt Nr. 1	123	25	41.5	26.5	7

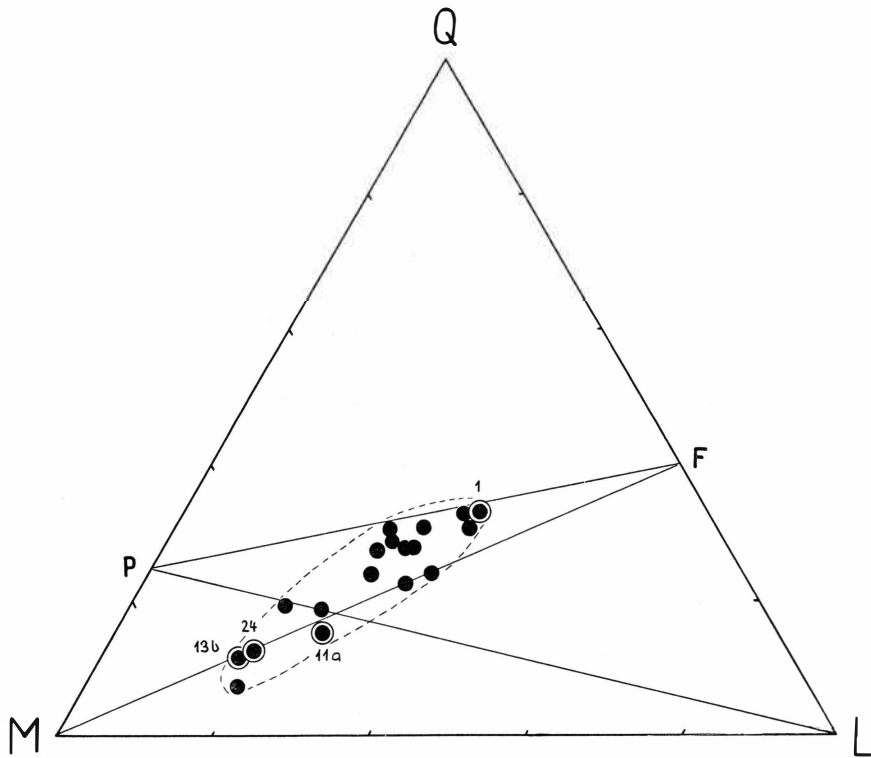


Fig. 48. QLM-Dreieck. Die Basalte aus der Nunatakker Region sind durch Kreise markiert.

chemischen Kennwerte.

k	mg	ti	p	qz	Q	L	M	Ru	Cp	π	γ
0.19	0.36	5.5	0.8	—13	28.7	28.8	38.4	2.2	1.9	0.43	0.21
0.09	0.54	4.0	0.14	— 2	30.3	27.6	40.0	1.6	0.5	0.58	0.25
0.29	0.56	3.8	0.4	—31	22.5	33.6	41.5	1.7	0.7	0.52	0.16
0.23	0.42	5.2	0.5	—26	24.0	28.4	44.1	2.2	1.3	0.32	0.26
0.30	0.66	5.3	0.3	—29	19.1	19.8	57.8	2.6	0.7	0.47	0.33
0.20	0.47	7.8	—	—38	18.8	24.8	53.0	3.4	—	—	0.36
0.27	0.52	7.6	0.15	— 1	32.9	35.6	28.1	3.0	0.4	0.67	0.14
0.06	0.37	4.9	0.4	— 6	30.8	31.8	34.7	1.9	0.8	0.48	0.22
0.20	0.48	4.7	0.2	—16	27.8	32.0	37.8	2.0	0.4	0.51	0.21
0.09	0.47	4.3	0.2	—14	27.8	31.0	39.0	1.8	0.4	0.50	0.24
<hr/>											
0.28	0.68	6.25	0.99	—55.5	7.3	19.8	67.1	3.3	2.5	0.04	0.24
0.30	0.30	7.8	0.8	—15	30.4	37.8	27.5	2.7	1.6	0.37	0.15
0.25	0.35	5.5	0.5	—30	24.0	36.0	40.0	—	—	0.48	0.15
0.16	0.13	5.5	0.47	—13.5	27.2	27.5	42.7	2.2	0.4	0.53	0.25
<hr/>											
0.25	0.55	8.2	0.7	—44	11.5	17.9	64.6	4.2	1.8	0.27	0.34
0.18	0.50	8.1	0.5	—45	12.7	19.3	62.9	4.1	1.0	0.09	0.31
0.43	0.58	7.6	0.66	—42	15.2	26.6	53.5	3.3	1.4	0.14	0.28
0.25	0.5	5.5	0.5	— 5	33.0	37.6	29.4	—	—	0.56	0.17

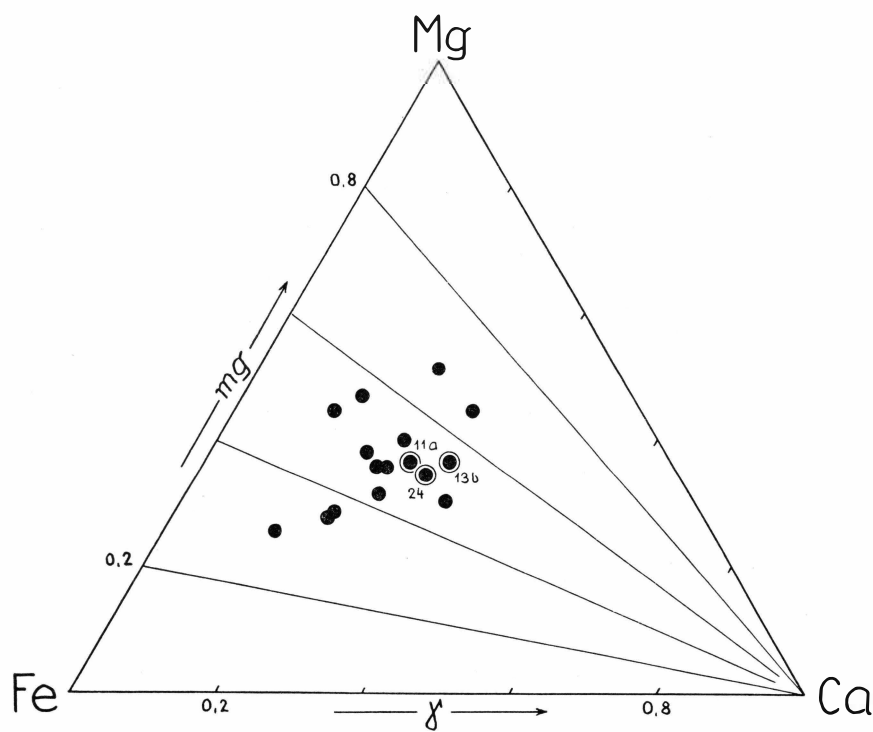


Fig. 49. Mafit-Dreieck.

Im Variations-Diagramm Fig. 47 sind die Niggli-Werte (Molekularproportionen) *al*, *fm*, und *alk* als Funktion von *si* graphisch dargestellt. Die Basalte der Nunatakker Region fallen dabei mit allen ihren Punkten in die Streuungsfelder der kretazisch-tertiären Basalte der Küstenregion und der jungen basaltischen Gänge im Fjordgebiet.

Die vorstehende Tabelle der petrochemischen Kennwerte enthält auch die für die Projektion der Basiswerte (Atomproportionen) wichtigen Grössen. Die Dreiecksfiguren 48—50 veranschaulichen diese Verhältnisse. Im QLM-Dreieck (Fig. 48) liegen die Projektionspunkte zur Hauptsache über oder unmittelbar an der FM-Linie. Hier wie auch im Mafit-Dreieck (Fig. 49), Feldspat-Dreieck (Fig. 50) und im k-mg-Diagramm (Fig. 51) liegen die Werte der Basaltproben aus der Nunatakker Region wiederum im Streuungsfeld der stratigraphisch belegten Vergleichsproben.

Die vier Basaltproben aus der Nunatakker Region sind daher mit grösster Wahrscheinlichkeit ebenfalls Produkte des kretazisch-tertiären Vulkanismus.

Es ist zu vermuten, dass dem Eruptivzyklus auch eine gewisse Magma-Evolution innewohnt. Zur Diskussion dieser Frage fehlen jedoch

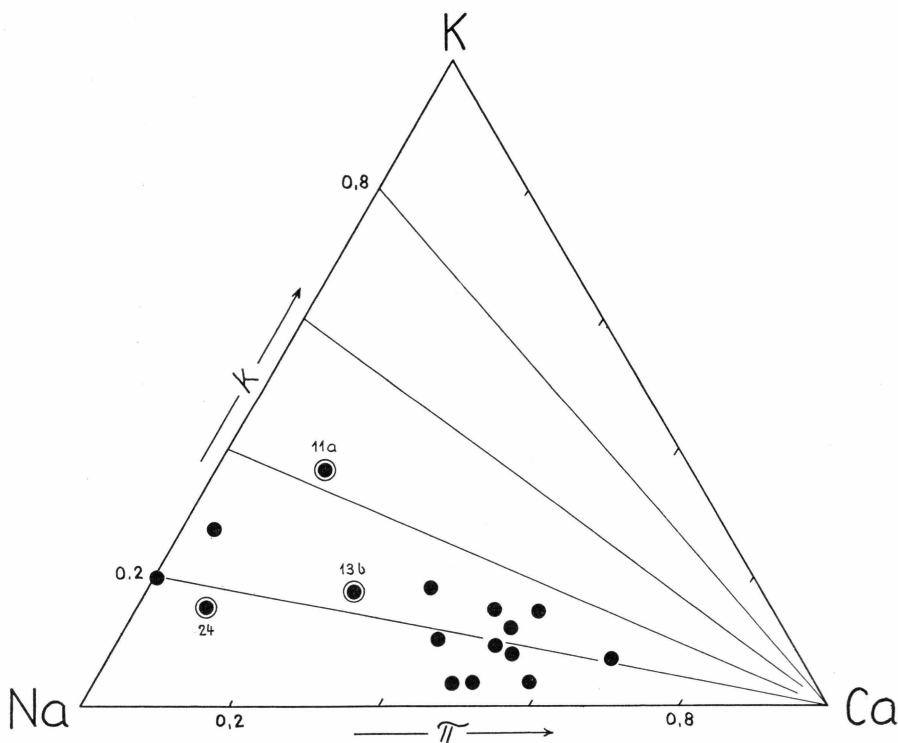


Fig. 50. Feldspat-Dreieck.

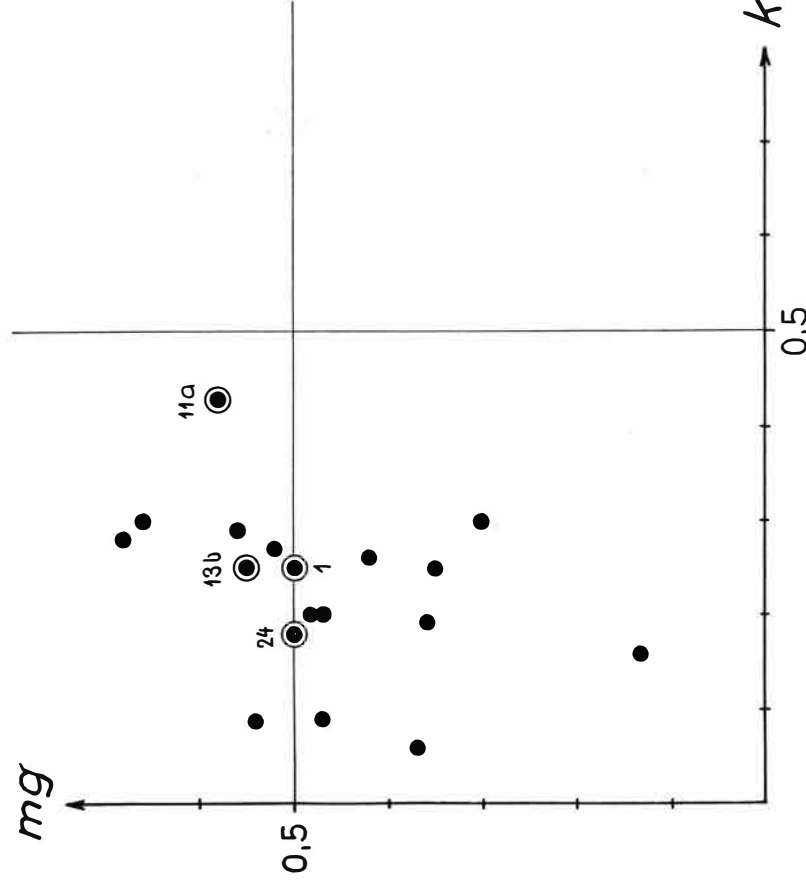


Fig. 51. k-mg-Diagramm.

sowohl detaillierte feldgeologische Korrelationen als auch systematische petrochemische Untersuchungen. Die einzige moderne Arbeit in dieser Richtung ist diejenige von WAGER and DEER (1939) über die Skärgeard-Intrusion im Kangerdlugssuaq. Eine zusammenfassende und unter einheitlichen Gesichtspunkten durchgeführte Bearbeitung der brito-arktischen Basaltprovinz in Ostgrönland ist wünschenswert.

B. Gesteine der Subvulkane und Plutone.

Im Zusammenhang mit dem kretazisch-tertiären Vulkanismus kam es lokal auch zur Entwicklung von Subvulkanen und Plutonen, die basische und salische Magmen förderten (Gabbros, Syenite, Quarzporphyre etc.). Die bekannten Eruptivstöcke liegen alle in der Küstenregion: Kap Broer Ruys (Hold with Hope), Kap Parry und Kap Simpson (Traill Ø), Werner Bjerje (Scoresby Land), sowie weiter im Süden die Lilloise Bjerje (Blosseville Kyst) und die grossen Intrusionen im Kangerdlugssuaq.

In der Nunatak-Region von Zentral-Ostgrönland sind »junge«, das heisst tektonisch oder stofflich nicht der kaledonischen Orogenese angehörige, Intrusivgesteine bisher nur in drei Fällen beobachtet worden:

a. Erratischer Nephelin-Syenit(?) aus dem West-Fränkels Land.

Im Sommer 1948 fand HUBER im Blockschutt des Mysteriedalen ein nephelinführendes Geschiebe, dessen Herkunft aus dem Nunatakgebiet vermutet wurde (mündl. Mitt. von Dr. Lauge Koch).

b. Junger Eruptivstock in Ost-Studers Land.

Wenige Kilometer ausserhalb des auf der geologischen Karte Tafel II. dargestellten Gebietes fand KATZ im Sommer 1951 im östlichen Bernhard Studers Land einen kleinen Granit- bis Syenit-Eruptivstock. Das Massiv steckt mitten in kaledonischen Migmatiten, Gneissen und Glimmerschiefern. KATZ beschreibt (1952b, S. 53—55) das Gestein leider nur knapp auf Grund seiner makroskopischen Beobachtungen.

Es handelt sich um einen massigen, mittel- bis grobkörnigen Hornblende-Granit bis -Syenit, welcher kreuz und quer von hellen aplitisch-pegmatitischen Gängen und Adern durchschwärmt wird. Die auffällige Frische des Gesteins sowie auch die bizarren zackigen Verwitterungsformen der ca. 400 m hohen Granittürme lassen die Vermutung zu, dass man hier einen sehr jungen, sauren Eruptivstock vor sich hat (möglicherweise ein Produkt der kretazisch-tertiären Eruptivtätigkeit).

c. Geschiebefunde von Syenodiorit bis Gabbro beim Pluto Nunatak.

Auf der schon wiederholt erwähnten Inlandeismoräne am Ostfuss des Pluto Nunatak besteht mindestens $\frac{1}{4}$ des gesamten Geschiebematerials aus grobkörnigem meso- bis melanokratem Syenodiorit bis Gabbro. Die Gesteine sind von frischem Habitus. Häufig sind auch Einschlüsse von Peridotit-, Pyroxenit- und Hornblende-Schollen. Die Geschiebe zeigen ab und zu auch epidotisierte und chloritisierte Klüfte. Die mikroskopische Untersuchung dreier Proben (M 1 a, b, c) ergab die folgenden Resultate:

1) Biotit-Hornblende-Pyroxendiorit M 1 a, b.

