

Mittelkarbonische Beckenentwicklung auf der Brøggerhalbinsel (Svalbard) — Sedimentologische Profilvergleiche und deren fazielle und tektonische Deutung

Von Petra Ludwig*

Zusammenfassung: Auf der im Nordwesten Svalbards gelegenen Brøggerhalbinsel folgen diskordant über kaledonisch verfalteten Hecla Hoek-Gesteinen siliziklastische und karbonatische Gesteine des Karbons. Die Profile werden nach sedimentologischen und lithologischen Kriterien in Sequenzen unterteilt, die verschiedenen Faziestypen zugeordnet werden. In gleichen Transportmilieus abgelagerte Faziestypen werden zu Faziesassoziationen zusammengefaßt, deren Abfolge als Idealabfolge der mittelkarbonischen Sedimente der Brøggerhalbinsel vorgestellt wird. Der mittelkarbonische Sedimentationsraum der Brøggerhalbinsel wurde als *oblique-slip-basin* angelegt, dessen sukzessive Absenkung und Abtragung der Beckenränder sich in der Unten-grob-Entwicklung der mittelkarbonischen Brøggertinden Formation zeigt. Diese Entwicklung wurde durch syndimentäre Tektonik überprägt. Nach einer das Relief und den Sedimentationsraum schaffenden Initialabsenkung lagerten sich während der allmählichen Beckenabsenkung nacheinander Schwemmfächer-, Schwemmebenen- und *braid delta*-Sedimente ab. Eine erneute Absenkung führte nochmals zur Ablagerung proximaler Schwemmfächer-Sedimente. Die obersten Schichten der Brøggertinden Formation zeigen eine Verzahnung grob terrestrischer und mariner Sedimente, die auf mehrfache relative Absenkungen zurückzuführen ist. Diese verursachten marine Ingressionen und kurzzeitige Progradationen der Schwemmfächer. Lokal begann die postkaledonische Sedimentation erst mit dieser Phase, es bildeten sich dort *fan-deltas*. Das Mittelkarbon endete nach der über die Beckenränder hinausgehenden Transgression des Scheteligfjellet Members. Die Sedimentationsrate überholte kurzzeitig die Beckenabsenkungsrate, das Scheteligfjellet Member bildet daher meist eine Oben-flach-Folge.

Summary: On Brøggerhalvoya, situated in the NW of Svalbard, Hecla Hoek rocks — folded and metamorphosed by the Caledonian tectonogenesis — are unconformably overlain by siliciclastic and calcareous sediments of Carboniferous age. After sedimentological and lithological aspects the sections are divided into sequences assigned to different facies types. Facies types of the same environment are grouped to facies associations whose succession is presented as type succession of the Middle Carboniferous sediments of Brøggerhalvoya. The Middle Carboniferous depositional environment of Brøggerhalvoya was generated as oblique-slip basin. The fining upward motif of the whole succession reflects erosion of basin margins and gradual basin floor subsidence. Its cyclical character is the response to syndepositional movements. The basin was initiated by subsidence which created a relief for erosion/deposition and a depression for sediment accumulation simultaneously. The basin infill created a fining upward succession of alluvial fan, braid plain and braid delta deposits. Renewed tectonical basin floor subsidence reactivated proximal sedimentation. An interfingering of coarse terrigenous and marine sediments, due to several events of subsidence, characterizes the uppermost part of Brøggertinden Formation. Every subsidence caused shortlived marine incursions followed by temporary fan progradation. Locally the Postcaledonian sedimentation did not start until this time. In these areas sedimentation began with fan-deltas in the uppermost Brøggertinden Formation. The Middle Carboniferous ended after the transgression of the Scheteligfjellet Member overstepping the basin margins. The rate of accumulation surpassed the rate of sea-level rise and caused a shallowing-upward succession in the Scheteligfjellet Member.

1. STRATIGRAPHISCHE STELLUNG DER UNTERSUCHTEN GESTEINE

Auf der im Nordwesten Svalbards gelegenen Brøggerhalbinsel (Abb. 1) folgen diskordant über kaledonisch verfaltete Metamorphika (Hecla Hoek) jungpaläozoische Gesteine (Abb. 2).

Terrestrische Rotsedimente des Bashkirs (Brøggertinden Formation, im folgenden Brøggertinden Fm.) gehen zum Moscov sukzessiv in flachmarine karbonatische Sedimente (Scheteligfjellet Member, im folgenden Scheteligfjellet Mb.) über. Durch Überschiebungstektonik im Tertiär sind die jungpaläozoischen Schichtfolgen auf der Brøggerhalbinsel heute meist allochthon und stark gestört. ORVIN (1934) stellt die Rotsedimente an der NE-Küste der Brøggerhalbinsel nach Fischfunden in das Devon (hier Profil SH-23); die Rotsedimente an der W-Küste (hier Profil KS), wo sie unterkarbonische Gesteine überlagern, hält er dagegen für mittelkarbonisch.

CUTBILL & CHALLINOR (1965), auf die die hier verwendete Stratigraphie zurückgeht, ordnen alle Rotsedimente der Brøggerhalbinsel der Brøggertinden Fm. zu und stufen sie nach Brachiopoden und Foraminiferen als mittelkarbonisch ein. Allerdings kann aus ihren Beschreibungen geschlossen werden, daß sie Kalke beproben, die dem Scheteligfjellet Mb. zuzurechnen sind und für das ein mittelkarbonisches Alter bereits durch Fossilfunde von HOLTEDAHL (1911, 1913) belegt ist.

In der vorliegenden Untersuchung konnten alle Profile sedimentologisch mit dem Profil an der W-Küste korreliert werden, in dem die Brøggertinden Fm. über unterkarbonischen Sedimenten folgt. Es wird daher mittelkarboni-

*Dr. Petra Ludwig, SPIEGEL-Verlag, Dokumentation, Brandswiete 19, D-2000 Hamburg 11.

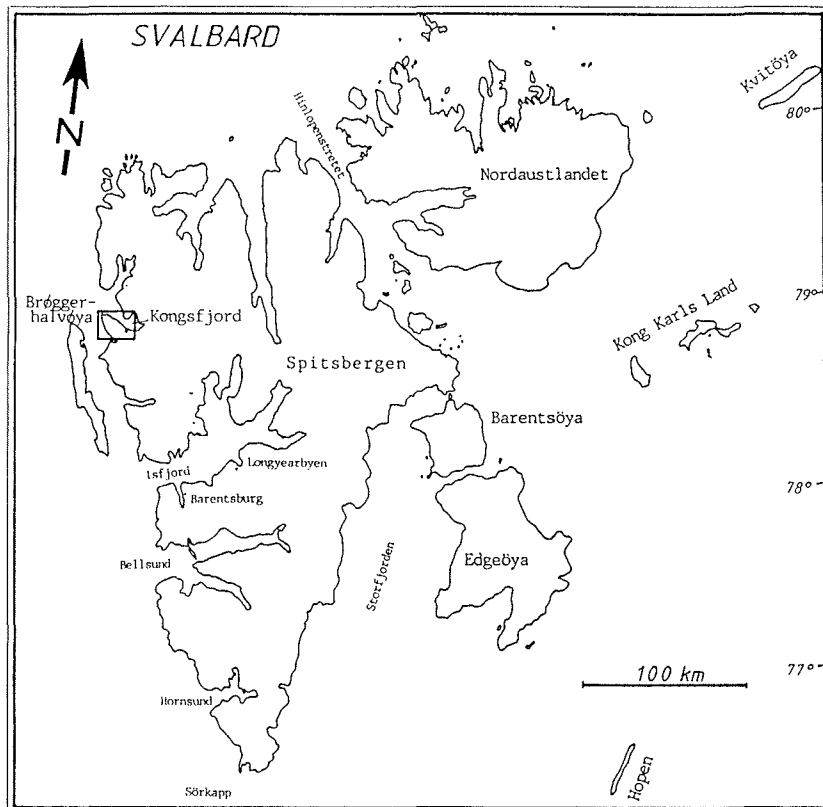


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes auf Svalbard.

