

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 113 · Nr. 6

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947-52

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

DIE GEOLOGISCHE KARTE VON
NORD-SCORESBY LAND (NE-GRØNLAND)

VON

ERDHART FRÄNKEL

MIT 21 FIGUREN IM TEXT UND 4 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI

1953

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Inhaltsverzeichnis	3
Vorwort	5
Einleitung	7
Stratigraphie	10
Eleonore-Bay-Formation	10
Basis-Serie	11
Alpefjord-Serie	12
Eremitdal-Serie	12
Quarzit-Serie	13
Bunte Serie	17
Kalk-Dolomit-Serie	21
Tillit-Serie	25
Das Problem des Ausfallens der Canyon-Serie und der Spiral-Creek-Serie	28
Cambro-Ordovicium	29
Untere Bastion-Formation (Sandstein-Serie)	30
Obere Bastion-Formation	31
Ella-Island-Formation	31
Hyalithes-Creek-Formation	31
Dolomite-Point-Formation	32
Cass-Fjord-Formation	32
Cape-Weber-Formation	32
Devon	32
Basis Breccie	34
Konglomerate	34
Sandsteine	35
Carbon	35
Jüngere Gesteine (Skeldal-Konglomerat)	35
Tektonik	38
Alpefjord-Block	39
Murchisons-Bjærge-Block	40
Skjoldungebræ-Zone	40
Östliche Randflexur	43
Staunings-Alper-Zone	47
Die tektonischen Störungen von Nord-Scoresby Land	47
Zusammenfassung	50
Bemerkung zur Morphologie der Staunings Alper	52
Literaturverzeichnis	55

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

Tafeln.

- Tafel 1. Geologische Karte von Nord-Scoresby Land, 1:250.000.
 Tafel 2. Geologische Profile durch Nord-Scoresby Land, 1:150.000.
 Tafel 3. Die westliche Royal Bay an der Grenze Präcambrium/Cambrium.
 Tafel 4. Stratigraphische Korrelationstabelle.

Figuren.

	Seite
1. Gesteine der Basis-Serie	11
2. Die monotone Stratigraphie der Alpefjord- und der Eremitdal-Serie	13
3. Die Quarzit-Serie am mittleren Skjoldungebræ	15
4. Dolomitisierte Partie im Kalk des Schichtverbandes 11	19
5. Detailansicht der Grenze Kalk/Dolomit	20
6. Die Westwand von P 1500 in den Syltoppene mit der Kalk-Dolomit-Serie	21
7. Der obere Schichtverband 15	23
8. Algenbank im Schichtverband 18	24
9. Kartenskizze der paläogeographischen Verhältnisse in der obersten Eleonore-Bay-Formation	27
10. Die Devonvorkommen in den Syltoppene	33
11. Das Vorkommen von Devonkonglomeraten in der Westwand der Syltoppene	34
12. Das Brecciöse Skeldal-Konglomerat	36
13. Die Vorkommen des Skeldal-Konglomerats am untersten Bersærkerbræ ..	37
14. Der Typus der Zerrungsstörungen im nördlichen Scoresby Land	38
15. Die tektonischen Einheiten von Nord-Scoresby Land	39
16. Die Zerrungsstörungen und die »Klippen« der Bunten Serie zwischen Sortelvv-Gletscher und mittlerem Skjoldungebræ	42
17. Die östliche Randflexur zwischen Aakerbloms Ø und Flødegletscher	43
18. Das Ostkap von Jägmästarens Ø	45
19. Profil durch Aakerbloms Ø	46
20. Der Intrusivkontakt zwischen Marginal-Granit und Alpefjord- und Eremitdal-Serie	48
21. Das Zentrum der Granitmasse der Staunings-Alper	49

I. VORWORT

Der Verfasser der nachstehenden Arbeit untersuchte als Teilnehmer an den von Dr. LAUGE KOCH geleiteten, Dänischen Ost-Grønland-Expeditionen in den Jahren 1948—50 das östliche Andréas Land. Nach einer kurzen Rekognoszierung im Herbst 1950 wurde auf Anregung von Dr. LAUGE KOCH im Jahre 1951 die Kartierung von Nord-Scoresby Land in Angriff genommen.

Die kurze Arbeitszeit vom 20.7.—2.9.51 zwang uns dazu, uns streng auf das vorgeschriebene Gebiet (caledonisch bewegte Sedimente) zu konzentrieren und liess es nicht zu, auf die sehr interessanten Probleme der kristallinen Gesteine einzugehen.

Die vorliegende Arbeit ist als Erläuterung zur beiliegenden, geologischen Karte gedacht.

Der Arbeitsverlauf war folgender:

Im Herbst 1950 verbrachte der Verfasser einige Tage im Alpefjord in Begleitung von F. HENDERSON (Hull), F. SCHWARZENBACH (Zürich) und P. BRAUN (Zürich). Zur Verfügung stand uns ein Motorboot vom Typ »Polypen« unter dem Kommando von AXEL JENSEN (København).

F. HENDERSON und der Verfasser untersuchten in jener Zeit die Alpefjord-Serie (FRÄNKEL, 1951), während F. SCHWARZENBACH und P. BRAUN eine erste Rekognoszierung der Terrainverhältnisse in den Staunings-Alper vornahmen.

Der Winter 1950/51 wurde zum Planen der Arbeit im nördlichen Scoresby-Land verwendet, wobei eine unveröffentlichte, geologische Karte von F. HENDERSON von grosser Hilfe war. Desgleichen erleichterten die ausgezeichneten Flugaufnahmen der LAUGE KOCH-Expedition (Photograph E. HOFER) die Arbeit erheblich.

Besonders wichtig waren die Erfahrungen, welche F. SCHWARZENBACH und P. BRAUN auf dem Vikingebrae gesammelt hatten. Sie erlaubten uns die Ausrüstung den Bedingungen des Landes anzupassen. Im Sommer 1951 begann die Hauptarbeit. Ein Team bestehend aus F. SCHWARZENBACH (Botanik), P. BRAUN (Alpinistik) und dem Verfasser (Geologie) startete von der Basis-Station Ella Ø an Bord des Bootes »Polypen« unter AXEL JENSEN.

Als »Hauptstrasse« ins Landesinnere diene uns der Skjoldungebræ, doch wurden auch der Vikingebræ, Sedgwick-Gletscher, Sorteelv-Gletscher und der Bersærkerbræ begangen, um nur die Haupttouren zu nennen. Erwähnenswert ist die Erstbesteigung der Frihedstinde (2650 m) durch F. SCHWARZENBACH und P. BRAUN.

Die sich immer wieder bietenden, touristischen Schwierigkeiten konnten in gemeinsamer Arbeit überwunden werden.

Ich möchte an dieser Stelle den Mitgliedern der »Gruppe Staunings-Alper« F. SCHWARZENBACH, P. BRAUN und A. JENSEN für die ideale Kameradschaft und die wissenschaftliche Zusammenarbeit danken.

Die Ergebnisse der Untersuchungen in Nord-Scoresby Land wurden im Geologischen Institut der Universität Basel (Schweiz) ausgearbeitet.

Ich möchte Herrn Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT dafür danken, dass er jederzeit bereit war mit mir die sich stellenden Probleme zu diskutieren, auch hatte er die Freundlichkeit, die vorliegende Arbeit durchzulesen.

Herr Prof. Dr. E. WENK vom Mineralogischen Institut konnte mir dank seiner Erfahrungen im westlichen Scoresby Land und im Nathorsts Land wertvolle Hinweise geben, wofür ihm an dieser Stelle gedankt sei.

Der anregenden Zusammenarbeit mit Herrn Dr. J. HALLER (Min. Inst.) verdanke ich die Beschreibung einiger metamorpher Gesteine.

Dem Leiter der dänischen Ostgrönland Expeditionen, Herrn Dr. LAUGE KOCH danke ich für die technischen Unterstützungen, welche die Feldarbeit erleichtert haben, besonders aber für die vielen Diskussionen, durch welche diese Arbeit eine Erweiterung erfuhr.

Basel, Geologisches Institut der Universität.

Dezember 1952.

II. EINLEITUNG

Das nördliche Scoresby Land ist ein stark gegliedertes Gebirgsland mit zackigen Bergketten und tiefen Tälern. Die Täler sind ausnahmslos bis nahe an die Küste vergletschert, doch erreichen nur wenige Gletscher die Fjorde.

Die Abgrenzung unseres Arbeitsgebietes erfolgte nach geologischen Gesichtspunkten, immerhin können die folgenden, topographischen Hauptzüge als Grenzen betrachtet werden:

Im Norden der Forsblads Fjord und der Segelsällskapets Fjord, im Osten der Kong Oscars Fjord und das Skeldal, im Süden die Linie Bersærkerbræ-Vikingebræ und im Westen eine Linie, die vom Schaffhauserdalen in die Gegend östlich Caledonia Ø verläuft. Die Gesteinsserien, welche am Aufbau dieses Gebietes beteiligt sind, lassen sich folgendermassen unterteilen:

- 1) die mächtigen, z. T. stark metamorphen Serien der Caledoniden, zu welchen hier auch ein posttektonischer Granit (Marginal Granit) gerechnet wird,
- 2) die Sandsteine und Konglomerate des Devons und
- 3) die Sandsteine und Schiefer des Carbons.

Die Caledoniden nehmen fast den gesamten Raum unseres Untersuchungsgebietes ein. Sie stellen ein N—S gerichtetes Faltengebirge dar, dessen Gesteine altersmässig vom obersten Praecambrium (Grönlandium) ins Ordoviciium reichen. Die Mächtigkeit dieser im Übrigen konkordanten Folge übersteigt 15.000 m.

Der Anteil des Cambro-Ordoviciums beträgt 2.000 m, die restlichen 13.000 m entfallen auf die präcambrische Eleonore-Bay-Formation, die in den tieferen Serien eine nach unten immer stärker werdende Metamorphose aufweist. Eine Untergrenze der Eleonore-Bay-Formation

(EBF) wurde bis heute weder innerhalb der unveränderten Sedimente, noch innerhalb der oft hochmetamorphen Gneise gefunden.

Die Faltung der Caledoniden setzte nach dem unteren Ordoviciu ein. Die Metamorphose der tieferen Serien scheint im grossen und ganzen syntektonisch zu sein. Etwas jünger sind grosse Granitmassen (Marginal Granit WEGMANNs), die sich oft zwischen den unveränderten Sedimenten und den metamorphen, tieferen Serien finden. Unsere Untersuchungen erstrecken sich fast ausschliesslich auf die unmetamorphen Sedimente der oberen EBF. Der Zeitmangel hinderte uns die Probleme des Kristallins (Marginal Granit und Gneise) näher zu studieren.

Das Devon ist in Form von roten Konglomeraten und Sandsteinen am Ostrande unseres Untersuchungsgebietes erhalten. Das Carbon tritt im Osten einer grossen Verwerfung auf, die ungefähr dem Skeldal folgt. Es besteht aus vorwiegend kontinentalen Ablagerungen von Sandsteinen und Horizonten schwarzer Schiefer, welche Pflanzenreste führen. Die Grenzverwerfung zwischen Carbon und den Caledoniden bildet auch die Ostgrenze unseres Arbeitsgebietes.

Kurz soll noch auf die tektonische Stellung des nördlichen Scoresby Landes eingegangen werden. Dieses Gebiet liegt am Südrand einer grossen Senkungszone der sog. Royal Bay von KOCH. Unter diesem Begriff versteht KOCH die grosse E—W Depression zwischen 72° und 74° N, in welcher im Western die EBF-Sedimente und im Osten das Devon erhalten sind. Im Scoresby Land finden sich die südlichsten Vorkommen dieser beiden stratigraphischen Einheiten, wenn wir von den isolierten Aufschlüssen im Canning Land (BÜTLER 1948) absehen.

Das nördliche Scoresby Land hat bis heute nur wenig zur Durchforschung gelockt. Das beschwerliche Terrain, die Schneemassen im Winter und die grosse Entfernung von der Station Ella Ø mögen das ihrige dazu beigetragen haben, dass über dieses Gebiet nur spärliche Notizen in den Berichten früherer Geologen zu finden sind. Meist beschränken sich die Mitteilungen sogar nur auf andeutende Eintragungen auf den geologischen Karten des betreffenden Autors. NATHORST (1901) erwähnt bereits unser Gebiet und gibt eine gute Abbildung der Syltopene. Bei NORDENSKJÖLD (1909) finden wir eine Aufnahme von Jägmästarens Ø. KOCH (1929) diskutierte vor allem den Verlauf der alten Devonküste, daneben beschreibt er eine grosse Antiklinale, welche südlich von Jägmästarens Ø ins Landesinnere ziehen soll. BACKLUND (1932) behandelt vor allem die Verhältnisse an der Grenze zwischen Sedimenten und Kristallin im Forsblads Fjord, auch studierte er die Sedimente in der Gegend von Kap Mæchel und verweist als erster auf die grosse Mächtigkeit der EBF-Quarzite im Alpefjord. WEGMANN (1935) bereiste die Küstengebiete und erwähnt die ausgedehnten Granitareale der Stauungs Alpen. BÜTLER (1948) bearbeitete vor allem das Devon, daneben

studierte er auch die Inseln im Segelsällskapets Fjord. In jüngster Zeit bereiste HENDERSON die Küstengebiete, neben eingehenden Aufnahmen im Kristallgebiet des Forsblads Fjordes zeichnete er auch nach Luftaufnahmen eine (unveröffentlichte) Karte des nördlichen Scoresby Landes, die er uns zur Verfügung stellte. WITZIG (1951) kartierte das Carbon östlich der Skeldalverwerfung und gab einen ersten Hinweis auf das Alter dieser Sedimente im Scoresby Land.

III. DIE STRATIGRAPHIE

Wie wir schon einleitend erwähnt haben, lassen sich im Gebiete von Nord-Scoresby Land drei grosse, stratigraphische Einheiten auscheiden, das Carbon, das Devon und die Serien der Caledoniden. Für die genaue Stratigraphie des Carbons verweisen wir auf WITZIG (1951), für diejenige des Devons auf BÜTLER (1940). Im folgenden sollen die Gesteinsserien der Caledoniden behandelt werden, die in nahezu konkordanter Folge vom Grönlandium ins Ordoviciun reichen.

Die grobe Unterteilung in das Cambro-Ordoviciun einerseits und in die präcambrische Eleonore-Bay-Formation andererseits lässt sich nach vorwiegend lithologischen Gesichtspunkten weiter verfeinern und führt zu folgender Einteilung:

Cambro-Ordoviciun		ca. 2000 m
EBF	Tillit-Serie	– 300 m
	Kalk-Dolomit-Serie	– 1100 m
	Bunte Serie	– 1000 m
	Quarzit-Serie	– 1500 m
	Eremitdal-Serie	– 1500 m
	Alpefjord-Serie	– 5500 m
	Basis Serie (metamorph)	?

A) Die Eleonore-Bay-Formation.

Quarzit-Serie, Eremitdal-Serie, Alpefjord-Serie und vermutlich auch die Basis Serie sind vorwiegend klastische, sandig-tonige Sedimente. Nach unten gehen sie in immer höher metamorphe, kristalline Schiefer und Gneise über (Basis-Serie), oder sie enden am Intrusivkontakt des Marginal Granits. Im nördlichen Scoresby Land ist bis jetzt nur die scharfe Grenze der Quarzite gegen den Marginal Granit angetroffen worden.

Die Bunte Serie, deren Namen von der auffälligen Färbung ihrer Schichtverbände herrührt, leitet von der vorwiegend mechanischen

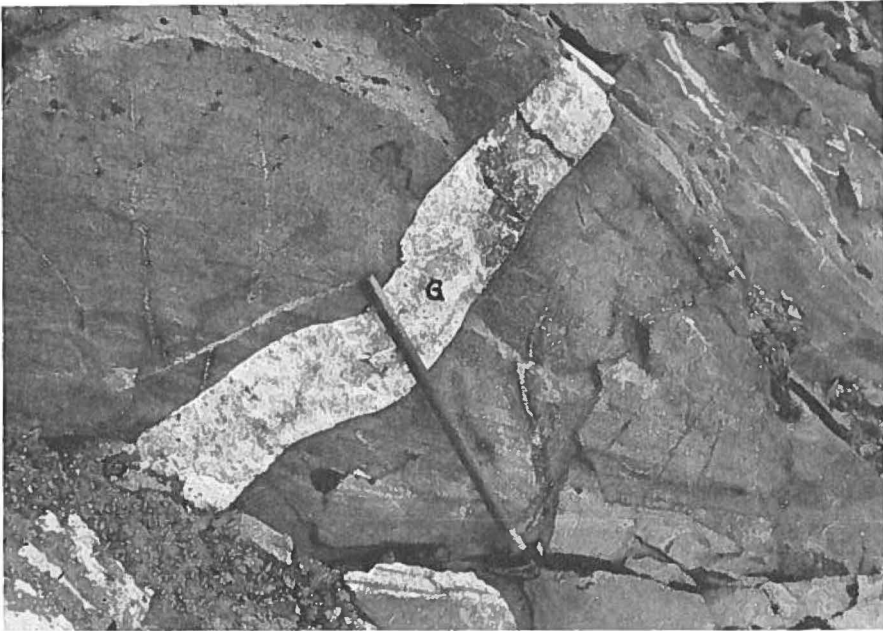


Fig. 1. Gesteine der Basis-Serie, Gneisantiklinale. Ob. Skjoldungebræ. G: Granitgang.

Sedimentation in der liegenden Quarzit-Serie zur fast rein chemischen Sedimentation in der hangenden Kalk-Dolomit-Serie über.

Die Kalk-Dolomit-Serie wird von einer im grossen sehr eintönigen Serie dunkler Kalke und hell anwitternder Dolomite aufgebaut, die jedoch in der Detailausbildung stark variieren können.

Gegen oben schliesst die Eleonore-Bay-Formation in unserem Gebiet mit der Tillite-Serie ab. Diese Serie weist zwei geschiebeführende Schichten auf. Der glaziale Ursprung dieser Schichten ist umstritten.

Nach wie vor bleibt das Problem der Untergrenze der Eleonore-Bay-Formation ungelöst. Die gerade in den Staunings Alpen so deutlichen Anzeichen für das Vorhandensein von Sedimenten älter als die Alpefjord-Serie, lässt uns den Begriff der Basis-Serie weiterhin beibehalten.