Das Gestein ist massig und grobgemengt, seine Struktur hypidiomorph körnig, seine Farbe violettlich-schwarz-grünlich gesprenkelt. Die dunklen Gemengteile bilden klumpige, sphäroidische Aggregate.

Mineralbestand: Andesin	60—65 % vol.
Kalifeldspat	6—10 %
Biotit	9—11 %
Pyroxen	8—10 %
Hornblende	4— 7 %
Granat	1— 2 %
Apatit	1 %
Erz	1 %
Quarz	0— 2 %

Andesin mit 30—40 % An bildet grosse hypidio- bis xenomorphe, teils zonar gebaute Kristalle. Sie sind oft pinacoidal abgeplattet nach (010) und längs diesen Flächen unregelmässig verwachsen (Parallelverwachsung). Polysynthetische Zwillingbildung nach dem Albit-Gesetz ist stark verbreitet. Die Plagioklase sind oft von Antiperthit umlagert und zeigen randlich schriftartig eutektische Verwachsungen mit Kalifeldspat.

Kalifeldspat ist sehr untergeordnet vorhanden, meist nur als kleine, xenomorphe Individuen oder in Form von geregelt eingewachsenen Spindeln im Plagioklas (Antiperthit). Seltener sind symplektitische Verwachsungen zwischen Kalifeldspat und Plagioklas, deren Erscheinungsbild demjenigen des Schriftgranites ähnlich sieht.

Die Mafite, durchwegs *Alkali*-Typen, zeigen eine klare Reaktionsfolge: Pyroxen→Hornblende→Biotit. Verschiedene Phasen von Pyroxen umwachsen einander. Es handelt sich dabei nicht um eine Ausscheidungsfolge, sondern um eine Reaktionsserie. So sind auch die Kränze von Hornblende, welche die Pyroxene umwachsen als Produkt eines Stoffaustausches zu deuten.

In der Pyroxen-Gruppe dominiert ein schwach pleochroitischer *Augit* mit folgenden optischen Daten: $2A+$, $n\alpha$ = gelblich, $n\beta$ = bräunlich, $n\gamma$ = grünbräunlich oder graugrünlich, $n\gamma/c = 47^\circ$. Der Augit ist teils einfach verzwilligt nach (100), seltener kreuzförmig nach ($\bar{1}22$). Randlich wird er von basaltischer Hornblende umwachsen. Eingeschlossen finden sich Erz und Apatit. Die Spaltrisse sind oft von Hämatitkrusten ausgefüllt.

Hypersthen ($2A-$, gerade Auslöschung) zeigt sich als rötlich pleochroitische Körner von hohem Relief und oft in isometrischer Gestalt. Er ist von Enstatit und basaltischer Hornblende umwachsen.

Enstatit ($2A+$, gerade Auslöschung) bildet ab und zu verzwilligte Individuen. Er umschliesst die Hypersthen-Kristalle und ist seinerseits von basaltischer Hornblende umwachsen.

Diallag tritt grobblättrig in Gesellschaft von Augit und Enstatit auf. Die Schuppen besitzen stets einen Reaktionssaum von basaltischer Hornblende.

Die Amphibole bilden Reaktionssäume und Nester sphäroidisch um die Pyroxen-Kristalle.

Die Hornblende tritt in zwei Varietäten auf, wobei eine *basaltische Hornblende* (Oxyhornblende) vorherrscht. Diese ist stark pleochroitisch: $n\alpha$ = farblos, $n\beta$ = grasgrün, $n\gamma$ = smaragdgrün, und besitzt einen sehr kleinen Auslöschungswinkel ($n\gamma/c = 0-4^\circ$). Sie ist schuppig ausgebildet, zeigt oft auch Übergänge zu Biotit.

Weniger häufig ist die *gewöhnliche Hornblende*. Ihre Adsorptionsfarben sind: $n\alpha$ = bräunlich, $n\beta$ = grünlich, $n\gamma$ = grün bei $n\gamma/c = 23^\circ$. Die gewöhnliche Hornblende ist mit der basaltischen sowie auch mit Biotit und *Chlorit* verwachsen.

Der *Biotit* ist oft konzentrisch zu Nestern gruppiert und häufig auch chloritisiert. Er bildet fransige Blättchen von folgendem Pleochroismus: $n\alpha$ = beige, $n\gamma$ = kastanienbraun. In seiner Gesellschaft finden sich Hornblende, Erz, Apatit und Granat.

Granat bildet isotrope, leicht rötliche Körner von teils idiomorphen Umrissen. Eine Spaltbarkeit ist vorhanden. Hornblende und Biotit durchsetzen die Körner. Oft umschliesst auch ein Kranz von Biotitblättchen den Granat. Die unmittelbare Nachbarschaft der Granatkörner ist meist reich an Erz.

Apatit ist relativ häufig. Er bildet grössere und kleinere rundliche bis kubische Körner, die schwache Halos im braunen Biotit bewirken.

Quarz tritt bloss ab und zu als polygonale bis lappig umgrenzte Einzelkörner auf. Er besitzt frisches Aussehen.

II) Nephelinführender Hornblende-Gabbro M 1 c.

Der zweite Typ ist ein melanokrates, schwarz-grünes, massig grobgemengtes Gestein mit bis 1 cm grossen Plagioklas-Idioblasten von grau-violettlicher Farbe.

Mineralbestand: Hornblende	40 % vol.
Plagioklas	27 %
Biotit	18 %
Erz	5 %
Apatit	3 %
Nephelin	3 %
Kalifeldspat	2 %
Calcit	2 %

Der Plagioklas, ein *Oligoklas-Andesin*, scheint im Vorstadium einer Umwandlung zu sein. Seine meist einfache Zwillingslamellierung (Albit-Gesetz) sowie auch die Spaltflächen sind partiell verwischt und verschwunden. Staubbörmige bis feinschuppige Mikrolithen sind häufig.

Kalifeldspat ist mit Plagioklas antiperthitisch verwachsen und bildet nur ganz selten selbständige, xenomorphe Individuen.

Nephelin, von Mikrolithen (Biotit, Calcit etc.) getrübt, formt hypidiomorphe Einzelkörner.

Die *Hornblende* stellt den überwiegenden Gemengteil dar. Auch hier tritt sie in beiden Varietäten auf. Die vorherrschende *basaltische Hornblende* (Oxyhornblende) ist offensichtlich aus Pyroxen hervorgegangen. Sie ist stark pleochroitisch ($n\alpha$ = farblos, $n\beta$ = grasgrün, $n\gamma$ = smaragdgrün) und besitzt einen Auslöschungswinkel $n\gamma/c$ von $0-4^\circ$. Als Einschlüsse führt sie Apatit, Erz und Plagioklas.

Die *gewöhnliche Hornblende* zeigt sich auch hier mit der basaltischen verwachsen. Ihr Pleochroismus ist etwas schwächer als im zuerst beschriebenen Gesteinstyp ($n\alpha$ = liches Oliv, $n\beta$ = bräunlich-grünlich, $n\gamma$ = grün, $n\gamma/c = 23^\circ$).

Biotit, in grossen fransigen Schuppen, bildet vielfach sphäroidische Aggregate, daneben auch intersertale Schuppen zwischen der schuppig-stengeligen Hornblende. In seiner Nachbarschaft finden sich stets Erz und Apatit. Seine Adsorptionsfarben sind: $n\alpha$ = hellbeige, $n\gamma$ = kastanienbraun.

Erz, vermutlich zur Hauptsache Magnetit, ist besonders in der Hornblende angereichert.

Apatit ist stets in Gesellschaft der Mafite. Seine Körner sind oft idiomorph.

Calcit bildet einen feinkristallinen, intersertalen Mörtel im Grenzbereich zwischen den Plagioklas-Idioblasten und den Mafitnestern. Häufig füllt er auch die Spalttrisse in den grossen Gemengteilen aus oder bildet Mikrolithen, vor allem im Feldspat und Nephelin. Der Calcit ist ein Nebenprodukt der Umwandlung von Pyroxen zu Amphibol, ein Prozess, der sich in dieser Gesteinsprobe vollständig vollzogen hat.

Bei beiden Typen handelt es sich um ein Alkali-Gestein mit Alkali-Pyroxen und Alkali-Amphibol. Die merkwürdige klumpige, teils sphäroidische Verteilung der dunklen Gemengteile, sowie auch die verschiedenen Stadien einer mafitischen Reaktionsserie, weisen auf eine komplexe Entstehungsgeschichte des Gesteins hin. Ob es sich dabei um

die Randfacies eines Plutons handelt, bleibt fraglich. Jedenfalls stammen die Proben kaum aus dem Innern eines Eruptivmassives.

Bei der Durchsicht des Materials aus der Sammlung SCHAUB vom Syenit-Pluton der Traill Ø fiel ein Gestein von makroskopischer und mikroskopischer Ähnlichkeit auf. Es handelt sich um ein hybrides Gestein (C 76) aus der Randpartie des Hauptsyenites am Forkgletscher. Der Pluton grenzt dort an Sandsteine (Karbon-Dogger) und Mergelschiefer (Oberjura — Kreide).

In der Publikation von SCHAUB (1942) schreibt REINHARD unter dem Kapitel »Kontaktmetamorphe Gesteine« (S. 54) darüber wie folgt:

»Im Steenstrupdal, am W-Hang des Forchhammerbjerges stellte SCHAUB fest, dass von einem Dolerit Schollen in den Syenit abgesunken und von diesem stark umgewandelt worden sind. Die ganze Randpartie des Syenits zu beiden Seiten des Forkgletschers scheint aus solchen hybriden Gesteinen zu bestehen, von denen zwei Proben untersucht wurden. Die eine gleicht einem Essexit; sie besteht ungefähr zu $\frac{2}{3}$ aus basischem Plagioklas und $\frac{1}{3}$ Mafite: Augit, feingespickt mit einem sehr stark pleochroitischen, zweiachsigen dunkeln Glimmer, der auch den Augit umsäumt. Im Gestein findet sich ausserdem reichlich Apatit und Erz. Die andere Probe ist ein peridotitisches Gestein mit spärlichem basischem Plagioklas, vorherrschendem rötlich-braunem Augit und weniger braunrötlicher, barkevikitischer Hornblende, mit Augit verwachsen und mit Flecken von grasgrüner Hornblende. Das Gestein führt ausserdem reichlich Apatit und Erz. Der Augit und der Apatit haben infolge feinsten Erzbestäubung ein wolkiges Aussehen.«

Zusammenfassend lässt sich über die Genese und Herkunft dieses am Pluto Nunatak auffallend häufigen Geschiebematerials folgendes festhalten:

Das Gestein stammt aus einem unbekannten Kristallinareal, das verdeckt vom Inlandeis im Nährgebiet des Nordenskiöld's Gletschers, das heisst ungefähr zwischen $72^{\circ} 30'$ und 73° n. Br., liegen dürfte.

Sicher gehört das Gestein nicht dem kaledonischen Orogenzyklus (Migmatitisierung) an. Ein Zusammenhang mit kretazisch-tertiären Plutonen wäre möglich, doch könnten die Schürflinge ebensogut auch aus einem archaischen Kristallinkomplex stammen.

IV. Tektonik.

Das kaledonische Faltengebirge in Ostgrönland besitzt als besonderes Merkmal eine mächtige migmatitische Zentralzone. Diese nimmt einen beträchtlichen Teil des orogenen Gesamtgebietes in Anspruch und hat sich im Laufe der tektonischen Gestaltung aktiv an der Bewegung des Gebirges beteiligt. Grosse seitliche Bewegungen (Überschiebungen, Deckenschübe) sind dem Bauplan des Gebirges fremd.

Im Vertikalschnitt zeigt das Orogensegment eine ausgesprochene Stockwerkfaltung. Der migmatitische, plastisch-mobil verfaltete Unterbau (Infrastruktur) enthält die orogen aktiven Bauelemente. Er besteht aus einzelnen, sehr verschiedenartig geformten ultrametamorphen Körpern (synorogene Granite, Migmatite). Die teils domartigen, teils zungen- bis pilzförmigen Körper sind, durch Stoffzufuhr aus der Tiefe bereichert, sukzessive empor »gequollen« und haben dabei weitgehend selbständige Fließbewegungen ausgeführt.

Das sedimentäre Deckgebirge, der Oberbau (Suprastruktur), ist vom Deformationsprozess weit weniger betroffen worden. Hier ist ein langgestreckter Faltenwurf das Abbild der komplexen Tiefentektonik. Zwischen dem plastisch verformten Migmatit-Stockwerk im Untergrund und der relativ starr verfalteten Sedimentdecke hat sich notgedrungen eine disharmonische Ablösung vollzogen (vgl. HALLER 1955, Fig. 9).

Zum sedimentären Oberbau müssen in tektonischer Hinsicht auch grössere Areale von schwach umgewandelten kontaktmetamorphen Sedimenten gezählt werden. Die Intensität der Metamorphose ist je nach den räumlichen Beziehungen zur Migmatitfront verschieden.

Im geologischen Bau der Nunatakker Region sind Infra- und Suprastruktur aufgeschlossen. Dabei haben wir prinzipiell zwei Gruppen tektonischer Erscheinungen auseinander zu halten:

- A) Elemente des kaledonischen Faltenbaues,
- B) Spät- und postkaledonische Störungssysteme.

Während die erste Gruppe durch die regionale Tiefentektonik geprägt worden ist, sind die spät- und postkaledonischen Störungssysteme das Ergebnis weiträumiger, vorwiegend postkaledonischer Vertikalbewegungen. Letztere haben entlang der gesamten Ostküste, vom Scoresby Sund bis zum Danmarks Fjord, in Form von Flexuren, Verwerfungen, Staffelbrüchen und Schollentreppen ihre Spuren hinterlassen.

A. Elemente des kaledonischen Faltenbaues.

Der kaledonische Bau lässt zwei verschiedenartige, nahezu senkrecht zueinander streichende Faltelemente erkennen:

- a) ältere, grossräumige E—W-Wölbungszonen,
- b) jüngere N—S laufende Antiklinalen und Synklinalen.

a. E—W streichende Wölbungszonen.

Zwischen dem 72. und 74. nördlichen Breitengrad durchziehen fünf ausgedehnte Wölbungszonen das gesamte Orogensegment (Fig. 52). Im kristallinen Unterbau treten sie als Scharung migmatitischer Ausstülpungen zutage, im sedimentären Oberbau als axiale Kulminations- und Depressionszonen. Ihre E—W bis ENE—WSW streichenden Scheitel stehen quer zur Längserstreckung der ostgrönländischen Kaledoniden.

Die weitgespannten Verbiegungen stellen das älteste Bauelement dar. Sie dürften in vor- bis frühkaledonischer Zeit durch reine Vertikal Tendenzen entstanden sein. Nachgewiesenermassen haben solche Bewegungen schon zur Zeit der Tillit Formation (Oberstes Grönlandium) stattgefunden (vgl. FRÄNKEL 1953 a, b; HALLER 1955). Die E—W-Strukturen haben die Verteilung und Bauform der synorogenen Migmatitkörper weitgehend vorbestimmt. Indirekt haben dadurch die vor- bis frühkaledonischen E—W-Bauelemente die Anlage der N—S-Falten beeinflusst.

b. N—S streichende Faltelemente.

Im tektonischen Plan des Deckgebirges sind weit offene, N—S streichende Antiklinalen und Synklinalen die vorherrschenden Bauformen. Auch sie verdanken ihre Entstehung zur Hauptsache vertikalen Bewegungen. Die N—S-Falten hängen kausal mit dem Aufstieg der Migmatitfront eng zusammen. Verbunden mit einer durchgreifenden Granitisierung haben sich im Unterbau migmatitische Aufbeulungen und Ausstülpungen entwickelt. Gleichzeitig sind im Oberbau die Decksedimente teilweise metamorphosiert und schwach aufgefaltet worden. Unterbau und Oberbau sind meist homoaxial verfaltet. In den metamorphen und migmatitischen Verbänden sind diese Bewegungen prä- bis parakristallin abgebildet.