Fig. 1: Location of the investigated area on Svalbard.

ches Alter für alle Profile angenommen. Conodonten aus marinen Kalklagen in der Brøggertinden Fm., die zur Zeit von BUGGISCH untersucht werden, sollen endgültige Beweise liefern. Das Ergebnis gilt dann jedoch nicht für die NE-Küste, da dort die Kalklagen fehlen.

2. SEDIMENTOLOGISCHE GLIEDERUNG DER SCHICHTFOLGEN

Um die unterschiedlichen Profile vergleichen zu können, wurden nach gemeinsamen sedimentologischen Merkmalen 11 Faziestypen aufgestellt (Abb. 3). Alle Profile setzen sich aus mehreren dieser, mit großen Buchstaben bezeichneten Faziestypen zusammen.

Die Faziestypen A und B sind charakteristische Schwemmfächer-Sedimente, C bis F fluviatile Sedimente einer Schwemmebene und die Faziestypen G bis I randmarine Sedimente mit terrigenen Einflüssen.

Dieser Untersuchung liegt für Schwemmfächer (*alluvial fan*) und Schwemmebene (*braid plain*) die Terminologie nach RUST & KOSTER (1984) zugrunde. Sie beschränken die Bezeichnung Schwemmfächer auf Schlamm- und Schuttmassen, die aus steilen Bergeinschnitten, in denen ihre Ausbreitung eingeschränkt ist, in eine Ebene oder in ein großes Flußtal fließen und Sedimentfächer unterhalb der Bergeinschnitte aufbauen. Der Sedimenttransport in strömendem Wasser spielt eine deutlich geringere Rolle als der Transport von Sediment als hochviskose Flüssigkeit (NEMEC & STEEL 1984). Die drei für Schwemmfächer typischen Sedimentationsformen — Schlamm- oder Schuttströme (*debris flows*), Schichtfluten (*sheet floods*) und Rinnenfluten (*channel gravels*) —

<i>Local Lithostratigraphy</i>		Russian Subdivision	
Member	Formation Group		
Kapp Starostin Formation	Tempelfjorden Group	Kungur	Upper Permian
Gipshuken Formation	Gipsdalen Group	Artinsk	Lower Permian
Tyrrellfjellet Member		Sakmara Assel	
Nordenskiöldbreen Member		Ural	Upper Carboniferous
Mørebreen Member		Moscov	Middle Carboniferous
Scheteligfjellet Member		Bashkir	
Brøggertinden Formation	Billefjorden Group		Lower Carboniferous
HECLA HOEK Orustdalen Formation			Lower Palaeozoic & Upper Proterozoic

Abb. 2: Gliederung der jungpaläozoischen Sedimente auf der Brøggerhalbinsel; nach CUTBILL & CHALLINOR (1965).

Fig. 2: Upper Paleozoic stratigraphy on Brøggerhalvøya; after CUTBILL & CHALLINOR (1965).

werden von HARVEY (1984) beschrieben.

Auf einer Schwemmebene, der Fortsetzung eines Schwemmfächers in der Ebene, dominiert Sedimenttransport in verflochtenen Flüssen (*braided rivers*). Münden diese in einen Wasserkörper, so bilden sie ein *braid delta*, das sich von normalen Deltas durch gröbere Sedimente unterscheidet (McPHERSON et al. 1987). Die Transportrichtung auf Schwemmebenen entspricht der auf Schwemmfächern, nur dominieren fluviatile Sedimente über Schicht- und Rinnenflusssedimente. Formen fluviatiler Sedimente werden z. B. von COLLINSON (1986) beschrieben.

Bei ausgeprägtem Küstenrelief mündet der Schwemmfächer als *fan-delta* (WESCOTT & ETHRIDGE 1980) direkt in einen Wasserkörper.

Lithologie und Sedimentologie der Faziestypen:

Faziestyp A: Schuttstromsedimente, partiell sandige Schichtflusssedimente als Sedimentationsbeginn der Brøggertinden Fm. auf dem Grundgebirge. Die basalen Lagen sind schlecht sortierte, matrixgestützte Brekzien mit Klasten aus den unterlagernden Hekla Hoek-Phylliten.

Faziestyp B: Dickbankige weiße Konglomerate und Grob- bis Mittelsandsteine, die im unteren, ungeschichteten Bereich Schichtflusssedimente und im oberen, parallel- bis schrägschichteten Bereich Rinnenflusssedimente darstellen. Das schlecht sortierte Material der eingeschalteten roten Silt- und Feinsandsteine wurde vermutlich bei schnell anschwellenden Wasserfluten aus den Grobsedimenten ausgespült und beim Absinken des Wasserspiegels abgesetzt (vgl. STEEL 1974). Der Farbunterschied zwischen den Grob- und Feinsedimenten resultiert aus der unterschiedlichen Dauer subaerischer Exposition (vgl. WALKER 1967).

Faziestyp C: Gute Rundung und Sortierung sowie planare und trogförmige Schrägschichtung der Konglomerate und selteneren Sandsteine zeigen die Bildung in fluviatilen Bereichen, in denen Bodentransport vorherrschte. Die Unten-grob-Zyklen stellen Rinnen- und Baren-sedimente eines verflochtenen Flusses dar. Die Siltsteine setzten

sich bei Überschwemmungen aus Suspensionen ab und bedeckten weite Areale zwischen den Verteilerrinnen. Sie wurden leicht erodiert und sind daher nur in Resten erhalten.

Faziestyp D: Unten-grob-Zyklen aus roten Konglomeraten oder konglomeratischen Sandsteinen und darüberliegenden schräggeschichteten roten Sandsteinen sind als Bodenlast transportierte Rinnen- und Barrensedimente, während die Feinsand- und Siltsteine am Top der Zyklen mit Schrumpfrissen und Karbonatzementation aus einer umgebenden Überflutungsebene stammen. Als laterales Äquivalent kann der Faziestyp F auftreten.

