

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 151 · Nr. 3

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947–51

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE
UNTERSUCHUNGEN

IN DER INNERN FJORDREGION DES
KEJSER *FRANZ JOSEPHS* FJORDSYSTEMS
IN NORDOSTGRØNLAND

VON

WALTER HUBER

MIT 22 FIGUREN IM TEXT UND 1 TAFEL

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI

1950

INHALT

| | Seite |
|--|-------|
| Vorwort | 5 |
| I. Einleitung und Überblick | 7 |
| II. Die Kontaktverhältnisse im Osten des »Metamorphen Komplexes«.... | 11 |
| 1a. Die Kontaktverhältnisse zwischen dem Nanortalikdal und dem Sonklardal am Südufer des Antarcitics Sundes auf Suess Land..... | 11 |
| 1b. Die schwach metamorphe Quarzitserie der Eleonore Bay Formation, sowie die ausgesprochenen Schergesteine westlich Nanortalik..... | 14 |
| 2. Die Kontaktverhältnisse beim Junctiondal am Südufer von Andrées Land, sowie einige Beobachtungen am Kap Mohn | 21 |
| 3. Die Kontaktverhältnisse am Ende des Geologfjordes | 26 |
| 4. Die Kontaktverhältnisse am Kap Buxtorf im Kempes Fjord..... | 28 |
| 5. Die Kontaktverhältnisse am Kap Hedlund und im Rhedins Fjord. | 31 |
| III. Die Kontaktverhältnisse im Westen des »Metamorphen Komplexes«... | 32 |
| 1. Die Hagargruppe im Knækdalen | 36 |
| 2. Die Petermannserie..... | 39 |
| IV. Die Isfjordzone, Physiographie und Genesis | 46 |
| 1. Physiographie der Gesteine aus der Isfjordzone | 47 |
| a. Gesteine ohne vollständige Umwandlung und Stoffzufuhr..... | 48 |
| aa. Quarzite und Feldspatquarzite s. l. | 49 |
| bb. Marmore | 53 |
| cc. Strahlsteinschiefer | 55 |
| dd. Kalksilikatgesteine | 55 |
| b. Gesteine mit Stoffzufuhr, Gneise und Amphibolithe s. l., sowie eventuelle Eruptiva..... | 56 |
| aa. Biotitgneise..... | 56 |
| bb. Zweiglimmergneise..... | 60 |
| cc. Granat-Biotit-Hornblende-Gneise und Amphibolithe s. l.... | 60 |
| c. Gesteine, deren Entstehung nicht autochthon ist (Intrusiva)... | 63 |
| aa. Granite | 63 |
| bb. Pegmatite | 64 |
| cc. Bronzitfelse | 65 |
| V. Die Sylva Maria Gruppe, Physiographie und Genesis..... | 67 |
| a. Gneise, Alkalifeldspatgneise | 67 |
| b. Granat-führende und Hornblende-führende Gneise..... | 70 |
| c. Diopsid-führende Gneise und Felse | 71 |
| VI. Einige Bemerkungen zu den subcambrischen Tilliten. | 72 |
| VII. Kurze Zusammenfassung | 79 |
| VIII. Literaturangabe | 81 |

VORWORT

Im Folgenden wird ein Teil der Ergebnisse, die ich während der Überwinterungsperiode 1947—1948 im Gebiete des Kejsers Franz Josephs Fjord gewinnen konnte, bekannt gegeben. Dies sind die ersten Untersuchungen, welche während einer Überwinterung in Nordostgrönland nach dem Kriege ausgeführt werden konnten. Es muss deshalb vorweggenommen werden, dass diese Arbeit leider nicht in allen Teilen die gewünschten Erfolge zeitigte. Dies hängt mit den besonderen Umständen nach dem Kriege zusammen. Aus diesem Grunde waren die Zirkulationsmöglichkeiten, insbesondere während der wertvollen eis- und schneefreien Zeit, stark eingeschränkt. Es erübrigt sich im Weiteren von Neuem auf die Schwierigkeiten, wie Zugänglichkeit wichtiger Gebiete sowie Witterungs- und Schneeverhältnisse einzugehen.

Auf einen ausführlichen geschichtlichen Überblick und eine vollständige Aufzählung der Literatur, welche die Arbeit nicht unmittelbar berührt, kann — da dies bereits verschiedentlich geschehen ist — verzichtet werden.

Dem Expeditionsleiter, Herrn Dr. LAUGE KOCH, danke ich aufs Herzlichste für die Ermöglichung, einige interessante Probleme der Geologie und Petrographie Nordostgrönlands, das Leben in der Arktis, sowie die wundervolle Natur des Landes aus eigener Anschauung kennen gelernt zu haben. Zu grossem Dank bin ich POVEL POVELSEN aus Kopenhagen und HANS RUEDI KATZ aus Zürich verpflichtet, die mich auf einzelnen meiner Reisen begleiteten und für mich wertvolle zeichnerische Arbeiten ausführten. Meinem schweizerischen Begleiter und Überwinterungskameraden, SILVIO EHA aus Pontresina, danke ich für die treue Freundschaft im Lager Nanortalik und auf der Station Ella Ø, wo wir zusammen mit dem Telegraphen Bestyrer AAGE DELEMOS aus Kopenhagen, während der Polarnacht manch unterhaltsame Diskussion hatten. Ferner sei an dieser Stelle den stets fröhlichen und hilfsbereiten grönländischen Schlittenführern und Wegbegleitern, PAVEA und EBANITZER OLSEN aus Akunâq, die sich ausserdem als ausgezeichnete Träger bewährten, ferner KRISTIAN KUNAK aus Scoresbysund, auf das Herzlichste gedankt.

Zürich, Januar 1950.

WALTER HUBER.

I. EINLEITUNG UND ÜBERBLICK

Das hier beschriebene Gebiet fällt in den Raum des Keiser Franz Josephs- und Kong Oscars Fjordkomplexes zwischen dem 72. und 74. Breitengrad und betrifft hauptsächlich die inneren Fjordregionen. Die Hauptaufgabe war das nähere Studium der Kontakte zwischen der sedimentären, praecambrischen Eleonore Bay Formation und dem »Metamorphen Komplex« der inneren Fjorde, sowie der praecambrischen Petermannserie, damit verbunden eine Profillegung durch die besagten Zonen. In Bezug auf die stratigraphische Gliederung der Eleonore Bay-Formation musste vollständig auf die Arbeiten von TEICHERT (45) und BÜTLER (11), sowie auf eigene fragmentarische Beobachtungen abgestellt werden. Bis heute stehen leider noch keine genauen stratigraphischen Profile zur Verfügung, bei denen dem petrographischen (beziehungsweise chemischen) Charakter der einzelnen Glieder einigermaßen Rechnung getragen wird. Es ist dies, wie sich später zeigen wird, ein sehr bedauerlicher Umstand, da die kontinuierlichen Übergänge der metamorphen Gesteine in die nicht metamorphen sedimentären Gesteine an den verschiedenen Kontakten in stratigraphisch verschiedenen Horizonten der Eleonore Bay Formation einsetzen. Daher ist eine exakte Parallelisation der kristallinen Isfjordzone zur Eleonore Bay Formation, beziehungsweise Petermannserie vorläufig nur in grossen Zügen möglich. Hier sei festgestellt, dass, bei den oben gewünschten Voraussetzungen, an eine Lösung dieses Problems gegangen werden könnte. Mit der soeben gemachten Feststellung wurde bereits eine Schlussfolgerung dieser Arbeit vorweggenommen, welche besagt, dass ich mich in Bezug auf das Alter des »Metamorphen Komplexes« den Auffassungen von BACKLUND (1, 2), WEGMANN (49), MITTELHOLZER (31) etc. angeschlossen habe, das heisst die metamorphosierenden Vorgänge zeitlich ins Kaledon stelle. Ich möchte an dieser Stelle nicht unterlassen, auf die ausgezeichneten petrographischen Bedingungen aufmerksam zu machen, welche in dieser Gegend ermöglichen, die Art der metamorphosierenden Vorgänge als allgemeines Problem zu studieren. Hiefür sind ausgezeichnete Zirkulationsmöglichkeiten jedoch unerlässlich. Da im Jahre 1947/48 dieselben äusserst schlecht waren, möchte ich diese Probleme nur streifend behandeln. Ich bin mir dabei der Unvollständigkeit der diesbezüglichen Beob-

achtungen voll bewusst. In Bezug auf die metamorphen Gesteinszonen stützt sich die Arbeit auf die jüngsten Publikationen von H. G. BACKLUND (1, 2), C. E. WEGMANN (49) und A. E. MITTELHOLZER (31). Als weiterer Untersuchungsgegenstand wurde eine teilweise nomenklatorische Frage, die praecambrischen »Tillite« betreffend, kurz behandelt.

Als Kartenmaterial wurden die vom geodätischen Institut in Kopenhagen in entgegenkommender Weise zur Verfügung gestellten Aufnahmen im Masstab 1 : 250.000 und davon eine Vergrößerung derselben auf 1 : 100.000 benützt, ferner konnten für das Knækdalen im innersten Kejser Franz Josefs Fjord die Spezialaufnahmen der LOUISE BOYD (5) Expedition (Masstab 1 : 10.000) verwendet werden. Des Weiteren standen vom geodätischen Institut in Kopenhagen hergestellte Luftaufnahmen zur Verfügung. Dabei möchte ich erwähnen, dass insbesondere im Frühjahr bei niedrigem Sonnenstand die Verwendbarkeit der Photos (wie im Felde kontrolliert werden konnte) für photogeologische Eintragungen nur sehr beschränkt war.

In einer erst kürzlich erschienenen Arbeit gibt HCH. BÜTLER (11) eine ausgezeichnete Übersicht über die geologischen Verhältnisse, z. T. auch des hier in Frage stehenden Gebietes. Trotzdem muss, soweit es diese Arbeit erfordert, auch hier ein kurzer Überblick den eigentlichen Beobachtungen vorausgeschickt werden.

Die Ostküste Grönlands ist durch gewaltige Fjorde reich gegliedert, das Untersuchungsgebiet ist durch die beiden grossen, bis ca. 200 km ins Landesinnere vordringenden Fjordsysteme des Kejser Franz Josefs- und Kong Oscars Fjord tief durchschnitten. Diese Fjorde mit ihren, besonders im Innern äusserst steilen Wänden begünstigen die Ausführung von geologischen und tektonischen Untersuchungen. Die steilen, gut aufgeschlossenen Fjordwände gestatten einen guten Einblick in den Bau des im Innern wohl penenplisierten und eisbedeckten Untergrundes. Es ist dies wohl mit ein Grund, warum gerade dieser Fjordkomplex zu den geologisch bestbekannten Gebieten ganz Grönlands gehört.

Im Kejser Franz Josefs Fjordsystem sind grosse Teile des kaledonischen Orogens, wie »Metamorpher Komplex«, praecambrische Eleonore Bay Formation, cambrosilurische Sedimente und devonische Molasse aufgeschlossen. Das kaledonische Alter der Metamorphose wurde insbesondere durch BACKLUND (2) und WEGMANN (49) in eindrucklicher Art und Weise bewiesen, während die englischen und deutschen Forscher PARKINSON (33), WORDI (56), WHITTARD (33), TEICHERT (45) und andere das gesamte, unter den nicht metamorphen Sedimenten der Eleonore Bay Formation auftretende Kristallin für praecaledonisch (archaisch) hielten. Nach Osten führen carbonische, permische, triasische und kretazische Sedimente in einer Schollentreppe zum Kontinentalrand. Diverse Kristallinkomplexe sind von ihrer Sedimenthülle ent-

blösst; es sind dies beispielsweise der caledonische »Metamorphe Komplex« der Inneren Fjorde, welcher vom Gaasefjord (im Innern des Scoresbysund Fjordes) ungefähr der Küste parallel verläuft und dieselbe ungefähr bei der Kuhn Ø erreicht (WEGMANN (51)). Ein »Metamorpher Komplex« gleicher Provenienz ist im Liverpool Land dem Jameson Land vorgelagert (KOCH (23) und KRANCK (26a)). Verschiedene kleinere Vorkommen, z. Teil permischen z. Teil fraglichen Alters, treten im Hudson Land und auf der Gauss Halvø auf. Jüngere posttriasische Eruptivkomplexe liegen im Westen der Traill Ø, sowie in den Werner Bjerger und Pictet Bjerger in Scoresby Land; dazu treten die Basaltvorkommen (BACKLUND und MALMQUIST (3 a)), welche über weite Gebiete der äussern Fjorde anzutreffen sind.

Der innere »Metamorphe Komplex« ist im Westen durch die praecambrischen Sedimente der heute noch sehr wenig bekannten Petermannserie begrenzt. Der Übergang dieser beiden Serien konnte im Laufe des Sommers 1948 während kurzer Zeit in einem einzigen Profil längs dem Knækdalen etwas näher untersucht werden. Der Ostrand dieses Komplexes wurde an sechs, sich auf ca. 150 km verteilenden Lokalitäten (Geologfjord, Kejser Franz Josephs Fjord, Kempes Fjord) genauer untersucht. Leider wurde der Zutritt zu den wichtigen, sonst leicht zugänglichen Kontakten im Gebiete des Segelsällskapets Fjord und Skeldal durch grosse Schneemengen während der Schlittenreisen im Frühjahr 1948 verunmöglicht. Die ins Praecambrium gestellte Eleonore Bay Formation erfuhr ihre erste eingehendere Beschreibung durch L. KOCH (22, 24). In der Folge untersuchte C. TEICHERT (45) besonders die Bunte Serie im Rahmen seiner tektonischen Arbeiten. WEGMANN (49), BÜTLER (11) und andere beschrieben die Eleonore Bay Formation lediglich soweit sie durch den Hauptgegenstand ihrer Untersuchungen darauf angewiesen waren. Im Moment sind S. EHA, H. R. KATZ und E. FRÄNKL mit Untersuchungen in der Eleonore Bay Formation beschäftigt. Die Ansichten über die Mächtigkeit der Eleonore Bay Formation gehen stark auseinander und sind bei WEGMANN (49) einander gegenüber gestellt. Faciesunterschiede von weit auseinander liegenden Punkten sind ebenfalls kaum untersucht. BÜTLER (11) kommt anhand von Profilkonstruktionen auf den neuesten Wert und gibt für die

Kalk-Dolomit-Serie ca. 2000 m

Bunte Serie ca. 2000 m an.

Die darunter liegende Quarzit-Serie schätze ich wesentlich grösser als 2900 m¹⁾ Fussnote.

¹⁾ Die Mächtigkeiten der Eleonore Bay Formation dürften in den neueren Arbeiten weitere Abänderungen erfahren; besonders ist eine grössere Mächtigkeit der Quarzitserie zu erwarten.

Der alte Untergrund, auf welchen die Eleonore Bay Formation abgelagert wurde, ist bis heute nirgends aufgefunden worden. BACKLUND (2) und WEGMANN (49) nehmen an, dass der unter der Eleonore Bay Formation liegende »Metamorphe Komplex« der Innern Fjorde jünger ist als die darüber liegenden Sedimente und dass grosse Teile des heute kristallinen Materials der Eleonore Bay Formation angehörten und ihre Umwandlung in der Zeit der caledonischen Bewegungen erfolgte. Im Gegensatz dazu stehen PARKINSON (33), WORDI und WHITTARD (56), ODELL (30) und TEICHERT (45), welche diese Umwandlung einer prä-cambrischen, das heisst vorcaledonischen Metamorphose zuschreiben und eine Überschiebung der Eleonore Bay Formation längs einer Bewegungsfläche annehmen.

Der »Metamorphe Komplex« (oder auch »Kristalline Komplex« genannt) wurde durch WEGMANN (49), BACKLUND (1, 2), ODELL (30) und weiter im Norden durch MITTELHOLZER (31) beschrieben. WEGMANN unterscheidet die folgenden, hauptsächlich aus tektonischen Erwägungen unterschiedenen Gruppen:

- Marginal Granit, weisse Granite, hauptsächlich am Rande des »Metamorphen Komplexes« auftretend;
- Isfjordzone, Metamorphite mit nicht vollständiger Stoffzufuhr, das Dach der Sylva Maria Gruppe bildend;
- Hagar Gruppe, im Westen des »Metamorphen Komplexes« das Gegenstück der Isfjordzone bildend;
- Emilie Gruppe, dieselbe wurde in der vorliegenden Arbeit nicht berührt;
- Sylva Maria Gruppe, hauptsächlich aus Metamorphiten mit sehr bedeutender Stoffzufuhr gebildet.

Die Physiographie und, soweit möglich, Genesis solcher kristalliner Gesteine erfolgt hier in den entsprechenden Kapiteln. Der im Westen liegende Kontakt zwischen der praecambrischen, sedimentären Petermannserie und dem »Metamorphen Komplex« zeigt weitgehende Analogien mit den Kontaktverhältnissen im Osten. Zur Kenntnis der Petermannserie und der östlich anschliessenden schwach metamorphen Zonen des »Metamorphen Komplexes« (Hagar Gruppe) kann in dieser Arbeit ein weiterer Beitrag gegeben werden.

II. DIE KONTAKTVERHÄLTNISSE IM OSTEN DES »METAMORPHEN KOMPLEXES«

1 a. Die Kontaktverhältnisse zwischen dem Nanortalikdal und dem Sonklardal am Südufer des Antarcics Sundes auf Suess Land.

Die hier beschriebenen Beobachtungen beziehen sich auf das Küstenprofil (Fig. 1) bei der Fjordgabelung, Kejser Franz Josephs Fjord — Antarctic Sund, ungefähr 4 km westlich der Flussmündung des Nanortalikdals, ferner wurden die Kontaktverhältnisse auch im von Westen kommenden Seitentale genauer untersucht. Sie erwiesen sich als analog wie am Fjordufer selbst, durch Schuttbedeckung jedoch weniger deutlich und schwerer zugänglich, so dass ich auf eine eingehende Lokalbeschreibung verzichte. Die hier vorliegende Kontaktstelle zwischen Eleonore Bay Formation und Kristallin wurde wiederholt besucht und ist in den Arbeiten von BACKLUND, PARKINSON und WHITTARD, sowie TEICHERT kurz beschrieben. Das Profil Fig. 1, vom Kap Mohn aus aufgenommen, zeigt im Osten des Nanortalikdals bei Pkt. 1044 die Reste des Cambro-Ordoviziums in Form von bunten (vorwiegend roten), schiefrigen und teilweise tonigen Kalken. Darunter liegen die praecambrischen Tillite und die kalkig-dolomitischen Bänke der Kalk-Dolomit-Serie der praecambrischen Eleonore Bay Formation. C. TEICHERT (45, p. 93) stellt die geologischen Verhältnisse zweifellos sehr generell dar; so zeichnet er einen direkten Kontakt der Kalk-Dolomit-Serie mit den Gneisen des »Metamorphen Komplexes«. Das stratigraphische Profil zwischen dem eigentlichen Kristallinkontakt und dem Nanortalikdal zeigt jedoch eine Zusammensetzung, die weder der Kalk-Dolomit-Serie noch der »Bunten Serie« entsprechen kann. Dem Talgrunde des Nanortalikdals muss eine tektonische Störung (Verwerfung) folgen (was zum mindesten in der Bachschlucht angedeutet ist), denn westlich dieses Tales treten schwach metamorphe Glieder der Quarzit-Serie der Eleonore Bay Formation auf und zwar in einer Mächtigkeit von ungefähr 2800 m. Unmittelbar westlich der Mündung von Nanortalikdal wechsellagern Quarzite von grüner, weisser und brauner Farbe. Dieselben streichen mit

28° E. und fallen ungefähr mit 45° nach Süden. Die sehr feinkörnigen Quarzite besitzen im Wesentlichen eine ausgezeichnete Polygonalstruktur, zeigen also gegenüber den nicht metamorphen praecambrischen Quarziten der »Bunten Serie« oder auch der Quarzit-Serie eine beginnende Metamorphose. Bei reinen Quarziten ist der Grad der Metamorphose natürlich nicht näher bestimmbar, sondern kann lediglich anhand von Einschlüssen ermittelt werden (vergleiche Beschreibung). Unreinere Quarzite, welche als einzelne Lagen oder Knauer auftreten, zeigen mit Annäherung zum Kontakt mit den ausgesprochen kristallinen Gesteinen, eine zunehmende Intensität der Metamorphose und geben deutliche Hinweise auf den zunehmenden Grad der Metamorphose. Als eigentliche Kontaktfläche wurde ein ausgeprägter Mylonit bis Ultramylonit gewählt, dessen Mächtigkeit ungefähr 2—5 m misst. In diesen Mylonit eingeschleppt lassen sich die nur schwach metamorphen Gesteine der Quarzit-Serie der Eleonore Bay Formation und die, eine Stoffzufuhr aufweisenden Glieder der Isfjordzone (Zweiglimmergneise) einwandfrei nachweisen. Eine bedeutende Stoffänderung fehlt in den östlich dieses Hauptmylonit gelegenen Quarziten vollständig, während sie in den westlich davon gelegenen Gneisen, Amphibolithen etc. sehr deutlich wird. Westlich des Hauptmylonits beginnt die äusserste Zone des »Metamorphen Komplexes«, welche durch WEGMANN (49) Isfjordzone genannt wurde. Die Isfjordzone stellt im Detail eine äusserst komplexe Einheit dar, deren Beschreibung in einem eigenen Kapitel erfolgt. Die Metamorphoseerscheinungen der praecambrischen Eleonore Bay Formation beginnen unmittelbar westlich dem Nanortalikdal und werden nach dem Kejser Franz Josefs Fjord hin immer intensiver, stellen also einen kontinuierlichen Übergang einer nicht metamorphen Serie in eine höchst metamorphe Kristallinserie mit Stoffzufuhr dar, bei der im Extremen lediglich die Lagerung und teilweise der reliktsche Mineralbestand den sedimentären Ursprung des Ausgangsmaterials verraten. Die Grenzziehung zwischen der nicht oder nur schwach metamorphen Eleonore Bay Formation und dem »Metamorphen Komplex« ist also bis zu einem gewissen Grad eine willkürliche, denn innerhalb der Isfjordzone sowie der Eleonore Bay Formation sind Mylonite und Ultramylonite und insbesondere in der letzteren Scherflächen häufig. Die vorgenommene Grenzziehung ist durch die Tatsache einer wenig westlich auftretenden Stoffzufuhr, sowie durch den Hauptmylonit einigermaßen gerechtfertigt. PARKINSON & WHITTARD (33), TEICHERT (45) und andere hatten die Mylonite als Kontaktflächen einer reinen Überschiebung und die randlichen Metamorphoseerscheinungen als direkte Folge davon gedeutet. H. G. BACKLUND (1, 2) hat in sehr klarer und eindeutiger Weise dargelegt, dass eine Deutung der Kontaktphänomene in dieser Weise nicht stichhaltig ist. Kontaktwirkungen von über 2500 m Distanz, lediglich

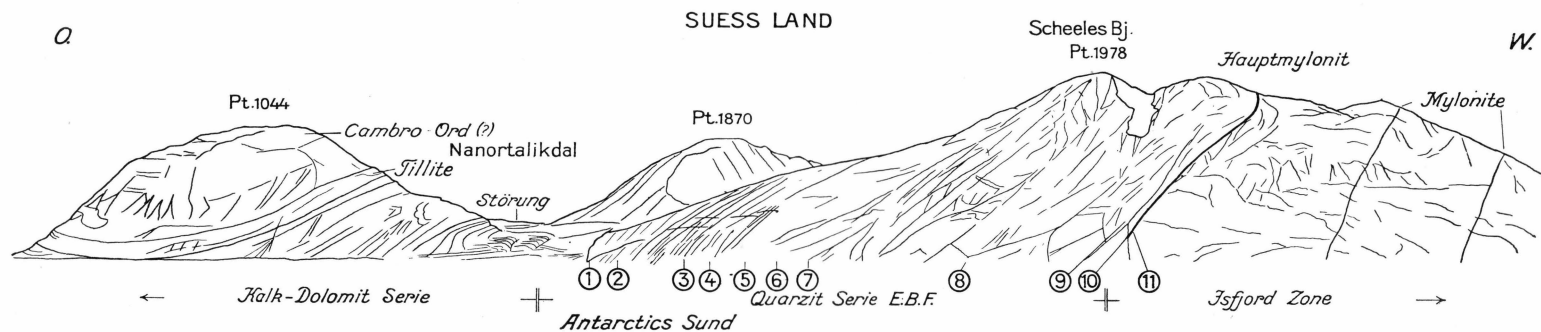


Fig. 1: Ansichtsskizze auf das Südufer des Antarcitics Sundes, aufgenommen vom Kap Mohn. Die Nummern bezeichnen die Probenentnahmestellen zu den auf Seite 14 beginnenden Detailbeschreibungen.

durch einen Überschiebungsvorgang verursacht, sind sehr unwahrscheinlich. Die Mylonite und Ultramylonite zeigen in erster Linie eine destruktive (kataklastische) Metamorphose, ohne die Spuren einer nachträglichen, intensiven Metamorphose, wie sie den flankierenden Gesteinen eigen ist, zu zeigen. Die mikroskopische und makroskopische Struktur der Mylonite weist deutlich auf eine kalte Überschiebung der Eleonore Bay Formation-Quarzite am »Metamorphen Komplex«, bzw. einer Hebung des letzteren hin. Diese Phänomene zeigen deutlich, dass die Bildung der Mylonite mit den metamorphosierenden Vorgängen in keinem direkten Zusammenhang steht, also jünger als diese ist. Die mylonitbildenden Bewegungsvorgänge dürften zeitlich und genetisch im Zusammenhang mit den verschiedenen caledonischen und devonischen Faltungsphasen der Eleonore Bay Formation stehen. Die Vererzung innerhalb der Mylonite zeigt ähnliche Provenienz, wie sie längs Störungslinien in der Eleonore Bay Formation oder dem »Metamorphen Komplex« zu finden ist. H. G. BACKLUND diskutiert in einem gesonderten Kapitel das magmatische »mise en place« des »Metamorphen Komplexes« und stellt diese Vorgänge in die Zeit der caledonischen Gebirgsbildungsphase. Die oben gemachten Feststellungen zeigen, dass sie keinesfalls älter als die Quarzit-Serie der Eleonore Bay Formation sein können. Das Fehlen von Komponenten aus dem »Metamorphen Komplex« innerhalb der Tillite (vergleiche Seite 73) bestätigen diese Feststellung. Bis anhin wurde im Wesentlichen die untere Altersbegrenzung des »Metamorphen Komplexes« diskutiert, während die mehr aus tektonischen Erwägungen obere Begrenzung als vorcarbonisch angenommen wurde (taktonische Phase). Bei einer Durchsicht der sedimentpetrographischen Untersuchungen Kleibers wurden diese Schlüsse weiter gestützt. Werden beispielsweise die Schweremineraleuntersuchungen betrachtet, so ist zu erkennen, dass die, für den »Metamorphen Komplex« typischen Mineralien wie Granat, Epidot, Staurolith, Disthen etc. in jünger als devonischen Sedimenten gegenüber den älteren relativ häufig sind. In älteren Gesteinen treten sie stark zurück oder fehlen ganz. Dies lässt den Schluss zu, dass bereits im Devon der »Metamorphe Komplex« für die Erosion zugänglich war. Dadurch ist die Annahme der in die caledonische Gebirgsbildungsphase fallenden »mise en place« des »Metamorphen Komplexes« weiter bestätigt worden.

