

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 160 • Nr. 3

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947–58

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE
VON NATHORSTS LAND
(NE-GRÖNLAND)

VON

HANS ZWEIFEL

MIT 31 FIGUREN IM TEXT UND 3 TAFELN

WITH AN ENGLISH SUMMARY

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1959

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Verzeichnis der Textfiguren	4
Verzeichnis der Tafeln	5
Vorwort	7
Allgemeine Übersicht	9
Bemerkungen zur Stratigraphie	11
A. Stratigraphische Stellung der metamorphen pelitischen bis psammitischen Gesteine	12
B. Problematik der Marmorserie als Leithorizont	14
Petrographie	16
A. Synorogene migmatitische Gneisse und Quarzdiorite bis Diorite	17
a. Bändergneisse	18
b. Augengneisse	21
c. Polyschematische Gesteine verschiedener Art	22
d. Synorogener Quarzdiorit bis Diorit	22
e. Zur Genese der Migmatite	24
B. Metamorphe pelitische bis psammitische Gesteine ohne grössere Stoffzufuhr	25
a. Gneisse und Schiefer	26
b. Quarzite	30
c. Bemerkungen zur Metamorphose	31
C. Marmore	31
a. Beschreibung der Marmore	32
b. Bemerkungen zur Metamorphose	33
D. Amphibolite	34
a. Beschreibung der Amphibolite	34
b. Kontakt von Amphibolit und melanokratem Biotit-Andesingneis mit Marmor	35
c. Genese der Amphibolite	36
E. Spät- bis postorogene Granite und saure Ganggesteine	38
a. Aplite und Pegmatite	39
b. Granite	40
1. Weissler grobkörniger Oligoklas-Kalifeldspatgranit	41
2. Grauer feinkörniger Kalifeldspat-Oligoklasgranit (Quarzmonzonit)	43
3. Rötlicher feinkörniger Oligoklas-Mikroklingranit	44
F. Kalireiche phlebitische bis nebulitische Mischgesteine	44
a. Beschreibung der Mischgesteine	45
b. Zur Genese der kalireichen phlebitischen bis nebulitischen Mischgesteine	46
G. Basische Gänge (Metabasite)	47

	Seite
H. Kataklastische Gesteine und hydrothermale Bildungen	48
a. Eigentliche Mylonite	49
b. Migmatitische Gneisse mit spät- bis postorogenen Bewegungsspuren ..	49
c. Kluftbreccien und hydrothermale Bildungen	50
I. Bemerkungen zur Mineralfazies	51
Anhang zur Petrographie	53
A. Bemerkungen zur Petrographie des Jomfru- und des Herthadalen	53
B. Schwach metamorphe Gesteine von den Strandterrassen des Furesö	54
Tektonik	56
A. Bau des grossen Migmatitkomplexes im W-Teil von Nathorsts Land ...	57
a. Vandskelsö, Kilesö, hinteres Frederiksdal	58
b. Grænsedal	61
c. Hjörnesö	64
d. Jomfru- und Herthadal	67
e. Violingletscher-Tærskeldal	67
B. Tektonik im oberen Schaffhauserdalen	69
C. Bau der Furesözone	70
a. Gebiet zwischen Siestadal und Castorbjerg	71
b. Profil längs des Furesö	73
D. Grenzgebiet zwischen Furesözone und westlichem Migmatitkomplex	77
E. Postorogene Bewegungen	83
Zusammenfassung und Schlussbetrachtungen	85
Summary	89
Literaturverzeichnis	93

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN

Fig. 1. Geologische Übersichtskarte zw. 72° und 74° nördl. Br.	6
- 2. Namen- und Routenkarte	7
- 3. Flugbild der linken Seite des Violingletschers mit Migmatitwand	18
- 4. Kleinfalte in migmatitischem Bändergneis	19
- 5. Beispiel der Granitisierung nach der Deformation	25
- 6. Dünnschliffzeichnung eines Sillimanit-Granat-Biotitschiefers	27
- 7. Detailzeichnung aus einem Dünnschliff eines Sillimanit-Granat-Biotit- schiefers	28
- 8. Detailzeichnung aus einem Dünnschliff eines Sillimanit-Granat-Biotit- schiefers	28
- 9. Dünnschliffzeichnung eines Disthen-Chloritschiefers	29
- 10. Weisser Mikroklinpegmatit	40
- 11. Flugbild vom E-Ende des Furesö, linke Seite. Lagenartige Granitintru- sion	42
- 12. Dünnschliffzeichnung eines Granites mit alten gefalteten Strukturen	43
- 13. Flugbild der linken Seite des hinteren Jomfrudales	54
- 14. Flugbild der linken Talseite des Violingletschers (Siestadalen)	57
- 15. Gefalteter Block aus dem Migmatitkomplex	59
- 16. Flugbild der linken Seite des Grænsedales	62

Fig. 17. Zeichnung nach einer Flugphotographie der rechten Seite des Grænse-	
dales	63
- 18. Flugbild der Ost-Seite des Herthabjergs	65
- 19. Skizze der Nord-Seite des Herthabjergs	66
- 20. Flugbild der linken Talseite des Violingletschers, bei der Umbiegung	
zum Tærskeldal.	68
- 21. Flugbild der Süd-Seite des Castorbjergs	71
- 22. Zeichnung der linken Seite des Soldales	72
- 23. Flugbild der Nord-Seite des Furesö-Tales	74
- 24. Flugbild der Nordwand des Polluxbjergs (Süd-Seite Furesö)	75
- 25. Flugbild der Nordwand des Emmabjergs (Süd-Seite Furesö)	76
- 26. Flugbild der rechten Seite des Frederiksdal	78
- 27. Flugbild der Ostwand des Tales von Kile- und Vandskelsö	79
- 28. Zeichnung der Südwand des Grænsebjergs	80
- 29. Schematisierte räumliche Darstellung der verschiedenen Faltentypen	81
- 30. Photographie des Bruches westlich des Kilesö	82
- 31. Photographie von Rupturen und Schleppungen in migmatitischem	
Gneis	83

VERZEICHNIS DER TAFELN

- Tf. I. Geologische Karte von Nathorsts Land. Masstab 1 : 250.000.
 - II. Geologische Profile durch Nathorsts Land. Masstab 1 : 150.000.
 - III. Strukturkarte von Nathorsts Land. Masstab 1 : 250.000.

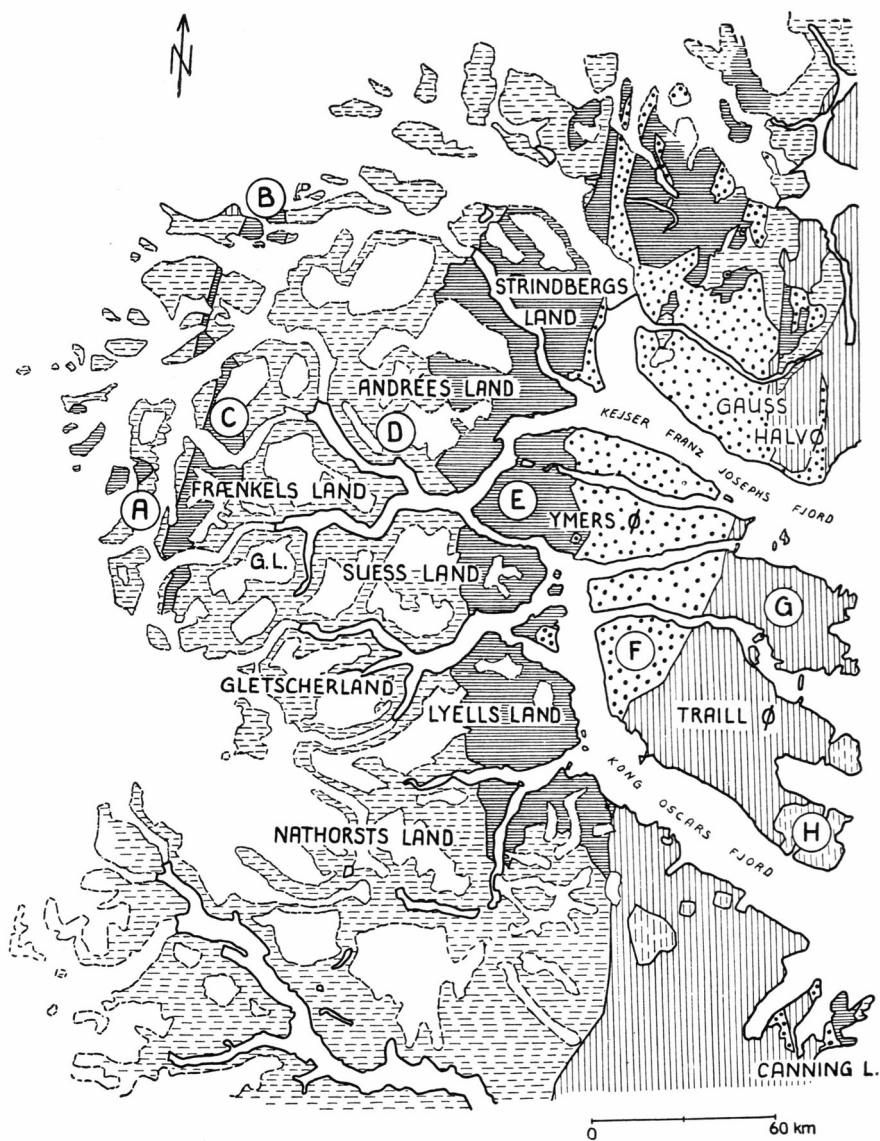


Fig. 1. Übersichtskarte zw. 72° und 74° nördl. Br.

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.

NAMENLISTE

1. Grønsesø
2. Vandkelsø
3. Kilesø
4. Grønsbjerg
5. Toscano Gletscher
6. Sydgletscher
7. Polluxbjerg.
8. Castorbjerg
9. Emmabjerg
10. Scioragletscher
11. Scioraspid
12. Langkløftgletscher
13. Soldal
14. Pilgrimsdal
15. Filosoffbjerg
16. Tødbjerg
17. Jomfrubjerg
18. Herthabjerg
19. Siestadal
20. Blomstersø
21. Snedrivegletscher

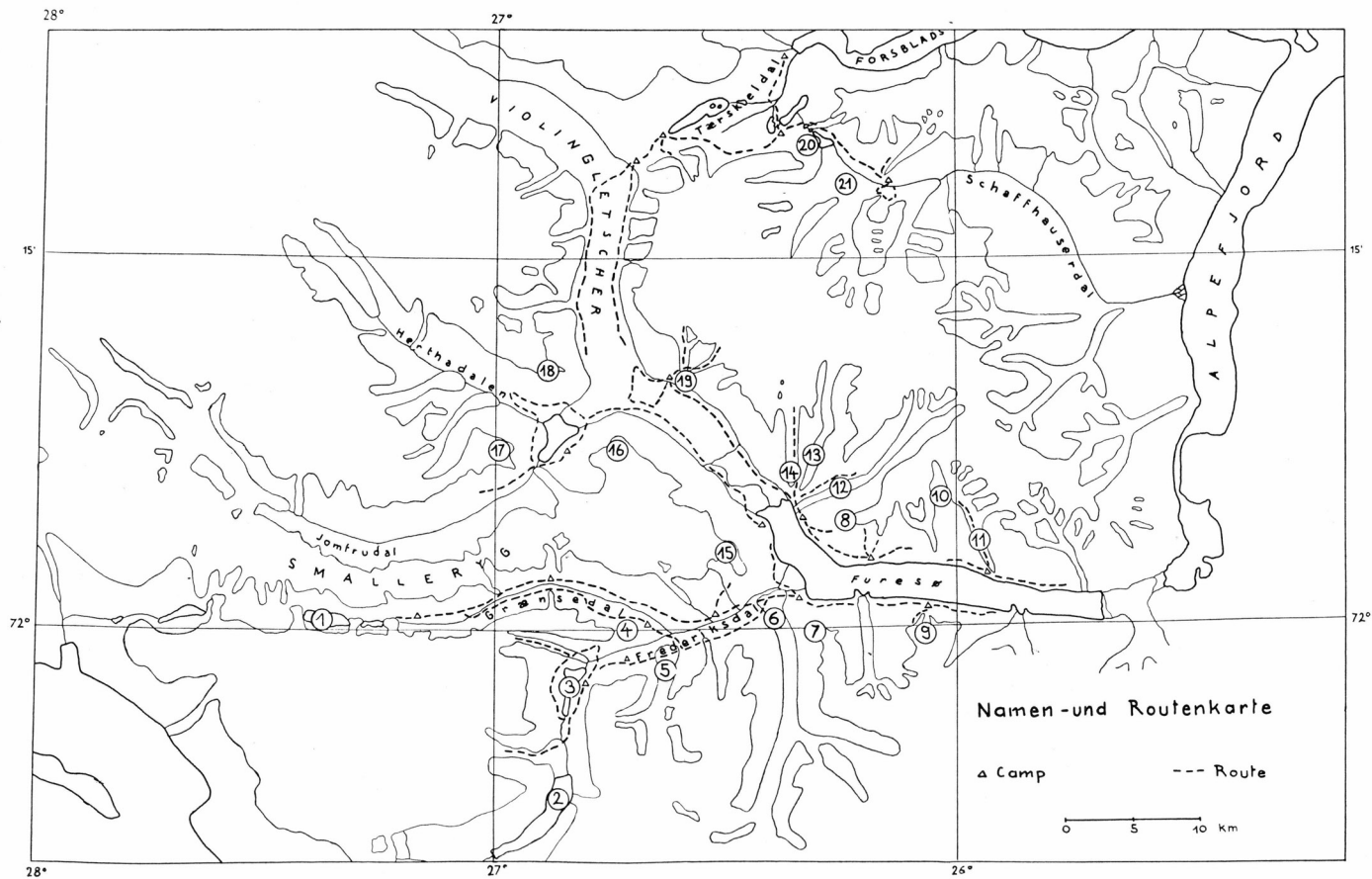


Fig. 2. Namen- und Routenkarte.

VORWORT

Die Feldaufnahmen der vorliegenden Arbeit über die Geologie und Petrographie von Nathorsts Land wurden während der Sommerperioden der Jahre 1954 und 1955 gemacht. Nördlich des 72. Breitengrades stand die Karte 1:250.000 des Geodätischen Institutes von Kopenhagen zur Verfügung, südlich davon nur eine Vergrösserung der World Aeronautical Chart (1:1.000.000). Wegen der relativ kurzen Zeit und der grossen Ausdehnung und Unwegsamkeit des Gebietes, konnten gewisse Teile nur vom Flugzeug aus und nach Flugphotographien kartiert werden. Es handelt sich also bei dieser Arbeit um eine erste, ziemlich weitmaschige Aufnahme und manches reizvolle petrographische und geologische Problem konnte leider nicht näher verfolgt werden.

Für die Ermöglichung dieser Untersuchungen möchte ich Herrn Dr. LAUGE KOCH und der Dänischen Regierung meinen besten Dank aussprechen.

Während der Zeit der Auswertung der Feldaufnahmen durfte ich ständig auf die Unterstützung von Herrn Prof. Dr. E. WENK rechnen, den ich auch im Jahre 1953 als Assistent begleiten konnte. Manche wertvollen Hinweise konnte ich bei einer gemeinsamen Begehung des Frederiksdalen im Herbst 1954 entgegennehmen. Für seine Förderung der Arbeit und für die Überlassung eines Teiles seines eigenen Aufnahmegebietes sei Herrn Prof. WENK herzlich gedankt.

Meinem Kameraden Dr. J. HALLER danke ich für seine wertvollen Ratschläge in Bezug auf die Darstellung der Karten und Profile. In manchen Diskussionen konnte ich von seiner grossen Kenntnis der Geologie Ostgrönlands profitieren und durch seinen unermüdlichen Arbeitseifer wirkte er ständig als Vorbild.

Herr Prof. Dr. P. BEARTH und Dr. O. GRÜTTER waren immer bereit, mir mit ihrem Rat beizustehen. Durch den Präparator E. GLAUSSER wurden über 200 Dünnschliffe aufs beste hergestellt. Die Flugphotographien sind zum grossen Teil von E. HOFER aufgenommen worden. Ihnen allen möchte ich hier für ihre Unterstützung danken.

CLAUDE PELLATON und PAUL STERN begleiteten mich während je eines Sommers im Felde. Für ihre Kameradschaft und ihren guten Humor möchte ich ihnen herzlich danken.

Danken möchte ich auch noch meinen Lehrern von der E.T.H. in Zürich, von denen ich die Grundlagen der geologischen und petrographischen Arbeitsweise empfangen durfte.

ALLGEMEINE ÜBERSICHT

Das kaledonische Gebirge NE-Grönlands ist aus verschiedenen Einheiten aufgebaut, die von Westen nach Osten folgendermassen aneinandergereiht sind: Westlicher Metamorpher Komplex — Sedimente der Eleonore Sö- und der Petermann-Serie — Zentraler Metamorpher Komplex — Sedimente der Eleonore Bay- und Tillit-Formation (Grönlandium) und des Kambro-Ordoviciums. Im Osten transgredieren Devon und postdevonische Sedimente über die kaledonisch gefalteten Serien. Hier sind auch kretazische bis tertiäre Deckenbasalte und gleichaltrige saure bis intermediäre Eruptivgesteine eingedrungen. Einen Überblick dieser Verhältnisse gibt Fig. 1.

Nach den grundlegenden Arbeiten von L. KOCH (1929), H. BACKLUND (1932) und C. E. WEGMANN (1935a) und deren Bestätigung und Erweiterung durch W. HUBER (1950), E. WENK und J. HALLER (1953) und J. HALLER (1955), müssen wir den »Zentralen Metamorphen Komplex« als kristallinen Kern und Unterbau des kaledonischen Faltengebirges betrachten. Durch Migmatitisierung und Granitisierung wurde im Verlaufe der Orogenese das Gebirgszentrum umgewandelt. Die Migmatitkomplexe stellen den fließbaren Unterbau des Gebirges dar, der sich mehr oder weniger selbständig bewegte. Dort wo keine Stoffzufuhr mehr stattgefunden hat, aber doch eine bedeutende Wärmezunahme während der Orogenese erfolgte, sind die Sedimente des Grönlandiums (Spätalgonkium) metamorphosiert worden. Zwischen den metamorphen Serien und den entsprechenden nicht metamorphen Sedimenten im Osten bestehen trotz gewisser Störungszonen kontinuierliche Uebergänge, worauf schon L. KOCH 1929 hingewiesen hat. Das beweist klar, dass der »Zentrale Metamorphe Komplex« nicht einen archaischen Sockel darstellt, sondern aus umgewandeltem Grönlandium besteht (über die geschichtliche Entwicklung und Interpretation der ostgrönlandischen Kaledoniden s. J. HALLER 1955).

Die plastischen ultrametamorphen und die starrereren metamorphen und nicht metamorphen Gesteine wurden im Verlaufe der Orogenese ungleich deformiert, wodurch verschiedene Faltungsstockwerke entstanden (s. C. E. WEGMANN 1935b). Der Oberbau wurde längs Abscherungszonen vom Migmatit-Stockwerk getrennt. Am Rande des Kristallin-

gebietes sind spät- bis postorogene Granite intrudiert, vorwiegend in den Abscherungszonen zwischen Oberbau und Unterbau. J. HALLER (1953) hat petrochemisch gezeigt, dass die späten Granite und die synorogenen Granite und Migmatite genetisch zusammenhängen.

Die Petermann Serie zeigt ebenfalls kontinuierliche Übergänge ins Kristallin (W. HUBER 1950). Ihre Verbände können mit Serien der Eleonore Bay Formation der Küste parallelisiert werden. So konnte auch hier die Kalkig-tonige Serie, die Obere Tonig-sandige Serie und die Quarzit-Serie erkannt werden, allerdings teilweise in etwas anderer Fazies Ausbildung und Mächtigkeit (s. E. WENK und J. HALLER 1953).

Seit der kaledonischen Orogenese ist der »Zentrale Metamorphe Komplex« von keiner grösseren Bewegung mehr erfasst worden. Postkristalline Bewegungsbahnen sind als Verwerfungen und Mylonitzonen entwickelt. Diese jungen Deformationen können mangels stratigraphischer Beweise zeitlich nicht eingeordnet werden. An der Küste hat H. BÜTLER verschiedene Bewegungsphasen in devonisch-carbonischer Zeit auseinandergehalten. Es handelt sich dabei besonders um Pressungen aus dem Osten. Auch die Entstehung der Staffelbruchzone in der äusseren Fjordregion fällt in diese Zeit.

In Nathorsts Land, das sich hauptsächlich nördlich des 72. Breitengrades vom Alpefjord gegen Westen bis zum Inlandeis erstreckt, finden wir nur den »Zentralen Metamorphen Komplex« und am nordöstlichen Rande noch Sedimente der unteren Eleonore Bay Formation. Die Untersuchungen in diesem Gebiet können also nur einen Ausschnitt des kaledonischen Küstengebirges erfassen. Die Probleme dieser kristallinen Aufwölbungszone sind vorwiegend tektonisch-petrologischer Art. Die Fragen der stratigraphischen Einordnung werden im Kapitel »Bemerkungen zur Stratigraphie« besprochen. Die Untersuchungen in Nathorsts Land stellen das Zwischenglied dar zwischen den Arbeiten von J. HALLER weiter im Norden und denjenigen von E. WENK am Nordvestfjord.

BEMERKUNGEN ZUR STRATIGRAPHIE

Sedimentgesteine finden wir in Nathorsts Land nur an der Ecke zwischen Alpefjord und Forsblads Fjord, also ausserhalb des von mir untersuchten Gebietes. Es handelt sich dabei um Gesteine der unteren Eleonore Bay Formation, die hier durch alle drei bekannten Stufen vertreten ist: Untere Sandig-tonige Serie, Kalkig-tonige Serie und Obere Tonig-sandige Serie (s. E. FRÄNKEL 1953b). Von diesem Vorkommen abgesehen, treffen wir nur kristalline Gesteine, die stark verfault sind und nirgends grössere Verbände enthalten, die man stratigraphisch einordnen könnte.

Die nachfolgende Tabelle gibt einen allgemeinen Überblick über die Stratigraphie der grönländischen Kaledoniden (nach J. HALLER 1955):

Kambro- Ordovicium	Kalke und Dolomite.....	2000 m	
<hr/>			
Grönlandium = Oberes Algonkium	Sandstein-Serie	80— 160 m	} Tillit Formation
	Spiral-Creek-Serie.....	25— 50 m	
	Canyon-Serie.....	250— 300 m	
	Tillit-Serie	200—1000 m	
	Kalk-Dolomit-Serie	1100 m	} obere Eleonore Bay Formation
	Bunte Serie	1000 m	
	Quarzit-Serie.....	2120 m	
	Obere Tonig-tandige Serie	1200—3350 m	} untere Eleonore Bay Formation
	Kalkig-tonige Serie	100— 300 m	
	Untere Sandig-tonige Serie	5300 m	
		Basis unbekannt	
<hr/>			
Totale bisher bekannte Mächtigkeit der kaledonisch gefalteten Sedimentfolge...		16.000 m	

Nähere Angaben über die Stratigraphie findet man in den Originalarbeiten von S. EHA, H. R. KATZ, E. FRÄNKEL und M. SOMMER. Die in der obigen Tabelle verwendeten allgemeinen Begriffe Untere Sandig-tonige Serie und Kalkig-tonige Serie entsprechen dabei der Alpefjord-Serie mit ihrem karbonatreichen oberen Horizont von FRÄNKEL; die

Obere Tonig-sandige Serie entspricht der Eremitdal-Serie desselben Autors (E. FRÄNKEL 1951). J. HALLER hat die Kalkig-tonige Serie im Kristallin als Marmor-Serie ausgeschieden, da die karbonatreichen Bänder durch die Metamorphose in Marmore umgewandelt worden sind.

A) Stratigraphische Stellung der metamorphen pelitischen bis psammitischen Gesteine.

In dem in der vorliegenden Arbeit untersuchten Gebiet von Nathorsts Land fehlen direkte Zusammenhänge zwischen den metamorphen pelitischen bis psammitischen Gesteinen und stratigraphisch eingeordneten Sedimentserien. Auch dort wo die Migmatitisierung nicht so intensiv ist, wie z. B. am Furesø, liegen keine grösseren Verbände von Para-Gesteinen vor, deren Schichtfolge und Gesteinscharakter eine stratigraphische Parallelisierung aus Analogieschlüssen zulassen; denn hier spielt isoklinale Verfaltung mit Migmatiten eine grosse Rolle. Das nächstliegende Sedimentgebiet befindet sich, wie oben erwähnt, in der Ecke, die von Forsblads- und Alpefjord gebildet wird. Sedimente der unteren EBF streichen hier N 25° E und fallen mit 10—35° gegen ENE ein. Diese Sedimente werden im Westen durch die jüngeren Granite abgeschnitten, so dass kein direkter Zusammenhang mit den metamorphen Para-Gesteinen im innern Teil des Forsblads Fjordes und im Schaffhauserdalen besteht. J. HALLER, der 1954 dieses Gebiet untersucht hat, stellte längs des Forsblads Fjordes zwei grössere, schwach gegen Westen überkippte Antiklinalen fest. Sie entsprechen der südlichen Fortsetzung der Kap-Alfred-Antiklinale, die hier in ein Doppelgewölbe zerlegt ist. Die Marmorzüge, die vom hinteren Fjorsblads Fjord gegen das Tærskeldal ziehen, gehören nach dem Befunde von J. HALLER zum W-Schenkel dieser Doppelantiklinale und bilden das Hangende der Schiefer und Quarzite, die längs dieses Fjordes anstehen (s. J. HALLER 1958). Das hat dann zur Folge, dass diese Gesteine zur Unteren Sandig-tonigen Serie gerechnet werden müssen. Wenn wir die Sedimentverbände östlich der späten Granite betrachten, so erscheint diese Deutung durchaus zulässig; würden nämlich die diskutierten Gesteine zur Oberen Tonig-sandigen Serie gezählt, so müsste eine bedeutende Störung quer zum Fjord ziehen. Die festgestellten jungen Bewegungsbahnen, die als Mylonitzonen hervortreten, können aber den Bau nicht wesentlich verstellen haben.

Direkte Zusammenhänge zwischen den metamorphen Serien der unteren EBF bestehen erst im nördlichen Suess Land und erst dort kann also bewiesen werden, dass die in jenem Gebiet anstehenden Marmorzüge der metamorphen Kalkig-tonigen Serie angehören. Die Verbindung der Karbonatzüge von Suess Land bis Nathorsts Land ist aber so lückenhaft, dass keine Sicherheit besteht, dass es sich am Forsblads Fjord

noch um den gleichen Horizont handelt. Wir müssen daher prinzipiell auch die Möglichkeit in Betracht ziehen, dass die Marmorzüge am W-Ende dieses Fjordes nicht die metamorphe Kalkig-tonige Serie, sondern einen tieferen Horizont darstellen. Die weiter oben skizzierten Verhältnisse am Forsblads Fjord, besonders die Tektonik, sprechen aber gegen eine solche Deutung. Es besteht auch noch ein weiterer Hinweis, dass die diskutierten Marmore und metamorphen pelitischen bis psammitischen Gesteine der Kalkig-tonigen Serie, resp. der Unteren Sandig-tonigen Serie, entsprechen. Der Kern der Kap Alfred-Antiklinale besteht nämlich etwas weiter nördlich aus Oberer Tonig-sandiger Serie und die Faltenachse steigt nach Süden an (s. J. HALLER 1955, Fig. 13). Es müssen also in dieser Richtung die unteren Serien zum Vorschein kommen.

Wenn wir von Norden kommen, bestehen also gute Gründe, die Karbonatzüge, die vom Forsblads Fjord ins Tærskeldal und von dort ins Tal des Violingletschers und weiter nach Süden bis an den Nordvestfjord ziehen, als zur Marmorserie gehörig zu betrachten und die östlich davon anstehenden Schiefer und Quarzite zur Unteren Sandig-tonigen Serie zu zählen.

Im Süden, am sog. T-sø, hat E. WENK festgestellt, dass die Marmorzüge gegen Osten unter einen mächtigen Verband einfallen, der hauptsächlich aus Biotitschiefern und quarzreichen Granatgneissen besteht. Diesen Verband muss er zur Oberen Tonig-sandigen Serie rechnen. Die Lagerungsverhältnisse sind hier ziemlich ruhig, im Gegensatz zu Nathorsts Land, wo wir komplizierte Verfaltungen verschiedener Art feststellen. Weiter im Osten, in Scoresby Land, sind die Verhältnisse nicht untersucht, so dass vorläufig keine Daten über den weiteren Verlauf vorliegen. Die Beobachtungen am T-sø würden also bedeuten, dass die Marmorserie gegen Osten abtaucht und in dieser Richtung von der Oberen Tonig-sandigen Serie überlagert wird. Damit würden wir aber von Süden her zu einer anderen Feststellung gelangen, als wenn wir von Norden kommen. Betrachten wir die Strukturkarte (Taf. III), so sehen wir, dass die meisten Faltenachsen im östlichen Teile von Nathorsts Land gegen Süden einfallen. Das durchschnittliche Achsengefälle dürfte etwas weniger als 10° betragen. Zwischen Schaffhauserdalen und Furesø haben wir allerdings über grosse Strecken keine Messungen, so dass keine genauen Angaben über den Niveauunterschied gemacht werden können. Das Achsenfallen gegen Süden erklärt nun aber, warum wir am T-sø zu einer anderen Feststellung gelangen als am Forsblads Fjord, denn dadurch wird ja bedingt, dass wir in dieser Richtung in immer höhere Serien gelangen müssen. Es stellt sich nun allerdings die Frage, wo die Grenze zwischen Oberer Tonig-sandiger Serie im Süden und Unterer Sandig-toniger Serie im Norden zu ziehen ist, denn die trennende Marmorserie konnte im östlichen Teile von Nathorsts Land nicht beobachtet

werden. Im Speziellen ist es ungewiss, zu welcher Serie die Para-Gesteine des Furesø zu rechnen sind. Der Grund, dass die trennende Marmorserie nicht beobachtet werden konnte, könnte darin liegen, dass in diesem Gebiet der Horizont primär stratigraphisch nicht karbonatreich war. Es ist ja durchaus wahrscheinlich, dass nicht in ganz Ostgrönland gleiche Ablagerungsbedingungen geherrscht haben. Ein kleiner Marmorzug, der hinten im linken Seitental des Siestadal ansteht, könnte die Möglichkeit andeuten, dass dort schon der Ost-Schenkel der Antiklinale durchzieht, die vom Forsblads Fjord gegen den Violingletscher verläuft. Da dieser Zug unter dem Eis verschwindet, konnte er aber nicht weiter gegen Norden verfolgt werden, und es konnte nicht entschieden werden, ob er gegen Osten unter die Schiefer und Quarzite einfällt und diese daher zur Oberen Tonig-sandigen Serie zu rechnen wären, oder ob er nur eingespitzt ist.