Faziestyp E: Mächtige Silt- bis Feinsandsteine, eingeschaltet rote Konglomerate und Grobsandsteine, planar und trogförmig schräggeschichtet. Die größeren Sedimente sind oft Rinnenfüllungen (Abb. 4) mit über erosiver Basis

Fazies-typ	Ablagerungsraum/ -mechanismus	Lithologie	Sedimentstrukturen/Fossilien	
I	F L	Abgeschnürte Lagune (Strand)	Dolomite, Loferite, Quarzknollen Feinsandsteine Grobsandsteine	Ostracoden, Gastropoden, Algenmatten, Pflanzenhäcksel
H ₃	A C	Offene Lagune mit Bryozoen-mud mounds	Fossilkalke Chalcedonknollen	<i>Multithecopora sp.</i> , Bryozoen, Brachiopoden, Echinodermen
H ₂	H M	Barre vor Lagune	Fossilkalke Hardground Feinsandsteine	Korallenriff <i>Multithecopora sp.</i>
H ₁	E E R	Offene Lagune (Oben-flach Sequenz)	Fossilkalke, Karneollagen, Sandsteine	<i>Multithecopora sp.</i> , Korallen, Foraminiferen, Bryozoen, Brachiopoden, Echinodermen <i>Kamaena sp.</i>
G	S	Schuttströme, marine Ingressionen, Karbonatwatt	Konglomerate, Sandsteine, Fossilkalke, Calcrete	Parallelschichtung, Planare Schrägschichtung, Partikelumkrustungen Ostracoden, Gastropoden, Korallen
F	C H W E	Überflutungsebene (Sandige Rinnen)	Silt- und Feinsandsteine, Mittelsandsteine, tw. geröllführend Hämatitlagen	Unten-grob-Zyklen, Planare/trogige Schrägschichtung, Lamination Bioturbation, Lebensspuren Trockenrisse, Tongallen
E	M M E	Überflutungsebene (Kiesige Rinnen)	Konglomerate, Grobsandsteine, Siltsteine, Feinsandsteine	Parallelschichtung, Planar/trogige Schrägschichtung, Lamination, Rinnen, Trockenrisse
D	B E N	Sandige Rinnen mit 'channel lags', Sandbänke, 'overbank fines'	Konglomerate, Konglomeratische Sandsteine, Feinsandsteine, Siltsteine	Unten-grob-Zyklen Planare/trogige Schrägschichtung, Rinnen, Bioturbation, Trockenrisse, Tongallen
C	E	Kiesbänke, Kiesige Rinnen, 'Overbank fines,'	Konglomerate, Mittelsandsteine, Siltsteine	Trogförmige Schrägschichtung Planare Schrägschichtung
B	S C F H A W C	Proximale Schichtfluten, Rinnenfluten	Konglomerate Siltsteine, Grob- und Mittelsandsteine	Dachziegellagerung (Lamination, Schrumpfrisse)
A	E H M E R	Proximale Schutt- und Schlammströme	Brekzien, Konglomerate, Mittelsandsteine	-----

Abb. 3: Zusammenfassende Auflistung der Faziestypen, ihrer Charakteristika und Herkunft (LU DWIG 1988).

Fig. 3: List of defined facies types, their characteristic features and their origin (LUDWIG 1988).



Abb. 4: Linke Hälfte einer Flußrinne, die sich in Kiesbänke einschneidet. Rinnenfüllung aus trogförmig schräggeschichteten Mittelsanden, die in trogförmig und planar schräggeschichtete Feinsande übergehen. Siltlagen am Top beenden die Rinnensedimentation. Profil BF-2, Faziestyp E. Hammer als Maßstab.

Fig. 4: Left half of a channel that cut through gravel bar. Trough-crossbedded sandstones grade into through- and planar-crossbedded fine sandstones. Siltstones at the top show channel abandonment. Section BF-2, facies type E. Hammer for scale.

folgenden Konglomeraten oder konglomeratischen Sandsteinen und überlagernden planar und trogförmig schräggeschichteten Sandsteinen. Feinsandsteine am Top dieser Unten-grob-Zyklen können Trockenrisse aufweisen sowie Bioturbations- oder Durchwurzelungsstrukturen. Als Ablagerungsraum wird ein ephemerer verflochtener Fluß angenommen. Nach TURNER (1980) bilden sich bei besonders hohen Wasserständen mächtige horizontal laminierte Schichtflutablagerungen. Kies- und Grobsand verbleiben als Bodenfracht in den Rinnen, können sich aber zu Beginn einer Überschwemmung auch als dünne Lage schichtflutenartig ausbreiten. Zwischen den Hochständen ist die Wasserführung gering, und die Überschwemmungsgebiete trocknen ein.

Faziestyp F: Mächtige Silt- bis Mittelsandsteine mit gut sortierten eckigen Klasten und einzelnen dünnen Konglomeratlagen. Einzelne geringmächtige Unten-grob-Sequenzen mit planar und trogförmig schräggeschichteten Rinnensanden mit Rinnenbasis-Geröllen. Lamination, Tongallen, erosive Kontakte, Bioturbation, Lebensspuren und die intensive Hämatitzementation weisen auf eine Überflutungsebene als Bildungsraum. Die schräggeschichteten Sandkörper entstanden durch die Verlagerung von Flußrinnen in diese Ebene.

Faziestyp G: Sehr variabel, jedoch durch drei Gesteinstypen — Calcrete, mariner Kalk und „chaotisches Konglomerat“ — charakterisiert. Calcrete tritt als Knollen, Gänge und Lagen auf. „Chaotisches Konglomerat“ steht für schlecht sortierte, meist ungeschichtete, mächtige grobe Konglomerate oder Schuttstrombrekzien. Eingeschaltet sind verschiedene konglomeratische Sandsteine fluviatilen Ursprungs. Das „chaotische Konglomerat“ liegt meist direkt über marinem Kalk oder Calcrete und hat sie teilweise aufgearbeitet. Als Klasten führt es hauptsächlich Hecla Hoek-, Kalk- und Sandsteingerölle.

Die Faziestypen A bis G gehören zur Brøggertinden Fm. Die Sandsteine der Brøggertinden Fm. sind mehr oder weniger feldspatfrei und als Sublitharenite, untergeordnet auch Litharenite und Quarzarenite (FOLK et al. 1970) zu bezeichnen.

Faziestyp H₁: Charakterisiert durch eine blaugraue Kalkbank, die hier als Basiskalk des Scheteligfjellet Mb. definiert wird. Sie führt schichtparallele Lagen mit der syringoporiden Koralle *Multithecopora* sp. (OEKENTORP, freundl. pers. Mitt.) und wird hier als Multithecoporen-Kalk bezeichnet. Die begleitende Fauna zeigt ruhige, küstennahe Sedimentation in geschützten Bereichen an. Meist sind die Multithecoporen karneolisiert, und

Karneol kann auch dünne Lagen bilden. Daneben treten schichtgebundene Kieselknollen auf. Über dem Multithecoporen-Kalk folgen Kalke aus abgeschnürten Bereichen.

Faziestyp H₂: Von Faziestyp H₁ unterschieden, da der basale Kalk als geringmächtiges Bioherm ausgebildet ist. *Multithecopora* sp. tritt nur vereinzelt auf. Darüber folgen wenige Meter fossilreiche graue Kalke, die von roten und grünen Siltsteinen überlagert werden.

Faziestyp H₃: Mit Multithecoporen-Kalk an der Basis, der direkt über eine Calcrete-Lage sedimentierte. Über den Multithecoporenlagen treten Bryozoen-*mud mounds* auf. Darüber bleiben Plattformkalke vorherrschend; Siliziklastika sind nicht eingeschaltet.

Faziestyp I: Beginnt mit Strandsanden, über denen Kalkbarrensande, laminierte Dolomite mit geringdiverser Fauna aus stark abgeschnürten Buchten oder laminierte peloidische Kalke, die auf Algenmattenbildung zurückgehen, folgen. In die wellig laminierten Dolomite können Feinsand- oder Siltsteine eingeschaltet sein. Chalcedonknollen mit Quarzin deuten auf evaporitische Bedingungen (FOLK & PITTMAN 1971).

