

# Versuch einer geomorphologischen Gliederung des südwestgrönländischen Kontinentalrandes

Von Gerd Sommerhoff \*

**Zusammenfassung:** Auf der Grundlage dänischer Tiefenkarten und Echogramme wird eine morphologische Karte des südwestgrönländischen Kontinentalrandes entworfen. Die in der Karte dargestellte morphologische Gliederung wird erläutert und diskutiert.

**Summary:** On the basis of Danish bathymetric charts and echograms a morphological map of the southwestern Greenland continental margin has been designed. The morphological map and the configuration of the sea bottom features are discussed.

## 1. ZIELSETZUNG UND GRUNDLAGEN

In der vorliegenden Arbeit wird der Versuch unternommen, eine geomorphologische Übersichtskarte des Meeresbodens vor SW-Grönland zu entwerfen. Ziel dieses Versuchs ist eine geomorphologische Gliederung des südwestgrönländischen Kontinentalrandes zwischen Nordre Strömfjord (67° 30' N) und Ivigtut (61° 30' N).

Kartenentwurf und Gliederung des Meeresbodenreliefs beruhen auf einer Erfassung des submarinen Formeninventars. Grundlage hierzu bildet eine geomorphologische Reliefanalyse des Original-Vermessungsmaterials des Dänischen Hydrographischen Dienstes (Det Kongelige Danske Søkort Arkiv) in Kopenhagen. Wegen ihrer hohen Genauigkeit und ihrer detaillierten Darstellung des Reliefs sind die dänischen Echogramme und Vermessungskarten (1 : 50.000 und 1 : 100.000) für eine Feinreliefanalyse besonders gut geeignet. Das gleiche gilt auch für die neuen Tiefenkarten von GRÖNLANDS GEOLOGISKE UNDERSÖGELSE (1974) im Maßstab 1 : 500.000 und einer Äquidistanz von 10 m, die ebenfalls für eine morphologische Auswertung zur Verfügung standen.

Die Ergebnisse bisheriger Untersuchungen werden selbstverständlich für eine morphologische Gliederung des Meeresbodens mit herangezogen. Hier sind vor allem die Arbeiten von RVACHEV (1964), JOHNSON et al. (1969, 1973), HOLTEDAHL (1970) und HENDERSON (1975) zu nennen.

Zu besonderem Dank verpflichtet ist Verf. dem Direktor des „Kongelige Danske Søkort Arkiv“ in Kopenhagen, Herrn K. Kaergård, und seinen Mitarbeitern I. Engelmann und G. M. Rasmussen für die freundliche Unterstützung seiner Arbeiten in Kopenhagen; ferner Herrn G. Henderson von Grönlands Geologiske Undersøgelse Kopenhagen für die Zusendung von Lichtpausen der unter seiner Leitung entworfenen neuen Tiefenkarten.

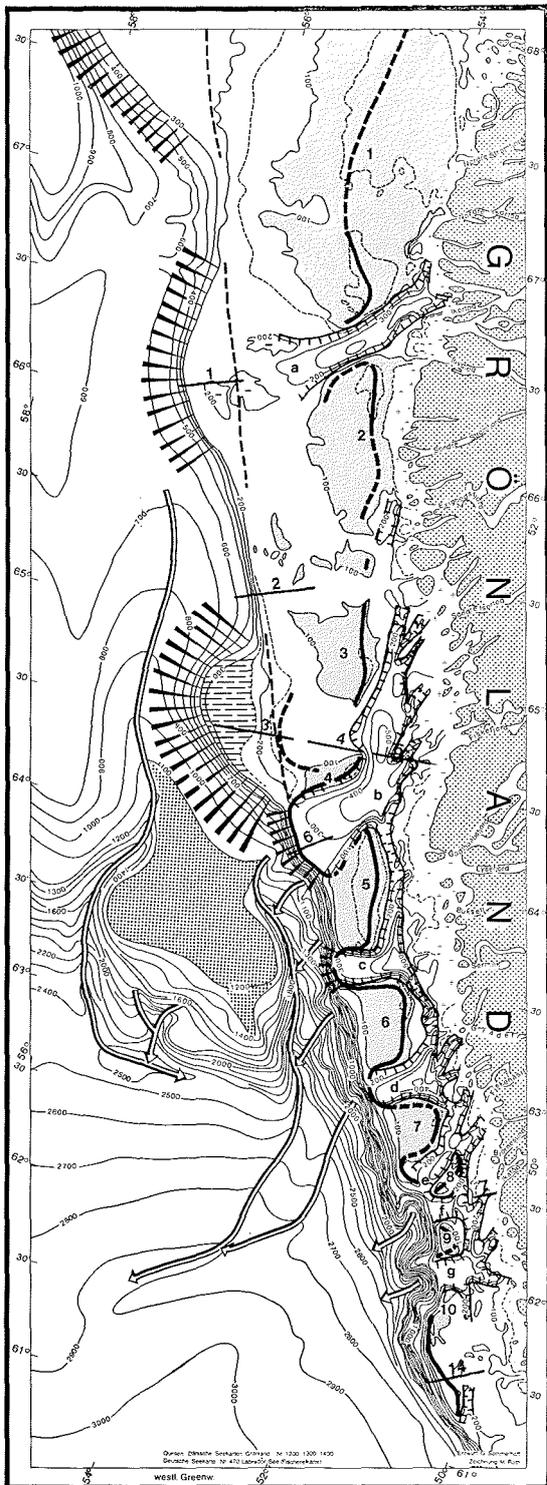
Der folgende Text stellt eine Interpretation und Begründung der morphologischen Karte (Abb. 1) dar. Als Beleg sind Detailkarten und Echogramme beigefügt. Verf. ist sich bewußt, daß einige morphogenetische Deutungen einer weiteren Absicherung durch geologische und geophysikalische Untersuchungen bedürfen.

## 2. ZUR MORPHOLOGISCHEN GLIEDERUNG DES SCHELFS

Der SW-Grönlandschelf gehört zu den glazial geprägten Schelfen. Glazialen Erosionsformen auf dem Küstenschelf stehen glaziale Akkumulationsformen auf dem Außenschelf gegenüber. Beide Zonen sind an wahrscheinlich tektonisch vorgezeichneten Längsrinnen voneinander getrennt. Darauf haben bereits RVACHEV (1964) und HOLTEDAHL (1970) hingewiesen.

Das südliche Schelfgebiet ist nicht nur bedeutend schmaler (50 km im S gegenüber 200 km im N), sondern ist auch durch Längs- und Querrinnen stärker gegliedert.

\* Dr. Gerd Sommerhoff, Institut für Geographie der Universität, Luisenstraße 37, 8000 München 2.



- |                     |                  |
|---------------------|------------------|
| Bänke               | Rinnen           |
| 1 Große Hellefiske  | a Holsteinsborg  |
| 2 Kleine Hellefiske | b Sukkertop      |
| 3 Sukkertop         | c Godthaab       |
| 4 Tovqussaq (Banan) | d Fiskenas       |
| 5 Fyllas            | e Danas          |
| 6 Fiskenas          | f Ravns          |
| 7 Danas             | g Frederikshaabs |
| 8 Ravns             |                  |
| 9 Frederikshaabs    |                  |
| 10 Narssalik        |                  |

- Eisranlage (unsicherer Verlauf gerissen)
- Schelfrinne
- Rundhöckerschelf
- Schelfbank
- Sedimentvorbau
- Grenze zwischen Schelf und Sedimentvorbau (ursprüngl. Kontinentalrand?)
- Marginalplateau
- Canyonartiger Einschnitt
- 2 Tiefenprofil

Abb. 1: Morphologische Karte des süd-westgrönländischen Kontinentalrandes.  
 Fig. 1: Morphological map of the south-west Greenland continental margin.