Die Basis-Serie (Gneise am oberen Skjoldungebræ).

Wenn wir den von HALLER geschaffenen Begriff der Basis-Serie verwenden, so deshalb, weil unser Untersuchungsgebiet gezeigt hat, dass sich unter der Alpefjord-Serie noch Gesteinsverbände finden, deren Zugehörigkeit zur Eleonore-Bay-Formation kaum angezweifelt werden kann, wenngleich Marginal-Granit-Massen die direkten Zusammenhänge zwischen sicheren EBF-Vorkommen und diesen Verbänden verwischen.

Jene epimetamorphen Serien, welche am oberen Skjoldungebræ als Wölbung unter dem Marginal-Granit auftauchen, können z. B. der Basis-Serie zugeordnet werden (Fig. 1).

Zwei Proben, welche aus diesen Verbänden stammen, wurden von J. HALLER folgendermassen beschrieben:

Nr. 38: feinkörniger, Erz, Epidot-Zoisit und Chlorit führender, alkalifeldspat-reicher Biotit-Gneis.

Nr. 39: erzführender Chlorit-Muskovit-Albit-Schiefer mit:

40 % Albit, gefüllt mit Sericitschüppchen

30 % Muskovit

30 % Pennin mit Erz vergesellschaftet

Wir vermuten, dass sich unter der Alpefjord-Serie noch Sedimente von mindestens 1000—2000 m Mächtigkeit finden, die ursprünglich vorwiegend aus klastischem Material (Sanden, Tonen) aufgebaut waren, die aber in den uns bekannten Gebieten eine mehr oder weniger starke Umwandlung erfahren haben.

Die Alpefjord-Serie 5500 m.

Die Alpefjord-Serie stellt eine eintönige Wechsellagerung schieferiger, mehr tonig-sandiger Partien und bankiger Quarzite dar (Fig. 2). Fast durchwegs wittern die Gesteine graugrün oder rostfarben an. Die Grenze gegen die hangende Eremitdal-Serie wurde am Dach einer ca. 150 m mächtigen Folge von Kalken gezogen. Es handelt sich um Kalke die bald stark tonige bald stark sandige Beimengungen enthalten, sie bilden dank ihrer ockerfarbigen Anwitterung im Felde einen guten Leithorizont.

Ausser diesen Kalklagen finden sich weitere carbonatische Gesteine in Form kleiner Dolomitlinsen in den tieferen Serien, vor allem in den bankigen Quarziten. Die Linsen fallen durch braune Anwitterung auf, auf frischen Bruch zeigen sie grauweissen, grobkristallinen, sehr harten Dolomit. Diese Gesteine kommen besonders häufig in der, vom Verfasser in einer früheren Arbeit (1951) mit m.) bezeichneten Schichtgruppe vor. Für eine genaue Orientierung über die Alpefjord-Serie verweisen wir auf die eben zitierte Arbeit.

Die Eremitdal-Serie 1200—1400 m.

Über den Kalken der obersten Alpefjord-Serie liegen die überwiegend feinschichtigen, tonigen Quarzite der Eremitdal-Serie, die im Felde dank ihrer durchgehend stark rostigen Anwitterungsfarbe leicht kenntlich sind (Fig. 2).

Besonders intensiv ist die Anwitterung eines rostigen Bandes, welches sich im direkten Liegenden der grauen, massigen Quarzite des

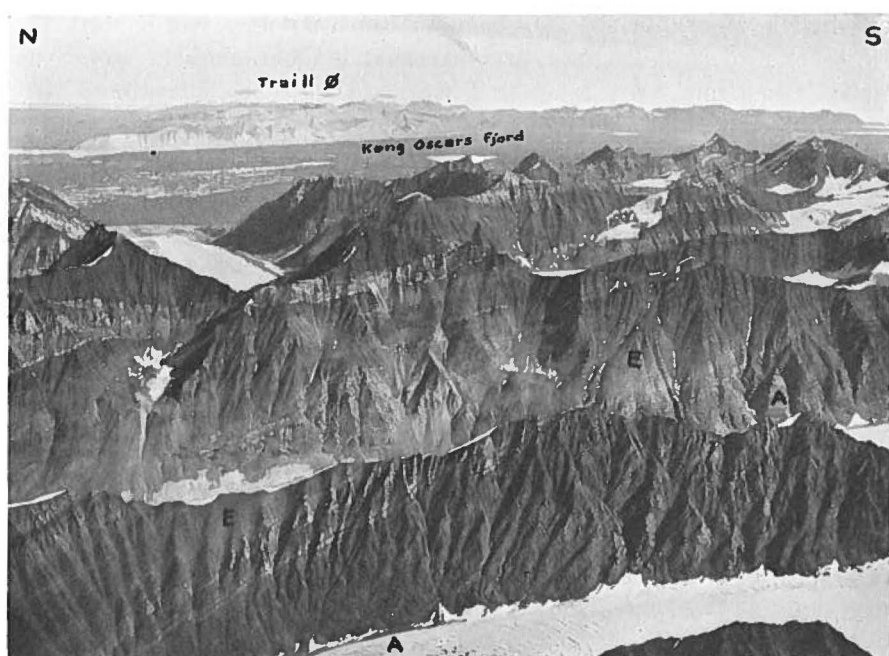


Fig. 2. Die monotone Stratigraphie der Alpefjord-Serie (A) und der Eremitdal-Serie (E). Blick von W auf den oberen Linné-Gletscher; im Hintergrund der untere Skjoldungebræ.

Schichtverbandes 1 (Quarzit-Serie) findet. In diesem Band treten teils in Lagen, teils in Linsen dolomitische Gesteine auf, die bräunlich anwittern.

Der Verfasser hatte anfangs in Übereinstimmung mit HENDERSON als Grenze zwischen Eremitdal-Serie und Quarzit-Serie ein markantes Quarzitdoppelband gewählt, welches unter der oben erwähnten, intensiv rostigen Zone liegt. Es zeigte sich jedoch, dass dieses Doppelband zwar im Alpefjord, d. h. im Nordwesten, sehr deutlich erkennbar ist, dass es hingegen am Bersærkerbræ (im SE) nicht mehr auftritt. Deshalb wurde die Grenze Eremitdal-Serie/Quarzit-Serie (Sch. 1) nach oben, unter die durchgehend auftretenden, ca. 400 m mächtigen, massigen Quarzite des Schichtverbandes 1 verlegt.

Wir werden auf das Zurücktreten von Quarzitbändern im SE bei der Besprechung von Schichtverband 6 (Quarzit-Serie) zurückkommen.

Die Quarzit-Serie.

Nördlich unseres Arbeitsgebietes, zwischen Lyells Land und Andrées Land, gehören über weite Strecken die tiefsten aufgeschlossenen EBF-Gesteine der Quarzit-Serie an. Da sich die geologische Forschungsarbeit

anfänglich mehr auf die Nordgebiete konzentrierte, wurde dort eine Einteilung in nummerierte Schichtverbände gebräuchlich, wobei das tiefste Glied mit Nr. 1 bezeichnet wurde. Dieser Schichtverband Nr. 1 bildet die Basis unserer Quarzit-Serie.

Wir unterteilen die Quarzit-Serie in eine untere Quarzit-Serie mit den Schichtverbänden 1—3 und in eine obere Quarzit-Serie mit den Schichtverbänden 4—6 (Fig. 3).

Schichtverband 1, 7—800 m.

Schichtverband 1 (Sch. 1) zerfällt in unserem Untersuchungsgebiet in zwei deutlich trennbare Einheiten (Fig. 3). Die unteren 400 m werden von bankigen, hellgrauen, harten Quarziten gebildet, die oberen 3—400 m von einer Serie dunkler, feinschichtiger Quarzite mit wechselndem Tongehalt. Diese Gesteine sind oft in der Schichtebene stark geschiefert.

Schichtverband 2, 250 m.

Schichtverband 2 (Sch. 2) bildet eine auffällige, helle Zone zwischen den dunkeln Serien des oberen Schichtverbandes 1 und des hangenden Schichtverbandes 3.

Als Hauptgestein von Sch. 2 tritt ein mittelkörniger, weisser oder rosafarbener, harter Quarzit auf. Typisch für Sch. 2 in unserem Untersuchungsgebiet ist ein ca. 20 m über der Basis auftretendes braunes Band. Es handelt sich um eine 30 m mächtige Einschaltung von feinschichtigen Quarziten in Wechsellagerung mit Tonlagen. Die braune Farbe stammt von der rostigen Anwitterung der feinschichtigen Quarzite.

Schichtverband 3, 500 m.

Im Felde tritt Schichtverband 3 (Sch. 3) als einheitlicher, dunkelgraugrün und rostfarben anwitternder Verband auf. Es handelt sich um feinschichtige, mehr tonige Quarzite und bankige, z. T. sehr dichte Quarzite in unregelmässiger Wechsellagerung.

Eine Häufung heller Quarzitbänder findet sich bei uns vor allem in der oberen Hälfte der Schichtgruppe. Diese gestreifte Partie dürfte der Bänderzone von Sch. 3 im Geologfjord (Katz (1952)) entsprechen.

Schichtverband 4, 250—300 m.

Die Grenze von Schichtverband 4 (Sch. 4) gegen die liegenden, dunklen Partien von Sch. 3 wird durch eine auffällige, ca. 10 m mächtige Bank von reinweissem Quarzit gebildet. Darüber folgt eine Lage von 10 m feinschichtigen, rostig anwitternden Quarziten. Die Hauptmasse des Schichtverbandes bilden jedoch helle, bankige Quarzite, welche in den oberen Partien allmählich durch rötliche, feinplattige Glimmerquarzite verdrängt werden.



Fig. 3. Die Quarzit-Serie am mittleren Skjoldungebræ. Blick von W, im Hintergrund Syltoppene und Kong-Oscars-Fjord. E: Eremitdal-Serie; 1-8 Schichtverbände der Quarzit-Serie (U1, O1: unt, ob. Sch. 1).

Schichtverband 5, 180—260 m.

Die Grenze zwischen Sch. 4 und Sch. 5 wurde dort gewählt, wo die für den oberen Schichtverband 4 typische Wechsellagerung weisser Quarzitbänke und roter, plattiger Glimmerquarzite einer reinen Folge des letzteren Gesteins Platz macht.

Die roten, plattigen und schiefrigen Glimmerquarzite machen die Hauptmasse von Sch. 5 aus, in den oberen Partien treten an ihre Stelle graugrüne, stark tonige Quarzitschiefer, die oft rostfarben anwittern.

Da die oben erwähnte Grenzziehung zwischen Sch. 4 und Sch. 5 jeweils von der Lage der obersten Quarzitbank abhängig ist, besteht zwischen der Mächtigkeit der beiden Verbände eine gewisse Relation, so ist Sch. 4 im W gut 300 m mächtig, während auf Sch. 5 180—200 m entfallen, im E hingegen sind beide Verbände gleichmächtig.

Schichtverband 6, 15—100 m.

Wir haben bereits bei der Eremitdal-Serie und dann wieder bei den Schichtverbänden 4 und 5 darauf hingewiesen, dass die mehr bankigen, quarzitären Partien im E ausdünnen, und dass mehr schiefrige, tonige Gesteinsfolgen an ihre Stelle treten. Ganz extrem lässt sich diese Erscheinung am Schichtverband 6 (Sch. 6) beobachten.

Ganz im Westen, an der Mündung des Polhems Dal (N-Ufer des Segelsällskapets Fjord), lässt sich Sch. 6 von unten nach oben grob in folgende Zonen gliedern:

- a) 40 m helle, bankige Quarzite
- b) 20 m feinschichtige, tonige Quarzite, rostig anwitternd
- c) 10 m wie a)
- d) 10 m wie b)
- e) 20 m wie a)

Am Kap Peterséns ist die gesamte Folge von Sch. 6 noch 40 m mächtig, wir unterscheiden von unten nach oben:

5 m helle, bankige Quarzite	= a)	Polhems Dal
10 m rostige, tonige Quarzitschiefer	= b)	—
2 m helle, bankige Quarzite	}	= c) —
1 m rostige, tonige Quarzitschiefer		
2 m helle, bankige Quarzite	}	= d) —
14 m bankige und schiefrige, rostige Quarzite		
3 m rötliche, plattige Quarzite		
5 m helle, bankige Quarzite	= e)	—

Am auffälligsten ist hier die Reduktion der Zone a) von 40 m im W auf 5 m im E. Parallel damit geht ein merkliches Anschwellen der graugrünen Quarzitschiefer-Serie des oberen Schichtverbandes 5. Wie weit hier Zusammenhänge bestehen, konnten wir noch nicht ermitteln.

Verfolgt man den Schichtverband 6 weiter, so tritt er am Flöde-Gletscher sehr reduziert in Form einer 15 m mächtigen Folge bankiger, heller Quarzite auf.

Interessant ist in diesem Zusammenhang eine Notiz BÜTLERS (1948, S. 23) aus dem Canning Land. Er beschreibt einen Ausschnitt der dortigen Stratigraphie der EBF und beginnt mit:

»1) Shales intensely red on weathering, terminated above by some yellow bands of dolomite. Total thickness 200—300 m.« (Aus dem Zusammenhang geht hervor, dass es sich dabei um unseren Schichtverband 7 handelt, auf den diese Beschreibung ausgezeichnet passt.) BÜTLER fährt fort: »The boundary towards the underlying dark quartzite interbedded with light coloured bands cannot be definitely determined.«

Diese Notiz bezieht sich auf den Schichtverband 6, der scheinbar dort seine im Norden so typische Ausbildung als Komplex heller, bankiger Quarzite total verloren hat.

Der Verfasser möchte das Kapitel über die quarzitischen Serien der Eleonore-Bay-Formation nicht abschliessen, ohne kurz den ganz auffälligen Gegensatz zwischen Alpefjord- und Eremitdal-Serie einerseits und Quarzit-Serie andererseits zu betonen (Fig. 2, 3). Die ersteren bilden eine ca. 7000 m mächtige Folge, die sich nur äusserst schwer unterteilen lässt, deren Hauptgesteine feinplattige bis schiefrige, tonige Quarzite und bankige, graue Quarzite sind, die beide rostfarben anwittern. Über die ganze Serie verteilt, finden sich Lagen und Linsen von Kalken und Dolomiten, welche bis anhin in der Quarzit-Serie nicht gefunden wurden.

In der Quarzit-Serie fallen schon von weitem die deutlichen lithologischen Unterschiede zwischen den bis ins Kleinste unterteilbaren Schichtverbänden auf. Hier überwiegt ein heller (weiss, gelblich, hellgrün), bankiger Quarzit (Sch. 1, Sch. 2, Sch. 4, Sch. 6), die tonigen Beimengungen treten zurück, rostige Anwitterungsfarben sind selten, carbonatische Linsen oder Lagen fehlen. In ihrer ganzen Ausbildung erinnern die Alpefjord- und die Eremitdal-Serie stark an die Schistes Lustrés der alpinen Geosynklinale, während die Quarzit-Serie das Bild einer Flachmeerablagerung bietet, wobei während kurzer Perioden über weite Strecken einheitliche Sedimentationsbedingungen geherrscht hatten.

Die Bunte Serie.

Eine Serie von intensiv gefärbten Tönen, Dolomiten und Kalken mit einigen Quarzitlagen überlagert die Quarzit-Serie. Die auffällige Färbung dieser Gesteinsfolge führte zur Bezeichnung »Bunte Serie«.

In jüngster Zeit hat KATZ (1952) die Stratigraphie der Bunten Serie im Geologfjord studiert und detailliert beschrieben. Wir wollen in der

vorliegenden Arbeit nur eine kurze Einführung in die Gesteinsfolgen der Bunten-Serie bringen, wir unterteilen sie in die Schichtverbände 7—13, 7—10 bilden die untere, 11—13 die obere Bunte Serie.

Schichtverband 7, 200 m.

Über den hellen Quarziten von Sch. 6 liegt eine überwiegend rote Serie, es sind die plattigen Tone des Schichtverbandes 7. Im Westen unseres Gebietes, im Skipperdal sind die tieferen Partien des Schichtverbandes durch ein Vorherrschen von roten, plattigen Tonen gekennzeichnet, diese rote Folge wird durch ein auffälliges, grünes Band zweigeteilt. Nach oben schalten sich immer häufiger Lagen von grünem, z. T. stark kalkigem Ton in die roten Gesteine ein, so dass die Hauptpartie von Sch. 7 durch rot/grüne Streifung auffällt. In den obersten 30 m treten gelb anwitternde Dolomitbänke in den Tonen auf.

Schichtverband 8, 5—25 m.

Im Westen bildet eine ca. 25 m mächtige Folge von grauen, gelb anwitternden, plattigen Dolomiten, die nach oben in zunehmendem Masse Einschaltungen von grauweißen, dolomitischen Kalken zeigen, den Schichtverband 8.

Im Osten (Kap Peterséns) repräsentieren gelb anwitternde, graue Dolomitplatten den Schichtverband, dessen Mächtigkeit hier 5—7 m beträgt.

Schichtverband 9, 110—130 m.

Eine eintönige Folge grauer und grauschwarzer, bankiger und schiefriger Kalke baut den Schichtverband 9 auf.

Schichtverband 10, 100—130 m.

Der lebhaft bunt gefärbte Schichtverband 10 ist von KATZ (1952) im Strindbergs Land grob in vier Zonen unterteilt worden (von unten nach oben):

- a) Basis Serie..... Tonschiefer + helles Band
- b) Rote Serie
- c) Helles Band
- d) rot/gelb gestreifte Serie

Diese Unterteilung kann auch im nördlichen Scoresby Land beibehalten werden.

Die Basis Serie (a) wird von 5 m graugrünen, plattigen Tonen gebildet. Darüber das (untere) helle Band, ebenfalls ca. 5 m mächtig. Es besteht aus grauweißen und gelblichen Kalkdolomiten und Kalken mit einigen Tonschieferlagen.

Die Rote Serie (b) wird von einer ca. 35 mächtigen Folge von roten und gelben, tonigen Dolomiten aufgebaut.