Die im Scheteligfjellet Mb. (Faziestypen H—I) auftretenden Sand- und Siltsteine sind durch relativ hohe Feldspatgehalte gekennzeichnet. Es handelt sich um Arkosen, lithische Arkosen, arkosische Litharenite, Subarkosen und Sublitharenite.

3. LAGE UND STRATIGRAPHISCHE ABGRENZUNG DER PROFILE

Von 17 untersuchten Aufschlüssen und Profilen werden hier die sieben wichtigsten beschrieben (Abb. 5). Die Profile BF-1 und BF-2 liegen im SW der Brøggerhalbinsel auf zwei Graten des Brøggerfjellets, der Typuslokalität der Brøggertinden Fm. (Abb. 6).

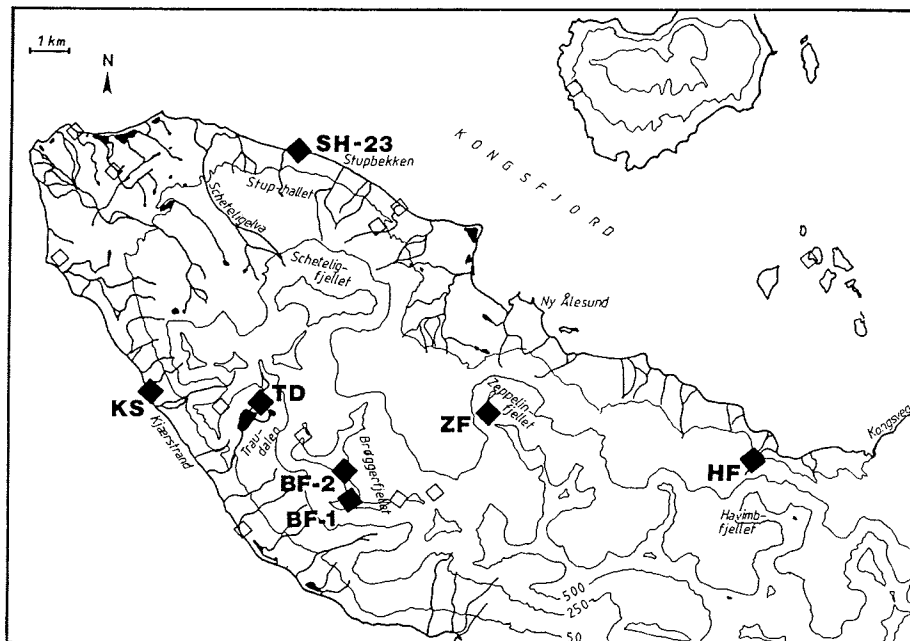


Abb. 5: Die Brøggerhalbinsel mit der Position aller untersuchten Aufschlüsse (weiße Rhomben) und der hier beschriebenen (schwarze Rhomben).

Fig. 5: Brøggerhalvøya and the location of all investigated outcrops (white rhombs) and those described in this article (black rhombs).

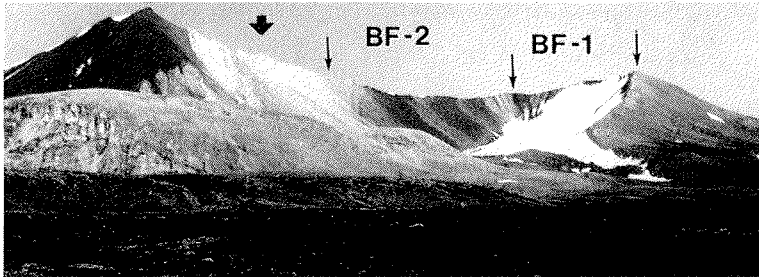


Abb. 6: Das Brøggerfjellet mit seinen beiden Profilen. Der breite Pfeil markiert die höchste Erhebung (Brøggertinden, 721 m über NN), die schmalen Pfeile markieren Ober- und Untergrenze der beiden Profile. Unterhalb liegt ein kleiner Kargletscher. Bildbreite ca. 3 km.

Fig. 6: The Brøggerfjellet and the two sections. Thick arrow marks highest point of the mountain (Brøggertinden, 721 m above sea-level); thin arrows mark upper and lower boundaries of the two sections. A small cirque glacier is situated below. Width of picture approximately 3 km.

Schrägschichtungsmessungen zeigen einen Sedimenttransport nach WSW im Profil BF-1 und nach N im Profil BF-2.

Die Untergrenze des Profils BF-1 entspricht der Basis der Brøggertinden Fm. Die Profilobergrenze liegt innerhalb des Scheteligfjellet Mb., die höheren Schichten sind abgetragen, so daß sich seine Mächtigkeit in diesem Profil nicht ermitteln läßt.

Das Profil BF-2 ist mit 300 m Mächtigkeit die mächtigste der untersuchten Abfolgen. Es wurde bereits 1934 von ORVIN aufgenommen und beschrieben. Der Kontakt zu den unterlagernden Hecla-Hoek-Gesteinen ist tektonischer Natur. Von dieser Störung und der Großstruktur des Brøggerfjellet-Sattels (LUDWIG 1988) abgesehen, ist dieses Profil das einzige von tertiärer Überschiebungstektonik nur unwesentlich betroffene. Die Brøggertinden Fm. geht ohne tektonische Unterbrechungen in den Scheteligfjellet Mb. über.

Das Profil ZF liegt 3 km SSW Ny Ålesund auf dem N-S-Grat des Zeppelifjellets (Abb. 7). Die Abfolge ist



Abb. 7: Blick vom Brøggerfjellet auf das Zeppelifjellet (554 m über NN), das eine liegende Falte darstellt. Profilobergrenze mit Pfeil gekennzeichnet. Untergrenze rechts außerhalb des Bildes.

Fig. 7: The Zeppelifjellet (554 m above sea-level), which forms an overturned fold, seen from Brøggerfjellet. Upper boundary of the section marked by arrow, lower boundary outside of the picture to the right.

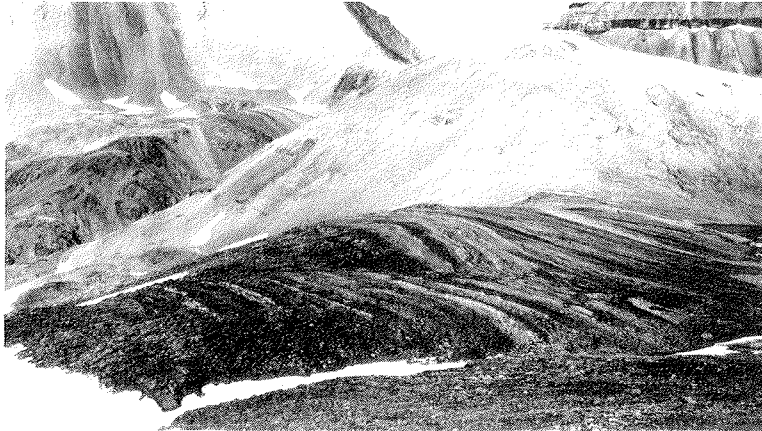


Abb. 8: Das Profil TD im Traudalen. In der Mitte verläuft eine Störung, die die Schichten wenige Meter gegeneinander versetzt. Breite des Profilhügels: 300 m.

