

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 113 · Nr. 4

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947—52

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IN OST-ANDRÉES LAND

(NE-GRØNLAND)

VON

ERDHART FRÄNKEL

MIT 34 FIGUREN IM TEXT UND 6 TAFELN

WITH AN ENGLISH SUMMARY

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI

1953

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
I. Inhaltsverzeichnis	3
II. Vorwort	7
III. Einleitung	9
IV. Morphologie und Geologie von Andrées Land	12
V. Stratigraphie	16
Die Eleonore-Bay-Formation (EBF)	17
Die Basis-Serie	18
Die Alpefjord-Serie	18
Die Eremitdal-Serie	19
Die Quarzit-Serie	20
Die untere Quarzit-Serie	20
Schichtverband 1	20
Schichtverband 2	23
Schichtverband 3	24
Die obere Quarzit-Serie	26
Schichtverbände 4 und 5	26
Schichtverband 6	27
Die Bunte-Serie	29
Die untere Bunte-Serie	30
Schichtverband 7	30
Schichtverband 8	31
Schichtverband 9	32
Schichtverband 10	33
Die obere Bunte-Serie	34
Schichtverband 11	34
Schichtverband 12	35
Schichtverband 13	36
Die Bunte-Serie im Junctiondal	37
Die Kalk-Dolomit-Serie	38
Die untere Kalk-Dolomit-Serie	38
Schichtverband 14	40
Schichtverband 15	41
Schichtverband 16	46
Schichtverband 17	50
Die obere Kalk-Dolomit-Serie	54
Schichtverband 18	54
Schichtverband 19	59
Schichtverband 20	60

	Seite
Die Umkristallisation von Dolomiten und die Dolomitisierung von Kalken in der KDS	61
Die Umkristallisation von Dolomiten	61
Die Dolomitisierung von Kalken	64
Bemerkungen zur Sedimentation der KDS	65
Die Tillit-Serie	67
Einige Profile der Tillit-Serie in Andrées Land	68
Die Untergrenze des Tillits	73
Die oberen Tillite	75
Tektonische Vorgänge im Liefergebiet des Tillit-Materials	80
Die oberste Eleonore-Bay-Formation	80
Die Canyon-Serie	80
Die Spiral-Creek-Serie	81
Die Sandstein-Serie	83
Das Cambro-Ordoviciun	83
Die Bastion-Formation	84
Die Ella-Insel-Formation	84
Die Hyolithus-Creek-Formation	85
Die Dolomite-Point-Formation	85
Die Cass-Fjord-Formation	85
Die Cape-Weber-Formation	86
Zusammenfassende Betrachtungen zur Sedimentation der EBF in der Ostgrönländischen Geosynklinale	87
Einige Beiträge zur Quartärgeologie	95
Kurze petrographische Beschreibung der sauren, intermediären und basischen Intrusiva von Ost-Andrées Land	98
VI. Tektonik	104
Einleitung	104
Die Falten	106
Die westliche Synklinalzone	107
Die Maanesletten-Synklinale	107
Die Grenzsynklinale	108
Die Zentrale Wölbungs-Zone	111
Die Odemarken-Wölbung	111
Die Taagehjem-Mulde	112
Die Nunatakglatscher-Antiklinale	112
Die Blaabaerdal-Eremitdal-Synklinale	113
Die Blaabaerdal-Synklinale	114
Die Eremitdal-Synklinale	116
Die Eleonorebay-Agardhs Bjerg-Antiklinale	117
Die Eleonorebay-Antiklinale	117
Die Agardhs Bjerg-Antiklinale	118
Der Ostschenkel der zentralen Wölbungszone	118
Die Sadelen-Zone	118
Der Morænedal-Graben	120
Die Grejsdalenmulde	124
Die Umingmalik-Wölbung	124
Die östliche Synklinalzone	125
Die Kap Weber-Synklinale	125

IV	Ost-Andréas Land.	5
		Seite
	Die E-W-Verbiegungen	130
	Die Brüche	132
	Die tektonische Stellung einiger Intrusiva	139
	Die sauren Gesteine	139
	Die basischen Gesteine	141
	Bemerkungen zur Übergangszone von den Sedimenten der EBF zu den metamorphen Serien der Istfjord-Zone in der Royal-Bay	144
	Die Chronologie der tektonischen Ereignisse in Andréas Land	149
VII.	English Summary	151
VIII.	Literaturverzeichnis	158

VERZEICHNIS DER ILLUSTRATIONEN

a. Tafeln.

1. Die in der Arbeit verwendet Namen in Andréas Land (geographische Übersicht).
2. Geologische Karte von Ost-Andréas Land (1:250.000).
3. Geologische Profile durch Ost-Andréas Land (1:150.000).
4. Geologische Profile durch die Kap Weber-Berggruppe, den Mørkebjerg und den Ajortoq in Ost-Andréas Land (NE-Grönland), im Masstab 1:75.000.
Mit einer geologischen Karte des betreffenden Gebietes im Masstab 1:150.000.
5. Strukturkarte von Ella Ø, Ost-Suess Land, West-Ymers Ø, Ost-Andréas Land und West-Strindbergs Land (1:300.000).
6. Stratigraphische Korrelationstabelle.

b. Textfiguren.

1. Die grossen, geologischen Einheiten von Ost-Grönland zwischen 72° und 74° N (Übersichtskarte) 10
2. Das Teufelsschloss von SE 21
3. Collenia-Struktur in Schichtverband 12 36
4. Blick auf Hvidevæggen von SW 39
5. Schichtverband 15 (Profilserie) 42
6. Dolomit mit der Struktur der schwarz/weissen Bänder 43
7. Kalk mit umgelagerten Ooiden 45
8. Schichtverband 16 (Profilserie) 47
9. Kalkoolith 48
10. Schichtverband 17 (Profilserie) 50
11. Der Steilabfall zum Kejser Franz Josefs Fjord gerade östlich der Grejsdalenmündung, Blick von S. 51
12. Schichtverband 18, Geologfjord (Profil) 55
13. Kalk-Dolomit-Breccie (Sch. 18) 56
14. Dolomit-«Gang» im Schichtverband 18 62
15. Dolomitisierung von Kalklage (Uebersicht) 63
16. Dolomitisierung von Kalklagen (Detail) 64
17. Die Beziehung Sch. 20 — Unterer Tillit 74
18. Konglomeratblock als Geschiebe im roten Tillit 77
19. Die Verbreitung der oberen, roten Tillite in der westlichen Royal-Bay ... 79
20. Der Wechsel in der Lithofacies des Schichtverbandes 6 93
21. Die Bauelemente von Ost-Andréas Land 105
22. Das Hochplateau von Maanesletten, Blick von S. 109

	Seite
23. Der Blaabærgletscher, Blick von S.....	115
24. Der Baustil der Eremitdal-Synklinale.....	117
25. Die Sadelen-Zone	119
26. Das Bruchsystem des Morænedal-Grabens.....	120
27. N-S-Schnitt durch den östlichen Teil des Morænedal-Grabens.....	121
28. Bruch Nr. 3 (Morænedal-Graben) am Geologfjordufer.....	122
29. Bruch Nr. 5a (Morænedal-Graben) im mittleren Morænedal	123
30. Das Profil der Fjordwand W Kap Weber.....	127
31. Ansichtsskizze der Blaarævekloft (Junctiondal)	134
32. Die Hvidevæggen-Verwerfung im Grejsdalen.....	137
33. Die N-Seite des Grejsdalen östlich des Fangergletscher.....	140
34. Die Lage der kristallinen Umwandlungsfront in der westlichen Royal-Bay	146

LISTE DER ABKÜRZUNGEN

N: Nord, nördlich

S: Süd, südlich

E: Ost, östlich

W: West., westlich

EBF: Eleonore-Bay-Formation

ZMK: Zentraler Metamorpher Komplex

QS: Quarzit-Serie

BS: Bunte-Serie

KDS: Kalk-Dolomit-Serie

Sch.: Schichtverband

VORWORT

Die Feldarbeit für die vorliegende Arbeit erfolgte in den Jahren 1948—50 in Rahmen der von Dr. LAUGE KOCH geleiteten, dänischen Ostgrönland-Expeditionen.

Die Ergebnisse wurden in den folgenden Jahren im Geologischen Institut der Universität Basel unter der Anleitung von Herrn Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT bearbeitet.

Die Feldarbeit wurde in mehreren Etappen durchgeführt. In den Monaten Juli—September 1948 besuchte ich vorerst die Nachbargebiete von Andréés Land, Ymers Ø zusammen mit S. EHA, Strindbergs Land zusammen mit H. R. KATZ.

Die verbleibende Zeit vor der Polarnacht wurde zu Schlittenreisen in Andréés Land verwendet. Diese Reisen dienten vor allem dem Auslegen von Proviantdepots und dem Rekognoszieren der Anmarschrouten ins Landesinnere.

Die eigentliche Dunkelzeit verbrachte ich auf der Wetterstation Ella Ø.

In die Zeit vom Februar bis in den Juli 1949 fällt die Kartierung des gesamten Küstenstreifens zwischen Junctiondal und Nunatakgletscher, sowie die Bearbeitung des inneren Eremitdal und Grejsdalen und des Kap Weber-Gebietes.

Im August 1949 konnte ich in Zusammenarbeit mit F. SCHWARZENBACH (Botaniker) die touristisch schwierigen Gebiete westlich des Morænedal begehen.

Die folgende Zeit wurde dazu verwendet, am Geologischen Institut der Universität Basel die Ergebnisse der Jahre 1948/49 zusammenzustellen.

Im Sommer 1950 konnte ich die küstenfernen Gebiete von Süd-Andréés Land kartieren, bei dieser Arbeit bewährte sich wiederum das Teamwork mit F. SCHWARZENBACH.

Ende August 1950 wurde die Kartierung von Ost-Andréés Land abgeschlossen.

Meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT, Vorsteher des Geologischen Institutes der Universität Basel verdanke ich es, dass ich die Ergebnisse meiner Untersuchungen in Ost-Andréés Land als Dissertationsthema verwenden durfte. Vor allem möchte ich ihm für all jene

Diskussionen, Ratschläge und kritischen Bemerkungen danken, mit welchen er sein Interesse für meine Arbeit bezeugte und zu ihrem Gelingen beitrug.

Herr Dr. LAUGE KOCH ermöglichte mir durch Überlassen des Arbeitsgebietes und durch Unterstützungen jeglicher Art, die praktische Durchführung der Feldarbeit. Besonders möchte ich ihm aber dafür danken, dass er stets bereit war, mir seine Erfahrungen und Kenntnisse, welche er in der Arktis gesammelt hatte, mitzuteilen.

Bereits im Feld konnte ich durch anregende Diskussionen mit meinen Gebietsnachbarn wertvolle Hinweise für meine Arbeit erhalten. Gerne gedenke ich der vielen Dispute, welche ich mit meinem Winterkameraden H. R. KATZ hatte. Besonders danke ich S. EHA, der mich im Jahre 1948 in die Geologie seines Arbeitsgebietes einführte. Die wiederholten Besprechungen mit Herrn Dr. H. BÜTLER trugen wesentlich zur Erweiterung meines Wissens bei. Grossen Einfluss hatte auf mich die ständige Kontaktnahme mit Herrn Prof. Dr. E. WENK einerseits und mit JOHN HALLER anderseits.

Von besonderem Wert war für mich die Zusammenarbeit mit F. SCHWARZENBACH in den Sommern 1949, 50 und 51, sie ermöglichte mir einen über das engere Fachwissen hinausgehenden Einblick in die Natur Grönlands.

Gute Kameradschaft verband mich während der Überwinterung mit AAGE DE LEMOS (Ella Ø) und POVEL POVELSEN (Nordfjord). Mit den norwegischen Pelzjägern TRYGVE HAVOLD, TRYGVE SLETTEMOEN und F. SAETERDAL, die mir bereitwillig ihre Trapperhütten zur Verfügung stellten, verbrachte ich manch interessante Stunde.

Einen wesentlichen Beitrag zum Gelingen der Feldarbeit leistete der Grönländer PAVIA OLSEN (Akunâq), der mir als stets fröhlicher Begleiter als Jäger, Träger und Schlittenführer beistand. Meine 10 Hunde, die für mich über 2000 km liefen seien auch erwähnt.

Ausgezeichnete Flugaufnahmen von M. BRENNISEN (†) und E. HOFER erleichterten mir die Arbeit. Diese Aufnahmen wurden durch die Flugkünste des Piloten M. HAMRIN ermöglicht.

Bei der Ausarbeitung der Arbeit im Geologischen Institut zu Basel durfte ich beim Bestimmen der kristallinen Gesteine auf die Hilfe von Herrn Prof. Dr. M. REINHARD und Herrn Prof. Dr. E. WENK rechnen. Herrn Prof. Dr. M. REICHEL danke ich für die Durchsicht meiner Dünnschliffsammlung aus den cambro-ordovicischen Serien.

Ich möchte an dieser Stelle auch dem Staate Dänemark danken, dass er uns den Aufenthalt in Grönland ermöglicht hat und uns so einen Einblick in die herrliche Natur der bestverwalteten Kolonie der Welt gab.

Basel, Geologisches Institut der Universität, *Juni 1952.*

EINLEITUNG

Der Felsgrund von Grönland wird zur Hauptsache von kristallinen Gesteinen des Canadischen Schildes aufgebaut. Nur die Randzonen zeigen jüngere Bildungen, vor allem zwei mächtige, frühpaläozoische Geosynklinalen, diejenige von Nordgrönland (Smith Sound Geosynklinale (Koch)) und diejenige von Ostgrönland. Jungpaläozoikum, Mesozoikum und Tertiär transgredieren als Flachmeerbildungen an verschiedenen Stellen der heutigen Küste Grönlands über die älteren Gesteine. Wohl das grösste Vorkommen dieser jüngeren Serien findet sich im Bereich der Ostgrönland—Geosynklinale.

Die intensive Forschungsarbeit, welche seit 1927 unter der Leitung von LAUGE KOCH in Ostgrönland durchgeführt wird, konzentriert sich vor allem auf die letztere Zone, den eisfreien Küstenstreifen zwischen 69° N und 76° N. Diese Zone wird von mächtigen Fjorden durchzogen, welche das Land in ein Mosaik von Inseln und Halbinseln gliedern, deren Steilküsten ideale Studienobjekte darstellen.

Bei 73° N zieht der Keiser Franz Josefs Fjord 230 km nach Westen und berührt dabei fast alle geologischen Formationen Ostgrönlands vom Tertiär bis zum Grönlandium¹⁾. Die geologischen Einheiten wurden auf einem Übersichtskärtchen (Fig. 1, S. 10) zusammengestellt.

Die Zonen A, B und C bilden die grosstektonische Einheit der ostgrönländischen Caledoniden²⁾, deren Gesteine altersmässig vom Grönlandium bis ins Ordovicium reichen. Die tieferen Serien der Caledoniden wurden durch Umkristallisation und Stoffzufuhr umgewandelt. Sie treten uns als kristalline Gesteinsfolgen in verschiedenen Graden der Metamorphose entgegen.

¹⁾ LAUGE KOCH bezeichnet mit dem Namen »Grönlandium« das oberste Prä-cambrium, welches sich durch konkordanten Übergang ins Cambrium, durch Tillite in der Übergangszone und durch caledonische Faltung auszeichnet. Sedimente des Grönlandiums finden sich vor allem rund um den Skandik in Grönland, Spitzbergen, Norwegen und vielleicht auch in Schottland.

²⁾ Wir bezeichnen in Ostgrönland mit dem Begriff »Caledoniden« ein Gebirge, das von einer konkordanten Gesteinsserie (Grönlandium-Ordovicium) aufgebaut wird. Über diese Serien transgrediert mit deutlicher Winkeldiskordanz das Devon, welches spätcaledonisch bewegt wurde, aber nicht zu den Caledoniden gerechnet wird.

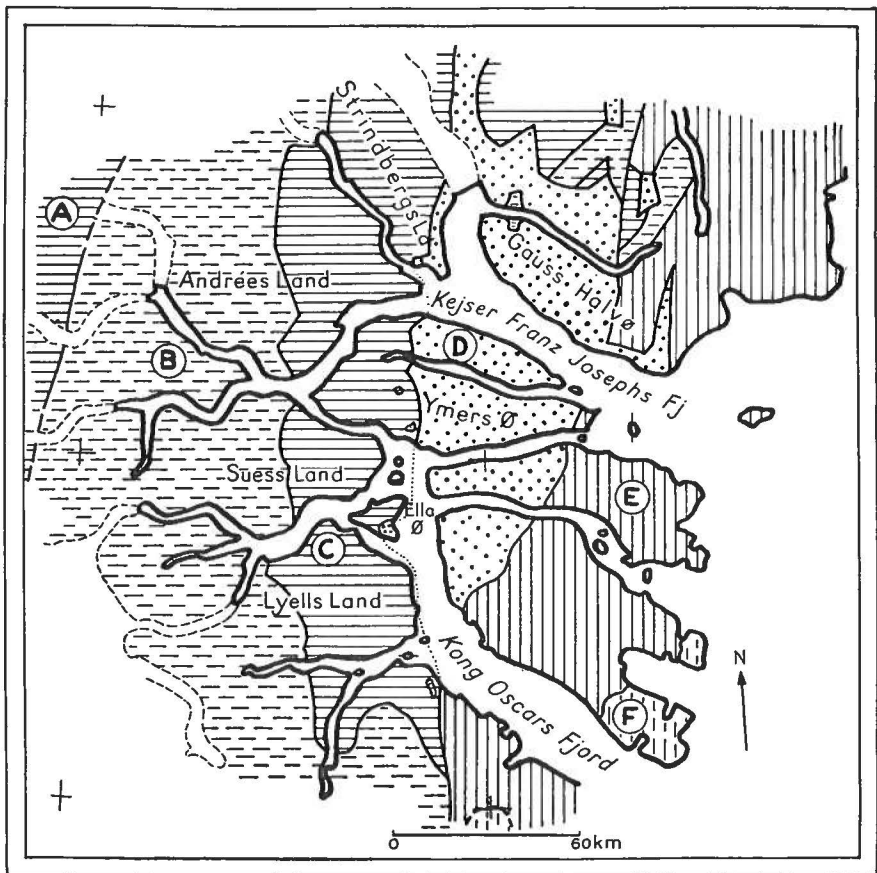


Fig. 1. Die grossen, geologischen Einheiten von Ost-Grönland zwischen 72° und 74° N.

- | | |
|--|---------------|
| A. Petermann-Serie (= untere EBF) | } Caledoniden |
| B. Zentraler Metamorpher Komplex (ZMK) | |
| C. Eleonore-Bay-Formation und Cambro-Ordovicium | |
| D. Devon | |
| E. Sedimente und Basalt (Carbon-Tertiär) | |
| F. Saure und intermediäre Plutone (Kreide-Tertiär) | |

Die Zone A umfasst die sedimentäre Petermann Serie am Inlandsrand. Bis heute wurde nur eine mächtige Quarzitfolge mit spärlichen Dolomitlagen anstehend gefunden (HUBER (1950), WENK und HALLER (1953)). Sie darf mit Sicherheit ins untere Grönlandium gestellt werden. WEGMANN (1935) fand am Cecilia-Nunatak Erratiker mit paläozoischen Fossilien, sie entstammen wohl der Petermann Serie.

Im Osten schliesst sich die Zone B an, sie wird von der Kristallinaufwölbung des Zentralen Metamorphen Komplexes (ZMK) (Vela Massiv WEGMANNs) gebildet. WEGMANN (1935) unterscheidet drei Hauptelemente:

- 1) Die Sylva Maria Gruppe, Hagar Gruppe und die Emilia Falte, deren Gesteine durch Stoffzufuhr in Gneise und Granite umgewandelt wurden.
- 2) Die Isfjord-Zone, welche Sedimente mit geringerer Stoffzufuhr aber noch deutlicher Metamorphose (Epi-Mesozone) aufweist.
- 3) Den Marginal-Granit, einen jüngeren Zweiglimmergranit, der sich oft zwischen den Sedimenten und den metamorphen Serien findet.

Die Zone C besteht wiederum aus Sedimenten. Diese stellen eine über 15.000 m mächtige Gesteinsfolge dar, die vom Grönlandium ins Altpaläozoikum reicht. Wir unterteilen sie in die präcambrische Eleonore-Bay-Formation und in das Cambro-Ordovicium. Jüngere basische Gänge treten mit ziemlicher Häufigkeit in der Zone C auf.

Verschiedentlich konnte gezeigt werden, dass die Sedimentserien der unteren Eleonore-Bay-Formation ins Kristallin des ZMK übergehen (BACKLUND, WEGMANN). Für die Petermann Serie brachte als erster HUBER (1950) den gleichen Nachweis.

Eng verknüpft mit den oben besprochenen Einheiten ist das Devon der Zone D. Es besteht aus einer ca. 10.000 m mächtigen Serie von Konglomeraten und Sandsteinen, den Detraktionsprodukten der Caledoniden.

Stratigraphisch kann eine mitteldevonische von einer oberdevonischen Serie getrennt werden. Ausgezeichnet erhaltene Fische (STRENS , JARVIK) erlauben diese Einteilung. Das Devon Ostgrönlands entspricht facie  dem Old Red von Schottland.

BÜTLER (1940) bezeichnet die Devonserien als orogene Sedimente und gliedert sie nach fünf Bewegungsphasen, die er Hudsonlandphase I—IV und Ymers  -Phase nennt.

Eine mächtige Verwerfung, markiert durch einen Steilabfall, bildet die Ostgrenze des Devons. BÜTLER nennt diese Störung den Hochlandrandbruch, VISCHER (1943) bezeichnet sie als postdevonische Hauptverwerfung (im Gegensatz dazu die Hauptverwerfung B TLERS am Westrand des Devons).

Oestlich dieser Störungslinie liegt die Zone E. Hier finden wir Sedimente, die vom Karbon bis ins Tertiär reichen. Sie sind im Norden vor allem von MAYNC (1940), und VISCHER (1943) untersucht worden. Die südlichen Gebiete wurden von BIERTHER (1940), STAUBER (1942), und WITZIG (1951) bearbeitet.

VISCHER charakterisiert den Bau der Zone E als antithetische Bruchschollentreppe mit Westneigung der einzelnen Schollen. Bereits in der Oberkreide, vor allem aber im Tertiär finden wir gewaltige Deckenbasalte (auf der Uebersichtskarte nicht ausgeschieden).

Die sauren, tertiären Eruptiva der Zone F sind ein weiteres Zeugnis für die tertiäre, magmatische Aktivität in Ostgr nland.

MORPHOLOGIE UND GEOLOGIE VON ANDRÉES LAND

Auch unser Untersuchungsgebiet, Andréés Land (Pl. 1), wird vom Kejser Franz Josephs Fjord und seinen Abzweigungen umschlossen. In Pl. 1 wurden die wichtigen geographischen Daten für Andréés Land auf einer Karte zusammengestellt.

Die Westgrenze bildet der Isfjord und der in denselben mündende Gerard de Geer Gletscher. Das Inlandeis umgibt Andréés Land in Norden. Gegen Osten wird es vom Nunatakletscher und dem Geologfjord abgeschlossen, während der Kejser Franz Josephs Fjord im Süden die Grenze bildet.

Grosse Täler schneiden tief in die Gebirge des Landes. Vom nördlichen Geologfjord läuft das Eremitdal ins Innere. Weiter südlich bildet das Morænedal einen Zugang zur Hochlandeiskappe von Mittel-Andréés Land. Mit breiter Mündung tritt Grejsdalen, von Norden kommend in den Kejser Franz Josephs Fjord, doch biegt es nach ca. 10 km im Inneren ab und zieht sich als imposantes Trog-Tal, von Zweitausendern flankiert nach Westen. Hinter dem Teufelsschloss, Ostgrönlands markantestem Berg, ergiesst sich, von Westen kommend, der Benjaminbach in die Eleonore Bay. Mit seinen zwei nördlichen Zuflüssen gliedert er die Gebirge von Süd-Andréés Land. Die Junctiondal Schlucht mündet nahe der Südspitze des Landes und schneidet gradlinig nach NW in unser Gebiet. Vom äusseren Isfjord kann man Rendalen ins Innere verfolgen. Mit seinen Nebentälern steht es über flache Wasserscheiden mit Grejsdalen in Verbindung. Ein anderer, niedriger Pass führt zur Mündung des Gemmedal in den Gerard de Geer Gletscher. Das Gemmedal hängt mit dem Eremitdalsystem zusammen.

Auffällig ist die morphologische Zweiteilung der Gebirge von Andréés Land. Im Südosten finden wir die von Canyons durchschnittenen Hochplateaus, denen flache Eiskappen aufsitzen. An diese Landschaft stösst mit deutlicher Geländeschwelle eine stark modellierte Gipfelflur, aus deren Karbecken Gletscherströme zu Tale fliessen. Über weite Strecken bildet eine Verwerfung die Trennungslinie.

Die Durchschnittshöhe der Plateaulandschaft fällt von S nach N von 1300 m auf 900—600 m, die der Gipfelflur von 2000 m auf 1800 m.

Eine andere Zweiteilung kann auf geologischer Grundlage durchgeführt werden, wobei geologische und morphologische Grenze jedoch nicht zusammenfallen. Geologisch unterteilen wir in das Kristallin des ZMK im Westen und die Sedimente der Eleonore-Bay-Formation und des Cambro-Ordoviciums im Osten. In der vorliegenden Arbeit werden wir die sedimentäre Zone von Ost-Andréas-Land eingehend behandeln.

Das Cambro-Ordovicium ist durch Fossilfunde vom Unter cambrium bis ins untere Ordovicium (Llandeilo) belegt.

Die liegende Eleonore-Bay-Formation weist keinerlei Diskordanzen und brauchbare Fossilien auf, so dass wir für die Unterteilung ganz auf lithologische Merkmale angewiesen sind (siehe Tabelle S. 16).

Direkt unter dem Cambrium liegen dolomitische und quarzitische Serien, die auch einen Horizont mit Na-Cl-Pseudomorphosen aufweisen. Sie gehen nach unten in tonig-quarzitische Gesteine über. Diese Serie bildet das Bindeglied zu den »Tilliten«, welche zwei Horizonte mit z. T. polierten Geschieben aufweisen (der glaziale Ursprung der »Tillite« ist nicht bewiesen.) Unter den Tilliten lassen sich drei weitere lithologische Einheiten ausscheiden. Zuerst die Kalk-Dolomit-Serie, dann die Bunte-Serie, eine Wechsellagerung intensiv gefärbter Gesteine, und zuunterst eine quarzitische Folge, welche in verschiedene Serien unterteilt wird. Die quarzitischen Serien (Quarzit-Serie, Eremitdal-Serie und Alpefjord-Serie) haben den grössten Anteil am Aufbau der über 14.000 m mächtigen Serie.

Das Kristallin des ZMK besteht in Andréas Land zur Hauptsache aus den hochmetamorphen, von Stoffzufuhr jedoch wenig beeinflussten Gneisen der Isfjord-Zone. Nur in Renbugten treten noch die tieferen Migmatite der Sylva Maria-Gruppe auf. Der Marginal-Granit entspricht in Andréas Land nicht ganz der von WEGMANN (1935) gegebenen Definition, doch bleiben genug Analogien, um den von WEGMANN eingeführten Namen beizubehalten.

Die Grenze zwischen Kristallin und Sedimenten folgt der Junctiondal Schlucht, biegt dann ins obere Benjamins Dal ab, schneidet durch Ødemarken und zieht sich über den Luciagletscher zum Blomsterbjerg. Auf dieser ganzen Strecke bildet ein Störungssystem die Grenze.

Vom Blomsterbjerg über das obere Grejsdalen, den Rødkam und das Snestormdal bis zum Nunatakletscher finden wir einen allmählichen Übergang von den Sedimenten ins Kristallin. Die Grenze wurde hier in Übereinkunft mit KATZ und HALLER dort gezogen, wo zum ersten Male Pegmatite und Granite in den metamorphen Serien auftreten.

Solche Granite finden wir am Nunatakletscher, im Snestormdal und westlich des Rødkam. Sie sitzen als Intrusivmassen in der Grenz-

zone und im Kristallin und verunmöglichen die Korrelation der sedimentären mit den kristallinen Serien. Im Grejsdalen hingegen tritt ein Granit als grössere Masse nur innerhalb der Sedimente (Quarzit Serie EBF) auf, seine Kontaktwirkung ist gering. Auch westlich dieses Granits finden sich noch unveränderte Schichten der Quarzit- und Eremitdal-Serie. Sie fallen steil nach E und gehen gegen W ohne grössere Granitzwischenschaltung in die Kristallingesteine der Isfjord Zone über.

An dieser Stelle können wir erkennen, dass stratigraphisch das Kristallin des ZMK tatsächlich der unteren Eleonore-Bay-Formation entspricht. Zwischen Eremitdal und Grejsdalen sind vor allem die untere Eremitdal- und obere Alpefjord-Serie (FRÄNKEL, 1951) am Aufbau des Kristallins beteiligt.

Die Gesteinsserien von Andréas Land wurden von caledonischen Bewegungen erfasst und verbogen, dabei erfuhren die tieferen Serien eine weitgehende Umwandlung.

WENK (1952) verwendet für die Beschreibung der Metamorphose in den tieferen Serien den Begriff »progressive Metamorphose«, wobei er betont, dass die Intensität der Metamorphose sowohl nach der Tiefe hin, als auch seitlich gegen den Metamorphiten Komplex hin zunimmt. WENK weist darauf hin, dass die intensiv durchbewegten pelitischen Serien den Charakter von dislokationsmetamorphen Gesteinen aufweisen, während die starren, quarzitären Serien mehr das Bild einer Kontaktmetamorphose bieten. Als Ursache der Kontaktmetamorphose wird die Ultrametamorphose in den tiefsten Serien (Sylva Maria Gruppe) angenommen, während magmatische Schmelzflüsse nur indirekte Wirkung ausübten.

WENK bezeichnet in Anlehnung an BACKLUND (1932) und WEGMANN (1935) die Metamorphose als synorogen. Besonders auffällig ist der Unterschied im Faltungsstil, wenn wir die tieferen metamorphen Serien mit den überlagernden Sedimenten vergleichen. Bei der Faltung wurden die mobilen Migmatite stärker bewegt, als die starren, schwachmetamorphen und unveränderten Verbände, dies führte zu einer disharmonischen Faltung grossen Stils, welche wir in der Einleitung zum tektonischen Teil der vorliegenden Arbeit näher diskutieren werden.

Andreas Land war seit jeher eines der meistdiskutierten Gebiete Ostgrönlands.

Bereits die Zweite deutsche Nordpolarfahrt unter KOLDEWEY (1874) brachte uns eine erste Kunde der Geologie der Teufelsschloss Gegend. Die Eleonore-Bay-Formation zusammen mit dem Devon wurden mit der Hekla Hoek Formation Spitzbergens verglichen. NATHORST (1900, 1901) taufte das Land. Er fand am Kap Weber Fossilien und stellte die ganze Eleonore-Bay-Formation samt ihren hangenden Verbänden ins Silur. Dieser Ansicht folgte auch NORDENSKIÖLD (1909).

Koch (1929a) erkannte auf seiner Schlittenreise im Geologfjord das präcambrische Alter der Serien und gliederte zum ersten Male das Paläozoikum am Kap Weber. Zur gleichen Zeit vermutete er einen Zusammenhang zwischen seiner präcambrischen Eleonore-Bay-Formation und den Kristallinserien und trat für ein kaledonisches Alter der Granite von Liverpool Land und Clavering Ø, ein.

Ihm traten Wordie (1930) und seine Mitarbeiter entgegen, die das gesamte Kristallin ins Archaikum stellten, wobei sie besonders auf die Verhältnisse an der Junctiondal Mündung hinwiesen.

Backlund (1932) diskutierte erneut die Beziehung zwischen Sedimenten und Kristallin und baute Koch's Idee aus, indem er das kaledonische Alter des ZMK beweisen konnte. Wiederum spielte die Junctiondal Mündung eine wichtige Rolle in der Argumentation. Poulsen (1930) vervollständigte die Stratigraphie des Paläozoikums am Kap Weber und entdeckte die Tillite im Tillite Canyon.

Teichert (1933) betonte eine Intensivierung der Faltung in Andréas Land im Gegensatz zum flachen Bau des Strindberg Landes. Am Nunatakgletscher fand er Granit. Nördlich des Tillite Canyon studierte er die obere Kalk-Dolomit Serie. Im Junctiondal sah er eine Aufschiebung der Eleonore-Bay-Formation auf das Archaikum.

Wegmann (1935) studierte das Kristallin im Isfjord und bei Renbugten. Auch gab er uns ein erstes Bild vom Bau von Andréas Land. Seine Arbeit ist eine Bestätigung und Erweiterung von Backlund's und Koch's Gedanken.

Ozell (1939) verglich das Kristallin vom Nunatakgletscher mit dem vom Isfjord. Die Verhältnisse an der Junctiondal-Mündung interpretierte er, wie Teichert als Aufschiebung der Sedimente auf das Kristallin.

Bütler (1948a) zeichnete die ersten Profile durch Ost-Andréas Land und erkannte neue tektonische Elemente im Norden.

Huber (1950) gab uns eine wertvolle petrographische Ergänzung zu Wegmann's Arbeit. Er besuchte den Geologfjord, die Mündung des Junctiondals und Renbugten. Seine Arbeit ergab eine neue Bestätigung der Ansicht von Koch, Backlund und Wegmann.

Der Verfasser wurde mit der Kartierung des sedimentären Teils von Andréas Land beauftragt. Wir werden im Folgenden genauer auf die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse östlich der Kristallingrenze eingehen.

STRATIGRAPHIE

Nur die obersten 2.000 m der über 14.000 m mächtigen Geosynklynalserie von Ostgrönland lassen sich paläontologisch gliedern. Da keine Diskordanzen auftreten, sind wir für den gesamten, tieferen Komplex auf lithologische Unterteilungen angewiesen. Folgendes Schema zeigt die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Bezeichnungen und ihre Altersstellung.

PALAEOZOIKUM	ORDOVICIUM	Canadian	CAMBRO — ORDOVICIUM	Narhval-Sound-Formation
				Cape-Weber-Formation
	CAMBRIUM	Potsdamian		Cass-Fjord-Formation
		Acadian		Dolomite-Point-Formation
ALGONKIU + ? UNTERCAMBRIUM	GROENLANDIUM	Georgian	ELEANORE-BAY-FORMATION	Hyolithus-Creek-Formation
				Ella-Island-Formation
				Bastion Formation
				Sandstein-Serie
				Spiral-Creek-Serie
				Canyon-Serie
				Tillit-Serie
				Kalk-Dolomit-Serie
				Bunte-Serie
				Quarzit-Serie
				Eremitdal-Serie
				Alpefjord-Serie
				»Basis-Serie« (metamorph) Untergrenze unbekannt

Die Eleonore-Bay-Formation.

Der Begriff der Eleonore-Bay-Formation wurde von KOCH (1929b) geschaffen, als es ihm gelang, die von WORDIE »Franz Josef Beds« genannte Gesteinsfolge in mehrere paläozoische Schichtgruppen (Formationen) und in eine präcambrische Formation (die EBF) zu unterteilen.

Die Typlokalität der EBF ist die Eleonore Bay, eine Bucht des Keiser Franz Josephs Fjords zwischen dem Teufelsschloss und dem Grejsdalen in Andréas Land.

Die Obergrenze der EBF zog KOCH an der Basis seiner untercambrischen Bastion-Formation. POULSEN (1930) rechnete alle Serien im Hangenden der Tillite zum Cambrium und beschränkte die EBF auf die Schichtfolge unter der Tillit-Serie. Wir werden in der vorliegenden Arbeit die Obergrenze der EBF im Sinne der KOCH'schen Definition an der Basis der fossilführenden Bastion-Formation ziehen. POULSEN legt in seiner jüngsten Arbeit (1951) die Grenze Präcambrium/Cambrium ebenfalls unter die Bastion-Formation.

Weder KOCH noch POULSEN definierten die Untergrenze der EBF. Wie der Verfasser (1951) zeigen konnte, finden sich auch in den tiefsten, uns bis heute bekannten, nicht metamorphen Serien der ostgrönländischen Geosynklinale keinerlei Diskordanzen, welche eine Abtrennung der Eleonore-Bay-Formation von einer älteren Formation erlauben würden.

Die noch tieferen Serien wurden durch Umkristallisation und Stoffzufuhr dermassen umgewandelt, dass wir darin alte Diskordanzflächen kaum erkennen können.

Einzig die Verhältnisse in Nordgrönland halfen uns, für unser Gebiet Vermutungen aufzustellen. In Nordgrönland transgrediert die Thule Formation, welche der EBF entspricht, über einen peneplainisierten Gneisssockel, über dessen Alter nichts bekannt ist. Für Ostgrönland vermuten wir ähnliche Verhältnisse.

Zwischen den tiefsten, unmetamorphen Horizonten der EBF im Alpefjord und der vermuteten Transgressionsfläche liegt eine zur EBF gehörende Gesteinsfolge, über deren Mächtigkeit und Lithologie wir nichts wissen. HALLER (1953) gebraucht für dieses tiefste Glied der EBF die Bezeichnung »Basis-Serie«, ein Ausdruck, den wir im Folgenden ebenfalls verwenden werden.

Die Eleonore-Bay-Formation umfasst folglich alle Gesteinsserien zwischen der untercambrischen Bastion-Formation und einer vermuteten, heute noch unbekannten Diskordanzfläche.

KATZ lässt die Untergrenze der Eleonore-Bay-Formation mit der Lage der kristallinen Umwandlungsfront zusammenfallen. Da diese Front diskordant durch die Serien schneidet, erhält KATZ einen von Ort zu Ort schwankenden Mächtigkeitswert für die EBF.

Im Folgenden sollen die verschiedenen Glieder der EBF eingehender behandelt werden, vor allem werden wir die normalen Profile der einzelnen Schichtverbände beschreiben. Daneben werden wir auch auf jene Vorkommen des gleichen Schichtverbandes eingehen, welche in der Übergangszone von den Sedimenten in die metamorphen Serien der Isfjord-Zone liegen. Da die Metamorphosefront diskordant durch die Serien schneidet, kommen ständig neue Schichtverbände in diese Übergangszone (vgl. S. 146), z. B. in Nord-Andrées Land die Eremitdal-Serie, am Blomsterbjerg die obere Quarzit-Serie und im Junctiondal die Bunte-Serie.

Der untere Teil der EBF (von unten nach oben: Alpefjord-Serie, Eremitdal-Serie und Quarzit-Serie) ist eine ca. 9.000 m mächtige Folge von überwiegend klastischem Material. Darüber folgen die mehr tonigen und kalkigen Gesteine der Bunten-Serie und der Kalk-Dolomit-Serie.

Wir werden nun verschiedene Profile aus diesen Serien beschreiben. Bei der Benennung der Gesteine wenden wir, da wir uns fast ausschliesslich auf Beschreibungen im Gelände stützen, »Quarzit« als Bezeichnung für Gesteine mit überwiegendem Quarzgehalt an, deren Quarzkörner makroskopisch nicht mehr von Zement unterschieden werden können. Über eine etwaige Metamorphose ist damit nichts ausgesagt. KATZ (1952) gebraucht für die gleichen Gesteine oft die Ausdrücke Quarzsandstein und Sandstein.

Ein weiteres Problem der Nomenklatur bildet die oft schiefrige Textur der Gesteine. Vor allem die tonigen Gesteine, teilweise aber auch die Quarzite weisen eine deutliche Feinschichtung auf. Druck und Bewegung führten oft zu einer Schieferung der Gesteine, wobei die Schieferungsebene und die Schichtfläche zusammenfallen. Wenn wir im Folgenden die Ausdrücke »schiefrig« und »Schiefer« verwenden, so geschieht dies im oben erläuterten Sinn.

Die Basis-Serie.

Die tiefsten, nichtmetamorphen Gesteine der EBF wurden im Alpefjord gefunden. Dort geht die Alpefjord-Serie nach unten in eine Kristallserie über. Für diese, ehemals zu den EBF-Sedimenten gehörende Serie brauchen wir den Namen Basis-Serie.

In Andrées Land ist die Basis-Serie nicht aufgeschlossen. Das einzige, dem Verfasser bekannte Vorkommen dieser Serie findet sich im Gebiete des Furesø (Nathorsts Land).

Die Alpefjord-Serie 5500 m.

Wie wir schon früher zeigen konnten (1951) besteht die Alpefjord-Serie aus einer mächtigen Folge von Quarziten, tonigen Quarziten und

Tonschiefern. Knauerige Linsen von Dolomit treten ab und zu in den Quarziten auf. Eine 150 m mächtige Schichtgruppe von Kalken und Tonschiefern schliesst die Alpefjord-Serie nach oben ab.

Im Gegensatz zum Profil vom Alpefjord tritt in Andréas-Land die Alpefjord-Serie nur in hochmetamorpher Form in der Gegend von Renbugten und am Gerard de Geer Gletscher auf. Fraglich sind Vorkommen im inneren Eremitdal und im Kern einer nach N aufsteigenden Antiklinale am Nunatakletscher.

Die Eremitdal-Serie 1200—1500 m.

Die Entwicklung der Geologie in Ostgrönland brachte es mit sich, dass anfänglich vor allem die in den leicht zugänglichen Fjordwänden anstehenden Serien in stratigraphische Systeme eingeordnet wurden.

Bei der Eleonore-Bay-Formation wurde eine Nummerierung der Schichtverbände gebräuchlich, wobei die tiefste Serie mit Nr. 1 versehen wurde.

Der Verfasser fand im Herbst 1948 im inneren Eremitdal Verbände der Eleonore-Bay-Formation, die älter waren als die tiefsten, bisher von der Nummerierung erfassten Schichtgruppen. Um die bereits gebräuchliche Einteilung der Eleonore-Bay-Formation in nummerierte Schichtgruppen nicht ändern zu müssen, wurde zusammen mit KATZ beschlossen, alle Serien, die älter als Schichtgruppe 1 der EBF seien, mit den Namen der Typlokalität zu bezeichnen (Eremitdal-Serie, Alpefjord-Serie).

Die Eremitdal-Serie wurde im Verlauf der Untersuchungen ausser im Eremitdal noch am Nunatakletscher und im inneren Grejsdalen gefunden. Im Felde ist sie durch starke Schuttbildung gekennzeichnet. Sie wittert mit Ausnahme der Basispartie dunkelolivfarben an und hebt sich deutlich von den hellgrauen Steilwänden des hangenden Schichtverbandes 1 ab.

In einer früheren Arbeit hat der Verfasser gezeigt, dass im Alpefjord tonige und kieselige Kalke das Liegende der Eremitdal-Serie bilden. Diese Schichten kennen wir in Andréas Land nur in metamorpher Form.

Die untere Eremitdal-Serie, wie sie am Nunatakletscher ansteht, besteht aus bankigen, graugelben Quarziten. Darüber findet sich eine mächtige Folge von schiefrigen Phylliten, die teilweise rostig anwittern und von bankigen, tonigen Quarziten. In den ersteren finden sich Linsen von Quarz, die Granat und Aktinolith führen, in den Quarzitbänken fällt eine deutliche Kreuzschichtung auf.

Im Hangenden finden wir bankige, blaugraue Quarzite, die eine gute Feinschichtung aufweisen, wobei helle, mehr grobkörnige Lagen mit dunkelgrauen, eher feinkörnigen Lagen alternieren. Die Schichtflächen zeigen häufig Rippelmarken.

Diese Quarzite werden von feinplattigen bis schiefrigen, tonigen Quarziten überlagert, welche Bänke von hellem, braun getüpfeltem Quarzit führen.

In ihrem Hangenden stellen wir einen dunkelgrauen, harten Quarzit fest, der olivgrün anwittert. In ihm finden sich knauringe Linsen von grobkristallinem, hartem Dolomit, der mattbraun anwittert.

Die Grenzpartie gegen Schichtverband 1 besteht aus alternierenden, bankigen und schiefrigen Quarziten, die intensiv rostig anwittern. In kleinen Linsen finden sich auch hier dolomitische Gesteine, die mattbraun anwittern.

Die Quarzit-Serie.

Mit der Besprechung der Quarzit-Serie gelangen wir in die schon oft behandelte Eleonore-Bay-Formation der älteren Autoren. Bereits KOCH (1929a), KULLING (1930) und TEICHERT (1933) haben diese Serie gegliedert. Sie bauten dabei auf verschiedene, schon von weitem leicht trennbare Leithorizonte (siehe Fig. 2). Der Verfasser folgt im allgemeinen der Einteilung von TEICHERT, versucht aber durch die Beschreibung einiger aufgenommenen Profile etwas genauer auf die Stratigraphie einzugehen.

Bankige Quarzite, Quarzitschiefer und Tonlagen bauen die Quarzit-Serie auf. Sie umfasst die Schichtverbände 1—6 (Sch. 1—6) der EBF. Wir unterteilen sie in eine untere Quarzit-Serie (UQS) mit Sch. 1—3 und eine obere Quarzit-Serie mit Sch. 4—6.

Die untere Quarzit-Serie.

Schichtverband 1, 800 m.

Dieser Schichtverband nimmt in unserem Untersuchungsgebiet weite Areale ein. Er baut den Alpebjerg hinter dem Teufelsschloss auf und zieht sich von dort über das Grejsdalen zum Eremitdal, wo er sowohl in der Schlucht westlich des Mündungsdeltas als auch als Muldenkern bei P 310 im inneren Tal ansteht. Südlich des Nunatakglatschers erreicht Sch. 1 den Geologfjord. Ein isoliertes Vorkommen findet sich im Kern einer Antiklinale am Ostfuss des Agardhs Bjerg.

Am Alpebjerg fällt eine allgemeine, rötliche Anwitterung des gebänderten Schichtverbandes 1 auf. Diese Verfärbung stammt aus dem hangenden Schichtverband 2, dessen Verwitterungsprodukte entlang einer Störungsfläche, die heute eine Steilwand bildet, in die tieferen Serien gelangen konnten. Die Bänderung ist auf eine Wechsellagerung bankiger und feinschichtiger Quarzite zurückzuführen.

Im Grejsdalen kann W P 2054 Sch. 1 wie folgt unterteilt werden:
Rostiges Band der obersten Eremitdal-Serie, darüber folgen

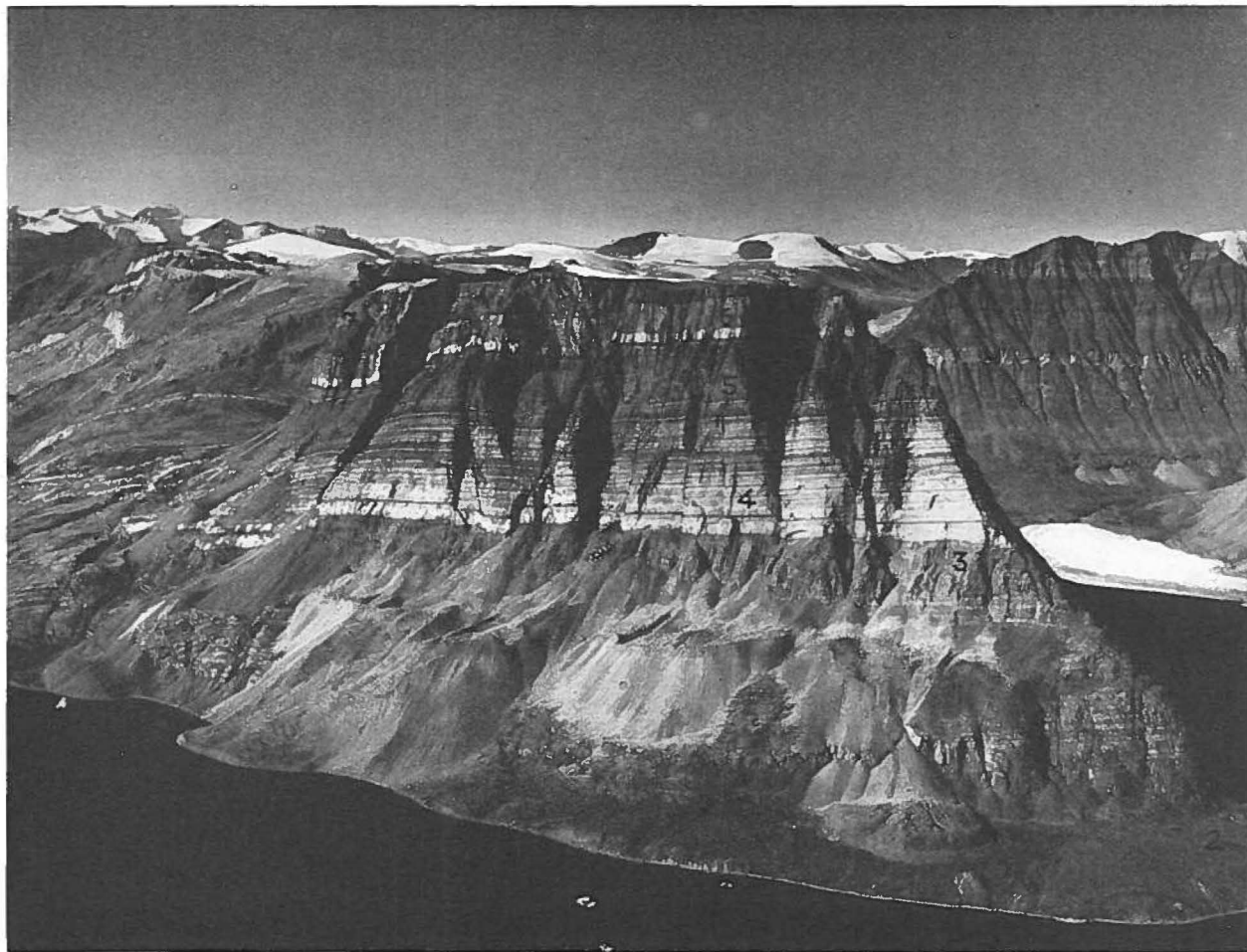


Fig. 2. Das Teufelsschloss (1340 m) von SE.
Rechts die Mündung des Benjamins Dal, im Hintergrund das Hochplateau von Taagehjem und der Buddingbjerg (Mitte).
2-7: Schichtverbände der Eleonore-Bay-Formation.

- 20 m Heller, bankiger Quarzit.
- 60 m Dunkle, schiefrige, tonige Quarzite.
- 20 m Heller, bankiger Quarzit.
- 500 m Grobbankige, graue Quarzite mit deutlicher Kreuzschichtung und graue, braun getupfte Quarzite. Die allgemeine, rostige Anwitterung dieser Partie ist in den oberen Lagen dunkler als in den unteren Partien.
- 30 m Bankige grauweiße Quarzite.
- 40 m Schiefrige Quarzite, olivgrün anwitternd.
- 30 m Bankige, grauweiße Quarzite.
- 100 m Rostig anwitternde, tonige Quarzitschiefer.

Im Eremitdal fällt gegenüber dem Grejsdalenprofil eine zunehmend bankige Ausbildung der schiefrigen Partien des Schichtverbandes 1 auf.

Vergleichen wir das oben beschriebene Profil mit den Angaben von KATZ (1952) aus dem Geologfjord, so fällt eine Zunahme der tonigen, schiefrigen Partien im Grejsdalen auf. Doch haben wir bereits die weit bankigere Ausbildung des Schichtverbandes 1 im Eremitdal erwähnt. Trotz gewisser Unterschiede lassen sich Geologfjordprofil (KATZ) und Grejsdalenprofil gut vergleichen.

Am Ostfuss des Agardhs Bjerg wurde im Geologfjord ein Detailprofil der Obergrenze von Sch. 1 aufgenommen:

- Wechsellagerung rostig anwitternder Quarzitlagen mit schwarzen, leicht tonigen Quarzitschiefern.
- 50 cm Intensiv rostig anwitterndes Quarzitdoppelband, durch eine dünne Tonschieferlage getrennt.
- 70 cm Graugrüne Quarzitschiefer, nach oben rasch in Pelitschiefer übergehend. Beide wittern rostig an.
- 5 cm Boudinageartige Lage von Quarzlinsen.
- drüber: Weiße, bankige Quarzite mit hellgrüner Verfärbung an den Schichtfugen. Wir stellen sie bereits in den Schichtverband 2.

In Süd-Andréas Land ist ebenfalls das Auftreten rostiger Schiefer unter einer grünweißen Quarzitbank (Sch. 2) typisch für die Obergrenze des Schichtverbandes 1, nur finden wir die grünweißen Quarzite, mit nach unten abnehmender Mächtigkeit auch noch als Lagen in die Schiefer eingestreut.

Die Untergrenze des Schichtverbandes 1 fällt im Felde morphologisch schon von weitem auf. Sch. 1 bildet steile Felswände über den mehr flachen, verschutteten Hängen der Eremitdal Serie.

Schichtverband 2, 220—240 m.

Schichtverband 2 ist der unterste, schon von weitem mit Sicherheit erkennbare Horizont der Eleonore-Bay-Formation. Sowohl in Süd-Andréas Land, als auch im Norden fällt er durch seine rosafarbene Anwitterung auf.

Schichtverband 2 findet sich an der Basis des Teufelsschlosses, bildet das Gipfelplateau des Alpebjerg und kann von dort nach W bis ins Blaabærdal verfolgt werden. Im Grejsdalen steht Sch. 2 am P 1944 an und bildet weiter östlich einen Riegel im Talboden. Als Muldenkern findet sich dieser Verband am Rødkam. Am Agardhs Bjerg tritt er im Kern einer Antiklinale auf. Im Eremitdal steht er steil und zieht sich von dort nach N zum Geologfjord, den er nördlich des Dukkegletschers erreicht.

Schichtverband 2 tritt uns im Andréas Land in zwei verschiedenen Ausbildungen entgegen.

Die südliche Facies lässt sich in der Gegend des Teufelsschlosses gut unterteilen. Folgendes Profil wurde aufgenommen:

- Rostiger Schiefer und graugrüne Quarzite von Sch. 1.
- 5 m Weisse, bankige Quarzite, an den Schichtfugen leicht grünlich verfärbt. Schlechtgerundete Quarzkörner (d: 0,5—1,2 mm), die undulös auslöschten, bilden die Hauptmasse des Gesteins. Die Packung der Körner ist sehr dicht, doch beobachtet man, dass häufig feine Säume von Mörtelquarz und Glimmerschuppen die Körner umgeben.
- 165 m Wechsellagerung von grobbankigen (1—2 m pro Bank) und feinbankigen (10—20 cm), weinroten und grünen Quarziten. Sie sind durchwegs ausgezeichnet kreuzgeschichtet. Typisch für diese Serie ist eine leicht rostrote Anwitterung.
- 50 m Hellgelber bis rosaweißer, grobbankiger, harter Quarzit. Er wittert rosafarben an.

Am Blaabærdal—Westhang kann die untere Partie von Sch. 2 von Sch. 1 von weitem nicht unterschieden werden. Die obere, rosafarbene anwitternde Partie tritt noch sehr deutlich hervor.

Die nördliche Facies im Eremitdal und am Dukkegletscher erlaubt keine Unterteilung. Schichtverband 2 bietet uns hier eine einheitliche Folge körniger, grauweißer, rosaweißer und grünlicher Quarzite. Vor allem in den oberen Partien treten Rippelmarken und Kreuzschichtung häufig auf. Ebenfalls in den höheren Lagen von Sch. 2 fallen Horizonte eines rein weissen, zuckerkörnigen Quarzits auf, dessen Körner nur lose im Gesteinsverband liegen.

Typisch für die Untergrenze ist auch hier eine Basisbank von weissem Quarzit mit grün verfärbten Schichtfugen.

Diese nördliche Facies von Sch. 2 ist bereits aus grosser Distanz erkennbar. Eine intensiv rosafarbene Anwitterung, die ab und zu ins Grünliche spielt, ist charakteristisch. Die Wahrscheinlichkeit ist gross, dass die Farbintensivierung auf die ausklingende Wirkung einer Metamorphose zurückzuführen ist. Die Aufnahmen von KATZ (1952) aus dem Geologfjord stimmen weitgehend mit der Ausbildung unserer nördlichen Facies überein.

Morphologisch schliesst sich Schichtverband 2 dem Liegenden an, er bildet Steilwände und zackige Gräbe, in Talböden auch Schwellen.

Schichtverband 3, 500 m.