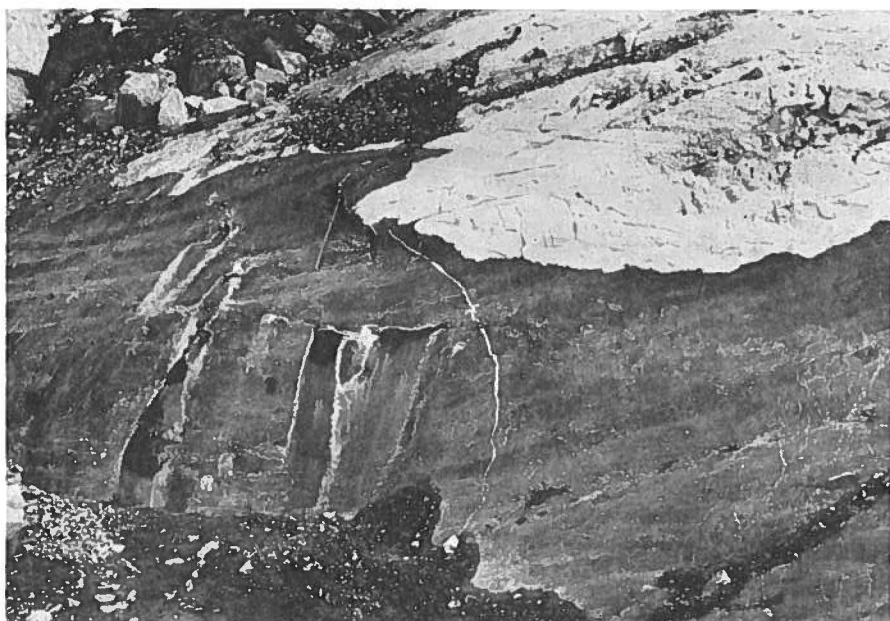


Fig. 4. Dolomitisierte Partie (weiss) im Kalk des Schichtverbandes 11.

Das (obere) helle Band (c) ist ca. 30 m mächtig, lithologisch entspricht es dem unteren hellen Band.

Die Rot/gelb gestreifte Serie (d), ca. 40 m mächtig, setzt über dem hellen Band mit einer Wechsellagerung roter, plattiger, toniger Dolomite und heller, dolomitischer Kalkbänder ein. Nach oben schliesst sie mit einer sehr bunten Zone ab, in welche graue, rote, grüne und gelbe Gesteine rasch alternieren.

Schichtverband 11, 100—120 m.

Der ursprünglich einheitlich graue, kalkige Schichtverband 11 ist in unserem Gebiet durch grössere, riffartige Einlagerungen (Fig. 4) eines weissen, grobkristallinen Dolomits gekennzeichnet. Es handelt sich um Erscheinungen, die wir nur mit der Annahme einer Dolomitisierung des Gesteins erklären können. Die feinplattigen schwarzen Kalke gehen auf einer Strecke von wenigen Zentimetern seitlich in grobkristallinen, weissen Dolomit über, in welchem noch andeutungsweise die alte Feinschichtung erkannt werden kann. In Fig. 4 und 5 ist der Uebergang, wie er sich im Felde zeigt dargestellt.

Schichtverband 12, 130 m.

Im Felde bietet Schichtverband 12 das Bild einer weissen, massigen Serie, welche zu oberst eine dunkle, feinschichtige Lage aufweist, die wiederum von orangefarbenen Bänken überlagert wird. Die Detail-

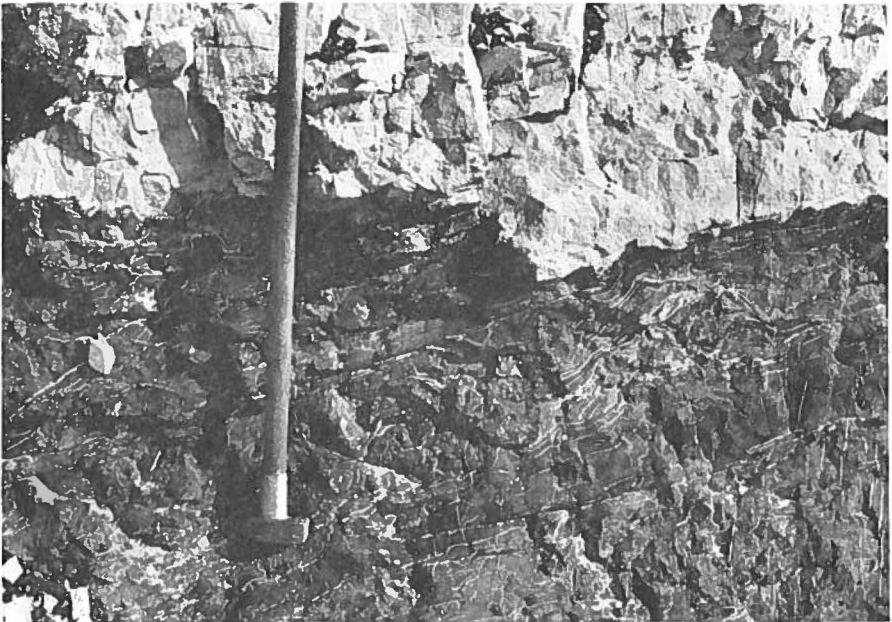


Fig. 5. Detailansicht der Grenze Kalk/Dolomit.

stratigraphie ist ziemlich kompliziert, wie dies schon KATZ (1952) hervorgehoben hat.

Hauptgestein des Schichtverbandes 12 ist ein hellgrauer, weiss oder hellgelb anwitternder Dolomit. Eingeschaltet finden sich feine Lagen von rostig verwitternden, schwarzen Quarzitschiefern und Bänke von orangefarbenen Algendolomiten. Letztere bilden das Dach des Schichtverbandes.

Schichtverband 13, 220—250 m.

Schichtverband 13 lässt sich grob in drei Unterabteilungen gliedern:

- 1) Der überwiegend von graugrünen, bankigen und schiefrigen Quarziten aufgebaute, untere Schichtverband 13, ca. 100 m mächtig.
- 2) Der mittlere Schichtverband 13, eine bunte Wechsellagerung von graugrünen Quarziten, roten Tönen und gelben Algendolomitbänken, total ca. 100 m mächtig.
- 3) Der obere Schichtverband 13, eine Wechsellagerung grauer Kalke, bunter Tone und unregelmässiger Einlagerungen buntfarbener Algendolomite, 30—40 m mächtig.

Diese oberste Abteilung des Schichtverbandes 13 differiert stark von den Ausbildungen, welche KATZ (1952) aus dem Strindbergs Land beschreibt, oder von jenen, welche mir aus Andréés Land bekannt sind.

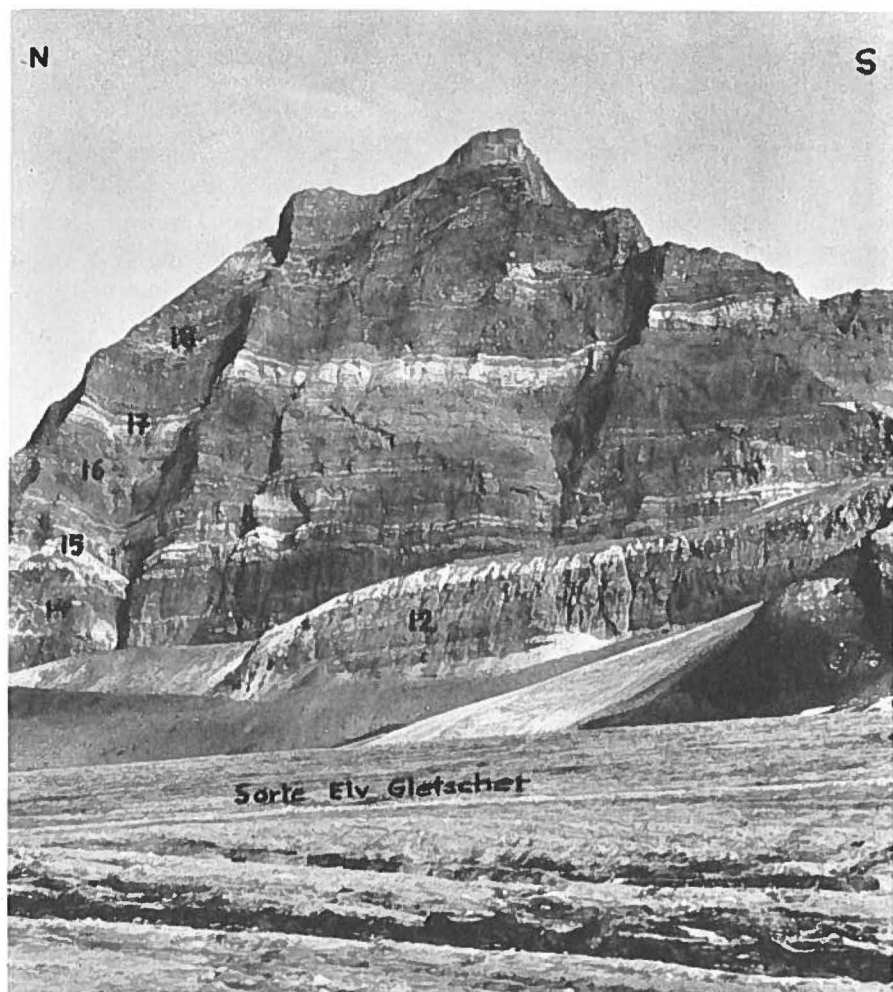


Fig. 6. Die Westwand von P 1500 in den Syltoppene mit der Kalk-Dolomit-Serie (Schichtverbände 14—18).

Die Kalk-Dolomit-Serie (KDS).

Während der Untersuchungen in Andréas Land (1948—1950) konnte ich feststellen, dass die Lithofacies der Kalk-Dolomit-Serie von Profil zu Profil wechselt, und dass vor allem zwischen SW-Andréas Land und dem Geologfjordgebiet erhebliche Differenzen in der Ausbildung auftreten. Umso mehr überraschte es mich im nördlichen Scoresby Land eine Kalk-Dolomit-Serie anzutreffen, die jener des Geologfjordes sehr ähnlich ist. Ohne Schwierigkeit konnte die im Norden übliche Unterteilung der Kalk-Dolomit-Serie in die Schichtverbände 14—19 durchgeführt werden, aber neben diesen grosszügigen Parallelen finden sich

auch in der Detailausbildung grosse Ähnlichkeiten. Einzig der Schichtverband 20 konnte nicht ausgeschieden werden, auf seine Sonderstellung innerhalb der Kalk-Dolomit-Serie haben wir bereits in unserer Arbeit über Andréas Land hingewiesen.

Die Kalk-Dolomit-Serie wird, wie schon der Name sagt, von einer Folge von Kalken und Dolomiten aufgebaut. Im Felde treten die Kalke meist als dunkle Serien auf, während die Dolomite häufig hell anwittern (Fig. 6). Die Unterteilung in die Schichtverbände 14—19 baut vor allem auf den Wechsel zwischen grösseren, vorwiegend dolomitischen und vorwiegend kalkigen Verbänden auf.

Schichtverband 14, 200 m.

Die rötlichen Algendolomiten des obersten Schichtverbandes 13 gehen allmählich in eine Wechsellagerung von tonigen, graugelben, roten und grauen Kalken über, die wiederum von grauen, konglomeratischen Kalken überlagert werden. Eine genaue Abgrenzung zwischen Sch. 13 und 14 wurde nicht vorgenommen.

Die Hauptmasse des Schichtverbandes 14 bilden graue, schiefrige und bankige Kalke, welche nahe der Obergrenze ein ca. 20 m mächtiges Band von braungelb anwitterndem Kalk führen.

Schichtverband 15, 50—60 m.

Eine auffällige, hell anwitternde Folge von verschiedenen Dolomiten bildet den Schichtverband 15, der im Felde morphologisch als Rippe deutlich hervortritt.

Der untere Schichtverband 15 (20 m) besteht aus hellen, bankigen Dolomiten, welche in den obersten Bänken brecciös ausgebildet sind.

Die Mittelpartie (15 m) wird von alternierenden, grauen plattigen Kalken und brecciösen, hellen Dolomiten gebildet. Die Komponenten der Breccie sind stark verkieselt.

Der obere Schichtverband 15 (20—25 m) zeigt bankige, helle Dolomite, mit grossen Linsen und Schnüren von Silex (Fig. 7). Vor allem diese Folge tritt im Felde morphologisch hervor.

Schichtverband 16, 190—200 m.

Eine Serie, welche überwiegend von grauen Kalken aufgebaut ist, repräsentiert den Schichtverband 16. In den oberen Partien treten einige helle Dolomitbänder auf. Das oberste helle Band besteht aus einer 7 m mächtigen brecciösen Dolomitfolge, die darunter auftretenden hellen Bänder sind ausnahmslos auf Dolomitierungserscheinungen, ähnlich wie wir sie bei Sch. 11 beschrieben haben, zurückzuführen.



Fig. 7. Der obere Schichtverband 15 mit hellen Dolomiten und dunklen Silex-schnüren. Kap Peterséns.

Schichtverband 17, 70 m.

Schichtverband 17 besteht aus einer hellen, dolomitischen Gesteinsfolge, welche morphologisch als Geländekante hervortritt.

Die wichtigsten Gesteine des Schichtverbandes 17 sind:

Feinkristalline, helle Dolomite, dolomitische Konglomerate (Geröll und Grundmasse weisen gleiches Material auf) und dolomitische Breccien sedimentären Ursprungs.

Vor allem bei diesem Schichtverband fällt die Ähnlichkeit mit den Profilen von Andrées Land auf.

Schichtverband 18, 350—380 m.

Die untersten 150—180 m bestehen aus einer Folge dunkler, bankiger Kalke. Darüber folgt eine ca. 60 m mächtige Zone mit häufigen hellen Algendolomitbänken (Fig. 8) in dunklen Kalken. Der obere Schichtverband 18 zeigt verschiedene Erscheinungsformen der Dolomitisierung, vor allem wieder diejenige Form, welche bei Schicht 11 abgebildet wurde, daneben aber auch einen eigentümlichen Dolomit, der durch seine hell/dunkel Streifung auffällt. Die Streifung entsteht dadurch, dass Lagen von rosaweißem, grobkristallinen Dolomit mit Lagen von schwarzem, feinkristallinem, kalkigem Dolomit alternieren. Es scheint, dass die Umkristallisation von Schichtfugen und Haarrissen ausgeht, da man

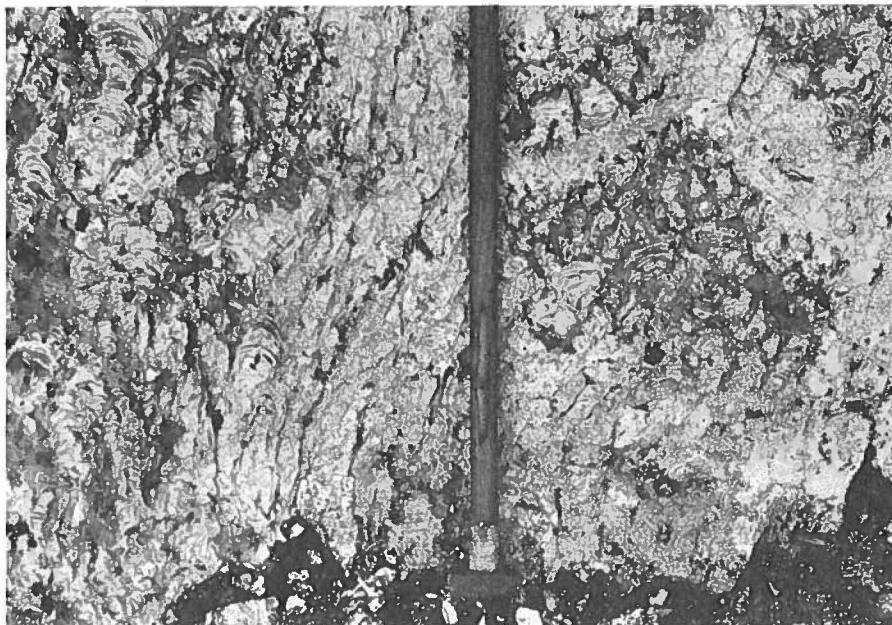


Fig. 8. Algenbank im Schichtverband 18 (Kap Peterséns (Vertikalschnitt).

beobachten kann, dass sich die ersten Ansätze zur Bildung der hellen, grobkristallinen Partien beidseitig solcher Fugen finden.

Schichtverband 19, 140—150 m.

Schichtverband 19 sticht durch seine bunten Farben von den anderen Schichtverbänden der KDS ab. Die Basispartie wird von schwarzen Schiefern gebildet. Sie fällt im Felde schon von weitem auf, da sich auf ihr immer ein dichter Pflanzenwuchs findet. Die sattgrüne Farbe der dort wachsenden Pflanzen hebt sich vom üblichen graugelb der übrigen Flora deutlich ab. Der Grund für diese eigentümliche Erscheinung muss entweder im physikalischen Verhalten des Bodens (starke Durchfeuchtung + Wärmespeicherung infolge der schwarzen Farbe) oder im Bodenchemismus (Sand, Ton, Sulfide) zu suchen sein.

Die höheren Schichten des Schichtverbandes 19 werden aus rasch wechselnden Folgen von Kalken, bunten, tonigen Dolomiten und Tonen aufgebaut.

Das direkte Liegende der über Sch. 19 folgenden Tillite wird von einer ca. 20 m mächtigen Serie bankiger Kalke gebildet. Die Kalke sind auf frischem Bruch grauschwarz und zeigen kleine, dunkle, gerundete Kalkkomponenten. Die Anwitterungsfarbe ist graugelb, die Kalk zerfallen bröckelig.

Diese oberste Serie des Schichtverbandes 19 darf nicht mit dem kalkigen Schichtverband 20 aus Andrées Land verglichen werden. Letzterer besteht aus einer Folge von grauschwarzen, sehr feinplattigen Kalken, die dunkelgrau anwittern.

Die Tillit Serie.

Unter dem Begriff »Tillit« werden im allgemeinen präquartäre Gesteine zusammengefasst, bei denen Lagerung und Zusammensetzung auf glazialen Ursprung schliessen lassen.

Der Tillite von Ost-Grönland führt verschiedenartige Gesteinskomponenten von wechselnder Grösse (d: 0.5 cm—3 m) in einer Grundmasse, welche zur Hauptsache von winzigen Carbonatkristallen (Calcit, Dolomit, ? Ankerit) und wohlgerundeten, einheitlich auslöschenden Quarzkörnern gebildet wird. Die Färbung der Grundmasse kann grau, graugrün, grün, braun und dunkelrot (Hämatitpigment) sein.

