MEDDELELSER OM GRØNLAND
UDGIVNE AF
KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND
Bd. 94 · Nr. 2

GRUNDZÜGE DER TEKTONISCHEN ENTWICKLUNG OSTGRÖNLANDS IN POSTDEVONISCHER ZEIT

VON

HANS FREBOLD

MIT 17 FIGUREN IM TEXT UND 3 TAFELN

KØBENHAVN
C. A. REITZELS FORLAG
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S
1932

VORWORT

Die in der vorliegenden Arbeit zur Darstellung gekommenen Untersuchungen habe ich während des ersten Sommers der unter der Leitung Dr. Lauge Koch's stehenden dänischen Drei-Jahrs-Expedition in Ostgrönland vorgenommen. War auch die eigentliche Arbeitszeit durch den langen unfreiwilligen Aufenthalt im Eis nur sehr knapp bemessen — es standen mir im ganzen ca. 4 Wochen zur Verfügung —, so war es doch infolge der im August einsetzenden wesentlichen Verbesserung der Eisverhältnisse möglich, einen sehr grossen Teil der ostgrönländischen Küste aus eigener Anschauung kennen zu lernen. Eingehendere Untersuchungen konnte ich vor allem in Wollaston Forland und Hochstetter Forland vornehmen, während kürzere Aufenthalte in der Gael Hamkes Bay, im Godthaab Gulf, im Dusénfjord und auf der Ellainsel wenigstens zur Gewinnung eines grösseren Überblicks dienen konnten.

Dass es möglich war, trotz der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit ein verhältnismässig reiches Material zusammenzubringen, verdanke ich dem besonderen Entgegenkommen Dr. Lauge Koch's, der mir nicht nur vollkommene Freiheit in der Durchführung meiner Aufgabe liess, sondern mir auch jederzeit alle Hilfsmittel, die bei der geologischen Arbeit in Ostgrönland erforderlich sind, zur Verfügung stellte. Besonders dankbar bin ich Dr. Koch sowie den übrigen Wissenschaftlern auch dafür, dass die von den verschiedenen Teilnehmern gemachten Feststellungen stets gleich diskutiert wurden, so dass über etwaige Verschiedenheiten in der Auffassung mancher Tatsachen Klarheit geschaffen werden konnte. Auch dem Führer von S.S. Godthaab, Herrn Kapitän Nordhoek, seinen Offizieren und der übrigen Besatzung sage ich meinen aufrichtigen Dank für alle mir zuteil gewordene Hülfe.

Meinen beiden Assistenten Dr. Hans Poser und cand. mag. Gunnar Seidenfaden fühle ich mich zu besonders herzlichem Dank verpflichtet für ihre unermüdliche Arbeit. Herr Seidenfaden hat meine Unter-

suchungen vor allem dadurch unterstützt, dass er die topographische Unterlage für die geologische Aufnahme der verschiedenen Gebiete schuf.

Besonderen Dank schulde ich ferner dem Direktor des Geolog.-Pal. Instituts der Universität Greifswald Herrn Professor Dr. S. von Bubnoff, der mir die Hilfsmittel des Instituts in zuvorkommenster und freundlichster Weise wieder zur Verfügung stellte.

Der vorliegenden Arbeit werden noch drei weitere folgen, die sich mit der Kohlenlagerstätte des Hochstetter Forlandes, sowie mit mesozoischen und paläozoischen Faunen befassen, die in den verschiedenen Gebieten gesammelt sind.

Hans Frebold.

Greifswald, Oktober 1931.
Geolog.-Paläontol. Institut der Universität.

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

Einleitung ... 7
Geologischer Bau der Nordostküste des Young Inlet ... 9
a. Stratigraphie ... 10
Altpalaeozoikum ... 10
Jungpalaeozoikum ... 10
Marines Oberkarbon ... 10
Kalkdolomit ... 10
Brachiopodenkalk ... 13
Perm und Eotrias ... 15
Jungmesozoikum ... 21
Jura ... 21
Die gelbe Sandsteinserie ... 21
Malm ... 27
Kreide ... 28
Valanginien ... 28
Jüngere Unterkreide ... 29
b. Die Lagerungsverhältnisse und ihre Deutung ... 30
Das Alter und die Entstehung des Young Inlet (Tiroler Fjord) ... 35
Variszische Tektonik und ihre Bedeutung für die jungpalaeozoische und mesozoische Entwicklung Ostgrönlands ... 37
Vorbemerkungen ... 37
Die Koch'sche Linie und das Alter der Bruchbildung ... 38
Die Faziesdifferenzen zwischen dem südlichen und nördlichen Teil Ostgrönlands und die Frage einer variszischen Blockpräformierung ... 45
Die Fazies- und Lagerungsverhältnisse des Jura und der Unterkreide im nördlichen Teil Ostgrönlands ... 61
Deutung der Faziesdifferenzen ... 71
Versuch der Deutung der Lagerungsverhältnisse ... 73
Die postdevonischen Meeres- und Bodenschwankungen Ostgrönlands ... 83
Zur Charakteristik der jungen Tektonik Ostgrönlands ... 93
Vorbemerkungen und Fragestellung ... 93
Die Art der jungen Tektonik und ihre Abhängigkeit von der Struktur des Untergrundes ... 95
Zerreissungs- oder Zusammenschiebungs-Tektonik ... 98
Der Zeitpunkt der jungen Orogenese ... 101
Die Theorien zur Genesis des Skandik im Lichte der neuen Feststellungen ... 103
Gesamtergebnisse ... 108
Literatur ... 111

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN

Seite

Fig. 1 a, b. Höhlenbildung im Karbonkalkdolomit 11
— 2. Schema der Entwicklung des Oberkarbons in Wollaston Forland ... 15
— 3. — - — - Perms und der Eotrias in Wollaston Forland 20
— 4. Ausbildung der Grenze vom »Mauersandstein« zum gelben Sandstein in Wollaston Forland 22
— 5. Der »Belemnitenschiefer« in Wollaston Forland 24
— 6. Schema der Entwicklung der gelben Sandsteinserie in Wollaston Forland 27
— 7. Profil Wollaston Forland—Young Inlet—Claveringinsel 36
— 8. Tektonische Verhältnisse des Alfredfjellet (Bäreninsel) 40
— 9. Die Lagerungsverhältnisse des Devons in Gunnar Anderssonland und an der Südküste der Gauss Halbinsel ..... 42—43
— 10. Fazieskarte des marinen Oberkarbons 47
— 11. — - Perms und der Eotrias 52
— 12. — - Rhaet, Lias und Callovien-Unteroxford 59
— 13. Faziesprofil des Jura und der Unterkreide im nördlichen Teil von Ostgrönland 62
— 14. Verbreitung und Lagerung des Jura und der Unterkreide im nördlichen Teil von Ostgrönland 63
— 15. Die Lagerung der Unterkreide an der Nordküste von Hold with Hope nach der ev. möglichen tektonischen Deutung 78
— 16. Profile durch den Jura und die Eleonorebayformation des Hochstetter Forland 81
— 17. Schema der postdevonischen Entwicklung Ostgrönlands ..... 90—91

Druckfehlerverzeichnis.

In Textfigur 13 muss es heissen:
statt Skiefer — Schiefer
— Toneisensteine — Toneisensteinen
— Lamellibranch — Lamellibranchiaten
In Textfigur 14 — Calovien — Callovien.

Einleitung.

Noch vor wenigen Jahren konnte die Geologie Ostgrönlands als im wesentlichen unerforscht gelten. Wohl waren einige Detailzüge, so über die Entwicklung einiger Formationen, bekannt geworden, die an sich sehr wertvoll waren, aber im grossen und ganzen wusste man nichts Genaueres über die stratigraphische und tektonische Entwicklung dieses für das Verständnis der Geologie Nordeuropas und Nordamerikas so ausserordentlich wichtigen Teiles unserer Erde.

Die seit dem Jahre 1926 unter der Leitung Dr. Lauge Koch's stehenden dänischen Expeditionen haben in dieser Beziehung einen merklich schnellen Wandel herbeigeführt, der in einer Reihe von Veröffentlichungen zum Ausdruck kommt.

Die beiden heute grundlegenden Werke sind zweifellos die Arbeiten Lauge Koch's »Geology of East Greenland« (1929) und H. Backlund's »Contributions to the Geology of Northeast Greenland« (1930).

Die erstere, welche das Ergebnis von Untersuchungen ist, die während einer vom Scoresbysund bis zum Danmarkhavn unternommenen Schlittenreise durchgeführt wurden, gibt in sachlicher Weise die Zusammenstellung eines sehr grossen wertvollen Tatsachenmaterials, dessen Feststellung von unvergänglichem Wert ist. Darüber hinaus gibt Koch Deutungen und Deutungsmöglichkeiten für seine Beobachtungen, die nunmehr die wesentlichen Grundzüge des Baues und der Entwicklung Ostgrönlands enthüllten. Diese Deutungen sind jedoch nicht etwa als sicher festgelegt, sondern derart gehalten, dass auch späteren Bearbeitern Raum zur Entwicklung anderer Anschauungen gelassen ist.

Die wesentlichen tektonischen und stratigraphischen Problemstellungen sind von L. Koch bereits herausgestellt worden. Einmal handelt es sich dabei um den grossen Fragenkomplex, der sich aus dem Nachweis einer kaledonischen Faltung in Ostgrönland ergeben hatte, und einmal um die Probleme, die die postkaledonische Geschichte dieses Gebietes aufgibt.

Was die im Zusammenhang mit der kaledonischen Faltung stehenden Fragen betrifft, so sind diese in der Arbeit Backlund's (1930) in Angriff

genommen und haben in mancher Beziehung bereits zu interessanten Lösungen geführt.

Aber auch der zweite Problemkomplex — die postkaledonische Geschichte — konnte von BACKLUND schon angeschnitten werden, wenngleich naturgemäss noch nichts Genaueres darüber ausgesagt werden konnte. Dies war auch im wesentlichen dadurch begründet, dass zunächst einmal das Alter der von den verschiedenen Expeditionsteilnehmern gesammelten marinen Fossilien bestimmt werden musste, um so zu einer exakten Grundlage für die Stratigraphie zu kommen. Erst nachdem diese Arbeit geleistet war, liess sich ein ungefähres Bild von dem Ablauf der Meeresbewegungen und ihrer möglichen Bedingtheit durch Bodenbewegungen erlangen.

Die mir während der Expedition 1931 gestellte Aufgabe ging zunächst dahin, eingehendere Untersuchungen über die Schichtenfolge vom marinen Oberkarbon an aufwärts anzustellen. Naturgemäss war diese Untersuchung verknüpft mit Fragen über den Ablauf der Epirogenese während dieses Zeitabschnittes. Sehr bald stellte sich aber die Notwendigkeit und Möglichkeit heraus, den Rahmen der Untersuchung weiterzuspannen und auch die Frage nach den postkaledonischen Orogenesen näher zu erörtern, zumal gerade die Verhältnisse in Wollaston Forland, wo ich zuerst an Land ging, eine äusserst günstige Gelegenheit dazu boten.

Bei der Zusammenstellung der eigenen Untersuchungsergebnisse und ihrem Vergleich mit den früheren Feststellungen schien es mir schliesslich sogar möglich, den Gesamtfragenkomplex der postkaledonischen, oder präziser der postdevonischen Geschichte Ostgrönlands anzuschneiden. Ich bin mir dabei vollkommen bewusst, dass es noch zahlreicher Detailuntersuchungen bedarf, bis dieser Teil der ostgrönländischen Erdgeschichte vollkommen geklärt sein wird, aber eine Herausstellung wichtiger Grundzüge in ihr war durchaus möglich und auch deshalb erforderlich, um das Programm für weitere Untersuchungen klar zu stellen, soweit das noch nicht durch die Arbeiten L. KOCH's und BACKLUND's hatte geschehen können.

Einen Teil des neu festgestellten Tatsachenmaterials habe ich gesondert behandelt — die Geologie der Nordostküste des Young-Inlet. Aus der Feststellung der Verhältnisse in diesem Gebiet, die mir den Beweis für das Vorliegen einer jungen, vorwiegend tertiären Orogenese brachten, folgt die notwendige Untersuchung, inwiefern diese junge Tektonik mit der zuerst von KOCH (1929) nachgewiesenen variszischen verknüpft ist. Die Untersuchung dieser Frage setzt wiederum eine Diskussion der stratigraphischen Verhältnisse in den verschiedenen Teilen von Ostgrönland voraus, die zugleich als Grundlage für die Diskussion der Frage nach dem Ablauf der postdevonischen Epirogenese und nach

dem verschiedentlich behaupteten Vorhandensein einer variszischen Blockbildung zu dienen hat.

Nach Feststellung des bisher über die variszische Tektonik bekannt gewordenen Tatsachenmaterials wird in einem weiteren Abschnitt Art und Alter der jungen Tektonik behandelt, soweit man aus den bisherigen Untersuchungen Schlüsse ziehen kann. In einem Schlusskapitel habe ich ganz kurz die bisherigen Theorien zur Entstehung des Skandik vom Gesichtspunkt der neuen Feststellungen behandelt.

Geologischer Bau der Nordostküste des Young Inlet.

Im folgenden wird eine Beschreibung der Schichtenfolge und der Lagerungsverhältnisse der Nordostküste des Young Inlet gegeben. Es handelt sich um den südwestlichen Teil von Wollaston Forland, ein Gebiet, das, wie sich bei der Untersuchung herausstellte, tektonisch eine kleine Einheit für sich bildet und dessen stratigraphische und tektonische Verhältnisse in mancher Beziehung interessant sind.

Auf den Ergebnissen der Untersuchung dieses Gebietes baut sich ein grösserer Teil der weiter unten folgenden Darstellungen über die jüngere geologische Geschichte Ostgrönlands auf, bzw. geben diese Veranlassung zu ganz bestimmten Fragestellungen für die Untersuchung anderer Gebiete Ostgrönlands.

Dieser Teil von Wollaston Forland, der in Tafel I—III in einem Panorama, einer Karte und in mehreren Profilen dargestellt ist, wurde geologisch bereits von L. Koch ganz kurz untersucht und zwar während seiner Schlittenreise im Frühjahr 1927. Trotz der Kürze der ihm zur Verfügung stehenden Zeit hat Koch bereits wichtige Feststellungen stratigraphischer Art hier machen können, Feststellungen, die mich überhaupt erst veranlassten, das Gebiet einer genaueren Untersuchung zu unterziehen. Hierbei bin ich in verschiedenen Fällen zu Ergebnissen gekommen, die von denen Koch's abweichen. Ich möchte jedoch betonen, dass Koch nicht die günstigen Aufschlüsse berühren konnte, die ich besucht habe, und dass er aus dem wenig guten Profil des Cardiocerasdal, wo er arbeitete, notwendigerweise zu einer anderen Auffassung kommen musste.

Die Namen, welche in der Karte angegeben sind, stammen zum Teil von Koch (z. B. Cardiocerasdal und Aucellapass), zum Teil sind

sie von SEIDENFADEN und mir gegeben. Auch ich habe, dem Beispiel KOCH's folgend, vorwiegend solche Bezeichnungen gewählt, die das geologisch interessante der verschiedenen Lokalitäten zum Ausdruck bringen.

Nach KOCH sind 1929 in diesem Gebiet noch verschiedene Geologen der damaligen Expedition tätig gewesen, eine Veröffentlichung ist jedoch nicht erschienen.

a. Stratigraphie.

Altpaläozoikum.

Die ältesten Gesteine, welche in dem untersuchten südwestlichen Teil von Wollaston Forland auftreten, sind, abgesehen von erratischen Blöcken oder in Konglomeraten vorkommenden Geröllen, Granite und Gneise. Diese gehören nach der Auffassung KOCH's (1929) und BACKLUND's (1930) dem Altpaläozoikum an und werden als »kaledonisch« bezeichnet.

Im untersuchten Gebiet nehmen sie vornehmlich die zentrale Zone ein, dürften jedoch auch im Untergrunde der sedimentären Bildungen, allerdings zum Teil in beträchtlicher Tiefe liegen.

Diese Granite und Gneise haben in Wollaston Forland bisher keine nähere Untersuchung erfahren, und es mag hier nur darauf hingewiesen sein, dass sie petrographisch sehr variabel ausgebildet sind. Die vorherrschende Farbe der Granite und Granitgneise ist rot, jedoch kommen auch nicht selten sehr helle und feinkörnige Granite wie auch helle Pegmatite vor. Ein spezielles Studium aller dieser Gesteinsvarietäten wäre erst erforderlich, wenn man eine nähere Beschreibung von ihnen geben wollte.

Die Granite und Gneise sind scheinbar sehr stark disloziert, worauf im Abschnitt über die Lagerungsverhältnisse kurz zurückgekommen wird.

Jungpaläozoikum.

Marines Oberkarbon.

Kalkdolomit.

Der Granit und die Granitgneise werden von einer Serie massiger, stark umkristallisierter Kalke überlagert. Eine Schichtung ist in ihnen fast nicht mehr zu erkennen, nur ihre untersten Teile zeigen eine dickplattige Absonderung.

Diese Serie, welche im folgenden immer kurz als Karbondolomit bezeichnet werden soll, ist meist weiss gefärbt, jedoch kommen auch rosa gefärbte Partien in ihr vor. Ihre untersten, geschichteten Teile sind dunkelgrau.

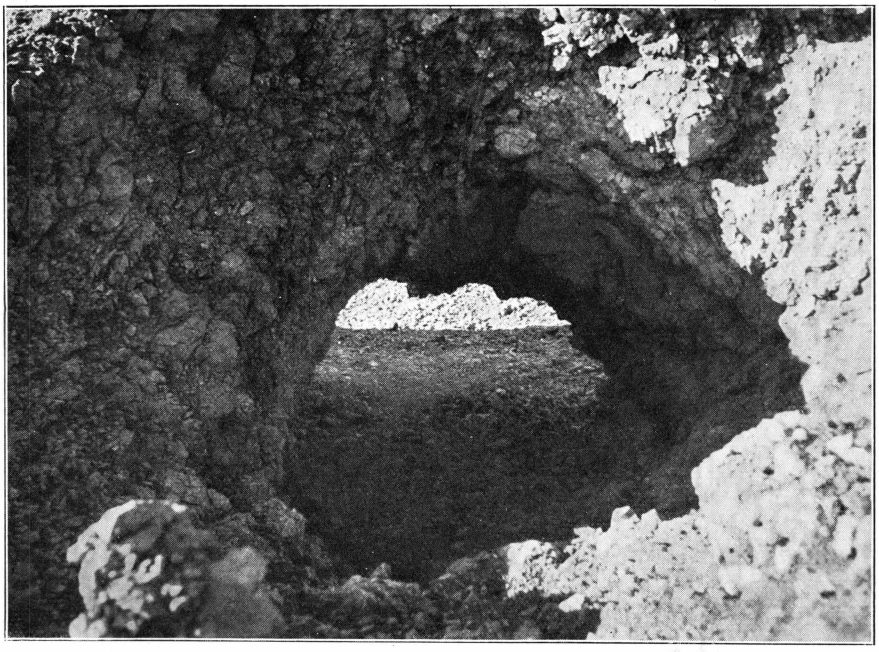


Fig. 1 a. H. Frebold phot. 1931.

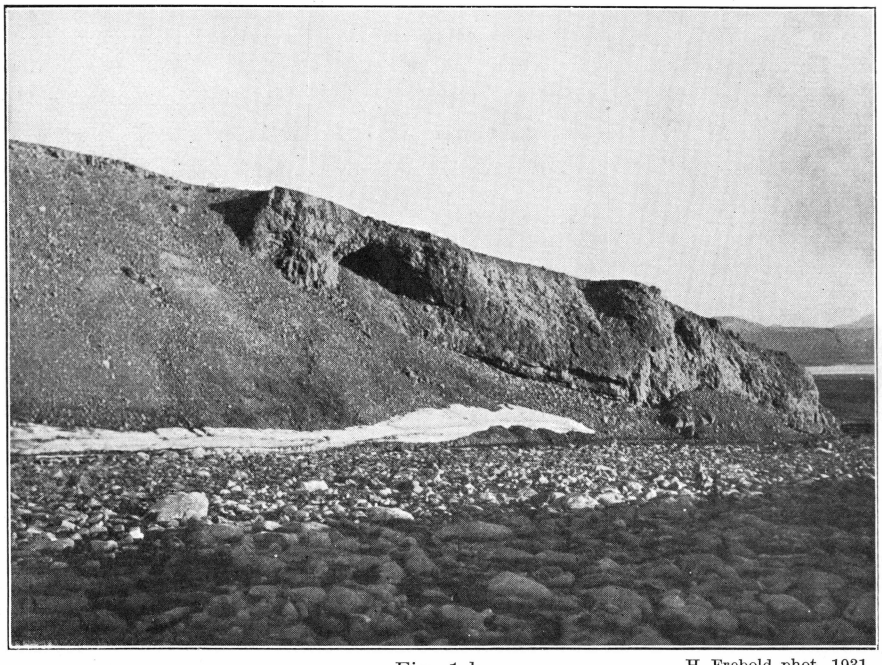


Fig. 1 b. H. Frebold phot. 1931.

Höhlenbildung im Kalkdolomit des marinen Oberkarbons. Brachiopodendal.
Fig. 1 a: Die eingestürzte Höhle von oben.
In Fig. 1 b sieht man an der Basis des Dolomits die plattigen Bänke.

Die Härte der Gesteine ist ziemlich beträchtlich, und sie heben sich daher deutlich von dem umgebenden Gelände ab und zwar in Form von langgestreckten Hügeln, die schon auf weite Entfernung kenntlich sind, wozu auch die weisse Farbe beiträgt. Auf den Seiten, die den Tälern zugekehrt sind, bildet sich meist ein nahezu senkrechter Steilabfall heraus. Charakteristisch für diese Folge ist fernerhin die Neigung zur Bildung von Höhlen (an der Ostseite des Brachiopodendals, vgl. Fig. 1 a und 1 b).

Das Gestein ist meist frei von jeglicher Vegetation.

In dieser Serie gibt es viele gute Aufschlüsse, die besten liegen jedenfalls zwischen Brachiopodendal und Permdal sowie im Anschnitt des Isdal und am Sandstendal.

Bemerkenswert ist, dass überall dort, wo der direkte Kontakt dieser Serie mit dem unterlagernden Granit und Gneis genauer beobachtet werden konnte, die bereits vorhin erwähnten Plattendolomite liegen.

Ergibt sich bereits aus der petrographisch gleichen Ausbildung der tiefsten Schichten, dass die Serie wahrscheinlich überall mit altersgleichen Bildungen den Granit überlagert, so wird man davon noch durch die Art der Fossilführung dieser Basissedimente überzeugt. Dr. TEICHERT fand hierin fast direkt über der Granitgrenze im Isdal mehrere kleinere, zu Cyathophyllum gehörige Korallen. Auch an anderen Fundpunkten treten Fossilreste (Lamellibranchiaten oder Brachiopoden) auf. Wie ich nun bereits bei anderer Gelegenheit dargestellt habe (1931 b), bilden diese Korallendolomite mit grösster Wahrscheinlichkeit die älteste Bildung des marinen Oberkarbons in Ostgrönland. L. KOCH fand sie am Kap Franklin während der Expedition im Jahre 1930. An fast allen anderen, bisher bekannt gewordenen Fundpunkten marinen Oberkarbons bilden Dolomite die Basis, und es kann wohl kaum einem Zweifel unterliegen, dass es sich hier um die Sedimente einer in Ostgrönland gleichzeitig verlaufenden Oberkarbontransgression handelt.

Was das stratigraphische Alter dieser Korallendolomite betrifft, so bin ich bereits früher (1931 b) zu dem Schluss gekommen, dass es sich höchstwahrscheinlich um Aequivalente der oberen Teile des Cyathophyllumkalkes in Spitzbergen handelt, und dass entweder eine Parallelisierung mit dem tiefsten Teil des russischen Schwagerinenkalkes oder mit den höchsten Teilen des uralischen Omphalotrochushorizontes in Frage kommt.

Es mag bemerkt sein, dass dieser Schluss nicht auf genauer biostratigraphischer Basis gezogen werden konnte, sondern sich vielmehr aus einem Vergleich mit der Entwicklung des marinen Oberkarbons in Spitzbergen ergab.

Wie schon gesagt, fanden sich in den über den Plattendolomiten liegenden massigen Gesteinen keine Fossilien, jedoch glaube ich, dass

dies einfach durch die hochgradige Umkristallisation bedingt ist. Verschiedentlich hat man den Eindruck, Umrisse eines *Productus* zu erkennen, ohne es jedoch nachweisen zu können. Das Alter dieser Dolomitserie kann daher nur annähernd geklärt werden und zwar durch die Fauna der liegenden Plattendolomite und der im Hangenden auftretenden Kalke.

Es ist m. E. sehr wahrscheinlich, dass es sich bei dieser Serie um ehemalige Riffe handelt, die sowohl aus Korallen wie auch aus Bryozoen vorwiegend aufgebaut wurden.

Brachiopodenkalk.

Über der Dolomitserie finden sich ca. 5 m mächtige dunkelgraue Kalke, die durch einen ungeheuren Reichtum meist sehr gut erhaltener Brachiopoden ausgezeichnet sind.

Die geringe Mächtigkeit dieses Horizontes, die im Vergleich mit dem unterlagernden Dolomit geringere Festigkeit des Gesteins und vor allem die im ganzen Gebiet sehr starke Schuttbedeckung bedingen es, dass der Brachiopodenkalk nicht überall beobachtet werden konnte. Gute Aufschlüsse fanden sich vor allem im Permdal, im Sandstendal, sowie zu beiden Seiten des Brachiopodendal, wo dieser Horizont einerseits in normaler Folge an den unterlagernden Dolomit, andererseits an Jura grenzt. Abgesehen von diesen anstehenden Vorkommen tritt der Brachiopodenkalk sehr häufig als Geröll in den Bächen, aber auch auf dem Granit und anderen Gesteinen liegend auf. Seine grosse Häufigkeit im Geröll des Brachiopodendal, wo ich ihn zuerst fand, veranlasste auch die Namengebung für dieses Tal.

An den erwähnten Lokalitäten fanden sich die verschiedensten Faunenelemente zum Teil noch fest mit dem Gestein verwachsen, zum Teil herausgewittert lose liegend. Der Erhaltungszustand und die Zusammensetzung der Fauna sowie der Gesteinscharakter stimmt vollkommen überein mit den von mir (1931 b) beschriebenen, im »Karbon River« von Rosenkrantz gemachten Funden. Von der Brachiopodenfauna, die das herrschende Element bildet, seien hier nur die am meisten charakteristischen Formen genannt:

Productus timanicus Stuck.
— *porrectus* Kut.
— *purdoni* Dav.
— cf. *cancriniformis.*
Spirifer ravana Diener.
Streptorhynchus kempei Anderss.
Derbyia aff. *grandis* Waagen.

Alle diese Formen sprechen, wie ich in meiner Karbonarbeit (1931b) zeigen konnte, dafür, dass es sich hier um Bildungen handelt, die synchron mit dem Spiriferenkalk Spitzbergens, dem Schwagerinenkalk des Ural und dem Oberkarbon Ellesmerelandes sind. Ebenfalls synchron dürfte der obere marine Horizont in Nordostgrönland sein, der von GRÖNWALL (1917) beschrieben wurde.

Ein Vergleich der an den verschiedensten Punkten in Wollaston Forland überall gleichartig und gleichmässig zusammengesetzten Faunen des Brachiopodenkalkes wie auch seiner petrographischen Fazies mit den Verhältnissen in Hold with Hope (Kap Stosch-Profil) lässt einige Differenzen erkennen.

An dieser Lokalität ist der Brachiopodenkalk zunächst einmal nicht grau, sondern von reiner weisser Farbe. Seine Mächtigkeit ist grösser gegenüber der in Wollaston Forland. In der Fauna kommen die Differenzen vor allem darin zum Ausdruck, dass die am Kap Stosch sehr häufigen Korallen, Bryozoen und Crinoiden entweder ganz fehlen oder doch ganz in den Hintergrund treten. Auch in der Brachiopodenfauna machen sich Unterschiede geltend. Formen wie *Spiriferella keilhavi* sind am Kap Stosch ausserordentlich häufig, wurden aber in Wollaston Forland nicht gefunden.

Diese Tatsachen petrographisch- und faunistisch-fazieller Differenz mögen hier zunächst nur festgestellt sein. Ob etwa am Kap Stosch im »Brachiopodenkalk« eventuell noch ein jüngerer Horizont (etwa Artinsk-Stufe) enthalten ist, lässt sich erst nach Abschluss der Faunenbearbeitung sagen.

Paläogeographisch gesehen ist der Brachiopodenkalk des Wollaston Forlandes sowohl wie überhaupt ganz Ostgrönlands als eine in sehr flachem Wasser und zwar höchstwahrscheinlich in unmittelbarer Nähe der Küste entstandene Bildung zu betrachten. Es handelt sich augenscheinlich um eine Konzentration von Fossilien durch bewegtes Wasser. Dass die Schalen im allgemeinen keinerlei Spuren der Abrollung zeigen, ist leicht dadurch zu erklären, dass das Sediment, in dem sie eingebettet wurden, aus einem weichen Kalkschlamm bestand.

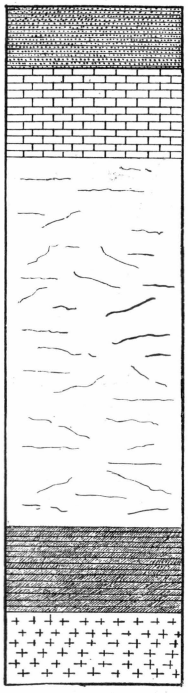
Ausser den erwähnten Oberkarbonbildungen, dem Plattendolomit, dem massigen Dolomit und dem Brachiopodenkalk, treten im untersuchten Gebiet keine weiteren Gesteine auf, die dem Karbon zuzurechnen wären.

Bemerkenswert ist besonders, dass jegliche Spur von kontinentalem Unterkarbon oder auch Namurien, das sich am Kap Stosch gefunden hat, im untersuchten Gebiet fehlt, eine Tatsache, die für die Deutung des tektonischen und erdgeschichtlichen Entwicklungsganges des Gebietes von Wichtigkeit ist.

Es mag aber auch darauf hingewiesen sein, dass die am Kap Stosch

und auch auf der Claveringinsel entwickelten Posidonomyenschiefer ebenso wie die sonst über dem Brachiopodenkalk auftretenden Martiniengesteine in Wollaston Forland fehlen, Tatsachen, die, wie weiter unten zu diskutieren ist, jedoch nicht auf eine gewisse Selbständigkeit der Entwicklung dieses Gebietes hinweisen, sondern lediglich für eine wechselnde Form der ehemaligen Küstenbeschaffenheit sprechen.

Zusammengefasst ergibt sich folgendes Bild von der Entwicklung des Oberkarbons in Wollaston Forland.



Hangendes: Perm.

Ca. 5 m dunkelgrauer Brachiopodenkalk mit Productus timanicus, Pr. purdoni, Pr. porrectus, Spirifer ravana, Derbyia etc. (Schwagerinenstufe Russlands).

Ca. 20—25 m grau- bis rötlich-weisser massiger Kalkdolomit. Fossilien nicht gefunden. (Wahrscheinlich Schwagerinenstufe Russlands oder wenig älter).

Ca. 2—5 m plattiger grauer Dolomit mit Korallen. (Wahrscheinlich Schwagerinenstufe Russlands oder wenig älter).

Gneise und Granite, vermutlich Kaledonisch.

Fig. 2. Entwicklung des marinen Oberkarbons an der NE Küste des Young Inlet.

Perm und Eotrias.

Permische Ablagerungen waren bisher in Ostgrönland nur durch Blöcke bekannt geworden, die sich in eotriasischen Konglomeraten finden. Das beste dieser Vorkommen liegt am Kap Stosch. Dort folgt über dem marinen Oberkarbon (Foldvik Creek Formation) die marine Eotrias (Wordie Creek Formation). In der letzteren treten verschiedene Konglomerathorizonte auf, die unter anderen Komponenten weisse, dem Jungpaläozoikum entstammende Gerölle enthalten, die als Cape Stosch Formation bezeichnet werden. Aus diesen konnte ich bereits einige dem Zechstein zugehörige Faunen beschreiben (1931 a, 1931 c). Ein anderes Vorkommen scheint im Bereich des Nathorstfjordgebietes zu liegen.

Die Tatsache, dass Perm bisher nur als aufgearbeitetes Material in den Konglomeraten der Trias gefunden war, liess den Schluss zu, dass in untertriasischer Zeit eine starke Abtragung in Ostgrönland stattfand, eine Abtragung, die m. E. im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen (pfälzische Phase) zu deuten war (1931 c). Die Annahme, dass die Abtragung wahrscheinlich grössere Teile Ostgrönlands betraf, musste die Möglichkeit, permische Ablagerungen noch in nicht aufgearbeitetem Zustand anzutreffen, ziemlich unwahrscheinlich gestalten.

Umso interessanter ist der Nachweis derartiger Bildungen in Wollaston Forland. Über dem im Permdal aufgeschlossenen oberkarbonen Brachiopodenkalk folgt scheinbar konkordant eine Serie grau rötlicher bis dunkelrot gefärbter Gesteine, die schon auf weite Entfernung hin durch ihre Farbe deutlich kenntlich sind. Die direkte Auflagerung auf Brachiopodenkalk ist sicher, wenngleich meistens alles etwas durch die starke Schuttbildung der roten Gesteine verwischt wird. Das Gesteinsmaterial der roten Serie ist verhältnismässig weich, jedenfalls ist oft dort, wo sie auftritt, eine Senke ausgebildet, über die der ältere Karbondolomit als Gesteinswall herausragt. In ihren unteren Teilen treten graue und graurötliche, etwas kalkige dünne Sandsteinplatten auf, nach oben zu nimmt der Kalkgehalt mehr und mehr ab und ein dunkles Rot wird vorherrschend, daneben finden sich aber auch einige Lagen eines grauen und graugrünen Sandsteins.

Nur in den unteren Teilen der roten Serie, wie sie abgekürzt genannt sein mag, finden sich marine Fossilien und zwar in einer ungeheuren Menge. Der Erhaltungszustand der Fossilien ist teilweise gut, teilweise schlecht, im allgemeinen lässt sich jedenfalls eine Bestimmung der sehr mannigfaltig zusammengesetzten Fauna gut vornehmen.

In den oberen, mehr sandigen und tief rot gefärbten Teilen der Serie haben sich keine sicheren Fossilien finden lassen, obwohl eingehend danach gesucht wurde. Es fanden sich lediglich einige Gebilde, die eventuell z. T. als Pflanzenreste, z. T. vielleicht als Kriechspuren aufgefasst werden könnten.

Abgesehen von dem Vorkommen im Permdal konnte die rote Serie noch in zwei weiteren Vorkommen zwischen Permdal und Isdal und mit Wahrscheinlichkeit noch im Sandstendal anstehend nachgewiesen werden. An diesen Fundpunkten sind aber scheinbar nur die oberen Teile aufgeschlossen, wie sich das aus dem Fehlen der marinen Fossilien wie auch vor allem aus der tief dunkelroten Farbe ergibt.

Das relativ geringe Erscheinen der roten Serie im untersuchten Gebiet ist einmal tektonisch bedingt, da sie, wie weiter unten zu zeigen ist, meistens durch eine grosse Verwerfung in grössere Tiefen abgesunken ist. Ferner ist sie viel weniger widerstandsfähig als die sie umrah-

menden karbonischen oder jurasischen Gesteine und zeigt ausserdem an der Oberfläche wiederholt eine stärkere Vegetationsdecke.

Für die Bestimmung des Alters sind natürlich die in den unteren Teilen gefundenen marinen Fossilien massgebend, während die stratigraphische Stellung des oberen Teils nur ungefähr geklärt werden kann.

Die Fauna des unteren Teils der roten Serie setzt sich aus Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden zusammen. Diese Elemente treten, wie gesagt, in ungeheurer Menge auf. Soweit eine Untersuchung bei der starken Schuttbildung möglich war, lassen sich zwei »Zonen« auf Grund des Vorwiegens der einen oder der anderen Komponente ausscheiden.

In der unteren Zone finden sich vor allem sehr viele Bellerophontiden, die derartig häufig auftreten, dass in ganz kurzer Zeit eine grössere Menge davon gesammelt werden konnte.

Die obere Zone scheint vor allem dadurch charakterisiert zu sein, dass die Bellerophontiden zum mindesten stark zurücktreten, wenn sie nicht überhaupt fehlen. Ausserdem fanden sich hier nicht allzu selten Schizodonten und zwar *Schizodus* aff. *obscurus* Sow.

Diese »Zonengliederung«, welche sich nur auf die relative Häufigkeit einiger Formen stützt, kann natürlich rein zufällig — durch besondere bionomische Verhältnisse — bedingt sein und braucht durchaus keine Altersverschiedenheit zu dokumentieren. Hiergegen spricht ja auch, dass sich eine ganze Anzahl von Arten in beiden »Zonen« gemeinsam findet.

Um einen Eindruck von der Zusammensetzung der Fauna, die erst später näher bearbeitet werden kann, zu geben, seien folgende Formen genannt:

Productus aff. *cancriniformis.*
Productus sp.
Spirifer sp.
Spiriferina
Schizodus aff. *obscurus* Sow.
Schizodus sp.
Leda sp.
Pleurophorus sp.
Aviculopecten sp.
Bellerophon sp.
und andere Gastropodon
Nautilus sp.

Was die Deutung des Alters dieser Fauna und damit die Klärung der stratigraphischen Stellung der sie einschliessenden Sedi-

mente betrifft, so ist zunächst einmal festzustellen, dass der Faunencharakter gegenüber dem des unterlagernden Oberkarbons ein gänzlich abweichender ist. Dies kommt schon darin zum Ausdruck, dass dem Oberkarbon Lamellibranchiaten und Gastropoden gänzlich fehlen, während umgekehrt nichts von der grossen Formenmannigfaltigkeit, die die Brachiopodenfauna des Oberkarbons kennzeichnet, in den roten Schichten zu spüren ist. Es fehlen sämtliche für das Oberkarbon so charakteristischen Productiden wie z. B. *Productus timanicus* STUCK., *Productus porrectus* KUT., es fehlen Formen wie *Spirifer ravana* DIENER, wie *Streptorhynchus kempei* ANDERSS., es fehlen die grossen *Derbyien*.

Die Fauna des unteren Teils der roten Serie weist also einen gänzlich selbständigen Charakter auf, sie steht in keiner Beziehung mehr mit der des Oberkarbons. Dieser scharfe Schnitt zwischen der Fauna des Oberkarbons und der der roten Serie dürfte auf eine Schichtlücke hinweisen, die durch eine Unterbrechung der Sedimentation nach Ablagerung des oberkarbonen Brachiopodenkalkes bedingt sein wird.

Ein vorläufiger Vergleich der Fauna der roten Serie mit den permischen Bildungen anderer Gebiete zeigt nun, dass sie höchstwahrscheinlich in den unteren und vielleicht auch in den oberen Teil des Perms gehört, also ein Aequivalent der Artinskstufe und des germanischen Zechsteins darstellt.

Damit ist das Vorhandensein marinen, nicht aufgearbeiteten Perms in Ostgrönland erstmalig nachgewiesen, eine Formation, die bisher nur in Geröllen vorlag, die eotriasischen Konglomeraten entstammen.

Bei dieser Gelegenheit sei gleich die Frage erörtert, ob es nun nicht noch Möglichkeiten für die weitere Verbreitung anstehenden Unterperms bzw. Zechsteins in Ostgrönland gibt, dessen Nachweis zur weiteren Klärung der stratigraphischen Verhältnisse natürlich von grosser Bedeutung sein würde.

Zunächst einmal lässt sich mit Sicherheit sagen, dass die rote Serie in Wollaston Forland zweifellos eine grössere Verbreitung hat, als durch die jetzige Untersuchung hat festgestellt werden können. Jedoch ist dabei die Frage, ob diese Schichten nicht infolge von Dislokationen in grösseren Tiefen liegen. Aufschluss hierüber wird eine Untersuchung der zentralen und nördlichen Teile von Wollaston Forland, die auch in anderer Beziehung von grosser Wichtigkeit ist, zu geben vermögen.

Ausserhalb von Wollaston Forland könnte man Perm vor allem im Gebiet des Nathorstfjordes wieder anzutreffen hoffen. Dort liegen nämlich unter eotriasischen Schiefern mit *Ophiceras* rote und graue sandige Gesteine, in denen »*Grammysia*« und andere unbestimmbare

Muscheln gefunden sind. Kürzlich (1931 c) hatte ich angedeutet, dass diese Teile der »Depot Island Formation« eventuell als allertiefste Trias aufgefasst werden könnten. Wenn hier erst einmal genauere Fossilaufsammlungen vorgenommen sind, wird sich vermutlich auch noch Zechstein feststellen lassen.

Ein Vergleich des in Wollaston Forland anstehend gefundenen Perms mit den im Eotriasbasiskonglomerat des Kap Stosch vorkommenden Zechsteingeröllen ergibt die Feststellung faunistisch- und petrographisch-fazieller Differenzen. Am Kap Stosch handelt es sich um weisse Kalke, in Wollaston Forland sind es rötliche Kalksandsteine. Am Kap Stosch liess sich eine Reihe von Formen nachweisen, die in Wollaston Forland bislang nicht gefunden sind, so z. B. *Liebea hausmanni* Goldf., *Macrodon striatum*, *Bakevellia*, *Lima permiana*, *Streptorhynchus pelargonatus* Schloth. etc.