Die Platznahme des Migmatit-Stockwerkes und seiner Ausstülpungen sowie die damit verbundene Anlage der N—S laufenden Falten-systeme bezeichnen wir als die Hauptphase der kaledonischen Orogenese. Die tektonische Analyse des Migmatit-Stockwerkes weist auf

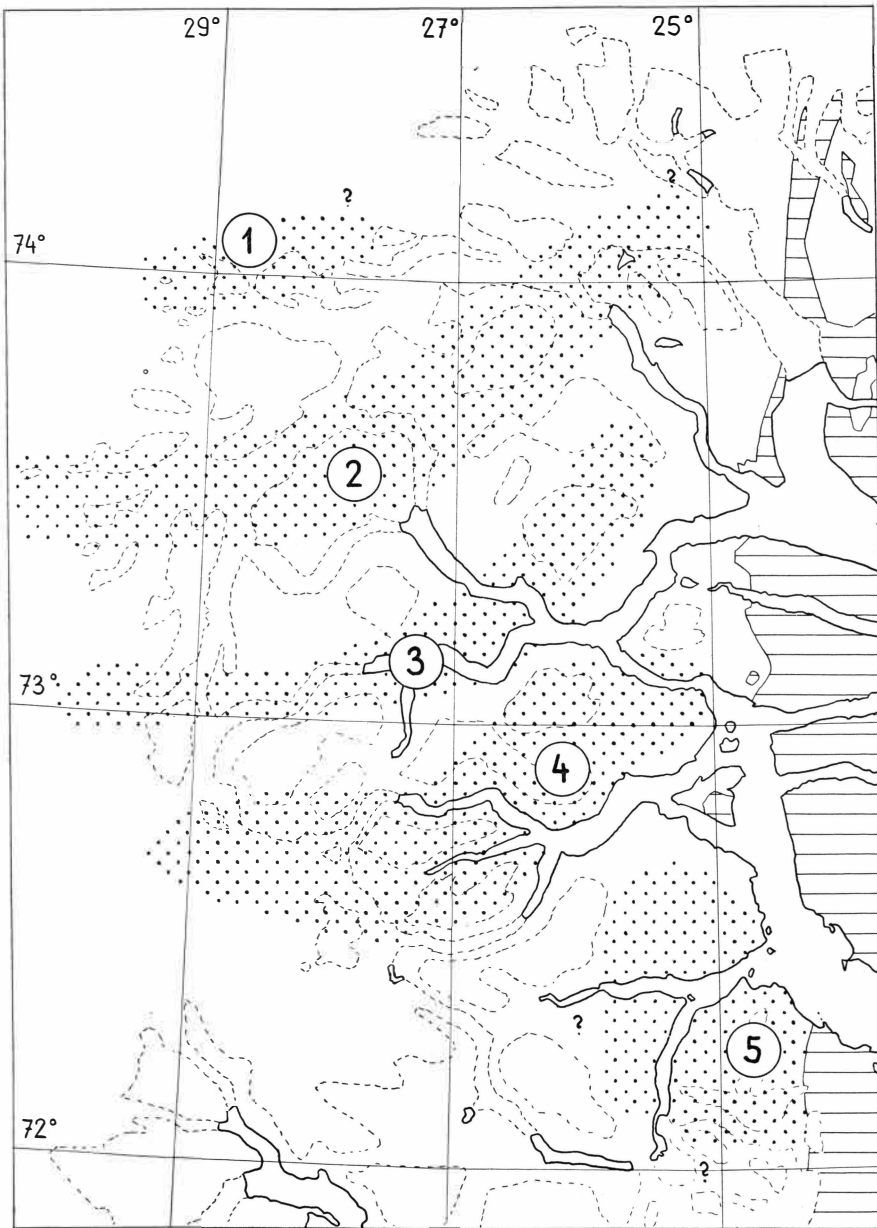


Fig. 52. Die vor- bis frühkaledonischen E-W-Wölbungszonen. 1 = Eschers Land-Kulminationszone, 2 = Nord-Andréas Land-Kulminationszone, 3 = Süd-Andréas Land-Kulminationszone, 4 = Gletscherland-Kulminationszone, 5 = Kulminationszone in Nord-Scoresby Land (vgl. HALLER 1955, S. 45).

ein stufenweises Wachsen der einzelnen Migmatitkörper hin. Somit ist auch die Faltenanlage des Oberbaues als Ergebnis lateral und zeitlich verschiedener Teilbewegungen aufzufassen.

Das Einordnen der kaledonischen Hauptfaltungsphase in ein absolutes Zeitsystem ist in Zentral-Ostgrönland nicht gelungen. Im Fjordgebiet transgrediert vielerorts Mittel- bis Ober-Devon über den Faltenbau des Deckgebirges. Im Hudson Land und auf Canning Land liegt das Devon auch auf Teilen des kristallinen Unterbaues. Die gebirgsbildenden Bewegungsvorgänge fallen somit in die Zeitspanne Mittel-Ordovicium — Mittel-Devon, d. h. in ein Intervall von ca. 70 Millionen Jahren.

Verschiedene Erscheinungen deuten darauf hin, dass wir in Zentral-Ostgrönland vermutlich ein Äquivalent der takonischen Faltungsphase (Ordovicium, Silur) vor uns haben (vgl. HALLER 1955, S. 48). Spätere devonische Tangentialschübe aus Osten haben besonders am Ostrand des Gebirges einen bereits fertigen Faltenbau teilweise deformiert und akzentuiert. Die devonischen Bewegungen bilden die Spät- und Nachphase der kaledonischen Orogenese; sie werden von BÜTLER (1954, S. 15) mit den akadischen Faltungsvorgängen in den Appalachen parallelisiert.

Ein Grossteil der spät- bis postorogenen Granitintrusionen scheint zeitlich mit diesen letzteren Deformationsprozessen zusammenzufallen.

In der Nunatakzone streicht der Faltenbau des Deckgebirges generell NNE—SSW (Fig. 53). Parallel dazu laufen zwei jüngere Störungssysteme, die den Gesamtbau des hier geschilderten Gebirgssegmentes in eine grosse, nach Osten fallende Schollentreppe zerlegen. Entsprechend dieser post-orogenen Niveaudifferenzierung treten im heutigen Bauplan innerhalb der einzelnen Schollenstreifen verschiedene Tiefensegmente zutage. Von Osten nach Westen lassen sich die kaledonischen Faltenelemente in die folgenden vier Gruppen zusammenfassen:

- 1) Die suprastrukturellen Faltenzüge in Louise Boyds-, Fränkels- und Goodenoughs Land.
- 2) Fragmente einer kaledonischen Antiklinalzone im Gebiet des Eleonores Sø und die Wölbungszone am Victor Madsens Gletscher.
- 3) Langgestrecktes Synklinalbecken zwischen Hobbs Land und den Nils Holgerssons Nunatakkern.
- 4) Wölbungszone in den Hvidbjørns Nunatakkern.

Fig. 53. Die N-S-Faltenzüge in der Nunatakzone.

7 = Knäkdalen-Synklinale, 8 = Gregory-Antiklinale, 9 = Petermann-Synklinale, 10a = Eleonores Sø-Antiklinalzone, 10b = Madsen-Aufwölbung, 11 = Hambergs Gletscher-Synklinale, 12 = Hvidbjørns Nunatakker-Aufwölbung.

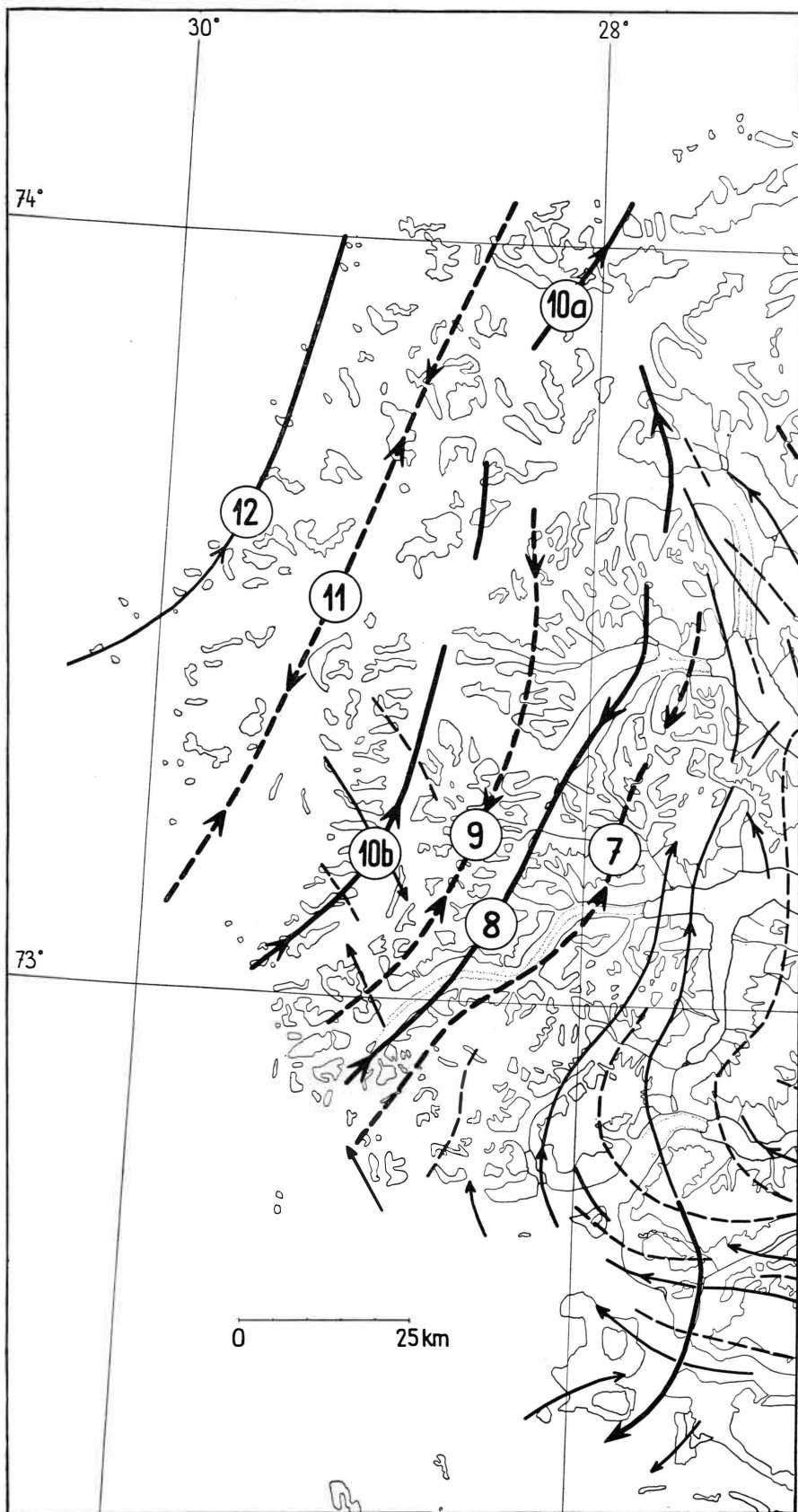


Fig. 53.

Die Falten der Nunatakzone sind weitgehend bruchfrei und von konstanter individueller Gestalt, d. h. sie sind längs ihrem ganzen Verlauf gleichmässig symmetrisch oder asymmetrisch gebaut. Verglichen mit dem Faltenwurf im Osten des »Zentralen Metamorphen Komplexes«, im Fjordgebiet, liegen die Gewölbescheitel und Muldenlinien hier weiter auseinander. Die Auffaltung und die daraus resultierende Verkürzung des Orogensegmentes sind im Nunatakgebiet wesentlich schwächer als in der Fjordzone. Aus den Altersbeziehungen zu den unterlagernden und an der Faltung aktiv beteiligten Migmatitkörpern des »Zentralen Metamorphen Komplexes« scheint ferner hervorzugehen, dass der Faltenbau in der Nunatakzone etwas jünger ist als die Oberbau-Strukturen im Fjordgebiet. Beide Faltenanlagen gehören in die Phasen der kaledonischen Orogenese. Der Faltenwurf im Nunatakgebiet ist im Verlaufe der kaledonischen Spät- und Nachphasen durch vertikale, partiell aber auch durch tangential Kräfte (akadische Bewegungen) wiederholt beeinflusst und umgestaltet worden. Leider fehlt hier im Westen jegliche Überdeckung durch syn- oder postkaledonische Sedimente. Zur Datierung verschiedenaltiger Bewegungsspuren können einzig die Gesteinsmetamorphose (syn-orogen) und die granitische Intrusionsfolge (spät- bis postorogen) herangezogen werden. Zudem sind die meisten zur Abklärung solcher Altersbeziehungen geeigneten Gebiete (vor allem West-Boyd's Lands und Süd-Mowinckel's Land) bisher feldgeologisch nicht untersucht worden. Der in den Nunatakern stattgefundenen Bewegungsablauf und die Altersfolge der verschiedenen tektonischen Geschehnisse können somit bloss im grossen rekonstruiert werden. Eine detaillierte tektonische Analyse ist zur Zeit nicht möglich.

1. Die suprastrukturellen Faltenzüge in Louise Boyd's-, Fränkels- und Goodenoughs Land.

Zwischen dem »Zentralen-« und dem »Westlichen Metamorphen Komplex« durchziehen drei zusammenhängende, langgezogene Falten den Gebirgsbau:

Knäkdalen—Synklinale (Nr. 7),
Gregory—Antiklinale (Nr. 8),
Petermann—Synklinale (Nr. 9).

Die Nummerierung der Antiklinalelemente bezieht sich auf die vom Verfasser bereits früher benützte Einteilung.

Die Knäkdalen-Synklinale enthält vom Goodenoughs Land bis zum Louise Boyd's Land den Grenzbereich zwischen dem Deckgebirge und den tektonisch und petrogenetisch tieferen Stockwerken. Hier liegt die Zone disharmonischer Abscherung des Oberbaues von der plastisch-



Fig. 54. Faltenkern der Gregory-Antiklinale mit ausgeprägter Knitterfaltung. Aufschluss am Nordenskiöldsgletscher. Im Hintergrund links die Berge der Petermann Kette, rechts Nathorsts Tinde (Flugaufnahme).

mobilen Tiefentektonik. Dies hat die Platznahme spät- bis postorogener Intrusiv-Granite begünstigt. Solche füllen die Synklinale längs der gesamten Erstreckung mehr oder weniger vollständig aus. Das Achsentief liegt im zentralen Fränkels Land. Von dort streicht die Mulde Richtung N in die komplexe Konvergenz- und axiale Kulminationsstruktur von Louise Boyds Land.

Die Gregory-Antiklinale ist das Hauptfaltenelement am Westrand des »Zentralen Metamorphen Komplexes«. Ihr Verlauf beherrscht das morphologische Bild von West-Fränkels Land. Der steilgestellte Westschenkel bildet vom Oberlauf des Nordenskiöldsgletschers (Fig. 54) bis ins Louise Boyds Land eine schnurgerade Gipfelreihe (vgl. HALLER 1955, Fig. 14. S. 59). Die Faltenbreite nimmt von Norden gegen Süden zu. In Fränkels Land besitzt die Antiklinale eine schwache Westvergenz; dies lässt auf Bewegungen von Osten, d. h. vom »Zentralen Metamorphen Komplex« her, schliessen.

In Louise Boyds Land ist das Gewölbe beinahe doppelt so breit. Die Asymmetrie der Bauform zeigt hier reziproke Verhältnisse. Am unteren Jättegletscher richtet sich die Ostflanke der Falte allmählich

auf und bildet im Mündungsgebiet des Gletschers eine saigere Stirnfront. Gleichzeitig legt sich linker Hand des unteren Jättegletschers der Westschenkel sukzessive flacher. Aus dem einfachen Steilschenkel in der Petermann Kette entwickelt sich gegen Norden hin eine komplexe, ostwärts gerichtete Stauchungsstruktur. So besteht im zentralen Boyds Land der nämliche Schenkel aus mehreren isoklinalen Teilfalten. Das Bauschema weist hier eindeutig auf ostwärts gerichtete Schubkräfte hin. Nach der Anlage der grossen Antiklinal-Asymmetrie haben in spät- bis postkaledonischer Zeit erneute Tangentialkräfte aus Westen (vgl. S. 157) die isoklinal verfaltete Antiklinalflanke zu einer ausgeprägten Schuppenstruktur akzentuiert (Fig. 55).