Interessant ist in diesem Zusammenhang ein Hinweis von KATZ (1952), dass im Strindbergs Land tuffitisches Material am Aufbau der Grundmasse beteiligt sei.

Wir haben bereits in unserer Arbeit über Ost-Andrées Land (FRÄNKEL, 1953) den glazialen Ursprung des »Tillits« von Ost-Grönland angezweifelt, dabei stützten wir uns vor allem auf das Fehlen von Tonmineralien in der Grundmasse, sowie auf die Beobachtung, dass zwischen der Zusammensetzung der Grundmasse und derjenigen des Komponentenmaterials kein Zusammenhang besteht.

Doch können wir auch heute noch keine definitive Lösung des Tillit-Problems bringen, da noch grosse Tillitareale nicht, oder nur ungenügend bekannt sind.

Im Folgenden werden wir ein Tillitprofil aus den Syltoppene beschreiben und dieses Profil mit dem bekannten Tillitvorkommen von Ella Ø vergleichen. Hier wie dort lässt sich die Tillit-Serie in drei Stufen gliedern, in den unteren Tillit, darüber eine Sandstein- und Schieferfolge und in den oberen Tillit.

In den Syltoppene liegt über den graugelb anwitternden Kalken des Schichtverbandes 19 die Tillit-Serie in folgender Ausbildung:

30 m Graugelbe und grüne Tillite mit rötlicher Verfärbung an Kluftflächen.

Die Grundmasse ist ein Gemisch von sehr kleinen Carbonatkristallen und gutgerundeten Quarzkörnern, die einheitlich auslöschten. Als Komponenten treten fast ausschliesslich schwarze Kalke, schwarze Dolomite und gelbe Algendolomite auf.

- 0,5 m Feinschichtiger, roter, toniger Dolomit, mit eingelagerten Geschieben von grauem, gelb anwitterndem Algendolomit.
- 5 m Feinschichtiger Dolomit, rot und gelb gestreift, warvig aussehend (Der Verfasser möchte es vermeiden, überwiegend chemische Sedimente als Warven zu bezeichnen, trotz der interessanten Ausführungen von SCHAUB, (1950, p. 27).
- 0,5 m Feinschichtiger, toniger Dolomit, mit Algendolomitgeröll.
- 10 m Gelbbraun anwitternder, graugrüner Tillit mit kleinen, kantengerundeten Komponenten. Als Komponentenmaterial dominiert gelber Algendolomit, daneben finden sich Quarzite und dunkle Kalke.
- 5 m Grauer Tillit, rötlich anwitternd mit Linsen von rotbraunem Sandstein.
- 2 m Rote, tonige Dolomite.
- 3 m Tillit mit rötlicher Grundmasse (vermutlich stammt die rote Farbe von den Devongesteinen, die hier transgressiv über der Tillit-Serie liegen).
- 40—50 m Rote, gelbe und braune Sandsteine mit Linsen von grauem Tillit.
- 100 m Dunkle, sandige Tonschiefer und plattig-bankige tonige Sandsteine und Quarzite.
- 50 m Oberer Tillit. Graugrün anwitternde Grundmasse, die aus einem Gemisch von kleinen Quarzsplittern (undulös auslöschend), Carbonatkriställchen und Feldspatfragmenten besteht. Daneben finden sich wiederum sehr häufig, grosse gut gerundete Quarzkörner, die einheitlich auslöschten. Als Komponenten wurden grosse Sandsteingeschiebe von ca. 1 m Durchmesser festgestellt, daneben häufig kleine Gerölle von gelbem Dolomit, schwarzem Kalk und ab und zu auch grünem Granit, letzterer ist stark verwittert. Mehrere Sandsteinlagen finden sich in die Tillite eingeschaltet.

Ein kurzer Vergleich mit Ella Ø zeigt folgende Ergebnisse:

	Syltoppene	Ella Ø
Unterer Tillit	Etwa 60 m graue Tillite mit Dolomitlagen.	150 m graue Tillite mit einer Konglomerat/Sandsteinlage.
Mittlere Sandstein/Schiefer Partie	40—50 m Sandsteine und 100 m dunkle Schiefer.	35 m Sandstein, 100 m dunkle Schiefer. 2 m Sandstein.
Oberer Tillit	50 m grauer Tillit mit Sandsteinlagen und wenigen kristallinen Geröll.	240 m überwiegend roter Tillit mit Sandsteinlagen. Viele, z. T. grosse krist. Gerölle (Porphyre).

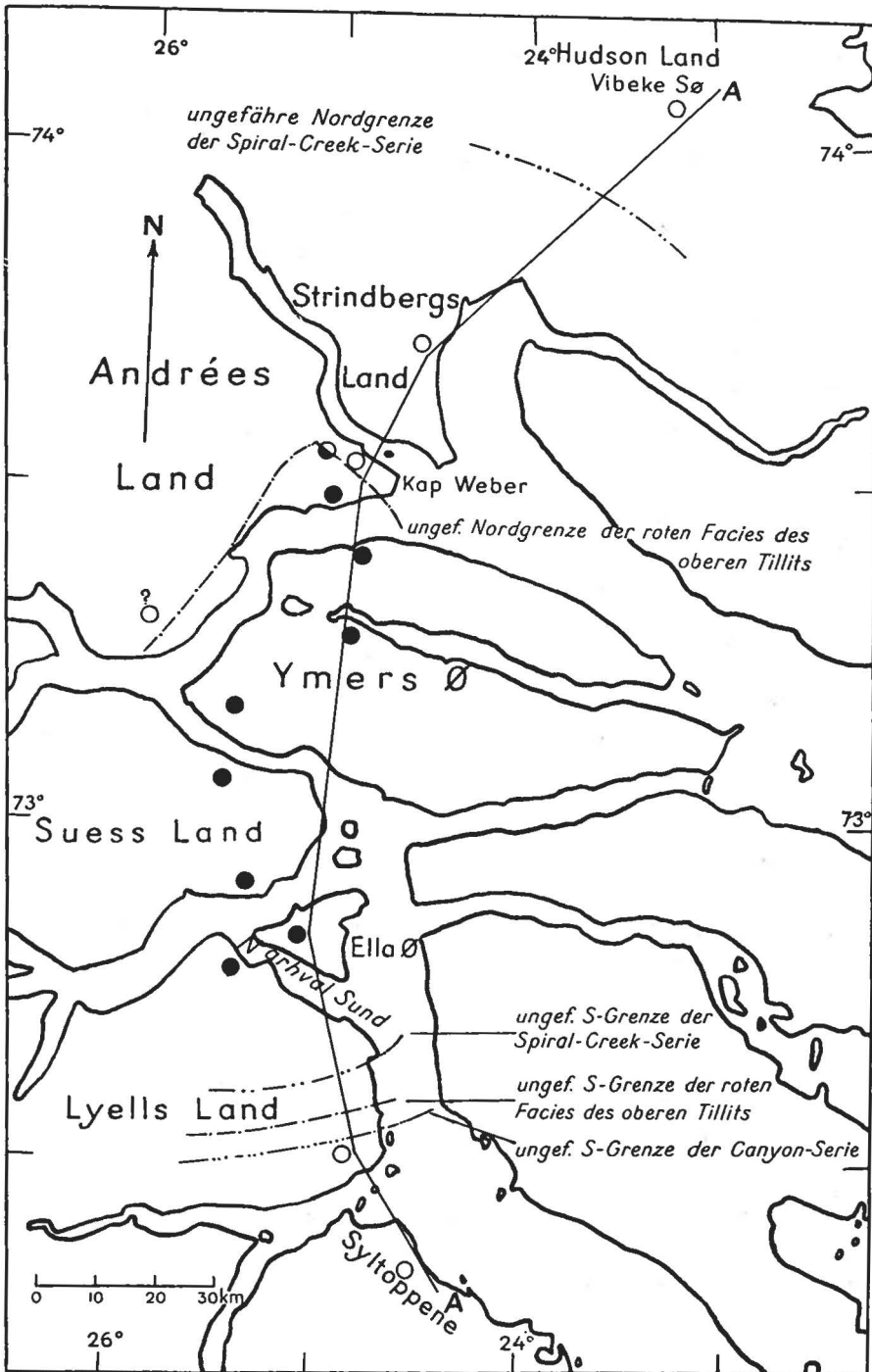


Fig. 9. Kartenskizze der paläogeographischen Verhältnisse in der obersten EBF.

Punkte: Oberer Tillit, rote Facies.

Kreise: Oberer Tillit, graue Facies.

A—A: Profil Pl. III.

In Bezug auf die untere und die mittlere Tillit-Serie zeigen die Vorkommen von Ella Ø noch Ähnlichkeit mit derjenigen von Nord-Scoresby Land. Die Differenzen liegen in diesen beiden Unterabteilungen vor allem auf dem Gebiet der Mächtigkeiten.

Der obere Tillit hingegen zeigt in den Syltoppene eine total andere Ausbildung als auf Ella Ø.

Auf Ella Ø ist die Grundmasse (HUBER, 1950) rot gefärbt und eisen-oxydisch-kieselig¹⁾. Als Komponenten dominieren rote Granite, Porphyre und Keratophre.

In den Syltoppene ist die Grundmasse carbonatisch-kieselig und graugrün gefärbt, als Komponenten dominieren Sandsteine, Dolomite und Kalke. Die Mächtigkeit des oberen Tillits von Nord-Scoresby Land ist wesentlich geringer als diejenige von Ella Ø.

Das Problem des Ausfallens der Canyon-Serie und der Spiral-Creek-Serie.

Alle Profile zwischen Ella Ø und Strindbergs Land zeigen über dem oberen Tillit die hauptsächlich sandig-tonige, schiefrige Canyon-Serie (250 m), welche in der obersten Partie grauschwarze Kalke führt. Darüber folgen die roten Quarzite und plattigen Dolomite der Spiral-Creek-Serie (20—50 m), welche Horizonte mit NaCl-Pseudomotphosen aufweist.

Diese beiden Serien fehlen im nördlichen Scoresby Land, aber auch schon am Berzelius Bjerg konnten wir sie nicht mehr feststellen. Ganz im Norden, im Hudson Land (74° N) fehlt die Spiral Creek Serie ebenfalls (mündl. Mitt. von J. COWIE und P. ADAMS).

Wir werden nun versuchen das Ausfallen dieser Serien zu erklären, doch müssen wir, um eine Lösung zu finden, kurz die Ereignisse in der ostgrönländischen Geosynklinale zur Zeit der Kalk-Dolomit-Serie und der Tillit-Serie wiederholen (Pl. III und Fig. 9).

1) Zur Zeit der Kalk-Dolomit-Serie (bis inkl. Sch. 19) finden wir ruhige Ablagerungsbedingungen, so dass wir die Sedimente vom Geologfjord (Andrées Land) mit jenen von Kap Peterséns (Nord-Scoresby Land) vergleichen können.

2) Zur Zeit des unteren Tillit und des gleichzeitig gebildeten Schichtverbandes 20 machen sich Differenzierungen im Ablagerungsraum bemerkbar. Sedimente verschiedener Art, Tillite verschiedener Herkunft,

¹⁾ Wir geben hier die Bestimmung von HUBER wieder. SCHAUB beschreibt das gleiche Gestein als: »The matrix consists of clay and carbonates and is darkred, in colour . . .«, während die uns bekannten Vorkommen von rotem Tillit aus Andréés Land eine Grundmasse zeigen, die aus gut gerundeten, grossen Quarzkörnern mit carbonatischem Bindemittel, welches hämatitisch bestäubt ist, zusammengesetzt ist.

werden gleichzeitig abgelagert. Eine Anhäufung der Tillite im Gebiete Ella Ø — Suess Land lässt sich leicht feststellen.

3) Durchgehend finden wir über dem unteren (grauen) Tillit schiefrige bis plattige Sandsteine und Tone von lokal äusserst variierender Ausbildung.

4) Zur Zeit der oberen Tillite treffen wir eine deutliche Unterteilung des Sedimentationsraumes in eine zentrale Senke, eine nördliche und eine südliche Schwellenzone. Sowohl in Bezug auf die Mächtigkeit der Sedimente, als auch in Bezug auf ihre Facies, tritt diese Dreiteilung klar hervor. Die roten Tillite (Grundmasse hämatitisch pigmentiert, Geschiebe vorwiegend rote, kristalline Gesteine) sind deutlich auf die zentrale Senke, die embryonale Anlage der Royal-Bay, beschränkt. Im Gebiet der Schwellen tritt ein geringmächtiger Tillit mit grauer Grundmasse auf, und mit Geschieben, welche dem roten Tillit fremd sind.

Eine Sonderstellung nimmt ein Tillit-Profil vom Vibekes Sø (Hudson Land) ein, leider lässt sich dieses noch nicht mit den Kap-Weber-Profilen vergleichen, da uns das Bindeglied von Strindbergs Land fehlt.

5) Zur Zeit der Canyon Serie treten wiederum die beiden Schwellen und die zentrale Senke auf. Im Laufe der Ablagerung der oberen Canyon-Serie scheint eine Regression einzutreten, so dass die Canyon-Serie der südlichen Schwelle der Erosion zum Opfer fällt.

6) Das Meer hat sich während der Zeit der Spiral-Creek-Serie sowohl von der nördlichen, als auch von der südlichen Schwellenzone zurückgezogen. Einzig im Gebiet der zentralen Senke ist eine Lagune mit hoher Salzkonzentration erhalten. Hier wird die auf hochsalinares Milieu hinweisende Spiral-Creek-Serie abgelagert.

7) Es folgt eine neue Transgression über den gesamten Ablagerungsraum, welche die sehr uniformen Quarzsandsteine der Sandstein-Serie liefert.

B) Das Cambro-Ordovicium.

Die genaue, stratigraphische Stellung der cambro-ordovicischen Schichten wird zur Zeit durch J. COWIE und P. ADAMS (Bristol) bearbeitet. Bis diese neuen Untersuchungen abgeschlossen sind, halten wir uns in Bezug auf Alter und Nomenklatur der Schichten an POULSEN (1951), welcher folgende Unterteilung vornimmt:

Cambrian	{	?Lower	Lower Bastion-Formation = Sandstein Serie
		Lower	{ Upper Bastion-Formation
	{	Middle	Ella-Island-Formation
		and/or Upper	{ Hyolithes-Creek-Formation
Ordovician Canadian	{		Dolomite-Point-Formation
			Cass-Fjord-Formation
			Cape-Weber-Formation
			Narhval-Sound-Formation

Das Vorkommen der cambro-ordovicischen Serien ist in unserem Gebiet auf die Uferpartien des Kong Oscar Fjordes östlich der Syltoppene beschränkt. Die oberkanadische Narhval-Sound-Formation wurde nicht gefunden.

Im Gegensatz zu einer vor allem von KATZ (1952) und mir (1953) vertretenen Ansicht, kann in dieser Arbeit ein Hinweis erbracht werden, welcher uns erlaubt, die Sandstein Serie (= Untere Bastion-Formation) ins Cambrium zu stellen.

Die Sandstein-Serie = Untere Bastion-Formation, 50—90 m.

Die Sandstein-Serie tritt in einheitlicher Ausbildung auf der ganzen Strecke zwischen Hudson Land und Nord Scoresby Land (Distanz: 200 km) auf.

Es handelt sich um Quarzite, welche fast ausschliesslich aus primär äusserst gut gerundeten Quarzkörnern zusammengesetzt sind. Die Quarzkörner zeigen eine sekundäre Verzahnung, die auf das Ineinandergreifen der deutlich sichtbaren Zuwachsränder zurückzuführen ist. Da seit Schichtverband 6 der Quarzit-Serie reine Orthoquarzite von solcher Mächtigkeit in der ostgrönländischen Geosynklinale fehlen, stellt sich bei den Quarziten der Sandstein-Serie die Frage nach der Herkunft des Materials.

Vergegenwärtigen wir uns noch einmal die Situation zu Beginn der Ablagerung der Sandstein-Serie, so ergibt sich folgendes Bild:

Eine zentrale Senke, in welcher im Raume Ella Ø — Strindbergs Land die Spiral-Creek-Lagune erhalten ist. Eine nördliche und eine südliche Schwellenzone, in deren Gebiete Sedimente der Canyon-Serie und der Tillit-Serie der Erosion ausgesetzt sind.

Ziehen wir die Konsequenz aus dem uns erhaltenen Bruchstück des Sedimentationsraumes zwischen den Syltoppene und dem Hudson Land, so müssen wir annehmen, dass noch weiter im Süden und noch weiter im Norden (vielleicht auch ganz im Westen) die Tillit-Serie der Erosion zum Opfer gefallen sein muss.

Nun fällt aber u. d. M. sofort die grosse Ähnlichkeit der Quarzkörner der Tillit-Serie mit denjenigen der Sandstein-Serie auf. Ich muss etwas weiter ausholen um dies zu erläutern.

In allen Dünnschliffen, welche der Verfasser aus der Quarzit-Serie kennt, zeigen die Quarzkörner einen relativ schlechten Rundungsgrad, einen Durchmesser, der 1,2 mm selten übersteigt und ein richtungslos undulöses Auslöschen bei XN.

In den Tilliten zeigen die Quarzkörner einen guten Rundungsgrad, einen Durchmesser, der sehr oft 3 mm übersteigt und ein durchwegs einheitliches Auslöschen (siehe auch HUBER, 1950 S. 75).

In der Sandstein-Serie zeigen die Quarzkörner (ohne sekundäre Zuwachsränder) eine gute Rundung, einen Durchmesser der um 2,0—2,5 mm liegt und ein durchwegs einheitliches Auslöschen.

Aus diesen Beobachtungen lassen sich zwei verschiedene Schlüsse ziehen:

- 1) Tillit-Serie und Sandstein-Serie hatten beide das gleiche Liefergebiet, welches auf jeden Fall nicht mit dem Liefergebiet der Sande der Quarzit-Serie identisch ist.
- 2) Beim Material der Sandstein-Serie handelt es sich um umgelagertes Sandmaterial aus der Tillit-Serie.

Wenn wir der zweiten Interpretation den Vorzug geben, so deshalb, weil die posttillitische Canyon-Serie in ihrem Sandmaterial keine Anklänge an die Tillitkörner zeigt, d. h. dass zu jener Zeit das Tillitliefergebiet bereits kein Material mehr in die Geosynklinale lieferte und weil die oben angeführten paläogeographischen Überlegungen eine Umlagerung von Tillitmaterial sehr wahrscheinlich machen.