Was diese Faunendifferenz betrifft, so kann man mit Bestimmtheit sagen, dass sie teilweise gewiss stratigraphisch bedingt ist, indem die für den oberen Zechstein charakteristische Fauna in Wollaston Forland bislang zu fehlen scheint. Andererseits muss man jedoch auch bedenken, dass beide Faunen noch nicht genügend bekannt sind, um einen exakten Vergleich durchführen zu können.

Interessant ist jedenfalls auch der petrographische Wechsel zwischen den beiden Gebieten. Palaeogeographisch gedeutet machen zwar beide Bildungen, sowohl die weissen Kalke des Kap Stosch wie die rötlichen Kalksandsteine des Wollaston Forland eine nicht allzu ferne Lage der Küste, zum mindesten ziemlich flaches Wasser deutlich. Immerhin scheint sich aus diesen petrographisch-faziellen Wechseln ableiten zu lassen, dass die Küstenlinie eine relativ starke Gliederung gehabt haben muss, und dass in den verschiedenen Gebieten verschiedene Sedimentationsbedingungen geherrscht haben.

Wie bereits gesagt, kann die Altersstellung des oberen, fossilleeren Teils der roten Serie nur annähernd geklärt werden. Zunächst einmal lässt sich sagen, dass sie, da von Perm unterlagert, nicht älter als dieses sein kann. Da sie sich aber, nach allen Beobachtungen, welche im Gelände möglich waren, zu urteilen, ganz allmählich aus dem unteren marinen Teil entwickelt, so ist nicht anzunehmen, dass sie viel jüngeren Formationen zugehört. Das Wahrscheinlichste ist es, dass in ihr mehr kontinentale Aequivalente des Zechsteins und der untersten Trias vorliegen, die vermutlich mit Teilen der Depot Island Formation im Nathorstfjordgebiet zu parallelisieren sind. Es würde sich also letzten Endes um Bildungen handeln, die zum Teil mit den oberen Zechsteinletten und dem untersten Buntsandstein im germanischen Bezirk zu parallelisieren wären.

Weiter unten wird gezeigt, dass die obere Grenze dieser roten Serie

im bisher untersuchten Gebiet eine tektonische ist, da sie, von einer Verwerfung getrennt, direkt gegen jurasische Bildungen stösst. Diese Tatsache ist sehr wichtig. Es ergibt sich nämlich daraus, dass wahrscheinlich in Wollaston Forland Trias und zwar Eotrias mit *Ophiceras* vorhanden ist, welche Stufe dort nachweisbar wird, wo das Hangende der roten Serie nicht durch Verwerfungen in grössere Tiefen versenkt ist.

Die Annahme, dass auch der eotriasische Ophicerashorizont in Wollaston Forland vorhanden ist, wird auch dann wahrscheinlich, wenn man die Verhältnisse im Nathorstfjordgebiet zum Vergleich heranzieht. Wie gezeigt, lagern nämlich auch dort über einer roten »permotriasischen Serie« Schiefer mit Ammoniten dieses Niveaus.

Dass die Verwerfungen im untersuchten Teil von Wollaston Forland einen sehr grossen Teil der stratigraphischen Entwicklung dieses Gebiets verschleiern und ein Fehlen von ganzen Formationsabschnitten vortäuschen, darüber wird weiter unten nochmals zu sprechen sein.

Zusammengefasst ergibt sich folgendes schematische Profil von der Entwicklung des Perms und der Permtrias in Wollaston Forland.

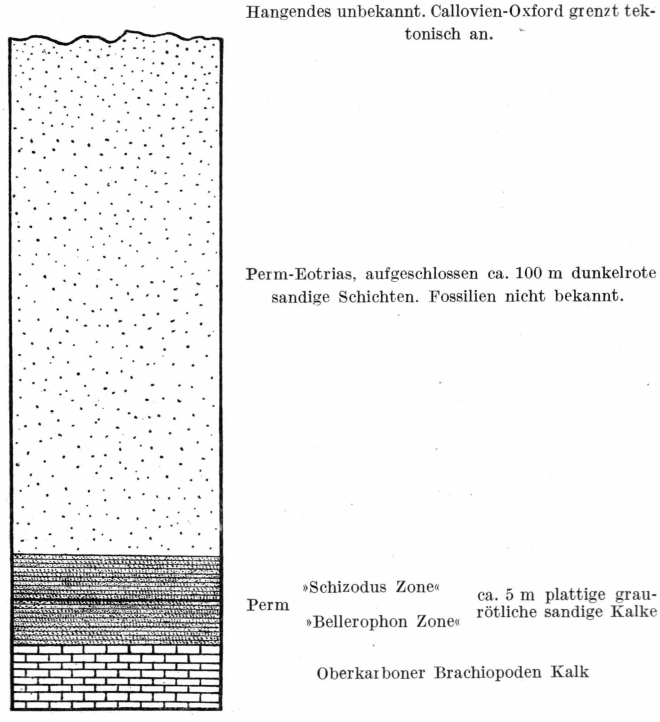


Fig. 3. Schema der Entwicklung des Perms und der Eotrias in Wollaston Forland.

Jungmesozoikum.

Jura.

Die gelbe Sandsteinserie.

Die ältesten Juraschichten, welche in Wollaston Forland bisher aufgefunden sind, setzen sich aus einer sehr mächtigen Serie von Sandsteinen, sandigen Schiefern und zum Teil sehr groben Konglomeraten zusammen. Diese Folge nimmt in dem untersuchten Gebiet weitaus den grössten Raum ein und ist schon auf weite Entfernung durch ihre gelbe Farbe erkennbar.

Die besten Aufschlüsse finden sich vor allem zu beiden Seiten des Cardiocerasdal sowie im Sandstendal, jedoch sind Teile der Serie auch an vielen anderen Punkten gut zu beobachten.

Nirgends konnte jedoch die Untergrenze dieser Folge festgestellt werden. Im untersuchten Gebiet ist die Sandsteinserie, wie sie kurz genannt sein mag, vielmehr gegen ältere Schichten verworfen und erst weiter im Inneren von Wollaston Forland dürfte unter Umständen die untere Begrenzung und auch das Liegende festgestellt werden können. Eine derartige Untersuchung wäre von besonderer Wichtigkeit, da sich daraus erst ergeben würde, ob in Wollaston Forland und somit im nördlichen Teil von Ostgrönland Juraschichten entwickelt sind, die älter sind als die Sandsteinserie, die, wie zu zeigen ist, im wesentlichen, wenn nicht überhaupt gänzlich, dem Callovien und Unteroxford entspricht.

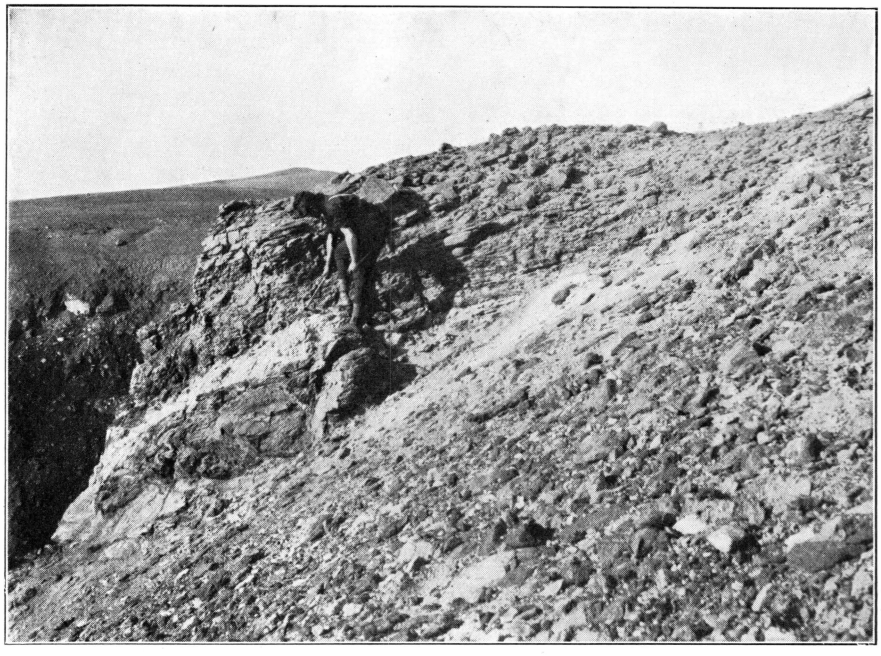
Die sehr grosse Mächtigkeit der Sandsteinserie sowie die Tatsache, dass die jüngeren und älteren Teile einander petrographisch sehr ähnlich ausgebildet sind, macht es sehr schwierig, aus den verschiedenen Fundpunkten ein vollständiges Bild von ihrer Entwicklung zu entwerfen.

Wie bereits gesagt, setzt sie sich aus sandigen Schiefern und aus Sandsteinen zusammen. Diese beiden Komponenten wiederholen sich mehrmals übereinander, so dass man mindestens mit zwei Sandsteinschieferhorizonten und drei Sandsteinhorizonten zu rechnen hat.

Jeweils zwischen einem Schieferhorizont und einem Sandsteinhorizont pflegt entweder ein Konglomerat oder ein festerer, meist sehr grobkörniger Sandstein zu liegen. Letzterer bildet infolge seiner grösseren Härte auf den im allgemeinen ziemlich sanft einfallenden Schichten und zwar vor allem auf den Höhen der Hügel Mauern von einer Höhe bis zu mehreren Metern. Diese Sandsteine wurden daher als »Mauersandstein« bezeichnet. So charakteristisch auch diese Bildungen sind, und so gleich sie auch petrographisch ausgebildet sein mögen, so können sie doch nicht etwa als stratigraphischer Leithorizont verwendet werden, da sie, wie gesagt, in verschiedenen Niveaus auftreten, ja zum Teil sogar in den eigentlichen Sandsteinhorizonten eingelagert vorkommen.

Diese Mauersandsteine sind diejenigen Teile der Sandsteinserie, die sehr fossilreich sind, bezw. in denen die Fossilien meist noch ganz gut erhalten sind. Die Fauna ist sehr artenarm, aber z. T. ungeheuer individuenreich. Dabei zeigt sich, dass an den verschiedenen Fundpunkten die Lamellibranchiatenfauna stark wechselt.

Im Sandstendal zum Beispiel (vgl. Figur 4) fand sich fast nur *Pseudomonotis*. Diese Form fehlt hingegen scheinbar gänzlich im Mauer-



G. Seidenfaden phot. 1931.

Fig 4. Übergang des gelb-weissen Sandsteins in »Mauersandstein«. Callovien des Sandstendal.

sandstein, welcher östlich des Brachiopodendal liegt. Hier tritt vor allem ein grosser *Pecten* auf.

Beiden Lokalitäten gemeinsam sind Belemniten. Diese finden sich aber auch sowohl in den Sandsteinschiefern wie auch zum Teil in den eigentlichen Sandsteinhorizonten.

Aus dem Mauersandstein östlich des Brachiopodendal stammt übrigens noch ein schlecht erhaltener Teilabdruck eines Ammoniten, der ungefähr als *Macrocephalites aff. ishmae* bestimmt werden konnte.

Der Wechsel in der Lamellibranchiatenfauna der Mauersandsteine gibt m. E. keine Möglichkeit für eine Zuweisung zu verschiedenen Zonen, zumal die für die Gliederung weit wichtigeren Belemniten die gleichen sind. Gewiss mag und wird auch der Pseudomonotissandstein gegenüber

dem Pectensandstein eine kleinere Altersdifferenz aufweisen können, aber im wesentlichen dürfte es sich um Differenzen handeln, die durch die ständige Veränderung der Lebensbedingungen in diesem, wie zu zeigen ist, sehr wechselvollen Milieu bedingt waren.

Die Mauersandsteine sind meist bräunlich gefärbt und sind oft konglomeratisch ausgebildet, jedoch erreichen die Gerölle kaum Erbsengrösse. Das Material besteht vorwiegend aus Quarzen. Deltaschichtung ist im Mauersandstein ganz allgemein. Soviel beobachtet werden konnte, handelt es sich hierbei um eine stets nach einer Seite geneigte Schichtung, nicht also um Kreuzschichtung im eigentlichen Sinne.

Was die eigentlichen Sandsteinhorizonte betrifft, von denen also wahrscheinlich drei vorhanden sind, so handelt es sich um gelbe und weisse Quarzsandsteine, die meist ziemlich grobkörnig sind. Sie verwittern relativ leichter als der Mauersandstein und die Hänge sind dann mit losem Sandmaterial bedeckt. Auch in ihnen ist eine Deltaschichtung häufig zu beobachten, desgleichen finden sich Belemnitenreste. Zuweilen ist aber auch verkieseltes Holz häufig. Diese einzelnen Sandsteinpartien erreichen eine durchschnittliche Mächtigkeit von 25—30 m.

Die Sandsteinschieferhorizonte sind von dunkelgrauer Farbe und bestehen aus sehr dünnen sandigen Schiefern, die Einlagerungen eines dünnplattigen Sandsteins enthalten. Diese Sandsteinschieferhorizonte waren nur im Cardiocerasdal und etwas östlich davon, im Skiferdal, aufgeschlossen. Sie bilden gern — bedingt durch die wechselnde Festigkeit von Schiefer und dem eingelagerten Sandstein — kleine terrassenförmige Berge.

In einigen Lagen, die auch etwas kalkig ausgebildet sind, wurden Fossilien in sehr grosser Menge angetroffen. Es handelt sich hierbei fast ausschliesslich um grosse und kleine, meist zerbrochene Belemniten.

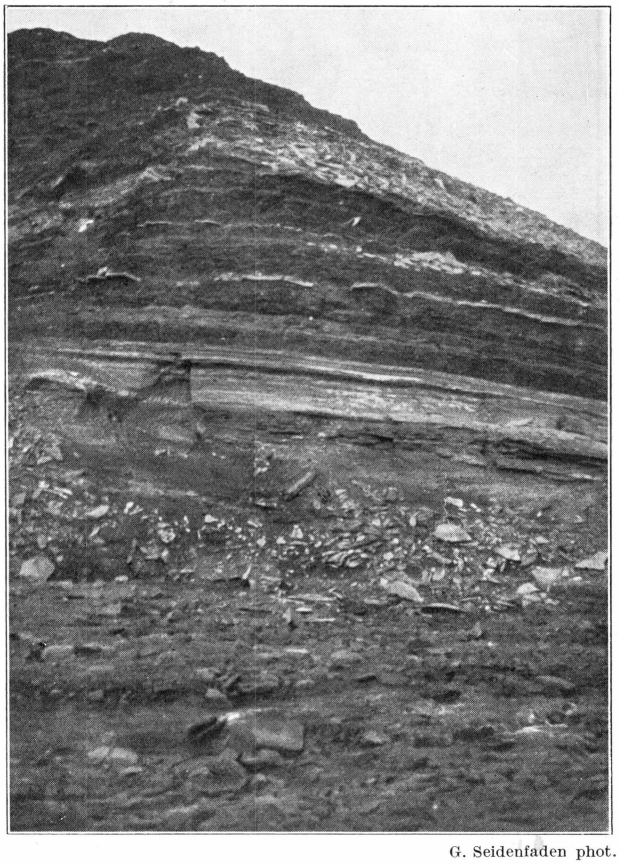
Ausserdem finden sich, und zwar vor allem in den härteren Sandsteinlagen röhrenförmige, z. T. ästig verzweigte Gebilde, die wahrscheinlich auf Würmer zurückzuführen sind. Nicht selten sind auch kleinere Holz- und Kohlestückchen. In einem losen Block, der im Bachgeröll des Sandstendal gesammelt wurde, und dessen petrographische Ausbildung vollkommen mit den anstehend beobachteten Sandsteinlagen in der Schieferserie übereinstimmt, fand sich ausserdem der schlecht erhaltene Abdruck eines Ammoniten, der zu *Quenstedticeras*(?) zu stellen ist.

Im Skiferdal und Cardiocerasdal lässt sich sehr gut die Überlagerung des einen dieser Schieferkomplexe durch ein sehr mächtiges (ca. 15 m) Konglomerat beobachten.

Dieses Konglomerat ist in verschiedener Beziehung von grossem Interesse. Was zunächst das Material der Gerölle betrifft, so wiegen zweifelsohne Quarzite der Menge nach vor. Daneben finden sich aber auch Gneise, Granite, verschiedene sandige Gesteine und verschiedene

Kalke. Es ist also eine ganze Formationsfolge in diesem Konglomerat aufgearbeitet vorhanden, und genauere Aufsammlungen würden vielleicht ein ziemlich vollständiges Bild davon geben, was an Schichten ehemals vorhanden gewesen ist.

Was ferner die Grösse und die Beschaffenheit der Gerölle betrifft, so ist festzustellen, dass es ganz grosse Blöcke gibt, die gar keine Spur



G. Seidenfaden phot.

Fig. 5. »Belemnitenschiefer« des Callovien-Oxford in Wollaston Forland.

von Abrollung zeigen, sondern noch ziemlich scharfe Ecken und Kanten aufweisen. Ferner kommen faust- bis kopfgrosse Gerölle vor — und das sind die häufigsten —, die gut allseitig gerundet sind. Dann aber finden sich, und zwar nicht selten, flache, glatte Gerölle von ca. 5 cm Durchmesser. Diese können unmöglich in der Brandung ihre Gestalt bekommen haben, sondern sind zweifellos als Flussgerölle zu bezeichnen.

Neben diesen grossen und mittelgrossen Bestandteilen finden sich dann ferner auch Lagen von feinkonglomeratischer Beschaffenheit. In

diesen kommen dann auch wieder kleine, sehr gut erhaltene Lamellibranchiaten vor.

Fernerhin wurden mehrere schlecht erhaltene Belemniten und ein ostreaartiger Muschelrest gesammelt.

Dieses Konglomerat wurde, wie gesagt, an der Ostseite des Cardiocerasdal und im Skiferdal anstehend angetroffen. Es gibt aber an manchen anderen Punkten Reste von Konglomeraten, die meist auf der Oberfläche zusammen mit dem Schutt gelber und weisser Sandsteine liegen. Dass es sich hierbei zum Teil um Reste eines zweiten Konglomerathorizontes handelt, erscheint mir zum mindesten sehr wahrscheinlich.

Ausser den erwähnten Horizonten der Sandsteinreihe — den Konglomeraten, den Sandsteinschiefern, den gelben und weissen Sandsteinen sowie den Mauersandsteinen — muss noch einiger kleiner, wenige Centimeter mächtiger Bänder von einer unreinen Kohle Erwähnung getan werden, die sich gelegentlich in den gelben und weissen Sandsteinen eingeschaltet finden.

Während nun, wie gesagt, die Untergrenze der Sandsteinreihe im untersuchten Gebiet bisher unbekannt ist, konnte die Obergrenze gut beobachtet werden. Sie ist in dem Tal, welches westlich vom Cardiocerasdal liegt, und das bis an den Fuss des Basaltkegels im Cardiocerasberg führt, aufgeschlossen. Dieses Tal liegt genau auf der Schichtgrenze zwischen den weicheren dunklen Schiefern mit *Cardioceras alternans* sp. und den oberen Teilen der Sandsteinreihe. Der östliche Talhang, der von den obersten Partien der Sandsteinreihe gebildet wird, ist schwach geneigt, der westliche, aus den Cardiocerasschichten aufgebaute Hang ist steil. Man kann nicht sagen, dass ein besonders scharfer petrographischer Wechsel vorliegt, er ist nur graduell, indem nun in den Cardiocerasschichten die sandigen Tonschiefer vorwiegen und die Sandsteinlagen zurücktreten, während in den obersten Teilen der Sandsteinreihe die Sandsteine gegenüber den Schiefern vorwiegen.

In der geologischen Karte sowie im Panorama kommt übrigens der durch den Wechsel Sandstein-Schiefer bedingte treppenförmige Aufbau der oberen Teile der Sandsteinserie am Fusse des Cardiocerasberges sehr gut zum Ausdruck.

Die Altersstellung dieser Sandsteinserie kann nunmehr, nachdem sich einige wichtige Fossilien gefunden haben, ziemlich genau geklärt werden.

Als solche haben zu gelten:

Macrocephalites oder *Cadoceras.*
Quenstedticeras(?) sp.
Belemnites cf. *subextensus-panderi.*

Auf Grund der vertikalen Verbreitung dieser Fossilien in anderen Gebieten ergibt sich, dass die Sandsteinserie in ihren wesentlichen Teilen dem Callovien angehört. Vielleicht können ihre oberen Teile, die von den Alternansschichten überlagert werden, auch noch dem Unteroxford entsprechen, da jene in das obere Oxford zu stellen sind und keine Anzeichen für eine längere Unterbrechung der Sedimentation an der Grenze der Sandsteinreihe zu den Alternansschichten vorhanden ist.

Bisher hatte man, scheinbar wegen der oft verwischten Lagerungsverhältnisse, die Mauersandsteine als Callovien betrachtet und den übrigen Teil der Folge zum Unteroxford gestellt. Dies hat sich also insofern als nicht richtig erwiesen, als sich herausstellte, dass der Mauersandstein nur als Einlagerung in der übrigen Folge auftritt.

Dass der Mauersandstein übrigens dem Callovien entspricht, hatte KOCH bereits aus der ähnlichen petrographischen Beschaffenheit geschlossen, die er mit Sandsteinen aufweist, welche auf der Koldeweyinsel auftreten und aus denen RAVN (1911) Callovienammoniten beschrieb.

Die Bestimmung des Alters der Sandsteinserie als Callovien ist natürlich nur für die bisher bekannt gewordenen Teile der Folge gültig. Die Sandsteinserie liegt nicht, wie bisher vermutet (KOCH, 1929) dem Granit auf. Ihre bisher festgestellten Untergrenzen sind vielmehr tektonische. So liegt sie im unteren Teil des Profils östlich vom Brachiopodendal gegen Permtrias verworfen, sonst im allgemeinen gegen Karbon. Es ist möglich, dass sie am Ausgangspunkt des Cardiocerasdal dem Granit aufliegt, allerdings durch eine Verwerfung getrennt, jedoch ist hier die Schuttbedeckung zu stark, um einen Entscheid treffen zu können.

Die Feststellung, dass die bisher bekannt gewordenen Teile der Sandsteinserie dem Callovien angehören, dass ihre Untergrenze nicht bekannt ist, und dass sie jedenfalls nicht auf Granit aufliegt, ist in mancher Beziehung von grossem Interesse, worüber weiter unten zu sprechen ist.

Hier möge nur das eine bereits betont sein, dass es nunmehr eine Möglichkeit dafür gibt, dass sich in Wollaston Forland unter dem Callovien noch ältere jurasische wie auch vielleicht triasische Bildungen finden, deren Nachweis von grosser Wichtigkeit wäre, um einen Vergleich der Entwicklung dieses Gebietes mit dem Scoresbysunddistrikt auf veränderter Grundlage durchführen zu können. Vielleicht würde mancher Gegensatz in der Entwicklung des nördlichen und südlichen Juradistrikts verschwinden.

Paläogeographisch gesehen, ist die Sandsteinreihe eine recht interessante Bildung. Sie ist, wie die vielen marinen Fossilien anzeigen, zweifellos im wesentlichen mariner Entstehung. Das Wasser kann jedoch nur eine sehr geringe Tiefe besessen haben, wie die Art der Sedimente

(Konglomerate, Deltaschichtung) angibt. Vermutlich dürfte es sich um ein Delta eines oder mehrerer Flüsse gehandelt haben. Ein derartiges Bildungsmilieu würde jedenfalls am besten die oft bedeutenden vertikalen und horizontalen Fazieswechsel erklären können.

Zusammengefasst ergibt sich folgendes schematische Profil von der Entwicklung der Sandsteinserie (vgl. Fig. 6).

Malm.

Dass über der gelben Sandsteinserie, die, wie im vorhergehenden gezeigt, im wesentlichen dem Callovien, vielleicht aber auch noch dem

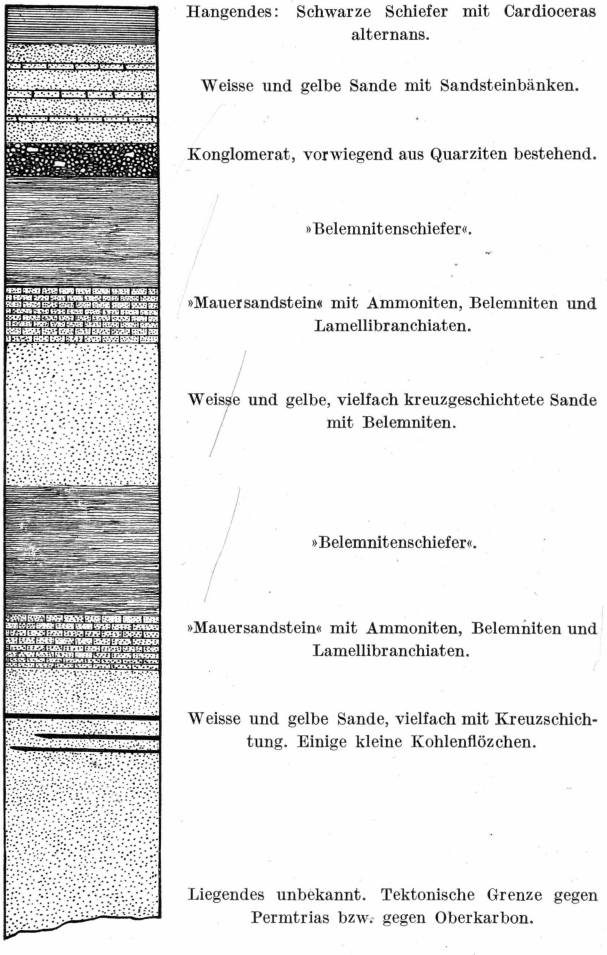


Fig. 6. Schema der Entwicklung des Callovien-Unteroxford in Wollaston Forland. Die einzelnen Fazieskomponenten in ihrer ungefähren Aufeinanderfolge.

Unteroxford entspricht, in Wollaston Forland auch jüngere Stufen des Jura entwickelt sind, hat bereits KOCH (1929) gezeigt.

Er stellte zunächst am Osthang des Cardiocerasberges in einer Höhe von 350 m dunkle, sehr feinkörnige Tonschiefer mit dünnen Lagen von Sandstein fest. Diese Schichten führten in einer Höhe von 400 m sehr zahlreich Ammoniten, die als *Cardioceras alternans* und *C. nathorsti* bestimmt wurden. Diese Schichten traf ich auch am Südabhang des Berges wieder an und zwar in dem bereits weiter oben erwähnten kleinen Tal, in dem die Grenze zur Sandsteinserie aufgeschlossen ist. Die hier an dem Westhang anstehenden Schiefer entsprechen ganz der von KOCH (l. c.) gegebenen Beschreibung. In den Schiefern kommt eine zahlreiche Fauna vor, von der binnen kurzer Zeit mehrere, wenn auch schlecht erhaltene Exemplare von

Cardioceras alternans sp.
Aucella bronni var. *lata*
und grosse *Belemniten*

gesammelt werden konnten. In den eingeschalteten dünnen Sandsteinplatten fanden sich mehrere sehr gut erhaltene, aber noch nicht bestimmte Pflanzen.

Das Alter dieser Serie wurde von L. KOCH (1929, S. 182) als Kimmeridge angegeben. Da in ihr aber *Cardioceras alternans* und *C. nathorsti* vorkommen, dürfte es sich wohl eher um Oberoxford handeln, worauf auch die *Aucellen* hinweisen. Immerhin halte ich es für sehr wahrscheinlich, dass auch Unterkimmeridge in den höheren Teilen noch mit vorhanden ist.

Höher hinauf finden sich dann, wie KOCH (l. c.) bereits angab, wieder feinkörnige, dunkle Schiefer, in denen jedoch keine Fossilien gefunden wurden. Ich möchte mich der Ansicht KOCH's, dass es sich um Portland handelt, anschliessen. Es ergibt sich das sowohl aus der Lage dieser Serie zwischen älterem weissem Jura und Valanginien, wie auch daraus, dass sich beispielsweise auf der Kuhninsel in einer petrographisch ganz ähnlich ausgebildeten Schicht Fossilien der unteren Wolgastufe gefunden haben.

Kreide.

Valanginien.

Ungefähr auf halber Höhe des Südabhanges bemerkt man beim Anstieg plötzlich eine merkliche Änderung in der Geröllführung. Zwischen den zahlreichen, meist alles verdeckenden Basaltblöcken treten nämlich nunmehr recht häufig braunrote Toneisensteingeoden auf. Dazwischen

liegen auch Blöcke eines grauen Sandsteins. Während Koch in dem von ihm untersuchten Profil des Cardiocerasberges keine Fossilien finden konnte, gelang es mir nach längerem Suchen einige Lokalitäten zu entdecken, die eine sehr reiche Fauna enthielten. Vor allem treten hier Aucellen auf, und zwar handelt es sich um Arten, die Koch von dem weiter westlich gelegenen Aucellaberg namhaft gemacht hat. Vorwiegend gehören sie in den Kreis der

Aucella keyserlingi
und *A. piriformis.*

Daneben fanden sich, jedoch ziemlich selten, Reste von Ammoniten und Belemniten.

Soweit man bei der starken Schuttbedeckung überhaupt etwas feststellen konnte, ist der Fossilreichtum mehr auf die unteren Teile der Serie beschränkt, denn die am Abhang weiter oben liegenden Toneisensteine waren frei von Fossilien.

Die Toneisensteine liegen in einem grünlich grauen glimmerreichen, sandigen Schiefer. Weiter oben folgen Sandsteine von weisser und braunroter Farbe. Diese sind meist konglomeratisch ausgebildet. Die Gerölle, die nicht grösser als eine Erbse zu werden pflegen, bestehen vornehmlich aus Quarz.

Über die Mächtigkeit dieser Serie, die von Koch auf 50—100 m geschätzt wird, konnte auch in dem von mir untersuchten Profil infolge des alles verdeckenden Basaltschuttes nichts festgestellt werden. Was ihr Alter betrifft, so handelt es sich zweifellos um Valanginien und zwar wahrscheinlich um dessen mittleren Teil.

Jüngere Unterkreide.

Ganz zweifellos ist auch in dem untersuchten Gebiet jüngere Unterkreide vorhanden. Sie war jedoch infolge der äusserst ungünstigen Aufschlussverhältnisse nicht feststellbar. Auch Rosenkrantz wies (1930) darauf hin, und zwar schloss er das aus einem im Basaltschutt des Cardiocerasberges gefundenen Ammoniten, den er als *Crioceras* bestimmte.

Vermutlich dürfte hier noch Aptien und Albien vorhanden sein, wie es auf der anderen Seite des Young Inlet, auf der Clavering Insel, gefunden ist. Nach den in diesem Sommer von Noe-Nygaard und Söderbergh angestellten Untersuchungen, worüber mich Herr Söderbergh freundlichst informierte, handelt es sich dort um eine von zwei Sandsteinhorizonten eingeschlossene Serie schwarzer Schiefer. In diesen fanden sich *Inoceramen* aus der Gruppe des *anglicus* Woods, während in dem liegenden Sandstein vor allem *Cyrenen* auftreten.

Jüngere Schichten — Tertiär — sind nirgends beobachtet.

b. Die Lagerungsverhältnisse und ihre Deutung.

Die ältesten Bildungen — der Granit und Gneis — treten im östlichen, die jüngsten — die Unterkreide — im westlichen Teil des untersuchten Gebietes auf.

Der Granit und Gneis liegt im Westen zugleich zentral, an ihn schliessen sich im Norden und Süden jüngere Bildungen an, die ebenso wie der Granit nach Westen zu allmählich verschwinden.

Der Granit und Gneis zeigt eine starke Dislokation, er ist stark gefaltet und von zahlreichen Brüchen durchsetzt. Letztere gehen, wie das die Aufschlüsse im Isdal zeigen, nicht in das ihn überlagernde Karbon, den Dolomit, hinein.

Das Karbon liegt dem Granit überall diskordant auf, beginnt aber an allen Punkten, wo die Grenze der beiden Formationen genauer untersucht werden konnte, ganz allgemein mit der gleichen Basisbildung, nämlich mit plattigen Dolomitbänkchen, welche Korallen führen.

Das Karbon liegt überall parallel zu der Oberfläche des Granits bzw. Gneis. Im Süden, wo allein das Einfallen mit Sicherheit festgestellt werden konnte, sind die Schichten mit ca. 25° nach SW geneigt. Diese Lagerung liess sich sowohl im Brachiopodendal wie auch im Isdal beobachten, da hier die plattigen Basisdolomite gut aufgeschlossen sind und in diesen allein das Einfallen gemessen werden konnte, während die eigentlichen Dolomite keine Schichtung mehr aufweisen. Dort, wo die Granit-Karbongrenze durch Schutt verdeckt ist, kann das Einfallen des Karbons nur dann ungefähr bestimmt werden, wenn der jüngere Teil des Karbons, der Brachiopodenkalk, erhalten ist. Dies ist leider an manchen wichtigen Punkten nicht der Fall, wodurch die Deutung der Lagerungsverhältnisse erschwert wird.

Im Osten liegt je ein landschaftlich deutlich markierter Karbonzug nördlich und südlich von dem Granit-Gneisgebiet. Der Neigung und dem allmählichen Untertauchen des Granits nach Westen zu folgt auch das Karbon, so dass die beiden anfangs weiter auseinanderliegenden Züge sich einander sehr stark nähern. Im Sandstendal sind sie nur noch durch eine schmale Granitzunge von einander getrennt, noch etwas weiter westlich jedoch liegt das Karbon nicht nur beiderseits des Granits, sondern auch auf der schmalen, hier ebenfalls auftretenden Granitzunge. Im Skiferdal liegt der noch eben hervortretende Granitkern wieder frei und ist nur an den Seiten durch Karbon überlagert. Westlich des Cardiocerasdal schliesslich sind der Granit und Gneis wie das Karbon unter den quartären Bildungen verschwunden.

Nach einigen kleineren Resten von Brachiopodenkalk zu urteilen, die in dem nördlich des Granits liegenden Karbonzug auftreten, liegt das Karbon östlich des Brachiopodendal etwas nach NE geneigt, beim

Sandstendal aber ist die Lagerung fast vollkommen flach. Dass im südlichen Karbonzug, und zwar im Brachiopodendal wie auch im Isdal ein Einfallen nach SW (ca. 25°) festgestellt wurde, ist bereits gesagt.

Im Osten schliessen sich an den nördlich wie südlich des Granits liegenden Karbonzug jüngere Bildungen, jedoch verschiedenen Alters an. Gegen den nördlichen Karbongürtel stösst sofort Callovien-Sandstein und zwar »Mauersandstein«, während der südliche Karbonzug von permischen und eotriasischen Schichten begrenzt wird, die erst ihrerseits gegen Calloviensandstein stossen. Das nördlich gelegene Callovien fällt mit 10—20° nach SW ein, das südlichere ist in gleicher Richtung, aber etwas stärker geneigt.

Im Sandstendal scheint sich zwischen den nördlichen Karbonzug und das Callovien noch ein schmaler Streifen rötlicher und violetter Sandsteine einzuschieben, deren Alter unbestimmt ist, und die vielleicht noch in die Trias zu stellen sind. Gleichzeitig verschwindet der Permtriasstreifen im südlichen Teil mehr und mehr, und schon ungefähr etwas westlich vom Skiferdal grenzt hier Karbon direkt an Calloviensandstein.

Die Callovien-Sandsteinreihe, welche im Gebiet nördlich des Karbonzuges infolge ihrer grossen Mächtigkeit und nur geringen Neigung einen sehr breiten Raum einnimmt, wird im Nordwesten von jüngeren Sedimenten konkordant überlagert. Es handelt sich um Oxford, Kimmeridge-Portland und Neokom, welche Stufen zusammen mit mächtigen Basaltdecken den Cardiocerasberg aufbauen.

Häufig sind, und zwar vor allem im Nordwesten Basalte. Sie treten besonders im Cardiocerasberg hervor, wo sie mit ihrem Schutt die unterlagernden Schichten verdecken. Südlich dieses Berges liegen im Vorland fernerhin drei Reihen von Basaltkuppen. Von besonderem Interesse ist ferner ein Basaltgang, der erstmalig im Cardiocerasdal in Erscheinung tritt und sich dann in west-östlicher Richtung bis in das Granitgebiet hinein verfolgen lässt.

Die quartären Bildungen — Schutt, Fliesserde, Bewachsung und Flussgerölle — nehmen eine sehr grosse Fläche ein. Sie bedecken das ganze südliche Vorland, treten aber auch in den höheren Teilen des Gebietes stark hervor, wo sie oft die älteren Bildungen verhüllen.

Bei Betrachtung des Kartenbildes könnte zunächst einmal der Eindruck erweckt werden, als ob es sich um einen sattelförmigen Aufbau des Gebietes handelte, wobei der Granit als die älteste Bildung den Kern der Antiklinale bilden würde, deren Schenkel aus Karbon, Perm, Trias, Callovien, oberem Jura und Neokom bestehen würden. Die Möglichkeit für das tatsächliche Vorliegen einer Faltung ist nicht von vornherein von der Hand zu weisen.

Es mag bei der Diskussion dieser Frage zunächst einmal von den

Lagerungsverhältnissen der Callovien-Sandsteinreihe zu den sie begrenzenden Formationen ausgegangen werden.

Wie gezeigt, grenzt das Callovien im östlichen Teil des Gebietes im Norden an oberkarbonen Brachiopodenkalk, im Süden aber an die permisch-triasische rote Serie. Es hat sich ferner ergeben, dass der nördliche Karbonzug im Sandstendal auch einmal an ältere, vermutlich triasische Schichten stösst (Sandstendal), während ganz im Westen sowohl der nördliche, wie der südliche Callovienzug an Oberkarbon grenzt.

Diese Verhältnisse lassen zwei Möglichkeiten für die Deutung offen.

Es könnte einmal daran gedacht werden, dass das Callovien auf einer präjurasischen Landoberfläche liegt, ein Gedanke, der ja auch in den Arbeiten von KOCH (1929) zum Ausdruck gebracht ist. Oder es müsste sich um Verwerfungen handeln, die derartige Lagerungsverhältnisse bedingten.

Gegen die erste Deutung, Lagerung auf einer präjurasischen Landoberfläche, sprechen im vorliegenden Fall folgende Tatsachen:

1) Im nördlichen Teil des Gebietes grenzt ein fossilführender Horizont- — ein »Mauersandstein« — an den oberkarbonen Brachiopodenkalk. Dieser ist bestimmt nicht die Basisbildung des Callovien, wie sich aus der stratigraphischen Untersuchung der Sandsteinserie ergeben hat.

2) Im südlichen Teil des Gebietes grenzt ein anderer Callovienhorizont — ebenfalls nicht die Basisbildung — an die permisch-triasische Serie bzw. weiter westlich an das Oberkarbon.

Schon hieraus dürfte sich mit Sicherheit eine Ablehnung der Möglichkeit ergeben, dass der Jura hier über verschiedenaltrige Bildungen transgrediert. Dies ergibt sich

3) weiter daraus, dass das Einfallen des Calloviens im nördlichen Teil des Gebietes nach Südwesten geht, während das Karbon schwach nach NE geneigt ist und vor allem auch nicht so tief herunterreicht, wie das Callovien (Vgl. Profil 1, Tafel III).

Die angeführten Tatsachen, welche sich zum Teil aus dem an der Ostseite des Brachiopodendal aufgenommenen Profil ablesen lassen, gestatten also nur die Annahme der Möglichkeit II — Vorliegen von Verwerfungen.

Daraus ergibt sich ferner, dass das Erscheinen des Calloviens zu beiden Seiten des Granites nicht durch eine sattelförmige Aufwölbung bedingt zu sein braucht und für die Beweisführung eines Antiklinalbaues ausscheiden muss.

Massgebend bleiben also nur die Lagerungsverhältnisse des Karbons und der permisch-triasischen Serie.

Diese waren, wie gezeigt, im Gebiet südlich des Granits teilweise gut zu erkennen. Es ergab sich ein Einfallen nach SW von ca. 25°. Würde sich nun im Karbon, das nördlich vom Granit liegt, ein gleich starkes oder stärkeres Einfallen nach NE haben nachweisen lassen, so wäre ein echter Antiklinalbau schwerer zu bestreiten gewesen.

Aber überall dort, wo man aus der Lagerungsform der Brachiopodenkalkreste noch annähernd Richtung und Stärke des Einfallens feststellen konnte, ergab sich eine fast flache Lagerung des Karbons.

Mehr nach Westen zu scheint es sogar, als ob das Karbon vollkommen flach über eine fast ebene Granitoberfläche übergreift (besonders im Profil zwischen Skifer- und Sandstendal).

Schon diese Gründe lassen es als nicht besonders wahrscheinlich gelten, dass hier ein ausgeprägter Antiklinalbau vorliegt, ganz abgesehen davon, dass die Annahme einer Faltung des schon kaledonisch und vermutlich auch variszisch stark dislozierten Granites und Gneises in diesem Maße auf grösste Bedenken stossen müsste.

Wenn somit gegen die Auffassung, dass das untersuchte Gebiet einen Sattel darstellt, sowohl prinzipielle Bedenken wie auch das Tatsachenmaterial sprechen, so muss eine andere, im Folgenden näher begründete Deutung der Lagerungsverhältnisse als durchaus wahrscheinlich gelten.