### 2.1 Rundhöckerschelf

Als Rundhöckerschelf ist in der morphologischen Karte der küstenwärtige Schelfbereich östlich der Längsrinnen ausgegliedert. Wegen seines unruhigen Reliefs wird er von HOLTEDAHL (1970, S. 161) im Vergleich mit dem norwegischen Schelf als untermeerische „Strandflate“ („uneven rocky submarine platform corresponding to the submerged part of the 'strandflat' of Norway“) gedeutet.

Diese Deutung wird durch die Analyse dänischer Echogramme bestätigt. Danach zeichnet sich das Mikrorelief durch typische glaziale Erosionsformen, wie asymmetrische Rundhöcker und trogartige Einschnitte, aus. Die starke Mikroreliefunruhe und tiefe Zerschneidung der küstenwärtigen Schelfplatte verdeutlicht ein Echogramm über den Küstenschelf zwischen Ikatoq Fjord und Frederikshaabs Längsrinne auf  $62^{\circ}30'N$  (Abb. 2). Das in die 40–50 m tiefe Schelfplatte 150 m tief eingeschnittene Trogtal mit steilen ( $20^{\circ}$ – $25^{\circ}$ ) und ungliederten Talhängen sowie U-förmigem Talboden stellt offensichtlich die untermeerische Fortsetzung des Ikatoq Fjordes dar. Das Profil dokumentiert ferner die Einebnung der Schelfplatte und des Talbodens durch nacheiszeitliche marine Sedimentation. In unmittelbarer Nähe der Schelflängsrinnen ist die Schelfplatte durch eine Vielzahl rinnenartiger Einschnitte stärker aufgelöst als in Küstennähe (Abb. 3). Die trog- bis V-förmigen Einschnitte mit ihren bis  $45^{\circ}$  steilen und glatten Hängen sind bis 350 m in die Schelffläche eingetieft und gehören morphologisch bereits zu den Längsrinnen.

### 2.2 Schelfrinnen

Das Rinnensystem des Schelfs ist in küstenparallele Längs- und senkrecht bis schräg dazu verlaufende Querrinnen gegliedert. Die Längsrinnen bilden eine zusammenhängende, nur durch Schwellen gegliederte Tiefenzone, welche die Schelfbänke des Außenschelfs von den küstenwärtigen Rundhöckerflächen trennt.

Die Querrinnen stellen keine direkten untermeerischen Fortsetzungen der westgrönländischen Fjorde dar. Denn sie liegen in der Regel nicht in geradliniger Verlängerung der Fjorde und weisen auch keine unmittelbare Verbindung mit ihnen auf. Ihren Ursprung nehmen sie vielmehr auf dem Schelf, wo sie aus den Längsrinnen hervorgehen,

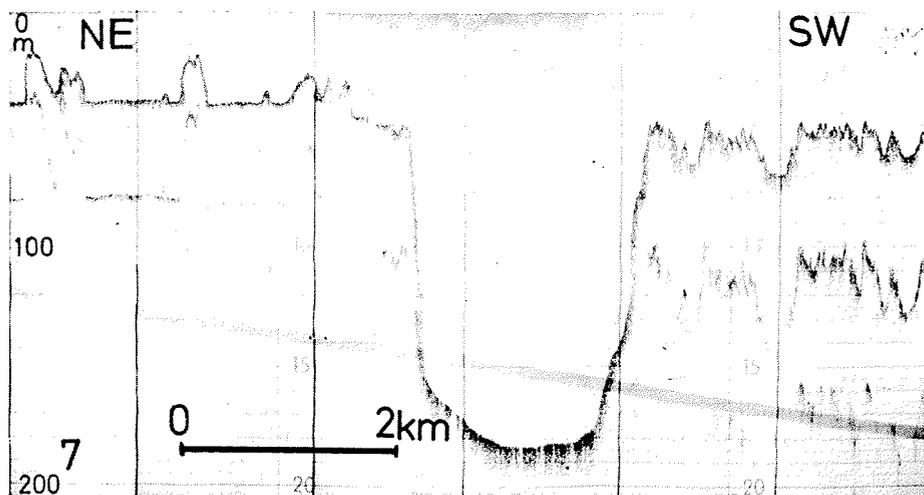


Abb. 2: Echogramm der Ikatoq Rinne (auf  $62^{\circ}30'N$ ). Lage in Abb. 1.  
Fig. 2: Echogram across the Ikatoq trough ( $62^{\circ}30'N$ ). Indexed on Fig. 1.