Wir sind der Auffassung, dass die Transgression der Sandstein-Serie (untere Bastion-Formation) als Grenze zwischen Cambrium und Prä-cambrium in Ostgrönland gewählt werden sollte.

Die obere Bastion-Formation, 80—100 m.

Im Felde bietet die obere Bastion-Formation das Bild einer dunklen, schiefrigen Serie. Ausgedehnte Schuttzonen, und tiefeingeschnittene Canyons folgen ihren Aufschlüssen und deuten auf die Weichheit des Gesteins hin.

Die obere Bastion-Formation ist die älteste, fossilführende Schicht Ostgrönlands (Ob. Unt. Cambrium). Sie wird von einer Wechsellagerung von Glimmersandsteinen, glauconitischen Sandsteinen, Tonschiefern und Kalken aufgebaut. Vor allem in den Letzteren treten Lagen mit Ansammlungen von Schalenfragmenten auf.

Die Ella-Island-Formation. 80—90 m.

In unserem Untersuchungsgebiet zeigt die im Felde als braune, etwas gestreifte, bankige Serie auftretende Ella-Island-Formation eine etwas geringere Mächtigkeit als in den Gebieten im Norden.

Sie besteht aus einer Wechsellagerung teils toniger, teils sandiger Kalke, die oft Tonlagen zwischen den Bänken aufweisen.

Hyalolithes-Creek-Formation, 280—320 m.

Die Hyolithus-Creek-Formation hat bis heute noch keine bestimm- baren Fossilien geliefert. Im Feld ist sie als graue, bankige Serie unter

den hellen Dolomiten der hangenden Dolomite-Point-Formation gut kenntlich. Die Kalke der Hyolithus-Creek-Formation sind stark umkristallisiert, oft auch dolomitisiert, so dass Fossilreste nur noch in wenigen Bänken erhalten sind.

Dolomite-Point-Formation, 300—400 m.

Die Dolomite-Point-Formation besteht aus einer mächtigen Serie hell anwitternder Dolomite, die häufig Schnüre von Silexkonkretionen führen.

Cass-Fjord-Formation, 80 —120 m.

Im Felde tritt die Cass-Fjord-Formation schon von weitem durch die grünliche Tönung ihrer Gesteine hervor. Diese Färbung wird durch grüne Tonlagen verursacht, welche sich zwischen knotige Kalkschiefer und knauringe Kalkbänke einschalten.

Cape-Weber-Formation, über 400 m.

Das Vorkommen der Cape-Weber-Formation ist in unserem Gebiet auf den äussersten SE-Teil der Syltoppene beschränkt. Dort bilden die grauen, rötlich anwitternden Kalke dieser Formation an der Grenzstörung gegen das Carbon einen Hügel, dessen östliche Hälfte weitgehend unter dem Schutt begraben ist, so dass nur die untersten 150 m der Formation gut aufgeschlossen sind.

C) Das Devon.

Lithologisch lassen sich drei Typen von Devonsedimenten unterscheiden: die Basis-Breccie, die Konglomerate und die Sandsteine. Neben dieser Gliederung lässt sich in unserem Gebiete das Devon noch nach geographischen Gesichtspunkten unterteilen.

Wir müssen zwei verschiedene Devonvorkommen unterscheiden, erstens jene, welche an die östliche Randflexur der Caledoniden angelagert sind (Aakerbloms Ø, Inseln bei Kap Peterséns, Küstengebiet östlich der Syltoppene) und zweitens jene Vorkommen, welche in alten Erosionsrinnen in den Caledoniden erhalten sind.

In grossen Zügen lassen sich zwei alte Erosionsrinnen feststellen, beide laufen ca. NW-SE und sind durch enge Schluchten untereinander und mit dem eigentlichen Devongebiet im E verbunden (Fig. 10).

Die erste Rinne zieht sich entlang der Syltoppene-Westwand (Fig. 11), die zweite folgte dem Ostfuss der Syltoppene, wo sie in die steilstehenden Schichten der oberen Kalk-Dolomit-Serie und der Tillit-Serie eingeschnitten ist.

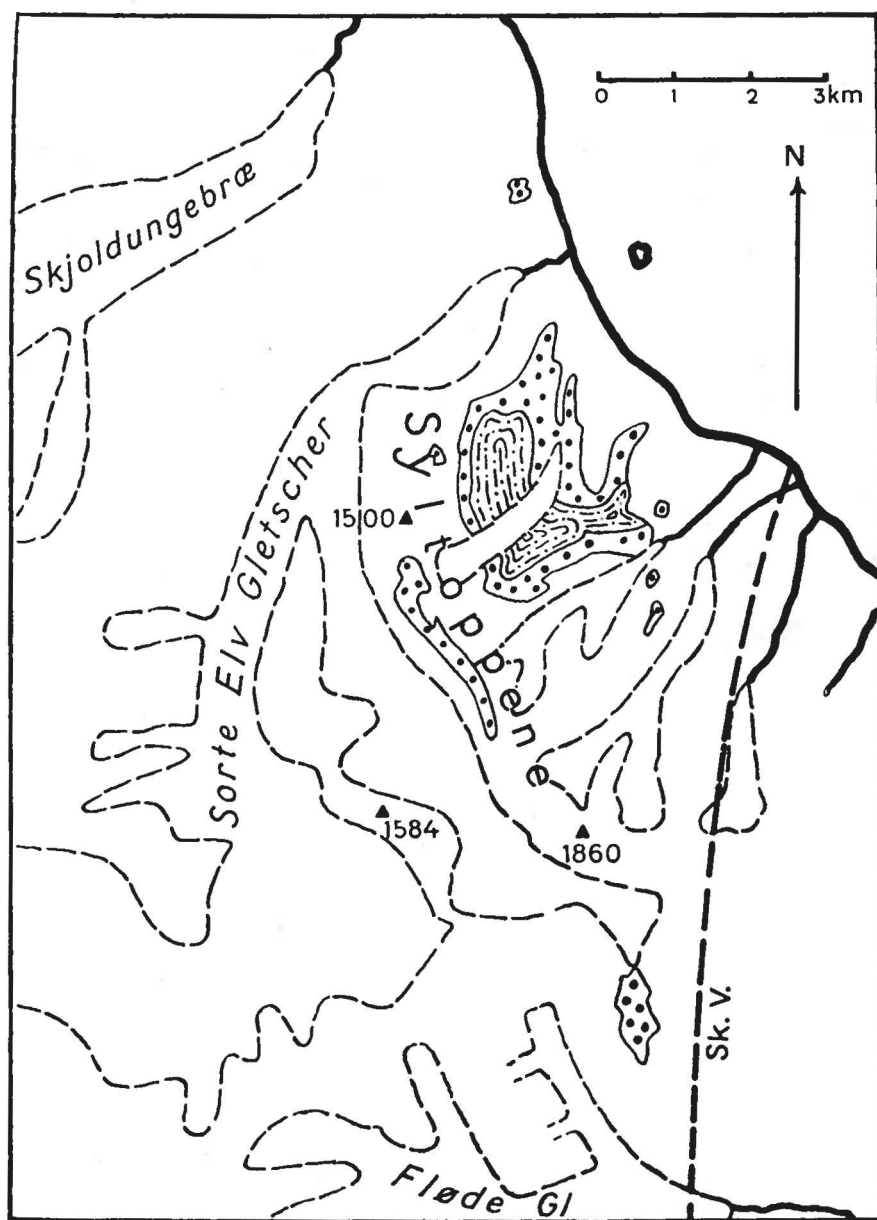


Fig. 10. Die Devonvorkommen in den Syltoppene. Punkte: Breccien und Konglomerate. Strichpunkte: Schiefer und Sandsteine. SkV: Skeldal-Verwerfung.



Fig. 11. Das Vorkommen von Devonkonglomeraten in der Westwand der Syltoppene. Im Vordergrund der Sorteely-Gletscher. 14—18: Schichtverbände der Kalk-Dolomit-Serie. D: Devonkonglomerat.

Die Basis-Breccie.

Lithologie und Aussehen der Basis-Breccie wechselt von Ort zu Ort. Sie besteht aus aufgearbeitetem Material des direkten Liegenden oder aus Material mit sehr kurzem Transportweg. Auf Aakerbloms Ø z. B. lässt sich die Basis-Breccie nur schwer vom Untergrund (obere KDS) unterscheiden, da Liegendes und Breccie aus dem selben Material bestehen.

In der Rinne, welche dem Ostfuss der Syltoppene folgt, liegen auf der Tillite-Serie dunkle, dolomitische Breccien in einer etwas helleren, leicht kalkigen Grundmasse. Die ganze Breccie erinnert stark an Gehängschutt von Gesteinen der Hyolithus-Creek-Formation.

Die Konglomerate.

Während die Basis-Breccie meist morphologisch mit dem Untergrund zusammenfällt, treten die Konglomerate deutlich als grobe Bänke hervor.

Sie zeigen in roter Grundmasse gut gerundete Gerölle des Cambro-Ordoviciums und der oberen EBF. In unserem Gebiet übersteigt der Gerölldurchmesser selten 20 cm, meist ist er wesentlich kleiner.

Allgemein finden wir die Konglomerate an der Basis des Devons. Im Bereich der Rinne, welche dem Ostfuss der Syltoppene folgt, lassen sich jedoch immer wieder Konglomeratschüttungen in den überlagernden Sandsteinen feststellen, die wohl mit den ständigen Bewegungen der Randflexur zusammenhängen. Wir sehen hier im Kleinen, was BÜTLER (1940) im Grossen so anschaulich aus dem Gebiete des Moskusokse Fjord-Inliers beschrieben hat.

Die Sandsteine.

Rote, grüne und graue Sandsteine, manchmal leicht konglomeratisch überlagern die Konglomerate im Bereich der Erosionsrinne am Ostfuss der Syltoppene.

D) Das Carbon.

Das Carbon stösst längs der Skeldalverwerfung an die Serien der Caledoniden und des Devons. Eine Auflagerung von Carbon auf Devon wurde nicht beobachtet.

Im Felde bieten die Carbonsedimente längs der Verwerfung das Bild einer hellen Serie mit dunklen Streifen. Es handelt sich um eine Folge von hellen, z. T. konglomeratischen Sandsteinen mit dünnen Lagen schwarzer Schiefer.

Diese Schiefer führen oft Pflanzen, deren Alter von WITZIG für das Gebiet der Blyklippen als Westphalien bestimmt wurde.

E) Jüngere Gesteine.

Das Skeldal-Konglomerat.

Das Skeldal-Konglomerat ist ein brecciöses, polymiktes Konglomerat, dessen Komponenten in einer graugrünen, sandigen Grundmasse liegen (Fig. 12). Während die grösseren Komponenten meist eckig sind, weissen vor allem die Gerölle mit einem Durchmesser kleiner als 2 cm gute Rundung auf. Das Gestein erweckt den Eindruck eine Mischung von Gehängeschutt und fluviatil oder marin abgerolltem Kies zu sein.

Als Komponenten finden sich vor allem weisse Quarzite, wie sie im Carbon häufig vorkommen, farbige Quarzite, Tone und Dolomite, Kalke sind sehr selten. Daneben tritt eine beachtliche Menge von Syenit auf.

Das Vorkommen dieser Konglomerate beschränkt sich auf eine schmale Zone an der Westseite des Skeldals zwischen dem Abfluss des Flødegletschers und der Endmoräne des Bersærkerbræ. Im W wird es durch die Skeldalverwerfung begrenzt, die Ostgrenze ist eine Erosions-



Fig. 12. Das brecciöse Skeldal-Konglomerat.

grenze, längs welcher sich glazial polierte Rundbuckel des Konglomerates finden (Fig. 13).

Der Verfasser folgte während der Feldarbeit der Ansicht, dass das Skeldalkonglomerat carbonischen Alters sei und eine Art Küstenbildung entlang der Skeldalverwerfung darstelle.

Die Bearbeitung im Labor ergab aber Hinweise dafür, dass das Konglomerat postcarbonisch sein müsse, da es viele Syenitkomponenten führt. Das nächste, grössere Syenitvorkommen finden wir in den Wernerbergen, ca. 50 km im Süden, das Syenitmaterial des Skeldalkonglomerates stammt wahrscheinlich aus diesem Pluton. Das Alter dieses Syenits ist sicher postcarbonisch und wird in Analogie zu anderen, ähnlichen Intrusivkörpern (Traill Ø) als oberkretazisch-tertiär angenommen.

Daraus ergibt sich, dass das postsyenitische Skeldalkonglomerat nicht älter als tertiär sein kann. Andererseits haben wir erwähnt, dass es deutliche Glazialpolitur und Schrammung aufweist, so dass wir sein Alter auch nach oben begrenzen können. Es muss älter sein als der letzte Gletschervorstoss, welcher das Skeldal mit Eis füllte.

Ein weiteres wichtiges Argument ist die beachtliche Härte der Grundmasse, welche nicht mit dem Diagenesezustand der uns bekannten, subrezentten Moränen verglichen werden kann. Auch bietet das Konglomerat gar nicht das Bild einer echten Moräne, da vor allem die

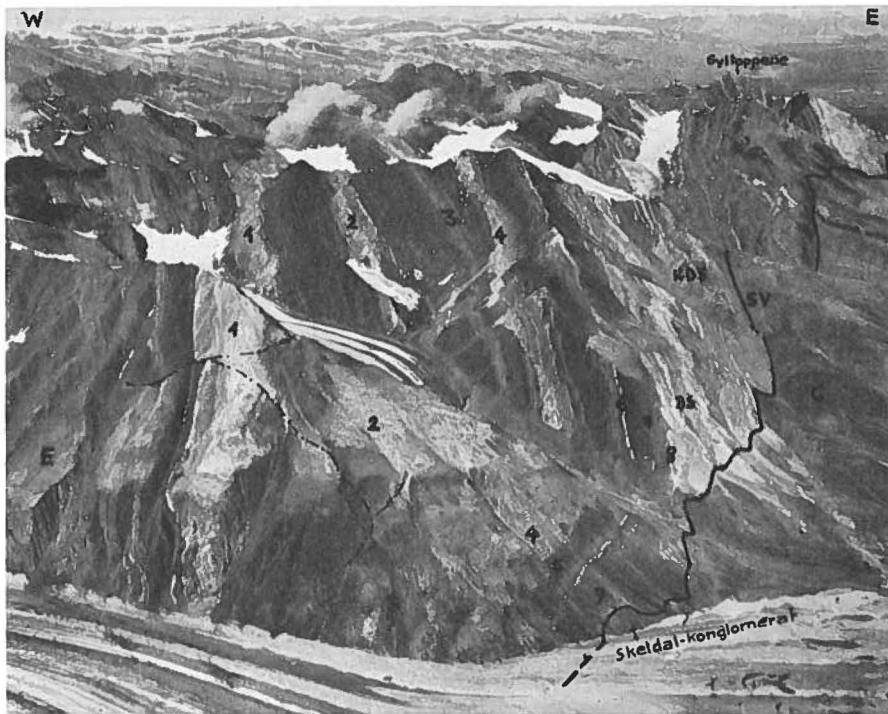


Fig. 13. Die Vorkommen des Skeldal-Konglomerats am untersten Bersærkerbræ (Vordergrund). Blick von SE auf die östliche Randflexur. E: Eremitdal-Serie.
1—6: Quarzit-Serie.

kleinen Komponenten gute Rundung und Politur (? Wind) aufweisen. Ganz abgesehen davon, dass bei einer Rekonstruktion eines aus den Wernerbergen ins Skeldal fließenden Gletschers eine Ansammlung von Wernerbergegeröll im Bereiche des mächtigen Bersærkerbræ ganz unwahrscheinlich wäre.

Der Verfasser ist geneigt, das Alter des Skeldalkonglomerats als spättertiär-frühquartär anzunehmen. Das Vorkommen von Konglomeraten im Skeldal beweist, dass dieses präglazial angelegt war.

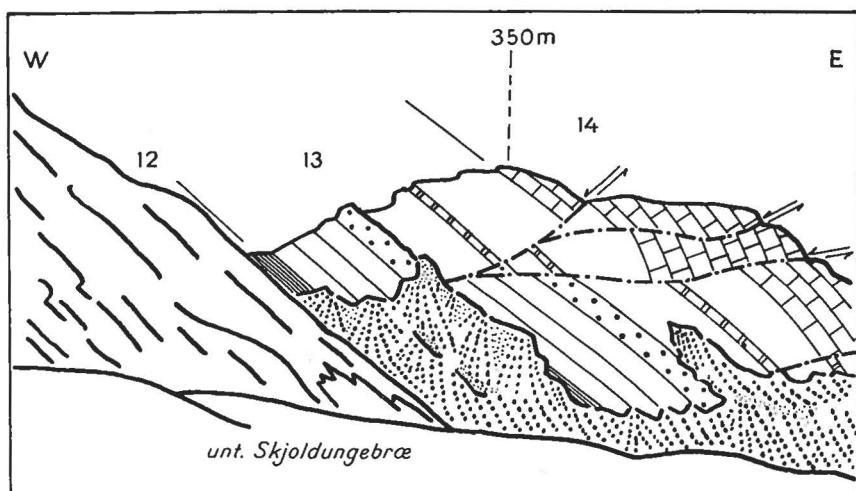


Fig. 14. Der Typus der Zerrungsstörungen im nördlichen Scoresby Land. Demonstriert an Hand der Grenze Sch. 13/Sch. 14 an der Nordseite des untersten Skjoldungebræ.

IV. TEKTONIK

Der Bauplan von Nord-Scoresby-Land lässt sich folgendermassen charakterisieren:

- 1) Ursprünglich eine von W nach E leicht abfallende, schwach in N—S-Richtung verbogene Platte mit einer Flexur am Ostrand.
- 2) Anfänglich durch Stauchungen, später vor allem durch Zerrungen wird das Gebiet beidseitig des Skjoldungebræ tektonisch umgeprägt. Die Zerrungen äussern sich als flachliegende Gleitbahnen, längs welchen jüngere Serien diskordant auf ältere Serien zu liegen kommen (Fig. 14).
- 3) Annähernd saigere, N—S-streichende Verwerfungen zerlegen die westlichen Gebiete in Bruchschollen.
- 4) Die östliche Randflexur wird durch jüngere Bewegungen verstärkt und geschuppt.