Aus der ganzen Diskussion geht hervor, dass es nicht möglich ist, die metamorphen pelitischen bis psammitischen Gesteine zwischen Forsblads Fjord und T-sø stratigraphisch einzuordnen. Im Norden müssen wir diese Gesteine zur Unteren Sandig-tonigen Serie zählen, im Süden zur Oberen Tonig-sandigen Serie und die Grenze kann nicht festgelegt werden. Wir müssen auch die Möglichkeit in Betracht ziehen, dass im östlichen Teil von Nathorsts Land primär kein karbonatreicher Trennungshorizont abgelagert wurde und dass wir es in diesem Gebiet mit einer einheitlichen pelitischen bis psammitischen unteren Eleonore Bay Formation zu tun haben.

B) Problematik der Marmorserie als Leithorizont.

Im grossen Migmatitkomplex, der den westlichen Teil von Nathorsts Land einnimmt, finden wir Marmorzüge verschiedener Mächtigkeit und Ausdehnung. Wie oben dargelegt wurde, bestehen gute Gründe, den Grossteil dieser Züge als zur Marmorserie gehörig zu betrachten. Die Rolle dieser Serie innerhalb des Migmatitkomplexes ist nun sowohl eine stratigraphische als auch eine tektonische. Um Bau und Form der Migmatitkörper zu analysieren, ist es wichtig einen leicht erkennbaren Horizont über Lücken hinweg verbinden zu können. Die Marmorserie allein erfüllt diese Bedingungen, da sämtliche andern Gesteine von der Ultrametamorphose erfasst worden sind. Bei näherem Studium ergibt sich allerdings, dass die Sache nicht ganz so einfach ist.

Betrachten wir einmal folgende Punkte:

1. Der Marmor ist auf weite Strecken durch die Ultrametamorphose aufgezehrt oder tektonisch ausgewalzt, während er an andern Orten zu grösseren Massen anschwellen kann. Anhäufungsstellen sind besonders

Faltenkerne, ausgewalzt ist er vor allem in den Schenkeln. Das bedeutet aber, dass die Verbindung lückenhaft ist und oft über grosse Strecken fehlen kann.

2. Der Marmor ist sehr häufig mit Amphibolit vergesellschaftet. Die Lagerungsverhältnisse und andere Beobachtungen sprechen dafür, dass es sich beim letzteren um ursprünglich mergelige Partien der Marmorserie handelt (s. S. 36). Häufig finden wir nun Amphibolitzüge ohne Marmor, und es stellt sich dabei die Frage, ob es sich um eine mergelige Fazies der Kalkig-tonigen Serie handelt, oder um andere Horizonte. Es besteht also keine vollständige Sicherheit, ob wir reine Amphibolitzüge mit Marmorbändern verbinden dürfen.

3. Sicher waren auch in andern Verbänden der unteren Eleonore Bay Formation kleinere karbonatische Schichten oder Linsen vorhanden. Auch diese werden der Migmatitisierung mehr Widerstand geleistet haben als die übrigen Gesteine. Es stellt sich also das Problem, ob wir kleinere Züge und Linsen von Marmor als Reste der Kalkig-tonigen Serie betrachten dürfen, oder ob es sich dabei um metamorphosierte Karbonatgesteine anderer Serien handelt. Das zu entscheiden ist oft unmöglich, da wir ja nicht wie im Sedimentgebiet oder den nicht migmatitisierten metamorphen Schichtserien, an Hand der liegenden und hangenden Gesteine entscheiden können, was wir vor uns haben.

Diese kurzen Ausführungen zeigen, dass die Marmorserie auch als tektonisches Hilfsmittel ihre Problematik hat und dass wir nicht einfach routinemässig Verbindungen herstellen dürfen. Wir müssen sie aber deshalb nicht einfach als wertlos erklären. Grössere Verbände von Marmor dürfen wir dazu rechnen, ebenso daran anschliessende kleinere Züge. Zusammenhanglose kleinere Linsen und Bändchen, sowie auch Amphibolitzüge ohne Marmorbegleitung können wir als dazu gehörig betrachten, falls sie sich vernünftig in die allgemeine Tektonik eingliedern. Aus all dem geht hervor, dass die Marmorserie einen wichtigen Beitrag zur Analyse des Baues des Migmatitkomplexes leistet, wenn man kritisch genug vorgeht und die nötige Vorsicht walten lässt.

PETROGRAPHIE

Das Baumaterial des »Zentralen Metamorphen Komplexes« setzt sich aus Migmatiten, metamorphen und intrusiven Gesteinen zusammen.

Der westliche Teil von Nathorsts Land wird von synorogen plastisch verformten, ultrametamorphen Gneissen eingenommen, wodurch ein mächtiger Migmatitkomplex gebildet wird. Synorogene saure Intrusionen konnten nur an einer einzigen Stelle, am westlichen Ende des Furesö, festgestellt werden; es handelt sich dabei um Quarzdiorit bis Diorit.

Metamorphe pelitische bis psammitische Sedimente (Glimmerschiefer, Quarzite, Glimmergneisse, Quarzitgneisse etc.) stellen sich, wenn wir von Westen her kommen, zuerst am unteren Violingletscher ein und sind besonders im Schaffhauserdalen und am Furesø anzutreffen. Es handelt sich dabei um metamorphe Verbände der unteren EBF (Eleonore Bay Formation; s. Stratigraphie S. 11). Grössere Serien metamorpher Gesteine, die nicht mit Migmatit verfaltet sind, finden wir nur im Schaffhauserdalen.

Innerhalb des grossen Migmatitkomplexes im westlichen Teil von Nathorsts Land können an verschiedenen Stellen Marmorzüge beobachtet werden. Es sind dies vorwiegend metamorphe karbonatische Gesteine der Kalkig-tonigen Serie der unteren EBF (s. Stratigraphie S. 11).

In diesem Migmatitkomplex treten auch häufig Amphibolite auf. Ein Teil davon befindet sich in Gesellschaft von Marmoren, doch sind sie in verschiedener Grössenordnung und Form auch als selbständige Körper entwickelt.

Die bis jetzt erwähnten Gesteine, die miteinander verfaltet sind, werden diskordant von jüngeren Graniten, Apliten und Pegmatiten durchstossen. Grössere Granitintrusionen finden wir nur im Osten von Nathorsts Land. Ganz kleine Stöcke von Granit, die durch Übergang aus den Apliten entstehen, können allerdings im ganzen Gebiet vorkommen, vor allem aber in Zonen jüngerer Bewegungen. Pegmatite und Aplite sind überall zu finden.

Abgesehen von der synorogenen Migmatitisierung ist auch eine Mischgesteinsbildung festzustellen, die im Zusammenhang steht mit den spät- bis postorogenen Granitintrusionen. Sie hat zur Bildung von kalireichen, phlebitisch-nebulitischen Migmatiten geführt. Sie befinden sich hauptsächlich in der Randzone der Granite beidseits des Furesø.

Diskordante basische Gänge sind in einzelnen Gebieten recht häufig. Sie treten vor allem im Tærskeldal und beidseits des mittleren Violingletschers auf, aber auch im hinteren Frederiksdal und weiter südlich gegen den Nordvestfjord hinunter.

Zu allen diesen Gesteinen gesellen sich noch solche, die kataklastisch deformiert sind, und hydrothermale Bildungen.

Zusammenfassend können wir also folgende Gliederung vornehmen:

Synorogene migmatitische Gneisse und saure Ganggesteine,
Metamorphe pelitische bis psammitische Sedimente ohne grössere Stoffzufuhr,
Marmore,
Amphibolite,
Spät- bis postorogene Granite und saure Ganggesteine,
Kalireiche phlebitische bis nebulitische Mischgesteine,
Basische Gänge,
Kataklastische Gesteine und hydrothermale Bildungen.

A. Synorogene migmatitische Gneisse und Quarzdiorite bis Diorite.

Die Hauptmasse dieser Gesteine wird durch Hornblende-Biotit-Plagioklasgneisse gebildet, die zum grossen Teil als Bändergneisse vorliegen. Die Bänderung wird hervorgerufen durch Lagen, die abwechselungsweise reich und arm an Biotit und Hornblende sind. In den hellen Partien wiegen Quarz und Plagioklas vor, während der Kalifeldspat meist zurücktritt. Diese Stromatite zeigen die verschiedensten Übergänge zu Ophthalmiten, Phlebiten, Merismiten, sowie auch zu monoschematischen, massigen Gneissen bis Graniten. Trotz der etwas eintönigen mineralogischen Zusammensetzung bietet sich daher ein überaus komplexes Gefügebild mit den verschiedenartigsten Beispielen der Ultrametamorphose. Neben Partien, wo Bändergneisse in relativ ruhiger Lage vorkommen, gibt es mächtige Wände wo sich ein wirres Durcheinander zeigt — Bänder, Linsen, Schollen sind knäuelartig verfaltet, gestreckt, boudiniert und durchadert. Ein typisches Beispiel davon zeigt Fig. 3. An andern Orten herrschen plastische Verfaltungen grösseren Stils vor.

Im folgenden wollen wir nun die verschiedenen Typen der synorogenen Migmatite einzeln besprechen.

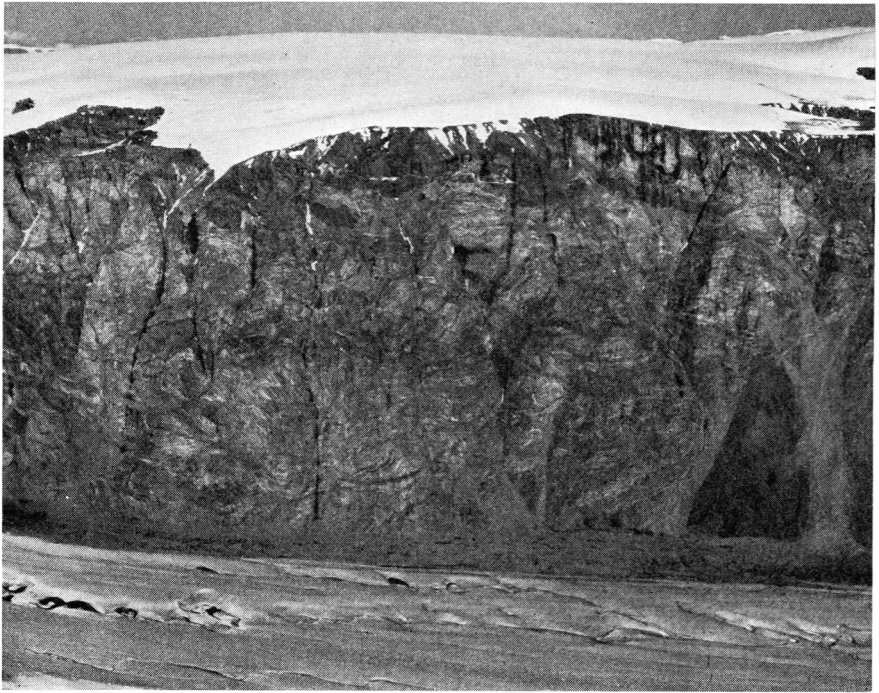


Fig. 3. Flugbild von der linken Seite des Violingletschers. Die ganze Wand besteht aus wirr verfalteten Migmatiten. Paläosom und Neosom sind deutlich unterscheidbar, es hat keine Homogenisation stattgefunden. Neben dunklen Schollen und Bändern, die mitverfaltet sind, bemerkt man auch dunkle Gänge, die das Nebengestein diskordant durchschlagen. Es handelt sich dabei um die jüngeren basischen Intrusiva.

a. Bändergneisse.

Unter dieser Gruppe herrscht natürlich auch wieder eine grosse Mannigfaltigkeit. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänder schwankt von einigen Millimetern bis zu mehreren Metern. Die dunkeln Lagen sind sehr verschieden ausgebildet. Sie zeigen alle Übergänge von hornblende- und biotitreichem Plagioklasgneis zu Amphibolit.

Einen durchschnittlichen Mineralbestand dieser polyschematischen Gesteine anzugeben ist natürlich von vornherein unmöglich. Wir können höchstens einen Ueberblick der Zusammensetzung der hellen und der dunkeln Lagen geben.

Mineralbestand der dunkeln Lagen:

Hornblende	10—60 %
Plagioklas	10—50 % (An 25—32)
Biotit	20—40 %
Quarz	0—15 %
Akzessorien	1— 4 %



Fig. 4. Kleinfalte in migmatitischem Bändergneis. Die Migmatitisierung muss vor der Deformation stattgefunden haben, denn Neosom und Paläosom sind gemeinsam verfaltet.

Als Akzessorien figurieren vor allem Granat, Epidot, Apatit und Titanit.

Mineralbestand der hellen Lagen:

Plagioklas	30—60 ‰ (An 12—25)
Quarz	30—50 ‰
Kalifeldspat	0—10 ‰
Biotit (Chlorit)	5—10 ‰
Akzessorien	0— 2 ‰

Als Akzessorien finden wir hauptsächlich Zirkon und Apatit.

Der Oligoklas zeigt meist einen Anorthitgehalt von 25 ‰. In den melanokraten Partien kann ein Andesin auftreten mit 32 ‰ Anorthit, in den leukokraten Partien ausnahmsweise ein *Albit-Oligoklas*.

Der Oligoklas ist manchmal antiperthitisch entmischt. Dies ist besonders in Gesteinen der Fall, die allgemein Kalifeldspat enthalten. An der Grenze gegen den letzteren ist meist Myrmekit zu beobachten.

Der Grad der Serizitisierung differiert stark, je nach der Lage des betreffenden Gesteins. Sie tritt dort besonders hervor, wo späte Lösungsvorgänge den Gneis lokal beeinflusst haben.

Chloritisierung der dunkeln Gemengteile läuft meist dazu parallel.

Hin und wieder bemerken wir einen Rand nicht serizitisierten Plagioklases, der Ab-reicher ist als der Kern.

Der Durchmesser der Plagioklasindividuen ist selten grösser als 1—2 mm.

Der Quarz ist völlig xenoblastisch entwickelt und zeigt in allen Gesteinstypen undulöse Auslöschung. Die Kristalloblasten greifen lappig ineinander und umschmiegen die andern Gemengteile. Bei stärker texturierten Varietäten sind sie linsenartig in die Länge gezogen. Oft ist Quarz mit Biotit, Hornblende und Granat verwachsen.

Der Kalifeldspat zeigt oft Mikroklingitterung. Er ist xenoblastisch entwickelt und tritt oft nur in den Zwickeln zwischen den andern Gemengteilen auf. Von dort aus kann er buchtig in Quarz und Plagioklas hineingreifen und sie verdrängen. Perthitische Entmischungen kommen vor, sind aber nicht die Regel. Myrmekit können wir fast durchwegs feststellen, wo der Kalifeldspat an Plagioklas grenzt. Wir müssen zwei Generationen von Kalifeldspat unterscheiden; die eine steht im Zusammenhang mit der Migmatitbildung, während die zweite mit spät bis postorogenen Pegmatitintrusionen verbunden ist. Die letzteren sind besonders in Gebieten nachorogener Bewegungen anzutreffen, wo, ausgehend von sauren Gängen, alkalihaltige Lösungen das Nebengestein infiltriert haben. In dieser Generation ist die Gitterung deutlicher und die Perthitbildung selten.

Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelblich bis dunkelbraun. Er ist meist gut in der Schieferungsebene eingeregelt. Durchwegs finden wir Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischen Höfen, öfters auch solche von Titanit, Apatit und Erz. Der Biotit ist mehr oder weniger idiomorph entwickelt. Umwandlung in Pennin ist häufig, besonders in den Randgebieten des grossen Migmatitkomplexes und in den Störungszonen, wo hydrothermale Lösungen zirkuliert haben. Es kann dann vorkommen, dass der Biotit bis auf spärliche Reste umgewandelt worden ist, so dass wir nur noch Chlorit mit Erz vorfinden.

Die grüne Hornblende zeigt folgende Absorptionsfarben

$n\alpha$ = hellgelblich

$n\beta$ = grasgrün

$n\gamma$ = olivgrün.

Messungen am Drehtisch ergaben folgende optische Daten:

$c/n\gamma$ schwankt zwischen 14° und 22° , mit einem Häufigkeitsmaximum bei 15° .

$-2V$ liegt zwischen 72° und 84° , mit einem Häufigkeitsmaximum bei 76° .

Verwachsungen mit Quarz können beobachtet werden. Oft schliesst die Hornblende Apatit und Titanit ein. Umwandlungen in Biotit und Chlorit sind relativ selten.

Der Chlorit tritt als Umwandlungsprodukt von Biotit, seltener von Hornblende auf. Es handelt sich um Pennin mit anomalen blauen Interferenzfarben.

Als Nebengemengteile treten Granat, Titanit, Apatit, Zirkon und Epidot auf.

Der Granat zeigt makroskopisch dunkelrote Farbe. Häufig finden wir ihn in ganz durchlöcherten Körnern. Er ist nur spärlich anzutreffen.

Titanit und Apatit häufen sich in den dunkeln Partien. Der Titanit kann dort ganze Nester von eartigen Kristalloblasten bilden.

b. Augengneisse.

Augengneiskomplexe grösseren Ausmasses treten nicht auf. Sie gehen nur lokal durch Übergänge aus den Bändergneissen hervor. Die Augen bestehen vorzugsweise aus Kalifeldspat und Quarz, nebst wechselnden Mengen von Plagioklas.

Der Kalifeldspat ist etwas pigmentiert und perthitisch entmischt. Mikroklingitterung kommt selten deutlich zum Ausdruck. Myrmekitbildungen sind häufig, sie greifen warzenförmig in den Kalifeldspat hinein. Dort, wo nur Kalifeldspat vorhanden ist, zeigt er eine pflasterartige Struktur, wobei die Granoblasten mittelkörnig sind. Sie sind mehr oder weniger isometrisch und nur selten in die Länge gezogen.

Der Quarz hingegen ist in der Schieferungsebene gestreckt. Die Auslöschung ist undulös. Vielfach finden wir im Innern der Augen isometrischen Kalifeldspat und am Rande ausgezogenen Quarz.

Beim Plagioklas handelt es sich um Oligoklas bis Andesin, mit deutlichen Zwillingslamellen. Die einzelnen Körner haben einen Durchmesser von 0.3—0.5 Millimeter und sind gegenüber Quarz und Kalifeldspat idioblastisch. Plagioklas wird oft von Kalifeldspat eingeschlossen und durch diesen verdrängt.

Biotit, Hornblende und Akzessorien sind gleich wie bei den Bändergneissen entwickelt.

Mineralbestand:

Plagioklas	20—45 % (An 25—32)
Quarz	10—30 %
Kalifeldspat	10—25 %
Biotit	5—20 %
Hornblende	2—15 %
Akzessorien	1— 3 %

Die Akzessorien sind durch Apatit, Titanit, Zirkon, Chlorit und Erz vertreten.

c. Polyschematische Gesteine verschiedener Art.

Neben den zwei oben beschriebenen Arten von polyschematischen Gneissen treffen wir lokal und in grösseren Bereichen auch noch andersartige Chorismite, so vor allem Phlebite und seltener Merismite, also durchaderte und brekzienartig zerteilte Gesteine. Eine mikroskopische Beschreibung erübrigt sich, da prinzipiell keine Unterschiede zu den Stromatiten (Bändergneissen) bestehen. Die Mineralien sind dieselben und auch die gegenseitigen Beziehungen ändern sich nicht. Die Adern der Phlebite sind plastisch verfaltet. Auch die brekzienartig zerteilten Massen sind während der Orogenese noch verformt und geknetet worden. Wie schon am Anfang des Kapitels erwähnt wurde, bestehen zwischen den verschiedenen Arten von Chorismiten mannigfache Uebergänge; so können wir beobachten, wie Adergneisse in Bändergneisse übergehen und Bändergneisse in Augengneisse. Das Gefügebild, das sich dem Beobachter bietet, ist also äusserst komplex.

d. Synorogener Quarzdiorit bis Diorit.

Diese Gesteine sind im untersuchten Gebiet nur westlich des Furesø beobachtet worden, im Soldal und im Pilgrimsdal. Im Felde stechen sie durch ihre massigere Beschaffenheit von den Gneissen ab. Nach unten gehen sie ohne scharfen Uebergang in Bändergneisse über, während sie oben an Biotitschiefer grenzen. Im Soldal ist sehr schön zu sehen, wie der Biotitschiefer darin eingefaltet ist. Damit ist auch unzweifelhaft die synorogene Entstehung festgelegt. Der ganze Komplex geht im Kløftdalen aus Bändergneiss hervor und zieht dann über das Soldal zum Pilgrimsdal, wo er auskeilt.

Es handelt sich bei diesem Gestein um einen mesokraten Quarzdiorit. Die Struktur ist holokristallin körnig bis etwas granoblastisch, die Textur ist massig.

Mineralbestand:

Plagioklas	45—60 % (An 32)
Quarz	10—20 %
Biotit	15—25 %
Hornblende	5—25 %
Akzessorien	1— 3 %

Als Akzessorien figurieren Titanit, Apatit, Zirkon, Pyroxen, Granat, Erz.

Randlich tritt noch ein dioritischer Typ auf. Schon makroskopisch fällt seine grünlichere Farbe auf. Mikroskopisch zeigt sich, dass das Gestein viel Diopsid führt, dass der Biotit vollständig chloritisiert und der Plagioklas stark zersetzt ist. Während der hohe Gehalt an Diopsid und das Fehlen von Quarz primärer Natur sein muss, sind die andern Erscheinungen auf späte Lösungsvorgänge zurückzuführen.

Mineralbestand dieses Types: (Zw 27)

Plagioklas	45 % (An 32)
Diopsid	20 %
Chlorit	28 %
Hornblende	5 %
Akzessorien	2 %

(Messung mit dem Integrationstisch).

Beim Haupttyp handelt es sich also um einen *Biotit-Hornblende-Quarzdiorit*, beim Spezialtyp um einen *Diopsid-Chlorit-Diorit*. Natürlich zeigen diese Gesteine auch Spuren der Metamorphose, da sie ja während der Orogenese entstanden und beansprucht worden sind. So kann denn die Textur so auffällig werden, dass man das Gestein als monoschematischen Plagioklasgneis bezeichnen muss.

Beim Plagioklas handelt es sich um Andesin mit 32 % An. Er ist frisch und zeigt deutliche Zwillingslamellierung. Serizitbildung ist gering, ausser beim Typ Zw 27. Entmischungen treten nicht auf.

Der Quarz zeigt undulöse Auslöschung. Er ist mehr oder weniger isometrisch und zeigt höchstens ganz schwache Längung. Wo mehrere Kristalle aneinander grenzen, greifen sie amöbenartig ineinander.

Der Biotit zeigt Pleochroismus von schmutziggelb bis schwarzbraun. Im allgemeinen ist die Chloritisierung unbedeutend, ausgenommen beim Typ Zw 27. Oft ist schwache Einregelung in eine Ebene zu beobachten.

Bei der Hornblende handelt es sich um den gleichen Typ wie in den migmatitischen Gneissen, also um eine gewöhnliche grüne Hornblende. Sie zeigt keine Umwandlungsspuren.

Der Pyroxen ist blassgrün. Der Pleochroismus ist unbedeutend. $+2V$ schwankt um 60° , $c/n\gamma$ ist meist 38° . Es handelt sich also um Diopsid.

Die Akzessorien zeigen die gleichen Erscheinungen wie bei den verschiedenen Typen migmatitischer Gneisse.

e. Zur Genese der Migmatite.

Wie aus der Beschreibung der Gesteine hervorgeht, führte die Ultrametamorphose nur ausnahmsweise zu einer durchgreifenden Granitisierung. Schon makroskopisch zeigt sich deutlich, dass der Stoffbestand zwei verschiedenen Bereichen angehört, von denen der eine eine grössere Beweglichkeit besessen hat. Typisch dafür sind ja die Adergneisse, Bändergneisse und Augengneisse. Pegmatitisches Material mit bedeutendem Durchdringungsvermögen tritt hier deutlich als Zweitmasse hervor. Allerdings ist auch die Hauptmasse nicht starr geblieben, wie die durchwegs plastischen Verformungen beweisen. Prinzipiell stellt sich die Frage, ob es sich bei dem pegmatitischen Material um Ausblutungen handelt oder um eine Stoffzufuhr. Aus den früheren Arbeiten über den »Zentralen Metamorphen Komplex« geht hervor, dass man mit dem Aufstieg einer Migmatitfront im Verlaufe der kaledonischen Hauptfaltungphase zu rechnen hat und damit also mit einer grösseren Stoffzufuhr (s. WEGMANN 1935b, BACKLUND 1936, HALLER 1953). Schon aus der Aufwölbung, aber auch aus dem Vergleich mit dem Stoffbestand der nicht migmatisierten Gesteine, geht hervor, dass eine bedeutende Stoffzufuhr stattgefunden haben muss. Die beschriebenen choromitischen Gneisse stammen aus Gesteinsverbänden unterhalb der Marmorserie oder nicht weit darüber, also aus der Unteren Sandig-tonigen oder der Oberen Tonig-sandigen Serie der unteren EBF. Der Vergleich zeigt, dass wir einen bedeutend grösseren Feldspatgehalt in den migmatisierten Gesteinen haben, dass also eine entsprechende Zufuhr stattgefunden haben muss. Die Stoffzufuhr war relativ kaliarm, da Kalifeldspat gegenüber Plagioklas stark zurücktritt. Einzig in den Augengneissen konnten grössere Mengen davon festgestellt werden. Er stellt dort eine etwas spätere Bildung als der Plagioklas dar, den er durchwegs verdrängt. Gegen das Ende der Orogenese haben dann noch hydrothermale Lösungen eingewirkt und zur Zersetzung und Umwandlung gewisser Mineralien geführt (Serizitisierung, Chloritisierung etc.). Diese Umwandlungen können z. T. auch durch die rückschreitende Metamorphose bedingt worden sein, wenn sie nicht lokal besonders stark hervortreten. Die Bewegungen haben parakristallin stattgefunden; Palaeosom und Neosom sind gemeinsam verfaltet (Fig. 4). Ausnahmen davon konnten nur an wenigen Orten beobachtet werden. Ein solches Beispiel, wo die Granitisierung nach der Faltung erfolgt ist, zeigt Fig. 5.



Fig. 5. Dieses Bild ist ein Beispiel dafür, dass die Granitisierung die Deformation teilweise auch überdauert hat; wir können bemerken, dass nach der Fältelung noch Stoffzufuhr stattgefunden hat.

B. Metamorphe pelitische bis psammitische Gesteine ohne grössere Stoffzufuhr.

Es handelt sich bei diesen Gesteinen um Glimmerschiefer, Gneisse, Quarzite und Quarzitgneisse. Im Felde stechen sie durch ihre bräunlich-rötliche Farbe von den grauen Gesteinen der Migmatitkomplexe ab. Zwischen den migmatitischen Gneissen und den metamorphen Gesteinen können auch Übergänge bestehen, bei denen die Zuordnung nicht leicht fällt. Es gibt Grenzverbände, die eine bedeutende Stoffzufuhr zeigen, ohne aber die Plastizität der eigentlichen Migmatite zu erreichen. Die einzelnen metamorphen Typen können ineinander übergehen, durch Zu- und Abnahme von Feldspat und Glimmer finden wir alle Variationen zwischen Gneis, Schiefer und Quarzit.

a. Gneisse und Schiefer.

Unter dieser Gruppe wiegen Granat-Biotit-Schiefer bis Gneisse vor. Schiefer und Gneisse sind so miteinander verknüpft, dass eine gemeinsame Besprechung vernünftig erscheint. Der Granat kann wegfallen, der Biotit vollständig chloritisiert sein, Sillimanit, Disthen und Muskowit können hinzukommen, so dass eine grosse Mannigfaltigkeit von ineinander übergehenden Typen besteht.

Petrographisch können wir folgende Unterscheidungen treffen:

Granat-Biotitschiefer

Oligoklashaltige Granat-Biotitschiefer

Granat-Biotit-Oligoklasgneis

Sillimanit-Granat-Kalifeldspat-Biotit-Oligoklasgneis

Oligoklashaltige Disthen-Granat-Sillimanit-Biotit (Chlorit)-Schiefer

Oligoklashaltige Muskowit-Disthen-Sillimanit-Chloritschiefer

Muskowit-Disthen-Sillimanit-Granat-Biotit-Oligoklasgneis

Muskowit-Disthen-Sillimanit-Chlorit-Biotitschiefer

Granat-Biotit-Oligoklas-Mikroklingneis

Disthen-Granat-Biotit-Perthitgneis

Die Textur dieser Gesteine ist kristallisationsschiefrig.