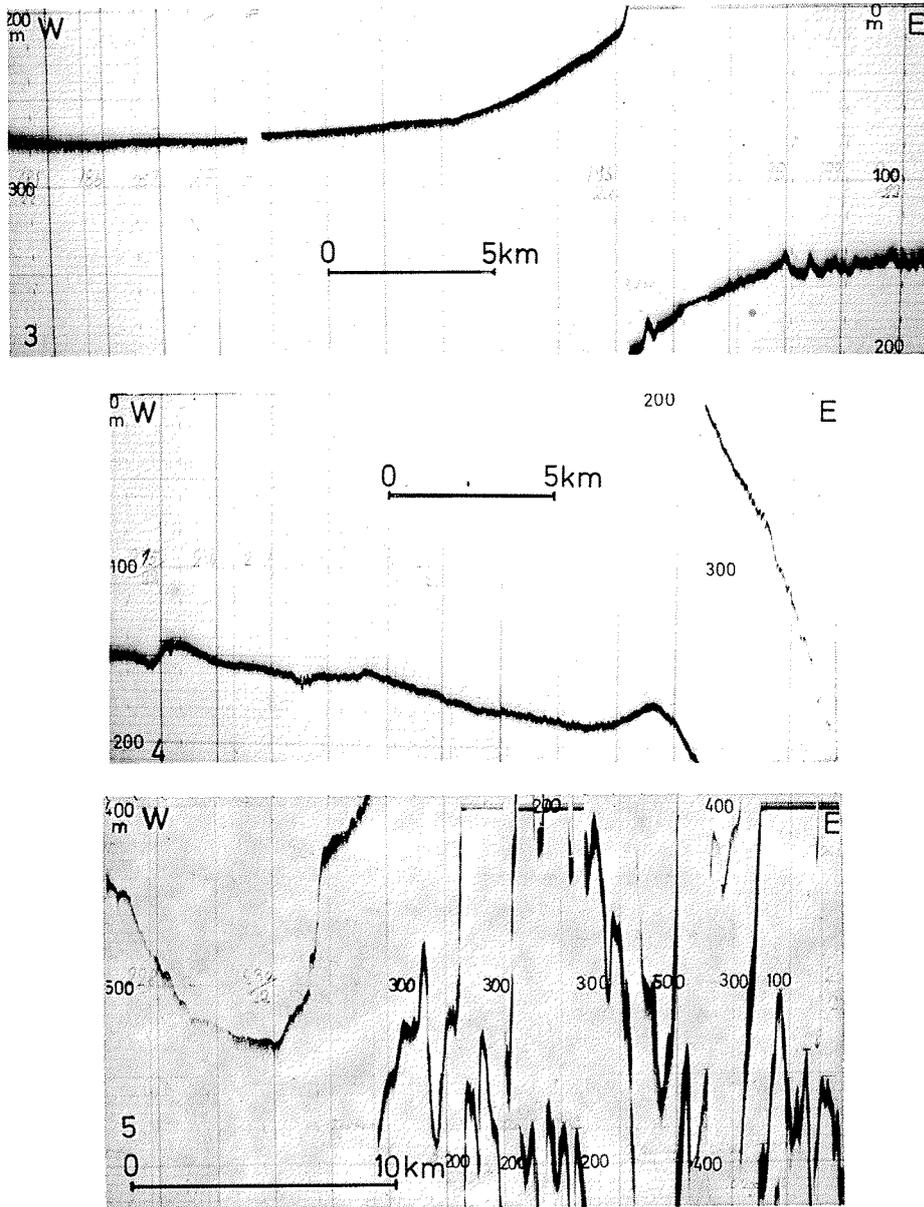


Abb. 3: Echogramme über den Schelfvorbau bis zur Sukkertop Längsrinne (Lage in Abb. 1).  
 Fig. 3: Echograms from the outer shelf to the Sukkertop marginal channel (Indexed an Fig. 1).

die gleichsam Sammeladern für eine Vielzahl von Fjorden darstellen. Besonders deutlich wird diese Erscheinung an der Godthaab Rinne. Mit den Fjorden haben die Querrinnen nur die vorherrschende NE-SW-Richtung gemeinsam.

In ihrer Dimension und Querprofilgestaltung unterscheiden sich die Längs- und Querrinnen von den Fjorden ebenso wie von den Einschnitten des Küstenschelfs. An die

Stelle schmaler und ungliederter Trogprofile (Abb. 2) sind breite, stark gegliederte Querschnitte getreten (Abb. 3). Auf dem Außenschelf weiten sich die Rinnen zu weiten, flach muldenförmigen Gletscherbecken aus, die gut zehnmal so breit sind wie die Fjorde. Auffallend ist insbesondere die trichterförmige Verbreiterung der Sukkertop Rinne bis zum Schelfrand hin.

Die Längsrinnen weisen einen asymmetrischen Querschnitt mit flacherem W- und steilerem E-Hang auf. Nach dem in Abb. 3 wiedergegebenen Profil über die Sukkertop Rinne fällt die westliche Talflanke mit maximalen Neigungen um 5° ab, während auf dem östlichen Hang Maximalneigungen über 25° gemessen werden. Die größten Tiefen der Längsrinnen liegen vielfach wie in diesem Profil am Fuß des steileren Osthanges.

Schelfrinnen	Längsrinne	Querrinne
Holsteinsborg	—	543
Sukkertop	635	492
Godthaab	608	593
Fiskenäs	505 *	
Danas	421 *	
Ravns	475 *	
Frederikshaabs	515	349
Nameless	—	340

\* Die größte Tiefe liegt am Zusammenfluß von Längs- und Querrinne.

Tab. 1: Maximaltiefen der Längs- und Querrinnen.

Tab. 1: Maximum depths of the marginal and transverse channels.

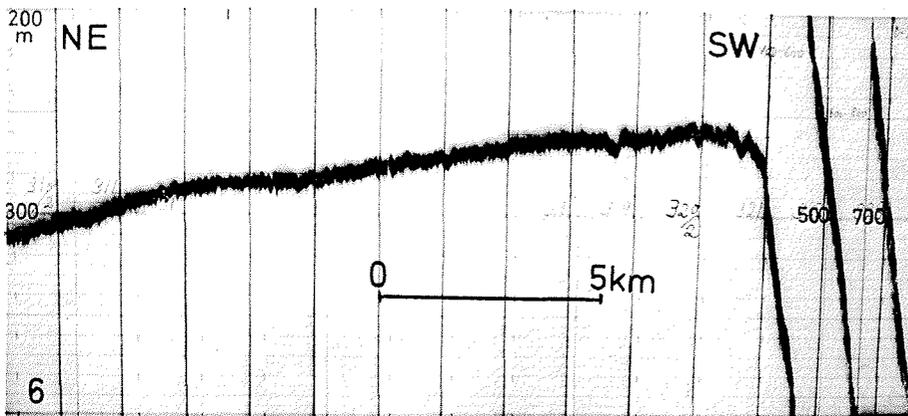


Abb. 4: Echogramm der Mündungsschwelle der Sukkertop Rinne (Lage in Abb. 1).

Fig. 4: Echogram across the threshold of the Sukkertop channel (Indexed on Fig. 1).

Über die Tiefenverhältnisse der Längs- und Querrinnen informiert Tab. 1. Danach werden die größten Tiefen in den Längsrinnen gemessen, mit Maximaltiefen über 600 m in der Godthaab (608 m) und Sukkertop (635 m) Längsrinne. Die größten Tiefen der Querrinnen weisen die Godthaab und Holsteinsborg Rinne mit 593 m bzw. 543 m auf. Vielfach liegen die maximalen Tiefen am Zusammenfluß von Längs- und Querrinnen, so bei Fiskenäs, Danas und Ravns Rinne, eine Erscheinung, die vermutlich durch Konfluenz pleistozäner Schelfeismassen bedingt sein dürfte (vgl. HOLTEDAHL 1970, S. 161).

Die Rinnen weisen kein gleichsinniges meerwärtiges Gefälle auf, sondern sind in Becken und Schwellen gegliedert und münden mit deutlichem Gegengefälle am Schelfrand, wodurch sie schwellenartig abgeriegelt werden. Nach Tab. 2 liegen die mittleren Wassertiefen der Rinnen-Mündungsschwellen zwischen 114 m (Nameless Rinne) und 280 m (Godthaab Rinne).

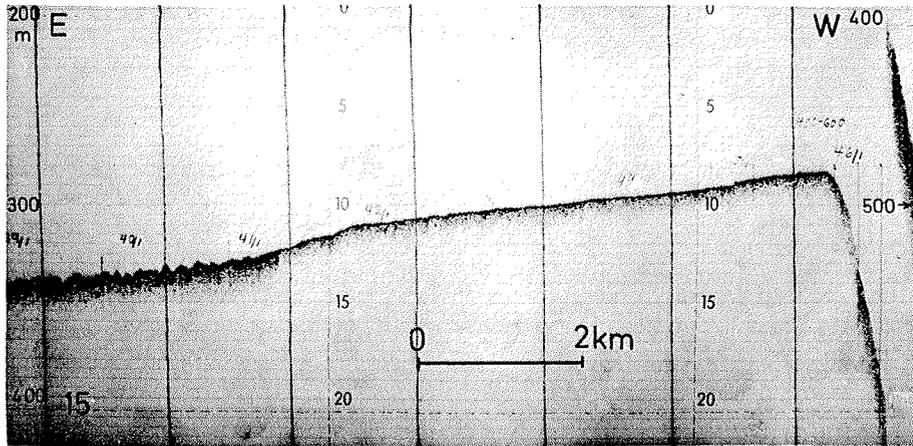


Abb. 5: Echogramm der Mündungsschwelle der Godthaab Rinne (Lage in Abb. 6).  
 Fig. 5: Echogram across the threshold of the Godthaab channel (Indexed on Fig. 6).