Deutlich hebt sich dieser mächtige Schichtverband durch seine dunkle Färbung vom Hangenden und Liegenden ab. Von Ferne lässt sich eine hell gestreifte Mittelpartie zwischen zwei dunklen Serien unterscheiden.

In den Steilwänden fällt Schichtverband 3 meist durch sein von vielen Runsen geschaffenes Relief auf, in flachen Gebieten ist er stark verschuttet.

Schichtverband 3 findet sich am Teufelsschloss und zieht sich von dort durchs Blaabærdal, bildet weiter im Norden die Berggipfel über dem jüngeren Grejsdalen Granit und tritt uns am Geologfjord beidseitig der Eremitdalmündung entgegen. Auch steht er im Typprofil der Eleonore Bay an und kann von dort bis ins Grejsdalen nach N verfolgt werden. Schichtverband 3 bildet in etwas unruhiger Lagerung den Hauptteil der Agardhs Bjerg Ostwand.

Vergleichsweise sollen hier zwei Profile, eines aus dem inneren Geologfjord, das andere vom Teufelsschloss behandelt werden.

Geologfjord:

Von unten nach oben kann folgendes Profil längs der Küste S Eremitdal aufgenommen werden.

Gelbrosa, grobbankige Quarzite von Sch. 2.

- 50 m Wechsellagerung von grünen, bankigen Quarziten mit leicht-metamorphen, sericitischen, hellgrünen Schiefern, die Linsen von weissem, braun getupftem Quarzit führen. Eine Tupfen-quarzitlage bildet das direkte Hangende von Sch. 2.

Tupfenquarzit Basis 3:

Gut gerundete bis kantengerundete Quarzkörner (d : 0.2—0.4 mm) undulös auslöschend, sowie einige Mikroklin- und Plagioklaskörner treten in sehr dichter Packung auf. Der Zement besteht aus feinstem Glimmermaterial und Mörtelquarz.

Die Tüpfelung des Gesteins wird durch Nester von rostig anwitternden Carbonatkristallen (vermutlich Siderit) bedingt.

Linsenartig treten Einlagerungen (7 mm lang, 2 mm hoch) eines Gemisches von feinen Sericitschuppen und kleinsten, eckigen Quarzkörnern auf

- 70 m Grünscharze Sericitschiefer, die noch deutlich Spuren einer Metamorphose zeigen:

Feinstes Sericitgefüge mit eingelagerten, eckigen Quarzkörnern (d: ca 0.02 mm) und einigen Muskovit- und Biotitkomponenten. Das Gestein ist durch ein Erz (?Fe aus Biotit) dunkel pigmentiert.

- 240 m Die sog. Bänderzone. In die Sericitschiefer des Liegenden schalten sich helle, massige Bänder ein, deren Mächtigkeit zwischen 1 m und 7 m variiert. Das neue Gestein ist ein bräunlicher, hellgrau anwitternder Tuffenquarzit (siehe oben), der gute Kreuzschichtung aufweist.

Die Tuffenquarzitbänder herrschen im unteren Teil der 240 m mächtigen Zone vor, gegen oben werden sie seltener und hören schliesslich ganz auf.

- 140 m Eine Serie dunkelgrauer, rostig anwitternder Quarzite. Anfänglich finden sich noch Lagen von Quarzitschiefern eingeschaltet, doch stösst man auf ca. 70 m grobbankige Quarzite. Gegen oben schalten sich wieder Schiefer in die Quarzite ein, letzere treten bald ganz zurück. Eine Wechsellagerung hellgrüner, sericitischer Schiefer und dunkler, plattiger Quarzite schliesst Sch. 3 nach oben ab.

Die obersten, plattigen Quarzite zeigen u. d. M. folgendes Bild:

Innerhalb der ca. 5 cm dicken Platten nimmt die Quarzkorngrösse von unten nach oben kontinuierlich ab. Einschaltungen von Lagen, welche eine Ansammlung von Glimmermaterial aufweisen, bedingen die Bänderung des Gesteins.

Eine ganz analoge Unterteilung von Schichtverband 3 führte KATZ (1952) im Strindbergs Land durch. Er unterteilt in:

Basis-Zone.....	50 m
Untere Schiefer-Zone....	70 m
Bänder-Zone.....	200—250 m
Obere Schiefer-Zone.....	100 m

Einzig seine »Obere Schiefer-Zone« stimmt nicht ganz mit unserem Profil überein, denn bei uns treten grosse Partien grobbankiger Quarzite

auf, auch ist diese Zone in Andréas Land mächtiger (140 m). Hingegen zeigt das Profil vom Teufelsschloss (siehe unten) auch in dieser obersten Unterabteilung des Schichtverbandes 3 grosse Anklänge an die Beschreibung von KATZ.

Teufelsschloss:

Hier treffen wir von unten nach oben folgende Gesteine:

- Gelbrosa, grobbankige Quarzite von Sch. 2.
- 60 m Olivgrüne, bankige Quarzite, mit häufigen Lagen eines hellen, stark kreuzgeschichteten Quarzits.
- 80 m Schiefer mit Linsen von kreuzgeschichtetem Tüpfelquarzit.
- 200 m Bänderzone. Wenn man von den oben erwähnten Metamorphoseerscheinungen absieht, sind die Gesteine dieser Zone im Geologfjord und am Teufelsschloss die gleichen. Hingegen zeigen sich im inneren Aufbau der Bänderzone grosse Unterschiede. Hier im Süden dominieren die Tupfenquarzite, in der mittleren Partie, sie werden auch mächtiger als im Norden, doch treten sie an Zahl gegenüber dem oben geschilderten Profil zurück. Die Gesteine der feinplattigen bis schiefrigen Partien zwischen den Tupfenquarzitbändern zeigen u.d.M. folgendes Bild:
 - Feine Lagen dichtgepackter, eckiger Quarzkörner (d: ca. 0.1 mm), vermischt mit Glimmerschuppen in Wechselagerung mit Lagen, welche überwiegend Glimmermaterial führen.
- 160 m Eine stark tonige, schiefrige Partie bildet den oberen Teil des Schichtverbandes 3.

Der mächtige, weitgehend feinschichtige Schichtverband 3 verhält sich gegenüber tektonischer Beanspruchung jeder Art äusserst plastisch. So schert er z. B. im Norden über Sch. 2 ab und bildet die Grundlage für eine disharmonische Faltung grossen Stils. Aber auch das Verhalten gegenüber Brüchen macht Sch. 3 zu einem tektonisch bedeutungsvollen Horizont, da die meisten Verstellungen, die in den starren Partien des Hangenden noch gut erkannt werden können, im Schichtverband 3 ausheilen und das Liegende nicht erreichen.

Die obere Quarzit Serie.

Schichtverbände 4 und 5, zusammen 500 m.

Da diese beiden Glieder der OQS einem einzigen Sedimentationszyklus angehören und die jeweilige Grenzziehung von Ort zu Ort willkürlich vorgenommen werden muss, ist eine gemeinsame Behandlung berechtigt.

Im Felde tritt an der Basis von Sch. 4 eine weisse, massige Doppelbank immer deutlich gegenüber den dunklen Schiefern von Sch. 3 hervor. Die Basisbank überlagern alternierende, helle Quarzitbänke und grünliche Quarzitschiefer. Diese Folge fällt durch ihre Streifung auf. Gegen oben nimmt die Mächtigkeit der Bänke ab, die Schieferpartien werden mächtiger, ihre Farbe wechselt von grün zu rot.

Die Grenze gegen Sch. 5 wurde jeweils bei der obersten Quarzitbank gezogen. Schichtverband 5 stellt eine Folge von roten, schiefrigen Glimmerquarziten dar, die in den obersten 25 m wieder eine graugrüne Färbung annehmen.

Die Gesamtmächtigkeit der Schichtverbände 4 und 5 beträgt 500 m, von denen je nach Ort 120—150 m auf Sch. 5 entfallen. Das weisse Quarzitdoppelband der Basis von Sch. 4 ist 80—100 m mächtig. Die Schichtverbände 4 und 5 treffen wir in der Mittelpartie des Teufelsschlusses, auch stehen sie im Sattel westlich dieses Berges an. Zusammen bilden sie die Gipfelpartie und Westflanke der Bergkette zwischen Lucia- und Blaabærdal. Als Muldenkern finden wir die beiden Schichtverbände in den durch Eis isolierten Bergspitzen N Blaabærdal. Am Agardhs Bjerg bauen sie den Gipfel und die Plateauregion westlich des Berges auf, von dort ziehen sie sich über die Eremitdalmündung und streichen S Dukkegletscher in den Geologfjord. Wir finden sowohl Sch. 4 als auch Sch. 5 in der Eleonore Bay und in gleicher Lagerung im Grejsdalen, von wo sie sich gegen P 1851 verfolgen lassen. Am untern Endeløs-Gletscher finden sich vereinzelt tektonisch sehr komplizierte Vorkommen dieser Schichtverbände.

Zusammenhängende Profilaufnahmen der Schichtverbände 4 und 5 fehlen uns, wir verweisen dafür auf die Arbeit von KATZ (1952).

Auf Bewegung reagieren die harten Schichten dieser Verbände durch Bruchbildung, die weichen durch Faltung, wie wir dies am Agardhs Bjerg und, ausserhalb unseres Gebietes, in der Blomsterbugt beobachten konnten.

Schichtverband 6, 120—140 m.

Im Felde bietet der Schichtverband 6 das Bild einer weinroten, bankigen Mittelpartie mit einer mächtigen, hellen Basisbank und einer ebenfalls hellen, doch geringmächtigen Dachpartie. Sch. 6 bildet Steilwände und tritt so oft aus den eher verschütteten, weichen Partien von Sch. 5 und des hangenden Schichtverbandes 7 heraus.

Schichtverband 6 bildet die auffällige Steilwand in der oberen Partie des Teufelsschlusses, auch tritt er im Kern einer Wölbung westlich dieses Berges an der Küste auf. Ein kleines Vorkommen findet sich bei Hvidevæggen. Im Luciadal bildet Sch. 6 die westliche Talflanke. Von der Eleonore Bay kann Sch. 6 ins Grejsdalen, und darüber hinaus zum Siestapasset und Søplateauet verfolgt werden. Die helle Basisbank sitzt auch

im Kern einer Mulde S der Eremitdalmündung, als Kern einer Antiklinale hingegen ist Sch. 6 im Tälchen E Sadelen aufgeschlossen.

Oestlich Hvidevæggen, am Kejser Franz Josefs Fjord konnte folgendes Profil aufgenommen werden.

Grüne Glimmerquarzitschiefer von Sch. 5.

20 m Weisser, grobbankiger Quarzit, leicht grün an den Schichtfugen.

Leicht verzahnte, meist längliche Quarzkörner (d: ca. 0,5 mm), undulös auslöschend. Strichweise tritt Anhäufung von gemörteltem Quarz auf.

1 m Graugrüne, tonige Quarzitschiefer mit Tönhäuten auf den Schichtflächen.

3 m Weisser, grobbankiger Quarzit.

1 m Graugrüne, tonige Quarzitschiefer.

3 m Weisser, grobbankiger Quarzit.

1 m Graugrüne, tonige Quarzitschiefer.

20 m Weisser, grobbankiger Quarzit mit Grünfärbung an den Schichtfugen.

(Die eben beschriebene Serie bildet das helle Basisband von Schichtverband 6).

80 m Plattige und bankige, weinrot anwitternde Quarzite mit Rippelmarken, in die sich ab und zu Bänke von gelbweissem Quarzit eingeschaltet finden.

Das weinrote Gestein zeigt u. d. M. folgendes Bild:

Gutgerundete bis kantengerundete Quarzkörner (d: 0,5—0,8 mm) in einer Grundmasse, die aus einem feinen Geribsel von Sericit und Quarz besteht, welches stark hämatitisch bestäubt ist.

10 m Dachbank. Helle Quarzite mit roten und grünen Schlieren, sie weisen ausgezeichnete Kreuzschichtung auf. In den obersten Partien finden sich brecciöse Einstreuungen von schiefrigen Quarziten.

Der Quarzit der Dachbank zeigt im Dünnschliff folgendes Bild:

Gerundete Quarzkörner (d: 0,6—0,8 mm), manchmal leicht verzahnt, meist aber umsäumt von einem Gefilze von Sericitschuppen und Mörtelquarz.

Beim Vergleichen dieses Profils mit demjenigen von KATZ (1952) aus dem Strindbergs Land fällt sofort die übereinstimmende Grobunterteilung auf:

Hellquarzitische Basisbank	KATZ 42 m	FRÄNKEL 49 m
Rötl. Quarzite der Mittelpartie . .	65 m	80 m
Hellquarzitische Dachbank	15 m	10 m.

Unterschiedliche Ausbildung weist vor allem die Basisbank auf, welche bei KATZ sehr einheitlich ist, die bei uns jedoch durch schiefrige Lagen unterteilt wird. In der Mittelpartie scheinen bei uns Bänke von gelblichem Quarzit häufiger zu sein als im Strindbergssland.

Schichtverband 6 mit seinen massigen Quarziten verhält sich gegen Bewegungen sehr spröde und reagiert meist mit Bruchbildung auf tektonische Vorgänge.

Mit Schichtverband 6 befinden wir uns an der Obergrenze der mächtigen, klastischen Sedimentserie, die den grösseren Teil der Schichtfolge in der ostgrönländischen Geosynklinale ausmacht. In Fig. 2 wurde das Teufelsschloss mit seinem ausgezeichneten Profil der oberen und teilweise auch der unteren Quarzit-Serie abgebildet. Verschiedentlich wurden von früheren Autoren Schichtverbände der OQS, wegen ihres Reichtums an farbig deutlich hervortretenden Horizonten in die Bunte Serie gestellt. TEICHERT (1933) zog die Grenze zwischen Quarzit-Serie und Bunter Serie unterhalb der Basis von Sch. 4, KOCH (1929a) und WEGMANN (1935) wählten das auffällige Basisband von Sch. 6 als Untergrenze für die Bunte Serie. Wir ziehen die Grenze oberhalb der Dachbank von Sch. 6, da wir sie mit der Grenze zwischen vorwiegend mechanischer und vorwiegend chemischer Sedimentation zusammenfallen lassen wollen.

Die Bunte Serie.

Dieser auffälligste Abschnitt der praedevonischen Sedimente in Ostgrönland zog seit jeher das Interesse der Geologen auf sich. Bereits die zweite Deutsche Nordpolarfahrt unter KOLDEWEY (1874) brachte ein kleines Profil aus dieser Serie zurück. NATHORST (1900) taufte einen ganzen Meeresarm Geologfjord in Bewunderung für das instruktive Faltenbild, welches ihm die Bunte Serie dort bot. KOCH (1929a), KULLING (1930) und TEICHERT (1933) beschäftigten sich mit der Stratigraphie, die in neuester Zeit von KATZ (1952) im Geologfjord sowohl lithologisch, wie auch im Bezug auf die Mächtigkeiten präzisiert wurde. Da diese Untersuchungen auch für Andréas Land gelten, wird der Verfasser nur allgemein orientierend auf die Bunte Serie eingehen und nur einige Profile aus Süd-Andréas Land genauer behandeln, welche eine etwas andere Ausbildung zeigen.

Im Vergleich zur QS tritt, in der Buntten Serie die klastische Sedimentation zurück. Sie setzt sich aus einer rasch wechselnden Folge toniger, dolomitischer und kalkiger Ablagerungen zusammen, in die sich

klastisch quarzitische Lagen eingeschaltet finden. Die intensive Färbung der Gesteine mit ihrem Rot, Grün, Gelb, Weiss und Grau führte zum Namen der Serie.

Sie umfasst die Schichtverbände 7—13 (Sch. 7—13). Wir trennen eine untere Bunte Serie mit Sch. 7—10 von einer oberen Bunten Serie mit Sch. 11—13 ab.

Auch im Folgenden werden wir die Ausdrücke »schiefrig« und »Schiefer« verwenden. Wiederum muss betont werden, dass die Schieferung durch die Feinschichtung der Sedimente bedingt ist und dass Schieferungsebene und Schichtfläche zusammenfallen.

Die untere Bunte Serie (Sch. 7—10).

Schichtverband 7, 210—250 m.

Schichtverband 7 fällt im Geologfjord durch seine intensiv weinrote Färbung auf, einzig im unteren Drittel kann schon von weitem ein grünes Band beobachtet werden. Bei näherer Betrachtung zeigt sich jedoch, dass eine ständige Wechsellagerung roter und grüner, teils dolomitischer, teils kalkiger Tone den plattigen Schichtverband 7 aufbauen (siehe KATZ (1952)).

In Andréas Land findet sich Sch. 7 im Hvidevæggenprofil, sowie beidseitig der Schlucht etwas weiter westlich. Das Gipfelplateau des Teufelsschlusses wird grösstenteils von diesem Schichtverband aufgebaut, der auch die Westflanke des Luciadals bildet. Von der Eleonore Bay zieht sich Sch. 7 bis zum Søplateauet. Das Küstenkliff zwischen Elisabeths Bjerg und Sadelen am Geologfjord wird von den roten Gesteinen dieses Schichtverbandes gebildet.

Bei Hvidevæggen wurde von unten nach oben folgendes Profil aufgenommen.

Kreuzgeschichtete Quarzite der Dachbank von Sch. 6.

- 50 m Plattige bis schiefrige, weinrote harte Tongesteine mit deutlicher Feinschichtung. Einige Lagen zeigen einen stärkeren Dolomitgehalt.
- 5 m Alternierende rote Tone und grüne, leicht dolomitische Tone, beide dünnplattig ausgebildet.
- 3 m Schieferiger, grüner, kalkiger Ton.
- 35 m Schieferige, rote Tone und grüne, leicht dolomitische Tone in Wechsellagerung.
- 2 m Schieferiger, grüner Tonmergel.
- 3 m Wechsellagerung schiefriger, roter Tone und grüner Kalkmergel.
- 5 m Graugrüner, harter, bankiger Quarzit. Er zeigt deutlich Kreuzschichtung, deren Fugen weinrot verfärbt sind.

- 25 m Wechsellagerung schiefriger roter und grüner Tone, letztere leicht dolomitisch.
- 5 m Pistazgrüne, quarzitisches Tonschiefer.
- 30 m Alternierende, rote und grüne, dolomitische Tonschiefer.
- 15 m Grüne, tonige Dolomitplatten.
- 8 m Rotviolette, schiefrige, dolomitische Tone, in die knauringe, 5—10 cm mächtige Schnüre von weissem Kalk eingelagert sind. Ihre karrige Anwitterungsfläche ist braunviolett verfärbt.
- 5 m Alternierende, feinschiefrige, rote und grüne, tonige Dolomite.
- 2 m Bankige, weisse, dolomitische Kalke, etwas knauring, mit grünen Tonschieferlagen zwischen den Bänken.
- 5 m Alternierende, feinschiefrige, rote und grüne, tonige Dolomite.
- 1 m Bankige, etwas knauringe, weisse Kalkdolomite, mit grünen Tonschieferlagen zwischen den Bänken.
- 10 m Wechsellagerung roter und grüner, feinschiefriger, toniger Dolomite.
- 2 m Dunkelrote und grünweisse Kalkdolomitschiefer in Wechsellagerung.
- 20 m Alternierende Lagen von roten (30 cm) und grünen (1 m) dolomitischen Tonschiefern. In den obersten Lagen treten einige bankige, 10 cm mächtige Horizonte von grünweissem Kalkdolomit auf, dieser führt Pyritwürfel.

Die Grenze gegen Schichtverband 8 wurde dort gezogen, wo die grünen Schiefer aufhören und eine Wechsellagerung grünweisser, gelb anwitternder Kalkdolomite und grauer Knauerlagen einsetzt. Eine andere Möglichkeit wäre, den Beginn der grünweissen Kalkdolomit-Horizonte in der obersten der beschriebenen Unterabteilungen von Schichtverband 7 als Grenze zu wählen. Wir werden auf die Abgrenzung von Sch. 8 noch zurückkommen. Vergleichen wir dieses Profil mit den Beschreibungen, welche uns KATZ (1952) von Schichtverband 7 aus dem Strindbergs Land gibt, so zeigt sich in den unteren 100 Metern eine grosse Übereinstimmung. Dann jedoch schaltet sich bei uns ein 5 m mächtiges Quarzitband ein, welches schon im Geologfjord fehlt. Im Hangenden der Quarzitlage zeigt das Hvidevæggenprofil gegenüber dem Profil aus dem Strindbergs Land eine stärkere Differenzierung des Schichtverbandes. Neben häufigeren Einschaltungen carbonatischer Lagen scheinen bei uns auch die Gesteine feinplattiger ausgebildet zu sein.

Schichtverband 7 zeigt ein starkes Ausgleichvermögen gegenüber Bruchbildung, viele Störungen heilen in diesem Horizont aus.

Schichtverband 8, 25—50 m.

Für dieses gelbe Dolomitband finden wir in den verschiedenen Profilen wechselnde Mächtigkeitswerte. Während in Süd-Andréas Land und

weiter im Süden eine Ausscheidung als gesonderter Schichtverband kaum gerechtfertigt ist, drängt sich eine Abtrennung von Sch. 8 im Geologfjord, aber auch schon im Grejsdalen auf. Das Vorkommen von Schichtverband 8 ist ganz analog dem von Sch. 7 und braucht nicht gesondert besprochen zu werden.

Im Grejsdalenbach konnte N des Panoramafeld ein Detailprofil des Schichtverbandes 8 aufgenommen werden:

Plattige, rote Dolomite von Sch. 7.

- 50 cm Bank eines grün/rot gestreiften Dolomits. (Diese Bank könnte auch noch zum Schichtverband 7 gerechnet werden.)
- 2,5 m Bankige, grüne, feinschichtige Dolomite, die gelb anwittern. Eingeschaltet finden sich knaurige Lagen von grauem Dolomit.
- 3 m Bankige und plattige, weinrote Dolomite, in denen, nach oben zunehmend, Horizonte von knaurigen, weissen Kalken auftreten.
- 50 cm Knaurige, grünweisse Kalkdolomite.
- 50 cm Grüne Dolomitschiefer, gelb anwitternd.
- 5 m Bankige, grüne Dolomite, gelb anwitternd.
- 1 m Plattige, weinrote Dolomite, rostig anwitternd.
- 4 m Bankige, grüne Dolomite, gelb anwitternd.
- 20 cm Knaurige Lage eines grünweissen Kalkdolomits.
- 50 cm Gelb anwitternde, grüne Dolomitbank.
- 30 cm Weinrote Dolomitbank.
- 6 m Bankiger, grüner Dolomit, gelb anwitternd.
- 2 m Bankiger, weinroter Dolomit.
- 2 m Bankiger, grüner Dolomit, gelb anwitternd, mit Horizonten von weissen Kalkdolomitlinsen.
- 1 m Plattiger, weinroter Dolomit.
- 3 m Bankiger, grüner Dolomit, gelb anwitternd.
- 1 m Graue, knaurige Dolomite.

Während hier die Abgrenzung gegen das Hangende und Liegende leicht fällt, ist Sch. 8 bei Hvidevæggen nur Übergangshorizont zwischen Sch. 7 und Sch. 9. Sch. 8 ist dort als Wechsellagerung von grünen, gelb anwitternden Dolomitschiefern und knolligen Lagen von grauem, weiss anwitterndem Kalkdolomit ausgebildet, seine Mächtigkeit übersteigt bei Hvidevæggen 25 m nicht, während KATZ (1952) im Brogetdal 55 m angibt.

Schichtverband 9, 90—105 m.

Als graue, kalkige Serie fällt Schichtverband 9 zwischen den lebhaft gefärbten Zonen von Sch 7/8 und Sch. 10 auf.

An der Störung bei der Junctiondal Mündung findet sich Schichtverband 9 stark marmorisiert als unterster, sicher bestimmbarer Horizont

innerhalb der sedimentären Folge. Sch. 9 kann weiterhin beidseitig der Störung von Hvidevæggen festgestellt werden, von dort lässt er sich bis zur Kristallengrenze am Luciagletscher verfolgen. Er bildet die obersten 10 m des Teufelsschloss-Gipfels und tritt in der Eleonore Bay am Westkap der Grejsdalen Mündung auf. Grosse Areale nimmt Schichtverband 9 zwischen Elisabeths Bjerg und Søplateauet ein.

Bei Hvidevæggen tritt Schichtverband 9 in steiler Lagerung auf, mit etwas reduzierter Mächtigkeit (90 m). Wir konnten folgendes Profil aufnehmen:

Gelb anwitternde Dolomitschiefer von Sch. 8.

- 15 m Wechsellagerung von hellgrauem, schiefrigem, leicht dolomitischem Kalk, der Markasitkonkretionen führt, und harten Lagen von feinschichtigem, dunkelgrauem Kalk. In diesen 15 m überwiegen die hellen Lagen.
- 75 m Wechsellagerung der gleichen Gesteine, wie oben, doch dominieren die dunklen Lagen stark.
- 1 m Körniger, weisser Kalk, stark marmorisiert am Kontakt mit einem basischen Lagergang (Gang I).

Die dunkeln, harten Partien des Schichtverbandes 9 sind oft von einer Unmenge feiner Calcitadern durchsetzt.

Schichtverband 10, 110—120 m.

Die bunte Färbung kennzeichnet Schichtverband 10 schon aus der Ferne. Seine Verbreitung ist weitgehend analog zu jener von Sch. 9 und braucht deshalb nicht gesondert besprochen werden.

Ein bei Hvidevæggen aufgenommenes Profil zeigt folgendes Bild:

Körniger, weisser Kalkmarmor von Sch. 9.

- 50 cm Basischer Lagergang I (siehe S. 100).
- 10 m Olivgrüne, feinplattige Tonschiefer, in den obersten Lagen finden sich brecciöse, tonige Komponenten eingestreut.
- 1 m Feinschichtiger, heller Kalkdolomit.
- 3 m Grüne, nach oben ins Weinrot übergehende Tonschiefer mit ausgezeichnetem Cleavage. Knäurige Konkretionen von grauem Kalk liegen in den oberen Partien.
- 5 m Rosaweiße, bankige Dolomite.
- 50 cm Basischer Lagergang II.
- 10 m Wechsellagerung rotbrauner, gelblich anwitternder, toniger Dolomite und feinschichtiger Kalkdolomite. Die Gesteinslagen messen je 20 cm.
- 40 m Pistazgrüne tonige Dolomitschiefer alternieren mit rotvioletten, feinplattigen, leicht dolomitischen Tonen. Ab und zu finden

sich hellgelbe Dolomitlagen eingeschaltet, wodurch diese Serie ein streifiges Aussehen erhält.

- 3 m Bankiger, grüner Dolomit, gelb anwitternd.
- 50 cm Basischer Lagergang III.
- 3 m Schutt.
- 3 m Basische Lagergänge IV—VIII in hell anwitterndem, grau-rosa leicht dolomitischem Kalk.
- 5 m Pistazgrüne, dolomitische Tonschiefer.
- 10 m Wechsellagerung von roten und grünen, tonigen Dolomitschiefern, die linsenartige Breccie führen.
- 10 m Alternierende, grünweisse Dolomitbänke und weinrote, tonige Dolomitschieferlagen.

Trotz grosser Unterschiede lässt sich unser Profil mit demjenigen von KATZ (1952) vergleichen.

Beiden Profilen zu eigen ist eine überwiegend tonige Basiszone, überlagert von einem »hellen Band,« einer mehr dolomitisch-kalkigen Partie. Tone, kalkige und dolomitische Mergelschiefer bilden in beiden Profilen das Hangende des unteren, hellen Bandes. Ein »oberes, helles Band«, wiederum Kalke und Dolomite, überlagert diese Partie (bei uns ist das obere, helle Band durch die Lagergänge IV—VIII stark gestört). Den Abschluss gegen oben bildet eine 25—35 m mächtige Serie plattiger Tone, Mergel und Dolomite von rötlicher, grüner und gelber Farbe. Tuffitisches Material, wie KATZ es in einer Basiszone vermutet, haben wir in unserem Profil nicht beobachtet.

Tektonisch betrachtet ist Schichtverband 10 plastisch und wirkt oft als Bewegungshorizont zwischen disharmonisch gefalteten Verbänden.

Die obere Bunte Serie (Sch. 11—13).

Schichtverband 11, 100—110 m.

Im Geologfjord tritt Sch. 11 als einheitlich graue Serie auf. Schon aus grosser Entfernung fällt am Kejser Franz Josefs Fjord eine Zweiteilung dieses dunklen, zwischen den bunten Schichtverband 10 und den weissen Komplex von Sch. 12 eingeschobenen Verbandes auf. Während der grössere, untere Teil grau erscheint, weist die oberste Partie eine fast schwarze Färbung auf.

Schichtverband 11 findet sich im Junctiondal, bei Hvidevæggen und bei Ødemarken. Vom Westkap der Grejsdalenmündung kann man ihn über den Panoramafjeld und Øfjeld bis zum Siestapasset verfolgen. Wichtig ist Sch. 11 in der Zone zwischen Søplateauet und Elisabeths Bjerg, wo er als Muldenkern der kleinen Verbiegungen dieser Region auftritt.

Folgendes Profil wurde von unten nach oben bei Hvidevæggen aufgenommen.

- Grüne Dolomite und weinrote, tonige Dolomitschiefer von Sch. 10.
- 2 m Graue Kalkdolomitbank, ockerfarben anwitternd.
- 3 m Bankige, graue Kalke.
- 1 m Schieferige, graue Kalkdolomite, ockerfarben anwitternd.
- 5 m Bankige, graue Kalke.
- 5 m Schutt.
- 50 m Wechsellagerung zwischen bankigen, hellgrauen Kalken und grauschwarzen Kalkschiefern.
- 5 m Dunkelgraue Kalkschiefer, rostfarben anwitternd.
- 10 m Dunkelgraue Kalkschiefer.
- 5 m Dunkle Kalkdolomite alternieren mit olivgrünen Tonschiefern.
- 2 m Bankiger, hellgrauer Dolomit, rostfarben anwitternd.
- 10 m Dunkelgraue, rostfarben anwitternde, kalkige Tonschiefer.
- 2 m Bankiger, dunkelgrauer Dolomit, der eine deutliche Feinschichtung zeigt und rostfarben anwittert.

Wie einleitend schon bemerkt wurde, steht dieses Profil im Gegensatz zum Profil von Sch. 11 im Geologfjord, wo der ganze obere, hier dolomitische Teil aus grauen Kalken aufgebaut ist.

Schichtverband 12, 130—150 m.

Trotzdem dieser auffällige, weisse Schichtverband in Andréas Land weite Strecken einnimmt, konnte im südlichen Gebiet kein zusammenhängendes Profil studiert werden; für den Geologfjord verweisen wir wiederum auf die Arbeit von KATZ (1952).

Wie schon erwähnt, findet sich Schichtverband 12 in unserem Gebiet häufig. Im Junctiondal und westlich Hvidevæggen leuchtet sein Weiss aus den anderen Schichten heraus. Am eindrucklichsten ist wohl das Vorkommen von Hvidevæggen (Weisse Wand), wo der steilstehende Schichtverband 12 als 1300 m hohe Wand zum Fjord abfällt (Fig. 4). Weiterhin baut Schichtverband 12 den grössten Teil von Ødemarken und der Bergkante oberhalb der Eleonore Bay auf. Als grosse, zerbrochene, aber kaum gefaltete Masse liegt er in der Region Randbjerg—Morænedalgrund.

Eine kurze Beschreibung der Gesteine dieses Schichtverbandes kann aus Süd-Andréas Land (Hvidevæggen, Ødemarken) gegeben werden. Die untere, 120—135 m mächtige Partie besteht aus hellgrauen und weissen Dolomiten, die fast durchgehend lichtgelb bis cremefarben anwittern. Die Dolomite sind meist dicht und bankig, manchmal zeigen sie Feinschichtung. Im mittleren Abschnitt konnte eine Oolithzone festgestellt



Fig. 3. Riesige Collenia-Struktur im Schichtverband 12 Elisabeths Bjerg, Geologfjord (Hammer = 50 cm).

werden. Die oberen 15–25 m bauen sich aus einer Wechsellagerung von grünen Tonschiefern und orange anwitternden, gelben Dolomiten auf, die Algenstrukturen aufweisen. Es handelt sich um gesteinsbildende Algen vom Typ *Collenia* (Walcott). Sie zeigen in der Aufsicht konzentrische Ringe von 3–10 cm Durchmesser, im Längsschnitt sieht man Säulen, die aus nach oben gewölbten Schichten aufgebaut sind. Eine Diskussion dieser Algenstrukturen findet sich bei EHA (1953) und SCHAUB (1950). NE des Elisabeths Bjerges am Geologfjord fand sich in Schichtverband 12 ein Horizont, der ganz von Algen mit über 50 cm Durchmesser aufgebaut ist (Fig. 3).

Der unterste Teil des Schichtverbandes 12 verhält sich trotz seiner massigen Struktur gegenüber tektonischen Vorgängen sehr plastisch. So können viele der Störungen im Morænedal nicht durch Sch. 12 verfolgt werden. Auch reagiert dieser Schichtverband durch Boudinagebildung grossen Stils auf Zerrung (W Hvidevæggen, Luciadal).

Schichtverband 13, 250 m.

An Buntheit übertrifft Schichtverband 13 alle übrigen Schichtverbände und dürfte der wohl auffälligste Horizont der ganzen Eleonore-Bay-Formation sein.

Sch. 13 setzt über den Algendolomiten von Sch. 12 mit einer ca. 10 m mächtigen Folge, feiner, rostig anwitternder Quarzitschiefer ein. Bankige, graugrüne Quarzite, die rostig anwittern, bilden den grössten Teil der restlichen, unteren Partie des Schichtverbandes. Die obere, etwas geringmächtigere Abteilung führt als unterstes Glied eine gelbe Dolomitbank von ca. 3 m Mächtigkeit, darüber folgen wieder dunkle Quarzitschiefer mit kleinen Dolomitbändern. Zwischen zwei mächtigen, leuchtendgelben Algendolomitbänken tritt eine Wechsellagerung gelber und roter, plattiger Dolomite ein. Drüber finden sich nochmals Quarzitschiefer mit einigen gelben Dolomitbändern. Zu oberst zeigt Sch. 13 einen grauen Kalkdolomit, der in eine Wechsellagerung gelber, rosafarbener und grauer Kalkdolomite übergeht.

In Süd-Andrées Land bietet sich keine Stelle, wo Schichtverband 13 studiert werden kann, im Junctiondal ist er durch Metamorphose und Störungen stark verändert, W Hvidevæggen schwer zugänglich und im Grejsdalen verschuttet.

Schichtverband 13 wirkt als Trennhorizont zwischen disharmonisch gefalteten Verbänden; mit seinem Ausgleichsvermögen gegenüber zahllosen kleinen Brüchen, die aus der starren Kalk-Dolomit-Serie treten, kommt Schichtverband 13 vom tektonischen Standpunkt aus grosse Bedeutung zu.

Die Bunte Serie im Junctiondal.

Durch eine Gleitfläche, deren Verwerfungsbetrag von S nach N zunimmt, ist die Bunte Serie im Junctiondal vom Kristallin getrennt. Auch über dieser Gleitfläche macht sich noch eine umkristallisierende Metamorphose bemerkbar, doch zeigt sich keine Zufuhr von neuem Material (Feldspat).

Eine 3—8 m mächtige Reibungs-Breccie, die zur Hauptsache aus quarzitischem Material besteht, daneben aber auch kristalline Komponenten (Plagioklase) und Marmore führt, markiert die Gleitfläche. Drüber folgt die Bunte Serie, deren Farben durch die Metamorphose noch intensiviert wurden.

Als erstes Glied tritt Schichtverband 9 auf.

Sch. 9: 70 m graublaue, weiche Kalkmarmore, an der Basis stark zerbrochen.

Sch. 10: Hier zeigt sich an Hand der Mineralneubildungen, dass die Dolomitfolge, wie auch bei Hvidevæggen, starke, tonige Beimengungen enthält. Die schiefrigen Partien weisen Garbenschieferstruktur auf. Die bankigen Dolomite wurden zu sehr harten, reinen Marmoren umgewandelt. Im Gegensatz zu Sch. 10 bei Hvidevæggen treten in den obersten Lagen stark quarzitisches Partien auf.

- Sch. 11: Die untere Partie von Sch. 11 ist eine einheitliche Folge hellgrauer, bankiger Kalkmarmore, deren ursprüngliche Feinschichtung deutlich hervortritt. Die obere Partie besteht aus dunklen, sehr harten Dolomitmarmoren, alternierend mit sericitischen Schiefern. Granatneubildung wurde in den bankigen Dolomiten festgestellt.
- Sch. 12: Schichtverband 12 ist durch tektonische Vorgänge meist stark gestört, immerhin lässt sich das Auftreten eines 10 m mächtigen Quarzitschieferhorizontes im obersten Viertel feststellen, der in andern Gebieten nicht auftritt, ferner wurde die Algenbank am Dach des Schichtverbandes nicht gefunden; damit weicht die Ausbildung von Sch. 12 im Junctionalprofil von allen anderen bekannten Vorkommen ab.

Für den oben kurz besprochenen Teil der Bunten Serie gelten die Mächtigkeiten von Hvidevæggen, mit Ausnahme von Sch. 12, der im Junctionalprofil eher geringmächtig erscheint.

Die Kalk-Dolomit-Serie

Im Gegensatz zu den oben behandelten Serien lockte die eintönig graue, von wenigen, hellen Bändern durchzogene Gesteinsfolge der Kalk-Dolomit-Serie wenig zur Gliederung aus grösserer Distanz. Deshalb finden wir auch diese Serie bei den früheren Autoren meist als Einheit behandelt.

EHA (1953) war der erste, der eine Unterteilung vornahm, wir folgen seinem Leitgedanken und versuchen, diesen durch vergleichende Studien im Geogfjord und Süd-Andréas Land auszubauen.

Die Kalk-Dolomit-Serie stellt eine einheitliche Folge von Kalken und Dolomiten dar, wir verwenden den wechselnden Dolomitgehalt innerhalb der Serie zur Unterteilung. Algenstrukturen, Oolithe, Breccien und Konglomerate sind weitere stratigraphische Hilfsmittel, wenn auch z. T. nur von lokaler Bedeutung.

Wir unterteilen die Kalk-Dolomit-Serie (KDS) in eine untere Partie mit Sch. 14—17 und in eine obere Abteilung mit Sch. 18—20.

Die untere Kalk-Dolomit-Serie (UKDS).

Die UKDS fällt durch ihre grau/weisse Streifung auf. Wir finden über Sch. 13 den überwiegend grauen Schichtverband 14. Sch. 15 liegt als weisses Band unter dem wiederum dunkeln Schichtverband 16. Der weisse Schichtverband 17 bildet die Obergrenze der UKDS.



Fig. 4. Blick auf Hvidevæggen von SW, im Vordergrund der Kejser Frans Josefs Fjord.

AB: Alpebjerg. BD: Blaab rdal. LD: Luciadal. TH: Taagehem. TS: Taageslugt. HV: Hvidev ggen. BD: Benjamins Dal. 5—18: Schichtverbände der Eleonore-Bay-Formation. x: Gleitfläche (System der Juctiondal-Störungen) endet in einer Aufwölbung. f: Hvidev ggen-Verwerfung (S. 136)

Diese Unterteilung in einzelne Schichtverbände lässt sich nur dann durchführen, wenn sie im grösseren, stratigraphischen Zusammenhang aufgeschlossen sind.

Einen guten Eindruck der UKDS vermittelt der in Fig. 4 dargestellte Ausschnitt aus Süd-Andréas Land.

Schichtverband 14, 240—270 m.

Schichtverband 14 zeigt sich uns in Süd-Andréas Land als graue Serie, die von wenigen, weissen Lagen durchzogen ist. Diese Lagen sind teilweise sehr inkonstant.

Im Geologfjord ist Schichtverband 14 noch weniger gegliedert. In der mittleren Partie tritt ein auffälliges, helles Band von geringer Mächtigkeit auf, das konstant durchzieht. Im oberen Drittel kann ein ebenfalls beständiger, ockerfarben anwitternder Streifen beobachtet werden.

Im Junctiondal ist die UKDS durch die Marmorisierung zu einer nicht unterteilbaren Einheit vereinigt.

Verfolgen wir kurz die Verbreitung des Schichtverbandes 14 in Andréas Land. Sch. 14 zieht von Taagehjem zur Kristallingrenze in Ødemarken. Im Grejsdalen und am Panoramafeld ist Sch. 14 wiederum aufgeschlossen, er taucht von dort unter den Døde Slette-Gletscher. Wir finden ihn weiter im Umingmalikdal und im Geologfjord, wo vor allem bei Sorte Hjørne ein gutes Profil aufgeschlossen ist. Schliesslich bildet Sch. 14 das Dach der ungefalteten Platte südlich des Elisabeths Bjerges.

In der Taageslugt von Taagehjem wurde von unten nach oben ein Profil des oberen Schichtverbandes 14 aufgenommen:

- Grauschwarze, dichte Kalke.
- 12 m Weisse, kristalline Dolomite.
- 0,5 m Bank eines grauen, dichten Dolomits, der cremefarben anwittert.
- 5 m Weisse, kristalline Dolomite.
- 15 m Graue, bankige Kalke.
- 0,5 m Feine, kalkige Primärbreccie.
- 3 m Kalkiger Horizont mit *Collenia*, graugelb anwitternd.
- 18 m Graue, schiefrige Kalke.
- 1,5 m Feine, kalkige Primärbreccie, die Pyrit führt und braun anwittert.
- 5 m Graue, schiefrige Kalke.
- 1 m Intensiv orangefarben anwitterndes, kalkiges Konglomeratband. Häufig treten gut erhaltene *Collenia*-Einzelindividuen auf.
- 10 m Schieferiger, dunkler Kalk. Zu oberst und an der Basis findet

sich je eine bankige Partie von ca. 1 m. Darüber folgen die hellen Dolomite des Schichtverbandes 15.

Eine gute Beschreibung von Schichtverband 14 im Geologfjord gibt KATZ (1952).

Es sei hier nur erwähnt, dass wir jenes ockerfarben anwitternde, konglomeratische Band, mit welchem KATZ seinen Schichtverband 15 beginnen lässt, noch zum Schichtverband 14 rechnen. Ebenso noch eine 20—30 m mächtige Kalkserie im Hangenden der Konglomerate. Es ist ohne Zweifel, dass wir das ockerfarbene Konglomeratband aus dem Geologfjord dirket mit dem orangefarbenen Konglomeratband von Taagehjem korrelieren können.

Schichtverband 15, 30—50 m.

Als markantes, hell anwitterndes Dolomitband kann Sch. 15 in der Gegend von Taagehjem, im Grejsdalen und am Nøkkefossen beobachtet werden. Am Kap Sorte Hjørne geht die überwiegend dolomitische Facies von Sch. 15 in Andrées Land in die kalkige Ausbildung von Strindbergs Land über. Am Kap Sorte Hjørne wittert Schichtverband 15 grau an und kann von weitem nur durch seine Stellung zu einem ockerfarben anwitternden Band (konglomeratisches Band, bei KATZ (1952) Basis Sch. 15) in Sch. 14 bestimmt werden.

Verschieden von diesen zwei Ausbildungen ist das Vorkommen vom Junctiondal, wo Marmorisierung eingetreten ist.

In Fig. 5 wurden vergleichsweise einige Profile von Sch. 15 zusammengestellt. Sie geben einen Ueberblick über die verschiedenen Ausbildungen des Schichtverbandes. Deutlich sieht man, wie die dolomitische Ausbildung von W nach E in die kalkige Facies des umgelagerten Ooliths übergeht. Für eine genauere Orientierung über die Stratigraphie von Sch. 15 verweisen wir auf die weiter unten angeführten Detailprofile.

Im Folgenden sollen die Gesteine, welche in der Legende der übersichtsprofile von Fig. 5 vorkommen, kurz beschrieben werden.

Dolomit: Ein weisser bis hellgrauer, feinkörniger Dolomit, der crèmefarben anwittert.

Dolomitische Primärbreccie: In den weissen Dolomit finden sich brecciöse bis konglomeratische Komponenten aus gleichem Material eingestreut. Der Durchmesser der Komponenten variiert zwischen 1 mm—3 cm.

Dolomitbreccie: In einer grauweissen oder gelblichen, grobkristallinen Dolomitmatrix finden sich eckige Brocken von feinkristallinem oder brecciösem Dolomit. Die Kristalle der Matrix ordnen sich oft radialstrahlig um die Komponenten an.

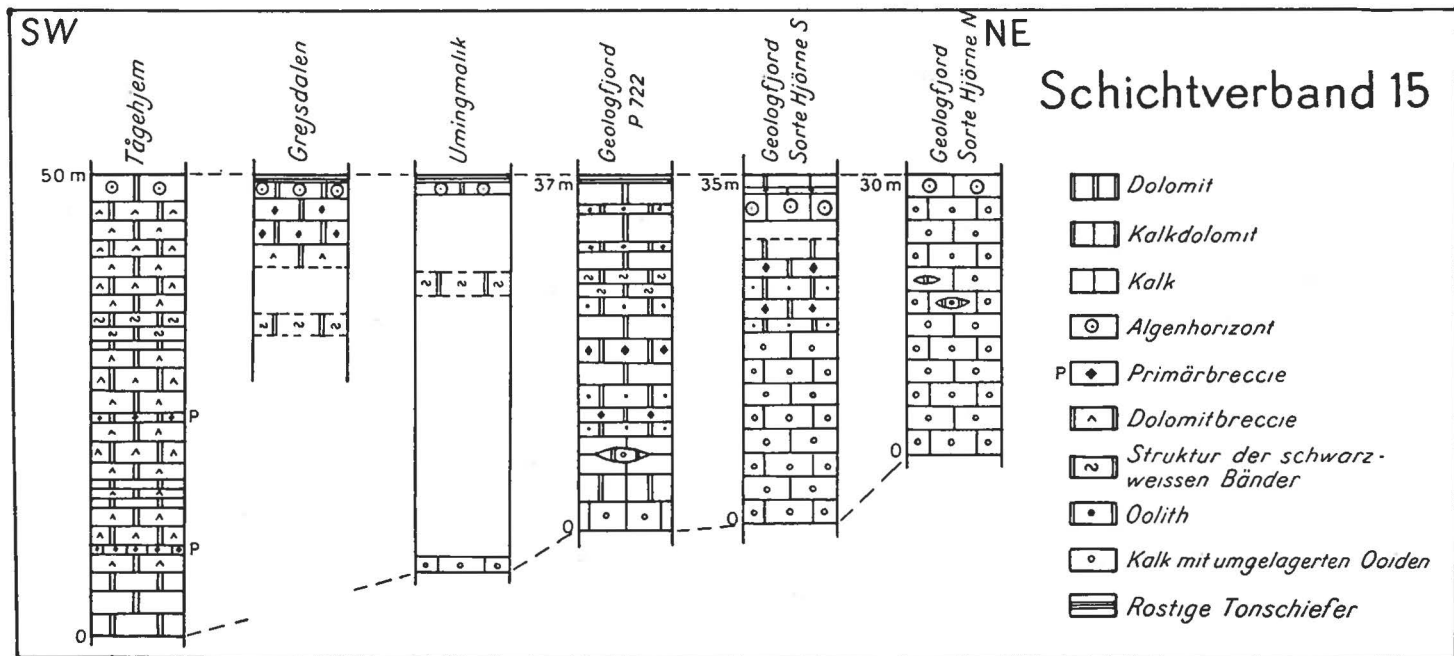


Fig. 5. Vergleich von Profilen des Schichtverbandes 15.

Dolomite mit der Struktur der schwarz/weißen Bänder (Fig. 6): Das Hauptgestein ist ein weisser, manchmal etwas oolithischer Dolomit. In ihm treten dunkle, verzweigte Bänder auf, die helle Kerne umgeben. Die Bänder zeigen u. d. M. feinkristalline Struktur, sie durchziehen das Gestein in Lagen und verleihen ihm ein breccienartiges Aussehen. Oft treten in ihnen Ooide auf, die teils randlich in Dolomitkristalle übergehen, teils

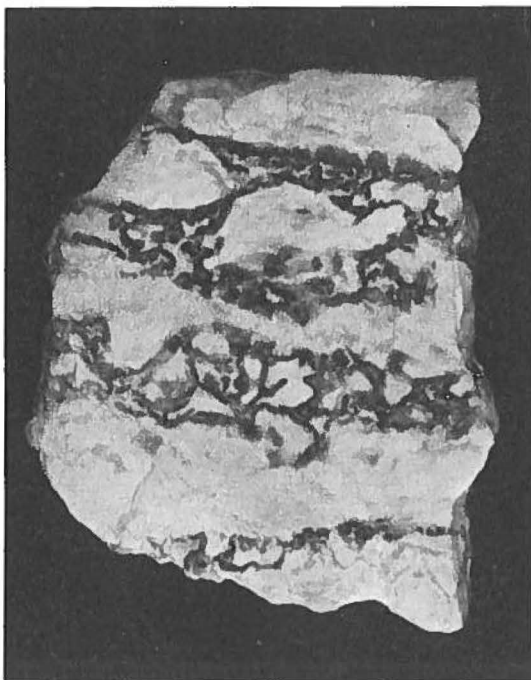


Fig. 6. Dolomit mit der Struktur der schwarz-weißen Bänder. Polierte Fläche senkrecht zur Schichtung. Natürlich Grösse.

durch gerade Bruchlinien abgeschnitten werden. In den hellen Dolomiten treten Quarzkörner mit einem Durchmesser von 1—2 mm auf.

Das ursprüngliche Gestein scheint ein Dolomit gewesen zu sein, der zerbrochen wurde, worauf die so entstandene Breccie nachträglich dolomitisiert wurde. In den dunklen Bändern scheint sich Material angesammelt zu haben, welches nicht in die Dolomitkristalle eingebaut werden konnte.

Wir können die Struktur der schwarz/weißen Bänder über eine Strecke von mindestens 30 km verfolgen, dadurch wird dieses Gestein zum eigentlichen Leitgestein für Sch. 15 in Andréas Land.

Dolomitoolith: In einem weissen, kristallinen Dolomit können die Umrisse von Ooiden trotz Umkristallisation erkannt werden. Der Durchmesser der Ooide beträgt 1—2 mm.

Kalkdolomit: Ein graues, feinkristallines, dolomitisches Gestein.

Kalk: Ein grauschwarzer, feinkristalliner Kalk.

Kalkige Primärbreccie: In grauschwarzem Kalk liegen kleine, hellgrau anwitternde, monogene Kalkstücke.

Kalk mit umgelagerten Ooiden: (Fig. 7). In heller, kalkiger Grundmasse liegen dunkle Ooide und Oolithfragmente. Letztere sind oft wiederum von einer Kalkschale umgeben. Auffällig ist die Beobachtung, dass die Ooide und die Oolithfragmente weit stärker umkristallisiert sind, als die umgebende Matrix.

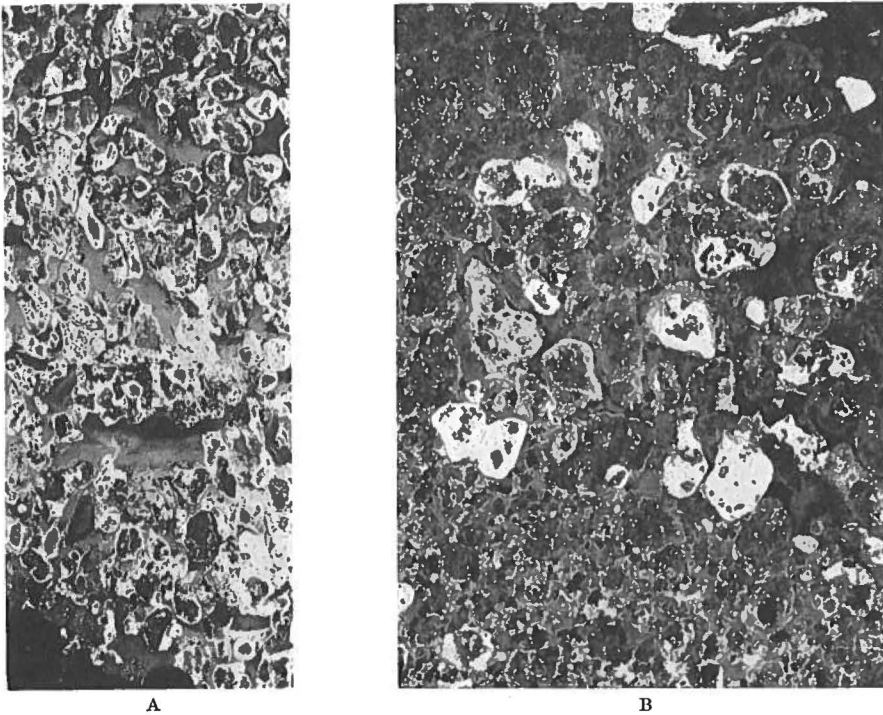
Es scheint sich bei diesem Gestein um umgelagerten Oolith zu handeln, der durch Bodenunruhen aufgelockert und durch Strömungen eine kurze Strecke transportiert wurde. In grösseren Bänken erweckt dieses Gestein den Eindruck kreuzgeschichtet zu sein.

Tonschiefer: Graublaue und graugrüne Tonschiefer mit etwas Glimmer. Sie fallen durch ihre rostige Anwitterung auf.

Im Folgenden finden sich drei Detailprofile von Schichtverband 15, die in der Taageslugt (Taagehjem), am Nøkkefossen und am Kap Sorte Hjørne (Südseite) aufgenommen wurden:

Die Ausbildung von Sch. 15 in der Taageslugt (Taagehjem) zeigt folgendes Bild:

- 3 m Weisses, kristalliner Dolomit.
- 1 m Grauer Dolomit, feinkristallin.
- 3 m Weisses Dolomit, feinkristallin.
- 2 m Dolomitbreccie, die grobkristalline Füllmasse wittert grau an, die sedimentären Komponenten bestehen aus dichtem, hellgrauem Dolomit und wittern cremefarben an.
- 1 m Kalkige Primärbreccie.
- 4 m Dolomitbreccie, die gnobkristalline Füllmasse ist gelblich.
- 3 m Die Dolomitbreccie des liegenden Horizonts alterniert mit Lagen eines harten, dichten Dolomits, der grau anwittert. Diese Wechsellagerung verleiht der Schicht eine grau/weiße Streifung.
- 6 m Dolomitbreccie mit gelblichen Kristallen als Füllmaterial.
- 1 m Dolomitische Primärbreccie.
- 7 m Dolomitbreccie mit gelbem, grobkristallinem Füllmaterial.
- 1 m Graue, plattige Dolomite, weiss anwitternd.
- 3 m Horizont mit der Struktur der schwarz/weiß/schwarzen Bänder.
- 12 m Dolomitbreccie, in der unteren Hälfte der Schicht sind die Kristalle der Füllmasse grau, in der oberen jedoch gelb.
- 3 m Eine dolomitische Lage von Riesenalgenstrukturen schliesst Sch. 15 nach oben ab.



A

B

Fig. 7. Kalk mit umgelagerten Ooiden, Schichtverband 15. Geologfjord, Sorte Hjørne.

A. Allgemeines Schliffbild (Negativ) (Vergr.: 1,5×).

B. Detailausschnitt (Negativ) (Vergr.: 3,5×).

Am Nøkkefossen finden wir Schichtverband 15 in folgender Ausbildung:

- 6 m In dichtem Kalkdolomit liegen als Linsen teils dolomitische, teils kalkige Feinbreccien. Gemeinsam ist die helle Anwitterung der ganzen Partie.
- 4 m Darüber finden sich dichte, schwarze Kalke, die in Linsen feinkristallinen, hellgrauen Dolomit führen. Die Linsen können 1—2 m Länge erreichen. An der Obergrenze dieser Schicht findet sich ein Drusenhorizont, Calcit kristallisiert hier in Skalenoedern aus.
- 15 m Bunte Wechsellagerung dolomitischer Oolithe, feiner Primär-Breccien, dichter Dolomite und feinschichtig bis schlieriger Dolomite.
- 3 m Ein Horizont mit der Struktur der schwarz/weissen Bänder.
- 10 m Meist feinschichtige Dolomite, manchmal zeigen die Schichtflächen einen unregelmässigen (welligen) Verlauf, dann gleicht das Bild sehr den *Collenia* Strukturen. Primärbreccienlagen

finden sich eingeschaltet. Die obersten Partien sind verschuttet.