Die Struktur ist vorwiegend lepidoblastisch.

Von einem einheitlichen Mineralbestand kann natürlich bei dieser Mannigfaltigkeit keine Rede sein. Immerhin können wir die Grenzwerte ungefähr festlegen:

Quarz	40—60 %
Oligoklas	0—30 %
Kalifeldspat	0—15 % (An 12—25)
Biotit (Chlorit).....	10—30 %
Muskowit.....	0— 5 %
Disthen	0— 3 %
Sillimanit.....	0— 5 %
Granat	0—10 %
Akzessorien.....	1— 2 %

Als Akzessorien können Titanit, Zirkon, Apatit, Rutil und Erz beobachtet werden.

Der Quarz bildet den Hauptbestandteil aller Varietäten. Er ist meist in der Schieferungsebene gestreckt, die Körner sind verzahnt und zeigen immer undulöse Auslöschung. Die Kristalloblasten haben eine Ausdehnung von bis zu 3 Millimetern in der Längsrichtung und bis 1 Millimeter quer dazu. Einschlüsse in Feldspat und Quarz sind zu beobachten.

Der Oligoklas, zeigt meist einen Anorthitgehalt von 25 %, selten von 10—15 %. Die Zwillingslamellierung tritt nicht immer deutlich hervor. Antiperthitische Entmischungen sind häufig. Myrmekitbildung an der Grenze gegen Kalifeldspat ist fast die Regel. Die Serizitisierung ist auch hier in den verschiedenen Gesteinen verschieden intensiv. Sie tritt

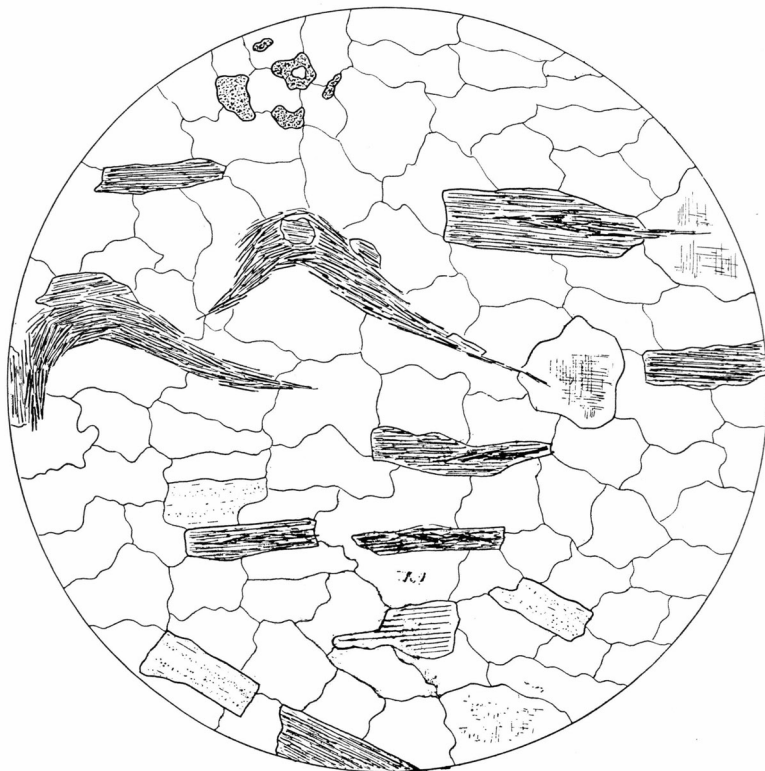


Fig. 6. Dünnschliffbild eines Sillimanit-Granat-Biotitschiefers. In faserigem Sillimanitfilz finden sich noch Fetzen von Biotit und in grösseren Biotitblättchen Nadeln von Sillimanit. Wir sehen hier also zwei verschiedene Stadien der Umwandlung Biotit-Sillimanit. Vergr. 20-fach.

dort besonders in Erscheinung, wo sich hydrothermale Einflüsse bemerkbar machen. Die Ausbildung gegenüber Quarz und Kalifeldspat ist idioblastisch, irgendwelche Verformungen sind nicht zu bemerken. Einschlüsse anderer Gemengteile, besonders von Quarz und Biotit, sind verbreitet.

Der Kalifeldspat ist xenoblastisch entwickelt. Öfters ist er nur in den Zwickeln zwischen den andern Gemengteilen vorhanden. Mikroklitterung ist nicht oft anzutreffen, schwach perthitische Entmischung ist häufig. Grössere Kristalloblasten von Kalifeldspat sind auf Stoffzufuhr zurückzuführen; sie verdrängen dann auch Plagioklas und Quarz.

Der Biotit zeigt hellgelblichen bis rotbraunen Pleochroismus. Umwandlung in Pennin ist sehr typisch, besonders in Störungszonen und nahe den Migmatitbildungen. Einschlüsse von Zirkon sind sehr häufig, ab und zu kann auch Rutil als Sagenit im Biotit beobachtet werden.

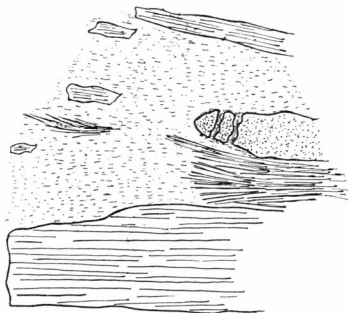


Fig. 7. Detail aus einem Dünnschliffbild. In einem Nest von Serizit befinden sich Nadeln von Sillimanit und Blättchen von Biotit. Im Text wird diskutiert, ob der Serizit ev. aus der Umwandlung von Cordierit hervorgegangen sein könnte. Vergr. 30-fach.

Der Chlorit tritt als Umwandlungsprodukt von Biotit auf und ist durchwegs als Pennin bestimmbar.

Der Muskowit tritt mengenmässig stark zurück.

Als Serizit ist er durch Umwandlung aus den Feldspäten entstanden. Ebenso kann er auch aus Disthen und Sillimanit entstanden sein.

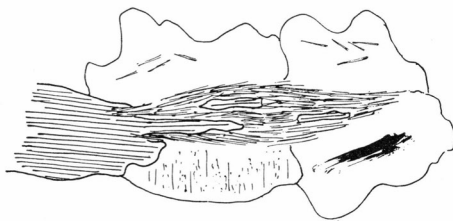


Fig. 8. Detail aus einem Dünnschliffbild. Der Sillimanit geht aus der Umwandlung von Biotit hervor. Resten des Biotits liegen innerhalb des Sillimanitfilzes. In den Quarzkristalloblasten bemerken wir Einschlüsse von Sillimanitnadeln. Vergr. 30-fach.

Sillimanit ist in sehr vielen Gesteinen vorhanden. Sehr auffällig ist seine Verknüpfung mit Biotit, oder mit Biotit und Kalifeldspat. Es sind dabei verschiedene Stadien zu beobachten; es können nur einzelne Nadeln von Sillimanit in Biotit eingebettet sein, oder es kann vorkommen, dass der Biotit nur noch als Überrest in Sillimanitfilz anzutreffen ist. Dazwischen gibt es verschiedene Übergänge (Fig. 6). Der Biotit, aus dem der Sillimanit entstanden zu sein scheint, ist selber oft chloritisiert worden.

Interessant sind vollständig serizitisierte Nester, in denen sich Fetzen von Sillimanit, Biotit und Chlorit befinden (Fig. 7). Es stellt sich die Frage nach der Entstehung dieser Bildungen. Wir müssen die Möglichkeit in Betracht ziehen, dass es sich um pinitisierten Cordierit handelt. Das Mineral selbst konnte nur in Gesteinen beobachtet werden,

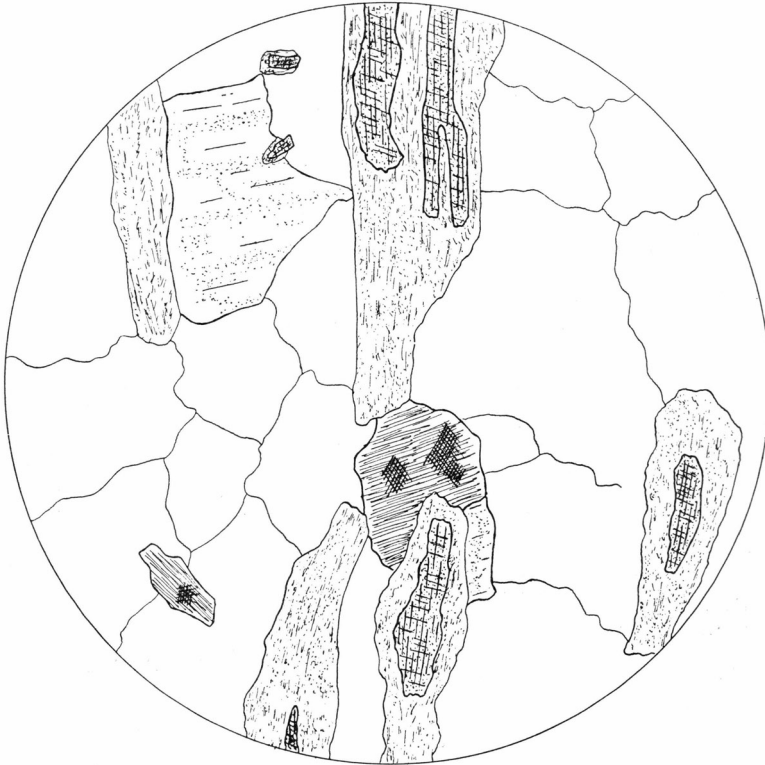


Fig. 9. Dünnschliffbild eines Disthen-Chloritschiefers. Der Disthen ist vollständig in eine Masse von Serizit eingelagert. Die Umgrenzung der serizitisierten Zone zeigt oft noch die Formen des Disthens; der Serizit ist aus dem Disthen hervorgegangen. Der Chlorit ist durch Umwandlung von Biotit hervorgegangen. Wir bemerken darin das typische Sagenitgewebe. Vergr. 20-fach.

die in Kontakt mit den spät- bis postorogenen Granitintrusionen stehen. Das könnte aber bedeuten, dass die Entstehung des Cordierits an die jungen Intrusionen geknüpft ist. Der Beweis, dass die erwähnten Anhäufungen von Umwandlungsprodukten aus Cordierit hervorgegangen sind, kann also nicht geliefert werden, da direkte Beziehungen zu diesem Mineral fehlen und auch keine typischen Reliktformen beobachtet werden können.

Der Cordierit würde sehr gut in die Gesellschaft der andern Mineralien dieser Gesteine hineinpassen und wird aus ähnlichen Gneissen und

Schiefern von verschiedenen Orten beschrieben (s. z. B. W. WIMMENAUER 1950, P. BEARTH 1952, K. R. MEHNERT 1953, A. HIETANEN 1956). Die Umwandlung Biotit-Cordierit-Sillimanit ist bei der Untersuchung solcher Gesteine festgestellt worden. Ausser den erwähnten Serizitanhäufungen, die eventuell aus Cordierit entstanden sein könnten, haben wir bei unseren Gesteinen keine Anzeichen dafür, dass eine solche Umwandlung stattgefunden hat. Diese Nester kommen zudem lange nicht in allen Gesteinen vor. Meist können wir nur beobachten, dass Sillimanit mit Biotit verwachsen ist (z. B. gegenseitige Verfaserung, s. Fig. 6 und 8). Falls der Sillimanit durch zunehmende Metamorphose aus dem Biotit entstanden ist, ist es nicht klar, wohin z. B. das Magnesium des letzteren gewandert ist. Vielleicht sind aber die Beobachtungen nicht so zu interpretieren, dass der Sillimanit wirklich aus dem Biotit entstanden ist, sondern dass nicht genügend Stoff zum Aufbau des Glimmers vorhanden war (Al_2O_3 -Überschuss).

Der Disthen ist in diesen Gesteinen weniger häufig als der Sillimanit, tritt aber oft mit diesem zusammen auf. Hin und wieder sind Körner zu beobachten, die von Sillimanitfilz umgeben sind. In einigen Schliften ist die Umwandlung von Disthen in Serizit zu beobachten (s. Fig. 9).

Granat kommt sehr häufig vor. Die Grösse der Kristalloblasten kann beträchtlich schwanken, überschreitet aber selten einen Durchmesser von 5 Millimetern. In Gesteinen, in denen allgemein starke Chloritisierung und Serizitisierung stattgefunden hat, ist der Granat oft randlich in Pennin umgewandelt.

Der Rutil bildet ab und zu ein Sagenitgewebe in Biotit und Pennin.

b. Quarzite.

Mehr oder weniger reine Quarzite treten gegenüber den Gneissen und Schiefern zurück.

Neben Quarz als Hauptbestandteil ist immer noch etwas Biotit bzw. Chlorit und Muskowit vorhanden, meist auch Granat und Sillimanit.

Mineralbestand:

Quarz	60—95 %
Biotit (Pennin).....	5—10 %
Oligoklas	0— 5 %
Muskowit	1— 5 %
Sillimanit	0— 3 %
Granat	0— 3 %
Akzessorien	0— 1 %

Akzessorien sind Zirkon, Titanit, Rutil und Erz.

Eine Beschreibung der Mineralien und ihrer Umwandlungen erübrigt sich, da prinzipiell keine Unterschiede zu den Gneissen und Schiefern bestehen.

c. Bemerkungen zur Metamorphose.

Die Vergesellschaftung von Biotit, Granat, Sillimanit und Disthen zeigt, dass wir uns in einem Gebiet intensiver Metamorphose befinden (Mesozone und Grenzbereich der Katazone). Der Sillimanit ist dort besonders stark entwickelt, wo metamorphe Gesteine in Migmatit eingefaltet sind oder allgemein nahe bei diesem liegen. Der Disthen tritt oft mit dem Sillimanit zusammen auf, doch ist er eher in grösserer Entfernung von den ultrametamorphen Gesteinen zu finden.

Chloritisierung und Serizitisierung nehmen ebenfalls gegen die migmatitischen Gesteine hin zu. Einerseits haben wir also Zeugen einer starken Metamorphose, andererseits wird der Biotit chloritisiert und sogar Sillimanit und Disthen in Serizit umgewandelt. Meso (-Kata)- und Epi-metamorphose sind also am gleichen Gestein feststellbar. Diese Beobachtungen sind wohl so zu deuten, dass die ursprünglichen Sedimentgesteine während der Orogenese von einer Wärmefront erfasst wurden. Dies führte zu Umwandlungen im Sinne einer zunehmenden Metamorphose. Durch das Zurücksinken der Wärmefront nach der Orogenese wurden dann Epi-Bedingungen geschaffen, die zur Chloritisierung und Serizitisierung führten. Da diese Epi-Mineralien aber nicht durchgehend im ganzen Gebiet festzustellen sind, sondern nur in gewissen Zonen angereichert sind, und zwar besonders nahe den Migmatitkörpern, muss ihre Entstehung hauptsächlich auf den Einfluss von wässerigen Lösungen zurückgeführt werden, die mit einer späten Phase der Ultrametamorphose im Zusammenhang stehen.

Die Umwandlung der pelitischen bis psammitischen Gesteine beruht im ganzen Gebiet von Nathorsts Land auf einer Regionalmetamorphose und nicht nur auf Kontaktwirkung. Aus der Tektonik geht hervor, dass auch Bewegungen stattgefunden haben, und das häufige Auftreten von Disthen deutet Stresswirkungen an.

C. Marmore.

Die Marmorzüge liegen ausschliesslich innerhalb des grossen Migmatitkomplexes im Westen von Nathorsts Land. Wie schon im stratigraphischen Teil erwähnt, handelt es sich dabei vorwiegend um die metamorphosierte Kalkig-tonige Serie, z. T. um kleinere Karbonatlinsen der Unteren Sandig-tonigen oder der Oberen Tonig-sandigen Serie. Oft kommen sie mit Amphibolit zusammen vor. Nicht sehr häufig finden wir auch noch Reste von Granat-Biotitschiefer und Quarzit dabei, z. B. bei

den Marmorzügen im Frederiksdal, während sie an den meisten andern Orten fehlen. Erhalten blieben also zur Hauptsache die karbonatischen Gesteine, die pelitisch-psammitischen Gesteine wurden hingegen vollständig migmatisiert. Im Felde zeigen sich die Marmorzüge als weisse Bänder, die auf weite Strecken vollständig fehlen können, sich dann aber in Falten und wirren Massen wieder anreichern.

a. Beschreibung der Marmore.

Die Marmore enthalten neben dem Calcit meist noch andere Gemengteile, vor allem Kalksilikate wie *Diopsid*, *Epidot*, *Aktinolith*, *Skapolith*, *Titanit*, daneben auch *Muskowit* und *Phlogopit*. Oft enthalten sie auch *Plagioklas* (Oligoklas-Andesin). Meist kommt ein grosser Teil dieser Mineralien zusammen vor.

Einige Beispiele von Marmortypen:

Diopsidmarmor resp. Diopsidführender Marmor,
 Muskowitführender Marmor,
 Muskowitführender Diopsidmarmor,
 Oligoklas, Epidot, Titanit und Muskowit führender Diopsidmarmor,
 Quarz, Oligoklas, Epidot, Skapolith, Tremolit und Diopsid führender Marmor,
 Tremolitmarmor,
 Skapolith- und Diopsidführender Marmor,
 Diopsidführender Phlogopitmarmor.

Die verschiedenen Mineralien können auch noch anders kombiniert sein. Irgendwelche deutlich unterscheidbaren Paragenesen sind aber nicht gegeneinander abzugrenzen.

Der Calcit ist naturgemäss Hauptgemengteil. Seine Korngrösse kann beträchtlich schwanken. Kristalle von 0.5 Millimeter Durchmesser liegen an der unteren Grenze, es gibt jedoch Gesteinstypen, wo die Calcitkristalle Durchmesser von einigen Millimetern haben. Sehr typisch ist die Pflasterstruktur. Die Zwillingslamellierung ist meist deutlich. Die Zwillingslamellen sind teilweise stark verbogen. Die Marmore an der Ecke Violingletscher-Tærskeldal sind z. T. rötlich gefärbt. Spuren von Eisen und Mangan konnten hier in den Calciten festgestellt werden.

In einigen Schliffen ist zu beobachten, dass die Karbonate nur sehr feinkörnig sind. Sie sind stark miteinander verzahnt und greifen ineinander. In dieser Grundmasse sind verschiedene Kalksilikate als grössere Idioblasten entwickelt.

Den Quarz findet man in isolierten Körnern eingestreut. Sie liegen xenoblastisch zwischen den andern Kristallen und zeigen undulöse Auslöschung.

Plagioklas ist nur in wenigen Gesteinen und dann nur in kleinen Mengen vorhanden. Es handelt sich um Oligoklas-Andesin. Er zeigt meist deutliche Zwillingbildung.

Der Diopsid ist das Kalksilikat, das in den Marmoren am häufigsten auftritt.

+ 2V ist meist 60° , $c/n\gamma$ schwankt um 40° .

Er ist meist deutlich idioblastisch. Der Diopsid zeigt oft Zwillinglamellen. Sie sind oft polysynthetisch und verlaufen im Schliff schräg zu den Spaltrissen. Es handelt sich hauptsächlich um Verzwillingung parallel (100). Umwandlung von Diopsid in Tremolit konnte in einem Schliff festgestellt werden (Zw 72).

Amphibole treten in den Marmoren als *Tremolit-Aktinolith* auf, wobei der farblose Tremolit überwiegt. 2V von Tremolit liegt bei 80° , $c/n\gamma$ ist ungefähr 15° . Er tritt oft mit Diopsid zusammen auf und kann diesen auch verdrängen.

Skapolith ist vorwiegend am Kontakt mit Gneissen und Amphiboliten entwickelt. Nach der hohen Doppelbrechung zu urteilen muss es sich um *Mejonit* handeln, was ja in kontaktmetamorphen Kalken auch zu erwarten ist.

Muskowit ist ziemlich häufig, tritt aber nur in Form von feinen Blättchen zwischen den Calcitkörnern auf.

Titanit ist in der typischen Insekteneierform anzutreffen. Am häufigsten tritt er am Kontakt mit Gneis und Amphibolit auf.

Epidot-Zoisit ist ebenfalls meist am Kontakt anzutreffen. Sowohl farbloser *Klinozoisit* als auch grüngelblicher *Pistazit* kommen vor.

b. Bemerkungen zur Metamorphose.

Wie schon bemerkt liegen die Marmore im untersuchten Gebiet ganz innerhalb des Migmatitkomplexes. Es ist deshalb verständlich, dass wir keine grossen Unterschiede im Grade der Metamorphose feststellen können. Nur bei zwei Typen konnte als Begleitmineral ausschliesslich Muskowit festgestellt werden. Mineralien wie Diopsid und Skapolith sind sehr häufig. Dass diese Mineralien noch oft von Muskowit, Epidot und Tremolit-Aktinolith begleitet werden, lässt darauf schliessen, dass wir es hauptsächlich mit Meso-Metamorphose zu tun haben.

Da die Marmorzüge sich in stark verfaltetem Migmatit befinden und dessen Bewegungen mitgemacht haben, können sie nicht nur kontaktmetamorph sein. In Glimmerschiefern, die gelegentlich als Begleitgesteine erhalten sein können, kann Disthen festgestellt werden. Das spricht dafür, dass auch ein gewisser Stress gewirkt haben muss, was ja aus der Tektonik deutlich hervorgeht.

Die Migmatitfront hat bei ihrem Aufstieg die Marmorserie überschritten. Dabei konnten nur die karbonatischen Gesteine der Ultra-

metamorphose widerstehen und als solche erhalten bleiben. Das zeigt, dass sie gegen den Einfluss von Alkalien sehr resistent sind.

D. Amphibolite.

Sehr auffallend ist, dass ein grosser Teil der Marmorzüge von Amphibolit begleitet wird. Wir treffen sie gemeinsam am Violingletscher, im Grænsedal, im Herthadalen und in besonders mächtiger Form am Kile- und am Vandskelsö. Daneben gibt es aber auch noch grössere Massen von Amphibolit, die nicht mit Marmor zusammen auftreten. Es drängt sich nun die Frage nach der Entstehung und der Beziehung zu den Marmoren auf. Bevor wir die verschiedenen Möglichkeiten diskutieren, wollen wir aber diese Gesteine näher beschreiben.

a. Beschreibung der Amphibolite.

Makroskopisch handelt es sich um dunkelgrüne bis schwarze, vorwiegend massige Gesteine. Es sei gleich hier festgestellt, dass makroskopisch und mikroskopisch keine prinzipiellen Unterschiede bestehen zwischen Amphiboliten, die zusammen mit Marmor auftreten und solchen, die ohne diese Begleitgesteine vorkommen. Wir können höchstens bei den ersteren etwas mehr Karbonat feststellen und vielleicht etwas mehr Diopsid.

Die Struktur der Amphibolite ist lepidoblastisch, die Textur ist massig.

Mineralbestand:

Hornblende.....	50—80 %
Plagioklas	5—20 % (An 32, 25)
Quarz	0— 8 %
Diopsid	0— 5 %
Granat	0— 8 %
Biotit	0— 3 %
Karbonat.....	0— 2 %
Akzessorien	0— 3 %

Als Akzessorien finden wir Titanit, Apatit, Epidot, Chlorit und Erz.

Die Amphibole sind durchwegs durch eine gewöhnliche grüne Hornblende vertreten.

$n\alpha$ = hellgelblich

$n\beta$ = dunkelgrün

$n\gamma$ = oliv

$c/n\gamma$ liegt zwischen 14° und 22° , $-2V$ ist meist 76° .

Einschlüsse von Erz sind häufig. Umwandlungen in andere Gemengteile sind selten (s. unter Diopsid).

Beim Plagioklas handelt es sich vorwiegend um Andesin. Bestimmungen am Drehtisch ergaben Anorthitgehalte von hauptsächlich 32 %, seltener von 42 %. Häufig ist aber auch ein Oligoklas mit 25 % Anorthit festzustellen. Er ist meist frisch und zeigt deutliche Zwillingslamellierung. Die Serizitbildung ist gering. Entmischungen treten nicht auf.

Den Quarz findet man in Linsen oder in einzelnen Kristallen xenoblastisch zwischen den andern Gemengteilen. Er ist undulös.

Den Diopsid finden wir vorwiegend am Kontakt mit Marmor, oder dort, wo auch Karbonat im Gestein vorhanden ist. Diopsid und Hornblende scheinen miteinander im Gleichgewicht zu stehen; sie sind miteinander verwachsen.

Granat ist meistens vorhanden. Makroskopisch ist er dunkelrot. Umwandlungserscheinungen sind nicht zu beobachten. Als Einschlüsse finden wir Quarz und Erz.

Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelblich bis dunkelbraun. Er ist nie in grösserer Menge vorhanden und fehlt oft ganz. Umwandlungserscheinungen treten zurück.

Calcit ist nur selten anzutreffen. Er wird durch Kalksilikate verdrängt.

Von den Akzessorien ist besonders der Titanit wichtig. Er kann in gewissen Amphiboliten so reichlich vertreten sein, dass er zu einem mengenmässig bedeutenden Nebengemengteil wird.

b. Kontakt von Amphibolit und melanokratem Biotit-Andesingneis mit Marmor.

Die folgenden Beobachtungen wurden an Kontaktstücken aus der Wand an der Ecke Violingletscher-Tærskeldal gemacht. Schon makroskopisch können wir am Handstück verschiedene Zonen beobachten, die ziemlich scharf gegeneinander abgegrenzt sind. Auf Amphibolit und Biotitgneis folgt eine Schicht von Kontaktmineralien, die ihrerseits an den Marmor grenzt. Hier finden wir auch immer Ansammlungen von Pyrit. Unter dem Mikroskop präsentiert sich Folgendes:

1. Kontakt Biotitgneis-Marmor

- | | |
|----------|---|
| Zone I | Der eigentliche Gneis, der aus Biotit und Andesin besteht, mit Titanit als Nebengemengteil, etwas Hornblende. |
| Zone II | Gewöhnliche Hornblende, Skapolith, Titanit und Pyrit. |
| Zone III | Vorwiegend Diopsid, etwas Epidot. |
| Zone IV | Calcit mit Diopsid, Aktinolith und Quarz. |

Besonders scharf ist die Grenze zwischen Zone I und Zone II. Zwischen Zone III und Zone IV besteht ein Übergang, da die Silikate verstreut noch weiter im Marmor anzutreffen sind.

2. Kontakt Amphibolit-Marmor

Zone I	Gewöhnliche Hornblende, Andesin, etwas Diopsid, Titanit
Zone II	Vorwiegend Diopsid, Epidot, Titanit, Erz
Zone III	Diopsid, Oligoklas, Calcit, Zoisit, Skapolith
Zone IV	Epidot, Diopsid, Skapolith, Albit (wirres Durcheinander, worin Albit neu wächst)
Zone V	Calcit mit eingestreuten Kalksilikaten

Die Gliederung ist beim ersten Gestein typischer. Auf den Biotitgneis folgt eine Zone, die hauptsächlich aus Hornblende und Skapolith besteht, darauf folgt der Diopsid. Es scheint, als ob der Diopsid von der Hornblende verdrängt würde. Beim zweiten Gestein wird die Sache komplizierter durch die wirre Ansammlung von Epidot-Zoisit, Diopsid, Calcit, Albit und Skapolith, die schwer zu deuten ist. Es scheint eine Umwandlungszone zu sein, in der der Albit neu sprosst. Hauptmineral ist in beiden Kontaktgesteinen der Diopsid, der sich auch sonst in den Marmoren findet. Hauptsächlich am Kontakt konzentriert ist auch der Skapolith, ferner Pyrit und Titanit. Diese Ansammlung von Skapolith, Titanit und Erz am Kontakt kann auf Lösungsumsätze während der Ultrametamorphose, die metasomatische Verdrängung bedingten, zurückgeführt werden.

c. Genese der Amphibolite.

Prinzipiell stellt sich die Frage, ob wir es bei den Amphiboliten mit metamorphen Mergeln oder mit metamorphen Eruptivgesteinen zu tun haben, oder ob sie durch Verdrängung von Kalkstein entstanden sind. Wir müssen dabei Unterscheidungen treffen, da nicht mit einer einheitlichen Entstehung zu rechnen ist. Dort wo grössere Massen in willkürlicher Form vorliegen, ist die Erklärung als metamorphes Derivat von basischen Eruptivgesteinen naheliegend (mineralogische Kennzeichen solcher Entstehung, z. B. das Vorhandensein von Olivin, konnten in den von mir untersuchten Amphiboliten nicht festgestellt werden; E. WENK hat jedoch sogar eigentliche Peridotite am Nordvest Fjord beobachtet).

Die konkordanten Amphibolitbänder, die sich über grosse Strecken hinziehen und häufig von Marmor begleitet sind, können wir nicht als metamorphe Eruptivgesteine interpretieren. Die Entstehung von Amphibolit wurde schon verschiedentlich in Skandinavien und Schottland

näher untersucht und von einigen Autoren dahin gedeutet, dass diese Gesteine durch Einwirkung von Mg- und Fe-Ionen auf Kalkstein im Laufe der Migmatitisation entstanden seien (BACKLUND 1936, REYNOLDS 1947). J. HALLER (1953, S. 73—77) beschreibt aus dem »Zentralen Metamorphenen Komplex« den Monzonitgranit von Renbugten, der ganz von einem basischen Saum umgeben ist. Er deutet diesen Saum als das Produkt einer »Basischen Front«. Wir müssen daher in Erwägung ziehen, ob eine Mg-Fe-Front bei der Entstehung der Amphibolite eine Rolle gespielt haben könnte.