Wenn das Karbon, wie dargestellt, konkordant der Granitoberfläche aufliegt und diese, wie das aus der Karte, den Profilen und dem Panorama zu ersehen ist, im wesentlichen nach Süden und Westen geneigt ist, so muss sich tatsächlich ein ähnliches Bild wie bei einem Antiklinalbau ergeben.

Der Vorgang, der zur Entstehung der vorliegenden Verhältnisse führte, würde sich im einzelnen folgendermassen abgespielt haben.

Auf einer mehr oder weniger ebenen Granit- und Gneisoberfläche lagerte sich nach einander Karbondolomit, Karbonbrachiopodenkalk, Perm, Trias, Jura und Kreide ab. Hierauf werden der Granit und Gneis sowie die genannten Sedimente, und zwar in einer Zeit nach Ablagerung der Unterkreide, nach Südwesten geneigt. Dieser derartig schräg gestellte Komplex wird nun fernerhin oder gleichzeitig mit der Kippung von Verwerfungen durchzogen, so dass ein nördlicher und ein südlicher randlicher Teil abbrechen. Auf diese Weise kommt das Callovien im Norden im wesentlichen gegen Karbon, im Süden gegen Perm und Trias bzw. gegen Karbon zu liegen. Nachfolgende Denudation legt dann im Zentrum den Granit und Gneis frei und räumt im Norden und Süden grössere Teile der jurasischen und kretazischen Schichtenfolge weg, die nur im Cardiocerasberg noch vollständig erhalten ist.

Diese Vorstellung muss ohne weiteres als zutreffend angesehen

werden können, wenn man von den Lagerungsverhältnissen im Bereich des Gebietes westlich vom Brachiopodendal ausgeht.

Betrachtet man jedoch Profil 1, das östlich dieses Tales liegt, so erkennt man, dass das Karbon hier bereits etwas tiefer als der höchste Punkt des Granits liegt, ein Verhalten, das noch weiter östlich bedeutend krasser zum Ausdruck kommt. Hier liegt nämlich das Karbon ca. 50—100 m tiefer als die Spitze des Granits. Wenn man hier also eine Verbindung des nördlichen mit dem südlichen Karbongürtel sucht, so muss man zunächst tatsächlich an eine Faltung denken.

Gegen das Vorliegen einer solchen sprechen aber, wie oben ausgeführt, prinzipielle Bedenken wie auch der Tatsachenbefund — die flache Lagerung des Karbons — selbst.

Welche Möglichkeiten gibt es nun, die Tiefenlage des Karbons gegenüber dem Granit und Gneis im Gebiet östlich des Brachiopodendal ohne Annahme einer Faltung zu erklären?

Zwei Deutungen sind denkbar:

1) Es ist ohne weiteres möglich, dass bei der beschriebenen Kippung des ganzen Komplexes und der sie begleitenden Bruchbildung nicht nur die randlichen Teile verworfen wurden, sondern dass auch das zentrale Granit-Gneisgebiet von einer oder von mehreren Bruchlinien durchzogen wurde.

Dass eine solche durchaus im Bereich der Wahrscheinlichkeit liegt, ergibt sich m. E. aus dem Vorhandensein jenes im ganzen Granit-Gneisgebiet verfolgbaren Basaltganges, dessen Verlauf im Cardiocerasdal, zwischen Skifer- und Sandstendal sowie westlich und östlich des Brachiopodendal festgestellt werden konnte.

Wie sich aus der Karte ergibt, läuft dieser Basaltgang der grossen nördlichen Randstörung vollkommen parallel, und es erscheint mir mehr als wahrscheinlich, dass er ebenfalls an eine Bruchlinie gebunden ist, die den nördlichen Teil des zentralen Granit-Gneisgebietes gegen den südlichen verwarf.

Diese durchaus plausible Deutung reicht schon vollkommen zur Erklärung der Tiefenlage des nördlichen Karbonzuges gegenüber dem höchsten Punkt des Granits im Gebiet östlich des Brachiopodendal aus.

2) Eine andere Möglichkeit, die die eben geschilderte durchaus nicht ausschliesst, soll hier noch diskutiert werden.

Wie bereits im stratigraphischen Teil gesagt, besteht die Wahrscheinlichkeit, dass der Karbondolomit nichts Anderes darstellt, als ehemalige Korallen- oder Foraminiferenriffe. Nimmt man diese wohl begründete Wahrscheinlichkeit als Tatsache, dann wäre es durchaus denkbar, dass zur Zeit des Oberkarbons Teile des Granitgebietes über den Meeresspiegel hinausgeragt haben, also Inseln bildeten. Diese Auffassung hat durchaus nichts Absonderliches, denn auch der oberkarbone Bra-

chiopodenkalk mit seinen Fossilkonzentrationen weist auf sehr flaches Wasser hin.

Wenn man also an das Vorhandensein solcher Inseln glauben will, so würde auch dadurch eine tiefere Lage des Karbons gegenüber einem Teil des Granits zu erklären sein.

Wie dem auch immer sein mag, nötig ist diese letztere, an sich durchaus berechtigte Vorstellung nicht, um die Lagerungsverhältnisse ohne Annahme einer Antiklinalaufwölbung zu deuten. Das Ausschlaggebende für das Zustandekommen des heutigen Bildes ist jedenfalls die Bruchbildung, die sich im Granit durch den darin auftretenden Basaltgang deutlich dokumentiert.

Damit sind die Lagerungsverhältnisse auf relativ einfache tektonische Vorgänge zurückgeführt.

Auf die Frage des Alters dieser Bewegungen und ihrer Bedeutung für das Verständnis der jüngeren Tektonik in Ostgrönland ist weiter unten näher zurückzukommen.

Hier sei zunächst eine weitere Frage diskutiert, deren Lösung mir im Anschluss an die tektonische Deutung des südwestlichen Teils von Wollaston Forland am geeignetsten erscheint.

Das Alter und die Entstehung des Young Inlet (Tiroler Fjord).

Die Lagerungsverhältnisse in dem untersuchten Gebiet von Wollaston Forland haben ergeben, dass es sich gewissermassen um eine Bruchbildung vom Charakter des Blockgebirges handelt, eine Form der Dislokation, die sich ohne weiteres aus der starken, früher erfolgten Konsolidation des Untergrundes erklärt.

Es hat sich dabei ergeben, dass die Bruchlinien parallel zur heutigen Begrenzung des Young Inlet verlaufen, und es kann keinem Zweifel unterliegen, dass dieses Zusammenfallen von Verwerfungs- und Küstenlinienrichtung in direktem kausalem Zusammenhang mit einander steht, das heisst also, dass die Entstehung der nordöstlichen Küstenlinie des Young Inlet durch die Bruchbildung bedingt wurde.

Betrachtet man fernerhin die Verhältnisse im östlichen Teil der Claveringinsel, wie sie in der von Backlund (1931) entworfenen Karte zur Darstellung gebracht sind, so kann man sich des Eindrucks nicht erwehren, dass hier generell die gleichen Verhältnisse vorliegen, wie in dem untersuchten Teil von Wollaston Forland.

Dem Kristallin der Avantpostberge liegt das marine Karbon ebenfalls direkt auf, während das jüngere Mesozoikum vom Karbon bzw. vom Kristallin durch Verwerfungen begrenzt ist, die parallel den Verwerfungen in Wollaston Forland und parallel zur Küste des Young Inlets verlaufen.

Es ergibt sich also, dass der Young Inlet beiderseits von grossen Bruchlinien begrenzt wird, zwischen denen vor allem jurasische und kretazische Schichten eingesunken sind.

Nach der Auffassung von der tektonischen Anlage des Young Inlet, die in Figur 7 schematisch dargestellt ist, würden im Untergrunde des Young Inlet vor allem die jurasischen Schichten liegen, die im südlichen Teil des untersuchten Gebietes von Wollaston Forland nicht mehr vorhanden sind. Es kommen also vor allem die über dem Callovien folgenden Stufen: Oxford, Kimmeridge-Portland und von der Unterkreide

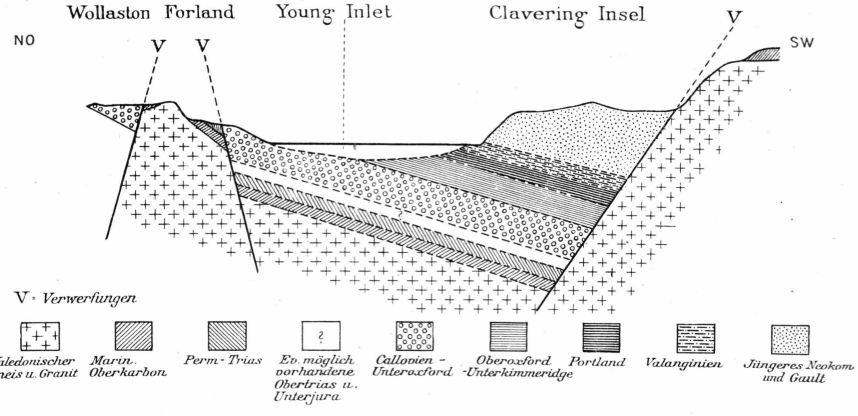


Fig. 7. Profil Wollaston Forland — Young Inlet — Claveringinsel. Masstab 1:100 000 $2^1/_2$ fache Überhöhung.

wahrscheinlich noch das Valanginien in Frage, das auf der Clavering Insel nicht mehr vorhanden zu sein scheint. Nach den eingehenden Untersuchungen von NOE-NYGAARD und SÖDERBERGH kommt hier nur jüngeres Neokom und Gault vor.

Was das Alter der geschilderten tektonischen Anlage des Young Inlet betrifft, so ist sie jedenfalls jünger als das noch mit verworfene Gault und ungefähr gleichaltrig mit den Basalteruptionen. Der genauere Zeitpunkt der Bruchbildung ist nicht anzugeben, liegt aber, wie weiterhin auseinanderzusetzen ist, zwischen dem Ende des Gault und des Eozän.

Eine derartig junge Entstehung des Young Inlet, die sich m. E. kaum mehr bestreiten lässt, war von O. KULLING (1930) auf Grund der Verhältnisse auf der Claveringinsel bereits gefordert. Dass diese Bruchbildung variszisch vorgezeichneten Linien folgte, halte ich für möglich, ohne jedoch nähere Gründe dafür geltend machen zu können.

Variszische Tektonik und ihre Bedeutung für die jungpalaeozoische und mesozoische Entwicklung Ostgrönlands.

Vorbemerkungen.

Dass in Ostgrönland auch stärkere tektonische Bewegungen variszischen Alters zur Auswirkung gekommen sind, ist erstmalig von L. Koch (1929 a) auf Grund seiner Untersuchungen, die während der Schlittenreise 1926—27 zwischen Scoresbysund und Danmarkhavn angestellt wurden, zur Darstellung gebracht, und es dürfte sich nunmehr mit Sicherheit herausstellen, dass die Bedeutung, die diesen Bewegungen für die weitere Entwicklung Ostgrönlands zukam, und die von Koch in ihren wesentlichen Zügen bereits damals erkannt ist, wirklich sehr gross gewesen ist.

Koch gewann den Eindruck, dass sich vom Scoresbysund bis zum Danmarkhavn eine Bruchzone nachweisen lässt, die, vorwiegend in NS Richtung streichend, ungefähr parallel zur heutigen Küste verläuft. Der Tatsachenbefund ergab, dass die geologischen Verhältnisse westlich und östlich dieser Linie verschieden sind, indem das Vorkommen der oberkarbonen, permischen und mesozoischen Formationen als auf den östlich dieser Zone liegenden Teil Ostgrönlands beschränkt ist, während das ältere kontinentale Karbon und das Devon im allgemeinen nur westlich von ihr vorhanden sein sollte.

Dieser Tatsachenbefund wurde von Koch (1929 a) dahin gehend gedeutet, dass die Bruchzone, welche auch heute morphologisch vielfach als Steilkliff deutlich hervortritt, eine Grenzlinie für die oberkarbonen, permischen und mesozoischen Transgressionen gewesen sei, woraus sich der Schluss ergibt, dass das epirogene Verhalten des östlichen und westlichen Teils Ostgrönlands verschieden war. Hier müsste vorwiegend Hebung, dort Senkung stattgefunden haben.

Darüber hinaus trifft man wiederholt auf die Vorstellung, dass die variszische Tektonik nicht nur eine Längs-sondern auch eine Quergliederung Ostgrönlands präformiert habe, so dass das ganze Gebiet als in ein Schollenmosaik aufgelöst betrachtet werden konnte. Diesen einzelnen Schollen oder Blöcken hat man dann — wenigstens andeutungsweise — ein selbständiges, von einander abweichendes epirogenes Verhalten zugesprochen, wozu man aus der scheinbar recht differenten Entwicklung einzelner Formationen in den verschiedenen Teilen Ostgrönlands wohl Veranlassung hatte.

Eine derartige Arbeitshypothese verdiente allerdings Beachtung,

musste sich doch aus ihrer Behandlung die Frage nach der Bedeutung der variszischen Tektonik für die spätere Entwicklung klären lassen. Diese Fragen sind daher im folgenden näher untersucht.

Bei dieser Untersuchung handelt es sich im wesentlichen darum, ob sich die variszische Tektonik artlich und zeitlich genauer festlegen lässt, und ob man tatsächlich eine in variszischer Zeit präformierte Blockbildung aus dem Vergleich der Formationsentwicklung des südlichen und nördlichen Teils von Ostgrönland ableiten kann.

Die Koch'sche Linie und das Alter der Bruchbildung.

Zunächst sei Einiges zu der grossen Bruchzone gesagt, die sich nach KOCH's Feststellungen bzw. Vermutungen vom Gebiet des Scoresbysundes bis zum Danmarkhavn verfolgen lässt, eine Zone, die ich nach ihrem Entdecker als »Koch'sche Linie« bezeichnen möchte.

Die wesentlichste Begründung ergibt sich m. E. aus den Feststellungen über die Verbreitung und Lagerungsverhältnisse der devonischen und karbonischen Formation. BACKLUND, der den östlichen Teil der Claveringinsel tektonisch genauer untersuchte, stellte fest, dass in diesem Gebiet, wie übrigens auch für Wollaston Forland weiter oben dargestellt, des marine Oberkarbon direkt dem Kristallin aufliegt, während im westlichen Teil der Insel über dem Kristallin Sedimente liegen, die dem älteren kontinentalen Karbon und wahrscheinlich auch dem Devon angehören.

Es ist nicht denkbar, dass diese mächtige Serie ebenso wie das Devon nicht auch im Osten ehemals vorhanden gewesen wäre, da es gänzlich unmöglich ist, dass Formationen von mehreren tausend m Mächtigkeit auf eine Entfernung von nur ca. 20 km hätten auskeilen können.

Nur eine Bruchbildung grösseren Ausmasses, wie sie KOCH (1929 a) und BACKLUND (1930) angenommen haben, vermag diese Verhältnisse zu erklären. Jedoch muss man wohl im Gegensatz zu den genannten Autoren annehmen, dass nicht der östlich von der Bruchzone liegende Teil Ostgrönlands abgesunken ist, sondern dass er sich vielmehr gegenüber dem westlichen relativ gehoben hat, denn nur eine Hebung im Osten konnte m. E. eine derartig starke Abtragung bedingen, wie sie hier stattgefunden hat.

Wäre die Bewegung in den beiden Gebieten entgegengesetzt verlaufen, also Hebung des Westens gegenüber dem Osten, dann wäre es nicht vorstellbar, dass das ältere kontinentale Karbon hier nicht der Abtragung zum Opfer gefallen ist, während andererseits ja eine Absenkung des östlichen Teiles hier eine Denudation verhindert hätte.

Die Abtragung in dem östlich der Bruchzone liegenden Gebiet ging

auf der Clavering-Insel und in Wollaston Forland bis ins Kristallin. Es ist jedoch ohne weiteres denkbar und sogar natürlich, wenn sich in anderen Teilen der Ostküste noch Reste dieser Formationen über dem Kristallin erhalten haben.

Wenn sich zum Beispiel an der Nordküste von Hold with Hope unter dem marinen Oberkarbon noch älteres kontinentales Karbon erhalten hat, so weist das darauf hin, dass die Abtragung nicht überall gleich stark gewesen ist.

Stellt man sich auf den Standpunkt, dass, wie eben gezeigt, der westlich der Bruchzone liegende Teil Ostgrönlands nicht gehoben, sondern vielmehr gegenüber dem östlichen relativ gesenkt wurde, so fällt m. E. damit auch die Möglichkeit fort, die Bruchzone als eine Grenze für die Transgressionen anzusehen. Auch Backlund (1930) ist ja der Ansicht, dass der heute in dieser Grenzzone wiederholt zu beobachtende Steilabfall nicht als ehemaliges karbonisches bzw. mesozoisches Küstensteilkliff gedeutet werden kann, da eine Erhaltung bis in die Jetztzeit nicht denkbar ist. Koch selbst hat ja auch übrigens zum Ausdruck gebracht (1929), dass auch ein postneokomes Alter für die Herausbildung dieses Steilabfalles sehr wohl möglich ist.

Tatsächlich muss es als sicher gelten, worauf schon Backlund (1930) hinwies, und worauf weiter unten wieder einzugehen ist, dass es zu einem neuen Wiederaufleben dieser Bruchzone in tertiärer Zeit gekommen ist.

Im Tertiär verlief die Bewegung jedoch entgegengesetzt, indem nun der Westen gegenüber dem Osten relativ gehoben wurde. Als notwendige Folge davon ergab sich eine Abtragung im Westen und damit wird zugleich verständlich, dass sich hier bisher keine mesozoischen oder oberkarbonen Sedimente gefunden haben.

Es ist also weder möglich noch nötig, in der Koch'schen Linie eine direkte Küstenlinie zu sehen, die Transgressionen werden bestimmt auch einmal über sie hinweggegangen sein.

Immerhin lässt sich wieder mit Sicherheit sagen, dass keine Veranlassung für die Annahme besteht, dass die Vorstösse des Meeres im Oberkarbon, Perm und Mesozoikum sehr weit nach W vorgedrungen sind. Man kann das daraus schliessen, dass der Charakter der in Frage kommenden Sedimente meist recht küstennah ausgebildet ist, und dass sie sich meistens von einem westlich gelegenen Lande ableiten lassen. Man gewinnt daraus die Vorstellung, dass nach der Bildung der Koch'schen Linie die westlich von ihr gelegenen Gebiete vorwiegend epirogene Hebungstendenz hatten, während der östlich von ihr liegende Streifen im allgemeinen Senkungstendenz aufwies.

Es ergibt sich somit, dass die Koch'sche Linie als eine Art Scharnier gewirkt und dadurch in postvariszischer Zeit die Entwicklung Ostgrön-

lands wesentlich bestimmt hat. Diesen Eindruck hat auch BACKLUND entschieden gewonnen, wenn er (1930) schrieb, dass die Geschichte Ostgrönlands mit dem Oberkarbon in ein neues Stadium trat.

Besonders bemerkenswert ist es, dass diese variszische Bruchbildung auch auf der anderen Seite des Skandik ein Analogon hat.

In Spitzbergen nämlich, vor allem aber auf der Bäreninsel sind ebenfalls Bewegungen orogener Natur nachgewiesen, die, wie weiter zu zeigen ist, mit denjenigen Ostgrönlands als gleichaltrig zu bezeichnen sind.

Auf der Bäreninsel liegt nach den Darstellungen und Profilen, die von G. HORN und A. K. ORVIN (1928) gegeben sind, der oberkarbone Spiriferenkalk diskordant auf älteren Bildungen und zwar auf dem eben-

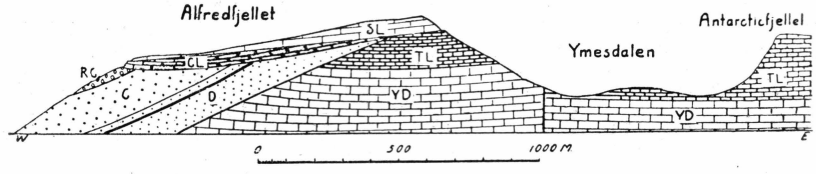


Fig. 8. Die geologischen Verhältnisse des Alfredfjellet (Bäreninsel).
YD = Jüngerer Dolomit, TL = Tetradiumkalk, D = Devon, C = Culm, RC = Rotes Konglomerat, CL = Corakalk, SL = Spiriferenkalk.
Aus HORN u. ORVIN, Geology of Bear-Island.
Norges Svalbard- og Ishavs-Unders. 1928, Seite 38.

fälls oberkarbonen Corakalk, dem mittleren und unteren Karbon, dem Devon und dem Hekla Hoek. Noch stärker ist jedoch eine Diskordanz, die unter dem Corakalk liegt.

Diese interessanten Verhältnisse kommen besonders gut in dem Profil des Alfredfjellet zum Ausdruck, das des guten Vergleichs mit Ostgrönland wegen hier mit abgebildet ist (Figur 8). Ganz charakteristisch ist für die Bäreninsel ferner das Vorhandensein vieler Verwerfungen (Vgl. die Profile bei HORN und ORVIN l. c.). Man hat es hier also mit einem typischen Bruchfaltengebirge variszischen Alters zu tun.

Was die Feststellung des genaueren Alters der variszischen Bruchbildung in Ostgrönland und auf der Bäreninsel betrifft, so ist zunächst einmal die Gleichzeitigkeit des Vorgangs in beiden Gebieten festzustellen.

Sowohl in Ostgrönland wie auf der Bäreninsel sind die Störungen älter als der »Brachiopodenkalk« bzw. der »Spiriferenkalk«. Beide Bildungen gehören, wie ich auf Grund der Faunenbearbeitung (1931 b) feststellen konnte, der russischen Schwagerinenstufe, also dem jüngsten Oberkarbon an. Die jüngsten Schichten, die vor Ablagerung des marinen Oberkarbons Ostgrönlands infolge der Bruchbildung denudiert wurden, entsprechen der Namurischen Stufe (pflanzenführende Schichten). Hieraus ergibt sich, dass die Bruchbildung während der Zeit der westfälischen

Stufe eintrat. Auf der Bäreninsel liegt eine Diskordanz zwischen Spiriferenkalk und Corakalk und eine zwischen diesem und dem mittleren Karbon. Der Zeitpunkt ist hier also vollkommen der gleiche.

Damit lässt sich auch die Phase der Gebirgsbildung näher bestimmen, es handelt sich um die »asturische Phase« Stille's.

L. Koch hatte (1929), als das Alter der fraglichen Schichten noch nicht genauer bestimmt war, unter Vorbehalt angenommen, dass das Alter der Bruchbildung permo-karbon sein könne, was sich zwar nicht ganz, aber doch ungefähr als richtig herausgestellt hat. Dr. Koch hatte sich übrigens in gelegentlichen Diskussionen auch selbst inzwischen auf asturisches Alter festgelegt.

Bezüglich des Zeitpunktes der Gebirgsbildung kommt man also für Ostgrönland und die Bäreninsel zu dem gleichen Ergebnis. Aber auch in Spitzbergen sind gleichaltrige Bewegungen festgestellt. Erik A: Son Stensiö (1918) gibt jedenfalls von der Klaas Billenbay Störungen an, die älter als der dortige Cyathophyllumkalk sind. Dieser selbst ist ein Aequivalent des Corakalkes der Bäreninsel.

Fragt man sich nun weiter, ob nicht nur bezgl. des Alters der Orogenese sondern auch bzgl. der Art Gleichheit in Ostgrönland und Bäreninsel-Spitzbergen besteht, so ist diese Frage höchstwahrscheinlich bejahend zu beantworten.

Dies erscheint zunächst vielleicht nicht besonders einleuchtend, denn aus Ostgrönland war bisher keine Faltung, sondern nur Bruchbildung nachweisbar. Aus verschiedenen Beobachtungen, die ich in diesem Sommer gelegentlich anstellen konnte, ergibt sich aber auch für Ostgrönland ein schwacher Faltenwurf, der vermutlich variszischen Alters ist.

Vom Schiff aus zeichnete ich mehrere Profile von der Süd- und Nordküste des Gunnar Andersson-Landes sowie von der Südküste der Gausshalbinsel. Einige dieser Profile sind übrigens z. T. von L. Koch (1929 a bzw. 1930) bzw. von A. K. Orvin (1930) gezeichnet oder beschrieben.

Während L. Koch (1929 a u. 1930) den Eindruck hatte, dass die in diesen Profilen auftretenden devonischen Schichten Ablagerungen in Tälern des kaledonischen Gebirges seien, und dass die Synklinal- und Antiklinalbildung auf spätere, vermutlich isostatische Bewegungen zurückzuführen sei, deutete Orvin diese Erscheinung (1930) als schwache Falten, die er genetisch mit Magmenaufstieg in Verbindung brachte.

Meines Erachtens kann jedoch kaum ein Zweifel darüber bestehen, dass die Schichtenschrägstellungen und die deutliche Mulden- und Sattelbildung auf rein orogenem Wege zustande kam. Es handelt sich hier um tektonische Gebilde, die ganz germanotypen Charakter zeigen, ein Charakter, der ja aus der vorher erfolgten kaledonischen Konsolidation des Gebietes vollkommen verständlich wird.

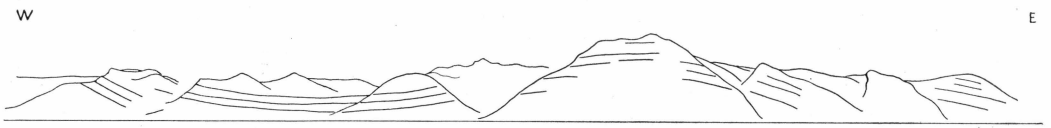


Fig.9a
Südseite der Gausshalbinsel
(Nordküste des Franz Joseph Fjord)

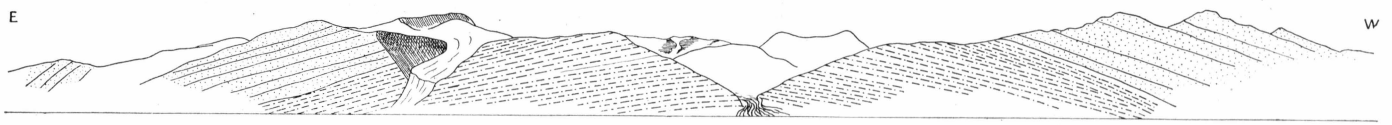


Fig.9b
Nordseite von Gunnar Andersson Ld
(Südküste des Franz Joseph Fjord)

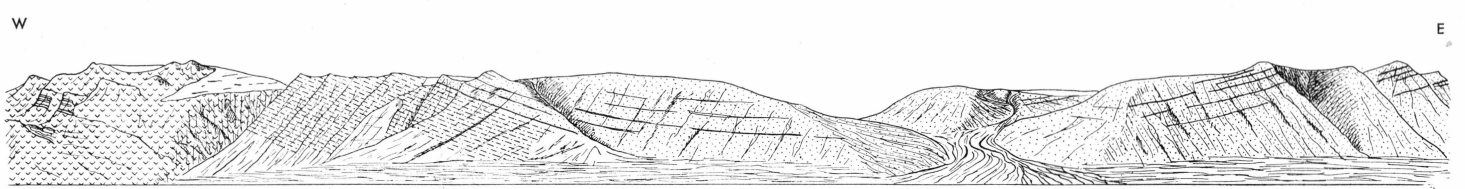
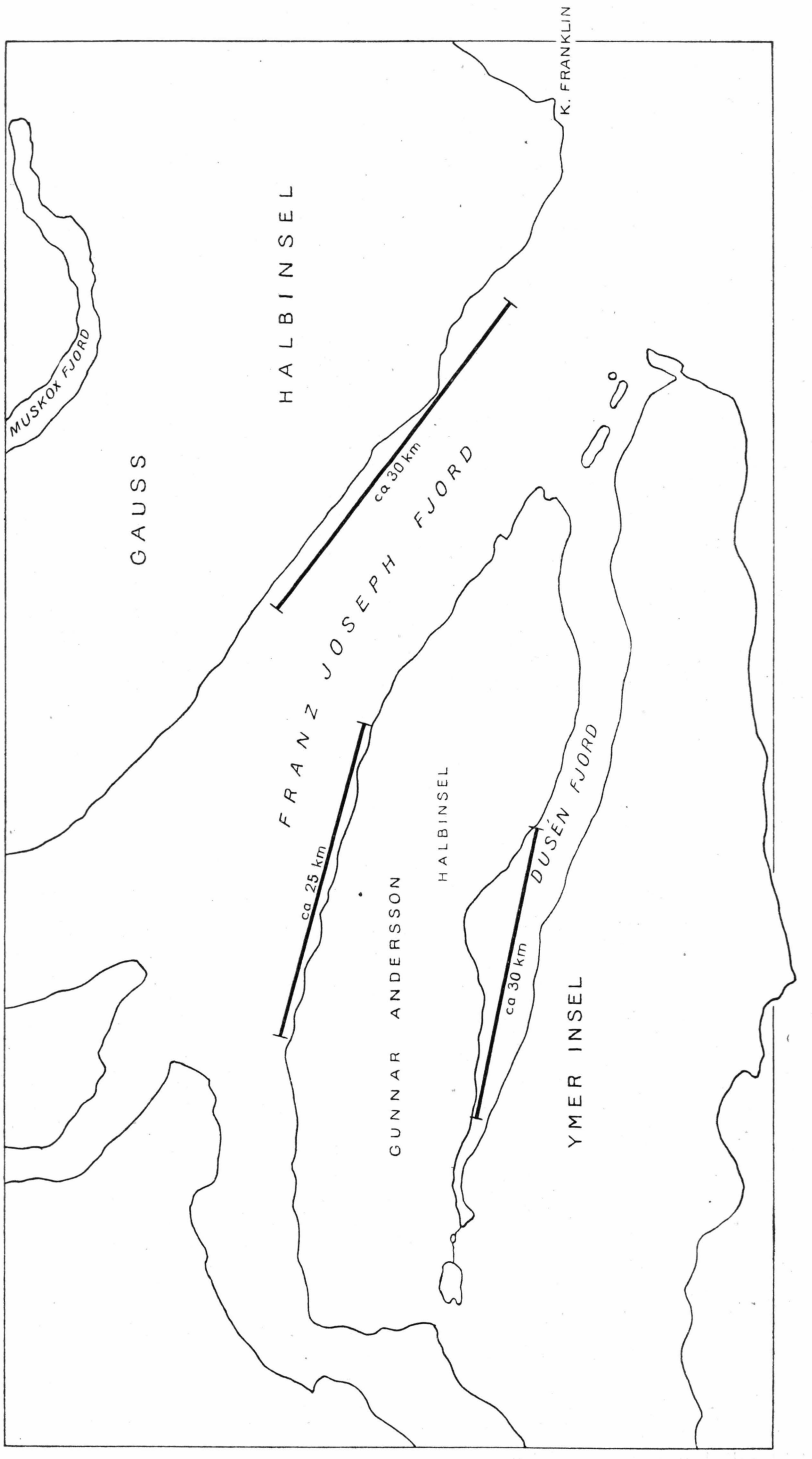


Fig 9c
Südseite von Gunnar Åndersson Ld

Eleonore Bay Formation *Graues Devon* *Rotes Devon*

Fig. 9. Die Lagerungsverhältnisse des Devons in Gunnar Anderssonland und an der Südküste der Gausshalbinsel.
Nach Skizzen des Verf.


K. FRANKLIN
HALBINSEL
MUSKOX FJORD
GAUSS
ca 30 km
FRANZ JOSEPH FJORD
ca 25 km
GUNNAR ANDERSSON
HALBINSEL
DUSÉN FJORD
ca 30 km
YMER INSEL

Es muss zugegeben werden, dass sich das Alter der Gebirgsbildung in diesem Gebiet nicht sicher angeben lässt[1]), da jüngere Sedimente, aus deren Lagerungsform zu dem gefalteten Devon eine Zeitdefinition gegeben werden könnte, in diesem Gebiet nicht mehr vorhanden sind. Immerhin liegt schon hier der Gedanke nahe, dass es sich um variszische Bewegungen handelt. Abgesehen von diesen Beobachtungen sei darauf hingewiesen, dass nirgends im Gebiet des Franz Joseph Fjord oder Davysund die devonischen und kontinental-karbonischen Schichten horizontal liegen. Meistens handelt es sich um sehr weit gespannte Mulden oder Sättel, bzw. um flache Schrägstellungen.

Habe ich so persönlich den Eindruck gewonnen, dass auch in variszischer Zeit in Ostgrönland Faltungen — wenn auch nur germanotyper Art — stattgefunden haben, so scheint sich nunmehr auch ein direkter Beweis dafür erbringen zu lassen. Nach ganz kurzen Mitteilungen, die Herr NOE-NYGAARD bei unserer Abfahrt an Dr. KOCH machte, soll nämlich im Bereich des Nathorstfjordgebietes das marine Oberkarbon diskordant auf älteren Karbon-bzw. Devonbildungen angetroffen sein.

Es lässt sich jedenfalls durchaus verantworten, wenn man es für höchstwahrscheinlich ansieht, dass die variszische Bewegung in Ostgrönland und auf der Bäreninsel-Spitzbergen nicht nur gleichzeitig sondern auch gleichartig verlaufen ist.

Wenn sich nun feststellen liess, dass die KOCH'sche Linie, die ja in Wirklichkeit eine ganze Bruchzone darstellt, im wesentlichen asturischen Alters ist, so ist doch an die Möglichkeit zu denken, dass auch noch andere variszische Phasen sich in Ostgrönland ausgewirkt haben. Dr. KOCH denkt nach mir freundlichst gemachten Angaben auch an das Vorhandensein bretonischer Bewegungen, ich selbst habe schon früher (1931 c) auf die pfälzische Phase aufmerksam gemacht.

Diese führte m. E. zu einem erstmaligen orogenen Wiederaufleben der KOCH'schen Linie, indem sie eine merkliche Höherlegung des Westens gegenüber dem Osten brachte, eine Hebung, die in der starken Denudation zur Zeit der Eotrias zum Ausdruck kommt.

Es wird aber noch eingehendere Untersuchungen erfordern, bis eine vollständige Klärung der variszischen Tektonik möglich ist.

Das bisher Gesagte lässt jedenfalls zur Genüge erkennen, dass ein wesentlicher Wendepunkt in der postkaledonischen Entwicklung Ostgrönlands die Entstehung der KOCH'schen Linie ist, die, wie auch von KOCH und BACKLUND bereits vermutet oder behauptet, zu einer Grenzzone

[1]) KULLING (1930) hält die im Devon und Karbon auftretenden Syn- und Antiklinalbildungen für postneokom.

epirogener und auch orogener Bewegungstendenzen wurde. Es zeigte sich weiter, dass für diese variszische Orogenese auch auf der Bäreninsel und in Spitzbergen gleichzeitige und höchstwahrscheinlich gleichartige Analoga vorliegen.

Es fragt sich nunmehr, ob in variszischer Zeit ausser dieser die künftige Entwicklung bestimmenden Längsgliederung Ostgrönlands auch eine Quergliederung in Erscheinung trat, so dass dann also von einer variszischen Blockpräformierung gesprochen werden könnte.

Wie schon oben gesagt, müsste der Nachweis hierfür aus tatsächlichen Verschiedenheiten der Formationsentwicklung in den einzelnen Teilen Ostgrönlands geführt werden, und zwar aus Differenzen, die auf einen verschiedenen epirogenen Werdegang schliessen lassen.

Die Faziesdifferenzen zwischen dem südlichen und nördlichen Teil Ostgrönlands und die Frage einer variszischen Blockpräformierung.

Faziesdifferenzen sind in der postdevonischen Schichtenfolge wiederholt bekannt geworden. Sie liessen sich u. a. im Karbon und vor allem auch im Jungmesozoikum feststellen. Es zeigt sich, dass die Entwicklung einer Schichtstufe oft auf ganz kurze Entfernung wechselt, dass sich aber auch besonders Differenzen grösserer, weiter von einander entfernter Gebiete haben feststellen lassen.

Nur diese letzteren sollen hier zunächst behandelt werden. Die bisherigen Untersuchungen scheinen nämlich darauf hinzuweisen, dass besonders zwischen einem grossen südlichen Gebiet, das ungefähr zwischen Scoresbysund und Davysund liegt, und zu dem vor allem das Jamesonland gehört, und einem nördlichen Gebiet, das ungefähr von der Gael Hamkesbay bis zum Danmarkhavn reicht, grössere Differenzen bestehen. Diese kommen u. a. ja in der Tabelle zum Ausdruck, die Rosenkrantz (1929) von der Entwicklung des Jungmesozoikums gegeben hat, und die gelegentlich als Anzeichen für ein verschiedenes epirogenes Verhalten einzelner Blöcke gedeutet sind.

Man kann nicht sämtliche Faziesverschiedenheiten, die im Bereich der Längserstreckung Ostgrönlands auftreten, so deuten, als seien sie durch ein verschiedenes epirogenes Verhalten einzelner Teile bedingt. Es ist vielmehr klar zu unterscheiden

a) zwischen solchen Verschiedenheiten, die lediglich aus örtlichen Besonderheiten der alten Küstenkonfiguration resultieren (Flussmündungen etc.) und
b) solchen, welche nur durch Annahme einer wirklich abweichenden Entwicklung durch verschiedenes epirogenes Verhalten bedingt sind.

Es ist klar, dass nur die letzteren für die Beantwortung der Frage nach der variszischen Präformierung der Blöcke von Entscheidung sein können.

Vergleicht man zunächst einmal **die Entwicklung des marinen Oberkarbons** in Wollaston Forland, auf der Claveringinsel, in Hold with Hope und im Gebiet des Nathorstfjordes, so sind, wie ich an anderer Stelle bereits dargelegt habe (1931 b), gewisse und zum Teil nicht unbeträchtliche Faziesdifferenzen vorhanden.

Man kann im Oberkarbon im wesentlichen drei verschiedene petrographische Horizonte unterscheiden und zwar Dolomit und Gips an der Basis, Posidonomyenschiefer in der Mitte und Brachiopodenkalke oben. Diese drei Stufen sind in den einzelnen Gebieten nicht gleichmässig entwickelt.

Was den unteren Horizont betrifft, so war über sein Vorhandensein im Nathorstfjordgebiet vorläufig nichts bekannt, jedoch haben die diesjährigen Untersuchungen NOE-NYGAARD's ihn nunmehr festgestellt. Am Kap Franklin ist er sehr mächtig entwickelt, während am Kap Stosch, auf der Claveringinsel und in Wollaston Forland die Gipse fehlen oder ganz zurücktreten. Diese Mächtigkeitsdifferenzen und die am Kap Franklin stark hervortretende Gipsausbildung lassen m. E. keinen Schluss auf ein abweichendes epirogenes Verhalten der genannten Gebiete zu, sondern sind vielmehr aus lokalen Veränderungen der ehemaligen Küstenkonfiguration zu erklären.

Der nächst folgende Horizont, der Posidonomyenschiefer, ist aus dem Nathorstfjordgebiet bisher ebenfalls nicht bekannt geworden, am Kap Franklin hingegen erreicht er eine grössere Mächtigkeit, desgleichen am Kap Stosch. Auf der Claveringinsel ist er in einer Mächtigkeit bis zu 90 m vorhanden, während ich ihn in Wollaston Forland nirgends beobachtet habe.

Hier folgt vielmehr direkt über dem Dolomithorizont der Brachiopodenkalk. Wie bereits oben gesagt, erinnert die in Wollaston Forland vorliegende Ausbildung des Brachiopodenkalkes faunistisch und auch petrographisch sehr an die des Nathorstfjordgebietes. Scheinbar ist jedoch hier im Süden die Mächtigkeit grösser als im Norden, jedoch ist Näheres darüber zur Zeit nicht bekannt. Auf der Claveringinsel kommt übrigens ganz die gleiche Ausbildung des Brachiopodenkalkes wie im Wollaston Forland vor, wie Funde, welche im Sommer 1931 von SÖDERBERGH und NYGAARD gemacht wurden, gezeigt haben. Am Kap Stosch ist dieser Horizont etwas sandiger und mächtiger entwickelt. Am Kap Franklin scheint er ganz zu fehlen, wird hier aber in Wirklichkeit durch die Martiniengesteine und den Posidonomyenschiefer vertreten.