Fig. 8: The section TD in Traudalen. In the middle a fault is to be seen that dislocates the layers for some meters. Width of the hill with section: 300 m.

mehrfach gestört. Ober- und Untergrenze sind unter Schnee und Schutt verborgen. Die reale Mächtigkeit kann daher nicht ermittelt werden.

Das Profil TD liegt auf der SW-Seite der Brøggerhalbinsel, 2 km von der W-Küste entfernt zwischen zwei Seen im Traudalen (Abb. 8). Die Untergrenze der Brøggertinden Fm. fehlt im Profil TD infolge von Störungen. Schrägschichtungsmessungen zeigen SW' Transportrichtungen in der untersten Sequenz und Transport nach NE im oberen Profilbereich.

Das unterhalb der Küstenebene Stuphallet an der NE-Küste der Brøggerhalbinsel gelegene Profil SH-23 bildet ein Küstenkliff, das sich über fast 5 km die NE-Küste der Brøggerhalbinsel entlangzieht. Die Schichtenfolge beginnt am östlichen Mündungsarm des Scheteligelva und erstreckt sich mit leichtem Einfallen nach WSW als durchgehendes Profil bis zum Stupbekken.

Südöstlich anschließend ist die Schichtlagerung gestört; durch eine Staffel von Aufschiebungen streichen wiederholt gleiche Profilteile aus. ORVIN (1934) nahm eine Mächtigkeit der Schichtfolge von 317 m an, da er die oben erwähnten tektonischen Einflüsse nicht berücksichtigte. Nach den vorliegenden Untersuchungen beträgt die wahre Mächtigkeit der an der Küste ausstreichenden Schichtfolge 100 m. Wie ORVIN (1934) bereits erwähnt, liegt die Basis der Brøggertinden Fm. vermutlich im Kongsfjord. Schüttungen erfolgten hauptsächlich aus SSW.

Das Profil KS befindet sich an der W-Küste der Brøggerhalbinsel am Kjørstrand (Abb. 5). Es ist nur wenige Meter mächtig; die Obergrenze des Scheteligfjellet Mb. ist nicht aufgeschlossen.

Das Profil HF liegt im SE der Brøggerhalbinsel nördlich des Havimbfjellets, 3 km westlich vom SW-Rand des Kongsvegen-Gletschers und bildet eine etwa 25 m mächtige überkippte Abfolge des Mittelkarbons.

4. SEDIMENTOLOGISCHER CHARAKTER DER PROFILE

Alle Profile werden nach sedimentologischen und lithologischen Kriterien in Sequenzen unterteilt, die den verschiedenen Faziestypen (Abb. 3) zugeordnet werden. Da die Grenze zwischen Brøggertinden Fm. und Scheteligfjellet Mb. den einzigen eindeutig definierbaren Horizont bildet, wurde sie als Nulllinie gewählt.

Die Basis des Mittelkarbons ist nur im Profil BF-1 erhalten. Die Brøggertinden Fm. liegt hier mit einer Brekzie

diskordant auf Hecla Hoek-Phylliten (Abb. 9). Für die Profile BF-1, BF-2 und ZF ist, trotz zahlloser Störungen in den Profilen BF-1 und ZF, eine enge lithologische und sedimentologische Verwandtschaft erkennbar. Sie bilden eine Unten-grob-Abfolge, in der konglomerat-dominierte Schuttstromsedimente von sandstein-dominierten fluviatilen Sedimenten abgelöst werden, die sich am Top der Brøggertinden Fm. mit marinen Sedimenten und groben Siliziklastika verzahnen (LUDWIG 1988).

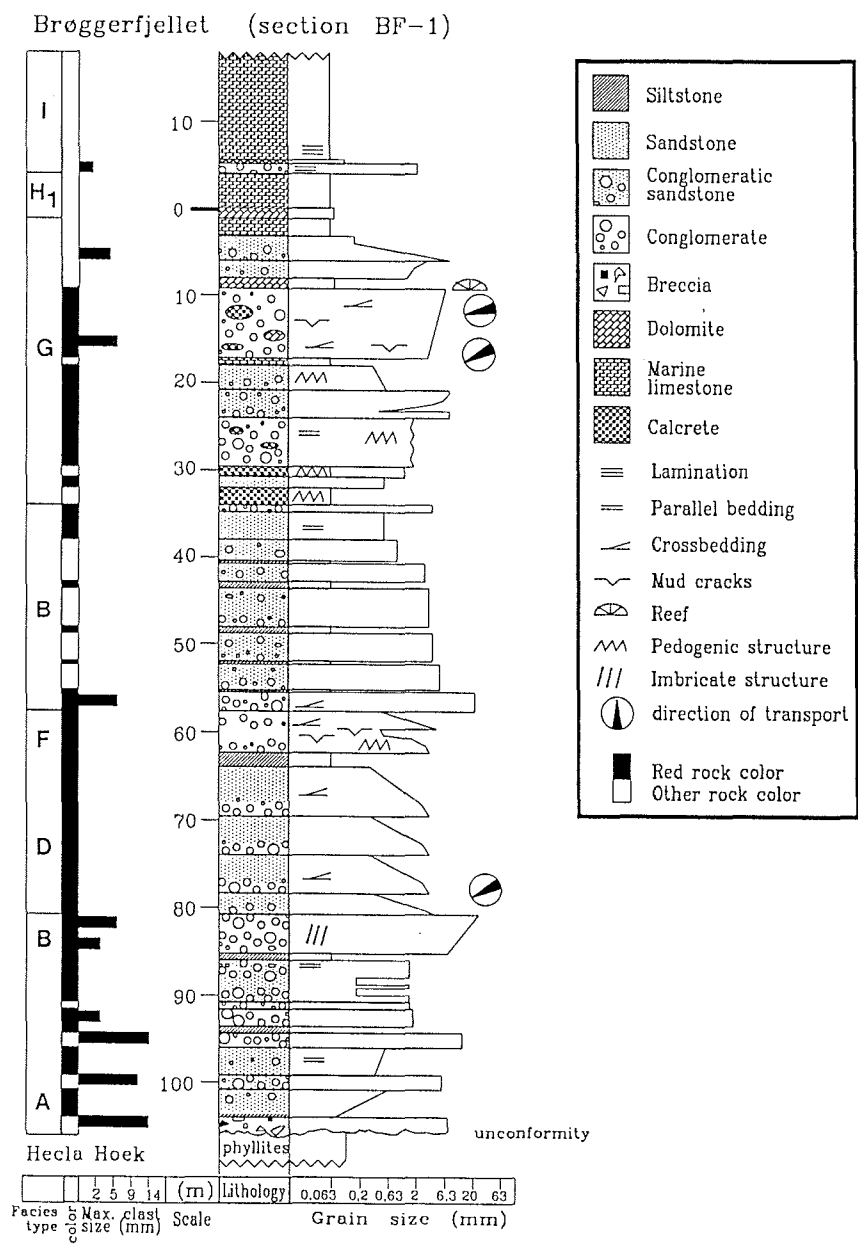


Abb. 9: Säulenprofil BF-1 auf dem S' Grat des Brøggerfjellets.
 Fig. 9: Column section BF-1 on the S' crest of the Brøggerfjellet.