Die Amphibolitbänder liegen innerhalb des untersuchten Gebietes in einem mächtigen, verfalteten Migmatitkomplex. Es kann sich also nicht um »Ausschwitzungen« handeln, die sich am Rande eines granitisierten Gebietes angesammelt haben. Die Verhältnisse könnten nun allerdings nach der Theorie der basischen Fronten so gedeutet werden, dass die Fe-Mg-Ionen an der Marmorzone gestoppt wurden und diese samt ihrem Nebengestein entsprechend verwandelten. Die Feldbefunde sprechen aber gegen eine solche Entstehung und auch die mikroskopischen Untersuchungen ergeben keine Beweise dafür. Die Richtung des Fortschreitens der Fronten müssten wir von unten nach oben annehmen. Nun kommt es aber oft vor, dass wir am unteren Rande der Marmor-Amphibolitzone Karbonatzüge treffen, weiter oben aber beträchtliche Massen von Amphibolit (an Orten wo keine verkehrte Folge durch Faltung entstanden sein kann). Innerhalb und über diesem Amphibolit finden wir auch immer wieder Marmorzüge. Die diskutierte Front hätte aber nicht Karbonatzüge ohne Einfluss durchqueren und erst im Hangenden eine Umwandlung in Amphibolit bewirken können. Es ist auch nicht einzusehen, wie bei einem solchen Prozess klar getrennte Linsen und Bänder entstehen könnten.

Die Kontakte mit Diopsid und Skapolith, ziemlich viel Titanit und Erz zwischen Amphibolit oder melanokratem Gneis und Marmor fordern auch nicht nach einer Erklärung dieser Art. Dass Lösungs- oder Ionen-diffusionsvorgänge stattgefunden haben, ist ja innerhalb des Migmatitkomplexes selbstverständlich. So haben auch Austauschvorgänge am Kontakt zwischen Karbonat und Amphibolit (wie dieser auch entstanden sei) eine Rolle gespielt. Wenn der Amphibolit aus Mergel entstanden ist, so waren ja in der Übergangszone zum Kalk die zur Bildung von Diopsid nötigen Bestandteile schon primär vorhanden. Der Rand von Kalklinsen ist immer eine Zone, wo zirkulierende basische Lösungen ausgeschieden werden und zu metasomatischer Verdrängung führen, wodurch das Vorkommen von Titanit und Pyrit als selbstverständlich erscheint. Zur Bildung des mejonitischen Skapolithes waren alle chemischen Bestandteile schon vorhanden, es muss keine Zufuhr von weiterher angenommen werden.

Es liegen also keine Beobachtungen vor, die gegen eine Entstehung aus Mergel sprechen würden. Im Sedimentgebiet der Küste kommen ja wirklich alle Übergänge von rein karbonatischem zu pelitisch-psammistischem Material vor. Das primäre Vorhandensein von Mergel ist also wahrscheinlich. Wir können ausserdem Übergänge zu Granat-Biotitgneissen feststellen, wobei die letzteren allerdings spärlich sind, da sie fast vollständig migmatitisiert wurden. Das zeigt, dass ursprünglich auch toniges Material vorgelegen hat, womit also die Vergesellschaftung mit pelitischen Schichten einerseits und kalkigen Schichten andererseits, klar zum Ausdruck kommt. Die Erklärung, dass die Amphibolitbänder, die mit Marmor zusammen vorkommen oder in der Fortsetzung von solchem liegen, ein metamorphes Aequivalent ursprünglich mergeliger Verbände darstellen, stimmt also sicher am besten mit den Tatsachen überein. Schon im stratigraphischen Teil wurde dargelegt, dass es sich zur Hauptsache um die metamorphe Kalkig-tonige Serie der unteren EBF handeln muss.

Wo dann grössere Massen von Amphibolit und Hornblendegneis mit Marmor zusammen vorkommen, wie z. B. am Herthabjerg und am Vandskelsö, reicht die Erklärung der Entstehung aus Mergel allein nicht mehr aus und wir müssen annehmen, dass auch metamorphe basische Intrusivgesteine vorliegen.

E. Spät- bis postorogene Granite und saure Ganggesteine.

Grössere Intrusionen von spät- bis postorogenen Graniten findet man im Osten von Nathorsts Land, gegen den Alpefjord und im Schaffhauserdalen. Wir sind hier in der Zone der Marginalgranite.

Im zentralen und westlichen Nathorsts Land findet man immer wieder weisse und rötliche Aplit- und Pegmatitgänge, auch kleinere Stöcke von Granit, die das Nebengestein diskordant durchschlagen.

Diese Intrusivgesteine im Westen konnten nur vom Flugzeug aus und auf Flugaufnahmen beobachtet werden.

Im hinteren Jomfrudal wurde eine Serie dunkler und heller Gesteine gesichtet, deren Zuordnung einige Schwierigkeiten bereitet, da ihr Aussehen von den übrigen Gesteinsverbänden von Nathorsts Land stark abweicht (s. Fig. 13). Bei den hellen Gesteinen könnte es sich um Granite handeln, oder aber um Quarzite. Eine sichere Entscheidung konnte nicht gefällt werden, da das Jomfrudal nicht begangen wurde.

a. Aplite und Pegmatite.

Wir können folgende Typen von sauren postorogenen Gängen unterscheiden:

- Weisse Oligoklaspegmatite
- Weisse Mikroklinperthitpegmatite
- Rötliche Albitpegmatite
- Rötliche Oligoklas-Mikroklinaplite (z. T. auch weiss)
- Rötliche Mikroklinaplite.

Es kann oft beobachtet werden, dass die rötlichen Gänge etwas jünger sind als die weissen. Ob aber ganz allgemein die weissen Gänge eine ältere Generation darstellen, kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden.

Da die Mineralien der verschiedenen Gänge sich nicht prinzipiell unterscheiden, können wir sie miteinander besprechen.

Der Oligoklas zeigt selten schöne Zwillingslamellen. Er ist häufig stark serizitisiert. Antiperthitische Entmischungen kommen öfters vor. Verdrängung durch Mikroklin, wo solcher vorhanden, ist allgemein zu beobachten.

Beim Albit sind die Zwillingslamellen etwas besser entwickelt als beim Oligoklas. Die Serizitbildung ist weniger intensiv.

Der Mikroklin zeigt die Gitterung sehr typisch. In gewissen Pegmatiten finden wir allerdings starke Perthitbildung, wodurch die Gitterung undeutlich wird. Oft verdrängt der Mikroklin die andern Feldspäte.

Der Quarz ist buchtig, lappig und xenomorph. Er löscht undulös aus. In gewissen Pegmatiten ist schon makroskopisch zu sehen, dass er in langgezogenen Linsen zwischen den Feldspäten liegt. Mikroskopisch ist dann festzustellen, dass auch die einzelnen Körner gelängt sind.

Von den weiteren Mineralien, die wir in den sauren Ganggesteinen antreffen, dürfte wohl nur noch der *Muskowit* primärer Natur sein. Es sind meist nur sehr kleine Blättchen, eingeklemmt zwischen den Feldspäten.

Andere Bestandteile wie Biotit, Chlorit, Apatit und Granat sind nur Ueberreste des Nebengesteins. Der Biotit ist fast vollständig in Pennin umgewandelt. Wo er noch vorhanden ist, zeigt er Pleochroismus von hellgelblich bis dunkelbraun. Teilweise ist er auch braungrünlich.

Granat trifft man nur sporadisch in kleinen Kristallen. Es handelt sich um den gleichen dunkelroten Granat wie im Nebengestein. Er ist meist von Quarz korrodiert.

Auffällig ist, dass die Biotit-Chloritblättchen im Gang oft noch in der gleichen Lage sind wie im Nebengestein. Es scheint also, als ob auch diese Intrusivbildungen nicht auf einen schnellen, gewaltsamen Durchbruch zurückzuführen sind. Häufig finden wir Schollen des Nebengesteins innerhalb der Pegmatite (s. Fig. 10).



Fig. 10. Weisser Mikroklinpegmatit mit Schollen von migmatitischem Bändergneis.

Diese sauren Ganggesteine sind sicher nach der Orogenese eingedrungen, wie ihre Diskordanz beweist. Sie gehören zum Gefolge der verschiedenen postorogenen Granitintrusionen. Es ist aber im Felde zu beobachten, dass vor allem die Pegmatite noch gewisse, wenn auch schwache Bewegungen mitgemacht haben. Dazu gehören diejenigen Pegmatite, in denen der Quarz in Linsen angeordnet und längsgestreckt ist. Es ist dies auf Bewegungen während der Kristallisation zurückzuführen.

Aplitgänge können in kleinere Granit- bis Mikrogranitstöcke übergehen. Diese wollen wir jedoch unter den Graniten besprechen.

b. Granite.

Da das Gebiet der spät-postorogenen Intrusionen nur gestreift und nicht im Detail untersucht wurde, kann es sich hier nicht darum handeln, die verschiedenen Beziehungen und Phasen näher zu besprechen. Wir können hier nur einige Typen von Graniten beschreiben und ihre Stellung

im Gebirgsbau skizzieren (über die Probleme der spät-postorogenen Granite siehe J. HALLER 1958: Die Geologische Karte der Staunings Alper und des Forsbladsfjordes).

Folgende Typen von Graniten wurden in dem untersuchten Gebiet angetroffen:

Weisser grobkörniger Oligoklas-Mikroklinggranit (pegmatitisch)

Grauer feinkörniger Mikroklin-Oligoklasgranit

Rötlicher feinkörniger Oligoklas-Mikroklinggranit.

1. Weisser grobkörniger Oligoklas-Mikrolinggranit.

Dieses Gestein bildete im eigentlichen Untersuchungsgebiet die Hauptmasse der jungen Intrusiva. Es ist hauptsächlich verbreitet im oberen Schaffhauserdalen, am Ost-Ende des Furesø und bildet auch eine massige Wand östlich des Castorbjergs. Dieser Granit hat pegmatitischen Habitus und besitzt die Fähigkeit, das Nebengestein zu infiltrieren, es aufzulösen und Mischgesteine zu bilden. Die Grenzen sind nicht so scharf wie bei den andern Graniten; häufig sind die Intrusionen lagig (s. Fig. 11).

Mineralbestand:

Mikroklin.....	30—55 %
Oligoklas	5—20 %
Quarz	20—40 %
Biotit	3—10 %
Muskowit.....	0— 2 %
Akzessorien	1— 2 %

An Akzessorien haben wir Zirkon, Granat, Chlorit und selten etwas Apatit.

Der Mikroklin bildet den Hauptbestandteil dieser Granite. Die Gitterung ist nicht immer deutlich. Perthitische Entmischung ist durchlaufend zu beobachten. Häufig wachsen Myrmekitwarzen in den Kalifeldspat hinein. Die Kristalle sind meist gross, teilweise bis 1 Centimeter.

Der Oligoklas ist meist nur in kleinen Quantitäten vorhanden. Die Zwillingslamellen sind oft verwischt, besonders bei starker Serizitisierung. Umwandlung des Randes in Albit kann man ab und zu beobachten, besonders an der Grenze gegen Kalifeldspat.

Der Quarz zeigt undulöse Auslöschung. Er ist mehr oder weniger isometrisch, und die Kristalle sind miteinander verzahnt oder greifen lappig ineinander.

Der Biotit wechselt die Farbe von hellgelblich zu rotbraun. Bleichung und Umwandlung in Pennin sind häufig, aber kaum je vollständig. Wir finden Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischen Höfen.

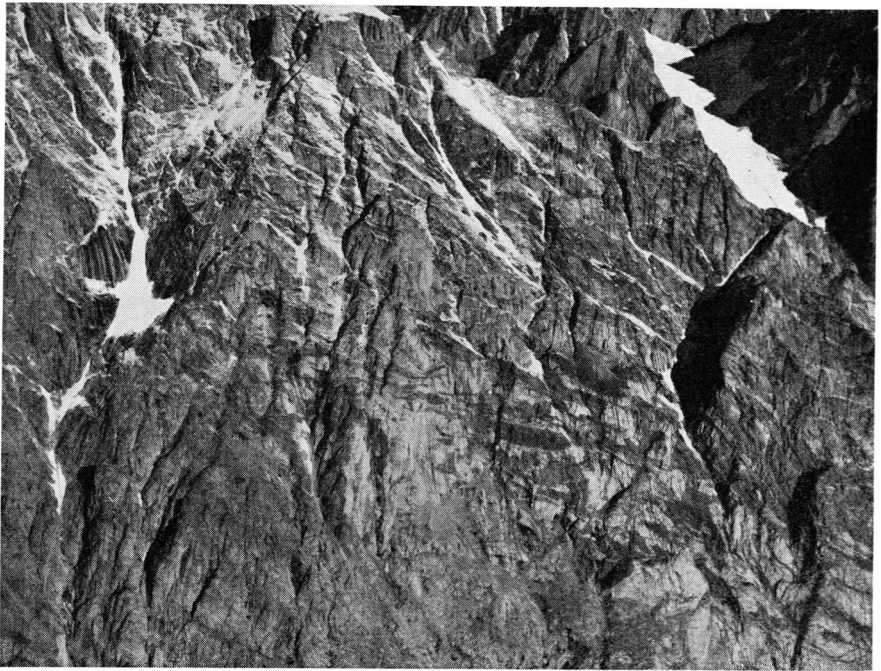


Fig. 11. Flugbild vom E-Ende des Furesø, linke Seite. Lagenartige Intrusion eines weissen, grobkörnigen Oligoklas-Kalifeldspatgranites. Wir sehen noch Schollen des Wirtgesteins. Rechts des eigentlichen Granites hat sich ein Mischgestein gebildet. Die massigen Wände oben im Bild bestehen aus grauem jüngerem Granit.

Muskowit tritt selten auf. Man findet ihn in vereinzelt grösseren und kleineren Blättchen.

Zirkon ist durchwegs festzustellen und hauptsächlich an den Biotit gebunden.

Der Granat ist meist nur mit sehr wenigen Individuen vertreten. Er zeigt Siebstruktur. Er ist wohl als Überrest des Altbestandes zu deuten.

Interessant sind verfaltete Strukturen, die quer durch verschiedene Mineralien durchziehen. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass es sich um Züge von unbestimmbaren Einschlüssen handelt. Sie können in Quarz und in den verschiedenen Feldspäten beobachtet werden. Es dürfte sich dabei um alte Strukturen handeln, die vom Altbestand übernommen wurden. Das spricht auch wieder dafür, dass die Intrusion nicht rasch und gewaltsam erfolgte (s. Fig. 12).

2. Grauer feinkörniger Mikroklin-Oligoklasgranit (Quarzmonzonit).

Dieser Typ ist in dem in der vorliegenden Arbeit behandelten Teil von Nathorsts Land nicht so häufig wie der pegmatitische Typ.

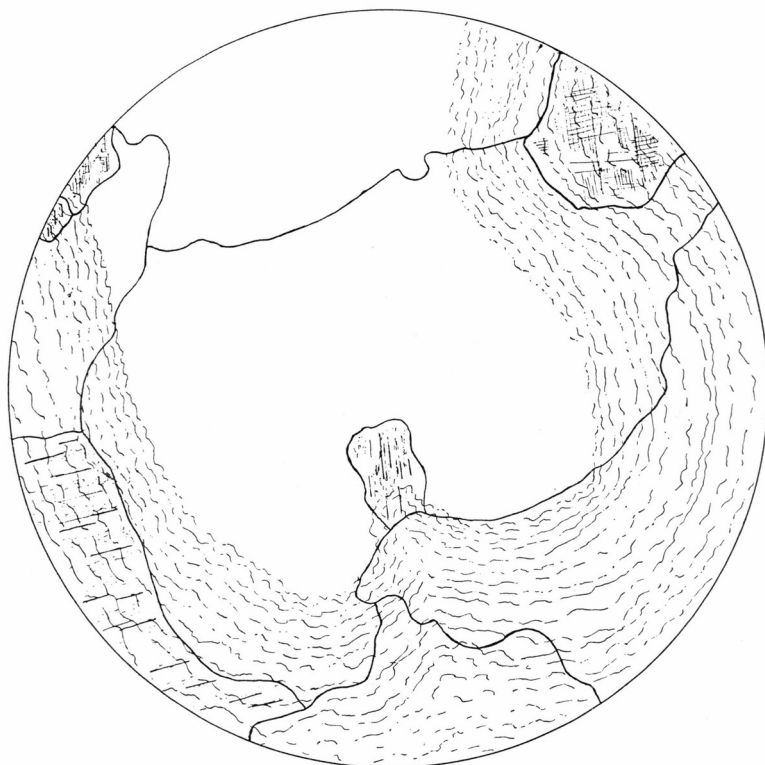


Fig. 12. Dünnschliffbild eines grobkörnigen Oligoklas-Kalifeldspatgranites. Gefaltete Strukturen, die durch mikroskopisch kleine Einschlüsse hervortreten, ziehen quer durch Quarz, Plagioklas und Mikroklin.

Mineralbestand:

Oligoklas	30—45 %
Kalifeldspat	20—30 %
Quarz	15—30 %
Biotit	4— 8 %
Akzessorien	0— 2 %

An Akzessorien finden wir Zirkon, Muskowit, Chlorit und Apatit.

Der Oligoklas ist meist serizitisiert. Antiperthitische Entmischungen treten eher selten auf.

Die perthitische Entmischung des Mikroklin's ist z. T. recht stark, besonders bei grösseren Individuen. Die Gitterung ist deutlich. Der Quarz löscht undulös aus, wenn auch nicht immer sehr stark. Die Kristalle sind isometrisch und verzahnt. Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelblich zu goldbraun. Einzelne Blättchen zeigen Umwand-

lung in Pennin. Muskowit findet man nur wenig. Er ist in kleinen Blättchen mit Biotit verzahnt.

Zirkon ist immer vorhanden.

Dieser graue feinkörnige Granit ist jünger als der pegmatitische, denn er durchschlägt diesen glatt. Seine Grenzen sind scharf und seine Assimilationskraft ist gering.

3. Rötlicher feinkörniger Oligoklas-Mikroklingranit.

Dieser Granit kann im ganzen Gebiet in kleinen Stöcken auftreten, er ist nicht nur an die Randzonen gebunden. Über seine Beziehungen zu den andern Graniten kann gar nichts ausgesagt werden, da sie nirgends zusammen angetroffen wurden. Sie gehen über in die rötlichen Mikroklinaplite und sind stofflich mit diesen identisch.

Mineralbestand:

Mikroclin.....	40—60 %
Oligoklas	5—20 %
Quarz	30—40 %
Biotit	1— 5 %
Akzessorien	0— 1 %

Als Akzessorien haben wir Zirkon und Granat.

Der Mikroclin zeigt durchwegs deutliche Gitterung. Perthitische Entmischung ist selten.

Der Oligoklas ist stark serizitisiert. Die Zwillingslamellierung ist undeutlich.

Der Quarz ist undulös. Die Kristalle sind meist klein und isometrisch.

Der Biotit ist stark chloritisiert, z. T. vollständig in Pennin umgewandelt. Pleochroismus hellgelblich bis dunkelbraun.

Der Granat ist nur in wenigen korrodierten Exemplaren vorhanden. Er muss vom Wirtgestein übernommen worden sein.

Dieser Granit ist häufig in jüngeren Bewegungszonen anzutreffen. Er ist also wohl im Gefolge dieser Bewegungen aufgedrungen und hat diese Bahnen zur Platzergreifung benutzt.

F. Kalireiche phlebitische bis nebulitische Mischgesteine.

Besonders am östlichen Furesö treffen wir Gesteine, die sich schon makroskopisch sowohl von den synorogenen Migmatiten als auch von den metamorphen Gesteinen unterscheiden. Im Felde ist eine Durchaderung durch Pegmatite auffällig. Wie sich schon im Handstück, aber

besonders unter dem Mikroskop zeigt, ist das Gestein nicht nur von grösseren und kleineren Gängen durchdrungen, sondern es hat auch ganz allgemein eine Stoffzufuhr erfahren. Zugeführt wurde Kalifeldspat, der in Form von Mikroklin die andern Gemengteile verdrängt.

Da es sich um ein Mischgestein handelt, ist der Mineralbestand sehr unterschiedlich, es sind alle Variationen von fast reinem Wirtgestein bis zu granitisch-pegmatitischen Adern und Schlieren anzutreffen.

a. Beschreibung der Mischgesteine.

Neben den extremen pegmatitischen Varietäten einerseits und den biotit- und quarzreichen andererseits sind Gesteine besonders häufig, deren Mineralbestand innerhalb der folgenden Grenzen schwankt:

Mikroklin.....	15—40 ‰
Oligoklas	10—30 ‰ (An 12—25)
Quarz	20—50 ‰
Biotit	3— 8 ‰
Muskowit.....	0— 2 ‰
Granat	0— 3 ‰
Sillimanit.....	0— 1 ‰
Cordierit	0— 1 ‰
Akzessorien	0— 1 ‰

An Akzessorien finden wir Zirkon, Rutil, Apatit und Erz.

Der Mikroklin ist z. T. perthitisch entmischt. Vielerorts verdrängt er Plagioklas und Quarz. Myrmekitbildung treffen wir an der Grenze zwischen Kalifeldspat und Plagioklas, wobei der Myrmekit in den ersten hineinwächst. Die Gitterung ist fast immer festzustellen.

Der Oligoklas weist meist einen Anorthitgehalt von 25 ‰ auf, seltener von 12 ‰. Er ist häufig antiperthitisch entmischt und zeigt starke Serizitbildung. Die Zwillinglamellierung ist nicht immer deutlich.

Der Quarz ist wie überall stark undulös. Teilweise zeigt er sehr viele Risse in verschiedenen Richtungen. An andern Stellen sind die Kristalle mehr in die Länge gezogen und zeigen Risse quer dazu. Grössere isometrische Kristalloblasten führen oft Einschlüsse anderer Gemengteile.

Beim Biotit ist ein Pleochroismus festzustellen der von hellgelblich zu goldbraun wechselt, aber auch zu rotbraun oder dunkelbraun. Seltener trifft man grünlichen Biotit. Umwandlung in Pennin ist sehr häufig. Von ganz schwacher Chloritisierung bis zu vollständiger Umwandlung finden wir alle Übergangsstadien. Zirkoneinschlüsse sind oft zu beobachten.

Muskowit tritt selten auf. Meist zeigt er sich nur in kleinen Blättchen, die z. T. mit Biotit verzahnt sind.

Der Granat zeigt Siebstruktur. In Rissen und Löchern bildet sich ab und zu Chlorit.

Sillimanit ist ziemlich oft anzutreffen. In faserigen und büscheligen Aggregaten ist er meist zusammen mit Biotit und Muskowit, häufig auch mit Kalifeldspat.

Cordierit konnte in einigen Mischgesteinen entdeckt werden. Er ist meist randlich in Serizit und Chlorit umgewandelt. Oft ist er gelblich und dann fast isotrop. Es handelt sich dabei wohl um eine Zersetzung.

— 2V des Cordierits liegt zwischen 70 und 80°.

Es kann nicht entschieden werden, ob die Entstehung des Cordierits dem Einfluss der postorogenen Granite zuzuschreiben ist, oder der Regional-Metamorphose vor diesen Intrusionen.

Durch Biotit, Quarz und Sillimanit kann sich noch eine deutliche Fältelung abzeichnen. Meist ist sie allerdings verwischt, wie auch die Grosstrukturen im Felde. Die Fältelungen werden durch den Kalifeldspat abgeschnitten, der keine Bewegungen mehr mitgemacht hat. Er hat also nachträglich das Wirtgestein infiltriert und umgewandelt.

b. Zur Genese der kalireichen phlebitischen bis nebulitischen Mischgesteine.

Wir treffen diese Gesteine nur in der Nähe der Intrusionen des Marginalgranites. Deutlich tritt schon makroskopisch die Durchaderung durch jüngere Pegmatite hervor. Die Stoffzufuhr war, wie der Marginalgranit selbst, sehr kalireich. Die Kleinfältelung wurde durch die Infiltration verwischt. Aus diesen Zusammenhängen lässt sich darauf schliessen, dass wir es mit einer Mischgesteinsbildung im Zusammenhang mit den Intrusionen der spät- bis postorogenen Granite zu tun haben. Dass es sich um späte Vorgänge handelt, zeigt auch die Tatsache, dass die Grossfaltungen innerhalb dieses Gebietes verwischt sind und wir nicht mehr erkennen können, wie der strukturelle Aufbau vor der Infiltration war.

Wir treffen hier also ein ausgedehntes Gebiet, das Migmatitbildung im Gefolge der spät-postorogenen Intrusionen zeigt. Die Infiltration ist nicht nur etwa auf einen kleinen Rand in der Nähe der Granite beschränkt, sondern kann sich noch in 2 Kilometer Entfernung von diesen bemerkbar machen. Mischgesteinsbildung ist also nicht nur auf die synorogenen Vorgänge beschränkt, obschon sie natürlich dort ganz andere Ausmasse und Intensität angenommen hat. Die näheren Zusammenhänge zwischen Mischgesteinen und Graniten konnten leider nicht verfolgt werden, da die letzteren am Rande des eigentlichen Aufnahmegebietes liegen und wegen Zeitmangels nur auf einer kurzen Exkursion

besichtigt werden konnten. Die Abgrenzung dieser Mischgesteine gegen Granit und metamorphe Gneisse ist oft nicht leicht festzulegen. Sie muss mehr oder weniger willkürlich an einer bestimmten Stelle angenommen werden, denn die Infiltration ist natürlich nicht bis zu einer klar definierten Linie vorgedrungen.

Diese Mischgesteinsbildung ist auf eine ältere Phase der Intrusionen des Marginalgranites zurückzuführen, sie hängt mit dem pegmatitischen Oligoklas-Mikroklingranit zusammen. Nur dieser hatte die Fähigkeit, auf diese Art in das Nebengestein einzudringen (Fig. 15). Die jüngeren Granite haben hingegen scharfe Grenzen. Auch die Stoffzufuhr in Form von Mikroklin ist für den älteren Granit typisch. Seine Infiltrationsfähigkeit ist vielerorts direkt zu beobachten.

Wie der Mineralbestand der Mischgesteine zeigt, muss das Wirtsgestein zur Hauptsache ein Biotitschiefer oder Biotit-Oligoklasgneis gewesen sein, vielfach mit bedeutendem Granat und Sillimanitgehalt. Ob z. T. auch ursprünglich migmatitische Gneisse vorgelegen haben, konnte nicht genauer untersucht werden.

G. Basische Gänge (Metabasite).

Basische Gänge wurden von J. HALLER bis ins Tærskeldal verfolgt (s. J. HALLER 1958). Wir finden sie dann besonders wieder beidseits des oberen Violingletschers bis ungefähr auf die Höhe des Hjørnesø. Sie durchschlagen den Migmatit diskordant und unterscheiden sich darin von den eingefalteten Amphiboliten (Fig. 3). Diese Gänge ziehen also vom Tærskeldal zum Violingletscher und über den Violingletscher weiter gegen Süden. Wir finden sie dann wieder vereinzelt im hinteren Frederiksdal, und sie wurden von E. WENK häufig weiter gegen den Nordvestfjord, in der Gegend des T-sø, angetroffen.

Die untersuchten Gänge sind alle metamorph, sie zeigen Mineralbestand, Struktur und Textur von Amphiboliten. Beispiele für den Mineralbestand zweier verschiedener basischer Gänge:

	Zw 65	SC 10
Hornblende	70 %	55 %
Oligoklas	20 %	18 %
Quarz	5 %	2 %
Granat	—	10 %
Diopsid	—	10 %
Chlorit (Biotit)	2 %	3 %
Titanit	3 %	1 %
Akzessorien	—	1 %

Die Hornblende zeigt folgende Daten:

— 2V ist 76° , $c/n\gamma$ ist 20° .

$n\alpha$ = hellgelblich

$n\beta$ = dunkelgrün

$n\gamma$ = oliv oder auch schmutzigbraun

Die Kristalle haben Längsausdehnungen von 0,3 bis 1 Millimeter. Umwandlungen sind selten zu beobachten, z. T. ist sie etwas chloritisiert.

Der Oligoklas weist deutliche Zwillingslamellierung auf. Die Kristalle sind sehr frisch und zeigen keinerlei Anzeichen von Zersetzung.

Der Biotit tritt in vielen Gängen nur in sehr kleinen Mengen auf. Er ist oft in Pennin umgewandelt.

Der Quarz liegt in den Zwickeln zwischen den andern Gemengteilen. Er ist undulös.

Diopsid findet sich in einem Teil der basischen Gänge. Er ist schwach grünlich, + 2V beträgt 82° , $c/n\gamma$ 40° .

Titanit ist häufig, er kann sogar der wichtigste Nebengemengteil werden. Er begleitet mit Erz zusammen Hornblende und Pyroxen.

Der Chlorit tritt oft als Klinochlor auf, + 2V 50° . Die Interferenzfarben sind nelkenbraun. Der Pleochroismus ist schwach. Daneben finden wir aber auch noch Pennin. Erz ist sehr reichlich vorhanden. Es ist meist Pyrit.

Das Auftreten dieser Gänge ist besonders an jüngere Bewegungszonen gebunden. So finden wir sie vor allem im Tærskeldal, wo verschiedene Störungen durchziehen, und am oberen Violingletscher, wo aufgesplitterte jüngere Bewegungsspuren festgestellt werden können.