Die unter 1—4 erwähnten Bewegungsphasen gliederten das nördliche Scoresby-Land in verschiedene, tektonische Einheiten, die in Fig. 15 dargestellt sind:

- I) Der Alpefjord-Block.
- II) Der Murchisons-Bjærge-Block.

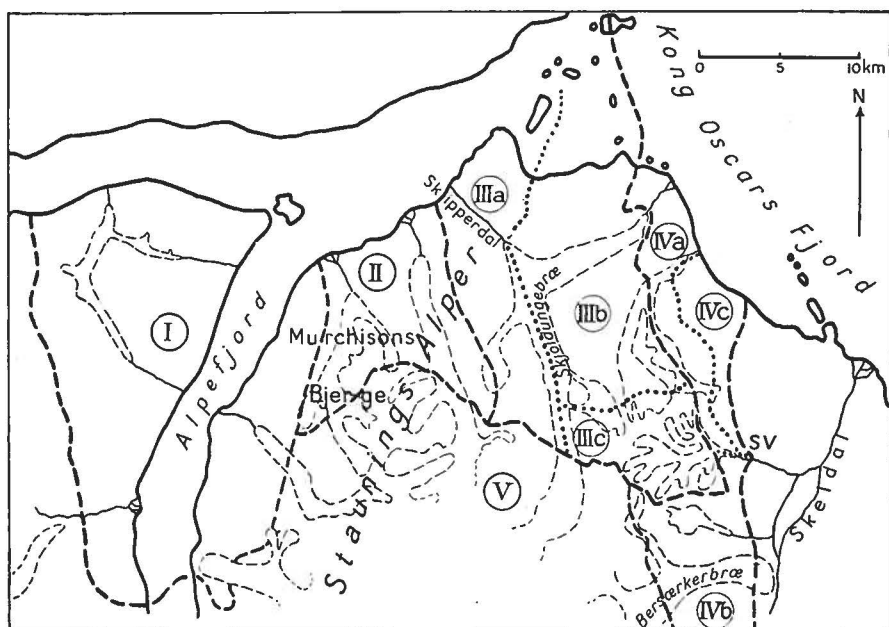


Fig. 15. Die tektonischen Einheiten von Nord-Scoresby-Land.

- I. Alpefjord-Block
- II. Murchisons-Bjerge-Block
- III. Skjoldungebræ-Zone
- IV. Östliche Randflexur
- V. Stauings-Alper-Zone
- SV. Skeldalverwerfung

III) Die Skjoldungebræ-Zone.

IV) Die östliche Randflexur.

V) Die Stauings-Alper-Zone.

Die letzte Einheit (V) umfasst das Gebiet, in welchem heute die spätorogenen bis postorogenen Marginal-Granite aufgeschlossen sind.

Im Folgenden sollen die oben genannten Einheiten gesondert besprochen werden.

I. Der Alpefjord-Block.

Der Alpefjord-Block umfasst das nordöstliche Nathorsts-Land und einen Streifen das nordwestlichen Scoresby-Landes.

Die West- und Südgrenze werden durch den Intrusivkontakt des Marginal-Granites gebildet, die Ostgrenze durch eine Verwerfung (Sedgwick-Gletscher-Verwerfung) und die Nordgrenze durch den Forsblads Fjord.

Im grossen und ganzen handelt es sich um eine nahezu konstant N 25° W streichende und mit 10—35° nach ENE einfallende Platte von Sedimenten, in welchen die Alpefjord-Serie, die Eremitdal-Serie und die untere Quarzit-Serie vertreten sind.

Kleine Zerrungsstörungen vom oben erwähnten Typ durchsetzen die Platte.

Erst im Vergleich mit den kristallinen Gebieten von West-Nathorsts-Land und mit dem Murchisons-Bjærg-Block (II) lässt sich erkennen, dass die Platte des Alpefjord-Blocks eigentlich ein Synklinalelement darstellt. Es handelt sich wohl um die südliche Fortsetzung einer Synklinale, welche weiter im N, im West-Lyells-Land noch deutlich ausgebildet ist.

II. Der Murchisons-Bjærg-Block.

Im W durch den Alpefjord-Block, im S durch den Marginal-Granit (V) und im E durch die N—S-streichende Linné-Gletscher-Verwerfung begrenzt, stellt der Murchisons-Bjærg-Block eine horstartig herausgehobene Scheitelregion einer grosse Antiklinale dar (vgl. Pl. II, Profil 1).

Die Antiklinale zeichnet sich vor allem in der oberen Alpefjord-Serie gut ab. Die Wölbungsachse streicht N 45—55° W und fällt mit 35° nach NW ein.

Wir befinden uns in den Murchisons-Bjærgen an jenem Orte, an welchem der wichtigste Antiklinalzug der westlichen Royal-Bay aus den Sedimenten ins Kristallin streicht. Es handelt sich um eine Antiklinale, die von Nord-Strindbergs Land über Andréas Land, Ymers Ø, Suess Land, Ella Ø, Lyells Land in unser Gebiet verfolgt werden kann.

Die grossen Granitareale der Staunings Alper (Zone V) liegen zum grössten Teil in der Verlängerung der steil nach SE ansteigenden Antiklinale.

III. Die Skjoldungebræ-Zone.

Die Skjoldungebræ-Zone darf nicht als homogene Einheit, wie sie die beiden oben besprochenen Blöcke darstellen, aufgefasst werden. Wir fassen unter ihrem Namen eine Zone zusammen, die sehr kompliziert gebaut ist, deren Baubild aber durch die oben erwähnten, flachliegenden Zerrungsbahnen beherrscht wird. Daneben lässt sich gerade in dieser Zone die alte Stauchung am klarsten erkennen.

Die Skjoldungebræ-Zone lässt sich in mehrere Subzonen gliedern, welche sich durch verschiedenartigen Baustil unterscheiden:

- III a) Die Subzone der »Skipperdal-Synklinale« umfasst die Westseite des mittleren Skjoldungebræ und die Berge beidseitig Skipperdal.

- III b) Die Subzone der Blaahorn-»Antiklinale« in den Bergen nördlich und südlich des untersten Skjoldungebræ.
- III c) Die Piano-Firn-Subzone. Hier klingen die unter III a und III b genannten, tektonischen Einheiten aus. Die Piano-Firn-Region muss als Verlängerung des NE-Schenkels der Murchisons-Bjerge-Antiklinale (II) aufgefasst werden.

IIIa. Die Skipperdal-„Synklinale“ und ihre südliche Fortsetzung.

An die grosse Antiklinale der Murchisons-Bjerge schliesst sich im E die Skipperdal-Synklinale an. Es handelt sich dabei um eine ehemalige Synklinale, von welcher heute nurmehr die grabenartig abgesunkene Partie des Skipperdal erhalten ist. Weiter im S kann ihre Fortsetzung nur andeutungsweise aus den Zerrungspaketen der Skjoldungebræ-Westseite rekonstruiert werden (Tafel II, Profile 1, 2, 3).

Der Bau der Synklinale zeigt im Skipperdal einen nach E überkippten Westschenkel, ein gestauchtes Zentrum und einen von Brüchen (50—70° westfallend) durchsetzten Ostschenkel. An den Brüchen ist jeweils die Ostseite stark gehoben, es resultiert daraus eine starke Absenkung des Muldeninneren.

Weiter im S, entlang der Westseite des Skjoldungebræ, legen sich die Brüche des Synkinal-Ostschenkels flach und bilden zusammen mit kleineren Störungen gleichen Sinns aus dem Westschenkel einen Schwarm von Zerrungsbahnen, welche den Bau dieser Zone bestimmen.

Entlang dieser Bahnen ist die Skipperdal-Synklinale verstellt worden, die erhaltenen Partien sind in eine Reihe von Schuppen zerlegt, bei welchen jeweils die höhere Schuppe jüngere Sedimente enthält.

Wahrscheinlich gehören diese Schuppen ins ehemalige Muldenzentrum, der Westschenkel ist durch die grosse Linné-Gletscher-Verwerfung verstärkt worden, der Ostschenkel vielleicht unter dem Eis des Skjoldungebræ verborgen. Anderseits wäre es auch möglich, dass südlich des Skipperdal die Synklinale in eine Flexur übergeht, in diesem Falle finden wir unter dem Skjoldungebræ die auf Pl. II, Profile 1—4 wiedergegebenen Verhältnisse.

III b. Die Blaahorn-„Antiklinale“ und das Gebiet ihrer südlichen Fortsetzung.

Wie bei der Skipperdal-Synklinale (III a) ist auch bei der östlich daran anschliessenden Blaahorn-Antiklinale eine eigentliche Falte nur ganz im Norden erkennbar. Dort tritt zwischen Skipperdal und Kap Peterséns die Andeutung einer Aufwölbung auf, deren Westschenkel und Scheitel durch die Störungen der Skipperdal-Synklinale verstellt sind

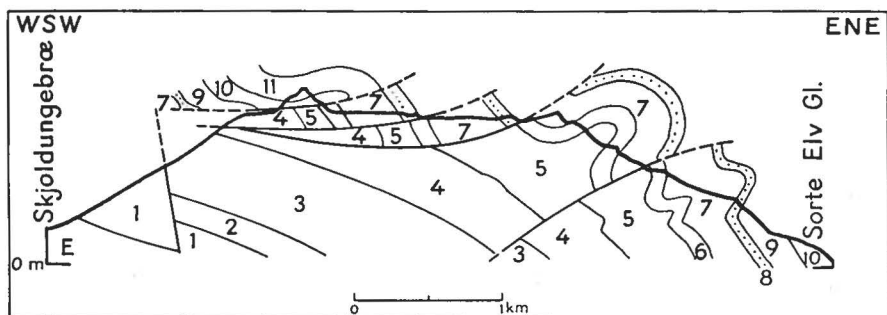


Fig. 16. Die Zerrungsstörungen und die »Klippen« der Bunten Serie zwischen Sorteev-Gletscher und mittlerem Skjoldungebræ.

(Pl. II, Profil 1), während der Ostschenkel gut erhalten ist und zur östlichen Randflexur (IV) überleitet. Südlich des unteren Skjoldungebræ klingt die Antiklinale rasch aus, und bald finden wir nur noch die teilweise gestauchten, aber konstant nach E einfallenden Schichten der Quarzit-Serie und der Bunten Serie.

Eine Schar kleiner, NW—SE-streichender Brüche, die jeweils den NE-Flügel absenken, verstellt die Serien.

Zerrungsbrüche treten allenthalben auf. In der Berggruppe zwischen P 1600 und P 1588 erreicht dieser Störungstyp extreme Verstellungswerte. Wir finden Klippen der Schichtverbände 10—12 auf einer wiederum geschuppten Unterlage bestehend aus Gesteinen der oberen Quarzit-Serie (Fig. 16).

Aus dem Profil von Fig. 16 lässt sich ein Zerrungsbetrag von 3 km berechnen, d. h., dass das heute 6,5 km lange Profil einst nur eine Länge von 3,5 km hatte.

Wir werden weiter unten auf die Zerrungsstörungen und ihre Verschiebungsbeträge nochmals eingehen.

III c. Die Piano-Firn-Subzone.

Wie wir einleitend schon erwähnt haben, können die durchgehend nach ENE einfallenden Schichten dieser Subzone als Nordostschenkel der Murchisons-Bjerger-Antiklinale aufgefasst werden (Fig. 17). Der Uebergang von der Zone III b in die Zone III c ist durch ein Abschwenken des Streichens aus der N—S-Richtung in die NNW—SSE-Richtung gekennzeichnet.

Ein weiteres Charakteristikum der Zone III c ist ein Schwarm kleiner Störungen, welche alle SSW—NNE streichen und fast immer den SE-Flügel absenken.

Vergleichen wir nun die Zone III b, deren Bruchschwarm den NE-Flügel absenkt mit der Zone III c, deren SW—NE-Brüche den SE-



Fig. 17. Die östliche Randflexur zwischen Aakerbloms Ø und Flødegletscher. Im Hintergrund rechts der Kong Oscars Fjord, links anschliessend Lyells Land mit dem Berzelius Bjerg. Im Vordergrund die Randflexur in den Syltoppene und die Skeldalververfung (SV).

KP: Kap Peterséns, PF: Piano Firn, SD: Skipperdal, Sk. b.: Skjoldungebræ.
C: Carbon, D: Devon, CO: Cambro-Ordovicium, TS: Tillite-Serie, KDS: Kalk-Dolomit-Serie, BS: Bunte-Serie, QS: Quarzit-Serie, ES: Eremitdal-Serie.

SV: Skeldalververfung, Strichpunktierte Linien: Kleinere Störungen.

Aufnahme 09515, 653 G = NV, Geodaetisk Institut Eneret.

Flügel absenken, so resultiert aus diesen Bewegungen ein kleiner Horst im Grenzgebiet. Beide Bruchschwärme konvergieren gegen die Westgrenze der östlichen Randflexur.

IV. Die östliche Randflexur.

Als Grenze zwischen den Zonen III und IV wurde im Norden (Aakerbloms Ø-Syltoppene) die stratigraphische Grenze Bunte-Serie/Kalk-Dolomit-Serie gewählt, weiter im Süden (Bersærkerbræ-Gebiet) wurde die ganze Sedimentzone zwischen Marginal-Granit (V) im W und Carbon im E in die Zone IV gestellt (Fig. 17).

Die Zone IV lässt sich in drei Subzonen gliedern:

- IV a) Die westliche Zone IV zwischen Aakerbloms-Ø und Flødegletscher.
- IV b) Die südlich anschliessenden Berge N und S Bersærkerbræ.
- IV c) Die Ostseite der Syltoppene.

IV a. Die westliche Zone IV zwischen Aakerbloms Ø und Flødegletscher.

Die Schichten, welche noch in der Zone III ein Einfallen von meist weniger als 45° gezeigt haben, neigen sich hier stärker nach Osten. Die Bunte Serie und die Kalk-Dolomit-Serie tauchen rasch ab.

Auf Aakerbloms-Ø (Fig. 19), deren Westteil noch der Zone II angehört, ist das Einfallen der KDS noch nicht besonders steil; doch neigen sich die Schichten bereits im Gebiete von Kap Peterséns stärker nach E. Der gesamte Westfuss der Syltoppene zeigt die KDS mit 45° — 50° Einfallen, kleine Zerrungsstörungen sind häufig.

Zwischen P 1760 und Skeldal verstärkt sich das Einfallen, die Schichtmächtigkeiten, vor allem in der KDS, werden tektonisch stark reduziert bis die Reste der KDS südlich Flødegletscher an der Skeldal-Verwerfung auskeilen.

IV b. Die Berge N und S Bersærkerbræ.

Hier geraten wir in die Forsetzung der Zonen III c und IV a. Die östliche Randflexur wird zugleich NE-Schenkel der Murchisons-Bjerger-Antiklinale. Die Schichten der Bunten-Serie, Quarzit-Serie, Eremitdal-Serie und der Alpefjord-Serie streichen mit starkem Ostfallen (70° — 80°), teils sogar überkippt an die Skeldal-Verwerfung, an der sie nacheinander auskeilen.

Südlich des Bersærkerbræ sind nurmehr die Alpefjord-Serie, die Eremitdal-Serie und die untere Quarzit-Serie erhalten.

IV c. Die Ostseite der Syltoppene.

Diese tektonische Einheit ist durch eine nachträgliche Schuppung der östlichen Randflexur charakterisiert.

Es sind vor allem die Sedimente der Tillit-Serie, des Cambro-Ordoviciums und des Devons, welche in dieser tektonisch so komplizierten Zone auftreten.

Die ehemals wohl mit 50° — 60° nach E abtauchende Flexur wurde durch spätere, von E kommende Bewegungen erfasst, wobei ihr äusserster Sedimentmantel in mehrere, dachziegelartig übereinandergreifende Schuppen zerlegt wurde. Zwischen den einzelnen Aufschiebungen sind

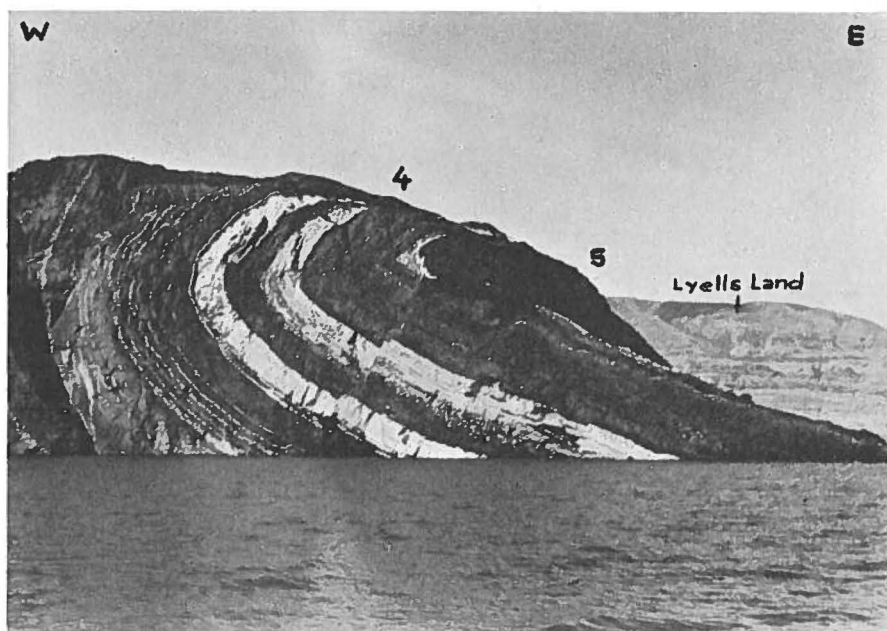


Fig. 18. Das Ostkap von Jägmästarens Ø mit der liegenden Mulde, gebildet durch die Schichtverbände 4 und 5.

noch Reste älterer Zerrungsstörungen erhalten, welche deutlich von der Schuppung betroffen werden. Ebenfalls devonisch reaktiviert wurden einige Zerrungsbahnen, an denen heute noch Reste des Basalkonglomerates erhalten sind.

Das Devon lagert oft ohne grosse Verstellungen zu erfahren über den Schuppen, doch kennen wir aus der Region südlich Nordsylen (P 1500) auch eine wiederholte Reaktivierung der Schuppen im Devon.