In rund 8 km Abstand und parallel zum Scheitel der Gregory-Antiklinale verläuft die Muldenachse der Petermann-Synklinale. Sie erstreckt sich vom SW-Zipfel des Fränkels Landes bis ins nordwestliche Louise Boyds Land. Das Achsentief liegt in der Gegend des Kerberus. Dort sind auch die stratigraphisch höchsten Glieder der »Petermann Serie« aufgeschlossen. In gleicher Weise wie das Innere der Gregory-Antiklinale (vgl. Fig. 54) zeigt auch der Muldenkern der Petermann-Synklinale eine Knitterfaltung der kerninnersten Schichten. — Das disharmonische Verhalten der bogenäusseren zu den bogeninneren Schichtpaketen unter Einwirkung von Zerrung und Pressung ist von WEGMANN (1935 a, S. 32—35, Fig. 6, 7) eingehend diskutiert worden.

In West-Fränkels Land bleibt der westwärts schiefe Bau der Petermann-Synklinale ziemlich konstant. Erst im nordwestlichen Louise Boyds Land legt sich die asymmetrische Synklinale zu einer liegenden Mulde. Gleichzeitig dreht die Achse hier von NNE—SSW auf Richtung N—S.

2. Fragmente einer kaledonischen Antiklinalzone im Gebiet des Eleonores Sø und die Wölbungszone am Victor Madsens Gletscher.

Auf die jüngeren Störungszonen, die dem Antiklinalsystem parallel laufen ist bereits einleitend hingewiesen worden. Einzelheiten finden sich im folgenden Abschnitt über die postkaledonisch-devonischen Verwerfungen und Bruchstaffeln (s. S. 152).

Im Eleonores Sø Gebiet (Arnold Eschers Land) tritt ein durch spätere Bewegungen grabenartig eingekeiltes kaledonisches Faltenelement zutage. Der Kern dieser Eleonores Sø-Antiklinalzone (Nr. 10 a) besteht aus nicht-metamorphen Sedimenten der »Eleonore Sø Serie« (oberstes Grönlandium). Der ursprünglich einfache, suprastrukturelle Antiklinalbau besteht heute aus einer komplexen, von achsenparallelen

Louise Boyds Land

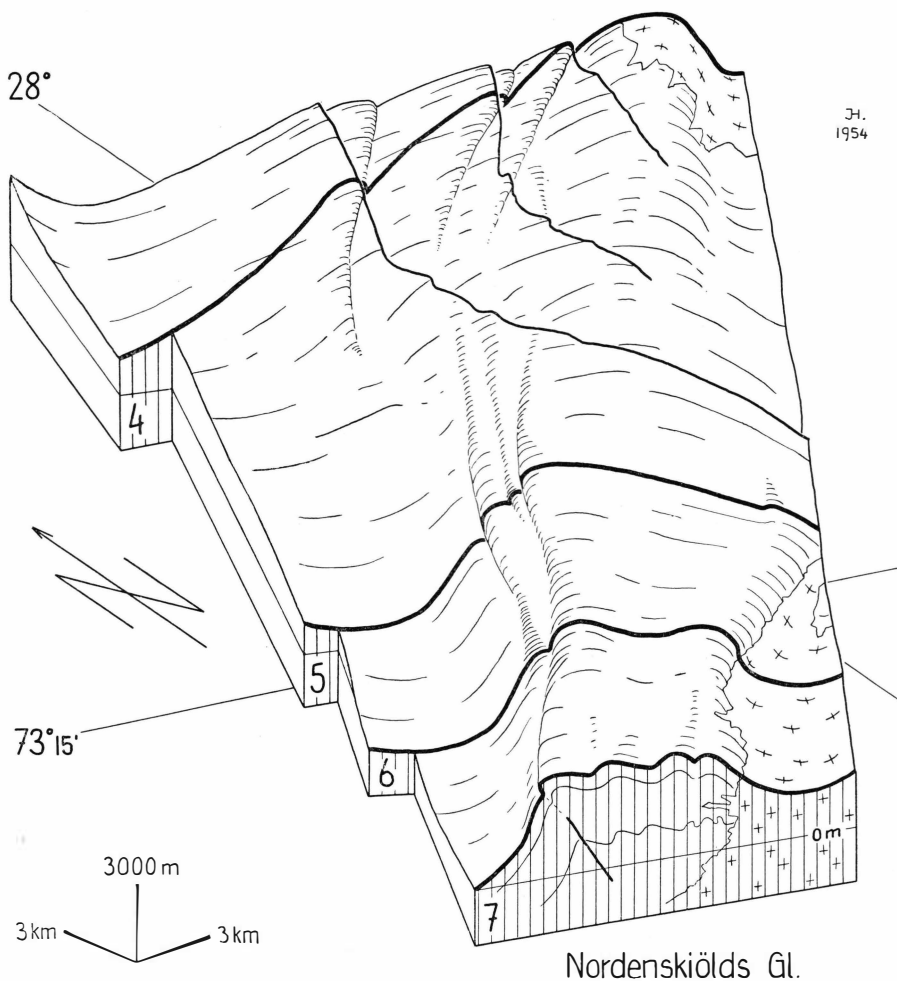


Fig. 55. Schematische Darstellung der Gregory-Antiklinale. Die Faltenoberfläche entspricht der Basis der Oberen Eleonore Bay Formation. Die dicken Striche markieren die Profilschnitte Nr. 4—7 von Tafel IV. Die spät- bis postorogenen Granit-Intrusionen sind durch Kreuzsignatur gekennzeichnet.

Verwerfungen durchsetzten Doppelfalte. Im Osten und Westen lagern Schuppen von stratigraphisch tieferen Sediment- und Kristallinverbänden überschoben auf den Flanken des Antiklinalbaues (vgl. Profil Nr. 1, Tf. IV). Nach KATZ (1952b, S. 57) handelt es sich dabei um eine Reliefüberschiebung. Dies lässt den Schluss zu, dass die Faltenanlage sicher älter ist als Grabenbildung und Überschiebung.

Die Fortsetzung der Eleonores Sø-Antiklinalzone gegen Süden ist nicht klar zu erkennen. Im nordöstlichen J. L. Mowinckels Land liegen



Fig. 56 a.

Fig. 56 a-b. Fliegerbild von der Einmündung des Victor Madsens Gletschers in den Jättegletscher (Vordergrund). Im Hintergrund links Petermanns- und Shackletons Bjerg; rechts die Martin Knudsens Nunatakker, am Horizont das Inlandeis.

in ihrer Verlängerung tiefere Kristallinserien, vorab ein grösseres Vorkommen synorogener Granite (vgl. S. 67). Da die Eleonores Sø-Antiklinalzone im Gebiet ihrer Typlokalität gegen Süden stark ansteigt, liegt die Vermutung nahe, dass im J. L. Mowinckels Land der ihr zugehörige migmatitische Unterbau ansteht.

Am Hambergs Gletscher, im Südost-Mowinckels Land, ist die Antiklinalzone in ähnlicher Art wie am Eleonores Sø aufgeschlossen. Einer sedimentären Kernpartie (Eleonore Sø Sedimente) sind auch hier von Osten und Westen her die hellen, markanten Slottet-Quarzite überschoben, denselben wiederum Pakete kristalliner Verbände. Die als Grabensenke eingekeilte Antiklinalzone Nr. 10 a besitzt somit zwischen Arnold Eschers- und Südost-Mowinckels Land die Grundform eines langgezogenen, nach Süden ausspitzenden Dreieckes.

Südlich des Hamberg Gletschers liegt in der direkten Verlängerung dieser jetzt bloss noch fragmentarisch erhaltenen Gewölbestruktur ein ausgedehnter, NNE—SSW streichender Wölbungskomplex. Der Ge-



Fig. 56 b.

wölbescheitel läuft dem Victor Madsens Gletscher entlang (Fig. 56). Es ist dies die Madsen-Aufwölbung (Nr. 10 b). Ein Grossteil der darin aufgeschlossenen Strukturen gehört bereits zum tieferen Migmatit-Stockwerk. Die Achsen und Paralleltexturen der flachliegenden, zungen- und deckenartigen Verfaltungen verlaufen alle einheitlich NNW—SSE, streichen also quer zu den Faltenzügen des Deckgebirges in der Region der Petermann Spitze und auch der Nils Holgerssons Nunatakker. Im Osten (West-Fränkels Land, Boyds Bastion) stösst das Migmatitstockwerk längs einer Störungslinie diskordant an den Westschenkel der Petermann-Synklinale. Im Westen tauchen die Infrastrukturen unter das flachwellige Deckgebirge (sedimentärer Oberbau).

Die Einheiten des Deckgebirges (schwach bis nicht metamorphe Quarzit-Serie) bilden die Westabdachung der nahezu stereotyp aufgereihten Martin Knudsens Nunatakker. Die Sedimente fallen westwärts in die flache Mulde der Hambergs Gletscher-Synklinale (Nr. 11). Eine disharmonisch verfaltete Schieferzone (Abscherungszone) trennt die flachwellige, NNE—SSW streichende Sedimentdecke vom querlaufenden Faltenbau des unterlagernden Migmatit-Stockwerkes. Die

Zone syn-tektionischer Diskordanz ist auch hier Sitz spät- und post-kaledonischer Granit-Intrusionen.

Schon mehrmals ist auf die Prinzipien des Stockwerkbaues hingewiesen worden. Die Madsen-Aufwölbung ist ein anschauliches Beispiel dafür: Ein Komplex NNW—SSE streichender Migmatitstrukturen (Infrastruktur) prägt als Gesamtheit eine NNE—SSW laufende Wölbungszone (Suprastruktur).

3. Langgestrecktes Synklinalbecken zwischen Hobbs Land und den Nils Holgerssons Nunatakern.

Zwischen 73 und 74° n. Br. dominiert im tektonischen Bild der Nunatakker Region die ausgedehnte, flache Hambergs Gletscher-Synklinale (Nr. 11). Ihre Achse streicht NNE—SSW und besitzt zwei typische Depressionen, die eine in West-Mowinckels Land und die andere im Gebiet westlich der Knudsens Nunatakker. Dazwischen liegt ein axiales Hoch im Raume des Hambergs Gletschers. Die Schenkel der nahezu symmetrisch gebauten Mulde fallen im Mowinckels Land mit rund 10°, im Gebiet südlich von Hambergs Gletscher mit nur 3—5°. Die Synklinalstruktur flacht von Norden nach Süden allmählich aus. Der Muldenkern besteht aus Gliedern der Quarzit-Serie (Schichtverband Nr. 1—2 der Oberen Eleonore Bay Formation).

In Hobbs Land tritt der kristalline Unterbau zutage. Seine Gross- und Kleinstrukturen laufen dem Streichen und Fallen der Synklinale parallel. Im Nordwesten, im Gebiet Hobbs Land — Hvidbjørns Nunatakker, durchschneidet eine Störungslinie den Westschenkel der breiten Hambergs Gletscher-Synklinale. Im Westen erhebt sich hier unvermittelt ein Horst der migmatitischen Infrastruktur.

4. Wölbungszone in den Hvidbjørns Nunatakern.

Die westlichen Hvidbjørns Nunatakker (Kämpebänken bis Anders Jahres Nunatak) erheben sich als morphologisch markante, klotzig zackige Felsköpfe aus dem Inlandeis. Sie bestehen aus phlebitischem Migmatitgranit. Im NE (Anders Jahres Nunatak) wird der Migmatitkomplex von steil nach NW einfallenden Glimmergneissen und -schiefern überlagert. In ihrer Gesamtheit bilden die Granit- und Gneissverbände hier eine SW—NE streichende, gegen NE abtauchende Wölbungszone, die Hvidbjørns Nunatakker—Wölbungszone (Nr. 12). Dieser Ausbiss des Migmatit-Stockwerkes grenzt hier längs der oben erwähnten Störungslinie horstartig an den Westschenkel der Hambergs Gletscher-Synklinale. Das Streichen und Fallen der weiter nördlich aufgeschlossenen metamorphen Decksedimente (Westfal-Larsens Nu-

natak, Sukkertoppen, West-Hobbs Land) lässt als nördliche Fortsetzung dieses migmatitischen Horstes eine NNE—SSW streichende Antiklinale erkennen.

Die Hvidbjørns Nunatakker-Wölbungszone ist das westlichste Faltelement des kaledonischen Gebirges in Zentral-Ostgrönland. Der Grossteil seiner Westflanke sowie seine südliche Fortsetzung liegen unter dem Inlandeis, dessen Oberfläche in dieser Region die 2000 m Höhenkurve überschreitet.

Über den Westrand des kaledonischen Faltengebirges lassen sich bloss Spekulationen aufstellen. Als Tatsache sei festgehalten, dass selbst die innersten Nunatakker (zB. Kämpebänken) Spuren intensiver Faltung tragen und eine dem »Zentralen Metamorphen Komplex« ähnliche Migmatittektonik zutage treten lassen. Obwohl die Oberbau-Strukturen, vor allem die flache Hambergs Gletscher-Synklinale (Nr. 11), im Vergleich zum Faltenbau der Fjord Region als ein Abklingen der kaledonischen Bewegungen in der Nunatakker Region gedeutet werden könnten, spricht das Auftreten der Hvidbjørns Nunatakker-Wölbungszone eindeutig für das Vorhandensein eines noch weit nach Westen ausgedehnten Orogenraumes. Über Bauform und Ausdehnung desselben liegen jedoch nur spärliche Anhaltspunkte vor. So lassen die von den »Expéditions Polaires Françaises« aufgenommenen Eisdickenprofile bis ca. 100 km westlich der innersten Nunatakker die morphologische Kulmination des ostgrönländischen Küstenwalles erkennen (vgl. Fig. 4). Ob diese Grenzlinie zugleich dem Westrand des kaledonischen Orogensegmentes entspricht, ist unbestimmt. Ebenso ergeben sich in der Nunatakker Region zwischen 72 und 74° n. Br. keine eindeutigen Hinweise für oder gegen die Annahme einer westvergiehenden Deckentektonik am Westrand der Kaledoniden, wie sie von FRÄNKEL (1954, 1955, 1956) in Kronprins Christians Land (Nordgrönland) festgestellt worden ist.

Im weiteren sei ausdrücklich darauf hingewiesen, dass die ursprüngliche syn-kaledonische Struktur des Orogensegmentes durch eine grossräumige spät- und postkaledonische Niveaudifferenzierung (ostwärts fallende Schollentreppen) umgebaut worden ist. Eine Rekonstruktion des syn-orogenen Faltenspiegels ist bisher nie unternommen worden. Ein solcher Versuch ergäbe neue Gesichtspunkte für die Diskussion um die obige Frage.

B. Spät- und postkaledonische Störungssysteme.

Als Abschluss der kaledonischen Hauptfaltungsphase haben Extensions-Vorgänge den Gesamtbau des Gebirges erfasst. Sowohl die Struktur der Kaledoniden als auch die Lagerungsverhältnisse ihrer Detraktionssedimente weisen auf eine prä-devonische Staffelung des Orogensegmentes in Hebungs- und Senkungszonen hin. Dabei sind besonders die westlichen Teile stark gehoben und in devonischer Zeit abgetragen worden (vgl. BÜTLER 1948, S. 129—130).

Der kaledonische Gebirgsumpf wird heute von einer Schollentreppe grossen Stils zergliedert. Die Schollensegmente laufen generell N—S und zeigen eine schwache Kippung gegen Westen. Auf der Höhe des 73. Breitengrades (Region des Keiser Franz Josephs Fjordes) beträgt die Niveaudifferenz zwischen stratigraphisch-tektonisch gleichgestellten Strukturelementen des Deckgebirges im Fjordgebiet und im Nunatakegebiet rund 2000 m. Die Sprunghöhe einzelner Stufen kann jedoch, besonders am Ostrand des Gebirges, weit grösser sein und 3500 m erreichen (zB. Gunnar Anderssons Land).

Im Gegensatz zum relativ einfachen Bau der post-devonischen Schollentreppe entlang der Aussenküste (vgl. VISCHER 1940, STAUBER 1940, BIERTHER 1941, BÜTLER 1948, DONOVAN 1953) weisen die spät- und postkaledonischen Störungssysteme im kaledonischen Raum auf eine weit kompliziertere Tektonik hin. Im Prinzip durchziehen zwei verschiedenaltrege »Schollentreppen« das Orogensegment (vgl. HALLER 1955, Fig. 15).