Wie ich bereits (1931 b) schrieb, ist die Differenz in den Mächtigkeitsverhältnissen des Posidonienschiefers und Brachiopodenkalks der-

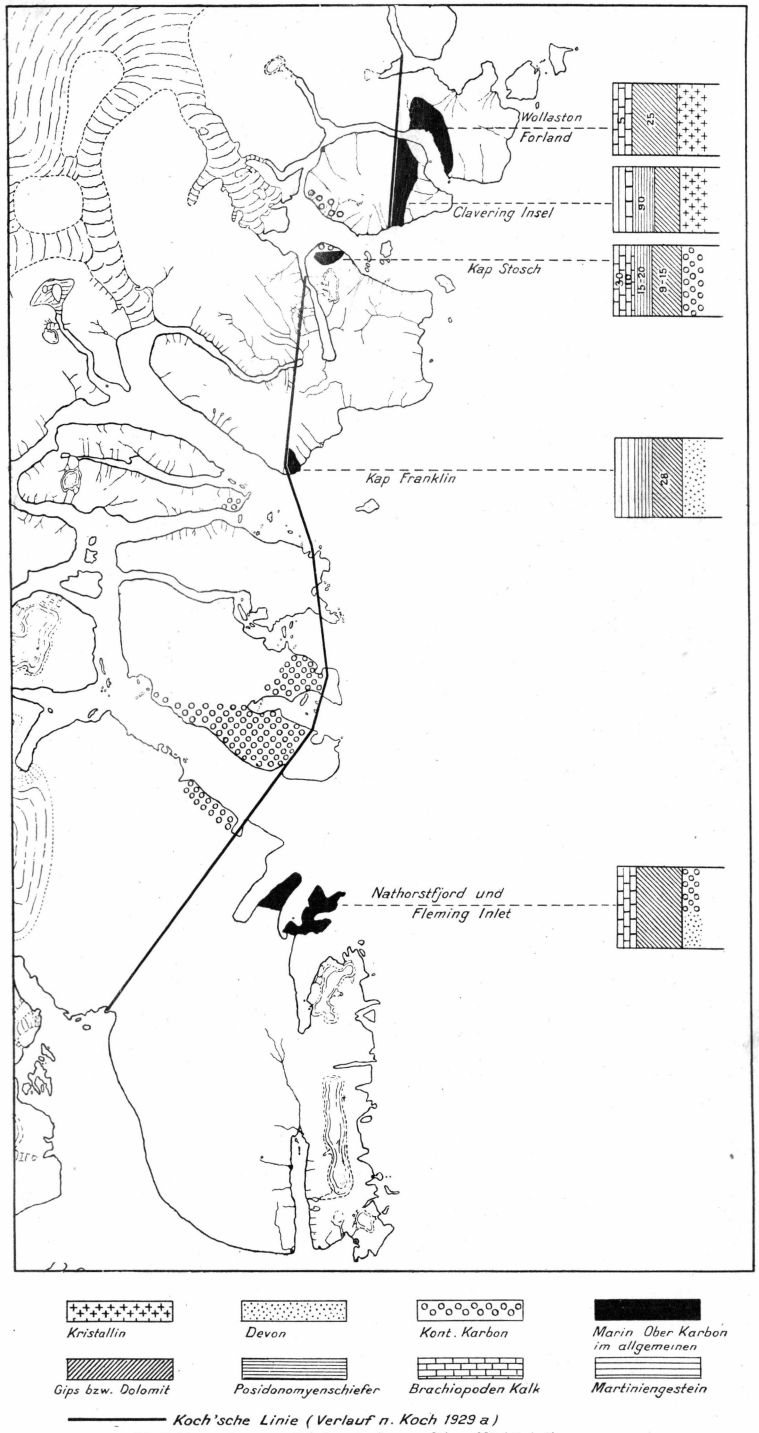


Fig. 10. Fazieskarte des marinen Oberkarbons.

art, dass die Mächtigkeit des einen Horizonts zu Gunsten bezw. zum Nachteil des anderen ab — bzw. zunimmt, wie sich das besonders aus dem Vergleich der Kap Stosch- und der Clavering Insel-Entwicklung ergibt.

Es zeigt sich, wie auch aus der Bearbeitung der Fauna hervorging (1931 b), dass das marine Oberkarbon Ostgrönlands im ganzen genommen eine ziemlich gleichmässige Entwicklung aufweist. Die lokalen Faziesund Mächtigkeitsdifferenzen, die in der beigegebenen Karte dargestellt sind (Figur 10), können jedenfalls nicht als ein Anzeichen für eine tektonisch präformierte, abweichende Entwicklungstendenz der verschiedenen Gebiete in dieser Zeit gewertet werden. Sie sind vielmehr auf rein lokale Verhältnisse zurückzuführen, die eine Abweichung in den Sedimentations- und bionomischen Verhältnissen verursacht haben.

Während also die Entwicklung des marinen Oberkarbons in Ostgrönland keinerlei Anhaltspunkte für die Selbständigkeit irgend eines der einzelnen Gebiete in epirogener Beziehung zu geben vermag, könnte eventuell die Tatsache, dass das marine Karbon regional auf verschiedener Unterlage liegt, in diesem Sinne gedeutet werden.

In Wollaston Forland und auf der Claveringinsel lagert das marine Oberkarbon direkt auf Kristallin, am Kap Stosch auf älterem kontinentalem Karbon und am Kap Franklin auf Oberdevon. Am Nathorstfjord war die Unterlage bisher unbekannt, doch konnte NOE-NYGAARD in diesem Sommer zeigen, dass das marine Oberkarbon hier diskordant auf Devon lagert.

Zunächst einmal könnte es so scheinen, als ob die Verhältnisse am Kap Stosch und am Kap Franklin der variszischen Anlage der KOCH'schen Linie widersprechen, da ja die sonstige regionale Trennung des kontinentalen älteren Karbons und Devons im Westen von dem marinen Oberkarbon im Osten ursächlich auf sie zurückgeführt wurde (Siehe vorigen Abschnitt).

Es will mir jedoch scheinen, dass die Verhältnisse am Kap Stosch und am Kap Franklin sich gut in das postulierte Bild einfügen lassen, indem man annimmt, dass die Denudation in diesen Gebieten eben nicht so stark war, dass sie bis auf das Kristallin hinuntergriff. In dem einen Fall entfernte sie noch das ältere kontinentale Karbon (Kap Franklin), im anderen Fall blieb auch dies noch erhalten.

Diese Differenzen sind aber vermutlich direkt durch einen abweichenden Grad der Hebung bei der präoberkarbonen Bruchbildung zu erklären. Die Hebung scheint hier geringer gewesen zu sein, als in den anderen Gebieten, so dass auch nur ein verminderter Angriffspunkt für die Denudation gegeben war.

Die Entwicklung der Permisch-Eotriasischen Serie in den verschiedenen Gebieten Ostgrönlands kann hier noch nicht abschliessend beurteilt werden, da die Untersuchungen hierüber erst in grossen Zügen angestellt sind, mit Ausnahme des Kap Stosch-Gebietes, wo Koch 1930 ein genaues Profil in der Eotrias aufnahm (1931). Nach dieser Aufnahme zu urteilen, ist die Eotrias in diesem Gebiet sehr mächtig entwickelt. Ob hierin ein Abweichen gegenüber den anderen Vorkommen dieser Stufe in Ostgrönland zu konstatieren ist, erscheint mit jedoch vorläufig recht zweifelhaft.

Die Untersuchungen in Wollaston Forland haben jedenfalls ergeben, dass mit dem Vorhandensein dieser Stufe auch in diesem Gebiet unbedingt zu rechnen ist. Die Entwicklung hier im Norden ist jedenfalls von ganz besonderem Interesse, stellt sich doch heraus, dass sie faziell generelle Anklänge an die Entwicklung der Depot Island Formation des Nathorstfjordgebietes aufweist.

In beiden Fällen handelt es sich um rötliche und graurötliche Bildungen meist sandigen Charakters. Schon in einer früheren Arbeit (1931 c) wies ich darauf hin, dass die Depot Island Formation des Nathorstfjordgebietes auch ganz gut mit den eotriasischen Bildungen des Kap Stosch verglichen werden kann, wo ebenfalls sandige Bildungen mit Konglomerathorizonten die Serie zusammensetzen. Wenn das Vorkommen am Kap Stosch gegenüber der Entwicklung im Nathorstfjordgebiet und in Wollaston Forland abzuweichen scheint und zwar darin, dass die Schichten in grosser Mächtigkeit erhalten sind, so erklärt sich diese Differenz ohne Zweifel daraus, dass in Wollaston Forland ja nur der unterste Teil dieser Serie aufgeschlossen ist, während die höheren Teile verworfen wurden. Auch im Nathorstfjordgebiet dürfte die Mächtigkeit erheblich grösser sein als bisher festgestellt werden konnte.

Weitere scheinbare Differenzen könnten dadurch angezeigt sein, dass die permische Fauna, die an der Basis dieser Serie nachgewiesen ist, am Kap Stosch und im Nathorstfjordgebiet nicht gefunden ist. Es muss aber betont werden, dass sich auch in letzterem Gebiet Fossilhorizonte finden und zwar in Sandsteinen, die sehr grosse Ähnlichkeit mit denen des Wollaston Forlandes aufweisen. Ganz ähnliche Sandsteine treten übrigens auch an der Basis dieser Serie im Kap Stosch-Profil auf, führten aber scheinbar keine Fossilien.

Dafür liegen jedoch hier in den eotriasischen Basiskonglomeraten weisse Kalkblöcke mit einer Zechsteinfauna, die ich an anderer Stelle (1931 a, 1931 c) beschrieben habe.

Diese Kalkfazies scheint allerdings eine Abweichung gegenüber den vorwiegend sandigen Bildungen der anderen Gebiete anzudeuten, sie jedoch als ein Anzeichen für ein abweichendes epirogenes Verhalten des Kap Stosch Gebietes zu betrachten, reicht m. E. das Material nicht aus.

Weiterhin haben sich Bildungen, die an der Wende vom Perm zur Trias entstanden, noch am Kap Franklin und auf der Claveringinsel gefunden. Wie mir Dr. KOCH mitteilte, ist der Horizont mit den Ophiceraten am Kap Franklin ganz ähnlich wie am Nathorstfjord entwickelt. Auf der Claveringinsel schliesslich handelt es sich ebenfalls um konglomeratisch-sandige Bildungen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass das marine Oberkarbon Ostgrönlands ganz allgemein von sandigen und z. T. konglomeratischen Bildungen überlagert wird, deren unterer Teil noch dem Perm und zwar grösstenteils wohl dem Zechstein zuzurechnen ist, während der obere Teil der Eotrias angehört. Nur im Kap Stosch Gebiet war im Zechstein eine Kalkfazies vorhanden, die aber, wie an anderer Stelle (HANS FREBOLD 1931 a, c) gezeigt, ebenfalls wie die sandigen Bildungen in Küstennähe zum Absatz gelangte.

Bemerkenswert ist das Auftreten rot gefärbter Sandsteine in den eotriasischen marinen Bildungen. Diese Sandsteine erinnern an germanischen Buntsandstein, und man sieht also, wie in der derzeitigen Küstenzone Ostgrönlands indische und germanische Untertriasfazies verzahnend in einander übergreift.

Über die Mächtigkeitsverhältnisse der permisch-eotriasischen Serie in den verschiedenen Gebieten Ostgrönlands ist zur Zeit kein klares Bild zu bekommen, da die Schichten an einzelnen Punkten infolge späterer Bruchbildung oder auch Abtragung nur teilweise vorhanden sind.

Da also kein genereller Fazieswechsel in den verschiedenen Teilen Ostgrönlands feststellbar ist, sich also keine Unterschiede konstatieren lassen, die auf grössere Absenkung einzelner Gebiete hinweisen könnten, so muss zum mindesten solange, als sich etwa aus den Mächtigkeitsverhältnissen nichts anderes ergeben sollte, daran festgehalten werden, dass auch in permisch-eotriasischer Zeit keine Sonderentwicklung einzelner Teile Ostgrönlands vorlag.

In diese Auffassung fügt sich m. E. auch sehr gut das Bild von einer stärkeren Bewegungsphase ein, die ungefähr an der Wende Zechstein-Eotrias, oder noch präziser im unteren Teil der Eotrias in Ostgrönland stattfand, eine Phase, die ich mit der pfälzischen Bewegung STILLE's parallelisierte (1931 c).

Der Nachweis dieser Bewegung, über deren rein orogenen Charakter sich vielleicht streiten liesse, deren Effekt aber auf jeden Fall über das Maß rein epirogener Bewegungen hinausgeht, ergibt sich aus der Tatsache, dass der Zechstein am Kap Stosch zum mindesten teilweise nur aus Blöcken feststellbar ist, die sich in den eotriasischen Konglomerat-

horizonten gefunden haben, Konglomerathorizonte, die ausserdem Gerölle aus sämtlichen älteren Formationen enthalten.

Es ist also offensichtlich, dass an der Wende Zechstein-Eotrias eine sehr starke Abtragung in diesem Gebiet einsetzte, die nur durch eine merkliche Hebung bedingt sein konnte.

Diese Hebung und Abtragung ist gewiss auch auf der Clavering-Insel näher zu belegen, wo ja ebenfalls die eotriasischen Konglomerate auftreten.

Von besonderem Interesse ist es, dass die Bewegungsphase, welche im nördlichen Teil von Ostgrönland nur palaeogeographisch belegt werden konnte, im Nathorstfjordgebiet offensichtlich nicht nur durch eine echte Orogenese, sondern auch durch eine ziemlich lebhafte vulkanische Tätigkeit gekennzeichnet war.

L. Koch (1929 a) zeigt nämlich, dass die intrusiven Gesteine der »Cape Fletscher series«, von denen er eine kurze, zusammenfassende Darstellung gibt, sich als Gerölle in denjenigen Schichten finden, die er zunächst für unterpermisch hielt (Depot Island Formation), die aber, wie ich auf Grund der Fossilbearbeitung zeigen konnte, an der Wende Zechstein zur Eotrias entstanden.

Gewiss wird über diese Eruption noch nicht das letzte Wort gesprochen sein[1]), jedoch ist festzustellen, dass nach den bisherigen Untersuchungen zu urteilen, eine Gleichaltrigkeit mit der im Norden Ostgrönlands festgestellten Bewegung wahrscheinlich ist.

Läge eine Ungleichaltrigkeit der beiden Vorgänge vor, so wäre es nicht zu verstehen, dass die permoeotriasische Serie im Nathorstfjordgebiet sowohl wie im nördlichen Ostgrönland so ausserordentlich gleichartige Faziesausbildungen erfahren hätte.

Es würde sich also ergeben, dass nicht nur, wie oben wahrscheinlich gemacht ist, die epirogene Entwicklung Ostgrönlands vom marinen Oberkarbon bis zur Eotrias in allen seinen Gebieten eine im wesentlichen einheitliche war, sondern dass auch stärkere Bewegungen zu einem in allen Gebieten gleichmässigen Ergebnis führten.

Somit muss der Entwicklungsgang und das Verhalten Ostgrönlands in diesen Zeiten als in seinen Grundzügen durchaus einheitlich betrachtet werden. Jedenfalls ist das

[1]) Die Untersuchungen, die Noe-Nygaard in diesem Jahr im Gebiet des Nathorstfjordes und des Fleminginlet angestellt hat, scheinen die von Koch in diesem Gebiet angestellten Beobachtungen in mancher Beziehung zu bestätigen, wie aus kurzen mündlichen Mitteilungen hervorgeht. Noe-Nygaard wird hierüber ja selbst eingehend berichten, und es sei hier nur kurz mitgeteilt, dass die von Koch und mir vermutete orogenetische Phase, die ich mit der »pfälzischen« parallelisieren zu können glaubte (1931 c), nun sogar durch echte Winkeldiskordanzen belegt werden kann.

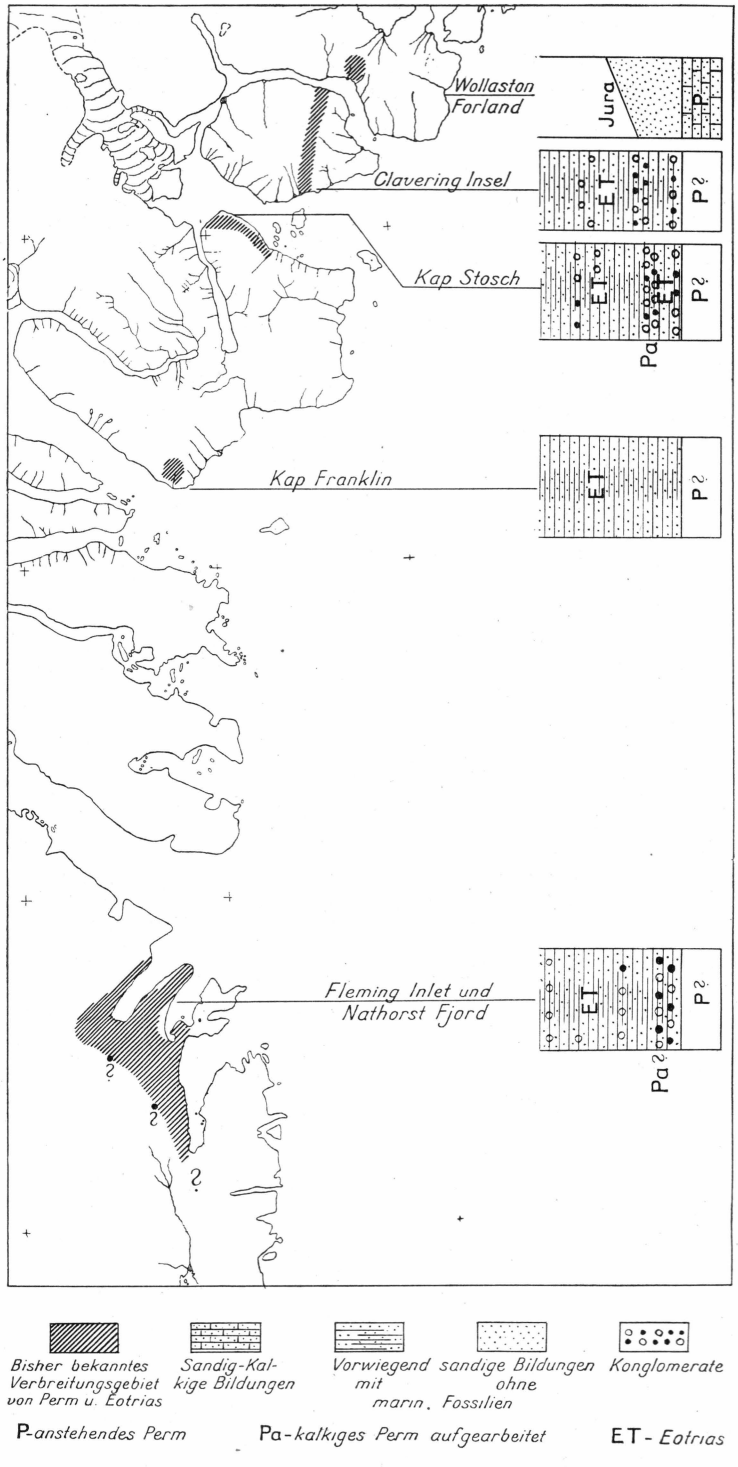


Fig. 11. Fazieskarte des Perms und der Eotrias.

bisher bekannte Tatsachenmaterial nicht geeignet, eine Sonderentwicklung verschiedener variszisch präformierter Blöcke zu postulieren.

Die Entwicklung der jüngeren Trias und des unteren Jura scheint, wenn man das südliche und nördliche Gebiet bezgl. ihrer Formationsentwicklung mit einander vergleicht, auf den ersten Blick sehr verschieden zu sein, und es ist durchaus richtig gewesen, wenn z. B. Koch (1929) und Rosenkrantz (1929, 1931) daraus den Schluss gezogen haben, dass diese Differenzen letzten Endes auf ein gesondertes, von einander verschiedenes Verhalten einzelner »Blöcke« zurückzuführen sind.

Wie sich jedoch aus den im vorhergehenden gegebenen Darstellungen ergibt, besteht keine Veranlassung dafür, anzunehmen, dass bereits in der Hauptzeit der variszischen Bewegung eine Präformierung von verschiedenen Blöcken in Ostgrönland stattfand, denn bis in die Eotrias hinein bleibt die Formationsentwicklung im Süden und Norden generell die gleiche. Wenn also eine Zerlegung Ostgrönlands in einzelne Blöcke zu Beginn der jüngeren Trias bzw. des unteren Jura vollzogen war, so kann man hierfür notwendigerweise allein die pfälzische Bewegung, also die jüngste Phase der variszischen Gebirgsbildung verantwortlich machen.

Auf Grund der Untersuchungen, die ich in diesem Jahr in Wollaston Forland angestellt habe, erscheint mir die Frage aber bereits spruchreif, ob das bisher bekannt gewordene Tatsachenmaterial nur so gedeutet werden kann, als ob die Entwicklung im Süden und Norden von der oberen Trias ab tatsächlich verschieden gewesen wäre. Zunächst sei einmal die Frage näher untersucht, was im Süden überhaupt als obere Trias gelten kann.

Basierend auf den Darstellungen Koch's, in denen auch die Feststellungen Nordenskiöld's und Nathorst's verarbeitet sind, ergibt sich, dass im Süden und zwar im Nathorstfjord- und Fleming Inlet-Gebiet eine Serie von ziemlich mächtigen Sedimenten vorhanden ist, die folgendermassen bezeichnet wurden (siehe Koch (1929 a)):

Cape Stewart Formation,
Klitdal Formation,
Cape Biot Formation,
Mt. Nordenskiöld Formation.

Diese Folge erreicht eine Mächtigkeit von mehr als 1000 m und muss nunmehr — nach Berichtigung alter Irrtümer — als im wesentlichen zur Trias gehörig gelten.

Die Mt. Nordenskiöld Formation wurde (1929) von Koch vorläufig

als permotriasisch bezeichnet. Diese Altersbestimmung wurde dadurch bedingt, dass einmal der darunterliegenden Depot Island Formation zunächst ein unterpermisches Alter zugesprochen wurde und zweitens im oberen Teil der Formation Lamellibranchiaten gefunden waren (von HARTZ), die früher als *Pseudomonotis ochotica* galten.

Inzwischen habe ich (1931 c) zeigen können, dass die Depot Island Formation in ihren oberen Teilen nicht permischen sondern eotriasischen Alters ist, und ROSENKRANTZ (1930) stellte fest, dass die in Frage kommenden Pseudomonotisformen nichts mit der obertriasischen *ochotica* zu tun haben, sondern eotriasische *Claraien* sind. Man wird also nicht fehlgehen, wenn man die Mt. Nordenskiöld Formation noch ganz in die Eotrias stellt. Es ist demnach eine Bildung, für die Aequivalente auch im Norden und zwar in der Wordie Creek Formation vorhanden sind.

Was ferner die Cape Biot Formation und die Klitdal Formation betrifft, so reichen die bisher bekannt gewordenen Tatsachen nur dazu aus, festzustellen, dass es sich sicher um Trias handelt. Man kann aber noch nicht sagen, dass durch sie obertriasische Schichtglieder repräsentiert sind, für die es im Norden keine Aequivalente gibt.

ROSENKRANTZ, der von der Klitdal Formation eine kurze Beschreibung gibt (1929), teilt diese in eine untere Arkoseserie und eine obere Gipsserie ein. Er deutet an, dass die letztere, welche unter der rhaetischen Cape Stewart Formation liegt, vielleicht dem Keuper zugerechnet werden kann (vgl. auch KOCH, 1929 a, S. 111 und 1929 b, S. 251), während die untere Arkosenserie möglicherweise noch der Permtrias angehören könnte.

Die gleiche Unsicherheit besteht bei der Cape Biot Formation, die zwar von KOCH (1929) versuchsweise in die obere Trias gestellt wurde, über deren Alter sich aber vorläufig nichts Genaues aussagen lässt.

Es ist also festzustellen, dass die in Frage kommenden Formationen oder zum mindesten Teile von ihnen noch der Eotrias angehören und nicht der Obertrias, wie sich das aus der Neubestimmung der Pseudomonotisformen durch ROSENKRANTZ (1930) ergeben hat. Der generelle Faziescharakter — konglomeratisch etc. — stimmt mit dem der im nördlichen Gebiet auftretenden Aequivalente überein.

Es ist die Frage, ob überhaupt und in welchem Ausmaß obertriasische Schichten (Keuper) im Süden entwickelt sind. Hierüber werden hoffentlich die Untersuchungen von NOE-NYGAARD Auskunft geben.

Auf jeden Fall zeigt sich, dass im Süden eine ca. 200 m mächtige rhätische Serie (Cape Stewart Formation) entwickelt ist, die im Norden bisher nicht angetroffen wurde. Kann nun diese Differenz im Sinne eines verschiedenen Verhaltens einzelner Blöcke gewertet werden?

Diese Frage erlangt scheinbar eine noch grössere Berechtigung, wenn

man die Entwicklung des Juras und der Unterkreide in den einzelnen Teilen Ostgrönlands mit einander vergleicht, die, wie wiederholt von anderer Seite (Koch 1929, Rosenkrantz 1929, 1931) betont ist, durch erhebliche Differenzen markiert sein soll.

In der Tat, der erste Eindruck ist der, dass vor allem zwischen dem südlichen und nördlichen Juragebiet ein erheblicher Unterschied besteht.

Schon frühzeitig wurden aus der näheren und weiteren Umgebung des Scoresbysundes jurasische Fossilien und Schichten bekannt, die bereits wiederholt Gegenstand der Untersuchung gewesen sind (vgl. u. a. Lundgreen 1895, Madsen 1904, Haug 1926). Diese älteren Ergebnisse konnten erst vor einigen Jahren durch die Studien von Rosenkrantz (1929) wesentlich ergänzt bzw. revidiert werden.

Rosenkrantz unterscheidet eine Reihe von Bildungen, die von oben nach unten folgendermassen bezeichnet werden und nach ihm den angegebenen Stufen zuzurechnen sind:

Hartz Fjaeld Formation	vermutlich Neokom.
Cape Leslie Formation.....	Untere Wolgastufe.
Koch Fjaeld Formation.....	möglich Kimmeridge.
Fossil Mountain Formation.....	möglich Oxford.
Vardekløft Formation	Unter- und Mittel-Callovien.
Neills Cliff Formation	Mittlerer und oberer Lias.

Diese Serie, welche im südlichen Distrikt in weiter Verbreitung vorhanden ist und wenigstens teilweise durch sehr viele und gut erhaltene Fossilien belegt werden konnte, scheint nun, nach den bisherigen Untersuchungen zu urteilen, im nördlichen Juragebiet grösstenteils garnicht oder zum mindesten doch in anderer Fazies zum Absatz gekommen zu sein.

Was zunächst die Bildungen des unteren Jura betrifft, der im südlichen Gebiet durch leitende Formen wie *Dumortieria jamesoni*, *Aegoceras*, *Dactylioceras* und *Pseudolioceras* nachgewiesen ist, so ist festzustellen, dass sich auch während der Untersuchungen dieses Jahres kein Anhaltspunkt dafür ergeben hat, dass im nördlichen Juragebiet Aequivalente dieser Schichten vorhanden sind.

Diese Differenz zwischen Norden und Süden scheint auch in der Fazies jüngerer Stufen zum Ausdruck zu kommen.

Während unterer und mittlerer Dogger in beiden Gebieten zu fehlen scheint, ist das Callovien zwar sowohl im Süden wie auch im Norden vorhanden, scheint aber doch faziell ziemlich verschieden zu sein. Im nördlichen Juragebiet liegen sehr mächtige Sandstein-, Sand-, Schiefer- und Konglomeratkomplexe vor, wie ich sie aus Wollaston Forland näher

beschrieben habe. Aus den Angaben, welche sich in der Literatur über die Ausbildung dieser Stufe im südlichen Juragebiet finden, kann man entnehmen, dass die Entwicklung dort mehr tonig ist.

Weiterhin hat es den Anschein, als ob auch das untere und obere Oxford bzw. der untere Kimmeridge in beiden Gebieten lebhaft von einander abweichen. In dem einen Fall — im Norden — handelt es sich um sandige Schiefer und Sandsteine mit bezeichnenden *Cardioceraten*, in dem anderen Fall — im Süden — sollen nach ROSENKRANTZ *Quenstedticeraten* und *Macrocephalen* auftreten. Ob hier tatsächlich eine Differenz vorliegt, wage ich nicht zu entscheiden, da mir die Einreihung der erwähnten Schichten im Süden ins Oxford auf Grund der Ammonitenfauna nicht sicher erscheint.

Was fernerhin die Ausbildung der unteren Wolgastufe betrifft, so gibt es ganz zweifellos fazielle Differenzen zwischen Norden und Süden, wenngleich aus beiden Gebieten bezeichnende Fossilien vorliegen. Schon aus der Tabelle, die ROSENKRANTZ (1929, S. 152—153) gegeben hat, kann man ersehen, dass die Fauna im Süden wesentlich reichhaltiger ist als im Norden, und dass deshalb dort auch eine feinere Gliederung vorgenommen werden konnte. Darüber hinaus lässt sich fernerhin sagen, dass an einzelnen Punkten des nördlichen Gebiets in den betreffenden Schichten überhaupt keine Fauna vorzukommen scheint.

Auch in der Entwicklung der Unterkreide scheinen — wenigstens nach den bisherigen Kenntnissen zu urteilen — starke Differenzen zwischen Nord und Süd zu bestehen.

Im Norden konnte marines Valanginien schon frühzeitig (durch die 2. deutsche Nordpolfahrt) festgestellt werden und im Laufe der Zeit hat sich gezeigt, dass es hier eine sehr weite Verbreitung besitzen muss. Es ist nun von der Koldewey-Insel, von der Kuhninsel und von Wollaston Forland bekannt, wo sich bezeichnende *Aucellen* aus der *keyserlingi*-Gruppe, *Polyptychiten* etc. gefunden haben. Aus dem Süden hingegen ist nichts über ein Vorhandensein dieser Stufe bekannt geworden.

Aus dem Norden sind fernerhin in jüngster Zeit Nachweise für die Stufen des Aptiens und Albiens erbracht. So fand NOE-NYGAARD in Wollaston Forland im Abhangsschutt einen Ammoniten, den ROSENKRANTZ als *Crioceras* bestimmte. BØGVAD traf ferner in einem Höhenzug, der parallel der Ostküste der Kuhninsel verläuft, dunkle Schiefer mit Kalksteinlagen an, in denen sich sowohl Inoceramen wie auch einige Ammoniten fanden, die ROSENKRANTZ (1931) als *Parahoplitoides* cf. *deshayesi* und als *Aconeceras* cf. *nissoides* bestimmte, während er die genannten Schichten dem unteren Aptien zurechnete.

Weiterhin wurden von BØGVAD im östlichen Teil der Claveringinsel (und zwar am Storstrømmen) sandige Schiefer angetroffen, die Inoceramen führen, welche von ROSENKRANTZ (1931) als *Inoceramus* cf.

anglicus Woods bestimmt sind. Diese Schichten, welche der genannte Autor dem Gault zurechnet, wurden in diesem Jahr von Noe-Nygaard und Söderbergh näher untersucht, und es ergab sich dabei, dass die inoceramenführenden Schiefer von je einem Sandsteinkomplex unter- bzw. überlagert wurden. Der untere von diesen beiden ist durch einen grösseren Reichtum an *Cyrenen* gekennzeichnet. Diese wie überhaupt die ganze Fazies des Horizonts erinnern m. E. stark an den Wealden, der hier also in einem wesentlich höheren Niveau auftreten würde als in Westeuropa.

Da nun fernerhin auch an der Nordküste von Hold with Hope von Koch Albien- bzw. Aptienammoniten gefunden sind, so kann es keinem Zweifel unterliegen, dass im nördlichen Teil von Ostgrönland sowohl jüngeres Neokom wie auch Gault in ziemlich weiter Verbreitung vorhanden ist.

Auch von diesen Stufen hat sich im Süden nichts gefunden, und somit könnte man tatsächlich auf die Vermutung kommen, dass zum mindesten vom Rhaet an aufwärts das nördliche und südliche Gebiet eine von einander ganz abweichende Entwicklung aufweisen, die für eine präjurasische Präformierung verschiedener Blöcke in Ostgrönland sprechen würde. Diese Blöcke müssten also eine mehr oder weniger von einander abweichende Epirogenese durchgemacht haben.

Wenn ich diese Blockpräformierung, die an und für sich ja absolut nichts Absonderliches, sondern eher etwas Natürliches ist, noch nicht für erwiesen halte, so sind es im wesentlichen die folgenden Gründe, die gegen eine solche Auffassung geltend gemacht werden können.

Was zunächst die scheinbaren Differenzen zwischen der Entwicklung der Unterkreide des südlichen und des nördlichen Gebiets betrifft, so ist es nicht möglich, diese schon jetzt im Sinne einer präjurasischen Blockpräformierung und verschiedener epirogener Entwicklung zu deuten, denn es kann mit Sicherheit damit gerechnet werden, dass diese Differenzen zum mindesten teilweise durch Fundlücken bedingt sind. Während der Jura des Scoresbysundgebietes jetzt im allgemeinen als recht gut bekannt gelten kann, muss man die Unterkreide als fast ganz unerforscht betrachten. Es wird die Aufgabe künftiger Untersuchungen sein, festzustellen, ob hier im Süden nicht die generell gleiche Entwicklung des Neokom und Gault wie im Norden vorhanden ist.

Bei dem Vergleich der Entwicklung des oberen Juras des südlichen und nördlichen Distrikts hatten sich Differenzen vor allem einmal im Callovien bzw. Unteroxford ergeben, jedoch ist gerade hier die Frage sehr berechtigt, ob das mächtige Hervortreten des Sandsteins im Norden nicht durch rein lokale Besonderheiten der Sedimentationsverhältnisse bedingt ist. Wie weiter unten noch zu schildern ist, wechselt die Fazies

dieser Stufen im nördlichen Distrikt allein noch besonders lebhaft, worin ich aber keine Äusserung eines gesonderten epirogenen Verhaltens sehen kann. Vielmehr haben mich die Verhältnisse in der zum Callovien bzw. zum Unteroxford gestellten Sandsteinreihe in Wollaston Forland zu der Anschauung geleitet, dass es sich hier um das Mündungsgebiet eines grossen Flusssystems handeln muss, worauf nicht allein die grossen Massen klastischen Materials sondern vor allem auch die typischen flachen Flussgerölle, welche ich in den Konglomerathorizonten fand, hinweisen.

Besteht also eine petrographische Faziesdifferenz zwischen dem nördlichen und südlichen Juragebiet, so kann sie in diesem Fall nicht im Sinne eines verschiedenen epirogenen Verhaltens gedeutet werden.

Was fernerhin die höheren Stufen des oberen Jura betrifft, also das sogenannte Oberoxford, den Kimmeridge und die Volgastufe, so scheinen mir auch in diesen Fällen die bisherigen Kenntnisse nicht auszureichen, um einen Entscheid zu treffen. Die Faunenführung der Fossil Mountain und Koch Fjaeld Formation des Südens, die ROSENKRANTZ (1929) unter Vorbehalt dem Oxford und Kimmeridge zurechnete, ist so eigenartig (*Quenstedticeraten* und *Macrocephalen*), dass mir eine Zuweisung zu diesen Stufen nicht gesichert erscheint, und dass somit ein stratigraphisch fazieller Vergleich mit dem Norden noch nicht durchgeführt werden kann. Wenn ferner in der Ausbildung der Volgastufe insofern Differenzen auftreten, dass im Süden eine wesentlich reichere Fauna als im Norden vorliegt, so lässt sich das vielleicht auch durch die verschiedene Erhaltungsmöglichkeit erklären. Immerhin muss festgestellt werden, dass das nördliche Gebiet auch für sich noch fazielle Differenzen dieser Stufe aufzuweisen scheint, worüber weiter unten noch näher zu sprechen ist.

War es so bezgl. der Ausbildung des oberen Juras angezeigt, den bisher festgestellten Differenzen zwischen Nord und Süd kein allzu grosses Gewicht für die Frage der präjurasischen Blockpräformierung beizulegen, so liegen die Verhältnisse im unteren Jura und im Rhaet entschieden anders.

Der Lias und das Rhaet sind bisher nur aus dem Gebiet des Scoresbysundes nachgewiesen, und wenn man mit Bestimmtheit sagen könnte, dass sie im nördlichen Juradistrikt tatsächlich fehlen, so wäre m. E. damit auch der sichere Nachweis eines verschiedenen epirogenen Verhaltens des Nordens und Südens für diese Zeiten erbracht.

Auf Grund der Feststellungen jedoch, die ich in diesem Jahre in Wollaston Forland machen konnte, erscheint es mir vorläufig nicht möglich, das Vorhandensein des Rhaet und Lias im nördlichen Distrikt mit Bestimmtheit zu verneinen. Überall, wo hier Jura gefunden wurde, zeigte es sich, dass zwar die ältesten, ihm zuzurechnenden Schichten dem Callovien angehören, dass dieses jedoch ganz allgemein gegen ältere

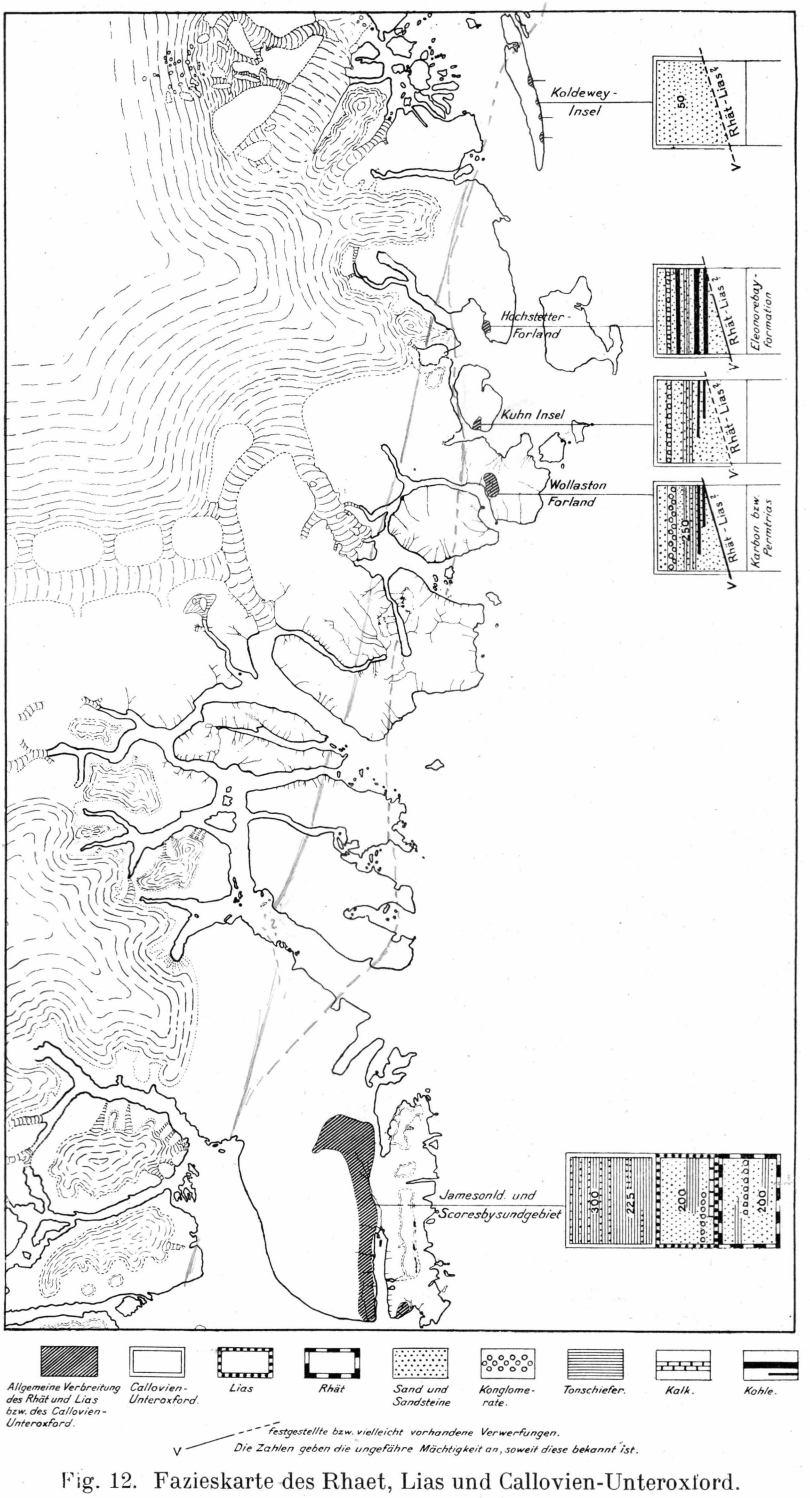


Fig. 12. Fazieskarte des Rhaet, Lias und Callovien-Unteroxford.

Schichten (Karbon und Permtrias) verworfen, dass also nirgends die Unterlage des Callovien aufgeschlossen ist. Man muss also vorläufig immerhin mit der Möglichkeit rechnen, dass die unter dem Callovien folgenden Schichten vielleicht dem Lias und Rhaet angehören. Vielleicht werden weitere Untersuchungen, die im Inneren von Wollaston Forland vorzunehmen wären, diese Frage klären können.

Zusammenfassung über den Vergleich des nördlichen und südlichen Gebietes.

Als Ergebnis des vorgenommenen Vergleichs der postdevonischen Formationsentwicklung in dem nördlichen und südlichen Gebiet lässt sich nach dem jetzigen Stand der Kenntnisse feststellen:

1) Die Entwicklung des marinen Oberkarbons zeigt längs der ostgrönländischen Küste zwischen 70—75° keine wesentlichen Differenzen petrographisch- oder faunistisch-fazieller Natur. Es handelt sich um Dolomite, Posidonienschiefer und Brachiopodenkalke mit einer Fauna, die dem russischen Schwagerinenkalk entspricht.
2) Die Entwicklung des Perms scheint ebenfalls keine wesentlichen (generellen) Abweichungen aufzuweisen, jedoch sind hier noch genauere Untersuchungen, vor allem im Süden erforderlich. Das Perm ist eine Küstenfazies mit kalkigen und sandigen Gesteinen.
3) Die Entwicklung der Eotrias muss auch als generell gleich im Norden und Süden aufgefasst werden. Es handelt sich um Küstenbildungen, in denen wohl hier einmal der Kalk-, dort der Sandgehalt die Vorherrschaft hat, die aber doch dieselbe Fauna enthalten dürften (*Ophiceraten* etc.).

   Eine gebirgsbildende Bewegung, die ich mit der pfälzischen Phase vorläufig parallelisierte, ist durch eine im Süden und Norden gleich deutliche Abtragung nach Ablagerung des Zechsteins angezeigt.

Danach ist es nicht möglich, aus der Formationsentwicklung des Oberkarbons, des Perms und der Eotrias eine variszische Blockpräformierung abzuleiten, die älter als die pfälzische Phase ist.