1 b. Die schwach metamorphe Quarzitserie der Eleonore Bay Formation, sowie der ausgesprochenen Schergesteine westlich Nanortalik.

In der Folge kann eine Beschreibung der leicht metamorphen Serie der Eleonore Bay Formation vom Nanortalikdal bis zum Kontakt

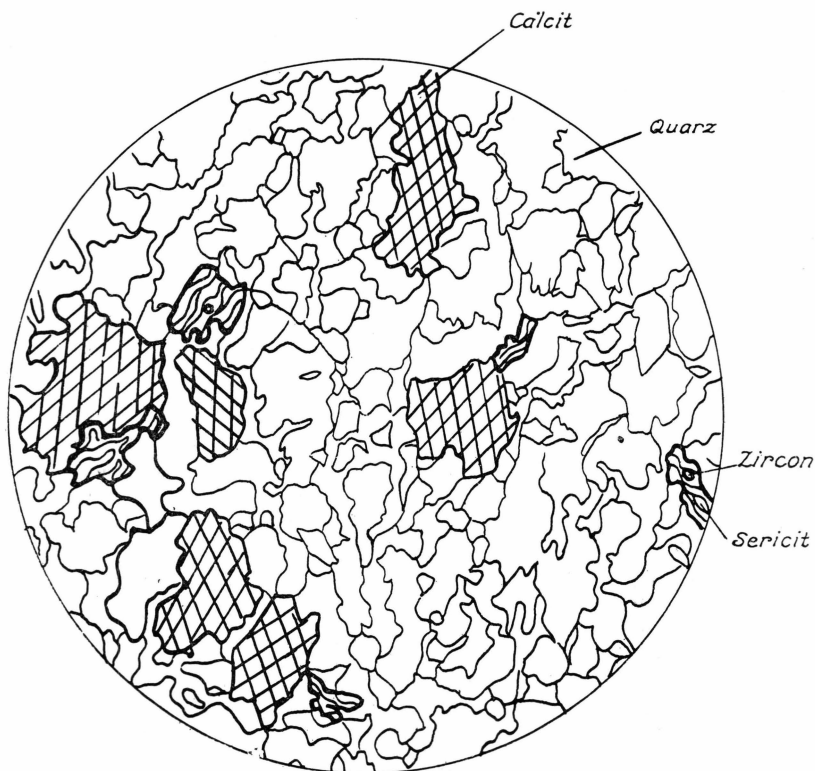


Fig. 2: Dünnschliffbild zu Sericit—Quarzit, Probe No. 1.

gegenüber der Isfjordzone gegeben werden. Die Entnahme der Proben ist aus den Profil (Fig. 1) ersichtlich.

Sericit-Biotit-Quarzit: No. 1 in Fig. 1 und 2.

makroskopisch: weiss, lichtbraun und blassgrün, deutlich gebändert; insbesondere die braunen Bänder zeigen mitunter deutliche Kreuzschichtung. Das Gestein ist felsartig und besitzt muscheligen Bruch.

mikroskopisch: Die sehr reinen Quarzkörner sind lappig-amoebenhaft umgrenzt und löschen nur vereinzelt schwach undulös aus.

Calcit: ist zwickelfüllend und kann teilweise als Bindemittel angesehen werden. Die Metamorphose bewirkte lediglich eine Kornvergrösserung des Calcit.

Sericit: tritt im Allgemeinen in kleinen Schuppen zwischen dem Quarz auf und bildet nur selten etwas grössere Pakete.

Biotit: teilweise als sedimentäre Relikte, teilweise neugebildet, fällt durch seinen grossen Gehalt an pleochroitischen Höfen, kleine Zirkoneinschlüsse umschliessend, auf.

Zirkon: ist nach seiner stets gerundeten Form zu schliessen als

Relikt und nicht als Neubildung zu betrachten. Der Zirkon tritt als Einschlüsse in Biotit, sowie zwischen dem Quarz auf.

Akzessorische Bedeutung hat Apatit und nur sporadisch Turmalin.

Biotit-Sericit-Quarzit: No. 2 in Fig. 1.

makroskopisch: In ausgeprägter Wechsellagerung geht No. 1 in einen deutlich feinplattigen Biotit-Sericit-Quarzit über. Besonders auf den Bankungsflächen liegt ein seidenglänzender Filz von Sericit, während der Biotit kleine (0,5 mm), knotenartige Porphyroblasten bildet. Das Gestein ist grau und wittert weiss-grau, unter Freilegung der Biotite, in Knotenform an. Ruschelzonen halten sich sehr oft an die Lagen dieser Biotit-Sericit-Quarzite.

mikroskopisch: Die kleinen Quarzkristalle sind nur schwach verzahnt und zeigen bereits eine gute Polygonalstruktur. Dazwischen durchwegs in der Schieferungsrichtung eingelagert sind Sericitschuppen.

Biotit: bildet von Quarz stark siebartig durchlöchernte Porphyroblasten, deren Orientierung nur selten quer zur Schieferung steht. Bei sehr kleinem Achsenwinkel zeigt der Biotit sehr starken Pleochroismus für na fast farblos und $n\gamma$ intensiv braun. Wiederum bilden zahlreiche Zirkonkristalle schöne pleochroitische Höfe. Randlich ist der Biotit nicht selten in sehr blassen Chlorit (Pennin) umgewandelt.

Als Akzessorien sind zu nennen die vielen xenomorphen Magnetitkörner, dann vereinzelt idiomorpher Turmalin und Apatit, sehr selten, schlecht verzahnter, zum Teil gerollter Feldspat.

Biotit-Sericit-Quarzit: No. 3 in Fig. 1.

makroskopisch: weiterhin folgt Wechsellagerung von Gesteinen wie 1 und 2 mit Einschliessung dünner Lagen mit zunehmendem Biotit- und bisweilen Hornblende-gehalt. Bereits makroskopisch ist ersichtlich, dass die Hornblendeporphyroblasten aus dem Biotit hervorgegangen sind und grössere Flecken und Knoten bilden. Graues, stark plattiges Gestein mit deutlichem Herauswittern der dunkeln Biotit- und Hornblendeporphyroblasten.

Quarz: zeigt keine Verzahnung mehr, besitzt deutlich polygonale Pflasterstruktur; undulöse Auslöschung fehlt vollständig.

Sericit-Schuppen sind bedeutend grösser als in 1 und 2, ebenfalls in die Schieferungsrichtung eingeregelt.

Biotit: optisch analog 2, jedoch noch intensiveren Pleochroismus zeigend, oft bis 2 mm gross und sehr stark von Quarztropfen durchsiebt.

Chlorit: ist relativ häufig und grösser als in 2, stets mit Biotit parallel

verwachsen, oder besonders auf (001) desselben. Die Farbe ist ebenfalls deutlich stärker als in 2.

Als Akzessorien sind der, in Biotit von pleochroitischen Höfen begleitete Zirkon, dann als Körner auftretend Pyrit (100) und (hk0), Magnetit, Hämatit und seltener Apatit zu erwähnen.

Sericit-Biotit-Quarzit: No. 4 in Fig. 1.

makroskopisch: graues, leicht absandendes, feinplattiges Gestein, auf der Schieferungsfläche seidenglänzender Sericitfilz. Die Porphyroblasten von Biotit sind von der übrigen feinkörnigen Grundmasse kaum mehr zu unterscheiden, sind also homogen verteilt bei ebenfalls kleiner Korngrösse.

mikroskopisch: Der Quarz zeigt ausgezeichnete Pflasterstruktur, löscht einheitlich aus und besitzt nur äusserst selten kleinste Einschlüsse. Sericit-Schuppen, nach der Schieferungsrichtung eingeregelt, bilden zwischen den Quarzkristallen eine eigentliche Mesostasis.

Biotit bildet hier kleinere Porphyroblasten als in 2 und 3; dieselben ergeben durch ihre gleichmässige Grösse ein sehr homogenes Bild. Pleochroitische Höfe sind selten. Unter den Akzessorien verdienen lediglich die fein verteilten, in relativ bedeutender Menge auftretenden Magnetitkörnchen, Erwähnung.

Biotit-Sericit-Schiefer: No. 5 in Fig. 1.

makroskopisch: dunkelgrau mit bläulichem Schimmer, stark schiefrige Textur; kleine knötchenartige Bildungen (Quarz) sind nur undeutlich wahrnehmbar; auf den Schieferungsflächen besitzt das Gestein einen dunkeln, seidenartigen Glanz.

mikroskopisch: Der Quarz tritt hier in zwei Generationen auf, einer sehr feinkörnigen, polygonal struierten, mit vereinzelt grösseren, durch Sammelkristallisation entstandenen Porphyroblasten.

Biotit und Sericit, auch hier vorzugsweise in der Schieferungsrichtung eingelagert, bilden ein feines Netz. Die Korngrössen von Biotit und Sericit sind im Ganzen genommen gleich, mitunter treten etwas grössere Porphyroblasten von Biotit auf. Pleochroitische Höfe sind hier auch in den kleinsten Biotitschüppchen vorhanden, zum Teil von Zirkonkörnern ausgehend, die ausserhalb des Biotit liegen.

Die in allen diesen Quarziten typischen Akzessorien treten mengenmässig stark zurück.

Kalksilikatknauer: No. 6 in Fig. 1, hornblendearme Partien. Ungefähr beim Fundpunkt 6 beginnend sind innerhalb der soeben beschriebenen Quarzite Knauer und Lagen von verschiedenen Kalksilikat-

felsen anzutreffen. Gegenüber dem Nebengestein sind dieselben unscharf abgegrenzt; sie zeichnen sich in der Regel durch eine sukzessive Kornvergrößerung ab, enthalten beliebig orientierte Garben strahlsteinartiger und gewöhnlicher Hornblende. Im Mittel besitzen diese Lagen, Linsen oder Knauer Mächtigkeiten von ca. 10 cm.

mikroskopisch: Der Quarz ist der überwiegende Gemengteil in nicht besonders vollendeter Polygonalstruktur, die Korngrösse ist sehr uneinheitlich.

Calcit: bildet grössere Kristalle, die oft vollständig von Quarz durchsiebt sind.

Chlorit: tritt sehr häufig in der Nachbarschaft dieser Chloritanhäufungen auf; nur selten ist er mit dem spärlichen Biotit verwachsen. Der Chlorit bildet strahlig angeordnete Massen, die eigenartige Aggregatpolarisation zeigen. Oft ist im Kern solcher Aggregate die Bildung stark durchsiebter Hornblende (gewöhnliche) wahrnehmbar (seltener aktinolithische). Der Granat, ebenfalls von Quarz stark durchsiebt, ist vorzugsweise zwischen Calcit und den Chloritmassen eingeklemmt. Akzessorisch sind Zirkon, Apatit, Sericit und wenig Erz zugegen. Die neugebildeten Mineralien wie Hornblende und Granat sind meist nur unvollständig entwickelt. Ein ungehemmter und vollständiger Stoffaustausch war nicht möglich; ebenso wurde nicht alles zur Reaktion erreichbare Material verbraucht; so können Calcit, Quarz und die übrigen Mineralien nebeneinander auftreten, während sie daneben gegenseitig in Reaktion getreten sind und Neubildungen wie Granat etc. ergaben.

Silikatknauer und Lagen: No. 7 in Fig. 1, hornblendereiche Partien.

makroskopisch: dunkelgrüne bis kopfgrosse Knauer mit meist etwas schärferer Umgrenzung als Typ 6, stellenweise Butzen von Biotit oder Hornblende; der Granat hingegen ist meist statistisch verteilt. Bereits makroskopisch ist ein stärkerer Grad der Mineralumwandlung zu erkennen.

mikroskopisch: Der Quarz ist relativ grobkörnig mit Polygonalstruktur und nur teilweise verzahnt.

Hornblende: strahlsteinartig, von Quarz stark siebartig durchlöchert. An den Enden ragt sie büschelartig in den umgebenden Quarz.

Klinozoisit: in auffallend idiomorphen Kristallen innerhalb von Quarz ist sehr häufig. Ebenso der sehr reichlich vorhandene Titanit.

Granat: ist sehr eisenarm und ähnlich der Hornblende stark von Quarz durchsiebt. In Zwickeln von Hornblende und Granat ist sehr häufig kräftig grüner Chlorit (Pennin).

Akzessorisch: ist Erz, Apatit ferner untergeordnet Zirkon und Sericit. Die Knauer und Lagen in der Umgebung von No. 7 zeigen strukturell und in ihrer mineralogischen Zusammensetzung einen weit höheren Grad der Metamorphose ohne Stoffzufuhr als die vorgängig beschriebenen Proben. Calcit, Erz, Sericit etc. wurden annähernd aufgebraucht und haben unter Neubildung von Granat, Hornblende, Klinozoisit miteinander reagiert.

Quarzit: No. 8 in Fig. 1 ist weiss und grau gefärbt in Wechsellagerung; er ist dicht bis körnig. So weit anhand der Struktur eine Beurteilung möglich ist, erreichte die Metamorphose einen etwas geringeren Grad, als in den Proben No. 7, 6, 5.

mikroskopisch: Das Gestein besteht praktisch nur aus Quarz, der in Bezug auf Korngrösse und Beschaffenheit in zwei Modifikationen zugegen ist. Die grösseren Quarzkörner sind neugebildete Porphyroblasten; sie besitzen felderweise undulöse Auslöschung, sind lappig verzahnt und zeigen eine in Bildung begriffene Pflasterstruktur. Die kleine Kornfraktion ist stark verzahnt und von einem Sericit- und Chloritfilm durchwirkt.

Die Akzessorien treten sehr stark zurück; es sind dies: Zirkon, Apatit und nur sehr wenig Erz.

Quarzmylonit: No. 9 in Fig. 1, stark gebänderter hälleflintartiger Quarzit, der bereits deutlich die Spuren der unmittelbar darauf folgenden Ultramylonite aufweist. Seine Farbe ist grau, mit wechselnd grünen und weissen Lagen, sehr verschiedener Mächtigkeit, von Millimeter bis Meter Mächtigkeit.

mikroskopisch: In feinstem Quarzmörtelmasse schwimmen Bruchstücke von Quarz zusammen mit feinem Filz von Sericit. Feldspattrümmer und Calcit, besonders randlich der grösseren Bruchstücke, sind die einzigen Gemengteile; die Akzessorien sind im Dünnschliffbild nur sehr schwer aufzufinden. Es handelt sich zweifellos um einen sedimentären Quarzit; die intensive Kataklyse und Mylonitisierung überprägt jedoch den ursprünglichen Charakter dieses Gesteines vollständig.

Mylonit bis Ultramylonit: No. 10 in Fig. 1, schwarzes, hälleflintartiges Gestein mit von Centimeter zu Centimeter wechselndem Brutto-Mineralbestand. Die einzelnen Partien können schlierig, teils kristallinen oder andernteils sedimentären Ursprungs sein. Partien aus dem »Kristallin« und den darüber liegenden Quarziten wurden vollständig in einander gewalzt. Quarzit reiche Partien sind meist heller, das heisst grün bis grau gefärbt, während diejenigen gemischten oder kristallinen Ursprungs schwarz erscheinen.

mikroskopisch: Der Quarz zeigt seine ausgeprägte Kataklastestruktur nur an grösseren Porphyroklasten, während der Quarz der Grundmasse in die Länge gezogene, rekristallisierte Massen bildet. Dieselben Phänomene wurden vom Verfasser auch im schweizerischen Aarmassiv (21) beobachtet. Feldspat ist nur selten in eckig umgrenzten Porphyroklasten vorhanden; anhand der verbogenen Plagioklaszwillinge kann die tektonische Bearbeitung beobachtet werden. Sericit liegt als feinsten Film zwischen den Quarzkörnern, bildet aber auch eigentliche schlierige Massen.

Als Akzessorien gelten wiederum die gleichen Beziehungen wie für die vorangehenden Proben.

Die soeben beschriebene Probe zeigt deutlich, dass dieser Mylonit aus einem Quarzit der Eleonore Bay Formation und der damals bereits umgewandelten Isfjordzone hervorgegangen ist. Unmittelbar daneben geschlagene Handstücke aus demselben Mylonitzug zeigen den kristallinen oder sedimentären Charakter des Ausgangsmaterials. Daraus ist ersichtlich, dass zur Mylonitisierung sowohl Gesteine der Eleonore Bay Formation sowie der kristallinen Isfjordzone einbezogen wurden.

Mylonit No. 11 in Fig. 1, das Ausgangsmaterial besteht ausschliesslich aus Gesteinen der Isfjordzone. Quarz und Feldspattrümmer treten in bedeutender Menge auf. Die Quarzkristalle von beachtlicher Grösse löschen stark undulös aus; randlich besitzen sie in Rekristallisation begriffene Mörtelkränze.

Die Feldspattrümmer lassen sich als Orthoklas, Mikroklin und sehr Albit-reichen Oligoklas bestimmen. Die Zwillinglamellen der Feldspäte zeigen wiederum durch ihre Verbiegungen deutlich die Spuren der starken tektonischen Beanspruchung.

Grosse verbogene, teils abgescherte Knitterfältelung zeigende Muskowitpakete umflatern die Quarz- und Feldspat-Trümmer. Mit Muskowit verwachsen sind Biotitpakete; dieselben stellten der Deformation einen grösseren Widerstand als der Muskowit entgegen. Die stark siebartig durchlöchernten Granat-Einzelindividuen sind in die Länge ausgezogen und linsenartig in einzelne Körner aufgelöst.

Die akzessorisch auftretenden Erz- und Zirkonkörner zeigen innerhalb der Biotite schöne pleochroitische Höfe. Als weitere Akzessorien muss der Apatit genannt werden. Chlorit tritt als diaphoritisches Umwandlungsprodukt an den ausgequetschten Enden der Muskowitpakete auf.

2. Die Kontaktverhältnisse beim Junctiondal am Südufer von Andrées Land, sowie einige Beobachtungen am Kap Mohn.

Die hier zu beschreibende Kontaktstelle zeigt etwas andere Verhältnisse als im vorgängig beschriebenen Kapitel, westlich Nanortalik. Der gegen den Westschenkel einer Synklinale der Eleonore Bay Formation angrenzende »Metamorphe Komplex« bildet hier eine scharfe Kontaktfläche, das heisst die Spuren der Metamorphose, ausgehend vom »Metamorphen Komplex« (Vela-Massiv), sind hier auf ein Minimum beschränkt. Dies ist ein wesentlicher Unterschied gegenüber den Verhältnissen westlich dem Nanortalikdal im Geologfjord oder auch an der Westseite des »Metamorphen Komplexes«.

Durch TEICHERT (45) und BÜTLER (11) wurden die Sedimente dieser Lokalität gegliedert; jene Untersuchungen und Auffassungen werden hier als Ausgangspunkt verwendet. Die in einem Synklinalkern das Fjordniveau erreichenden Gesteine der Eleonore Bay Formation bestehen aus dunkeln Kalken und Dolomiten der Kalk-Dolomit-Serie, welche ihre intensive tektonische Beanspruchung in Form von wundervollen Boudinagestrukturen (Figur bei WEGMANN (49)) zeigen. In stratigraphisch normaler Folge liegen über der Kalk-Dolomit-Serie die subcambrischen Tillite und möglicherweise auch Relikte der cambroordovizischen Schichten. Nach dem gegen Westen ansteigenden Synklinalschenkel folgen Gesteine, deren Schichtfolge dieselben als zur Bunten-Serie gehörig erkennen lässt. Wie auf dem Ansichtsprofil Fig. 3 zu sehen ist, folgen nach Westen markante Bänke von »Rotem Quarzit« (1), weissem Quarzit (2), graublauem Kalk der geadert pigmentiert ist und bereits die Spuren einer Marmorisierung zeigt (3); dann folgt ein rein weisser, schwach marmorisierter Dolomit (3) und schliesslich ein grauer grobkörniger Marmor mit undeutlichen Anflügen von Malachit (4) und damit wechsellagernd Quarzit. Soweit sich bis heute bestimmen lässt, das heisst ohne genaue Kenntnisse der faciellen Unterschiede der Eleonore Bay Formation, dürfte das hier noch auftretende Schichtpaket der Schicht 13 oder 12 von TEICHERT (45) der Bunten Serie entsprechen. (Schicht 13 wird von TEICHERT (45) folgendermassen beschrieben: Wechsellagerung rötlicher und grünlicher feinkörniger Quarzite mit gelben Dolomiten 80—100 m). Zwischen reinem Dolomit bis Marmor sind vereinzelte Tonerde-reichere Lagen, welche die Spuren einer Kontaktmetamorphose in Form von dünnen Knotenschieferlagen etc. deutlich zeigen, analog wie dies bei Nanortalik oder am Geologfjord (vergleiche Seite 16) der Fall ist. Unmittelbar an den grauen Marmor anschliessend folgt eine dünne Lage von gleichkörnigem intrudiertem sogenanntem »Marginal Granit« (vergleiche Seite 63); derselbe geht einige Meter westlich langsam

in eine sehr stark porphyrtartige Varietät über. Unmittelbar westlich folgen die stark metamorphen Gesteine der Isfjordzone. Dieselben besitzen die für die Isfjordzone typische Ausbildung und sind im speziell petrographischen Kapitel über die Gesteine der Isfjordzone näher beschrieben (Seite 46). Eigentliche Schergesteine wie Mylonite und Ultramylonite fehlen an dieser Kontaktstelle vollständig, obschon besonders die metamorphen Gesteine und der intrudierte Granit die Spuren einer Bewegung sehr deutlich zeigen. Die in gewissem Sinne grenzbildende Lage von »Marginal Granit« ist als schmaler Lagergang eingedrungen und hat die Nebengesteine kontaktlich nur unbedeutend beeinflusst. Es ist denkbar, dass ein eigentlicher Mylonit (wie er von Nanortalik bekannt ist) durch diese jüngere Granitlage verwischt wurde. Diese Erscheinung steht im Unterschied zu den direkten Kontakten s. l. der Isfjordzone. Ausgehend von den Mischgneisen sind grandiose Kontaktphänomene randlich der Eleonore Bay Formation zu beobachten. Im Knækdalen auf der Westseite des »Metamorphen Komplexes«, sowie am Kap Hedlund und an anderen Orten konnte beobachtet werden, dass die Intrusion des Granits die Gesteine am Kontakt nur unbedeutend beeinflusst hatte. Es muss angenommen werden, dass der »Marginal Granit« nach dem »mise en place« des »Metamorphen Komplexes« und den damit verknüpften Metamorphoseerscheinungen eingedrungen ist. Das gegenüber der Bildung des »Metamorphen Komplexes«, wie Isfjordzone oder Sylva Maria Gruppe spätere Eindringen des »Marginal Granit« ist an anderen Stellen noch eindeutiger und wurde bereits durch BACKLUND (1, 2) und WEGMANN (49) bewiesen. Die beim Junctiondal lagige, der Bewegungsrichtung parallele Textur dieses Zweiglimmergranites spricht dafür, dass derselbe während einer Bewegungsphase eingedrungen ist und dabei als Gleithorizont wirkte. Dadurch wird erklärt, dass an dieser Stelle keine Schergesteine wie Mylonite oder Ultramylonite beobachtet werden konnten. Der grösste Teil der »Bunten Serie«, dann ein Teil der schwach metamorphen »Quarzit-Serie« scheint an dieser Stelle während einer Hebungsphase des »Metamorphen Komplexes« abgeschert worden zu sein. Ich bin mir dabei der tektonischen Schwierigkeiten einer schlep-penden Abscherung eines vielleicht mehr als 2000 m mächtigen Schichtpaketes vollauf bewusst; insbesondere, da irgend welche Spuren des abgescherten Teiles bis heute unbekannt sind. Das Problem auf petrographischem Wege zu lösen, das heisst anzunehmen, dass die Metamorphose beim Junctiondal viel anders geartete Ausmasse annahm und dementsprechend bis weit in die »Bunte Serie« hinauf reicht, ist mit noch grösseren Schwierigkeiten verbunden, denn die Isfjordzone könnte bei Nanortalik-Sonklardal und Kap Lapparent unwahrscheinlich derartig weitgehende Analogien aufweisen.

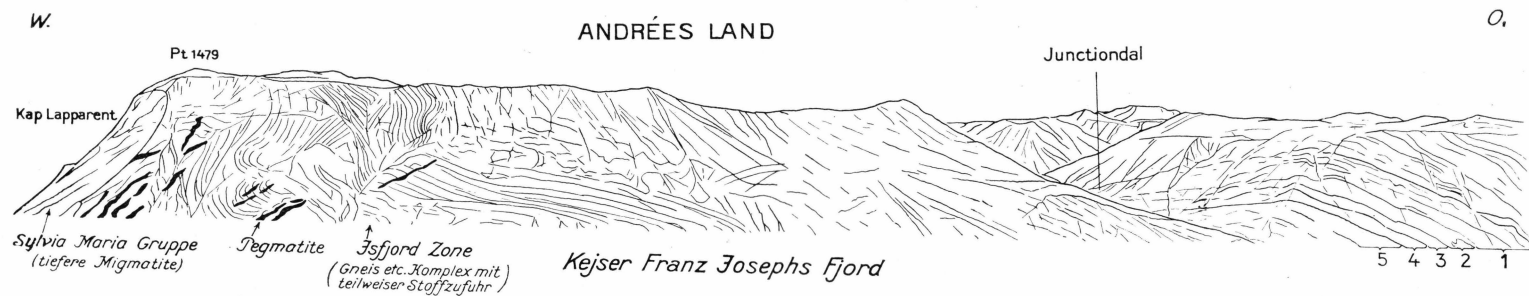


Fig. 3: Ansichtsskizze auf das Nordufer des Keiser Franz Josephs Fjord beim Junctiondal. Die Nummern beziehen sich auf die Beschreibungen auf Seite 21.

Am Kap Mohn sind die Verhältnisse ähnlich wie bei Nanortalik, obschon die Isfjordzone dort nicht mehr zu sehen ist. Am Kap Mohn sind tiefere Glieder der »Bunten Serie« anstehend, als dies beim Junctional der Fall ist. Sie zeigen typisch die Spuren der Kontaktmetamorphose, nach derselben Art wie sie für Nanortalik charakteristisch sind. Im einzelnen gesehen weicht der petrographische Charakter gegenüber Nanortalik ab, da die Gesteine hier nicht vorwiegend quarzitischer Natur sind. Jene Gesteine, welche bereits deutlich kontaktmetamorph sind, werden hier kurz beschrieben. Stark umgeprägte Gesteine der Isfjordzone bleiben hier unter dem Fjordspiegel. Das Profil beginnt mit einem:

Chloritporphyroblastenschiefer, der zu den schwach metamorphen Gesteinen der zur Eleonore Bay Formation gehörenden »Bunten Serie« zu rechnen ist.