10 cm Graue, rostig anwitternde Tonschiefer.

Das Profil von der SW Seite von Sorte Hjørne kann noch mit dem Vorkommen vom Nøkkefossen verglichen werden und zeigt folgendes Bild:

- Die Untergrenze kann nicht genau festgelegt werden.
- 20 m Kalk mit umgelagerten Ooiden (S. 44).
- 8 m In bunter Wechsellagerung treten feine, dolomitische Primärbreccien und dolomitische Oolithe auf. Beide sind auf frischem Bruch hellgrau und wittern weiss an.
- 2 m Dichter Dolomit, karrig verwitternd.
- 2 m Schutt.
- 5 m Ockerfarben anwitternde Dachbank. 3 m entfallen auf eine Zone, die ausgezeichnete, kalkige Colleniastrukturen führt. Darüber ein Breccienhorizont von 50 cm, der in eine 1,5 m mächtige Lage von plattigen, sehr harten Kalken übergeht.

An der NE Seite Sorte Hjørne ändert sich der Charakter von Sch. 15 ganz. Hier tritt uns der untere und mittlere Schichtverband 15 in der Facies der Kalke mit umgelagerten Ooiden entgegen. Eingelagert findet sich ein Horizont, der in kalkiger Grundmasse konglomeratische Komponenten von dolomitischen Oolithen führt. Eine ockerfarben anwitternde Dachbank tritt ebenfalls auf, doch konnte sie in der Steilwand nicht erreicht werden.

Schichtverband 16, 200 m (80 m)

Schichtverband 16 liegt als dunkle Kalkserie zwischen den beiden auffälligen, hellen Dolomitbändern von Sch. 15 und Sch. 17 (Fig. 4).

Schichtverband 16 treffen wir im Junctiondal, auf dem Plateau von Taagehjem, am Panoramafjeld und im Grejsdalen. Vom Umingmalikdal zieht er über den Nøkkefossen, nimmt weiter im N fast die ganze Fläche von Haremarken ein und bildet das Gipfelplateau von Sorte Hjørne.

In Süd-Andréas Land ist Schichtverband 16 geringmächtig (80 m) und wenig gegliedert. Im Geologfjord und im Grejsdalen erreicht er eine Mächtigkeit von 200 m. Die Detaillithologie wechselt hier von Profil zu Profil, dieser Wechsel kommt weder auf den Übersichtsprofilen von Fig. 8, noch in der kurzen Beschreibung der Profile richtig zur Geltung. Es handelt sich meist um ständig variierende Breccien, um Änderungen in der Anwitterungsfarbe der Kalke und um ein häufiges Wechseln in der Verteilung der Oolithe.

Die meisten Gesteine, welche in der Legende von Fig. 8 angeführt sind, wurden bereits bei der Besprechung von Sch. 15 beschrieben, einzig

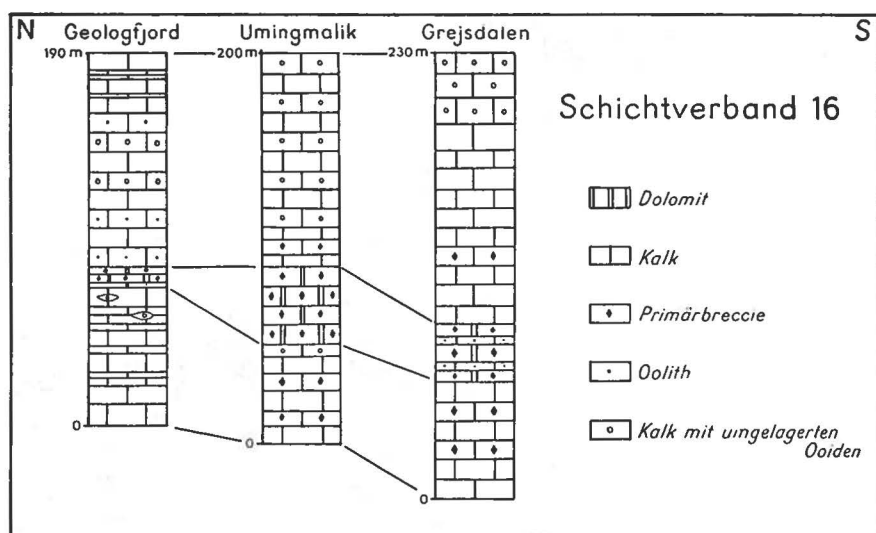


Fig. 8. Vergleich von Profilen des Schichtverbandes 16.

der Kalk-Oolith und die verschiedenen Primärbreccien treten als neue Gesteine auf.

Kalk-Oolith: (Fig. 9). Graue Ooide mit einem Durchmesser von 2—5 mm liegen in grauschwarzer Kalkgrundmasse. Sie zeigen eine ausgeprägte, konzentrische Struktur, die an Anlagerung von Algen erinnert. Verkieselung der Ooide ist selten, hingegen zeigen sie oft Umkristallisationserscheinungen, die im Kern der Ooide einsetzen und von dort aus die Ooidstruktur zerstören. Neben Ooiden finden sich auch kleine Kalk- und Dolomitfragmente in die Grundmasse eingelagert.

Dolomitische Primärbreccien: Diese Gesteine wechseln ihr Aussehen von Profil zu Profil, und schwankt zwischen den folgenden Typen:

Nøkkefossen: In grauweißer, feinkristalliner Dolomitgrundmasse liegen schlecht gerundete, kleine Komponenten (Ø 5—10 mm) von grauem Dolomit.

Umingmalik: In weißer, kristalliner Dolomitgrundmasse liegen eckige Komponenten (Ø 5 mm—2 cm) von feinkristallinem Dolomit.

Grejsdalen: Brecciöser Dolomit, dessen Komponenten teils gelblich, teils schwach braunviolett anwittern, seltener sind Lagen mit rotbraun anwitternden Komponenten. Wir brauchen für dieses Gestein die Bezeichnung »bunte Breccie«.

Im Folgenden sollen drei Profile beschreiben werden, die in Fig. 8 dargestellt sind.

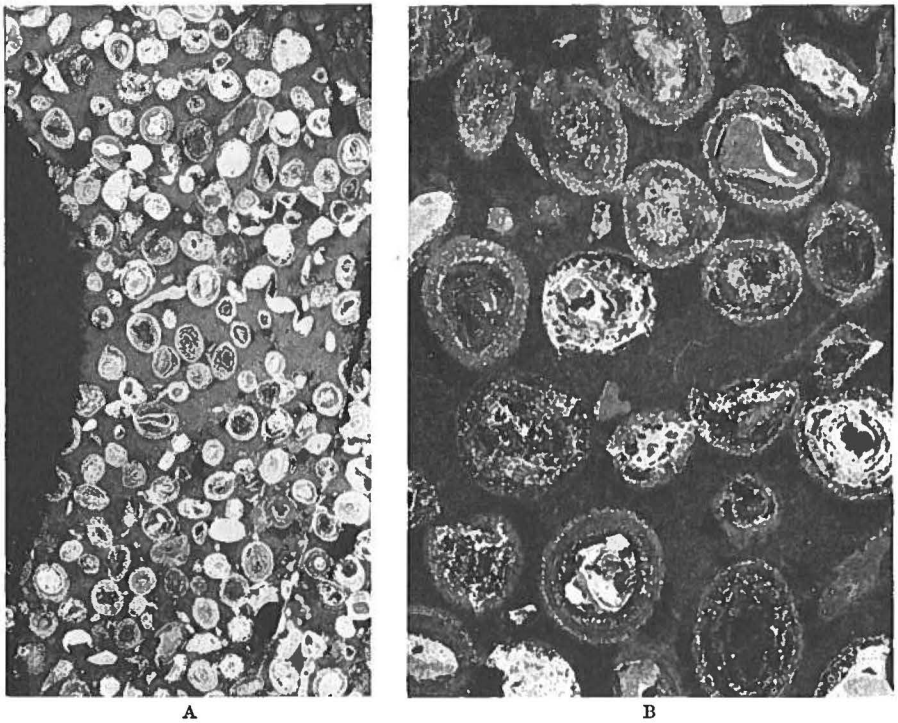


Fig. 9. Kalkoolith, Schichtverband 16, Umingmalik.

A. Allgemeines Schliffbild (Negativ) (Vergr.: 1,5×).

B. Detailausschnitt (Negativ) (Vergr.: 6,0×).

Am Nøkkefossen (Geologfjord) wurde von unten nach oben folgendes Profil aufgemessen:

- 70 m Bankige, dunkle Kalke, oft von feinen, hell anwitternden Adern durchzogen. Gegen oben tritt eine Wechsellagerung bankiger und schiefriger Kalke ein, in welche Linsen des Kalke mit umgelagerten Ooiden eingestreut sind.
- 10 m Wechsellagerung dolomitischer, feiner Oolithe und feinkörniger Breccien. Beide wittern weiss an.
- 110 m Ueber dem hellen Mittelband folgen in Wechsellagerung Oolithe und bankige Kalke. Die Ooide wittern hell an. Diese Wechsellagerung geht gegen oben in grössere Partien von Oolithen, dichten Kalken und Kalken mit umgelagerten Ooiden über. Zu oberst finden sich alternierende dunkle, weiche Kalkbänke und schwarze Kalkschiefer.

Im Umingmalikdal ändert sich die Ausbildung bereits und wir finden folgende Verhältnisse:

- 50 m Alternierende, dichte und brecciöse Kalke, gegen oben tritt an Stelle der groben Primärbreccie der Kalk mit umgelagerten Ooiden. Alle diese Gesteine zeigen auf frischem Bruch dunkelgraue Farbe und wittern schwarz an.
- 40 m Das am Nøkkefossen noch geringmächtige, helle Mittelband nimmt an Mächtigkeit zu, vor allem auf Kosten der unteren, dunklen Partie. Das Gestein ist durchgehend eine dolomitische Primärbreccie, auf frischem Bruch zeigt sie hellgraue Farbe, die Anwitterung ist gelbweiss.
- 110 m Die untersten 20 m bestehen aus einer Folge dichter und grobbrecciöser Kalke. In den oberen Partien herrschen dichte, bankige Kalke in Wechsellagerung mit Kalken mit umgelagerten Ooiden.

Am Ostkap der Grejsdalenmündung kann wiederum ein Profil von Sch. 16 studiert werden.

- 60 m Diese Partie ist schlecht aufgeschlossen, sie besteht aus einer Wechsellagerung grauer und schwarzer Kalke, letztere sind leicht brecciös. Öfters finden sich auf Rissen Dolomitierungserscheinungen, die manchmal grössere Teile der Serie umkristallisieren.
- 30 m Das helle Mittelband tritt hier als brecciöser Dolomit auf, dessen Komponenten teils leicht gelblich, teils schwach braunviolett anwittern. Die Breccie alterniert mit dunklen, kalkigen Oolithbänken und mit Lagen, die grosse Ooide in brecciöser Grundmasse führen.
- 105 m Grauschwarze, dichte Kalke, denen geringmächtige Breccienhorizonte eingelagert sind.
- 35 m Die oberste Partie von Sch. 16 ist in der Facies der Kalke mit umgelagerten Ooiden ausgebildet.

In Süd-Andréas Land, im Taagehjem tritt Schichtverband 16 gegenüber der Geologfjord Facies stark an Mächtigkeit zurück. Im begangenen Profil N der Taageslugt übersteigt die Mächtigkeit des Verbandes 80 m nicht.

Schichtverband 16 ist hier von Dolomitierungs- und Umkristallisationserscheinungen dermassen umgewandelt, dass ein normales Profil nicht aufgenommen werden konnte.

Dichte, schwarze Dolomite und ihre grobkristallinen Umwandlungsprodukte bilden die unteren Partien des Schichtverbandes. In Drusen treten ziegelrote Dolomitekristalle auf, denen gut ausgebildete Quarzkristalle aufgewachsen sind, stellenweise finden sich rosafarbene Fluorite in den umkristallisierten Partien. Auffällig beim Anschlagen der grobkristallinen Lagen ist der starke Geruch nach Schwefelwasserstoff.

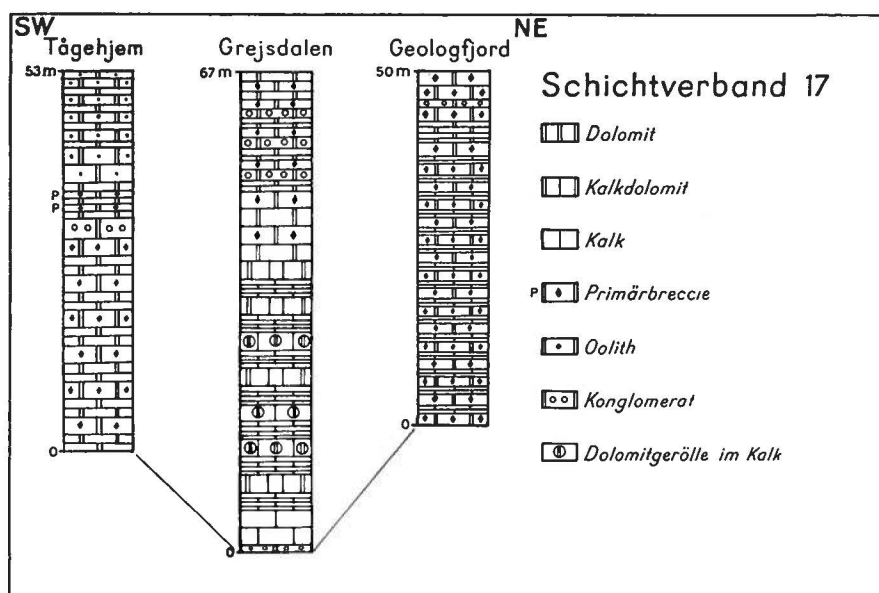


Fig. 10. Vergleich von Profilen des Schichtverbandes 17.

Die mittlere Zone weist u. a. eine 2—3 m mächtige Dolomitbank auf, die hell anwittert und riesige Algenstrukturen führt.

Zu oberst finden sich dunkle Oolithe, die an der Grenze gegen Schichtverband 17 dolomitisiert wurden.

Wir werden weiter unten (S. 61) auf die Erscheinungsformen der Dolomitisierung von Kalken und der Umkristallisation von Dolomiten zurückkommen.

Schichtverband 17, 50—70 m.

Der hell anwitternde, überwiegend dolomitische Schichtverband 17 ist in unserem Gebiet der am besten erkennbare Horizont der UKDS. Er tritt in ganz Andréés Land in vergleichbarer Ausbildung auf und kann auch noch ins Strindbergs Land verfolgt werden. Die Übersichtsprofile von Fig. 10 zeigen auch für Schichtverband 17 eine von W nach E zunehmend kalkige Ausbildung, doch ist der Wechsel nicht so extrem wie im Schichtverband 15.

Schichtverband 17 findet sich in Andréés Land im Junctiondal, auf dem Hochplateau von Taagehem und am Panoramafeld. Er zieht durch die Ostflanke von Grejsdalen ins Umingmalikdal und zum Geologfjord. In einem Graben südlich Sorte Hjørne treffen wir diesen Schichtverband wieder, auch sitzt er als kleiner Rest auf dem Kap selber.

Die Profile von Fig. 10 geben eine Übersicht über die verschiedenen Ausbildungen von Schichtverband 17. Für eine genauere Stratigraphie verweisen wir auf die unten angeführten Detailprofile.

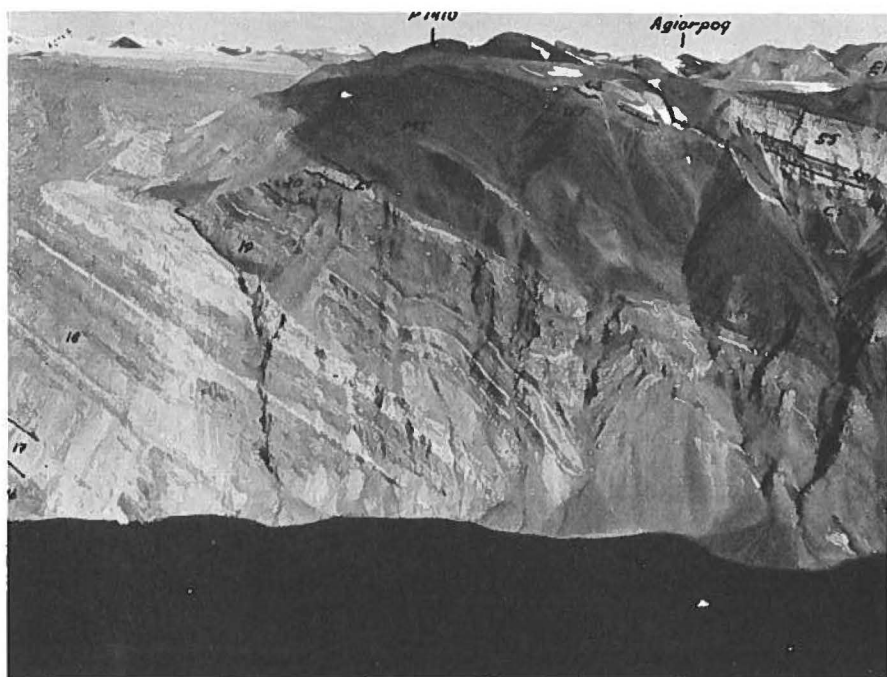


Fig. 11. Der Steilabfall zum Kejsler Franz Josefs Fjord gerade östlich der Grejsdalenmündung, Blick von S.

- | | |
|---|------------------|
| EF. Ella-Island-Formation | } Untercambrium. |
| BF. Bastion-Formation | |
| SS. Sandsteinserie. | |
| Sp. Spiral-Creek-Serie. | |
| CS. Canyon-Serie. | |
| OT. Oberer, roter Tillit. | |
| MT. Quarzite und Schiefer der mittleren Tillit-Serie. | |
| UT. Unterer, grauer Tillit. | |
| 16—20. Schichtverbände der Kalk-Dolomit-Serie. | |
| f. Verwerfung. | |

Als Ergänzung zu Fig. 10 sollen die in der Legende vermerkten Gesteine kurz beschrieben werden. Die lithologische Ausbildung der Schichtverbände 15 und 17 ist sehr ähnlich, so dass bereits einige typische Gesteine (Dolomit, Kalkdolomit, Kalk) unter den Gesteinsbeschreibungen von Sch. 15 (S. 43) zu finden sind.

Als neue Gesteine finden wir in Schichtverband 17 folgende Typen:

Dolomitische Primärbreccie: Die Primärbreccie von Sch. 17 unterscheidet sich durch die Grösse ihrer Komponenten vom gleichnamigen Gestein des Schichtverbandes 15. Bei der Breccie von Sch. 17 liegen flache, kantengerundete Brocken von weissem oder hellgrauem Dolomit

in einer feinbrecciösen bis dichten Dolomitgrundmasse. Die Länge der Komponenten beträgt 5—10 cm, ihre Höhe 1—3 cm.

Dolomit-Oolith: Im Gegensatz zu den Dolomit-Oolithen von Sch. 15 zeigen die Dolomit-Oolithe des Schichtverbandes 17 keine Umkristallisationserscheinungen. Die Ooide weisen einen Durchmesser von 1—5 mm auf, oft sind sie schwarz verkieselt.

Dolomit-Konglomerat: In grauer, feinkristalliner oder leicht brecciöser Dolomitgrundmasse liegen Gerölle mit einem Durchmesser von 2—6 cm, lithologisch unterscheiden sie sich von der Grundmasse nicht.

Dolomitgerölle in kalkiger Grundmasse: In einer grauschwarzen, kalkigen Grundmasse liegen dicht gedrängt schlecht gerundete Gerölle von hellgrauem Dolomit. Der Durchmesser der Gerölle beträgt 1—3 cm.

Die folgenden Profile zeigen einige Details aus der Stratigraphie von Schichtverband 17.

Folgendes Profil wurde am Nordfuss des Ajortoq im Geologfjord aufgenommen.

Bankige und schiefrige, schwarze Kalke von Sch. 16.

40 m Wechsellagerung von bankigen, dolomitischen Primärbreccien, die gelbweiss anwittern und schwarzen, schiefrigen Kalken. Die Mächtigkeit der Schieferlagen beträgt 1 m, die der Breccienbänke 2—3 m. Die Grundmasse der untersten Breccienlagen ist noch stark kalkig, geht aber nach oben rasch in reinen Dolomit über.

Auf den Schichtflächen der Breccienbänke konnten häufig Trockenrisse beobachtet werden.

3 m Dunkle Dolomitschiefer, ihr Liegendes tritt als Geländeschwelle hervor.

20 cm Konglomerathorizont. In dolomitischer Grundmasse liegen gutgerundete Dolomitgerölle, deren Durchmesser 3—6 cm beträgt.

5 m Gelbweiss anwitternde, graue dolomitische Primärbreccie.

Südlich P 845 konnte am Ostkap der Grejsdalenmündung ein Profil von Sch. 17 aufgenommen werden.

Kalk mit umgelagerten Ooiden (Sch. 16).

50 cm Grobes Dolomitzkonglomerat, das durch seine weisse Anwitterung auffällt.

5 m Bankige, schwarze Kalke.

35 m Wechsellagerung von dunkeln Kalkschiefern, bankigen, grauen Kalkdolomiten und Konglomeraten, bei denen dolomitische Gerölle in kalkiger Grundmasse liegen. In die Schieferhorizonte finden sich dolomitische Primärbreccienlagen eingestreut. Die

Mächtigkeit der einzelnen Kalkschieferlagen beträgt 2—3 m, die der Konglomerate und Kalkdolomite 3—5 m.

10 m Wechsellagerung von dolomitischen Primärbreccien und dichten Dolomiten, beide wittern cremefarben an.

13 m Zyklische Wechsellagerung von feinschichtigen Dolomiten, dolomitischen Feinbreccien und groben Dolomitskonglomeraten. In diesen 13 m konnte folgendes Detailprofil aufgenommen werden.

- 2,0 m Feinschichtiger Dolomit.
- 0,3 m Konglomerat.
- 0,2 m Feine Breccie.
- 1,5 m Feinschichtiger Dolomit.
- 1,0 m Konglomerat.
- 1,2 m Feine Breccie.
- 0,4 m Feinschichtiger Dolomit.
- 0,7 m Konglomerat.
- 1,0 m Feine Breccie.
- 0,3 m Feinschichtiger Dolomit.
- 1,0 m Konglomerat.
- 1,0 m Feine Breccie.
- 0,3 m Feinschichtiger Dolomit.
- 0,5 m Konglomerat.
- 1,5 m Feinschichtiger Dolomit.

4 m Wechsellagerung von dolomitischen Primärbreccien und dichten bis feinschichtigen Dolomiten.

In Taagehjem in Süd Andrées Land ist Schichtverband 17 schlecht aufgeschlossen, doch können wir eine orientierende Übersicht seiner Beschaffenheit geben.

Dolomitisierter Oolith von Sch. 16.

30 m Wechsellagerung feinschichtiger Dolomite und dolomitischer Primärbreccien. Beide sind im Anschlag grau und wittern hellgrau bis weiss an.

3 m Dolomitische Konglomerate. Die Grundmasse wittert hellgrau, die Gerölle dunkelgrau an.

5 m Alternierende dolomitische Primärbreccien und dichte Dolomite. Die Anwitterung ist hellgrau bis hellgelb.

5 m Weisse Dolomitoolithe, sie zeigen keine Umkristallisationserscheinungen.

10 m Wechsellagerung von hellen, feinschichtigen Dolomiten und weissen Dolomitoolithen, deren Ooide oft schwarz verkieselt sind.

Diese letzte Folge entspricht ganz dem kalkigen, untersten Schichtverband 18 im Geologfjordgebiet (S. 57), wo plattige, feinschichtige Kalke mit Kalkoolithen alternieren.

Schichtverband 17 ist eine typische Flachmeerbildung. Die Trockenrisse und Gerölle sprechen für eine zeitweilige Trockenlegung lokaler Partien des Verbandes. Die Gerölle dürften aus verbandeigenem Material stammen.

Die obere Kalk-Dolomit-Serie (OKDS).

Die obere Kalk-Dolomit-Serie wird weitgehend von dem mächtigen, grauschwarzen, von wenigen hellen Bändern durchzogenen Schichtverband 18 aufgebaut. In seinem Hangenden liegt der buntfarbene Schichtverband 19, das einzige, von weitem mit Sicherheit erkennbare Glied der KDS. Ueber Sch. 19 findet sich die dunkle Kalkschieferfolge von Schichtverband 20, an dessen Obergrenze wir willkürlich die Grenze gegen die Tillit-Serie ziehen. Fig. 11 zeigt die obere Kalk-Dolomit-Serie an der Mündung des Grejsdalen.

Schichtverband 18, 400—440 m.

In Süd-Andréas Land tritt uns Sch. 18 als grauschwarze Folge von Kalken entgegen, in der unteren Hälfte des Schichtverbandes treten einige helle Dolomitbänder auf. Im obersten Drittel findet sich eine 10 m mächtige, orange anwitternde Dolomitlage. Die Grenze gegen Schichtverband 19 ist unbestimmt, der Übergang ist fließend.

Im Geologfjord und im Grejsdalen (Fig. 11) hingegen wird der grauschwarze, kalkige Schichtverband 18 hauptsächlich in den oberen Partien von einigen Dolomitbändern durchzogen. Im Gegensatz zur Ausbildung in Süd-Andréas Land ist die Grenze gegen Sch. 19 sehr deutlich und tritt schon morphologisch hervor.

Das Vorkommen von Sch. 18 beschränkt sich auf den südlichen Teil unseres Untersuchungsgebietes. Er baut den grössten Teil des Steilabfalls der Junctiondalostflanke auf. Von Taagehjem zieht er bis nach Ødemarken. Nördlich des Tillite Canyons taucht er an der Küste auf und zieht sich um den Mørkebjerg und Ajortoq ins Umingmalikdal und zur Grejsdalenmündung. Vereinzelt Vorkommen finden sich am Panoramafjeld, im Grejsdalen bei P 92 und in einem Graben S Sorte Hjørne.

In Fig. 12 ist ein Profil von Sch. 18 dargestellt, das im Geologfjord, am Fusse des Mørkebjerg aufgenommen wurde. Eine detaillierte Beschreibung des Profils findet sich weiter unten.

Als Ergänzung zum Übersichtsprofil von Fig. 12 sollen einige in der Legende vermerkte Gesteine beschrieben werden, sofern sie nicht schon bei der Besprechung der Schichtverbände 15 (S. 41) und 16 (S. 47) angeführt wurden.

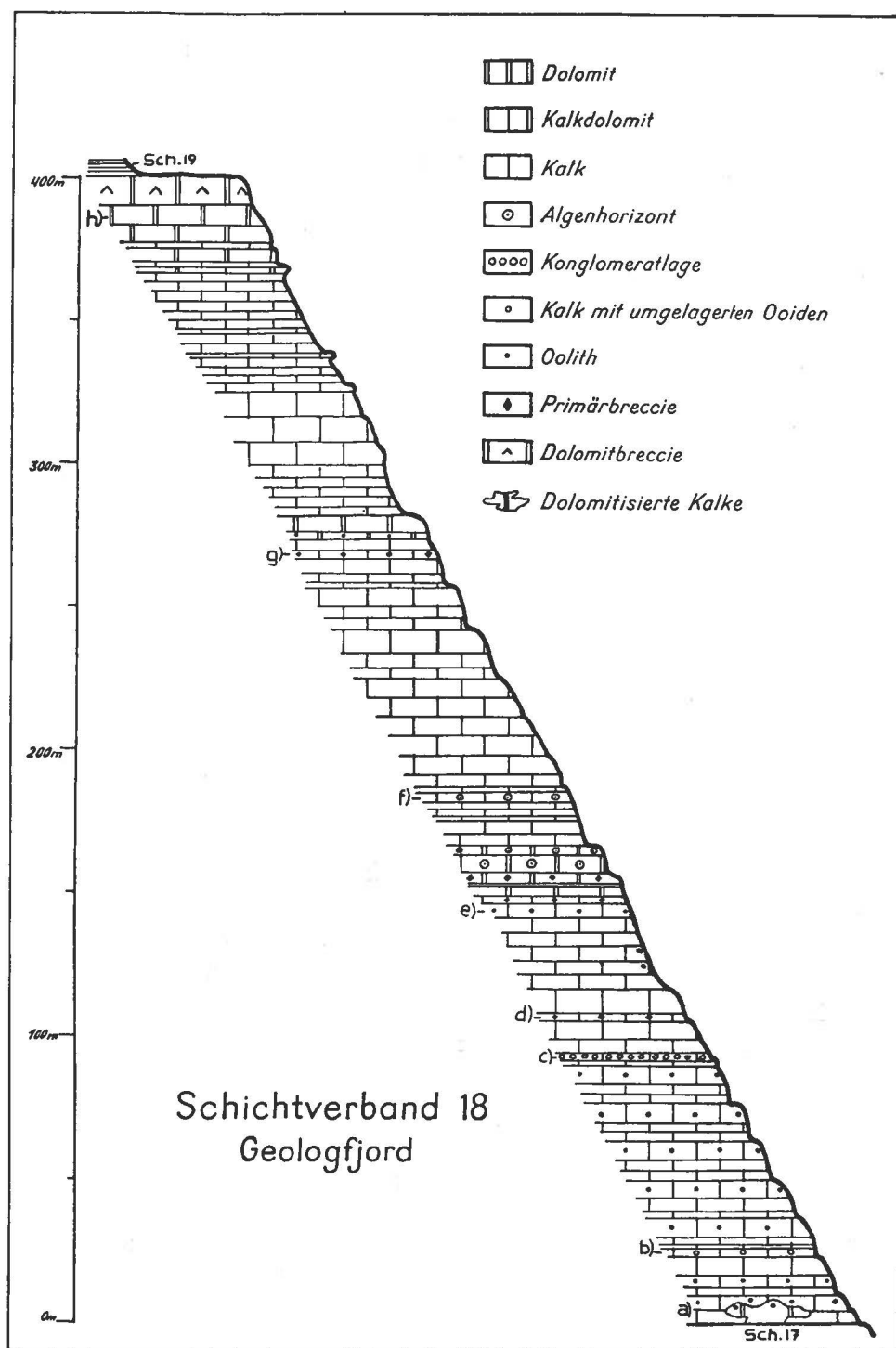


Fig. 12. Profil des Schichtverbandes 18, Geologfjord.

a—h. Siehe Beschreibung des Profils (S. 57).

Algendolomite und Algenkalke: Die Algen von Sch. 18 treten meist in schwarzen Kalken auf, in denen die organischen Strukturen durch feine, weiss oder gelb anwitternde Dolomitlagen betont werden. Daneben finden sich auch dolomitische Bänke mit Algenstrukturen.

Konglomerate: In schwarzer, kalkiger Grundmasse liegen schlecht gerundete, hell anwitternde Dolomitgerölle von 1—3 cm Durchmesser. Die Dolomitgerölle führen Ooide, die z. T. verkieselt sind.

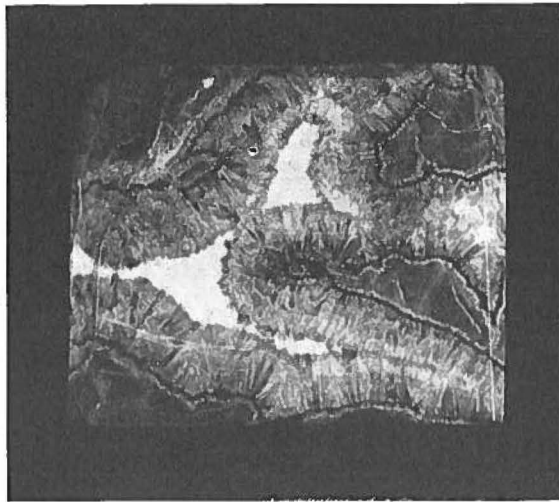


Fig. 13. Kalk-Dolomit-Breccie, Oberster Schichtverband 18, Geologfjord.
Natürliche Grösse.

Kalk-Oolith: Sehr gut ausgebildete, kalkige Ooide mit 3—7 mm Durchmesser liegen in schwarzgrauem Kalk. Die Oolithlage im obersten Drittel des Schichtverbandes zeigt starke Verkieselung.

Grobe Kalk-Dolomit-Breccie (Fig. 13): Um Bruchstücke von grauem, feinkörnigem Kalk ordnen sich radialstrahlig graue Dolomitkristalle an. Ein grobkristalliner, weisser Kalkdolomit füllt die restlichen Hohlräume aus.

Die Grösse der Dolomitstücke schwankt zwischen 1×1 und 2×5 cm. Ihr Abstand voneinander beträgt 2—5 cm. Die graue, radialstrahlige Dolomitrinde wird höchstens 1 cm dick, die weisse, kristalline Füllmasse kann grössere Partien einnehmen. In den obersten Partien dieses Gesteins finden sich in Drusen gut ausgebildete, gelbliche Quarzkristalle, deren Länge 2 cm erreichen kann.

Dolomitisierte Kalke: Diese Gesteine werden am Ende des Kapitels über die KDS (S. 64) gesondert besprochen.

Das folgende Detailprofil dient als Beschreibung zum Übersichtsprofil von Fig. 12.

Brecciöser, heller Dolomit von Sch. 17.

- a) 5 m Alternierende graue und schwarze Kalke, letztere leicht brecciös. Als Linsen eingestreut treten Oolithe auf.
- 5 m Dolomitisierte Oolithe. Ehemals schwarze Kalkoolithe wurden zu weissen, kristallinen Dolomiten umgewandelt, in denen die alte Oolithstruktur noch erkannt werden kann. Die Dolomitisierung läuft nicht parallel zur Schichtung, sondern verzahnt sich mit dem noch unveränderten Gestein (S. 64).
- 10 m Wechsellagerung von Kalkoolithen und plattigen, schwarzen Kalken.
- 5 m Plattige, harte Kalke, grauschwarz im Anschlag.
- b) 1 m Dunkelgraue Kalke mit umgelagerten Ooiden und Oolithfragmenten.
- 1 m Schwarzer, grober Kalkoolith
- 2 m Wechsellagerung grauer, bankiger Kalke mit schwarzen, feinkonglomeratischen Oolithen. In Linsen treten silifizierte Oolithe auf.
- 1 m Schwarzer Kalkoolith mit grossen Ooiden.
- 2 m Wechsellagerung schwarzer, bankiger und schiefriger Kalke.
- 1 m Schwarze, bankige, grobe Oolithe.
- 55 m Wechsellagerung von schwarzen Kalkoolithen, die grosse Ooide führen, schiefrigen und bankigen Kalken, Kieselkalken und Kalken mit umgelagerten Ooiden. Die obersten Schichten führen in Linsen verkieselten Oolith, dessen Ooide bis 7 mm Durchmesser erreichen können. Immer wieder kann man innerhalb dieser Wechsellagerung Dolomitisierungen beobachten, die jenen aus der Basispartie von Sch. 18 gleichen.
- 2 m Bankige, graue Kalkdolomite, die hellgrau anwittern.
- c) 20 cm Konglomeratbank. In kalkiger, schwarzer Grundmasse liegen schlecht gerundete, hell anwitternde Komponenten. Sie sind dolomitisch und führen Ooide, die z. T. verkieselte sind.
- 15 m Schwarze, leicht spätige Kalke, mit Lagen von Oolith.
- d) 10 cm Kalkige Primärbreccie, deren Grundmasse braunviolett und deren Komponenten gelblich anwittern.
- 10 m Dunkelgraue Kalke, die gelbbraun anwittern, in den obersten Lagen verliert sich diese Anwitterungsfarbe und geht ins Schwarz über.
- 25 m Bankige, graue Kalke.

- e) 5 m Kalkoolith, der hellgrau anwittert und Lagen von feinen Breccien führt.
 1 m Kalk mit umgelagerten Ooiden.
 1 m Kalkdolomitbreccie.
 5 m Schwarze, hellgrau anwitternde, feinschichtige Dolomite.
 20 cm Schwarze Kalkbank.
 2 m Dolomitische Feinbreccie, weiss anwitternd.
 2 m Grobe Kalkdolomitbreccie, weiss anwitternd.
 2 m Kalkige Collenia Schicht, hellgrau anwitternd.
 3 m Collenia Schichten. Die kalkige Hauptmasse wittert schwarz an, doch finden sich in den Algen Lagen von weissem Dolomit.
 2 m Konglomeratische, hellgraue Kalkdolomite, gelb anwitternd und dunkle Kalkbänke mit Colleniastrukturen, die hell anwittern.
 2 m Schwarze Collenia Bank, dunkelgrau anwitternd.
 2 m Leicht dolomitische Collenia Bank mit hellgrauer Anwitterung.
 9 m Bankige, schwarze Kalke.
 7 m Kalkschiefer mit bräunlicher Anwitterung. Die obersten Lagen sind mehr plattig ausgebildet.
- f) 3 m Gelbbraun anwitterndes Band. Zu unterst 1 m plattiger, feinschichtiger Kalkdolomite. Darüber 50 cm kalkige Collenia Bank. Die organischen Strukturen lassen sich gut anhand von gelb anwitternden Lagen erkennen. Als oberstes ca. 1,5 m plattigen, feinschichtigen Kalkdolomits, der gelborange anwittert.
 80 m Schwarze Kalke. Die unteren Partien sind grobbankig, gegen oben tritt eine Wechsellagerung von bankigen, plattigen und schiefrigen Partien ein.
- g) 30 cm Kalkbreccie mit z. T. silifizierten Komponenten.
 5 m Schwarze, plattige Kalke.
 10 cm Brecciöse Kalke.
 50 cm Harte Bank eines dichten Dolomits, im Anschlag dunkelgrau, in der Anwitterung hellgrau. In Linsen tritt Kiesselkalk auf, der gelbbraun anwittert.
 1,5 m Heller Dolomitoolith mit schwarzen, silifizierten Oolithlinsen.
 7 m Bankiger, heller Dolomit, weiss anwitternd.
 42 m Schwarze Kalke, anfänglich schiefrig, nach oben mehr bankig ausgebildet. Ab und zu treten Lagen von hartem, gelblich anwitterndem Kiesselkalk auf.
 3 m Helle Kalkdolomitbank mit feinschichtiger Struktur. Dünne Kalkbänder finden sich eingeschaltet. In Linsen tritt harter Kiesselkalk auf. Die obersten Lagen bestehen aus brecciösem

Kalkdolomit. Durchgehend ist eine hellgraue bis weisse Anwitterung zu beobachten.

- 10 m Plattige und schiefrige, grauschwarze Kalke.
 - 30 cm Feinschichtiger, hellgrauer Dolomit, der gelborange anwittert.
 - 30 m Plattige, schwarze Kalke.
 - 2 m Kalkdolomitbank, gelbbraun anwitternd, mit Silexlinsen.
 - 3 m Karrig verwitternde Kalke mit gelbweisser Anwitterungsfarbe. Silexschnüre durchziehen diese Bänke.
- h) 28 m Dolomitische, helle Dachpartie von Schichtverband 18. Die unteren 18 m nehmen helle, dichte Dolomite ein, die an der Basis noch mit einigen Kalklagen alternieren. Als Linsen treten weisser, kreuzgeschichteter Quarzit und Silexkonkretionen auf. Letztere nehmen von unten nach oben sowohl an Zahl, als auch an Grösse zu und können bis 60 cm lang und 40 cm hoch werden.
- Die obersten 10 m bildet eine eigentümliche Breccie, auf die schon TEICHERT (1933, S. 70) hingewiesen hat, wir haben sie weiter oben (S. 56, Fig. 13) beschrieben und abgebildet.

Schichtverband 19, 120—130 m

Schichtverband 19 mit seinen bunten Farben und z. T. quarzitischen Sedimenten fällt etwas aus dem Rahmen der Kalk-Dolomit-Serie heraus. Wir unterscheiden einen unteren, grauen Teil und einen oberen, bunten Teil des Schichtverbandes.

Schichtverband 19 finden wir im Gebiet von Maanesletten und in der Südwand des obersten Benjamins Dal. Im Osten steht er in der Berggruppe zwischen Kap Weber, Grejsdalen und Umingmalikdal an. Dort fällt seine Untergrenze morphologisch auf (Fig. 11, S. 51), weil die weichen, unteren Partien des Schichtverbandes über der harten Dachbank von Sch. 18 zurückspringen und so zur Bildung eines Tälchens Anlass geben, das man von P 845 oberhalb der Grejsdalenmündung nach N um die ganze Berggruppe bis zum Tillite Canyon verfolgen kann.

Wir schildern nun ein Profil, das am Grat zwischen P 845 und P 1410 oberhalb der Grejsdalenmündung aufgenommen wurde:

- Dolomitbreccie mit radialstrahliger Füllmasse (S. 56), die Dachbank von Sch. 18.
- 2 m Cavernöse, graue Quarzitbreccie, in deren Hohlräumen kleine Quarzkristalle eingewachsen sind.
- 5 m Schwarze Schiefer, die beim Verwittern zu feinem, schwarzem Grus zerfallen.
- 40 m Plattige und schiefrige, graue Kalkdolomite, gelb anwitternd.

- 10 m Schwarzbraune, bankige Kalke.
- 3 m Plattige und bankige schwarze Kieselkalke.

Die oben beschriebene Folge bildet den unteren, grauen Teil des Schichtverbandes, der obere, bunte Teil zeigt folgendes Bild:

- 2 m Dünnplattige Dolomite, hellgrau im Anschlag, gelb anwitternd.
- 5 m Grüne und gelbe schiefrige Dolomite.
- 1 m Bankiger, feinschichtiger, grauer Dolomit mit gelber Anwitterung.
- 9 m Grüne und rote, schiefrige Dolomite.
- 7 m Gelb anwitternde, bankige Dolomite. Im Anschlag sind die unteren Partien hellgraublau, die oberen graugrün und weinrot gestreift.
- 2 m Rote, plattige Dolomite.
- 1 m Rote, bröckelige Dolomitschiefer.
- 25 m Schiefrige und plattige, grünschwärze, tonige Dolomite mit Lagen von gelbem Dolomit in den unteren Partien.
- 2 m Bankige, graue Kalk-Dolomite mit feinschichtiger Struktur, ockerfarben anwitternd.
- 5 m Bankige und schiefrige Kalkdolomite mit gelber Anwitterung.
- 10 m Rostig anwitternde, schwarze, tonige Dolomitschiefer, die bröckelig zerfallen.

Auf Maanesletten in Süd-Andréas Land scheint die Kalkschieferfacies des oberen Schichtverbandes 18 auch noch in die untere Hälfte von Schichtverband 19 zu reichen. Die obere Hälfte tritt jedoch wieder in der bunten Ausbildung auf. Aus grosser Entfernung erkennt man vor allem ein rot-gelbes Band, eine Wechsellagerung roter, mehr schiefriger und gelber, bankiger Dolomite.

Schichtverband 20, 40—80 m.

Der graue Kalkschieferverband zeigt schon wegen seines tektonischen Anpassungsvermögens von Profil zu Profil andere Mächtigkeitswerte. Daneben spielt die beginnende Tillitsedimentation eine wichtige Rolle bei der Ungleichheit der Mächtigkeiten, da an einem Ort die Tillitsedimentation bereits einsetzte, während an anderen Orten noch die Kalkschiefer des Schichtverbandes 20 abgelagert wurden.

Folgende Messungen wurden in Schichtverband 20 gemacht: Ajortoq 80 m, Grat P 845—P 1410 70 m, Maanesletten 40 m.

Schichtverband 20 ist die oberste über weitere Strecken verfolgbare Einheit der Kalk-Dolomit-Serie, darum wählen wir seine Obergrenze willkürlich als Grenze gegen die Tillit Serie. Wir werden im Kapitel über die Tillite auf diese Grenzziehung zurückkommen.

Die Umkristallisation von Dolomiten und die Dolomitisierung von Kalken in der KDS.

In der vorhergehenden Beschreibung der einzelnen Schichtverbände wurde immer wieder auf merkwürdige, grobkristalline Dolomite hingewiesen, die wir teils als Umkristallisationsprodukte sedimentärer Dolomite, teils aber als dolomitisierte Kalke aufzufassen haben. Wir werden nun die uns bekannten Erscheinungsformen dieser Gesteine beschreiben, ohne auf Theorien über ihre Entstehung einzugehen.

Die Umkristallisation von Dolomiten.

Auf dem Hochplateau von Taagehjem finden wir eine der besten Gelegenheiten, diese Gesteine zu studieren.

Schichtverband 16 tritt dort über weite Strecken als massiger, grobkristalliner, hellgrauer Dolomit auf. Dieses Gestein geht seitlich in bankigen bis feinschichtigen, schwarzen Dolomit über. Wir betrachten nun diesen schwarzen Dolomit als das Ausgangsgestein für die Umkristallisation während der grobkristalline Dolomit deren Endprodukt darstellt. Die beobachteten Übergangsformen sollen im Folgenden kurz beschrieben werden:

- a) Grauschwarzer, feinschichtiger Dolomit.
- b) Grauschwarzer, feinkristalliner Dolomit mit einigen feinen, hellen Schnüren und kleinen Nestern von weissem, rhomboedrischen Kristallen.
- c) Grauer, feinkristalliner Dolomit zeigt intensive Durchaderung durch helle, kristalline Dolomitschnüre. Von grobkristallinen, dolomitischen Kleindrüsen laufen feine, helle Adern in den grauen Dolomit.
- d) Grauer, feinkristalliner Dolomit wird von grobkristallinen, hellen Schnüren kreuz und quer durchadert.
- e) Helle, kristalline Adern durchweben in verschiedenen Richtungen einen grauen, feinkristallinen Dolomit und geben ihm ein breccienartiges Aussehen.
- f) Die feinkristallinen, dunklen Dolomitinseln (»Komponenten der Breccie« von e) werden zu grobkristallinen, hellgrauen Dolomiten umkristallisiert. Die brecciöse Struktur, die unter e) beschrieben wurde, ist nur noch schwach erkennbar.
- g) Das ganze Gestein zeigt auf frischem Bruch das Bild eines grobkristallinen, hellgrauen Dolomits, der noch ganz schwach die ehemalige Durchaderung erkennen lässt. Die Anwitterungsfarbe dieses Gesteins ist braun.

- h) Als Endprodukt der Umkristallisation ist ein grobkristallines Gestein zu betrachten, das von Dolomitrhomboedern mit $\frac{1}{2}$ —1 mm Kantenlänge aufgebaut ist.

In den unter g) und h) beschriebenen Endprodukten der Umkristallisation finden sich einige interessante, sekundäre Bildungen.

Sehr häufig treten in den grobkristallinen Dolomiten Drusen auf, die von ziegelroten Dolomitkristallen ausgefüllt sind. Oft wuchsen auf den ziegelroten Dolomiten gut ausgebildete Quarzkristalle (es wurden bis

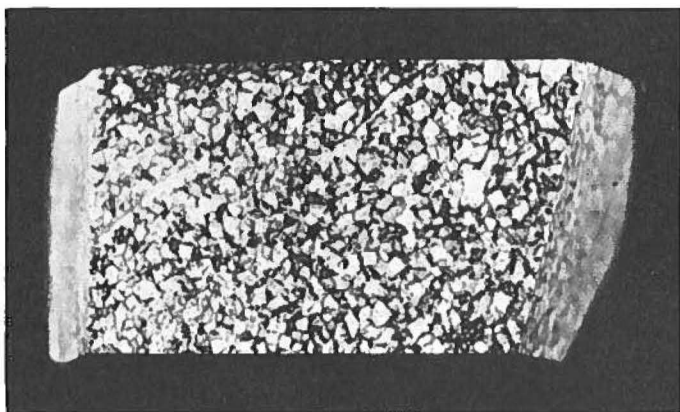


Fig. 14. Dolomit-«Gänge» im Schichtverband 18, Geologfjord (es handelt sich um Dolomitabsätze in Klüften). Natürliche Grösse.

5 cm lange Exemplare gefunden). Im ursprünglichen Gestein (schwarzer Dolomit) finden sich viele Pyritwürfel, die in den grobkristallinen Endgesteinen nicht gefunden wurden. Hingegen tritt dort Linomit auf. Ab und zu wurden auch blassviolette Fluoritkristalle (bis 2 cm Kantenlänge) im grobkristallinen Dolomit beobachtet. Die Fluoritkristalle finden sich sporadisch, dann aber in ziemlicher Anzahl im Gestein.

Das Vorkommen von Fluoritkristallen könnte ein Hinweis darauf sein, dass hydrothermale oder metasomatische Vorgänge bei der Umkristallisation eine Rolle spielten.

Auffälligerweise ist diese extreme Form der Umkristallisation streng auf Sch. 16 beschränkt und erfasst weder den hangenden Schichtverband 17 noch die liegend hellen Dolomite von Sch. 15. Beobachtungen im Junctiondal und im oberen Benjamins Dal zeigen, dass dort Sch. 16 mehrheitlich von schwarzen Kalken aufgebaut wird. Die Vermutung liegt nahe, dass die oben beschriebenen schwarzen Dolomite, die wir als Ausgangsgestein für die Umkristallisation betrachtet haben, ursprünglich eine Kalkserie waren, die dolomitisiert und dann in ein grobkristallines Gestein umkristallisiert wurde.



Fig. 15. Unregelmässige Dolomitisierung von Kalklagen im Schichtverband 14, Taageslugt. (x: Dolomitisierte Partie).

Aus Schichtverband 15 kennen wir die verschiedenen, schon auf S. 41 erwähnten Breccien und die ebenfalls auf S. 42 beschriebene Struktur der schwarz/weiss/schwarzen Bänder (Fig. 6).

Die erwähnten Breccien gleichen nun in ihrer Ausbildung ganz jenem Stadium der Umkristallisation, das oben unter e) beschrieben wurde. Es scheint, dass die weissen Primärdolomite von Sch. 15 der Umkristallisation weit besser widerstanden haben als die Gesteine von Sch. 16, so dass in Sch. 15 durchwegs das Stadium e) erhalten blieb.

Im Schichtverband 18 treten am Geologfjord (Nordostwand des Ajortoq) eine grosse Anzahl von konstant N—S streichenden Klüften auf. Daneben finden sich »Gänge«, die ebenfalls dieser Richtung folgen. Das »Ganggestein« weist ausgezeichnet auskristallisierte, weisse Dolomitrhomboeder mit 1—2 mm Kantenlänge auf (Fig. 14). Die Rhomboeder liegen in einer grauschwarzen, feinkristallinen Dolomitgrundmasse. Es scheint, dass es sich bei diesen »Gängen« um Dolomitabsätze in Kluftsystemen handelt.

Besonders bemerkenswert ist der »Kontakt« dieser Gänge. Durchsetzt ein solcher »Gang« einen dunklen Kalk, so breiten sich oft seitwärts helle, unregelmässig begrenzte Partien ins dunkle Gestein aus. Das Gestein der hellen Partien entspricht ganz dem grobkristallinen Dolomit,

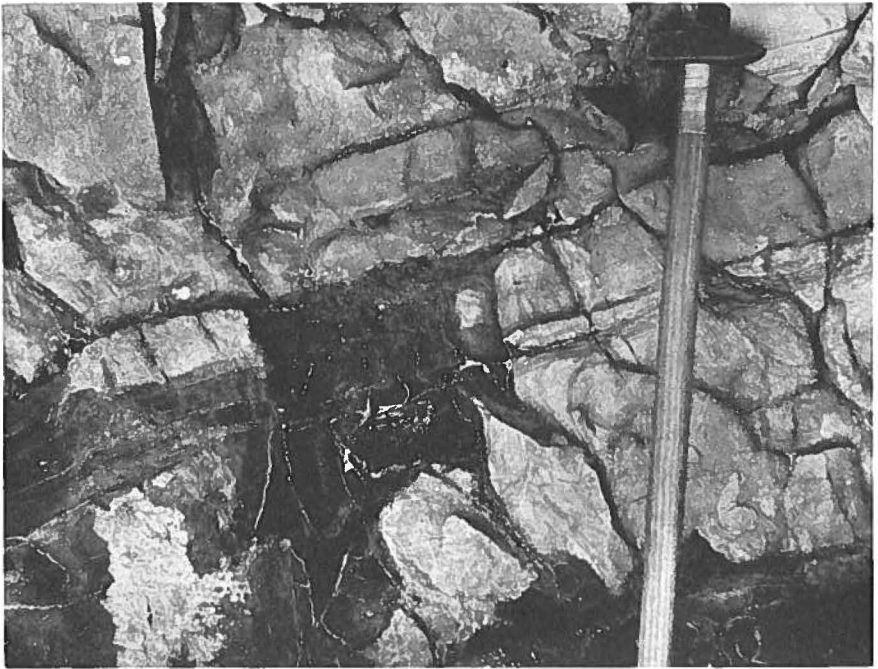


Fig. 16. Dolomitierter Kalk, Schichtverband 14, Taageslugt. Detailansicht der Grenze Kalk (dunkel)/Dolomit (hell). Die ursprüngliche Schichtung lässt sich deutlich in den Dolomit verfolgen.

der oben als Endprodukt der Umkristallisation von Sch. 16 beschrieben wurde. Wir werden bei der Besprechung der Dolomitierung von Kalken nochmals auf diese Erscheinung zurückkommen. Tritt jedoch ein »Gang« in eine der hellen Primärdolomitbänke, so verschwindet er, doch findet man ihn im hangenden Kalk wieder.

Als letzte der Umkristallisationserscheinungen sei nochmals die Dachbank von Sch. 18 angeführt, die auf S. 56 beschrieben und abgebildet wurde.

Die Dolomitierung von Kalken.

Die Ursache dieser in der KDS weit verbreiteten Erscheinung ist unbekannt.

Ein typisches Beispiel der Dolomitierung von Kalken kennen wir aus der Taageslugt (Süd-Andréas Land). Dort finden sich in den schwarzen Kalken des oberen Schichtverbandes 14 riffartige, weisse Lagen (Fig. 15), deren Gestein ein grobkristalliner Dolomit ist. Der weisse Dolomit liegt in grauschwarzen Kalken, mit denen er an der Grenzfläche stark verzahnt ist (Fig. 16). Auch können die Strukturen der Kalke noch in die Dolomite verfolgt werden. Es ist offensichtlich, dass es sich bei den

Dolomiten nicht um primäre Einlagerungen in die Kalke handelt, sondern um eine sekundäre Dolomitisierung von Kalken.

Wie wir oben erwähnt haben, treten im Geologfjord »Dolomitgänge« auf, von denen oft eine Dolomitisierung der durchsetzten Kalklagen ausgeht. An kalkigen Oolithlagen lässt sich beobachten, dass die Umkristallisation sich zuerst im Zentrum der Ooide bemerkbar macht und dann allmählich auf das ganze Gestein übergreift. Dabei kann auch noch in den total dolomitisierten Lagen die alte Oolithstruktur erkannt werden.

Während wir bei den Umkristallisationserscheinungen in Sch. 16 (S. 61) mehrere Übergangsstadien beschreiben konnten, vollzieht sich bei der Dolomitisierung von Kalken der Uebergang sehr rasch, meist über eine Strecke von wenigen Millimetern.

Die vielen Probleme der oben zusammengefassten Erscheinungen sind noch ungelöst, wir konnten nur rein beschreibend auf diese für die Kalk-Dolomit-Serie so typischen Gesteine eingehen.

Bemerkungen zur Sedimentation der Kalk-Dolomit-Serie.

Die KDS ist überwiegend von chemisch sedimentierten Gesteinen aufgebaut. Toniges Material tritt nur untergeordnet in schwarzen Kalken auf, sandige Beimengungen sind sehr selten.

Alle Beobachtungen deuten darauf hin, dass es sich bei den Sedimenten der KDS meistens um Flachmeerbildungen handelt. Besonders die Oolithe und Algenbiostrome, aber auch die Konglomerate aus KDS-Material, die Trockenrisse in Sch. 17 und die Erosionserscheinungen, wie sie in Sch. 14 (KATZ, S. 100) auftreten, deuten in dieser Richtung.

Daneben lassen die meisten der eben angeführten Bildungen auf relativ unruhige Verhältnisse zur Zeit der Sedimentation schliessen. Wir wollen nochmals kurz die Indikatoren für solche Unruheperioden zusammenfassen.