H. Kataklastische Gesteine und hydrothermale Bildungen.

Eigentliche typische Mylonite finden wir in den Störungszonen des Tærskeldal, in der Bruchzone am Kilesø, wo sie teilweise brecciert sind, und schon viel weniger ausgeprägt an der Basis des Filosøbjergs. Mechanische Bewegungsspuren können wir auch an Biotitschiefern aus dem Sol- und dem Langkløftdal feststellen, sowie auch an solchen aus dem Quertal östlich des Castorbjergs. Um eigentliche Mylonitzonen handelt es sich hier aber nicht. Innerhalb des grossen Migmatitkomplexes konnten keine ausgeprägten Störungszonen festgestellt werden und damit auch keine entsprechenden Gesteine. Hingegen konnten an vielen migmatitischen Gneissen unter dem Mikroskop Zeichen nachkristalliner Bewegungen beobachtet werden. Diese Gesteine stammen aber gar nicht aus Störungen, die im Felde als solche hervortreten, und zeigen auch makroskopisch keine auffälligen Anzeichen.

Hydrothermale Bildungen sind vorwiegend an postorogene Bruch- und Kluftsysteine gebunden. Es erscheint daher vernünftig, sie mit diesen zusammen zu besprechen.

a. Eigentliche Mylonite.

Bei den Myloniten aus dem Tærskeldal handelt es sich um dichte, dunkelgrüne Gesteine. Makroskopisch bemerken wir eine dunkle Masse, aus der rötliche Kristalle hervortreten. Unter dem Mikroskop sehen wir eine arg beanspruchte, ausgewalzte Grundmasse, die hauptsächlich aus Quarz, Chlorit, Serizit und Epidot besteht. Der Quarz ist teilweise zerbrochen, teilweise wieder neu kristallisiert. Er ist dann langgezogen und strähnig. In dieser Grundmasse schwimmen grössere Kristalloklasten von *Plagioklas* und *Kalifeldspat*. Der Plagioklas ist stark serizitisiert, die Lamellen sind oft verbogen. Neben den Kristalloklasten finden wir auch Kalifeldspäte, die die andern Gemengteile verdrängen. Sie sind durch nachträgliche Stoffzufuhr entstanden.

Bei den mechanisch beanspruchten Gesteinen vom Filosoffbjerg können wir keine dichte Grundmasse feststellen, aber sie zeigen eine deutliche Rötung. Unter dem Mikroskop ist zu beobachten, dass der Quarz stark in die Länge gezogen ist und am Rande in kleine Stücke zerlegt wurde. Es ist dies aber nur in gewissen Zonen der Fall, während andere Teile noch intakt sind. Längs diesen Zonen ist Kalifeldspat eingedrungen. Die Bewegungen haben aber danach noch weiter angedauert, denn auch der Kalifeldspat wurde wieder gequetscht. Der Biotit ist vollständig chloritisiert unter Ausscheidung von Erz.

Die Mylonite aus der Gegend des Kilesø wurden teilweise nachträglich noch in eckige Stücke zerbrochen. Wir bemerken mylonitisierte eckige Trümmer die leicht gegeneinander verstellt wurden. In die Risse sind dann hydrothermale Lösungen eingedrungen. Dabei wurden *Desmin*, *Hämatit* und *Quarz* ausgeschieden. Die mylonitisierten Brocken bestehen aus Kristalloklasten von Plagioklas, grüner Hornblende und Quarz, die in einer Masse von zerriebenem und ausgewalztem Quarz und Chlorit liegen.

b. Migmatitische Gneisse mit spät- bis postorogenen Bewegungsspuren.

Verschiedene Gneisse zeigen unter dem Mikroskop deutliche Spuren mechanischer Deformation, während sie makroskopisch keinerlei Anzeichen kataklastischer Verformung erkennen lassen. Es ist dies besonders im Gebiet Tærskeldal-Violingletscher in der Nähe der Marmorbänder zu beobachten, ferner zwischen Grænsedal und Frederiksdal, in der Nähe der grossen Scherflächen.

Der Quarz ist teilweise in kleine Körner zerbrochen, teilweise plastisch in die Länge gezogen. Dazwischen liegen grössere Kristalloblasten von Plagioklas, Biotit, Hornblende und nicht verformtem Quarz. Längs den Bewegungszonen haben Lösungen zirkuliert, die zur Ausscheidung von Kalifeldspat geführt haben. Ferner wurde hier auch Calcit abgesetzt.

Das Ganze macht den Eindruck, als ob nach den synorogenen Bewegungen, die zu plastischer Verformung Anlass gegeben haben, noch postkristalline Deformationen stattgefunden haben, die zu der Sandquarzbildung und der Mörtelstruktur führten. Da solche Gneisse vor allem in der Verlängerung der Mylonitzonen des Tærskeldales vorkommen, die von dort ab nicht mehr verfolgt werden können, drängt sich die Vermutung auf, dass sich diese Störungen in viele kleine Bewegungsbahnen aufsplitteln. Schon am Forsblads Fjord und im Tærskeldal sind ja die Brüche nicht mehr so ausgeprägt wie weiter im Norden, z. B. in Ost-Fränkels Land und West-Andrées Land (s. J. HALLER 1953). Da wir gegen Süden in tiefere Stockwerke des Gebirges kommen (s. Stratigraphie S. 13) ist dies durchaus begreiflich.

c. Kluftbreccien und hydrothermale Bildungen.

Besonders schöne Kluftbreccien mit hydrothermalen Bildungen finden wir am Kilesø. Das ursprüngliche Gestein ist in eckige Trümmer zerlegt und liegt in einer Masse von hydrothermalen Mineralien. Die Brocken bestehen vorzugsweise aus basischen Bestandteilen, vorwiegend Hornblende und Biotit, die aber stark chloritisiert sind. Es besteht ein Unterschied zu den unter a) erwähnten breccierten Myloniten, da die Trümmer nicht zuerst mechanisch umgeformt wurden. Sie zeigen keine Spuren solcher Bewegungen, sondern nur starke Umwandlungserscheinungen. Die hydrothermalen Mineralien wurden nicht nur in feinen Rissen abgelagert, sondern sie bilden fast die Hauptmasse.

Die hydrothermale Füllmasse wird durch Desmin, Quarzin und Hämatit gebildet.

Desmin: — 2V ist 40° , I' — , AE //010, n_γ — n_α klein.

Quarzin: I' + , feinfaserig.

Quarzin und Desmin umgeben die Trümmer in verschiedenen, getrennten Schichten. Neben diesen Mineralien finden wir auch noch Calcit als Füllung. Die Desminkristalle sind radial um die Gesteinsbrocken gruppiert.

Andere Kluftbreccien wurden auch noch im Grænsedal gefunden. Zugeführt wurde bei diesen aber nur Kalifeldspat und Hämatit. Dank der Rötung, die der letztere bewirkt, können diese Klüfte von weitem erkannt werden.

I. Bemerkungen zur Mineralfazies.

Zur Übersicht wollen wir zuerst die wichtigsten Mineralassoziationen der in den vorangehenden Kapiteln beschriebenen Gesteinstypen zusammenfassen.

Synorogene Migmatite	Spät bis postorogene Granite	Met.pel.-psamm. Gesteine	Kalireiche Mischgesteine	Marmore	Amphibolite
Quarz-Plagioklas-Mikroclin-Biotit-Hornblende-Muskowit-	Quarz-Plagioklas-Mikroclin-Biotit-Muskowit	Quarz-Plagioklas-Mikroclin-Biotit-Muskowit-häufig zus. mit Sillimanit und (oder) Disthen und Granat	Quarz-Plagioklas-Mikroclin-Biotit-Muskowit-z. T. zus. mit Sillimanit und (oder) Disthen, Cordierit und Granat	Quarz-Calcit-Diopsid-Muskowit-Phlogopit-Tremolit Skapolith Epidot	Quarz-Plagioklas-Hornblende-Biotit-Granat-Diopsid

Diese Zusammenstellung zeigt sofort, dass sämtliche Gesteinstypen des untersuchten Gebietes zur *Amphibolitfazies* gerechnet werden müssen. Die Vergesellschaftung Quarz-Plagioklas-Mikroclin-Muskowit-Biotit, das Auftreten von Sillimanit, Disthen, Cordierit und Granat in den pelitischen bis psammitischen Gesteinen (auch der Altbestand der kalireichen Mischgesteine ist pelitisch bis psammitisch), von Diopsid, Phlogopit und Skapolith in den Marmoren und von Hornblende, Diopsid und Granat in den Amphiboliten ist ja für diese Fazies bestimmend. Epidot tritt nur am Kontakt der Marmore mit Gneis und Amphibolit auf (abgesehen natürlich von späteren Zersetzungsprodukten). Der Tremolit, den wir oft im Marmor antreffen, weist immerhin darauf hin, dass teilweise Bedingungen geherrscht haben, die an die Epidot-Amphibolitfazies grenzen. Es kann allerdings beobachtet werden, dass Diopsid von Tremolit verdrängt wird, so dass er also z. T. auch erst durch spätere Umwandlungen entstanden sein könnte.

Die in der Tabelle nicht aufgeführten Mineralien Serizit und Chlorit gehören nicht in die gleiche Mineralassoziation und stellen nachträgliche Umwandlungsprodukte dar. Sie können durch hydrothermale Einwirkung entstanden sein oder einfach dadurch, dass die Gesteine durch das Absinken der Temperatur und die Abtragung der höheren Schichten sukzessive in Zonen schwächerer Metamorphose geraten sind.

Diese kurze Zusammenstellung zeigt wieder, dass sämtliche Gesteinsverbände von Nathorsts Land denselben Grad der Umwandlung

aufweisen und dass ihre Mineralfazies einem ziemlich tiefen Stockwerk des Gebirges entspricht. Einen ähnlichen Grad der Metamorphose zeigen die Marmore von Gletscherland; Diopsid und Skapolith sind auch dort häufige Begleitminerale (persönliche Mitteilung von J. HALLER). In West-Andrées Land und Ost-Fränkels Land hingegen ist die Metamorphose schwächer; Marmore, die nur Serizit und Chlorit führen, sind dort ziemlich häufig anzutreffen. Einzig im Gebiet Niggli Spids-Jomsborg-Renbugten-Kap Lapparent haben ähnliche Bedingungen geherrscht. Paragesteinskeile von dem Südfuss der Jomsborg zeigen Mineralparagenesen, wie sie auch in den Marmoren von Nathorsts Land vorkommen, nur ist dort auch noch Wollastonit entwickelt (s. J. HALLER 1953, S.37).

ANHANG ZUR PETROGRAPHIE

A. Bemerkungen zur Petrographie des Jomfru- und des Herthadalen.

Das Jomfru- und das Herthadalen sind nicht zu Fuss begangen worden, sondern sie wurden nur vom Flugzeug aus beobachtet. Untersucht wurde nur die Gegend des Hjørnesø, wo die beiden Täler zusammenstossen und dann in das Tal des Violingletschers münden. Obschon also eigentlich keine genaueren Untersuchungen gemacht wurden, können wir nach den Luftbeobachtungen und dem Bachschutt einige Angaben machen. Prinzipiell können wir feststellen, dass sich die beiden Täler innerhalb des grossen Migmatitkomplexes befinden, der sich gegen den Nordvestfjord hinunterzieht. Vom Flugzeug aus konnten die für diese Gesteine typischen plastischen Formen bemerkt werden und vielerorts konnten Phlebite und Stromatite deutlich als solche erkannt werden. Amphibolite und Marmore wurden in der Gegend des zweiten Quergletschers im Herthadalen gesichtet.

Abweichend von allen diesen Gesteinen, die auch im übrigen Nathorsts Land gefunden wurden, ist eine Serie, die im hinteren Jomfrudal auf der linken Seite ansteht. Dieselben Gesteine wurden auch am Ende des ersten südlichen Seitentales des Herthadalen festgestellt. Es handelt sich um eine Serie abwechselnd heller und dunkler Gesteine die steil gegen Norden einfallen (s. Fig. 13). Vom Flugzeug aus wurden die hellen Gesteine zuerst als postorogene Granite kartiert und die dunklen als melanokrate Hornblende-Biotit-Gneisse-Schiefer oder Amphibolite angesehen. Die Verwitterungsformen sind allerdings nicht sehr typisch für Granit. Eine direkte Entscheidung im Bachschutt konnte nicht getroffen werden, da auch sonst noch granitische Lagergänge im Jomfrudal anstehen. Es tauchten dann nachträglich Zweifel auf, ob es sich nicht um die metamorphe Quarzitserie handeln könnte. Leider konnte aber kein Flug zur genaueren Beobachtung mehr ausgeführt werden. Helle quarzreiche Gneisse konnten am Hjørnesø gefunden werden, doch ist das noch kein Beweis für die Quarzitserie, da entsprechende Gesteine auch innerhalb des Migmatitkomplexes vorkommen. Das gleiche gilt für die melanokraten Hornblende-Biotitgneisse. Die Frage der Zuordnung bleibt also vorläufig noch offen.

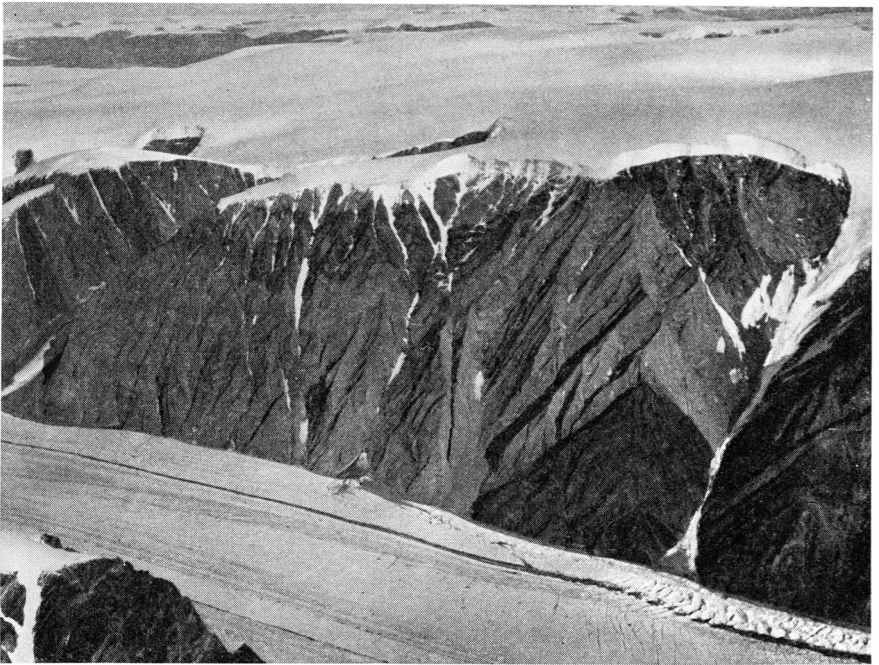


Fig. 13. Flugbild der linken Seite des hinteren Jomfrudal. Es handelt sich um den im Text beschriebenen Verband heller und dunkler Gesteine, deren Zuordnung zweifelhaft ist. — Im Sommer 1956, nach Abschluss der vorliegenden Arbeit, hat J. HALLER das westliche Nathorsts Land systematisch überflogen. Er erkannte die oben abgebildete Serie als steilstehende und von der Topographie schief angeschnittene Lamellen eines synorogenen Migmatitbaukörpers.

B. Schwach metamorphe Gesteine von den Strandterrassen des Furesø.

Im Geröll der Strandterrassen des Furesø wurden einige schwach metamorphe Gesteine gefunden. Es sind dies rötliche Sandsteine bis Quarzite und grünliche Phyllite, auch rötliche, dichte, quarzreiche Kalksteine.

Als Neubildungen finden wir nur Chlorit und Serizit, seltener Albit. Die Quarzkristalle sind umkristallisiert und verzahnt. Die Phyllite zeigen eine sehr feinkörnige Grundmasse von Quarz, Serizit und Chlorit und darin einige grössere Kristalle von Quarz und wenig Feldspäten.

Diese Gesteine können nicht aus dem näheren Gebiet stammen, da ringsum alles stark metamorph ist. Typisch für irgendwelche Serien sind sie nicht, sie können aus irgendeinem Horizont stammen. Es fragt sich nun, wie sie in die Strandterrassen westlich des Castorbjergs gelangen

konnten. Es besteht die Möglichkeit, dass sie aus dem Hinterland im Westen stammen und früher, als der Violingletscher noch weiter gegen Osten vorstiess, von diesem an den Furesø transportiert wurden. Direkt von Norden her können sie nicht stammen, da keine Verbindung zum Furesø besteht. Im Prinzip wäre die Annahme möglich, dass sie von Süden gekommen sind. Sie müssten dann von den Gletschern auf der Südseite des Furesø verfrachtet worden sein. Der Transport auf die andere Talseite wäre durch die Gletscher selbst, als diese noch grösser waren und weiter vorstiessen, oder auf Eisschollen möglich gewesen. Ob entsprechende Gesteine weiter im Süden anstehen, wissen wir aber noch nicht.

TEKTONIK

Wie in der »Allgemeinen Übersicht« dargelegt wurde, kann in Nathorsts Land nur ein Ausschnitt der ostgrönländischen Kaledoniden untersucht werden, der sog. »Zentrale Metamorphe Komplex«, eine zentrale Aufwölbungszone kristalliner Gesteine. Die Ultrametamorphose des ganzen Gebietes war sehr intensiv und ihr Einfluss bestimmend für den Aufbau des Gebirges. Im Osten, gegen die Staunings Alper, stellen spät- bis postorogene Granite ein wichtiges Element dar.

Eine Unterteilung in verschiedene getrennte, von metamorphen Gesteinen umhüllte Migmatitkörper besteht in diesem Gebiet nicht, im Unterschied zu nördlicheren Teilen des »Zentralen Metamorphen Komplexes«, z. B. in West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land (s. J. HALLER 1953). Westlich einer Grenze, die ungefähr vom Tærskeldal über das Siestadal zum Grænsebjerg und weiter zum Vandskelsø zieht, findet sich ein mächtiger Migmatitkomplex, der sich dann weiter bis zum Nordvestfjord fortsetzt. Östlich dieser Linie spielen Migmatite auch eine grosse Rolle, aber sie sind hier mit metamorphen Gesteinen verfaltet.

Bei der Besprechung der Tektonik von Nathorsts Land dürfte folgende Einteilung angebracht sein:

Bau des grossen Migmatitkomplexes im W-Teil von Nathorsts Land.
Tektonik im oberen Schaffhauserdalen.

Bau der Furesøzone.

Grenzgebiet zwischen Migmatitkomplex und Furesøzone.

Postorogene Bewegungen.

Der Name Furesøzone wird als tektonischer Begriff verwendet und ist nicht auf den Furesø begrenzt. Eine bestimmte Art des Aufbaus, die wir an der entsprechenden Stelle näher beschreiben werden, ist dort besonders typisch, aber auch noch an andern Orten entwickelt, vor allem am unteren Violingletscher.

Im übrigen sei der Leser auf die Tafeln I—III verwiesen.



Fig. 14. Flugbild der linken Talseite des Violingletschers. Links im Bild sehen wir die Mündung des Siestadal ins Tal des Violingletschers. Typisch sind die liegenden, plastischen Falten im Zentrum. Diese Falten sind hier schief angeschnitten, ihre Achsen verlaufen fast parallel zum Violingletscher. Die dunklen Gesteine rechts oben sind keine Migmatite mehr, sondern gehören zu den metamorphen, pelitischen bis psammitischen Sedimenten. Ihre starrere Form kommt deutlich zum Ausdruck. Eine grössere Wölbung, deren Achse ungefähr senkrecht zum Violingletscher verläuft, tritt in der linken Hälfte des Bildes hervor (diese Achse verläuft also N—S, während die Achsen der liegenden Falten E—W verlaufen).

A. Bau des grossen Migmatitkomplexes im W-Teil von Nathorstsland.

Wie bereits im petrographischen Teil ausgeführt wurde, besteht dieser Migmatitkomplex aus verschiedenen Typen ultrametamorpher Gneisse mit eingelagerten Amphiboliten und Marmoren. Den Migmatitkomplex treffen wir am mittleren und oberen Violingletscher, im Jomfru- und Herthadalen, im hinteren Frederiksdal, im Grænsedal und am Kile- und Vandskelsø. Die Grenze gegen Osten entsteht dadurch, dass metamorphe pelitische bis psammitische Gesteine in den Migmatit eingefaltet werden und dass allgemein die Intensität der Ultrametamorphose abnimmt. Auch in struktureller Hinsicht ist die Ostgrenze gut gekennzeichnet als Zone, in welcher die E-verlaufenden Faltenachsen durch N—S ziehende abgelöst werden (s. Strukturkarte Tafel III).

Typisch für das ganze Gebiet sind fluidale Bauformen. Plastische Faltungen in den verschiedensten Grössenordnungen dominieren. Sehr häufig finden wir liegende Falten, z. B. bei der Einmündung des Siestadales ins Tal des Violingletschers (s. Fig. 14). Neben diesen Verformungen grösseren Stils sind Faltungen im Klein- und Mittelbereich im Migmatitkomplex sehr verbreitet. Ein Musterbeispiel solcher Verfaltung konnte an einem Block in der Gegend des Kilesø beobachtet werden, an dem auch die b-Achsen sehr schön zum Ausdruck kommen (s. Fig. 15).

Zur Analyse der Bauform des Migmatitkomplexes ziehen wir die Marmorserie als Hilfsmittel heran. Die verschiedenen Deformationen an einzelnen Stellen können wir zwar auch ohne sie erkennen, doch können wir sie nicht miteinander in Verbindung bringen, wenn wir nicht einen bestimmten Leithorizont haben. Die Problematik dieser Serie als tektonischer Leithorizont wurde schon in den »Bemerkungen zur Stratigraphie« besprochen (s. S. 14). Wie dort erwähnt, behält sie ihren Wert trotzdem bei, wenn wir Verbindungen nur mit der nötigen Vorsicht herstellen und in das jeweilig vorherrschende Aufbauprinzip vernünftig eingliedern. Da die meisten Täler parallel zum Achsenstreichen verlaufen, ergeben sich immer wieder Schwierigkeiten beim Korrelieren der beiden Talseiten. Wenn nicht spezielle Verhältnisse bestehen, kann dann die Verbindung nicht mehr rekonstruiert werden.

a. Vandskelsø, Kilesø, hinteres Frederiksdal.

Das hintere Frederiksdal und besonders die Gegend um Kile- und Vandskelsø sind sehr günstig zum Verständnis der Tektonik des Migmatitkomplexes. Die beiden Seen liegen in einem Tal, das quer zum Achsenstreichen verläuft und daher einen hervorragenden Einblick gestattet. Ferner lassen sich hier die Marmorzüge ohne grössere Unterbrüche verfolgen. Da die grossen Amphibolitverbände am Vandskelsø immer Karbonat-Linsen und -Züge eingelagert haben und in der Fortsetzung von Marmorbändern liegen, dürfen wir annehmen, dass sie wenigstens z. T. die metamorphe Kalkig-tonige Serie darstellen (s. S. 36).

Auf der Ost-Seite der beiden Seen sind die Verhältnisse am offensichtlichsten. An der Wand ob dem Kilesø zeichnet sich eine mächtige Falte ab, in der Marmor und Amphibolit zu dünnen Bändchen ausgequetscht sind. Der liegende Schenkel dieser Falte zieht in südlicher Richtung gegen die Eiskappe hinauf. Am N-Ende des Vandskelsø treten Marmor und Amphibolit wieder unter der Eisdecke hervor und fallen gegen S ein. Der Zwischenraum wird durch ein grosses Gewölbe eingenommen und der liegende Schenkel der Kilesø-Falte muss oben herum mit dem Amphibolit-Marmorzug vom Vandskelsø verbunden werden. Ein Marmorband, das sich in einem kleinen Seitental des Toscano Gletschers abzeichnet, wird als zu diesem Gewölbe gehörig betrachtet. Der



Fig. 15. Gefalteter Block aus dem Migmatitkomplex. Er befindet sich auf der E-Seite des Kilesø. Die dunklen Bänder sind hornblendereich, die hellen enthalten mehr Quarz und Feldspat oder sind z.T. mehr karbonatisch. Die intensive Faltung innerhalb der Migmatitkörper wird damit deutlich demonstriert. Die Faltenachsen treten auf der rechten Seite des Blockes klar hervor.

hangende Schenkel der Kilesø-Falte kann nur mit dem Marmor verbunden werden, der wenig talauswärts, auf der rechten Seite des hinteren Frederiksdal, ansteht. Auch dieser Zusammenhang wird durch die Eiskappe verdeckt (s. Fig. 17). Der antiklinale Luftsattel ist gegen Süden überkippt. Auch die auf der W-Seite des Toscano Gletschers anstehenden Marmorlinsen gehören zu dieser Struktur.

Weniger übersichtlich ist die Tektonik auf der W-Seite von Kile- und Vandskelsø. Eigentliche Falten und Umbiegungen sind nicht zu sehen. Am Kilesø ziehen drei verschiedene Bänder von Amphibolit und Marmor in südlicher Richtung schräg gegen die Eiskappe empor. An einer Stelle ist Amphibolit mit Quarzbändern stark verfaltet, gerade

ungefähr in der Fortsetzung der Achsenrichtung der Kilesø-Falte. Es könnte sich dabei um den Kern der entsprechenden Umbiegung handeln, da die Achse gegen Westen geneigt ist. Aus dem Gesamtaufbau geht hervor, dass die Amphibolit-Marmorbändchen Schenkel von gegen Süden geneigten Falten sein müssen. Die synklinalen Umbiegungen sind unter dem Schutt verborgen, die antiklinalen sind über die Eiskappe hinweg zu denken. Die südlichste dieser Umbiegungen mit dem verfalteten Amphibolitkern entspricht dabei der Kilesø-Falte. Die andern Antiklinalen und Synklinalen sind auf der Ost-Seite nicht abgezeichnet, da ihre axiale Fortsetzung im hinteren Frederiksdal liegt und daher nirgends mehr sichtbar wird.

Das Gewölbe, das auf der Ost-Seite beschrieben wurde, tritt auch auf der West-Seite als solches hervor. Es stehen hier mächtige Amphibolitbänder mit dünnen Einlagerungen von Marmor an. Interessant ist das Aussetzen dieses Verbandes in dem Seitental, das von Westen her zwischen Kile- und Vandskelsø mündet. Man könnte meinen, dass es sich um den Kern einer deckenartigen Falte handle. Da die Ausbildung als solche aber doch zu wenig typisch ist und keine weiteren Anzeichen einer solchen Verformung vorliegen, müssen wir die Migmatitisierung verbunden mit Schleppung dafür verantwortlich machen.

Ein Bruch, der längs des Kilesø zieht und noch weiter nördlich bis zum Übergang ins Grænsedal verfolgt werden kann, konnte keine grösseren Störungen hervorrufen, da seine Sprunghöhe nicht sehr gross ist, wie an Hand eines Marmorbandes festgestellt werden kann.

Die Marmorbänder auf beiden Seiten des hinteren Frederiksdal vor der Umbiegung nach Süden können nicht direkt miteinander verbunden werden, da das Tal im Achsenstreichen liegt. Wie die Verbindung wirklich zu geschehen hat, können wir am besten in dem Tal feststellen, das etwas nördlich des Kilesø von Westen her ins Frederiksdal mündet. Das nördlichste Marmorband an der West-Seite des Kilesø, das gegen dieses Seitental einfällt, zieht in diesem zuerst bis zur Eiskappe empor, um von dort aus wieder zum Talgletscher abzufallen. Es ist dies deutlich das Bild einer wenig schief angeschnittenen Antiklinale. Die Verbindung zur linken Talseite erfolgt durch eine kleine Synklinale. Der Verlauf der Marmorbänder auf dieser Seite ist durch den erwähnten Bruch gestört. Sie ziehen zuerst gegen Osten ins Tal hinunter, bis sie an einem kleinen Seitengletscher verschwinden, d. h. unter Schutt und Moräne nicht mehr weiter verfolgt werden können. Auf der andern Seite des kleinen Tälchens tauchen sie dann ziemlich viel höher oben wieder auf und können von dort bis zu der prächtigen Marmorfalte auf der nördlichen Seite des Frederiksdal beobachtet werden. Wenn die Versetzung der Karbonatzüge nur auf der jungen Störung beruht, wäre sie hier grösser als am Kilesø. Es ist aber auch möglich, dass die unteren und die oberen Bänder

durch eine Falte verbunden sind, die unter dem Schutt versteckt ist und dass damit nicht der ganze Höhenunterschied auf die Verwerfung zurückzuführen ist.

Wie die Achsenmessungen zeigen, ist die Falte im hinteren Frederiksdal schräg angeschnitten. Die Achse verläuft ungefähr N 100°E, also etwas schief zum Tal. Der Schenkel, der in diesem Anschnitt gegen Osten einfällt, verschwindet unter dem Schutt. Gleich darauf setzen grössere Scherflächen ein, und der Marmor taucht nirgends mehr auf (s. Fig. 28).

Die Beobachtungen in dieser Gegend zeigen also, dass der Migmatitkomplex hier walzenartig gefaltet ist, was am klarsten am Kilesø hervortritt. Die Faltenachsen streichen ungefähr E—W und fallen im allgemeinen leicht gegen E ein, weniger häufig gegen W. Die Antiklinalen sind gegen S gerichtet. Aus dem Verlauf der Marmorbänder in dem Seitental nördlich des Kilesø ist ersichtlich, dass sie sich oben herum nach dem Grænsedal fortsetzen müssen.

b. Grænsedal.