Die älteren Strukturen streichen NNW—SSE. Sie sind Spuren einer ausgesprochenen Dehnungsphase unmittelbar nach der Hauptgebirgsbildung und markieren vorwiegend schwach geneigte Zerrungsbahnen.

Bei den jüngeren Störungen handelt es sich um N—S bis NNE—SSW laufende Verwerfungen und Bruchscharen. Sie gehören in die Nachphase der kaledonischen Orogenese, sind jedoch meist älter als die akadischen E—W-Schübe.

Beide Bruchsysteme sind ostwärts fallende, resp. westwärts steigende Treppenbauten. Das jüngere überlagert und überprägt das ältere. Beide Strukturen sind in postkaledonischer Zeit verschiedentlich reaktiviert und durch epirogenetische Bewegungen beansprucht worden.

Fig. 57. Die postkaledonischen Störungssysteme.

Schraffur = Zonen mit Spuren der spätkaledonischen Dehnungsphase; Strichpunktlinie = spät- und postkaledonische Zerrungsbahnen; Strichlinie = postkaledonisch-devonische Verwerfungen und Staffelbrüche.

EM = Eleonores Sø - Victor Madsens Gletscher - Störungszone,

HB = Hvidbjørns Nunatakker - Störung.

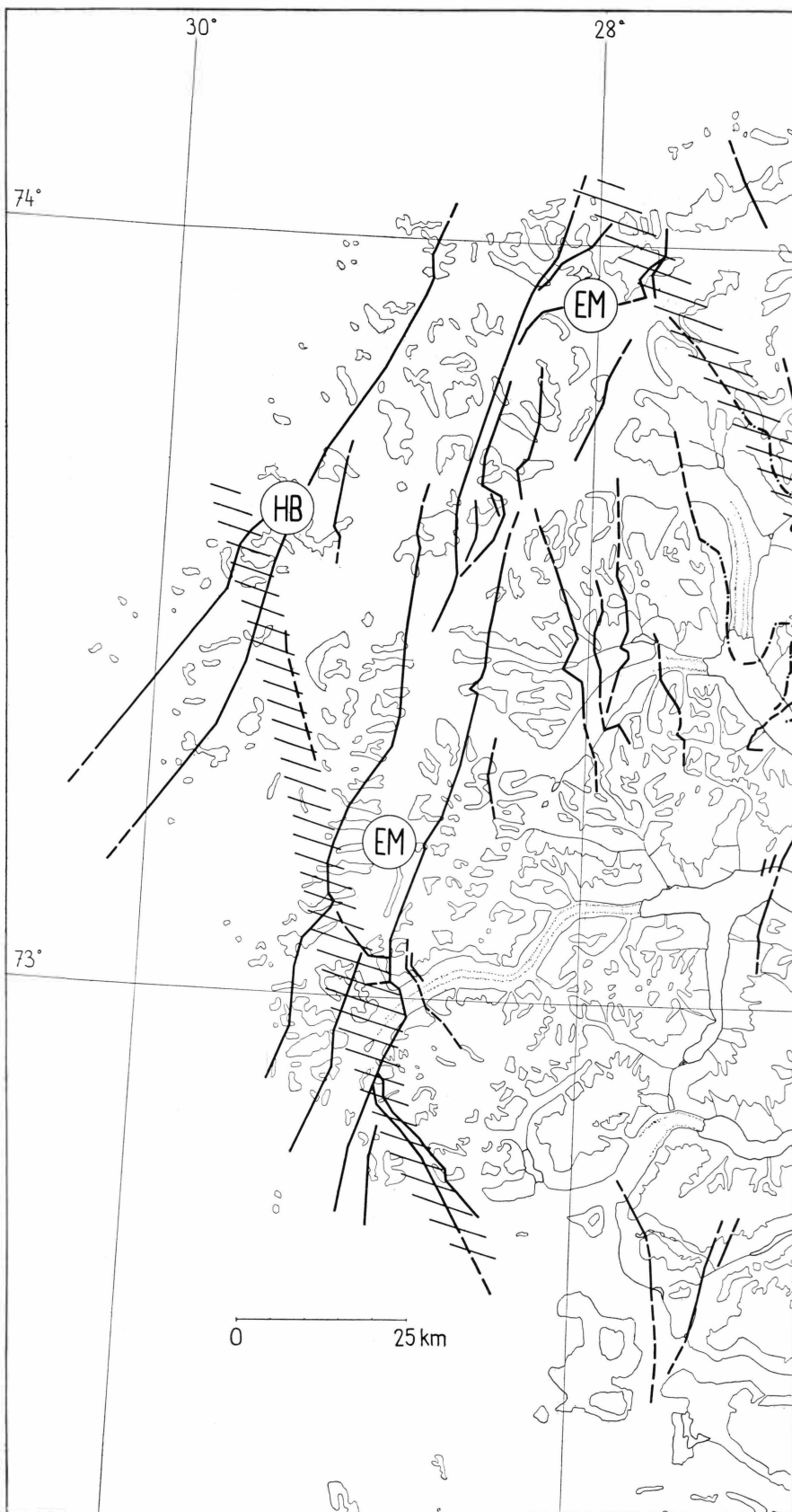


Fig. 57.

a. NNW–SSE streichende Bruchsysteme, vorwiegend mit Zerrungsstrukturen (spätorogen).

Die Spuren der spätorogenen Dehnungsphase durchziehen sämtliche Faltungsstockwerke des Gebirges. In den unteren Etagen erweisen sie sich in bezug auf die Metamorphose als vorwiegend parakristalline, flexurartige Bildungen. Im Deckgebirge haben die gleichen Bewegungen flachliegende Zerrungsbrüche entstehen lassen. Da diese Zonen auch in späterer Zeit immer wieder bewegt worden sind, ist es oft schwierig, die ältere Zerrungstektonik klar zu erkennen.

In demselben Zyklus müssen auch die zahlreichen spät- bis postorogenen Granitintrusionen stattgefunden haben, die hauptsächlich im Raum der Abscherungszone zwischen dem migmatitischen Unterbau und dem sedimentären Deckgebirge eingenistet lagern.

Die Nunatakker Region wird von zwei flexurartigen Deformationsstreifen mit Streichrichtung NNW–SSE durchzogen (Fig. 57). Die eine Zone erstreckt sich vom Bernhard Studers- und Arnold Eschers Land her ins westliche Andréés Land und greift von dort weiter gegen SE bis in den Raum der Staunings Alper. Ein zweiter Deformationsstreifen durchquert die südwestlichen Teile der Nunatakker Region vom Knud Ringnes Nunatak bis ins Eisplateau westlich des Cecilia Nunataks. Diese Dislokationszone trennt eine westliche Stufe petrogenetisch-tektonisch tieferer Elemente vom heutigen Zentralgebiet der Kaledoniden.

Ein weiteres Gebiet mit Spuren spätkaledonischer Bewegungen befindet sich im nördlichen und zentralen Teil von Louise Boyds Land. Die batholithartige Granitintrusion (vgl. S. 98), deren Ausläufer sich weit nach SE erstrecken, hat zu derselben Zeit im dortigen Zerrungsraum Platz genommen. Vermutlich stehen auch die zahlreichen Scherflächen in den nördlichen La Croix Bjerger (West-Andréés Land, vgl. HALLER 1953, S. 165) in einem gewissen Zusammenhang mit den spätorogenen Bewegungen in Louise Boyds Land.

b. NNE–SSW streichende Verwerfungen und Bruchstaffeln (postorogen).

Während die erste Gruppe der spät- bis postorogenen Bewegungsspuren einen flexurartigen Charakter besitzt, handelt es sich bei der zweiten um vorwiegend saigere Bruchsysteme. Die letzteren haben nicht nur das heutige Baubild der Kaledoniden geprägt, sondern auch den Küstenverlauf zwischen Scoresby Sund und Danmarks Fjord entscheidend vorgezeichnet.



Fig. 58. Hauptstörungsfläche am Nordenskiöld's Gletscher. Blick vom Gipfel Shackletons Bjerg gegen Norden. Rechts die Sedimente der »Petermann Serie« links Gneisskörper des »Westlichen Metamorphen Komplexes«. Beachtenswert sind die Sackungsbrüche im Hangenden der Hauptstörung im Vordergrund.

An den Kreuzungsstellen von spät- bis postorogenen Zerrungsstrukturen und postkaledonisch-devonischen Bruchstaffeln schneiden sich die beiden Störungssysteme meist unter einem spitzen Winkel. An solchen Stellen ist dadurch in einem längeren Gebietsstreifen ein gemeinsames, gleichgerichtetes Wirkungsfeld und somit eine wesentliche Akzentuierung des Stufenbaues entstanden. Eine derartige Kreuzungszone liegt im Gebiet des oberen Nordenskiöld's Gletschers (Fig. 57) Sie prägt dort eine strukturell und petrogenetisch scharfe Grenze zwischen den Sedimenten der Petermann-Synklinale und den Gneissen des »Westlichen Metamorphen Komplexes«.

Die jüngeren Bruchscharen in der Nunatakker Region lassen sich in zwei Systeme gliedern:

- 1) Hvidbjørns Nunatakker-Störung,
- 2) Eleonores Sø — Victor Madsens Gletscher-Störungszone.



Fig. 59. Verlauf der Hauptstörung am Westfuss von Shackletons Bjerg (Bildmitte). *S* = Sedimente der »Petermann Serie«, *G* = Gneisse des »Westlichen Metamorphen Komplexes« (Flugbild).



Fig. 60. Nunatakker westlich von Petermanns Bjerg. Im Hintergrund Shackletons Bjerg, vorne links Kalifbjerg. Die Störungslinie ist durch einen schwarzen Strich markiert (Flugbild).

1. Hvidbjørns Nunatakker-Störung.

Die Hvidbjørns Nunatakker-Störung trennt die nordwestlichsten, durch das Inlandeis völlig isolierten Felsrippen und Bergspitzen von der zentralen Nunatakker Region. Sie durchschneidet längs der Linie Hobbs Land — oberster Hambergs Gletscher den Westschenkel der flachen Hambergs Gletscher-Synklinale. Der Westflügel der steil ostwärts fallenden Verwerfungsfläche tritt sowohl geologisch als auch morphologisch als Horstbildung hervor. Die Sprunghöhe der Verwerfung (Abscherungsfläche) nimmt von Norden gegen Süden zu. Südlich von Evers Gletscher gabelt sich die Dislokationslinie und wird zu einem dreistufigen, ostfallenden Staffelbruch.

2. Eleonores Sø — Victor Madsens Gletscher - Störungszone.

Die Eleonores Sø — Victor Madsens Gletscher - Störungszone ist kompliziert und von Ort zu Ort verschiedenartig gebaut. Sie besteht aus mehreren Systemen von Scherflächen und Bruchbildungen. Die Störungen erstrecken sich über einen Gebietsstreifen von 10—15 km



Fig. 61. Verwerfungen, Gleit- und Sackungsbrüche an der Boyds Bastion (Jättegletscher). Die wichtigsten Störungen sind durch schwarze Linien markiert (Flugbild).

Breite und rund 150 km Länge, das heisst vom Arnold Eschers Land bis ins Einzugsgebiet des Nordenskiölds Gletschers.

Im südlichen Teil hat eine einfache Hebung des »Westlichen Metamorphenen Komplexes« stattgefunden, ein Prozess, der sich im wesentlichen längs der grossen Hauptstörungslinie unmittelbar westlich der Petermann Gebirgskette abgespielt hat (Fig. 58—60). In Louise Boyds Land, besonders schön aufgeschlossen an der Boyds Bastion (Fig. 61), liegt die Hauptstörungsbahn wesentlich flacher als weiter südlich. Sie besitzt hier den Charakter eines Gleitbruches, woran der Westschenkel der Petermann-Synklinale abgeglitten ist. Die petrogenetische Diskrepanz zwischen dem migmatitischen Gneisverband im Liegenden und den nicht oder höchstens schwach metamorphen Sedimenten im Hangenden der Störung lässt hier eine beträchtliche Vertikalverschiebung vermuten. Die im zentralen Boyds Land beobachtete, ostwärts gerichtete Schuppenbildung (vgl. S. 144) dürfte mit diesem Hebungs- bzw. Abgleitprozess an der Boyds Bastion in direktem Zusammenhang stehen.

Nördlich des Hambergs Gletschers trägt die Eleonores Sø — Victor Madsens Gletscher-Störung die Merkmale eines zusammengescherten Grabenbruches. Kaledonisch verfaltete Sedimente liegen dort in

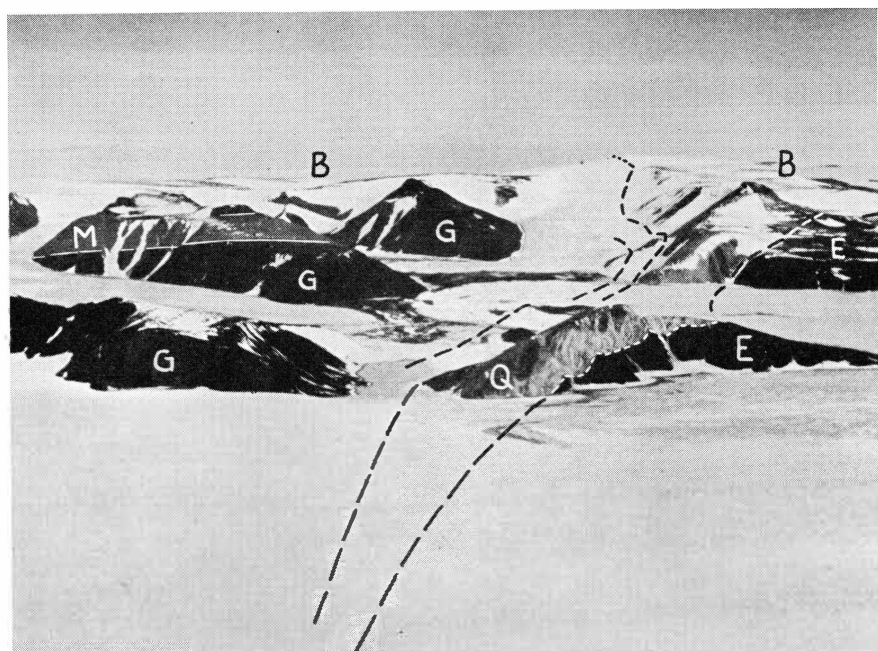


Fig. 62. Störungslinien und westliche Schuppenzone in Arnold Eschers Land, im Vordergrund Slottet. *M* = zungenförmiger Migmatitkörper von West-Eschers Land (vgl. S. 66), *G* = Glimmerquarzite und -gneisse, *Q* = Slottet-Quarzite, *E* = Sedimente der »Eleonore Sø-Serie«, *B* = kretazisch-tertiäre Basaltdecke. Die Störungslinien sind durch kräftige Linien markiert. Flugbild.

einer Senke postkaledonischen, möglicherweise mitteldevonischen Alters. Die vage Datierung stützt sich einzig auf Parallelerscheinungen im Fjordgebiet (Nordfjord-Graben, Schub- und Bruchtektonik im Hudson Land). Spätere Tangentialschübe, eventuell akadische Bewegungen, haben den Eleonores Sø-Graben deformiert und von Osten und Westen her stratigraphisch tiefere Sediment- und Kristallinkeile überschoben (Fig. 62). — KATZ (1952b, S. 58—59) bringt diese jüngeren Bewegungen in Zusammenhang mit isostatischen Ausgleichsbewegungen innerhalb des kaledonischen Orogensegmentes (Einsinken früher emporgewölbter Hochzonen östlich und westlich des Depressionsgebietes als Folge der postkaledonischen Dehnungstendenz).

Die wiederholte Reaktivierung dieser spät- und postkaledonischen Störungssysteme in postdevonischer Zeit ist mehrmals betont worden. Es sei hier erneut auf die vielerorts festgestellte Gebundenheit der kretazisch-tertiären Basaltergüsse an den Raum dieser tektonischen Schwächezonen hingewiesen.