Eines der besten Beispiele liefert der in Sch. 14, 15, 16 und 18 auftretende Kalk mit umgelagerten Ooiden. Wie wir schon erwähnt haben, führt dieses Gestein einzelne Ooide oder Ooidgruppen, welche in eine Matrix von dichtem Kalk eingelagert sind. An den Ooidgruppen lässt sich feststellen, dass das Gesteinsfragment wiederum von einer Ooidschale umgeben ist. Ständige Umlagerung durch Störungen, verbunden mit kurzem Transport lassen sich aus diesem Sediment ablesen.

Das häufige Auftreten von Primärbreccien ist ein weiteres Anzeichen unruhiger Sedimentation. Es handelt sich um Breccien, bei welchen bereits leicht verfestigtes Material durch Bodenunruhen zerbrochen und in situ von einer feinen Schlammasse umgeben wird (z. B. Sch. 17).

Die Trockenrisse und Konglomerate des Schichtverbandes 17 deuten an, dass periodisch gewisse Teile der Flachsee sogar trockengelegt wur-

den. War das trockengelegte Material noch wenig verfestigt, so bildeten sich Trockenrisse, während die Konglomerate aus bereits verfestigten Partien stammen.

So haben wir einerseits chemische Sedimente, andererseits zeigen diese aber immer wieder Spuren mechanischer Umlagerung. Als dritte Erscheinung müssen wir die häufigen Spuren von organischen Strukturen in der KDS kurz erwähnen.

Als auffälligste Struktur sind wohl die Algen (Cryptozoon, Collenia) zu werten. Sie treten fast ausschliesslich in Form von Biostromen (Algenrasen) auf. Man sieht dann auf den Schichtflächen eine Unzahl konzentrischer Ringsysteme von 5—20 cm Durchmesser. Die gleichen Ringstrukturen zeigen in der Seitenansicht Säulenform, die einzelnen Säulen werden aus stark nach oben gebogenen Lagen aufgebaut.

Die seltenen Einzelindividuen von Algen scheinen aus dem Biostrom herausgeschwemmt und wieder abgelagert zu sein (z. B. die Vorkommen im orangefarbenen Konglomeratband Sch. 14 S. 40).

Neben den Algen erwecken aber auch einige Oolithe den Verdacht, dass organisches Material am Aufbau der Ooide beteiligt ist. Es sind drei Erscheinungen, welche in dieser Richtung deuten:

- 1) Die Grösse der Ooide.
- 2) Der gute Erhaltungszustand der Ooide in der stark umkristallisierten Grundmasse.
- 3) Der deutlich konzentrische Bau der Ooide mit unruhigwelligen Zonen und das Fehlen radialstrahliger Individuen (Fig. 9).

Wir haben nur kurz einige Probleme der primären Sedimentation gestreift. Eine andere Fragengruppe ergibt sich aus den verschiedenen Diageneseerscheinungen wie Umkristallisation, Dolomitisierung und Silikifizierung.

Wir möchten hier nur nochmals auf die regionale Verteilung von Dolomit und Kalk hinweisen. Wir können bei den Schichtverbänden 14—17 feststellen, dass sie im Westen stärker dolomitisch sind als im Osten. Es handelt sich bei diesen Dolomiten um jene Gruppe von Gesteinen, welche KATZ (1952, S. 102, 103) in Anlehnung an CLOUD und BARNES als »fast primären« Dolomit bezeichnet.

Die oben gegebene Zusammenfassung ist eher eine Zusammenstellung von Problemen als eine Aufzählung von Theorien und Lösungen. Wir möchten es deshalb nicht unterlassen darauf hinzuweisen, dass uns die Kalk-Dolomit-Serie das ideale Studienobjekt für die Lösung vieler Fragen von allgemein-geologischer Bedeutung zu sein scheint. Leider fiel eine solche, im Feld sehr zeitraubende Arbeit nicht in unseren Aufgabenkreis. Deshalb wäre eine spezielle, sedimentpetrographische Bearbeitung der KDS wünschenswert.

Die Tillit-Serie

Unter dem Begriff »Tillit« verstand man ursprünglich verfestigtes Grundmoränenmaterial, doch wurde der Begriff im Laufe der Zeit vor allem in den Südkontinenten stark erweitert, so dass er heute ganz allgemein auf verfestigtes Material glazialer Herkunft angewendet werden kann.

Für Ostgrönland haben KULLING und HUBER einen schwimmenden Gletscher, der Moränematerial in ein marines Milieu sedimentiert, als Vergleich herangezogen. Diese Auffassung wird durch das Fehlen von Glazialschrammen auf der Tillitunterlage gestützt. Als rezente Beispiele für solche Sedimentationsbedingungen wurden der Humboldt Gletscher (N-Grönland) und die Ross-Barriere (Antarkt.) genannt.

Die ostgrönländischen Tillite zeigen unregelmässige Einlagerungen von Bruchstücken und Geröllen verschiedener Gesteine in eine graue, grüne oder rotbraune Grundmasse, die überwiegend von gutgerundeten, grossen Quarzkörnern in einer Carbonatmatrix (Kalk, Dolomit, ?Siderit und ?Ankerit) gebildet wird.

Es berührt etwas merkwürdig, dass die Zusammensetzung der Grundmasse wenig von der Art der Geschichte der Geschiebe abhängig ist. Die konstante Verknüpfung von gutgerundeten, grossen Quarzkörnern mit kleinen Carbonatkristallen und der auffällige Mangel an Tonmineralien (siehe auch HUBER, 1950, S. 75) lassen einen glazialen Ursprung der Grundmasse fraglich erscheinen. Besonders stösst man sich an dieser Zusammensetzung der Grundmasse, wenn Granite, Gneise und Porphyre als Geschiebekomponenten dominieren.

Da makroskopisch vor allem die graugrüne Abart der Grundmasse immer wieder eher den Eindruck eines Tuffs oder Tuffits als den eines glazialen Sedimentes macht, wurden von BACKLUND, HUBER, KATZ und vom Verfasser verschiedene Dünnschliffe der Grundmasse eingehend auf die Anwesenheit von tuffitischem Material geprüft. Während BACKLUND, HUBER und der Verfasser die Anwesenheit von Tuffit verneinen oder zumindest als äusserst fraglich ansehen mussten, hat KATZ wiederholt in seiner Arbeit den tuffogenen Charakter der Strindbergs Land Tillite betont, ohne sich jedoch auf Details einzulassen. Seiner angekündigten Publikation über diese Funde blicken wir mit Spannung entgegen.

Als Hauptstütze für den glazialen Ursprung der Tillite können drei Punkte genannt werden:

- 1) Die Art der Lagerung der Tillite: In einer meist ungeschichteten Grundmasse liegen polymikte Geschiebe.
- 2) Die Art der Verbreitung der Tillite: Es besteht heute bereits die Möglichkeit, verschiedene Schüttungszonen mit abweichendem Geschiebematerial zu unterscheiden.
- 3) Die Anwesenheit von gekritzten Geschieben.

Zu Punkt 3 möchte der Verfasser doch noch einige Bedenken äussern. Der Einzige, welcher bis heute gekritzte Geschiebe gefunden und abgebildet hat, war POULSEN (1930, S. 303). Die Figur weist den Mangel auf, dass jeweils nur eine Seite des Gerölls abgebildet ist. Beide stammen von einem Tillithügel an der Ostseite der Tillite Canyon Mündung, einer dem Verfasser wohlbekannten Lokalität. Dort lassen sich nämlich an der Oberfläche Glazialschrammen auf Sandsteinlinsen des Tillits feststellen, ganz einfach deshalb, weil der Hügel ein »roche moutonnée« des quartären Geologfjord-Gletschers ist. Deshalb muss auch die Möglichkeit, dass POULSEN's gekritzte Geschiebe eine quartäre Schrammung zeigen, zumindest in Betracht gezogen werden.

Das Problem, welche Zusammenhänge zwischen der Bildung der eigentümlich konstanten Grundmasse und der Ablagerung der verschiedenen Geschiebe besteht, bleibt bis auf weiteres ungelöst. Es ist wohl möglich, dass Glazialtransport bei der Bildung der Tillite mitwirkte, daneben müssen aber noch andere Faktoren eine wichtige Rolle gespielt haben.

Wenn wir im Folgenden den Ausdruck »Tillit« trotz aller oben geäusserten Bedenken beibehalten, so tun wir es, weil ein so eingebürgerter Begriff wie gerade der des »Tillits« nur nach eingehenden, über unsere Aufgabe hinausgehenden Untersuchungen abgeschafft werden kann.

Einige Profile der Tillit-Serie in Andréas Land.

In die Tillit-Serie schliessen wir alle Gesteine ein, welche über den plattig-schiefrigen Kalken des Schichtverbandes 20 und unter der gut definierten Canyon Serie liegen.

Die folgende Profile werden zeigen, dass sehr verschiedenartige Gesteine in der Tillit-Serie auftreten und dass eigentliche Tillite nur einen geringen Anteil am Aufbau der Serie haben.

Die Untergrenze der Tillit-Serie wurde arbiträr am Dach des Schichtverbandes 20 angenommen, trotzdem an einigen Stellen, ausserhalb unseres Arbeitsgebietes (Nanortalik), der untere Tillit auf Sch. 19 liegt. Der Grund für diese Grenzziehung war die Feststellung, dass zwar ab und zu über Sch. 20 noch Gesteine auftreten, die gut zur Kalk-Dolomit-Serie gerechnet werden könnten, dass aber deren Lithologie von Ort zu Ort wechselt, so dass sie sich nicht als Leithorizont für die Kartierung eignen. Hingegen lässt sich Schichtverband 20 in Andréas Land und Strindbergs Land gut verfolgen. Auf die Probleme, welche durch diese willkürliche Grenzziehung etwas verwischt wurden, soll nach der Beschreibung der Profile eingegangen werden.

Wir können in Andréas Land drei verschiedene Facieszonen der so definierten Tillit-Serie ausscheiden (vgl. auch Fig. 19, S. 79):

Die Zone A) zwischen P 1410 und Ajortoq östlich der Grejsdalenmündung.

Die Zone B) an der Tillite Canyon Mündung.

Die Zone C) von Maanesletten (Süd-Andréas Land).

Vergleichen wir die Profile aus diesen drei Zonen mit dem so oft diskutierten und beschriebenen Profil von Ella Ø, so lässt sich nur die Zone A) direkt mit diesem vergleichen. POULSEN, BACKLUND, EHA, HUBER und SCHAUB gliedern das Ella Ø-Profil wie folgt:

Unterer, grauer Tillit mit sedimentären Geschieben.

Mittlere Tillit-Serie: Sandsteine und Schiefer (Interglazial von SCHAUB).

Oberer, roter Tillit mit kristallinen Geschieben.

Diese Dreiteilung mit lithologisch gleichen Unterabteilungen lässt sich wie schon erwähnt in unserem Untersuchungsgebiet, in Andréas Land nur in der Zone A) durchführen, in welcher zwei Profile aufgenommen wurden:

- 1) Profil am Grat zwischen P 845 und P 1410 östlich der Grejsdalenmündung:

Plattige und schiefrige Kalke von Sch. 20.

20 m Stark verschuttete Dolomit- und Quarzitschiefer.

5 m Schwarze Kieselkalke.

30 m Gelbe, stark kreuzgeschichtete Sandsteine.

10 m Grauer Tillit. In grauschwarzer, stark kalkiger Grundmasse, die hellgelbgrün bis grauolivfarben anwittert, liegen kleine, sedimentäre Komponenten, meist gelbe Dolomite und schwarze Kalke. Der Tillit ist sehr hart.

3 m Gelbbrauner Sandstein.

1 m Grauer Tillit. In grauschwarzer Grundmasse, die rostfarben anwittert, liegen kleine, sedimentäre Komponenten.

50 m Dunkelrote, plattige Glimmerquarzite.

30 m Grobbankige, grau-grüne Glimmerquarzite, die rostfarben anwittern.

200 m Bankige, blaugraue Quarzite, die leicht rostig anwittern, alternieren mit roten, plattigen Glimmerquarziten.

Die drei zuletzt geschilderten Stufen entsprechen den Interglazialbildungen von Ella Ø.

50 m Roter Tillit. In weinroter Grundmasse, die an Klüften oft grün verfärbt ist, liegen sedimentäre und kristalline Geschiebe von beachtlicher Grösse (bis 50 cm Durchmesser). Teilweise sind die Komponenten gut gerundet und poliert. Wir werden

bei der Besprechung der roten Tillite näher auf die Zusammensetzung des Geschiebematerials eingehen. In die roten Tillite sind Lagen von graugrünem Sandstein eingelagert.

2) Am Nordgrat des Ajortoq wurde ein weiteres Profil der Tillit-Serie studiert:

- 80 m Plattige, schwarze Kalke von Sch. 20.
- 7 m Graugüne und weisse, getupfte, plattige Quarzite mit ausgezeichneter Kreuzschichtung. Eingeschaltet finden sich geringmächtige Lagen von grauen Glimmerquarziten.
- 3 m Blaugraue, dolomitische Tonschiefer.
- 12 m Dunkelgrauer Sandstein, der ockerfarben anwittert. Die Quarzkörner weisen ausgezeichnete Rundung auf, das pigmentierende Erz konnte nicht bestimmt werden.
- 5 m Grauschwarze, schiefrige Glimmerquarzite.
- 10 m Grauer Tillit. In schwarzgrauer, olivfarben anwitternder Grundmasse liegen kleine, sedimentäre Komponenten.
- 1 m Grauer, gelb anwitternder, feinschichtiger Dolomit.
- 3 m Grauer, gelbbraun anwitternder Sandstein.
- 1 m Grauer, gelb anwitternder, feinschichtiger Dolomit.
- 14 m Grauer Tillit in verschiedener Ausbildung:
 - 5 m Grauschwarzer, rostbraun anwitternder Tillit mit kleinen Dolomitkomponenten.
 - 1 m Cavernös verwitternder Tillit mit vielen, kleinen, sedimentären Komponenten.
 - 5 m Olivfarbener Tillit mit Kalk- und Dolomitkomponenten von 1—2 cm Durchmesser.
 - 1 m In sandsteinartiger Grundmasse liegen viele, gutgerundete, gelbe Dolomite und schwarze Kalke als Komponenten.
 - 2 m Grauschwarzer, olivfarben anwitternder Tillit mit wenigen, kleinen Komponenten.
- 2 m Grauer, gelbbraun anwitternder Sandstein.
Darüber folgt eine mächtige Serie von roten und graugrünen, rostig anwitternden Glimmerquarziten.

Die hangenden roten Tillite konnten nicht erreicht werden, doch konnte aus 200 m Distanz eine starke Zunahme der grauen Sandsteinbänke festgestellt werden in Vergleich mit dem Profil von P 1410.

Zone B).

Ganz andere Verhältnisse, besonders im Bezug auf das Komponentenmaterial der unteren Tillite und auf die Grundmasse der oberen Tillite

finden wir in der Zone B an der Mündung des Tillite Canyons. Die den Schichtverband 20 direkt überlagernden Partien sind schlecht aufgeschlossen, auch erschwert eine kleine Verwerfung die stratigraphische Interpretation der untersten Tillit-Serie. Immerhin konnte folgendes Profil der Tillit-Serie aufgenommen werden.

Plattige, graue Kalke von Sch. 20.

5 m Schutt.

3 m Braunroter Sandstein.

7 m Dunkle, tonige Schiefer mit Linsen von rostig anwitterndem Quarzit.

30 m Grauer Tillit. Die Grundmasse ist relativ weich, sie zeigt gutgerundete Quarzkörner, die in einer kalkigen, olivgrünen Matrix liegen. Daneben finden sich aber auch Lagen mit sehr hartem Tillit. In Linsen tritt roter und weisser, sehr grobkörniger Sandstein auf.

In den untersten Partien führt der Tillit nur wenige, kleine Komponenten. Ca. 5 m über der Basis finden sich viele, kleine, eckige Bruchstücke von kristallinem Gestein mit rosa Feldspat. Dies ist bis heute das einzige, bekannte Vorkommen von kristallinen Komponenten in den unteren Tilliten. Gegen oben werden die Geschiebe grösser, es fallen vor allem auf: schwarze Kalkoolithe, gelbe Algendolomite und eigentümliche Dolomitreccien. Letztere gleichen stark Partien aus dem obersten Schichtverband 13.

15 m Rote Sandsteine mit einer 2 m mächtigen Lage dunkler Schiefer nahe der Basis.

35 m Dunkelgraue, bankige Glimmerquarzite mit seltenen Schieferlagen. Das Gestein ist fast durchgehend feingeschichtet.

95 m Schieferige, tonige Quarzite führen plattige Lagen von Quarziten, die eine hell/dunkel Feinbänderung aufweisen.

20 m Bankige, grau-grüne Glimmerquarzite, rostbraun anwitternd.

20 m Olivgrün anwitternde, graue, bröckelige Tillite.

Sie stehen stratigraphisch an Stelle der roten Tillite des Profils von P 1410 (Zone A), wir werden auf diesen Facieswechsel noch zurückkommen.

Die Komponenten sind in den untersten Partien klein, nehmen aber nach oben an Grösse zu. Man findet als Geschiebe Kalkkonglomerate, Sandsteine und Quarzite, Kalke, Oolithe sowie weisse, gerollte Granite mit einem Durchmesser bis zu 50 cm. Schrammung der Geschiebe wurde nicht beobachtet.

5 m Rotbrauner Sandstein.

- 15 m Grauer Tillit. Die Komponenten sind klein, in Linsen und Lage tritt grauer Sandstein auf.
- 10 m Rotbrauner Sandstein.
- 5 m Grauer Tillit. Dieser Horizont wurde in der Wand des Canyons nicht erreicht. POULSEN (1930) erwähnt ihn als: »Tillite with relatively few, small erratics«.
- 10 m Grauweißer, gelb anwitternder, dolomitischer Kalk.
- 15 m Wechsellagerung von 7 roten Dolomitschiefer-Bändern mit 7 grauen Quarzitschieferlagen.
Die beiden letzteren Partien gehören bereits zur Canyon Serie.

Zone C).

Begeben wir uns in die dritte Facieszone (C) der Tillite von Andréas Land, so finden wir auf Maanesletten in Süd-Andréas Land, folgende Verhältnisse:

- 40 m Schieferige, grauschwarze Kalke von Sch. 20.
- 10 m Grauer Tillit, mit kalkiger Grundmasse, in die einzelne, gutgerundete Quarzkörner eingestreut sind. Als Komponenten finden sich vor allem dunkle Kalke und gelbe Algendolomite, ihre Grösse übersteigt 5 cm Durchmesser nicht. Eigentümlich ist eine plattige Absonderung der Tillite, die dadurch ein geschichtetes Aussehen erhalten. Es könnte sich dabei gut um primäre Schichtung handeln, vor allem da wir annehmen müssen, dass der Kalk der Grundmasse chemisch ausgefällt wurde.
- 1 m Konglomeratische Breccie. Schlechtgerundete Komponenten liegen dicht gedrängt in einer grauen, kalkig-kieseligen Grundmasse. Unter den Komponenten überwiegt gelb anwitternder Dolomit.
- 4 m Gelb anwitternder, grauweißer Sandstein.
- 12 m Grauer Tillit, olivgrün anwitternd. Die Grundmasse ist kalkig mit eingestreuten Quarzkörnern, die Komponenten sind hauptsächlich gelbe Dolomite, die kaum Erbsengrösse erreichen.
- 2 m Gelber Sandstein.
- 50 m Schwarze, rostig anwitternde, tonige Quarzitschiefer alternieren mit grünen Dolomitschiefern.
- 60 m Graue und grüne Quarzitschiefer mit toniger Beimengung.
- 20 m Graue, plattige Glimmerquarzite.
- 5 m Grüne Quarzite.
- 50 m Grüne, rostig anwitternde, plattige und schieferige, tonige Quarzite.
- 60 m Gelbweisse und grünliche Sandsteine.

Darüber finden sich tillitartige, graugrüne Bänke und Schieferlagen, die gelbe Algendolomite als Komponenten führen, ihre Mächtigkeit ist unbestimmt (sehr wahrscheinlich entsprechen sie dem oberen Tillit anderer Profile).

Die obersten Partien der Tillit-Serie sind auf Maanesletten schlecht aufgeschlossen. Es wurde noch ein weisses Konglomerat gefunden, das Quarzite und einige gelbe Dolomite in einer kieselig kalkigen Grundmasse führt, der Durchmesser der Gerölle beträgt $\frac{1}{2}$ cm. Ähnliche Gesteine, jedoch mit kristallinen Komponenten erwähnt ЕНА (1953) aus den mittleren, roten Tilliten von Suess Land.

Nachdem wir im Vorhergehenden einige Profile der Tillit-Serie geschildert haben, möchten wir gewisse Probleme, welche uns die Tillite stellen, eingehender diskutieren. Wir werden uns mit der Untergrenze der Tillite und den verschiedenen Stufen der Tillit-Serie näher befassen.

Die Untergrenze des Tillits.

Wir haben bereits darauf hingewiesen, dass die Grenze zwischen Kalk-Dolomit-Serie und Tillit-Serie willkürlich am Dach von Sch. 20 gezogen wurde, und dass dadurch gewisse Probleme verdeckt werden.

Diese Probleme lassen sich aus Fig. 17 herauslesen und folgendermassen formulieren:

Warum liegen im WSW (Antarctics Sund, Zone C, Kiledal) die eigentlichen Tillite (nicht die Tillit-Serie) auf Sch. 20 oder gar Sch. 19, während sich im ENE (Zonen A, B) zwischen Sch. 20 und eigentlichem Tillit noch ein sehr komplexer Gesteinsverband findet?

Hierzu gibt es drei Lösungen:

- 1) Die Schiefer, Kieselkalke und Sandsteine der Zonen A und B wurden auch im WSW (Zone C etc.) abgelagert und vor der Tillitsedimentation erodiert.
- 2) In den Gebieten der Zone C existiert eine Sedimentationslücke, Teile von Sch. 20 und die hangenden Schichten der Zone A wurden nie abgelagert.
- 3) Es tritt ein Facieswechsel auf, die eigentlichen Tillite gehen von W nach E in Sch. 20 und in die Schiefer, Kieselkalke und Sandsteine über.

Alle Beobachtungen deuten nun in Richtung der unter 3) gegebenen Lösung. Die Hauptstütze für die Annahme eines Faciesüberganges ist die Beobachtung, dass in den Westgebieten (Zone C etc.) der Tillit nicht mit scharfer Grenze über Sch. 19 oder Sch. 20 liegt, sondern dass wir einen kontinuierlichen Uebergang von den Schiefen von Sch. 19 (ЕНА) und den Kalken von Sch. 20 in den Tillit feststellen können. Dieser

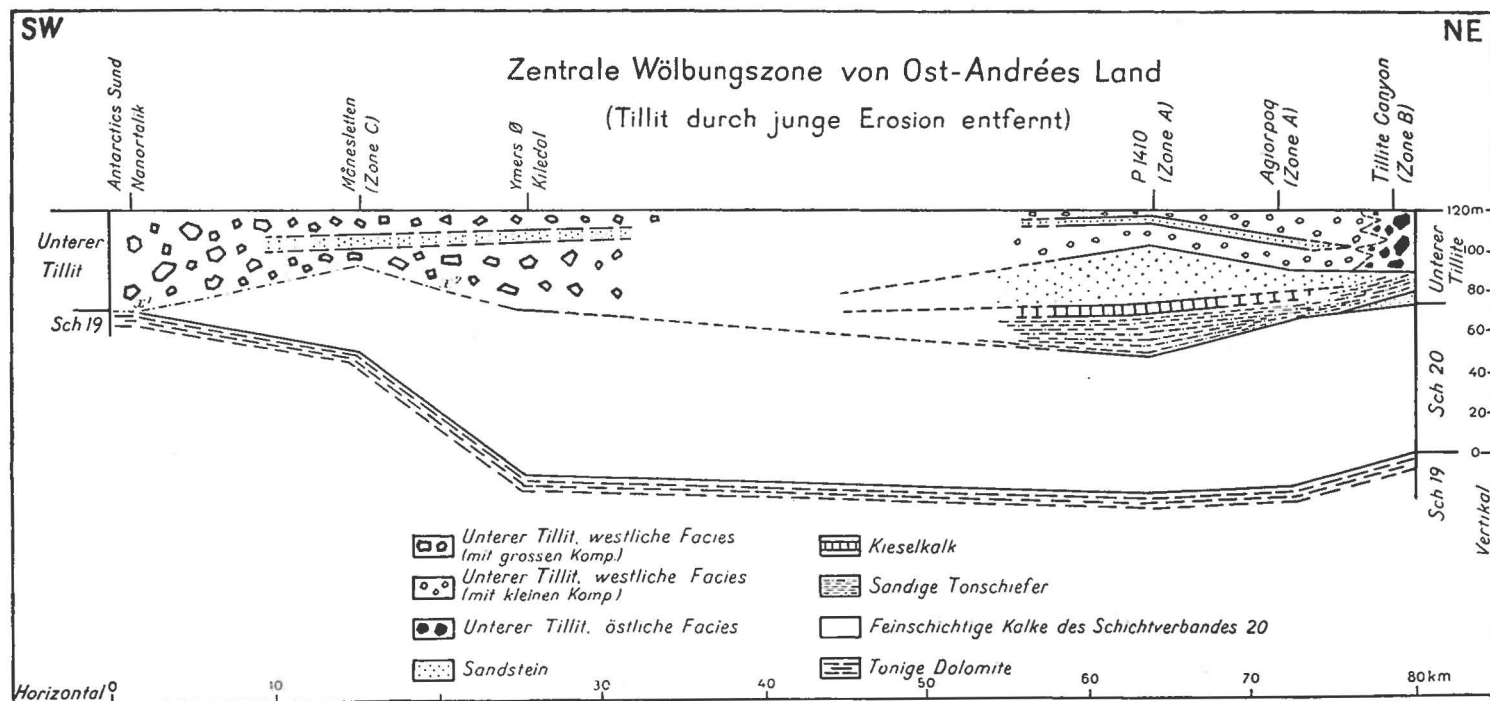


Fig. 17. Die Beziehung Schichtverband 20 — Unterer Tillit dargestellt in einem schematischen Profil zwischen Nanortalik im SW und dem Tillite Canyon im NE.

x_1-x_2 . Auf dieser Strecke nimmt die Mächtigkeit der Kalke von Sch. 20 von W nach E auf Kosten des unteren Tillits zu.
(Agiorpoq ist die Lokalität die im Texte mit dem autorisierten Namen Ajortoq benannt ist).

Übergang vollzieht sich z. B. in der Zone C in einer Schicht von ca. 0,5 m Mächtigkeit. Zuerst liegen kleine Kalkgerölle ($\varnothing$ 2—5 mm) in den schiefrigen Kalken von Sch. 20, dann wird der Kalk kompakter, führt gelbe Dolomitsplitter und wittert bräunlich an und zuletzt haben wir einen etwas geschichteten Tillit mit stark kalkiger, grauschwarzer Grundmasse vor uns. Die Anwitterungsfarbe dieser Grundmasse ist gelbbraun.

Diese Beobachtungen sprechen für eine kontinuierliche Sedimentation. Daraus lässt sich folgern, dass der unterste Tillit aus den Westgebieten unseres Profils (Fig. 17) gleichzeitig mit dem oberen Schichtverband 20 und den hangenden, komplexen Schichten aus den Zonen A und B abgelagert wurde.

Wir stellen also fest, dass jene Bedingungen, welche zur Ablagerung des »Tillits« führten, sehr langsam von W nach E vorrückten. So scheint im Antarcics Sund (Nanortalik) der Tillit auf Sch. 19 zu folgen, als anderes Extrem sei die Zone A genannt, wo zu einer Zeit, als im Antarcics Sund nur Tillite abgelagert wurden, noch 80 m Kalk von Sch. 20, 20 m Quarzit- und Dolomitschiefer, 5 m Kieselkalke und 20 m Sandsteine zur Ablagerung gelangten.

Dies bedeutet, dass der unterste Tillit im Westen (Zone C etc.) eine Facies der oberen Kalk-Dolomit-Serie im E ist. Die Grenze zwischen KDS und Tillit-Serie am Dach von Sch. 20 behalten wir als Kartierungsgrenze bei. Dadurch ist aber eine besondere Abtrennung einer Tillit-Formation, wie sie z. B. von POULSEN vorgenommen wurde, nicht mehr gerechtfertigt, die Tillit-Serie stellen wir in die Eleonore-Bay-Formation.

Die oberen Tillite.

Wie bei den unteren Tilliten lassen sich auch bei den oberen Tilliten drei Facieszonen ausscheiden, welche mit den oben definierten Zonen A, B und C übereinstimmen.

Die drei Faciestypen des oberen Tillits sind folgendermassen charakterisiert:

Zone A: Sog. roter Tillit. Die Grundmasse zeigt gutgerundete, einheitlich auslöschende Quarzkörner in seiner carbonatischen Matrix. Quarzkörner und Matrix sind stark hämatitisch pigmentiert, wodurch das Gestein eine weinrote Färbung erhält.

Als Komponenten des roten Tillits wurden von BACKLUND, und HUBER folgende Gesteine aufgeführt, deren Auftreten auch wir bestätigen können:

Rote Granite,	Verschiedene Gneise,
Rote Porphyre,	Diabase,
Rote Porphyrite.	Spilite.

Der rote Tillit der Zone A führt häufig geringmächtige Lagen von graugrünem Sandstein.

Zone B: Ein grauer Tillit, dessen Grundmasse wiederum aus gutgerundeten Quarzkörnern mit carbonatischer Matrix zusammengesetzt ist.

Dieses Vorkommen von oberem Tillit wird durch mächtige Sandsteinlagen (vgl. Profil der Zone B) in drei Stufen unterteilt. Die Komponenten der untersten Stufe sind: Weisse Granite, graue Gneise, Diabase, Quarzite, braune Kalkkonglomerate, Kalke und Dolomite.

Die beiden oberen Stufen führen nur kleine Splitter von Kalk und Dolomit.

Zone C: Die Tillitvorkommen von Süd-Andréas Land finden sich auf Maanesletten, welche von Fliesserde- und Schuttströmen bedeckt ist. Die lückenhaften Aufschlüsse im oberen Tillit erlaubten es nicht, ein Profil aufzunehmen.

An Stelle der oberen Tillite anderer Profile wurde ein tillitähnliches Gestein gefunden, welches in carbonatisch-kieseliger, grauer Grundmasse viele, gelbe Algendolomitgeschiebe führt. Der Tillit ist plattig-schiefrig ausgebildet.

Wir wollen nun zuerst auf die roten Tillite der Zone A näher eingehen.

POULSEN (1930) bezeichnet auch die rot pigmentierten Horizonte von Ella Ø, welche kristalline Geschiebe führen, als echte Glazialbildungen.

BACKLUND (1932) bringt bereits Einwendungen gegen diese Auffassung, wobei er besonders auf die rote Färbung des Gesteins und auf den guten Rundungsgrad der Quarzkörner der Grundmasse hinweist.

SCHAUB (1950) neigt wieder zu POULSEN's Auffassung.

HUBER (1950) geht neue Wege. Er schliesst aus den drei Faktoren, Rundungsgrad der Quarzkörner, Politur der Geschiebe und dem roten, hämatitischen Pigment der Grundmasse, dass es sich bei den roten Tilliten um eine Wüstenbildung handelt, die in einer vegetationslosen Grundmoränenlandschaft nach dem Gletscherrückzug entstand.

Im Bezug auf die kristallinen Geschiebe des roten Tillits sind sich die meisten Autoren darin einig, dass sie nicht aus den heute bekannten Kristallingebieten in Ostgrönland stammen können, sondern dass sie vermutlich Gesteine des alten, kristallinen Untergrundes der EBF darstellen.

Wie wir schon erwähnt haben, liegen rote Granite, Porphyre und Porphyrite sowie Diabase, Spilite und verschiedene Gneise in einer carbonatisch-kieseligen Grundmasse mit hämatitischem Pigment. Eine Schwierigkeit der alten Auffassung bestand darin, diese Grundmasse als Zerfallsprodukt der obigen Gesteine zu betrachten.



Fig. 18. Konglomeratblock (Durchmesser ca. 60 cm) als Geschiebe im oberen (roten) Tillit. Hochplateau von P 1410, Kap Weber-Berggruppe.

Der Verfasser konnte nun während mehrtägigen Untersuchungen auf dem Hochplateau der Kap Weber Berggruppe einige interessante Funde machen, welche unsere Kenntnisse über die rote Grundmasse und die Geschiebe erweitern.

Unter den Tillitkomponenten finden sich nicht häufig, aber doch konstant Blöcke eines roten Konglomerats. Der Durchmesser dieser Blöcke (Fig. 18) schwankt zwischen 10—60 cm. Die Grundmasse ist ein feinkörniger, extrem hämatitisch pigmentierter Sandstein. Die Quarzkörner sind klein und eckig, haben aber mit dem Sandmaterial der Tillite die Eigenschaft gemeinsam, dass sie einheitlich auslöschten. Als Komponenten des Konglomerats finden sich die oben angeführten, typischen Komponenten des Tillits, mit Ausnahme der Diabase und Spilite. Die

Gerölle weisen zum grössten Teil bereits im Konglomerat gute Rundung und Politur auf.

Der Verfasser möchte aus diesen Beobachtungen den Schluss ziehen, dass es sich bei den roten Tilliten weitgehend um Umlagerungsprodukte einer roten, kontinentalen Konglomeratserie handelt. Die noch erhaltenen Konglomeratblöcke würden besonders harte Lagen dieser Serie repräsentieren. Das Pigment der roten Tillite könnte sehr gut aus dem extremen Hämatitgehalt der Konglomeratgrundmasse abgeleitet werden.

Damit fällt aber auch die Notwendigkeit dahin, den Ursprung der roten Tillite in einem Wüstenklima, d. h. in einem nicht überfluteten Milieu zu suchen. Die überall sehr einheitliche, kein Relief aufweisende Obergrenze der roten Tillite spricht ebenfalls eher gegen einen der Erosion ausgesetzten Ablagerungsraum. Hingegen können wir HUBER's Ansicht insofern folgen, indem wir die roten Tillite als umgelagerte Kontinentalbildung auffassen. Als drittes Argument gegen eine Wüstenbildung der roten Tillite in situ müssen wir noch auf den Übergang von roten zu grauen Tilliten in der Gegend des Ajortoq (Zone A) hinweisen. HUBER hat den Glazialcharakter des grauen Tillits nie bestritten. Die starke Verfärbung der grauen und der roten Tillitfacies in unserem Gebiet weist auf gleiche Entstehungsbedingungen hin, der Unterschied beruht auf der Verschiedenheit des zugeführten Materials.

Bereits am P 1410 und in zunehmendem Masse am Ajortoq (Zone A) treten graue Sandsteinlagen im roten Tillit auf. Diese Sandsteine bilden die Hauptmasse des oberen Tillits der Zone B (Tillite Canyon Mündung). Aber auch die eigentlichen Tillithorizonte zeigen dort eine graue bis braune Matrix. Nur die unterste Tillitlage dieser neuen Facies führt zahlreiche und grosse Geschiebe, in den beiden oberen Horizonten sind die Komponenten klein und selten. Die Kristallinkomponenten sind ganz verschieden von jenen der roten Tillitfacies 10 km im Westen.

Der Verfasser kommt zu folgendem Schluss:

Der rote Tillit ist ein Umlagerungsprodukt einer roten Konglomeratserie, die Kristallingerölle in einer Sandsteingrundmasse aufweist. Dafür sprechen die folgenden Überlegungen.

Der rote Tillit geht in der Gegend des heutigen Kap Weber deutlich in eine graue Facies über, die andere Geschiebe führt, als die rote Facies. An anderen Stellen können wir diesen Uebergang nicht direkt beobachten, doch wie aus Fig. 19 ersichtlich ist, vermuten wir eine ähnliche Übergangszone auch zwischen Kap Mohn und dem Junctiondal oder zwischen dem Narhvalsund und dem Berzelius Bjerg.

Wir führen die Verschiedenheiten in der Tillitusbildung auf verschiedene Herkunft des Materials und nicht auf Unterschiede im Ablagerungsmilieu zurück.

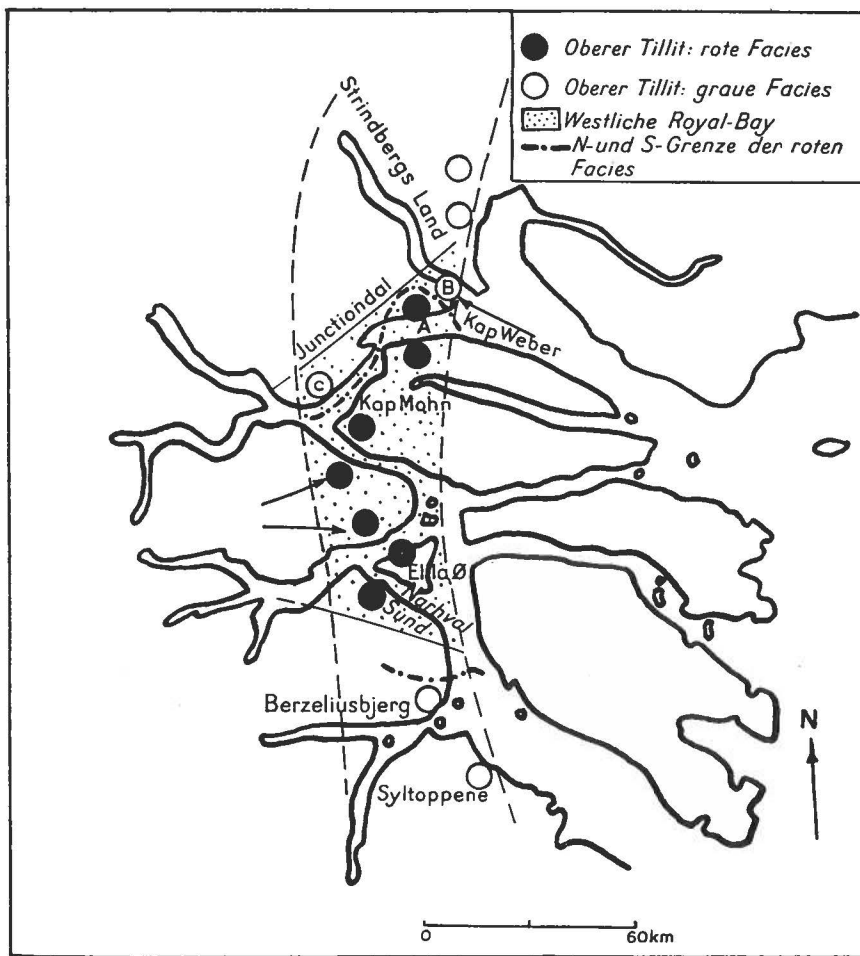


Fig. 19. Die Verbreitung der oberen, roten Tillite (schwarze Punkte) in der westlichen Royal-Bay-Depression.

Gestrichelte Linien: Ungefähre E und W-Grenze der EBF-Zone.

Pfeile: Vermutliche Schüttungsrichtungen für die Gerölle der verschiedenen, oberen Tillite.

Untersuchen wir die Verbreitung des roten Tillits in Ostgrönland, so ergibt sich (vgl. Fig. 19), dass er auf einen relativ kleinen Raum beschränkt ist. Die Vorkommen von rotem Tillit liegen heute in einer achsialen Depressionszone (westliche Royal Bay Koch's), die wahrscheinlich sehr früh angelegt wurde.

Sowohl im S, als auch im N dieser Senkungszone finden wir den oberen Tillit in einer Ausbildung, die wir zusammenfassend als die »graue Facies« bezeichnet haben. Doch müssen wir betonen, dass die einzelnen Profile dieser Facies heute noch nicht miteinander verglichen werden können, da sie vor allem im Bezug auf das Komponentenmaterial stark

differieren (vgl. Profile der Zonen A und C). Wir vermuten, dass auch diese Unterschiede die Folge verschiedener Liefergebiete sind, doch zur Abklärung dieser Frage bedarf es eingehender Studien aller Tillitvorkommen.

Tektonische Vorgänge im Liefergebiet des Tillitmaterials.

Die frühere Auffassung, dass die Geschiebe der unteren Tillite der oberen EBF entstammen und dass die Kristallinkomponenten der oberen (roten) Tillite Gesteine des archaischen Sockels repräsentieren, hat immer wieder zur Annahme grosser tektonischer Vorgänge zur Zeit der Tillite geführt.

Durch Brüche oder durch Faltung wären nach diesen Annahmen Gebiete dermassen herausgehoben worden, dass sie bis auf den kristallinen Sockel erodiert werden konnten. Dabei fällt uns auf, dass immer nur Gesteine der KDS und der Kristallinbasis angeführt werden, während Komponenten aus den über 9000 m mächtigen, quarzitischen Serien nur selten genannt sind.

Nehmen wir hingegen an, die Komponenten des unteren Tillits der Zonen A und C entstammen einer westlichen Facies der KDS, vielleicht ihrer Küstenfacies, so genügt es epirogenetische Schwankungen am Beckenrand anzunehmen, um die Erosion des Materials zu erklären. Da die roten Tillite der Zone A vermutlich eine umgelagerte Kontinentalserie darstellen, brauchen wir ebenfalls nur geringe Bewegungen anzunehmen, um das Liefergebiet dieser Tillite der Erosion zugänglich zu machen.

Vielleicht ergeben sich für das Liefergebiet der Tillitfacies der Zone B (Westgrenze in der Kap Weber Gegend) andere Verhältnisse, sobald wir einmal einen Ueberblick über die verschiedenen Ausbildungen dieser Tillitregion haben. Immerhin entstammen wahrscheinlich die sedimentären Komponenten der unteren Tillite der eigentlichen Kalk-Dolomit-Serie und der Bunten Serie. Jene Diskordanzen, welche sich durch die Heraushebung von Teilen der Geosynklinale ergeben müssten, kennen wir bis heute in Ostgrönland nicht. Hingegen zeigt die Hekla Hoek Formation Spitzbergens nach ORVIN (1940) Erscheinungen, die darauf hindeuten, dass sich in der Gegend östlich der heute bekannten Eleonore-Bay-Sedimente immer wieder Bewegungen zur Zeit des Grönlandiums abgespielt haben. Vielleicht haben solche Bewegungen zur Zeit der Tillite auch das Gebiet der Eleonore-Bay-Formation erfasst.

Die oberste Eleonore-Bay-Formation

Die Canyon Serie, 250 m.

POULSEN (1930) bezeichnet jene grosse Schlucht, die SE des Mørkebjerg in den Geologfjord mündet, mit dem Namen Tillite Canyon. Tatsächlich finden sich an der Mündung dieser Schlucht die Tillite der Zone

B (siehe Abschnitt über die Tillit-Serie), weitaus der grösste Teil der Schlucht liegt jedoch im Hangenden der Tillite, in einer Serie dunkler, toniger Quarzitschiefer und dunkler Kalke. Diese tillitfreie Serie wurde von POULSEN mit dem Namen »Tillite Canyon Formation« belegt.

Da jedoch dieser Namen für eine nicht Tillit führende Serie verwirrend ist, wurde er von KATZ und dem Verfasser in Canyon-Serie umgewandelt. Diese Serie stellen wir in die Eleonore-Bay-Formation.

An der Basis der Canyon-Serie finden wir 10 m grauweissen, gelb anwitternden Dolomit, darüber 15 m Wechsellagerung von roten und grauen, dolomitischen Mergelschiefern. Von weitem ergeben diese Schichten das Bild eines auffälligen gelb/roten Bandes. Die folgenden 160 m der Canyon-Serie bestehen zur Hauptsache aus schwarzgrünen, tonigen und mergeligen Schiefern mit starker Sandbeimengung. Darüber folgen 60—70 m schiefrige und plattige, schwarze Kalkdolomite, die auffällig gelbweiss anwittern. Im Dünnschliff zeigt sich, dass sehr viele kleine Quarzsplitter in den Carbonatgesteinen liegen.

Ein Detailprofil der Canyon-Serie wurde nicht aufgenommen. Sowohl die Tillit-Serie als auch die Canyon-Serie verhalten sich gegenüber tektonischen Vorgängen sehr plastisch. Zusammen bilden sie die Ausgleichsserie zwischen den extrem disharmonisch gefalteten Schichtverbänden der KDS einerseits und des Cambro-Ordoviciums anderseits.

Die Spiral-Creek-Serie, 35—45 m.

Die Typlokalität der Spiral-Creek-Serie (Spiral-Creek-Formation (POULSEN, 1930)) liegt in einer schwer zugänglichen Seitenschlucht des Tillite Canyon. Die Spiral-Creek-Serie fällt schon aus grosser Distanz als rotes Band zwischen den hellen Gesteinen der oberen Canyon-Serie und der hangenden Sandstein-Serie auf und bildet dank ihrer typischen Gesteine einen guten Leithorizont bei der Feldarbeit.

Wir unterteilen die Spiral-Creek-Serie in eine 20—25 m mächtige, fleischrote, untere Partie und in eine 15—20 m mächtige, dunkelrote, obere Partie.

Der untere Teil wird von plattigen, grauroten, tonigen Kalkdolomiten aufgebaut. Die Schichtflächen sind oft dicht mit Pseudomorphosen nach Steinsalz besetzt, die von dünnen Tönhäuten überzogen sind. Dünnp Plattige, kalkige Dolomite mit weinroten Tönhäuten auf den Schichtflächen bilden die obere, dunkelrote Partie.

Die Spiral-Creek-Serie zeigt den Charakter einer Lagunenbildung. Die intensive Rotfärbung, die vor allem durch die Tonlagen bedingt wird, lässt ein arides Klima zur Bildungszeit vermuten. Die NaCl-Kristallpseudomorphosen weisen darauf hin, dass der Ablagerungsraum wiederholt durch Eindampfen trockengelegt wurde. Da sich solche Pseudomorphosen vom Strindbergs Land bis Ella Ø finden, dürfen wir zur

Tabellarische Übersicht über die verschiedenen Benennungen und Interpretationen
an der Grenze EBF/Cambro-Ordoviciuim.

KATZ, FRÄNKL			SCHAUB, 1950			POULSEN, 1951			POULSEN, 1930					
Narhval-Sund-Formation		Cambro—Ordoviciuim		Upper Limestone Gr.	Cambrian	Narhval-Sd.-F.		Canadian	Ordovician	Narhval-Sd.-F.	Ordov.			
Cape-Weber-F.						Cap-Weber-F.					Cap-Weber-F.	Canad.		
Cass-Fjord-F.						Cass-Fjord-F.					Cass-Fjord-F.	Ozark.		
Dolomite-Point-F.							Middle and/or Upper	Cambrian	Dolomite-Pl.-F.		Cambrian	Dolomite-Pl.-F.	Cambrian	
Hyalithus-Creek-F.			50			Hyalithes-Creek-F.				Hyalithus-Creek-F.				
Ella-Island-F.			49			Ella-Island-F.			Lower	Ella-Island-F.				
Bastion-F.			48			Bastion-F.				Bastion-F.				
Sandstein-Serie		Eleonore-Bay Formation	47	Tømmer Bay Group	Precambrian	Spiral-Creek-F.		Eocambrian	Precambrian	Spiral-Creek-F.	Precambrian			
Spiral-Creek-S.			37—46			Tillite-Canyon-F.						Tillite-Canyon-F.		
Canyon-S.			35			Cape-Oswald-F.				Eocambrian		Cape-Oswald-F.		
Obere	Tillit-Serie		29—34											
Mittlere			26—28											
Untere			25											
Sch. 20	Kalk-Dolomit-Serie		18—24	Lower Limest. Group		Precambrian	Eleonore-Bay-F.		Eleonore-Bay-F.					
Sch. 19														
Sch. 18			17											

Zeit der Spiral-Creek-Serie sehr einheitliche Bedingungen in diesem Abschnitt des Geosynklinalraumes annehmen.

Die Sandstein-Serie, 70—100 m.

POULSEN (1930) dehnte die untercambrische Bastion-Formation KOCH's nach unten aus und schloss eine 150—180 m mächtige, fossil-leere Sandstein-Serie in den Begriff der Bastion-Formation ein.

Wir beschränken in der vorliegenden Arbeit den Begriff der Bastion-Formation auf den von KOCH erkannten, unter-cambrischen Fossilhorizont und scheiden die »untere Bastion-Formation« POULSEN's als neue, zur EBF gehörende Serie aus.

Die Sandstein-Serie tritt in unserem Untersuchungsgebiet nur in der Kap Weber Berggruppe auf (Pl. 4). Sie besteht aus einer Folge von rosa-weissen und hellgrünen, sehr harten Quarzsandsteinen, die häufig Kreuzschichtung zeigen. Nahe der Basis findet sich ein Doppelband gelber Rauhwarven eingeschaltet, eine Andeutung für das Weiterbestehen der Spiral-Creek-Lagune. Dieses Doppelband konnte ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes nicht beobachtet werden. Mit der Sandstein-Serie befinden wir uns an der Obergrenze der EBF. Die altersmässige Stellung der Sandstein-Serie ist unsicher, wahrscheinlich gehört sie bereits ins untere Cambrium, doch dürfen wir ohne Fossilfunde keine Altersbestimmung vornehmen.

Das Cambro-Ordoviciun.

NATHORST (1901) fand ordovicische Fossilien am Kap Weber, danach bezeichnete er die ganze prädevonische Sedimentfolge als Silur. KOCH (1929a, b) entdeckte untercambrische Fossilien am Bastionen (Ella Ø), dieser wichtige Fund führte zur heutigen Einteilung der kaledonischen Serien im allgemeinen. POULSEN (1932, 37) bearbeitete die ganze Folge der posttillitischen Ablagerungen vom paläontologischen Standpunkt aus. Seine Formationen sind im Feld auch lithologisch gut zu unterscheiden, darum wurden sie vom Verfasser übernommen.

Da das Cambro-Ordoviciun unseres Gebietes von der Paläontologenschule der Universität Bristol neu bearbeitet wird, werden wir die Formationen nur vom lithologischen Gesichtspunkt aus behandeln, in der Altersbestimmung folgen wir POULSEN.

POULSEN (1930, 1951) unterteilt das Altpaläozoikum der ostgrönländischen Geosynklinale wie in Fig. 20 dargestellt ist.

Das Cambro-Ordoviciun findet sich in unserem Gebiet nur in der Kap Weber Berggruppe. Für die genaue Verbreitung der einzelnen Formationen sei auf die Detailkarte (Pl 4) dieser Region verwiesen.

Die Bastion-Formation, 90—110 m.

Koch (1929b) führte auf Grund von Funden untercambrischer Fossilien den Begriff der Bastion-Formation ein. Die Entdeckung dieses untercambrischen Fossilhorizontes erlaubte zum ersten Male eine Unterteilung der von NATHORST und auch von NORDENSKJÖLD als Silur bezeichneten Serien. Nach POULSEN können wir die fossilführende Bastion-Formations ins obere Georgian (Callavia-Zone) stellen.

Im Felde fällt die dunkle Bastion-Formation über der hellen Sandstein-Serie bereits von weitem auf. Auch morphologisch ist sie leicht erkenntlich, da ihre weichen Gesteine stark verwittern. Geländestufen, Comben und Schutthalden sind ihre typischen Begleiterscheinungen.

Die Bastion-Formation ist 90—110 m mächtig. Die unteren 50 m bestehen aus fossilleeren, grünen und weinroten Glimmerquarzitschiefern, die manchmal glauconitisches Zement aufweisen. Die oberen 50 m führen Lumachellenbänke mit Brachiopoden, diese Bänke alternieren mit stark glauconitischen Glimmerquarziten.

Die Bastion-Formation zeigt ein starkes Ausgleichsvermögen gegenüber Bruchbildungen, auch dient sie als Gleithorizont bei den im Kap Weber Gebiet auftretenden Ueberschiebungen.

Die Ella-Island-Formation, 100 m.

Die Bezeichnung Ella-Island-Formation wurde von Koch (1929b) eingeführt. POULSEN beschränkte dann diesen Namen auf die untersten, fossilführenden Horizonte der Koch'schen Formation. Diese reduzierte Ella-Island-Formation stellt er ins obere Georgian, wobei er besonders die nahe Verwandtschaft der Ella-Island-Fauna mit derjenigen der Bastion-Formation betont. Die Ella-Island-Formation erscheint im Feld als braune, bankige Serie, die sich deutlich von den meist verschutteten Partien der Bastion-Formation abhebt. Die Grenze gegen die hangende Hyolithus-Creek-Formation ist weniger prägnant, der Uebergang vollzieht sich allmählich.

Die unteren Partien der Ella-Island-Formation werden von sandigen Kalkschiefern gebildet, welche grüne Tonmergellagen zwischen den Schichten aufweisen. Vor allem in diesen Lagen finden sich häufig Fossilien. Gegen oben gehen die Kalkschiefer in bankige, kalkige Sandsteine über, deren Schichtflächen von Tonhäuten überzogen sind. Die Sandsteine sind stark kreuzgeschichtet, auffällig ist das häufige Vorkommen von schwarzen Flecken in den Bänken, es dürfte sich dabei um kohlige Substanzen handeln.

Der Übergang in die hangende Hyolithus-Creek-Formation verläuft ohne Schichtlücke.

Die Hyolithus-Creek-Formation, 300 m.

POULSEN (1930) wählte als Typlokalität für diese Formation den Hyolithuskloft, eine steile Schlucht, welche NW von Kap Weber in den Geologfjord mündet.

Die Hyolithus-Creek-Formation bildet eine einheitliche, grobbankige Serie von grauen Kalken, die bräunlich anwittern. Die Kalke sind oft umkristallisiert, manchmal auch dolomitisiert, so dass die meisten organischen Strukturen zerstört wurden.

POULSEN bezeichnet die Hyolithus-Creek-Formation als fossilleer. Der Verfasser konnte nun an der Typlokalität einen ca. 20 cm mächtigen fossilführenden Kalkhorizont finden, der von den verschiedenen Umkristallisationsvorgängen nicht betroffen wurde. Dieser Horizont findet sich an der Ostwand der Schlucht, ungefähr 60 m über der Basis der Formation. Im Dünnschliff können wir erkennen, dass es sich um Trilobitenfragmente handelt.

POULSEN stellt die Hyolithus-Creek-Formation in die Zeit zwischen dem obersten Georgian und dem Oberozarkium.

Die Dolomite-Point-Formation, 300 m.

Dolomite Point wurde von POULSEN (1930) ein kleines Kap genannt, das einige hundert Meter NW Kap Weber in den Geologfjord ragt. An der Typlokalität ist jedoch die Dolomite-Point-Formation durch tektonische Vorgänge stark reduziert und zerbrochen, darum wurde kein Detailprofil aufgenommen.

Das Gesamtbild der Dolomite Point Formation ist das einer gelbweissen, bankigen Serie.

Der Übergang aus der Hyolithus-Creek-Formation vollzieht sich allmählich, indem sich in zunehmendem Masse Lagen von hellen Dolomiten in die dunklen Kalke des Liegenden einschalten. Die mittlere Dolomite-Point-Formation besteht vorwiegend aus gutgebankten, feinschichtigen Dolomiten, die weiss und cremefarben anwittern. Zwischen den Bänken finden sich Lagen von feinen Dolomitschiefern. Silexkonkretionen sind häufig. In der oberen Dolomite-Point-Formation alternieren dunkle, feinschichtige Dolomite mit hell anwitternden Dolomitbänken. Auffällig sind horizontweise auftretende Silexknollen mit vererzter Randzone.

Die Dolomite Point Formation hat bis heute keine Fossilien geliefert. Altersmässig steht sie zwischen dem obersten Georgian und dem Oberozarkium, dessen direktes Liegendes sie bildet.

Die Cass-Fjord-Formation, 110 m.

POULSEN (1930) betont die lithologische und faunistische Identität zwischen dem Oberozarkium von Ost- und Nordgrönland. Darum über-

nimmt er den Namen der nordgrönländischen Cass-Fjord-Formation für Ostgrönland.

Im Felde fällt die Cass-Fjord-Formation durch ihre grünliche Tönung auf. Diese Farbe wird durch grüne Mergelhäute, welche die Schichtflächen eines knotigen Kalkschiefers überziehen, hervorgerufen. Neben den knotigen Kalkschiefern finden sich auch bankige, graue Kalke.

Gegenüber tektonischen Vorgängen verhält sich die Cass-Fjord-Formation sehr plastisch, in stärker bewegten Zonen wechselt daher ihre Mächtigkeit rasch. Viele kleine Brüche, die aus der starren Cape-Weber-Formation kommen, heilen in der Cass-Fjord-Formation aus.