4) Die Entwicklung der Obertrias, des Jura und der Unterkreide scheint auf den ersten Blick grössere Verschiedenheiten in dem südlichen und nördlichen Gebiet aufzuweisen, und es mag die Möglichkeit bestehen, hieraus ein verschiedenes epirogenes Verhalten des Südens und Nordens abzuleiten.

   Es muss jedoch betont werden, dass die folgenden Tatsachen einen Entscheid vorläufig nicht gestatten:

a) das Fehlen des Rhaet und Lias im Norden kann tektonisch bedingt sein. Das Callovien, die älteste hier bisher bekannt gewordene Jurastufe, ist nämlich, wie die Untersuchungen in Wollaston Forland ergeben haben, stets gegen ältere Formationen verworfen.

b) Gewisse fazielle Differenzen, die zwischen Norden und Süden bestehen (Callovien-Unteroxford!), sind nicht durch verschiedenes epirogenes Verhalten sondern durch lokale Differenzen der ehemaligen Küstenkonfiguration zu erklären (Flussmündungen etc.).

c) Scheinbare faunistische Differenzen im Oberoxford-Kimmeridge sind vielleicht nicht aufrecht zu erhalten, da die verglichenen Schichtkomplexe möglicherweise ein verschiedenes Alter haben.

d) Die scheinbaren Differenzen in der Ausbildung der Unterkreide können lediglich dadurch erklärt werden, dass diese Schichten im Süden fast garnicht untersucht sind.

Die Fazies- und Lagerungsverhältnisse des Jura und der Unterkreide im nördlichen Gebiet.

Im vorhergehenden ist gezeigt, dass die Differenzen, welche in der Entwicklung des Jura und der Unterkreide zwischen dem Norden und Süden Ostgrönlands zum Ausdruck kommen, unter bestimmten Voraussetzungen nicht für ein gegenseitig verschiedenes Verhalten der betreffenden Gebiete zu sprechen brauchen. Es muss hierbei jedoch beachtet werden, dass bei diesem Vergleich aus den vielen Einzelprofilen des nördlichen Gebietes ein einheitliches Profil konstruiert war, dass der gesamte Norden also als eine Einheit betrachtet wurde.

Betrachtet man nunmehr die verschiedenen Vorkommen des Jura und der Unterkreide im nördlichen Gebiet für sich, so zeigt sich eine ziemliche Mannigfaltigkeit der Fazies sowohl, wie sich auch Verschiedenheiten in den Auflagerungsverhältnissen haben feststellen lassen.

In der Profilserie (Textfigur 13) habe ich die bisherigen Kenntnisse über die Entwicklung des Jura und der Unterkreide in den verschiedenen Gebieten des nördlichen Teils von Ostgrönland zur Darstellung gebracht. Diese mögen als Grundlage für die weiter unten gegebenen Deutungsmöglichkeiten und Problemstellungen dienen.

Der sich ergebende Fragenkomplex ist m. E. von grösster Wichtigkeit, handelt es sich doch darum, ob die verschiedenen Auflagerungsverhältnisse des Jungmesozoikums tektonisch oder atektonisch zu deuten sind. In dem ersteren Fall würde sich eine weitere Kennzeichnung der tertiären Tektonik ergeben, in dem anderen Fall müsste man Ver-

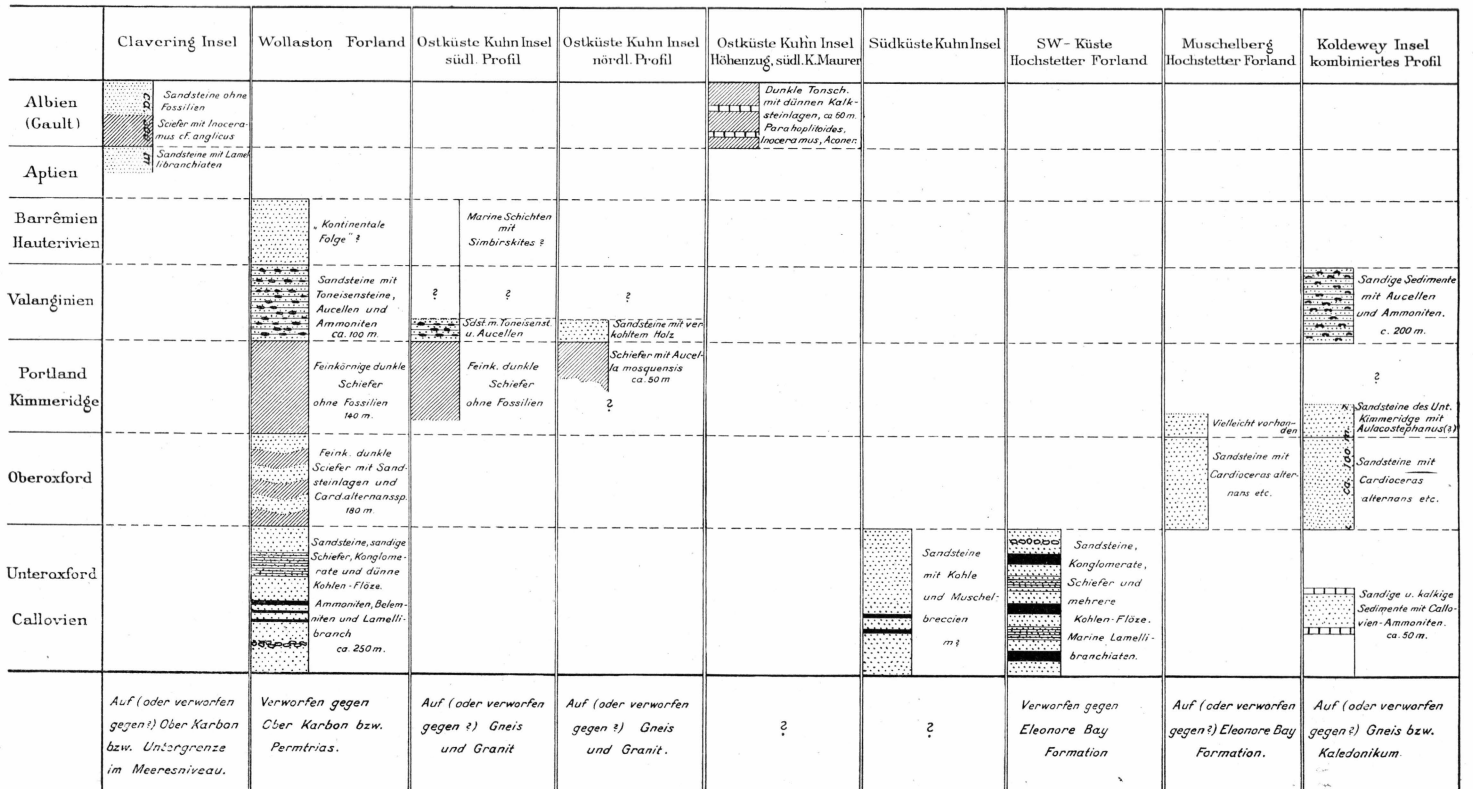


Fig. 13. Faziesprofil des Jura und der Unterkreide im nördlichen Teil von Ostgrönland.

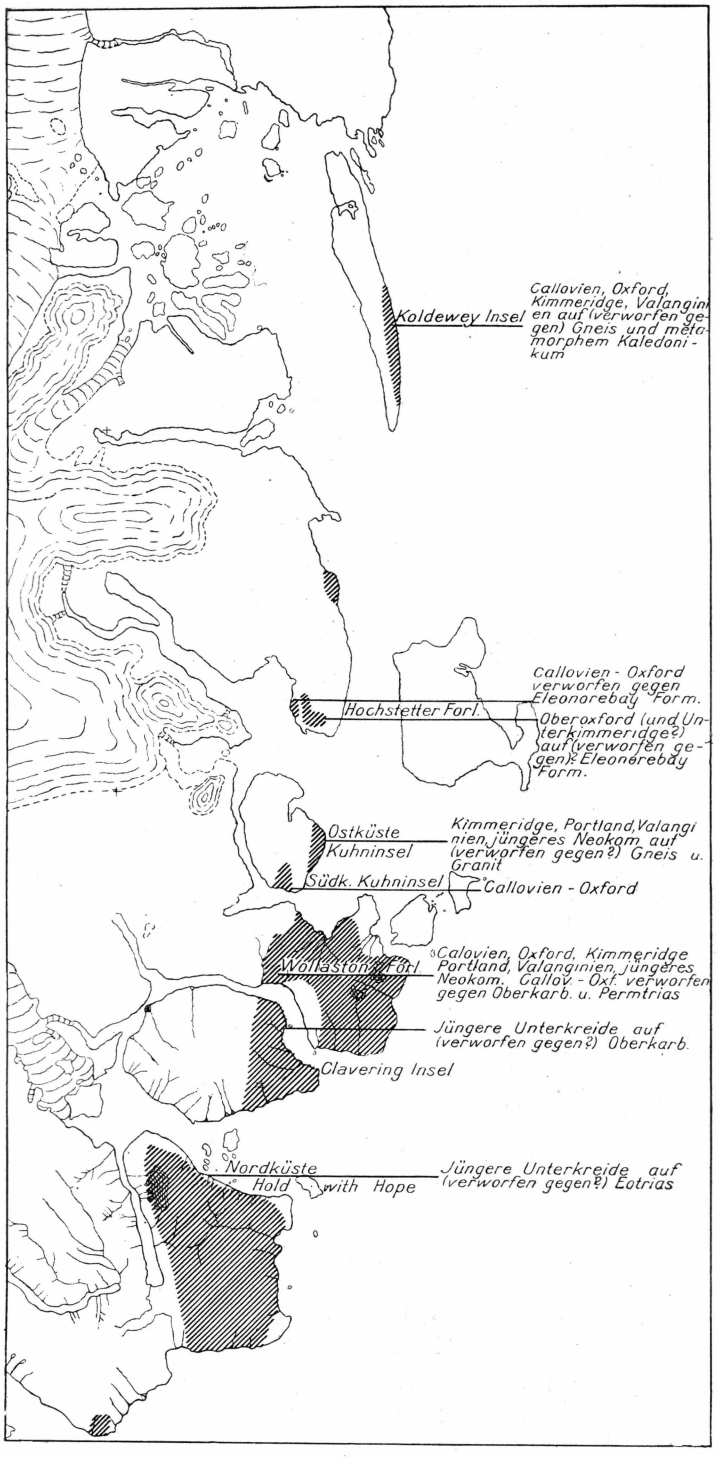


Fig. 14. Verbreitung und Lagerung des Jura und der Unterkreide im nördl. Teil von Ostgrönland.

schiedenheiten im Verhalten des Untergrundes zur Zeit der Ablagerung des Jura und der Unterkreide voraussetzen.

LAUGE KOCH (1929) hat in einem Kärtchen bereits dargestellt, welche jungmesozoischen Schichten in den verschiedenen Teilen des nördlichen Ostgrönland vorkommen, und auf was für einem Untergrund sie liegen. Die nach KOCH's Untersuchungen, die für die Aufrollung des ganzen Fragenkomplexes sehr wichtig sind, in diesem Gebiet vorgenommen Arbeiten haben nun eine Erweiterung unserer Kenntnisse gebracht, die sich aus der Textfigur 13 und der neu entworfenen Karte (Textfigur 14) ergibt.

Zu diesen ist zunächst folgendes zu bemerken:

Im südlichen Teil des nördlichen Gebietes beginnend, zeigt sich eine weite Verbreitung jungmesozoischer Schichten in Hold with Hope, wo sie von KOCH (1929) nachgewiesen wurden. Es handelt sich, wie KOCH's neuere Untersuchungen an der Südküste der Gael Hamkesbay und des Godthaab Golfes ergeben haben (1931), um Neokom und Gault. Einige 1930 gefundene Ammoniten sprechen für Albien (*Hoplites* cf. *jachromensis*), ein in diesem Jahr von Dr. Malmquist gefundener Ammonit scheint auch auf Aptien hinzuweisen. Ältere Kreidebildungen sind bisher nicht angetroffen. Ich selbst hatte nur einen Tag Gelegenheit, einen kurzen Einblick in die Verhältnisse dieser Schichten zu bekommen. Sie bestehen am Mt. Frebold im wesentlichen aus hellen, z. T. konglomeratischen Sandsteinen, zwischen denen auch dunkle feinblättrige Schiefer vorkommen. An der Westseite des genannten Berges sind die Schichten alle derartig stark durch Basaltschutt verdeckt, dass sich nichts genaueres feststellen liess.

Es ist wichtig, festzustellen, dass sich in dem ganzen erwähnten Küstengebiet nirgends ein Anzeichen für das Vorhandensein von älterem Neokom (Valanginien) ergeben hat, auch Jura fehlt hier vollkommen. Das Profil, welches in der neuen Arbeit von KOCH (1931) von der Nordküste von Hold with Hope entworfen ist, zeigt vielmehr, dass die jüngere Unterkreide hier direkt der Trias aufliegt.

KOCH hat es (1929) jedoch für möglich gehalten, dass weiter im Inneren von Hold with Hope auch Portland vorhanden ist. Vom Kap Franklin erwähnt übrigens ORVIN (1930) eine *Aucella*, woraus sich also ergibt, dass hier über der karbonisch-eotriasischen Schichtenfolge noch Jungmesozoikum vorhanden ist.

Weiter nördlich auf der Claveringinsel hatte KOCH bereits (1929) Jungmesozoikum festgestellt, später fand BØGVAD hier sandige Schiefer, die nach ROSENKRANTZ (1931) *Inoceramus* cf. *anglicus* enthalten, und die von ihm mit Recht in das Albien gestellt werden. Im Laufe dieses Jahres konnten nun NYGAARD und SÖDERBERGH feststellen, dass dieser Horizont sandiger Schiefer von je einem Sandsteinkomplex über- bzw.

unterlagert wird. Während die hangenden Sandsteine keine Fossilien geliefert haben, fanden sich in dem liegenden Sandsteinkomplex zahlreiche Lamellibranchiaten, die nach einer vorläufigen, von mir vorgenommenen Bestimmung wahrscheinlich *Cyrenen* sind. Diese liegenden Sandsteine erinnern mit ihrer Fauna, wie schon weiter oben betont, an die Ausbildung des nordwest-europäischen Wealden, gehören hier aber jedenfalls einem höheren Horizont an. Auf der Claveringinsel gibt es kein Valanginien, wie sich auch keinerlei Anzeichen für das Vorhandensein von Jura ergeben haben. Nur einige Calloviengeschiebe wurden hier gefunden.

Die erwähnten Bildungen der Claveringinsel treten teils im Kontakt mit karbonischen Schichten auf, teils liegt ihre Basis im Meeresniveau, so dass etwa vorhandener Jura und Valanginien garnicht mehr erwartet werden kann.

In Wollaston Forland dürfte zur Zeit die jungmesozoische Schichtenfolge am vollständigsten erhalten sein.

Ein vorläufiges Profil war bereits von Koch (1929a) aufgestellt, das im Laufe dieses Sommers noch einmal genauer untersucht werden konnte.

Wie bereits oben geschildert ist, lässt sich die Vermutung Koch's, der Jura läge hier direkt dem kaledonischen Gneis und Granit auf, nicht aufrecht erhalten. Die Untersuchung ergab vielmehr, dass zwischen dem kaledonischen Gneis und dem Jungmesozoikum noch Karbon, Perm und Permtrias vorhanden ist. Gegen diese letzterwähnten Bildungen ist die jungmesozoische Schichtenfolge verworfen. Man kann also nicht mit Bestimmtheit sagen, welches die Basisbildung des Jungmesozoikums ist, und welches die Schichten sind, die seine Unterlage bilden. Zum mindesten kommt jedoch die Eotrias hierfür in Frage.

Über die Ausbildung des Jungmesozoikums in Wollaston Forland ist bereits weiter oben genügend gesprochen, so dass hier darauf verwiesen werden kann.

Noch weiter im Norden, auf der Kuhninsel, sind jungmesozoische Bildungen ja bereits seit der zweiten deutschen Nordpolfahrt unter Koldewey bekannt. Die ursprünglich von Toula (1874) vorgenommene Bearbeitung der hier gefundenen Fossilien ist später wiederholt revidiert. Die letzte zusammenfassende Darstellung der hier aufgeschlossenen Bildungen ist (1929) von Koch gegeben; aber auch diese konnte bereits kürzlich (1931) von Rosenkrantz ergänzt werden und zwar auf Grund neuer wichtiger Funde, die von Bøgvad gemacht waren.

So viel bis jetzt bekannt, gibt es auf der Kuhninsel 4 wichtige Vorkommen jungmesozoischer Gesteine. Drei von diesen liegen an der Ostküste und eins an der Südküste. An der Südküste stehen Sandsteine und sandige Bildungen an, welche sowohl Kohle führen wie aber auch eine marine Fauna in Form von Muschelbreccien enthalten. Über die

Mächtigkeit dieser Bildungen, die von PAYER und COPELAND untersucht wurden, ist nichts Genaueres bekannt, jedoch dürfte kein Zweifel darüber bestehen, dass es sich hierbei um die gleichen Schichten handelt, welche in Wollaston Forland die gelbe Sandsteinserie zusammensetzen, die von mir zum Callovien und Unteroxford gestellt ist.

An der Ostküste der Kuhninsel sind zunächst ein südliches und ein nördliches Profil zu unterscheiden. Das eine dieser Vorkommen liegt 3—4 km nördlich von Kap Hamburg, das andere noch einige km weiter nördlich.

Es ist sehr bemerkenswert, dass trotz der engen Nachbarschaft scheinbar die Entwicklung an den beiden Punkten etwas von einander abweicht. An der südlichen Lokalität liegen 30 m mächtige Sandsteine über einer ca. 1 m mächtigen Lage von Toneisenstein. Beide Niveaux führen ziemlich zahlreich Aucellen, und zwar handelt es sich nach der vorläufig von ROSENKRANTZ vorgenommenen Bestimmung um *Aucella* cf. *syzranicus*, *A.* cf. *keyserlingi*, *A.* cf. *piriformis* und *A.* cf. *lamplughi*, alles Formen, die auf mittleres Valanginien hinweisen.

Ganz augenscheinlich handelt es sich dabei um die gleiche Fazies, wie sie auch in Wollaston Forland festgestellt ist.

Hierunter liegt dann eine Folge dunkler Schiefer, die gänzlich fossilleer zu sein scheint. Diese Schiefer sollen nach KOCH (1929) sehr denjenigen ähneln, welche in Wollaston Forland das Valanginien unterlagern, und die vermutlich dem Portland zuzurechnen sind.

Die nördlich gelegene Lokalität zeigt ca. 50 m mächtige Schiefer mit Toneisenstein. Hierin fand sich eine Reihe von Fossilien wie *Aucella mosquensis*, *Acantotheutis* sp., *Pachytheutis* cf. *panderiana* D'ORB. und verschiedene Arten von *Perisphinctes*. Diese sollen auf mittleres Portland hindeuten.

Es würde also danach an dieser Lokalität eine Stufe fossilführend entwickelt sein, die sonst im nördlichen Teil von Ostgrönland wahrscheinlich nur in Form von fossilleeren dunklen Schiefern vorliegt.

Dies ist auch insofern von Interesse, als, wenigstens nach den bisherigen Kenntnissen zu urteilen, vielleicht ein ähnliches Verhältnis im mittleren Neokom vorliegen könnte. So gibt ROSENKRANTZ an, dass im nördlichen Teil von Ostgrönland im allgemeinen eine kontinentale Folge entwickelt sei, die dem Hauterivien und Barrêmien entspräche, auf der Kuhninsel sei jedoch das Vorliegen gleichaltriger mariner Bildungen durch den angeblichen »*Simbirskites*« *payeri* angezeigt.

Hierzu möchte ich jedoch gleich bemerken, dass ich selbst nirgends Anzeichen für eine echte kontinentale Folge mittelneokomen Alters gefunden habe, und dass die Bestimmung des in Frage kommenden Ammoniten als *Simbirskites* sehr fraglich ist, zumal er angeblich mit

den Aucellen zusammen gefunden wurde, die auf mittleres Valanginien hinweisen.

Immerhin möchte ich diese angebliche Differenz fazieller Entwicklung nicht unerwähnt gelassen haben, wenn ich auch glaube, dass bei einer genaueren Untersuchung dieser Profile mehr einheitliche Züge festzustellen sind.

In diesem Zusammenhang mag noch erwähnt sein, dass Koch im nördlichen Profil der Ostküste der Kuhninsel über dem als mittleres Portland bestimmten Schichtenkomplex hell gefärbte Sandsteine feststellte, die eine Menge verkohltes Holz enthalten. Vermutlich würde es sich hier um Valanginien handeln, in dem aber sonst ein derartiger Holzreichtum noch nicht beobachtet ist.

Das dritte Vorkommen an der Ostküste der Kuhninsel wurde von Bøgvad, der im Jahre 1929—30 in Ostgrönland überwinterte, festgestellt. Dieses Vorkommen liegt in einem Höhenzug südlich von Kap Maurer. Es handelt sich um dunklen Tonschiefer mit dünnen Kalksteinlagen, die insgesamt ca. 60 m Mächtigkeit erreichen. In diesen Schiefern und zwar im oberen Teil der Serie fand Bøgvad Fossilien und zwar einige Ammoniten und Inoceramen. Die Ammoniten wurden von Rosenkrantz als *Parahoplitoides* cf. *deshayesi* und als *Aconeceras* cf. *nissoides* bestimmt.

Über die Vorkommen des Jungmesozoikums auf der Kuhninsel lässt sich somit zusammenfassend sagen, dass es sich um vier verschiedene Profile handelt, in denen jeweils immer nur ein Teil der Schichtenfolge aufgeschlossen ist. Man dürfte aber wohl nicht fehlgehen in der Annahme, dass hier vom Callovien an aufwärts zum mindesten bis in das Aptien hinein Aequivalente der ganzen Serie, wie sie in Wollaston Forland aufgeschlossen ist, vorhanden sind.

Über die Unterlage dieser jungmesozoischen Schichtenfolge der Kuhninsel ist nichts Genaueres bekannt. Koch hat jedoch (1929a) die Vermutung ausgesprochen, dass der Jura und die Unterkreide hier direkt dem Gneis und Granit aufliegen. Man kann aber auch der Ansicht sein, dass diese jungmesozoischen Vorkommen durch Verwerfungen begrenzt sind, wie sich das in Wollaston Forland mit Sicherheit feststellen liess.

Das nächst nördliche Vorkommen von Jungmesozoikum liegt in Hochstetter Forland. Dass in diesem Gebiet Jura vorhanden ist, ergab sich aus den Neuaufsammlungen, die Jarner während der Danmark-Expedition vorgenommen hat. Ein grösserer Teil dessen, was von der deutschen Nordpolexpedition als Tertiär bezeichnet war, wurde daher von Ravn (1911) zum Jura gestellt.

Während seiner Schlittenreise im Winter 1926—27 konnte Koch dieses Vorkommen nur ganz kurz untersuchen. Er stellte jedoch bereits fest, dass hier auch die algonkische Eleonorebay-Formation vorhanden

sei. Das von ihm (1929a auf Tafel 5) gegebene Profil gibt jedoch die Verhältnisse nicht ganz richtig an. Nach diesem Profil würde der Jura nur als flache Decke auf der Eleonorebay-Formation liegen. Auf Grund der Untersuchung, die ich diesen Sommer in Hochstetter Forland vornehmen konnte, liegen die Verhältnisse so, wie sie im beiliegenden Profil (Figur 16b) dargestellt sind.

Es ist zunächst einmal festzustellen, dass die im südlichen Teil von Hochstetter Forland auftretenden Gesteine fast nur aus sandigem Material bestehen und zwar im wesentlichen aus hartem, weissem Sandstein. In diesem wurden von JARNER Ammoniten gefunden, die RAVN (1911) als *Cardioceras alternans* bestimmte. Die Schicht erreicht eine ziemliche Mächtigkeit, und es muss betont werden, dass ihre Ausbildung stark von derjenigen des Wollaston Forland abweicht, wo dieser Komplex im wesentlichen von schwarzen Tonen und Sandtonschiefern aufgebaut wird. Hier besteht also ein sicher nachweisbarer fazieller Gegensatz zwischen den beiden Gebieten.

Ausser diesen Schichten mit *Cardioceras alternans* findet sich in Hochstetter Forland noch eine Serie von Sandsteinen, welche die mächtigen Kohlenflöze enthält, die in diesem Jahre untersucht werden konnten. Diese kohlenführende Serie, über die ich in einer anderen Arbeit ausführlich berichten werde, ist, nach meinen vorläufigen Untersuchungen zu urteilen, ein Aequivalent der gelben Sandsteinserie von Wollaston Forland, muss also dem Callovien und Unteroxford entsprechen.

Es ist bemerkenswert, dass auch diese Serie faziell von der Ausbildung des Wollaston Forland beträchtlich abweicht, was einerseits darin zum Ausdruck kommt, dass die Kohlenflöze zu bedeutender Mächtigkeit angeschwollen sind, während andrerseits die Konglomerathorizonte eine schwächere Entwicklung zeigen. Auch die Fauna zeigt ein anderes Gepräge.

Während nun mit Sicherheit nachgewiesen werden konnte, dass das Kohlenlager an der Südwestküste des Hochstetter Forland durch Verwerfungen gegen die Eleonorebay-Formation abgesetzt ist, kann man über die Auflagerungsverhältnisse des Sandsteins mit *Cardioceras alternans* im Muschelberg zweifelhaft sein, worüber weiter unten zu sprechen ist.

Während also die Faziesverhältnisse in Hochstetter Forland ein Abweichen von denen in Wollaston Forland anzeigen, ist festzustellen, dass sie zum Teil scheinbar eine gute Übereinstimmung mit denen der Koldeweyinsel aufweisen.

Dies Vorkommen jungmesozoischer Schichten, das seine palaeontologische Bearbeitung bereits früher (1911) durch RAVN erfuhr, wurde letztmalig von L. KOCH untersucht und beschrieben (1929 a).

Die Schichtenfolge ist nicht in ein und demselben Profil aufge-

schlossen, sondern ist immer nur teilweise an verschiedenen, von KOCH (l. c.) näher beschriebenen Lokalitäten beobachtet.

An der Basis liegt Callovien, das von sandigen, z. T. etwas kalkigen Bildungen aufgebaut wird und durch eine Reihe von Ammoniten als solches hinreichend bestimmt werden konnte. Diese Stufe scheint jedoch auf der Koldeweyinsel nicht vollständig aufgeschlossen zu sein. Vergleicht man nämlich diese Bildungen mit denen in Wollaston Forland, auf der Kuhninsel und in Hochstetter Forland, so stellt sich heraus, dass sie nur eine sehr beschränkte Mächtigkeit besitzen, und dass vor allem die mächtigen Sandsteinkomplexe fehlen. Selbstverständlich könnte dies faziell bedingt sein, da aber andererseits der kalkige Sandstein mit Ammoniten, der sich auf der Koldeweyinsel findet, auch mit dem »Mauersandstein« des Wollaston Forland ganz übereinzustimmen scheint, liegt es näher, zunächst auch sonst eine grössere Angleichung der Ausbildung zu erwarten.

Was das hierüber folgende Oberoxford betrifft, so handelt es sich im wesentlichen um ganz sandige Bildungen, vorwiegend um hellere etwas kalkige Sandsteine. Die Fossilien, die KOCH hier sammelte, und die von ROSENKRANTZ durchgesehen sind, sprechen zweifellos für Oberoxford. Unter anderem fanden sich *Cardioceras alternans*, *C. ovale* SALF. (= *nathorsti* LDGR.), *Aucella bronni* LAH. etc. Das gänzliche Fehlen der in Wollaston Forland in diesem Horizont vorherrschenden schwarzen Schiefer ist bemerkenswert, die Fazies schliesst sich also scheinbar ganz eng an die in Hochstetter Forland an.

Über dieser Oxfordserie liegt dann noch eine sandige Zone, in der sich eine bemerkenswerte Fauna gefunden hat. Es tritt hier nämlich neben Lamellibranchiaten, Gastropoden und anderen Fossilien eine Ammonitenform auf, die von RAVN (1911) als *Aulacostephanus*(?) *grönlandicus* bezeichnet ist. Diese Form spricht, wie auch ROSENKRANTZ (1929) bereits andeutete, für das Vorliegen von Kimmeridge. Ähnliche Formen kommen auf Spitzbergen in dunklen Schiefern des Unterkimmeridge vor und zwar zusammen mit *Cardioceras* cf. *kitchini* SALF.

In dem Auftreten dieser Ammonitenform kann man evtl. wieder einen Gegensatz der Entwicklung der Schichten auf der Koldeweyinsel zu derjenigen von Wollaston Forland sehen, jedoch kann es sich natürlich auch nur um Fundlücken handeln.

Ob Portland auf der Koldeweyinsel vorkommt, ist unbekannt; eine entsprechende Fauna wurde jedenfalls bisher nicht nachgewiesen.

Von der Unterkreide hat sich auf der Koldeweyinsel der gleiche Horizont gefunden wie in Wollaston Forland und auf der Kuhninsel. Es handelt sich um mittleres Valanginien, das sowohl durch Aucellen, wie auch durch einige Ammoniten als solches sicher bestimmt werden konnte. Auch diese Schichten sind sehr sandig ausgebildet. Jüngere Bil-

dungen der Unterkreide sind von der Koldeweyinsel bisher nicht bekannt, ihr evtl. mögliches Fehlen kann jedoch einfach durch Abtragung bedingt sein.

Was die Lagerungsverhältnisse dieser auf der Koldeweyinsel angetroffenen jungmesozoischen Bildungen betrifft, so konnte KOCH (1929a) darüber einige Angaben machen, wenngleich seine Beobachtungen, die er im Winter 1926—27 anstellte, durch starke Schneebedeckung bzw. sonstwie schlechte Aufschlussverhältnisse beeinträchtigt wurden.

KOCH ist zu der Auffassung gekommen, dass das Jungmesozoikum hier auf einer Strandebene zur Ablagerung kam, welche älter als Callovien ist. Die Oberfläche dieser Strandebene wird als wahrscheinlich flach betrachtet und liegt in einer Höhe von ca. 50—70 m über dem Meeresspiegel. Diese Strandebene soll von verschiedenen kleinen Tälern durchzogen gewesen sein, Tälern, in denen sich dann die jungmesozoischen Bildungen absetzten. Diese Auffassung, welche auf den ersten Blick durchaus wahrscheinlich erscheinen muss, würde sich dann haben beweisen lassen, wenn der Kontakt des Jungmesozoikums mit den unterlagernden Gneisen bzw. gefalteten und metamorphosierten kaledonischen Sedimenten hätte gut beobachtet werden können.

Weiter unten werde ich auf die Deutungsmöglichkeiten der Lagerungsverhältnisse näher eingehen. Es sei jedoch hier bereits darauf hingewiesen, dass die jungmesozoischen Bildungen der Koldeweyinsel nach den Beobachtungen von KOCH nicht horizontal liegen, sondern nach Norden oder nach Nordosten geneigt sind. Fernerhin ist es auch bemerkenswert, dass an der einen Lokalität die Basis des Mesozoikums von Callovien, an einer anderen Lokalität scheinbar von anderen jungmesozoischen Schichten gebildet wird.

Auf das nördlichste Vorkommen jungmesozoischer Bildungen, welches am Danmarkhavn liegt, sei hier nicht näher eingegangen, da nichts Näheres darüber bekannt geworden ist.

Zusammenfassung über die Fazies- und Lagerungsverhältnisse des Jungmesozoikums im nördlichen Teil von Ostgrönland.

1) Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die bisher am vollständigsten erhalten gebliebene Schichtenfolge des Jungmesozoikums im nördlichen Teil von Ostgrönland in Wollaston Forland aufgeschlossen ist. Die Serie umfasst Callovien, Oxford, Kimmeridge, Portland und Neokom.
2) Das Jungmesozoikum ist in Wollaston Forland gegen ältere Bildungen tektonisch begrenzt, jedenfalls ist die Unterlage nicht älter als Eotrias.
3) In Hold with Hope ist nur oberes Neokom und Gault bekannt. Diese Bildungen liegen direkt der Eotrias auf.

4) Auf der Claveringinsel ist Gault und jüngeres Neokom bekannt. Diese Bildungen reichen im allgemeinen bis an den Meeresspiegel hinunter und werden vermutlich von älterem Neokom und Jura unterlagert.
5) Auf der Kuhninsel finden sich in verschiedenen Profilen Ablagerungen aus dem Callovien, dem Portland, dem Valanginien und Aptien. Diese Bildungen werden von Gneisen begrenzt. Ob sie gegen diese verworfen sind, oder ob sie ihnen direkt auflagern, ist unbekannt.
6) In Hochstetter Forland findet sich Callovien und Oxford. Das erstere, welches die Kohlenflöze enthält, ist deutlich gegen die Eleonorebay-Formation verworfen. Das Oxford des Muschelberges liegt entweder der Eleonorebay-Formation auf, oder ist von diesem durch eine Verwerfung begrenzt.
7) Auf der Koldeweyinsel ist Callovien, Oxford, Kimmeridge und Valanginien vorhanden und soll nach der Darstellung von Koch auf einer alten, von Gneisen und kaledonisch gefalteten Sedimenten gebildeten Strandebene liegen.
8) Fazielle Unterschiede bestehen vor allem zwischen der Entwicklung der Koldeweyinsel und des Hochstetter Forland einerseits und dem Wollaston Forland andererseits.

In den beiden erstgenannten Gebieten ist das Oxford und der Kimmeridge fast rein sandig ausgebildet, während in Wollaston Forland Schiefer stärker hervortreten.

Ausserdem gibt es mehrere kleine Differenzen zwischen den einzelnen Gebieten (vergl. Textfigur 13).

Deutung der Faziesdifferenzen.

Diese verschiedene fazielle Ausbildung des Jungmesozoikums und die Verschiedenheit seiner Lagerungsverhältnisse im nördlichen Teil von Ostgrönland ist vermutlich, wie weiter zu zeigen ist, durch ein Zusammenwirken verschiedener Faktoren bedingt und kann kaum eine so einfache Deutung erfahren, wie man auf Grund der bisherigen Kenntnisse anzunehmen berechtigt war.

Fasst man zunächst einmal die verschiedene petrographisch- bzw. faunistisch-fazielle Ausbildung verschiedener Horizonte ins Auge, die sich aus dem im vorhergehenden Gesagten wie auch aus der Figur 13 ergibt, so muss für ihre Deutung die Art des Ablagerungsraumes vor allem in Betracht gezogen werden.

Lauge Koch hat (1929 a) mit vollem Recht darauf hingewiesen, dass es sich bei den jurasischen und unterkretazischen Sedimenten um Ablagerungen handelt, die nicht nur in flachem Wasser, sondern auch in unmittelbarer Küstennähe entstanden sind. Dies gilt m. E. vor allem

für derartig grobklastische Sedimente, wie sie z. B. das Callovien in Wollaston Forland und in anderen Gebieten charakterisieren. Auch die lokal stark sandige Ausbildung des Oxford und Kimmeridge wie des Neokom und Gault sprechen vollkommen in diesem Sinne.

Diese Erkenntnis, dass es sich um eine Küstenzone handelt, ermöglicht einerseits, die horizontalen Faziesdifferenzen durch Lokalmodifizierungen der Land- und Meergrenze zu erklären, bringt aber andererseits auch grosse Schwierigkeiten mit sich, aus der Profilentwicklung heraus den Ablauf der epirogenen Geschichte zu analysieren. Das nämlich, was man sonst vielleicht ohne weiteres als Anzeichen einer Regression und einer Hebung deuten möchte, braucht in Wirklichkeit nur durch lokale Abweichungen der Ablagerungsverhältnisse, welche in einem gegliederten Küstenstreifen infolge wechselnder exogener Faktoren (Transportgeschwindigkeit einmündender Flüsse, Nehrungsbildungen etc.) als das Natürliche vorausgesetzt werden müssen, bedingt zu sein.

Bei einem näheren Studium der Entwicklung des Jungmesozoikums im nördlichen Gebiet von Ostgrönland ergibt sich aber m. E. doch einigermassen klar, was auf exogene und was auf endogene Faktoren zurückgeführt werden kann.

Als durch die Verschiedenheit der Küstenausbildung und damit verbundener lokaler Verschiedenheit exogener Kräfte bedingt glaube ich im wesentlichen alle lokalen Faziesdifferenzen betrachten zu können.

Im folgenden seien derartige, weiter oben zur Darstellung gekommene Abweichungen im einzelnen kurz diskutiert.

Was zunächst die Ausbildung des Callovien und Unteroxford betrifft, für die sich im allgemeinen eine mehr grobklastische Entwicklung in Wollaston Forland und eine durch Anschwellen der Kohlenflöze in Hochstetter Forland gekennzeichnete Fazies ergab, so lässt sich diese Differenz ganz zwanglos daraus erklären, dass im Bereich des Wollaston Forland ganz offensichtlich ein Flussmündungssystem vorlag. Dies lässt sich aus dem Nachweis von Flussgeröllen in den mächtigen Konglomeraten folgern.

Die Differenzierung der Callovien-Unteroxfordfazies braucht also nicht auf eine verschiedene Tendenz epirogener Bewegung verschiedener Gebiete hinzuweisen.

Was ferner die Verschiedenheit der petrographisch-faziellen Ausbildung des Oberoxford und Unterkimmeridge betrifft, so ist ja die fast rein sandige Entwicklung der Koldeweyinsel und des Hochstetter Forland gegenüber dem Wollaston Forland mit seinen Tonschieferniveaus auffällig, aber auch diese Differenzen spiegeln m. E. ebenfalls viel eher eine Gliederung der Küstenregion wieder als ein abweichendes epirogenes Verhalten der einzelnen Gebiete.

Wenn ferner auch faunistische Differenzen zu bestehen scheinen (*Aulacostephanus groenlandicus* Ravn bisher nur auf der Koldeweyinsel gefunden), so können diese geringen Abweichungen der einzelnen Gebiete einerseits durch Fundlücken erklärt werden (und das ist das wahrscheinlichste!), andererseits würde aber eine wirklich bestehende faunistische Differenz etwas ganz Natürliches sein, da ja Wechsel der petrographischen Fazies ganz selbstverständlich lokale Änderungen der bionomischen Verhältnisse im Gefolge haben mussten.

Rosenkrantz hat erst kürzlich eine bestimmte angebliche Faziesdifferenz im Sinne einer verschiedenen Blockentwicklung gedeutet, also auf ein verschiedenes epirogenes Verhalten einzelner Teile Ostgrönlands zurückgeführt. Es handelt sich hierbei um eine Differenz, an deren Vorliegen ich früher ebenfalls glaubte, die ich aber nunmehr für unbewiesen halten muss. Es handelt sich um das angebliche Auftreten marinen Hauteriviens auf der Kuhninsel, das durch das Vorhandensein des *Amm. payeri* Toula, den man als *Simbirskites* gedeutet hat, nachgewiesen sein soll. Nach den von Toula gemachten Angaben kann man jedoch annehmen, dass Payer dieses nicht mehr sicher bestimmbare Ammonitenbruchstück zusammen mit den Aucellen gesammelt hat, die sicher in das mittlere Valanginien gehören. Ist so einerseits das Vorhandensein marinen Hauteriviens auf der Kuhninsel äusserst unsicher, so ist auch kein sicherer Beweis dafür zu erbringen, dass diese Stufe sonst, wie Rosenkrantz meint, allgemein als kontinentale Folge ausgebildet ist.

Aber selbst dann, wenn man die m. E. recht unsicheren Voraussetzungen für eine Faziesdifferenz des Hauteriviens anerkennen will, dürfte man doch wohl nicht so weit gehen, in dieser Differenz einen Ausdruck verschiedenen epirogenen Verhaltens einzelner Gebiete zu sehen. Auch eine solche Tatsache könnte lediglich daraus erklärt werden, dass in dem einen Fall vielleicht etwas grösserer Abstand von der Küste als im anderen vorliegt.

Zusammenfassend lässt sich somit feststellen, dass die im Jungmesozoikum des nördlichen Teiles von Ostgrönland auftretenden Faziesdifferenzen am zwanglosesten durch eine Differenzierung der Küstenverhältnisse und damit verbundener Verschiedenheit der Ablagerungsverhältnisse zu erklären sind. Jedenfalls ist es nicht nötig, ein verschiedenes epirogenes Verhalten der einzelnen Gebiete anzunehmen.

Versuch der Deutung der Lagerungsverhältnisse.

Die Verschiedenartigkeit der Lagerungsverhältnisse des Jungmesozoikums im nördlichen Teil von Ostgrönland erheischt auf Grund der neuen Untersuchungen eine Änderung der bisherigen Auffassung.

Auf Grund dessen, was man bisher wusste, war L. KOCH (1929 a) zu der durchaus wahrscheinlichen Auffassung gelangt, dass das Jungmesozoikum auf einer präcallovien angelegten, noch heute erkennbaren Landoberfläche zum Absatz gelangt sei und im wesentlichen aus Graniten, Gneisen und gefalteten sowie metamorphen kaledonischen Sedimenten gebildet würde.

Demgegenüber habe ich zeigen können, dass eine solche Landoberfläche in Wollaston Forland nicht vorliegt. Das Callovien liegt hier nämlich nicht auf dem Kristallin, wie das KOCH auf Grund der unübersichtlichen Verhältnisse im Cardiocerasdal vermuten konnte, sondern auf wesentlich jüngeren Schichten, gegen die es verworfen ist. Als Unterlage kommt zum mindesten die Eotrias in Frage, vielleicht ist aber auch noch obere Trias vorhanden.