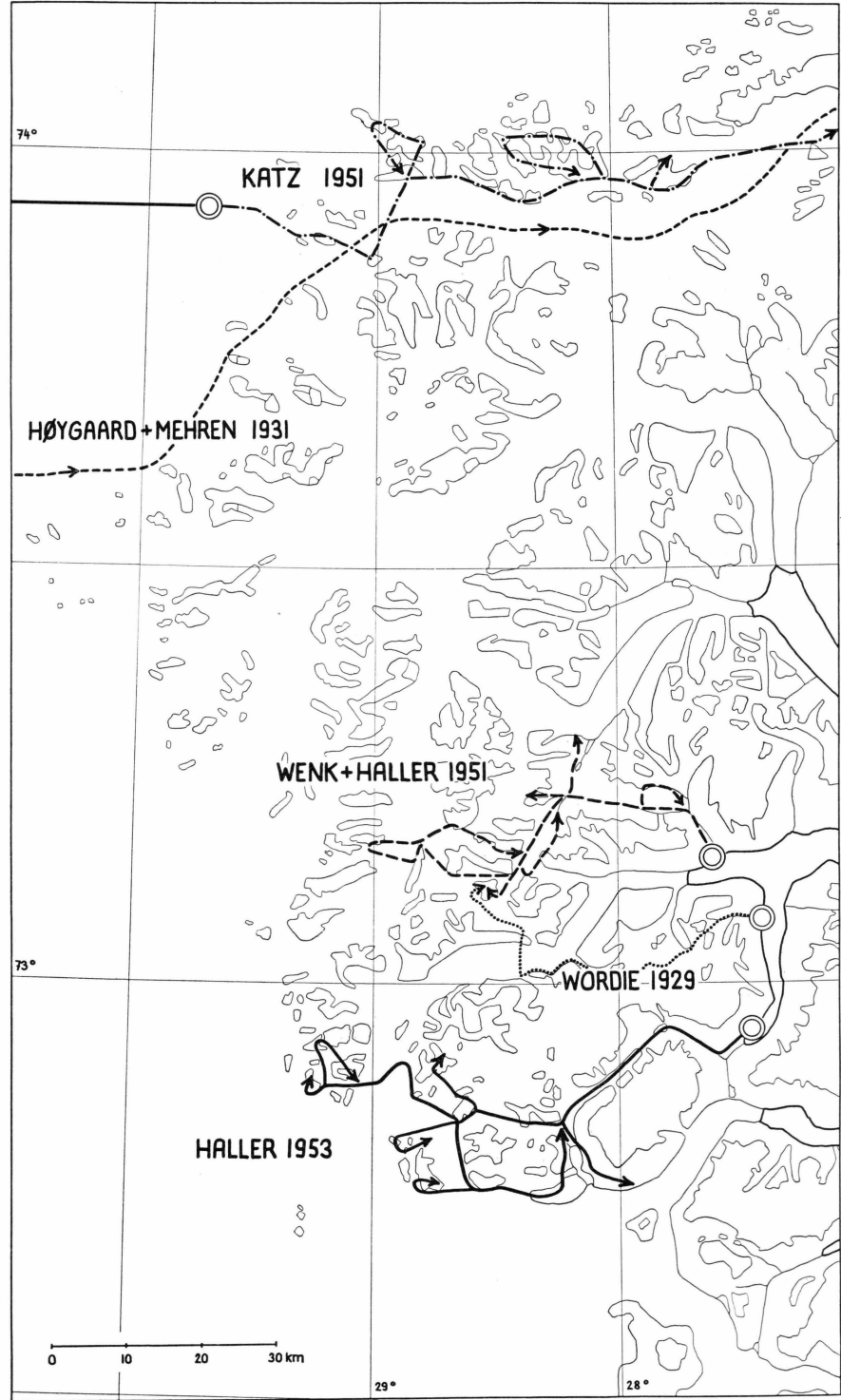


Fig. 63. Sketch-map showing the travelling routes across the Nunatakker Region.

SUMMARY

Between 70° and 75° N. lat. the coastal mountains of Central East Greenland are intersected by the widely ramifying systems of Scoresby Sund, Kong Oscars Fjord, and Kejser Franz Josephs Fjord. To the west the inland ice rises. The ice masses move in steadily flowing streams towards the N—S extending mountain chain, in whose marginal areas they are cut up into large glacier streams. All valleys and depressions are glaciated. Above the firn plateaus and ice streams occasional talus ridges, mountain peaks and whole massifs stand out: the Nunatakker¹⁾ (nuna = land in Greenlandish). The peaks are 2400 m to 2900 m high.

The Nunatakker region is an extensive working area difficult of access. It may be reached through some large mountain valleys or by a route from the inland ice. In the course of its exploration both possibilities have been tried. All the terrestrial investigations have had to be limited to excursions through very small areas, and the geological facts secured in this way by different working teams will therefore be very deficient in detail. To give a better idea of the working conditions and of the possibilities of investigation, the travelling routes of the various authors are shown in fig. 63.

The bed-rock cropping out in the nunataks of Central East Greenland consists entirely of groups of Caledonian rocks, with the only exception of the young plateau basalts which cover the peneplain in the northern marginal area. — We use the term “Caledonian sensu lato” for the major orogenic phase of the early Palaeozoic, similarly to “Hercynian” and “Alpine”.

I. Stratigraphy of the Sedimentary Series Affected by Caledonian Folding.

The stratigraphy of the sedimentary series affected by Caledonian folding in Central East Greenland has been treated in a number of recent publications: ADAMS (1957), COWIE (1957), EHA (1953), FRÄNKEL

¹⁾ pl. of Nunatak in Danish.

(1951, 1953 a, b), HUBER (1950), KATZ (1952 a, b), SOMMER (1956), WENK and HALLER (1953).

The Archaean basement of the Upper Algonkian-Ordovician series of deposits has hitherto not been found anywhere in Central East Greenland. The succeeding Archaean crystalline complex is present in Dronning Louise Land. Presumably another group of clastic sediments is to be expected below the lowermost beds of the Eleonore Bay Formation. The total thickness of the sedimentary series affected by Caledonian folding may thus considerably exceed the total of 16.000 m hitherto assumed.

The sedimentary series occurring in the Nunatak region only fragmentarily reflect the stratigraphy observed in the fjord region. Moreover, alternation of facies renders exact comparison with the series of the fjord region difficult. For further elucidation the author has attempted a correlation in table 1 in continuation of the papers by KATZ (1952b) and WENK and HALLER (1953).

A. Greenlandian.

According to LAUGE KOCH (1930, p. 346), the late Pre-Cambrian sediments in Greenland are comprised under the name of Greenlandian. In Central East Greenland this group of sediments can be divided into the Eleonore Bay Formation and the Tillite Formation.

a. Eleonore Bay Formation.

Most of the sediments in the Nunatak region belong to the series of the Eleonore Bay Formation. Notably the Quartzite Series and the Upper Argillaceous-Arenaceous Series are found here.

To the sedimentary area in the region of Petermanns Bjerg WORDIE (1930, p. 490) gave the local name of "Petermann Series". WENK and HALLER (1953) subdivided these series stratigraphically and correlated them with the series of the fjord zone. The upper part of the sequence of sediments consists of light-coloured coarsely banded members of the Quartzite Series (Upper Eleonore Bay Formation). It corresponds in thickness and development to its stratigraphical equivalents in the fjord region. The lower portion of the group, the Upper Argillaceous-Arenaceous Series (Lower Eleonore Bay Formation), however, differs greatly in facies and thickness from the corresponding series in the fjord region.

Subdivision of the Quartzite Series and the Upper Argillaceous-Arenaceous Series in the region of the Petermann Range:

		Quartzite Series	Upper
Synclinal Quartzite-Sandstone-Shale Series		1000 m	
Summit Quartzite Series		1500 m	
Shoulder Quartzite-Series		470 m	Upper
Layered Quartzite-Slate-Dolomite Series		1400 m	Argillaceous-Arenaceous
Phyllite Series		1250 m	Arenaceous Series
Mystery Quartzite Series		700 m	
Marble-Chlorite-Schist Series		200 m	Calcareous-Argillaceous Series
			Lower
Eleonore Bay Formation			

The stratigraphic-lithological conditions in the region of the Nils Holgerssons Nunatakker and of the southwestern part of I. L. Mowinckels Land were observed from aircraft. The non-metamorphic condition of these sediment areas can be assumed only on the basis of the patina of the rocks. In the Nils Holgerssons Nunatakker horizontally layered light-coloured bedded quartzites of the »Summit Series« form a broad NNE—SSW striking synclinal structure. The flat mountains in the western part of the Nunatakker group are built up of shales and quartzites of the Upper Argillaceous-Arenaceous Series.

Farther north the same sedimentary series build up the mountains of southwestern I. L. Mowinckels Land as well as the nunataks between Sukkertoppen and Evers Gletscher. In I. L. Mowinckels Land the beds, especially the deeper-lying ones, exhibit a metamorphic character. The nunataks west of I. L. Mowinckels Land, however, seem to consist of non-metamorphic shales and quartzites.

The sediment area of Arnold Eschers Land and central and south-eastern I. L. Mowinckels Land is situated in a large post-Caledonian graben structure. The age of this graben structure has not yet been determined, but probably it is Middle Devonian (cf. chapter on tectonics). In the inner part of the graben lies an entirely non-metamorphic series of beds. Katz (1952b) investigated the sediments in Arnold Eschers Land and gave them the local name of "Eleonore Sø Series". Because of the lithological sequence of the whole bed-group and of the presence of Cryptozoon-like structures in the dolomites of the "Upper Eleonore Sø Series" Katz draws the conclusion that the beds are equivalents of the Upper Eleonore Bay Formation. Compared with the fjord region, this group of deposits is monotonous and of inconsiderable thickness. Katz speaks of a bathyally developed facies of the Eleonore Bay Formation.

A complex sequence of greenstones corresponds stratigraphically to the tillitic deposits of the fjord region. The other groups of sediments are stratigraphically correlated as follows:

“Slottet Quarzite” (Quartzite Series?)

“Lower Eleonore Sø Serie” (Multicoloured Series)

“Upper Eleonore Sø Serie” (Limestone-Dolomite Series).

Erratic boulders from the large inland ice streams invite speculations about the western marginal and foreland area of the Caledonides in Central East Greenland. Thus the abundant occurrence of boulders of the uppermost Eleonore Bay Formation where Nordenskiölds, Hisingers, and Wahlenbergs Gletscher enter this tract, is suggestive of the presence of a large sediment area beneath the inland ice between 72° and 73° N.lat. As the Caledonian folding structure within the fjord region attains its deepest axial depression in the region of Ella Ø (72° 50' N.lat.), the presence of an analogous depression structure west of the “Central Metamorphic Complex” is quite possible.

b. Tillite Formation.

Tillitic deposits have not been observed anywhere within the Nunatakker region, not even in the form of erratics.

In the sedimentary area of Arnold Eschers Land, possibly also in the southeastern part of I. L. Mowinckels Land, the limestones, dolomites and shales of the uppermost Eleonore Bay Formation are conformably overlain by a complex more than 1000 m thick of schists. From this KATZ draws the conclusion that no tillites were deposited in the north-western Nunatakker region. Ophiolitic intrusions replace them there. As a proof of the contemporaneous occurrence of basic eruptives in the west and of tillite deposits in the east KATZ (1952b, 1954) mentions the beds of the Tillite Formation on Strindbergs Land.

B. Palaeozoic.

In the Nunatakker region between 72° 30' and 74° 10' N.lat. no palaeozoic sediments occur, but fossiliferous boulders indicate their presence west of the exposed area.

Very problematic are the origin and stratigraphic position of the boulders of the so-called “Scolithus quartzite”. They possibly represent a Cambrian fauna. In Greenland, however, such quartzites have so far not been found *in situ*.

II. Petrography of the Caledonian Crystalline (“Western Metamorphic Complex”).

Four groups of crystalline rocks can be referred to the Caledonian orogenic cycle.

A. Synorogenic granites and migmatites are products of a granitisation that took place “*in situ*”. Characteristic of these rocks is

their concordant position in the fold structure of the mountains. They form the shell-structured substratum of the metamorphic sediments (group B). In accordance with the mineral content, the rocks range from *granites* to *quartz-diorites*.

B. Metamorphic sediments of the Greenlandian form the roof and mantle of the migmatitic infra-structure and its offshoots. Continuous transitions to non-metamorphic sediments occur in many places, vertically as well as horizontally. The fronts of metamorphism are largely conformable to the structural elements of the migmatite series. The contact metamorphism was directly dependent on the underlying migmatite bodies (thermal influence), only indirectly on magmatic melts.

The psammites occur as mica- and feldspar-quartzites and gneisses rich in quartz. The pelitic rocks usually show the following stages of transformation: clay shale, phyllite, micaschist (garnet-bearing), mica-gneiss (garnet-bearing). Carbonaceous and calc-silicate rocks are of subordinate importance.

A large part of the metamorphic sediment group in the Nunatakker region belongs to the Upper Argillaceous-Arenaceous Series (Lower Eleonore Bay Formation).

C. Amphibolites and related basic rocks may be subdivided genetically as follows:

a) The concordant bands of hornblende-shales and -gneisses are mostly of inconsiderable thickness and, as a rule, clearly recognisable as highly metamorphic equivalents of calcareous-marly sediments (para-amphibolites).

b) The ortho-amphibolites differ from group a) mainly in their form of bedding and their mineral content, which is of an eruptive character. The occurrence of pre- to early Caledonian ophiolites was ascertained in the following localities: Knud Ringnes Nunatak, the lower part of Jättegletscher, Spalenbjerg, and Pluto Nunatak.

c) In the peripheral shells of the migmatite bodies seams of melanocratic rocks 5—50 m thick occur in many places owing to an enrichment of femic components. These rocks are taken to be basic exudates in the upper part of the "front of granitisation".

D. Late to post-orogenic granites and dyke rocks, intruded into the mountain structure in several places, discordantly as well as concordantly. They occur in various generations. The author (1953, 1955) regards these intrusions as late paligenetic products of the

synorogenic migmatic activity in the deeper parts of the migmatite stockwork.

These rocks are mostly *muscovite-biotite-microcline-oligoclase-granites*, respectively *biotite-oligoclase-pegmatites*.

In the Petermann Range dykes of lamprophyre, probably referable to the same late-orogenic cycle, are also met with.

III. Petrography of the Basalt Formation.

The discovery by KATZ, in the summer of 1951, of the large basalt table in the innermost nunatak region of Kong Christian X's Land has given rise to various new views on the distribution of the Cretaceous-Tertiary basalt formation. Finds of boulders (RITTMANN 1940a) already previously had led to the conjecture that, in addition to the isolated young basalt dykes occurring in the inner fjords, also rocks of this kind might occur in the Nunatakker region.

The age of the basaltic plateau north of Hobbs Land and Arnold Eschers Land could in a field-geological respect only be determined as undoubted post-Caledonian. A determination by means of fossiliferous sediments was not possible. For the following two reasons we may assume them to be Cretaceous-Tertiary effusives: In the first place the basalt table covers the entirely levelled relief, the basement of which is built up of very heterogeneous elements (Caledonian folding elements, post-Caledonian fault systems). Secondly, the produced rock types are closely related mineralogically and petrochemically to the Tertiary eruptives of the outer coast. A close comparison (cf. figs. 47—51) shows that the basalts of the Nunatakker region should, no doubt, be referred to the Cretaceous-Tertiary volcanic province of the outer coast.

A small young eruptive stock in the eastern part of Studers Land and some samples of boulder material are the only products of salic magmas known to us.

IV. Tectonics.

Structurally the East Greenland Caledonian mountain range represents the prototype of an orogeny with a plastically and intensively folded migmatitic infra-structure of predominantly granitic composition (synorogenic granites and related migmatites) and with a moderately folded rigid supra-structure, consisting of non-metamorphic and metamorphic sediments. Disharmonious folding is quite common in the transitional zone as a consequence of the different behaviour of the two parts.

In the Nunatakker region both the infra-structure and the supra-structure are exposed.

A. Elements of the Caledonian fold structure.

The Caledonian structure reveals two fold elements of different age striking almost at right angles to each other. They owe their shape to the regional migmatitic tectonics.