Die Cape-Weber-Formation, 600 m.

Koch (1929b) wählte als Typlokalität für eine mächtige Serie grauer, rötlich anwitternder Kalke das Kap Weber. Poulsen (1930) bestimmte ihr Alter als obercanadisch. Er betont, dass die Cape-Weber-Formation über ein Erosionsrelief der obozarkischen Cass-Fjord-Formation transgrediere. Die Erosionsperiode würde ins Untercanadium fallen.

Tatsächlich finden sich häufig an der Grenze zwischen Cass-Fjord-Formation und Cape-Weber-Formation Erscheinungen, die sich aus grösserer Entfernung als Relieftransgression deuten lassen. Bei näheren Untersuchungen stellen wir jedoch fest, dass die unregelmässigen Grenzen tektonisch bedingt sind. Die harten Gesteine der Cape-Weber-Formation werden bei der Faltung zerbrochen und in die weiche Cass-Fjord-Formation eingepresst. Überall, wo wir die Schichten in ruhiger Lagerung antreffen, fehlen diese Erscheinungen.

Demnach können wir die von Poulsen postulierte untercanadische Erosionsperiode nicht beibehalten. Es findet sich nirgends ein Anzeichen für eine Schichtlücke. Es ist möglich, dass die Cape-Weber-Formation als lithologische Einheit auch das Untercanadium miteinschliesst.

Die Cape-Weber-Formation setzt über der Cass-Fjord-Formation mit einer ca. 60 m mächtigen, fossiliferen Partie ein, die zur Hauptsache aus hellen Dolomiten besteht. Der erste von Poulsen bestimmte Fossilhorizont findet sich ungefähr 70 m über der Basis in einer Serie grauer, rötlich anwitternder Kalke, welche den überwiegenden Teil der restlichen 550 m der Formation bilden.

In unserem Gebiet findet sich die Cape-Weber-Formation nur in der nächsten Umgebung der Typlokalität. Sie ist durch tektonische Vorgänge stark zerbrochen, geschuppt und gestaucht, es ist fraglich, ob mehr als die unteren 300 m der Formation in Andreés Land erhalten sind. Der obere Teil ist der Erosion anheimgefallen, ebenso die hangende Narhval-Sound-Formation.

Cass-Fjord- und Cape-Weber-Formation haben lithologische und faunistische Äquivalente in den Serien der Smith Sound Geosynklinale,

für die Cape-Weber-Formation ergibt sich auch eine enge Verwandtschaft mit den Kalken von Durness und Smöla (ÖRIK, 1940).

Zusammenfassende Betrachtungen zur Sedimentation der EBF in der ostgrönländischen Geosynklinale.

Wohl alle Geologen, welche die Probleme der Sedimentation im ostgrönländischen Ablagerungsraum studiert haben, stimmen darin überein, dass es sich um ein stetig absinkendes Gebiet handelt, in welchem ständig Sedimente abgelagert wurden. Die uns bis heute bekannten, 14.000 m mächtigen Sedimente können wir als Flachmeerbildungen bezeichnen, daraus lässt sich folgern, dass die Geschwindigkeit der Absenkung und Sedimentation Schritt hielten (Subsidenz).

Die lithologischen Einheiten dieser mächtigen Sedimentserie sollen nochmals kurz genannt werden:

- 1) Über der stark metamorphen Basisserie (Mächtigkeit unbekannt) folgen die Alpefjord- und die Eremitdal-Serie, die zusammen ca. 7000 m mächtig sind. Sie bilden eine schwer unterteilbare Einheit von stark tonigen, schiefrigen und bankigen Quarziten, die rostfarben anwittern. In Linsen und Lagen treten in diesen Serien Kalke und Dolomite auf.
- 2) Darüber folgt die Quarzit-Serie (2000 m) mit ihren buntfarbenen Quarziten und tonigen Quarzitschiefern, die sich stratigraphisch gut unterteilen lassen. Carbonatische Gesteine fehlen dieser Serie.
- 3) Die Bunte Serie (ca. 1000 m) zeigt einen ständigen Wechsel von mechanisch und chemisch sedimentiertem Material. Quarzite, Tone, Dolomite und Kalke bilden eine farbige Folge, deren einzelne Glieder sich über grosse Distanzen verfolgen lassen.
- 4) Die Kalk-Dolomite-Serie (1100 m ohne Sch. 20) weist einheitlich chemische Sedimente auf, die allerdings teilweise mechanisch abgelagert wurden. Algenbiostrome, Breccien und Oolithe deuten auf Flachseebildungen bei relativ unruhigen Sedimentationsbedingungen. Doch auch hier lassen sich die grossen Züge der Stratigraphie von Andréas Land bis ins Scoresby Land verfolgen.
- 5) Mit Schichtverband 20 beginnt eine unruhige Periode, Sedimente verschiedener Art, »Tillite« mit Geschieben verschiedener Herkunft werden gleichzeitig abgelagert.
- 6) Canyon-Serie und Spiral-Creek-Serie sind von besonderem Interesse, weil wir von ihnen wissen, dass ihr Ablagerungsraum nur begrenzte Ausdehnung hatte, so fehlen beide Serien im Scoresby Land, während

im Hudson Land nur die Spiral-Creek-Serie fehlt (ADAMS, COWIE Mündl. Mitt.).

- 7) Mit der Sandstein-Serie, die in einheitlicher Ausbildung zwischen dem Hudson Land und den Staunings Alper bekannt ist, treten wieder ruhige Verhältnisse im Ablagerungsraum ein.
- 8) Die Kalke und Dolomite des Cambro-Ordoviciums stellen Flachseesedimente bei relativ ruhigen Ablagerungsbedingungen dar.

Aus diesen acht Serien haben verschiedene Autoren verschiedene Deutungen der Ablagerungsbedingungen herausgelesen. Wir wollen diese Argumente kurz zusammenfassen.

KULLING (1930) war es, der als Erster den sich ständig senkenden Trog mit schritthaltender Sedimentation (Subsidenz) postulierte. Für ihn ist die Kalk-Dolomit-Serie eine Flachmeerbildung mit einem starken Gehalt an organischem Material.

Im Folgenden ging TEICHERT (1933) etwas näher auf die verschiedenen Probleme ein.

Das Material seiner Quarzit-Serie bezog er aus einem Gebirge im Westen, welches immer stärker abgetragen wurde. Die Bildung der KDS nimmt er parallel zu einer Transgression des Meeres über das ehemalige Liefergebiet der Quarzit-Serie-Sande an.

Er scheidet zwei Sedimentationszyklen aus, erstens den Zyklus Quarzit-Serie bis Kalk-Dolomit-Serie (mit zunehmender Ablagerungstiefe) nach einer plötzlichen Hebung folgt der zweite Zyklus Tillit-Serie bis Cambro-Ordoviciium, wiederum mit zunehmender Ablagerungstiefe.

Auch WEGMANN (1935) bezieht das Material für die Quarzit-Serie aus dem Westen. Er schliesst aus dem Mineralbestand der Quarzit-Serie auf ein Sial-Liefergebiet, welches sich ständig gehoben hat, während der Ablagerungsraum sich in gleichem Masse ständig gesenkt hat.

ÖPIK (1940) kommt von paläontologischer Seite zu einigen interessanten Ergebnissen. So vor allem die Identität der Cape-Weber-Fauna mit derjenigen der Kalke von New Foundland, Durness (Scotland), Smöla (Norwegen) und der Bäreninsel. In diesem Zusammenhang kann auch die nordgrönländischen Aequivalente der Cass-Fjord-Formation (POULSEN) und der Cape-Weber-Formation (TROELSEN) hingewiesen werden.

Das Profil von Kap Oswald (Ella Ø), welches Schichten der KDS, der Tillit-Serie und des Cambro-Ordoviciums umfasst, diente HUBER (1950) und SCHAUB (1950) als Studienobjekt.

HUBER beschäftigt sich ausschliesslich mit der Tillit-Serie, den unteren (grauen) Tillit betrachtet er als glaziale Bildung, indem schwimmende Gletscher ihr Moränematerial in ein marines Milieu sedimentierten. Der obere (rote) Tillit wird von HUBER als eine Wüstenbildung be-

trachtet, die nach dem Gletscherrückzug in einer Grundmoränenlandschaft entstand.

Aus der Übersichtstabelle (HUBER, 1950, S. 74) kann man den Grundgedanken, welchem HUBER folgte, herauslesen:

Das Geschiebematerial der Tillit-Serie bietet das Bild der umgelagerten EBF, indem der unterste Tillit KDS-Geschiebe führt, die folgenden Tillithorizonte dann Gesteine der Bunten Serie, der Quarzit-Serie und zuletzt des kristallinen Sockels (roter Tillit) aufweisen.

SCHAUB baut auf das gleiche Beobachtungsmaterial wie HUBER auf, doch geht er in seinen Deutungen weiter. Er versucht vor allem aus der Tillit-Serie auf Vorgänge in einem »borderland«, welches er im Westen vermutet, zu schliessen. Dort glaubt er zu Zeiten der Ablagerung des Schichtverbandes 19. Folgendes feststellen zu können: »Appearance of a borderland as a source of clastic material, probably due to major diastrophism, but which did not extend to the geosyncline«. Die Tillit-Serie zeugt nach SCHAUB für: »Repeated glaciation (of the borderland)«, darauf folgen »some periods of increased erosion, possibly due to diastrophism« und zuletzt: »strong peneplanation« und »disappearance (of the borderland) presumably under the transgression of the Cambrian sea«.

Der einzige, welcher eine genauere Kenntnis der ganzen Sedimentserie von der Quarzit-Serie bis zum Cambro-Ordovicium mitbringt, ist KATZ (1952), welcher seine Profile aus dem Strindbergs Land in folgendem Sinne interpretiert:

Quarzit-Serie: Von einem kristallinen Hinterland wird klastisches Material in eine flache Küstenzone geliefert, von dort durch Wind und Wasser in eine Flachsee transportiert und dort abgelagert.

Im Bezug auf das »graded bedding« einiger Horizonte spielt KATZ (pp. 97, 98) auf die Flyschsedimentation in den Alpen an.

Bunte Serie: Der plötzliche Wechsel von den bankigen Quarziten des Schichtverbandes 6 zu den feinschichtigen, roten Tonen von Sch. 7 wird von KATZ (p. 110) auf eine Absenkung des Ablagerungsraumes von 50 m Tiefe (Sch. 6 mit Rippelmarken) auf 150—300 m Tiefe (Sch. 7—9) zurückgeführt. Sch. 9 stellt das Schlussglied dieses Senkungszyklus dar.

Mit Sch. 10 setzt eine neue Periode ein. Unruhige Verhältnisse mit ?Seebeben und ?Tuffiten und tonig-mergeligen Sedimenten kennzeichnen ihren Beginn. Sch. 10 und 11 werden als Ablagerungen in bathyalem Raum gedeutet.

Die Algenriffe des Schichtverbandes 12 lassen KATZ auf eine warme Flachsee zu jener Zeit schliessen.

Den bunten Wechsel in der Sedimentation des Schichtverbandes 13 betrachtet er als Folge wiederholter Trockenlegungen einer Flachsee, worauf Küstenbildungen (polymikte Konglomerate) entstanden.

Kalk-Dolomit-Serie: Eine neritische Ablagerung, während welcher langsam eine Klimaverschlechterung (Verschwinden der Algen) eintrat. Bodenbewegungen führten zur Bildung von Schwellen und Trögen.

Tillit-Serie: Hier möchten wir KATZ (pp. 112, 113) persönlich zu Wort kommen lassen:

»Damit sind wir an einem entscheidenden Wendepunkt in der jüngsten, präcambrischen Geschichte angelangt. In unserem Gebiet treten zwar ausser der Klimaverschlechterung keine besonderen Veränderungen ein, vor allem gibt es keine Landhebung. Doch zeugen die Ablagerungen von gewaltigen solchen Veränderungen in der Nachbarschaft. Dort sind grosse Landmassen aus dem Meer aufgestiegen und Gebirge entstanden, Vulkane speien und Gletscher bedecken die Höhen und Täler und stossen dabei weit über die Küsten ins alte Meer hinaus vor. Hier wird der Schutt dieses neuen und bereits wieder in Zerstörung begriffenen Landes abgelagert, damit sehen wir eine vollständig neue Formation entstehen.«

So spannend diese Schilderung ist, vermissen wir doch bei KATZ Belege, welche beweisen, dass Tuffe und Moränen die Tillit-Serie aufbauen.

Wenn wir im Vorhergehenden etwas lange bei den Argumenten frühere Autoren verweilt haben, so deshalb, um zu zeigen, welche Probleme sich stellen und wie bis jetzt ihre Lösung in Angriff genommen wurde.

Betrachten wir einmal den Raum, innerhalb welchem wir mit Sicherheit Sedimente der EBF anstehend kennen, so erstreckt er sich in N-S-Richtung über ca. 300 km (Payer Land-Canning Land) und in E-W-Richtung über mindestens 150 km (Ymers Ø—Martin Knudsens Nunatak), da wir nun mit Sicherheit die Petermann-Serie mit der unteren EBF parallelisieren können (WENK und HALLER, 1953).

Aus diesen Daten lässt sich eine Mindestgrösse von 45.000 qkm für den Sedimentationsraum der EBF berechnen. Diese Fläche stellt aber wiederum nur einen Ausschnitt aus dem riesigen kaledonischen Gebirgszug dar, dessen kristalliner Unterbau vom Scoresby Sund (71° N) bis zum Ingolfs Fjord (80° N) verfolgt werden kann.

Wir haben in der Einleitung zu diesem Kapitel darauf hingewiesen, dass dieser grosse Ablagerungsraum sich ständig gesenkt hat. Bei solchen grossräumigen Senkungszone bilden sich meist Schwellen und Tröge, deren Sedimentinhalt ganz verschieden ausgebildet sein kann. Trotz der weitgehenden Einheitlichkeit der EBF-Sedimente haben wir heute genügend Anhaltspunkte, um zu behaupten, dass ein Detailstudium der Stratigraphie manche Differenzen innerhalb der einzelnen Glieder zeigen wird, sobald dieses Studium sich über ein genügend grosses Gebiet erstreckt und genügend eingehend ist.

Erst wenn wir an Hand solcher Untersuchungen eine gewisse Gliederung des Ablagerungsraumes vornehmen können, dürfen wir an eine Deutung der Sedimente herangehen. Solange diese Gliederung in Tröge und Schwellen nicht durchgeführt ist, laufen wir immer Gefahr, lokale Faktoren zu überschätzen. Wir sind der Auffassung, dass die Interpretationen der verschiedenen Autoren deshalb nur bedingt gültig sind, weil sie auf einer räumlich zu kleinen Basis aufgebaut wurden. Als Beispiel sei SCHAUB genannt, welcher aus den Untersuchungen des 5 qkm grossen Kap Oswald auf die Sedimentationsbedingungen in einem mindestens 45.000 qkm grossen Gebiet schliessen will, auf der anderen Seite sei EHA angeführt, der trotz seiner Kenntnisse von Ymers Ø, Suess Land und Ella Ø keine Theorien über die Sedimentation aufzustellen wagte.

Im Folgenden seien einige der oben angeführten Theorien früherer Autoren nochmals kurz diskutiert.

Für die Quarzit-Serie nehmen sowohl TEICHERT als auch WEGMANN ein Liefergebiet im Westen an. Ein solches Liefergebiet müsste sich durch ein Studium der Korngrössenwechsel in E-W-Richtung nachweisen lassen.

Wie weit sich eine facielle Änderung aus den Profilen der Quarzit-Serie ableiten lässt, möchten wir an Hand des Schichtverbandes 6 diskutieren, dafür müssen wir jedoch die Grenzen von Andréas Land überschreiten und sämtliche uns bekannte Vorkommen von Sch. 6 berücksichtigen. Für Sch. 6 möchten wir 2 Profiltypen als Basis für unsere Diskussion wählen (siehe Fig. 20).

Typ I ist die weitverbreitete Ausbildung, in welcher Sch. 6 als masige bis grobbankige Serie von hellen Quarziten auftritt (Strindbergs Land, Andréas Land, Ymers Ø, Suess Land, Lyells Land und Nord-Scoresby Land (Mündung des Westabflusses des Skjoldungebræ)). Typ II ist diejenige Facies, in welcher Sch. 6 vorwiegend aus plattigen bis schiefrigen, graugrünen, tonigen Quarziten mit rostiger Anwitterung aufgebaut ist, während helle Quarzitbänke stark zurücktreten (Nord-Scoresby Land¹⁾, mit Ausnahme der oben angeführten Lokalität und Canning Land (BÜTLER, 1948b)).

Die Profile beidseitig des Segelsällskapets Fjordes könnten als Übergangsgruppe angesehen werden, wobei die Lyells Land Seite mehr zu Typ I neigt, während das Südufer mehr dem Typ II gleicht.

Die in Fig. 20 zusammengestellten Beobachtungen erlauben nun sehr verschiedene Interpretationen.

- 1) Als erstes steht man vor der Frage, ob wir den Wechsel von Typ I zu Typ II als eine Differenzierung grobkörnig—feinkörnig ansehen

¹⁾ Die Daten aus Lyells- und Scoresby Land stammen von Beobachtungen, welche der Verfasser im Sommer 1951 machen konnte.

wollen, oder ob wir ihn auf ein Interferieren zweier verschiedener Liefergebiete zurückzuführen haben.

- 2) Folgen wir der ersten Lösung und folgen wir weiterhin der anerkannten Auffassung, dass die Korngrösse mit der Entfernung von der Küste abnimmt, so können wir feststellen, dass sehr wahrscheinlich ein Liefergebiet im W, NW oder N zu suchen ist. Gegen ein Liefergebiet im W sprechen nun die jüngsten Beobachtungen von WENK und HALLER im Gebiete der Petermann-Serie. Dort konnte festgestellt werden, dass sich im Westen eine Zone intensiverer Senkung zur Zeit der Quarzit-Serie befand, da sämtliche Schichtverbände der Petermann-Serie gegenüber ihren EBF-Aequivalenten erhöhte Mächtigkeitswerte zeigen. Eine solche Senkungszone macht aber eine Materialzufuhr von W unwahrscheinlich. Für Sch. 6 können wir also als erste Möglichkeit ein Liefergebiet im NNW oder N annehmen.
- 3) Ziehen wir die Möglichkeit in Betracht, dass wir aus dem Gesteinswechsel (Typ I—Typ II) auf zwei verschiedene Liefergebiete schliessen können, so bleibt für das grobe Sandmaterial ein Liefergebiet im NNW, N oder NE und für das feine tonig-sandige Material ein solches im SW, S, SE oder E.

Die Ausführungen im Vorhergehenden sollen zeigen, auf welche Schwierigkeiten wir schon beim Interpretieren eines relativ gut bekannten Schichtverbandes von 100 m Mächtigkeit stossen. Sie zeigen, wie es unmöglich ist, rein aus den faciellen Gegebenheiten eine Küste und ein Gebirge im W abzuleiten. Die Existenz des Canadischen Schildes wird aber immer wieder zu solchen Annahmen verlocken.

Für die Bunte Serie können wir den Ausführungen von KATZ (siehe S. 89) nur zustimmen, weitere Untersuchungen werden aber zu zeigen haben, wie weit hier bereits Schwellen und Tröge die Stratigraphie beeinflussen.

Zur Kalk-Dolomit-Serie haben sich KULLING, TEICHERT, SCHAUB und KATZ geäussert (siehe Anfang dieses Kapitels). Unsere Beobachtungen deuten darauf hin, dass besonders die KDS-Stratigraphie durch eine Gliederung des Ablagerungsraumes beeinflusst wird, die raschen Schwankungen in der Mächtigkeit und in der Detaillithologie der einzelnen Schichtverbände werden es in Zukunft erlauben, diese Gliederung herauszuarbeiten.

Zur Frage der Ablagerungstiefe haben wir bereits Stellung bezogen (S. 65), wir folgen hier KULLING und KATZ in der Auffassung, dass es sich bei der KDS um eine Flachseebildung handelt. Die TEICHERT'schen Sedimentations- und Senkungszyklen können nicht aufrecht erhalten

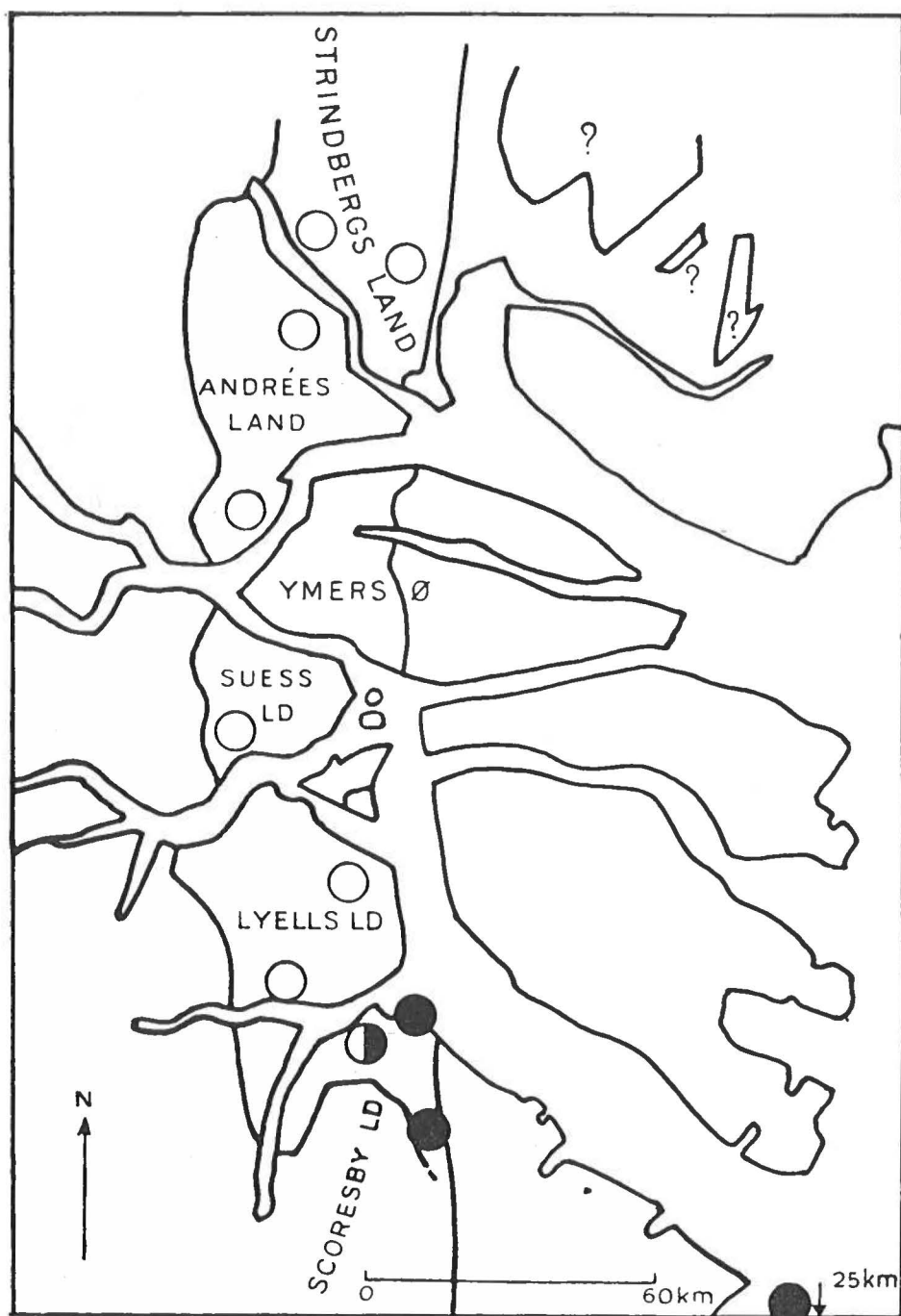


Fig. 20. Der Wechsel in der Lithofacies des Schichtverbandes 6 (QS, EBF).

Helle Kreise: Typ I, Psammite.

Dunkle Punkte: Typ II, Pelite.

werden, im Bezug auf die Transgression des KDS-Meeres über das Liefergebiet der Quarzit-Serie-Sande (im W) wagen wir nichts auszusagen.

Immer wieder taucht in der Literatur das Gebirge auf, welches zu Beginn der Tillit-Serie (im W) entstanden sein soll. Wir haben schon bei der Besprechung der Tillit-Serie (S. 73) auf die Unhaltbarkeit dieser Annahme hingewiesen. Wir können aus den Sedimenten höchstens auf eine mögliche Gebirgsbildung im E schliessen, doch solange sich diese Vermutung auf ein einziges Profil stützt, müssen wir diese Theorie mit grosser Vorsicht aufnehmen.

Es mag bei den Autoren, welche eine prätilitische Gebirgsbildung befürworten, auch noch jene Auffassung eine Rolle spielen, dass eine Vergletscherung an ein Gebirge gebunden sei. Hier können wir aber auf die Literatur über die permo/carbonische Vereisung des Gondwanalandes hinweisen, in welcher immer wieder angenommen wird, dass dort Eiskappen nahe dem Meeresniveau entstanden sind.

Auch die Ansicht von HUBER, dass die Tillit-Serie durch Umlagerung der gesamten EBF inklusive eines kristallinen Sockels entstanden sei, muss letzten Endes durch die Annahme einer Gebirgsbildung gestützt werden.

Wir können dieser Ansicht nicht folgen, vor allem weil das Sandmaterial der Tillite (regelmässig auslöschende, gut gerundete, grosse Quarzkörner) unmöglich aus den quarzitischen Serien stammen kann. Überhaupt fehlen den Tilliten typische Geschiebe aus der Bunten Serie (mit einer Ausnahme) und aus den quarzitischen Serien der EBF. Die Quarzitkomponenten sind so spärlich, dass sie nicht als Umlagerungsprodukt einer 9000 m mächtigen Gesteinsfolge angesehen werden können. Bevor wir uns nicht über die Entstehung des »Tillits« im Klaren sind, dürfen wir aus diesem Sediment nur mit Vorsicht auf gleichzeitige, paläogeographische Verhältnisse schliessen.

Im grossen Zusammenhang betrachtet bieten die Canyon-Serie und die Spiral-Creek-Serie die brauchbarsten Objekte für paläogeographische Studien, sind sie doch die einzigen Serien, deren Ausdehnung und Grenzen wir einigermaßen kennen. Die Canyon-Serie fehlt im Nord-Scoresby Land, die Spiral-Creek-Serie ebenfalls dort und auch im Hudson Land. Diese beiden Serien zeigen deutliche Grenzen im N und S, nicht aber im Westen, dies ist ein neuer Hinweis, dass man bei paläogeographischen Erwägungen nicht a priori mit einer (relativ) nahen Westküste operieren muss.

Die Sandstein-Serie lässt sich wiederum in einheitlicher Ausbildung vom Nord-Scoresby Land bis ins Hudson Land verfolgen.

Wir werden an anderem Orte (Bericht über die Untersuchungen im Nord-Scoresby Land) auf die Probleme der drei zuletzt erwähnten Serien eingehen.

Die paläographischen Ausführungen über das Cambro-Ordovici-um, welche ÖPIK und POULSEN auf Grund der Paläontologie vornehmen, können wir hier nicht diskutieren.

Wir möchten an dieser Stelle auf die bald erscheinenden Arbeiten von P. ADAMS und J. COWIE hinweisen, welche neues Licht in diese Probleme bringen werden.

Diese Zusammenfassung unserer heutigen Kenntnisse über die Strati-graphie der ostgrönländischen Caledoniden zeigt, dass wir noch weit davon entfernt sind, aus den Sedimenten auf paläogeographische Ver-hältnisse schliessen zu können.

Einige Beiträge zur Quartärgeologie.

Eine Rekonstruktion und Unterteilung der quartären Ereignisse in Grönland stösst auf grosse Schwierigkeiten. Der für das europäische Pleistocaen so typische Wechsel von Glazial- und Interglazialperioden konnte bis jetzt nicht festgestellt werden. Weiterhin erschwert die Tatsache, dass die Grenzen der einst das ganze Land bedeckenden Eismassen ausserhalb des heutigen Festlandgebietes lagen, die Deutung der spärlichen Beobachtungen aus dem Innern.

Für Ostgrönland können wir eine grosse Glazialperiode feststellen, während auch der gesamte Küstenstreifen über die höchsten Gipfel hinaus mit Eis bedeckt war. An diese grosse Vereisung schliesst eine Periode an, welche durch den Rückzug der gewaltigen Inlandeiskappe gekennzeichnet ist. Aus dieser Periode liegen einige Beobachtungen vor, welche wir im Folgenden mitteilen möchten.

Da wir uns auch heute noch — im grossen betrachtet — in einer Rückzugsphase des Inlandeises befinden, dürfen wir die Beobachtungen an rezenten Gletschern zur Deutung der jüngeren Quartärgeschichte von Ostgrönland verwenden.

So können wir aussagen, dass beim Rückzug des Inlandeises zuerst die Berge und dann die Täler eisfrei werden. Wenden wir diese Beobachtung zur Rekonstruktion jener Verhältnisse an, welche zu einer Zeit geherrscht haben, als sich das Inlandeis aus Andréas Land zurückgezogen hatte, so erhalten wir folgendes Bild:

Die grossen Landmassen, wie Strindbergs Land, Andréas Land und Ymers Ø ragen als Nunatakgebiete aus den grossen Gletscherströmen, welche noch im Nordfjord, Geologfjord, Kejser Franz Josephs Fjord und Antarctica Sund fliessen. Die Lokalgletscher dieser Landinseln sind vom Inlandeis abgetrennt worden und erhalten deshalb keinen Eisnachschieb, so dass sie sich langsam zurückziehen.

Als ein heutiges Beispiel für solche grosse Nunatakgebiete können wir das Louise Boyds Land anführen, welches allseitig von Gletschern umgeben ist, dessen Inneres aber, abgesehen von Lokalgletschern eisfrei ist. Die Schmelzwässer der Lokalgletscher von Louise Boyds Land sammeln sich in den grösseren Talsystemen, welche ins vergletscherte Haupttal entwässern. Der Gletscher staut sehr häufig diese Bäche, es bilden sich Seen, die rasch mit Sand und Geröll gefüllt werden. Der Spiegel dieser Seen schwankt ständig, manchmal laufen sie ganz aus wodurch im leeren Seebecken landwärts eine Reihe von Stauschotterterrassen freigelegt werden.

Solche Stauschotterterrassen bilden den überwiegenden Teil jener Terrassen, welche wir heute sehr häufig an den Mündungen von grossen Tälern in den Fjord beobachten können. Besonders gute Beispiele solcher alter Stauschotter finden wir an der Mündung des Benjamins Dals. Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir die Entstehung dieser Terrassen in eine Zeit verlegen, als der Keiser Franz Josephs Fjord noch vergletschert war, während aus dem eisfreien Benjamins Dal Bäche zum Gletscher flossen, welche dort gestaut wurden.

Diese Beobachtung weist darauf hin, dass wir nur mit grosser Vorsicht Terrassen als marin bezeichnen dürfen. Vor allem sollten Theorien über die isostatischen Schwankungen nur durch solche Terrassen gestützt werden, welche eindeutige, marine Fossilien geliefert haben.

Sicher marine Terrassen sind allgemein bis in eine Höhe von 25 m ü. M. bekannt. Der Verfasser fand im Sommer 1951 im nördlichen Scoresby Land marine Terrassen in 55 m Höhe. Die Landhebung, welche sich aus solchen Terrassen ableiten lässt, muss als isostatische Ausgleichbewegung des grossen Eisrückzuges gedeutet werden.

In diesem Zusammenhang stellt sich noch die Frage nach dem Alter jener Schluchten, welche an den Mündungen der Täler auftreten und die sowohl die Stauschotterterrassen als auch die marinen Terrassen durchschneiden.

Die Schluchtbildung wurde durch das verstärkte Gefälle begünstigt, welches als Folge der Landhebung auftrat (siehe S. 137) (Grejsdalen)).

Die Entstehung dieser Schluchten könnte in eine Zeit fallen, als die Täler mit lockerem Moränenmaterial gefüllt waren, in welchem den Bächen ein gutes Schleifmittel zur Verfügung stand.

Ein weiteres Ereignis aus der wechselvollen Geschichte dieses Rückzuges lässt sich an Hand der heutigen Verbreitung der Heide-Flora rekonstruieren. Es ist dies ein nicht weit zurückliegender Vorstoss der Lokalgletscher, der erst in den letzten 50 Jahren zum Stillstand gekommen ist.

Nach dem Rückzug des Inlandeises wurden die eisfreien Gebiete allmählich von einer Heide-Flora besiedelt, welche durch die drei folgenden Pflanzen charakterisiert ist (SCHWARZENBACH, 1951):

in tiefer Lage: durch *Betula nana*
in mittlerer Lage: durch *Cassiope tetragona*
in hoher Lage: durch *Dryas octopetala*.

Heute können wir feststellen, dass sich Relikte von Heidebeständen auf allseitig von Gletschern umflossenen Bergen befinden, z. B. beidseitig des Luciagletschers (Süd-Andréas Land). Eine Erklärung für diese Beobachtung ist die Annahme, dass sich die Lokalgletscher einst über ihre heutigen Grenzen hinaus zurückgezogen hatten, worauf die Besiedelung der Täler und Talflanken mit einer Heideflora einsetzte. Ein neuer Gletschervorstoss isolierte die Heide an den Talflanken, der grösste Teil der Bestände starb aus, einzig an oekologisch günstigen Stellen konnten sich Relikte erhalten.

Genau lässt sich dieser Lokalgletschervorstoss nicht datieren, doch hängt er wahrscheinlich mit jener Periode der Klimaverschlechterung zusammen, welche KOCH in »The East Greenland Ice« in die Zeit zwischen 1600 und 1900 legt.

Zu den jüngsten Bildungen in Ostgrönland zählen die Sanddünen und Flugsandsteppen, welche überall in den inneren Teilen der grossen Täler angetroffen werden. Ihre Entstehung hängt eng mit einem föhnartigen Fallwind zusammen, welcher während des ganzen Jahres, besonders aber im Sommer und Herbst mit ziemlicher Heftigkeit vom Inlandeis zum Meer bläst. Er führt beachtliche Mengen von feinem Moränensand mit sich, welche er in den Tälern ablagert, bevor er die Fjorde erreicht. Typische Sandwüstentäler sind Djævlekløften (mit Sanddünen), das innere Grejsdalen, das innere Eremitdal (W P. 310) und das Snestormdal.

Im inneren Grejsdalen liess sich beobachten, dass zwei Lokalgletscher mit ihren Moränen eine Vegetationsinsel einschliessen. Es dürfte sich dabei um einen ähnlichen Fall handeln, wie wir ihn oben vom Luciagletscher beschreiben haben. Diese Vegetationsinsel weist eine gut erhaltene Heide-Flora auf und steht damit in krassem Gegensatz zur Flugsandsteppe des übrigen Tales. Wir schliessen aus dieser Beobachtung, dass die Moränenwälle der beiden Gletscher die Heide vor der Versandung bewahrt haben, d. h. dass die Bildung der Sandsteppen jünger ist als der subrezente Gletschervorstoss.

Kurze petrographische Beschreibung der sauren, intermediären und basischen Intrusiva von Ost-Andréas Land.

In die Sedimente von Ost-Andréas Land sind verschiedene Intrusivgesteine eingedrungen. Im Folgenden sollen diese Gesteine kurz beschrieben werden, während wir auf ihre altersmässige Stellung erst am Ende des Kapitels über die Tektonik eingehen werden.

Die sauren und intermediären Gesteine lassen sich folgendermassen unterteilen:

Der Marginal Granit
der Grejsdalen-Granit und
ein Porphyrgang am SW-Ufer des mittleren Geologfjordes.

Die basischen Gesteine treten ausnahmslos als Gänge auf, Lagergänge sind relativ selten, die meisten basischen Gesteine bilden Dykes. Wie wir später zeigen werden, drangen zwischen dem Silur und dem Tertiär wiederholt basische Magmen in die EBF-Sedimente ein.

Der Marginal-Granit.

WEGMANN (1935) bezeichnet einen weissen, manchmal auch rötlichen, feinkörnigen Zweiglimmergranit, der sich häufig an der Grenze zwischen dem Kristallin des ZMK und den EBF-Sedimenten findet, als Marginal-Granit. Dieser Granit lässt sich petrographisch wie folgt definieren (HUBER, 1950).

Der Quarz tritt in lappig umgrenzten Kristallen auf.

Der Plagioklas (Oligoklas) ist stark nach dem Albitgesetz verzwillingt, durchwegs ist er fein mit Sericit bestäubt.

Der Mikroklin bildet kleine Kristalle, die durch ihre Frische auffallen.

Muskovit und Biotit treten in wechselndem Mengenverhältnis auf, in den dem Verfasser bekannten Marginal-Granit-Vorkommen überwiegt der Muskovit. Der Biotit ist oft in Chlorit umgewandelt.

Der Grejsdalen-Granit.

Der Grejsdalen-Granit unterscheidet sich makroskopisch vom Marginal-Granit durch seine oft porphyrische Struktur. Wir kennen eine weisse und eine etwas jüngere, rote Varietät des Grejsdalen-Granits.

Die weisse Varietät zeigt folgende Mineralkomponenten: Quarz in lappigen Körnern. Mikroklin, sehr frische Kristalle, als überwiegendes Mineral neben Quarz. Plagioklas relativ selten, er weist starke

Bestäubung auf. Biotit, olivbraun mit pleochroitischen Höfen. Muskovit ist selten und an die Randpartien des Biotits gebunden.

Die rote Varietät zeigt eine etwas andere Zusammensetzung: Der Quarz weist im untersuchten Schliff Risse und Translationslamellen auf. Unter den Feldspäten überwiegt ein albitisierter Plagioklas, der für die rote Färbung des Gesteins verantwortlich ist. Der Mikroklin tritt stark zurück. Der Biotit ist z. T. chloritisiert. Muskovit ist etwas häufiger als in der weissen Granitvarietät.

Ein eingehender Vergleich des Grejsdalen-Granits mit dem Marginal-Granit wird in der Arbeit von HALLER (1953) erscheinen, wir möchten nur darauf hinweisen, dass unter dem Mikroskop das Überwiegen des Biotits im Grejsdalen-Granit auffällt.

Eine Diskussion der tektonischen Stellung des Grejsdalen-Granits findet sich weiter unten (S. 139).

Der Porphyrgang NW Sadelen.

Im Handstück bietet das Gestein des 4—8 m mächtigen Ganges das Bild eines rötlichen, feinkörnigen, etwas zersetzten Porphyrs.

Im Schliff zeigt sich, dass in der Grundmasse stark sericitisierter Orthoklas auftritt, daneben kommen sehr häufig Biotit, Chlorit, Apatit und Calcit vor. Man bezeichnet den Gang am besten als »Apatitführenden Biotit-Chlorit-Syenit-Porphyr«.

Die basischen Gesteine.

Basische Intrusivgesteine treten innerhalb der EBF-Sedimente und des Cambro-Ordoviciums ausschliesslich als Gänge auf. Dabei überwiegen Dykes gegenüber Sills, das Vorkommen letzterer ist auf Süd-Andréas Land beschränkt, wo sie allerdings relativ häufig sind.

Bei der Benennung der basischen Gänge halten wir uns an die von BRÖGGER (1920) und KROCKSTRÖM (1932) aufgestellte Nomenklatur.

Eine Ausnahme machen die Sills und Dykes von Süd-Andréas Land, bei deren Mineralbestand ein hoher Prozentsatz an Carbonaten auffällt. Für diese Gesteine verwenden wir die von H. VON ECKERMANN (1948) vorgeschlagene Einteilung:

Calcit: über 50 % = Alvikit

Calcit: 20—50 % = alvikitischer Gang

Dolomit: über 50 % = Beforsit

Dolomit: 20—50 % = beforsitischer Gang.

Im Folgenden werden wir kurz die Petrographie einiger Ganggesteine behandeln, auf die tektonische Stellung dieser Gänge werden wir weiter unter (S. 141) eingehen.

1) Die alvikitischen Kersantite von Süd-Andréas Land.

In diese Gesteinsgruppe fallen die auf Pl. 2 dargestellten Sills von Maanesletten, Ødemarken und Hvidevæggen, sowie die Dykes von der Junctiondal-Mündung, von P. 1628 und von Taagehjem.

Als Beispiel sei der Lagergang I von Hvidevæggen beschrieben, welcher in die Grenzzone zwischen den Schichtverbänden 9 und 10 (S. 33) eingedrungen ist.

Mineralbestand: Calcit.....	30 %
Biotit-Chlorit.....	30 %
Feldspäte.....	20 %
Quarz.....	10 %
unbest. Grundmasse	
Pyrit.	

Der Calcit bildet grosse Nester von verschieden orientierten Kristallen.

Der Biotit ist stark pleochroitisch (n_α = weissgelb/ n_γ = gelbbraun). Teilweise ist er in blassgrünen Chlorit (Pennin) umgewandelt.

Bei den Feldspäten überwiegt der Plagioklas gegenüber dem Sanidin. Die Kristalle sind stark zerfressen und verwittert. Der Quarz spielt in der Biotit-Feldspat-Grundmasse eine untergeordnete Rolle, meist tritt er als feiner Mörtel auf. Die wenigen, grösseren Körner zeigen undulöse Auslöschung.

2) Die beforsit-ähnlichen Gänge vom Blaabærdal.

Das Vorkommen dieser Gesteine ist auf das mittlere Blaabærdal beschränkt, wo eine grössere Zahl von Dykes auf kleinem Raum auftritt (S. 143). Daneben findet sich noch in ca. 200 m Abstand ein Lagergang, welcher gegenüber den Dykes durch seinen hohen Quarzgehalt auffällt. Dieser Gang soll kurz besprochen werden:

Der quarzführende Chlorit-Beforsit von der Ostseite des mittleren Blaabærdal.

Mineralbestand: Dolomit.....	50 %
Chlorit.....	30—35 %
Quarz.....	15—20 %
Rutil.	

Der Dolomit tritt in makroskopisch bereits gut sichtbaren Einsprenglingen auf. U. d. M. erkennen wir, dass diese Einsprenglinge von Dolomitekristallgruppen gebildet werden, deren einzelne Körner leicht verzahnt sind. Die Kristalle sind durchwegs sehr frisch.

Der Chlorit dürfte aus Biotit entstanden sein. Er bildet zusammen mit Quarz die Grundmasse des Ganggesteins.

Beim Quarz unterscheiden wir u. d. M. zwei Typen:

- a) einen sehr feinkörnigen Typ, der zusammen mit Chlorit die Grundmasse bildet und
- b) einen grobkörnigen Typ, der sich öfters in den Dolomitekristallgruppen findet.

Der Rutil bildet schwach durchscheinende, sehr feinverteilte Sagenitgitter oder auch divergentstrahlige Kristallbündel.

Die oben besprochenen alvikitischen Kersantite und die beforsit-ähnlichen Gesteine gleichen am ehesten jenen Gängen, für welche RITTMANN (1940b) den Namen »Kempelfjordit« vorgeschlagen hat. Der Kempelfjordit besteht zur Hauptsache aus: Biotit, Calcit, Quarz, Schachbrett-Albit, Orthoklas und Hornblende, er entspricht also nicht ganz den von uns beschriebenen Gängen.

Die Alvikite und Beforsite treten gewöhnlich zusammen mit Alkaligesteinen auf. Ihr Vorkommen in Ostgrönland, wo solche Gesteine unbekannt sind, kann einstweilen nicht erklärt werden.

3) Minette-artiger Lamprophyr.

Dieses Gestein tritt als Dyke in einer Störung N Nøkkefossen auf.

Mineralbestand: Unbest. Grundmasse	20 %
Biotit	20—25 %
Sanidin	20—25 %
Augit	15—20 %
Muskovit	10—15 %
Hornblende	5 %
Erz.	

4) Epidot-führender Spessartit.

Dieser Gang durchschlägt den oben besprochenen, minette-artigen Lamprophyr.

Mineralbestand: Plagioklas (0—50 % An)	45—55 %
Hornblende	30—55 %
Epidot	10 %
Pyroxen	
(Quarz)	
Chlorit-Serpentin-Mineral.	

5) Dolerite.

Die Bildung der Dolerite fällt nach RITTMANN zeitlich mit der Entstehung der Deckenbasalte zusammen, d. h. die Dolerite sind spätkretazisch-frühtertiär.

Bei uns treten die Dolerite als konstant N-S-streichende Dykes auf. Als typisches Beispiel soll ein Doleritgang beschrieben werden, der durch den Westhang des Sadelen streicht.

Mineralbestand: Plagioklas	40 %
Pigeonit-Augit	40 %
Biotit-Chlorit	
Hornblende	
Bowlingit	
Ilmenit.	

Der Plagioklas ist ausgesprochen basisch. Grössere Einsprenglinge werden oft von einer farblosen Hornblende durchwuchert.

Der Pyroxen zeigt einen Achsenwinkel von ca. 40° und rollende Auslöschung, er kann als Pigeonit-Augit bezeichnet werden.

Die Hornblende ist oft durch Uralitisierung aus dem Pyroxen hervorgegangen. Idiomorphe Kristalle deuten auf das Vorhandensein von primärer Hornblende.

Der in den Zwickeln der Plagioklasleisten auftretenden Bowlingit stammt von zersetztem Olivin.

Eigentliche Olivindolerite, wie sie von KATZ (1952) beschrieben werden, fehlen anscheinend in Andréas Land.

Basalte.

Unter diesem Begriff fassen wir drei Ganggesteine zusammen, welche wahrscheinlich mit dem Eindringen der Dolerite in Zusammenhang stehen.

6) Spilitischer Basalt.

Dieser Gang durchschlägt einen Marginal-Granit-Stock nahe der Mündung des Nunatakglatschers.

Mineralbestand: Plagiokals (sauer)	40 %
Pigeonit	30 %
Ilmenit	10 %
Biotit (Chlorit)	10 %
Unbestimmt	10 %

7) Olivinbasalt.

Es handelt sich um einen Gang von autopneumatolytisch umgewandeltem Olivinbasalt, welcher am Kap Weber die Kalke der Cape-Weber-Formation durchschlägt.

Mineralbestand: Plagioklas (basisch)
Bowlingit
Ilmenit-Magnetit
Augit
Glasbasis
Carbonat.

Der intersertale Plagioklas ist ziemlich basisch.

Der Bowlingit zeigt deutliche Pseudomorphose nach Olivin, aus dem er autopneumatolytisch entstanden ist. In den Zwickeln zwischen den Plagioklasleisten tritt eine Glasbasis auf mit gitterartigem Ilmenit-Magnetit und schlecht entwickeltem Augit.

8) Basaltisches Gestein.

Dieser Gang tritt südlich Nøkkefossen nahe am Døde Slette-Gletscher auf.

Das Gestein ist hemikristallin, vermutlich wurde es während der Kristallisation wiederholt bewegt. Man erkennt einige Plagioklasleisten, Skelette von Ilmenit-Magnetit, sowie ein diffuses Auftreten von Pyroxen.

Die oben kurz beschriebenen basischen Gänge sind zwar die wichtigsten von Andréas Land, stellen aber nur einen Ausschnitt aus einer ungemein mannigfaltigen Gesteinsgruppe dar, die über das ganze Gebiet der EBF verteilt auftritt. Eine zusammenfassende Beschreibung dieser Gänge wäre als Ergänzung zu RITTMANN (1940b) wünschenswert.

TEKTONIK

Einleitung.

Drei tektonische Elemente bestimmen zur Hauptsache den heutigen Bau von Ost-Andréas Land. Es sind dies die grossräumigen E-W-Verbiegungen, die N-S-laufenden Antiklinalen und Synklinalen und die Störungen. Ausserdem spielt noch die tektonische Stellung der Intrusiva innerhalb dieser Elemente eine gewisse Rolle.

Die E-W-Verbiegungen, deren Achsenrichtung WSW-ENE verläuft, stellen das älteste Bauelement dar. Sie scheinen durch rein vertikale Bewegungen entstanden zu sein. Die E-W-Verbiegungen können in das Kristallin des ZMK verfolgt werden, dort treten sie deutlicher hervor als in der Sedimentzone.

Die N-S-laufende Antiklinalen und Synklinalen verdanken ihre Entstehung ebenfalls vertikalen Bewegungen. Die älteste dieser Hebungsphasen ist postunterordovicisch und praemitteldevonisch. Immerhin lassen sich lokal auch Tangentialbewegungen feststellen, so in der Ueberschiebung von Kap Weber eine solche von W und an mehreren Stellen östlich der Eleonore-Bay-Antiklinale eine solche von E.

Der Baustil der caledonisch bewegten Sedimente östlich des ZMK ist durch das Vorherrschen der vertikalen Bewegungskomponente charakterisiert, gegenüber welcher horizontale Schübe ganz zurücktreten.

Fig. 21. Die Bauelemente von Ost-Andréas Land.

- A. Maanesletten-Synklinale (= Westsynklinale EHA/BÜTLER).
- B. Ødemarken-Wölbung.
- C. Taagehjem-Mulde.
- D. Grenzsynklinale.
- E. Nunatakgleicher-Antiklinale (= Westantiklinale EHA/BÜTLER).
- F₁ Blaabærdal-Synklinale } (= Zentralsynklinale EHA/BÜTLER).
- F₂ Eremitdal-Synklinale }
- G₁ Eleonore-Bay-Antiklinale } (= Grenzantiklinale EHA/BÜTLER).
- G₂ Agardhs Bjerg-Antiklinale }
- H. Sadelen-Zone (Fig. 25).
- J. Morænedal-Graben (Fig. 26).
- K. Grejsdalen-Mulde.
- L. Umingmalik-Wölbung.
- M. Kap Weber-Synklinale (Pl. 4) (= Gletscherpas-Synklinale KATZ).
- N. Grejsdalen-Granit.

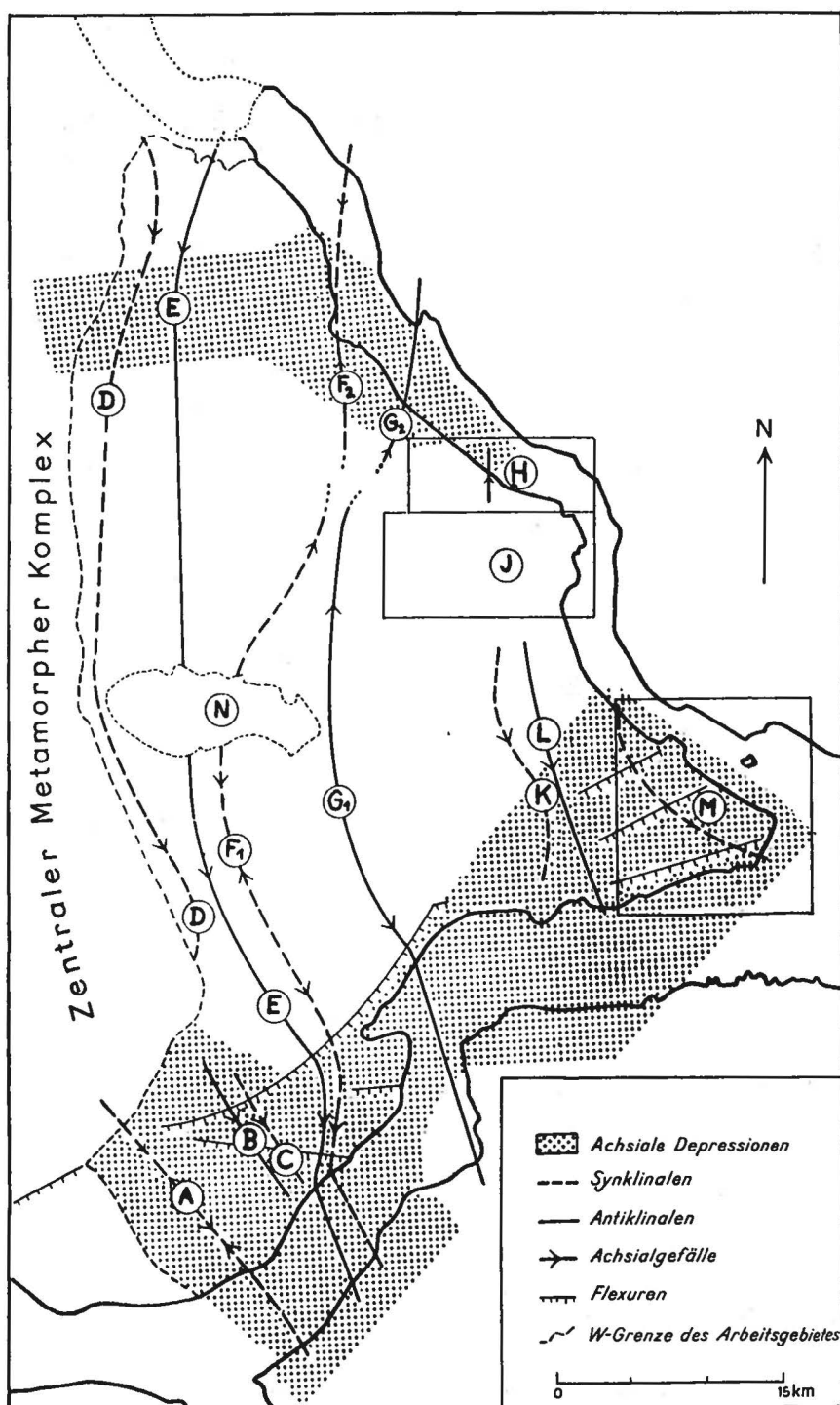


Fig. 21.

Weitgespannte Antiklinalen (Uplifts) und Synklinalen bilden in der Sedimentzone die heute hervortretenden N-S-Strukturen (Pl. 5), während die E-W-Verbiegungen sich nurmehr als achsiale Depressionen und Kulminationen innerhalb der N-S-Strukturen bemerkbar machen.

Dieser flachwellige Baustil der Sedimente steht im Gegensatz zu der intensiven Durchbewegung, welche wir im Kristallin des ZMK beobachten können. Dort treten vor allem in den tieferen Migmatitkörpern deckenartige Fließfalten auf, deren Entstehung von HALLER (1953) auf Raumangel infolge Stoffzufuhr zurückgeführt wird.

Da sowohl die tiefsten, heute als Migmatite ausgebildeten Serien, als auch die Paragneise der Isfjordzone ursprünglich der konkordanten Sedimentfolge der EBF angehört haben, zwingt uns der oben angeführte Unterschied im Bautyp zur Annahme einer Ablösungszone zwischen den metamorphen und den unveränderten EBF-Sedimenten.

Unter dieser Ablösungszone finden wir die stark durchbewegten Gneise, über der Ablösungszone die schwach verbogene Platte der epimorphen und der unveränderten Sedimente.

Diese Ablösungszone stellt eine weiträumige Schwächezone dar, in welche in einer späten Phase der Gebirgsbildung die Marginal-Granite eingedrungen sind.

Zusammenfassend können wir sagen, dass die Verbiegungen in der Sedimentzone nur ein schwaches Abbild der Vorgänge im kristallinen Unterbau darstellen.

Bei den Brüchen können wir zwei Hauptgruppen unterscheiden. Die älteren E-W-Störungen des Morænedal-Grabens (Fig. 26), welche zwei Regionen mit verschiedenem Faltenbild trennen, und die jüngeren N-S-streichenden Verwerfungen, welche das Land in Bruchschollen gliedern.

Die Intrusiva unterteilen wir in die saure und die basische Gruppe. Petrographische und tektonische Argumente führen zu einer weiteren Gliederung dieser Gruppen.

Im Folgenden werden wir die oben kurz zusammengefassten Baueinheiten besprechen und in einem besonderen Kapitel versuchen, ihre Entstehung in ein relatives, chronologisches System einzuordnen.

Die Falten.

Von den beiden Faltensystemen traten die E-W-Verbiegungen vermutlich zuerst in Erscheinung. Heute bestimmen aber die etwas jüngeren N-S-Strukturen das tektonische Baubild. Die E-W-Verbiegungen machen sich nurmehr als achsiale Depressionen und Kulminationen in den N-S-Faltenzügen bemerkbar. In Fig. 21 wurde der Verlauf dieser Züge eingezeichnet.