Fernerhin habe ich feststellen können, dass die ebenfalls dem Callovien und Unteroxford zuzurechnenden Kohlenschichten an der Südwestküste des Hochstetter Forland nicht der algonkischen Eleonorebayformation auflagern, sondern ebenfalls gegen diese deutlich verworfen sind[1]).

Diese beiden Feststellungen veranlassen mich, die Frage ganz allgemein aufzuwerfen, ob nicht auch in anderen Fällen eine tektonische Begrenzung des Jungmesozoikums gegen ältere Bildungen vorliegt.

Hierzu fühle ich mich besonders darum veranlasst, weil in manchen Fällen eine atektonische Deutung zu grösseren Schwierigkeiten führt.

Die Verhältnisse auf der Claveringinsel, in Hold with Hope, auf der Koldeweyinsel und Kuhninsel sowie teilweise auf dem Hochstetter Forland bedürfen daher einer Diskussion.

Was zunächst die Claveringinsel betrifft, so ist hier, wie oben gezeigt, kein Jura vorhanden. Wie sich das aber bereits aus dem Profil 7 ergibt, erklärt sich das z. T. ganz einfach dadurch, dass das hier aufgeschlossene jüngere Neokom gegen das Kristallin verworfen ist und bis an den Meeresspiegel herunterreicht. Tiefer wird es höchst wahrscheinlich von Jura unterlagert.

Aber es gibt hier auf der Claveringinsel auch einige Lokalitäten, wo man vielleicht im Zweifel sein könnte, ob das jüngere Neokom und Gault gegen seine Unterlage tektonisch begrenzt ist.

Herr SÖDERBERGH, der gemeinsam mit NOE-NYGAARD die fraglichen Lokalitäten untersuchte, hatte die Freundlichkeit, mir die in Frage kommenden Profile zu beschreiben. Diese liegen ca. 5 km von dem anderen Vorkommen entfernt und in ihnen liegt jüngere Unterkreide direkt auf Karbon. Die Grenze beider Formationen ist jedoch von Schutt über-

[1]) Dass der Jura des Hochstetter Forland der Eleonorenbayformation atektonisch aufliegt, schloss KOCH aus den Verhältnissen in einem anderen Profil, wo man wirklich diesen Eindruck haben muss. Hierüber weiter unten.

deckt, so dass Herr SÖDERBERGH keinen Entscheid darüber treffen zu können glaubte, ob es sich hier um eine atektonische oder tektonische Begrenzung handelt.

Ohne den Ausführungen SÖDERBERGH's und NOE-NYGAARD's vorgreifen zu wollen, möchte ich hier doch meine Herrn SÖDERBERGH gegenüber geäusserten Bedenken, die m. E. gegen eine atektonische Deutung sprechen, anführen.

Wenn man die erwähnte Auflagerung als atektonisch betrachten will, kommt man zu der sehr schwierigen Frage, wie das Fehlen des gesamten Jura und des unteren Teils der Unterkreide, das nur wenige km weiter im Untergrund vorausgesetzt werden kann bzw. im naheliegenden Wollaston Forland in grosser Mächtigkeit entwickelt ist, erklärt werden soll. Der hier fehlende Schichtenkomplex erreicht in Wollaston Forland eine Mächtigkeit von ca. 700 m, er ist dort, wenngleich küstennah, so doch immerhin marin ausgebildet. Es ist m. E. nicht möglich, dass diese 700 m Sedimente auf eine derart kurze Entfernung auskeilen sollten, ganz abgesehen davon, dass dann in dem in Frage kommenden Gebiet der Claveringinsel während langer Zeiträume eine Insel bestanden haben müsste. Eine Erhaltung des Karbons wäre dann aber kaum denkbar.

Wenn es mir somit unmöglich erscheint, ein primäres Fehlen des Jura und des unteren Teils der Unterkreide an den genannten Lokalitäten der Claveringinsel vorauszusetzen, so wäre es vielleicht noch denkbar, dass dieser Komplex erst später der Abtragung zum Opfer gefallen ist. Diese Abtragung müsste dann vor Ablagerung der jüngsten Unterkreide stattgefunden haben. Sie würde jedoch eine Hebung voraussetzen müssen, die nicht mehr epirogener Natur gewesen sein könnte. Es müsste sich um eine orogene Hebung gehandelt haben, für die es aber weder auf der Claveringinsel noch in anderen Gebieten Ostgrönlands irgend ein Anzeichen gibt.

Diese Gründe veranlassen mich, die auf der Claveringinsel lokal beobachtete Überlagerung des Karbons durch jüngere Unterkreide als wahrscheinlich durch eine tektonische Störung bedingt zu betrachten.

Ein ähnliche Deutung könnte fernerhin eventuell für die Verhältnisse an der Nordküste von Hold with Hope in Frage kommen. Auch hier fehlt, wie gezeigt, der ganze Jura und der untere Teil der unteren Kreide. Eotriasische Schichten bilden die Unterlage für Schichten des Aptien bzw. des Albien.

Es ist mir auch hier ziemlich unwahrscheinlich, dass der gesamte Jura und der untere Teil der Unterkreide primär fehlen sollten.

Es spricht m. E. dagegen, dass die fehlenden Sedimente, welche in Wollaston Forland doch eine sehr grosse Mächtigkeit besitzen, hier

hätten auskeilen sollen. Man müsste sonst auch in diesem Falle ein Hebungsgebiet voraussetzen. Es kann gar keinem Zweifel unterliegen, dass man diese Voraussetzung zunächst einmal machen kann, gibt es doch aus anderen Ländern genügend Beispiele dafür, dass vor allem auch in dem jurasischen Meere mit solchen Inselgebieten zu rechnen ist. Ich möchte in diesem Zusammenhang nur auf England verweisen, wo, wie die von STAMP (1926) gegebenen Karten und Profile zeigen, mehrere Hebungszentren vorhanden sind. Über diesen keilt die liasische Schichtenfolge aus oder besitzt doch wenigstens eine ausserordentlich geringe Mächtigkeit. Eines der bekanntesten dieser Hebungszentren sind die Mendip Hills, in deren Umgebung die jurasische Serie derart dünn ist, dass man ohne weiteres auf die Nähe von Land schliessen kann. Auch aus Nordwestdeutschland und anderen Gebieten gibt es ja genügend Beispiele, die allgemein bekannt sind.

Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass derartige Schwellen, wie sie in England in den Mendip Hills zum Ausdruck kommen, deutlich ein alte Anlage zeigen. Sie bestehen aus gefalteten paläozoischen Gesteinen. Dies ist aber nicht der Fall an der Nordküste von Hold with Hope. Hier liegt vielmehr, wie schon gesagt, die jüngere Unterkreide auf Eotrias. Es ist weiterhin bereits darauf hingewiesen, dass diese Eotrias generell die gleiche Faziesentwicklung zeigt wie in anderen Gebieten von Ostgrönland, so dass also eine variszische oder eine ältere Präformation eines Schwellengebietes auf keinen Fall vorliegen kann. Es müsste also auch in diesem Falle angenommen werden, dass die Schwellenbildung, das Hervortreten des Hebungszentrums, erst in posteotriasischer Zeit begonnen hätte. Dann müsste jedoch die Hebung so stark gewesen sein, dass sie unbedingt in den Lagerungsverhältnissen der Schichten zum Ausdruck gekommen wäre. Man müsste also auch hier wahrscheinlich eine Orogenese voraussetzen, für die, wie schon betont, keinerlei Anhaltspunkte vorhanden sind.

Ich persönlich kann mich auch in diesem Falle nicht mit dem Gedanken vertraut machen, dass der ganze Jura sowie der untere Teil der Unterkreide in diesem Gebiete primär gefehlt haben, zumal die fazielle Ausbildung einiger in Frage kommender Horizonte auf weite Erstreckung hin immer dieselbe bleibt und somit auf äusserst gleichmässige Ablagerungsbedingungen hinweist.

Ebenso schwierig erscheint in dem vorliegenden Fall die Annahme, dass der Jura und der untere Teil der Unterkreide primär vorhanden gewesen sein sollte, jedoch vor Ablagerung der jüngeren Unterkreide abgetragen worden sei. Die Gründe, die hiergegen sprechen, habe ich schon bei der Diskussion der Verhältnisse auf der Claveringinsel dargelegt.

Während nun jedoch auf der Claveringinsel eine tektonische Deutung der Lagerungsverhältnisse keine besonderen Schwierigkeiten macht,

könnte es in dem Falle der Nordküste von Hold with Hope zunächst anders scheinen. Wie die eingehenden Untersuchungen von Koch (1931) gezeigt haben, liegen die Schichten hier nur schwach geneigt, und auch die Kreide, welche auf der Eotrias ruht, scheint nur einen sehr schwachen Einfallwinkel zu haben. Fernerhin reicht, wie mir Dr. Koch freundlichst mitteilte, und wie sich auch aus der von ihm entworfenen Karte des Kap Stosch und seiner Umgebung ergibt, die Eotrias ziemlich weit in das Land hinein. Wenn man also eine tektonische Störung zwischen Kreide und Eotrias hier annehmen will, so kann es sich nur um eine äusserst schwach einfallende Verwerfung handeln. Hierüber jetzt einen Entscheid zu treffen, halte ich für ausgeschlossen, da die bisherigen Untersuchungen zu wenig eingehend gewesen sind. Die Studien Koch's beschäftigen sich ja vor allem mit den Schichten, die unter der Kreide liegen, während genauere Untersuchungen über die Eotrias-Kreidegrenze nicht vorliegen.

Derartige Untersuchungen sind, soweit ich während meines kurzen Aufenthaltes im Bereich des Kap Stosch feststellen konnte, auch äusserst schwierig, da gerade an der Grenze der beiden Formationen Basalte in grosser Menge auftreten, deren Schutt die Aufschlüsse meistens vollkommen verhüllt.

Ob also tatsächlich eine Verwerfung zwischen Kreide und Eotrias existiert, kann man nicht mit Bestimmtheit sagen, jedoch halte ich es für richtig, diese Möglichkeit zu diskutieren, um künftige Untersuchungen dadurch anzuregen.

Beim Betrachten der von Koch entworfenen Karte und seines Profils stellt man zwar eine Reihe von Verwerfungen fest, die aber meistens quer zum Streichen verlaufen, während in dem vorliegenden Fall eine Längsverwerfung postuliert werden müsste. Nur an einer Lokalität, nämlich unterhalb des Stensiöplateaus, hat Koch eine Verwerfung eingezeichnet, die zwischen Eotrias und jüngerer Unterkreide verläuft.

Auf Grund meiner Beobachtungen, die ich an der Westseite des Mt. Frebold anstellte, habe ich jedoch den Eindruck gewonnen, dass das Vorliegen einer derartigen, sehr flach einfallenden, parallel zum Streichen verlaufenden Verwerfung nicht ausgeschlossen ist.

Es zeigte sich auch, dass ein Teil der Basalte nicht als Intrusivlager aufgefasst werden kann, sondern dass es sich um Gänge handelt. Die in Figur 15 gegebene Skizze, welche ich in ca. 600 m Höhe aufnahm, bringt die eventuell mögliche tektonische Deutung der Lagerung der Unterkreide auf Eotrias zum Ausdruck. Ich betone jedoch nochmals, dass es sich hierbei nur um eine Möglichkeit handelt, die für mich wahrscheinlicher ist als die Annahme, dass hier der ganze Jura und ein Teil der Unterkreide primär fehlen sollte.

Wenn die Auflagerung der jüngeren Unterkreide auf Eotrias an der

Westküste von Hold with Hope tektonischer Natur ist, so muss man, wie gesagt, annehmen, dass es sich um eine äusserst flach einfallende Verwerfung handelt. Es fragt sich nun, ob eine derart flach einfallende Störung überhaupt möglich ist. Diese Frage muss bejaht werden.

Im Bereich der saxonischen Tektonik sind derartige Bruchlinien keine Seltenheit. Ich verweise hierbei vor allem auf die Verhältnisse, wie sie E. SCHRÖDER (1924) in den niederhessischen Gräben festgestellt hat. Auch hier liegen im Prinzip ganz ähnliche Verhältnisse wie an der Nordküste von Hold with Hope vor, indem nämlich eine wesentlich

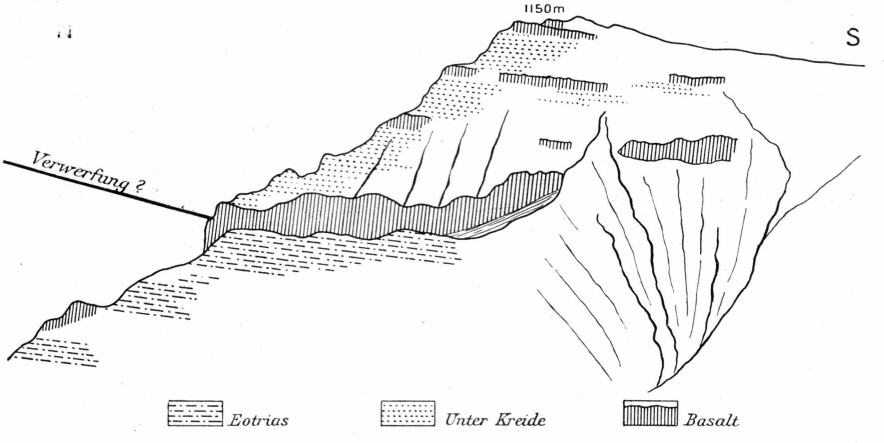


Fig. 15. Die Lagerung der Unterkreide an der Nordküste von Hold with Hope nach der ev. möglichen tektonischen Deutung.
Nach einer Skizze des Verf.

jüngere Schichtenfolge, und zwar der Keuper, direkt dem Buntsandstein aufliegt. Auch in diesem Falle ist die Lagerung beider Formationen fast horizontal.

Auch im Bereich des Leinetalgrabens sind von GRUPE (1922) ganz ähnliche flach einfallende Verwerfungen sichergestellt. STILLE hat (1925) in einer besonderen Arbeit für das Zustandekommen und die Bedingtheit dieser Dislokationsform interessante Erklärungen gegeben, auf die ich später zurückkommen werde.

Es zeigt sich also, dass derartig flach einfallende Verwerfungen, wie sie an der Nordküste von Hold with Hope zur Erklärung der Auflagerung von jüngerer Unterkreide auf Eotrias vorausgesetzt werden müssten, eine Erscheinung sind, die in der saxonischen Tektonik absolut nichts Aussergewöhnliches darstellt.

Ich möchte noch darauf verweisen, dass diejenige Verwerfung,

die Koch südwestlich vom Kap Stosch zwischen Devon und namurischer Stufe eingezeichnet hat, und die er mir im Gelände selbst demonstrierte, ja ebenfalls eine derartig flach einfallende Verwerfung sein muss.

Künftige Untersuchungen werden sich meiner Ansicht nach mit dieser Frage eingehender zu beschäftigen haben, da sie von prinzipieller Bedeutung ist.

Es ist weiterhin zu diskutieren, ob man auf der Kuhninsel mit Koch eine direkte normale Auflagerung des Jura und der Unterkreide auf Granit und Gneis annehmen will, oder ob man hier ebenfalls mit tektonischer Begrenzung zu rechnen hat.

Die Ansicht Koch's hat m. E. sehr viel Wahrscheinlichkeit für sich, jedoch sprechen auch manche Gründe dagegen.

Backlund (1929) hat bereits darauf hingewiesen, dass sich ein jurasisches Steilkliff, das Koch auf der Kuhninsel noch heute zu erkennen glaubt, nicht bis in die Jetztzeit hätte erhalten können, weswegen ihm im Anschluss an die früher von Nathorst (1898) geäusserte Anschauung einer tektonischen Begrenzung wahrscheinlicher ist. Man könnte vielleicht in diesem Falle zu einem Kompromiss gelangen und annehmen, dass ein solches jurasisches Steilkliff tatsächlich vorhanden war, dass es aber seine heutige Ausbildung einer späteren und zwar vermutlich tertiären Dislokation verdankt.

Gegen die Annahme, dass es sich um ein jurasisches Steilkliff handelt, möchte ich vor allem geltend machen, dass gewisse Horizonte, so z. B. das Portland und das Valanginien, scheinbar eine ganz gleiche Fazies aufweisen wie die entsprechenden Schichten in Wollaston Forland. In dem einen Fall handelt es sich um schwarze Schiefer, in dem anderen um Sandsteine mit Toneisensteinkonkretionen. Würde auf der Kuhninsel aber die unmittelbare Strandlinie verlaufen sein, dann müsste man m. E. dafür einen Ausdruck in der faziellen Ausbildung haben. Vielleicht stehe ich zu sehr unter dem Eindruck der in Wollaston Forland gewonnenen Ergebnisse, aber ich kann nicht umhin, auch im Falle der Kuhninsel eine tektonische Begrenzung des Jura und der Unterkreide gegen den Gneis und Granit als wahrscheinlich anzunehmen.

Was weiter die Verhältnisse auf dem Hochstetter Forland betrifft, so ist ja vorhin bereits gesagt, dass sich eine tektonische Begrenzung des kohleführenden Callovien und Unter-Oxford, die an der Südwestküste auftreten, ganz zweifellos ergeben hat. Ich wies bereits darauf hin, dass die Annahme Koch's, das Jungmesozoikum läge im Hochstetter Forland der algonkischen Eleonorebay-Formation atektonisch auf, auf Grund seiner Beobachtungen in anderen Profilen gewonnen wurde.

Die in Figur 16 gegebenen Profile vermitteln einen Eindruck von diesen Verhältnissen. Daraus gewinnt man zunächst wahrscheinlich den Eindruck, dass die Auflagerung des Jura auf der Eleonorebay-Formation tatsächlich atektonisch sei. Folgende Gründe veranlassen mich jedoch, diese Auffassung in Frage zu stellen:

Die im nördlichen und südlichen Muschelberg aufgeschlossenen Schichten haben sich als zum Oberoxford gehörig herausgestellt. Diese Altersbestimmung ist auf Grund der in den Schichten gefundenen Fauna (*Cardioceras alternans*, *Aucella bronni*) sicher. Es zeigt sich also, dass hier im südlichen Teil von Hochstetter Forland das obere Oxford direkt auf Eleonorebay-Formation liegt, während nur ca. 2 km weiter nach Nordwest auch Callovien und Unteroxford in grosser Mächtigkeit vorhanden ist. Es ist nun m. E. ganz ausgeschlossen, dass diese mächtigen kohleführenden Schichten, die auch marine Einlagerungen enthalten, auf eine derartig kurze Entfernung hätten auskeilen sollen. Daher erscheint es mir sehr wohl möglich, dass auch das obere Oxford gegen die Eleonorebay-Formation tektonisch und zwar durch eine flach einfallende Verwerfung begrenzt ist. Da KOCH auf seiner Schlittenreise 1926—27 feststellte, dass die östlich der Muschelberge liegende Höhe ebenfalls aus Eleonorebay-Formation besteht, so würde sich die Möglichkeit ergeben, dass der Jura in einem durch flache Verwerfungen begrenzten Graben zwischen Eleonorebay-Formation liegt. Diese Möglichkeit ist in dem Profil (Textfigur 16) dargestellt. Leider war es mir auf Grund der kurzen zur Verfügung stehenden Zeit nicht möglich, genaue Untersuchungen über diese Frage anzustellen.

Schliesslich sei noch Einiges über die Verhältnisse auf der Koldeweyinsel gesagt, von denen ich allerdings persönlich keinen Eindruck gewinnen konnte, da dieses Gebiet im Sommer 1931 nicht berührt wurde. Im wesentlichen liegt hier die Frage genau so, wie bei den Verhältnissen auf der Kuhninsel. Auch in diesem Falle hat KOCH das Vorliegen einer im Westen durch ein Steilkliff begrenzten Strandoberfläche als möglich hingestellt, wobei die verschiedenen Jura- und Kreidevorkommen als Ausfüllungen alter Täler, die die Strandebene durchschnitten, betrachtet wurden.

Bezüglich der Frage des Vorliegens eines Steilkliffes gelten dieselben Gegengründe, die bereits bei Besprechung der Verhältnisse auf der Kuhninsel geltend gemacht sind. Bezüglich der von KOCH als Talausfüllungen gedeuteten Vorkommen kann meiner Ansicht nach vielleicht ebenso gut eine tektonische Begrenzung des Jungmesozoikums in Frage kommen. Auch das Fehlen des Kimmeridge an der einen Lokalität, wo sonst Callovien und Valanginien vorhanden sind, könnte m. E. viel eher tektonisch gedeutet werden als durch die Annahme, dass hier eine Abtragung stattgefunden hätte, deren Zeitpunkt dann vor Ablagerung des

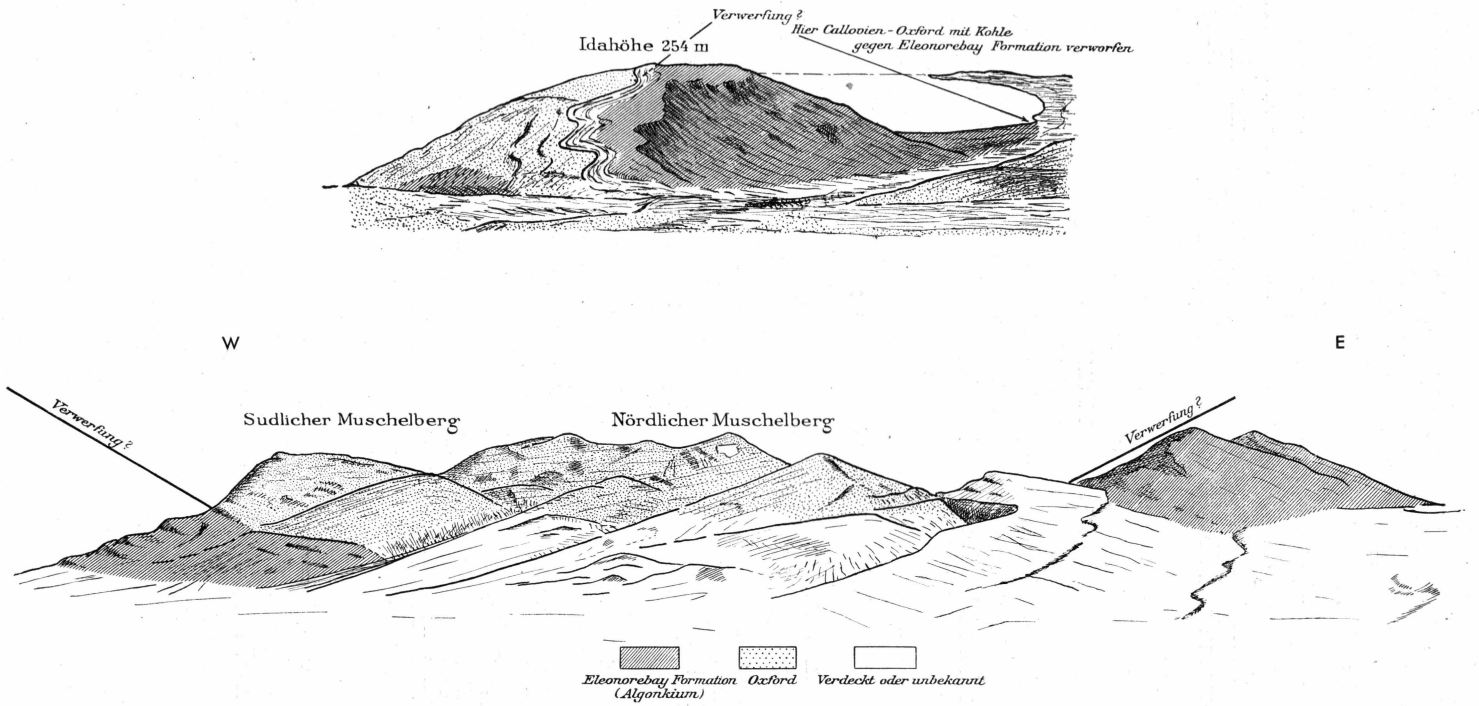


Fig. 16. Profile durch den Jura und die Eleonorebayformation des Hochstetter Forland.

Nach Skizzen des Verf.

Obere Figur: SW-Küste von Hochstetter Forland, gesehen von der Nordseite des südlichen Muschelberg.

Untere Figur: Hochstetter Forland von Süden.

Valanginien festgelegt werden müsste. Es würde das nämlich bedeuten, dass die Strandoberfläche während der Ablagerung des Jura auf ganz kurze Entfernung hin sehr stark verbogen wäre, was nicht besonders leicht vorstellbar ist.

Man muss auch bedenken, dass die Untersuchungen, die KOCH hier angestellt hat, zu einer Zeit vorgenommen sind, in der viele Aufschlüsse noch durch Schnee verdeckt waren, so dass die Begrenzung der einzelnen Vorkommen und die Lagerungsverhältnisse nicht genauer studiert werden konnten.

Zusammenfassung.

Als Ergebnis der Versuche zur Deutung der Lagerungsverhältnisse des Jungmesozoikums ist klar zu scheiden zwischen sicheren Ergebnissen, Wahrscheinlichkeiten und Möglichkeiten. Nur eine solche Unterscheidung kann spätere Untersuchungen in die richtige Bahn leiten.

Als sichere Ergebnisse sind festzustellen:

1) In Wollaston Forland liegt das Jungmesozoikum nicht auf einer alten Strandoberfläche, sondern ist gegen Jungpaläozoikum bezw. gegen Eotrias durch Verwerfungen begrenzt.
2) An der Südwestküste von Hochstetter Forland liegen die kohleführenden Schichten des Callovien und Unteroxford nicht transgredierend auf Eleonorebay-Formation, sondern sind gegen diese deutlich durch Verwerfungen begrenzt.

Als wahrscheinlich ist anzunehmen, dass

1) Im südlichen Teil von Hochstetter Forland das Oberoxford an flachen Verwerfungen gegen Eleonorebay-Formation verworfen ist.
2) Dass auf der Kuhninsel und Koldeweyinsel die westliche Begrenzung des Jungmesozoikums durch jüngere Verwerfungen gegeben ist.

Als Möglichkeit sei herausgestellt, dass an der Nordküste von Hold with Hope die jüngere Unterkreide durch eine flach einfallende Verwerfung gegen die Unterlage der Eotrias verworfen ist, dass also das Fehlen des Jura und der älteren Unterkreide hier tektonisch bedingt ist.

Die postdevonischen Meeres- und Bodenschwankungen Ostgrönlands.

Der jetzige Stand der Kenntnis über die Entwicklung der einzelnen Sedimentärformationen Ostgrönlands gestattet es, die wichtigsten Grundzüge über die Schwankungen des Meeres und des Bodens herauszuarbeiten.

Es ist bereits weiter oben darauf hingewiesen, dass die Art des ostgrönländischen Ablagerungsraumes in gewisser Beziehung Schwierigkeiten bereitet für die Analyse der Vorgänge, die ihren Ausdruck in der Art der Sedimentation und der Faunenzusammensetzung gefunden haben. Der ostgrönländische Sedimentationsraum ist ein Schelfgebiet während der ganzen Zeit gewesen, jedoch ist dieses Schelfgebiet nicht ohne weiteres in Vergleich zu setzen mit anderen epikontinentalen Meeresräumen der geologischen Vergangenheit. Der ostgrönländische Sedimentationsraum war nämlich gleichzeitig immer Küstenzone.

Es folgt daraus, dass die Fazies an den verschiedenen Punkten oft Schwankungen unterworfen sein muss, die, wie weiter oben bereits gesagt, auf lokale Wechsel der Küstenkonfiguration zurückzuführen sind. Nicht jede Sedimentationslücke, die in Ostgrönland festgestellt wird, kann daher als ein Anzeichen einer Regression aufgefasst werden, und auch nicht jede marine Bildung, die an der einen Lokalität auftreten kann, während sie an der anderen fehlt, darf als Ausdruck einer Transgression betrachtet werden.

Bereits bei der Beschreibung des marinen Oberkarbons von Ostgrönland habe ich darauf hingewiesen, dass die marinen Bildungen nicht alle als Transgressionsäusserung aufzufassen sind, sondern ihre Entstehung oft einer ganz lokalen Schwankung der Küstenzone verdanken. Wenn man also daran geht, aus der Art der Sedimente und der Faunenzusammensetzung den Versuch zu machen, die echten Meeresbewegungen, welche auf Schwankungen des Bodens zurückgehen, zu analysieren, so darf man dann nur derartige Tatsachen benutzen, die nicht durch lokale Einflüsse bedingt sein können.

Die postdevonische Geschichte der Meeresbewegungen in Ostgrönland lässt zunächst einmal zwei geokrate und zwei thalattokrate Perioden unterscheiden. Im Anschluss an die Sedimentation des Devons bilden sich zunächst weiterhin kontinentale Ablagerungen des Unterkarbons und der namurischen Stufe. Dieser Zeit der Landherrschaft folgt dann eine thalattokrate Periode, die im Oberkarbon, und zwar zur Zeit des Schwagerinenkalkes, beginnt und bis in die Eotrias hineinreicht. Darauf tritt das Land wieder seine Herrschaft an, worauf die kontinentalen

Bildungen, die dem Rhät und vielleicht auch der älteren Obertrias angehören, hinweisen. Diese zweite Periode der Landherrschaft wird dann wieder durch eine Zeit mariner Bildungen abgelöst, die im Jura beginnt und bis zum Ende der Unterkreide reicht.

Bei Betrachtung dieser Grundzüge in dem Verhalten der Meeresbewegungen ergibt sich, dass die grossen Wechsel von der Vorherrschaft des Landes zur Vorherrschaft des Meeres stets durch stärkere Bewegungen des Bodens eingeleitet werden.

Wie bereits weiter oben bei Besprechung der KOCH'schen Linie gezeigt ist, ging der marinen Sedimentation des Oberkarbons eine orogene Bruchbildung voraus, die zu wesentlichen Verschiebungen des östlichen und westlichen Teiles von Ostgrönland zu einander Veranlassung gab. Für den Umschlag von den marinen Bildungen der Eotrias zu den kontinentalen Bildungen der Obertrias kann man vielleicht ebenso eine Gleichzeitigkeit mit orogenen Bewegungen feststellen, die ich mit der pfälzischen Phase parallelisiert habe.

Diese Grundzüge in der Entwicklung Ostgrönlands lassen sich, wie weiter oben gezeigt ist, im grossen und ganzen über das gesamte, hier betrachtete Gebiet verfolgen. Fasst man nun jedoch die einzelnen Formationen näher ins Auge, so ergibt sich, dass innerhalb der einzelnen grossen Perioden noch deutlich merkbare Schwankungen des Meeres stattgefunden haben müssen, die ihren Ausdruck in Trans- bezw. Regressionen gefunden haben.

Im einzelnen lässt sich folgender Ablauf der Meeres- und Bodenschwankungen feststellen:

Nach Ablagerung des Unterkarbons und der namurischen Stufe kam es zu einer lebhaften Bruchbildung, die vorwiegend in nordsüdlicher Richtung verlief. Diese Bruchbildung, die bereits von KOCH und BACKLUND untersucht wurde, führte m. E. zu einem relativen Aufstieg des östlich der Bruchzone liegenden Teiles von Ostgrönland, denn der Effekt dieser Bewegung war der, dass die devonischen und namurischen Sedimente, die sich in diesem Teil von Ostgrönland zweifellos befunden haben müssen, grösstenteils der Abtragung zum Opfer gefallen sind. Aus den Darstellungen, die BACKLUND (1929) gegeben hat, gewinnt man allerdings den Eindruck, dass der östliche Teil Ostgrönlands nicht gehoben sondern gesunken ist. Diese Vorstellung hat wohl auch KOCH zunächst gehabt, da er der Ansicht war, dass die späteren Transgressionen des Meeres nicht über diese karbone Bruchzone hinweg nach Westen vorwärts gedrungen sind, dass vielmehr durch diese Bruchbildung ein Steilkliff erzeugt worden war, an dem die verschiedenen Transgressionen Halt gemacht haben.

So einleuchtend diese Ansichten auf den ersten Blick auch sein mögen, so ist es m. E. nicht möglich, die gänzliche bzw. fast voll-

kommene Abtragung der mächtigen, einstmals im Osten vorhanden gewesenen devonischen und namurischen Sedimente zu erklären, wenn man nicht gerade für diesen Teil eine Hebung voraussetzen wollte. Fernerhin habe ich auch den Eindruck gewonnen, dass die KOCH'sche Linie zwar in gewisser Hinsicht eine Grenzzone für spätere Transgressionen gewesen ist, dass man aber kaum so weit gehen darf, anzunehmen, dass hier eine alte Küstenlinie gebildet wurde. Die grosse Mächtigkeit der in Wollaston Forland vorhandenen jungmesozoischen Sedimente, die in ziemlicher Nähe der KOCH'schen Linie liegen, machen es mir sehr wahrscheinlich, dass einstmals diese Sedimente auch über sie hinweg weiter nach Westen gereicht haben.

Die Vorgänge, die unmittelbar auf die Entstehung der KOCH'schen Zone folgten, verliefen demnach folgendermassen:

Nach der Bruchbildung lag der östliche Teil Ostgrönlands höher als der westliche. Dadurch wurde eine starke Abtragung im Osten ermöglicht und diese Abtragung ging grösstenteils bis auf den alten (kaledonischen) Granit- und Gneiskern. Zu Beginn des marinen Oberkarbons trat östlich der grossen Bruchzone vorwiegend Granit und Gneis, westlich der grossen Bruchzone namurische Stufe und Devon zu Tage.

Nach dieser Einebnung muss man eine ganz allgemeine Senkung Ostgrönlands voraussetzen, denn die marinen Bildungen des oberen Oberkarbons sind, wie dies schon weiter oben geschildert ist, auf der ganzen Strecke vom Nathorstfjord bis Wollaston Forland und darüber hinaus nach Amdrupland und sogar bis zur Nordspitze von Grönland zu verfolgen.

Wie bereits früher (1931 b) geschildert, sind diese Bildungen des marinen Oberkarbons zwar oftmals gewissen faziellen Schwankungen unterworfen, aber im wesentlichen muss man doch eine generelle Gleichheit der Fazies feststellen, die darin zum Ausdruck kommt, dass in den verschiedensten Gebieten wieder gleichartige Sedimente zur Ablagerung gelangt sind. Es handelt sich um die Dolomite, Posidonomyenschiefer und Brachiopodenkalke.

Alle diese Bildungen weisen darauf hin, dass die Senkung, die also den gesamten östlichen Teil Ostgrönlands betraf, ein nicht sehr grosses Ausmass gehabt haben kann, handelt es sich doch um Sedimente, die auf ganz flaches Wasser hinweisen. Dafür sprechen die Dolomite, die vermutlich als ehemalige Riffbildungen zu deuten sind, dafür sprechen ferner die Fossilkonzentrationen der Brachiopodenkalke. Die Meerestiefe war also sehr gering und dürfte nicht viel mehr als 100 m im Maximum betragen haben.

Nach dieser Senkung, die also in das Ende des Karbons fällt, ist vielleicht eine kleinere Hebung anzunehmen, über die man jedoch noch nichts Genaues sagen kann. Diese Frage kann erst dann gelöst werden,

wenn sich mit Sicherheit ergeben sollte, dass marine Bildungen der Artinskstufe in Ostgrönland nicht allgemein vorhanden sind. Die Absenkung ging jedenfalls weiter zur Zeit des oberen Perms, wie sich aus der Feststellung marinen Zechsteins in verschiedenen Gebieten ergeben hat. Auch diese Bildung spricht dafür, dass die Wassertiefe nur äusserst gering gewesen ist und jedenfalls nicht grössere Beträge erreichte als die des Oberkarbonmeeres. Allem Anschein nach hat also ständig die Sedimentation ungefähr mit der Absenkung Schritt gehalten. Diese Absenkung kam auch zu Beginn der Eotrias noch nicht zum Stillstand, denn im unmittelbaren Anschluss an die marinen Bildungen des Zechsteins findet man die marinen Ophicerasschichten und zwar wieder längs des gesamten Küstenstreifens, der hier behandelt wird. Auch der Charakter dieser Sedimente spricht für sehr flaches Wasser, wie das in dem starken Sandgehalt, in der Zusammenschwemmung von Fossilien und eingeschalteten kleinen Konglomerathorizonten zum Ausdruck kommt. Die Senkung ist also seit der Oberkarbonzeit ganz allmählich fortgeschritten, ohne jedoch in den einzelnen Zeitabschnitten ein grösseres Ausmass zu erreichen.

Aber noch zur Zeit der Eotrias kommt es zu einem allgemeinen Umschwung. Wie bereits früher (1931 c) und auch in dieser Arbeit gezeigt wurde, ist eine orogene Bewegung, die während der Eotrias stattfand und die mit der pfälzischen Phase parallelisiert wurde, wahrscheinlich, denn in der Eotrias treten mächtige Konglomerathorizonte auf, deren einzelne Geröllkomponenten den verschiedenen Formationen entstammen und die auf eine starke Abtragung hinweisen, von der vor allem auch noch der Zechstein und Teile der Eotrias betroffen wurden. Es muss also in dieser Zeit zu Hebungen von bedeutenderem Ausmasse gekommen sein, die sich aber wahrscheinlich mehr auf die westlich gelegenen Teile von Ostgrönland beschränkten, denn im östlichen Teil von Ostgrönland (z. B. Kap Stosch und östl. Claveringinsel) ging die marine Sedimentation zunächst weiter.

Somit kann man das Einsetzen der Herrschaft des Landes, die mit der oberen Trias und dem Rhät kenntlich wird, kaum mit der pfälzischen Phase in genetischen Zusammenhang bringen. Man kann auch nicht sagen, dass die epirogene Einsenkung nun plötzlich zum Stillstand gekommen sei, denn sonst wäre ja die Ansammlung der ziemlich mächtigen, zur Obertrias gestellten Sedimente garnicht möglich gewesen. Wenn man also eine Hebungsbewegung postulieren will, so lässt sich nur annehmen, dass diese, wie schon gesagt, vor allem die westlichen Teile von Ostgrönland betraf. Hierdurch wurde die Abtragung dermassen stark angeregt, dass die Sedimentation im Osten nunmehr ein grösseres Ausmass annahm und die Senkung nicht mehr mit ihr Schritt halten konnte. Auch ist es sehr wahrscheinlich, dass diese Hebung

eine Verlegung der Küste weiter nach Osten, also meerwärts bedingt hat.

Hierbei taucht wieder die Frage auf, ob nicht etwa im nördlichen Teile von Ostgrönland die Hebung doch bedeutend stärker als im Süden gewesen ist, kennt man doch bis zum heutigen Tage weder Aequivalente kontinentaler Bildungen, die man im Nathorstfjordgebiet zur Obertrias gestellt hat, noch rhätische Ablagerungen. Diese Frage ist ja bereits weiter oben erörtert, und es ist dabei gesagt, dass die Möglichkeit besteht, dass im nördlichen Teil von Ostgrönland die gleichen Verhältnisse vorliegen wie im südlichen Teil, da ja das Callovien im Norden gegen ältere Bildungen verworfen ist, und man die Basis des Jura nicht kennt. Sollte sich aber doch herausstellen, dass die rhätischen und obertriasischen Ablagerungen im Norden fehlen, dann würde sich damit ergeben, dass die Hebungsbewegungen im Norden wesentlich stärker waren und wahrscheinlich auch den bisherigen Sedimentationsraum betrafen.

Diese Zeit der Obertrias und des Rhät, die also auf jeden Fall eine relative Hebung gebracht hat, wird abgelöst durch neue Senkungen; im Gebiet des Scoresbysundes finden diese ihren Ausdruck in der Anhäufung ziemlich mächtiger mariner Sedimente des Lias, die eine erneute Transgression ankündigen. Ob diese Senkung auch den nördlichen Teil von Ostgrönland betraf, lässt sich zur Zeit nicht feststellen, da man eben, wie schon gesagt, über die Basis des Jura hier nicht genauer orientiert ist. Auf jeden Fall muss jedoch der Beginn der marinen Sedimentation im südlichen Teil von Ostgrönland mit einer echten Transgression und mit dem Einsetzen neuer Senkungen in Verbindung gebracht werden, denn es handelt sich hier gewiss nicht um eine lokale Erscheinung, die auf ein gelegentliches Pendeln der Küstenlinie zurückzuführen ist.

Deutliche Anzeichen für eine erneute Hebung kann man nun darin sehen, dass sich bisher keinerlei Sedimente gefunden haben, die dem Dogger entsprechen. Das Fehlen dieser Sedimente kann m. E. nur auf eine allgemeine Hebung zurückgeführt werden, die jedoch kein sonderlich grosses Ausmass gehabt haben dürfte, da sonst höchstwahrscheinlich die vorher zur Ablagerung gekommenen marinen Sedimente des Lias wieder der Abtragung zum Opfer gefallen wären.

Mit Beginn des Callovien wird eine erneute Absenkung deutlich, und zwar umfasst diese Senkung wieder den ganzen östlichen Teil von Ostgrönland, da sich Sedimente aus dieser Zeit auf dem ganzen Küstenstreifen gefunden haben. Nach der Mächtigkeit der Ablagerungen zu urteilen, die im Norden ca. 200 m betrug, hat diese Absenkung ein verstärktes Ausmass, was vor allem dann deutlich wird, wenn man sich die relative Kürze des Zeitraumes vor Augen führt. Aber trotz dieser verstärkten Senkung kam es nicht etwa zur Bildung von grösseren Tiefen, denn die Sedimente, die zur Ablagerung gelangten, zeigen äusserst

flaches Wasser an. Dass es nicht zur Bildung grösserer Tiefen kam, dürfte im wesentlichen durch eine verstärkte Sedimentation bedingt sein, die darauf schliessen lässt, dass weiter landeinwärts gelegene Teile sich relativ gehoben haben. Die verstärkte Sedimentation führt sogar dazu, dass es zeitweise zur Unterbrechung der marinen Bedeckung kam. Die Beweise dafür ergeben sich aus der Einschaltung der Kohlenflöze, die vor allem in Hochstetter Forland, aber auch auf der Kuhninsel und in Wollaston Forland nachgewiesen sind.