Sericit und Quarz bilden zusammen als Hauptgemengteil ein fibroblastisches-lepidoblastisches Grundgewebe. In diesem Grundgewebe eingestreut liegen in Bildung begriffene Holoblasten von Chlorit. Die Lamellen der Chloritporphyroblasten liegen meist quer zur Schieferung und der Grundmasse gegenüber verdreht. Diese Erscheinung gibt Aufschluss über gewisse Bewegungsvorgänge während der Bildung des Chlorit; dabei wurden die Kristalloblasten nicht einfach durchschert, sondern gewissermassen als hindernisbildende Körper gewälzt und bilden nun S-Kurven oder Wirbel. Die Chloritporphyroblasten bilden in sich eine filzigschuppige Struktur und enthalten Quarz und Calcit in Tropfenform. Wiederum quer zu dieser Richtung der Chloritblättchen sind Stäbchen von Klinozoisit eingelagert. Der Klinozoisit ist seinerseits amoebenhaft von Calcit durchwachsen. Nebst der soeben beschriebenen Ausbildung tritt der Klinozoisit innerhalb des Grundgewebes als ameisen-eierartige Körnchen auf. Pyrit mit Schalen von Hämatit bildet akzessorisch kleine Klümpchen.

Über dem soeben beschriebenen Gestein folgt bereits nach wenigen Metern ein grau-weiss und grün-bräunlich geflammter Marmor; an einzelnen Stellen (bezirksweise) sind Aggregate von hellgrünen Porphyroblasten gebildet durch strahlsteinartige Hornblende.

Weiter oben (im Hangenden) folgen in Wechsellagerung helle und dunkle Kalkphyllite mit kleinsten Porphyroblasten von Chlorit. In dieser Serie eingelagert in der Nähe der Verwerfung (BÜTLER (11) treten Lamprophyrgänge »Hornblende-Minetten« (RITTMANN (37) auf; ausgehend von denselben sind Quarz-Karbonatadern, welche Chlorit und spärlich Kupferfahlerze enthalten.

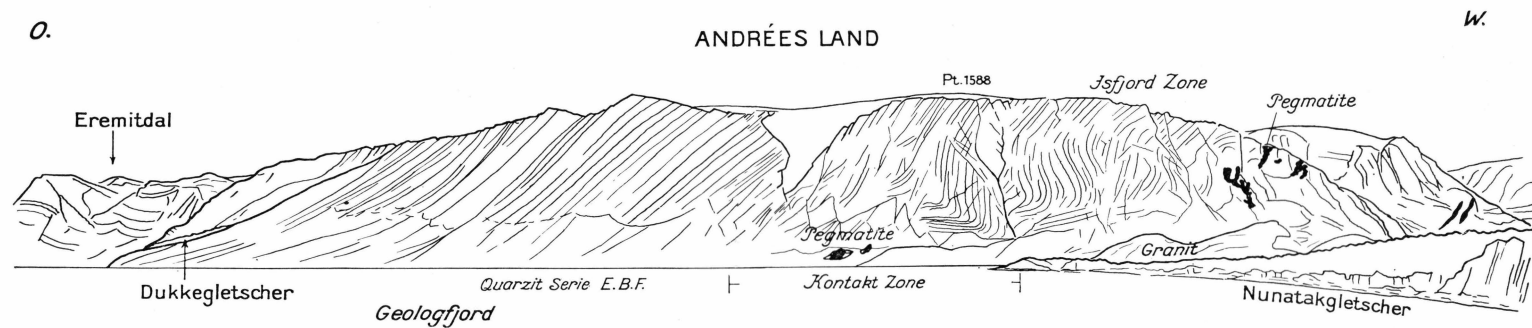


Fig. 4: Ansichtsskizze auf das Westufer des Geologfjordes.

3. Die Kontaktverhältnisse am Ende des Geologfjordes.

Am Ende des Geologfjordes tritt der kontinuierliche Übergang der nicht metamorphen Sedimente der Eleonore Bay Formation in die metamorphen Gesteine der Isfjordzone in eindrucklicher Weise zu Tage. An beiden Fjordufern entsprechen sich die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse, ohne dass eine Störung irgend welcher Art eine sekundäre Kontaktstelle schafft, wie dies zum Beispiel bei Nanortalik oder dem Junctiondal der Fall ist (Fig. 1, 3). Der »Metamorphe Komplex«, das heisst hier, die Isfjordzone geht langsam in die bis heute tiefsten bekannten Glieder der Quarzit-Serie der Eleonore Bay Formation über. Mit anderen Worten heisst dies, dass die metamorphosierenden Prozesse viel weniger weit in den Komplex der Eleonore Bay Formation hinauf gegriffen haben. Bis weit in den »Metamorphen Komplex« hinein ist der konforme tektonische Stil zwischen den Quarziten und den stofflich nur schwach beeinflussten Gesteinen der Isfjordzone zu beobachten. In der weiter im Landesinnern liegenden Zone mit vermehrter Stoffzufuhr zeigt sich dann deutlich eine feinere Fältelung sowie ein Emporsteigen der Schichten, wie dies auch im Kejser Franz Josephs Fjord (Fig. 1, 3, 4, 5), zu beobachten ist. Die in jüngerer Zeit vorgenommenen Detailuntersuchungen durch H. R. KATZ und E. FRÄNKEL werden die tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse dieses Gebietes genauer abklären können. Die Spuren der Metamorphose ohne Stoffzufuhr sind in sehr schöner Ausbildung über sehr grosse Distanzen wahrnehmbar, sei es in einer Kornvergrösserung bei reinen Quarziten, oder durch beginnende Mineralneubildung in den verunreinigten Quarziten. Da der mineralogische und petrographische Charakter dieser vorwiegend quarzitischen Metamorphite in allen Kontaktgebieten weitgehende Analogien zeigt, sei auf die Physiographie der Gesteine der Isfjordzone, Seite (47) hingewiesen. Ähnlich wie im Kejser Franz Josephs Fjord beginnt die Metamorphose im flach nach Westen ansteigenden Synklinalschenkel. Die kontinuierliche Zunahme der Metamorphose und die gleichzeitige Stoffzufuhr gehen mit einer intensiven Verfaltung der Gesteinsschichten parallel. Ungefähr beim heutigen Ende des Nunatakglatschers beginnen Pegmatite und Granite die Gesteine der Eleonore Bay Formation zu durchdringen. Die Granite sind wiederum später eingedrungen und kommen als Ursache der umfassenden Metamorphose nicht in Frage. Es handelt sich um den sehr frischen »Marginal Granit«, der in einer spätern Phase des kaledonischen »mise en place«, also nach der Bildung des »Metamorphen Komplexes« eingedrungen ist. Im umgekehrten Falle müssten weitgehende diaphoritische Bildungen am Granit feststellbar sein; solche sind jedoch, wie aus den Feldbeobachtungen und Dünnschliffuntersuchungen hervorgeht, vollständig fehlend. Am Südufer des Nunatak-

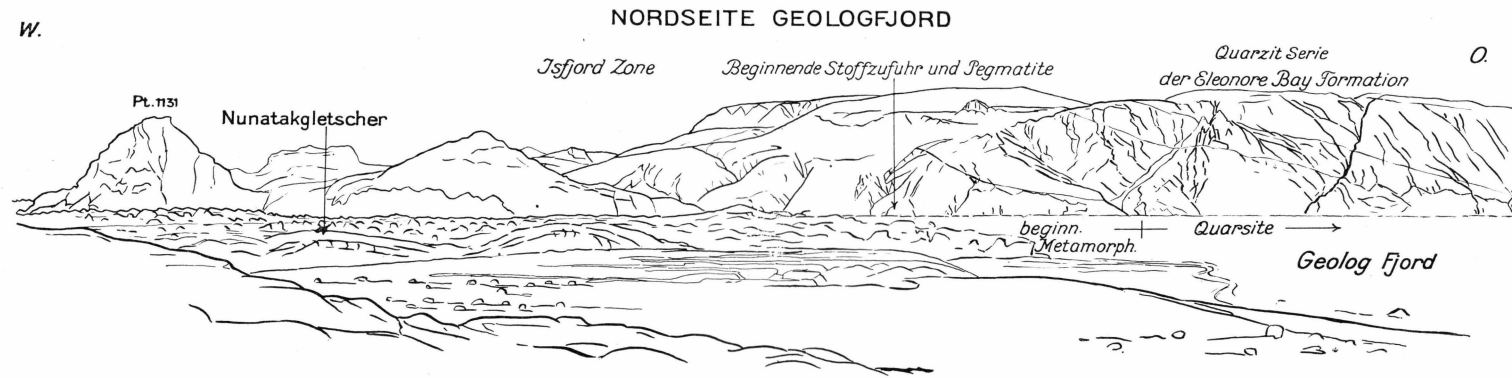


Fig. 5: Ansichtsskizze auf das Ostufer des Geologfjordes.

gletschers ist der Granit als flacher Stock in die tieferen Schichten der metamorphen Gesteinsserien der Isfjordzone eingedrungen. Das Dach dieser Granitmassen ist als pegmatitisch grobkörnige Randfacies ausgebildet. Auf der Südseite des Nunatakgletschers sind die Kontaktverhältnisse zwischen dem Marginalgranit und den Hüllgesteinen mangels geeigneter Aufschlüsse nicht ersichtlich. Die hier auftretenden Pegmatite könnten teilweise als Apophysen des Marginalgranites betrachtet werden; andererseits ist aus Analogiegründen (Kap Lapparent) wahrscheinlich, dass sie entsprechend den anderen Fundpunkten Abkömmlinge der Sylva Maria Gruppe sind; diese Auffassung kann z. B. im Kejser Franz Josephs Fjord direkt beobachtet werden und es ist auffallend, dass auch hier, ausgehend von den pegmatitischen Intrusionsmassen, eine Intensivierung der Metamorphoseerscheinungen vorliegt. Auch hier zeigen die Pegmatite bei grobkörnigem Salband den allgemein charakteristischen Mineralbestand; zu erwähnen sind sehr grobkörnige Alkalifeldspatpegmatite mit Quarz, Muskowit, Biotit, Turmalin, Granat, Beryll, Fluorit und Hämatit; eingeschlossen sind insbesondere randlich kontakt metamorphe Schollen der umgrenzenden sedimentären Quarzite, welche mitunter eine zunehmende randliche Feldspatisierung, ausgehend von den Pegmatitgängen, erkennen lassen. Der Granit führt hier eine grössere Zahl von Redwitziten und Schollen, teils der Bankung parallel, andererseits deutlich verdreht. Lampophyr- und Basaltgänge verschiedener Art durchadern die Granite und auch die darüber liegenden metamorphen und nicht metamorphen Sedimente, ohne die Spuren einer Umwandlung zu zeigen. Zerrklüfte vom alpinen Typus sind besonders in den Apophysen des Granites und wiederum senkrecht dem allgemeinen Gesteinsstreichen zu finden. Die Paragenese umfasst die Mineralien Quarz, Albit, Adular, Muskowit in Paketen, ferner Turmalin, sowie kleine Eisenrosen und Würfelchen von Pyrit; oft sind die Kluftminerale vollständig von Chlorit bedeckt.

Im Eremitdal, welches von der tieferen Quarzitserie im spitzen Winkel geschnitten wird, besitzen die Schichten nach einer gewissen Steilstellung eine flache Lagerung. Nach den ersten 12 km vom Taleingang wurde ein Granitkontakt nicht angetroffen, dürfte jedoch etwas weiter im Talinnern in analoger Weise wie am Fjordende zu erwarten sein.

4. Die Kontakverhältnisse am Kap Buxtorf im Kempes Fjord.

Am Anfang des Monats Februar 1948 konnten zwei Begehungen der Kontaktstelle in der Nähe des Kap Buxtorf durchgeführt werden. Eingehende Studien wurden allerdings durch grössere Schneemengen gestört. Bereits BACKLUND hat diese Stelle aufgesucht und beschrieben; hier können lediglich einige ergänzende Mitteilungen und Zusammen-

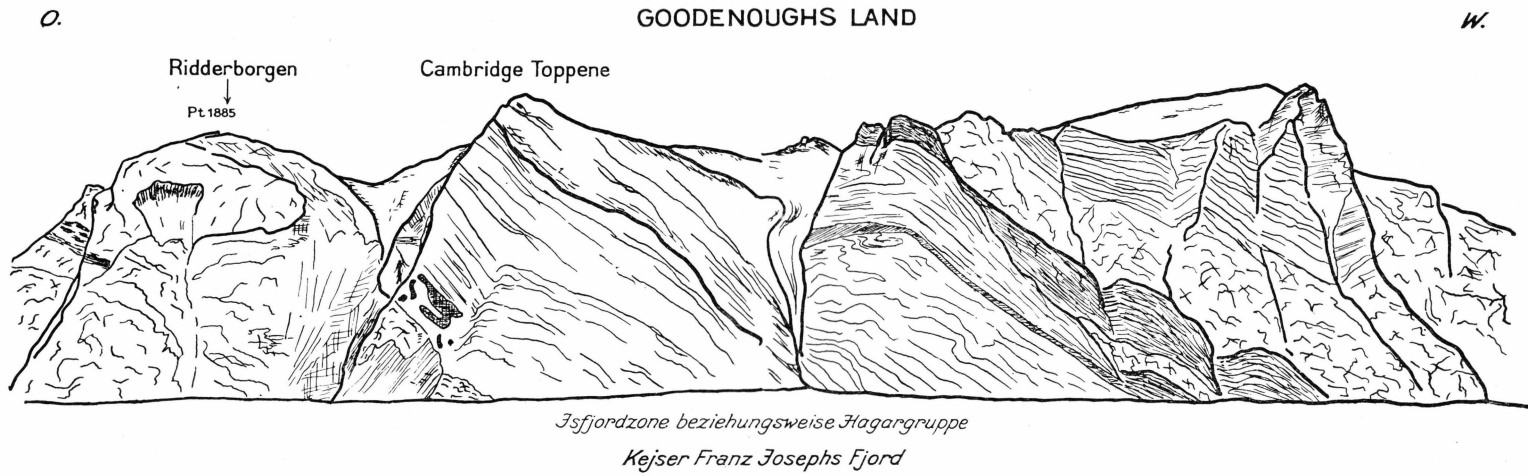


Fig. 6: Ansichtsskizze auf das Südufer des innersten Kejser Franz Josephs Fjordes.

fassungen gemacht werden. Die trennende Schicht zwischen den Sedimenten der Eleonore Bay Formation und dem »Metamorphen Komplex« wird gebildet durch eine stark mylonitisierte Zone hauptsächlich kristalliner Gesteine der Sylva Maria Gruppe. Die Quarzitserie der Eleonore Bay Formation besteht hier (westlich der Lumskebugten) aus stark gebankten und zerklüfteten grünlich und rötlich anwitternden Quarziten mit Zwischenlagen von graphitischen Knotenschiefern sowie Knauern, analog denen, die bei der Beschreibung des Profils von Nanortalik eingehend behandelt wurden. Der Grad der Metamorphose ist ähnlich wie er für die Quarzit-Serie westlich Nanortalik kennzeichnend ist. Quer zur Bankung und zur Schieferung sind Quarzbänder verbunden mit Zerklüften von alpinem Charakter anzutreffen. Der Mineralbestand dieser Klüfte ist sehr eintönig und umfasst im wesentlichen Chlorit und Blätter von Muskowit. Die Quarzite gehören zu den tieferen Einheiten der Quarzit Serie, ähnlich wie zum Beispiel am Geologfjord im Eremitdal. Die Isfjordzone des »Metamorphen Komplexes« ist hier nicht aufgeschlossen, oder sogar fehlend, denn unmittelbar an die Alkalifeldspatgneise der Sylva Maria Gruppe folgen die Sedimente der Quarzit Serie. Die Gesteine der Sylva Maria Gruppe sind Alkalifeldspatgneise mit extrem starker Stoffzufuhr, also eigentliche Migmatite. Die roten Alkalifeldspatgneise (vergleiche Beschreibung der Gesteine der Sylva Maria Gruppe) sind am Kontakt stark tektonisch beansprucht und bilden Mylonite sowie hälleflintartige Ultramylonite. Eine spätere hydrothermale Beeinflussung der Kontaktfläche ist hier wie bei Nanortalik wenigstens teilweise anhand von Zeolithen (Chabasit) und Epidotadern, welche die Mylonite durchtrümen zu erkennen. Es handelt sich bei diesem Kontakt um eine tektonische Störung grössten Stils mit verschiedenen Komplikationen, wie sie auf den Skizzen von BACKLUND (1, S. 225/226) dargestellt sind. Die Frage, ob ähnlich wie beim Junctiondal ein grosses Paket (die Isfjordzone bildend) abgeschert wurde, oder ob die Stoffzufuhr hier weiter in die Eleonore Bay Formation hinauf reichte und die Gesteine bis zur Unkenntlichkeit umwandelte, muss einstweilen offen bleiben.

Von der Kontaktfläche nach Westen nimmt die kataklastische Struktur sehr rasch ab und geht über in eine porphyroblastische. Die ungefähr Nord—Süd-streichenden und mit ca. 30° nach Osten fallenden Alkalifeldspatgneise enthalten Schollen und Lagen von Amphibolith und Hornblendegneisen. Die Klüftung dieser Zone ist von einem feinen Epidotfilm bedeckt. Dünne pegmatitische Adern von vorwiegend Alkalifeldspat durchadern das Gestein in kleinen pygmatischen Fältelungen. In den Alkalifeldspäten sind sehr häufig nebulitische Einschlüsse von Hornblende-Biotitgneis mit reliktmäßigem Granat.

5. Die Kontaktverhältnisse beim Kap Hedlund und im Rhedins Fjord.

Die eigentliche Kontaktstelle befindet sich ungefähr 4,5 km westlich von Kap Hedlund und streicht ungefähr mit 45° nach Südwesten, das heisst ungefähr dem Fjordufer des Rhedins Fjordes entlang. Der eigentliche Kontakt zwischen den Gesteinen des »Metamorphen Komplexes« (Sylva Maria Gruppe) ist verdeckt durch die Intrusionsmassen des weissen Zweiglimmergranites. Der Granit durchdringt einerseits die Quarzite der Eleonore Bay Formation, indem er den Schichtfugen folgt oder anderseits dieselben quer durchschlägt, oder aber in kleinen Apophysen abzweigend in ptygmatischer Fältelung die Quarzite und auch die Gesteine der Sylva Maria Gruppe durchadert. Am unmittelbaren Kontakt zwischen dem Granit und den Quarziten zeigen die letzteren lediglich eine unbedeutende Kontaktmetamorphose in Form von felsitisch ausgebildetem Quarzit. Die wesentlichen Metamorphoseerscheinungen an den Quarziten sind wiederum nicht auf den weissen Granit zurückzuführen, sondern auf das »mise en place« des »Metamorphosen Komplexes«, in diesem Falle der Sylva Maria Gruppe. Randlich vom Kontakt zu Granit besitzt er ein aplitisches Salband mit pegmatitischem Kern. Nebst dem Granit sind hydrothermale Quarzadern, welche den Quarzit sowie die Granitapophysen durchadern. Die Quarzite zeigen Kreuzschichtung und Rippelmarks noch innerhalb der im Granit eingeschlossenen Schollen.

Vom Kap Hedlund in Richtung zum Kontakt ist die Zunahme von Granat etc. in den Gneisen auffallend. Die Sylva Maria Gruppe bildet in der Hauptmasse wieder Alkalifeldspatgneise mit Einschlüssen von Amphibolithen etc., sowie Pegmatite mit extrem grossen Paketen von Biotit, ferner Turmalin und Beryll. Im übrigen sei an dieser Stelle auf die Beschreibung der Gesteine der Sylva Maria Gruppe verwiesen, vergleiche Seite 67.

III. DIE KONTAKTVERHÄLTNISSE IM WESTEN DES »METAMORPHEN KOMPLEXES«

Während kurzer Zeit im August 1948 hatte ich die Möglichkeit, ausgehend vom Ende des Kejser Franz Josefs Fjordes durch das Knækdalen bis ins Gebiet der Nunatakzone vorzudringen. Bei dieser Gelegenheit wurden, ausgehend vom »Metamorphen Komplex« die Hagar-Gruppe WEGMANN'S (49) sowie ein Teil der Petermannserie ungefähr senkrecht der Streichrichtung traversiert; ein orientierender Flug über dem Gebiet gestattete in grossen Zügen einen Einblick in die grobtektonischen Verhältnisse. An Stelle einer eingehenden Literaturbesprechung wird hier lediglich auf die älteren Arbeiten von WORDI (56), PARKINSON etc. (33), WEGMANN (49), ODELL (30) und TEICHERT (45) verwiesen. — Die hier festgehaltenen Beobachtungen, für welche nur sehr kurze Zeit zur Verfügung gestanden hat, erheben absolut keinen Anspruch auf Vollständigkeit; trotzdem dürften sie eine Bereicherung der bis anhin spärlichen Kenntnisse der Hagar-Gruppe, des westlichen Teiles des »Metamorphen Komplexes« sowie der Petermannserie darstellen. Einige Textfiguren sowie eine schematische Profilskizze versuchen die gewonnenen Beobachtungen und Auffassungen zu erläutern.

Anlässlich dieser Durchquerung konnten einige morphologische Beobachtungen gemacht werden, die ich hier kurz erwähnen möchte. Ferner ist die für das Gebiet im Kejser Franz Josefs Fjord sowie die Höhe über Meer gelegene üppige Vegetation zu erwähnen. So konnte zum Beispiel zur Essensbereitung auf die Verwendung des Petroleums verzichtet werden, da in 800 m über Meer noch genügend Holz, herkommend von *Salix arctica*, gesammelt werden konnte. Im ungefähr ost-westlich verlaufenden Talteil ist in neuerer Zeit durch Flugsandbildung ein Absterben der Pflanzen zu konstatieren. Es ist zweckmässig, beim Vordringen im Knækdalen den unteren, nach Süden verlaufenden Talteil auf der westlichen Talseite zu begehen, da dieselbe bis ziemlich weit hinauf eine Terasse bildet, während die östliche durch mehrere steile Schuttrinnen durchschnitten ist. In diesem unteren Teilstück fliesst der Fluss in einer durchschnittlich 50 m tief eingefressenen, engen Schlucht. Bei der ersten Tal-Abbiegung Pt. 340 muss der Fluss zuerst über eine

Felsstufe und dann über grossblockigen Bach- und Moränenschutt durchschritten werden, um das flache, von nun an sehr gut begehbare Nordufer des Knækelven zu erreichen. Oberhalb des Portgletschers verschwindet die Schlucht vollständig; es zeigen sich deutlich die Spuren eines ehemaligen, durch den Portgletscher gestauten Sees in Form von Strandterrassen. Der heute noch den Talgrund erreichende Portgletscher besitzt lediglich auf der oberen Seite eine Moräne von entsprechender Form und Grösse. Es ist anzunehmen, dass ein Grossteil der talauswärts, sowie an der nördlichen Talflanke gelegenen Moräne anlässlich eines oder verschiedener Gletschermurgänge weggeführt wurde, wie dies durch WEGMANN (50) auf Suess Land direkt beobachtet werden konnte. Ein zweites, jetzt ebenfalls entleertes Seebecken dieser Art wurde durch die Gateway-Moräne (Portmoränen) (vergleiche Karte Miss BOYD (5), beziehungsweise den Lejrgletscher gestaut. Heute sind diese Becken Gebiete mit Flugsandbildungen und den entsprechenden Winderosionsformen; obschon diesen höchstens ein subrecentes Alter zugeschrieben werden kann, sind Winderosionserscheinungen allgemein. Ein recientes Beispiel einer derartigen Seeabsenkung war im Mysteriedalen zu sehen. Auf der detaillierten Karte (1:10.000) von L. BOYD (5) ist der Nedre Mysteriesø in einer wesentlich anderen Form und viel grösser eingezeichnet, als er im Sommer 1948 angetroffen wurde. Der Nedre Mysteriesø wird durch den Jættegletscher gestaut; sein Abfluss muss durch den Jættegletscher in den Isfjord führen. In jüngster Zeit hat sich der Seespiegel in grossem Ausmass gesenkt, die alte Umgrenzung des Sees ist angedeutet durch die auf gleicher Höhe einsetzende Vegetation, durch Strandterrassen und durch noch herumliegende, über 10 m hohe Eisberge und Reste vom Wintereis des Sees. Es sind dies wiederum übereinstimmende Beobachtungen, wie sie WEGMANN (50) im Murgangtal gemacht und eingehend beschrieben hat. In einem noch früheren Zeitpunkt mussten Nedre und Øvre Mysteriesø zu einem grösseren See vereinigt gewesen sein; eine frühere Absenkung des Sees hatte die beiden Seen getrennt. Diese und ähnliche Erscheinungen spielen während dem jetzigen Rückgang der Gletscher in Grönland eine nicht zu unterschätzende Rolle und dürften zum gegebenen Zeitpunkt auch in anderen ehemals stark vergletscherten Gebieten die Morphologie weit mehr beeinflusst haben, als bis anhin allgemein angenommen wurde.

Ausgehend von der Mündung des Knækdalen konnte nur ca. 1000 m nach Osten bis zu einem kleinen Felskap vorgedrungen werden. Die Gesteine dieses Kaps werden gebildet durch Gneise, die einen ausgeprägten Mischgesteinscharakter aufweisen und zweifellos der Sylva Maria Gruppe zuzuordnen sind. Der ganze Komplex fällt in diesem Gebiet deutlich nach Westen und taucht in der Umgebung der Mündung des Knækdalens unter den Fjordspiegel. Das Neosom dieser Mischgesteine

führt eingesprengt in, zum Teil isometrischen Körnern, (bis ca. 2 cm) Magnetit mit bunten Anlauffarben; seltener kommt dazu Bornit sowie Chalkopyrit mit Malachitüberzug. Diese Erscheinung verdient Erwähnung, da sie für die Randgebiete der Sylva Maria Gruppe typisch zu sein scheint; dieselbe Beobachtung kann auch im Rhedinsfjord, sowie an vielen anderen Orten gemacht werden. Basische Schollen, in diesem Falle sehr hornblendereiche Amphibolithe bis Hornblendefelse, bilden teils Lagen innerhalb der Mischgneise, können jedoch auch unregelmässige Formen oder als Boudinage in den Fältelungsrichtungen eingelagert sein. In grossartiger Ausbildung westlich Ridderborgen (vergleiche Fig. 6) können derartige Schollen bereits aus grosser Distanz als solche erkannt werden.