Der Bauplan von ganz Andréas Land zeigt die grosse Aufwölbung des Kristallins des ZMK im Westen (Fig. 1, S. 10) und eine Sedimentzone mit einer eigenen Tektonik im Osten. Diese Sedimentzone lässt sich wiederum grob in drei Einheiten gliedern, die auch auf der Karte (Pl. 2) deutlich hervortreten. Es sind dies:

- 1) eine Synklinalzone als grenzbildendes Element gegen das Kristallin im Westen,
- 2) eine zentrale Wölbungszone, welche wiederum in mehrere sekundäre Synklinalen und Antiklinalen zerfällt und
- 3) eine Synklinalzone im Osten.

Zur westlichen Synklinalzone rechnen wir vor allem die Synklinale (A) von Fig. 22, aber auch die mit (D) bezeichnete Synklinale.

Ins Gebiet der zentralen Wölbungszone fallen die Faltenzüge (B), (C) und (E)—(L).

Das mit (M) bezeichnete Gebiet stellt die östliche Hauptsynklinale dar.

Die westliche Synklinalzone.

Die westliche Synklinalzone stellt das grenzbildende Element gegen das Kristallin des ZMK im W dar. Zwei Synklinalen, die nicht miteinander in Verbindung gebracht werden dürfen, lösen sich in Andréas Land in der Eigenschaft als Grenzfurche ab. Es sind dies die Maanesletten-Synklinale (Fig. 21:A) und die Grenzsynklinale (D).

Der Westschenkel der Maanesletten-Synklinale stösst mit einer Störungsfläche (Junctiondal-Störung) an das Kristallin. Eine weitere Störung, die Blomsterbjerg-Störung, schneidet quer zum Streichen in SW-NE-Richtung durch die Synklinale. Im N der Störung treten nurmehr tiefere, kristalline Serien auf, in denen sich jedoch die Fortsetzung der Synklinalstruktur deutlich abzeichnet.

Die Grenzsynklinale zeigt in ihrem Westschenkel einen ungestörten, allmählichen Übergang von den Sedimenten ins Kristallin.

Die Maanesletten-Synklinale (A).

Die Maanesletten-Synklinale stellt eines der Hauptfaltenelemente von Ost-Andréas Land dar. Schon BACKLUND (1930), nach ihm auch TEICHERT (1933), WEGMANN (1935) und BÜTLER (1948a) haben diese Synklinale erkannt und z. T. auch beschrieben.

Die Achse der Maanesletten-Synklinale streicht mit N 30° W durch die Gegend E Junctiondal. Sie fällt am Kejser Franz Josefs Fjord leicht nach N, erreicht ca. 2 km landeinwärts ihr Depressionsmaximum und steigt dann langsam nach N auf. Die Steilküste am Kejser Franz Josefs

Fjord bietet folgendes Bild der Maanesletten-Synklinale (Fig. 22). Gerade östlich der Junctiondal-Mündung liegen die Schichtverbände der oberen Bunten Serie und der Kalk-Dolomit-Serie über der Junctiondalstörung, einer grossen Gleitfläche, welche hier die östliche Sedimentzone vom Kristallin des ZMK trennt. Die Sedimente sind bis in die unteren Schichten von Sch. 18 marmorisiert, sie fallen mit $30-35^\circ$ nach NE. Ein grosses Sackungspaket aus Sch. 18/19 verdeckt den weiter östlich gelegenen Synklinalkern, nur in den obersten Partien des Küstenkliffs können wir eine Reihe von nach W überkippten Stauchfalten erkennen. Eine Boudinage-Lage (vermutlich Sch. 17) deutet auf Zerrung in den tieferen Horizonten. Auch der langsam aufsteigende E-Schenkel der Synklinale zeigt in den höheren Schichten noch Stauchungen. In der Gegend der Taageslugt-Mündung wird die Lagerung ruhig. Im Inneren des Landes ist nur der Westschenkel der Maanesletten-Synklinale in den östlichen Nebenschluchten des Junctiondals gut aufgeschlossen. Durch diese Zone streichen parallel zur Hauptstörung eine Reihe von Nebenstörungen, die vor allem die Tillit-Serie und die Kalk-Dolomit-Serie durchsetzen. Der Flügel östlich der Störung ist jeweils etwas abgesenkt (Pl. 3, Prof. 2).

Der Bau der Synklinale kann noch einmal ca. 5 km landeinwärts bis in die Kernpartie studiert werden. Die Synklinale ist hier stark gestört, Sch. 18 durchdringt domartig die Tillit-Serie, die sonst das ganze Hochplateau einnimmt. Dieser Dom verbiegt auch einige der oben erwähnten Nebenstörungen der Junctiondalstörung und stellt somit ein junges Bauselement dar (Pl. 3, Prof. 2).

Im N schliesst sich an den Dom ein schmaler Rücken an, er teilt die Maanesletten-Synklinale in zwei Aeste. Der westliche Ast streicht N 50° W, sein Kern tritt 2 km N P 750 in den Steilabfall des Junctiondals. Der östliche Ast behält die Hauptstreichrichtung bei, sein Kern ist im obersten Benjamins Dal aufgeschlossen, wo die Synklinale an die Blomsterbjerg-Störung stösst, die zwischen dem oberen Junctiondal und dem Blomsterbjerg die Grenze gegen das Kristallin des ZMK bildet.

Die Maanesletten-Synklinale setzt sich auch nördlich dieser Störung ins Kristallin fort. Das Kristallin ist dort aus metamorphen Serien, welche den Schichtverbänden 1—4 angehören, aufgebaut.

Der Ostschenkel der Maanesletten-Synklinale lässt sich in ruhiger Lagerung längs der durch P 1430 und P 1628 markierten Geländekante verfolgen. Als neues Faltelement schliesst sich im E die Ødemarken-Wölbung an, die im Abschnitt über die zentrale Wölbungszone beschrieben wird.

Die Grenzsynklinale (D).

Westlich der Blomsterbjerg-Störung setzt am oberen Luciagletscher eine Synklinale ein und zieht nach N, wir nennen sie Grenzsynklinale. Vom Blomsterbjerg bis zum Nunatakletscher findet sich in ihrem West-



Fig. 22. Blick von S auf das Hochplateau von Maanesletten, im Vordergrund der Keiser Franz Josephs Fjord, links die Junctiondal-Mündung (JD).

Das Bild zeigt das Fjordprofil der Maanesletten-Synklinale.

- JD: Junctiondal.
- BD: Oberstes Benjamins Dal.
- LD: Luciadal.
- TH: Taagehjem.
- 9-13: Schichtverbände der Bunten-Serie.
- KDS: Marmorisierte Kalk-Dolomit-Serie.
- 19: Schichtverband 19, KDS.
- T: Tillit-Serie.
- S: Sackungspaket.
- f: Junctiondal -Störung.

schenkel der allmähliche Uebergang von den Sedimenten der EBF in die kristallinen Serien vom Isfjord-Zonen-Typ. Die Synklinalachse steigt vom Blomsterbjerg bis ins Grejsdalen gegen N an. Nördlich des Grejsdalen senkt sie sich und erreicht südlich des Eremitdals ein Depressionsmaximum. Von dort zum Nunatakglatscher steigt die Achse rasch nach N an und die Synklinale scheint auszuflachen.

Am Bergrücken SE Blomsterbjerg bildet der untere Schichtverband 4 den Muldenkern. In einem Tälchen, das sich in den Westschenkel eingeschnitten hat, können wir beobachten, wie Schichtverband 3 nach

unten allmählich metamorph wird. Mehrere Granitlagen durchsetzen hier die Serien.

Die Grenzsynklinale streicht nun mit nach N rasch aufsteigender Achse unter die Hochlandvereisung östlich des Luciagletschers. Erst im Grejsdalen, in der Gegend westlich Monte Bello können wir sie wieder erfassen. Schichtverband 1 steht leicht gestaucht im Muldenkern an. Während der Ostschenkel flach nach W einfällt, steht der Westschenkel steil, z. T. ist er sogar nach E überkippt. Diese steilstehenden Serien weisen von E nach W immer höhere Grade der Metamorphose auf (Pl. 3, Prof. 7b, 8).

Im Grejsdalen befinden wir uns an der einzigen dem Verfasser bekannten Stelle, an welcher wir den Uebergang von den Sedimenten der EBF ins Kristallin des ZMK ohne Granitzwischenschaltung oder Grenzstörung beobachten können. Es ist dies die Schlüsselposition für die stratigraphische Korrelation der EBF und der Isfjord-Zone. Eine nähere Bearbeitung wird durch J. HALLER erfolgen.

Nördlich des Grejsdalen bildet der Muldenkern jenen Bergrücken, an dessen Nordende der 2200 m hohe Rødkam liegt. Am Rødkam tritt Sch. 2 im Muldenkern auf, die Synkinalachse senkt sich bis sie die Südwand des Eremitdals erreicht. Hier steht Schichtverband 1 im Muldenkern an, seine Basis findet sich in 600 m Höhe. An der Eremitdal-Südwand fällt der Westschenkel der Synklinale mit ca. 40° ein. Die kristalline Umwandlungsfront und der Marginal-Granit dringen von W in die Wand vor. Im Talboden erreichen die Granite nur die untere Eremitdal-Serie, in den höheren Partien der Wand stossen sie bis nahe der Untergrenze von Sch. 1 vor.

Westlich P 310 im inneren Eremitdal kann die Grenzzone zwischen Sedimenten und Kristallin gut studiert werden. Die stark metamorphe Eremitdal-Serie (mit Neubildungen von Glimmer, Granat und Aktinolith) wird von vielen Quarzgängen durchsetzt. Etwa 500 m westlich P 310 bildet ein 2 m mächtiger Pegmatitgang eine Schwelle im Bach. 15 m westlich des ersten Pegmatits finden sich mehrere Granitlagergänge. Sie zeigen Paralleltexur, was darauf hinweist, dass noch postgranitische Bewegungen stattfanden. Westlich der Granitgänge stehen die Gneissserien der Isfjord-Zone an. Das Streichen der Eremitdal-Serie, der Granitgänge und der Gneise ist einheitlich N 20° E mit 40° ESE-Fallen.

Im Ostschenkel der Grenzsynklinale steigen die Schichten anfänglich flach an, um plötzlich steil aufzubiegen (65—85° W).

In der Nordflanke des Eremitdals findet sich die Untergrenze von Sch. 1 in etwa 1100 m Höhe. Weiter nach N ist nur noch der Westschenkel der Beobachtung zugänglich. An der Ostseite des Snestormdal bildet ein grösserer Granitkörper die Basis der Wand, seine Nordgrenze verläuft durch die Passhöhe. In den obersten Partien der Wand können

wir anfänglich noch Schichtverband 1 erkennen, der weiter nördlich in die Luft streicht. Mehrere Granitlagergänge können zwischen dem oben erwähnten Granitkörper und der Basis von Sch. 1 beobachtet werden.

Die Verhältnisse am Steilabfall gegen den Nunatak-Gletscher konnten nicht studiert werden. Es ist möglich, dass die rasch nach N ansteigende Antiklinale, welche sich der Grenzsynklinale im E anschliesst, die Muldenstruktur der letzteren am Nunatak-gletscher stark abschwächt. Schon in der Nordwand des Eremitdals konnten wir ein Ausflachen der Synklinale beobachten.

Die zentrale Wölbungszone.

Wie schon aus der Übersichtsskizze (Fig. 21) und aus der Karte (Pl. 2) hervorgeht, zerfällt die zentrale Wölbungszone in mehrere Faltenelemente.

Der Westabfall der Wölbungszone wird von einer sekundären Stauchfalte, der Ødemarken-Wölbung (B) und der anschliessenden Taagehjem-Mulde (C) durchzogen.

Der zentrale Hauptteil wird von drei Elementen gebildet, von der Nunatak-gletscher-Antiklinale (E) im Westen, von der Blaabærdal-Eremitdal-Synklinale (F) im Zentrum und von der wichtigsten Antiklinalstruktur von Andréas Land, der Eleonore-Bay-Aghards Bjerg-Antiklinale (G) im Osten. Der Abfall gegen die östliche Synklinalzone lässt sich von N nach S in drei Unterabteilungen gliedern, in die Sadelzone (H), den Morænedal-Graben (I) und in eine Region, in welcher zwei sekundäre Faltenelemente, die Grejsdalen-Mulde (K) und die Umingmalik-Wölbung (L) auftreten.

Die Ødemarken-Wölbung (B).

Die Ødemarken-Wölbung, eine sekundäre Stauchfalte im Westabfall der zentralen Wölbungszone (Prof. 2, 3, 4), zieht sich von der Gegend westlich der Taageslugt-Mündung über Taagehjem ins Benjamins Dal. Nördlich dieses Tals streicht sie dem Ostrande von Ødemarken entlang. Ihre Achse steigt gleichmässig von S nach N an.

Am Kejser Franz Josefs Fjord zeigen sich nur die ersten Anlagen der Ødemarken-Wölbung in den Schichtverbänden 11 und 12 und in denen der Kalk-Dolomit-Serie. Die eigentliche Aufwölbung kann erst im Gebiet von Taagehjem erfasst werden. Dort tritt der Scheitel mit Sch. 14 als dunkles Band aus den hellen Gesteinen von Sch. 15 heraus. An der Südseite des Benjamins Dal ist Sch. 13 intensiv kleingefältelt in den Wölbungskern gepresst worden. In der Talsohle kann man beobachten, dass Sch. 7 diese Bewegung in vermindertem Mass mitmacht, während Sch. 6 kaum mehr davon betroffen wird. Weiter im N zieht sich die Wölbung längs der Ostkante von Ødemarken hin, das heutige

Relief schneidet die Falte in spitzem Winkel an. Nahe der Kristallingrenze, in der NE-Ecke von Ødemarken zeichnet sich die Ødemarken-Wölbung in den Schichtverbänden 10—13 nochmals gut ab.

Wir haben oben erwähnt, dass sich die Maanesletten-Synklinale über die Blomsterbjerg-Störung hinaus ins Kristallin fortsetzt. Auch die Ødemarken-Wölbung stösst gegen die Blomsterbjerg-Störung, doch fallen in ihrer Achsenverlängerung die Gneise konstant mit 20° nach E ein, als Ostschenkel einer Antiklinale im Kristallin. Sie entspricht jedoch kaum der Ødemarken-Wölbung, welche vermutlich eine jüngere Bildung ist, die als Reaktion der Sedimente auf das Emporsteigen des Zentralen Metamorphen Komplexes entstand.

Die Taagehjem-Mulde (C).

Die Taagehjem-Mulde schliesst im E direkt an die Ødemarken-Wölbung an. Auf dem Hochplateau von Taagehjem kann sie sehr gut erfasst werden. Sch. 16 sitzt als dunkler Kern im weissen Schichtverband 15. Weiter nördlich verläuft die Taagehjem-Mulde im Luciadal, doch zeichnet sie sich dort in den Schichtverbänden der oberen Quarzit-Serie kaum ab. Am Luciagletscher streicht sie gegen die Blomsterbjerg-Störung. Jenseits der Störung setzt eine neue Synklinale, die Grenzsynklinale ein, die aber nicht ohne weiteres mit der Taagehjem-Mulde verglichen werden darf.

Die Nunatak-Gletscher-Antiklinale (E).

Der Kern der Nunatagletscher-Antiklinale, welche eines der Hauptelemente der zentralen Wölbungszone darstellt, tritt am Kejser Franz Josefs Fjord östlich der Taageslugt-Mündung auf. Von dort zieht sie mit nach N aufsteigender Achse ins Benjamins Dal, wo ihr Kern NE P 1310 in der Südwand auftritt. Im Benjamins Dal dreht die Achse nach NNW ab und streicht, ständig nach N aufsteigend, ins Grejsdalen, welches sie beim Fangergletscher quert. Nördlich des Grejsdalen senkt sich die Achse bis ins Eremitdal, wo der Antiklinalkern am Forhindringsgletscher auftritt. Vom Eremitdal zum Nunatak-Gletscher steigt die Achse stark nach N an.

Am Kejser Franz Josefs Fjord findet sich Sch. 5 im Kern der Antiklinale. Der östliche Teil der Wölbung ist durch die Hvidevæggenstörung, die parallel zum Scheitel streicht, stark abgesenkt. Sch. 10 ist hier der tiefste, aufgeschlossene Horizont. In der Südflanke des Benjamins Dal tritt der stark gestörte Kern der Nunatagletscher-Antiklinale NE P 1310 auf. Die den Scheitel durchsetzende Verwerfung hat wiederum den Ostflügel abgesenkt, im W ist als tiefstes Glied Sch. 3, im E Sch. 6 aufgeschlossen.

Im Talboden des Benjamins Dal zerlegt ein Störungsbündel die Antiklinale. Erst im Blaabærdal tritt ihre Wölbung, deren Achse nun nach NNW streicht, wieder deutlich hervor. Im Kern findet sich Sch. 1. Im Westschenkel sind die Serien N 35° W 25° W, im Ostschenkel N 30—70° W und 25° E orientiert.

Nördlich des Blaabærdal verschwindet die Nunatakgletscher-Antiklinale unter einem Gletschersystem, erst im Grejsdalen ist sie wieder gut aufgeschlossen. An der Südseite des Tals findet sich der Kern zwischen den beiden Gletschern, die südlich des Fangergletschers den Talboden erreichen, an der Nordflanke scheint das Wölbungszentrum dem Fangergletscher zu folgen.

In den Kern der Antiklinale, die im Grejsdalen auch eine Achsenkulmination erreicht, ist ein grosser Granitstock eingedrungen. Dieser Granit unterscheidet sich sowohl petrographisch als auch in seiner tektonischen Stellung vom Marginal-Granit. Während der Granit das Tal und seine Flanken einnimmt, kann die alte Struktur der Sedimente noch in den höchsten Bergspitzen erkannt werden. Schichten aus den unteren Partien von Sch. 1 können direkt über dem Granit beobachtet werden, im Grejsdalen würde die Eremitdal-Serie den Kern der Antiklinale bilden (Fig. 33).

Im Eremitdal wird die ganze Antiklinalstruktur von der Eremitdal-Serie gebildet. Der Scheitel der Antiklinale zeigt eine Kofferfaltenstruktur (Prof. 16), doch legen sich die Schenkel bald wieder flach, der Westschenkel fällt anfänglich mit 65—85° ein, der Ostschenkel zuerst mit 60°, biegt dann ab und fällt über mehrere Kilometer mit 15° nach E. Die Kernpartien sind am Forhindringsgletscher stark gestaucht, eine ruhige Lagerung tritt erst in den höheren Serien ein.

Sehr starke Stauchungen treten auch im Antiklinalkern am Nunatakgletscher auf. An mehreren Stellen sind Granitstöcke in die Serien eingedrungen, ihre pegmatitischen Ausläufer durchsetzen die Schichten bis an die Obergrenze der Steilwand. Es handelt sich um Marginal-Granite, sie dürfen nicht mit dem weiter im S auftretenden Grejsdalen-Granit parallelisiert werden. Nurmehr die Eremitdal-Serie und vermutlich die Alpefjord-Serie stehen hier an, beide sind stark metamorph und gehören schon zum Kristallin des ZMK.

Die Blaabærdal-Eremitdal-Synklinale (F₁, F₂).

Die oben besprochene Nunatakgletscher-Antiklinale ist das einzige Faltelement, dass sich nahezu ungestört durch ganz Andrées Land verfolgen lässt. Alle Faltenzüge östlich dieser Antiklinale werden durch den E-W streichenden Störungsschwarm des Morænedal-Grabens in ein nördliches und ein südliches Glied zerlegt. Dabei weisen die sich entsprechenden Glieder oft grosse Unterschiede im Bau auf.

Das südliche Glied der nun zu besprechenden Synklinale nennen wir Blaabærdal-Synklinale, ihr nördliches Äquivalent ist die Eremitdal-Synklinale (BÜTLER).

Die Blaabærdal- und die Eremitdal-Synklinale sind durch starke Stauchungen des Synklinalkerns charakterisiert. Die Stauchfalten lassen sich oft über grössere Distanzen verfolgen. Bei diesem Bautyp können sich die einzelnen Sekundärmulden in der Rolle des Synklinaltiefs ablösen.

Die Blaabærdal-Synklinale (F_1).

Die Blaabærdal-Synklinale setzt bei Hvidevæggen ein und zieht sich nach N ins Blaabærdal, dort biegt sie nach NW ab und folgt der Ostflanke des Tales. Am Blaabærgletscher spaltet sich die Synklinale in zwei Arme, deren Achsen nach N abdrehen, wir können sie über den Bergrücken W P 1944 ins Grejsdalen verfolgen. Im Grejsdalen behält die Achse des Westarmes die Nordrichtung bei und steigt gegen N an und flacht aus. Der Ostarm biegt nach NE ab, seine Achse senkt sich gegen N. W P 1851 am oberen Endeløs-Gletscher streicht er in den Morænedal-Graben.

Bereits am Kejser Franz Josefs Fjord können wir mehrere Stauchungen im Synklinalkern erkennen. Das ganze Faltenbündel ist allerdings nachträglich durch die Hvidevæggen-Störung verworfen und gekippt worden. Die Achsen steigen vom Fjord aus steil nach N an und werden durch das heutige Relief verschieden angeschnitten. Eine erste Sekundärmulde wird durch Sch. 12 in der Wand von Hvidevæggen gebildet, eine zweite findet sich in der Gipfelregion N P 1310 abgezeichnet, sehr gut ist eine dritte Sekundärmulde im Sattel beim Teufelsschloss sichtbar. Das Südfallen der Achsen dieser drei Mulden nimmt von E nach W zu. Nördlich der Hvidevæggen-Störung liegt die Synklinalachse im Blaabærdal. Eine Sekundärmulde, mit Sch. 4 im Kern, findet sich noch an der Ostflanke des Tales. Es scheint, dass die Stauchfalten erst in Sch. 3 beginnen, während Sch. 2 nur den grossen Synklinalbogen mitmacht. Wir werden auf diese Erscheinung bei der Besprechung der Eremitdal-Synklinale näher eingehen.

Die Synklinalachse scheint sich im Blaabærdal leicht nach N zu senken. Am Blaabærgletscher finden wir die Stauchfalten in Sch. 4 und 5 gut abgezeichnet (Fig. 23). Hier beginnt sich die Synklinale in die zwei bereits erwähnten Hauptarme zu teilen. Der Ostarm ist gegenüber dem Westarm an einer Störung (Blomsterbjerg-Verwerfung) abgesenkt, die Störung scheint gerade durch den Scheitel der Sekundärwölbung zwischen den beiden Synklinalarmen zu laufen.

Die beiden Synklinalarme streichen mit nach N ansteigender Achse W P 1944 quer über das Grejsdalen. Wir können sie nur in den obersten



Fig. 23. Blick von S auf den Blaab ergletscher.

BG: Blaab ergletscher. FG: Fangergletscher. GrD: Grejsdalen.

2—5: Schichtverbände der Quarzit-Serie.

Bergregionen erfassen, da der Grejsdalen-Granit in den tieferen Lagen die alten Strukturen vollkommen verwischt hat.

Nördlich des Grejsdalen lässt sich die westliche Sekundärmulde in das Firnplateau des Fangergletschers verfolgen. Sie scheint dort rasch auszuflachen. Die Sekundärwölbung, welche zwischen Blaabærgletscher und Grejsdalen als spitzer Knick ausgebildet ist, verbreitert sich und flacht ebenfalls aus. Die Achse der östlichen Nebenmulde dreht nach NE ab und senkt sich gegen N. Mit Sch. 4 im Kern stösst sie W P 1851 an die nördlichen Morænedal-Störungen.

Der Westarm und die zentrale Sekundärwölbung flachen am oberen Endeløs-Gletscher ganz aus. Wir können in ihrer Verlängerung nach N nur eine leicht nach E gekippte Platte finden. Hingegen können wir ein Äquivalent des Ostarmes auch nördlich des Morænedal-Grabens feststellen, diese neue Synklinale wurde von BÜTTLER (1948a) Eremitdal-Synklinale genannt.

Die Eremitdal-Synklinale (F_1).

Die Eremitdal-Synklinale setzt westlich des Agardhs Bjerg im Norden der Morænedal-Störungen ein. In dieser Gegend können wir mehrere Stauchfalten innerhalb der Synklinale erkennen. Das Synklinaltief liegt an der Westkante der Agardhskløft, wir finden hier Sch. 6 in 1400 m Höhe anstehend.

Den besten Einblick in den Bau der Synklinale erhalten wir im Eremitdal selber (Fig. 24). Dort wird die Synklinale zwischen Agardhs Bjerg im E und dem östlichsten kleinen Gletscher in der Eremitdal-Südwand im W durch 6 Stauchungsrippen in mehrere Teilmulden zerlegt. Dabei lassen sich immer wieder die gleichen Erscheinungen beobachten. Schichtverband 2 bildet die ungestörte Synklinalestruktur der Eremitdal-Synklinale. Die plastischen Schiefer von Sch. 3 scheren über den Quarziten von Sch. 2 ab, es bilden sich mehrere kleine Aufwölbungen, die in den oberen Horizonten von Sch. 3 verstärkt werden. Diese Schichten sind stark gefältelt in die Basisquarzite von Sch. 4 gepresst worden. Die Basispartie von Sch. 4 folgt dieser Bewegung, indem sie eckige, kofferfaltenähnliche Knicke bildet. In den höheren Schichten von Sch. 4 und Sch. 5 treten vor allem in den Sekundärmulden zwischen den Stauchrippen komplizierte Fältelungen auf. Dieser Bautyp kann auch an der Nordseite des Eremitdals und, etwas abgeschwächt auch im Strindbergs Land beobachtet werden.

Die Eremitdal-Synklinale streicht zwischen Eremitdal und Dukkegletscher in den Geologfjord und zeichnet sich in der Verlängerung nach N im Strindbergs Land deutlich ab. Die Synklinalachse scheint von Andréas Land bis ins Strindbergs Land nach N anzusteigen.

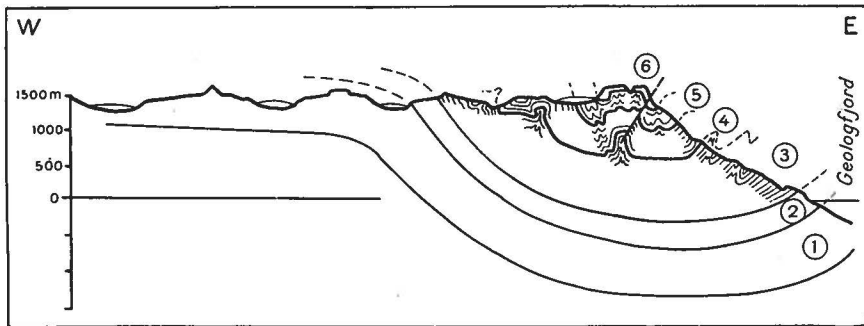


Fig. 24. Der Baustil der Eremitdal-Synklinale, Südseite des Eremitdal.

1—6: Schichtverbände der Quarzit-Serie.

Die Eleonore-Bay Agardhs-Bjerg-Antiklinale.

Diese grosse Hauptwölbung, welche sich von der Eleonore Bay bis zum Agardhs Bjerg zieht, lässt sich sowohl im N als auch im S über unser Gebiet hinaus verfolgen. Im S tritt sie in der Blomsterbugt auf und streicht von dort durch Ymers Ø und Suess Land bis nach Ella Ø. Im N tritt sie im Strindbergs Land zwischen Primulabugt und dem oberen Waltershausen Gletscher auf.

Auch die Eleonore-Bay Agardhs-Bjerg-Antiklinale wird durch die Störungen des Morænedal-Grabens in ein nördliches (Agardhs Bjerg-Antiklinale) und ein südliches (Eleonore-Bay-Antiklinale) Äquivalent getrennt, die wir gesondert behandeln.

Die Eleonore-Bay-Antiklinale (G_1)

In Andréas Land selber können wir die Eleonore-Bay-Antiklinale mit nach N aufsteigender Achse von der Eleonore Bay ins Grejsdalen verfolgen. Im Grejsdalen findet sich ihr Kern W P 2054 und weiter im Norden W P 1998, in dieser Region liegt auch die Achsenkulmination. Im Morænedal-Graben können wir den Scheitel der Eleonore-Bay-Antiklinale am Westgrat des Guldhorn beobachten.

In der Eleonore-Bay streicht die grosse Hvidevæggen-Störung, die wir schon bei der Besprechung der Nunatakglatscher-Antiklinale und der Blaabærdal-Synklinale erwähnt haben, ca. 800 m landeinwärts parallel zum Ufer und schneidet quer durch die Antiklinale. Der SE-Flügel ist abgesenkt, im Kern der steil nach N ansteigenden Wölbung tritt Sch. 2 auf. Die Steilwand des Alpebjerg markiert die Störungsfläche. Nördlich dieser Linie steigt die Faltenachse im Alpedal leicht nach N an, die untersten Partien von Sch. 1 bilden den Antiklinalkern.

Im Grejsdalen tritt die Eremitdal-Serie im Zentrum der grossen Wölbung auf. Durchwegs ist das Einfallen der Schenkel ziemlich flach.

Nördlich des Grejsdalen scheint die Antiklinalachse nach N abzusinken, auch fallen die Schenkel steiler ein. Teilweise ist die Absenkung der Antiklinale auf den südlichen Randbruch des Morænedal-Grabens zurückzuführen. Am Westgrat des Guldhorn steht Sch. 3 im Kern der Antiklinale an.

Vom Alpebjerg bis zum Morænedal-Graben begleitet die Hvidevæggenstörung den Antiklinalostschenkel. Der Flügel östlich der Störung ist stark abgesenkt. Da zugleich der Westschenkel der Falte sehr flach einfällt, trägt die Eleonore-Bay-Antiklinale hier eher flexurartigen Charakter.

Die Agardhs-Bjerg-Antiklinale (G_2).

Das nördliche Äquivalent der Eleonore-Bay-Antiklinale ist die Agardhs-Bjerg-Antiklinale. Ihre Achse setzt am Südfuss des Agardhs Bjerg ein und fällt gegen den Geologfjord ab. Auch hier ist der Ostschenkel von einer grossen Verwerfung (Søplateau-Störung), welche der Hvidevæggen-Störung entspricht, begleitet.

Wir haben bereits bei der Besprechung der Eremitdal-Synklinale auf die Stauchfalten im Westschenkel der Agardhs-Bjerg-Antiklinale hingewiesen, ganz ähnliche Verhältnisse zeigen sich nun in der Region östlich des Agardhs Bjerg in der Sadelenzone (H), wir werden dieses Gebiet gesondert behandeln (S. 118).

Der Ostschenkel der zentralen Wölbungszone (H, I, K, L).

Das 15—20 km breite Gebiet zwischen den beiden Hauptfaltenzügen der Eleonore-Bay-Agardhs-Bjerg-Antiklinale und der Kap-Weber-Synklinale lässt sich von S nach N in drei Zonen gliedern.

In der Gegend zwischen Grejsdalen und dem Plateau von Haremarken finden wir zwei Nebenfalten, die Grejsdalen-Mulde (K) und die Umingmalik-Aufwölbung (L) zwischen die Hauptelemente eingeschaltet.

Nördlich Haremarken liegt der Morænedal-Graben (I), in ihm treten nur die beiden Hauptfaltenzüge (G_1 und M) auf.

An den Morænedal-Graben schliesst sich im N die stark gefaltete Sadelen-Zone an (H).

Die Sadelen-Zone (H).

Der Bau der Sadelen-Zone ist durch einen N—S bis NNW—SSE streichenden Schwarm von Kleinfalten charakterisiert, deren Achsen stark nach N fallen (Prof. 13) (Fig. 25).

Im S bildet der Morænedal-Graben, im W die Søplateauet-Störung, ein Äquivalent der Hvidevæggen-Störung, die Grenze dieser Zone. Eine Zone entsprechender Kleinfalten findet sich jenseits des Geologfjords im Strindbergs Land.

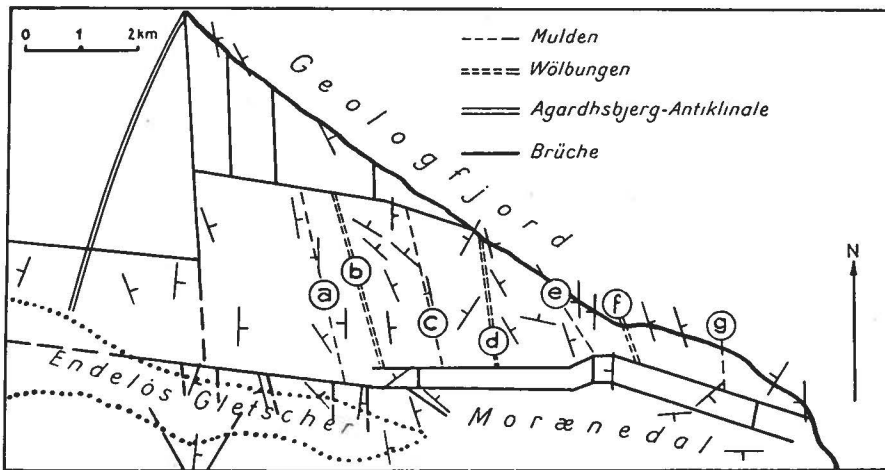


Fig. 25. Die Sadelen-Zone.

Bereits NATHORST (1900) erwähnt diese Verfallungen des mittleren Geologfjords, sie wurden von KOCH (1929a) erstmals kartiert. Sowohl TEICHERT (1933) als auch WEGMANN (1935) erwähnen den »lehrbuchmässigen« Bau dieser Wellen. BÜTLER (1948a) fasst die ganze Zone als eine gestauchte Synklinale auf, der er den Namen Elisabethen-Synklinale gibt. In einem Profil durch diese Zone hat BÜTLER bereits deren Hauptverbiegungen dargestellt.

Wir gehen nun mit BÜTLER einig, dass es sich bei der Sadelen-Zone um Sekundärfalten in einer Synklinale handelt, nur liegt das Muldentief östlich von Andréas Land im Geologfjord oder im Strindbergs Land und nicht im Elisabeths Bjerg.

Das Ostfallen der Sadelen-Zone in Andréas Land kann man sehr gut an Schichtverband 11 erkennen, der im Kern der östlichsten Mulde auf 500 m, in der westlichsten Mulde auf 1000 m Höhe ansteht.

Die Achse der westlichsten Mulde (a) zieht durch den Stockbjerg. Die grauen Kalke von Sch. 11 bilden den Muldenkern, sie ragen als steile Klippen aus der Hochfläche des Søplateauet. Eine Wölbung (b), deren Achse durch die Ostflanke des Stockbjerg läuft, bildet das nächste Faltelement.

Am Sadelen selber finden wir wiederum Sch. 11 im Kern einer Mulde (c) anstehend. Der Ostschenkel dieser Mulde ist auf dem Gipfel des Berges etwas nach W überkippt.

Die anschliessende Antiklinale (d), welche sich im Tälchen östlich Sadelen findet, ist die Hauptwölbung der Sadelen-Zone. Am Fjordufer und im Morænedal findet sich Sch. 5 im Wölbungskern.

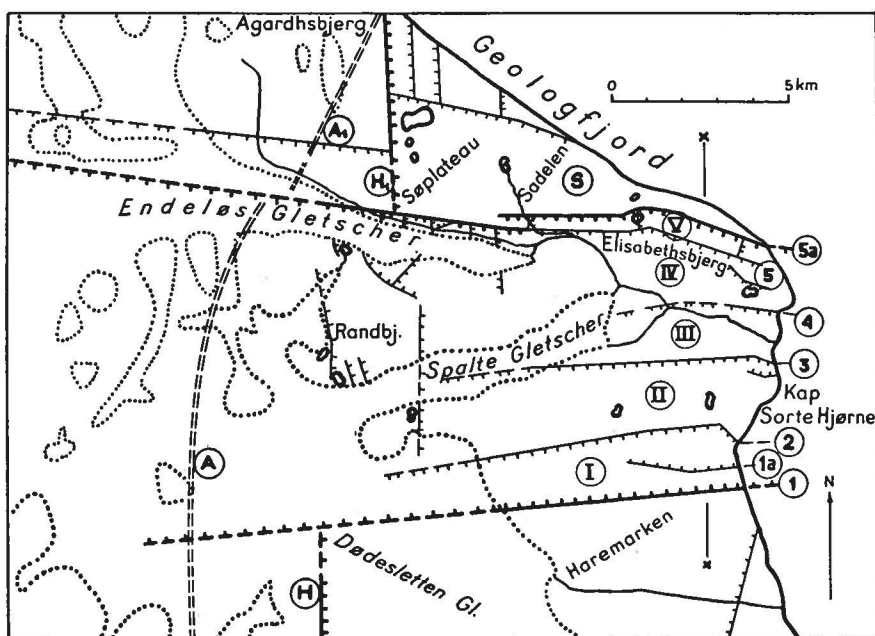


Fig. 26. Das Bruchsystem des Morænedal-Grabens.

1—5a: Längsbrüche des Morænedal-Grabens.

I—V: Schollentreppe.

S: Sadelen-Zone.

H: Hvidevæggen-Verwerfung.

H₁: Sølplateauet-Verwerfung.

A: Eleonore-Bay-Antiklinale.

A₁: Agardhs-Bjerg-Antiklinale.

x—x: Profil Fig. 27.

Der zackige Søfjeld-Gipfel wird wieder von Schichtverband 11 gebildet, der hier auf 500 m Höhe im Kern einer Mulde (e), deren Achse mit 20° nach N fällt, ansteht.

Eine weitere Wölbung (f) und eine Mulde (g) schliessen sich im E an. Sie zeichnen sich vor allem in Sch. 7 ab. Erst ganz im E tritt Sch. 6 im Westschenkel einer neuen Wölbung auf, ihr Kern liegt jedoch schon im Geologfjord. Eine gute Abbildung der Sadelen-Zone findet sich bei TEICHERT (1933, S. 66).

Die Ursache der auffälligen Differenz zwischen der durch Bruchtektonik zerlegten Morænedal-Platte und der intensiv gefalteten Sadelen-Zone wird weiter unten (S. 121) besprochen.

Der Morænedal-Graben (I).

Der Morænedal-Graben (Fig. 26) zieht sich mit 7—10 km Breite vom mittleren Geologfjord nach W. Seine Südgrenze bildet eine nahezu saigere

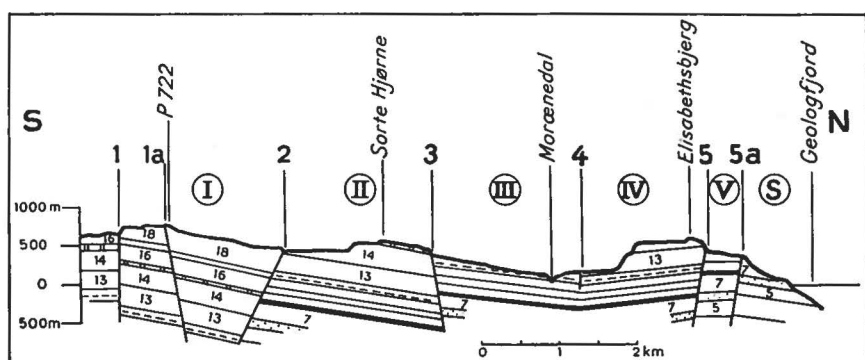


Fig. 27. N-S-Schnitt durch den östlichen Teil des Morænedal-Grabens (siehe Fig. 26).

1—5a: Längsbrüche des Morænedal-Grabens.

I—V: Stufen der Schollentreppe.

S: Sadelen-Zone.

5—18: Schichtverbände der EBF.

Verwerfung (1), die südlich P 722 in Haremarken nach W läuft. Die Störung kann bis an den Rand des Døde-Slette-Gletschers verfolgt werden, scheint aber unter dem Eise noch weit nach W zu reichen. Die Nordgrenze des Grabens wird durch ein Störungssystem gebildet, das am Geologfjord am Kap nördlich der Morænedal-Mündung einsetzt. Die Störung (5a) lässt sich von dort über den Elisabeths Bjerg ins Morænedal verfolgen, wo sie dem Südfuss des Sadelen entlangstreicht. Westlich des Sadelen kann diese Verwerfung nicht mehr erfasst werden. Die Funktion des Grabenrandes übernimmt ein 500 m weiter im S laufender Bruch (5), der sich anfangs dem Nordrand des Endeløs-Gletschers entlangzieht, dann aber unter das Eis streicht, worauf sein weiterer Verlauf unsicher wird.

Im Gegensatz zu den nördlichen und südlichen Nachbargebieten des Grabens sind im Grabeninneren nur die Eleonore-Bay-Agards-Bjerg-Antiklinale (A—A₁) und die Kap-Weber-Synklinale ausgebildet. Die sekundären Faltenzüge, welche sich anderorts zwischen diese beiden Hauptfaltenelemente einschalten, fehlen ganz. Ebenfalls fehlt im Graben das grosse N-S-Störungssystem der Hvidevæggen-Søplateauet-Verwerfung (H—H₁).

Mehrere E-W streichende Brüche gliedern das Grabeninnere in eine nach N aufsteigende Bruchschollentreppe (Fig. 27). Dieser einheitliche Bau wird manchmal von kleinen N-S-Störungen unterbrochen, an denen oft tiefere Serien keilartig aufgestossen sind (Prof. 12).

Die einzelnen Stufen der Schollentreppe sollen im Folgenden kurz beschrieben werden.

Die südlichste Stufe (I) wird an der Küste von steil nach E einfallenden Schichten aus der Grenzzone Sch. 17/Sch. 18 gebildet. Weiter

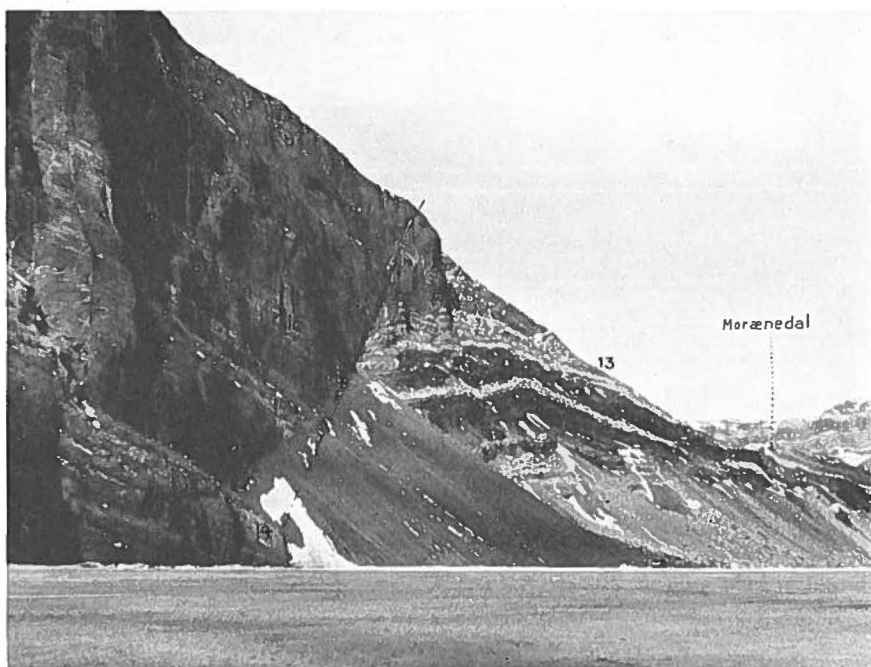


Fig. 28. Bruch Nr. 3 (Morænedal-Graben) am Geologfjordufer. Blick von ESE.
13—16: Schichtverbände der EBF.

landeinwärts taucht Sch. 16 auf, legt sich flach und bildet das Plateau von Nord-Haremarken. Am Geologfjord tritt in der Stufe I ein kleiner Bruch (1a) auf, der im Nordteil einen Schichtkeil nochmals absenkt.

Die Grenze gegen die etwas höher liegende Stufe II bildet ein nach S einfallender Bruch (2), der von der Bucht südlich Sorte Hjørne in den Nordrand des Døde-Slette-Gletschers streicht.

Die Stufe II umfasst das Gebiet von Sorte Hjørne und dessen westliches Hinterland. Am Kap selber stehen Sch. 14 und 15 an, überlagert vom Schichtverband 16, der das Gipfelplateau bildet. Die Schichten fallen mit 20—25° nach E. In der Bucht südlich des Kaps taucht noch Sch. 13 auf. Die untere KDS und Sch. 13 streichen weiter im W in die Luft. Sch. 12 bildet eine durch N-S-Brüche zerlegte Platte, welche in der Landzunge zwischen Døde-Slette-Gletscher und Spaltegletscher abgeschlossen ist. Ganz im W taucht noch Sch. 11 auf.

Nördlich Sorte Hjørne findet sich der Bruch (3) (Fig. 28), welcher Stufe II und Stufe III trennt. An der Küste stossen Sch. 15/16 im S an Sch. 13 im N. Der Bruch lässt sich längs einer Steilkante nach W verfolgen, bis er in den Spaltegletscher streicht.

Die Stufe III umfasst das eigentliche Morænedal, in ihrer Verlängerung nach W liegt das Guldhorn, durch dessen Westflanke die Achse



Fig. 29. Bruch Nr. 5a (Morænedal-Graben), mittleres Morænedal. Blick von WSW.

7—9: Schichtverbände der unteren Bunten-Serie.

12—13: Schichtverbände der oberen Bunten-Serie.

14: Sch. 14, KDS.

der Eleonore-Bay-Agardhs Bjerg-Antiklinale läuft. In Stufe III steht am Fjord Schichtverband 13 an, er zieht sich intensiv gefältelt nach W.

Stufe IV umfasst das Kap nördlich des Morænedals und den Elisabeths Bjerg, der das Tal nach N abschliesst. Am Kap stehen Sch. 11 und Sch. 12 an, die Steilkante des Elisabeths Bjergs wird von Sch. 13 gebildet, auf dem Gipfelplateau ist noch Sch. 14 erhalten. Am Elisabeths Bjerg treten zwei Störungen auf, es sind die nördlichen Randbrüche des Grabens (5, 5a), (Fig. 29), ihr Verlauf wurde am Anfang des Kapitels besprochen. Der schmale Streifen zwischen den beiden Brüchen (V) wurde teilweise von den Bewegungen der Sadeln-Zone erfasst und leicht verbogen. Im inneren Morænedal vereinigen sich die Stufen III und IV, Sch. 12 bildet als zerbrochene Platte den Talboden. Nur der Streifen zwischen den beiden nördlichen Randbrüchen behält eine eigene Stellung bei.

Am Nordrand des Endeløs-Gletschers treten mehrere N-S-Störungen auf, die im N an den Randbruch stossen, ohne ihn zu durchsetzen. Die einzelnen Blöcke zwischen den N-S-Störungen sind regellos verstellt worden, so dass diese Zone eine komplizierte Kleintektonik aufweist

(Pl. 3, Profil 12). Es scheint sich um keilartige Aufstösse zu handeln, wie sie am Strindbergs Land-Ufer des Geologfjordes, in der östlichen Verlängerung der Stufe IV am klarsten aufgeschlossen sind. Gute Abbildungen dieses Keils finden sich bei ODELL (1939 S. 33) und KATZ (1952).

Wir haben gezeigt, dass im Morænedal-Graben nur die Eleonore-Bay-Agardhs-Bjerg-Antiklinale und die Kap Weber-Synklinale auftreten. Die 15—20 km breite Zone zwischen diesen beiden Hauptfaltenelementen ist im Gegensatz zu den übrigen Gebieten als ungefaltete Platte ausgebildet.

Wir werden weiter unten versuchen, die tektonischen Ereignisse von Andrées Land in ein chronologisches System einzuordnen, dabei werden wir auf den Morænedal-Graben und seine Beziehung zu den Nachbargebieten zurückkommen.

Die Grejsdalen-Mulde (K).

Südlich des Morænedal-Grabens fällt der Ostschenkel der Eleonore-Bay-Antiklinale allmählich bis zum unteren Grejsdalen ab, dort tritt als neues Faltelement die Grejsdalen-Mulde auf.

Die Grejsdalen-Mulde liegt meistens im stark verschutteten Talboden und ist deshalb schwierig zu erfassen. Ein erstes Anzeichen finden wir westlich des Deltas, wo Sch. 18 östlich einer Störung ansteht. Von dort scheint die Muldenachse in die Gegend von P 92 am Grejsdalenknie zu streichen. Sie biegt dann nach NNW ab und zieht sich bis in die Region E P 1065 am Døde-Slette-Gletscher-Rand. Weiter im N scheint die Mulde rasch auszuflachen, im Morænedal-Graben kann sie nicht mehr festgestellt werden.

Die Grejsdalen-Mulde ist nur im Bach S P 92 und in der Umingmalikschlucht gut aufgeschlossen. Sch. 18 bildet den Kern, der von zwei N-S laufenden Störungen durchsetzt wird. Das Muldentief findet sich zwischen den beiden Störungen, dort stehen noch Schichten des mittleren Schichtverbandes 18 an

Die Umingmalik-Wölbung (L).

Die Umingmalik-Wölbung schliesst im E an die Grejsdalen-Mulde an. Ihre Achse steigt vom Kap östlich der Grejsdalenmündung bis nach Haremarken konstant nach N an.

Am Ostkap der Grejsdalenmündung bildet Sch. 15 den Kern des Gewölbes. Der Scheitel lässt sich weiter im N in den vielen Schluchten, welche den Osthang des Tales durchziehen, gut erfassen. Im Umingmalikdal steht Sch. 14 in 400 m Höhe im Kern der Falte an. Eine Reihe von N-S-Brüchen durchsetzt den Scheitel und schwächt die Aufwölbung

ab. Am Nøkkefossen tritt in 910 m Höhe Sch. 14 im Zentrum der langsam ausflachenden Antiklinale auf.

Der Ostschenkel der Umingmalik-Wölbung steigt in mehreren, flexurartigen Knicken zur Kap Weber-Synklinale ab.

Die östliche Synkinalzone

In diese Zone fällt nur ein Strukturelement, die Kap Weber-Synklinale mit ihrer komplizierten Detailtektonik. Die östliche Synkinalzone bildet gerade am Kap Weber die Grenze gegen das Devon, welches längs einer Störung im E (Bjørneø) an die Synklinale stösst. Im Geologfjord hingegen streicht der Ostschenkel der Synklinale über den Fjord ins Strindbergs Land, wo sich eine weitere Antiklinale, die Moskusoksese-Antiklinale (KATZ) zwischen unsere östliche Synkinalzone und das Devon einschaltet.

Sobald die Kap Weber-Synklinale im N aus dem achsialen Depressionsgebiet, welches sich im Raume des Kejser Franz Josefs Fjordes befindet, heraustritt, flacht sie aus und findet ihre Fortsetzung im Strindbergs Land in der Gletscherpas-Synklinale (KATZ).

Die Kap Weber-Synklinale.

Die Kap Weber-Synklinale ist die einzige Synklinale, in deren Kern in Andréas Land noch das Cambro-Ordoviciem erhalten ist. Die Synkinalachse streicht SE-NW ins eigentliche Kap Weber, dreht dann aber allmählich in die Nordrichtung ab und streicht am Ajortoq in den Geologfjord.

Die ganze Synkinalstruktur steigt überall gegen N an. Dieses Achsialgefälle wird durch drei E-W-streichende Flexuren verstärkt, die jeweils den Südflügel absenken.

Die nördlichste streicht gerade südlich des Ajortoq vom Grejsdalen in den Geologfjord, die mittlere folgt dem Tillitekløft-Unterlauf, während die dritte den Steilabfall zum Kejser Franz Josefs Fjord bildet.

Das allgemeine Bild der Kap Weber-Synklinale zeigt einen in Stufen zum Synkinaltief absteigenden Westschenkel und einen relative konstant einfallenden Ostschenkel, der jedoch nur in Bruchstücken erhalten ist (Pl. 4).

Komplikationen sekundärer Natur treten im Stufenbau des Synkinal-Westschenkels auf. Im südlichen Teil der Kap Weber-Synklinale, zwischen Kejser Franz Josefs Fjord und Tillite Canyon, sind die Schichten an der Knickstelle einer Stufe abgerissen, diese Stelle ist der Ausgangspunkt für eine grosse Überschiebung. Der höhere (westliche) Teil der aufgerissenen Stufe wurde weit nach E über die tieferen Stufen hinweggeschoben. Eine jüngere Verwerfung verstellt die Schubfläche.

Weiter nördlich, zwischen Tillite Canyon und Ajortoq sind die Knickstellen der Stufe zu Stauchfalten verstärkt worden. Die Stauchfalten wurden nachträglich von Störungen durchsetzt und regellos verstellt, wodurch eine äusserst komplizierte Detailtektonik entstand.

An Hand der Profile von Pl. 4 soll der Bau der Kap Weber-Synklinale eingehender beschrieben werden.

Dabei sind wir uns bewusst, dass die tektonischen Profile durch die Kap Weber-Mørkebjerg-Zone nur eine erste Interpretation darstellen. Während der Feldaufnahmen standen uns keine Karten zur Verfügung, welche eine genügend genaue Kartierung dieses Gebietes erlaubt hätten. Die Feldskizzen mussten nachträglich auf eine aus Flugaufnahmen und eigenen Aufmessungen zusammengestellte Unterlage übertragen werden.

Wir beginnen mit der Besprechung der Kap Weber-Synklinale am Kejser Franz Josefs Fjord, wo zwischen Grejsdalen und Kap Weber der komplexe Bau dieser Zone gut aufgeschlossen ist. Profil 1 auf Pl. 4 zeigt einen Schnitt parallel zur Küste (siehe auch Fig. 30). Im ganzen Profil täuschen die Schichten, vor allem diejenigen oberhalb der Kalk-Dolomit-Serie, eine grössere Mächtigkeit vor, da hier die südlichste der eingangs erwähnten Flexuren schräg angeschnitten wird.

Die Kalk-Dolomit-Serie taucht mit $25-30^\circ$ nach Osten ab. Lokal treten an der Grenze gegen die Tillit-Serie Stauchungen und Verkeilungen auf. In der Tillit-Serie zeigen die unteren Partien ein der KDS analoges Verhalten. Eine kleine, aber durchgehende Verwerfung mit abgesenktem Ostflügel stellt die roten Tillite ans Fjordufer, wo sie rasch unter dem Meeresspiegel verschwinden. In der Canyon-Serie macht sich eine nach E überkippte Falte bemerkbar, die im Scheitel aufgerissen ist. Der normale Schenkel wird einige hundert Meter weit nach E überschoben. Der verkehrte Schenkel biegt rasch wieder in die normale Lage ab, liegt über eine kurze Strecke flach und biegt nochmals flexurartig ab und verschwindet unter dem Fjordniveau. Die hangende Spiral-Creek-Serie folgt dieser Bewegung.

In der Sandstein-Serie wird der Ueberschiebungsbetrag verstärkt. Der normale Schenkel ist auf dem Gleithorizont der Bastion-Formation weit nach E geschoben worden. Der verkehrte Schenkel geht auch hier rasch wieder in die normale Lagerung über, legt sich flach und taucht dann als Flexur, z. T. nach E überkippt ab.