Nach diesen gelegentlichen Unterbrechungen der marinen Bedeckung im Callovien, die durch verstärkte Sedimentzufuhr zu erklären sind, behauptet das Meer in den nachfolgenden Zeiten meistens seine Herrschaft. Marine Ablagerungen des Oberoxford bezw. Unterkimmeridge sind ganz allgemein verbreitet, aber auch sie weisen darauf hin, dass die Meerestiefen nie beträchtlich gewesen sind, wenngleich die Senkung nach der Mächtigkeit der Sedimente zu schliessen, verhältnismässig gross gewesen ist.

Eine allgemeine Hebung dürfte man dann wieder für die Zeit des Oberkimmeridge und des tiefsten Portland annehmen. Nirgends haben sich nämlich Sedimente gefunden, die auf das Vorhandensein dieser in Westeuropa vorgefundenen Stufen schliessen lassen. Es handelt sich hier um eine Sedimentationslücke, die auch in Spitzbergen nachweisbar war, und die ich auch dort mit einer Hebung zusammengebracht habe, die gleichzeitig mit jungkimmerischen Bewegungen, wie sie in Westeuropa festgestellt sind, verlief. Dieser allgemeinen Hebung folgt wieder eine allgemeine Senkung, durch die die Ablagerung mariner Sedimente der unteren Wolgastufe ermöglicht wurde.

Höchstwahrscheinlich ist kurz nach Ablagerung dieses Teils des Unterportland mit einer erneuten, die ganze Küstenstrecke betreffenden Hebung zu rechnen, da, soweit bisher bekannt, Ablagerungen der oberen Wolgastufe nicht vorhanden sein dürften. Vielmehr hat es den Anschein, als ob über der unteren Wolgastufe gleich die marinen Sedimente des Valanginien folgen, die im ganzen nördlichen Gebiet weit verbreitet und vermutlich auch im südlichen Gebiet vorhanden sind. Man muss also mit einer erneuten Senkung zu Beginn der unteren Kreide rechnen.

Waren alle vorher zur Ablagerung gelangten Sedimente als Flachwasserbildung gekennzeichnet, so gilt das ebenso vom Valanginien, das wieder einen bedeutenden Sandgehalt aufweist. Die Sedimentation dürfte auch in dieser Zeit mit der Senkung ungefähr Schritt gehalten haben.

Nach den Angaben von ROSENKRANTZ folgt nun über dem marinen Valanginien eine mehr kontinental ausgebildete Folge, die ungefähr dem Hauterivien und Barrêmien entspricht. Weiter oben habe ich bereits darauf hingewiesen, dass ich selbst keine sicheren Anzeichen für das

Vorhandensein kontinentaler Bildungen erhalten habe, jedoch halte ich das für durchaus möglich. Eine derartige Einschaltung kontinentaler Bildungen in die marine Serie könnte natürlich zuerst einmal so gedeutet werden, dass die Sedimentation stärker wurde und nicht mehr mit der Absenkung Schritt hielt. Dadurch würde naturgemäss eine Verlandung erfolgen. Es kann sich aber auch um eine Hebung handeln. Wenn man das Vorhandensein dieser kontinentalen Bildung überhaupt voraussetzen will, dann möchte ich im vorliegenden Falle eher an eine Hebung denken und zwar deshalb, weil auch in Spitzbergen zur selben Zeit eine Verlandung eintrat, die ebenso weitere Teile des Barentsseeschelfes umfasste, wie ich an anderer Stelle gezeigt habe (1930).

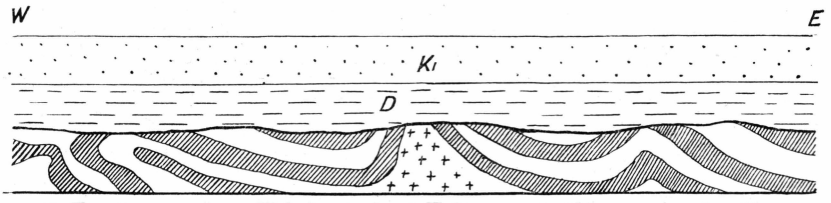
Diese Hebungsbewegung fällt zeitlich ungefähr mit der Hilsphase in Nordwestdeutschland zusammen.

Eine erneute Transgression setzt dann im Aptien ein, aus dem wieder marine Bildungen vorliegen, die vorläufig allerdings nur im nördlichen Teil von Ostgrönland nachgewiesen sind, während man über das Vorhandensein derartiger Schichten im Scoresbysundgebiet zur Zeit noch nicht orientiert ist.

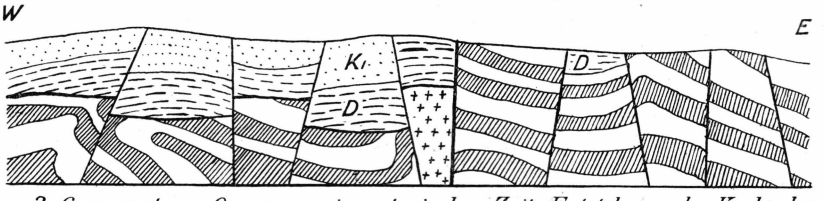
Diese jüngste zur Ablagerung gekommene marine Serie erreicht ungefähr eine Mächtigkeit von 300 m, was darauf hinweist, dass die Senkung auch in dieser Zeit ziemlich stark gewesen ist. Gerade aber in diesem Falle wird es wieder besonders deutlich, dass gleichzeitig mit den Senkungen des östlichen Teiles von Ostgrönland epirogene Hebungen des westlichen Teils Hand in Hand gegangen sein müssen, da sowohl die Mächtigkeit der Sedimente wie auch ihre Korngrösse dafür spricht, dass der Denudation ständig neue Komplexe frei gemacht wurden.

Nach Ablagerung dieser jüngsten Unterkreidebildung, die bis in das Albien hineinreicht, kommt es zu einer gänzlichen Verlandung des Gebietes, denn nirgends haben sich bisher Anzeichen für das Vorhandensein von Bildungen der Oberkreide gefunden. Es ist sicher, dass diese Landwerdung am Ende der Unterkreide auf eine stärkere Hebung zurückzuführen ist. Diese Hebung fällt zeitlich mit der sogenannten austrischen Phase zusammen.

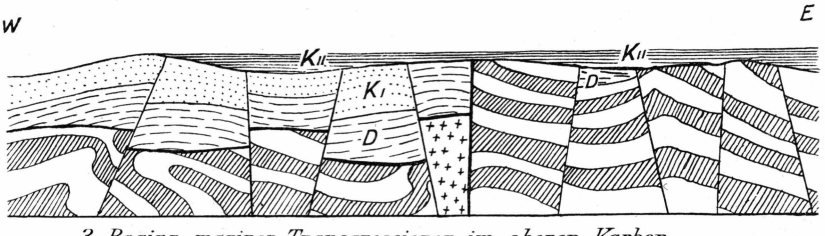
Vergleicht man diese im Vorhergehenden zur Darstellung gekommenen Grundzüge der epirogenen Entwicklung Ostgrönlands mit derjenigen Spitzbergens, so lassen sich in verschiedener Beziehung grosse Übereinstimmungen feststellen. Vor allem sind es die jüngeren Meeres- und Bodenschwankungen, die in beiden Gebieten gleiche Tendenzen aufzuweisen scheinen. Die allgemeine Hebung, welche am Ende der Unterkreide einsetzt, ist nicht nur in Spitzbergen, sondern im gesamten Bereich des Barentsseeschelfes feststellbar. Die Transgression, welche im Aptien in Ostgrönland in Erscheinung tritt, ist in gleicher Weise im Gebiet des Barentsseeschelfes ausgeprägt. Dass ferner die Hebung,



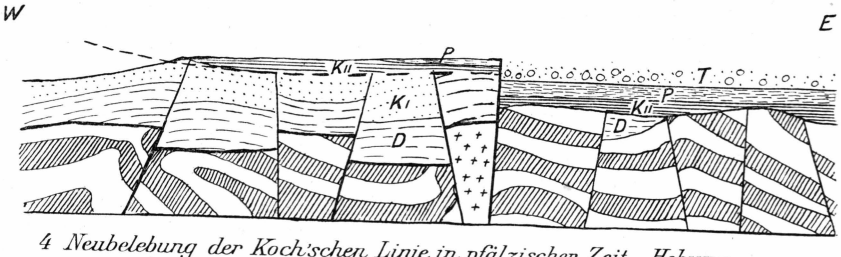
1. Einebnung der „Kaledonischen" Falten und Ablagerung des Kontinentalen Devons und des älteren Kontinentalen Karbons



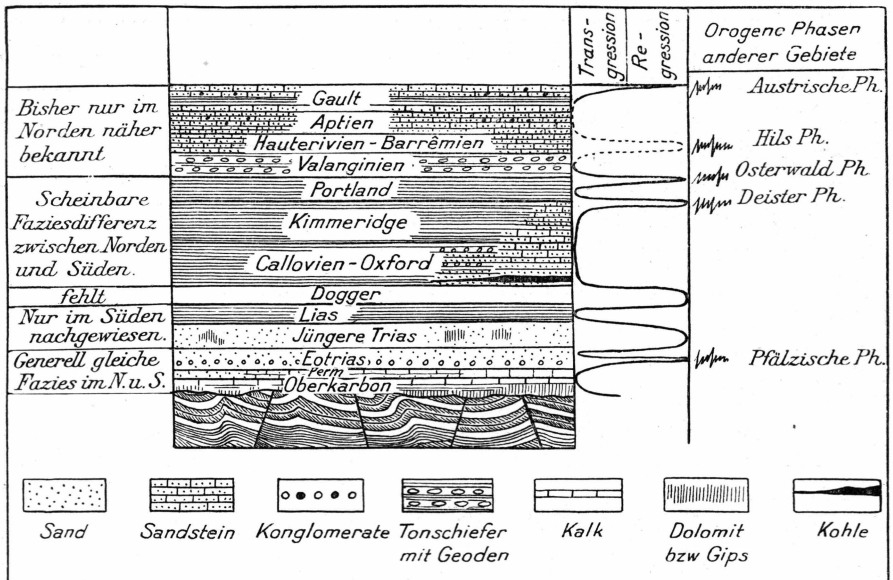
2. Germanotype Orogenese in asturischer Zeit, Entstehung der Koch'schen Linie. Hebung des Ostens gegenüber dem Westen und fast vollständige Abtragung des älteren Karbons sowie des Devons im Osten.



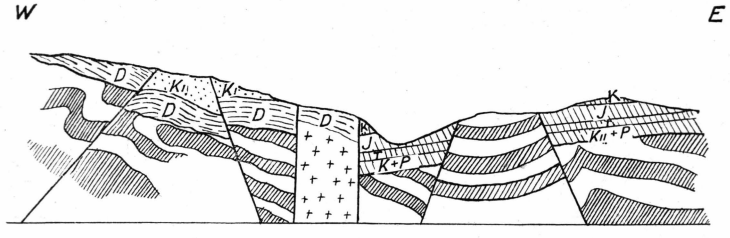
3 Beginn mariner Transgressionen im oberen Karbon.



4 Neubelebung der Koch'schen Linie in pfälzischer Zeit. Hebung des Westens gegenüber dem Osten. Abtragung im Westen.



5 *Die wichtigsten Meeresbewegungen vom Oberkarbon ab in dem östlich der Koch'schen Linie liegenden Teil Ostgrönlands*



6 *Blockgebirgsbildung (postgault und posteocän), Wiederaufleben der Koch'schen Linie, Hebung des Westens gegenüber dem Osten und nachfolgende Denudation*

Fig. 17. Schema der postdevonischen Entwicklung Ostgrönlands.

K - Kreide, J - Jura, T - Trias, K_II + P - Oberkarbon u. Perm, K_I - älteres Kontinentales Karbon, D - Devon.

welche Ostgrönland zur Zeit des Hauterivien und Barrêmien vielleicht erfuhr, auch im Barentsseeschelfgebiet zum Ausdruck gekommen ist, wurde bereits gesagt. Auch die Lücke, welche zwischen Unterkimmeridge und der unteren Wolgastufe besteht, findet sich ebenso wie in Ostgrönland auch in Spitzbergen und anderen Teilen des Barentsseeschelfes wieder.

Wenn man ferner die ältere Zeit des Jura zum Vergleich heranzieht, so scheint wenigstens insofern eine Übereinstimmung zu bestehen, als im Lias bereits eine Transgression in beiden Gebieten kenntlich wird, die zwar in Ostgrönland schon im mittleren Lias, in Spitzbergen jedoch erst im oberen Lias einsetzt.

Es ist weiter festzustellen, dass diese Bewegungen, welche beiden Gebieten gemeinsam sind, im wesentlichen zeitlich zusammenfallen mit Bewegungen orogener Natur, die in anderen Gebieten kenntlich werden. Es handelt sich hier um jungkimmerische Bewegungen an der Wende vom Oberkimmeridge zum untersten Portland, um die Hilsphase an der Wende vom Valanginien zum Hauterivien und um die austrische Phase am Ende des Albien.

Was die älteren Schichten betrifft, so ergeben sich hier allerdings, worauf ich schon früher (1930) hingewiesen habe, nicht unerhebliche Differenzen. Während sich in Ostgrönland für die gesamte Zeit der oberen und auch mittleren und unteren Trias Regressionen ergeben, zeigt sich in Spitzbergen und z. T. auf der Bäreninsel eine allgemeine Transgression an. Es sind dort Bildungen der skythischen, anisischen, ladinischen und karnischen Stufe vorhanden.

Weitere Differenzen ergeben sich fernerhin daraus, dass in Ostgrönland zur Zeit des Zechsteins eine Transgression als Folgeerscheinung der im Oberkarbon eingeleiteten Senkung sicher nachgewiesen war, während man über sein Vorhandensein in Spitzbergen im Zweifel sein muss. Die Senkung im jüngeren Karbon ist zwar wieder beiden Gebieten gemeinsam, jedoch zeigt sich, worauf ich schon an anderer Stelle hingewiesen habe (1931 b), dass die Transgression in Spitzbergen bereits zur Zeit der Mosquensisstufe beginnt, während sie in Ostgrönland erst zur Zeit des Schwagerinenkalkes einsetzt.

Soweit es sich um kleinere Differenzen in der epirogenen Entwicklung beider Gebiete handelt, ist es vielleicht möglich, diese daraus zu erklären, dass beide Gebiete ja Küstenzone gewesen sind, und dass manche marine Überflutung nur durch besondere lokale Verhältnisse bedingt wurde, ohne dass grosse Senkungen dazu erforderlich waren. So habe ich an anderer Stelle zum Ausdruck gebracht (1931 b), dass das etwas verschiedenaltrige Einsetzen der Überflutung im jüngeren Karbon lediglich durch lokale Verhältnisse bedingt sein kann.

Von besonderer Wichtigkeit scheint es mir, dass sich sowohl in Spitzbergen wie vor allem aber auf der Bäreninsel Bewegungen orogener

Natur haben nachweisen lassen, die zeitlich mit der Entstehung der Koch'schen Linie in Ostgrönland zusammenfallen dürften. Diese Bruchbildungen liegen in Ostgrönland zwischen namurischer Stufe und Schwagerinenkalk, während auf der Bäreninsel eine Faltung und starke Bruchbildung vor Ablagerung des Fusulinenkalkes stattfand (vgl. Gunnar Horn und Anders K. Orvin, 1928). Da der Fusulinenkalk ungefähr dem unteren Teil des Oberkarbons entspricht, scheint mir die Gleichzeitigkeit dieser orogenen Bewegung in Ostgrönland und auf der Bäreninsel sicher gestellt zu sein. Dies ist m. E. ein wichtiger gemeinsamer Zug in der Entwicklung der Länder östlich und westlich des Skandik.

Damit wäre in kurzen Zügen die postdevonische Geschichte der Meeres- und Bodenschwankungen Ostgrönlands geschildert.

Berechnet man die Mächtigkeit der zur Ablagerung gekommenen postnamurischen Sedimente, so zeigt sich, dass diese insgesamt nur ungefähr 1500 m beträgt. Von dieser Zahl entfällt der grösste Teil auf die Ablagerungen des Jungmesozoikums, während vor allem das Jungpaläozoikum nur sehr geringe Mächtigkeiten aufweist.

Es zeigt sich also, dass die Absenkung des ostgrönländischen Gebietes in der Zeit vom Oberkarbon bis zum Gault verhältnismässig nur sehr gering gewesen ist, eine Tatsache, die dadurch zu erklären ist, dass man es hier im Sinne v. Bubnoffs (1931) mit einem stabilen Schelfgebiet zu tun hat. Die Konsolidation dieses Raumes, welche vor allem in kaledonischer Zeit stattfand, findet also ihren deutlichen Ausdruck in der Geschichte der Meeres- und Bodenschwankungen, prägt sich aber auch in besonders klarer Weise in der Art der jungen Gebirgsbildung aus, deren Charakteristik im folgenden Abschnitt gegeben wird.

Zur leichteren Übersicht der Grundzüge in der Entwicklung Ostgrönlands vom Karbon bis Gault mögen die auf Seite 90—91 gegebenen Schemata dienen (Figur 17).

Zur Charakteristik der jungen Tektonik Ostgrönlands.

Vorbemerkungen und Fragestellung.

Die Frage nach der jungen Tektonik Ostgrönlands ist bereits wiederholt zur Sprache gekommen; Arbeiten von de Geer, Koch, Backlund und Kulling haben sich damit beschäftigt.

In der Arbeit de Geer's handelt es sich nicht um die Erscheinungsform der jungen Tektonik Ostgrönlands, sondern nur um die Voraussetzung ihres Vorhandenseins auf Grund allgemeiner, von diesem Autor zur Darstellung gebrachter Erwägungen.

Das Interesse für die jungen, tektonischen Formen Ostgrönlands ist in der Tat ziemlich gross, da damit Fragen über den Bau angrenzender und benachbarter Gebiete zusammenhängen. Diesen letzteren Fragen kann man nun vielleicht etwas näher treten als es auf Grund des bisher bekannten Tatsachenmaterials möglich war.

Über die Erscheinungsformen der jungen Tektonik Ostgrönlands war bisher nur relativ wenig bekannt. Während DE GEER (1910) eine tertiäre Hebung voraussetzte und als Beweis dafür u. a. das Auftauchen der aus alten Gesteinen aufgebauten Liverpoolküste anführt, glaubt KOCH (1929 b, S. 292) feststellen zu können, dass nur einige Teile Ostgrönlands eine tertiäre Hebung erfahren hätten und zwar die Liverpoolküste und Wollaston Forland. Er schreibt den tertiären Bewegungen also nur eine sehr geringe Bedeutung zu, indem er sich auf seine Anschauung stützt, dass das Jungmesozoikum im allgemeinen auf einer Strandebene zur Ablagerung kam, die heute nur wenig höher als damals liegt.

Etwas näher ist dann BACKLUND (1930) auf die Frage der Tertiärtektonik eingegangen, und zwar behandelt er sie im Zusammenhang mit der tertiären vulkanischen Tätigkeit, worüber er einige interessante Beobachtungen anführt.

BACKLUND ist der Ansicht, dass die tertiäre vulkanische Tätigkeit vor allem in unmittelbarer Nähe der Bruchlinie in Erscheinung trat, die ich als Koch'sche Bruchzone bezeichnet habe. Nach seiner Ansicht ist diese Bruchlinie in tertiärer Zeit wieder aufgelebt, was er einerseits aus den Steilabfällen der von ihr betroffenen Gesteine schliesst, wie auch aus der Verbreitung des Basaltes.

Die Lavaströme sollen nämlich auf der Claveringinsel sowohl auf Kristallin als auf Karbon liegen, er schliesst danach auf eine Denudationsebene, die jünger ist als Karbon und älter als die Basaltströme. Aus der Fliessrichtung, die die Basalte erkennen lassen, ergibt sich nach ihm, dass diese von Osten gekommen sind; daraus schliesst er, dass die Landoberfläche westwärts geneigt gewesen sei.

Nach seinen Untersuchungen zeigt sich nun weiter, dass die Zentren der Eruption auf der Claveringinsel niedriger liegen als das Steilkliff im Westen.

Diese beträchtlichen Höhendifferenzen zwischen den Steilabfällen im Westen und dem östlichen Gebiet, sowie der seiner Anschauung nach sichere ehemalige Zusammenhang der Basaltströme auf beiden Seiten der Bruchlinie sind nach BACKLUND ein Beweis für eine postbasaltische Bruchbildung, wobei das östliche Gebiet absank bezw. das westliche Gebiet beträchtlich herausgehoben wurde.

Diese interessanten Untersuchungen BACKLUND's zeigen also an, dass mit starker tektonischer Bewegung in tertiärer Zeit zu rechnen ist.

Weiterhin hat vor allem auch O. KULLING (1930) die Anschauung zum Ausdruck gebracht, dass der jungen Bewegung eine nicht zu unter-

schätzende Bedeutung zukommt, indem er die Anlage der Fjorde auf sie zurückführt, soweit diese nach seiner Ansicht überhaupt tektonischer Entstehung sind.

Auf Grund der in diesem Sommer vorgenommenen Untersuchungen erscheint es mir nunmehr möglich, etwas Näheres über den Charakter dieser jungen Tektonik Ostgrönlands auszusagen.

Die Art der jungen Tektonik und ihre Abhängigkeit von der Struktur des Untergrundes.

Die Schlussfolgerungen, die über die Art der Tertiärtektonik Ostgrönlands zu ziehen sind, basieren im wesentlichen auf den in Wollaston Forland vorgenommenen Untersuchungen. Darüber hinaus können aber auch fernerhin die im Hochstetter Forland und auf Hold with Hope angestellten Beobachtungen herangezogen werden.

Wie die weiter oben gegebene Darstellung der Lagerungsverhältnisse in Wollaston Forland erkennen lässt, liegt dort ein verhältnismässig schwacher Grad tektonischer Dislokation vor. Es ist ganz charakteristisch, dass eigentliche Falten fehlen, und dass es sich im wesentlichen nur um Schichtenschrägstellungen, Aufwärtsbewegung des Untergrundes und um Brüche handelt, die als Reaktion der Orogenese zustande kommen.

Vergleicht man diese tektonischen Gebilde mit denen anderer Gebiete, so ergibt sich, dass es sich hier um jenen niedrigen Grad tektonischer Dislokation handelt, den man mit Stille (1924) als Blockgebirgsbildung zu bezeichnen hat.

Es handelt sich also um eine Tektonik, wie sie z. B. in denjenigen Teilen Saxoniens auftritt, wo eine stärkere Konsolidation des Untergrundes vorliegt. Aus diesem niedrigen Grad tektonischer Dislokation auf eine sehr geringe Bewegungsintensität schliessen zu wollen, wäre verfehlt. Prinzipielle, durch Beispiele belegte Gegengründe, die Stille (1924) gegen eine derartige Auffassung anführt, lassen einen solchen Schluss nicht zu. Gerade in dem vorliegenden Fall wird es sehr deutlich, dass die relativ geringe Reaktionsform auf die stattgefundene Bewegung tatsächlich in erster Linie aus dem Geschehen zu erklären ist, das dieses Gebiet vor der Zeit der jungen Orogenese durchgemacht hat.

Den von v. Bubnoff (1931) gegebenen Definitionen folgend kann man die ostgrönländische Küstenzone in den Zeiten vom Devon an aufwärts als einen stabilen Schelf bezeichnen, denn diese Zone war bereits in kaledonischer Zeit von einer starken Faltung betroffen, wie das von Koch (1929) nachgewiesen und später von Backlund (1930) näher belegt ist.

Durch diese starke Faltung und durch die gleichzeitig mit ihr auftretende lebhafte Intrusion hatte Ostgrönland bereits einen so hohen

Grad der Konsolidation oder Stabilität bekommen, dass es bei späterer Bewegung orogener Art nur noch in abgeschwächter Form reagieren konnte. Diese also bereits in kaledonischer Zeit eingeleitete Strukturform als stabiler Schelf erfuhr nun weiterhin eine weitere Verstärkung durch die in variszischer Zeit erfolgten Bewegungen, die sich nicht nur auf eine Bruchbildung beschränkten, sondern die auch, wie weiter oben bei Besprechung der KOCH'schen Linie gezeigt ist, vermutlich von schwächeren Faltungen und auch von Intrusionen begleitet waren.

Schon aus der Tatsache des Vorliegens stärkerer kaledonischer und schwächerer variszischer Orogenese wird das Vorliegen eines stabilen Schelfs deutlich. Dies ergibt sich aber auch mit besonderer Klarheit aus der Art der Sedimentation und auch aus deren Mächtigkeitsverhältnissen. Die Mächtigkeiten, die der vom Oberkarbon bis in den Gault reichende Schichtenkomplex aufweist, beträgt zusammen nur ungefähr 1000—1500 m, wie sich das aus der folgenden Zusammenstellung ergibt:

Marines Oberkarbon	ca.	40—100 m
Marines Perm	ca.	20 -
Eotrias	ca.	300 -
Callovien-Unteroxford	ca.	250 -
Oberoxford	ca.	180 -
Kimmeridge-Portland	ca.	140 -
Valanginien	ca.	100 -
Jüngeres Neokom und Gault	ca.	300 -

Bei Berechnung dieser Mächtigkeiten bin ich von den Verhältnissen in Wollaston Forland ausgegangen, wo man m. E. einen guten Überblick bekommt, da vor allem die jungmesozoische Schichtenfolge hier am besten erhalten und aufgeschlossen ist.

Bei diesen Zahlen ist jedoch zu bedenken, dass in Wollaston Forland an der Grenze Perm-Trias zum Callovien eine Verwerfung liegt, und dass ein Schichtenkomplex unbekannter Mächtigkeit und unbekannten Alters zwischen diesen beiden Formationen vorhanden ist. Für die Feststellung der wahren Mächtigkeit z. B. der Eotrias muss man also auf die Verhältnisse in anderen Gebieten zurückgreifen, und es ergibt sich dabei, dass diese ca. 300 m beträgt. Es könnte weiter eingewandt werden, dass in diesem Gebiet noch ehemals das Devon und das kontinentale Karbon vorhanden gewesen sind, deren Mächtigkeit ziemlich grosse Beträge erreicht.

Diese Formationen kamen jedoch bereits vor der variscischen Bruchbildung zur Ablagerung und können nicht für den Absenkungsbetrag, den Ostgrönland seit dieser letzten Orogenese erreicht hat, mit herangezogen werden.

Fernerhin ist zu berücksichtigen, dass der Charakter sämtlicher zur Ablagerung gekommenen Sedimente auf sehr geringe Wassertiefe hinweist, die kaum 200 m überschritten haben dürfte. Diese 200 m müssten also zu dem Betrag der Absenkung in dem in Frage kommenden Teil von Ostgrönland noch hinzugerechnet werden, so dass sich also ungefähr die oben angegebene Zahl ergibt.

Die Absenkungen, welche Ostgrönland in postvariscischer Zeit erfahren hat, sind also, wie im vorherigen Abschnitt auch näher dargelegt, nur sehr gering, was gleichfalls für das Vorliegen eines stabilen Schelfes spricht. Der Grad der durch diese schwachen Absenkungen wieder gewonnenen Mobilität des vorher konsolidierten Gebietes ist also, nach der geringen Absenkung zu schliessen, auch nur verhältnismässig klein gewesen.

Vergleicht man diese Verhältnisse beispielsweise mit dem Mass der Absenkungen im postvariscischen Mesoeuropa, so wird der geringe Grad der Mobilität besonders deutlich und es wird daraus klar, warum es dort in saxonischer Zeit noch zu einer stärkeren Form der Orogenese kommen konnte als in Ostgrönland. Dort war noch die Entstehung eines Bruchfaltengebirges möglich, hier aber kam es nur noch zu einer Zerlegung in einzelne Blöcke.

Trotz dieser Unterschiede lässt sich aber sagen, dass zwischen Ostgrönland und Saxonien doch gewisse Parallelen zu ziehen sind, denn auch in dem letzteren Gebiet gibt es Formen der Gebirgsbildung, die mit denen in Ostgrönland gut zu vergleichen sind. Schon weiter oben habe ich darauf hingewiesen, dass man die Lagerungsverhältnisse in Hold with Hope und im südlichen Teil von Hochstetter Forland unter bestimmten Voraussetzungen sehr gut mit den tektonischen Formen vergleichen kann, wie sie z. B. im Gebiet der niederhessischen Gräben auftreten, ein Gebiet, das ebenfalls, wie von Schröder (1925) und Stille (1925) gezeigt, vor der jungen Gebirgsbildung einen höheren Grad der Stabilität besass.

Interessant ist auch ein Vergleich mit den Verhältnissen in Spitzbergen. Konnte im vorherigen Abschnitt gezeigt werden, dass verschiedene Züge in der postvariscischen Entwicklung beiden Gebieten gemeinsam sind, wie das vor allem in dem gleichzeitigen Einsetzen von Hebungen zum Ausdruck kommt, so zeigt doch Westspitzbergen gegenüber Ostgrönland schon darin einen ganz anderen Charakter, dass die Mächtigkeit der postvariscischen Sedimente eine bedeutend grössere ist. Kreide und Jura erreichen hier zusammen denselben Betrag wie die gesamte postvariscische Schichtenfolge in Ostgrönland. Hinzu kommen ferner noch ca. 850 m für die Trias und 400 m für die Artinskstufe und das nach der variszischen Bewegung abgelagerte Oberkarbon. Das westliche Spitzbergen zeigt also schon in seiner epirogenen Entwicklung

einen hohen Grad der Mobilität an, so dass man es durchaus nicht als einen stabilen Schelf bezeichnen kann. HOLTEDAHL (1929) spricht vielmehr davon, dass zu der Zeit vor der tertiären Faltung hier eine Vortiefe herausgebildet war, eine Ansicht, der ich mich auf Grund meiner Untersuchungen im Eisfjordgebiet (1931 d) ebenfalls angeschlossen habe.

Aus diesen Differenzen der Strukturverhältnisse des Untergrundes und der daraus folgenden verschieden starken epirogenen Absenkung folgt natürlich auch, dass die Formen der tertiären Tektonik in Westspitzbergen wesentlich andere sind. Während, wenigstens nach dem, was bisher bekannt, zu urteilen, in Ostgrönland nur eine Blockgebirgsbildung möglich war, kommt es in Westspitzbergen zu stärkeren Faltungen, ja sogar zu Überschiebungen, wie sich das u. a. aus den von HOEL (1925) gegebenen Profilen der Kohlenlagerstätten des Kingsbaygebietes ergibt. Hier ist marines Oberkarbon auf Tertiär überschoben.

Diese Gegensätze, die die Art der jungen Tektonik Ostgrönlands gegenüber Westspitzbergen aufweist, sind m. E. von besonderem Interesse. Man könnte vielleicht annehmen, dass die Verhältnisse, wie sie Ostgrönland zeigt, eher mit denen zu vergleichen sind, wie sie im zentralen und östlichen Spitzbergen auftreten. Auch dort hat man es nur mit einer verhältnismässig schwachen Form der Gebirgsbildung zu tun. Vielleicht könnte man erwarten, dass die Teile Ostgrönlands, die eine stärkere tertiäre Faltung erfuhren, heute versunken sind. Dies soll aber nur als eine Möglichkeit geäussert sein, auf die ganz kurz hingewiesen sein mag.

Dass es in Ostgrönland in tertiärer Zeit nur zur Entstehung eines Blockgebirges kam, ist also sicher bedingt durch die hohe Konsolidation des Gebietes, die vorwiegend in kaledonischer Zeit erfolgte, jedoch in variscischer Zeit noch verstärkt wurde. Sie ist weiterhin daraus zu verstehen, dass die Absenkung, die in postvariscischer Zeit vor sich ging, zu gering war, um einen höheren Grad der Mobilität hervorzurufen.

Zerreissungs- oder Zusammenschiebungs-Tektonik.

In mancher Beziehung ist die Beantwortung der Frage von Interesse, ob die jüngere Tektonik Ostgrönlands zu einer Zerreissung oder zu einer Zusammenschiebung führte. Auf den ersten Blick mag es gewiss so scheinen, als ob es sich um eine Zerrung handelt, vor allem auch dann, wenn man die Entstehung der Fjorde mit dieser jungen Bewegung in Zusammenhang bringt. Jedoch scheint es bei dem im einzelnen näher untersuchten Gebiet des Wollaston Forland so, dass es sich nicht nur um eine Bruchbildung handelt, sondern um den Versuch einer Faltung, die nur an dem Widerstand des hochgradig konsolidierten Untergrundes gescheitert ist.

In seiner regionalen Tektonik ist STILLE (1924) zu dem prinzipiellen Resultat gekommen, dass auch die Bruchbildung in den weitaus meisten Fällen letzten Endes durch eine Zusammenschiebung zustande kam, was sich vor allem aus der Aufwärtsbewegung des Untergrundes, sowie aus der Schrägstellung der Schichten ergibt. In Wollaston Forland sind diese auf eine Zusammenschiebung hinweisenden Erscheinungen deutlich erkennbar, die Schichten sind schräg gestellt, und die Aufwärtsbewegung des Untergrundes — der Granite und Gneise — ist deutlich. Die Schichten sind vorwiegend im Durchschnitt 20° nach SW geneigt, und das Kristallin erreicht heute im untersuchten Gebiet eine Höhe bis zu 400 m und mehr.

Um einen Eindruck von der Stärke des Druckes zu bekommen, der zur Herausbildung dieser Verhältnisse führte, möge man sich vergegenwärtigen, dass die Mächtigkeit der seit dem Oberkarbon bis zum Gault über dem Kristallin zur Ablagerung gekommenen Sedimente auf ungefähr 1000—1500 m zu berechnen ist, wie im Vorhergehenden gezeigt wurde. Um diesen Betrag zuzüglich der auf ca. 200 m zu veranschlagenden ehemaligen Wassertiefe im Gault lag also das Kristallin unter dem heutigen Meeresspiegel. Wenn es heute in verschiedenen Gebieten eine Höhe bis zu 400 m erreicht, so ergibt sich also schon eine Aufwärtsbewegung um ca. 1500—2000 m, eine Hebung, die im wesentlichen durch die junge Gebirgsbildung zustande gekommen ist.

Man muss hierbei berücksichtigen, dass in der Zeit nach der jungen Gebirgsbildung noch Hebungen rein epirogener Art eingetreten sind, worauf u. a. die Hebungsterrassen an den heutigen Küsten hinweisen, Terrassen die, wie BACKLUND (1931) gezeigt hat, bis zu einer Höhe von ca. 300 m beobachtet sind. Rechnet man diesen Betrag wieder von der durch die junge Faltung bedingten Heraushebung des Kristallins ab, so bleibt trotzdem die Stärke der orogenen Aufwärtsbewegung klar. Dies kommt um so mehr zum Ausdruck, wenn man auch andere Gebiete, so z. B. die Claveringinsel in Betracht zieht. Hier liegt die zum Teil noch von marinem Karbon bedeckte Oberfläche des Kristallins nämlich in einer Höhe bis zu 1300 m, so dass die in diesem Gebiet erfolgte Aufwärtsbewegung ca. 3000 m beträgt.

Derartige Aufwärtsbewegungen des Untergrundes, wie auch die Schrägstellung der Schichten sind eine ganz charakteristische Erscheinung für die Art der Reaktion auf die junge Bewegung, eine Form der Reaktion, die nicht als eine Zerrung, sondern als eine Zusammenschiebung gedeutet werden kann.

Diese Beispiele, die also für ein Zusammendrücken sprechen, stehen jedoch einigen Fällen gegenüber, die zwar nicht genauer untersucht werden konnten, für die man jedoch evtl. eine Zerrung annehmen kann. Es sind das die Verhältnisse an der Nordküste von Hold with Hope und im südlichen Teil von Hochstetter Forland, wo auch mit der

Möglichkeit flach einfallender Verwerfungen gerechnet werden muss, wie sie beispielsweise in den niederhessischen Gräben vorliegen.

Die genauere Untersuchung von E. SCHRÖDER (1925) in Niederhessen und die darüber angestellten allgemeinen Erwägungen STILLE's (1925) ergeben, dass in solchen Fällen tatsächlich eine Zerrung vorliegt, die jedoch nicht einen derartig hohen Betrag erreicht, wie es zuerst scheinen möchte. STILLE hat vielmehr gezeigt, dass die in Frage kommenden Gebilde nicht nur gezerrt sondern auch zugleich gepresst sind. Da man jedoch zur Zeit nichts Genaueres über die Lagerungsverhältnisse im nördlichen Teil von Hold with Hope und im südlichen Teil von Hochstetter Forland aussagen kann, so lohnt es sich nicht, hier allgemeine Erwägungen über die Frage der möglichen Zerrung in Ostgrönland anzustellen.

Ein Vergleich der in Wollaston Forland nachgewiesenen Verhältnisse mit der tertiären Tektonik Spitzbergens ergibt übrigens in dieser Beziehung wesentliche Übereinstimmung. Auch dort handelt es sich nicht um eine Zerrung, sondern, wie von HOLTEDAHL (1929) klar ausgesprochen, um ein Zusammendrücken. Dass hier keine Zerrung vorliegt, ergibt sich ja u. a. aus der grossen, an der Nordküste des Eisfjordes beobachteten Flexur, wie auch aus der vorhin bereits erwähnten Überschiebung im Kingsbaygebiet.

Betrachtet man die Fjorde Ostgrönlands im wesentlichen als durch die junge Orogenese bedingt, wie das ja aus den Darstellungen von BACKLUND (1930) und KULLING (1930)[1]) hervorgeht, und wie sich das auch hier im Falle des Young Inlet nachweisen liess, so wird schon daraus klar, dass durch die junge Bewegung eine Zerlegung Ostgrönlands in einzelne Schollen oder Blöcke bedingt wurde. Diese sind jeweils im Norden und Süden durch die mehr oder weniger Ost—West verlaufenden Fjorde, im Westen aber vermutlich durch die KOCH'sche Bruchzone begrenzt. Dass diese Bruchzone in tertiärer Zeit wieder aufgelebt ist, wie bereits BACKLUND (1930) annahm, erscheint mir vollkommen sicher.

Wie der Bau der verschiedenen Schollen oder Blöcke Ostgrönlands im einzelnen ist, muss natürlich erst durch nähere Untersuchungen geklärt werden. Bis jetzt lässt sich nur feststellen, dass sowohl der Block Wollaston Forland, wie auch vor allem das grosse Jamesonland eine im wesentlichen nach Westen gerichtete Kippung aufweisen, wie das von KULLING (1930) ausserdem auch noch für den »Claveringblock« angenommen ist.

Für Wollaston Forland ergibt sich ein derartiges Verhältnis deutlich aus den im Vorhergehenden gegebenen Einzelschilderungen; für das Jamesonland einschliesslich der Liverpoolküste hat ROSENKRANTZ (1929) eine Kippung nach SW in tertiärer Zeit angegeben, eine Kippung, die nach diesem Autor gleichzeitig mit den Basalteruptionen des Scoresbysundes einsetzte.

[1]) Auf die Differenzen in der Auffassung der beiden Autoren sei hier nicht eingegangen.

Der Zeitpunkt der jungen Orogenese.

Was die Feststellung der Zeit betrifft, in der die junge Tektonik Ostgrönlands zustande gekommen ist, so ist es nicht möglich, hierüber etwas Genaueres auszusagen und zwar aus folgenden Gründen:

Die jüngsten Schichten, welche von der jungen Gebirgsbildung noch mit Sicherheit betroffen wurden, gehören dem Albien an. In den meisten Gebieten fehlen nun aber jüngere Formationen, aus deren Lagerungsverhältnissen zum Gault man den Zeitpunkt der Orogenese feststellen könnte.

Nur an zwei Punkten der ostgrönländischen Küste konnte bisher Tertiär mit Sicherheit festgestellt werden und zwar am Kap Dalton südlich vom Scoresbysund und auf der Sabineinsel.

Was das zuerst genannte Vorkommen betrifft, so dürfte es nach dem, was bisher bekannt geworden ist, auf Grundgebirge liegen. Ein Rückschluss auf das Alter der jungen Bewegung ist also hier nicht möglich.

Aber auch das Tertiär der Sabineinsel vermag nichts darüber auszusagen, da auch hier keine älteren Schichten aufgeschlossen sind. Es handelt sich hier vielmehr um kontinentales Tertiär mit Pflanzen, dessen Lagerungsverhältnisse wegen der eingeschalteten und überlagernden Basalte nicht zu klären sind.

Man hat somit zunächst nur die Möglichkeit festzustellen, dass die Bewegung jünger als Unterkreide ist. Es ist also die Möglichkeit vorhanden, anzunehmen, dass sie in der Zeit der oberen Kreide stattfand.

Ohne Zweifel muss man jedoch die Basalteruptionen als mit der jungen Orogenese verknüpft betrachten. Daraus würde sich dann wieder ergeben, dass die Bewegung jünger als Eozän ist, zu dem die tertiären Ablagerungen des Kap Dalton und der Sabineinsel gehören.