The older folds strike E—W. They form extensive zones of warping. In the crystalline infra-structure they appear as a crowding of migmatitic offshoots, in the sedimentary supra-structure as zones of axial culmination and depression. They are of pre- to early-Caledonian age (fig. 52).

The younger N—S striking folds came into existence during the "mise en place" of the migmatite "stockwork". They represent the main phase of the Caledonian orogeny. There are various signs indicating their equivalence with the Taconian folding phase (Ordovician—Silurian). Especially along the eastern margin of the mountain range, later Devonian tangential thrusts (Acadian movements) deformed and accentuated an already fully developed folding structure. These Devonian movements form the late- and postorogenic phases of the Caledonian. They also affected parts of the Nunatakker region.

In the Nunatakker region the fold structures of the covering beds strike generally NNE—SSW (fig. 53). The folds are largely free from faults and show a constant individual form; i. e., they possess symmetrical regularity of build along their whole extent. Two younger systems of faults run parallel to the fold structures and here cut up the whole orogenic segment into a large eastward tilted series of echeloned fault blocks. In correspondence with this postorogenic differentiation of level various tectonic units crop out in the present-day structural plane within the individual block structures. From east to west there are four groups of Caledonian fold elements:

1) Supra-structural zones of folding in Boyds Land, Fränkels Land, and Goodenoughs Land (Knäkdalen syncline, Gregory anticline, Petermann syncline). The Gregory anticline is the chief folding element between the "Central" and the "Western Metamorphic Complex". In Fränkels Land it is slightly tilted towards the west; in Louise Boyds Land it shows an eastward inclination and an isoclinal pressure folding in the flatter western limb (fig. 55).

2) Fragments of a Caledonian anticlinal zone lie wedged-in like a graben in the region of Eleonores Sø and in the south-western part of I. L. Mowinckels Land. South of Hambergs Gletscher and in its direct continuation there lies an extensive warping complex, the Madsen uplift. A large portion of the structures exposed there belongs to the deeper migmatite "stockwork". The migmatitic structures (infra-structure) strike NNW—SSE and as a whole set their mark on a NNE—SSW running zone of uplift (supra-structure). This is an illustrative example of stockwork folding.

3) Between 73° and 74° N.lat. the Nunatakker region is dominated tectonically by the long, shallow Hambergs Gletscher syncline.

4) West of the broad synclinal basin (3) a morphologically conspicuous horst of migmatitic infra-structure, the Hvidbjørns Nunatakker zone of uplift suddenly rises. This is the westernmost fold element of the Caledonian mountain chain in Central East Greenland. The greater part of its western flank as well as its southern continuation lie below the inland ice.

The fact that even the innermost nunataks show traces of intensive folding suggests a westward continuation of the Caledonian orogenic space below the inland ice (possibly 100 km?).

B. Late- and post-Caledonian fracture systems.

The Caledonian folding phase ended with extension processes that seized the whole mountain structure. At the present day the Caledonian peneplain is cut up by a large-scale step-like arrangement of fault blocks. The block segments generally strike N—S and show a slight westward tilt. We can trace two step-like fault structures of different age (fig. 57) intersecting the orogenic segment.

The older structures strike NNW—SSE. They are the remains of a marked phase of expansion following immediately upon the main orogeny and are of a flexure-like character. For the most part they occur as slightly inclined slip planes of tension fractures.

The younger fractures consist of N—S to NNE—SSW running faults and swarms of faults. They belong to a later phase of the Caledonian orogeny but most of them are older than the Acadian thrusting movements.

The two fault systems are eastward descending, respectively westward rising step-like structures. The younger one overlies and sets its mark on the older one. In post-Caledonian time both the structures were reactivated and affected by epeirogenic movements more than once.

We comprise the younger fault systems into the Hvidbjørns Nunatakker fault in the west and the Eleonores Sø — Victor Madsens Gl. fault in the central part of the Nunatakker region. The latter is of a complicated nature, differing in build from place to place. It is composed of several systems of shearing planes and fault structures. North of Hambergs Gl. it shows traces of a sheared graben (the Eleonores Sø graben).

A great many of the late- to post-Caledonian granite intrusions are synchronous with this deformation and arrangement in steps of the orogenic segments into zones of uplift and subsidence.

VERDANKUNGEN

Für die grosszügige Aufnahme meiner Nunatakkerreisen ins Programm der Expedition bin ich Herrn Dr. LAUGE KOCH zu besonderem Dank verpflichtet.

Bei der Auswertung der Feldergebnisse, Flugbeobachtungen und Gesteinsproben im Min.-petr. Institut Basel durfte ich immer auf die wertvollen Ratschläge von Herrn Prof. E. WENK zählen. Dafür sowie für die Überlassung zahlreicher Feldbeobachtungen und Fotos aus Fränkels Land und dem inneren Scoresby Sund danke ich ihm herzlich. Er besorgte auch die Durchsicht des Manuskriptes.

Ebenso danke ich:

Dr. E. FRÄNKL, meinem Kollegen, der mir auf Grund seines Studiums amerikanischer Senkrechtaufnahmen im Geodätisk Institut København manch wertvolle Hinweise gab,

Dr. med. H. P. BUESS (1951), W. DIEHL und H. R. v. GUNTEN (1953), meinen Begleitern, für ihre gute Kameradschaft,

B. STÅHLFORS (†) (1952), A. V. NORDVÄGER, H. LUNDING (1953) und G. OPSAL (1954), den »Norseman«-Piloten, sowie Cpt. K. PEDERSEN, dem Kommandanten der Air Force-Catalina (1953), für die Durchführung der zahlreichen Rekognoszierungs- und Kartierungsflüge,

Lt. K. BRUUN-SIMONSEN, dem Navigator, für die Aufnahme der Bildserie 666-DE am 23.7.53,

E. HOFER, dem Luftfotographen der Expeditionen 1949—51 für sein Arbeiten in Grönland und die Anfertigung vieler hier publizierter Klischeevorlagen,

dem beteiligten Flug- und Bodenpersonal,

Dr. H. SCHWANDER, meinem Kollegen im Min.-petr. Institut, für die beiden Gesteinsanalysen,

E. GLAUSER für das Präparieren von Dünnschliffen,
dem GEODÄTISK INSTITUT (København) für die Überlassung des
Fotomateriales.

Dank gebührt allen am Druck beteiligten Institutionen und nicht
zuletzt auch dem Staate Dänemark für seine grosszügige Unterstützung
wissenschaftlicher Forschung.

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

LITERATURVERZEICHNIS

(exkl. Reiseberichte)

M.o.G. = Meddelelser om Grønland

- ADAMS, P. 1957. (Vgl. COWIE, J.).
- BACKLUND, H. G. 1942. Probleme der Arktischen Plateaubasalte. Veröffentlichungen des deut. wissensch. Inst. Kopenhagen, Reihe I, Nr. 3, Berlin.
- BACKLUND, H. G. und MALMQVIST, D. 1932. Zur Geologie und Petrographie der Nordostgrönländischen Basaltformation, I. Teil: Die Basische Reihe, M.o.G. Bd. 87, Nr. 5, København.
- BIERTHER, W. 1941. Vorläufige Mitteilung über die Geologie des östlichen Scoresby Landes in Nordostgrönland, M.o.G. Bd. 114, Nr. 6, København.
- BOYD, L. A. 1935. The Fjord Region of East Greenland. Franz Joseph Fjord and Vicinity, Americ. Geogr. Soc. Special Publ. Nr. 18, New York.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. 1945. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I. Hauptteil: Die Ophiolithe, Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen, Berechnungsmethoden, Publ. der Stiftung »Vulkaninstitut Immanuel Friedländer«, Zürich.
- BÜTLER, H. 1948. Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Josefs Fjord in Ostgrönland, Mitt. Naturf. Ges. Schaffh. Bd. XII, 1947/48, Schaffhausen.
- 1954. Die stratigraphische Gliederung der mitteldevonischen Serien im Gebiete von Kap Franklin am Kejser Franz Josefs Fjord in Zentral-Ostgrönland, M.o.G. Bd. 116, Nr. 7, København.
- 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. 1, København.
- COWIE, J. 195 . The Cambro-Ordovician of Central East Greenland. Part II. The Cambrian faunas. M.o.G. Bd. 153, Nr. 2, København.
- 195 . Part III. The Ordovician faunas (in Vorbereitung).
- DONOVAN, D. T. 1953. The Jurassic and Cretaceous Stratigraphy and Palaeontology of Traill Ø, East Greenland, M.o.G. Bd. 111, Nr. 4, København.
- EHA, S. 1953. The pre-Devonian Sediments on Ymers Ø, Suess Land and Ella Ø (East Greenland) and their Tectonics, M.o.G. Bd. 111, Nr. 2, København.
- FRÄNKEL, E. 1951. Die untere Eleonore Bay Formation im Alpefjord, M.o.G. Bd. 151, Nr. 6, København.
- 1953a. Geologische Untersuchungen in Ost-Andréas Land (NE-Grönland), M.o.G. Bd. 113, Nr. 4, København.
- 1953b. Die geologische Karte von Nord-Scoresby Land (NE-Grönland), M.o.G. Bd. 113, Nr. 6, København.

- FRÄNKEL, E. 1954. Vorläufige Mitteilung über die Geologie von Kronprins Christians Land (NE-Grönland, zwischen 80° — 81° N und 19° — 23° W), M.o.G. Bd. 116, Nr. 2, København.
- 1955. Weitere Beiträge zur Geologie von Kronprins Christians Land (NE-Grönland zwischen 80° und $80^{\circ}30'$ N). M.o.G. Bd. 103, Nr. 7, København.
1956. Some general remarks on the Caledonian mountain chain of East Greenland. M.o.G. Bd. 103, Nr. 11, København.
- HALLER, J. 1953. Geologie und Petrographie von West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land (NE-Grönland), M.o.G. Bd. 113, Nr. 5, København.
- 1955. 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.
- HOLMES, A. 1918. The Basaltic Rocks of the Arctic Regions. Min. Mag. Vol. 18, Nr. 85, London.
- HOLTEDAHL, O. 1932. Bemerkninger om de av Høygaard og Mehren medbragte bergartsprøver fra Grönlands Innland. Norsk geogr. Tidsskrift Bd. 4, Oslo.
- HØYGAARD, A. og MEHREN, M. 1932. Tvers over Grönlands Inlandsis, Norsk geogr. Tidsskrift, Bd. 4, Oslo.
- HUBER, W. 1950. Geologisch-Petrographische Untersuchungen in der inneren Fjordsregion des Keiser Franz Josephs Fjordsystemes in Nordostgrönland, M.o.G. Bd. 151, Nr. 3, København.
- KATZ, H. R. 1952a. Zur Geologie von Strindbergs Land (NE-Grönland), M.o.G. Bd. 111, Nr. 1, København.
- 1952b. Ein Querschnitt durch die Nunatakzone Ostgrönlands (ca. 74° n. Br.), M.o.G. Bd. 144, Nr. 8, København.
- 1953. On the pre-Cambrian rock-formations belonging to the Caledonian geosyncline of North-East Greenland, Congrès géol. internat. Alger 1952, Section I, Fascicule I, Alger.
- 1954. Einige Bemerkungen zur Lithologie und Stratigraphie der Tillitprofile im Gebiet des Keiser Franz Josephs Fjord, Ostgrönland, M.o.G. Bd. 72, 2. Afd., Nr. 4, København.
- KOCH, L. 1929. The Geology of East Greenland. M.o.G. Bd. 73, Nr. 1, København.
- 1930. Die tektonische Entwicklung Grönlands, Geol. Rundschau Bd. 21, Heft 5, Stuttgart.
- KROKSTRÖM, T. 1932. On the Ophitic Texture and the Order of Crystallisation in Basaltic Magmas, Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXIV, Nr. 4, Upsala.
- 1944. Petrological Studies on some Basaltic Rocks from East Greenland, M.o.G. Bd. 103, Nr. 6, København.
- ODELL, N. E. 1939. The Structure of the Keiser Franz Josephs Fjord Region, North East Greenland, M.o.G. Bd. 119, Nr. 6, København.
- 1944. The Petrography of the Franz Josef Fjord Region North-East Greenland, in Relation to its Structure: A Study in Regional Metamorphism. Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh, Vol. LXI, Part I, Nr. 8, Edinburgh.
- PARKINSON, M. M. L. and WHITTARD, W. F. 1931. The Geological Work of the Cambridge Expedition to East Greenland in 1929, Quart. Journal of the Geol. Soc. of London, Vol. LXXXVII, S. 650, London.
- POULSEN, CHR. 1932. The Lower Cambrian Faunas of East Greenland, M.o.G. Bd. 87, Nr. 6, København.
- NIGGLI, P. 1936a. Über Molokularnormen zur Gesteinsbestimmung, Schweiz. Min. Petr. Mitt. B. 16, Zürich.
- 1936b. Die Magmentypen, Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 16, Zürich.

- NIGGLI, P. 1945. BURRI, C. und NIGGLI, P. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I. Hauptteil: Die Ophiolithe, Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen, Berechnungsmethoden. Publ. der Stiftung »Vulkaninstitut Immanuel Friedländer«, Zürich.
- 1950. Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose, Schweiz, Min. Petr. Mitt. Bd. 30, Heft 2, Zürich.
- NORDENSKIÖLD, O. 1907. On the Geology and Physical Geography of East-Greenland, M.o.G. Bd. 28, Nr. 5, København.
- RITTMANN, A. 1940a. Studien an Eruptivgesteinen aus Ostgrönland, M.o.G. Bd. 115, Nr. 1, København.
- 1940b. Der jungpaläozoische Vulkanismus in Ostgrönland, Mitt. Naturf. Ges. Schaffh. Bd. XVI, Nr. 8, Schaffhausen.
- ROSENKRANTZ, A. 1929 Preliminary Account of the Geology of the Scoresby Sound District, M.o.G. Bd. 73, Nr. 2, København.
- SCHAUB, H. P. 1942. Zur Geologie der Traill Insel (Nordostgrönland). Eclog. Geol. Helvet., Vol. 35, Basel.
- SOMMER, M. 1956. Geologie von Lyells Land (NE-Grönland), M.o.G. Bd. 155, Nr. 2. København.
- STAUBER, H. 1940. Stratigraphisch-Geologische Untersuchungen in der ostgrönländischen Senkungszone des nördlichen Jamsonlandes, M.o.G., Bd. 114, Nr. 7, København.
- TEICHERT, C. 1933. Untersuchungen zum Bau des kaledonischen Gebirges in Ostgrönland, M.o.G. Bd. 95, Nr. 1, København.
- VISCHER, A. 1940. Der postdevonische Bau Ostgrönlands zwischen 73 und 75° n.Br., M.o.G. Bd. 114, Nr. 4, København.
- 1943. Die postdevonische Tektonik von Ostgrönland zwischen 74 und 75° n.Br., M.o.G. Bd. 133, Nr. 1, København.
- WAGER, L. R. 1934. Geological Investigations in East Greenland, Part I General Geology from Angmagsalik to Kap Dalton, M.o.G. Bd. 105, Nr. 2, København.
- 1935. Geological Investigations in East Greenland, Part II Geology of Kap Dalton, M.o.G. Bd. 105, Nr. 3, København.
- 1947. Geological Investigations in East Greenland, Part IV The Stratigraphy and Tectonics of Knud Rasmussens Land and the Kangerdlugssuaq Region, M.o.G. Bd. 134, Nr. 5, København.
- WAGER, L. R. and DEER, W. A. 1939. Geological Investigations in East Greenland, Part III The Petrology of the Skærgaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland, M.o.G. Bd. 105, Nr. 4, København.
- WASHINGTON, H. S. 1922. Deccan traps and other plateau basalts, Bull. Geol. Soc. of America, Vol. 33, Washington.
- WEGMANN, C. E. 1935a. Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland), M.o.G. Bd. 103, Nr. 3, København.
- 1935b. Zur Deutung der Migmatite, Geol. Rundschau Bd. 26, Heft 5, Stuttgart.
- WENK, E. 1954a. Forschungen im Gebiet der Petermann Spitze, Ostgrönland, Mitt. Natf. Ges. Bern, Neue Folge Bd. 11, Bern.
- 1954b. Berechnungen zu Stoffaustauschvorgängen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 34, Heft 2, Zürich.
- WENK, E. and HALLER, J. 1953. Geological Explorations in the Petermann Region, Western Part of Fränkels Land, M.o.G. Bd. 111, Nr. 3, København.
- WOLFF VON, F. 1931. Der Vulkanismus, Bd. 2, Spez. Teil. Stuttgart.
- WORDIE, J. M. 1930. Cambridge East Greenland Expedition 1929: Ascent of Petermann Peak, Geogr. Journal, Vol. LXXV, Nr. 6, London.