Das Grænsedal liegt im Achsenstreichen, sodass die Verbindung der beiden Talseiten nicht genau festgelegt werden kann. Erschwerend für die Erkenntnis der Tektonik wirkt auch die starke Verschuttung beider Talseiten. Den besten Einblick erhalten wir im mittleren Grænsedal, dort, wo zwei Passverbindungen gegen Norden zum Jomfrudal führen. Hier zeichnet sich eine mächtige nach Norden zeigende Falte ab, die besonders durch ein Amphibolitband deutlich hervorgehoben wird (s. Fig. 16). Die grosse Ausdehnung dieses Bandes in konkordanter Lage lässt auf sedimentären Ursprung schliessen. Da seine Verbindung mit dem weiter westlich liegenden Marmor, der dort mit Amphibolit zusammen eine Falte bildet, im Hinblick auf die Gesamttektonik durchaus vernünftig erscheint, dürfen wir dieses Band als Fortsetzung der Marmorserie betrachten. Wir bemerken aber auf der nördlichen Talseite nicht nur die zwei Amphibolitbänder, die durch diese Falte miteinander verbunden werden, sondern darüber noch ein drittes, das mit dem mittleren fast parallel verläuft, wobei aber der Abstand gegen Osten langsam abnimmt. Nach oben stellen sich dann auch noch Teile eines vierten Bandes ein. Diese Repetition ist auf Faltungen zurückzuführen, von denen aber nur die Umbiegung der untersten der Beobachtung zugänglich ist.

Etwas weiter östlich steht ganz oben unter der Eiskappe wieder Amphibolit mit Marmorbändern an. Dort streicht die Marmorserie gegen oben in die Luft, wodurch sich die Verbindung mit dem Hjörnesø abzeichnet.

Westlich der zweiten Passverbindung nach den Jomfrudal bemerken wir eine stark zusammengepresste Falte aus Marmor und Amphi-



Fig. 16. Flugbild der linken Seite des Grænsedal. Durch das dunkle Amphibolitband zeichnet sich eine Falte ab, deren Umbiegung wir auf der linken Seite der Photographie bemerken. Die Achse verläuft fast parallel zum Tal, also ungefähr in E—W Richtung. Das Amphibolitband, das am oberen Ende der Wand ansteht, wird als Schenkel einer Synklinale aufgefasst, die nach oben an die im Bilde sichtbare Antiklinale anschliesst. Die Umbiegung ist allerdings nicht zu beobachten.

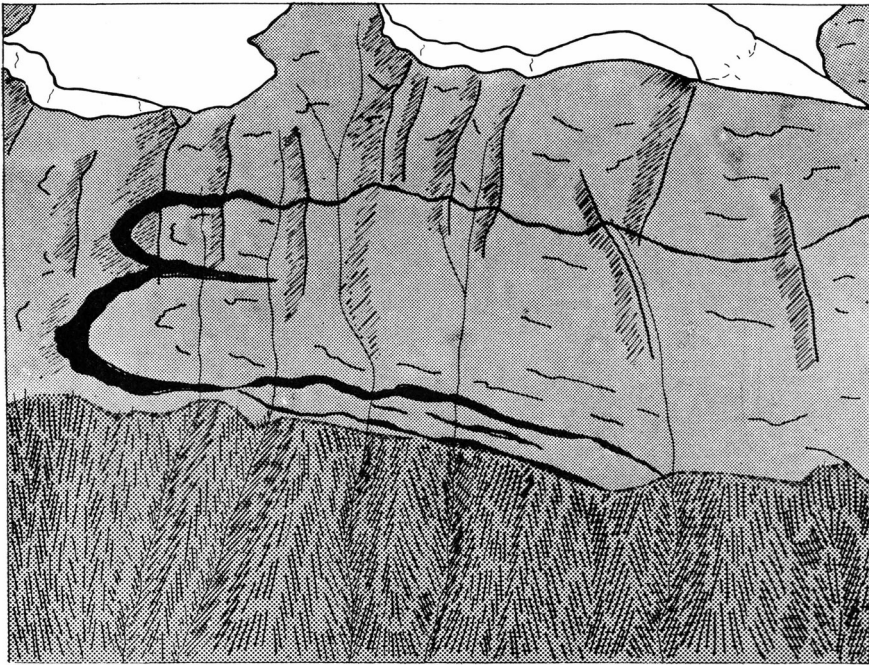


Fig. 17. Zeichnung nach einer Flugphotographie der rechten Talseite des Grænsedal (rund 20 km westlich der Einmündung ins Frederiksdal). Bildhöhe rund 1400 m. Durch die Amphibolitbänder, die mit Marmor vergesellschaftet sind, tritt der Kern einer Doppelfalte hervor.

bolit. Wie schon oben erwähnt, kann sie mit den Amphibolitbändern verbunden werden. Die Achsenebene der Falte steht fast senkrecht und hat ungefähr die gleiche Achsenrichtung wie diejenige beim Passübergang. Hier wurden grössere Massen von Marmor angehäuft, während dieser schon kurz darauf in den Schenkeln fast ganz ausgepresst ist.

Der dünne Marmorzug, der noch etwas weiter westlich dieser Falte ansteht, bildet die Fortsetzung eines Schenkels dieser Falte.

Der Bau der Südseite des Grænsedals tritt nicht so offensichtlich hervor. Ein Marmorband steht oberhalb des ersten Sperrgletschers, gerade unter der Eiskappe, an. Es bildet die Fortsetzung der Marmorzüge aus dem Frederiksdal, die wir in dem Seitental, das beim Kilesø mündet, bis zur Eisbedeckung verfolgen können. Es zieht von dort gegen Osten und fällt schwach in dieser Richtung ein. Es ist dabei nicht lückenlos zu verfolgen, sondern fehlt über grössere Strecken. Wir müssen dieses Band mit dem oberen Schenkel einer Doppelfalte verbinden, deren Faltenkern sich weiter vorn im Tal durch einen Amphibolit-Marmorzug deutlich abzeichnet (s. Fig. 17). Die Stirn dieser Falte ist nach Süden gerichtet, im Gegensatz zu den Verhältnissen auf der nördlichen Talseite.

Es fragt sich nun, wie diese Amphibolit-Marmorzüge der beiden Talseiten miteinander zu verbinden sind. Da das Tal im Achsenstreichen liegt und stark verschuttet ist, wird der Phantasie ein gewisser Spielraum gelassen. Die wahrscheinlichste Lösung ist die, dass der untere Schenkel der Doppelfalte auf der Süd-Seite, der unter dem Schutt verschwindet, mit dem Marmorband zu verbinden ist, das auf der Nord-Seite westlich der zusammengepressten Falte ansteht. Auf Grund des Verlaufes der Marmorserie kann also geschlossen werden, dass das Grænsedal in einer Mulde liegt, während im Norden und im Süden grössere Aufwölbungen stattgefunden haben.

c. Hjørnesø.

Da der Hjørnesø in einem Kessel liegt, der sich zugleich gegen Hertha- und Jomfrudal öffnet, ist hier ein sehr guter Überblick möglich. Ferner können hier auch noch die Verhältnisse bei den Umbiegungen zum Violingletscher studiert werden. Leider sind die Marmorbänder nur lückenhaft entwickelt; sie besitzen erst weiter hinten im Herthadalen grösseres Ausmass. Die Tektonik wird dadurch kompliziert, dass sich Faltungen in zwei verschiedenen Richtungen überschneiden, wobei allerdings diejenigen mit N—S verlaufenden Achsen weniger intensiv sind und eher Gewölbe bilden. Dies ist besonders schön auch auf der gegenüberliegenden Seite des Violingletschers zu sehen, bei der Mündung des Siestadales.

Der Gipfel des Herthabjergs besteht vollständig aus basischen Gesteinen, nämlich aus Amphiboliten und melanokraten Hornblendegneissen. Diese grosse Masse dunkler Gesteine dürfte kaum sedimentärer Entstehung sein; in ihr zeichnet sich durch hellere Bänder eine liegende Falte ab, deren Stirn nach Süden zeigt (s. Fig. 18). Das Achsenstreichen ist ungefähr E—W. In der Wand des Herthabjergs, die gegen das Tal des Violingletschers abfällt, befindet sich ein helles Band, das in die dunklen Gesteine eingelagert ist. Durch dieses Band wird eine Synklinale abgebildet, deren Achse in N—S Richtung verläuft. Es bricht auf beiden Seiten plötzlich geradlinig ab (Fig. 19). Dieses Band konnte leider nicht erreicht werden, der ganzen Erscheinung nach muss es sich aber um Marmor handeln, und es konnten im Schutt auch wirklich Karbonatgesteine gefunden werden. Weiter unten verlaufen auch noch verschiedene kleine Bändchen von Marmor, die aber wieder schnell aussetzen. Die Erklärung des mächtigen Marmorzuges bereitet etwelche Schwierigkeiten. Da wir aber in der Wand gegen den Hjørnesø die erwähnte Falte in den basischen Gesteinen beobachten können, muss es sich dabei um ihren Kern handeln, der zudem noch in EW Richtung verbogen ist.



Fig. 18. Flugbild der Ost-Seite des Herthabjergs mit Blick ins Herthadalen (links). Im oberen Drittel der Wand des Herthabjergs befinden sich die dunklen Amphibolite und Hornblendegneisse, in denen durch hellere Bänder eine Falte hervortritt, deren Stirn nach Süden zeigt. Ganz schwach bemerkt man rechts noch das Ende des hellen Marmorbandes, das als Faltenkern aufgefasst wird. Unten und links am Herthabjerg sieht man, wie die Gneisse umbiegen und sich steilstellen. Durch diese Strukturen wird eine weitere Falte angedeutet, die sich dann über das Herthadal hin wölbt. Der Bruch in der Mitte des Bildes wird durch eine Schlucht vorgetäuscht.

Der liegende Schenkel der Herthabjerg-Falte biegt im unteren Teil des Berges nach Süden um und wird gegen das Herthadal hin steilgestellt bis überkippt. So ist denn auch vorne in diesem Tal, hoch oben auf der Nord-Seite, der entsprechende Marmorzug zu beobachten. Die Verbindung fehlt allerdings, wahrscheinlich infolge Auswalzung.

Die mächtigen Marmorverbände auf der Süd-Seite des Herthadalen, beim zweiten Seitengletscher, konnten nur von Flugzeug aus beobachtet

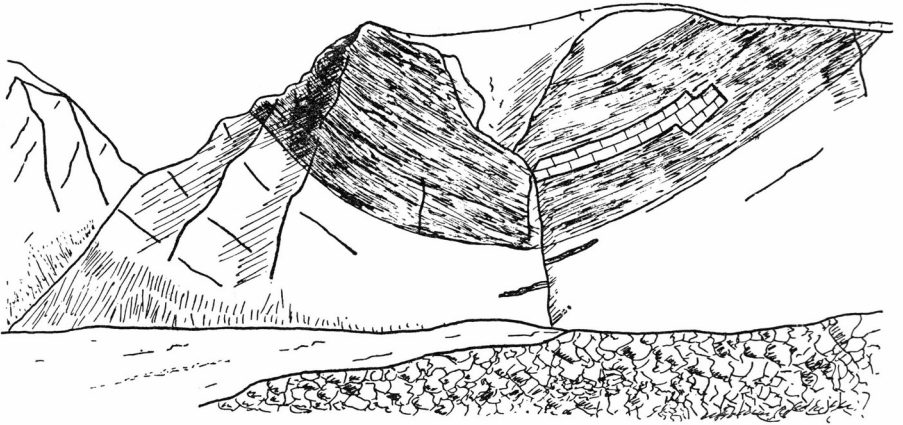


Fig. 19. Nord-Seite des Herthabjergs. Die Skizze zeigt das im Text erwähnte helle Band, das auf beiden Seiten plötzlich abbricht. Es handelt sich dabei sehr wahrscheinlich um Marmor. Dieses Band wird als Kern der nach Süden zeigenden Falte aufgefasst, die links noch leicht angedeutet ist und in Fig. 18 deutlich zum Ausdruck kommt. Wie das Bild zeigt, ist aber auch noch eine Verbiegung in E—W Richtung festzustellen. Die beiden kleineren Linsen in der Basis der Wand sind Marmor und könnten zum unteren Schenkel der Falte gehören.

werden. Danach zeichnen sich dort zwei nach Süden liegende Falten ab. Zu denselben Ergebnissen kommen wir beim Betrachten des Baues des Jomfrubjerges. Wir sehen hier Amphibolitbündeln mit Karbonatlinsen, wie sie vielerorts für die Marmorserie typisch sind. Durch sie können wir denn auch hier nach Süden geneigte Falten erkennen.

Gegenüber, am Hjørnebjerg, ist der Bau abgesehen von kleinen Verschiedenheiten derselbe. Die grosse Falte vom Gipfel des Herthabjergs ist nicht mehr vorhanden, wohl aber ihre untere Umbiegung und Steilstellung. Wir finden auch hier einige Amphibolitbänder, die die Strukturen deutlich hervorheben. Sie ziehen gegen Süden hin zur Eiskappe empor und dürften über diese hinweg mit dem Grænsedal zu verbinden sein.

d. Jomfru- und Herthadal.

Auf der Südseite des Jomfrudal stehen migmatitische Gneisse an, die teils gegen Norden einfallen teils horizontal liegen. Züge, die der Marmorserie entsprechen könnten, wurden nicht gesichtet. Diese Beobachtungen zeigen wie schon diejenigen am Tödibjerg, dass eine Kulmination über das Jomfrudal zum Grønsedal zieht.

Die steilstehenden Verbände weisser und schwarzer Gesteine (s. Fig. 13) die im hinteren Jomfrudal anstehen, wurden schon im »Anhang zur Petrographie« besprochen (s. S. 64).

Wie bei der Skizzierung der Umgebung des Hjørnesø erklärt wurde, fallen die Gneisse auf der linken Seite des vorderen Herthadalen steil gegen Norden ein. Auf der rechten Talseite sind sie weniger steil, flach oder gar gegen Süden geneigt. Es muss also über dem Herthadalen eine Kulmination liegen. Ausserdem stellen wir in diesem Tal noch eine grössere Wölbung in NS-Richtung fest, deren höchster Punkt ungefähr beim zweiten Seitengletscher liegt. Von da ab neigen sich die Gneisse gegen Westen ins Tal hinunter. Die Marmorverbände und die nach Süden geneigten Falten wurden schon bei der Besprechung der Tektonik am Hjørnesø erwähnt.

e. Violingletscher-Tærskeldal.

Auf der linken Talseite des Violingletschers stehen vor der Umbiegung zum Tærskeldal Bänder und verfaltete Massen von Marmor an, zusammen mit Amphibolit. Wie J. HALLER festgestellt hat, setzen sich diese Marmorzüge über das Tærskeldal bis zur linken Talseite des Forsblads Fjordes fort (s. HALLER 1958).

Beim ersten Seitengletscher, der von Osten bis ins Tal reicht, finden wir eine stark mit Amphibolit verfaltete Ansammlung von Marmor. Ihre Verbindung zu den Marmorbändern ist nicht ohne weiteres ersichtlich. Nur jener Marmorzug, der etwas weiter nördlich spitz umbiegt und dann rückwärts läuft, um kurz darauf zu verschwinden, dürfte damit zusammenhängen. Gerade etwa 100 m unterhalb dieser scharfen Spitzfalte setzt ein mächtiges Marmorband ein, resp. 2 und teilweise 3 Marmorbänder mit Zwischenlagen von Amphibolit und melanokratem Biotitgneiss. Es ist das aber nicht auf einen Bruch zurückzuführen, wie man an den andern Gesteinsverbänden erkennen kann. Leider verschwindet der untere Marmorzug nach Süden unter dem Schutt, sodass man nicht feststellen kann, ob er sich noch weiter fortsetzt und ob und wie er mit dem verfalteten Marmor zusammenhängt. Einen Überblick der Verhältnisse gibt die Fig. 20. Das eben skizzierte Bild kann nur so erklärt werden, dass der Marmor mehrmals in den Migmatit eingefaltet ist. Wir haben hier die nach Westen anschliessende synklinale Umbiegung der Doppelantiklinale vor uns, die am Forsblads Fjord festgestellt werden



Fig. 20. Flugbild der linken Seite des Tales des Violingletschers bei der Umbiegung zum Tærskeldal. Man erkennt deutlich die in den Migmatit eingefalteten Marmorbänder. Ein dünner Karbonatzug verschwindet nach Süden unter dem Violingletscher, bei der Einmündung des Seitengletschers rechts im Bilde.

kann (s. Bemerkungen zur Stratigraphie, S. 12). Die Umbiegung ist aber nicht einfach, sondern ihrerseits wieder mehrmals verfaltet.

Die Fortsetzung der Marmorzüge nach Süden wird nur noch durch ein dünnes Bändchen gebildet, das bis zum nächsten Seitental verfolgt werden kann, wo es unter den Violingletscher abtaucht. In der Gegend des Siestadales taucht dann wieder ein Marmorband auf. Bis in dieses Tal hinein finden wir noch weitere karbonatische Linsen. Das Auftauchen dieses Marmors ist auf eine Aufwölbung gegen Süden zurückzuführen. Zwischen dem Marmor, der weiter im Norden untertaucht und demjenigen, der beim Siestadal wieder zum Vorschein kommt, liegt also eine Mulde, wobei die Verbindung unter dem Violingletscher versteckt ist.

Die Korrelation der beiden Talseiten des Violingletschers geschieht so, dass wir den liegenden Schenkel der eben besprochenen Umbiegung mit dem Faltenkern am Herthabjerg verbinden. Einen kleinen Marmorzug, der auf der W-Seite des Violingletschers ansteht, betrachten wir als zum unteren Schenkel der Herthabjerg-Falte gehörig. Die Aufwölbung, die sich durch die EW-Verbiegung des Faltenkerns abzeichnet, legt sich sehr bald wieder flach.

Die Koordinierung der beiden Talseiten ist natürlich a priori ziemlich willkürlich. Die Entfernungen sind zu gross, es können im Zwischenraum die kompliziertesten Faltungen stattgefunden haben, ohne dass wir diese wieder rekonstruieren können. Wir befinden uns ja im Migmatitkomplex, wo intensive plastische Verformung die Hauptrolle spielt. Verbiegungen in NS- und in EW-Richtung kommen nebeneinander vor und können über kleine Distanzen vollständig andere Formen bewirken. Das skizzierte Bild soll nur die grossen Züge festhalten und eine Möglichkeit darstellen, die sich einigermaßen vernünftig in den allgemeinen Bau eingliedern lässt.

B. Tektonik im oberen Schaffhauserdalen.

Begangen werden konnte nur der oberste Teil des Schaffhauserdalen, bis zum unteren Ende des Snedrivegletschers. Wegen schlechten Wetterverhältnissen hatte ich nur kurze Zeit für geologische Arbeiten zur Verfügung. J. HALLER (1958, Tf. XI.) konnte später meine Kartierung durch Flugbeobachtungen noch erweitern.

Auf der nördlichen Talseite stehen im oberen Schaffhauserdalen hauptsächlich Glimmerschiefer und Quarzite an. Eingelagert darin finden wir lagenartig intrudierte spätorogene Granite. Am unteren Teil des Snedrivegletschers sind die metamorphen Gesteine in Falten gelegt, von denen wir besonders deutlich eine Antiklinale und zwei Synklinalen erkennen können. Die Achsen dieser Falten streichen ungefähr N—S

und fallen leicht gegen S ein. Die Antiklinale ist leicht gegen W gekippt. Sie liegt im Achsenstreichen einer Falte, die von J. HALLER am Forsblads Fjord festgestellt wurde (J. HALLER 1958, Fig. 48), und dürfte deren Fortsetzung darstellen.

Auf der Süd-Seite des oberen Schaffhauserdalen können keine Strukturen mehr festgestellt werden, da hier grössere Massen von jüngerem Granit intrudiert sind. Es sind dies vor allem die grobkörnigen Plagioklas-Kalifeldspatgranite, die oft auch das Nebengestein infiltriert haben.

Vom mittleren Snedrivegletscher gegen Westen befindet sich eine mächtige Folge von metamorphen Gesteinen, die sich bis ins Tærskeldal hinein fortsetzt und dort von migmatitischen Gneissen abgelöst wird. Auch die kleineren Felspartien, die auf der Süd-Seite aus dem Eis emporragen, bestehen aus Glimmerschiefern und Quarziten. In diesem Gesteinsverband konnten keine Faltungen festgestellt werden. Die Schieferungsflächen streichen einheitlich ungefähr N—S und fallen gegen E ein. Ob isoklinale Faltung vorhanden ist oder ob es sich um einen einheitlichen Schichtverband handelt, konnte nicht entschieden werden.

Weiter unten im Schaffhauserdalen stellt sich auch wieder Migmatit ein. Aus Analogie zum Forsblads Fjord darf angenommen werden, dass er mit metamorphen Gesteinen verfaltet ist.

Zwischen die Sedimentgesteine der unteren Eleonore Bay-Formation im Osten und die Wechselfolge von Migmatit und metamorphen Gesteinen schiebt sich eine Zone von spätorogenem Granit, resp. mit diesem zusammenhängendem Mischgestein. Dadurch ist der Zusammenhang zwischen Sedimenten und metamorphen Gesteinen unterbrochen, was naturgemäss die stratigraphische Interpretation erschwert (s. »Bemerkungen zur Stratigraphie«, S. 12).

C. Bau der Furesøzone.

Mit den Felduntersuchungen der vorliegenden Arbeit wurde am West-Ende des Furesø begonnen. Was hier festgestellt werden konnte, waren lediglich Verbände von Glimmerschiefern und Quarziten abwechselnd mit migmatitischen Gneissen. Alles streicht mehr oder weniger N—S und fällt nach E ein (s. Fig. 21). Sich daraus ein Bild der Tektonik zu machen, war nicht besonders erbaulich. Verständlicher wurde die ganze Sache erst, als im Soldal festgestellt werden konnte, dass metamorphe Gesteine in Migmatit eingefaltet sind (s. Fig. 22). Noch deutlicher wurde das Bild, als auf der Süd-Seite des Furesø, am Polluxbjerg, eine deutliche Synklinale im Migmatit bemerkt wurde, mit einem kleinen Kern von metamorphen Gesteinen (Fig. 23). Das zeigte klar, dass Faltungen die Tektonik der weiteren Umgebung geprägt haben mussten. Die Achsen verlaufen ungefähr N—S und die Antiklinalen sind gegen W



Fig. 21. Flugbild der Süd-Seite des Castorbjergs. Migmatitische Gneisse und metamorphe pelitische bis psammitische Sedimente streichen hier ungefähr N—S und fallen nach E ein. Unten im Bild ist die Trennung in ultrametamorphe und metamorphe Gesteine noch sehr deutlich, während sie oben verwischt ist. Es handelt sich um isoklinale Verfaltung von Migmatiten und metamorphen Gesteinen. In der Mitte der Photographie kann gerade unter der Eiskappe eine massige Wand erkannt werden, die aus einem spät- bis postorogenen Granit besteht.

überkippt. Die weiteren Untersuchungen längs des Furesø bestätigten dann auch, dass isoklinale Faltung das Hauptprinzip des Aufbaus darstellt.

a. Gebiet zwischen Siestadal und Castorbjerg.

Östlich des Siestadales wird der plastisch verfaltete Migmatitkomplex von einem mächtigen Verband von Quarziten und Glimmerschiefern überlagert. Irgendwelche Faltungen oder Verbiegungen innerhalb dieses Verbandes sind nicht zu beobachten. Gegen Osten setzt er sich bis zur rechten Seite des Pilgrimsdales fort. Auf der linken Seite dieses Tales setzt dann eine Wechselfolge von Migmatiten und metamorphen Gesteinen ein, wie sie für die Furesøzone typisch ist. Durch das Pilgrimsdal zieht eine jüngere Störungszone, die sich auf der andern Seite des Violingletschers, unten am Filosoffbjerg, abzeichnet. Bei der erwähnten Wechselfolge liegen über einem Verband von Biotitschiefern migmatitische Gneisse, die nach oben in Quarzdiorit übergehen. Es ist dies der-

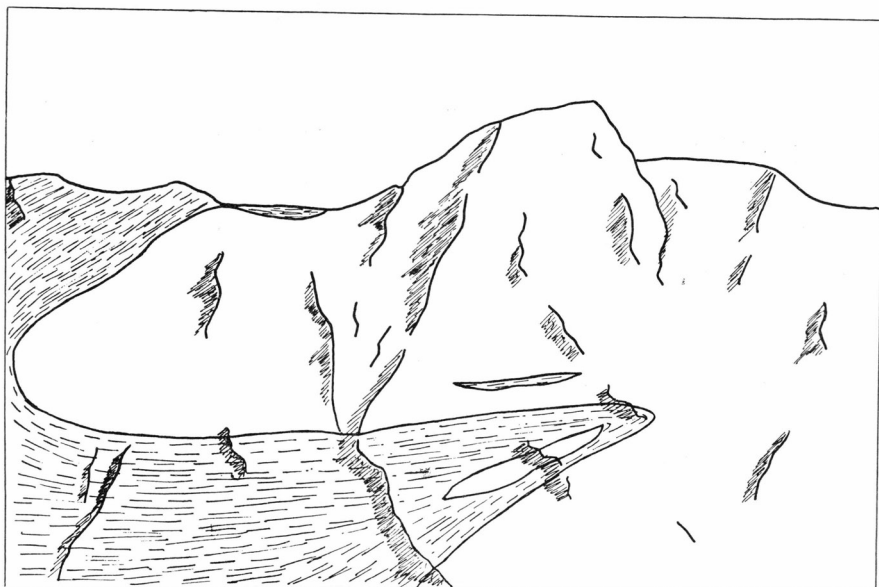


Fig. 22. Linke Seite des Soldal, Höhe der Wand etwa 800 m. Die Skizze zeigt, wie hier Biotitschiefer in synorogenen Quarzdiorit eingefaltet ist.

selbe synorogene Quarzdiorit, der sich bis ins Soldal verfolgen lässt und dort die Einfaltung von Glimmerschiefer zeigt (s. Fig. 22).

Vom Pilgrimsdal bis zum Castorbjerg können wir nun immer wieder abwechselnd metamorphe Gesteine und Migmatite feststellen. Faltenumbiegungen sind nicht zu beobachten, alle Schichten fallen mehr oder weniger parallel gegen Osten ein. In den Schieferzonen haben oft Scherungen stattgefunden.

Hinten im Langkløftdal sind spätorogene Granite eingedrungen. Da der Gletscher stark zerklüftet ist, konnten die hinteren Teile dieses Tales nicht erreicht werden. Vom Flugzeug aus wurden dort Granite gesichtet und ferner wurden auch noch mit diesen zusammenhängende Mischgesteine kartiert.

Am Fusse des Castorbjergs steht migmatitischer Gneis an, mit Schollen und Bändern von Amphibolit. An der oberen Grenze des Migmatits ist noch ein aplitartiger Granit eingedrungen. Darüber folgt ein Band Glimmerschiefer, dann Migmatit und wieder Glimmerschiefer. Noch höher ist dann vorwiegend migmatitischer Gneiss mit dünneren Einlagerungen von metamorphen Gesteinen. Die Wechselfolge ist dort so kompliziert, dass sie nicht mehr scharf auseinandergehalten werden kann.

Diese kurze Skizzierung der Tektonik zwischen dem Siestadal und dem Castorbjerg zeigt, dass diese nicht sehr übersichtlich ist und nur von einer einzigen Stelle her gedeutet werden kann: dort, wo metamorphe Gesteine sichtbar in Migmatit eingefaltet sind. Das zeigt, dass die Wech-

selfolge von metamorphen Gesteinen und Migmatit auf Einfaltung der ersteren in den letzteren zurückzuführen ist.

b. Profil längs des Furesø.

Auf der Nord-Seite des Furesø wird östlich des Castorbjergs durch zwei Bäche ein Einschnitt erzeugt, der oben von einer kompakten Wand abgeschnitten wird. Diese Wand besteht aus einem grobkörnigen Plagioklas-Kalifeldspatgranit mit Resten von Glimmerschiefer, der hier mehr oder weniger lagig in das Nebengestein eingedrungen ist. Die darunter liegenden metamorphen Gesteine sind oben noch ziemlich flach, weiter unten und mehr östlich sind sie aber steilgestellt. Wir befinden uns hier in einer Zone mechanischer Beanspruchung, doch ziehen wohl eher Scherflächen durch als grössere Verwerfungen. Die Gesteinsverbände im Einschnitt unter der massigen Wand und im Osten davon gehören zum gefalteten und gescherten West-Schenkel einer grösseren Antiklinale. Die Umbiegung dieser Antiklinale zeichnet sich sehr schön etwas östlich der massigen Granitwand ab (s. Fig. 23). Im Kern dieser Falte sind die Gesteine z. T. migmatisiert, doch finden wir darin auch immer wieder metamorphe Gesteine. Für dieses Gebiet ist überhaupt sehr typisch, dass wir nicht eine deutliche Trennung in plastisch verformten Migmatit und starre metamorphe Gesteine vorfinden. Die Grenzen sind nicht so scharf, beides ist miteinander verfaltet worden und auch die nicht ultramamorphen Gesteine waren fähig, stärkere Verbiegungen mitzumachen, wobei sie allerdings öfters etwas geschert wurden. So ist denn auch hier nicht ein vollständig migmatitisierter Kern mit einem scharf abgegrenzten Mantel metamorpher Gesteine vorhanden, sondern es ist einfach so, dass im Innern die Migmatite überwiegen.

Die Antiklinale ist leicht gegen Westen geneigt und ihre Achse verläuft NNW—SSE und fällt leicht gegen Süden ein. Der West-Schenkel ist nicht einfach, sondern auch noch verfaltet und geschert. In den Scherungszonen haben auch noch kleinere Granitintrusionen stattgefunden.