Die oestlichsten in diesem Profil zur Sylva Maria Gruppe gehörenden Gesteine, welche nichts anderes als eine tiefere Migmatitserie darstellen, bilden ausserordentlich schöne Streifengneise; dieselben sind sehr schön aufgeschlossen südlich dem Pt. 340 in Knækdalen. Der Übergang der Sylva Maria Gruppe in die Hagar-Gruppe, dem Äquivalent der Isfjordzone, sowie der schwächer metamorphen Glieder der Eleonore Bay Formation, vollzieht sich kontinuierlich, indem bereits ca. 1 km westlich Pt. 340 zunehmend pegmatitische Adern und Injektionsadern die Granatschiefer und -Quarzite hauptsächlich als Lagergänge durchziehen. Ein metamorphosierender Einfluss, ausgehend von diesen Adern, ist durch randliche Kontaktbildungen sehr deutlich zu erkennen; in den schwächer metamorphen Gliedern ist noch deutlich zwischen einem Neosom und einem Paläosom zu unterscheiden. Das Paläosom zeigt vorerst noch deutlich den stofflich unbeeinflussten Charakter der Granatschiefer, bis eine zunehmende Feldspatisierung, ausgehend von den Injektionsadern und Pegmatiten, das Paläosom in die Hornblende- und Biotit-reichen, melanokraten Lagen innerhalb der Streifengneise umwandelt. Der vorwiegend leukokrate, neosome Anteil behält eine relativ richtungslose innere Textur, während das melanokrate Palaeosom durchwegs deutliche Kristallisationsschieferung besitzt. Auffallend ist die in grossen Zügen bedeutende Ähnlichkeit der geologischen und petrographischen Verhältnisse im Osten und Westen des »Metamorphen Komplexes«, insbesondere in Querschnitten, welche nur wenig tektonisch bearbeitet sind, wie z. B. am Ende des Geologfjordes. Im Osten bildet die sogenannte Isfjordzone eine Übergangszone von höchstmetamorphen bis zu schwach metamorphen Gesteinen, deren Ursprungsmaterial zweifellos in Gliedern der praecambrischen Eleonore-Bay-Formation zu suchen ist und schliesslich die Eleonore-Bay-Formation selbst bildet. Im Westen des »Metamorphen Komplexes« bildet die Hagargruppe das Analogon zur Isfjordzone, die ebenfalls in auffallend ähnlicher Weise in die unmetamorphe Petermann-Serie übergeht. Die Hagargruppe ist somit nichts anderes

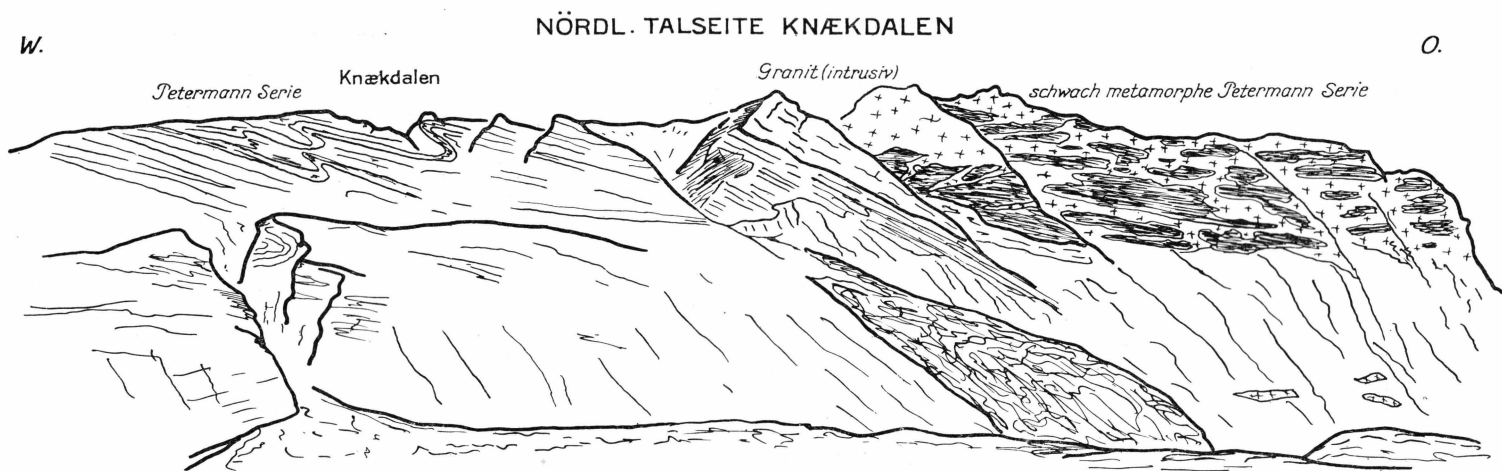


Fig. 7: Ansicht vom Nordabhang des Knækdalen. In der östlichen Hälfte sind die einsetzenden Granitintrusionen zu erkennen.

als das westliche Pendant der Isfjordzone, der Grad seiner Metamorphose ist jedoch durchwegs etwas geringer. Diese Auffassung steht übrigens in keinem Widerspruch zu der aus Wegmanns Structural Diagramm (49) zu entnehmenden Ansicht.

Wie die soeben kurz geschilderten Verhältnisse zeigen, ist also analog wie im Osten des »Metamorphen Komplexes« eine Trennung zwischen den einzelnen Gliedern streng genommen nicht durchführbar; hier gilt dies besonders zwischen der Hagar-Gruppe und der Petermann-Serie. Um weitere Komplikationen lediglich durch nomenklatorische Fragen zu vermeiden, wird auch hier an den von WEGMANN eingeführten Begriffen festgehalten und dieselben lediglich, soweit dies erforderlich ist, erweitert.

Auf dem Übersichts-Profil Tafel 1 wurde versucht, gleichzeitig die geologischen und die petrographischen Verhältnisse darzustellen; daher besitzt es lediglich halbschematischen Charakter. Westlich des Mysteriedalen treten auf dem Profil, soweit dies bekannt geworden ist, nur noch Gesteine der Petermann-Serie auf, welche in Schicht 18 das oberste bekannte Glied besitzt, die noch Spuren einer Metamorphose in Form eines Sericit-Phyllit mit kleinen Biotitporphyroblasten enthält. Im Teilstück zwischen Mysteriedalen und Knækdalen (Fig. 7) (welches einen Längsschnitt durch die nördlichen Berge des Knækdalen darstellt) tritt die Hagergruppe teils schwach metamorph, mit nach Osten zunehmender Metamorphose auf. Werden die Schichten durch reine Quarzite dargestellt, so kann der Grad der Metamorphose nicht mehr direkt festgestellt werden. Die Zunahme einer Metamorphose ist hier direkt innerhalb der einzelnen Schichten in äusserst schöner Weise zu beobachten. So geht z. B. der bereits erwähnte Sericitphyllit vom Fusse des Magog noch als grün-grauer Schiefer mit kleinen Biotitporphyroblasten in eigentliche grobkörnige Granat-Biotit-Schiefer (im westlichen und zentralen Knækdalen) über. Es ist dies eine leitende Schicht, welche rein feldgeologisch auch bei relativ starker Metamorphose wieder zu erkennen ist. Solange die Gesteine der Petermann-Serie in diesem Teilstück des Knækdalen nur wenig metamorph sind, können sie ohne Schwierigkeiten wieder erkannt werden. Die ausserordentlich übersichtlichen tektonischen Verhältnisse gestatten jedoch auch im stark metamorphen Gebiet eine dadurch einigermaßen begründbare Parallelisation. Vergleiche Tafel 1 und Fig. 7.

1. Die Hagar-Gruppe im Knækdalen.

In der Umgebung des Camp 1 der Miss BOYD Expedition (5) sind sehr schön aufgeschlossen noch deutlich sedimentär gebankte Granatglimmerschiefer (stark rostig anwitternd), wechsellagernd in unregel-

mässiger Folge mit quarzreichen Chloritschiefern, Chloritoidschiefern, Biotitschiefern, Granuliten und Quarziten. Sehr häufig sind karbonatreiche Linsen und Knauer; dieselben zeigen z. Teil beginnende oder bereits stark fortgeschrittene Granatporphyroblastenbildung. Die Streichung auf den Schichtflächen geht parallel der Streichrichtung, das heisst ca. Nord—Süd bei einem westlichen Einfallen von 19° . — Grobkörnige Pegmatitgänge und pegmatoide Massen sind stets mehr oder weniger diskordant. Es handelt sich dabei um grobkörnige, Granat und Muskowit führende Alkalifeldspat-Pegmatite mit zum Teil schön schriftgranitischer Verwachsung von Kaliumfeldspat und Quarz. Die intensiv metamorphen Gesteinspartien zeigen sehr extreme Feinfältelung (Knitterfältelung), während im übrigen der ganze Gesteinskomplex der Hagargruppe in diesem Gebiet eine nur sehr sanfte Synklinale bildet. Vereinzelte intensivere Bewegungen in Form kleinerer Falten sind im westlichen Teil der Hagargruppe vorhanden und greifen nur über einzelne Schichten, das heisst; sie erfassen nur einen geringen Teil des gesamten Schichtpaketes. Aus grosser Distanz, zum Beispiel vom Schiff gesehen im Keiser Franz Josephs Fjord, glaubt man diesen Falten eine grössere Bedeutung beimessen zu müssen, bei näherer Beobachtung ist jedoch oft festzustellen, dass solche kleine Falten durch die Kulissenwirkung verstärkt oder überhaupt vorgetäuscht werden. In den soeben beschriebenen Gebieten treten oft, besonders in der Nähe von pegmatitischen Bildungen, Mineralvorkommen vom Typus der alpinen Zerrklüfte auf. Dieselben liegen meist ungefähr senkrecht zur Streich- und Fallrichtung der Gesteinsschichten, wie dies auch in den Alpen, zum Beispiel im Aarmassiv, konstatiert werden kann (vergleiche W. HUBER (21)). Der Mineralbestand bildet eine eintönige Paragenese mit Quarz, Siderit limonitisiert, Muskowit, Hämatit in kleinen Eisenrosen, sowie münzrollenartig aggregiertem Chlorit (Vermiculit).

Besonders in höheren Lagen der Hagargruppe, beziehungsweise der metamorphen Petermannserie, sind in den steilen Wänden des Knækdalen grandiose Injektionsphänomene, durch einen intrudierenden Granitgneis hervorgerufen, beobachtbar (Fig. 8).

Soweit in diesem Profil festgestellt werden konnte, handelt es sich nicht um eine ausgesprochene Vertikalintrusion, sondern um eine auffallend lagige. Der Granit, eine Zweiglimmergranit von mittlerer Korngrösse (als Marginal-Granit WEGMANN'S (49) zu erkennen) muss seitlich, das heisst von Norden oder Süden her in die bereits vorhandene Synklinale (möglicherweise schon primäre Mulde) der Hagar-Gruppe eingedrungen sein, ohne dass dabei die, zu erwartenden, tektonischen Störungen beobachtet werden können. Der eingedrungene Granit hat die grossen Sedimentrelikte lediglich in grosse linsenförmige Lagen zerlegt. Die Quarzit-Linsen und -Lagen haben ihre ursprüngliche Lage bei-



Fig. 8: Blick gegen den Nordabhang des Knækdalen. Die hellen Lagen bestehen aus weissem Granit, die dunkeln Lagen werden gebildet durch schwach metamorphe Quarzite.

behalten, ihre Bankung und auch ihre Schichtung hat durch die grossartige Granitintrusion in auffallender Weise keinerlei räumliche Veränderungen, wie beispielsweise Verdrehung von Schollen verursacht. Die rein intrusive Genetik des Granites, das heisst, dass derselbe nicht autochthon gebildet wurde, dürfte durch die, gegenüber den Schollen scharfe Abgrenzung, sowie am Kontakt unbedeutende, nur auf wenige Millimeter ausgedehnte Kontaktzone, sowie die meist richtungslose Textur erklärt sein.

Ausgehend und zwar meist in kleinen Lagergängen vom Granit sind kleine Apophysen, welche als charakteristische Mineralien schwarzen Turmalin, Granat und blassgrünen Beryll führen.

Weiter im Westen, ungefähr bei Camp 2 der Miss BOYD-Expedition (5), steigt der schwache Synklinalschenkel der Hagar-Gruppe nach Westen an und geht in einem kontinuierlichen Übergang in die nicht oder nur schwach metamorphe Petermannserie über. Wie das Profil (Seite 41) zeigt, besteht die Petermannserie, soweit bis heute bekannt ist, hauptsächlich aus Quarziten mit sehr schönen Rippelmarks und Kreuzschichtung (Fig. 8a).

In Linsen und dünnen Lagen lediglich die Schichtfugen füllend sind Hornblende-Granat-Sericit-Schiefer, welche den schwach metamorphen

Charakter dieses Komplexes zeigen. Vereinzelt Lagen von Strahlsteinschiefern s. l., welche als konkordante Lagen zwischen den Quarziten liegen, sind nicht leicht zu deuten, das heisst, es konnte an den spärlichen Beispielen nicht bestimmt werden, ob es sich dabei um metamorphe Lamprophyrgänge handelt, oder ob deren Ausgangsmaterial rein sedimentär war. Ungefähr dem Mysteriedalen parallel verlaufend, das heisst mit ca. 42° E. streicht die Gewölbeachse einer, durch die Talbildung angeschnittenen Antiklinale. Der Scheitelpunkt dieser Antiklinale liegt

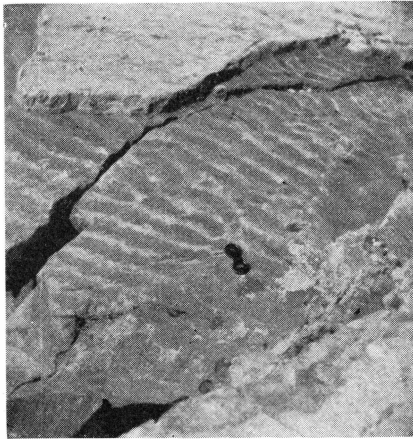


Fig. 8 a: Rippelmarks in den östlich dem Mysteriedalen anstehenden Quarziten der Petermannserie.

ungefähr beim Nedre Mysteriesø; von dort aus sinkt sie nach beiden Seiten sehr flach ab. Weiter westlich dieser Achse ist die Metamorphose sehr unbedeutend, so dass nun von der eigentlichen rein sedimentären Petermannserie gesprochen werden kann.

2. Die Petermann-Serie.

Ungefähr vom *g* der Bezeichnung Jættegletscher auf der topographischen Karte (59) aus gesehen, beschreibt ODELL (30) eine Überschiebungsfläche, welche die Gregory-Serie (hier Hagar-Gruppe) von der Petermannserie trennt. Diese Feststellung ODELLS war für die verschiedenen Arbeitshypothesen von stark beeinflussender Bedeutung, so auch für die vorliegende Untersuchung. Aus diesem Grunde habe ich zusammen mit H. R. KATZ die in Frage stehende Lokalität aufgesucht, um die soeben erwähnte Überschiebungszone eingehend zu studieren. Dabei komme ich zu einer, gegenüber ODELL stark abweichenden Interpretation. Es ist von einiger Wichtigkeit, dass vorerst die Petermannserie, soweit



Fig. 9: Blick gegen Südwesten mit Gregorys Gletscher und im Hintergrund Petermanns Bjærg.

dies bis heute möglich ist, etwas genauer charakterisiert wird. Das als Tabelle beigegebene Profil (Seite 41) enthält die Schichtglieder der Petermannserie vom Mysteriedalen bis zum Gipfel des Magog. Bei einer allfälligen Neubegehung eines Profils der Petermannserie dürften, insbesondere in bezug auf die Mächtigkeiten, grössere Korrekturen notwendig werden.

Das hier beschriebene Profil kann auch am Berge Gog, sowie den weiter südwestlich gelegenen Bergen an besonders durch ihre Farben auffallenden Schichten wieder erkannt werden (Fig. 9, 10, 11, 12, 13). Die Annahme, dass am klassischen Orte, das heisst dem Petermanns Bjærg, die Verhältnisse ähnlich sind, ist durch gewisse, aus der Ferne sichtbare Strukturen, sowie der allgemeinen Streichrichtung einiger-massen gerechtfertigt. Am Berge Magog wurde bei einem Streichen von 23° E. ein Fallen von 40° S. gemessen, am Gog bei 28° E. ein Fallen von 58° S.; am Petermanns Bjærg wurde ein westliches Fallen von 30° (ODELL 30) angegeben. Insofern vom Jættegletscher in nördlicher Richtung beobachtet werden darf, scheinen die Verhältnisse im Louise Boyds Land ähnlich wie am Gog zu sein (Fig. 13). Weiter im Landesinneren, das heisst in westlicher Richtung, bildet die Petermannserie eine flache Synklinale bis zum Victor Madsens Gletscher; kleiner Falten finden sich selten, umfassen dann nie das ganze Schichtpaket, sondern nur

einzelne Schichten. Der tektonische Aufbau der westlichen Sedimentgebiete ist somit viel ruhiger als beispielsweise die Eleonore Bay Formation im Antarctica Sund.

Beim Vergleich von Plat 5 bei ODELL (30) und meinem hier wiedergegebenen Profil (Figur 14) der Mysteriessøer Overfold zeigt sich ein unscheinbarer, jedoch grundlegender Unterschied. Es scheint, dass durch den Rückgang des Jættegletschers der Faltenkern und somit die Umbiegung (zum Beispiel der verrosteten Quarzite (No. 20) erst in neuerer Zeit freigelegt und daher mit Sicherheit beobachtet werden konnte. Wie auf dem Sammelprofil (Tafel 1) zu sehen ist, handelt es sich lediglich um eine nicht sonderlich bedeutungsvolle Falte, welche nur durch wenige Schichtglieder (Schichten No. 19, 20 und 21) der Petermannserie wahrnehmbar ist. Die über dieser Falte gelegenen Schichten (Schichten No. 12

Stratigraphische Tabelle der Petermannserie.

| Schicht No. | Ungefähre Mächtigkeit | Charakterisierung |
|-------------|-----------------------|--|
| 12 | 200 m | Graue Quarzite, dicht mit teils schaligem Bruch. |
| 13 | ca. 500 m | Markante, hellbraun-graue, gut gebankte Quarzite. |
| 14 | ca. 200 m | Braunschwarze, stark verwitternde Kalke, bisweilen sandig-tonig werdend; auf Schichtflächen runenartige kleine Wülste, oder feinste scharfkantig gerippte Oberflächenbildungen; lediglich in dünnen Lagen der Schichtung schief stehendes Clivage. Darin gelbliche Bank. |
| 15 | ca. 20 m | Graue, fleischfarben anwitternde, feinplattige Quarzitbank. |
| 16 | ca. 200 m | Markante, hellbraun-graue, gut gebankte Quarzite. |
| 15 | ca. 20 m | Analog Schicht 15. |
| 17 | ca. 50 m | Gelbbraune, stark verwitternde Quarzite. |
| 18 | ca. 500 m | Grauschwarze und braune feingebankte quarzitischeschiefer. |
| 19 | ca. 100 m | Graugrüne Sericitphyllite mit Biotit, Chlorit und Granat. |
| 20 | ca. 500 m | Rostig anwitternder Quarzit, im frischen Handstück hellviolett mit ausserordentlich schönen Rippelmarks und Kreuzschichtung. |
| 21 | 100 m | Hellgraue und braune Quarzite mit ausgezeichneten Rippelmarks und Kreuzschichtung (mit bereits Metamorphose andeutenden Zwischenlagen von Sericit-Quarziten). |
| | 2400 m | |

Profil durch die Petermannserie, aufgenommen zwischen Mysteriessø und Magog Gipfel, sowie zwischen Mysteriessø und dem »K« von Fränkels Land auf der Karte (59).

bis 18) zeigen am Grat des Berges Magog sowie an allen, in Frage kommenden Lokalitäten lediglich kleinere Störungen wie Clivageerscheinungen, zum Beispiel in den Kalken der Schicht No. 14. Tatsächlich treten

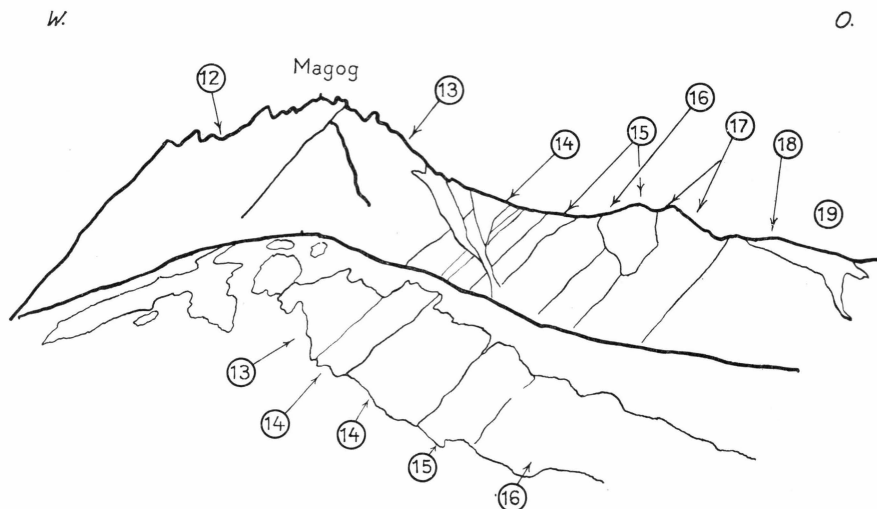


Fig. 10: Südansicht des Magog. Die Nummern entsprechen den Schichtgliedern, wie sie aus der stratigraphischen Tabelle Seite 41 ersichtlich sind.

stark tektonisch beanspruchte Gesteine im Faltenkern gegen die wenig gestörten Glieder der darüber liegenden Schichten der Petermannserie auf; es handelt sich dabei um die stark lagigen Sericit-Schiefer bis -Phyllite (Schicht No. 19), welche bei ihrer (zum Beispiel im Knækdalen Profil sichtbaren) schon primär ausgesprochen schiefen und aufblätternen

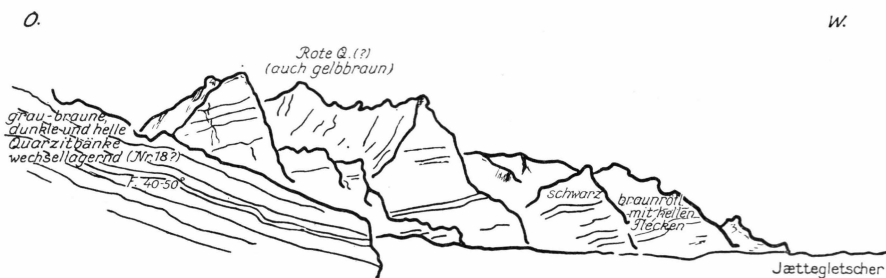


Fig. 11: Ansichtsskizze vom Jættegletscher auf die südwestlich gelegenen Berge. Dieselben sind aus den Gliedern der Petermannserie aufgebaut.

Textur bei einer, den Schichtflächen schiefen Beanspruchung kein anderes, das heisst, sehr stark gestörtes Bild, erwarten lassen. Eine eigentliche Überschiebungsfläche, (das heisst Mylonite etc.) ist nicht auffindbar. Die hier gemachten Beobachtungen werden dadurch noch bekräftigt, dass die über der Falte liegenden Schichten (No. 18, 17, 16, 15 etc.) der

Petermannserie, in der Hagar-Gruppe (Figur 8 und 16) in konkordanter Lagerung auf den Biotit-Granat-Schiefern bis -Phylliten wiederzufinden sind, zum Teil sind sie allerdings metamorph, können aber trotzdem

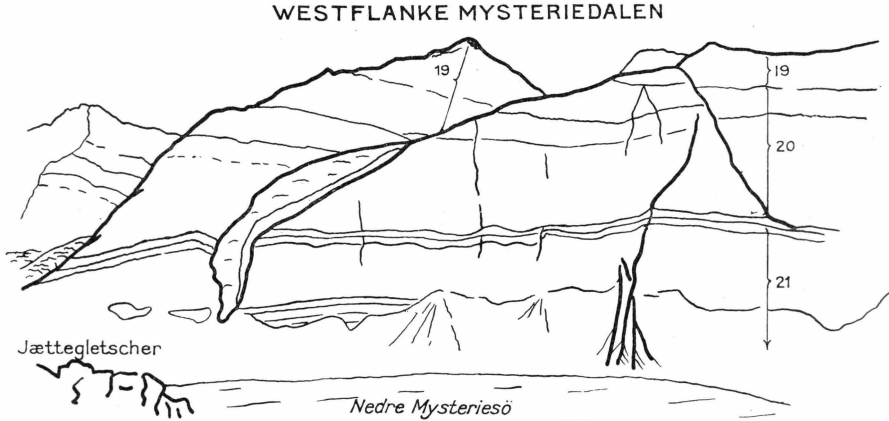


Fig. 12: Ansichtsskizze der Westflanke des Mysteriedalen. Die Nummern entsprechen den Schichtgliedern wie sie aus der Tabelle Seite 41 ersichtlich sind.

erkannt und mit Sicherheit identifiziert werden. Somit ist der Beweis erbracht, dass die nichtmetamorphe Petermannserie das Ausgangsmaterial der leicht bis stark metamorphen Hagar-Gruppe darstellt, welche andererseits durch kontinuierlichen Übergang in die, mit extremer Stoffzufuhr umgewandelte Migmatitserie der Sylva Maria Gruppe über-

LOUISE BOYDS LAND

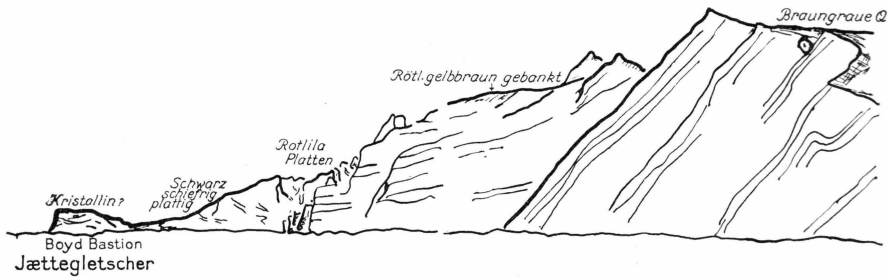


Fig. 13: Ansichtsskizze vom Jættegletscher auf das westliche Louise Boyd Land.

geht. In ähnlicher Weise ist auch der Übergang der Eleonore Bay Formation, im Ganzen gesehen, durch die Isfjordzone zur Sylva Maria Gruppe bewiesen worden. Daraus lässt sich weiter schlussfolgern, dass die Petermannserie in kommensurablen Altersverhältnissen zur Eleonore Bay Formation steht, das heisst, ebenfalls algonkisch ist. Ob es sich

dabei um Schichtglieder handelt, welche direkt beispielsweise untere Glieder der Quarzitserie darstellen, wie sie metamorph in der Isfjordzone vorliegen, oder ob es sich um eine Küstenfacies der Eleonore Bay Formation im allgemeinen handelt, kann bei den heute noch unvollständigen Kenntnissen der Eleonore Bay Formation nicht mit Sicherheit ausgesagt werden. Das gleiche gilt auch für die verschiedenen von anderen

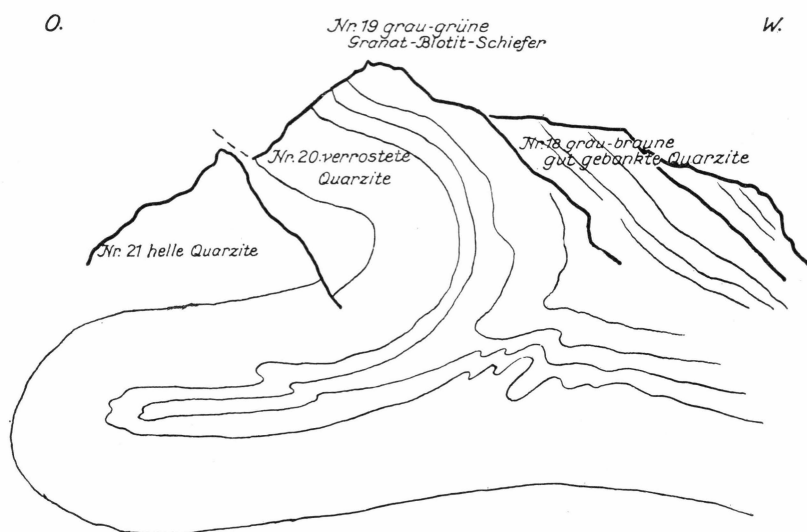


Fig. 14: Ansichtsskizze der sogenannten »Mysterioer Overfold«, ungefähr 2 km nordwestlich des Nedre Mysterio. Die Bezeichnungen der Schichtglieder entsprechen der stratigraphischen Tabelle Seite 41.