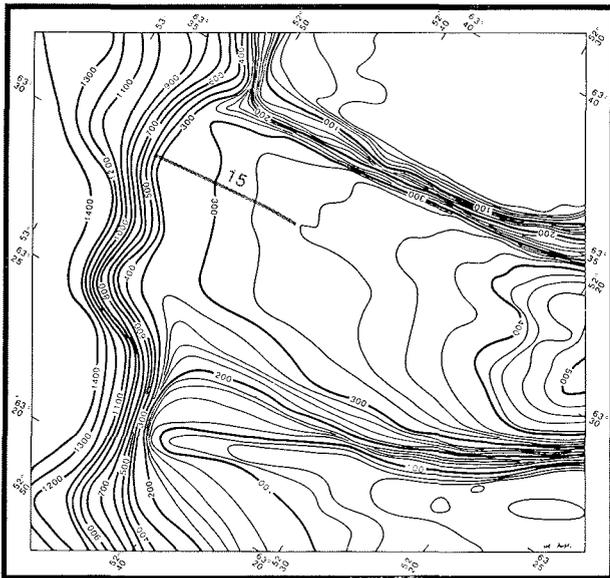


Abb. 6: Tiefenkarte der Godthaab Querrinne (Merkator Abbildung, Grundlage: Original-Vermessungskarten (B/13-55<sup>2</sup> und B/13-66<sup>2</sup>) des Kongelige Danske Søkort Arkiv).  
 Fig. 6: Bathymetric map of the Godthaab transverse channel (Mercator projection, source: Danish original plots).

Das Feinrelief der Godthaab-Schwelle illustrieren Echogramm und Detailkarte der Abb. 5 und 6. Nach dem Profil steigt die Schwelle aus 340 m Tiefe mit sanftem Gegengefälle von 6‰ bis auf 283 m Tiefe am Schelfrand an. Die höchsten Erhebungen liegen direkt auf der scharf ausgeprägten Schelfkante, so daß sich die Kammlinie der Mündungsschwelle mit der Schelfkante deckt. Das moränale Feinrelief mit seinen 2—5 m hohen Kuppen geht ab 310 m in die glatte, relieflose Oberfläche der äußeren Schwelle über. Möglicherweise dokumentiert sich hierin der Einfluß einer schwimmenden Schelfeisdecke mit ihren subglazialen Strömungen. Bei dem Profil der Sukkertop Schwelle ist jedoch dieser Feinreliefunterschied zwischen proximalem und distalem Schwellenbereich nicht festzustellen.

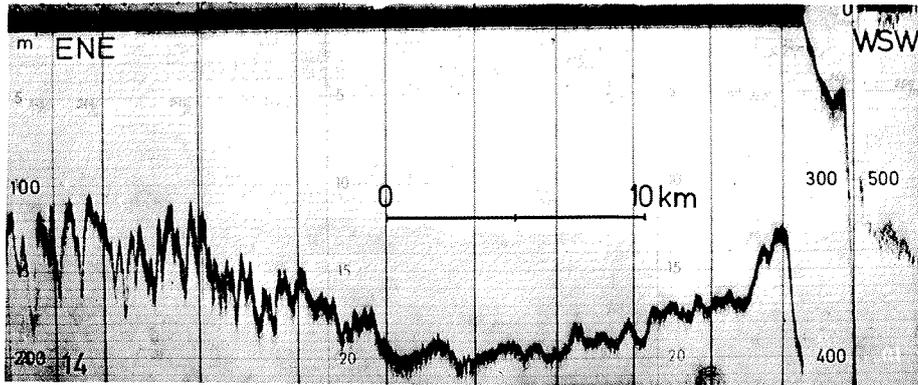


Abb. 7: Echogramm über Innen- und Außenschelf im Bereich der Nameless Rinne (Lage in Abb. 1 u. 8).  
 Fig. 7: Echogram across the inner and outer shelf in the surroundings of the Nameless channel (Indexed on Fig. 1 and 8).

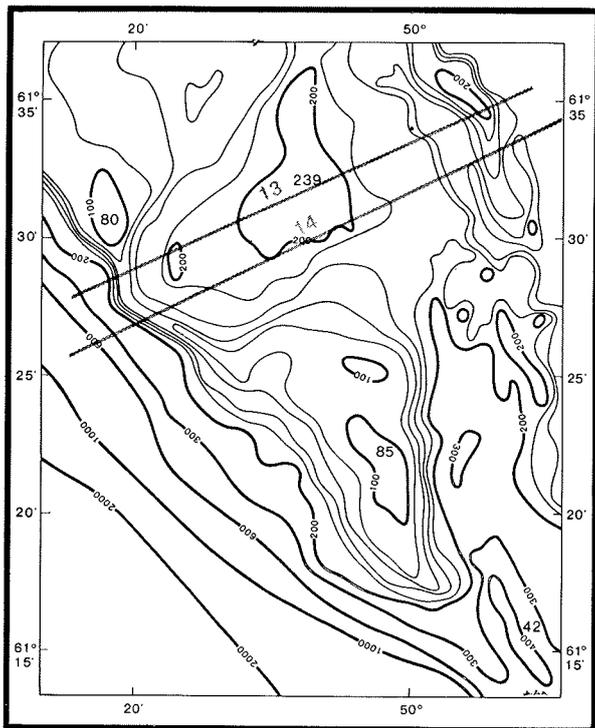


Abb. 8: Tiefenkarte der Nameless Rinne (Mercator Abbildung, Grundlage: Original-Vermessungskarten des „Kongelige Danske Søkort Arkiv“: B/13—60<sup>11</sup> und B/13—60<sup>13</sup>).

Fig. 8: Bathymetric map of the Nameless channel (Mercator projection, source: Danish original plots).

Einen anderen Typ der Schelfrandschwelle verdeutlichen Abb. 7 und 8. Tiefenkarte und Echogramm weisen die Nameless Rinne als breites, moränal geformtes Gletscherbecken mit einer maximalen Tiefe von 340 m (Tab. 1) aus, das am Schelfrand von einer bis 105 m aufragenden wallartigen Erhebung abgeschlossen wird. In dem Echogramm ist die Schelfrandschwelle als 40 m hoher Wall ausgebildet, der nach seiner Form und Lage am Rande eines Gletscherbeckens nur als Endmoränenwall gedeutet werden kann.

Bänke	Rinnenschwellen	mittl. Kammtiefe	Minimaltiefe *	Maximaltiefe
Gr. Hellefiske		36	17	
Kl. Hellefiske	Holsteinsborg	167	127	192
Sukkertop		48	25	
Tovqussaq		57	32	
	Sukkertop	63	40	
Fyllas		248	242	279
	Godthaab	41	28	
Fiskenäs		280	285	296
	Fiskenäs	52	36	
Danas		262	273	281
	Danas	56	43	
Ravns		70	61	
	Ravns	—	—	
Frederikshaabs		60	54	
	Frederikshaabs	308	309	358
Narssalik		89	61	
	Namelees	114	105	133

\* Die Minimaltiefe der Rinnenschwellen gilt für ihren medialen, nicht lateralen Bereich.

Tab. 2: Tiefenlage des submarinen Höhenrückens.  
Tab. 2: Depth characteristics of the submarine ridge.