Weiter östlich, unterhalb des Scioraspids, zeichnet sich durch ein rötliches Quarzitband abermals eine Falte ab, die aber noch stärker gegen Westen gekippt ist. Sie ist nur noch an Hand dieses Quarzites zu erkennen und in den oberen Teilen nicht mehr zu verfolgen, da hier das Gestein vom Marginalgranit her von Lösungen durchdrungen und von Pegmatiten durchadert worden ist. Dadurch wurden die alten Strukturen verwischt. Diese Falte ist isoklinal, die beiden Schenkel fallen parallel gegen Osten ein. Das erwähnte rötliche Quarzitband, das die Falte erkennen lässt, taucht etwa hundert Meter westlich von jenem Punkt, wo es als liegender Schenkel unter dem Furesø verschwindet, wieder auf. Es kann von da weg andeutungsweise weiterverfolgt werden. Es steigt



Fig. 23. Flugbild der Nord-Seite des Furesø-Tales. Man erkennt eine leicht nach Westen gekippt Antiklinale. Das Gestein besteht aus Migmatiten und metamorphen pelitischen bis psammitischen Sedimenten. Der Kern ist etwas stärker migmatitisiert, doch sehen wir auch noch ultrametamorphe Gesteine in den Randpartien.



Fig. 24. Flugbild der Nordwand des Polluxbjergs (Süd-Seite Furesø). In der Mitte der Wand bemerkt man eine Synklinale in Migmatitgneis. Rechts unterhalb der Falte ist das Gestein etwas geschert. Ein kleiner Kern von metamorphen pelitischen bis psammitischen Gesteinen hebt sich nur sehr undeutlich ab. An der rechtsseitigen Basis stehen migmatitische Gneisse an, und darüber liegen dunklere Glimmerschiefer und Quarzite.

leicht gegen Westen an, wodurch sich die Verbindung mit der vorher besprochenen Antiklinale abzeichnet.

Östlich des Scioragletschers beginnen dann die eigentlichen Intrusionen des Marginalgranites. Es können lagenartige pegmatitische Granite und vollständig diskordante feinkörnige Typen unterschieden werden. Das ganze Gebiet um den Scioraspids wird von Mischgesteinen eingenommen, die mit dem ersteren zusammenhängen (s. Petrographie, S. 53). Zur näheren Kenntnis der Tektonik der Granitintrusionen sei auf die Arbeit von J. HALLER über die Staunings Alper verwiesen (s. J. HALLER 1958).

Mit der Besprechung der Süd-Seite des Furesø wollen wir auch wieder im Westen beginnen. Am Fusse des Polluxbjergs stehen migmatitische Gneisse mit Einlagerungen von Amphibolit an. Darauf folgt eine dünne Zone von Biotitschiefer, die wieder von Migmatit überlagert wird. Etwas höher bemerken wir dann in der Nordwand die am Anfang des Kapitels erwähnte Falte (s. Fig. 24). Deutlich kommen die Umbiegungen im Gneis zum Vorschein, und ein kleiner Kern von Biotit-

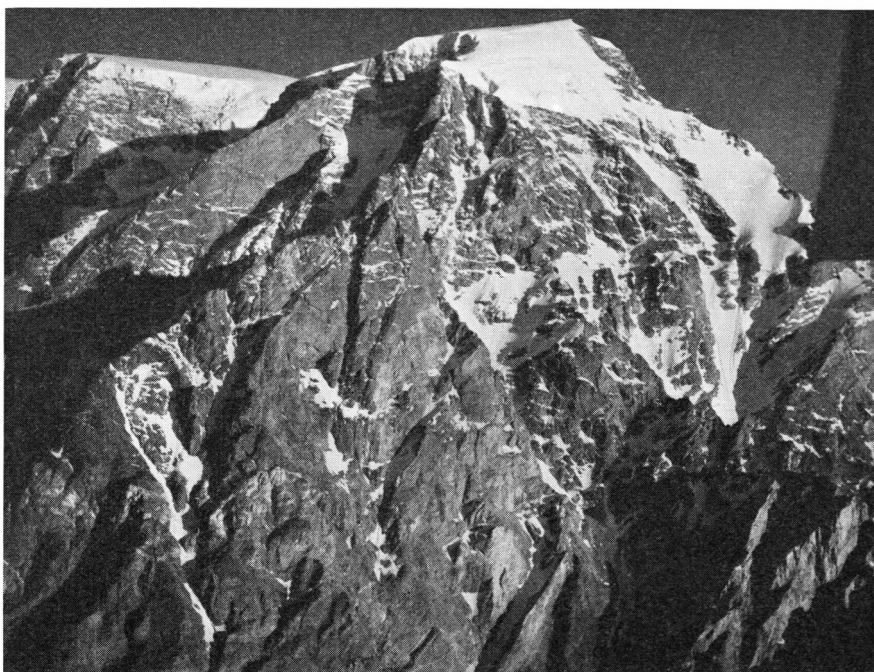


Fig. 25. Flugbild der Nordwand des Emmabjergs (S-Seite Furesø). Die Wand ist von Granitintrusionen durchdrungen, wodurch die alten Strukturen verwischt werden.

schiefer ist erkennbar. Etwas unterhalb der Falte ist das Gestein leicht geschert worden. Sichtbar ist nur die synklinale Umbiegung, die Antiklinalen sind nicht zu sehen und können nur als Luftsättel konstruiert werden.

Die leicht verbogene Gneisplatte, die gegen das östlich anschließende Tal abfällt, stellt den Schenkel einer weiteren Falte dar. Da sie unten etwas flacher gegen Osten abbiegt, wird dort eine Synklinale angedeutet.

Östlich dieses Tales ist der Aufbau nur noch schwer erkennbar. In den Gipfelpartien des Emmabjergs und seiner Fortsetzungen sind spät- bis postorogene Granite intrudiert, und damit ist wieder eine Mischgesteinsbildung verbunden, die besonders im mittleren und oberen Teil des Berges ausgeprägt ist (s. Fig. 25). Die Kartierung wird dadurch erschwert, dass oft nur durch Anklopfen entschieden werden kann, ob es sich um diese jüngeren Mischgesteine oder um synorogene Migmatite handelt. Da das aber nicht überall möglich ist, kann die Unterscheidung oft nur an Hand von Schutt und Moränenmaterial getroffen werden.

Die Zone von Biotitschiefern und Quarziten, die im unteren und mittleren Teil des Emmabjergs eingelagert ist, kann als Schenkel einer

Falte gedeutet werden. Sie kann einen Rest des West-Schenkels derjenigen Antiklinale darstellen, die auf der Nord-Seite des Furesø, zwischen Castorbjerg und Scioraspids, deutlich als solche erkannt wurde. Entsprechende Strukturen können im unterlagernden Migmatit festgestellt werden, wogegen sie oben durch die jüngere Mischgesteinsbildung verwischt sind.

Die erwähnte Zone von Biotitschiefern und Quarziten fällt gegen E ein und verschwindet dadurch bald unter dem Furesø. Anschliessend finden wir nur noch die kalireichen Mischgesteine und dann die eigentlichen spät- bis postorogenen Granite, die sich dann bis in die Staunings Alper fortsetzen.

Zusammenfassend können wir feststellen, dass der Aufbau der Furesø-Zone durch Faltungen bestimmt wird, deren Achsen N—S bis NW—SE streichen und meist leicht gegen Süden einfallen. Horizontale Achsen und solche, die gegen Norden einfallen, konnten nur vereinzelt gemessen werden. Die Falten sind vorwiegend isoklinal und allgemein gegen Westen gekippt. Am mittleren Furesø sind relativ grossräumige Falten bestimmend, während am West-Ende enge Einfaltungen von metamorphen Gesteinen in Migmatit überwiegen, wobei auch gewisse Scherungen mitgespielt haben. Im Osten des Furesø werden die Strukturen durch die jüngeren Granite und die mit ihnen verbundene Mischgesteinsbildung abgebrochen.

D. Grenzgebiet zwischen Furesøzone und Migmatitkomplex.

Der Übergang von den Isoklinalfaltungen am Furesø zu der viel plastischeren Verformung im westlichen Migmatitkomplex kann am besten im Frederiksdal studiert werden. Am Violingletscher können wir keine so typische Übergangszone feststellen.

Westlich des Toscano Gletschers haben wir die schon beschriebenen walzenartigen Falten, östlich davon stellt sich ein ganz anderer Typ der Deformation ein. Was wir dort bemerken sind Falten, deren liegender Schenkel in flacher Bahn geschert und ausgezogen wurde. Besonders schön ist das zwischen Lillegletscher und Sydgletscher zu sehen (s. Fig. 26).

Ebenso eindrucklich, nur in etwas anderer Form, zeigt sich die Art der Tektonik auf der Nordseite des Frederiksdal, am Grænsebjerg. Wir bemerken dort zwei flach nach Osten geneigt Scherflächen. Der dadurch in drei Pakete zerlegte Fels ist zwischen diesen Flächen plastisch verfaltet und die Schenkel sind daran verschleppt. Gegen Westen werden dann die Formen fließender und die Scherflächen fehlen (s. Fig. 28).

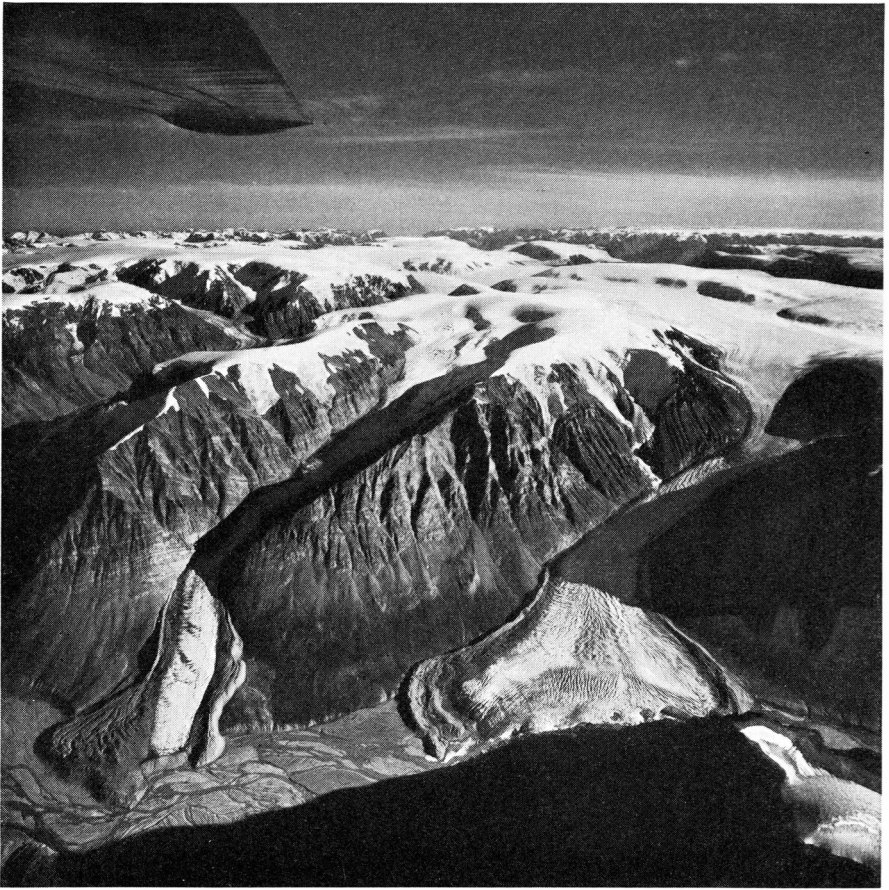


Fig. 26. Flugbild der rechten Seite des Frederiksdal. Auf der linken Seite des kleineren Gletschers (Lillegletscher) ist eine Falte zu sehen, deren unterer Schenkel stark geschert wurde. Metamorphe und migmatitische Gesteine sind miteinander verfaltet. Die Achsen streichen quer zum Tal, also in N—S Richtung. Wir haben hier das Bild einer Abscherungszone vor uns. Als Gegensatz dazu betrachte man die rein plastischen Formen auf Fig. 27, die die direkte Fortsetzung nach Westen abbildet. Auf Fig. 27 ist noch der Hintergrund des Tales erkenntlich, das sich hier auf der rechten Bildseite befindet (Toscano Gletscher).

Verbunden mit dieser Änderung des Deformationstyps ist auch eine Änderung der Richtung der Faltenachsen. Im plastischen Untergrund streichen sie ungefähr E—W, im starrerem Oberbau N—S. Dieser Unterschied ist durchgehend festzustellen; im ganzen Migmatitkomplex im Westen von Nathorsts Land spielen N—S streichende Achse nur eine untergeordnete Rolle, sie gehören nur Wölbungszonen an und nicht der intensiveren Faltung. Überall hingegen, wo die metamorphen Gesteine am Bau beteiligt sind und die Verformung nicht mehr rein plastisch vorsichging, finden wir nur die N—S streichenden Achsen (s. Fig. 26, 27).



Fig. 27. Flugbild der Ostwand des Tales von Kile- und Vandskelsø. Im Vordergrund ist die Synklinale der Kilesøfalte erkennbar. Das Marmor-Amphibolitband der Synklinale ist leider sehr undeutlich. Das Karbonatband, das rechts gegen den Vandskelsø hinunterzieht, tritt hingegen sehr klar hervor, und auch das Gewölbe zwischen den beiden Seen ist zu erkennen. Der kleine Marmorzug, der links gegen den Toscano Gletscher zieht, gehört ebenfalls diesem Gewölbe an. Der helle Karbonatzug, der ganz vorn links gegen die Eiskappe zieht, ist mit dem hangenden Schenkel der Synklinale durch eine Antiklinale zu verbinden. Die Faltenachsen streichen quer zum Kilesø, also ungefähr E—W. Man vergleiche mit diesem Bild die Fig. 26, die die östliche Fortsetzung darstellt. Der Gegensatz der Verformung und die verschiedene Richtung der Faltenachsen fallen bei diesem Vergleich sogleich auf.

Das eben skizzierte Bild ist typisch für eine Abscherungszone. Der leicht bewegliche Unterbau scheidet sich hier vom starrerem Oberbau. Ich möchte aber gleich bemerken, dass wir in Nathorsts Land nicht einen Oberbau in Form einer schwer deformierbaren, nur aus metamorphen Gesteinen bestehenden oberen Stockwerkes vor uns haben. Auch das, was wir als Oberbau bezeichnen können, ist ja, wie beschrie-

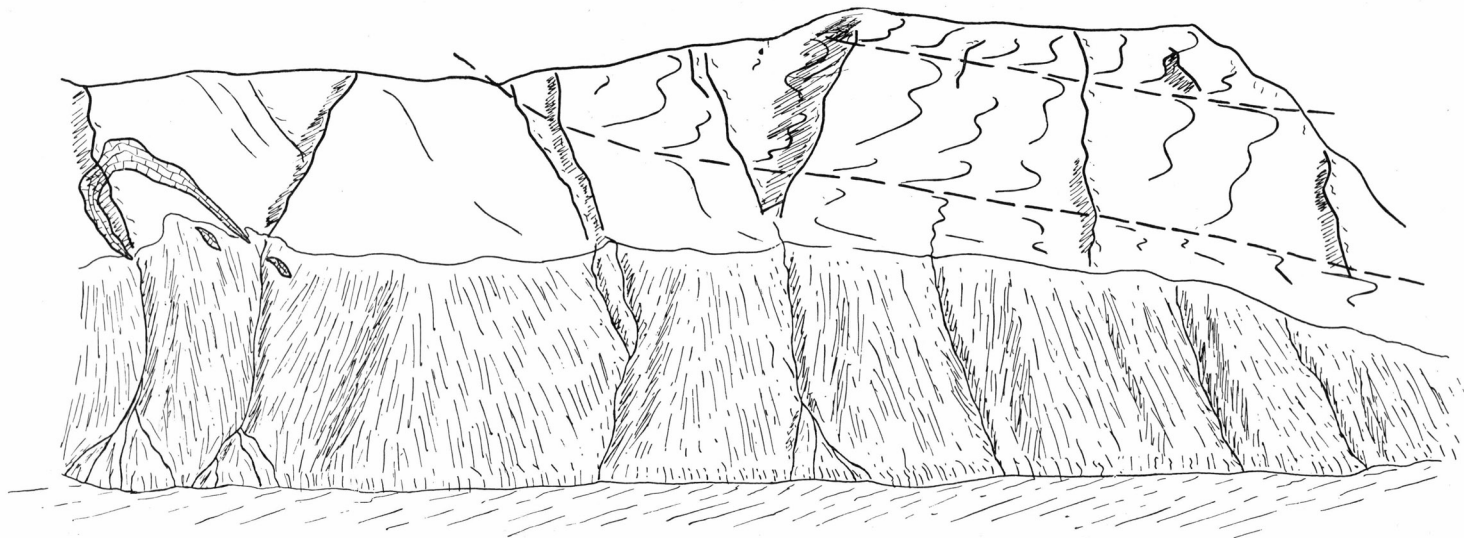


Fig. 28. Südwand des Grænsebjergs (N-Seite Frederiksdal). Aus der Skizze ist ersichtlich, wie der migmatitische Gneis zwischen den Scherflächen plastisch verfaltet ist. Links im Bild zeichnet sich durch ein Marmorband eine Falte ab. Dort ist dann die Deformation nur noch rein plastisch und die Scherflächen fehlen ganz.

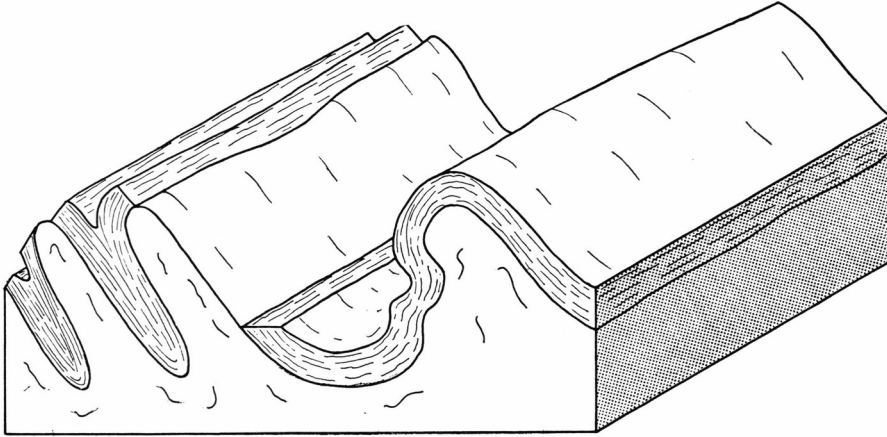


Fig. 29 a.

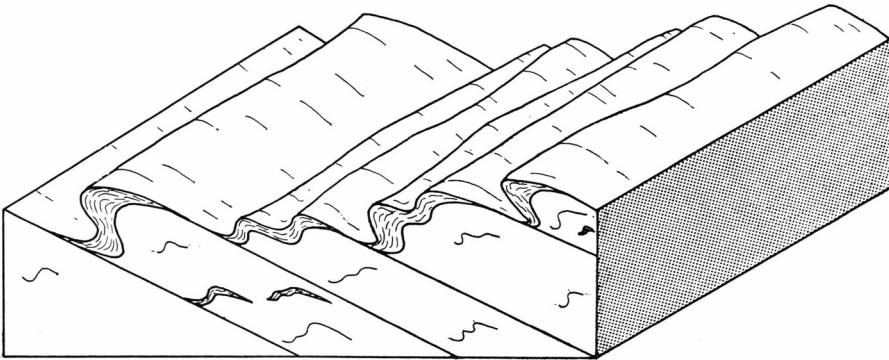


Fig. 29 b.

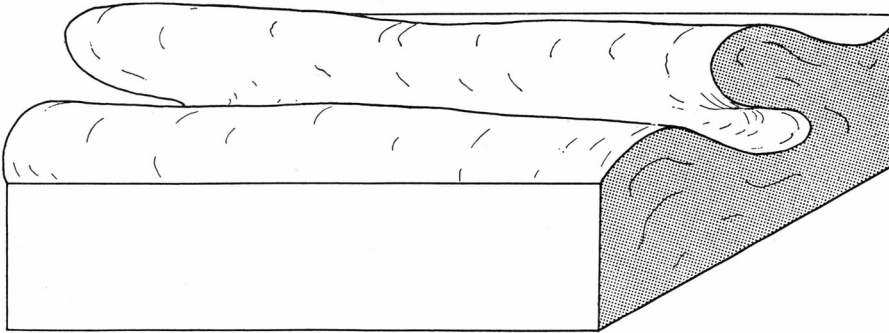


Fig. 29 c.

Fig. 29. Schematisierte räumliche Darstellung der verschiedenen Faltentypen.

- a. Isoklinale Verfaltung von Migmatiten und metamorphen pelitischen bis psammitischen Gesteinen. Vorherrschend am Furesø.
- b. Falten an Scherflächen verschleppt, Abscherungszone. Typisch im Frederiksdal.
- c. Plastische Falten wie sie im grossen Migmatitkomplex des westlichen Nathorsts Land vorherrschen.



Fig. 30. Bruch westlich des Kilesø.

ben wurde, stark verfaltet und enthält migmatitische Gesteine in Zonen grösserer Beweglichkeit. Wie aus dem Kapitel »Bemerkungen zur Strati-graphie« hervorgeht, befinden wir uns hier allgemein in einem tiefen Stockwerk, dessen obere Teile immer noch die Möglichkeit zu biegsamer Verformung hatten. Der Unterschied im Stil der Verformung und in der Art der Faltung ist aber doch so hervorstechend, dass eine Unterscheidung in ein tieferes und ein höheres Stockwerk gerechtfertigt ist, was auch durch die typische Ausbildung der Abscherungszone und den Wechsel der Achsenrichtung unterstrichen wird (s. Fig. 23).

Der Wechsel in der Richtung der Faltenachsen und die Abscherungen zeigen, dass die Bewegungen innerhalb des grossen Migmatitkomplexes im westlichen Nathorsts Land weitgehend selbständig waren und anderen Gesetzen gehorchten als diejenigen im höheren Stockwerk. Sicher war aber die Aufwölbung während der Migmatitisierung massgebend für die gesamte Verformung. Dadurch wurden auch die höheren Teile des Gebirges in Falten gelegt. Die grösseren Zusammenhänge wollen wir aber nicht hier, sondern in einer allgemeinen Zusammenfassung besprechen.



Fig. 31. Rupturen in migmatitischem Gneis. An den Störungszonen können wir Schleppungen beobachten.

E. Postorogene Bewegungen.

Wie im petrographischen Teil erläutert wurde, finden sich eigentliche Mylonite nur im Tærskeldal, am Kilesø und viel weniger ausgeprägt am Filosofbjerg. Im Tærskeldal streichen die jungen Bewegungszonen gegen den Violingletscher hin und konnten von dort aus nicht weiter verfolgt werden. Bei der Bruchzone vom Kilesø handelt es sich nur um eine relativ kleine Verstellung (s. Fig. 30). Über die Grösse der Verwerfung, die vom Pilgrimsdal zum Syddal zieht und sich unten am Filosofbjerg abzeichnet, kann keine Aussage gemacht werden, da keine vergleichbaren Horizonte zur Verfügung stehen. Da die mechanische Beanspruchung an der Basis des Filosofbjerges nicht sehr intensiv ist, dürfte es sich kaum um eine Verstellung grösseren Ausmasses handeln. Bei den andern mechanisch beanspruchten Zonen handelt es sich mehr

um Scherflächen, in denen die weniger plastischen Gesteine im Verlauf der Orogenese ausgewalzt wurden, als um eigentliche postorogene Störungen.

Es zeigt sich also, dass die weiter im Norden so typisch entwickelten Verwerfungen in Nathorsts Land keine intensiven Spuren hinterlassen haben. Darauf wurde auch schon im petrographischen Teil hingewiesen (s. S. 48). Ebenfalls wurde dort erwähnt, dass manche migmatitischen Gneisse Kataklasten zeigen, und darauf hingewiesen, dass diese Erscheinung im Zusammenhang stehen könnte mit einer Aufsplitterung der jungen Störungen (s. S. 48). Die häufigen Kleinrupturen mit Schleppungen, die wir an den migmatitischen Gneissen beobachten können, deuten ebenfalls in dieser Richtung (s. Fig. 31).

ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSBETRACHTUNGEN

Intensive Migmatitbildung und Metamorphose unter Meso (-Kata)-Bedingungen sind die petrographischen Hauptmerkmale im Gebiet von Nathorsts Land. Die Ultrametamorphose hat hauptsächlich zur Bildung polyschematischer Gneisse geführt, vor allem von Bändergneissen (Stromatiten). Vollständige Umwandlung in Granit ist dagegen selten. Zugeführter Stoff plus in situ mobilisiertes Material sind also schon makroskopisch deutlich erkennbar.

Die Stoffzufuhr, in welcher Form sie auch stattgefunden hat, war vor allem Na-reich, wie aus dem vorherrschenden Oligoklasgehalt der Migmatite hervorgeht. Die K-Zufuhr tritt dagegen zurück, Kalifeldspat ist meist nur in kleinen Mengen vorhanden. Er ist besonders in Rissen und Zwickeln entwickelt und verdrängt von dort aus Quarz und Plagioklas; es scheint also, als ob er zur Hauptsache etwas später entstanden sei.

Ganz im Gegensatz dazu sind die spät- bis postorogenen Granite reich an Kalifeldspat. Es konnte festgestellt werden, dass in Nathorsts Land von einer älteren Phase dieser Granitintrusionen (Marginalgranite) eine beträchtliche Infiltration des Nebengesteins ausgegangen ist, die zur Bildung von kalireichen Mischgesteinen geführt hat. Wir stellen also auch hier wie in vielen andern Gebirgen fest, dass die synorogenen Granite und Migmatite Na-reich und die postorogenen Granite K-reich sind (s. z. B. H. BACKLUND 1943, H. H. READ 1949). Was auch die Ursache dieser Erscheinung sein mag, so ist sie in Nathorsts Land sicher nicht auf ursprüngliche Unterschiede in der Zusammensetzung des Altbestandes zurückzuführen, da die gleichen Serien von der synorogenen Ultrametamorphose erfasst und von den spät- bis postorogenen Graniten durchdrungen wurden. Der Altbestand wird hier vor allem durch die Untere Sandig-tonige Serie dargestellt, in geringerem Masse durch die Obere Tonig-sandige Serie. Grössere Differenzen im Gehalt an Na und K innerhalb dieser Serien bestehen aber nicht. Es muss sich also entweder um Erscheinungen selektiver Mobilisierung oder magmatischer Differentiationsprozesse handeln. Nach petrochemischen Vergleichen von J. HALLER (1953, S. 142—153) scheinen synorogene und spät- bis postorogene Gra-

nite einer Differentiationsreihe anzugehören, was darauf schliessen lässt, dass auch die Trennung in Na-reiche und K-reiche Stoffzufuhr auf einen solchen Prozess zurückzuführen ist.

Das Auftreten von Sillimanit, Disthen, Biotit u. Almandin in den metamorphen pelitischen-psammitischen Gesteinen zeigt, dass eine starke Regionalmetamorphose gewirkt haben muss. Die Migmatitisierung muss also mit einer starken Erwärmung verbunden gewesen sein, die auch dort, wo keine Stoffzufuhr mehr festgestellt werden kann, zusammen mit dem ausgeübten Druck Meso (-Kata)-Bedingungen erzeugte. Wie die Flächen gleichen Metamorphosegrades in Bezug auf die migmatitisierten Zonen verlaufen, können wir nicht feststellen, da die metamorphen Gesteine und die Migmatite zu stark miteinander verfaltet sind. Im oberen Schaffhauserdalen, wo keine synorogenen Migmatite angetroffen wurden, ist jedoch auch der Sillimanit nur sehr spärlich entwickelt, was darauf hinweist, dass der Grad der Metamorphose durch die Lage gegenüber den Migmatitkörpern bestimmt wird. In den metamorphen Gesteinen, die im Norden von Nathorsts Land anstehen, hat J. HALLER überhaupt keinen Sillimanit gesichtet, in denjenigen vom Forsblads Fjord nur in geringen Mengen. Der Grad der Metamorphose ist also in Nathorsts Land höher als weiter im Norden.

Sämtliche Gesteine des ZMK von Nathorsts Land sind der Amphibolitfazies zuzuordnen (s. S. 51).

An den metamorphen pelitisch-psammitischen Gesteinen konnten unter dem Mikroskop Spuren einer zunehmenden Metamorphose beobachtet werden (s. S. 31). Andererseits aber wurden dieselben Mineralien, die unter Bedingungen der tieferen Mesozone entstanden waren, wieder epithermal umgewandelt. Es kann das so erklärt werden, dass die Sedimente von einer der Ultrametamorphose vorangehenden Wärme-front zuerst epi-, dann meso- (kata)-thermal metamorphosiert wurden; dass dann aber, in einer späteren Phase der Migmatitisierung, auch noch wässrige Lösungen ihren Einfluss ausübten und die hydrothermalen Umwandlungen bedingten. Neben solchen Vorgängen, die lokal verschieden intensiv gewirkt haben, hat natürlich auch das Zurücksinken der Wärme-front regional zur Angleichung an die Epi-Bedingungen beigetragen.