Autoren geäußerten Vermutungen, so z. B. ob es sich um ein Analogon der Hecla Hook oder Thule Formation handelt.

Im Mysteriedalen sind innerhalb des, den anstehenden Fels bedeckenden Schuttes dioritische Gesteine aufgeschlossen. Es dürfte sich dabei um Lagergänge handeln, wie sie auf der südlichen Talseite des Jættegletschers zu sehen sind. Am Gipfel des Magog befindet sich ein Lamprophyrgang, der in dieser Partie als Lagergang in den Quarziten der Schicht 12 liegt. Es handelt sich dabei um Diabas-artige Gänge wie sie WEGMANN aus der Moräne des Cäcilia Nunatak erwähnt hat.

IV. DIE ISFJORDZONE, PHYSIOGRAPHIE UND GENESIS

C. WEGMANN (49) hat in seiner Arbeit »Preliminary report on the caledonian orogeny in Christian X's land« den »Metamorphen Komplex« der Innern Fjorde in verschiedene Zonen gegliedert. Das Dach des »Metamorphen Komplexes« wird gebildet durch den von WEGMANN Isfjordzone genannten Gesteinskomplex. WEGMANN (49) gibt eine kurze Übersicht der petrographischen Zusammensetzung. Besonders anschaulich über die Ausbreitung und tektonische Lagerung sind eine Skizze und ein Tektonogramm Wegmanns (49, p. 54 und pl. I), auf welche hier verwiesen werden soll. Wie die Ansichtsskizzen (Fig. 3, 4, 5) sowie das Sammelprofil zeigen, beginnt die Isfjordzone und mit ihr das gesamte »Vela Massiv« stets in einem, nach Westen ansteigenden Synklinalschenkel, sei es in Form eines kontinuierlichen Überganges von nichtmetamorphen Gesteinen der Eleonore Bay Formation, oder an einer für die Deutung des »Metamorphen Komplexes« untergeordneten Störungslinie. Die Schichten der östlichen Partien des »Metamorphen Komplexes« beginnen in der Regel mit einem sanften Ansteigen gegen Westen, um dann in steilgestellten, intensiven Stauchfaltungen in die Höhe zu gehen, um sich weiter westlich in flacher Lagerung konkordant über den Gesteinskomplex der Sylva Maria Gruppe zu legen. Auf der Westseite des »Metamorphen Komplexes« bilden sie zum mindesten einen Teil der von WEGMANN genannten Hagar-Gruppe und teilweise den metamorphen Anteil der Petermannserie (vergl. Kapitel III). Es ist vorläufig jedoch nicht möglich, einzelne Glieder der westlichen Sediment- und metamorphen-Serien direkt mit denen östlich des »Metamorphen Komplexes« zu parallelisieren; weitgehende Analogien können jedoch schon jetzt gesehen werden. In geringer Entfernung vom Kontakt ist die Tektonik der Isfjordzone und der Eleonore Bay Formation konform, zeigt dann in der Aufwölbungszone zum Beispiel bei Kap Lapparent Fig. 3, oder an den entsprechenden Lokalitäten im Geologfjord (Fig. 4, 5) einen wesentlich anderen Faltungsstil. Es muss dies auf eine zur Zeit der Aufwölbung des »Vela Massiv« plastisch (s. l.) geartete Konsistenz der Isfjordzone und insbesondere der Sylva Maria Gruppe zurückgeführt werden. Die

bruchfreien Krümmungsradien der Schichtserien der Eleonore Bay Formation-Falten scheinen beschränkt gewesen zu sein, während in den darunter liegenden Gesteinen der Isfjordzone eine weitgehende, bruchfreie Feinfältelung ohne weiteres stattfinden konnte. Die Erklärung dieser Erscheinung ist wohl nicht nur in der anders gearteten Verformbarkeit von kristallinen Gesteinen zu suchen, sondern es muss angenommen werden, dass die obersten Partien der Isfjordzone zur Zeit ihrer Hebung in festem Zustand waren, während die unteren Schichten noch viskos waren, was dann auch zu Bruch- und Mylonit-Bildung in den obersten Partien der Isfjordzone führte.

1. Physiographie der Gesteine aus der Isfjordzone.

Die Isfjordzone ist ein Gesteinskomplex von sehr mannigfacher und stark wechselnder Zusammensetzung und Mächtigkeit. Im Gegensatz zu den Gesteinen der Sylva Maria Gruppe wechselt der Grad der Metamorphose, sowie der Anteil des zugeführten Stoffes sehr stark, wobei stets an der Basis der Isfjordzone die Metamorphose ihr Maximum erreicht, während sie nach oben deutlich abnimmt, um schliesslich in die schwach metamorphen Gesteine der Eleonore Bay Formation überzuleiten. Nicht immer leicht und meist nur subjektiv ist zu entscheiden, ob schwach metamorphe Gesteinskomplexe bereits zur Isfjordzone oder noch zu den schwach metamorphen Gesteinen der Eleonore Bay Formation zu rechnen sind. An den Lokalitäten, bei denen eine scharfe Grenze durch Mylonite (Nanortalik) oder einen Granitzug (Junctiondal) nachträglich geschaffen wurde, wurden die Gesteine gesondert von der Isfjordzone behandelt, während sie am Geologfjord zusammen mit den Gesteinen der Isfjordzone behandelt werden. Die Stoffzufuhr äussert sich einerseits durch Injektionen *lit par lit* unter Bildung von Streifengneisen und Augengneisen s. l., oder wohl auch durch eine Infiltration und damit verbundenem Stoffaustausch, wie in einzelnen Feldspatquarziten oder Feldspatgneisen etc. ersichtlich ist. Andererseits kann die Stoffwanderung lediglich durch Reaktion der ursprünglichen Komponenten untereinander erfolgt sein. Vereinzelt liegen Gesteine eruptiven Ursprungs in Form von Stöcken oder Gängen vor, welche ebenfalls von der kaledonischen Metamorphose erfasst und umgeprägt wurden. Die petrographische Beschreibung geschieht hier in einer Zusammenfassung ähnlicher Typen; auf eine Einzelbeschreibung der verschiedenen Spielarten muss, abgesehen von besonders interessanten Typen, verzichtet werden. Die Trennung zwischen Gesteinen mit deutlicher Stoffzufuhr und solchen ohne Stoffzufuhr kann nicht konsequent vorgenommen werden, da zwischen extremen Gliedern, wie zu erwarten ist, alle Übergänge vermitteln!

a. Gesteine ohne vollständige Umwandlung und Stoffzufuhr.

aa. Quarzite und Feldspatquarzite s.l.

Unter die Gruppe dieser Gesteine wurden solche zusammengefasst, deren Ursprung sicher sedimentär, und bei denen das Ausgangsmaterial Quarzite im weiteren Sinne umfasste. Um dem Umstand Rechnung zu tragen, dass durch zunehmenden Feldspatgehalt Quarzite in Gneise übergehen können, wurden auch dieselben wenigstens teilweise zu dieser Gesteinsgruppe gestellt. Ebenso wurden Granat- und Hornblende-führende Quarzite hierher gerechnet, soweit die Ca- etc. Silikate nicht die überwiegenden Gemengteile bilden. Bemerkenswert ist, dass innerhalb der Gesteinszonen mit starker Stoffzufuhr im speziellen Gneise und Quarzite auftreten, deren Neosom äusserst gering ist oder sogar fehlt; die mengenmässige Stoffzufuhr ist somit in einzelnen Gesteins-schichten und -arten stark variabel. Die Stoffzufuhr ist nicht in allen Teilen als homogen zu erkennen, sondern erfasste teilweise einzelne Schichten. Besonders auffallend zeigen dies Quarzit- und Marmorlagen in der näheren Umgebung des Sonklardals im Kejsers Franz Josephs Fjord.

Daneben treten Quarzite auf, welche eine progressive Reaktion der einzelnen Mineralien untereinander anhand von Reaktionsrändern und Pseudomorphosenbildung ohne Stoffzufuhr deutlich zeigen. Die letzteren Phänomene sind besonders schön an Granat- und Hornblende-führenden Quarziten vom Geologfjord und Kap Hedlund zu beobachten.

Das Aussehen der hier zu beschreibenden Gesteine kann sehr mannigfaltig sein, zum Teil sind es weisse, oder durch feine Beimengungen gefärbte, graue, rötliche oder grünliche Quarzite, ferner bunt gesprenkelte, je nachdem sie Porphyroblasten von Granat oder Hornblende enthalten. Ihre Beschaffenheit ist entweder sehr fest; wenn jedoch Calcit als Bindemittel auftritt, fallen sie auf durch leichtes Absanden und Gelbfärbung.

Der Quarz bildet als Gefüge fast durchwegs eine ausgezeichnete Polygonalstruktur mit konvexer Umgrenzung bei wechselnder Korngrösse. Besonders in grobkörnigen, meist stark metamorphen Quarziten der Isfjordzone zeigt sich bei makroskopischer Betrachtung ein auffallend glasiger Glanz. Der Quarzgehalt ist stark wechselnd; er variiert zwischen 60 % und 100 %. Undulöse Auslöschung, Böhmische Streifung, sowie Felderteilung und randlich vendrikelartige Verzahnung, treten in Quarziten auf, die durch spätere tektonische Störungen beansprucht wurden; auch feldspatführende Quarzite und Gneise zeigen dieselbe, während sie in reinen Quarziten, die tektonisch nicht beansprucht wurden, fast vollständig fehlen. Einschlüsse sind relativ spärlich.

Der Sericit tritt hauptsächlich intergranular zwischen Quarz auf, kann in einzelnen Typen idiomorph oder panidiomorph in Quarz eingeschlossen auftreten. Der Sericit, zum Teil als Muskowit auftretender Kaliumglimmer, liegt durchwegs in die Schieferungsebene eingeregelt und vermittelt besonders den plattigen Quarziten einen seidenen Glanz. An einigen speziellen Proben vom Geologfjord ist zu erkennen, dass sich die Sericitschuppen an Stellen bilden, die bei schwacher oder fehlender Metamorphose eine nicht näher bestimmbare, eventuell tonige Mesostasis bilden. Quarzite, die eine derart schwache Mineralneubildung aufweisen, wurden noch durchwegs zur nichtmetamorphen Eleonore Bay Formation gerechnet. Um die langsam beginnende Metamorphose vollständig zu erfassen, musste sie auch dort untersucht werden.

Der Biotit tritt in den schwach bis stark umgewandelten Quarziten auf und wurde bereits in den Eleonore Bay Quarziten, zum Beispiel bei Nanortalik, aufgefunden und dort eingehend beschrieben. In schwach metamorphen Gesteinen wurde beobachtet, dass der Biotit eine auffallende Tendenz zu Knötchenbildung besitzt, während bei stärkerer Umwandlung einzelne Blättchen und Schuppen auftreten. Im ersten Falle zeigen Biotit und Quarz oft ein ausgesprochen poikiloblastisches Implikationsgefüge, wobei der Biotit als Oi-kristall und der Quarz als Cheda-kristall zu betrachten ist. Bei sehr kleinem Achsenwinkel zeigt der intensive Pleochroismus für:

$n\alpha$ = fast farblos, $n\beta$ und $n\gamma$ = intensiv braun-rot bis braun. Der Biotit ist oft von den anderen Glimmermineralien umflasert und zum Teil mit ihnen parallel verwachsen. Kleine Einschlüsse, im wesentlichen Zirkon und seltener Orthit, besitzen ausserordentlich häufige und schöne pleochroitische Höfe.

Der Chlorit ist in den bestimmten Fällen ein Pennin, besitzt zwischen gekreuzten Nicols tintenblaue bis blauviolette Interferenzfarben. Bei sehr kleinem Achsenwinkel und optisch positivem Charakter liegt $n\gamma$ in der Längsrichtung der Blättchen. Primär findet er sich lediglich in den nur schwach metamorphen Gesteinen der Eleonore Bay Formation oder Petermannserie; in der Isfjordzone ist er nur als sekundäre, diaphtoritische Bildung anzutreffen und dann hervorgegangen aus Biotit oder Hornblende. Vereinzelt, dann allerdings eher als Klinochlor ausgebildet, ist er auf kleinen Zerrklüften zusammen mit Zeolithen anzutreffen.

Der Orthoklas zeigt im Gegensatz zum Quarz oft sehr ausgeprägt konkave Umgrenzungsformen. In sehr Feldspat-armen Quarziten sind die Orthoklaskristalle zwickelfüllend. Bei zunehmendem Feld-

spatgehalt bildet er zusammen mit dem Quarz eine eigenartige Mosaikstruktur, wobei Quarz konvex und Feldspat konkav umgrenzt sind. Die Erklärung für dieses Strukturbild dürfte in den verschiedenen Bildungsbedingungen von Quarz und Feldspat zu suchen sein. Der Quarz strebt bereits seine ideale Umgrenzung an, während dem sich erst später bildenden Feldspat durch den zur Verfügung stehenden Raum eine Fremdgestalt aufgezwungen wird. Die untergeordneten Feldspatkörner in nichtmetamorphen Quarziten zeigen eine durch ihre Spaltbarkeit bedingte geringere Rundung; bei zunehmender Metamorphose werden sie erst in Sericit und dann wieder in Feldspat umgewandelt, ohne, dass das oben beschriebene Strukturbild entstehenden würde. Die Kontinuität in der mengenmässigen Zunahme von Feldspat in diesen Quarziten, welche bis zu vollständigen Gneisen führen kann, ist nicht nur durch Rekristallisation von bereits in den Quarziten vorhandenen Feldspäten allein zu erklären, sondern es muss eine Stoffzufuhr s. l. angenommen werden. Wie diese Zufuhr im einzelnen stattgefunden hat, konnte nicht weiter verfolgt werden.

Makroskopisch zeigt der Orthoklas meist ein fleischfarbenes Aussehen, was durch äusserst feines Hämatitpigment hervorgerufen wird. Es gilt dies insbesondere dann, wenn die Stoffzufuhr relativ gering war. Der Orthoklas ist oft erfüllt von feinsten Sericitschüppchen und besitzt perthitische Spindeln. Verzwillingung nach dem Karlsbadergesetz sowie Mikroklin treten erst bei sehr feldspatreichen, das heisst eigentlichen Gneisen auf.

Der Plagioklas zeigt die beim Orthoklas-Quarzgefüge gefundene Struktur nur sehr undeutlich; er ist idiomorpher. Ferner ist nicht deutlich ersichtlich, ob es sich auch hier um eine ähnliche Stoffzufuhr handelt wie beim Orthoklas. In vielen Fällen ist eindeutig zu erkennen, dass der Plagioklas an Orten von Sericitanhäufungen auftritt und nie selbständig, das heisst ohne gleichzeitiges Auftreten von Orthoklas zu finden ist, während der Kaliumfeldspat sehr oft selbständig ist. Der Plagioklas ist insbesondere bei nur relativ geringer Metamorphose durch feinste Sericitschüppchen gefüllt. Er ist meist nach dem Albitgesetz [010] verzwillingt und besitzt bei einer symmetrischen Auslöschung von $\pm 0^\circ$ die Zusammensetzung von Oligoklas. Der Schwankungsbereich der Plagioklaszusammensetzung ist meist sehr gering, das heisst er geht in seinen Extremen von einem Albit-Oligoklas bis zu einem Oligoklas-Andesin. Als Beispiel einer derartigen Zusammensetzung kann die Integrationsanalyse eines Quarzites von wenig östlich dem Sonklardal gegeben werden: Quarz 83,8 %, Glimmer (Biotit-Sericit und Muskowit) 9,5 %, Kaliumfeldspat 5,6 %, Plagioklas (Oligoklas) 1,1 %.

Der Calcit zeigt ein sehr verschiedenartiges Auftreten, einerseits wenn der Quarzit schwach oder anderseits, wenn er stark metamorph ist, oder aber ob er Haupt- oder Nebengemengteil darstellt. Ist der Calcit sehr untergeordnet, so zeigt er extrem konkave Umgrenzungsformen gegenüber dem Quarz. In sehr stark zu Marmor überleitenden Gesteinen ist der Quarz nur noch als tropfenförmige Chedakristalle im Calcit eingeschlossen, der für sich eine nematoblastische bis granoblastische Struktur bildet. Ein Beispiel soll lediglich die Art der Metamorphose an solch kalkreichen Quarziten erläutern; es handelt sich dabei um einen Calcit-reichen Quarzit mit Granat und Vesuvian, der von östlich dem Kap Hedlund im Kempes Fjord stammt. Makroskopisch sind braunrote Flecken von Granat und Vesuvian sichtbar, deren Unterscheidung jedoch erst unter dem Mikroskop gelingt. Weder der Granat noch der Vesuvian bildet eigentliche geschlossene Kristalloblasten, sondern sie sind vollständig poikiloblastisch von Quarz durchsiebt. Zwischen den Quarz- und Calcitkörnern sind in einigen Millimetern Entfernung von den Granat-beziehungsweise Vesuvianporphyroblasten keine Reaktionserscheinungen wahrnehmbar. Bei Annäherung an einen makroskopisch als Granat- oder Vesuvianporphyroblast zu erkennenden Fleck zeigt sich zwischen Calcit und Quarz ein intergranularer Kontaktfilm. Das Auftreten dieses Kontaktfilms beginnt erst an den Berührungsflächen von Quarz und Calcit, um dann längs Spaltrissen des Calcit in kapillare Adern und Risse des Quarzes vorzudringen. Bei weiterer Annäherung an einen Granat- oder Vesuvianporphyroblasten erweitern sich diese kapillaren Filme zu Schnüren und Säumen, um schliesslich in zusammenhängende, nach Calcit pseudomorphe Kristalloblasten überzugehen. Diese Kontaktbildung besteht aus einem Mineral, dessen Bestimmung nicht einwandfrei gelungen ist. Die Lichtbrechung liegt zwischen 1,55 und 1,53; die Doppelbrechung ist ähnlich dem Wollastonit, also $n_\alpha - n_\gamma$ ungefähr 0,01—0,015. Es handelt sich um faserige Aggregate, die durch eine Superposition von Lamellen entstanden sind. Das fragliche Mineral ist makroskopisch grau, im Dünnschliff farblos, seine Auslöschungsschiefe gegenüber der Faserrichtung beträgt rund 45° . Diese Daten stimmen einigermassen mit verschiedenen wasserhaltigen Calciumsilikaten überein, insbesondere mit Okenit. Bei einer Erhitzung auf 600° treten Isotropisierungserscheinungen auf. Ausgehend von dem fraglichen Mineral sind wiederum Kontakterscheinungen gegenüber Granat und seltener Vesuvian zu erkennen und zwar in analoger Weise wie dies bereits beschrieben wurde.

Der Granat ist ein oft in grosser Menge auftretender Gemengteil; derselbe wurde während der kaledonischen Metamorphose neu gebildet.

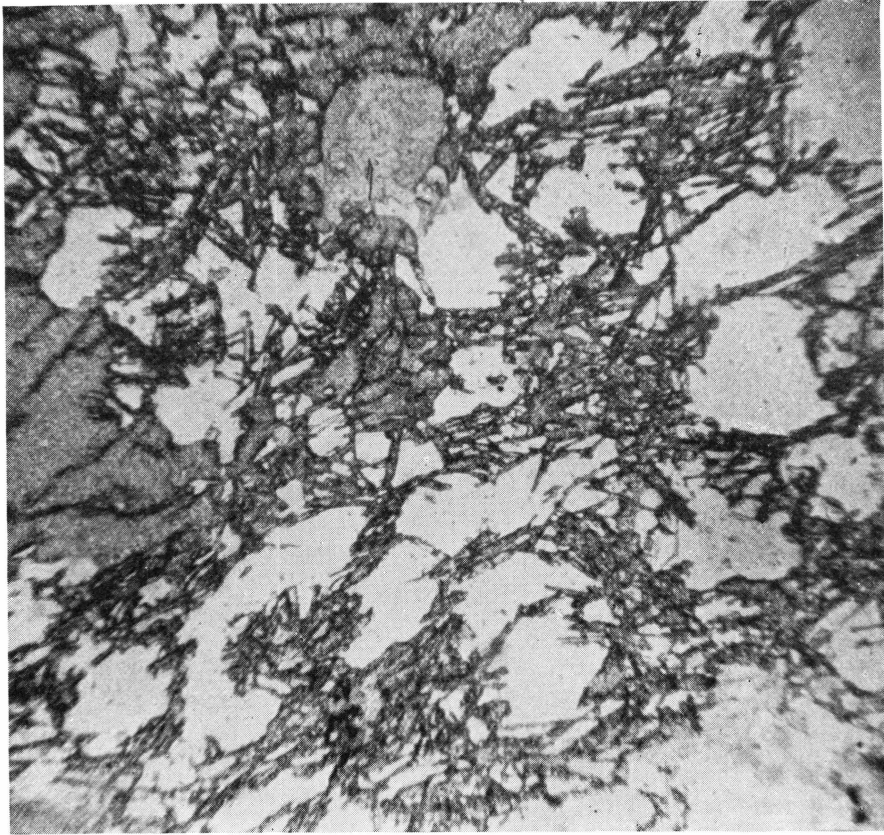


Fig. 15: Dendritisch ausgebildeter Granat; die Dendriten meist ausgehend von normalen Granatporphyroblasten.

Die Granatporphyroblasten sind in Lagen oder Knauern angereichert, je nach der ursprünglichen Zusammensetzung des Quarzites, oder aber dem Grad der Metamorphose. Der im mikroskopischen Bild blassrosa gefärbte Granat (Almandin) zeigt nur sehr selten vollständige Umgrenzung; meist ist er stark poikiloblastisch durchsiebt. Diese poikiloblastische Durchsiebung kann derart weit gehen, dass eigentliche Dendritenstruktur entsteht, das heisst, dass das polygonale Quarzgefüge längs den Umgrenzungsnähten, ausgehend von grösseren Granatpartien, netzartig umschlossen wird, so dass im zweidimensionalen Dünnschliff eine an Dendritenbildung erinnernde Netzstruktur entsteht. Fig. 15. Wenn die Metamorphose jedoch intensiver wird, vereinigen sich diese Dendriten zu grösseren Kristallindividuen.

Die Hornblende bildet garbenartige Büschel von blass bis kräftig-grüner Farbe. Es handelt sich dabei um strahlsteinartige sowie um

gewöhnliche Hornblende, welche zusammen mit Quarz ein graphisches Implikationsgefüge bildet. Bei den nur schwach gefärbten Arten fehlt der Pleochroismus vollständig; die etwas eisenreicheren Aktinolithe besitzen für:

| $n\alpha$ | $n\beta$ | $n\gamma$ |
|------------|------------|------------|
| blassgelbe | blassgelbe | blassgrüne |

Farbe. Die Auslöschungsschiefe wechselt $n\gamma/c$ zwischen 10° und 20° . Die Doppelbrechung ist oft auffallend gering, das heisst $n\gamma - n\alpha$ um 0,02.

Als Akzessorien sind Zirkon, Apatit, Magnetit, Hämatit, Pyrit stets in untergeordneten Mengen vorhanden. Um Zirkon sind in den melanokraten Gemengteilen ausserordentlich deutlich umgrenzte pleochroitische Höfe zu sehen. In selteneren Fällen können solche auch bei Apatit beobachtet werden.

bb. Marmore.

An verschiedenen Lokalitäten sind innerhalb der Isfjordzone Gesteine mit überwiegend karbonatischem Charakter anzutreffen. Diese zum Teil silikatischen Marmore treten innerhalb stark metamorpher Quarzite auf; besonders erwähnenswert ist ein Vorkommen im Sonklardal, wo ein Silikate führender Marmor als eine einige Meter mächtige Lage im Zweiglimmergneis auftritt. Dieser Zweiglimmergneis (siehe Seite 60) ist ein Gestein, dessen Entstehung zweifellos eine Stoffzufuhr erfordert; es kann indessen festgestellt werden, dass der fleischrote Marmor höchstens randlich eine stoffliche Beeinflussung erfahren hat. Pegmatitgänge und pegmatoide Massen durchadern den Gneis sowie den Marmor. Am Kontakt zwischen Marmor und Pegmatit treten neugebildete Kalksilikatmineralien wie Vesuvian, Diopsid, Staurolith etc. auf. MITTELHOLZER (31) erwähnt ähnliche Marmore innerhalb von Biotit-Granat-Gneisen im Clavingerkristallin. Von der Typuslokalität bei der Mündung des Sonklardals ausgehend nach Osten, das heisst bis zum kontaktbildenden Mylonit westlich Nanortalik, ist die Metamorphose der Isfjordzone keineswegs gleichmässig, sondern oft treten lit par lit einzelne Gesteinsschichten nur schwach metamorpher Quarzite oder toniger Gesteine sowie Marmore innerhalb stofflich stark beeinflusster Gesteinsserien auf. Die Stoffzufuhr ist somit mengenmässig von Schicht zu Schicht wechselnd; dies ist mit ein Grund zur Bildung der grossen internen Mannigfaltigkeit der Isfjordzone.

Der Calcit ist der überwiegende Bestandteil des Marmorzuges bei der Mündung des Sonklardals. Er besitzt ein fleischfarbenes Aussehen,

sehr ähnlich, wie dies oft für Orthoklas charakteristisch ist. Die durchschnittliche Korngrösse beträgt ca. 5 mm; mit konkaven Umgrenzungsformen zeigt der Calcit stark lamellare Verzwillingung. Die fleischrote Farbe des Calcit wird hervorgerufen durch sehr feine Einlagerung von Hämatitflitterchen.