Die Schelfrinnen werden mit Recht als Glazialtäler erklärt (RVACHEV, 1964; HOLTEDAHL, 1970). Nach der Feinreliefanalyse ergibt sich jedoch folgende Differenzierung: Die Rinnen des Küstenschelfs sind unmittelbare Fortsetzungen der Fjorde und sind wie diese aufgrund ihres trogförmigen Querprofils als glaziale Trogtäler zu deuten. Die Längsrinnen sind dagegen durch eine mächtige Talerweiterung und starke Gliederung von Talsohle und küstenseitigem Gehänge gekennzeichnet (Abb. 3). Sie sind die Sammeladern der Küstenschelf-Rinnen. Die Querrinnen sind als breite Gletscherbecken mit lateraler und frontaler Moränenumrahmung ausgebildet, in denen die Auslaßgletscher des Schelfeises gelegen haben.

Für eine tektonische Anlage der Schelflängsrinnen spricht sich HOLTEDAHL (1970, S. 166) aus: "The exceedingly steep inner wall (of the Godthaab Depth), with locally a drop of 500 m in a horizontal distance of 600—700 m, and a regularly arcuate horizontal trend, and maximum depth along its base, would seem to point towards a structural fracture." Als weitere Kriterien werden neben Vergleichen mit dem norwegischen Schelf küstenparallele Dyke-Strukturen in SW-Grönland zwischen 60° 45' N und 62° N angeführt.

Die tektonische Deutung HOLTEDAHLs wird durch folgende Indizien der Mikroreliefanalyse erhärtet: Die Talasymmetrie (Abb. 3) ist vermutlich durch unterschiedliche petrographische Resistenz bedingt und spricht für HOLTEDAHLs Deutung der Längsrinnen als geologische Grenzlinie zwischen widerständigen präkambrischen und weniger widerständigen jüngeren Sedimentgesteinen. Gedredgte Gesteinsproben des südlichen Kontinentalrandes, für die tertiäres und mesozoisches Alter nachgewiesen wurde, stützen diese Deutung (JOHNSON et al., 1972, 1974). Ferner spricht die intensive Gliederung des östlichen Talbereichs in eine Vielzahl wandartig steiler (bis 45°) Rinnen für eine starke tektonische Zerrüttung.

RVACHEV (1964) vermutet, daß die submarine Störungszone durch postglaziale isostatische Heraushebung Grönlands wieder reaktiviert wurde.

### 2.3 Schelfbänke

Als Schelfbänke sind die über 100 m Wassertiefe aufragenden Außenschelf-Gebiete ausgegliedert. Von dem küstenwärtigen Rundhöckerschelf sind sie durch die Längsrinnen getrennt. Über das Makro- und Mikrorelief der Schelfbänke hat Verf. in Polarforschung

1975, Heft 1, berichtet. Daher sollen hier nur die wichtigsten Ergebnisse kurz referiert werden: Die Morphologie der Bänke ist das Ergebnis glazialer Akkumulation und mariner Überformung. Der die Schelfrinnen flankierende Rücken der Bänke wird als Eisrandablagerung interpretiert. Marine Abrasionsformen auf den südlichen Schelfbänken oberhalb 70 m Meerestiefe werden mit eustatischen Meeresspiegelschwankungen und isostatischen Ausgleichsbewegungen des Schelfs in Beziehung gebracht.

#### 2.4 Submarine Eisrandlagen

Die Rücken der Schelfbänke und die Mündungsschwellen der Schelfrinnen bilden einen langhinziehenden Höhenrücken, der nach Form und Lage als submarine Eisrandablagerung gedeutet werden kann. Sein rinnenbegleitender Verlauf mit den lobenförmigen Ausbuchtungen im Bereich der Querrinnen sowie das unruhig kleinkuppige Relief mit wallartig ausgebildeten Rücken sind sichere geomorphologische Indizien einer Eisrandlage.

Nach der Eisrandlage der morphologischen Karte ist das Inlandeis auf dem Schelf nicht in einheitlicher Front vorgestoßen, sondern hat in den Querrinnen Gletscherloben, ähnlich den heutigen Auslaßgletschern, bis zum Schelfrand vorgeschoben. — Entsprechende Verhältnisse wurden vom Verf. (1973) auf dem SE-Grönlandshelf festgestellt. — Der Schelfrand wurde nur von den Gletscherzungen der Schelfrinnen erreicht.

Bereits RVACHEV (1964) und HOLTEDAHL (1970) haben auf wallartige Erhebungen der Schelfbänke hingewiesen und sie als Moränenwälle gedeutet. Ebenso hat WEIDICK (1971, S. 10) in den Rücken der Schelfbänke Eisrandablagerungen vermutet: "On the basis of information collected on the banks, especially that of RVACHEV (1964), and the detailed relief given on the charts, the possibility must be considered that the ridges can be interpreted as ice margin deposits laid down under the maximum expansion of the inland ice." HENDERSON (1975, S. 762) weist auf die lobenförmigen Ausbuchtungen des Eisrandes hin: "The author's opinion is that the outer margin of the inner irregular submarine zone offshore West Greenland represents the limit of the ice sheet and that the transverse channels are the sites of former glacial lobes from this sheet."

Dagegen ist einzuwenden, daß nach der morphologischen Reliefanalyse nicht der äußere Rand des Rundhöckerschelfs die Eisrandlage markiert, sondern der die Längsrinnen flankierende Rücken der Schelfbänke, der in scharfem Knick in die Uferwälle der Querrinnen übergeht.

Die durch diese wallartigen Erhebungen markierte Eisrandlage stellt vermutlich nicht den Maximalstand der westgrönländischen Schelfvereisung dar. Das bis zum Schelfrand reichende moräne Relief des Außenschelfs ist ein wichtiger Hinweis darauf, daß die Vergletscherung während eines früheren Stadiums in breiter, zusammenhängender Front den Schelfrand erreichte und nicht nur in den Auslaßgletschern der Schelfrinnen (Abb. 9 und 10).

Wahrscheinlich stellt der Schelfrand die Maximalgrenze des fest aufliegenden Inlandeises dar. Ob das Schelfeis über den Schelfrand hinausgereicht hat und über dem Kontinentalabhang aufgeschwommen ist, ist schwer zu entscheiden. Für ein Aufschwimmen zumindest der Gletscherloben der Schelfrinnen spricht aber einmal die stark nachlassende glaziale Erosion und zunehmende Akkumulation, die sich in den Mündungsschwellen der Rinnen dokumentiert und für ein Aufschwimmen über dem Kontinentalabhang spricht. Zum anderen deutet das hakenförmige Aussetzen der Ufermoränenwälle am Schelfrand auf einen weiteren meerwärtigen Vorstoß und ein Aufschwimmen der Gletscherloben über dem Kontinentalabhang hin.

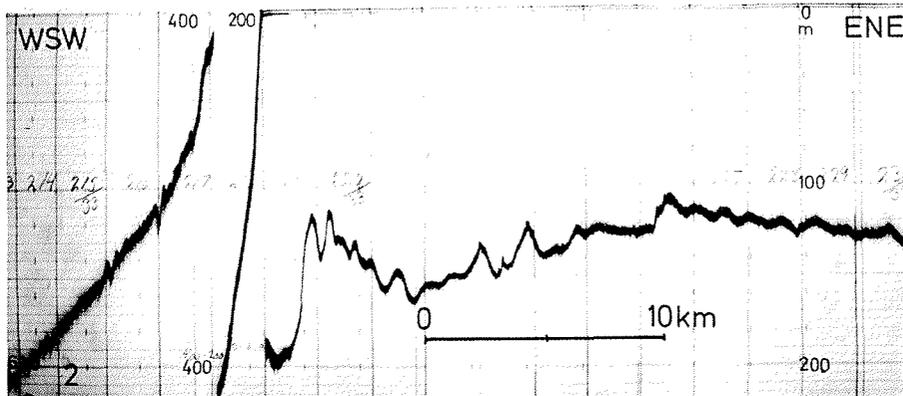


Abb. 9: Echogramm über den Außenschelf nordwestlich der Sukkertop Bank (Lage in Abb. 1).  
 Fig. 9: Echogram across the outer shelf in the northwest of the Sukkertop Bank (Indexed on Fig. 1).