Durchgreifend war die Ultrametamorphose besonders im W-Teil von Nathorsts Land. Westlich einer Linie, die ungefähr vom unteren Tærskeldal zum Vandskelsø zieht, befindet sich ein mächtiger Migmatit-komplex, der sich ununterbrochen bis zum Nordvestfjord fortsetzt. Im tektonischen Teil wurde die hier vorherrschende plastische Verformung beschrieben und an Hand von Photographien anschaulich gemacht. Die ganz in diesen Komplex einbezogene Marmorserie, als Marmor- und Amphibolitbänder entwickelt, wurde mit den Migmatiten zusammen

verfaltet. Sie wurde als tektonischer Leithorizont benutzt, d. h. mit ihrer Hilfe wurden die Bauformen gegliedert und die einzelnen Falten über Lücken miteinander verbunden. Wölbungen und Kulminationen konnten dadurch als solche erfasst werden. Ohne diesen Horizont könnten wohl die einzelnen Verformungen festgestellt werden; der Überblick über den Gesamtbau wäre aber nicht möglich. Da sämtliche nicht karbonatischen Gesteine in die Ultrametamorphose einbezogen wurden, stellt die Marmorserie in dieser Beziehung das einzige Hilfsmittel dar.

Östlich dieses ultrametamorphen Komplexes sind metamorphe pelitisch-psammitische Gesteine mit Migmatiten verfaltet. Besonders typisch sind die isoklinalen Falten am Furesø. Die Verformung war hier weniger plastisch als im grossen Migmatitkomplex, und es sind denn auch öfters noch Scherungen zu beobachten. Eigentlich starr haben die Gesteine sich aber auch hier nicht verhalten. Eine scharfe Trennung in einen migmatitischen Kern und einen metamorphen Mantel besteht nicht, beides greift kompliziert ineinander. Die Falten sind allgemein gegen Westen gekippt.

Auch im oberen Schaffhauserdalen wurden die metamorphen pelitisch-psammitischen Gesteine von Faltungen erfasst. Sie stellen die Fortsetzung derjenigen vom Forsblads Fjord dar. Verfaltung mit Migmatiten konnte dort nicht beobachtet werden, wohl weil diese tiefer liegen als der Talboden.

Zwischen dem Typ der Faltung am Furesø und demjenigen im westlichen Migmatitkomplex besteht eine Übergangszone, die besonders im Frederiksdal zum Ausdruck kommt. Wir finden zwischen typischen Scherflächen plastische Falten, deren Schenkel an diesen Flächen geschleppt sind. Es ist das als eine Abscherungszone zu deuten. Diese verläuft jedoch hier nicht einfach an der Grenze zwischen Migmatit und metamorphen Verbänden. Sie ist dort entstanden, wo die Ultrametamorphose nicht mehr intensiv genug war um sämtliche Gesteine einzubeziehen und ihnen die nötige Plastizität zu verleihen.

Mit dieser Änderung in der Art des Faltenbaus ist auch ein Wechsel der Richtung der Faltenachsen verbunden. Im westlichen Migmatitkomplex verläuft das allgemeine Achsenstreichen ungefähr W—E, und nur die Achsen von grösseren Wölbungen verlaufen N—S. Östlich der Abscherungszone streichen die Achsen hingegen durchgehend N—S bis NNW—SSE. Das zeigt, dass die Bewegungen in den beiden Stockwerken verschieden waren. Der Migmatitkomplex hat bei der Orogenese durch seine Aufwölbung eine aktive Rolle gespielt. Durch seinen Einfluss wurden die höheren Stockwerke in Falten gelegt, deren Achsen den grösseren Aufwölbungszonen parallel verlaufen, während die Bewegungen im Migmatitkomplex selbst weitgehend selbständig waren. Natürlich hat nicht nur der grosse ultra-metamorphe Komplex im Westen von Nat-

horsts Land aktiv mitgewirkt, sondern auch die jetzt mit metamorphen Gesteinen verfalteten Migmatitkörper östlich davon. Bei der allgemeinen Überkipfung der Falten nach Westen, müssen wir aber auch noch mit einem Tangentialdruck aus Osten rechnen, da diese Schiefstellung nicht nur auf den Einfluss von migmatitischen Aufwölbungen und Ausstülpungen zurückgeführt werden kann.

In den »Bemerkungen zur Stratigraphie« wurden die Probleme der Einordnung der pelitischen bis psammitischen Gesteine von Nathorsts Land diskutiert. Im Norden haben wir Para-Gesteine der Unteren Sandig-tonigen Serie und im Süden solche der Oberen Tonig-sandigen Serie. Die Grenze zwischen den beiden Serien konnte nicht festgelegt werden, da die trennende Marmorserie im östlichen Teil von Nathorsts Land nicht beobachtet wurde. Es wurde die Möglichkeit in Betracht gezogen, dass dieser Horizont hier primär stratigraphisch fehlen könnte und dass somit die untere Eleonore Bay Formation einen nicht unterteilbaren Verband pelitischer bis psammitischer Gesteine bilden würde. Obschon wir, infolge des vorwiegend südlichen Achsenfallens, das am Forsblads Fjord einsetzt, in dieser Richtung in höhere Serien gelangen müssen, ist der Metamorphosegrad im ganzen Gebiet gleich (Amphibolitfazies). Tektonisch befinden wir uns also, ganz unabhängig von der stratigraphischen Stellung, in ganz Nathorsts Land in einem tiefen Stockwerk.

In den Arbeiten von C. E. WEGMANN und J. HALLER werden ältere E—W verlaufende Wölbungszonen erwähnt. Eine entsprechende Gliederung innerhalb von Nathorsts Land kann nicht festgestellt werden. Die intensive Migmatitisierung könnte aber darauf schliessen lassen, dass das ganze Gebiet eine solche Wölbungszone darstellt, vielleicht zusammen mit dem im Norden anschliessenden, sehr ähnlichen Migmatitkomplex von Gletscherland.

Postorogene Bewegungsbahnen sind innerhalb des Migmatitkomplexes im Westen von Nathorsts Land selten. Die Mylonitzonen des Tærskeldales können nicht weiter verfolgt werden, und die Verwerfung am Kilesø scheint nach Norden auszuweichen. Östlich des Migmatitkomplexes ziehen am W-Ende des Furesø verschiedene Störungen durch, doch sind auch hier eigentliche Mylonite auf den Filosbjerg beschränkt. Da die Mylonitzonen und Verwerfungen des Nordens in Nathorsts Land nicht mehr so typisch entwickelt sind und da wir anderseits an vielen migmatitischen Gneissen postkristalline Bewegungsspuren und Rupturen mit Schleppungen feststellen können, scheint eine Aufsplitterung dieser Störungen stattgefunden zu haben. Es ist ja durchaus verständlich, dass postkristalline mechanische Bewegungen in diesem tektonisch tiefen Stockwerk von untergeordneter Bedeutung sind.

SUMMARY

Nathorst Land extends chiefly north of latitude 72° N from Alpefjord westward to the inland ice. This area was mapped geologically by the author in the summers 1954 and 1955.

The greater part of Nathorst Land is occupied by the so called Central Metamorphic Complex, only at the northeastern boundary unmetamorphosed sediments of the Lower Eleonore Bay Formation are still to be found. Consequently the present investigations include only part of the Caledonian coastal mountains.

The metamorphic pelitic-psammitic sediments in the northern part of the investigated area must be referred to the Lower Arenaceous-argillaceous Series of the Lower Eleonore Bay Formation, those in the southern part to the Upper Argillaceous-arenaceous series (see Table 1, p. 11 and J. HALLER 1955). The boundary between the two series could not be ascertained, as the marble series separating them (the metamorphic Calcareous-argillaceous series) was not found in the eastern part of Nathorst Land. Stratigraphically, in particular, this horizon is possibly absent here, the Lower Eleonore Bay Formation forming a non-divisible group of pelitic-psammitic rocks (in the western part, which is occupied by a large migmatite complex, the marble zones accompanied by amphibolite are well developed and form tectonic guide lines).

Since throughout the whole of Nathorst Land right from Forsblads Fjord the axes of the folds dip in the main towards the south, stratigraphically higher series are met with in this direction. This is in agreement with the other observations made. Nevertheless the degree of metamorphism differs but slightly. Tectonically we are thus dealing with the same stockwerk, quite irrespective of the stratigraphic position.

Intensive migmatisation and high-grade metamorphism are the chief petrographic characters within the whole area. The metamorphism and the ultrametamorphism are syntectonic. The migmatites consist chiefly of polyschematic gneisses, first of all stromatolites. They are rich in Na, as appears from the predominant oligoclase content. In most places potassium feldspar is but sparsely present.

In contrast to the syntectonic migmatites, the late- to post-tectonic granites (marginal granites) are rich in potassium feldspar. Here, as in

many other orogenies, the syntectonic granites and migmatites are ascertained to be rich in Na, while the post-tectonic granites are rich in K (cf. e.g. H. G. BACKLUND 1943, H. H. READ 1949). The cause of this phenomenon cannot be traced back to original differences between the granitized sediments. Accordingly, we are here concerned either with a differential mobilization or with an occurrence of magmatic crystallization differentiation. According to petrochemical comparisons made by J. HALLER (1953, pp. 142–153), syntectonic granites appear to be related to the post-tectonic types. This might indicate that also the separation into Na-rich and K-rich granitization fluids should be ascribed to such a process.

An earlier phase of the late- to post-tectonic granite intrusions issued a comprehensive infiltration of the country rock which led to the formation of migmatites rich in K.

In the metamorphic pelitic-psammitic sediments an association of biotite, garnet, disthene, and sillimanite is predominant. This is a typical feature of areas of intensive regional metamorphism. The mineral association of the pelitic-psammitic and all the other rocks corresponds to the amphibolite facies (see p. 51). The metamorphism in Nathorst Land was in general more intensive than in the adjoining areas to the north.

The minerals originating during the high-grade metamorphism were later on transformed epi-thermically. Chloritisation of biotite and sericitisation of feldspar, disthene, and sillimanite are very frequently met with, but differ in intensity locally. Quite naturally, epi-metamorphism set in as a result of the decrease of heat after the orogeny, but in addition hydrothermal solutions must have been in action locally during a later phase of the ultrametamorphism.

The migmatisation was very intense, especially in the western part of Nathorst Land. Here a huge migmatite complex occurs, which continues as far as Nordvestfjord. The tectonics are developed as plastic folds and arches. Bands of marble and amphibolite were folded together with the migmatitic gneisses. We are here dealing with the metamorphic Calcareous-argillaceous series (Marble series, see p. 11), which remained unaffected by the ultrametamorphism. By the aid of the marble bands it was possible to classify the structural forms and to connect the individual folds with one another.

East of this huge migmatite complex, the metamorphic pelitic-psammitic rocks were folded together with the ultra-metamorphic gneisses. Isoclinal folds were observed near Furesø. Here, however, the structure was less plastic, and shearing zones can frequently be observed.

Between the folds at Furesø and the purely plastic structure in the western migmatite complex there is a transitional zone. Between marked

shearing zones the rocks are plastically folded, and the limbs of the folds are drawn out along these planes. We are here concerned with a transitional zone where only part of the rocks could be migmatised and on this account acquire the necessary plasticity.

This change of the character of the folding structure is connected with an alteration of the trend of the axes of the folds. In the western migmatite complex the general trend of the axes is W—E, only the axes of the culminations run N—S. East of the transitional zone, however, the axes strike generally N—S to NNW—SSE. This shows that the movements were different in the two stockwerks. The migmatite stockwerk played an active role in the orogeny. By its influence the higher stockwerks were laid down in folds whose axes run parallel with the culminations. The movements in the migmatite complex itself were largely independent. As to the general westward inversion of the folds of the higher stockwerks we must, in addition, count upon a tangential pressure from the east.

Post-tectonic zones of movement are rare within the western migmatite complex. The mylonite zones and faults north of Nathorsts Land are here less typically developed. As faint post-crystalline ruptures are visible in many migmatitic gneisses, the faults seem to have been split up.

LITERATURVERZEICHNIS

M.o.G. = Meddelelser om Grønland

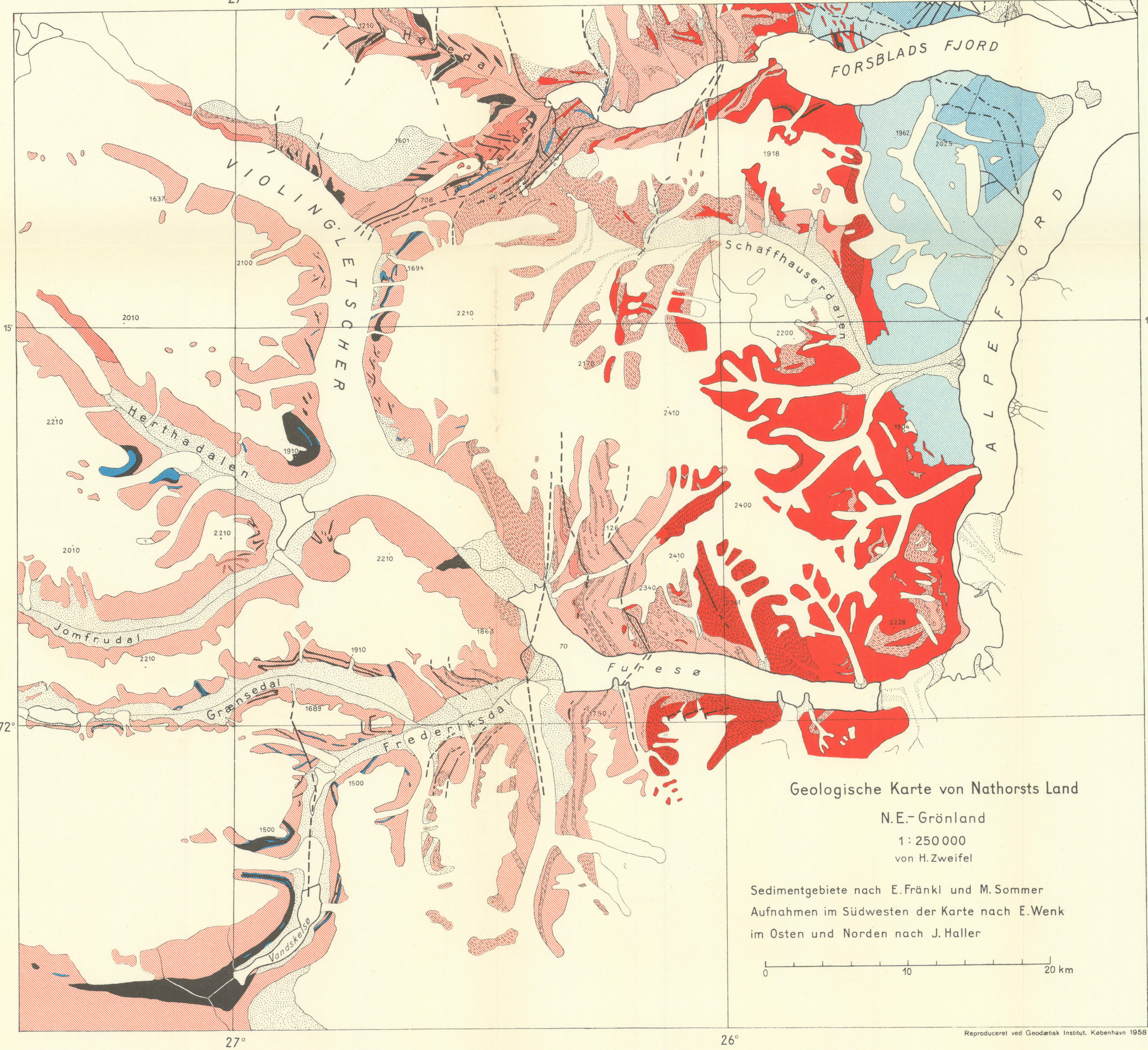
- BACKLUND, H. 1930. Contributions to the Geology of Northeast Greenland, M.o.G. Bd. 74, XI, København.
- 1932. Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Joseph Fjord. M.o.G. Bd. 87, Nr. 4, København.
- 1936. Der »Magmaaufstieg« in Faltengebirgen. C.R. de la Soc. geol. de Finlande. Nr. IX.
- BEARTH, P. 1952. Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N.F., 96. Liefg., Bern.
- BÜTLER, H. C. H. 1940. Übersicht über die devonischen Bildungen nördlich des Davysundes in Ostgrønland, Mitt. Naturf. Ges. Schaffh. Bd. XVI, Nr. 5, Schaffhausen (Herausgegeben Okt. 1939).
- 1940. Das devonische Faltungsgebiet nördlich des Moschusoksefjordes in Ostgrønland, M.o.G. Bd. 114, Nr. 3, København.
- 1948. Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Josefs Fjord in Ostgrønland, Mitt. Naturf. Ges. Schaffh. Bd. XXII, 1947—48, Schaffhausen.
- EHA, S. 1953. The Pre-Devonian Sediments on Ymers Ø, Suess Land, (East Greenland) and their Tectonics, M.o.G. Bd. III, 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-Andrées Land. M.o.G. Bd. 113, Nr. 4, København.
- 1953b. Die Geologische Karte von Nord-Scoresby Land (NE-Grønland), M.o.G. Bd. 113, Nr. 6, København.
- HALLER, J. 1953. Geologie und Petrographie von West-Andrées und Ost-Fränkels Land (NE-Grønland), M.o.G. Bd. 113, Nr. 5, København.
- 1955. Der »Zentrale Metamorphe Komplex« von NE-Grønland, Teil I (Die Geologische Karte von Suess Land, Gletscherland und Goodenoughs Land), M.o.G. Bd. 73, Nr. 3, København.
- 1956. Geologie der Nunatakker Region von Zentral-Ostgrønland zwischen 72°30' und 74°10' n. Br., M.o.G. Bd. 154, Nr. 1, København.
- 1958. Der »Zentrale Metamorphe Komplex« von NE-Grønland, Teil II (Die Geologische Karte der Staunings Alper und des Forsblads Fjordes), M.o.G. Bd. 154, Nr. 3, København.
- HIETANEN, A. 1956. Kyanite, Andalusite, and Sillimanite in the Schist in Boehls Butte Quadrangle, Idaho. Am. Mineral., Vol. 41, Nr. 1, S. 1—27, Ann Arbor.
- HUBER, W. 1950. Geologisch-Petrographische Untersuchungen in der inneren Fjordregion des Kejser Franz Josefs Fjordsystems in Nordostgrønland, 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.
- 1954. Einige Bemerkungen zur Lithologie und Stratigraphie der Tillitprofile im Gebiet des Kejser Franz Josephs Fjord, Ostgrönland. M.o.G. Bd. 72, 2. Afd., Nr. 4, København.
- KOCH, L. 1929. Geology of Greenland, Nr. 1. The Geology of East Greenland, Nr. 2, Stratigraphy of Greenland, M.o.G. Bd. LXXIII, København.
- 1930. Die Tektonische Entwicklung Grönlands, Geol. Rundschau Bd. 21, Heft 5, S. 345—347, Stuttgart.
- 1935. Geologie von Grönland, in Geologie der Erde, Verlag Gebr. Bornträger, Berlin.
- 1936. Über den Bau Grönlands, Geol. Rundschau Bd. 27, Heft 1, S. 9—30, Stuttgart.
- MEHNERT, K. R. 1953. Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald, Neues Jb. Mineral. Abh., Bd. 85, Nr. 1, S. 59—140, Stuttgart.
- READ, H. H. 1955. Granite Series in Mobile Belts, in Crust of the Earth (A Symposium), Geol. Soc. America, Special Paper 62, p. 409—430, 1955, Baltimore.
- REYNOLDS, D. L. 1947. The association of basic fronts with granitisation. Science Progress. Vol. 35. Nr. 139, London.
- SOMMER, M. 1956. Geologie von Lyells Land (NE-Grönland), M.o.G. Bd. 155, Nr. 1, København.
- WEGMANN, C. E. 1955a. 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, S. 305—350, Stuttgart.
- 1936. Geologische Merkmale der Unterkruste, Geol. Rundschau Bd. 27, Heft 1, S. 43—47, Stuttgart.
- WENK E. und HALLER J. 1953. Geological Explorations in the Petermann Region, western part of Fränkels Land, M.o.G. Bd. 111, Nr. 3, København.
- WENK, E. 1954a. Forschungen im Gebiete 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.
- WIMMENAUER, W. 1950. Cordieritführende Gesteine im Grundgebirge des Schauinslandgebietes (Südlicher Mittelschwarzwald), Neues Jb. Mineral. Abh., Bd. 80 Abt. A. S. 375—436, Stuttgart.

TAFELN

Tafel 1.

Geologische Karte von Nathorsts Land. 1:250.000



Legende:

- Synorogene migmatitische Gneisse
- Synorogene Quarzdiorite bis Diorite u. Granite
- Metamorphe pelitische bis psammitische Gesteine
- Marmor
- Amphibolit
- Spät bis postorogene Granite
- Saure Ganggesteine
- Kalireiche phlebitische bis nebulitische Mischgesteine
- Basische Gänge (Metabasite)
- Nicht metamorphe Sedimente der unteren Eleonore Bay Formation
 - Obere Tonig-sandige Serie
 - Untere Sandig-tonige Serie
- Verwerfungen, Mylonitzonen, Scherflächen
- Quartär

Geologische Karte von Nathorsts Land
N.E.- Grønland
1: 250 000
von H. Zweifel

Sedimentgebiete nach E. Fränkl und M. Sommer
Aufnahmen im Südwesten der Karte nach E. Wenk
im Osten und Norden nach J. Haller

0 10 20 km

Tafel 2.

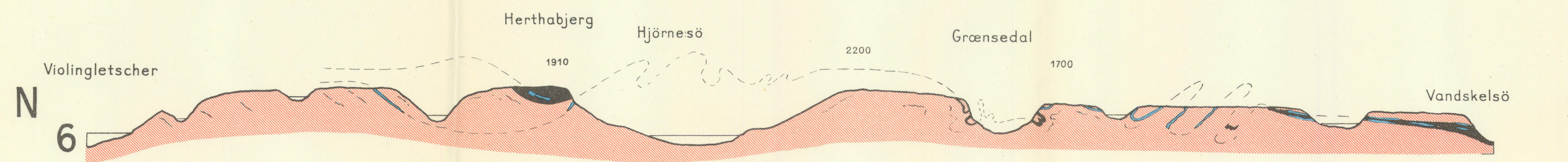
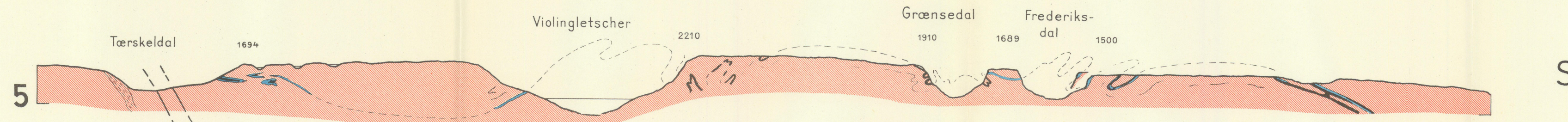
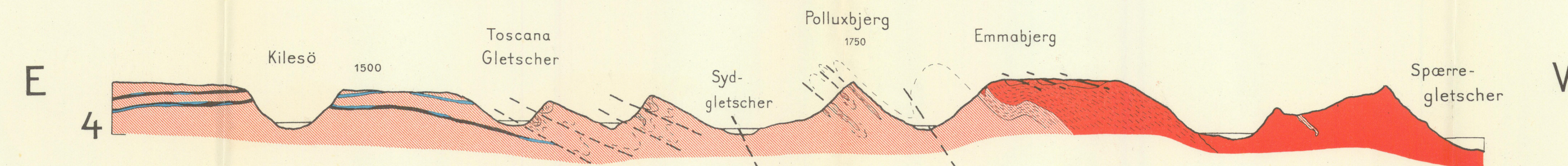
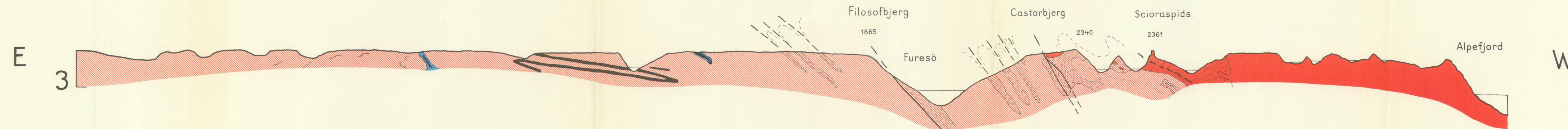
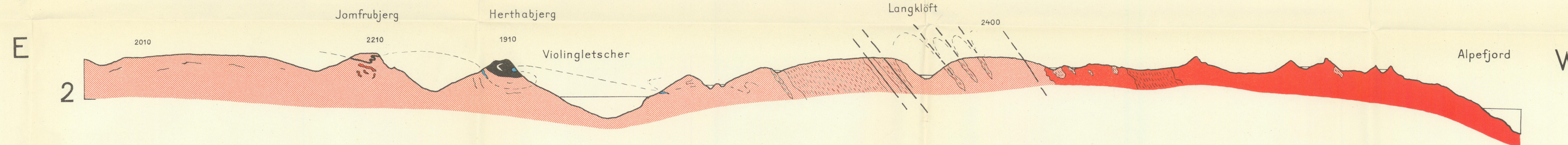
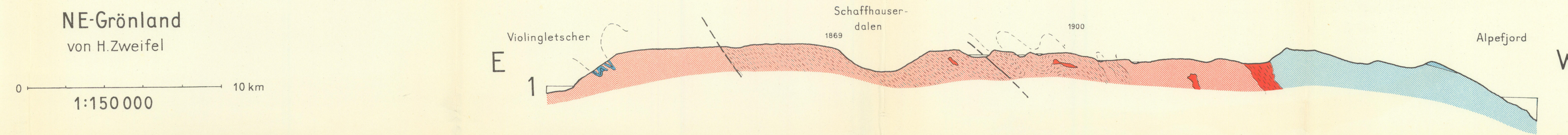
Geologische Profile durch Nathorsts Land. 1:150.000.

Geologische Profile durch Nathorsts Land

Pl. 2.

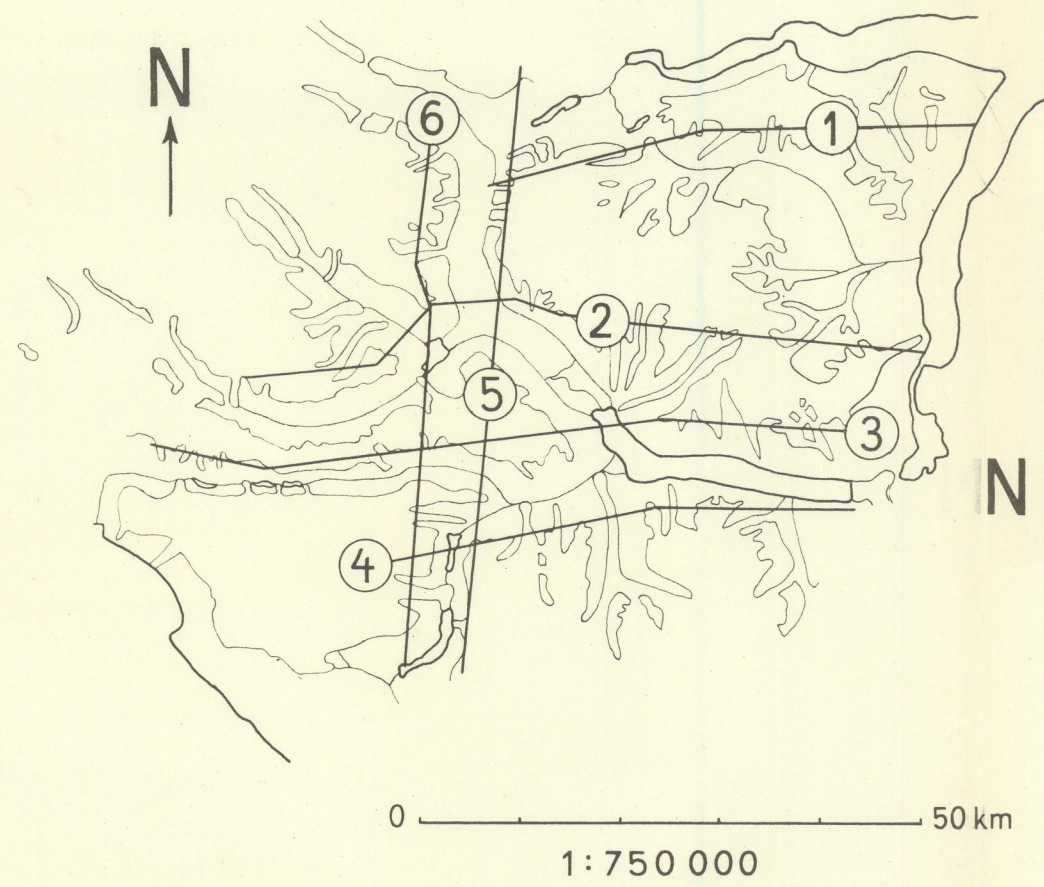
NE-Grönland
von H. Zweifel

0 10 km
1:150 000



Legende:

- Synogene migmatitische Gneisse
- Synogene Quarzdiorite bis Diorite u. Granite
- Metamorphe pelitische bis psammitische Gesteine
- Marmor
- Amphibolit
- Spät bis postorogene Granite
- Saure Ganggesteine
- Kalireiche phlebitische bis nebulitische Mischgesteine
- Basische Gänge (Metabasite)
- Nicht metamorphe Sedimente der unteren Eleonore Bay Formation
- Obere Tonig-sandige Serie
- Untere Sandig-tonige Serie
- Verwerfungen, Mylonitzonen, Scherflächen



Tafel 3.

Strukturkarte von Nathorsts Land. 1:250.000.