Die Entstehung der eigentlichen Randflexur scheint ins Devon zu fallen. An Sandlagen im Devon-Basiskonglomerat messen wir am P 1500 ein Einfallen von 25° , während die liegende Kalk-Dolomit-Serie mit 55° einfällt. Es ergibt sich daraus eine Verstärkung des Einfallens um 30° in devonischer Zeit, somit fällt die Bildung der Flexur ins Devon.

Die Inseln im Segelsällskapets Fjord.

Die drei grossen Inseln, Karlenes Ø, Jägmästarens Ø und Aakerbloms Ø gehören verschiedenen, tektonischen Einheiten an. Karlenes Ø betrachten wir als in der Fortsetzung der Zone III a liegend, während bei Aakerbloms Ø das Westende sicher in die Zone III b gehört, während das Ostende in die Zone IV a fällt. Jägmästarens Ø können wir nichtmehr in das tektonische Schema von Nord-Scoresby Land einordnen. Diese

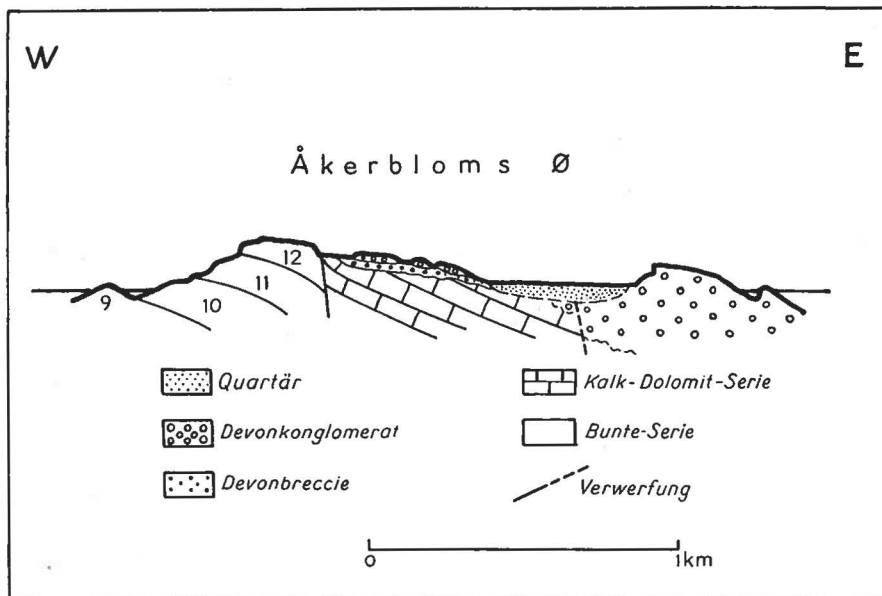


Fig. 19. Profil durch Aakerbloms Ø.

Inseln scheint durch Störungen, welche im Fjord verlaufen, von den oben erwähnten Baueinheiten abgetrennt zu sein, sie lässt sich weder mit der Tektonik im Scoresby-Land noch mit derjenigen im Lyells Land vergleichen.

Auf Karlenes Ø finden wir ein Schollenmosaik gebildet von Gesteinen der Schichtverbände 3 (Nordteil) und 4 (Südteil). Es lässt sich eine nach S abtauchende, kleine Wölbung erkennen, die von einer SSW—NNE streichenden Störung im Scheitel durchsetzt wird, wobei der Westteil etwas tiefer liegt. Mehrere, morphologisch deutlich hervortretende Störungen treten im Nordteil der Inseln (Sch. 3) auf.

Die liegende Mulde von Jägmästarens Ø (Fig. 18) hat immer wieder die Aufmerksamkeit der Geologen erregt. Sie ist im Grunde genommen eine lokale Detailerscheinung in der Grenzregion Sch. 4/Sch. 5 doch haben die auffälligen Farben der beteiligten Gesteine, sowie die leichte Zugänglichkeit das Ihre dazu beigetragen, dass diese Insel in früheren Werken immer wieder erwähnt wird.

Aakerbloms Ø (Fig. 19) lässt sich morphologisch folgendermassen unterteilen: im Westen der Hauptteil der Insel, weiter im E an ihn anschliessend ein schmaler Hals, der den Hauptteil mit einem kleinen, nach E vorspringenden Hügel verbindet.

Der Hauptteil der Insel wird in seinem westlichen Drittel von einer grossen, N—S-streichenden Verwerfung durchsetzt. Diese Verwerfung trennt die obere Bunte Serie im W von der oberen KDS im E.

Die Gesteine der KDS werden von Breccien und Konglomeraten des Devons überlagert.

Der Hals der Insel wird von Moränenmaterial gebildet.

Der Hügel im E samt den vorgelagerten Klippen besteht aus Devonkonglomeraten, deren Komponenten fast ausschliesslich von Gesteinen der KDS (selten ? Ordoviciun) gebildet werden.

Da sich West-Aakerbloms-Ø und das nahegelegene Lyells-Land-Ufer geologisch nicht vergleichen lassen, müssen wir mit einer Störungszone im Fjord NW von Aakerbloms Ø rechnen.

V. Die Staunings-Alper-Zone.

Diese Zone, mit ihren kristallinen Gesteinen liegt eigentlich bereits ausserhalb unseres Arbeitsgebietes. Doch soll sie trotzdem kurz behandelt werden, da ihre Granite ein bestimmendes Element im heutigen Bau des nördlichen Scoresby-Landes darstellen (Fig. 20, 21).

In den Staunings-Alper treten zur Hauptsache spät- bis postorogene Granite (Marginal-Granite) auf. Daneben zieht quer über den oberen Skjoldungebræ ein Glimmerschiefer- und Gneiskomplex dessen Gesteine deutlich eine Antiklinale bilden.

Der Verfasser vertritt die Ansicht, dass die Granitmassen der Staunings-Alper im Kern der nach S aufsteigenden Murchisons-Bjerge-Antiklinale liegen. Die Gneisantiklinale am oberen Skjoldungebræ liesse sich als direkte Fortsetzung der erstgenannten Antiklinale deuten.

Im Bezug auf die verschiedenen Störungstypen, die wir aus den Sedimenten von Nord-Scoresby-Land kennen, zeigt der Granit folgende Altersstellung:

- a) Die Blockverwerfungen beidseitig des Murchisons-Bjerge-Horstes: Diese Verwerfungen durchsetzen den Granit deutlich und verstellen ihn um beachtliche Beträge, sie sind sicher jünger als der Granit.
- b) Granit und Zerrungsbrüche: Hier stossen wir auf die eigentümliche Erscheinung, dass der Granit teilweise von diesen Verschiebungen betroffen wird (Westseite des mittleren Skjoldungebræ), dass aber andere Störungsbahnen vom Granit abgeschnitten werden, ohne ihn merklich zu beeinflussen.

Es scheint, dass die Zerrung und das Aufsteigen der Granite in die gleiche Zeit fallen, und dass die Zerrungen direkt eine Folge der Granitintrusionen sind.

Die tektonischen Störungen von Nord-Scoresby-Land.

Nachdem wir im Vorhergehenden eine kurze Beschreibung des allgemeinen, tektonischen Bildes von Nord-Scoresby-Land gegeben haben,



Fig. 20. Der Intrusivkontakt zwischen Marginal-Granit (G) und Alpefjord (A)- und Eremitdal (E)-Serie am oberen Linné-Gletscher. Blick von SW. 1—4, Schichtverbände der Quarzit-Serie.

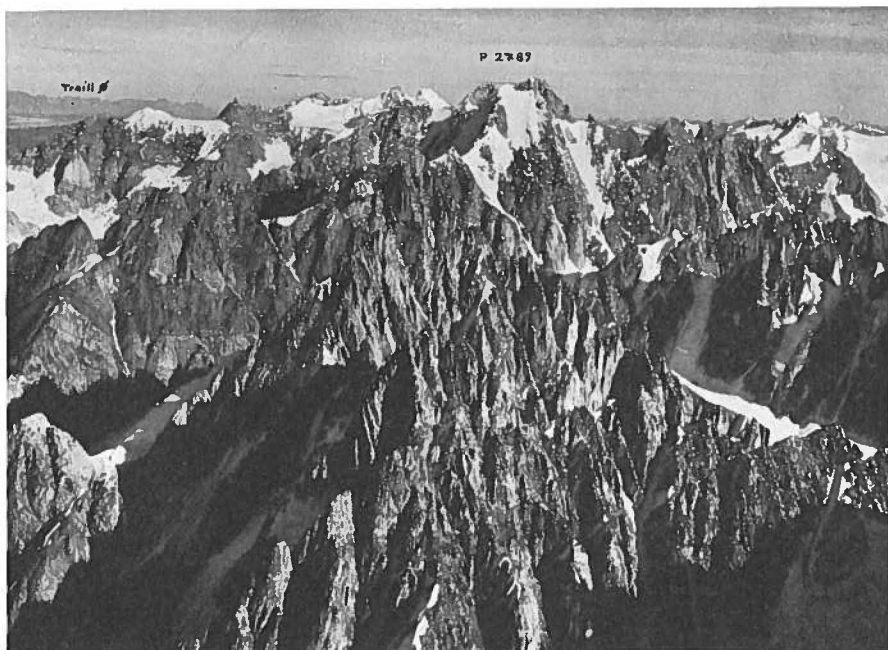


Fig. 21. Das Zentrum der Granitmasse der Staunings-Alper, Blick von NW auf P 2789.

soll noch auf die Störungen dieses Gebiets eingegangen werden, da diese das beherrschende, tektonische Element darstellen.

Wir können 5 Störungstypen unterscheiden:

- 1) Die Zerrungsbahnen.
- 2) Die beiden Randverwerfungen des Murchisons-Bjerge-Horstes.
- 3) Die zwei Bruchschwärme östlich des Skjoldungebræ, der eine NW-SE streichend, der andere der SSW-NNE-Richtung folgend.
- 4) Die Schuppen am Ostfuss der Syltoppene.
- 5) Die grosse Skeldalverwerfung als grenzbildendes Element gegen das Carbon im Osten.

Von diesen 5 Störungstypen sind 4, nämlich 1, 2, 3 und 5 eindeutig als Reaktion auf Dehnungen entstanden, während 4) ein Stauchungselement darstellt.

Berechnen wir den Zerrungsbetrag in einem Streifen der vom Sorteelv-Gletscher über Blaahorn-P 1800-nördliche Murchions-Bjerge über den Alpefjord ins Gebiet von Kap Mæchel läuft (etwa die Zone der Profile 1—4 von Pl. II), so ergeben sich folgende Beträge:

Heutige Profillänge.....	42,0 km
Zerrung: a) kartierte, grosse Störungen....	7,6 km
b) Schwärme kleiner Störungen...	ca. 3,0 km
Ehemalige Profillänge.....	ca. 31,0 km

Da die Störungsbewegungen (Bruchbildung und Zerrung) im nördlichen Scoresby Land die Faltungsbewegungen an Intensität stark übertreffen, müssen wir die Dehnung als Charakteristikum der Tektonik unseres Gebietes bezeichnen.

Was die altersmässige Reihenfolge der verschiedenen Störungstypen betrifft, so lässt sich wohl die oben gegebene Ordnung 1—5 beibehalten:

Die Zerrungsbahnen werden deutlich von den Brüchen des Murchions-Bjerge-Horstes abgeschnitten.

Ebenfalls durchsetzen die kleinen Bruchschwärme östlich des Skjoldungebræ die Zerrungsstörungen. Dies kann für den NW—SE streichenden Schwarm am P 1588 beobachtet werden, für die SSW—NNE streichenden Brüche lässt sich dies am oberen Flødegletscher beweisen.

Die altersmässige Beziehung zwischen diesen beiden Bruchscharen und den beiden Verwerfungen des Murchions-Bjerge-Horstes ist unsicher. Die Schuppung an der Ostseite der Syltoppene ist jünger, sie dürfte ins untere oder mittlere Devon fallen.

Daraus lässt sich schliessen, dass die Zerrungen der caledonischen Orogenese zuzuordnen sind.

Es ist schwierig das Alter der Skeldalverwerfung festzuhalten. Die Hauptbewegungen entlang dieser Linie fallen sicher in die Zeit nach dem Westphalien und dauerten bis ins Tertiär. Letzteres lässt sich an Hand eines tertiären Doleritganges beweisen, der längs der Störung serpentinisiert wurde.

Zusammenfassung.

Wichtig erscheint uns als Ergebnis der Untersuchungen im Nord-Scoresby-Land, dass die Zerrungsbewegungen, welche bis anhin als Charakteristikum der jungpaläozoisch-tertiären Tektonik von Ostgrönland angesehen wurden (VISCHER, 1943), lokal bereits im älteren Paläozoikum einsetzten. Da wir diese älteren Zerrungen mit dem Aufsteigen der Granite in Zusammenhang bringen, müssen sie als genetisch verschieden von den mesozoischen Dehnungsbewegungen aufgefasst werden¹⁾.

¹⁾ Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass STILLE (1951) die Hauptdehnungszone zwischen dem alten Laurentia und dem alten Kern Nordeuropas (Fennosarmatia) mit der Mittelmeer-Mjøsen-Zone zusammenfallen lässt (berechnete Dehnung in Schleswig-Holstein: 25 km). Man könnte STILLE die weit grösseren mesozoisch-tertiären Zerrungserscheinungen längs der Ostküste Grönlands entgegenhalten, die er wohl in Unkenntnis der Arbeit von VISCHER (1943) in seiner Abhandlung nicht berücksichtigt hat.

Bereits in der Arbeit über die EBF-Sedimente von Ost-Andréas Land (FRÄNKEL, 1953) habe ich auf den flachwelligen Faltungsstil und die spätere Dehnungstektonik (Bruchschollen) des betreffenden Gebietes hingewiesen. Diese Darstellung schien sich an die von TEICHERT (1933) aufgestellte Theorie anzulehnen, nach welcher die ostgrönländischen Caledoniden ein Gebirge von germanotypem Bau sind. Es bestehen aber zwischen dieser Auffassung und meiner Ansicht grundsätzliche Unterschiede, auf die ich weiter unten eingehen werde, nachdem ich in der vorliegenden Arbeit wiederum weitspannte Verbiegungen und Zerrungsbrüche als Charakteristikum der Tektonik von Nord-Scoresby Land bezeichnet habe.

Es sei dabei einleitend gesagt, dass TEICHERT richtig beobachtet hat, sein Irrtum liegt in der Interpretation.

TEICHERT beurteilt die Caledoniden von Ostgrönland nach dem Bau der EBF-Sedimentzone zwischen Payer Land und Ella Ø. Er konstatiert dabei als Charakteristikum der Tektonik flache Verbiegungen und Bruchschollen. Die Ursache für diese Tektonik sucht er in einer grossen Aufschubung der Sedimente auf einen archaischen, kristallinen Sockel im W (unser caledonischer, Zentraler Metamorpher Komplex), der als Widerlager bei der Schubbewegung diene.

Für uns ist das Charakteristikum der ostgrönländischen Caledoniden die syntektonische (von TEICHERT nicht erkannte) Metamorphose in den tieferen Serien. Die eigentliche Caledonidentektonik muss in den metamorphen Gesteinen gesucht werden (siehe WENK und HALLER (1953) und HALLER (1953)), während die Tektonik der erhalten gebliebenen EBF-Sedimentzone nur einen schwachen Abglanz der Vorgänge im kristallinen Untergrund darstellt, da die oberflächennahe Sedimentdecke ganz anders auf die Bewegungen reagierte, als die in der Tiefe der Metamorphose unterworfenen Gneise (Stockwerkfaltung).

Der fundamentale Unterschied zwischen der Auffassung TEICHERT's und derjenigen Auffassung, wie sie von WEGMANN, WENK, KATZ, EHA, HALLER und vom Verfasser vertreten wird liegt darin, dass TEICHERT die Caledoniden nach der Tektonik der EBF-Sedimentzone beurteilt, welche er als reine Oberflächentektonik bezeichnet, während für uns das Charakteristikum der Caledonidentektonik der Baustil der caledonisch umgeprägten, metamorphen Serien ist.

BEMERKUNG ZUR MORPHOLOGIE DER STAUNINGS ALPER

Die Staunings-Alper bilden eine der markantesten, morphologischen Aufwölbungen in Ost-Grönland. Hier wird die Durchschnittshöhe von 1300—2100 m der Hochplateaus und Gipffluren kräftig überschritten, entlang der Achse P 2789—P 2770 erreicht die Aufwölbung ihr Maximum (Fig. 21).

Interessant ist nun die Frage nach dem Alter der Aufwölbung. Beim Betrachten aus grosser Entfernung, z. B. von einem Flugzeug aus, das sich in 3000 m Höhe über dem Lyells Land befindet, zeigen die Staunings-Alper das Bild einer verbogenen Gipfflur, die randlich in die Peneplain von Nathorsts Land und SW-Scoresby Land übergeht. Dies deutet darauf hin, dass auch die Staunings-Alper einst in die grosse Peneplain der östlichen Caledoniden miteinbezogen waren, und dass sie erst nach dieser Peneplainisierung wieder aufsteigende Tendenzen gezeigt haben. Die Aufwölbung ist auf jeden Fall jünger als die Peneplain.

Damit stellt sich die Frage nach dem Alter der Aufwölbung und der Peneplain. Im Folgenden soll versucht werden den Weg zu weisen, auf welchem das Problem gelöst werden kann. Was das Alter der Peneplain anbelangt, kann in unserem Gebiete nur eine teilweise Lösung erzielt werden, nämlich durch das Studium des Devons und vor allem des Carbons.

Das Devon ist in einer typischen Küstenfacies entwickelt, welche nur Schlüsse auf die nächste Umgebung, in diesem Falle die Syltoppene zulässt.

Hingegen ist das Carbon längs der Skeldal-Verwerfung, also in nächster Nähe der Staunings-Alper in ständig gleicher Lithologie als konglomeratischer Quarzsandstein ausgebildet. Unter den Geröllen überwiegt weisser Quarzit (Gangquarzit). Wenn auch BIERTHER (1941) eine Zunahme der Geröllgrösse in der Nähe der Staunings-Alper feststellt, so deutet doch die ganze Lithologie des Carbons auf einen langen Transportweg hin (z. B. über eine riesige Peneplain). Auf jeden Fall lassen diese Gesteine nicht auf die Nähe einer Aufwölbung (= Erosionsgebiet) schliessen.