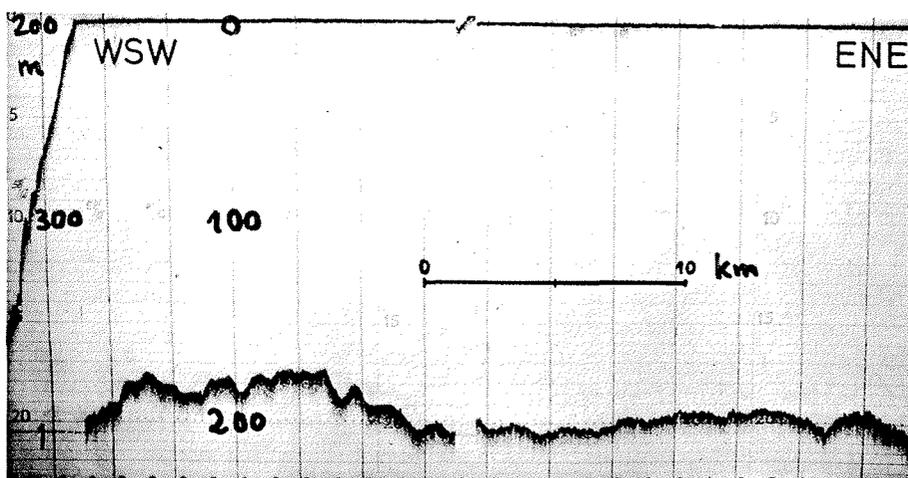


Abb. 10: Echogramm über die Mündungsschwelle der Holsteinsborg Rinne (Lage in Abb. 1).  
 Fig. 10: Echogram across the threshold of the Holsteinsborg channel (Indexed on Fig. 1).

Für eine altersmäßige Einstufung der Eisrandlagen fehlen hinreichend gesicherte Kriterien. Doch scheint die gute Erhaltung des moränen Reliefs auf dem Außenschelf für letzteiszeitliche Ablagerung und gegen eine längerfristige glazimarine Überformung während späterer Eiszeiten zu sprechen. Danach ist die innere Eisrandlage als Rückzugsphase anzusehen.

### 3. ZUR MORPHOLOGISCHEN GLIEDERUNG DES KONTINENTALABHANGES

Der Kontinentalabhang läßt sich an der Sukkertop Rinne auf etwa 64° N in einen nördlichen und südlichen Bereich gliedern, die sich in ihrer Hanggestaltung deutlich voneinander abheben. Der nördliche Kontinentalabhang mit seinen auffallenden meerwärtigen Ausbuchtungen ist durch eine ausgeglichene, gleichmäßig abdachende Oberfläche gekennzeichnet. Der südliche Hang ist dagegen durch Unregelmäßigkeiten wie Hügel, Rücken, Vorsprünge und canyonartige Einschnitte stark gegliedert. In der kleinmaßstäbigen morphologischen Karte kann das unruhige Hangrelief nur noch stark generalisiert

wiedergegeben werden. Daher sei auf die großmaßstäbigen neuen Tiefenkarten von GRÖNLANDS GEOLOGISKE UNDERSÖGELSE (1974) verwiesen, in denen der Reliefunterschied zwischen nördlichem und südlichem Kontinentalabhang gut zum Ausdruck kommt.

### 3.1 Plio-pleistozäne Sedimentvorbauten

Schelfrand und Kontinentalabhang sind ebenso wie vor SE-Grönland durch meerwärtige Ausbuchtungen gekennzeichnet, die aufgrund ihrer deltaförmigen Gestaltung und ihrer Lage vor den Schelfrinnen als Sedimentvorbauten gedeutet werden können (vgl. SOMMERHOFF, 1973). Die drei größten Vorbauten liegen nördlich der Sukkertop Rinne, wo sie in breitem Halbkreis über 50 km meerwärts vorspringen. Bedingt durch diese mächtigen Vorbauten, werden auf dem nördlichen Schelf Breiten von über 200 km erreicht, während der südliche Schelf nur bis zu 50 km breit ist. Die Dimensionen der südlichen Vorbauten sind wesentlich geringer. So beträgt die meerwärtige Ausbuchtung der Sukkertop Rinne nur noch 7 km, und die der Godthaab Rinne liegt bereits unter 3 km. Vor den südlich anschließenden Rinnen ist ein meerwärtiger Vorbau nicht mehr festzustellen. Statt dessen zeigt sich vielmehr bei der Ravns- und Frederikshaabs-Rinne eine küstenwärtige Einbuchtung, die als canyonartiger Einschnitt ausgebildet ist (vgl. Kap. 3. 2).

Auf die drei größten nördlichen Vorbauten hat bereits HENDERSON (1975, S. 762) hingewiesen und sie als "old, preglacial deltas" gedeutet. Verf. teilt diese Auffassung, jedoch mit folgender Differenzierung: Die Sedimentkegel sind sicherlich wie die südostgrönländischen Schelfvorbauten im Präpleistozän, vermutlich im Pliozän, angelegt (vgl. JOHNSON, SOMMERHOFF, EGLOFF 1975). Durch pleistozäne Sedimentzufuhr sind sie aber noch einmal stark überprägt und weiter meerwärts vorgebaut worden. Darauf weist der Ansatz der Sedimentkegel an den glazial geprägten Mündungsschwellen und Moränenhaken der Schelfrinnen und -becken hin.

Der Vorbau westlich der Sukkertop-Längsrinne setzt als einziger Kegel nicht an der Mündungsschwelle einer Schelfrinne oder eines Gletscherbeckens an, sondern an einer sanderähnlichen Verflachung, die sich vor einem breiten, schwellenartig abgeriegelten Gletscherbecken erstreckt (Abb. 3). Diese Verflachung darf nach Form und Lage als präpleistozän angelegter und durch glazimarine Schmelzwasserablagerungen überprägter Sedimentkegel angesehen werden.

Die kleineren südlichen Vorbauten der Sukkertop- und Godthaab-Rinne sind steiler als die nördlichen, wie aus der morphologischen Karte ersichtlich ist. Mit durchschnittlichen Neigungen von  $10^\circ$  gehören sie zu den steilsten Bereichen des Kontinentalabhanges. Größere Neigungen werden nur auf dem von Canyons stark gegliederten, tektonisch bestimmten südlichen Kontinentalrand gemessen. Ihre Versteilung ist vermutlich auf die in den Schelfrinnen vorstoßenden Auslaßgletscher zurückzuführen, die den Schelfrand noch zu einer Zeit erreichten, als der nördliche Schelfrand bereits eisfrei war, wie der Verlauf der Eisrandlage in der morphologischen Karte zeigt. Bei der Ravns- und Frederikshaabs-Rinne haben die Gletscherloben den Schelfrand vermutlich ebenfalls nicht erreicht, zumindest nicht, ohne aufzuschwimmen. Folglich haben sie auch keinen Sedimentkegel über den Kontinentalabhang schütten können. Die wahrscheinlich tektonisch angelegten Rinnen setzen sich vielmehr in canyonartigen Einschnitten des Kontinentalabhanges fort, die offensichtlich durch submarine Abtragungsvorgänge (turbidity currents?) vor Verschüttung bewahrt geblieben sind (vgl. Kap. 3. 2).