Schon diese Feststellungen zeigen an, dass es sehr wahrscheinlich ist, dass der genauere Zeitpunkt der jungen Orogenese gleichaltrig ist mit der jungen Faltung in Westspitzbergen, und aus einem Vergleich mit diesem Gebiet kann man gewisse Rückschlüsse auf Ostgrönland ziehen.

Nach den Untersuchungen DE GEER's, auf denen HOLTEDAHL (1929) zum Teil aufbaut, und die er auch wesentlich ergänzt hat, ist damit zu rechnen, dass die Bewegung in Spitzbergen wahrscheinlich in zwei Phasen aufzulösen ist, eine Anschauung, der ich mich auf Grund meiner Untersuchungen im Eisfjordgebiet (1931 d) angeschlossen habe.

HOLTEDAHL hat deutlich zum Ausdruck gebracht, dass es vor den ersten Basaltausbrüchen zur Bildung einer Abrasionsfläche in Spitzbergen gekommen ist. Die Richtigkeit dieser seiner Anschauung ergibt sich mit besonderer Klarheit aus den von ihm entworfenen Profilen

(1929, S. 9). Man erkennt, dass hier die älteren Basalte, die er als vermutlich kretazisch betrachtet, deutlich auf einer Abrasionsfläche liegen.

Ich selbst habe den Eindruck gewonnen, dass im Eisfjordgebiet die älteste Bildung des Tertiärs auf verschiedenen Stufen der Unterkreide liegt und zwar weiter im Osten auf Gault, weiter im Westen auf Aptien (1931 d).

Aus dieser Untersuchung ergibt sich mit grösster Wahrscheinlichkeit, dass nach Ablagerung der Unterkreide eine stärkere Hebung in Spitzbergen stattgefunden hat, die eine Denudation in verschiedenen Gebieten hervorrief. Ein weiterer Hinweis auf diese Bewegung ergibt sich ja vor allem auch aus der Tatsache, dass der Gault sowohl in Spitzbergen wie auch in Ostgrönland eine typische Regressionsbildung darstellt.

Vergleicht man diese Feststellung mit den Verhältnissen in Ostgrönland, so will es mir scheinen, dass sich dort ganz ähnliche Vorgänge abgespielt haben. Schon KOCH wies (1929 b, S. 291) darauf hin, dass zwei verschiedenaltrige Basalteruptionen angenommen werden müssen; die eine davon sei präeozän, die andere posteozän. Diese Anschauung KOCH's ist sicher gestützt durch die Feststellung von Basaltgeröllen in den eozänen Ablagerungen des Kap Dalton.

Aber auch die Untersuchungen, welche BACKLUND (1930) über die Basalte der Claveringinsel veröffentlicht hat, geben m. E. einen sicheren Beweis für eine präeozäne Basalteruption nach vorausgegangener Bruchbildung und Denudation, liegen doch die Basalte, wie BACKLUND gezeigt hat, verschiedenen Formationen auf. Dies würde also ganz den Verhältnissen entsprechen, wie sie HOLTEDAHL (1929) aus Spitzbergen angegeben hat.

Somit scheint es mir als ziemlich sicher gestellt, dass auch in Ostgrönland eine präeozäne Bruchbildung und Basalteruption stattgefunden hat.

Der Beweis dafür, dass auch in posteozäner Zeit orogenetische Bewegungen tätig waren, ergibt sich nun einmal aus der Tatsache, dass die eozänen Ablagerungen noch von jüngeren Basalteruptionen in Mitleidenschaft gezogen sind. Es ergibt sich das aber vor allem aus weiteren Feststellungen BACKLUND's, auf die ich bereits oben kurz einging. BACKLUND hat nämlich m. E. mit besonderer Klarheit gezeigt, dass verschiedene, ehemals offenbar zusammenhängende Basaltströme, die er auf der Claveringinsel einer näheren Untersuchung unterzog, heute in sehr verschiedener Höhe liegen, dass sie also verworfen sind. Diese postbasaltische Bruchbildung fand, wie man mit Sicherheit annehmen kann, in posteozäner Zeit statt.

Damit wäre gezeigt, dass die junge Bewegung zum mindesten in

zwei Phasen aufzulösen ist, deren Zeitpunkt als präeozän und als posteozän fixiert werden kann.

Es dürfte kein Zweifel darüber bestehen, dass man auch in Ostgrönland damit rechnen muss, dass die Mächtigkeit der tertiären Sedimente einstmals bedeutend grösser gewesen ist, als man auf Grund der wenigen, heute noch vorhandenen Reste zunächst annehmen möchte.

In Spitzbergen ist es jedenfalls so, dass, wie die Untersuchungen von GUNNAR HORN (1930) gezeigt haben, das Tertiär einstmals um mehrere tausend Meter mächtiger als zur Jetztzeit war.

Diese starke Verminderung der Mächtigkeit in beiden Gebieten kann man ja ohne weiteres dadurch erklären, dass, wie oben gezeigt ist, die durch die junge Bewegung geschaffenen Niveaudifferenzen sehr gross gewesen sind, so dass der Denudation sehr gute Angriffspunkte geboten waren.

Zu welchen Teilen des Tertiärs diese der Denudation zum Opfer gefallenen Sedimente gehört haben, lässt sich nicht sagen; daraus wird zugleich die Unmöglichkeit klar, eine genauere zeitliche Festlegung der posteozänen Bewegung vorzunehmen. Immerhin sei noch darauf hingewiesen, dass nach der Ansicht HOLTEDAHL's (1929, S. 13) die grosse Westküstenverwerfung Spitzbergens bald nach Ablagerung des Eozäns in Erscheinung getreten ist.

Die Theorien zur Genesis des Skandik im Lichte der neuen Feststellungen.

Wiederholt ist die Frage nach Art und Alter der Genesis des Skandik Gegenstand der Diskussion gewesen. Die Antwort, die in z. T. recht verschiedener Weise gegeben ist, musste sich dabei naturgemäss auf die geologischen Verhältnisse in den Randzonen dieses heutigen Ozeans stützen. Diese waren aber, vor allem was die ostgrönländische Seite betrifft, in grossem Masse unbekannt, und man war gezwungen, bestimmte Voraussetzungen zu machen und diese mit in den Beweisführungskomplex für die jeweilige Theorie mit aufzunehmen.

Es ist daher nicht zu verwundern, wenn die verschiedenen Autoren oft zu ganz widersprechenden Anschauungen gekommen sind, Anschauungen, die sich zum Teil nunmehr kaum noch aufrecht erhalten lassen, denen man aber auf jeden Fall das Verdienst zusprechen muss, nicht nur die lokale Forschung sondern auch zu allgemeinen Problemstellungen weitgehendst angeregt zu haben.

Die Aufgabe der nachfolgenden Bemerkungen soll es nicht sein, das Problem des Skandik in allen Einzelheiten zu diskutieren, noch soll der Versuch gemacht werden, schon jetzt eine endgültige Lösung herbeizuführen.

Folgende Theorien bestanden:

1) Der Skandik war bis in die jüngste Zeit hinein ein Bestandteil des Kontinents Eria und meist Festland. Die Voraussetzung dafür war, dass alle diejenigen marinen Formationen, die früher links und rechts des Skandik nicht gefunden waren, auch tatsächlich fehlten.

Diese Voraussetzung hat sich als falsch erwiesen. LAUGE KOCH's Expeditionen und zum grossen Teil er selbst haben in Ostgrönland vom Altpaläozoikum bis ins Tertiär hinein marine Bildungen festgestellt, die man früher nicht annehmen konnte oder wollte. Bei der Auswertung dieser Funde und derjenigen der norwegischen und schwedischen Expeditionen in Spitzbergen bin ich dann zu dem Schluss gekommen, dass

2) Der Skandik seit dem Altpaläozoikum als Meeresraum grösstenteils nachweisbar ist (mit Ausnahme des Devon, Unterkarbon und Rhaet). Diese Auffassung, die sich also auf Auswertung von Tatsachenmaterial stützt, bestand zum Teil übrigens auch schon früher, konnte jedoch naturgemäss nur auf allgemeinen Theorien und Voraussetzungen aufbauen. Namhafte Forscher, von denen hier DIENER, HOLTEDAHL, KOSSMAT, DE LAPPARENT, SCHUCHERT und BAYLEY WILLIS genannt sein mögen, hatten eine Überflutung des skandischen Raumes für diese oder jene Zeit bzw. auch für alle Perioden angenommen.

Die Frage der Permanenz eines Meeresgebietes (noch nicht eines Ozeans) glaube ich nunmehr endgültig bejahen zu können. Es ergibt sich daraus, dass andere Theorien, je nachdem, ob sie eine derartige Permanenz als gegeben voraussetzten oder verneinten, entweder eine gewisse Stärkung erfahren bzw. modifiziert werden müssen.

3) Die Kontinentalverschiebungstheorie WEGENER's stützt sich indirekt auf die Annahme von Brückenkontinenten. Sie geht in dieser Beziehung von der Anschauung derjenigen Paläontologen aus, die für die nach ihrer Ansicht nötigen Faunenwanderungen das Vorhandensein grosser Festlandsbrücken voraussetzen. Diese selbst werden zwar von WEGENER mit guten Gründen abgelehnt, jedoch wird die Notwendigkeit eines Austausches von Kontinent zu Kontinent anerkannt. Die ehemals aneinanderliegenden Kontinentalmassen sollen hierzu die Möglichkeit gegeben haben. Hier ist einzuwenden: Es ist nachgewiesen, dass der Skandikraum während der meisten Perioden Meer war, breite Festlandsbrücken bestanden nicht.

4) Die Theorie DE GEER's von der Genesis des Skandik kommt zu dem Schluss, dass der Skandik erst in ganz junger Zeit zum Einbruch

kam. Hierbei mag vielleicht etwas die damals herrschende Auffassung, dass der Skandik in älteren Zeiten ein Teil des Kontinents Eria war, mit beeinflusst haben, denn, wenn damals das heutige Tatsachenmaterial schon bekannt gewesen wäre, würde der Fragenkomplex ja von vornherein von einer anderen Basis aus behandelt sein. Es fragt sich nunmehr, wie die Vorstellungen DE GEER's, soweit sie sich mit den Rückwirkungen beschäftigen, die der angeblich junge Einbruch des Skandik auf Ostgrönland gehabt haben soll, mit der tektonischen Geschichte dieses Gebietes und vor allem mit den jungen tektonischen Formen in Einklang zu bringen sind.

5) Eine letzte wichtige Theorie zur Entstehung des Skandik ist die KOBER's. Diese setzte in gewisser Beziehung die Permanenz des Skandik als Meeresgebiet voraus, indem sie ihn selbst als eine Geosynklinale zumindest in mesozoischer Zeit auffasst (nördlicher Teil des Mesoatlantik), ein Orogen, das allerdings nicht festländisch (»epirogen« im Sinne KOBER's) geworden ist.

Ich komme nun zu den Ergebnissen, die eine Betrachtung der verschiedenen Theorien unter dem Gesichtspunkt der neuesten, in dieser Arbeit niedergelegten Untersuchungen zeitigt. Ich betone ausdrücklich, dass die Einwände, die gegen einzelne Theorien zu machen sind, meinerseits nicht als Gesamtablehnung dieser betrachtet werden.

Die Kontinentalverschiebungstheorie WEGENER's, gegen die ich bereits oben und an anderer Stelle Einwände erhob, erfährt aus dem Nachweis einer jungen Tektonik an der Ostküste Grönlands insofern keine Stütze, als sich gezeigt hat, dass dort, wo diese näher untersucht werden konnte, keine Zerrung vorliegt, sondern Zusammenschiebung. Läge Zerrung vor, so hätte man darin ein Zeichen für das beginnende Aufreissen der Kontinentalmasse und den Beginn der Abdrift vermuten können. Auch auf der Gegenseite, in Spitzbergen, ist die Tertiärtektonik durch Zusammenschiebungen (HOLTEDAHL, 1929) gekennzeichnet.

Gegen die Anschauung DE GEER's lässt sich geltend machen, dass der Nachweis und die Art der jungen Tektonik Ostgrönlands m. E. nicht dafür spricht, dass es sich um Hebungen als Folgeerscheinungen magmatischer Bewegungen handelt. Solche hatte DE GEER auch für Ostgrönland angenommen, und zwar hielt er sie aus der Verdrängung des Magmas unter dem einstürzenden Skandikraum nach den Seiten zu für erforderlich. Lägen tatsächlich nur vertikale Hebungen vor, wie DE GEER sie auf Grund des damals bekannten Tatsachenmaterials annehmen konnte, dann wäre wohl mit dieser Deutung zu rechnen, denn es läge dann eine Art epirogener Hebung vor. SALOMON-CALVI, der in letzter Zeit (vgl. u. a. 1925) die Frage nach der Möglichkeit magmatischer Hebungen bejahend beantwortet hat, kommt zu dem Schluss, dass es

sich dann stets nur um epirogene Bewegungen handeln könne. Da sich nun aber die fraglichen Bewegungen Ostgrönlands als rein orogen herausgestellt haben, kann eine Bedingung dieser Form durch magmatische Bewegungen kaum in Frage kommen. Hiergegen sprechen auch folgende Überlegungen.

Wie weiter oben im einzelnen gezeigt, ist die junge Orogenese Ostgrönlands in gewisser Beziehung als eine Wiederholung der variszischen Bewegungen dieses Gebietes aufzufassen. Es kommt das vor allem in der orogenetischen Wiederbelebung der KOCH'schen Linie zum Ausdruck, ganz abgesehen davon, dass auch in variszischer Zeit neben derartigen Bruchbildungen auch schwache Faltungen eintraten, die auch bei der jungen Orogenese versucht wurden.

Die Ähnlichkeit der Erscheinungsform der variszischen und tertiären Orogenese, die man somit in Ostgrönland feststellen kann, macht es äusserst wahrscheinlich, beide Bewegungsphasen als durch gleiche Faktoren bedingt zu betrachten. Wenn man also für die Tertiärtektonik trotz des oben gemachten Einwandes Verschiebungen des Magmas verantwortlich zu machen gewillt ist, so müsste eine gleiche Deutung für die variszische Tektonik gültig sein. Dies ist aber, ganz abgesehen von dem obigen Einwand, dass es sich um eine Orogenese handelt, deshalb nicht möglich, weil es sich in variszischer Zeit höchstwahrscheinlich nicht um Einbrüche in zentraleren Teilen des Skandik handelt, sondern im Gegenteil um Einbrüche der randlichen Zonen. Diese können also garnicht dadurch bedingt sein, dass magmatische Massen vom Zentrum zur Randzone gedrängt wurden.

Dafür, dass wahrscheinlich der zentrale Raum des Skandik in diesen Zeiten noch nicht eingebrochen war, haben sich gerade in der letzten Zeit wichtige Anhaltspunkte ergeben. HOLTEDAHL (1929) setzte für die Devon- und Tertiärzeit ein Land voraus, das westlich Spitzbergens im Bereich des heutigen Ozeans lag. Dieses »skandische Land«, wie ich es genannt habe (1931 a—d), konnte ich auch für das Mesozoikum und Jungpaläozoikum sicherstellen bzw. wahrscheinlich machen. In ihm kommt m. E. ein zentraler, noch nicht eingebrochener Teil des Skandik zum Ausdruck. Dass dieser zentrale Teil höchstwahrscheinlich erst in jüngster Zeit einbrach, ergibt sich vor allem auch aus der Verteilung der Erdbeben in dem fraglichen Gebiet. THAMS, der hierüber mehrere Arbeiten veröffentlichte, zeigt, dass gerade in diesem zentralen Teil eine Bebenhäufigkeit vorhanden ist, während die Randzonen als ruhig erscheinen.

Somit sprechen die Feststellungen über die tertiäre und variszische Tektonik in Ostgrönland gegen die Auffassung DE GEER's, dass es hier in junger Zeit zu magmatisch bedingten Hebungen gekommen ist.

Wenden wir uns nunmehr der Orogentheorie KOBER's zu, so ergibt sich, soweit es den Raum des Skandik und die ihn begrenzenden Landmassen betrifft, dass die KOBER'schen Anschauungen in mancher Beziehung eine Stütze erfahren, zeigt sich doch nunmehr, dass nicht nur in Spitzbergen sondern auch in Ostgrönland eine junge Orogenese vorliegt. Fernerhin haben die palaeogeographischen Untersuchungen den Beweis dafür erbracht, dass der Skandik während des grössten Teils der Erdgeschichte tatsächlich ein Meeresraum gewesen ist, was auch KOBER hypothetisch vorausgesetzt hatte. Es ist nun nur die Frage, ob man diesem alten Meeresraum den Charakter einer Geosynklinale im Sinne KOBER's zusprechen kann. M. E. könnte gegen diese Auffassung eingewandt werden, dass zentralere Teile des Skandik — das skandische Land — sich nicht als Senkungs- sondern als Hebungsgebiet herausgestellt haben, das, wie gezeigt, erst in ganz junger Zeit (jedenfalls nach Ablagerung des Eozän) zum Einbruch kam. Die Theorie KOBER's muss dieser Tatsache in irgend einer Weise gerecht zu werden versuchen.

Ausserdem möchte ich darauf hinweisen, dass eine Fortsetzung der tertiären »Falten« Spitzbergens nach Grantland sehr hypothetisch ist. Über dieses Land weiss man so gut wie nichts.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die neueren Feststellungen, und zwar sowohl die tektonischen wie die stratigraphisch-palaeogeographischen, folgende positiven Ergebnisse über die Frage der Genesis des Skandik gezeitigt haben:

1) Der Skandik ist seit dem Altpalaeozoikum vorwiegend Meeresgebiet gewesen, grössere Festlandsbrücken existierten nicht.
2) Der Einbruch des Skandik beginnt — nachweisbar — in variszischer Zeit und zwar in den Randzonen.
3) Zentralere Teile des Skandik — das skandische Land — behalten bis ins Tertiär hinein Hebungstendenz. Eine Auffassung des Skandik als mesozoische Geosynklinale ist daher nicht ohne weiteres möglich.
4) Die tertiäre Tektonik Ostgrönlands kann nicht als Folgeerscheinung magmatischer Hebungen aufgefasst werden.
5) Die Art der tertiären Tektonik Ostgrönlands und Westspitzbergens (vorwiegend Zusammenschiebungstektonik) spricht nicht für die WEGENER'sche Theorie der Kontinentalverschiebung, jedoch auch nicht gegen sie, da WEGENER den Zeitpunkt der Abdrift in noch jüngere Zeiten verlegt. Einwände gegen die WEGENER'sche Theorie sind durch die palaeogeographischen Feststellungen gegeben (teilweise beträchtliche Verschiedenheiten der epirogenen Entwicklung hüben und drüben, die Existenz eines »skandischen Landes« (vgl. HANS FREBOLD 1930, 1931 a—d).

Gesamtergebnisse.

Die Grundzüge der Entwicklung Ostgrönlands in den postdevonischen Zeiten werden durch die Entstehung einer grossen Bruchlinie vorausbestimmt, die von KOCH (1929 a) und BACKLUND (1930) bereits festgestellt wurde. Der Zeitpunkt der Entstehung dieser »Koch'schen Linie«, wie sie in der vorliegenden Arbeit genannt ist, ist variszisch, und zwar kommt vor allem die asturische Phase in Frage, die auch auf der anderen Seite des Skandik (auf der Bäreninsel und in Spitzbergen) nachgewiesen ist. Wie dort dürfte es nach Ansicht des Verfassers aber auch in Ostgrönland zu germanotypen Faltungen gekommen sein, die auf Grund der Lagerungsverhältnisse des Devons in Gunnar Andersson Land und auf der Gauss Halbinsel für wahrscheinlich gehalten werden. Auch im Gebiet des Fleming Inlet scheint sich die variszische Bewegung ausgeprägt zu haben.

Der östlich der »Koch'schen Linie« liegende Teil Ostgrönlands lag nach der Ansicht des Verfassers (im Gegensatz zu der bisherigen Auffassung) zunächst relativ höher als die westlich von ihr liegenden Gebiete und wurde daher weitgehend denudiert. Sein späteres epirogenes Verhalten wird gegenüber dem sich vorwiegend hebenden westlichen Teil meist durch Senkungen gekennzeichnet, die jedoch kein bedeutendes Ausmass erreicht haben. Die postvariszischen Sedimente bis zum Tertiär sind nur auf ca. 1000—1500 m zu berechnen.

Die »Koch'sche Linie« ist in den postvariszischen Zeiten nicht als direkte Küstenlinie aufzufassen, verschiedene Transgressionen mögen über sie hinweggegangen sein.

Verfasser untersucht auf Grund des bisher über die Fazies der einzelnen Formationen bekannt gewordenen Tatsachenmaterials die Frage, ob sich ausser einer variszischen Längsgliederung auch eine Quergliederung Ostgrönlands nachweisen lässt, ob es also zu einer Blockbildung kam.

Diese Untersuchung ergibt, dass vom Karbon bis in die Eotrias hinein keine wesentlichen generellen Faziesdifferenzen zwischen einem südlichen und nördlichen Teil Ostgrönlands bestehen. Alles deutet vielmehr auf ein gleiches epirogenes Verhalten des ganzen Küstengebietes hin. Auch die vom Verfasser postulierte »pfälzische Phase« scheint allgemein verbreitet zu sein.

Es hat den Anschein, als ob sich in der Obertrias und im Unterjura der Süden vom Norden deutlich unterscheidet, jedoch weist der Verfasser auf Grund seiner Feststellungen in Wollaston Forland darauf hin, dass hier das Jungmesozoikum gegen ältere Bildungen verworfen

ist, und man an die Möglichkeit denken kann, dass die im Norden bisher vermissten Schichten in grössere Tiefen abgesenkt sind. Die scheinbaren Differenzen im Oberjura und in der Unterkreide sind nach Ansicht des Verfassers vielleicht teils durch Fundlücken, teils durch ganz lokale Verhältnisse (ehemalige Flussmündungen etc.) bedingt und können seiner Ansicht nach nicht ohne weiteres durch eine verschiedene epirogene Entwicklung einzelner Gebiete — variszisch präformierter Blöcke — gedeutet werden.

In einem weiteren Abschnitt entwirft der Verfasser ein Bild von den Meeres- und Bodenschwankungen Ostgrönlands in postdevonischer Zeit. Es ergibt sich, dass gewisse Regressionen zeitlich mit orogenen Phasen in anderen Teilen der Erde zusammenfallen, ein ähnliches Verhalten, wie es auch Spitzbergen zeigt (vgl. Hans Frebold 1930). Der Ablauf der Epirogenese ist in manchen Zeiten in Spitzbergen und Ostgrönland derselbe, in anderen Perioden (z. B. besonders in der Trias) aber ganz verschieden.

Die Untersuchungen, die der Verfasser in Wollaston Forland anstellte, haben zunächst in stratigraphischer Beziehung manches Neue ergeben. Die Unterlage des Jungmesozoikums ist hier nicht, wie früher angenommen, das Kristallin, sondern wird von Schichten gebildet, die dem marinen Oberkarbon, dem marinen Perm und vermutlich der Eotrias angehören. In tektonischer Beziehung ergab sich eine ziemlich starke Bruchbildung, die mit Schichtenschrägstellungen sowie mit einer zum Teil bedeutenden Aufwärtsbewegung des Untergrundes verbunden war. Bezüglich der Form dieser jungen Orogenese, für die der Verfasser mit Backlund (1930) zwei Bewegungsphasen (eine präeocäne und eine posteocäne) annimmt, kommt der Verfasser zu dem Resultat, dass es sich um eine Blockgebirgsbildung im Sinne von Stille handelt. Dieser geringe Grad tektonischer Dislokation wird aus der vor allem in kaledonischer aber auch in variszischer Zeit erfolgten Konsolidation des Gebietes erklärt. Es wird weiterhin gezeigt, dass diese junge Orogenese wahrscheinlich gleichaltrig mit der jungen Bewegung in Spitzbergen ist. Dort hat sie allerdings noch höhere Grade der Dislokation erreicht.

Dass die von Kulling (1930) vertretene Ansicht von einer jungen tektonischen Anlage vieler Fjorde Ostgrönlands im Fall des Young Inlet zu Recht besteht, glaubt der Verfasser auf Grund der Verhältnisse in Wollaston Forland und auf der Clavering Insel nachweisen zu können.

Das nördliche Gebiet Ostgrönlands (von Hold with Hope—Koldeweyinsel) erfährt weiterhin eine Untersuchung bzgl. der Verschiedenheiten der Fazies und der Art der Auflagerung des Jura und der Unterkreide. Der Verfasser kommt dabei zu dem Schluss, dass die Faziesdifferenzen, die in manchen Horizonten bestehen, nicht im Sinne einer verschiedenen epirogenen Entwicklung einzelner Gebiete zu deuten sind.

Eine variszische Blockpräformierung, die bisher vermutet wurde, ist auch in diesem Fall nicht besonders wahrscheinlich. Für die Tatsache, dass an manchen Punkten grössere Teile der jungmesozoischen Schichtenfolge fehlen (in Hold with Hope liegt z. B. Jungneokom direkt auf Eotrias), hält der Verfasser die Frage für berechtigt, ob hier nicht tektonische Störungen vorliegen. Es müsste sich in einigen Fällen um schwach einfallende Verwerfungen handeln, wie sie zum Beispiel aus dem Gebiet der hessischen Gräben bekannt geworden sind. Der Verfasser zeigt, dass das Kohlenlager in Hochstetter Forland, das er dem Callovien-Unteroxford zurechnet, tatsächlich nicht einfach der algonkischen Eleonorebayformation aufliegt, sondern deutlich gegen sie verworfen ist. Es werden auch verschiedene Gründe dafür angeführt, dass auch auf der Kuhn- und Koldewey-Insel das Jungmesozoikum nicht auf einer alten, präcallovien angelegten Strandebene ruht, sondern auch hier gegen das Kristallin bezw. gegen alte gefaltete Sedimente durch Verwerfungen begrenzt ist. Der Verfasser ist überhaupt der Ansicht, dass der jungen Orogenese eine wesentlich grössere Bedeutung zukommt, als man bisher anzunehmen berechtigt war.

In einem Schlussabschnitt wird ganz kurz auf die verschiedenen Theorien zur Genesis des Skandik vom Standpunkt der neuen Feststellungen eingegangen. Hierbei werden die Schwierigkeiten aufgezeigt, die nunmehr in gewisser Weise für die Ansicht magmatischer Hebungen (DE GEER) oder für die Orogentheorie KOBER's bestehen.

LITERATUR

Backlund, H. G. 1930. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. Medd. om Grønl. 74. Kopenhagen.

— 1931. Über die Lagerungsbedingungen eines Torffundes in NO-Grönland. Medd. om Grønl. 87.

— 1931. Östlicher Teil der Clavering Insel. (Geologische Karte). Medd. om Grønl. . Kopenhagen.

Bubnoff, S. v. 1931. Grundprobleme der Geologie. Berlin.

Diener, C. 1916. Die marinen Reiche der Triasperiode. Denkschr. Akad. Wiss. Wien. Math. nat. Kl. Bd. XCII.

Frebold, Hans. 1930. Verbreitung und Ausbildung des Mesozoikums in Spitzbergen . . . etc. Skrifter om Svalbard og Ishavet. Nr. 31. Oslo.

— 1931 a. Fauna, stratigraphische und palaeogeographische Verhältnisse des ostgrönländischen Zechsteins. Medd. om Grønl. 84, 1. Kopenhagen.

— 1931 b. Das marine Oberkarbon Ostgrönlands. Leitende Fauna, Altersstellung, Palaeogeographie. Medd. om Grønl. 84, 2. Kopenhagen.

— 1931 c. Unterer mariner Zechstein in Ostgrönland und das Alter der Depot Island Formation. Medd. om Grønl. 84, 3. Kopenhagen.

— 1931 d. Fazielle Verhältnisse des Mesozoikums im Eisfjordgebiet Spitzbergens, ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Skandik. Skrifter om Svalbard og Ishavet. Nr. 37. Oslo.

de Geer, G. 1910. Kontinentale Niveauveränderungen im Norden Europas. XI. Congr. Géol. Int. Comptes rendus.

Grönwall, K. A. 1917. The marine Carboniferous of North-East Greenland and its Brachiopod Fauna. Medd. om Grønl. 43.

Grupe, O. 1922. Zur Entstehung des Göttinger Leinetalgrabens. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. für 1921. Berlin.

Haug, E. 1926. Fossiles du Lias moyen recueillis par mission Charcot au Cap Stewart. C. R. Acad. des Sc. Bd. 182. Paris.

Hoel, Ad. 1925. The Coal Deposits and Coal Mining of Svalbard. Skrifter om Svalbard og Ishavet. Nr. 6. Oslo.

Holtedahl, O. 1929. Tectonics of Arctic Regions. XV. Congrès Géolog. Int. Comptes Rendus.

Horn, G. und Orvin, A. K. 1928. Geology of Bear Island. Skrifter om Svalbard og Ishavet. Nr. 15. Oslo.

Horn, G. 1928. Beiträge zur Kenntnis der Kohle in Svalbard. Skrifter om Svalbard og Ishavet. Nr. 17. Oslo.

Koch, Lauge. 1929 a. The Geology of East Greenland. Medd. om Grønl. 73, II.

— 1929 b. Stratigraphy of Greenland. Medd. om Grønl. 73, II.

KOCH, LAUGE. 1930. Remarks on the map of Dusén Fjord. Medd. om Grønl. 74.
— 1931. Upper Carboniferous and Triassic Stratigraphy of East Greenland. Medd. om Grønl. 83, 2.
KOLDEWEY, K. 1874. Die zweite deutsche Nordpolfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter Führung des Kapitän Karl Koldewey.
KOBER, L. 1929. Der Bau der Erde. 2. Auflage. Berlin.
KULLING, O. 1930. Bidrag till Fjordarnas Uppkomst- och Utvecklingshistoria inom Nordöstra Grönland. Geol. Foren. i Stockholm Förh.
LAPPARENT, A. DE. 1906. Traité de Géologie. 5 édition. Paris.
LUNDGREN, B. 1895. Anmärkningar om några Jurafossil från Kap Stewart i Ost-Grönland. Medd. om Grønl. 19. Kopenhagen.
MADSEN, V. 1904. On Jurassic Fossils from East-Greenland. Medd. om Grønl. 29. Kopenhagen.
NATHORST, A. G. 1901. Två Somrar i Norra Ishafvet. Stockholm.
NORDENSKIÖLD, OTTO. 1907. On the Geology and Physical Geography of East Greenland. Medd. om Grønl. 28. Kopenhagen.
ORVIN, A. K. 1930. Beiträge zur Kenntnis des Oberdevons Ostgrönlands. Skrifter om Svalbard og Ishavet. Nr. 30. Oslo.
RAVN, J. P. J. 1911. On Jurassic and Cretaceous Fossils from North-East Greenland. Medd. om Grønl. 45. Kopenhagen.
ROSENKRANTZ, A. 1929. Preliminary Account of the Geology of the Scoresby Sound District. Medd. om Grønl. 73, II. (in LAUGE KOCH 1929 a). Kopenhagen.
— 1930 a. Summary of investigations of Younger Palaeozoic and Mesozoic strata along the East Coast of Greenland in 1929. Medd. om Grønl. 74. Kopenhagen.
— 1930 b. Neue Fossilfunde in der Unterkreide Ostgrönlands nebst einer Übersicht über das Mesozoikum der Kuhninsel. Medd. fra Dansk Geol. Foren. Bd. 7.
SALOMON-CALVI, W. 1925. Magmatische Hebungen (Mit besonderer Berücksichtigung von Calabrien). Sitzgsber. Heidelberger Akad. Wiss. Math. nat. Kl.
SCHRÖDER, E. 1925. Tektonische Studien an niederhessischen Gräben. (Göttinger Beiträge zur saxon. Tektonik). Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. 95.
SCHUCHERT, CH. 1930. Synopsis and Discussion of Lauge Kochs Geology of Greenland. Americ. Journ. of Science. 19.
STAMP, L. D. 1926. An introduction to Stratigraphy. London.
STENSIÖ, E. A:son. 1918. Zur Kenntnis des Devons und des Kulms an der Klaas Billenbay, Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Uppsala. Bd. 16.
STILLE, H. 1924. Grundlagen der vergleichenden Tektonik. Berlin.
— 1925. Die saxonischen Brüche. (Göttinger Beiträge z. saxon. Tektonik). Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. 95.
THAMS, E. 1922. Die seismischen Verhältnisse des Europäischen Nordmeeres. Centralbl. f. Min. etc.
TOULA, FRANZ. 1874. Allgemeine Übersicht der geologischen Beschaffenheit Ostgrönlands. (in KOLDEWEY 1874).
— 1874. Beschreibung mesozoischer Versteinerungen von der Kuhn-Insel. (in KOLDEWEY 1874).
WEGENER, A. 1929. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig.
WILLIS, BAYLEY. 1909. Palaeogeographic maps of North America. Americ. Journ. of Geology. XVII. Chicago.

Berichtigungen zu den Karten.

Bei der Drucklegung der Tafeln sind verschiedene unbedeutende Abweichungen von der Originalkarte und den Originalprofilen vorgekommen. Von diesen seien besonders erwähnt:

Auf Tafel 2 scheint der Basaltgang westlich von Punkt 196 an der Grenze von Gneis und Karbon aufzuhören. In Wirklichkeit ist hier jedoch die Grenze durch quartäre Bildungen verdeckt.

Auf Tafel 3 ist im mittleren Teil von Profil C—D über dem Karbon direkt Perm-Trias gezeichnet. In Wirklichkeit sind hier die Auflagerungsverhältnisse unbekannt. Wahrscheinlich liegt unter den „permisch-triasischen" Schichten noch Perm und Brachiopodenkalk.

W

Lindemanndal

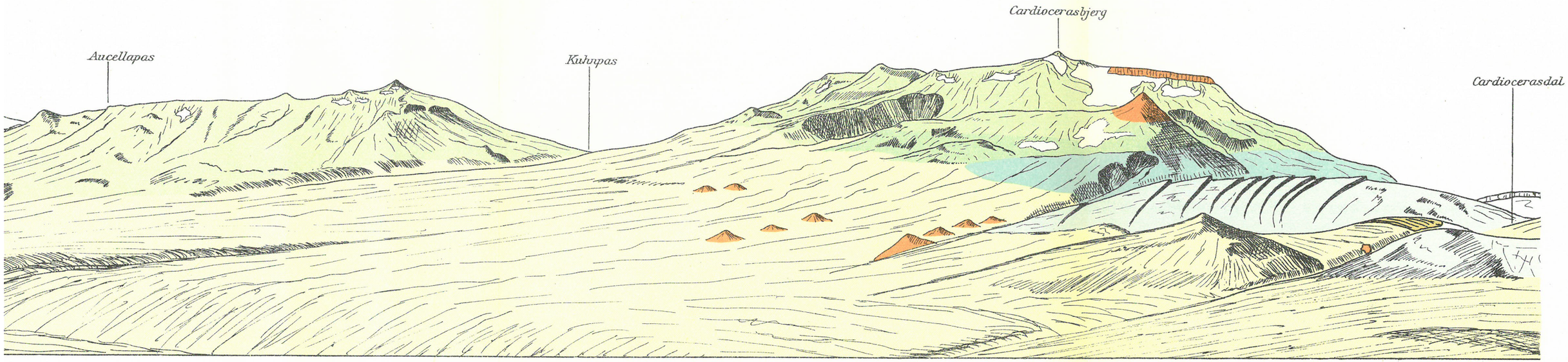
Aucellapas

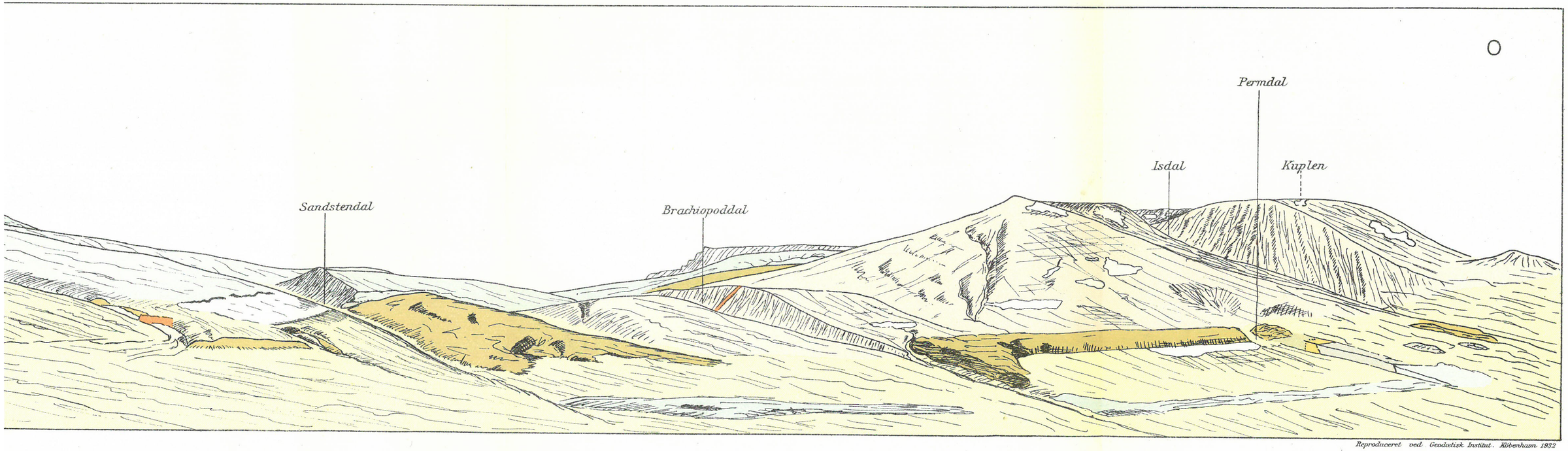
Kuhnpas

Skiferdal

Sandstendal

Brachiopoddal





Reproduceret ved Geodætisk Institut. København 1932

GEOLOGISCHE KARTE DER NORDOSTKÜSTE DES YOUNG INLET

von

Hans Frebold

Topographisch aufgenommen von Gunnar Seidenfaden

1931

1 : 30000

100 0 500 1000 1500 m

Farbenerläuterung

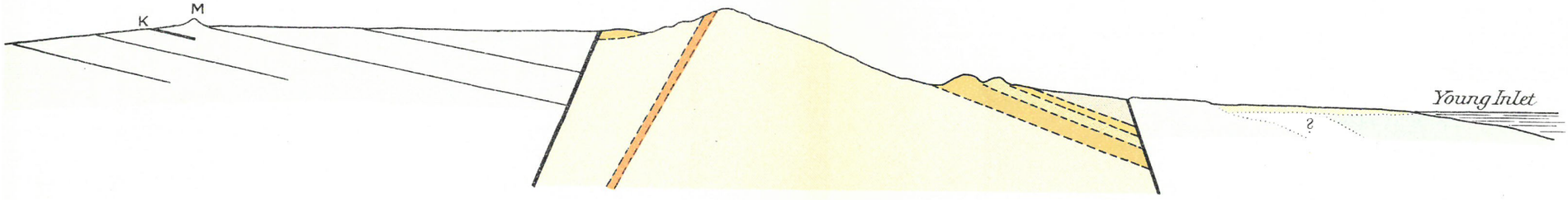
- Streichen und Einfallen
- Verwerfung
- Schnee
- Quartär
- Basalt
- Jüngeres Neokom (von Basaltschutt verdeckt)
- Valanginien
- Oberoxford-Portland
- Callovien (mit Kohle u. Mauersandst.)
- Jura-Ungegliedert
- Perm Trias
- Perm
- Oberkarbon-Brachiopodenkalk
- " Dolomit
- Gneis und Granit

Cardiocerasdal *Steindal* *Sandsteindal* *Brachiopoddal* *Perrydal* *Isdal*

YOUNG INLET

Reproduceret ved Geodætisk Institut. København 1932

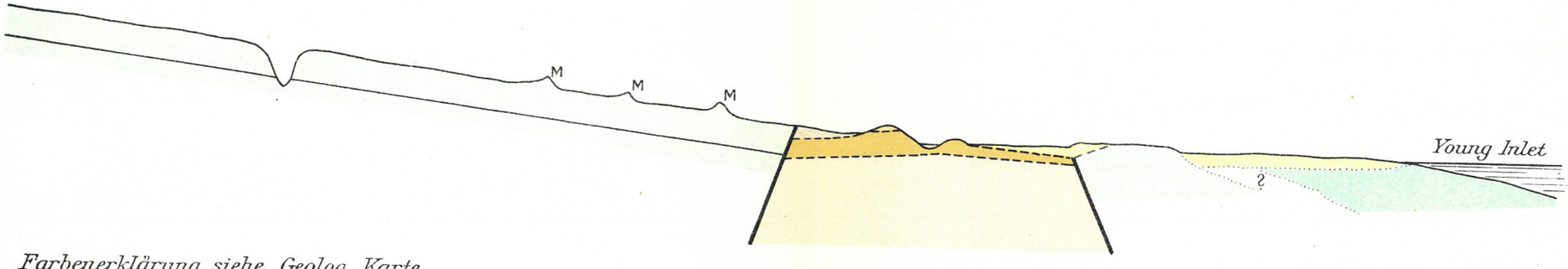
Geologischer Bau der Nordostküste des Young Inlet



Profil A-B

NO

SW



Farbenerklärung siehe Geolog. Karte
Längen- und Höhenmasstab 1:20000

Profil C-D

Reproduceret ved Geodætisk Institut. København 1932