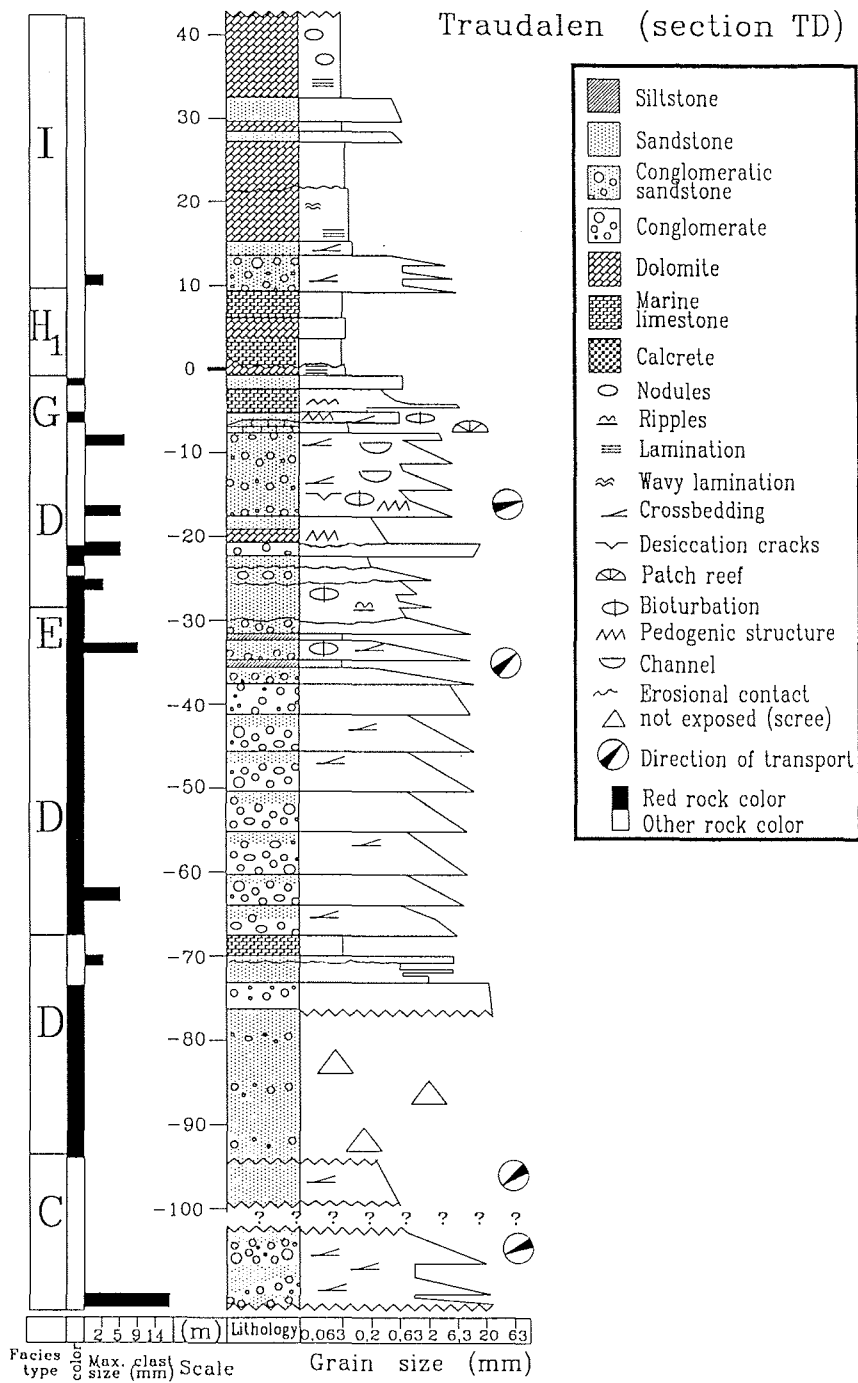


Abb. II: Säulenprofil TD im Traudalen.
 Fig. II: Column section TD in the Traudalen.

Das Profil TD unterscheidet sich von den Profilen BF-1, BF-2 und ZF vor allem durch den früheren marinen Einfluß und die intensive dolomitische Zementation der Siliziklastika. Die obersten drei Sequenzen des Profils TD (Abb. 11) zeigen typische Merkmale eines semiariden, siliziklastisch beeinflussten Karbonatwatts.

Das Profil SH-23 unterscheidet sich von allen anderen Profilen durch die Dominanz von Silt- und Sandsteinen (Abb. 12). Der Anteil der als Bodenfracht transportierten Sedimente liegt jedoch noch weit über der von MIALL (1977) angegebenen Obergrenze von 11% bei Mäanderflüssen, so daß auch Profil SH-23 als Abfolge eines verflochtenen Flußsystems interpretiert wird. Auch das Fehlen von Schrägschichtungen des Epsilon-Typs, die ALLEN (1966) als diagnostisch für laterale Verlagerung großer Gleithangbarren in Mäanderflüssen ansieht, spricht für ein verflochtenes Flußsystem. Wahrscheinlich handelte es sich um leicht gewundene sandige verflochtene Flüsse, deren mächtige Siltschichten aus der Überflutungsebene sich entweder infolge rascher Absenkung (COLLINSON 1986) oder durch zwischenzeitlich stärkere Windung einzelner Rinnenbereiche erhalten haben. Die 180° pendelnden Schüttungsrichtungen um SSW können nach CANT & WALKER (1978) durch die Verlagerung transversaler Barren innerhalb der Rinnen geschaffen werden. Somit kann die Deutung von ORVIN (1934), der die Abfolge als marin ansieht, nicht bestätigt werden.

Eine weitere Besonderheit von Profil SH-23 zeigt sich erst bei Betrachtung des Aufschlusses vom Kongsfjord aus. Die Schichten des Scheteligjellet Mb. folgen mit einer Winkeldiskordanz über der Brøggertinden Formation. Ob dies nur in diesem Profil der Fall ist oder nur sichtbar wird, da es als einziges Profil lateral über mehr als wenige Meter verfolgbar ist, kann nicht entschieden werden. Es muß auch die Möglichkeit einer Überschiebungsdiskordanz in Betracht gezogen werden.

Das Profil KS beginnt mit einem groben, schlecht sortierten, matrixgestützten ungeschichteten Konglomerat, dessen Mächtigkeit nach HOLLIDAY (1966) stark variiert. Nach HOLTEDAHL (1913) liegt das Konglomerat direkt auf den unterkarbonen Gesteinen. Er wie auch FAIRCHILD (1982) stellen es daher altersmäßig an die Grenze zwischen Unterkarbon und Moskau-Stufe. Die großen, instabilen Gerölle aus Hecla Hoek, Calcrete und Fossilkalk stammen aus einem lokalen Liefergebiet. Calcrete-Linsen, die groben Gerölle und marine Fossilien zeigen, daß das Konglomerat, das an dieser Stelle die einzige Ablagerung der Brøggertinden Fm. ist, dem Faziestyp G angehört. Das Gefüge deutet auf eine Entstehung als randmariner Schuttstrom.

Darüber folgt mit erosiver Basis ein graugrüner Kalksandstein mit einer Faunenassoziation aus einem geschützten Bereich (Foraminiferen, vollständige Ostracoden), in den Bioklasten aus höherenergetischen Bereichen (gerundete Echinodermenbruchstücke) eingetragen wurden. Die Oberfläche des Kalksandsteins ist eine Diskontinuitätsfläche, auf der sich ein ca. 1 m mächtiges Korallenriff entwickelte. Wie HOLTEDAHL (1913) bereits feststellt, ist der Riffkalk eine Varietät des Multithecoporen-Kalkes des Scheteligjellet Mb. und wird als Faziestyp H₂ von H₁ (Abb. 3), der in den Profilen BF-1, BF-2 und ZF die basale Sequenz des Scheteligjellet Mb. bildet, unterschieden.