WORDIE, J. M. and WHITTARD, W. F. 1930. A Contribution to the Geology of the Country between Petermann Peak and Kjerulf Fjord, East Greenland, Geol. Mag., Vol. LXVII, Nr. 4, London.

KARTENMATERIAL

GEODÄTISK INSTITUT KØBENHAVN: Grønland 1:250 000, Blätter 72 Ø 3 (Nathorsts Land), 73 Ø 3 (Petermanns Bjerg), 73 Ø 4 (Hvidbjørns Nunatakker), 74 Ø 4 (Wilkins Nunatakker), publ. 1938—41.

AERONAUTICAL CHART SERVICE, U.S. AIR FORCE, WASHINGTON, D.C.:
World Aeronautical Chart, 1:1 000 000, Blatt 40 (Clavering Island), Ausgabe 1950.

TAFELN

Tafel I.

Stratigraphische Korrelationstabelle 1:15 000

Die Gliederung des Cambro-Ordoviciums¹⁾, der Tillit Formation und der Oberen Eleonore Bay Formation ist im wesentlichen der Arbeit von EHA (1953, pl. I) entnommen. Die Stratigraphie dieser drei Einheiten berücksichtigt hauptsächlich die Verhältnisse von Ymers Ø, Suess Land und Ella Ø. Die Zahlen 1—19 kennzeichnen die Schichtgruppen der Oberen Eleonore Bay Formation.

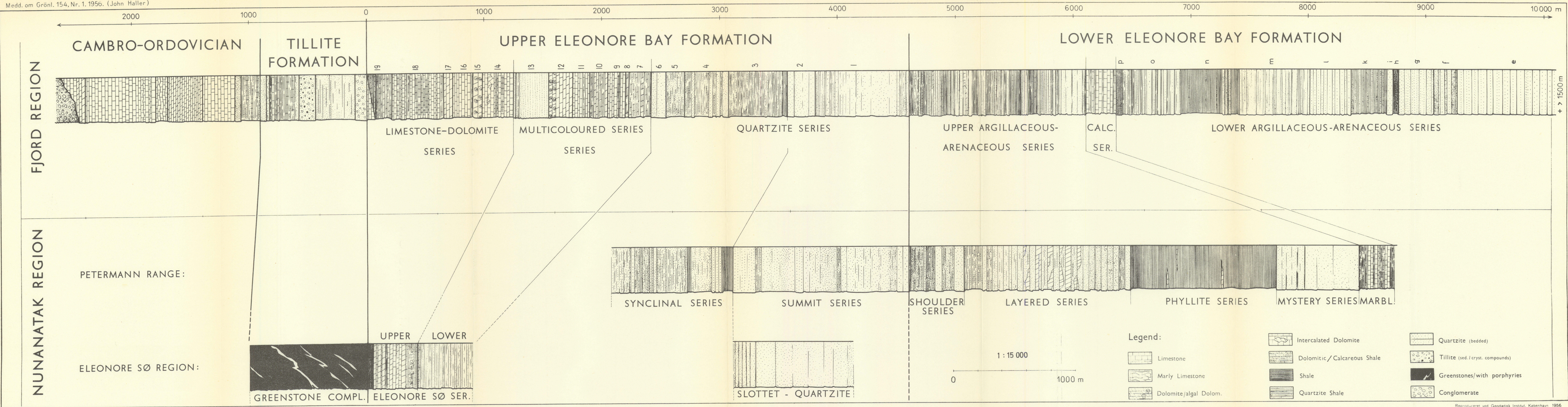
Die Schematisierung der Unteren Eleonore Bay Formation veranschaulicht die Verhältnisse in Nord-Scoresby Land. Die Buchstaben e—p entsprechen den von FRÄNKEL (1951) ausgeschiedenen Schichtgruppen. Die tiefsten im Alpefjord aufgeschlossenen Schichtverbände sind nicht mehr eingezeichnet; der Formationssäule fehlt noch eine über 1500 m mächtige Schichtreihe von Quarziten, Quarzit- und Pelitschiefern.

Die Sedimentationsfolge im Gebiet der Petermann Gebirgskette ist von WENK and HALLER (1953, S. 18—19) dargestellt worden.

Die Verhältnisse in der Region des Eleonores Sø sind auf Grund der Beschreibungen von KATZ (1952b) gezeichnet.

Angaben über die unterschiedlichen Mächtigkeiten der einzelnen Serien und Formationen finden sich in der Tabelle auf Seite 34 und 36.

¹⁾ COWIE and ADAMS (1957) zählen die oberste Serie der Tillit Formation, die 80—160 m mächtige „Sandstein-Serie“, bereits zum Unter-Kambrium. Im weiteren zeigt auch ihre Gliederung der kambro-ordovicischen Sequenz in Mächtigkeit und Lithologie Abweichungen, die auf Tafel I noch nicht berücksichtigt sind.



Tafel II—IV.

(separat als Einlage)

Tafel II.

Geologische Karte der Nunatakker Region 1:250 000.

Nach dem vom Navneudvalget festgelegten Regeln ist bei allen geographischen Lokalbezeichnungen stets die dänische Namensform zu verwenden.

Tafel III.

Strukturkarte 1:250 000.

(Vgl. HALLER 1953, Tf. III; 1955, Tf. IV).

Tafel IV.

Geologische Querprofile durch die Nunatakker Region.

Profil Nr. 1 ist auf Grund der drei Einzelprofile von KATZ (1952b, Tf. 4) konstruiert. Die Profile Nr. 5—13 sind teilweise den Arbeiten von WENK and HALLER (1953, pl. II) und HALLER 1953, Tf. II; 1955, Tf. II) entnommen.

Die Profile Nr. 2—4 stützen sich zum grössten Teil nur auf Flugbeobachtungen und sind daher lückenhaft.

Die auf den Profilen Nr. 1—12 eingezeichneten Eismächtigkeiten beruhen auf Schätzungen. Auf Profil Nr. 13 sind die Eisdicken nach den Messungen der »Expédition Polaires Françaises« (1950) wiedergegeben (vgl. Fig. 4).



Geological map
of the
NUNATAK REGION
between 72°30' and 74°10' N.Lat.
(CENTRAL EAST-GREENLAND)
by John Haller

Based on own observations made in 1950-54. Hobbs-Eschers- and Studers Land after the map of H.R.Katz (1952 b), western part of Fränkels Land after the map of E.Wenk and J.Haller (1953).
Topography after the map of Geodetic Institute (1:250 000), the map of World Aeronautical Chart Service U.S.Airforce (1:1000 000) and own observations.

1 : 250 000

0 2 4 6 8 10 20 km

Legend:

Quaternary

Alluvium and diluvium

Post-Caledonian Basic Dikes and Sills

Basalt (Tertiary?)

Late-to Post-Orogenic Granite

Granite (microcline-granite predominant)
Pegmatite, apatite, quartz veins

Syn-Orogenic Granites and Related Migmatites

Granite to monzonite-granite
Alkalifeldspar-augengneiss
Migmatite-gneisses (granitic material predominant)

Gneisses of Sedimentary Origin (Metamorphic Greenlandian)

Biotite-gneiss, mica-schist
Marble, calcareous mica-schist to gneiss

Amphibolites

Amphibolites, related basic rocks

Greenlandian

Greenstones, Tillite Formation

Upper

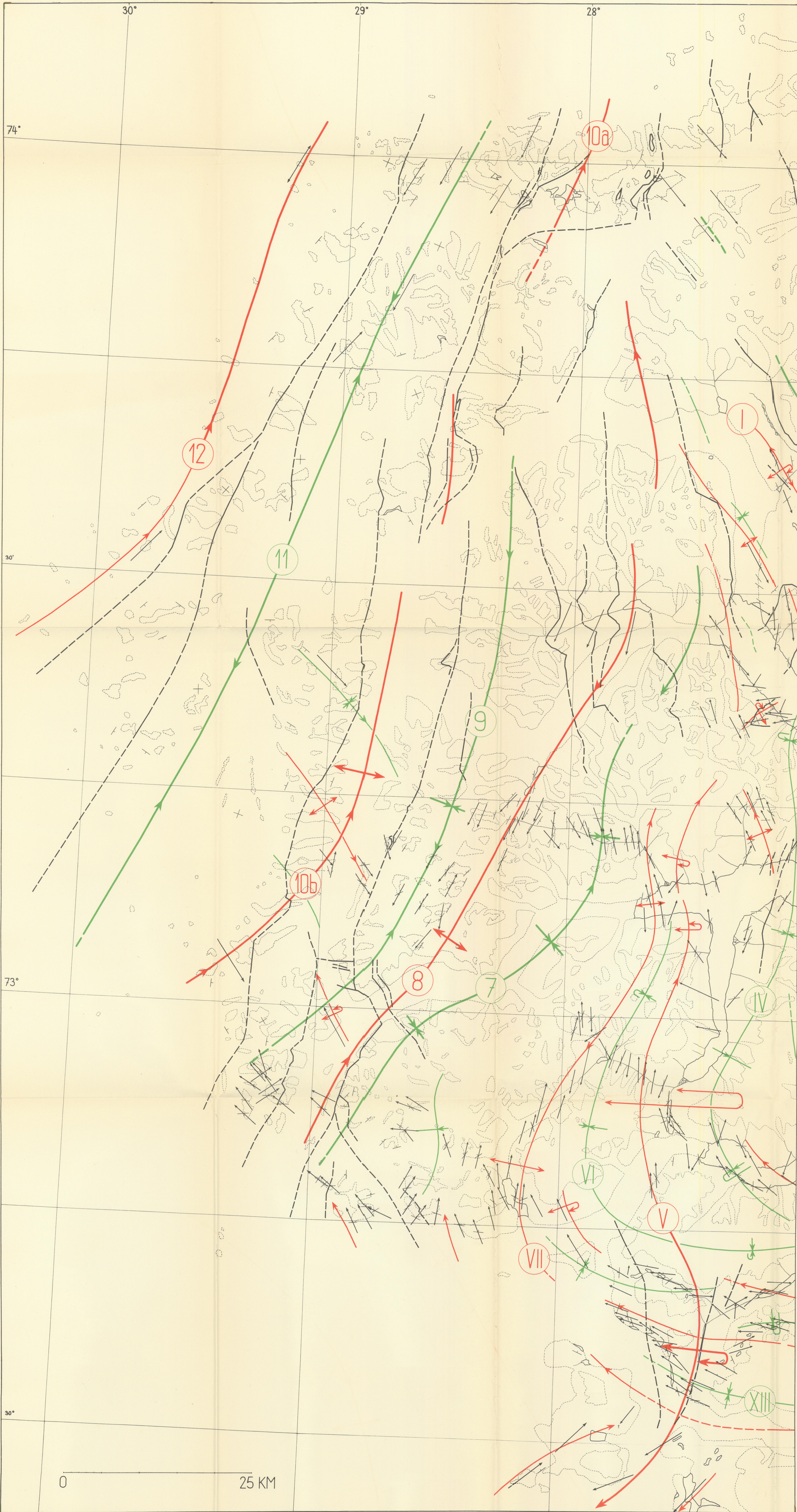
Lower

Eleonore Bay Formation

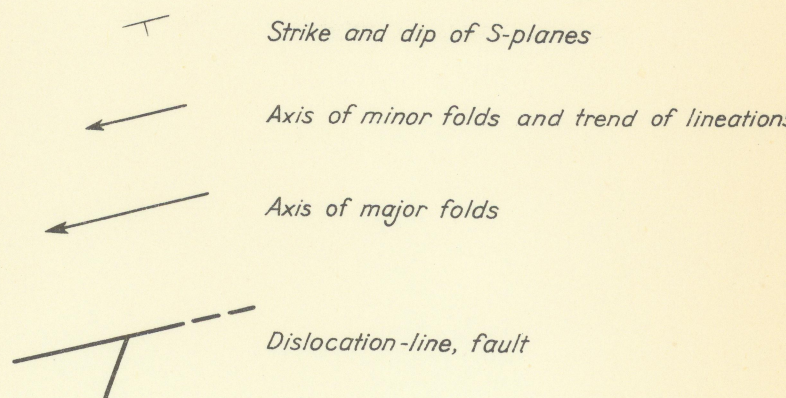
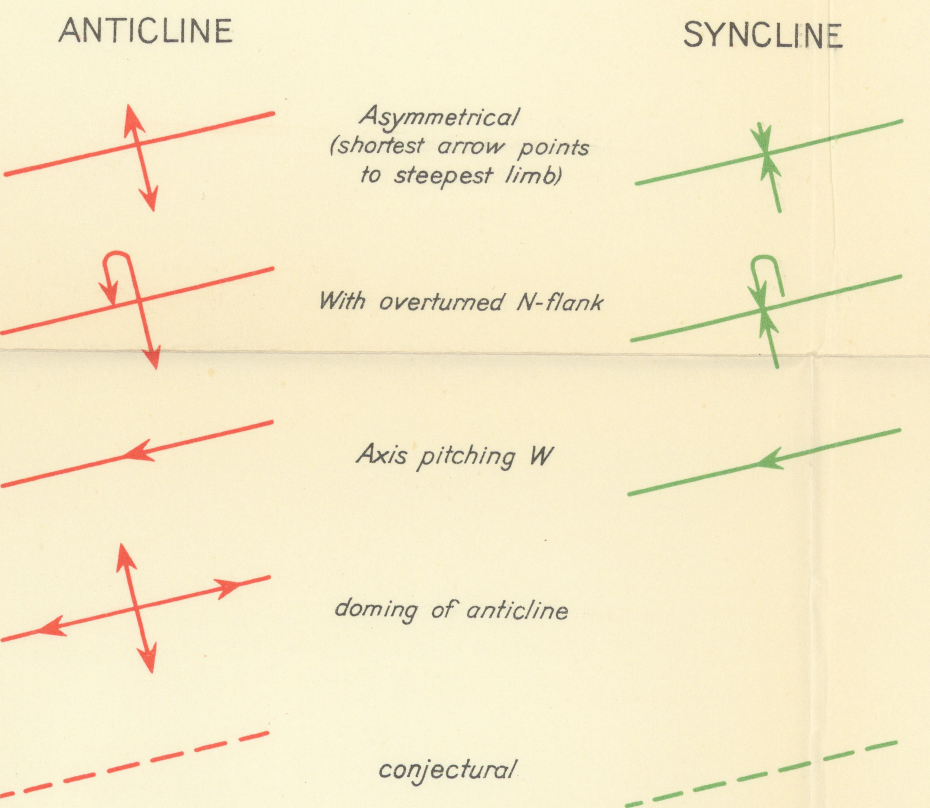
Metamorphic Sediments of the Eleonore Bay Formation (Greenlandian)

Slightly metamorphic sediments
Slightly metamorphic sediments to gneisses

Dislocation-line, Fault



Structural map
of the
NUNATAK REGION
between 72°30' and 74°10' N.Lat.
(CENTRAL EAST-GREENLAND)
by John Haller
1 : 250 000



SUPRA STRUCTURE (thick lines)

- 7 Knækdalen - Synklinale
- 8 Gregory - Antiklinale
- 9 Patermann - Synklinale
- 10a Eleonores - Sæ - Antiklinalzone
- 10b Madsen - Aufwölbung
- 11 Hamborgs Gletscher - Synklinale
- 12 Hvalbjergs Nunatakker - Wölbungszone

INFRA STRUCTURE (thin lines)

- I Hauptantiklinale
- IV Klæfdalen - Kjeruffs Fjord - Synklinale
- V Hagar Bjerg - Antiklinale
- VI Agassiz Dal - Synklinale
- VII Isæ - Antiklinale
- VIII Marmorbjerg - Synklinale