Der Quarz ist oft lappig umgrenzt und dann zwickelfüllend, oder als Tropfen in Calcit eingeschlossen, vereinzelt mit idiomorphem sechseitigem Querschnitt.

Der Biotit bildet ziemlich grosse Blättchen (ca. 2—4 mm) mit kräftigem Pleochroismus von hauptsächlich braun bis olivgrün. In den Randpartien des Marmors sind die Biotite chloritisiert und besitzen dann einen etwas anders gearteten fleckigen Pleochroismus. Bei vollständiger Umwandlung geht der Biotit über in einen Pennin. Der Pleochroismus ist dann je nachdem:

$$\begin{aligned} n\alpha &= \text{grünlich, } n\beta \text{ und } n\gamma = \text{grün bis blaugrün (smaragdgrün)} \\ &\text{oder} \\ n\alpha &= \text{braun, } n\beta \text{ und } n\gamma = \text{olivgrün.} \end{aligned}$$

Nicht selten erfüllen die Biotitlamellen Kristalle einer gewöhnlichen Hornblende.

Die Hornblende ist morphologisch nur sehr mangelhaft ausgebildet, das heisst randlich stark zerfetzt und längs Spaltrissen in Biotit umgewandelt. Der sehr kräftige Pleochroismus ist für:

$$n\alpha = \text{blassgelb, } n\beta = \text{braungrün, } n\gamma = \text{dunkelgrün.}$$

Teilweise im Inneren der Hornblende tritt ein ebenfalls sehr kräftig pleochroitisches Glied der Epidotreihe auf.

Der Epidot: besonders können bestimmte Zonen des mehrere Meter mächtigen Marmors in eigentliche Epidotfelse übergehen. Die ausgeprägt spaltbaren Kristalle mit kräftig grüner Farbe verleihen dem Gestein, zusammen mit dem rötlichen Calcit und dem schwarzen Biotit, ein äusserst farbenprächtiges Aussehen. Der kräftige Pleochroismus der körnigen Epidotkristalle ist für:

$$n\alpha = \text{farblos, } n\beta = \text{lichtgelb, } n\gamma = \text{intensiv zitronengelb und lässt somit auf einen eisenreichen Pistazit schliessen.}$$

Der Titanit tritt als Akzessorium in grossen idiomorphen briefcouvertförmigen Kristallen auf.

cc. Strahlsteinschiefer.

Als einige Dezimeter mächtige, wechselnde Lagen treten des öftern grüne Strahlsteinschiefer auf. Diese Gesteine wurden wegen ihrer leichten Bearbeitbarkeit von den Eskimos zu Gebrauchsgegenständen wie Tranlampen, Steintöpfen, etc. verarbeitet und sind in den Ruinen dieses Gebietes sehr oft zu finden. Das Gestein ist meist nur schwach geschiefert und besteht zu über 90 % aus Hornblende.

Die Hornblende, ein Aktinolith besitzt den folgenden kräftigen Pleochroismus für:

$$n\alpha = \text{gelblich}, n\beta = \text{gelbgrün}, n\gamma = \text{grün}.$$

Die Auslöschung $n\gamma/c$ wurde im Mittel zu 20° bestimmt. Die Doppelbrechung liegt bei 0,026. Der Aktinolith bildet als Struktur ein nematoblastisches Gefüge, in dessen Zwickeln Biotit anzutreffen ist.

Der Biotit im mikroskopischen Dünnschliffbild für:

$n\alpha$ = gelbbraun, $n\beta$ und $n\gamma$ = tief-fuchsroten Pleochroismus zeigend, füllt in fetzigen Individuen die Zwickel zwischen der Hornblende.

Akzessorien scheinen diesen Gesteinen vollständig zu fehlen. Die Genese dieser Gesteine ist nicht mit Sicherheit zu deuten, zumal vereinzelt eine gewisse Diskordanz ihrer Einlagerung besteht. Auch in der Petermannserie (vergleiche Seite 38) treten derartige Gesteine in nur schwach metamorphen Quarziten auf; hier wie dort muss vorläufig auf eine sichere Erklärung der Genesis verzichtet werden. Es dürfte wahrscheinlich sein, dass es sich teils um vereinzelt Lagen entsprechender Zusammensetzungen handelte, oder andernteils um metamorphe Lamprophyrgänge.

dd. Kalksilikatgesteine.

Diese Gesteinsgruppe ist in der Isfjordzone recht häufig vertreten; einzelne Glieder, die auch unter die Quarzite mit Kalksilikaten gerechnet werden können, ebenso Marmore, wurden bereits unter den Quarziten s. l. beschrieben (Seite 47). Aus diesem Grunde bleiben hier lediglich noch einige extreme Glieder zu beschreiben. Es handelt sich um sehr Granat-reiche Gesteine wie Granatfelse und Granatdiopsidfelse, sowie Diopsidhornblendefelse. Die hier zu erwähnenden Gesteine treten in ihrer Hauptsache als Knauer oder Linsen und nur untergeordnet in Schichten auf.

Der Granat tritt besonders in einem Gestein des Eremitdals sowie am Geologfjord, aber auch andernorts in derart dominanter Weise auf,

dass Diopsid, Quarz etc. nur als Nebengemengteile zu betrachten sind. Der Granat (Almandin) ist von Quarz und Diopsid siebartig durchlöchert und bildet ein vollständig zusammenhängendes Kristallaggregat. Gegenüber Quarz ist die Umgrenzung des Granates idiomorph. Die Unterscheidung von Granat und innig verwachsenem Vesuvian gelingt erst zwischen gekreuzten Nicols.

Der Diopsid bildet säulige bis prismatische Kristalle. Makroskopisch besitzen dieselben eine hellblau-grüne Farbe; unter dem Mikroskop sind sie fast farblos und zeigen die charakteristische Spaltbarkeit nach (100) und (001). Fleckenweise sind dieselben etwas hedenbergitreich und somit grün, anderseits sind sie auch fleckig in eine aktinolithische Hornblende umgewandelt.

Der Quarz ist zwickelfüllend oder in grösseren Nestern vorhanden und zeigt nur selten eine schwach undulöse Auslöschung.

Als Akzessorien für das Typusgestein sind: Vesuvian, Zoisit, Apatit, Zirkon zu erwähnen.

b. Gesteine mit Stoffzufuhr, Gneise und Amphibolithe s. l.

Die zu dieser Gesteinsgruppe zusammengefassten Typen zeigen alle eine deutliche Stoffzufuhr in Form einer Feldspatisierung und gehören somit zu den Gneisen und Amphiboliten. Dieselben bilden den Hauptbestandteil der Gesteine, welche die Isfjordzone aufbauen. Die Übergänge von Quarziten zu Gneisen (welche bereits unter einen Teil der Quarzite zu rechnen sind, vergleiche Seite 47) können durch die kontinuierliche Zunahme der Feldspäte direkt beobachtet werden.

aa. Biotitgneise.

Die Biotitgneise sind in der Isfjordzone von sehr grosser Bedeutung; es handelt sich dabei um Phlebite (Fig. 16), das heisst Gesteine, in denen leukokrate und melanokrate Anteile linsenartig anschwellen oder dieselben gleichmässig wechseln, so dass sie in eigentliche Stromatite (Fig. 17) übergehen können, oder aber mit spindelförmigen Partien, welche vereinzelt Lagen ein ophtalmitisches Aussehen geben. Nicht selten sind die Biotitanreicherungen durch nebulitisches Aussehen gekennzeichnet. Oft sind diese Biotitgneise verfälscht; sogenannte Knitterfältelungen sind allgemein (Fig. 18); dieselben dürften während der Stoffzufuhr entstanden oder eine direkte Folge davon sein. Dies gilt insbesondere für die Stauchungszonen bei Kap Lapparent oder der Umgebung des Sonklardals. Diese Stauchungszonen zeigen die gleichen Struktur-



Fig. 16: Phlebitische Biotitgneise im Knaekdal.

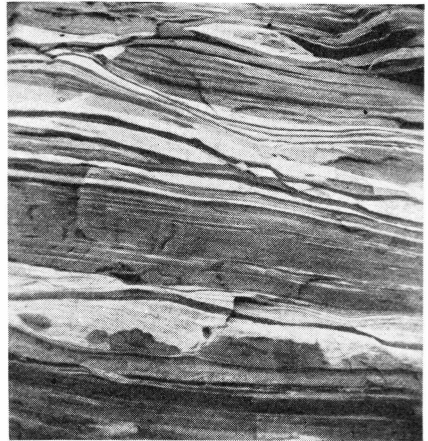


Fig. 17: Stromatitische Biotitgneise im Knaekdal.

bilder wie die nicht verfalteten Partien, nämlich meist granoblastische bis lepidoblastische.

Der Quarz ist durchwegs, jedoch in wechselnden Mengen zugegen und besitzt meist nur sehr schwach undulöse Auslöschung und Felderteilung. Zurücktretender Quarz vermittelt zu leukokraten Amphibolithen. Der Quarz bildet bei meist polygonaler Umgrenzung eine Pflastersteinstruktur und zeigt nur selten Tendenz zur Idiomorphie, während ventrikelartig verzahnte Umgrenzung seltener, und wenn vorhanden an tektonisch beanspruchte Zonen gebunden ist. In Kontakt-nähe zur Sylva Maria Gruppe kann der Quarz stark zurücktreten und dann nur noch die Zwickel zwischen den Feldspäten ausfüllen. Nicht selten sind innerhalb der Biotitgneise, sowie auch Zweiglimmergneise etc. Lagen und Linsen von Quarziten, bei denen die Feldspatisierung lediglich randlich zu erkennen ist, wie dies in den schwach metamorphen Quarziten der Eleonore Bay Formation (vergleiche 47) häufig anzutreffen ist.

Der Biotit liegt deutlich gerichtet in der Schieferungsrichtung; sehr oft ist er diaphoritisch in Chlorit umgewandelt und besitzt dann makroskopisch einen bronzeartigen, ins Grünliche gehenden Schiller. In Komplexen, welche von der besonders randlich des »Metamorphen Komplexes« auftretenden Diaphtorese weniger erfasst wurden, sind die Biotite schwarzglänzend. Er zeigt einen sehr kräftigen Pleochroismus für:

$n\alpha$ = blassgelb, $n\beta$ und $n\gamma$ = fuchsrot bis rotbraun,



Fig. 18: Knittelfältelung an Biotitgneisen aus der Stauchungszone beim Kap Lapparent.

dabei ist er nahezu einachsrig. Einschlüsse von Zirkon mit kräftigen pleochroitischen Höfen treten auffallend häufig auf, ebenso ist Rutil in Form schöner Sagenitgewebe sowie Erzausscheidungen (Pyrit, Hämatit und Magnetit) keine Seltenheit. Häufig ist er in Form von Faserkränzen um die Biotit- und Chloritblättchen ausgeschieden. Nebst den pleochroitischen Höfen um Zirkon sind solche viel intensiver um Orthitkristalle. Die Umwandlung von Biotit in Chlorit (Pennin) kann fleckenweise oder aber durch scharfe Grenzen in Form von Lamellen im Biotit beobachtet werden. In jungen hydrothermalen Quarzadern ist der Chlorit münzrollenartig als Vermiculit ausgebildet. Nicht selten sind Biotite mit Resorptionserscheinungen, verursacht durch Klinozoisit zu sehen. In Hornblende-führenden Biotitgneisen sind Hornblendekristalle von Biotit längs Spaltrissen derart durchsetzt, dass die Hornblende nur mehr reliktsch auftritt; Biotit kann die Hornblende ausgehend von Zentrum auch fleckenweise, das heisst mit diffusen Übergängen durchsetzen.

Der Plagioklas ist meist nach dem Albitgesetz verzwillingt. Es handelt sich hauptsächlich um Albit-Oligoklas und selten Oligoklas bis Andesin mit einer Auslöschungsschiefe auf (010) von -10° bis gegen $+5^\circ$ steigend. Die Idiomorphie ist deutlicher als für Orthoklas oder gar Quarz. An Kontaktflächen zwischen Plagioklas und Kalium-

feldspat können vereinzelt sehr schöne Myrmekitbildungen beobachtet werden. Der Albit-Oligoklas ist sehr oft der überwiegende Gemengteil, während der Orthoklas immer von sekundärer Bedeutung ist. Längs Spaltrissen angereichert ist mitunter eine Füllung des Plagioklas durch Sericit zu beobachten; ist als Zersetzungsprodukt auch Klinozoisit als Füllung zugegen, so ist die Verteilung felderweise, fleckig. Ist die Struktur der Biotitgneise porphyroblastisch, so sind die grossen Plagioklase vom Quarz siebartig durchlöchert.

Der Kaliumfeldspat ist meist in der Form von Orthoklas zugegen und zeigt nur sehr selten Verzwillingung nach dem Karlsbadergesetz. Diese Art Feldspat bleibt stets untergeordnet und fehlt nicht selten vollständig, kann jedoch besonders in Annäherung an die Sylva Maria Gruppe von kleinen Lagergängen ausgehend, Knoten und Augen bilden. Der oft schwach rosa gefärbte Orthoklas zeigt nur in seltenen Fällen eine angedeutete Mikroklingitterung und dies insbesondere in der Nähe von tektonischen Störungszonen, welche jünger als die metamorphosierenden Vorgänge sind. In der Übergangszone von Biotitgneis der Isfjordzone zu solchem der Sylva Maria Gruppe, tritt Kaliumfeldspat häufiger auf. Im Innern treten dann meist gesetzmässig eingelagerte Albitkristalle (in Form von Schachbrettalbit) auf, ferner beginnt die Mikroklingitterung häufiger zu werden.

Die weiteren, den Biotitgneisen eigenen Mineralien besitzen akzessorischen Charakter und vermitteln beim Vorrücken zum Nebengemengteil zu Zweiglimmergneisen, Muskowitgneisen, Hornblendegneisen, Granat-Biotitgneisen, Granathornblendegneisen etc. Diese oft an Menge zunehmenden und später sogar dominierenden Mineralien sind unter den entsprechenden Gesteinen beschrieben. Hier sollen lediglich noch die als Akzessorien typischen Mineralien erwähnt werden.

Zirkon in kleinen, meist idiomorphen Kristallen mit den bereits erwähnten pleochroitischen Höfen.

Orthit zum Teil zonar gebaut und idiomorph mit auffallend intensiven pleochroitischen Höfen in Biotit und weniger deutlich in der Hornblende.

Klinozoisit als Zersetzungsprodukt in kleinen insekteneierähnlichen Körnern, oder auf hydrothermalen Gängen und Adern.

Rutil als Sagenitgewebe, oder als filzige Kränze um Biotit.

Apatit als zum Teil sehr grosse Kristalle von idiomorpher Umgrenzung mit häufigen Flüssigkeitseinschlüssen.

Titanit in briefcouvertförmigen Kristallen, ähnlich den übrigen Akzessorien als Einschlüsse auftretend.

An Erzen sind Pyrit, Hämatit und Magnetit zu erwähnen.

bb. Zweiglimmergneise.

Die Zweiglimmergneise haben in der Isfjordzone nur untergeordnete Bedeutung. Meist sind sie an intensive tektonische Störungszone gebunden und bilden oft das Ausgangsmaterial zu den Myloniten, so beispielsweise bei Nanortalik. Es kann somit angenommen werden, dass der Muskowit erst bei der Diaphthorese, bewirkt durch die Intrusion des Marginal-Granites oder die Verschieferung in spätkaledonischer Zeit, entstanden ist. Der Quarz zeigt daher meist stark undulöse Auslöschung und Felderteilung, oft sogar mit ausgeprägten Mörtelkränzen.

Muskowit tritt mitunter in grossen, leicht verbogenen Blättern in sehr wechselnden Mengen auf und bewirkt nicht selten eine lepidoblastische bis porphyroblastische oder porphyroklastische Struktur. Besonders an Berührungsstellen zwischen Muskowit und den Feldspäten ist eine schriftgranitische Verwachsung zu konstatieren.

Im übrigen zeigt diese Gesteinsgruppe, was die anderen Mineralien betrifft, grosse Analogien zu den Biotitgneisen. Als interessante Feststellung sei erwähnt, dass hier auch der Apatit deutliche pleochroitische Höfe verursacht.

cc. Granat-Biotit-Hornblende-Gneise und Amphibolite s.l.

Um eine sich oft wiederholende Beschreibung von gleichartig ausgebildeten Mineralien zu vermeiden, wurden unter diese Gesteinsgruppe sehr mannigfaltige, aber stets ineinander übergehende Typen zusammengefasst. Dieselben besitzen zusammen mit den unter aa. beschriebenen Biotitgneisen für die Isfjordzone eine sehr grosse Bedeutung. Im Ganzen gesehen besitzen diese stets hornblendeführenden Gesteine weitgehende Analogien, im Detail gesehen geben sie jedoch durch ihren intensiven alternierenden Wechsel und ihre in Bezug auf den mengenmässigen Mineralbestand weitgehende Variationsbreite ein äusserst komplexes Bild. Auf diese Weise entstehen sehr komplizierte Verbandsverhältnisse, insbesondere, wenn Adern und Apophysen die Serien in ptygmatischer Fältelung durchadern und zudem eine tektonische Verfaltung hinzutritt, wie dies in der Figuren 19, 20, zum Ausdruck kommt. Der ursprünglich sedimentäre Charakter dieser Gesteine ist unverkennbar. Die Prämissen dazu liegen in pauschalen Mineralbestand, dem kontinuierlichen Übergang von Sedimenten zu Paragneisen, sowie dem auffallend sedimentär-

schichtigem und -lagigem Bau der vorliegenden Gesteine. An Mineralien, welche typisch für ursprünglich sedimentäre Bildungen sind, seien lediglich Granat, Aktinolith, Disthen und Staurolith erwähnt. Ähnliche Gesteine wurden auch durch KRANCK (26a) vom Liverpool Land untersucht und eingehend beschrieben. Von den Biotitgneisen oder den Zweiglimmergneisen vermitteln die verschiedensten Übergänge zu den hier zusammengefassten. Die Textur dieser gesamten Gesteinsgruppe ist vorwiegend schiefrig bis lagig; Verfaltungen treten wie bei den Biotitgneisen oder den Zweiglimmergneisen auf. Die Struktur ist immer mehr oder weniger gleich, wie bei einem hauptsächlich granoblastischen Grundgewebe.

Der Granat ist durchwegs als wesentlicher Bestandteil zugegen und bildet Porphyroblasten, deren Dimensionen bis gegen 70 mm gehen können. Die grossen Granatporphyroblasten, sowie deren Spaltrisse sind von feinstem chloritischem Filz umgeben. Der Granat, durchwegs ein Almandin, ist meist von Quarz, seltener Plagioklas siebartig durchlöchert. Kelyphitränder konnten nur ausnahmsweise in Amphibolithen beobachtet werden. Die kleinen Granatkristalle besitzen gute Eigengestalt. Die Durchsiebung von grossen Granatkristallen besteht ausser Quarz in Hornblende, Biotit, Klinozoisit, sowie Magnetit (Illmenit) mit Leukoxenrand.

Die Hornblende ist durch eine gewöhnliche grüne Hornblende mit einem Pleochroismus für:

$$n\alpha = \text{hellbraun, } n\beta = \text{grün und } n\gamma = \text{dunkelgrün}$$

vertreten. Die Querschnitte sind meist idiomorph, während die Längsschnitte eine lappige Umgrenzung aufweisen. Hornblende-Kristalle sind oft innig miteinander verwachsen, wobei wiederum die Spaltrichtungen als Verwachsungsebenen in Erscheinung treten. Mitunter, besonders bei grossem Quarzgehalt der Gneise, sind die Hornblenden aktinolithisch; letztere können mit der gewöhnlichen Hornblende fleckig verwachsen sein. Der Aktinolith ist in diesem Falle meist reliktsch, kann allerdings von gewöhnlicher Hornblende ausgehende Spiesse bilden und ist dann neu gebildet.

Der Biotit zeigt dieselben Phänomene, wie sie bereits bei den Biotitgneisen eingehend beschrieben wurden.

Der Disthen konnte nur untergeordnet, wenn vorhanden, jedoch in bedeutenden Mengen angetroffen werden. Sein Auftreten ist meist an die Feldspat- und Hornblende-armen Gesteinstypen gebunden. Der Disthen ist besonders in Knauern und Linsen bereits makroskopisch sichtbar, während er in den homogenen Gesteinspartien sehr

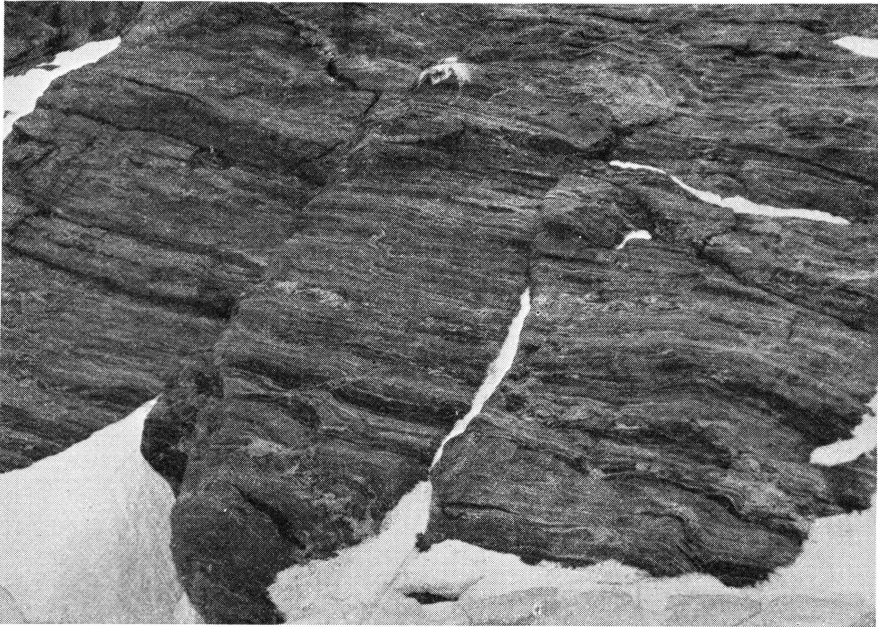


Fig. 19: Feine Apophysen vom Alkalifeldspatpegmatiten in Biotit-Hornblende-Gneis;
westlich Kap Lapparent.

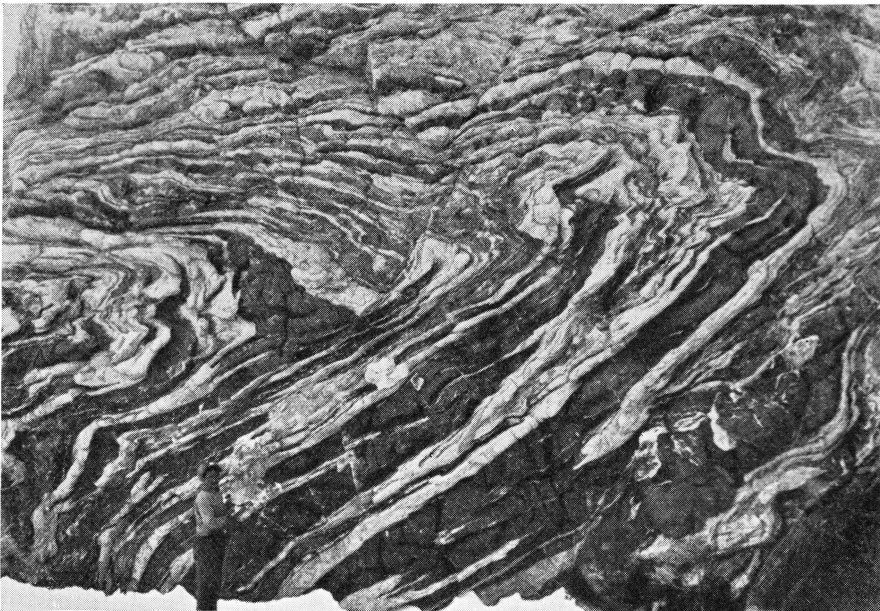


Fig. 20: Wechsellagernde Amphibolithe und Gneise in der Aufwölbungszone intensiv
verfaltet, zwischen Nabotralik und Sonklardalen.

kleinstengelig ist. Im Gegensatz zum Staurolith wurden in der Regel sehr gut umgrenzte Individuen angetroffen.

Der Staurolith zeigt in Bezug auf sein Auftreten dieselben Regelmässigkeiten wie der Disthen.

Plagioklas (Albit-Oligoklas) und Orthoklas (sehr unbedeutend) zeigen dieselben Erscheinungen, wie sie für die Biotitgneise charakteristisch sind.

Als Akzessorien treten dieselben auf wie sie bereits bei den Biotitgneisen erwähnt wurden.

c. Gesteine, deren Entstehung nicht autochthon ist.

aa. Der Marginalgranit.

Besonders in den Randgebieten der Isfjordzone tritt ein über grosse Distanz auftretender weisser Zweiglimmergranit auf. Über seine Ausbreitung sowie sein Alter wurde bereits von verschiedenen Autoren (BACKLUND, WEGMANN, ODELL etc.) sowie in der vorliegenden Arbeit, Seite 37, aufmerksam gemacht. Zweifellos ist die zu einer relativ späten Phase des »mise en place« des »Metamorphen Komplex« erfolgte Granit-intrusion. Zur Klärung der Frage, ob das Magma dieses Gesteins das Produkt einer Palingenese oder einer Differentiation darstellt, können im Moment keine Beobachtungen mitgeteilt werden. An verschiedenen Lokalitäten bildet der weisse Granit das trennende Element zwischen der schwach metamorphen Eleonore Bay Formation und der Isfjordzone. Er kann als Stöcke oder als Apophysen die metamorphen Serien durchadern oder aber als Lagergänge zwischen die einzelnen Schichten eingedrungen sein (Junctiondal), ohne dass an seinen Kontakten wesentliche Kontakterscheinungen festgestellt werden können. Fazielle Unterschiede der einzelnen Vorkommen beziehen sich lediglich auf die Korngrösse oder das Hervortreten einzelner Komponenten. Die Textur ist meist massig richtungslos; in kleinen Lagen oder Gängen ist eine fluidale Textur zu erkennen. Die Struktur ist leicht granophyrisch. Auffallend ist die Frische dieser Granite.

Der Quarz tritt ausgesprochen xenomorph in grossen, lappig umgrenzten Kristallen auf.

Der Mikroklin ist deutlich besser eigengestaltig als der Quarz. Er zeigt durchwegs deutliche Mikroklingitterung, bildet verglichen mit Plagioklas kleine Kristalle; anderseits besteht er bei porphyrtartiger Struktur aus Einsprenglingen. Die Mikroklingitterung wird besonders

in grossen Kristallen durch Karlsbaderzwillingsbildung überlagert. Die Mikroklingitterung scheint im Gegensatz zur Karlsbaderzwillingsbildung eine sekundäre, wahrscheinlich diaphthoritische Bildung zu sein. Besonders die Berührungsstellen zwischen Plagioklas und Kaliumfeldspat sind Ausgangspunkte intensiver Mikroklingitterung. Ausgezeichnete myrmekitische Verwachsungen bevorzugen ebenfalls derartige Kontaktstellen. Der Kaliumfeldspat fällt neben Plagioklas durch ausgezeichnete Frische auf.