Das Profil HF unterscheidet sich wie auch KS wesentlich von den anderen Profilen auf der Brøggerhalbinsel. Am sedimentären Kontakt zwischen Hecla Hoek und postkaledonischen Sedimenten sind die Hecla Hoek-Phyllite tiefgründig rot verwittert. Sie werden von einer etwa 40 cm mächtigen reifen Calcrete, in der grobe Bruchstücke des Hecla Hoek-Wirtsgesteins erhalten blieben, überlagert. Diese Schicht bezeichnet ORVIN (1934: 66) als „friction breccia“ und deutet sie als Überschiebungsfläche. Auf diesen, hier als pedogene Bildung gedeuteten Bereich, folgt eine matrixgestützte grobe Brekzie, die die Gefügemerkmale eines Schuttstroms trägt. Die Größe der Klasten, die aus dem Hecla Hoek-Grundgebirge und dem Bodenhorizont stammen, nimmt zum Hangenden ab. Die Dolomitmatrix ist im liegenden Teil der Brekzie vados überprägt und führt darüber umkristallisierte marine Fossilien. Die Fossilien zeigen, daß der Schuttstrom sich in marine Bereiche hineinbewegte. Die Brøggertinden Fm. repräsentiert im Profil HF somit ein *fan-delta*.

Im Hangenden folgen als lagunäre Sedimente interpretierte, terrigen beeinflusste marine Karbonate und eingeschaltete rote und grüne dolomitische Feinsandsteine mit in linsigen Körpern auftretender Flaserschichtung. Mit dem Einsetzen des Multithecoporenkalkes ist die Obergrenze der Brøggertinden Fm. erreicht; das Scheteligjellet Mb. wird dem Faziestyp H₃ zugeordnet. Wie auch im Profil KS ist die Brøggertinden Fm. im Profil HF nur durch den Faziestyp G vertreten.

Stuphallet, NE-coast (section SH-23)

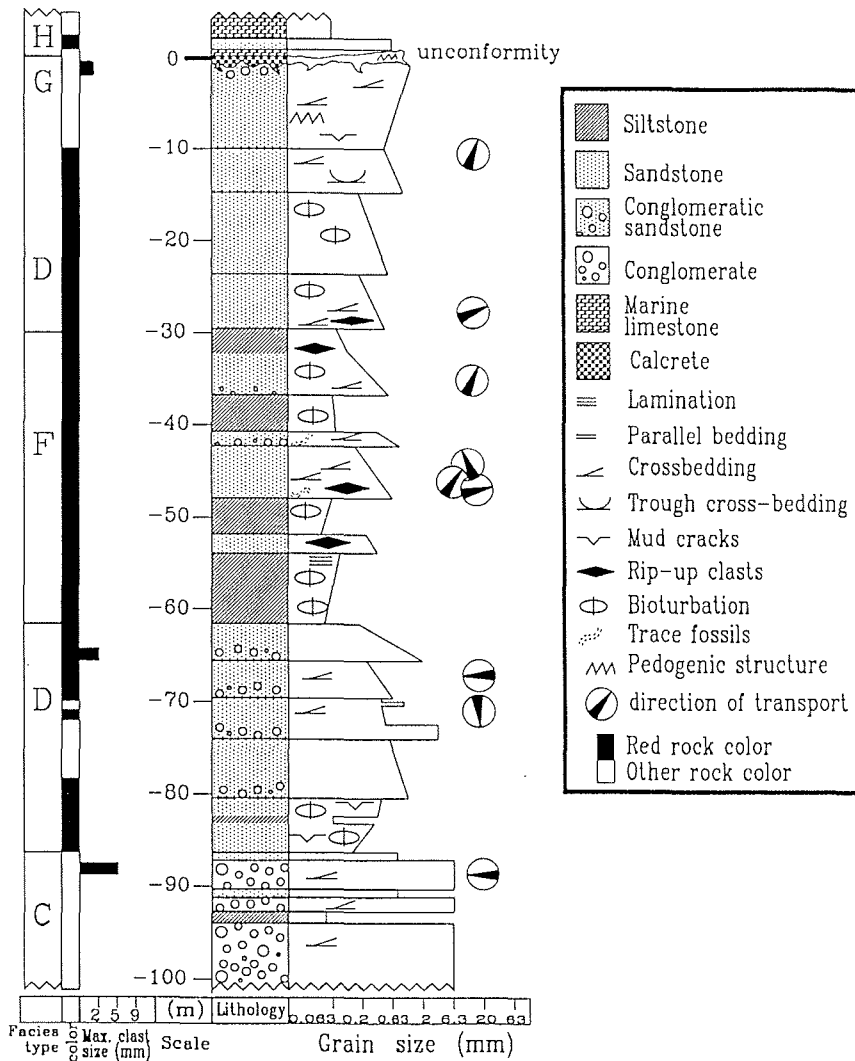


Abb. 12: Säulenprofil SH-23 an der NE-Küste der Broggerhalbinsel.

Fig. 12: Column section SH-23, NE-coast of Broggerhalvøya.

5. FAZIESENTWICKLUNG NACH PROFILKORRELATIONEN

Stellt man die beschriebenen Profilsäulen nebeneinander und verbindet die sich nach Faziestypen entsprechenden Sequenzen, so ergeben sich die folgenden Korrelationen (Abb. 13). Die untersten Faziestypen (A und B) sind nur in zwei Profilen (BF-1 und BF-2) vorhanden. Im Profil BF-2 fehlt der basale Horizont (Faziestyp A) infolge einer Störung. Darüber lagern, ebenfalls nur in den Profilen BF-1 und BF-2, fluviatile Sedimente (Faziestypen D/F bzw. D und E).

Im Hangenden ist erneut Faziestyp B ausgebildet, allerdings sind die Gerölle besser gerundet als im Faziestyp B