\* Auffallend ist, daß Hangunregelmäßigkeiten im Bereich der Sedimentvorbauten weitgehend fehlen oder erst am Kontinentalfußhang einsetzen (Abb. 4). Diese Beobachtung

darf dahingehend gedeutet werden, daß das unruhige Relief des Untergrundes, wie es sich vor den südlichen Schelfbänken zeigt, durch die Sedimentvorbauten verschüttet worden ist.

### 3.2 Canyonartige Einschnitte

Auf canyonartige Einschnitte des südwestgrönländischen Kontinentalrandes haben bereits JOHNSON et al. (1969, 1973) und HENDERSON (1975) hingewiesen. Wie auf dem Schelf Längs- und Querrinnen zu unterscheiden sind, so lassen sich auch die Canyons in Längs- und Quercanyons klassifizieren. Die bedeutendsten Einschnitte sind die Längscanyons: Sie laufen parallel zum Kontinentalabhang und sind durch großräumige Schwingungen gekennzeichnet.

Eine westliche Rinne setzt am Fuß des Holsteinsborg-Kegels in 700 m Tiefe mit einer breiten, flachen Mulde ein. Durch den Sedimentvorbau des westlich der Sukkertop-Längsrinne gelegenen Kegels wird sie nach W abgedrängt und eingeengt. Im Mittellauf dreht sie ab 1.200 m Tiefe in eine SSW-Richtung um, eine Richtung, die mit der der Sukkertop-Querrinne harmoniert. Diese Richtungsänderung ist durch das Marginalplateau vorgegeben, an dessen Rand die Rinne sich zu einem 400 m tiefen V-förmigen Einschnitt verschärft. Das Längsprofil-Gefälle nimmt von 2—3‰ im Oberlauf auf 10‰ im Mittellauf zu. Ab 1.450 m Tiefe schwenkt sie wieder in eine S- bis SE-Richtung ein. Im Unterlauf ab 2.300 m wird der Canyon wieder flacher und verliert sich schließlich in einer langgestreckten Mulde am Fuß des Marginalplateaus. Eine Verbindung mit der östlich gelegenen Marginalrinne konnte nicht nachgewiesen werden.

Diese hat ihre Wurzel am Fuß des Sukkertop-Kegels in 1.000 m Tiefe und verläuft zwischen Kontinentalabhang und Marginalplateau. Ihr steilstes Gefälle mit rd. 10‰ weist sie ebenfalls im Mittellauf zwischen 1.800 und 2.500 m auf.

Die Quercanyons des Kontinentalabhangs sind auf diese Marginalrinne ausgerichtet. Auch für eine Vielzahl kleinerer Einschnitte, die in der morphologischen Karte nicht mehr dargestellt werden konnten, bildet sie die Sammelader. Ihr bedeutendster Seitencanyon entspringt am Kontinentalabhang vor der Fiskenas-Rinne. Beide Canyons werden in ihrem Unterlauf von einem Dammufer begleitet, das auf den Sedimentationscharakter der Canyons hinweist.

In geradliniger Verlängerung der Marginalrinne am Fuß des Sedimentvorbaus westlich der Sukkertop-Längsrinne geben sich in den neuen Tiefenkarten von GRONLANDS GEOLOGISKE UNDERSOGELSE (1974) länglich gestreckte, geschlossene Hohlformen zu erkennen. Sie können als Reste der ehemals weiter nach N reichenden Marginalrinne gedeutet werden, die durch den Sedimentvorbau in ihrem Oberlauf zugeschüttet wurde. Ob die Marginalrinne in den von JOHNSON et al. (1969) beschriebenen mittelozeanischen Canyon des Labradorbeckens einmündet, läßt sich nach den bathymetrischen Unterlagen nicht entscheiden.

Die Einschnitte des Kontinentalabhangs weisen im Gegensatz zu den Längscanyons ihr größtes Gefälle im Oberlauf auf. Die größeren Canyons wurzeln am Kontinentalabhang vor den Schelfrinnen. Zwei bedeutende Einschnitte liegen in Verlängerung der Ravns- und Frederikshaabs-Schelfrinne, deren Fortsetzungen sie offensichtlich darstellen.

Auffallend ist, daß die canyonartigen Einschnitte auf den südlichen Kontinentalrand beschränkt sind, der nördliche Kontinentalrand dagegen eine sehr ausgeglichene, wenig gegliederte Oberfläche aufweist.

Mehrere Indizien sprechen für eine tektonische Vorzeichnung sowie erosive Ausformung der submarinen Canyons. In Richtung und Längsprofil sind sie durch tektonische Form-

elemente des südlichen Kontinentalrandes bestimmt. Die NW-SR-Richtung der Längscanyons deckt sich mit der tektonisch vorgegebenen Richtung des südlichen Kontinentalrandes sowie der Schelflängsrinnen. Die NE-SW-Richtung der Quercanyons harmoniert mit der Richtung der Schelfquerrinnen. Das „unausgeglichene“ Längsprofil der Längscanyons mit einer Versteilung im Mittellauf scheint durch die Randstufe des Marginalplateaus bedingt zu sein, das von den Canyons wie von einer Ringtiefe umschlossen wird. Für die tektonische Anlage sprechen auch seismische Profile, die nach JOHNSON et al. (1973, S. 4) eine auffallende Störung der Sedimentschichten erkennen lassen. "The eastern channel appears to be fault controlled rather than an erosional surface. . . prominent layers appear to be down faulted to form a graben like feature. The rather rugged terrain . . . may also represent fault blocks."

Die Ausgestaltung und Offenhaltung der Canyons ist jedoch auf submarine Abtragungsprozesse zurückzuführen. Darauf weisen Uferdämme und Sedimentkegel als korrelierte Ablagerungen submariner Abtragungsprozesse hin. Daß die strukturbedingten Einschnitte vor den Schelfrinnen durch die glazimarin Ablagerungen im Bereich der Gletscherloben nicht zugefüllt wurden, ist nur durch submarine Abtragung zu erklären, welche die Einschnitte vor Verschüttung bewahrt hat. Die glazimarin Verhältnisse des Pleistozäns dürften die Auslösung von turbidity currents durch rasche Sedimentzufuhr bei niedrigem Meeresspiegelstand stark gefördert haben. Auch die Entstehung mächtiger Uferdämme ist vermutlich auf die starke eiszeitliche Sedimentzufuhr durch turbidity currents oder Bodenströme zurückzuführen.

### 3.3 Marginalplateau

In 1.100—1.200 m Tiefe dehnt sich am Fuß des Kontinentalabhanges eine plateauartige Verflachung von  $63^{\circ}$ — $64^{\circ}$  N aus. Im E ist sie vom Kontinentalabhang durch die Marginalrinne getrennt. Im W und SW wird sie gleichfalls durch einen canyonartigen Einschnitt begrenzt, während sie im S mit einer in Absätzen gegliederten 1.000 m hohen Randstufe zum Kontinentalfußhang abfällt. Im N und NE wird sie von dem mächtigen Sedimentkegel des Schelfvorbaus eingerahmt.