Die Bastion-Formation senkt sich vom Plateaurand allmählich nach E. Ein abgesackter Keil unterbricht auf kurze Strecke die ruhige Lagerung. Östlich des Keils gerät die plastische Bastion-Formation in die stark bewegte Überschiebungszone. Sie greift über die Sandstein-Serie hinaus und biegt gleich einer alpinen Deckenstirne um. Über diesem überschobenen, normalen Schenkel der Bastion-Formation schert die

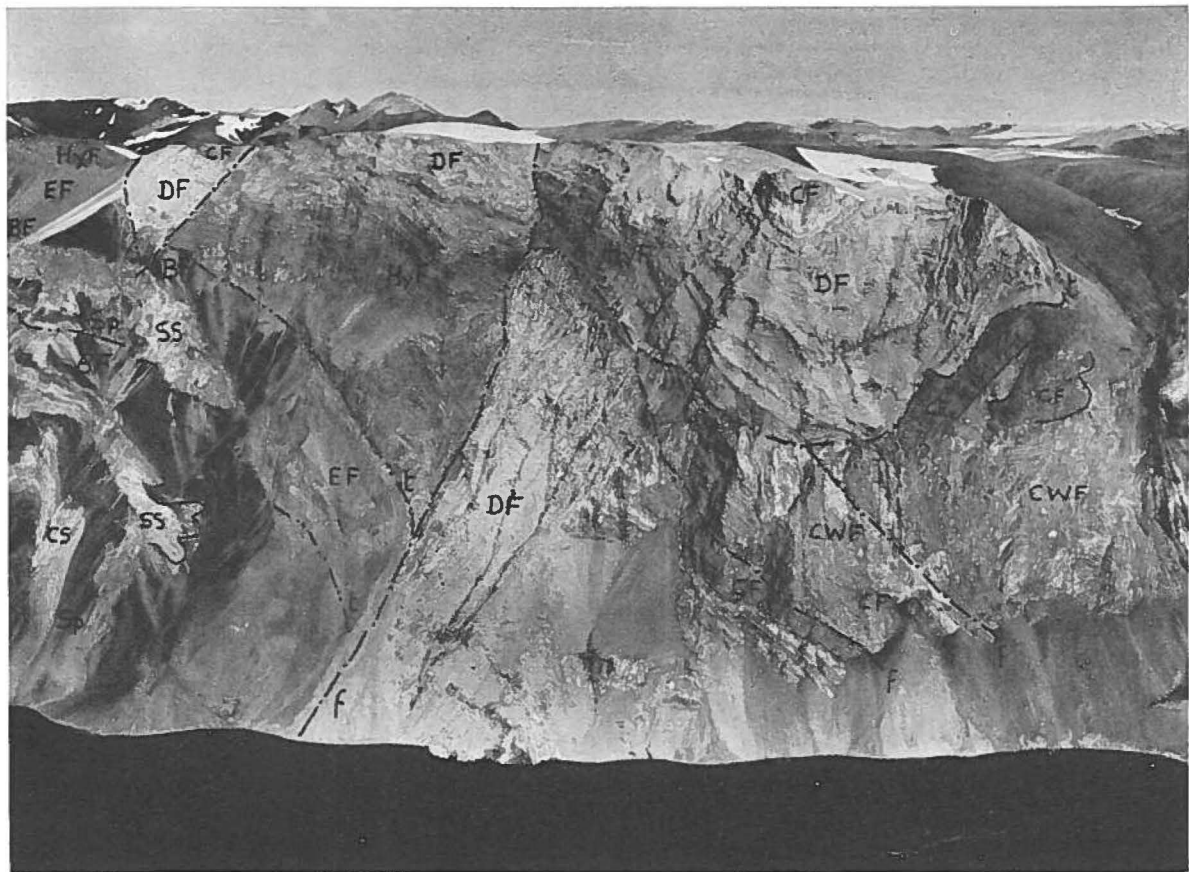


Fig. 30. Das Profil der Fjordwand W Kap Weber, im Vordergrund der Keiser Franz Josephs Fjord. Blick von SSE. CWF: Cape-Weber-Formation. CF: Cassfjord-Formation. DF: Dolomite-Point-Formation. HyF: Hyolithus-Creek-Formation. EF: Ella-Island-Formation. BF: Bastion-Formation. SS: Sandstein-Serie. Sp: Spiral-Creek-Serie. CS: Canyon-Serie. f: Verwerfung. t: Ueberschiebung.

hangende Ella-Island-Formation ab und dringt in mehreren Schuppen noch weiter nach E vor. Der verkehrte Schenkel der Bastion-Formation geht sehr bald wieder in die normale Lagerung über und liegt dann über eine kurze Strecke (einige hundert Meter) flach. Diese flachliegende Partie ist die eigentliche Gleitbahn für die überschobenen Serien des normalen Schenkels. Auch die Bastion-Formation biegt weiter im E plötzlich ab und taucht mit komplizierter Kleintektonik unter das Fjord-niveau.

Die Ella-Island-Formation wurde bereits erwähnt. Die Hyolithus-Creek-Formation und die Dolomite-Point-Formation sind ebenfalls überschoben worden. Das Verhalten dieser Formationen im verkehrten Schenkel kann nur teilweise studiert werden, da die Überschiebungsfläche durch eine jüngere Verwerfung verstellt wird. An dieser Verwerfung ist der östliche Flügel um 900—1000 m gehoben worden, so dass die Überschiebungsfläche, welche sich westlich der Störung auf ca. 100 m Höhe befindet, östlich der Störung in die obersten Partien der Wand (1000 m) versetzt wird.

Im E der Störung sehen wir die Hyolithus-Creek-Formation, die Dolomite-Point-Formation und die Cass-Fjord-Formation über den »verkehrten« Schenkel der Dolomite-Point-Formation und Cass-Fjord-Formation geschoben. (Diese Partie ist im eben besprochenen Profil beinahe im Streichen angeschnitten und täuscht deshalb eine grössere Mächtigkeit vor.)

Die Überschiebung hat weiter im E eine stark gestauchte, liegende Mulde der Cass-Fjord-Formation und Cape-Weber-Formation überfahren. Hier bildet teilweise die sehr plastische Cass-Fjord-Formation die Gleitbahn der Überschiebung. Wir erkennen, dass auch vor der Überschiebung schon Brüche existierten, von denen einer deutlich von der Gleitfläche abgeschnitten wird.

Die liegende Mulde von Kap Weber ist nachträglich durch einen vermutlich von Osten kommenden Schub gestaucht und geschuppt worden. Diese Bewegung dürfte auch für die Verbiegung der Überschiebungsfläche östlich der Verwerfung verantwortlich sein.

Das eben besprochene Profil schneidet durch ein sehr komplexes Gebiet, doch lässt sich durch Weglassen der Nebenerscheinungen der eigentliche Bautyp wie folgt charakterisieren: Eine disharmonische Faltung tritt zwischen den Verbänden der Kalk-Dolomit-Serie und Tillit-Serie einerseits und den Serien des Cambro-Ordoviciums anderseits auf. Der Ausgleichshorizont liegt in der Canyon-Serie. Die cambro-ordovici-schen Schichten tauchen in zwei nach E überkippten, flexurartigen Falten nach E ab. Der Scheitel der höheren (westlichen) Flexur ist aufgerissen und der normale Schenkel weit (bis 3 km) nach E überschoben. Eine jüngere Verwerfung verstellt die Überschiebungsfläche nochmals.

Dieser Bautyp findet sich auch in den Profilen 2, 3 und 4, d. h. bis an den Tillite Canyon-Lauf.

Profil 5 quert eine flache Wasserscheide und liegt im Unterlauf des Tillite Canyon. Eine Verlängerung nach E zeigt die vermutliche tektonische Stellung des Devons von Bjørnø. Profil 5 folgt der mittleren der oben erwähnten EW-Flexuren, an ihr ist das eben besprochene Gebiet abgesenkt.

Nördlich des Tillite Canyon, in der Berggruppe des Mørkebjerg und Ajortoq, zeigen die Serien des Cambriums und der obersten EBF einen etwas anders gearteten Bau.

Als Folge des achsialen Ansteigens nach N sind nurmehr Relikte des Cambriums in den Gipfelpartien erhalten. Es scheint sich um die nördliche Fortsetzung jener Stauchungen zu handeln, welche sich in den Profilen 1—4 deutlich an der Ansatzstelle der Überschiebungen abzeichnen. Die Zusammenstauchung der Synklinale scheint hier noch intensiver gewesen zu sein als im Gebiete südlich des Tillite Canyon. Tillit-Serie und Canyon-Serie sind stark gefältelt, die cambrischen Serien zeigen eine komplexe Verteilung und Schuppung, einige Serien, vor allem die Ella-Island-Formation und die Hyolithus-Creek-Formation, sind tektonisch stark reduziert worden.

Der ursprüngliche Bautyp scheint durch zwei nach E überkippte, treppenartig zum Geologfjord absteigende Falten gegeben zu sein. Eine Schar von N-S streichenden Brüchen durchsetzt diese Falten und zerlegt sie in mehrere parallele Zonen, die auf eine spätere Bewegung ziemlich verschieden reagierten. Die Rekonstruktion des einstigen Faltentyps wird durch diese regellose Verstellung sehr erschwert.

Wenn wir die verschiedenen Bruchbildungsphasen, Überschiebungen und Stauchungen in ein chronologisches System einordnen wollen, so lässt sich dies wie folgt zusammenfassen.

Eine kleine, durchgehende Verwerfung, die sich östlich der Punkte P 1410 und P 1555 hinzieht, bildet die Grenze zwischen den ruhig gelagerten Schichtverbänden im W und der komplizierten Überschiebungstektonik im E. Wir fassen diese Störung als Verstärkung einer N-S-Flexur auf, sie bildet das westlichste Glied einer in die Synklinale absteigenden Schollentreppe, die weiter östlich durch jüngere Bewegungen verwischt wurde. Sie verstellt im S noch die KDS, im N, am Geologfjord klingt sie in der Tillit-Serie aus.

Die Hauptüberschiebung, wie sie am Kejser Franz Josefs Fjord und im Tillite Canyon aufgeschlossen ist, scheint im N in eine steilstehende Störung überzugehen (Prof. 6—8), welche im Westhang des Mørkebjerg auftritt. Die Überschiebung scheint aus einem alten Bruch als Folge einer nochmaligen Absenkung der Synklinale, verbunden mit einem Schub von W entstanden zu sein. Der Angelpunkt der erneuten Absen-

kung lag im Gebiet eines Bruches, der sich zuerst etwas nach E neigte und dann durch Westschub zur Überschiebungsfläche wurde.

Bei den verschiedenen Brüchen, welche jünger als die Überschiebung sind, macht sich eine Bewegung aus dem Osten bemerkbar. Anfänglich mögen diese Brüche mit einer nach E absteigenden Schollentreppe zusammengehangen haben. Nachträglich wurde dann der Ostflügel der Störungen wieder gehoben, so dass heute der Verwerfungsbetrag gering ist. Diese Bewegung führte auch zur Verbiegung der Überschiebungsfläche im östlichen Kap-Weber-Gebiet, am Mørkebjerg bewirkte sie die Verkeilung und Schuppung des Synklinalkerns.

Alle Störungen der Kap-Weber-Berggruppe heilen in der Tillit-Serie aus, einzig diejenige E Punkt 1410 und die Bjørneø-Verwerfung reichen tiefer, letztere wird im Kapitel über die Brüche gesondert besprochen werden.

Die Kap-Weber-Synklinale nimmt mit ihrer komplexen Tektonik eine Sonderstellung innerhalb der Caledoniden zwischen 72° und 74° N ein, diese Sonderstellung geht bereits aus den Profilen 6 und 7 der Tafel 3 hervor, aber auch im Vergleich mit der Bastion-Synklinale auf Ella Ø (EHA), in welcher ebenfalls das Cambro-Ordovicium erhalten ist, fällt der unterschiedliche Bau auf. Die Tatsache, dass alle Störungen der Kap Weber-Synklinale in der Tillit-Serie ausklingen, macht es wahrscheinlich, dass wir den Bau dieser Synklinale grösstenteils auf Stauchungen im Synklinalkern zurückführen müssen.

Was die Schuppenstruktur am Mørkebjerg betrifft, findet diese in gewisser Hinsicht Äquivalente in der östlichen Randflexur der Syltopene (Scoresby Land).

Die E-W-Verbiegungen.

Andréas Land liegt an NW-Rand jener grossräumigen E-W-Depression, welche KOCH mit dem Namen Royal Bay belegt hat. Innerhalb dieser Depressionszone, die sich vom Hudson Land bis in die Staunings Alper erstreckt, können wir wiederum mehrere E-W streichende Kulminationen und Depressionen sekundärer Natur feststellen. In Andréas Land treten von N nach S folgende E-W Strukturen auf (Fig. 21, S. 105):

- 1) Das achsiale Hochgebiet von Nord-Andréas Land
- 2) Die Rødkam-Senke
- 3) Die Kulmination von Mittel-Andréas Land
- 4) Die Depressionszonen von Süd-Andréas Land und von Kap Weber, die über Gunnar Anderssons Land miteinander in Verbindung stehen (vgl. auch Pl. 5).

Im achsialen Hochgebiet von Nord-Andrées Land (also am eigentlichen N-W-Rand der Royal Bay) steigen die Grenzsynklinale und die Nunatakgletscher-Antiklinale stark nach N an. Am Nunatakgletscher treten unter den Sedimenten tiefere, vergneiste Serien auf, welche in der Achsenverlängerung nach N, im Strindbergs Land und Jakob Kjødes Nunatak weite Gebiete einnehmen.

Die Rødkam-Senke setzt ziemlich schmal am Rødkam ein und verbreitert sich rasch nach E, wo sie sich in der Eremitdal-Synklinale deutlich abzeichnet.

Die Kulmination des grossen Hochgebietes von Mittel-Andrées Land zieht sich in WSW-ENE-Richtung über das innere Grejsdalen, weiter im E ist der Morænedal-Graben im Scheitel dieser Grosswölbung eingebrochen, die vielen Störungen in diesem Gebiet hindern uns daran, die Kulmination weiter zu verfolgen.

Der Südrand des Hochgebietes von Mittel-Andrées Land wird durch mehrere E-W Flexuren markiert. Teilweise sind sie später zu Verwerfungen verstärkt worden.

Südlich Renbugten, beim P 1710, tritt in der Isfjord-Zone eine deutliche Flexur mit abgesenktem Südflügel auf. In ihrer östlichen Verlängerung liegt die Blomsterbjerg-Störung, welche zwischen Junctiondal und Blomsterbjerg die Grenze zwischen Sedimenten und Kristallin bildet. Eine weitere Flexur folgt der Südseite des Benjamins Dal bis Hvidevæggen, wo sie von der Hvidevæggen-Störung durchsetzt wird. Diese selber dreht in der Eleonore Bugt an einer alten Flexur in NE-Richtung ab. In der Kap Weber-Berggruppe treten drei E-W Flexuren auf, die jeweils den Südflügel absenken, sie wurden oben bereits besprochen. Die Flexuren aus dem Blomsterbjerg- und Benjamins Dal-Gebiet grenzen das Achsialtief von Süd-Andrées Land ab. Vor allem die Maanesletten-Synklinale fällt in diese Zone, die strukturell zu den tiefliegenden Gebieten von West-Ymers Ø und Suess Land gehört.

Über die Achsendepression der Eleonore-Bay-Blomsterbugt-Antiklinale in West-Gunnar Anderssons Land steht das Süd-Andrées Land-Tief mit der grossen Depression von Kap Weber in Verbindung. Im Kap Weber-Gebiet kreuzen sich eine E-W-Depression und eine der Hauptsynklinalen. Der Raummangel, welcher in dem so entstandenen Trog auftrat, ist weitgehend für die komplizierte Tektonik der Kap Weber-Synklinale verantwortlich.

Die E-W-Verbiegungen und die N-S streichenden Antiklinalen und Synklinalen gliedern Andrées Land in verschiedene Stufen, deren höchste im NW, deren tiefste im SE liegt. Teilweise folgen jüngere Brüche den alten Flexurlinien und verstärken sie.

Die Brüche.

In der Morphologie von Andréas Land spielen die Brüche eine grosse Rolle. Sie treten teilweise heute noch als Geländekanten in Erscheinung. Vermutlich spielten sie bis in die jüngste Zeit und es wäre möglich, dass einzelne derselben als Gleitflächen für die isostatischen Ausgleichbewegungen, welche dem Rückzug der grossen, quartären Vereisung folgten, dienten.

Die Brüche von Andréas Land lassen sich in zwei Gruppen unterteilen. Die eine Gruppe zeigt E-W Streichen und ist auf die Gegend des Morænedal-Grabens beschränkt, die andere durchzieht unser Gebiet in N-S-Richtung.

Im Kapitel über den Morænedal-Graben haben wir die Brüche dieser Zone bereits behandelt. Es bleiben einzig die Fragen nach der Sprunghöhe und dem Alter der Störungen bestehen. Eng mit der Sprunghöhe ist auch der Tiefgang der Störung verbunden, bereits im stratigraphischen Teil dieser Arbeit haben wir darauf hingewiesen, dass mehrere plastische Schichtverbände (Tillit, Sch. 13, Sch. 7, Sch. 3) einen grossen Teil der Brüche abschwächen oder überhaupt ausheilen können.

Der südliche Randbruch des Grabens durchschneidet die Quarzit-Serie und reicht vermutlich bis in die Eremitdal-Serie. Der nördliche Grabenrandbruch durchsetzt mit Sicherheit noch Sch. 4, bevor er in den Endeløs-Gletscher streicht. Es lässt sich vermuten, dass er noch beträchtlich tiefer reicht, da er ja die Faltenregion der Sadelen-Zone von der Morænedal-Platte trennt. Nun konnten wir bei der Eremitdal-Synklinale zeigen, dass dort die Kleinfältelung durch Abscheren von Sch. 3 über Sch. 2 entsteht, ähnliche Verhältnisse dürfen wir für die Entstehung des analogen Baus in der Sadelen-Zone annehmen. Somit dürfen wir annehmen, dass der nördliche Randbruch des Grabens mindestens noch den Abscherungshorizont, d. h. Sch. 2/3 durchsetzt. Im Gegensatz zu den beiden Randbrüchen lassen sich die E-W-Brüche im Grabeninnern im W selten in Schichtverbänden unter Sch. 7 feststellen, im E scheinen sie allerdings tiefer zu reichen.

Das Alter der Morænedal-Brüche lässt sich nur im Verhältnis zur Hvidevæggen-Störung und zur Sadelen-Faltung, sowie zur Aufwölbung der Eleonore-Bay-Agardhs-Bjerg-Antiklinale feststellen.

Die Aufwölbung der grossen Antiklinale ist älter als der Graben, da spätere Bewegungen die Achse der Agardhs-Bjerg-Antiklinale gegenüber der Achse der Eleonore-Bay-Antiklinale an Brüchen des Grabenrandes um 1 km nach E verstellt haben.

Die Hvidevæggen-Søplateauet-Störung, jene tiefgehende N-S-Störung, die ganz Andréas Land durchzieht, ist ebenfalls im N des Grabens nach E verschoben, dennoch müssen wir sie als jünger als die Graben-

brüche bezeichnen, da sie, im Gegensatz zur grossen Antiklinale im Grabeninneren nicht auftritt.

Zwei E-W-Störungen, die nördlich des Morænedal-Grabens von der Sjøplateauet-Störung ausgehen, scheinen zugleich mit dieser entstanden zu sein. Für diese Annahme sprechen auch Brüche, welche parallel zur Sjøplateauet-Störung von diesen jüngeren E-W-Störungen abzweigen.

Die Faltung der Sadelen-Zone ist ebenfalls jünger als der Morænedal-Graben, da sein nördlicher Randbruch eine scharfe Grenze zwischen der Faltenregion im N und der Platte im S bildet.

Die N-S-Störungen unterteilen wir in regionale Systeme, oft handelt es sich bei diesen Systemen um eine Hauptstörung, begleitet von Nebenstörungen.

Im SW findet sich die NW-SE-verlaufende Junctiondal-Störung mit ihren parallelen Nebenstörungen in Maanesletten. Weiter nördlich zweigt von ihr die Blomsterbjerg-Störung ab, sie lässt sich vom oberen Junctiondal bis über das Grejsdalen hinaus verfolgen. Im E verläuft parallel zur Blomsterbjerg-Störung die Hvidevæggen-Sjøplateauet-Störung von Hvidevæggen bis zum Agardhs Bjerg. Ein weiteres N-S-System bildet die Panoramafjeld-Störung mit ihren Nebenbrüchen. Ein grosser Störungsschwarm findet sich in der Region zwischen Grejsdalen und Nøkkefossen, doch haben diese Brüche nur geringen Tiefgang. Ebenfalls nur auf stratigraphisch hohe Schichtverbände sind die Ueberschiebungen und Brüche der Kap-Weber-Berggruppe beschränkt. Ganz im E endlich streicht die Bjørneø-Verwerfung durch das eigentliche Kap Weber. Dieser Störung kommt eine gewisse Bedeutung zu, weil sie im Strindbergs Land auch das Devon verstellt. Sie ist die einzige Störung von Andréas Land, die einigermaßen sicher datiert werden kann.

Aus dem Kartenbild ergibt sich die Tatsache, dass in den stratigraphisch höheren Serien die Zahl der Brüche zunimmt, d. h. nur wenige Störungen schneiden so tief ins Gebirge, dass wir sie als Bauelemente erster Ordnung betrachten können.

Die Junctiondal-Störung muss als eines dieser Hauptbauelemente aufgefasst werden. Sie lässt sich durch das ganze Junctiondal verfolgen, in diesem Gebiete trennt sie die nur leicht metamorphen EBF-Sedimente vom Kristallin der Isfjordzone. Weiter im N tritt sie ins Kristallin und kann als Gleitfläche und Ruchelzone über Djævlekløften hinaus beobachtet werden. An dieser Störung, die mit 30—70° nach E einfällt, ist der Ostflügel abgesenkt. Ihre Entstehung ist als Reaktion auf das Herausheben des ZMK aufzufassen.

Der Verwerfungsbetrag der Junctiondal-Störung wechselt stark. An der Mündung des Tals ist er gering. Hier zeichnet sich in der Isfjord-Zone eine steil abtauchende E-W-Synklinale ab, in deren Kern stark umgewandelte Partien aus der oberen Quarzit-Serie erhalten sind. Oest-

Junctiondal

Junctiondal

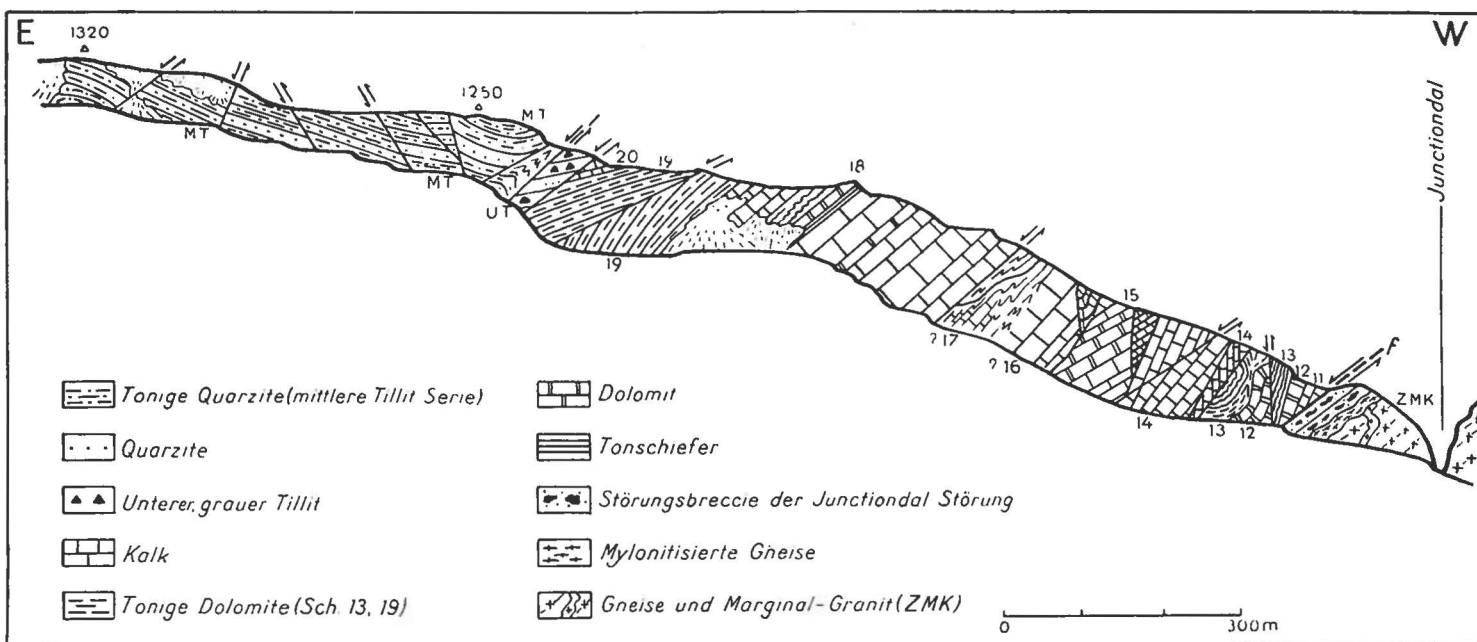


Fig. 31. Ansichtsskizze der Blaarævekloft, einer Seitenschlucht des Junctiondal nördlich P 750.

Das Profil zeigt die tektonischen Verhältnisse im Westschenkel der Maanesletten-Synklinale. Eine grosse Zahl von Verwerfungen, welche alle den gleichen Verwerfungssinn haben, wie die Junctiondal-Störung (f) durchsetzt die Kalk-Dolomit-Serie und die Tillit-Serie. Gegensinnige Störungen finden sich zwischen P 1250 und P 1320.

MT: Mittlere Tillit-Serie. UT: Untere Tillit-Serie. 14—20: Schichtverbände der KDS. 11—13: Schichtverbände der Bunten-Serie. ZMK: Zentraler Metamorpher Komplex. f: Junctiondal-Störung.

lich der Störung tritt an der Talmündung der stark marmorisierte Schichtverband 9 auf. Weiter nördlich streichen immer tiefere Serien aus dem Nordschenkel der erwähnten Kristallinmulde an die Störung, welche am Oberlauf des Tals Partien aus der Bunten Serie von metamorphen Schichten aus dem Grenzgebiet Sch. 1/Sch. 2 trennt.

Die Junctiondal-Störung tritt im weiteren Verlauf in die Isfjord-Zone und durchsetzt noch das kristalline Äquivalent der Eremitdal-Serie (HALLER, 1953).

Wir können das Alter der Junctiondal-Störung nur in seinem relativen Verhältnis zu Vorgängen in der Umgebung feststellen. Die 3—8 m mächtige Störungsbreccie besteht zur Hauptsache aus quarzitischem Material, daneben finden sich noch Marmore und Kristallinstücke. Die Plagioklase der letzteren zeigen starke Verbiegungen der Zwillingslamellen, der Quarz löscht ondulös aus. Wir dürfen annehmen, dass die Störung jünger ist als diejenige Metamorphose, welche zur Umwandlung der Sedimente ins Kristallin der Isfjord-Zone führte. Die Marginal-Granit-Gänge, deren weisse und rote Varietät sich längs der Störung findet, sind von dieser abgeschnitten worden. Gänge, welche nahe der Bewegungsfläche parallel zu dieser streichen, zeigen starke Streckungserscheinungen. Demnach ist auch der Marginal-Granit älter als die Junctiondal-Störung.

Zahlreiche sekundäre Parallelstörungen finden sich im Maanesletten-Gebiet, alle zeigen den gleichen Verwerfungssinn mit abgesenktem Ostflügel (Fig. 31).

Die Blomsterbjerg-Störung kreuzt die Junctiondal-Störung im oberen Tal. Aus der Isfjord-Zone streicht eine E-W-Flexur mit abgesenktem Südflügel an die Junctiondal-Störung. Im E dieser grossen Gleitfläche tritt in der Verlängerung der Flexur eine Störung auf, die vom oberen Benjamins Dal bis zum Blomsterbjerg das Isfjordkristallin im NW von den EBF-Sedimenten im SE trennt. Am Blomsterbjerg tritt sie in die Sedimentzone, sie schneidet die Grenzsynklinale und die Nuna-takgletscher-Antiklinale, um zuletzt in der Blaabærdal-Synklinale zu verlaufen. Mit ständig abnehmendem Verwerfungsbetrag (Ob. Benjamins Dal: 3000 m, Luciagletscher: 2000 m, Grejsdalen 200 m) lässt sie sich über das Grejsdalen hinaus verfolgen. Die Vermutung liegt nahe, dass die Blomsterbjerg-Störung und die Junctiondal-Störung gleichzeitig entstanden sind. Für beide lassen sich postkristalline Störungsbreccien und Schleppungen an Marginal-Graniten feststellen. Mit Sicherheit können wir jedoch über das relative Alter der beiden Störungen nichts aussagen, ihre Berührungszone liegt im Kristallin, welches dort über ein grosses Areal von einer Ruschelzone durchzogen wird, deren Klüfte und Gleitflächen von Calciten und Zeolithen besetzt sind.

Wichtig ist die Altersstellung der Blomsterbjerg-Störung gegenüber dem Grejsdal-Granit. Während am Luciagletscher der Marginal-Granit

deutlich von der Verwerfung betroffen wird, zeigen sich im Grejsdalen-Granit keinerlei Ruschelzonen oder gar Verstellungen an der Berührungsstelle mit der Störung. Wir dürfen demnach annehmen, dass die Blomsterbjerg-Störung älter ist als der Grejsdalen-Granit.

Trotzdem die Blomsterbjerg-Störung nicht so tiefgehende Verstellungen bewirkt wie die Junctiondal-Störung, müssen wir sie als ein wichtiges Element im Bau von Andréas Land bezeichnen.

Wohl die markanteste Störung in unserem Gebiet ist die Hvidevæggen-Søplateauet-Störung. In Andréas Land tritt sie über weite Strecken als Geländeschwelle und morphologische Grenze zwischen der Gipfelflur im W und der Plateaulandschaft im E in Erscheinung. Sie kann von Hvidevæggen (Fig. 4) über das Grejsdalen (Fig. 31) bis an die südliche Randstörung des Morænedal-Grabens verfolgt werden. Im Graben selber tritt sie nicht auf, doch setzt sie nördlich des Grabens wieder ein und streicht durch das Søplateau und entlang der Ostflanke des Agardhs Bjerg.

Sowohl nach N als auch nach S kann die Hvidevæggen-Søplateauet-Störung über Andréas Land hinaus in die Nachbargebiete verfolgt werden. Im Strindbergs Land streicht sie durch die Primulabugt, berührt den Westrand des Magdalenasø und tritt auch noch am Waltershausen Gletscher auf. Im S schneidet sie östlich P 829 durch das Hinterland von Kap Mohn, quert dann den Antarcics Sund und tritt im Nanortalikdal auf.

Von Suess Land bis ins Strindbergs Land ist ständig der Ostflügel der Störung abgesenkt, der Verwerfungsbetrag wechselt hingegen ständig (Hvidevæggen: 100—200 m, Alpebjerg: 1500 m, Grejsdalen: 1000 m, Agardhs Bjerg: 600 m). Die Hvidevæggen-Søplateauet-Störung durchsetzt die Eremitdal-Serie und muss zu den Störungen erster Ordnung gerechnet werden.

Am Agardhs Bjerg und vom Grejsdalen bis zum P 1842 (Eleonore-Bay) folgt die Hvidevæggen-Störung der Ostflanke der Eleonore-Bay-Agardhs-Bjerg-Antiklinale. Auf dieser Strecke scheint sie als Verstärkung des Flexurbaus dieser Wölbung aufzutreten. In der Eleonore Bay dreht sie an einer E-W-Flexur in SW-NE-Richtung ab. Im Benjamins Dal fächert sie auch und verliert stark an Sprunghöhe, die Hauptverwerfung des Bruchfächers setzt sich nach SW fort und streicht bei Hvidevæggen in den Kejser Franz Josefs Fjord. Die Hvidevæggen-Störung scheint allmählich aus heterogenen Teilen zu einer Störungsline zusammengewachsen zu sein.

Die Entstehung der Hvidevæggen-Störung ist jünger als die erste Auffaltung der Eleonore-Bay-Agardhs Bjerg-Antiklinale, deren ursprünglichen Bau wir noch im Morænedal-Graben erhalten haben. Bereits haben



Fig. 32. Die Hvidevæggen-Verwerfung (HV) im Grejsdalen, Blick von SSW.

ES: Eremitdal-Serie.

1—6: Quarzit-Serie.

7—11: Bunte-Serie.

wir darauf hingewiesen, dass auch der Morænedal-Graben älter ist als die Hvidevæggen-Søplateauet-Störung. Fraglich ist ihr Alter im Bezug auf die Sadelen-Faltung. Ihre Altersstellung zum Marginal-Granit ist unbekannt. Hingegen verstellt eine Parallelstörung der Hvidevæggen-Störung den Grejsdalen-Granit deutlich (Fig. 33). Zwischen diesen beiden Störungen ist im Grejsdalen ein Horst stehen geblieben, da die Nebenstörung, eine mit $35-45^\circ$ nach W einfallende Gleitfläche, den Westflügel absenkt. Wir können diese Störung als Reaktion des Mittel-Andréas Land-Hoch auf die starke Hebung an der Hvidevæggen-Störung auffassen. Folgen wir der Ansicht, dass die Hvidevæggen-Störung und die den Grejsdalen-Granit verstellende Parallelstörung gleichaltrig sind, so müssen wir auch annehmen, dass die Hvidevæggen-Störung jünger ist als die Blomsterbjerg- und die Junctiondal-Störung.

Im Grejsdalen lassen sich sehr junge, vermutlich postglaziale Bewegungen an der Hvidevæggen-Störung feststellen und zwar in einem der ursprünglichen Verwerfung entgegengesetzten Sinn. Westlich der Hvidevæggen-Störung mäandriert der Grejsdalenbach in einem flachen Aluvio-

nengebiet. An der Störung ist der Ostflügel aufgestiegen und bildet eine Barriere, in die sich der Fluss eine enge Schlucht eingeschnitten hat. Wir vermuten, dass die Plateauregion östlich der Störung früher eisfrei wurde als die westlichen Hochgebirge. Das östliche Gebiet reagierte auf die Druckentlastung und hob sich etwas, wobei die Hvidevæggen-Störung als Bewegungsfläche diente.

Die Panoramafjeld-Störung lässt sich von der Westseite der Grejsdalen-Mündung über den Panoramafjeld bis zu einem kleinen Gletscher verfolgen, der von der Døde-Slette-Eisfläche ins Grejsdalen fließt. Wiederum ist der Ostflügel der Störung abgesenkt. Im S scheint die Panoramafjeld-Störung bis in Sch. 4 zu reichen, weiter im N heilt sie in Sch. 7 aus. Eine ähnliche Störung tritt auch im Morænedal-Graben zwischen Randbjerg und Guldhorn auf, doch ist eine Korrelation mit der Panoramafjeld-Störung unsicher. Es ist möglich, dass die Panoramafjeld-Störung zusammen mit kleinen Störungen, die beidseitig der Grejsdalen-Mündung auftreten, ein Ausläufer jener grossen Störung ist, welche in Gunnar-Anderssens-Land das Cambro-Ordovicium neben die Bunte Serie stellt (EHA, BÜTLER).

Eine Schar von Nebenbrüchen der Panoramafjeld-Störung tritt in der Ostflanke des Berges auf, diese Brüche scheinen in Sch. 13 auszuheilen.

Die Brüche aus der Region zwischen Grejsdalen und Nøkkedalen sind sekundäre Bauelemente. Sie scheinen selten tiefere Verbände als Sch. 12 zu durchsetzen, ihre Sprunghöhe ist gering. Im Gebiet der Grejsdalen-Mulde verstärken sie den Muldenbau, während sie bei der Umingmalik-Wölbung die Scheitelregion absenken.

Die Brüche und Überschiebungen der Kap Weber-Region wurden bei der Besprechung der Kap Weber-Synklinale behandelt.

Die Bjørneø-Verwerfung streicht durch das eigentliche Kap Weber, kreuzt den Geologfjord im W von Bjørneø und tritt in Strindbergs Land westlich von Solstrand auf. Ständig ist der Ostflügel abgesenkt, die Sprunghöhe nimmt von N nach S ab. In Strindbergs Land trennt die Bjørneø-Verwerfung Sch. 18/19 im W vom Devon-Basis-konglomerat im E, im Hyolithus-Creek die Spiral-Creek-Serie im W von der Hyolithus-Creek-Formation im E, am Südufer von Kap Weber finden wir im W die Cass Fjord-Formation, im E die Kap Weber-Formation. Die Bjørneø-Verwerfung gehört zum System der Nordfjord-Störungen, deren oberbonisches Alter von BÜTLER bewiesen wurde.

In ihrer Richtung weicht die Bjørneø-Verwerfung von den anderen Störungen des Kap Weber-Gebietes ab. Wir nehmen an, dass diese Störungen älter sind als die Bjørneø-Verwerfung, ob diese schon prädevonisch angelegt wurde und im Devon eine Reaktivierung erfuhr, können wir in Andréas Land nicht entscheiden. Einige Brüche wurden sicher

öfter reaktiviert und spielten bis in die jüngste Zeit, teilweise wurden auch Brüche von jüngeren Intrusiva als Aufstiegsbahn benützt, wie im folgenden Kapitel gezeigt wird.

Die tektonische Stellung einiger Intrusiva.

Die sauren Gesteine.

Der Marginal-Granit.

Wir haben bereits in der Einleitung (S. 13) darauf hingewiesen, dass in Andréas Land der Marginal-Granit nicht ganz der Definition von WEGMANN (1935) entspricht. Vor allem ist er nicht nur als grenzbildendes »sheet of white granite« ausgebildet, sondern findet sich in Form von Stöcken über die ganze Isfjord-Zone verteilt.

Die tektonische Stellung dieses weissen Zweiglimmergranits und seiner rosa Varietät lässt sich am Nunatakglatscher gut beurteilen. Dort sitzen Stöcke des Marginal-Granits im intensiv gefalteten Kern der Nunatakglatscher-Antiklinale. Weder die Granite noch ihre in Form von Gängen weit in die epimetamorphen Sedimente vordringende, pegmatitische Randfacies, zeigen eine Beeinflussung durch die Faltung. Es führt dies zur Annahme, der Marginal-Granit sei jünger als diejenige Faltung, welche zur Anlage der N-S-Strukturen geführt hat. Hingegen zeigen Lagergänge des Marginal-Granits im Eremitdal Paralleltextur, deren Entstehung vielleicht mit Bewegungen während des Heraushebens des ZMK zusammenhängt.

Der Marginal-Granit zeigt nur geringe Kontaktwirkung, wir dürfen ihn weder für die Metamorphose in der Isfjord-Zone, noch für die Marmorisierung der KDS im Junctiondal verantwortlich machen, beide Vorgänge sind älter als der Marginal-Granit. Jünger als der Granit sind die Junctiondal- und Blomsterbjerg-Störungen (S. 133). Da wir diese Störungen mit einem Herausheben des ZMK in Verbindung bringen, dürfte der Marginal-Granit vor oder während dieser Hebung in die Isfjord-Zone eingedrungen sein.

Der Grejsdalen-Granit.

Der Grejsdalen-Granit (S. 98) dringt mit scharfer Grenze in die Nunatakglatscher-Antiklinale und die Kleinfalten der Blaabærdal-Synklinale; seine Kontaktwirkung ist gering. Im Gegensatz zu den Marginal-Granit-Stöcken finden sich im Grejsdalen keine Pegmatite, welche über den Granit hinaus in die Sedimente eindringen, hingegen weisen beide Granite eingeschlossene Sedimentschollen auf.



Fig. 33. Die Nordseite des Grejsdalen, östlich des Fangergletschers, Blick von S.
 Das Bild zeigt den Grejsdalen-Granit (GG), welcher deutlich von einer Störung (f) durchsetzt wird. Im W greift der Grejsdalen-Granit bis in die Quarzit-Serie hinauf, im E nur bis in die Eremitdal-Serie.
 GG: Grejsdalen-Granit. ES: Eremitdal-Serie. 1—4: Schichtverbände der Quarzit-Serie. f: Verwerfung.

Bereits haben wir bei der Besprechung der Brüche darauf hingewiesen, dass die Blomsterbjerg-Störung zwar den Marginal-Granit beeinflusst, dass sie jedoch im Grejsdalen-Granit keine Verstellungen bewirkt. So können wir diese petrographisch schon verschiedenen Granite (S. 98) auch altersmässig trennen, der Grejsdalen-Granit ist demnach jünger.

Die konstante, undulöse Auslöschung des Quarzes im Grejsdalen-Granit lässt vermuten, dass auch auf diesen Intrusivstock jüngere Bewegungen eingewirkt haben. Sie haben sich nur ganz im E deutlich manifestiert, wo eine Nebenstörung der Hvidevæggen-Störung den Grejsdalen-Granit verstellt (Fig. 23). Die mise-en-place des Grejsdalen-Granits erfolgte also in der Zeit zwischen der Anlage der Blomsterbjerg-Störung und der Bildung der Hvidevæggen-Störung.

Der Porphyrgang E Agardhs Bjerg.

Aus der tektonischen Stellung des Porphyrganges lässt sich wenig über sein Alter aussagen. Er durchschneidet den Ostschenkel der Agardhs Bjerg-Antiklinale, der dort von vielen Nebenstörungen des Søplateauet-Störung verstellt wird. Wir konnten nicht beobachten, ob diese Störungen den Gang beeinflussen. Vermutlich gehört der Porphyrgang zu den devonischen Intrusivgesteinen.

Die basischen Gesteine.

Wie wir im Folgenden zeigen werden, sind basische Gänge zu ganz verschiedenen Zeiten in die EBF-Sedimente eingedrungen. Es sollen einige Beispiele, welche eine relative Datierung erlauben, behandelt werden.

Die alvikitischen Kersantite von Süd-Andréas Land.

Die alvikitischen Kersantite (S. 100) konzentrieren sich auf das westliche Maanesletten-Gebiet und auf einen Streifen, der sich von Hvidevæggen längs der Benjamins-Dal-Südseite zum Ostrand von Ødemarken zieht.

Die Maanesletten-Gänge treten als Sills in den Schichtverbänden 11, 19 und 20 und in der Tillit-Serie auf. Daneben finden sich noch Dykes in den Schichtverbänden 10 (Junctiondalwand), 16 (Taageslugt) und in der Tillit-Serie (P 1628).

Der Sill in Sch. 11, nahe an der Junctiondal-Störung, zeigt deutliche Anzeichen einer Metamorphose. Vor allem sind die Calcitgruppen zu grösseren, idiomorphen Individuen umkristallisiert. Nicht so deutlich ist die Einwirkung der Metamorphose auf den Dyke im marmorisierten Schichtverband 10, doch erkennt man eine Vergrösserung der Calcit-

kristall-Gruppen im Dünnschliff, auch tritt ein muskovitähnlicher Glimmer auf, doch ist es hier unsicher, ob es sich um Neubildungen handelt. Die vielen Sills auf dem Plateau sind stark verwittert und durch die Nebenstörungen der Junctiondal-Störung verstellt.

Die alvikitischen Kersantite von Maanesletten sind älter als die Junctiondal-Störung und älter als die Marmorisierung der Bunten und der Kalk-Dolomit-Serie, da sie zusammen mit den letzteren umkristallisiert sind.

Die Sill-Zone zwischen Hvidevæggen und Ødemarken bestärkt diese Befunde. Die Gänge finden sich in den Schichtverbänden 10, 11 und 12 (S. 33, 34). Bei Hvidevæggen werden sie eindeutig von der Hvidevæggen-Störung verworfen. Auf der Hochfläche von Ødemarken verändern sie von S gegen N ihr makroskopisches Aussehen stark. In den Marmorserien (Sch. 10, 11, 12) nahe der Blomsterbjerg-Störung tritt an Stelle der mattgrünen Farbe der Gänge ein intensives Pistazgrün, das von einem Talk-Glimmer herrührt. Die starke Veränderung der Sills führen wir auf die gleiche Metamorphose zurück, welche auch die Schichtverbände 9—18 marmorisierte, diese Metamorphose wiederum dürfte eine Randerscheinung der Isfjord-Zonen-Bildung darstellen. Ganz nahe der Blomsterbjerg-Störung wurde ein Sill mit extremer Paralleltexur beobachtet. Im Bezug auf das oben erwähnte, neu gebildete Glimmermineral ist die Bewegung postkristallin.

Sowohl die Kersantite von Maanesletten, als auch diejenigen von Ødemarken sind älter als das Junctiondal-Blomsterbjerg-Störungssystem. Sie sind älter als die Isfjord-Zonen-Metamorphose und damit auch älter als der Marginal-Granit. Ihre Altersstellung im Verhältnis zur Anlage der Hauptfalten ist unsicher. Folgen wir der Ansicht, dass die Isfjord-Metamorphose und die Hauptfaltung der N-S-Falten gleichaltrig sind, so müssen wir das Eindringen der Kersantite in die Zeit vor der Faltung stellen, da sie ja ebenfalls von der Metamorphose beeinflusst werden. Auffällig ist die enge Bindung dieser alten Intrusiva an jene E-W-Depression, in welcher das Junctiondal liegt. Ebenfalls sind solche Gänge von der Nortalikdal-Mündung bekannt (EHA, S. 98), welche auch in jener Depression liegt.

Wie wir weiter unten zeigen werden, reicht in diesem Gebiet die Metamorphose besonders hoch in die stratigraphischen Niveaus. Es liesse sich annehmen, dass in Süd-Andréas Land nach der Ablagerung der Narhvalsund-Formation eine E-W-Mulde angelegt wurde, in welche die Kersantite eindringen. Erst später erfolgte die Metamorphose der Isfjord-Zone, noch jünger ist das Aufsteigen des ZMK.

Das Eindringen der Kersantite von Süd-Andréas Land ist eines der ersten Ereignisse, welches nach der langdauernden, ruhigen Sedimentationsperiode in der Royal Bay eintrat.

Die beforsitähnlichen Gänge vom Blaabærdal.

Obwohl diese Gesteine petrographisch (S. 100) eng mit den Kersantiten zusammenhängen, müssen wir sie aus tektonischen Erwägungen von diesen trennen. Wir kennen zwei Beforsit-Vorkommen, beide finden sich in Sch. 1 an der Ostseite des mittleren Blaabærdal.

Beim ersten Vorkommen treten auf beschränktem Raum eine grosse Zahl von Dykes auf, deren Mächtigkeit zwischen 1 m und wenigen Millimetern variiert. Sie scheinen zwei Kluftsysteme, die N-S bis 10° W und N $60-70^{\circ}$ E streichen, als Aufstiegsbahnen benützt zu haben. Rutschharnische auf den Gängen deuten auf geringe, jüngere Bewegungen.

Das zweite Vorkommen ist ein Beforsit-Sill von 35—40 cm Mächtigkeit. Er zeigt im Gegensatz zu den anderen Gängen eine 1—2 m mächtige Kontaktzone, die durch FeS-Vererzung und rostige Anwitterung auffällt. Auch unterscheidet sich dieser Gang von den kaum 300 m entfernten beforsitähnlichen Dykes durch seinen hohen Quarzgehalt (15—20 %).

Die Beforsite vom Blaabærdal scheinen jünger zu sein als die alvikitischen Kersantite von Süd-Andréas Land. Die geringe, tektonische Beanspruchung der Dykes in den Kluftsystemen lässt vermuten, dass sie erst nach der Hauptfaltung eingedrungen sind.

Der basische Gang NW Sadelen.

Der basische Gang NW Sadelen zeigt im Calcitgehalt (30—60 %) eine grosse Aehnlichkeit mit den alvikitischen Kersantiten von Süd-Andréas Land. Ausser Calcit ist vor allem Chlorit am Aufbau des Gesteins beteiligt. Der Gang tritt in einer Parallelstörung der Hvidevæggen-Søplateauet-Störung auf. Teilweise zeigt er starke, tektonische Beanspruchung, die wir aber nicht als Folge der eigentlichen Bruchbildung ansehen, da der Gang deutlich die Störungsbreccie durchschlägt. Es scheint, dass relativ starke, jüngere Bewegungen an der Bruchfläche den heutigen Zustand des Ganges bewirkt haben. Der Gang könnte als eine Aufstiegsbahn von nördlichen Aequivalenten der Süd-Andréas-Land-Gänge gedeutet werden, doch müssen wir ihn altersmässig von diesen trennen, da er ja nach der eigentlichen Bildung der Hvidevæggen-Störung in eine ihrer Nebensterungen eingedrungen ist, während bei Hvidevæggen die alvikitischen Kersantite von der Hvidevæggen-Störung deutlich verworfen werden.

Die Lamprophyre vom Nøkkefossen.

Am Nøkkefossen tritt in 400 m Höhe eine N $15-30^{\circ}$ E streichende Störung auf, die sich nach S bis ins Umingmalikdal, nach N bis in den Geologfjord verfolgen lässt.

Am Ufer des Geologfjord ist ein basischer Gang in die Störung eingedrungen. Er sitzt in Sch. 14, dessen Kalke schwache Kontakterscheinungen zeigen. Das Ganggestein, ein weicher, grau-grüner Minette-lamprophyr (S. 101) zeigt keinerlei tektonische Beanspruchung, die Intrusion, des Ganges ist also jünger als die Bruchbildung. Der Minette-lamprophyr wird von einem jüngeren Ganggestein, einem harten Spessartit (S. 101) durchschlagen. Leider lässt sich nichts über das Alter der Gänge und somit auch nichts über das Alter des Bruches aussagen. Die Vermutung, dass es sich um Gänge von devonischem Alter handelt, liesse sich höchstens damit begründen, dass wir bei den tertiären Gängen (Dolerite und Olivinbasalte) keine sehr grossen Schwankungen im Chemosismus kennen, wohingegen der devonische Zyklus die verschiedenartigsten Gesteine gefördert hat.

Die Dolerite.

Die tertiären Dolerite finden sich hauptsächlich im Ostschenkel der Agardhs-Bjerg-Antiklinale, sowie in den entsprechenden Gebieten der Sadelen-Zone und des Morænedal-Grabens.

Sie treten mit sehr geringer Kontaktwirkung als Dykes in allen Schichtgruppen zwischen Sch. 2 und Sch. 12 auf. Meist lassen sie sich nur über kurze Strecken verfolgen. Eine Ausnahme macht ein ca. 2 m mächtiger Dyke mit typisch säuliger Absonderung, der vom Geologfjord durch den Westhang des Sadelen zieht und den man bis zum Endeløs-Gletscher verfolgen kann. Dabei schneidet er mehrere Morænedal-Störungen und auch Brüche, die mit dem Hvidevæggen-Søplateauet-Störungssystem zusammenhängen, ohne merkliche Verstellungen zu erfahren.

Die Hauptrichtung der meist saigeren Dykes ist N-S. Dies zeigt, dass die Bewegungen, welche sich an der Aussenküste bis ins Tertiär durch N-S-Brüche äussern (VISCHEK, 1943), auch im kaledonischen Gebiet Schwächezonen mit gleicher Streichrichtung verursacht haben.

Bemerkungen zur Übergangszone von den Sedimenten der EBF zu den metamorphen Serien der Isfjord-Zone in der Royal Bay.

Diese Übergangszone ist nach unserem Erachten eine der Schlüsselpositionen für das Aufstellen einer relativen Chronologie der tektonischen Ereignisse in Andréas Land.

Die starke Heraushebung, welche der Zentrale Metamorphe Komplex gegenüber der Sedimentzone erfahren hat, brachte es mit sich, dass heute

sowohl an der Westgrenze, als auch an der Ostgrenze der kristallinen Zentralpartie die umrandenden Sedimente in die Luft streichen.

Die Ausbisszone der unmetamorphen und schwachmetamorphen Sedimente nennen wir »Kristallingrenze«.

Entlang der Kristallingrenze, deren Charakter mehr tektonischer Natur ist, lässt sich noch eine andere Grenze erkennen, deren Entstehung auf eine ausklingende Metamorphosewirkung zurückzuführen ist. Hier lässt sich immer wieder feststellen, dass die Metamorphose je nach Ort in ganz verschiedenen Gliedern der EBF ausklingt. Die vertikale Übergangszone von den tieferen, vergneisten Serien zu den hangenden Sedimenten nennen wir »Umwandlungsfront«.

In unserem speziellen Falle wurde die Grenze Sedimente/Kristallin dort gezogen, wo die umgewandelten Gesteine als Biotitgneise mit para-kristallinen Einlagerungen von granitischen und pegmatitischen Linsen ausgebildet sind. Die ganze Sericitschiefer-Zone wurde somit noch zu den Sedimenten gerechnet.

Entlang der Kristallingrenze können wir drei Typen von Übergängen von den Sedimenten ins Kristallin beobachten:

- 1) Denjenigen Übergang, bei welchem die Umwandlungsfront die Grenze bildet, d. h. ein allmähliches Ansteigen der Metamorphose, je tiefer wir uns in der stratigraphischen Folge begeben. (Mittel-Andréas Land vom Blomsterbjerg bis nördlich Grejsdalen).
- 2) Ein Übergang, bei welchem postkristalline Marginalgranite in der Übergangszone sitzen, wodurch eine genaue Festlegung der Umwandlungsfront erschwert wird (Strindbergs Land, Nord-Andréas Land, Süd Lyells Land, Nathorsts Land und Nord Scoresby Land).
- 3) Die Übergänge, wie sie unter 1) und 2) beschrieben wurden, werden durch spätere Verwerfungen gestört. (Süd-Andréas Land, Suess Land, Nord Lyells Land).

Die Kristallingrenze als Ausbisszone der unmetamorphen Sedimente quert sowohl verschiedene E-W-Verbiegungen, als auch eine Reihe von N-S-verlaufende Antiklinalen und Synklinalen.

Folgende N-S-Elemente streichen aus dem ZMK über die Kristallingrenze in die Sedimentzone:

- 1) Die Maanesletten-Synklinale streicht vermutlich im südlichen Suess-Land von SW kommend ins Sedimentgebiet und verlässt dieses in Andréas Land, im oberen Benjamins Dal.
- 2) Die Grenzsynklinale tritt am Blomsterbjerg zum ersten Mal auf. Bis zum Nunatakletscher liegt die Kristallingrenze in ihrem Westschenkel, am Nunatakletscher streicht sie in den ZMK.

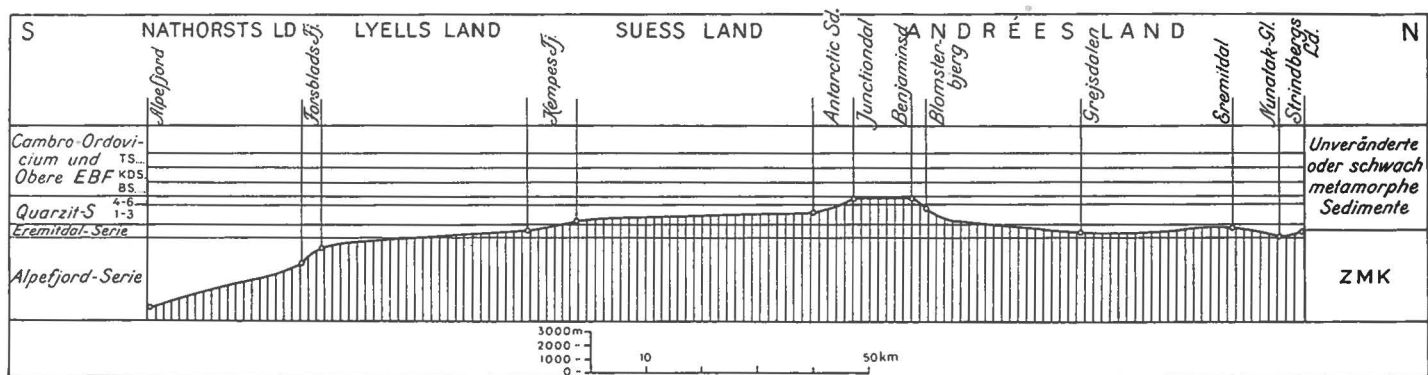


Fig. 34. Die Lage der kristallinen Umwandlungsfront in der westlichen Royal-Bay.

- 3) Die Nunatakglatscher-Antiklinale streicht im N ebenfalls am Nunatakglatscher in den ZMK, die südliche Fortsetzung dieser Antiklinale scheint das Sedimentgebiet im nördlichen Lyells Land zu verlassen.
- 4), 5) Die Eremitdal-Blaabærdal-Synklinale und die Eleonore-Bay-Antiklinale konnten bis jetzt im N nicht bis an die Kristallingrenze verfolgt werden, ihre vermutlichen südlichen Fortsetzungen streichen im Gebiete der Staunings Alper über die Kristallingrenze.

Wir konstatieren also, dass zwischen dem Verlauf der N-S-Falten und demjenigen der ZMK-Ostgrenze (= Kristallingrenze) kein eigentlicher Zusammenhang besteht. Unsere N-S-Strukturen streichen quer über die Kristallingrenze in den ZMK, ohne in der Übergangszone eine Ablenkung zu erfahren.

Dies lässt die Deutung zu, dass jene Heraushebung, welche heute dem ZMK gegenüber den umsäumenden Sedimentzonen eine Sonderstellung verleiht, jünger ist als die Anlage der N-S-Falten.

Eine weitere auffällige Beobachtung, welche wir längs der Kristallingrenze machen können, ist die von Ort zu Ort variierende Lage der Umwandlungsfront in der stratigraphischen Folge.