Der Plagioklas als Oligoklas auftretend, ist sehr stark nach dem Albitgesetz verzwillingt; demselben überlagert häufig das Karlsbadergesetz. Durch feine Bestäubung des Plagioklas mit Sercit, ist er vom durchwegs frischeren Kaliumfeldspat leicht zu unterscheiden.

Der Muskowit tritt insbesondere in den grobkörnigeren Facien in grossen, bisweilen idiomorph sechseckig umgrenzten Paketen auf. Die Mengenverhältnisse zwischen Glimmer sind von Fundort zu Fundort stark variabel. Das heisst, der Marginal-Granit tritt meist als weisser Muskowit-Biotit- oder Zweiglimmer-Granit auf.

Der Biotit ist nur sehr selten frisch; meist ist er durch Diaphthorese in Chlorit umgewandelt. Die Farbe ist auffallend wechselnd, von sehr lichten bis sehr dunklen Biotiten und Chloriten (Pennin); es ist dies eine Abstufung des Umwandlungsgrades. Der Biotit ist randlich oder auf Spaltrissen durch filzige Kränze (Rutil?) umgeben, von denen ausgehend pleochroitische Höfe zu beobachten sind.

Zirkon, Apatit und Pyrit, durch ihre pleochroitischen Höfe auffallend, sind die akzessorisch auftretenden Gemengteile. Die pleochroitischen Höfe des Zirkon sind meist kleiner, jedoch intensiver und schärfer umgrenzt als diejenigen des Apatit. Der Pyrit besitzt randlich einen limonitischen Saum. Pleochroitische Höfe um Erzpartikelchen sind sehr verschwommen. Kleine kapillare Hohlräume zwischen Quarzkörnern sind mit Calcit erfüllt. Epidot wurde nur vereinzelt angetroffen.

b. Pegmatite.

Pegmatite, sowie pegmatoide Massen sind innerhalb der Isfjordzone und der Hagar Gruppe, sowie dem Marginal Granit (zum Teil als dessen Randfacien) oder der Sylva Maria Gruppe häufig anzutreffen. Sehr häufig sind die apophysenartigen Pegmatitgänge in der Isfjordzone (vergleiche α und β). Dieselben können zum Teil als lit par lit Injektionslagen, in Augen und Knauern auftreten, oder aber als eigentliche Gänge die

Gesteine diskordant durchadern. Der Übergang der metamorphen Isfjordzone in die nur schwach metamorphe Eleonore Bay Formation besteht in einer Zunahme derartiger Gänge (westliches Strindbergs Land); Metamorphose-Erscheinungen ausgehend von diesen Gängen sind allgemein. Ähnliche Verhältnisse sind am Westkontakt zwischen der Isfjordzone und der schwach metamorphen Petermannserie (vergleiche Seite 34) im Knækdalen feststellbar. Im Gesteinskomplex der Sylva Maria Gruppe besitzen die spärlichen Pegmatitgänge einen deutlichen anderen Charakter.

Die Pegmatitgänge können in die folgenden drei Gruppen zusammengefasst werden, ohne dass über ihre Genesis vorläufig etwas ausgesagt werden kann.

α Glimmerpegmatite mit oft riesenhaften Paketen von Biotit und Muskowit.

β Turmalinpegmatite.

In α und β bestehen sie aus einer meist grobkörnigen Grundmasse, welche Oligoklas und Quarz als Hauptgemengteile führt; bei oft ausgezeichnet geordnetem Implikationsgefüge sind Turmalin, Muskowit und Biotit zugegen, etwas seltener tritt Granat, blassgrüner Beryll in idiomorpher Ausbildung, nebst Fluorit und Hämatit auf. Die Pegmatite dieser Art sind an die Isfjordzone oder den Marginal-Granit gebunden, dass es sich um Abkömmlinge aus der Sylva Maria Gruppe handelt, darf vermutet werden.

γ Alkalifeldspatpegmatite von fleischroter Farbe (zum Beispiel Kap Lapparent) mit sehr grobkörniger Grundmasse und miarolithischen Hohlräumen, welche sehr schön aufgewachsene Kristalle von Orthoklas mit den Formen (001), (010), (110), (201) und (130), Quarz und Fluorit führen.

c. Enstatitite eventuell Enstatitfelse.

Östlich dem Sonklardal, sowie bei Kap Lapparent sind einzelne diskordant eingelagerte Massen von reichlich Pyroxenführenden Gesteinen. Die leicht rostig anwitternden Gesteine zeigen auf frischer Bruchfläche einen bronzeartigen Schiller.

Als überwiegender Gemengteil ist ein rhombischer Pyroxen in grossen xenomorph umgrenzten Kristallen zu erwähnen. Derselbe lässt sich bei mikroskopischer Untersuchung als farbloser Enstatit mit c in Richtung von $n\gamma$ bestimmen. In Zwickeln und längs Spaltrissen ist ein blassgrüner blättriger Prochlorit zu erkennen; derselbe zeigt deutlich polysynthetische Verzwilligung parallel (001) und besitzt eine auffallend fächerförmige oder hahnenkammartige Anordnung. Enstatit und Prochlorit sind in der Regel durch einen schmalen Saum von Antigorit getrennt. Die grösseren Prochloritnester enthalten zentral karbonatische

Ausscheidungen (Magnetit?). Als Akzessorien sind Magnetit und strahlsteinartige Hornblende zu erwähnen.

In der Moräne wird recht oft ein ähnliches, jedoch reichhaltigeres Gestein angetroffen. An Stelle des Entstatit tritt dann ein Bronzit- bis hypersthen-artiger Pyroxen; ferner ist ziemlich viel Granat sowie Olivin mit zugehörigen Umwandlungsprodukten vorhanden.

Mangels genügenden Beobachtungsmaterials kann jedoch nicht weiter auf diese interessanten Gesteine eingegangen werden; die kurze Beschreibung dieser beiden Typen besitzt lediglich orientierenden Charakter.

V. DIE SYLVA MARIA GRUPPE, PHYSIOGRAPHIE UND GENESIS

Über die Ausdehnung dieser grossen Gesteinsgruppe sei auf die Arbeit von WEGMANN (49 Seite 31/32) verwiesen. In allen hier untersuchten Gebieten ist die Bildung der Gesteine der Sylva Maria Gruppe durch eine weitgehende Stoffzufuhr zu erklären; demgemäss wurde sie von WEGMANN als »migmatit group« bezeichnet. Der ursprünglich überwiegend sedimentäre Charakter dieser Gesteine ist trotz der weitgehenden Umwandlung verbunden mit Stoffzufuhr an Hand der Struktur sowie der Tektonik für weite Gebiete gesichert. Inwieweit darin (innerhalb oder als Grenzen der Isfjordzone) der alte kristalline Untergrund erkannt werden kann, ist nur äusserst schwierig zu entscheiden, da jede allfällige Kontaktfläche und auch Konglomeratbildung etc. durch die grossartige Stoffzufuhr verwischt sein muss. Die Unterscheidung zwischen Gneisen der Isfjordzone s. l. und der Sylva Maria Gruppe kann oft nur nach subjektiven Argumenten geführt werden. Bei den Felduntersuchungen fällt im Grossen gesehen die rötliche Färbung der Gesteine der Sylva Maria Gruppe auf (besonders der tektonisch beanspruchten). Diese Rotfärbung ist auf das Überhandnehmen des oft rötlich gefärbten Kaliumfeldspat zurückzuführen, welcher in allen Gesteinen der Sylva Maria Gruppe eine bedeutende Rolle spielt. Es ist dies ein auffallender Unterschied zu den Gesteinen der Isfjordzone. Es wurde wiederholt beobachtet, dass die Sylva Maria Gruppe gegenüber der Isfjordzone eine weitere Metamorphose mit weitgehender Stoffzufuhr erlitten hat; zum Beispiel an den Relikten von Granat sowie der Verdrängung des in der Isfjordzone allgemeinen Plagioklas durch Kaliumfeldspat. Der Übergang von Isfjordzone zur Sylva Maria Gruppe ist meist ein kontinuierlicher, das heisst, wenn die Trennung nach den obigen Richtlinien durchgeführt wird. Biotitgneise können allerdings als trennende Horizonte verwendet werden und eine Trennungsfläche bilden, sind jedoch gegen die obigen zunächst zweckmässigen Richtlinien gegenstandslos.

a. Alkalifeldspatgneise.

Die unter dieser Gesteinsgruppe zusammengefassten Glieder zeigen meist grobkörnige Struktur und umfassen Phlebite, Ophtalmite sowie

Stromatite; Linsen, Lagen und Knauer von fremden, meist reliktschen Schollen; darstellend Quarzite, Amphibolite, etc., sind allgemein. Die zum Teil nur schwach verschieferten Gesteine können in Störungszonen stark verschiefert, mylonitisiert sowie hälleflintartig umgewandelt sein und dementsprechend ausgezeichnete Mylonit und Ultramylonitstrukturen zeigen.

Der Kaliumfeldspat ist in allen leukokraten Gesteinen der Sylva Maria Gruppe allgemein vertreten. Derselbe bildet gegenüber dem übrigen Mineralbestand die meist grösseren xenomorphen Granoblasten; mitunter bildet er Porphyroblasten oder eigentliche bis 10 cm grosse Augen. In Störungszonen, zum Beispiel beim Kap Buxtorf löscht er undulös aus, zeigt durch Mörtelkränze etc. Strukturbilder von typisch tektonisch beanspruchten Gesteinen; ferner führt er ein feindispers verteiltes hämatitisches Pigment. Der Kaliumfeldspat kann in Form von Orthoklas oder Mikroklin zugegen sein. Als Mikroklin ist er meist sehr frisch mit intensiver Mikroklingitterung, während der Orthoklas eine feine mikroklin-mikroperthitische Schummerung aufweist und nur vereinzelt grössere Albit-spindeln zu erkennen gibt. Myrmekitbildung ist auffallend häufig und schön; eingehendere Untersuchungen dieses Phänomens zeigen im wesentlichen das folgende Bild:

Die Grenze zwischen Kaliumfeldspat (Orthoklas und Mikroklin) ist sehr oft von Myrmekitbildungen erfüllt; dabei treten meist ausgehend vom Plagioklas (Albit-Oligoklas) oder isoliert Myrmekit-individuen auf¹⁾. Ausserhalb des eigentlichen Myrmekites (im Kaliumfeldspat) liegen des öfters isolierte Plagioklasinseln mit der gleichen Orientierung (optisch) wie der Myrmekitplagioklas, sowie Quarzstengelchen, deren Orientierung ebenfalls mit derjenigen des Myrmekitquarzes zusammenfällt. Die Quarzstengelchen können mitunter nur teilweise im Myrmekit liegen, das heisst, sie ragen deutlich in den Kaliumfeldspat hinein. Kaliumfeldspat greift andererseits oft in den Myrmekit und Plagioklas hinein. Durch das Auftreten von Plagioklasinseln (im Kaliumfeldspat) darf allerdings noch nicht auf eine Verdrängung des Myrmekites durch Kaliumfeldspat geschlossen werden, da die Plagioklasinseln und bereits oben angeführte Phänomene ausserhalb der Dünnschliffebene mit dem Myrmekit in Verbindung stehen können und somit eine Fehldeutung möglich wäre. Durch die isoliert (mit Dimensionen, die oft unter der Schliffdicke liegen) liegenden Quarzstengelchen, lässt sich jedoch ein Beweis führen, wie er in der Petrographie als allgemein annehmbar gelten darf. Die Quarzstengelchen, mit der gleichen Orientierung

¹⁾ Als Myrmekit wird hier der Symplektit Quarz + Plagioklas benannt.

wie der Myrmetitquarz liegen allseitig (räumlich) von Kaliumfeldspat umgeben in demselben eingeschlossen (in sehr dicken Dünnschliffen beobachtbar). Der Myrmekit-Plagioklas wurde somit vom Kaliumfeldspat verdrängt oder resorbiert. Da der Myrmekit zungenförmig vom Plagioklas in den Feldspat ragt, kann die obige Feststellung auf den Plagioklas selbst ausgedehnt werden. Nur vereinzelt können die soeben beschriebenen Phänomene in umgekehrter Richtung wahrgenommen und gedeutet werden. Der in der Literatur als allgemein seltenere Fall der Plagioklasverdrängung durch Kaliumfeldspat wird hier zum normalen Fall. In den tieferen Gesteinsgruppen der Sylva Maria Gruppe ist der Kaliumfeldspat dominant, während die stofflich geringer beeinflusste Isfjordzone mit Granat, Disthen etc., Kaliumfeldspat nur sehr untergeordnet, dagegen Plagioklas als dominanten Hauptgemengteil aufweist. Die Randgebiete der sekundären stofflichen Beeinflussung (Kaliumzufuhr) zeigen ausgeprägt schöne und häufige Myrmekitbildungen. Die Übermacht der Kaliumfeldspäte in der Sylva Maria Gruppe zeigt zudem, dass ein stereogener Umsatz nicht in Frage kommt, sondern dass die Annahme einer Stoffzufuhr unumgänglich ist. Ähnlich zeigt sich, dass in der Sylva Maria Gruppe Alkalifeldspatpegmatite gefunden wurden, während die Pegmatite der darüber liegenden Isfjordzone Albit-Oligoklas als weit überwiegenden Feldspat führen. Zu der Frage, in welcher Weise man sich diese, erst Natrium- und dann Kalium-betonte Stoffzufuhr im »Metamorphen Komplex« vorzustellen hat, konnten bis anhin keine klärenden Untersuchungen durchgeführt werden.

Der Plagioklas ist durchwegs besser eigengestaltig als der Orthoklas. Er ist meist intensiv nach dem Albitgesetz verzwillingt und sehr oft durch feinste Sericitbestäubung gekennzeichnet. Nach seinen optischen Daten zu schliessen variiert seine Zusammensetzung zwischen Albit-Oligoklas und Oligoklas. In den charakteristischen Gesteinstypen der Sylva Maria Gruppe ist er dem Kaliumfeldspat mengenmässig stark untergeordnet. Eine eingehendere Beschreibung wurde bereits beim Kaliumfeldspat vorgenommen.

Der Quarz ist (xenomorph die Zwickel füllend, oder in Schnüren und Lagen angereichert) stets zugegen, mengenmässig sehr variabel und besitzt je nach seiner tektonischen Beanspruchung die entsprechenden strukturellen Kennzeichen.

An melanokraten Nebengemengteilen sind Biotit, Hornblende und Granat in stark wechselnden Mengenverhältnissen zu erwähnen. Dieselben sind deutlich im Palaeosom dieser Mischgneise angereichert.

Der Biotit ist je nach dem Grad der plattigen Textur in Schieferungsebene eingeregelt. Der Pleochroismus geht von:

$n\alpha$ = blassgelb bis zu $n\beta$ = und $n\gamma$ = schmutzig olivgrün bis braun
oder
 $n\alpha$ = smaragdgrün $n\beta$ und $n\gamma$ = dunkelbraun.

Der Biotit ist weitgehend diaphoritisch in Chlorit (Pennin) umgewandelt, zum Teil limonitisiert und besitzt randliche Rutilausscheidungen in Form von filzigen Aggregaten. Bei extrem zersetzten Biotiten ist die Richtung von $n\gamma$ beinahe opak. Pleochroitische Höfe um Zirkon, Apatit, Orthit und Erz sind häufig.

Die Hornblende besteht im Zentrum der Kristalle meist aus gewöhnlicher Hornblende, während sie hauptsächlich randlich in eine aktinolithische übergeht. Nach aussen weist sie häufig stark zerfetzte Ränder auf, welche gewissermassen in die Quarzlappen hineinspiessen. Das Überhandnehmen der Hornblende führt zu den Hornblende-Gneisen.

Der Granat tritt besonders in melanokraten und stark verschieferten Varietäten auf; weitgehende Auflösungs- und Resorptionserscheinungen sind sehr häufig und eindrucklich. Besonders innerhalb von Plagioklas und in, an melanokratem Mineralbestand reichen Lagen (Palaeosom) treten stark gelppte Granatkristalle auf, oder solche, die vollständig in Tropfen aufgelöst sind. Die melanokraten Alkalifeldspatgneise zeigen mitunter einen sehr grossen Reichtum an akzessorischen Mineralien.

Der Magnetit ist sehr häufig; oft tritt er in idiomorphen bis zentimetergrossen Oktaedern und Rhombendodekaedern auf. Er besitzt für bestimmte Zonen innerhalb der Sylva Maria Gruppe leitenden Charakter.

Die übrigen Akzessorien sind ohne besondere Charakteristik in stark wechselnder Menge durch Zirkon, Apatit, Titanit, Orthit, Epidot, Rutil als Sagenit und seltener Pyrit vertreten.

b. Granatführenden Gneise, hornblendeführende Gneise und Amphibolithe.

Die dunkeln Gneise und auch Amphibolithe dieser Art bilden innerhalb der weit überwiegenden Alkalifeldspatgneise Lagen, Knauer, riesige Augen und Linsen sowie gigantische wurmförmig gekrümmte Massen. Die Kontaktverhältnisse dieser Gesteine sind sehr komplex, sie zeigen

in mannigfaltiger Ausbildung die resorbierenden Einflüsse der sie umgebenden Alkalifeldspatgneise und pegmatitischen Massen.

Die Hornblende ist der überwiegende Gemengteil, die Querschnitte sind idiomorph, während die Längsschnitte ausgesprochen xenomorph sind und an den Enden ausfransen, bisweilen unter Umwandlung in Aktinolith. Der Pleochroismus ist sehr kräftig für:

$$n\alpha = \text{gelbgrün, } n\beta = \text{oliv- und } n\gamma = \text{dunkelolivgrün.}$$

Randlich sowie längs Spaltrissen parallel verwachsen tritt der bereits beschriebene

Biotit von meist fuchsroter Farbe auf.

Der Granat ist siebartig von Quarz oder Plagioklas durchwachsen und zeigt in den randlichen Partien der Schollen weitgehende Resorptionserscheinungen.

Die übrigen Mineralien sind stark zurücktretend und zeigen die für den ganzen »Metamorphen Komplex« typischen Charakteristika; es sind dies Plagioklas (Albit-Oligoklas), Mikroklin selten, Magnetit mit randlicher Umwandlung in Hämatit, Titanit, Zirkon, Apatit, Rutil etc.

c. Diopsidführende Gneise und Felse.

Untergeordnet, besonders in der Umgebung des Kap Hedlund treten Lagen oder Linsen, zum Teil gegenüber ihrer alten Lagerung verdrehte, Diopsid-führende Gesteine auf. Es sind zwei extreme Glieder zu unterscheiden, erstens ein Diopsid-führender leukokrater Gneis sowie ein melanokrater Diopsid-Hornblende-Fels; dazwischen vermitteln Übergänge.

Diopsid in den Gneisen oft nach (110) verzwillingt, zeigt randliche Umwandlungserscheinungen in spiessigen Aktinolith mit der Auslöschungsschiefe $n\gamma/c = 39^\circ$, während er im Hornblendefels eher lappig umgrenzt die Zwickel füllt. Randlich und längs Spaltrissen ist Calcit häufig.

Hornblende zeigt die gleiche Ausbildung wie in den unter b. beschriebenen Gesteinen.

Plagioklas ist wiederum durch den Mischkristall Albit-Oligoklas vertreten.

Mikroklin und Quarz treten lediglich akzessorisch die Zwickel ausfüllend auf; als eigentliche Akzessorien sind wiederum dieselben wie unter b. erwähnten zugegen.

VI. EINIGE BEMERKUNGEN ZU DEN SUBCAMBRISCHEN »TILLITEN«

Die subcambrischen Tillite in Nordostgrönland wurden 1929 von CHR. POULSEN und O. KULLING (35, 27) zwischen Hyolithusklöft und Tilliteklöft auf Andrées Land am Geologfjord erstmals entdeckt und als solche zusammen mit einigen weiteren, während derselben Expedition gefundenen Vorkommen, beschrieben. In der Folge wurden immer weitere Funde gemacht, so dass sich ihre heute bekannte Ausdehnung von Scoresby Land (Staunings Alper) bis zum Ole Rømers Land über eine Distanz von ungefähr 250 km erstreckt. Eine im Druck befindliche Arbeit von SCHAUB (40) befasst sich sehr eingehend mit Sedimentationsproblemen der auf Ella Ø auftretenden precambrischen und cambrischen Gesteine. In der hier vorliegenden Arbeit wurde das Problem nach anderen Gesichtspunkten als bei SCHAUB, einer Betrachtung mehr nomenklatorischer Art unterworfen. Da bald erkannt wurde, dass die stratigraphischen Profile der Tillite starke facielle Wechsel aufweisen, wurde ein Profil von POULSEN herausgegriffen und daselbst die lithologischen Verhältnisse erläutert. Die gesamte Tillitserie, welche POULSEN vom Kap Oswald auf Ella Ø mit einer Mächtigkeit von 533 m angibt, liegt im Hangenden der Kalk-Dolomit-Serie der Eleonore Bay Formation und unterhalb der warwigen cambrischen Tillit-Canon Formation. Die Tillitserie wurde an die Basis der cambrischen Schichten gestellt; denn unterhalb der Tillitserie wurden ausser Bryozoenkalken keine fossilführenden Schichten mehr gefunden. Ihr Alter wird somit ins späte Präcambrium oder ins untere Cambrium gestellt. In der Folge wurde das Vorkommen von präcambrischen Tilliten in Nordostgrönland zu weitgehenden Schlüssen herangezogen. Daher wurde ich beauftragt, während meiner übrigen Untersuchung, weiteres Material zu sammeln und einer weiteren Bearbeitung zu unterwerfen. BACKLUND (2) hatte sich bereits 1932 zum Tillitproblem geäußert und dabei insbesondere die Komponenten untersucht; er ist dabei nicht vollständig vom glacialen Ursprung der fraglichen Gesteine überzeugt. Dies war ein Ansporn die Verhältnisse erneut und wenn möglich nach anderen Gesichtspunkten zu untersuchen.

Trotzdem ich die Möglichkeit hatte, verschiedene Tillitvorkommen zu besuchen, reichte die Zeit leider nicht aus, um weitere Detailprofile aufzunehmen. Es ist jedoch festzuhalten, dass ausgerechnet die Tillitserie, wie übrigens bereit bekannt war, innerhalb der Eleonore Bay Formation die grössten faciellen Differenzen in Bezug auf die Beständigkeit in ihrer Ausbildung aufweist¹⁾. Die hier im Detail gemachten Beobachtungen und Bezeichnungen beziehen sich stets auf das von POULSEN in unmittelbarer Nähe der dänischen wissenschaftlichen Station am Kap Oswald auf Ella Ø aufgenommene Profil.

Das Profil beginnt oben mit:

| | | |
|---|----|---|
| Überwiegend rote »obere« Tillite | f. | 15 m Tillite mit relativ kleinen Komponenten 50 m nicht aufgeschlossen 5 m Sandstein |
| | e. | 20 m Tillite mit viel u. rel. gross. Komponenten 40 m Sandstein |
| | d. | 85 m Tillite mit viel und stellenweise sehr grossen Komponenten und Sandsteinknauern 3 m Sandstein |
| | c. | 20 m Tillit wie unter d. 20 m Sandstein 20 m Schiefer und schwarze Kalklagen 30 m graue Schiefer 40 m graue Schiefer, wechsellagernd mit graugrünen Schiefen, feinkörniger Glimmersandstein 35 m Sandstein |
| | b. | 35 m Tillit mit vielen grossen Komponenten 5 m Konglomerate und Sandsteine |
| beige anwitternde »untere« Tillite | a. | 110 m Tillite mit vielen, teilweise sehr grossen Komponenten |
| Total. 533 m | | |

Die makroskopische und mikroskopische Durchsicht des auf Ella Ø, Suess Land, Ymers Ø und am Geologfjord südlich Kap Weber gesammelten Materials von Komponenten zeigte absolute Analogie mit der Charakteristik BACKLUNDS (2). Durch eine, von verschiedenen Fundorten zusammengestellte Auszählung, konnte folgende Häufigkeitsstatistik der kristallinen Komponenten gefunden werden:

| | |
|----------------------------|----------|
| rote Granite | ca. 75 % |
| Quarzkeratophyre | - 10 - |
| Biotitgneise | - 5 - |

¹⁾ Da die Ausbildung der Tillite an den verschiedenen Fundpunkten grosse Divergenzen aufweist, werden in der Folge die Bezeichnungen »untere« und »obere« Tillite immer auf das von POULSEN (35) auf Ella Ø gegebene Profil bezogen.

| | |
|--------------------|---------|
| Spilite | ca. 5 % |
| Keratophyre..... | - 2,5 - |
| Albitdiabase | - 2,5 - |

Auf den von mir aufgesuchten Vorkommen von Ella Ø, Johnstrups Bjerg (nordöstl. Örkendal), Nanortalik (im Antarcetics Sund), südlich Blomsterbugten, östlich Grejsdalen und im Geologfjord, konnten keine bis anhin unbekannten Komponenten gefunden werden. Im Gegensatz zu den kristallinen Komponenten der »oberen« Tillite ist die Herkunft der sedimentären Komponenten, die hauptsächlich in den »unteren« Tilliten auftreten, aus den verschiedenen Horizonten der Eleonore Bay Formation weitgehend gesichert. Bis heute kann die Herkunft der kristallinen Komponenten lediglich vermutet werden. Es handelt sich dabei möglicherweise um die einzigen Gesteine in unveränderter Form, deren Alter als vorkaledonisch angenommen werden darf. Die nach BACKLUND älteren kristallinen Gesteine vom Högboms Bjerg im Moskusoksefjord, die eine gewisse Ähnlichkeit mit den kristallinen, meist roten Tillitkomponenten zeigen, wurden von BÜTLER (7) als einwandfrei devonisch nachgewiesen und kommen somit nicht als Lieferanten der Tillitgerölle in Frage.