Weitere Hinweise erhalten wir aus dem weiter im SE gelegenen Jameson Land, einem Gebiet, welches vom Perm bis in den Jura ein Becken zwischen den Caledoniden von Liverpool Land und West-Scoresby Land gebildet hat. Die Sedimente dieses Beckens spiegeln am besten die geologischen Verhältnisse des Beckenrandes, in diesem Falle der Staunings-Alper wieder.

Das Perm setzt mit einem Granite und Gneise führenden Basalkonglomerat ein. Wie wir im weiteren sehen werden, bleibt dieses Konglomerat vom Perm bis in den Jura der einzige Hinweis auf die Nähe eines kristallinen Erosionsgebietes.

Das obere Perm und die untere Triss sind marine, feinkörnige Sedimente.

Die stellenweise über 900 m mächtige, kontinentale Serie der mittleren Trias führt Gerölle, welche STAUBER (1940) als umgelagertes Carbon und Perm deutet. Kristalline Gerölle von 2 cm Durchmesser weisen auf einen langen Transportweg hin.

Ebenfalls fehlen Staunings-Alper-Gerölle den überwiegend sandig-tonigen Sedimenten des Jura. Aus dem Jameson-Land-Becken lässt sich somit zwischen Perm und Jura keine Aufwölbung der Staunings Alper ableiten, vielmehr weisen die Sedimente darauf hin, dass im Westen der Carbonzone bis in die jurassische Zeit (? Kreide) eine stetige Peneplainisierung stattgefunden hat.

Wollen wir die obere Grenze für den möglichen Beginn der Aufwölbung suchen, so müssen zuerst die rezenten und subrezentten Bildungen betrachtet werden.

Die in 55 m Höhe gefundenen, marinen Terrassen im Skipperdal zeugen zwar für eine beachtliche Hebung in jüngster Zeit, doch sind diese Bewegungen nicht auf die Staunings Alper beschränkt. Immerhin erreichen sie in der Umgegebung dieses Gebirges einen um 30 m verstärkten Hebungsbetrag, wenn wir z. B. mit Ella Ø (= 25 m) vergleichen¹⁾.

Die Aufwölbung, die mit 300—600 m die alte Peneplain überragt, kann also nicht subrezentten Alters sein. Die ganze Morphologie rund um die Staunings-Alper deutet darauf hin, dass diese in der Eiszeit als Barriere gewirkt haben. Sie zeigen eine vom übrigen Ostgrönland abweichende Morphologie, welche vermuten lässt, dass ihre heutige Form das durch Lokalgletscher verstärkte, praeglaziale Relief darstellt. Auf jeden Fall konnten die Staunings-Alper den von W aus dem Furesø kom-

¹⁾ Wir möchten an dieser Stelle betonen, dass die von ЕНА (1953, S. 100) erwähnte, marine Terasse in 700 m Höhe als lokale Stauschotterbildung an einem alten Gletscher betrachtet werden muss. Es sei nochmals betont, dass wir für die Abteilung von Hebungs- und Senkungsphasen aus Terrassensystemen nur auf eindeutig marine Terrassen (mit marinen Fossilien) Bezug nehmen dürfen.

menden Violin-Gletscher nach N in den Alpefjord ablenken. Selbst zur Zeit der intensivsten Vereisung scheint das Inlandeis den Pass Vikingebræ-Bersærkerbræ nicht oder nur unerheblich benützt zu haben, da die höchsten Moränen am Bersærkerbræ fast ausschliesslich aus Staunings-Alper-Granit zusammengesetzt sind.

So können wir aus den geologischen Gegebenheiten am Rande der Staunings-Alper auf ein postjurassisches aber präglaziales Alter der Aufwölbung schliessen. Die Möglichkeit, dass die Staunings-Alper auch heute noch aufsteigende Tendenz zeigen, möchten wir nicht von der Hand weisen.

LITERATURVERZEICHNIS

M. o. G.: Meddelelser om Grønland.

- BACKLUND, H., 1930. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. M. o. G. Bd. 74, Nr. 11.
- 1932. Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Joseph-Fjord in Ost-Grønland. M. o. G., Bd. 87, Nr. 4.
- BIERTHER, W., 1942. Vorläufige Mitteilung über die Geologie des östlichen Scoresby-Landes in Nordostgrønland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 6.
- BÜTLER, H., 1940. Das Devonische Faltungsgebiet nördlich des Moskusoksefjordes in Ostgrønland. M. o. G., Bd. 114, Nr. 3.
- 1948. Notes on the Geological Map of Canning-Land (East Greenland). M. o. G., Bd. 133, Nr. 2.
- FRÄNKEL, E., 1951. Die untere Elonore-Bay-Formation im Alpefjord. M. o. G. Bd. 151, Nr. 6.
- 1953. Geologische Untersuchungen in Ost-Andréas Land (NE-Grønland). M. o. G. Bd. 113, Nr. 4.
- EHA, S., 1953. The Pre-Devonian Sediments on Ymers Ø, Suess Land and Ella Ø (East Greenland) and their Tectonics. Bd. 111, Nr. 2.
- HALLER, J., 1953. Geologie und Petrographie von West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land. (NE-Grønland). M. o. G. Bd. 113, Nr. 5.
- HUBER, W., 1950. Geologisch-petrographische Untersuchungen in der inneren Fjord-region des Keiser Franz Josephs Fjord-Systems in Nordostgrønland. M. o. G. Bd. 151, Nr. 3.
- KATZ, H. R., 1952. Zur Geologie von Strindbergs Land. M. o. G. Bd. 111, Nr. 1.
- KOCH, L., 1929. The Geology of East-Greenland. M. o. G. Bd. 73, Nr. 2.
- 1935. Geologie von Grønland (in Geologie der Erde).
- 1945, The East-Greenland Ice, M. o. G. Bd. 130, Nr. 3.
- NATHORST, 1901. Bidrag til Nordöstra Grönlands Geologi. Geol. For. Forh. Bd. 23. Stockholm.
- NORDENSKIÖLD, O., 1909. On the Geology and the Physical Geography of East-Greenland. M. o. G. Bd. 28.
- POULSEN, CHR. and RASMUSSEN, H. Wienberg, 1951. Geological Map (Scale 1:50.000) and Description of Ella Ø. M. o. G. Bd. 151, Nr. 5.
- SCHAUB, H. P., 1950. On the Precambrian to Cambrian Sedimentation in NE-Greenland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 10.
- STAUBER, H., 1942. Die Trisablagierungen von Ostgrønland. M. o. G. Bd. 132, Nr. 1.
- STILLE, H., 1951. Einengungs- und Ausweitungsregionen beiderseits des Urkontinentes Laurentia. Festschrift zur Feier des 200jährigen Bestehens der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, 1951, Math. Phys. Kl.
- TEICHERT, C., 1933. Untersuchungen zum Bau des Kaledonischen Gebirges in Ostgrønland. M. o. G. Bd. 95, Nr. 1.

- VISCHER, A., 1943. Die postdevonische Tektonik von Ostgrönland zwischen 74° und 75° n. Br. M. o. G. Bd. 133, Nr. 1.
- WENK, E. und HALLER, J., 1953. Geological Explorations in the Petermann-Region, western Part of Fränkels Land. East Greenland. M. o. G. Bd. 111, Nr. 3.
- WEGMANN, C. E., 1935. Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North-East-Greenland). M. o. G. Bd. 103, Nr. 3.
- WITZIG, E., 1951. Einige jungpaläozoische Pflanzen aus Ostgrönland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 11.
- 1952. Neues zur Stratigraphie des grönländischen Karbons. *Eclogae Geol. Helvetiae*. Vol. 44, Nr. 2 (1951).

KARTEN

Geodætisk Institut, København, Blatt 72 Ø 2.



TAFELN

Tafel 1.

Geologische Karte von Nord-Scoresby Land, 1:250.000.
Geographische Unterlage Blatt 72 Ø 2, Geodætisk Institut.

Geologische Karte von Nord Scoresby Land 1:250 000

Aufgenommen von E. Fränkel 1951
Topography after the map of the Geodetic Institute
on a scale of 1:250 000

Legende

Serien der Caledoniden

Grönlandium (Ober-Algonkium)

Eleonore Bay Formation

Metamorpher-Komplex

Cambro-Ordoviciun

Quartär
Skeldal-Konglomerat

Carbon

Devon
Basis-Konglomerat

Ordoviciun

Cambrium

Tillit-Serie

Obere
Untere
Kalk-Dolomit-Serie

Obere
Untere
Bunte Serie

Obere
Untere
Quarzit-Serie

Eremitdal-Serie

Alpefjord-Serie
mit vielen Granitgängen

Granit
Gneis

a) saure
b) basische
Gänge

Verwerfung

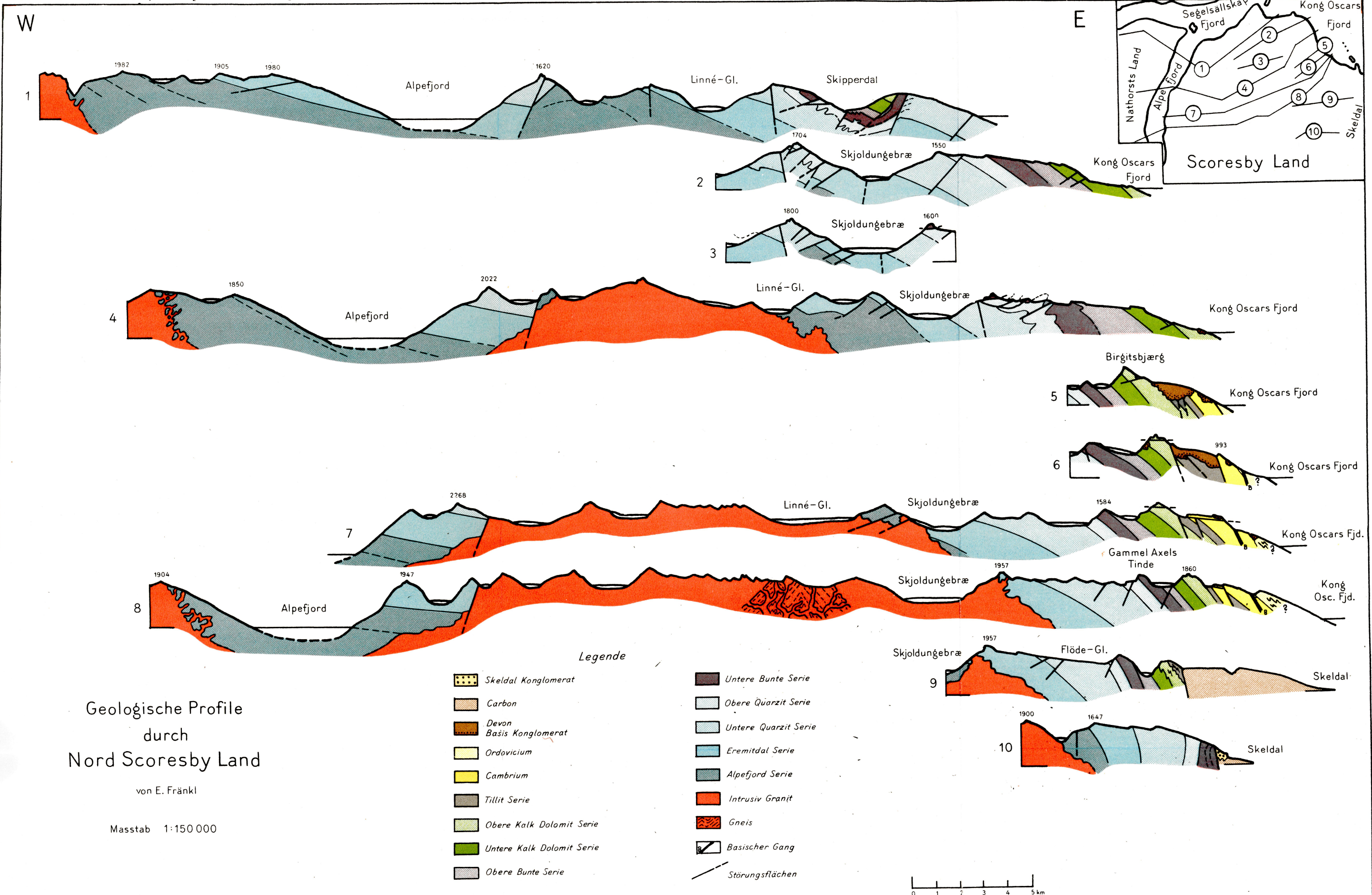
Gleitfläche

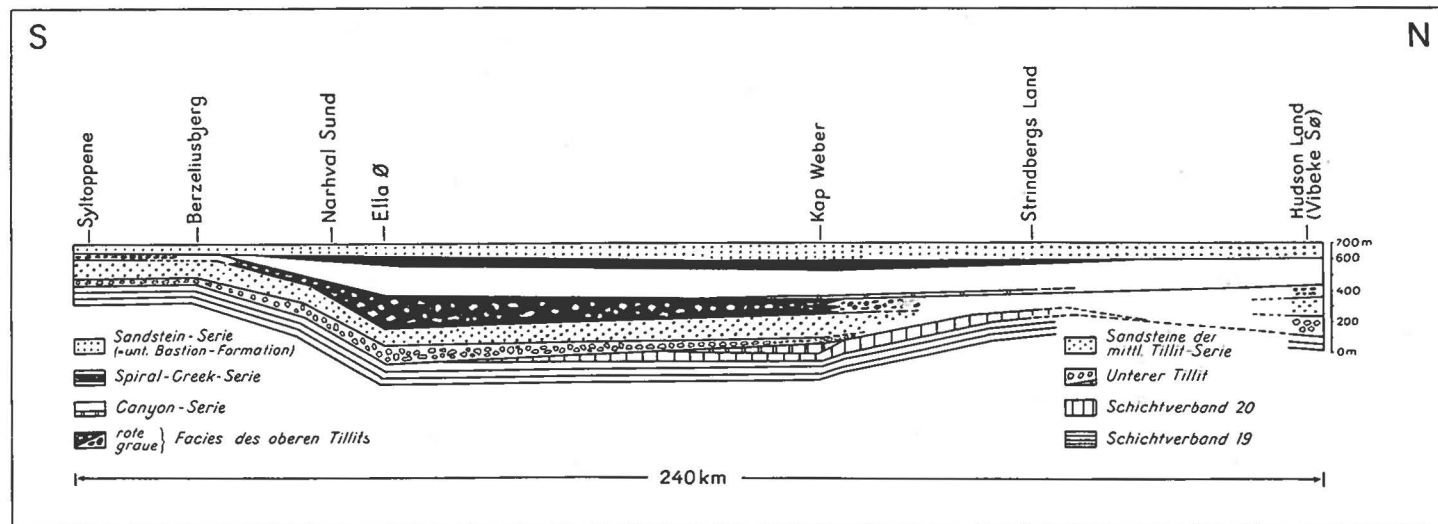


Kilometer 1 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 25 Kilometer
1 Millimeter = 250 Meter

Tafel 2.

Geologische Profile durch Nord-Scoresby Land, 1:150.000.





Die westliche Royal Bay an der Grenze Praecambrium/Cambrium.

Nord-Süd-Schnitt (vgl. Fig. 9) durch die westliche Royal-Bay mit den Sedimentationsverhältnisse in der Zeit zwischen der Ablagerung des Schichtverbandes 19 (KDS) und der untercambrischen unteren Bastion-Formation (Sandstein-Serie).

Tafel 4.

Stratigraphische Korrelationstabelle

Auf der Tabelle sind die wichtigsten, stratigraphischen Einteilungen, wie sie von den verschiedenen Autoren in den Serien der Kaledoniden vorgenommen wurden, zusammengestellt. Neu hinzu kommt eine in englischer Sprache abgefasste Unterteilung der fraglichen Sedimente, welche den bisherigen Untersuchungen gerecht wird.

Diese Neueinteilung wurde im Hinblick auf eine zusammenfassende Publikation, welche in englischer Sprache erfolgen soll, von L. KOCH, H. BÜTLER, E. WENK, E. FRÄNKEL und J. HALLER gemeinsam ausgearbeitet.

Neu sind vor allem eine selbständige, sehr heterogene Tillit-Formation, in welche auch einige früher zur Kalk-Dolomit-Serie gerechnete Gesteine (Schicht Nr. 20) miteingeschlossen werden, sowie eine Zweiteilung der Eleonore-Bay-Formation in eine untere Eleonore-Bay-Formation (geosynklinales Stadium, Lithologie lateral rasch wechselnd) und eine obere Eleonore-Bay-Formation (Flachmeerbildung bei ruhiger Sedimentationsbedingung, Lithologie lateral ziemlich konstant).

KATZ, H.R. 1952 b. Ein Querschnitt durch die Nunatakzone Ostgrönlands (ca. 74° n.B.)
M. o. G. Bd. 144 Nr. 8.

Katz 1952 b	Wenk and Haller 1953	Haller 1953	Katz 1952 a, Eha 1953 Fränkl 1951, 1953 a, b	Neue Einteilung		
			Kambro-Ordovicium			Cambro- Ordovician
Grünschiefer- Komplex		Tillit-Serie (+ oberste EBF)	Sandstein-Serie Spiral-Creek-Serie Canyon-Serie Tillit-Serie	Sandstone Series? Spiral-Creek Series Canyon Series Tillite Series	Tillite Formation	Greenlandian
Obere Eleonore Sø- Serie		Kalk-Dolomit-Serie (Nr. 14-19)	Kalk-Dolomit-Serie (Nr. 14-20)	Limestone-Dolomite Series	upper Eleonore Bay Formation	
Untere Eleonore Sø- Serie		Bunte Serie (Nr. 7-13)	Bunte Serie (Nr. 7-13)	Multicoloured Series		
Gelbe, gebankte Quarzite	Synclinal Series	Quarzit-Serie Nr. 3-6	Obere Quarzit-Serie (Nr. 4-6)	Quartzite Series		
	Summit Series	Quarzit-Serie Nr. 1-2	Untere Quarzit-Serie (Nr. 1-3)			
	Shoulder Series Layered Series Phyllite Series Mystery Series	Eremitdal-Serie	Eremitdal-Serie	Upper Argillaceous- Arenaceous Series	lower	
		Marmor-Serie	Alpefjord-Serie	Calcareous-Argillaceous Series		
		Maalebjerg-Serie		Lower Arenaceous- Argillaceous Series		
			Basis unbekannt	base unknown		