Über die Struktur liegen geologische und geophysikalische Untersuchungen von JOHNSON et al. (1969, 1973) vor. Nach den seismischen Profilen stellt das Marginalplateau eine abgesunkene grönländische Kontinentalscholle dar, ausgebildet als ein Sedimentbecken, das im W von einer Aufragung des Untergrundes begrenzt wird, die von LE PICHON et al. (1971) als N-S-streichende "transform fault", von VOGT (1972) dagegen als Basaltrücken gedeutet wird. Das Sedimentbecken wird nach JOHNSON et al. (1973) von ca. 1.000 m mächtigen horizontalen Schichten aufgebaut, die vermutlich aus sandigen bis schluffigen Turbiditen bestehen. Das Einfallen der tieferen Schichten nach E erklären LE PICHON et al. (1971) durch stärkeres marginales Absinken am Kontinentalrand. Altersmäßig werden die Sedimentgesteine von JOHNSON et al. (1973) aufgrund gedredgter Gesteinsproben in das Mesozoikum und ältere Tertiär gestellt.

## 4. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Zusammenfassend kann man den südwestgrönländischen Kontinentalabhang aufgrund seiner Relief- und Strukturunterschiede in einen stärker sedimentär geprägten nördlichen und einen stärker tektonisch-strukturbedingten südlichen Bereich gliedern. Die Grenze zwischen beiden bildet in etwa die Sukkertop-Querrinne auf ca.  $64^{\circ}$  N. Der südliche Kontinentalabhang stellt noch den ursprünglichen, tektonisch bestimmten Kontinentalrand dar, während der nördliche durch plio-pleistozäne Sedimente meerwärts vorgebaut wurde. Daß im Süden der primäre Kontinentalrand noch auf weiten Strecken frei von jüngerer Sedimentbedeckung ansteht, darauf weisen auch gedredgte Gesteinsproben hin,

über die JOHNSON et al. (1972, 1974) berichten. Danach wird der südgrönländische Kontinentalrand von tertiären und mesozoischen Sedimentgesteinen (sandige Kalksteine und Sandsteine) aufgebaut.

Westlich der Sukkertop-Längsrinne deutet sich der primäre Kontinentalabhang, begraben unter jüngeren Sedimenten, möglicherweise in einer langgestreckten, 100 m hohen Stufe an. Hierfür spricht, daß die Stufe in geradliniger Verlängerung des südlichen Schelfrandes liegt und gleichzeitig die geradlinige Verbindung der den Schelfvorbau einrahmenden nördlichen und südlichen Einbuchtung darstellt und somit den Schelfvorbau küstenwärts abgrenzt.

Für die unterschiedliche Gestaltung des nördlichen und südlichen Kontinentalrandes als sedimentär und tektonisch geprägter Kontinentalrand dürften vor allem folgende Gründe maßgeblich sein:

1. das größere Einzugsgebiet des nördlichen Schelfs und seiner Rinnen, wodurch eine stärkere terrigene Sedimentzufuhr bedingt ist,
2. der SW-Grönlandstrom, der eine stärkere Sedimentation auf dem südlichen Kontinentalrand verhindert hat.

Nach dieser morphologischen Deutung, die noch einer Überprüfung und Absicherung durch weitere geologische und geophysikalische Untersuchungen bedarf, läßt sich der südwestgrönländische Kontinentalrand von E nach W in vier geologisch-morphologische Zonen gliedern:

1. der küstenwärtige Rundhöckerschelf aus alten kristallinen Gesteinen der benachbarten Küste (Gneise, Granite),
2. der Außenschelf aus vermutlich mesozoischen und tertiären Sedimentgesteinen und eiszeitlichen Akkumulationen,
3. die plio-pleistozänen Sedimentvorbauten,
4. das Marginalplateau.

Getrennt werden diese geologisch-morphologischen Einheiten durch tektonisch bestimmte Strukturlinien, die morphologisch als küstenparallele Längsrinnen, Canyons und Stufen ausgebildet sind.

Diese W-E-Gliederung wird überlagert von einer ebenfalls tektonisch vorgezeichneten N-S-Gliederung, die sich in den Querrinnen und -canyons widerspiegelt. Dadurch wird die Schelffläche in einzelne Platten und der Kontinentalabhang in einzelne Vorsprünge gegliedert.

#### Literatur

- Henderson, G. (1975): New bathymetric maps covering offshore west Greenland 59° — 69° 30' N. Offshore Technology Conference in Houston/Texas, Paper OTC 2223: 761—764.
- Holtedahl, O. (1970): On the morphology of the west Greenland shelf with general remarks on the "marginal channel" problem. *Mar. Geol.* 8: 155—172.
- Johnson, G. L., Closuit, A. W. & Pew, J. A. (1969): Geologic and geophysical observations in the northern Labrador Sea. *Arctic* 22: 56—68.
- Johnson, G. L., Campsie, J., Rasmussen, M. & Dittmer, F. (1972): Mesozoic rocks from the Labrador Sea. *Nature phys. Sci.* 236: 86—87.
- Johnson, G. L., Campsie, J., Rasmussen, M., Egloff, J., Dittmer, F. & Freitag, J. (1973): A sedimentary basin in the northern Labrador Sea. *Bull. Geol. Soc. Denmark* 22: 1—6.
- Johnson, G. L., Campsie, J., Rasmussen, M. & Dittmer, F. (1974): Mesozoic rocks from the Labrador Sea. *Nature* 247: 413—414.
- Johnson, G. L., Sommerhoff, G. & Egloff, J. (1975): Structure and morphology of the west Reykjanes basin and the southeast Greenland continental margin. *Mar. Geol.* 18: 175—196.

- Le Pichon, X., Hyndman, R. D. & Pautot, G. (1971): Geophysical study of the opening of the Labrador Sea. *J. geophys. Res.* 76: 4724—4743.
- Rvachev, V. D. (1964): Relief and bottom deposits of the shelf of southwestern Greenland. *Deep-Sea Res.* 11: 646—653. Übers. von *Okeanologiya*, 1963, 3 (6): 1046—1055.
- Sommerhoff, G. (1973): Formenschatz und morphologische Gliederung des südostgrönländischen Schelfgebietes und Kontinentalabhanges. „Meteor“ *Forsch.-Ergebnisse C* 15: 1—54.
- Sommerhoff, G. (1975): Glaziale Gestaltung und marine Überformung der Schelfbänke vor SW-Grönland. *Polarforschung* 45 (1): 22—31.
- Vogt, P. R. (1972): Comments on "Geophysical Study of the Opening of the Labrador Sea" by X. Le Pichon, R. D. Hyndman & G. Pautot. *J. geophys. Res.*
- Weidick, A. (1971): Quaternary map of Greenland. *Geol. Surv. Greenland, Kopenhagen.*
- Weidick, A. (1971): Short explanation to the Quaternary map of Greenland. *Geol. Surv. Greenland, Report 36, Kopenhagen.*

#### Karten

- Det Kongelige Danske Søkort Arkiv, Kopenhagen (1961—1968): Dänische Seekarten von Grönland Nr. 1100—1700. M. 1:400.000.
- Det Kongelige Danske Søkort Arkiv, Kopenhagen (1961—1968): Original-Vermessungskarten des südwestgrönländischen Kontinentalrandes. M. 1:100.000 und 1:50.000 (unveröffentlicht).
- Grönlands Geologiske Undersøgelse, Kopenhagen (1974): Neue Tiefenkarten des Meeresgebietes vor Westgrönland zwischen 59° und 69° 30' N (1:500:000). Vgl. G. Henderson 1975.