In Fig. 34 wurden alle uns bekannten Daten über diese Lage zusammengestellt. Verfolgen wir den Verlauf der sich aus den Verbindungslinien zwischen den Beobachtungspunkten ergebenden Kurve von N nach S, so lassen sich folgenden Feststellungen machen:

Im Strindbergs Land zieht KATZ (1952) die Grenze Kristallin/Sediment durch die obere Eremitdal-Serie.

Am Nunatakglatscher, im Kern der nach diesem Gletscher benannten Antiklinale, stossen wir auf vergneiste Serien, welche der untersten Eremitdal-Serie entsprechen.

An der Südseite des Eremitdal, im Bereich der Rødkam-Depression, können wir ein Vordringen der Umwandlungsfront bis nahe an die Basis von Sch. 1 feststellen.

Im Grejsdalen, im Zentrum der achsialen Kulmination von Mittel-Andréas Land, finden wir grosse Partien der Eremitdal-Serie als schwachmetamorphe Sericit-Schiefer-Folge ausgebildet und erst in den tieferen Horizonten der hier besonders mächtigen Serie tritt der Übergang in Biotitgneise ein.

Der nächste Beobachtungspunkt liegt am Blomsterbjerg, wo wir in einer tiefen, N-S laufenden Schlucht einen ausgezeichneten Einblick in die Zone der Umwandlungsfront erhalten. Hier lässt sich beobachten, wie auf eine Schichtmächtigkeit von 300 m epimetamorphe Sericitschiefer des oberen Schichtverbandes 3 in granitdurchwobene Biotitgneise des

unteren Schichtverbandes 3 übergehen. Die Umwandlungsfront liegt demnach im Schichtverband 3.

Vom Blomsterbjerg nach S bildet auf weite Strecke eine Verwerfung die Grenze zwischen den Sedimenten und den kristallinen Serien. Wir kennen die Lage der Umwandlungsfront nurmehr annähernd.

Zum Beispiel beobachtet man im obersten Benjamins Dal im N der Blomsterbjerg-Störung den stark umgewandelten Schichtverband 4, etwas weiter im SW treffen wir über der Junctiondal-Störung den epimetamorphen Schichtverband 10, d. h. die Umwandlungsfront zwischen Sch. 4 und Sch. 10.

An der Junctiondalmündung lässt sich dieser Spielraum nochmals einengen, wir können dort im W, in den kristallinen Serien Sch. 5 erkennen, im E der Störung tritt Sch. 9 als unterste erkennbare Einheit in den nur schwach metamorphen Sedimenten auf.

Die nun folgenden Daten aus den südlichen Gebieten wurden vom Verfasser in den Jahre 1950 und 1951 gesammelt.

In Suess Land finden wir am Antarcics Sund Sch. 2 im E der Grenzstörung, am Kempes Fjord den mittleren Schichtverband 1 als nichtmetamorphe Serien erhalten.

In Lyells Land tritt am Kempes Fjord die obere Eremitdal-Serie unmetamorph auf, am Forsblads Fjord liegt die Grenzzone in der obersten Alpefjord-Serie.

Im Nathorsts Land endlich finden sich am Südufer des Forsblads Fjord die unveränderten Sedimente der mittleren Alpefjord-Serie im E des Marginalgranitzuges und im Alpefjord diejenigen der unteren Alpefjord-Serie.

Aus Fig. 34 ergibt sich, dass die kristalline Umwandlungsfront im Zentrum der Royal Bay-Depression am höchsten in die Schichtfolge der EBF hinaufsteigt, während sie in den Randgebieten in sehr tiefen stratigraphischen Horizonten liegt.

Für die Deutung dieser Beobachtungen stehen uns zwei Wege offen:

- 1) Wir nehmen an, dass zur Zeit des Emporsteigens der Umwandlungsfront während der caledonischen Orogenese die Sedimente im Gebiete der heutigen Royal Bay relativ flach lagen. Demnach müsste die Umwandlungsfront im Zentrum der heutigen Depression am höchsten in die stratigraphische Folge emporgestiegen sein.
- 2) Wir nehmen an, dass die grossräumige Royal-Bay-Depression sowie die kleineren, sekundären E-W-streichenden Verbiegungen von Andrées Land schon zu jener Zeit angelegt waren, als die Metamorphose ihre heutigen Grenzen in der stratigraphischen Folge erreichte. Daraus liesse sich folgern, dass die Anlage der E-W-Elemente prae-kristallin, oder höchstens früh-parakristallin war.

Wenn wir dieser zweiten Version den Vorzug geben, so deshalb, weil wir bereits für die Zeit der Tillitsedimentation (S. 79) eine verstärkte Einmuldung im Gebiete des heutigen Depressionsmaximums der Royal Bay annehmen mussten.

Nun haben aber WENK und HALLER (1953) ein konstantes N-S-Streichen der B-Achsen und eine Einregelung der verschiedenen Mineralien in diese Richtung nachweisen können, dies ist ein deutlicher Beweis für die parakristalline Anlage der N-S-Falten.

Somit kommen wir zu folgender, altersmässiger Ordnung der verschiedenen Faltungs- und Hebungsphasen:

- 1) E-W-Verbiegungen
- 2) N-S-Falten
- 3) Herausheben des ZMK (siehe oben).

Die Chronologie der tektonischen Ereignisse in Andréas Land.

Wir haben in den vorhergehenden Kapiteln immer wieder die chronologischen Verhältnisse einzelner tektonischer Gruppen, z. B. der Brüche behandelt. Nun soll versucht werden, die Summe dieser Daten in ein System zusammenzufassen, welches so weit als möglich den Ablauf der tektonischen Entwicklung unseres Gebietes zeigt.

Was das Einordnen dieser Vorgänge in ein absolutes Zeitsystem betrifft, stossen wir in Andréas Land auf grosse Schwierigkeiten, da aus unserem Gebiet keine jüngeren Gesteine als die Cape-Weber-Formation bekannt sind. Anderorts findet sich allerdings häufig Devon (Mittel-Oberdevon) transgressiv über den Serien der Caledoniden. Der Hauptteil der oben erwähnten Bewegungsvorgänge fällt demnach sehr wahrscheinlich in die Zeit zwischen dem mittleren Ordoviciem und dem oberen Devon.

Es ist nicht immer leicht, z. B. im Falle der N-S-Antiklinalen den Anteil der devonischen Bewegungen am heutigen Baubild abzuschätzen, so kann man am Gunvors Bjerg (Strindbergs Land) (KATZ, 1952, S. 41) ein prädevonisches Einfallen der Cape-Weber-Formation von 15° erkennen, dieses Einfallen, wurde zu devonischer Zeit um weitere 15° verstärkt. In den Syltoppene (Scoresby Land) berechnete der Verfasser ein prädevonisches Einfallen der KDS mit 30° , während wir heute 55° messen.

Die N-S-Strukturen sind demnach prädevonisch angelegt worden, erfuhren aber im Devon eine Verstärkung. Es ist ja ganz selbstverständlich, dass BÜTLER's fünf Devonphasen nicht an der heutigen Devon-grenze halt gemacht haben. Es ist sogar möglich, dass die relativ inten-

Faltungen, Verbiegungen Hebungen		Metamorphose und Intrusion	Bruchbildungen
Vorphase: E-W-Verbiegungen		Alvikitische Kersantite von Süd-Andrées Land	
Hauptphase der caledonischen Orogenese N-S-Falten		Aufsteigen der Migmatit- front Regionalmetamorphose in der Isfjord-Zone	
Herausheben des Zentralen Metamorphon Komplexes			? Überschiebungen im Kap Weber-Gebiet
		Hauptphase der Marginal- Granite	
			Junctiondal- und Blom- sterbjerg-Störungen
		Grejsdalen-Granit	Beginnende Einsenkung des Morænedal-Grabens
			Hvidevæggen-Soplateauet- Verwerfung
	Ostschub in der Sadelen-Zone und bei Kap Weber	Spessartite und Minette- lamprophyre vom Nøkkefossen	
			Bjørnø-Verwerfung

sive Faltung der Caledoniden, wie sie EHA von Ymers Ø beschreibt, hauptsächlich auf diese devonischen Phasen zurückzuführen ist, doch lässt sich im Hudson Land und Canning Land beweisen, dass das Charakteristikum der ostgrönländischen Caledoniden, die intensive Umprägung der tieferen Sedimentserien, praedevonisch ist.

Deshalb dürfen wir mit Recht von einer caledonischen Orogenese in Ostgrönland sprechen.

ENGLISH SUMMARY

Introduction.

The present paper deals with the geological conditions of a part of the Caledonian mountain chain of East Greenland. This mountain chain is built up of a huge sedimentary series, which is strongly transformed and migmatized in the deeper parts, while the higher levels show no metamorphism.

As to age, these sediments reach from the upper pre-Cambrian (Greenlandian of LAUGE KOCH) into the lower Ordovician (see table p.16).

From a tectonical point of view we may distinguish between three main units of the Caledonian chain in the Kejser Franz Josephs Fjord region (fig. 1, p. 10).

Farthest to the west, bordering on the inland ice-cap, we find the sedimentary Petermann-Series of Lower Greenlandian age.

The inner fjords cut through the "*Central Metamorphic Complex*", the highly metamorphic equivalent of both the Petermann-Series and the Lower Eleonore-Bay-Formation. The latter forms, in this region, the easternmost unit of the Caledonides.

The *Eleonore-Bay-Formation* (Greenlandian) is built up of a sedimentary series of a thickness of at least 13.000 m. It is overlain without any visible gap by the *Cambro-Ordovician*, which attains a thickness of 3000 m.

Our investigations were carried out in the Eleonore-Bay-Formation and in the Cambro-Ordovician of East-Andréas Land. As to the crystalline series of West-Andréas Land the reader is referred to the paper by HALLER (1953).

Stratigraphy.

Stratigraphy of the Eleonore-Bay-Formation (EBF).

The lowermost unmetamorphosed sediments of the EBF hitherto found are known from the Alpefjord (100 km S of Andréas Land). In Andréas Land the metamorphic front reaches much higher levels of the stratigraphic sequence, therefore the Alpefjord-Series (5500 m) is here only represented by gneissic series with a marble horizon at the top.

The following Eremitdal-Series (1500 m) as to its lithological content has much in common with the Alpefjord-Series. Rusty-weathering, pelitic sediments are predominant, though psammitic horizons are frequent, too. Carbonates are known throughout the whole series, partly as thin calcareous layers, partly as lenses of a greyish dolomite, brown on weathering.

Together with the Alpefjord-Series, the Eremitdal-Series shows a rapid lateral change of the detail-stratigraphy. This unstable stratigraphy of the deeper series of the EBF is in contrast with the very constant horizons of the following series.

While the Alpefjord- and Eremitdal-Series are only known from the Alpefjord region and from the inner parts of Andrées Land, the overlying series are well exposed in the famous profiles along Kejser Franz Josephs Fjord. Their stratigraphy was studied by KOCH, KULLING, and TEICHERT.

The main series of the upper EBF were subdivided into different strata, the oldest of which was designated No. 1 (lowermost Quartzite-Series), while the youngest is No. 20 (Uppermost Limestone-Dolomite-Series (LDS)). Between these two series occurs the Multicoloured-Series, forming the transition from the clastic sediments of the Quartzite-Series to the predominantly chemical sedimentation of the L-D-S.

The Quartzite-Series (No. 1—No. 6) (fig. 2, p. 21) is a sequence of mostly psammitic sediments. By the aid of the bright colours of these sediments, the series may be subdivided already from a great distance.

No. 1 (800 m) Grey orthoquartzites with thin layers of rusty-weathering pelitic shales.

No. 2 (250 m) Pink orthoquartzites.

No. 3 (500 m) Dark pelitic shales interstratified with layers of spotted sandstone.

No. 4 (350 m) White orthoquartzites with beds of green and red micaceous sandstones and shales

No. 5 (150 m) Red micaceous sandstones and shales.

No. 6 (120 m) Red, cross-bedded sandstones with a thick bed of white orthoquartzites both at the base and on top of the stratum.

The Multicoloured Series (No. 7—No. 13) is built up of varicoloured sediments of different lithology.

No. 7 (250 m) Red and green claystones, in the upper part with dolomitic layers.

No. 8 (40 m) Grey dolomite, yellow on weathering.

No. 9 (100 m) Dark grey limestone.

No. 10 (120 m) Varicoloured sequence of claystone, dolomite, and limestone.

No. 11 (150 m) Grey limestone (Geologfjord). Grey limestone with dark dolomitic series at the top (Southern Andréas Land).

No. 12 (150 m) White or yellowish dolomites with fossil algae of the *Collenia*-type (fig. 3).

No. 13 (250 m) Multicoloured horizons of dolomites, sandstones, claystones, and shales.

The Limestone-Dolomite-Series (LDS) (No. 14—No. 20) (fig. 4, p. 39, fig. 11, p. 51) is formed of alternating dark limestones and light dolomites. The LDS was first subdivided by ЕНЛ. The author of the present paper gives some detailed sections of the different strata.

No. 14 (300 m) Dark limestones with some light dolomitic layers in the middle of the stratum. In the upper part there is an orange-weathering, calcareous conglomeratic layer.

No. 15 (50 m) (fig. 5) In Southern Andréas Land and in the southern parts of Geologfjord bed No. 15 is built up of light dolomites. These dolomites are gradually replaced by grey limestones as we go farther to the NE.

No. 16 (200 m) (fig. 8) Dark limestones, sometimes with oolites, with a ribbon of white dolomite in the middle of the stratum.

No. 17 (70 m) (fig. 10) Light dolomite interstratified with dark shaly limestone. The dolomite beds are often conglomeratic.

No. 18 (400 m) (fig. 12) Dark limestones with several horizons of white dolomites containing *Collenia*-structures.

No. 19 (180 m) The lower half of this stratum is formed by grey claystones, siltstones and dolomitic shales, the upper half shows the same sediments in a varicoloured sequence.

No. 20 (40—80 m) Dark grey, thin-bedded limestone.

The Tillite-Series is the most interesting and the most complicated part of the EBF. In the normal profile it contains two boulder beds, one near the base, the other at the top of the series.

In the type-profile of Ella Ø the lower boulder bed (lower tillite) is formed by pebbles of dolomite and limestone lying in a matrix of fine carbonate crystals and well-rounded quartz-grains. The colour of the matrix is grey, sometimes greenish on weathering.

The lower boulder bed is followed by a series of sandstones, pelitic shales, and some conglomerate beds.

The upper boulder bed (upper tillite) shows well rounded and polished, crystalline boulders (red granites, red porphyry, diabases) in a reddish matrix of carbonate crystals and well rounded quartz grains. The red colour is due to a hæmatitic impregnation of the matrix.

In Andréas Land we distinguish between three different zones of the Tillite facies:

Zone A: Area between P. 1410 and Ajortoq east of the mouth of Grejsdalen.

Zone B: The region around the mouth of Tillite Canyon.

Zone C: The high plateau of Maanesletten (S.-Andréas Ld.).

Zone A may be compared without difficulty with the Ella-Ø-Profile.

In Zone B the lower and the upper tillite show a grey-coloured matrix. In both beds occur boulders of crystalline rocks.

In Zone C the lower tillite is very similar to the lower bed of the Ella Ø-profile and Zone A. (fig. 17, p. 74). The upper tillite seems to be represented by a grey, slightly bedded series of carbonate/quartzgrain matrix, which encloses many boulders of yellow algae dolomite.

The boulder beds have often been considered to be of glacial origin. So far this view has never been confirmed, but to prove the contrary is difficult, too.

The most striking fact, which makes the glacial origin of the boulder beds doubtful, is the composition of the matrix. We always find fine carbonate crystals together with well rounded quartz grains. This composition of the matrix does not agree with the composition of the boulder material.

We tried to show that the lower tillite had already been sedimented in the SW (Suess Land), when to the east (Zone A) stratum No. 20 and a complex sequence of shales, sandstones, and limestones were laid down.

As to the upper "red" tillite, we showed that it occurs only in a restricted area (fig. 19, p. 79), which corresponds to the centre of the Royal-Bay depression (large E-W depression between 72° and 74° N. lat.) of to-day. The red tillite with pebbles of crystalline rocks changes its character laterally and becomes a greyish tillite, very similar to the lower boulder bed.

The red Tillite is considered to be a reworked continental series, which seems to have been carried on to the Royal-Bay from the SW. Therefore the author opposes the opinion, often put forward in other publications, that the crystalline boulders of the red tillite are derived from the ancient basement of the EBF. Consequently there is no reason for maintaining the supposition of strong mountain building in a borderland during the tillite time.

The main result of all the research carried out in the Tillite Series is the fact that we are now able to distinguish between different facies-types of the same boulder horizon. From this observation we conclude that during the tillite time boulders were transported into the Royal Bay from various directions. So far, however, we do not know how this transport took place.

The Uppermost EBF comprises some series the age of which is doubtful. They are included here in the EBF, but they might as well be of Lower Cambrian age, but hitherto no fossils have been found in these series.

The Canyon-Series (250 m) (Tillite Canyon Formation of POULSEN) consists of fine-bedded pelites with some psammitic beds. The uppermost part of the series is built up of dark dolomitic limestones, yellow on weathering.

The Spiral-Creek-Series (50 m) shows red dolomites and siltstones interbedded with clay layers. Salt casts occur frequently in this series.

The Sandstone-Series (70 m) (lower Bastion Formation of POULSEN) is made up of pink and white orthoquartzites.

Stratigraphy of the Cambro-Ordovician.

The lowermost fossiliferous series hitherto found in East Greenland is the *Bastion-Formation (100 m)* of upper Georgian age. Glauconitic sandy shales with some limestone layers constitute this formation. It is followed by the *Ella-Island-Formation (150 m)*, which belongs to the uppermost Georgian. The main rock of this series is a well-bedded brown, sandy limestone. The Acadian and the Potsdamian seem to be represented by the *Hyalolithus-Creek-Formation (300 m)* grey limestones and by the *Dolomite-Point Formation (300 m)* of white dolomite, which has not hitherto yielded any determinable fossils.

The overlying *Cass-Fjord-Formation (120 m)* of green clay shales and nodulous limestone and the *Cape-Weber-Formation (600 m)*, grey limestones are of Canadian age.

The upper Canadian *Narhval-Sound-Formation* is not preserved in Andréas Land.

The whole sequence from the lower EBF to the Narhval Sound Formation consists of sediments which were apparently laid down in a shallow sea. In the uppermost pre-Cambrian time and in the lower Palæozoic time there seems to have existed a belt which has continuously subsided (more than 15.000 m). This belt extended in a N-S direction over more than 1000 km, whereas its E-W extension exceeded 300 km.

Tectonics.

The large sedimentary basin which existed in East Greenland in the late pre-Cambrian and the early Palæozoic time was affected in post-Canadian time by strong metamorphism. At the same time it was slightly folded by predominantly vertical movements, while lateral forces seem

to have played a minor role. The folding style is characterised, therefore, by uplifts (sometimes real domes (Pl. 5)) and broad synclines.

The main direction of these *fold-lines* is N-S (fig. 21, p. 105). Besides this orientation we may recognise a second system of flat warpings running in an E-W direction (fig. 21). These E-W structures to-day appear as marked axial depressions and culminations of the N-S structures.

The fold systems are cut by *fault lines* of different age. We distinguish two main systems, one running N-S, the other having an E-W direction.

The E-W faults are restricted to the Morænedal region, where they form the fault system of the Morænedal-Graben (fig. 26, p. 120). Of the N-S faults we know three main systems: First, the system of the Junctional- and Blomsterbjerg-faults (fig. 31, p. 134), which in southern Andrées Land separate the crystalline series of the Metamorphic Complex in the W from the sediments of the EBF in the E.

A second system is the Hvidevæggen-Søplateau-Fault (fig. 4, p. 39, fig. 32, p. 137), which may be traced beyond the boundaries of Andrées Land. The part east of this fault has been lowered considerably. The only place where the Hvidevæggen-Søplateau-Fault cannot be observed, is the interior of the Morænedal-Graben.

The third large fault is the Bjørnø-Fault, which cuts through the easternmost part of Kap Weber. Its age is Upper Devonian.

Some basic and acid intrusives occur in the sediments of the Eleonore Bay Formation.

In the acid group we enclose the Marginal Granite, the Grejsdalen Granite (fig. 33, p. 140), and a porphyry dyke.

The basic rocks as sills and dykes, their petrography is briefly dealt with on pp. 100.

In an attempt to obtain a chronological order of the various events in the Caledonian mountain chain, the author could show (fig. 34) that the E-W warpings existed, when the metamorphic front reached its boundaries of to-day. On the other hand, it was demonstrated by WENK and HALLER (1953) that the N-S folds and the rise of the metamorphic front were contemporaneous. The edge of the elevated region of the Central Metamorphic Complex cuts the N-S structures, so we conclude that the elevation of this complex took place after these folds had been formed.

Other problems are the granites, the basic dykes, and the faults.

All these events are arranged in a chronological order in the sub-joined table. The absolute age of the movements is still unknown. The actual orogeny with strong metamorphism took place in pre-Devonian time.

Folding movements warping and elevations		Metamorphism and magmatic activity
		Faulting
Early phase: E-W warpings		Alvikitic kersantites from S.-Andréas Ld.
Main epoch of the Caledonian orogeny N-S folds		Rise of the metamorphic front
Elevation of the Central Metamorphic Complex		?Overthrusts in the Kap Weber region
	Main phase of the Marginal Granites	
		Junctiondal- and Blomsterbjerg-Faults
	Grejsdalen-Granite	
		Hvidevæggen-Soplateau-Fault
	Movements from the east in the Sadelen-Zone and in the Kap-Weber-region	?Spessartites and Minette-lamprophyrs from Nøkkefossen
		Bjorneo-Fault

LITERATURVERZEICHNIS

Abkürzungen:

M. o. G.: Meddelelser om Grønland, udgivet af Kommissionen for videnskabelige Undersøgelser i Grønland. København, C. A. Reitzels Forlag.

M.N.G.Sch.: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen.

1. BACKLUND, H., 1930. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. M. o. G. Bd. 74, No. 11.
2. — 1932. Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Josefs Fjord in Ostgrønland. M. o. G. Bd. 87, No. 4.
3. BIERTHER, W., 1940. Zur Geologie des Scoresby Landes. M. N. G. Sch. Bd. 16.
4. BÜTLER, H., 1935. Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrønland. M. N. G. Sch. Bd. 12, No. 3.
5. — 1940a. Uebersicht der devonischen Bildungen nördlich des Davysundes in Ostgrønland. M. N. G. Sch. Bd. 16, No. 5.
6. — 1940b. Das devonische Faltungsgebiet nördlich des Moskusoksefjordes in Ostgrønland. M. o. G. Bd. 114, No. 3.
7. — 1948a. Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Joseph Fjord in Ostgrønland. M. N. G. Sch. Bd. 22, No. 3.
8. — 1948b. Notes on the Geological Map of Canning Land (East Greenland). M. o. G. Bd. 133, No. 2.
9. — 1948c. Geological Map of East Greenland. Parts of Ole Rømers Land, Hudson Land, Gauss Halvo and Ymers Ø. (in L. Koch 1950, M. o. G. Bd. 143, No. 1).
10. BROEGGER, 1921. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, IV. Das Fjenggebiet in Telemark, Norwegen. Skr. Vidensk. Selsk. Kristiania, M.-N. KI. 1920, No. 9.
11. ECKERMANN, H. v., 1948. The Alkaline District of Alnø Island (Alnø Alkalina Område). Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca, No. 36, Stockholm.
12. EHA, S., 1953. The pre-Devonian Sediments on Ymers Ø, Suess Land, and Ella Ø (East Greenland) and their tectonics. M. o. G. Bd. 111, No. 2.
13. FRÄNKEL, E., 1951. Die untere Eleonore Bay Formation im Alpefjord. M. o. G. Bd. 151, No. 6.
14. HALLER, J., 1953. Geologie und Petrographie von West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land (NE-Grønland). M. o. G. Bd. 113, No. 5.
15. HUBER, W., 1950. Geologisch-petrographische Untersuchungen in der inneren Fjordregion des Kejser Franz Josefs Fjordsystems in Nordostgrønland. M. o. G. Bd. 151, No. 3.
16. KATZ, H. R., 1952. Zur Geologie von Strindbergs Land (NE-Grønland). M. o. G. Bd. 111, No. 1.

17. KOCH, L., 1929a. The Geology of East Greenland. M. o. G. Bd. 73, pt. 2., No. 1.
18. — 1929b. Stratigraphy of Greenland. M. o. G. Bd. 73, pt. 2, No. 2.
19. — 1933. The Geology of Inglefield Land. M. o. G. Bd. 73, pt. 1, No. 2.
20. — 1935. Geologie von Grönland, Berlin.
21. — 1936. Über den Bau Grönlands. Geol. Rundschau, Bd. 27, Heft 1.
22. — 1950. Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—1939 conducted by LAUGE KOCH. Part. I, Notes on some topographical and geological maps of East Greenland. M. o. G. Bd. 143, No. 1.
23. KOLDEWEY, 1874. Die zweite deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter der Führung des Kapitäns K. Koldewey. Leipzig.
24. KROKSTRÖM, T., 1932. On the ophitic texture and the order of crystallisation in basaltic magmas. Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Upsala, vol. 24.
25. KULLING, O., 1930. Stratigraphic Studies of the Geology of Northeast Greenland. M. o. G. Bd. 74, No. 13.
26. MAYNC, W., 1940. Übersicht über die postcarbonische Stratigraphie Ostgrönlands zwischen 73° und 75° lat. n. M. N. G. Sch. Bd. 16.
27. NATHORST, A. G., 1900. Den svenska expeditionen till nordöstra Grönland 1899. Ymer, Årg. 1900, H. 2.
28. — 1901. Bidrag till nordöstra Grönlands Geologie. Geol. For. i Stockholms Forh. Bd. 23.
29. NORDENSKIÖLD, O., 1907. On the Geology and Physical Geography of East-Greenland. M. o. G. Bd. 28, No. 5.
30. ODELL, N. E., 1939. The Structure of the Kejser Franz Josefs Fjord Region, North East Greenland. M. o. G. Bd. 119, No. 6.
31. ØPIK, T., 1940. Paläontologie, Arktisforschung und Kontinentalverschiebung. M. N. G. Sch. Bd. 16.
32. ORVIN, A. K., 1940. Outline of the Geological History of Spitsbergen. Skrifter om Svalbard og Ishavet, N. 78, Oslo.
33. POULSEN, CHR., 1930. Contributions to the Stratigraphy of the Cambro-Ordovician of East Greenland. M. o. G. Bd. 74, No. 12.
34. — and RASMUSSEN, H. W., 1951. Geological Map (Scale 1:50.000) and Description of Ella Ø. M. o. G. Bd. 151, No. 5.
35. RITTMANN, A., 1940a. Der jungpaläozoische Vulkanismus in Ostgrönland. M. N. G. Sch. Bd. 16.
- 1940b. Studien an Eruptivsteinen aus Ost-Grönland. M. o. G. Bd. 115, No. 1.
36. SCHAUB, H. P., 1950. On the Pre-Cambrian to Cambrian Sedimentation in NE-Greenland. M. o. G. Bd. 114, No. 10.
37. SCHWARZENBACH, F. H., 1951. Oekologische Beiträge zur quartären Florengeschichte Ostgrönlands. Bericht über das Geobot. Forschungsinst. Rübel in Zürich für das Jahr 1950. Zürich.
38. STAUBER, H., 1942. Die Triasablagerungen von Ostgrönland. M. o. G. Bd. 132, No. 1.
39. STENSIÖ, E., 1940. Über die Fische des Devons von Ostgrönland. M. N. G. Sch. Bd. 16.
40. TEICHERT, C., 1933. Untersuchungen zum Bau des Kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. M. o. G. Bd. 95, No. 1.
41. TROELSEN, J. C., 1949. Contributions to the Geology of the Area round Jörgen Brönlunds Fjord, Peary Land. M. o. G. Bd. 149, No. 2.
42. VISCHER, A., 1943. Die postdevonische Tektonik von Ostgrönland zwischen 74° und 75° n. Br. M. o. G. Bd. 133, No. 1.
43. WEGMANN, C. E., 1935. Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North East Greenland). M. o. G. Bd. 103, No. 3.

44. WEGMANN, C. E. 1940a. Einleitung zur Vortragsreihe über die Geologie von Grönland. M. N. G. Sch. Bd. 16.
45. — 1940b. Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands. M. N. G. Sch. Bd. 16.
46. WENK, E., 1952a. Betrachtungen zur Gesteinsmetamorphose in Ostgrönland (Manuskript, Vortrag 5. NG. Luzern, 30. 9. 1951).
47. — und HALLER, J., 1953. Geological Explorations in the Petermann Region, western part of Fränkels Land. M. o. G. Bd. 111, No. 3.
48. WITZIG, E., 1951. Einige jungpaläozoische Pflanzen aus Ostgrönland. M. o. G. Bd. 114, No. 11.
49. WORDIE, J. M., 1930. Cambridge East Greenland Expedition. Geogr. Journal. v. 75, London.

KARTENMATERIAL

Geodætisk Institut, København, Grönland 1:250.000, Blätter 73 Ø, 2 und 3.



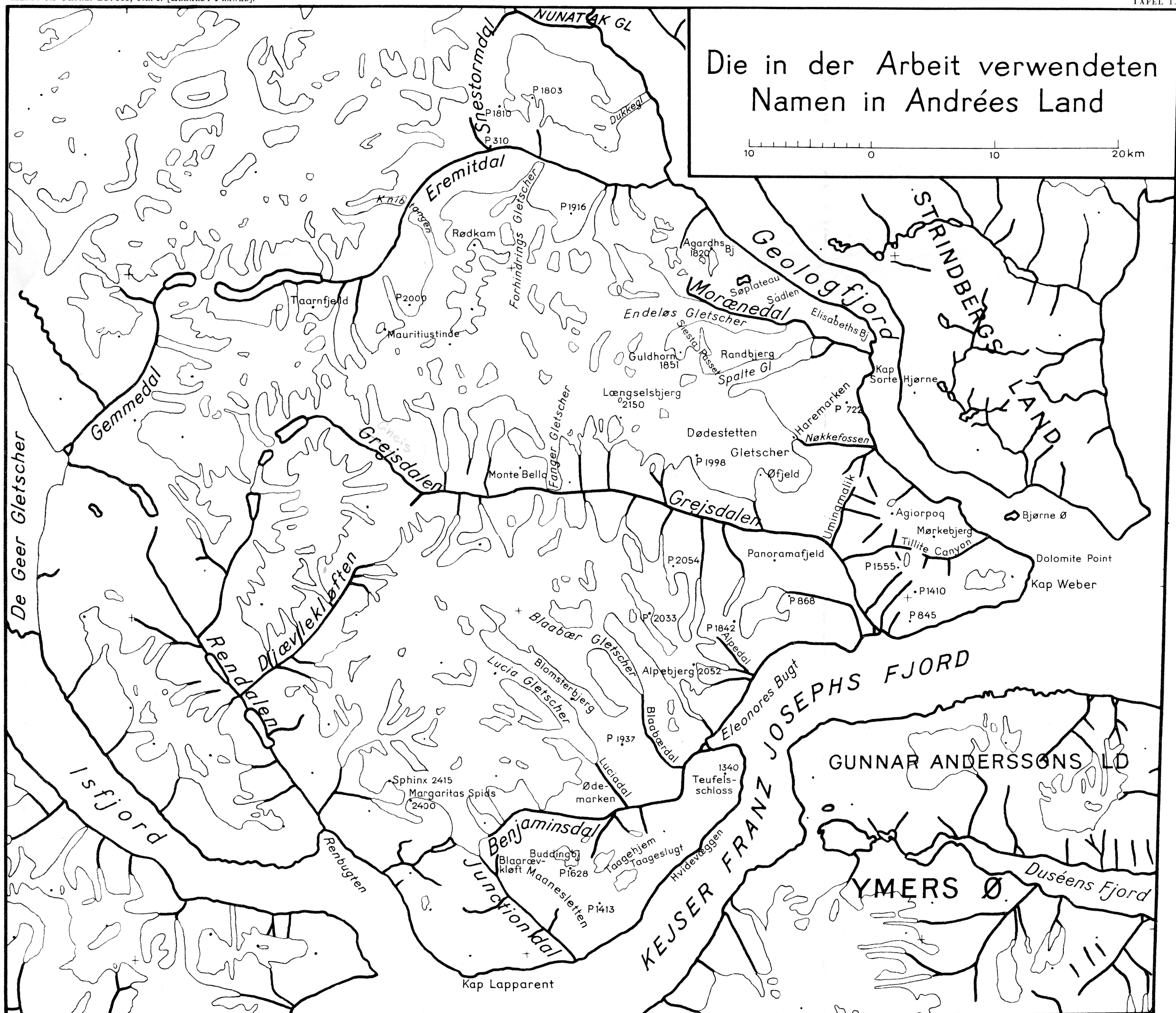
TAFELN

Tafel 1.

Die in der Arbeit verwendeten Namen in Andrées Land.

Einige Namen wurden auf Tafel 1 in englischer Sprache eingetragen, da sie entweder Typlokalitäten von Formationen mit englischen Namen sind, oder da sich ihr Gebrauch eingebürgert hat.

Eleonore Bay	=	Eleonores Bugt.
Dolomite Point	=	Dolomitpynt.
Tillite Canyon	=	Tillitkløft.

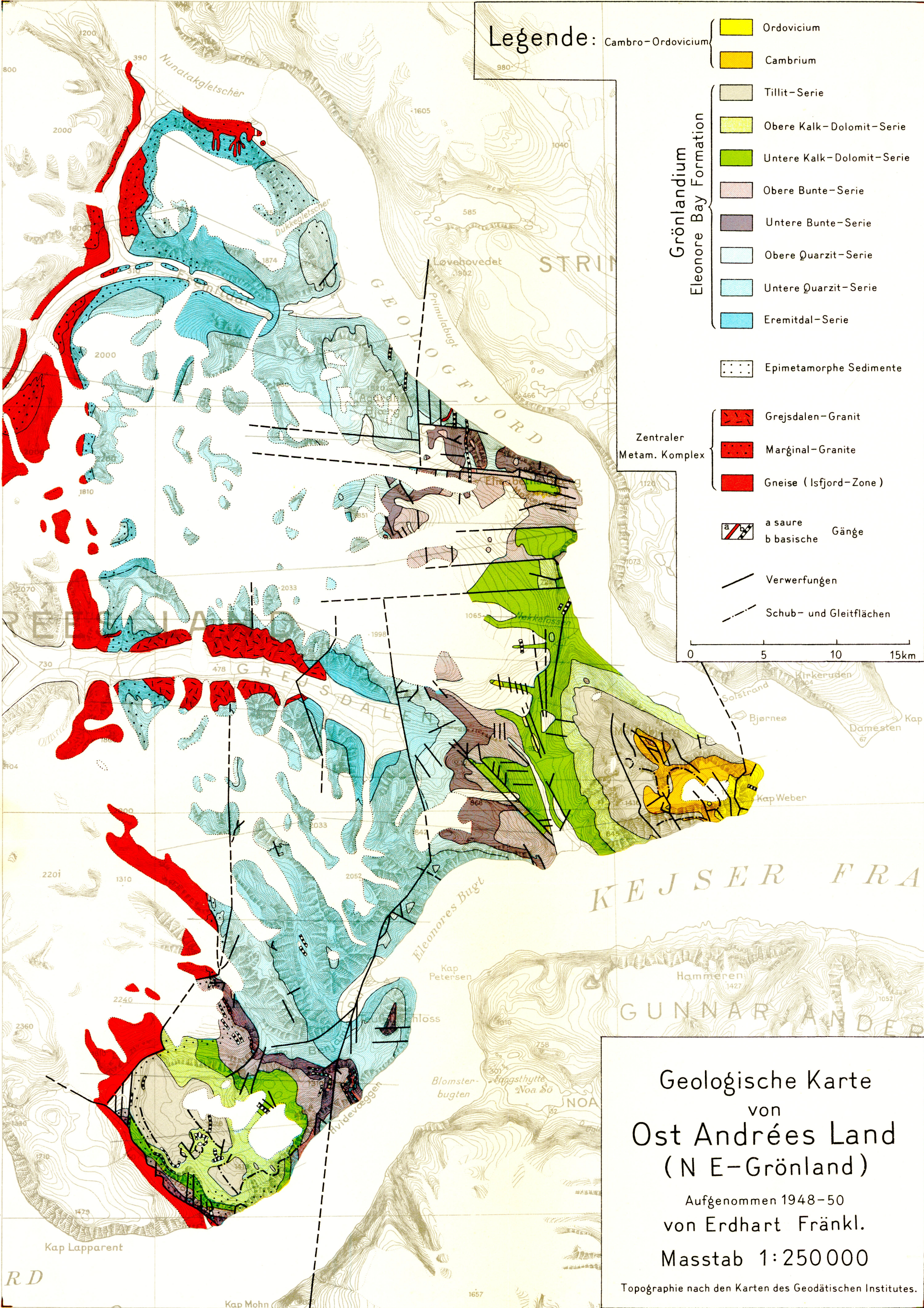


Tafel 2.

Geologische Karte von Ost-Andréas Land (NE-Grönland).

Masstab = 1:250.000.

Bemerkung: In die Tillit-Serie (grau) wurden auch die Canyon-Serie, die Spiral-Creek-Serie und die Sandstein-Serie eingeschlossen.



Tafel 3.

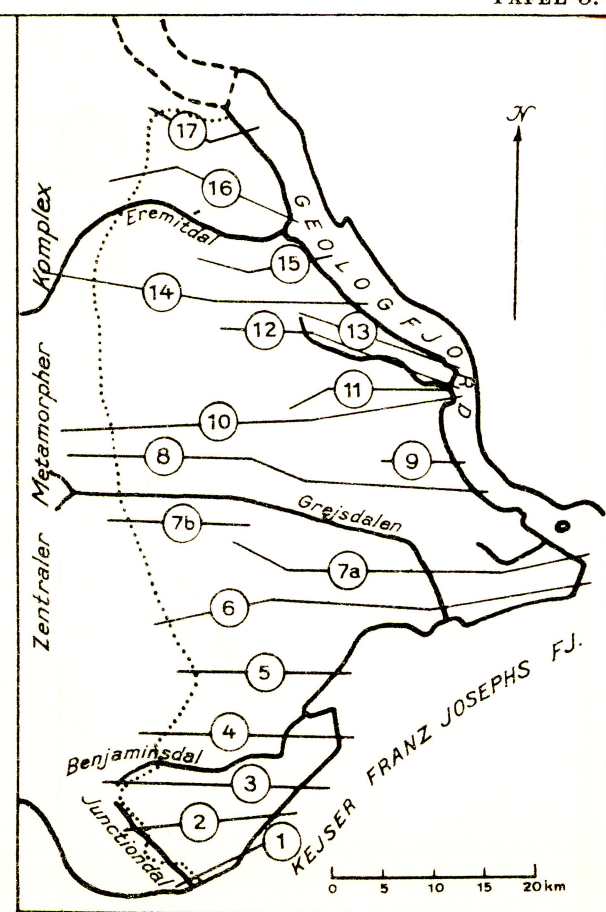
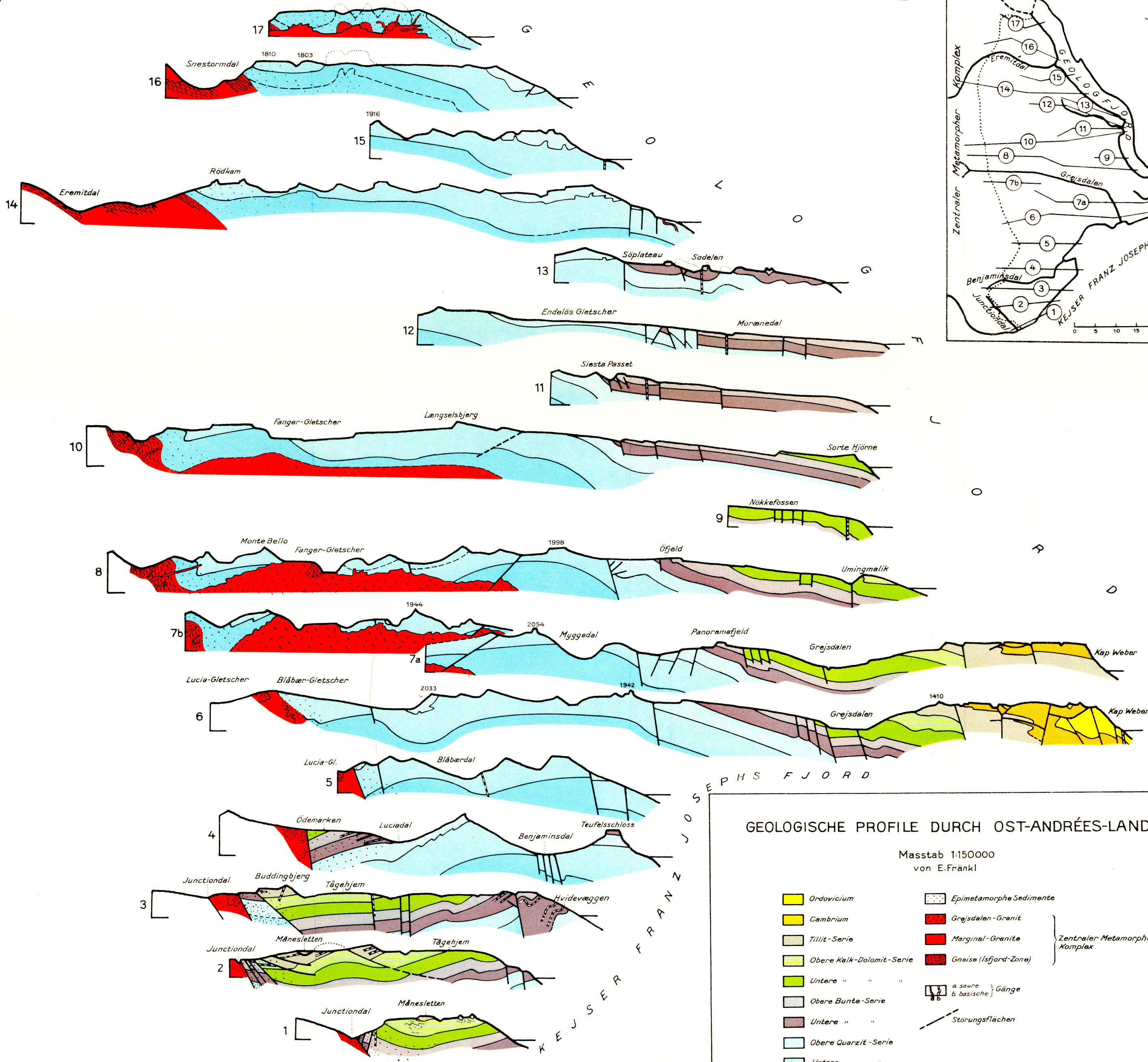
Geologische Profile durch Ost-Andréas Land.

Masstab = 1:150.000.

Bemerkung: In die Tillit-Serie (grau) wurden auch die Canyon-Serie, die Spiral-Creek-Serie und die Sandstein-Serie eingeschlossen.

W

E



GEOLOGISCHE PROFILE DURCH OST-ANDRÉES-LAND

Masstab 1:150000
von E. Fränkel

- | | |
|---|---|
| <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: yellow; border: 1px solid black;"></div> Ordoviciun | <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: lightblue; border: 1px solid black;"></div> Epimetamorphe Sedimente |
| <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: orange; border: 1px solid black;"></div> Cambrium | <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: red; border: 1px solid black;"></div> Grejsdalen-Granit |
| <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: lightgrey; border: 1px solid black;"></div> Tillit-Serie | <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: darkred; border: 1px solid black;"></div> Marginal-Granite |
| <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: lightgreen; border: 1px solid black;"></div> Obere Kalk-Dolomit-Serie | <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: darkred; border: 1px solid black;"></div> Gneise (Isfjord-Zone) |
| <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: green; border: 1px solid black;"></div> Untere " " " | <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: lightblue; border: 1px solid black;"></div> a. saure
b. basische } Gänge |
| <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: lightblue; border: 1px solid black;"></div> Obere Bunte-Serie | <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: lightblue; border: 1px solid black;"></div> Störungsflächen |
| <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: blue; border: 1px solid black;"></div> Untere " " " | |
| <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: cyan; border: 1px solid black;"></div> Obere Quarzit-Serie | |
| <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: cyan; border: 1px solid black;"></div> Untere " " " | |
| <div style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: cyan; border: 1px solid black;"></div> Eremitdal-Serie | |

Tafel 4.

Geologische Profile durch die Kap Weber-Berggruppe, den Mørkebjerg und den
Ajortoq in Ost-Andréas Land (NE-Grönland).

Masstab = 1:75.000.

Mit einer geologischen Karte des betreffenden Gebietes.

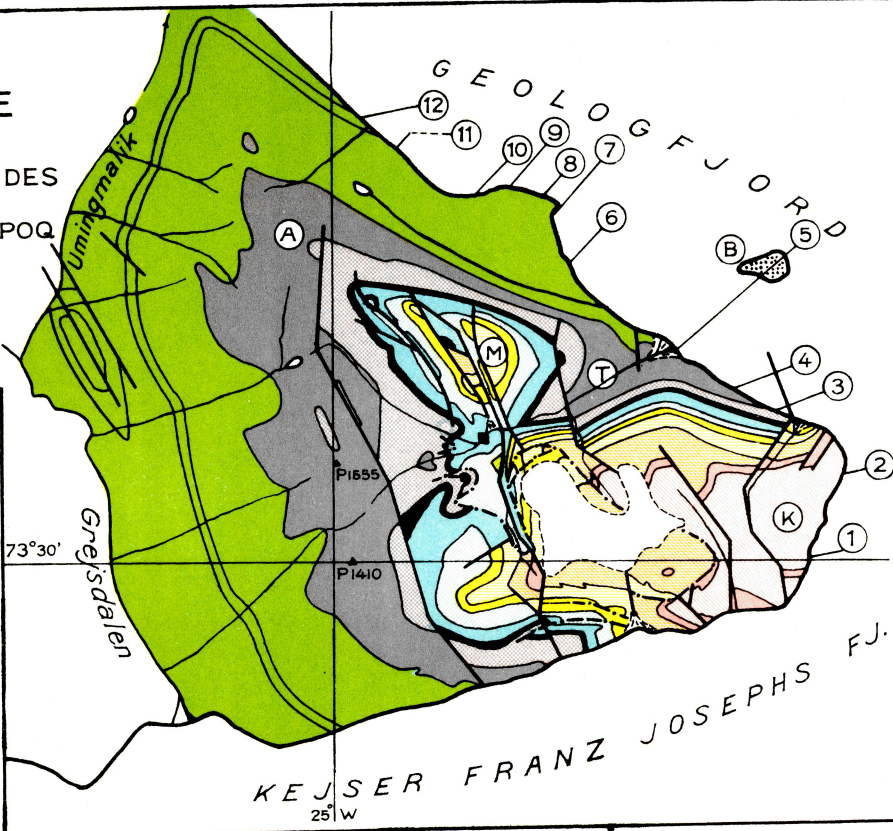
Masstab = 1:150.000.

GEOLOGISCHE KARTE

DER KAP WEBER BERGGRUPPE, DES
MÖRKEBJERG UND DES AGIORPOQ

1 : 150 000

0 1 2 3 4 5 km



(A) Agiorpoq

(B) Björne Ö

(M) Mörkebjerg

(T) Tillite Canyon

(K) Kap Weber

— Verwerfungen

- - - Überschiebungen

GEOLOGISCHE PROFILE

DURCH

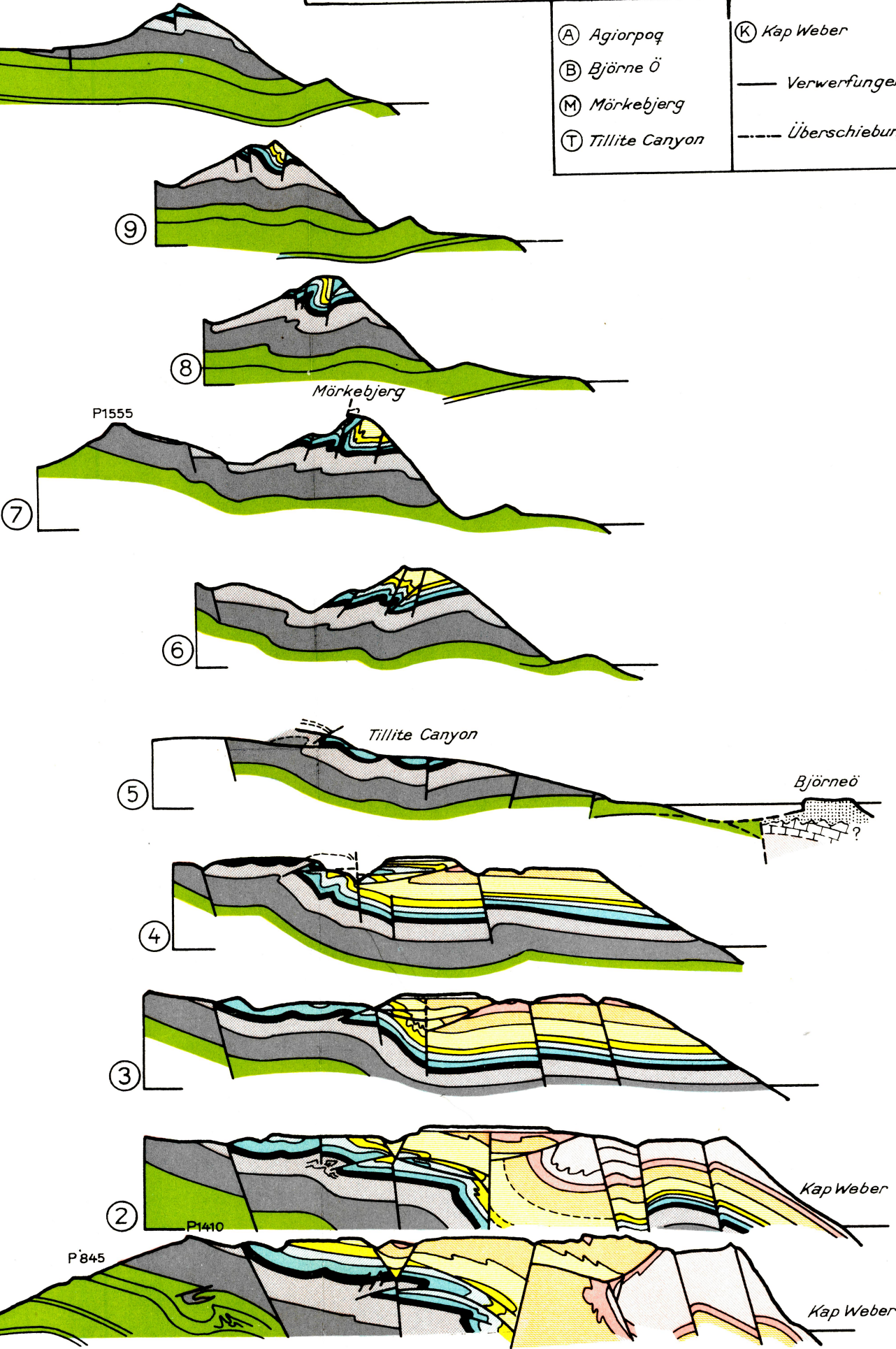
DIE KAP WEBER BERGGRUPPE, DEN
MÖRKEBJERG UND DEN AGIORPOQ
IN OST-ANDRÉES LAND (N.E.-GRÖNL.)

1 : 75 000

von E. Fränkel

0 1 2 3 4 5 km

- Devon
- Narhval Sound Formation
- Kap Weber
- Cass Fjord
- Dolomite Point
- Hyolithus Creek
- Ella Island
- Bastion
- Sandstein Serie
- Spiral Creek
- Canyon
- Tillit
- Kalk Dolomit



W

E

Tafel 5.

Strukturkarte von Ella Ø, Ost-Suess Land, West-Ymers Ø, Ost-Andrées Land und West-Strindbergs Land.

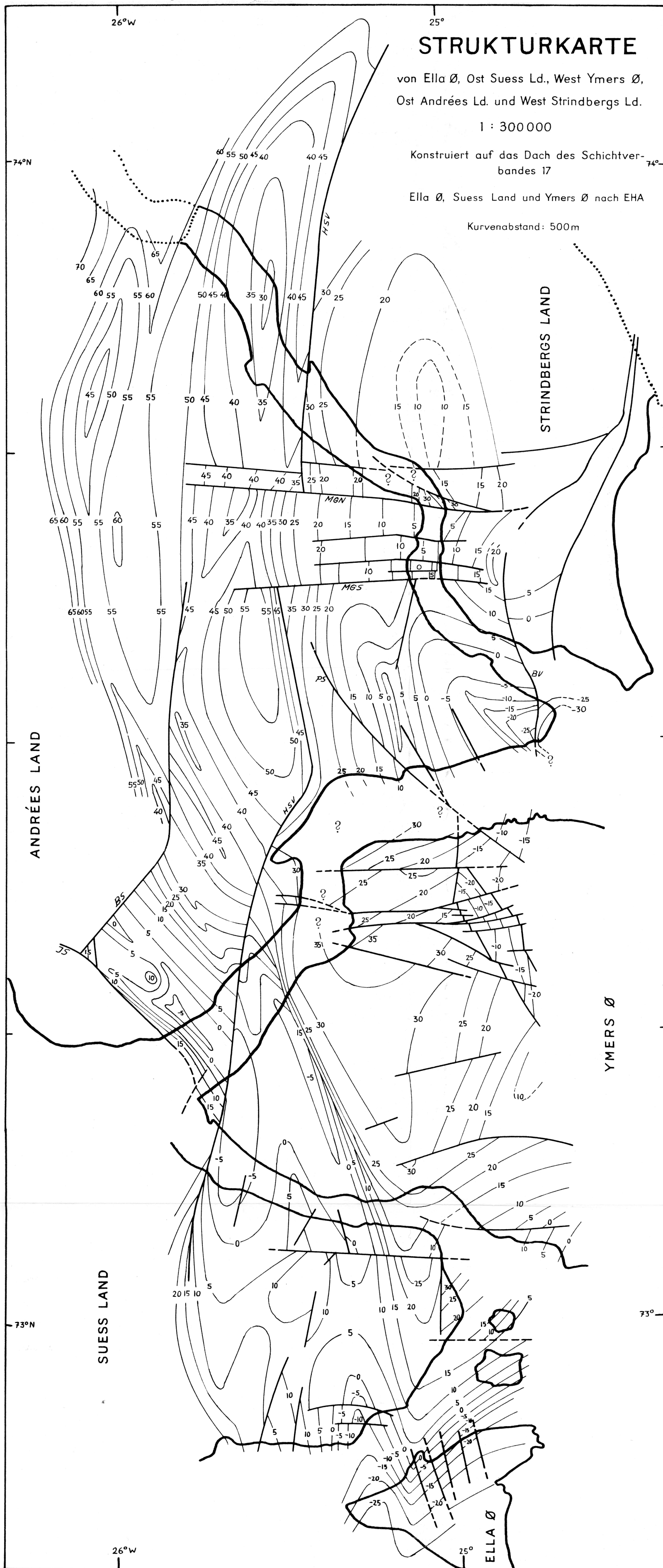
Masstab = 1:300.000.

Die Strukturkarte ist schematisch gehalten, z. B. wurden alle Verwerfungen senkrecht gestellt.

Die Karte bezweckt eine Darstellung des Verbiegungstypus der ostgrönländischen Caledoniden zwischen Ella Ø und Strindbergs Land.

Folgende Abkürzungen wurden auf der Karte verwendet:

- BV: Bjørneo-Verwerfung.
- PS: Panoramafjeld-Störung.
- HSV: Hvidevæggen-Soplateauet-Verwerfung.
- BS: Blomsterbjerg-Störung.
- JS: Junctiondal-Störung.
- MGS: Südlicher Randbruch des Morænedal-Grabens.
- MGN: Nördlicher Randbruch des Morænedal-Grabens.



Tafel 6.

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. FRÄNKL 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 (geosynklineales 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 Eleonore Bay Formation	
		Marmor-Serie	Alpefjord-Serie	Calcareous-Argillaceous Series		
		Maalebjerg-Serie		Lower Arenaceous- Argillaceous Series		
			Basis unbekannt	base unknown		