Untenstehende Tabelle gibt ein Bild über das Auftreten und die Verteilung der Komponenten der Tillitserie auf Ella Ø:

| Tillit Horizont | Kalk-Dolomit Serie | Bunte Serie | Quarzit Serie | Kristallin |
|--------------------|-----------------------|----------------|------------------|-------------|
| f. | selten | selten | häufig | überwiegend |
| e. | — | — | — | — |
| d. | — | häufig | — | häufig |
| c. | — | überwiegend | — | fehlen |
| b. | überwiegend | häufig | selten | — |
| a. | — | fehlen | fehlen | — |

Die obenstehende Tabelle zeigt, dass in den stratigraphisch tiefer gelegenen Tilliten »Geschiebe« der obersten Glieder der Eleonore Bay Formation überwiegen, während nach den höheren Horizonten eine Umkehr der Verteilungsverhältnisse stattfindet, das heisst in den »oberen« Tilliten Komponenten der »unteren« Eleonore Bay Formation und aus einem offenbar noch tieferen Kristallin häufiger auftreten. Der Übergang der obersten Kalk-Dolomit-Serie in die untersten Tillite ist ein kontinuierlicher, das heisst er vollzieht sich in einer Einstreuung von Komponenten und Feinmaterial, die direkt aus dem liegenden Horizont stammen. Es ist dies die Übergangszone, welche von KULLING (27, p. 327) »intraformational breccia« genannt wird. Andernorts scheinen diese Übergänge scharf zu sein, was nach meiner Ansicht durch die scharfe Bankung der darunter liegenden Schichten bedingt ist. Es ist auffällig, dass die geschrammten und schlecht gerundeten Geschiebe aus

den unteren Tilliten a. und b. stammen. Ähnliche Hinweise, die Grundmasse betreffend, sind aus der untenstehenden Tabelle ersichtlich:

| Tillite | Bindemittel | Qarzkörner untergeordnet Feldspat | Rundungsgrad |
|---------|---------------------------|---|-----------------------------|
| f. | eisenoxyd.- kieselig | ausschliess- lich | ausgezeichnet mit Politur |
| e. | eisenoxyd.- kieselig | ausschliess- lich | ausgezeichnet mit Politur |
| d. | eisenoxyd.- kieselig | häufig | gut |
| c. | eisenoxyd.- kieselig | wechselnd jedoch unter- geordnet | gut, jedoch nur selten |
| b. | karbonatisch- kieselig | wechselnd jedoch unter- geordnet | gut, jedoch nur sehr selten |
| a. | karbonatisch | wechselnd jedoch sehr untergeordnet | gut, jedoch nur sehr selten |

Für die groben Komponenten gelten in Bezug auf den Rundungsgrad ähnliche Beziehungen, wie sie in der obenstehenden Tabelle für die Grundmasse ersichtlich ist. So führen die Horizonte a. und b. Komponenten mit tafeligen, eckigen oder nur selten andeutungsweise gerundeten Formen; es sind dies diejenigen, die in erster Linie mit Schrammen den glacialen Transport andeuten. In den oberen (roten c, d, e, f) Horizonten sind die Komponenten ausgezeichnet gerundet, besitzen eine matte Politur; ferner sind Winderosionsformen wie Dreikanter oft anzutreffen. Die »oberen« (roten) Tillite zeigen eine gute Aufbereitung des Materials in drei Grössenfraktionen, während die »unteren« schlecht aufbereitet sind, das heisst; alle Korngrössen in entsprechenden Mengenverhältnissen auftreten. Für die »unteren« Tillite sind die Bedingungen für einen glacialen Transport durchwegs gegeben, während die »oberen« Serien d, f, e, mit c als Übergang wohl eher als Wüstenbildungen mit Fanglomeraten gedeutet werden müssen.

Um die Art der Aufbereitung der Sandfraktion einer genaueren Prüfung zu unterziehen, wurde eine grössere Anzahl von Dünnschliffen hergestellt. Zu Vergleichswecken wurden auch einige Proben des afrikanischen Dwykatillites mikroskopisch untersucht. Es sei vorweggenommen, dass die einzelnen Körner in der Grundmasse des Dwykatillites durchwegs einen sehr schlechten Rundungs- und Aufbereitungsgrad aufweisen, was im Gegensatz zu den grönländischen Tilliten auffällt. In den von Grönland untersuchten Proben konnten durchwegs gut gerundete

auf einen äolischen Transport (CAILLEUX etc. 14) hinweisende Quarz- und untergeordnet Feldspat-Körner gefunden werden (Fig. 21). Die Verteilung dieser gut gerundeten Körner zeigt im gesamten gesehen eine deutliche Zunahme nach höheren Niveaus; untergeordnet treten Schlieren und Knauer auf, wodurch die Verhältnisse nach wenigen Metern stark wechseln können. Das feinste Bindemittel zeigt ebenfalls eine Veränderung, in dem von unten ausgehend, das kalkige Bindemittel immer mehr durch ein kieselig-eisenoxydisches abgelöst wird. Auch hier sind in Knauern und Schlieren, Störungen im Sedimentationsvorgang zu erkennen. Es ist ferner festzuhalten, dass toniges dem Dwykakonglomerat eigenes Bindemittel vollständig fehlt. Die Zusammensetzung der Feldspäte ist gleich wie in den bunten kristallinen Komponenten. Die Quarz- und Feldspat-Körner zeigen dieselbe rote durch Hämatit hervorgerufene Pigmentierung.

Eine in zwei Proben gemachte Beobachtung verdient eine etwas eingehendere Beschreibung; es handelt sich dabei um die Grundmasse von Tilliten, die auf der roten Felsrippe zwischen dem Ulvesø und Bjørnesø südlich Kap Oswald auf Ella Ø anstehen. Die Sandfraktion (0,1—2 mm) besteht hauptsächlich aus Quarzkörnern mit teils gutem, teils weniger gutem Rundungsgrad Fig. 22. Die Quarzkörner können lappig oder buchtig umgrenzt sein (besonders die gut gerundeten). Ausgesprochen scharfe Splitter treten stark zurück. Der Quarz löscht einheitlich aus, nur vereinzelt ist eine undulöse Auslöschung feststellbar. Vereinzelt aus mehreren Quarzkristallen bestehende Körner treten ebenfalls auf. Einschlüsse von Turmalin und Rutil in Quarzkörnern sind seltenere Erscheinungen. Gut gerundet und oft lappig umgrenzt, sind die spärlich auftretenden Mikroklinkörner, ferner der Orthoklas mit Sericit- und Calciteinlagerungen, wohl sekundären Ursprungs (am Rande und von Spaltrissen ausgehend). Der noch etwas seltener auftretende Plagioklas ist sehr reiner Albit mit 0—6 % Anorthitgehalt, wie in den von BACKLUND beschriebenen groben Komponenten. Daneben treten meist nicht, oder nur schlecht gerundete Körner von Kalken, wie Bryozoenkalk, Kieseln etc., auf.

Das feinste Bindemittel besteht aus einem angenähert opaken, vorwiegend kieselig-eisenoxydischem (hämatitischem) Zement, darin sind nur undeutlich umgrenzte Schlieren von in diesem Gestein auffallend fremdartiger Umgrenzung. Diese Schlieren, eventuell vulkanische bombenartige Gebilde enthalten kleinste Mikrolithen und Plagioklasleisten. Eine nähere Bestimmung dieser Plagioklasleisten war leider wegen ihrer Kleinheit unmöglich (Fig. 22). Sehr vereinzelt können solche Leisten auch innerhalb der übrigen Grundmasse festgestellt werden. Bei stärkster Vergrößerung ist zwischen dem Bindemittel s. l. und den Schlieren kein Unterschied sichtbar. Verschiedentlich; zum Beispiel BACKLUND (2)

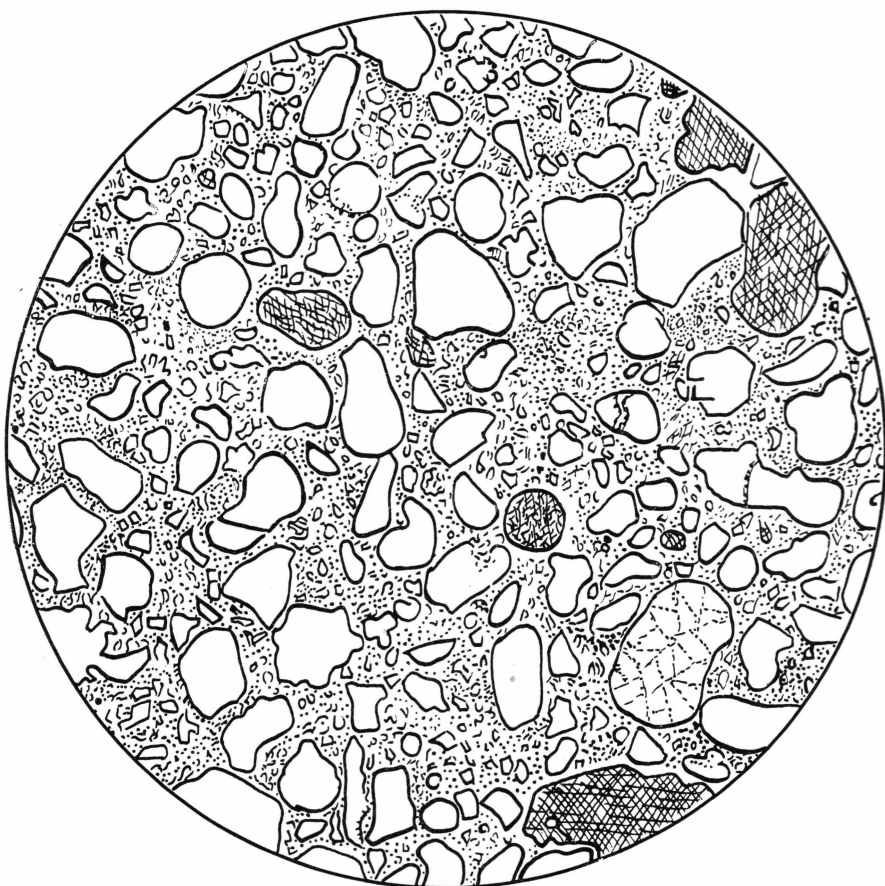


Fig. 21: Grundmasse der roten Tillite (ob Ulvesø auf Ella Ø). Sandfraktion 0,1—2,0 mm.

wurde eine spätpräcambrische Effusivtätigkeit vermutet. Die Einstreuung von Plagioklasleisten, die grosse Menge des eisenoxydischen Zementes, sowie gewisse Korrosionserscheinungen am Quarz- und Feldspatkörnern, stützen die Annahme eines tuffogenen Charakters der »oberen« Tillithorizonte. Andererseits besteht die Möglichkeit, dass es sich lediglich um mikroskopisch nicht näher deutbare Trümmer von zersetzter Grundmasse von Albitdiabasen etc. handelt. Hiefür spricht auch der Umstand, dass die kristallinen Komponenten sehr eisenoxydreich sind und als Lieferanten des eisenoxydischen Zementes in Frage kommen könnten.

Die oben festgehaltenen Beobachtungen berechtigen zu den folgenden Schlüssen:

Für die »unteren« (a. und b.), gelb-beige anwitternden Tillite ist der glaciale Ursprung unbestritten. Als sichere Argumente eines glacialen



Fig. 22: Grundmasse von rotem Tillit (ob Ulvesø auf Ella Ø) mit kleinen Feldspatleisten und wolkiger Verteilung des hämatitischen Pigmentes.

Transportes können angeführt werden: geschrammte Geschiebe, eckige Trümmer, sowie der schlechte Aufbereitungsgrad. Die Art der Ablagerung in ein nicht küstennahes Sediment zeigt, dass es sich nicht um eine Moräne im gebräuchlichen Sinne handelt; sondern beispielsweise um einen Transport durch auf dem Meere schwimmendes Eis. Es ist dabei an Eisberge oder an schwimmendes Inlandeis zu denken, ähnlich wie dies heute beispielsweise in der Antarktis (Rossbarriere) oder in der Jökelbugt oder der Melville Bugt auf Grönland anzutreffen ist. Obschon unter Tilliten normalerweise (vergleiche CLOOS, COLEMANN etc. 15) verfestigte Grundmoräne verstanden wird, ist es unzweckmässig, durch Schaffung einer neuen Bezeichnung die nomenklatorischen Verhältnisse zu komplizieren, es ist eher eine Erweiterung des Begriffes »Tillit«, auf alle durch Eis transportierte und verfestigte Gesteinsmaterialien vorzuschlagen.

Die »oberen« Tillite, deren Material nach oben zunehmend aus immer tieferen Horizonten des Liegenden stammt, zeigt ausgesprochene Windbearbeitung, was durch die Politur, die Rundung, die Kreuzschichtung, und Windkanter belegt ist. Es ist dies ein Hinweis auf eine Landhebung oder ein Abschmelzen der Eismassen, in frühcambrischer oder spätpräcambrischer vegetationsloser Zeit. Beide Vorgänge schaffen ideale Bedingungen zu Wüstenbildungen, in welcher sich durch äolische Bearbeitung, Sande und Fanglomerate bilden können. Eine nachträgliche Verfrachtung ist in Anbetracht des starken faciellen Wechsels durchaus möglich, jedoch nicht erforderlich. Die Anwesenheit grosser Mengen von gut gerundeten Körnern in den »unteren« Tilliten zeigt, dass bereits während der Ablagerung derselben, äolisch bearbeitetes Material zusammen mit den Tilliten in den Sedimentationsraum verfrachtet wurde. Was den teilweise tuffogenen Charakter einzelner Horizonte betrifft, können ohne weitere Beobachtungen keine sicheren Schlüsse gezogen werden, eine effusive Tätigkeit zu dieser Zeit ist nicht bewiesen, muss jedoch in den Bereich des Möglichen gezogen werden.

VII. KURZE ZUSAMMENFASSUNG

Hauptaufgabe der vorliegenden Arbeit war, ein weiterer Beitrag zur Altersfrage des »Metamorphen Komplexes« (Vela Massiv) zu geben. Aus diesem Grunde wurden möglichst viele Kontaktstellen, zwischen der sedimentären Eleonore Bay Formation und dem »Metamorphen Komplex« aufgesucht und soweit es die Verhältnisse gestatteten untersucht.

Am Geologfjord konnte an beiden Fjordufern ein kontinuierlicher Übergang der nicht metamorphen Eleonore Bay Formation in den »Metamorphen Komplex« (Isfjordzone und Sylva Maria Gruppe) einwandfrei festgestellt werden. In den südlicher gelegenen Gebieten sind die Kontakte tektonisch gestört, in dem Mylonite und Granitintrusionen jüngeren Datums direkte Beobachtungen stören. Die kontinuierlich zunehmende Metamorphose ist jedoch ebenfalls unverkennbar. Die Metamorphose ist einwandfrei älter als die Mylonitisierung längs Gleitflächen, oder die Intrusion der weissen Granite. Im Devon wurden bis anhin eigentliche Gerölle des »Metamorphen Komplexes« nicht gefunden, fein zerriebener Sand hingegen, sicher aus solchen Kristallingebieten stammend festgestellt (BÜTLER). Für die Brüche und Mylonite, wurde ausgehend von den Sedimentgebieten durch die Autoren BACKLUND (1, 2), WEGMANN (49), BÜTLER (11) ein spätcaledonisches Alter angenommen. Aus diesen Gründen müssen die metamorposierenden Vorgänge inclusive Stoffzufuhr zeitlich ins Caledon gestellt werden.

Die Tektonik der Eleonore Bay Formation und auch des Devons zeigen, dass sich das Vela Massiv (»Metamorpher Komplex) in kausalem Zusammenhang mit der Stoffzufuhr und dem daraus entstehenden Raumproblem gehoben hat. Durch diesen Umstand werden die Kleinfaltungen in den Regionen vermehrter Stoffzufuhr erklärlich (Kap Laparent etc.). Diese Hebung kann mindestens für einen Teil der caledonischen Faltungsphasen verantwortlich gemacht werden. Diese Feststellung ergibt die Wahrscheinlichkeit, dass ein primärer Schub aus Westen die Anlage zum caledonischen Faltenbau der Eleonore Bay Formation geschaffen hat.

Im Westen des »Metamorphen Komplexes« sind die Verhältnisse rein prinzipiell analog denjenigen des Ostens, das heisst auch hier besteht

ein kontinuierlicher Übergang des »Metamorphen Komplexes« zur nicht metamorphen Petermannserie. Die Petermannserie zeigt im Gebiete des Jättegletschers keine Überschiebung am »Metamorphen Komplex«, sondern geht kontinuierlich in denselben über, das heisst umfasst dieselben Schichtglieder. Die Faltenanlagen der Petermannserie deuten auf Schub aus Osten. Die Petermannserie wie die Eleonore Bay Formation stellen also den sedimentären Anteil des Ausgangsmaterials zum »Metamorphen Komplex« dar. Die Petermannserie besitzt zusammen mit der Eleonore Bay Formation oberalgonkisches Alter. Eleonore Bay Formation und Petermannserie bildeten zusammen einen Sedimentationstrog, eventuell durch eine Schwelle getrennt. Im zentralen Teil ist durch Stoffzufuhr aus der Tiefe, der »Metamorphe Komplex« zu caledonischer Zeit gebildet worden. Nach ihrer Ausbildung zu schliessen dürfte die Petermannserie eine Randfacies des alten Troges der Eleonore Bay Formation s. l. darstellen.

VIII. LITERATURANGABE

1. BACKLUND, HELGE G. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. M. o. G. Bd. 74, XI. København 1930, pp. 207—296.
2. — Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Joseph Fjord in M. o. G. Bd. 87, Nr. 4.
3. — Der »Magmaaufstieg« in Faltengebirgen. Bulletin de la Commission géologique de Finlande. Helsinki, octobre 1936.
- 3a. BACKLUND, HELGE G. und MALMQVIST, D. Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation. Teil I. Die basische Reihe. M. o. G. Bd. 87, Nr. 5. København 1932.
4. — Einblicke in das geol. Geschehen des Präcambriums. Geol. Rundschau, Bd. XXXIV, 1943, Heft 2/6.
5. BOYD, LOUISE A. The Fjord Region of East Greenland. Franz Joseph Fjord and vicinity, Key to Echo Sounding. Americ. Geogr. Soc. Special Publ., Nr. 18, pl. XII and XIII. New York 1935.
6. — The coast of Northeast Greenland with hydrographic studies in the Greenland sea. American geographical Society Brodway at 156 the street New York, N.Y. 1948.
7. BÜTLER, HCH. Some new investigations of the Devonian Stratigraphy and Tectonics of East Greenland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 3. København 1935.
8. — Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., XII. Heft, Nr. 3. 1935.
9. — Das devonische Faltungsgebiet nördl. des Moskusoksefjordes in Ostgrönland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 3. København 1940.
10. — Übersicht der devonischen Bildungen nördl. des Davysundes in Ostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XVI, Nr. 5, pp. 105—131. Schaffhausen 1940.
11. — Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Joseph Fjord in Ostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XXII, Nr. 3, Jahrgang 1947/1948. Schaffhausen 1948.
12. — Geological Map of East Greenland (Parts of Ole Römer Land, Hudson Land, Gauss Peninsula, Strindberg Land and Ymers Island). — Geodätisk Institut, København 1948.
13. — Notes on the Geological Maps of Canning Land (East Greenland). M. o. G. Bd. 133, Nr. 2. København 1948.
14. CAILLEUX, ANDRÉ. Les actions éoliennes periglaciaires en Europe. Mémoires de la Société géologique de France (Nouvelle série). Mémoire Nr. 46. 1942.
15. CLOOS, HANS. Die vorkarbonischen Glacialbildungen des Kaplandes. Geol. Rundschau. Bd. VI. 1915.
16. DAL, T. Geologiske iakttagelser omkring Varangerfjorden. Norges Geol. Unders. Bd. 28, 1896/99.

17. GAERTNER, v. H. R. Bemerkungen über den Tillit von Biygangarga am Varangerfjord. Norges Geol. Unders. Bd. 28, 1896/99.
18. HAUGHTON, S. H. Lexicon de Stratigraphie. Vol. I. Africa 1938.
19. HENNIG, E. Die Glacialerscheinungen in Äquatorial- und Süd-Afrika. Geol. Rundschau. Bd. VI. 1915.
20. HOBBS, WILLIAM HERBERT. Nourishment of the Greenland continental Glacier. The Journal of Geology. Vol. LII. Number 2. March 1944.
21. HUBER, WALTER. Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XXVIII.
22. KOCH, LAUGE. Stratigraphy of Greenland. M. o. G. Bd. LXXII.
23. — The Geology of East Greenland. M. o. G. Bd. LXXIII.
24. — Geologie von Grönland. In Geologie der Erde. Berlin Verlag von Gebrüder Borntraeger 1935.
25. — Über den Bau Grönlands. Geol. Rundschau, Bd. XXVII. Heft 1, 1936.
26. KRANCK, E. H. The Rock. Ground of the coast of Labrador and the connection between the Pre-Cambrian of Greenland and North-America. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, Nr. 125. Octobre 1936.
- 26a. — On the crystalline complex of Liverpool Land. M. o. G. Bd. 95, Nr. 7.
27. KULLING, O. Stratigraphic Studies of the Geology of the Northeast Greenland. M. o. G. Bd. LXXIV. København 1930.
28. LAWSON, A. C. Fanglomerate a detrital rock at Buttle Mountain, Nevada. Bull. geol. Soc. Am. Bd. 23 (1912), p. 72.
29. MOOS, v. A. Sedimentpetrographische Untersuchungen im Devon von Kongeborgen in Ostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XVI. 1940. Nr. 7, pp. 138—145. Herausgegeben Oktober 1939.
30. ODELL, N. E. The Structure of the Keiser Franz Josephs Fjord Region, North-East Greenland. M. o. G. Bd. 119, Nr. 6. 1939.
31. MITTELHOLZER, A. E. Die Kristallingebiete von Clavering-Ø und Payer Land. Ost-Grönland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 8. København 1941.
32. OEPK, ARMIN. Palaeontologie, Arktisforschung und Kontinentalverschiebung. Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XVI. 1940.
33. PARKINSON, M. M. L. and WHITTARD, W. FR. The geological Work of the Cambridge Expedition to east Greenland in 1929. The quarterly Journal of the Geological Society of London. Vol. LXXXVII, Part 4. November 1931.
34. PENK, A. Der Drakensberg und der Quathlamabruch. S. B. A. d. W. Berlin 1908, XI, p. 234.
35. POULSEN, CHRISTIAN. Contributions to the Stratigraphie of the Cambro-Ordovician of East Greenland. M. o. G. Bd. LXXIV. København 1930.
36. — On the lower ordovician Faunas of East Greenland. M. o. G. Bd. 119, Nr. 3. København 1937.
37. RITTMANN, A. Studien an Eruptivgesteinen aus Ost-Grönland. M. o. G. Bd. 115, Nr. 1. København 1940.
38. SAALSTEIN, TH. G. Petrographie der Eklogiteinschlüsse in den Gneisen des südwestlichen Liverpool-Landes in Ost-Grönland. Nebst Anhang: Granulitartiger Gneis, nordöstlich von Kap Hope. M. o. G. Bd. 95, Nr. 5. København 1935.
39. SCHAUB, H. P. Zur Geologie der Traill Insel. Eclogae Geologicae Helvetiae. Vol. 35, Nr. 1. 1942.
40. — On the pre-cambrian to cambrian sedimentation in NE-Greenland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 10. 1950.
41. SEDERHOLM, J. J. On Migmatites and associated Rocks of Southern Finland. — 1923. Part I. The Pelling Region. Bull. Comm. Géol. Finlande 58, pp. 1—151.

- SEDERHOLM, J. J. 1926. Part II. The Region around Barösundfjärd W. of Helsingfors and neighbouring Areas. Bull. Com. Géol. Finlande 77, pp. 1—143.
 — 1934. Part III. The Åland Islands. Bull. Comm. Géol. Finlande 107, pp. 1—68.
42. STAFF, F. M. Das glaciale Dwykakonglomerat Südafrikas. Nat. wiss. schaftl. Wochenschrift III. Bd. 13, 23. Dez. 1888.
43. STAUBER, H. Stratigraphisch-geologische Untersuchungen in der ostgrönländischen Senkungszone des nördlichen Jamesonlandes. M. o. G. Bd. 132, Nr. 1. København 1942.
44. STEINMANN, G. und WILKINS, O. Die Nortatlant. Polarinseln von Nordenskjöld Otto. Handbuch der regionalen Geologie. Bd. IV, 2b. Heft 24.
45. TEICHERT, CURT. Untersuchungen zum Bau des Kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. M. o. G. Bd. 95, Nr. 1. København 1933.
46. WAGER, L. R. and DEER, A. W. Geological Investigations in East Greenland. M. o. G. Bd. 105, Nr. 4. København 1939.
47. — Geological Investigations in East Greenland. M. o. G. Bd. 134, Nr. 5. København 1947.
48. WEGMANN, C. E. Note sur le boudinage. Bull. Soc. géol. de France (5). Vol. 2, 1932, pp. 477—491.
49. — Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land. M. o. G. Bd. 103, Nr. 3. København 1935.
50. — Gletschermurgang in Suessland. Nordostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XII, Heft 4. 1935.
51. — Zum Baubild von Grönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffh. 1937, Nr. 3, pp. 15—23.
52. — Einleitung zur Vortragsreihe über die Geologie von Grönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XVI, 1940.
53. — Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands. Mitt. Naturf. Ges. Schaffh. Bd. XVI, 1940, Nr. 4. Herausgegeben Oktober 1939.
54. — Geologische Gesichtspunkte zur Frage der Eiszeitüberdauerung von Pflanzen in Grönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XVII, 1941, Nr. 5, pp. 97—115.
55. — Zur Feststellung von Landverschiebungen in der Arktis. Geol. Rundschau, Bd. XXXIV. 1943, Heft 2/6.
56. WORDI, I. M. The Cambridge Expedition to the east Greenland in 1926. The geographical Journal. Vol. LIV, Nr. 3, Sept. 1927.

Karten und Hinweise.

57. BOYD, LOUISE A. Vergleiche 5 und 6.

Karten des Geodätischen Institutes, København.

58. Østgrönland mellem 70° og 77° n. Br. 1:1.000.000.
59. Petermanns Bjærg, 1:250.000.
60. Ymers Ø, 1:250.000.
61. Suess Land, 1:250.000.
62. Kong Oscars Fjord, 1:250.000.
63. KOCH, L. Index to survey of North Greenland. M. o. G. Bd. 130, Nr. 2. København 1942.

Tafel 1.

Legende zum halbschematischen Profil;
östlich Junctiondal bis Victor Madsens Gletscher.

Musstab 1:100 000.

Kristalline Gesteine s. 1.

- 1) Pegmatitgänge, z. Teil ganze Schwärme darstellend.
- 2) Marginal Granit (weisse Granite).
- 3) Basische Gänge und Stöcke.
- 4) Isfjordzone.
- 5) Sylva Maria Gruppe.

Die zunehmende Einstreuung von roten Punkten stellt den zunehmenden Grad der Metamorphose dar.

Sedimentäre Gesteine s. 1.

Eleonore Bay Formation.

- 6) Subcambrische Tillite.
- 7) Kalk-Dolomit-Serie.
Bunte Serie.
- 8) Roter Quarzit (vergleiche pp. 21 No. 1.)
- 9) Weisser Quarzit (vergleiche pp. 21 No. 2.)
- 10) Grau-blaue Kalke und Marmore (vergleiche pp. 21 No. 3.)
- 11) Grobkörnige graue Marmore mit Lagen von weissem Quarzit (vergleiche pp. 21 No. 4.)

Petermannserie.

Bei zunehmender Einstreuung von roten Punkten zunehmende Metamorphose und schliesslich Uebergang in die Isfjordzone, beziehungsweise Hagargruppe.

- 12) bis 21) Vergleiche die stratigraphische Tabelle Seite 41.