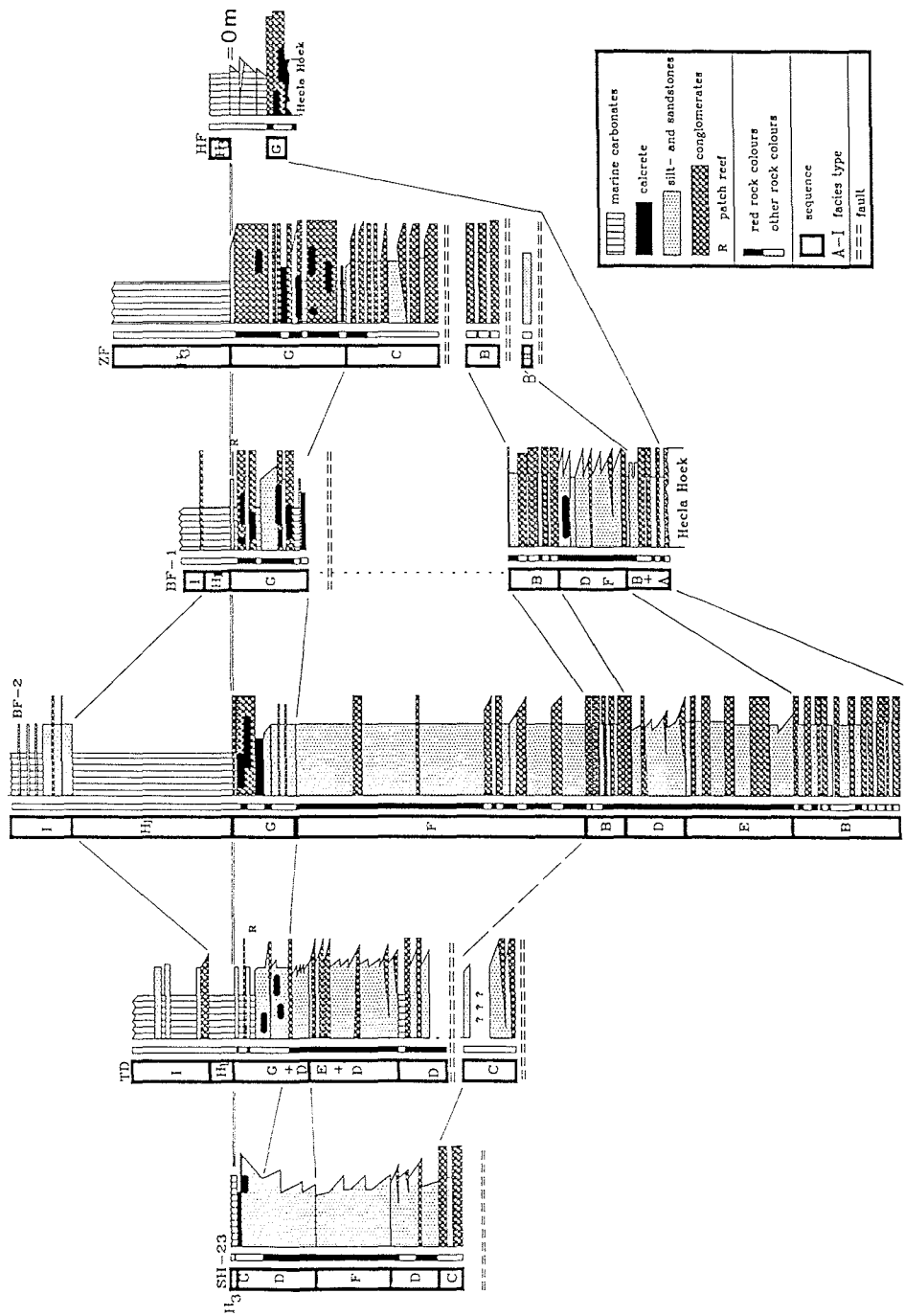


Abb. 13: Profilkorrelationen nach Faziestypen. Die Nulllinie entspricht der Grenze zwischen Broggertinden Fm. und Scheteligfjellet Mb.
 Fig. 13: Correlation of sections after facies types. The zero-line marks the boundary between Broggertinden Fm. and Scheteligfjellet Mb.

der Profilbasis und bestehen hauptsächlich aus aufgearbeiteten Sandsteinen. Diese reife Ausbildung des Faziestyps B ist in drei Profilen (BF-1, BF-2, ZF) zu finden. Darüber folgen noch einmal fluviatile Sedimente (Faziestypen D-F, Faziestyp C im Profil ZF). In den Profilen TD und SH-23 ist der obere Faziestyp B vermutlich durch Faziestyp C vertreten. Über ihm folgen, wie über dem oberen Faziestyp B der anderen Profile, fluviatile Sedimente (Faziestypen D—F).

Unter dem Aspekt der Zyklizität betrachtet, sind in der beschriebenen Abfolge zwei Großzyklen erkennbar. Auf grobe Schwemmfächer-Sedimentation folgt jeweils feinere fluviatile Sedimentation. Diese beiden Großzyklen sind wegen der tertiären Tektonik nicht in allen Profilen vollständig erhalten. Der im Hangenden der beiden Großzyklen folgende Faziestyp G ist dagegen in allen Profilen als höchste Sequenz der Brøggerfjorden Fm. zu finden. Er besteht aus zwei bis drei Kleinzyklen. Jeder Zyklus repräsentiert eine marine Ingression, deren Fossilkalk-Ablagerungen bei grober fluviatiler oder Schwemmfächer-Sedimentation wieder aufgearbeitet wurden. Dazwischen bildeten sich mächtige Calcretelagen. Über dem Faziestyp G folgt in allen Profilen der marine Faziestyp H des Scheteligfjellet Mb. In einigen Profilen formt er mit dem Faziestyp I eine Oben-flach-Sequenz. In den Profilen ohne Oben-flach-Muster bildet die Fazies H₂ den kontinuierlichen Übergang zu den offenen marinen Sedimenten des Oberkarbons.

6. DIE ENTWICKLUNG DES ABLAGERÜNGSRAUMES

Gruppiert man die parallelisierten Faziestypen nach ihren Ablagerungsräumen zu Faziesassoziationen, so ergibt sich eine Entwicklung des Ablagerungsraumes, die als Idealabfolge dargestellt werden kann (Abb. 14). In diese Idealabfolge können alle Aufschlüsse der Brøggerhalbinsel eingegliedert werden. Sie umfassen jedoch jeweils nur einzelne Bereiche der Abfolge. Meist liegt die Ursache der Schichtlücken in den Auswirkungen tertiärer Tektonik. In den Profilen HF und KS ist sie dagegen primär im Ablagerungsraum zu finden.

Die mittelkarbonischen Sedimente der Brøggerhalbinsel bauen sich aus bis zu sieben Faziesassoziationen auf, deren Abfolge im Idealfall eine Entwicklung von Schwemmfächern über eine Schwemmebene bis in randmarine

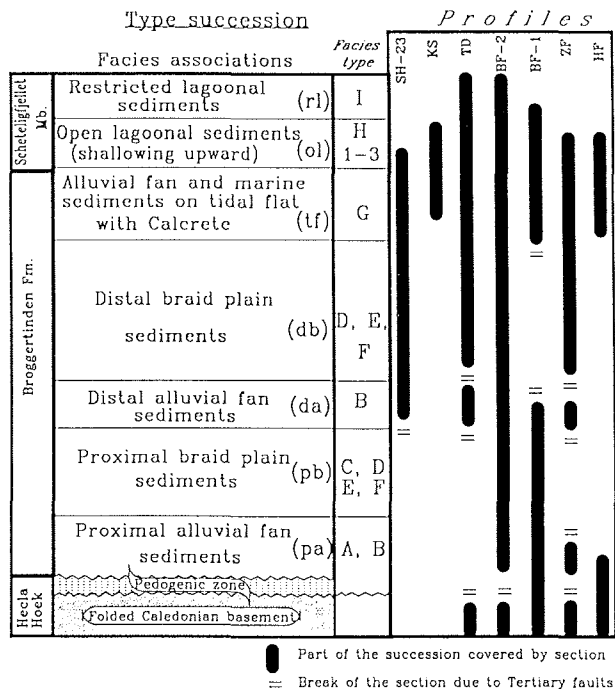


Abb. 14: Idealabfolge der mittelkarbonischen Sedimente der Brøggerhalbinsel. Die einzelnen Faziesassoziationen sind mit Abkürzungen versehen, die im folgenden benutzt werden.

Fig. 14: Type succession of Middle Carboniferous sediments on Brøggerhalvoya. Abbreviations of the facies associations will be used in the following chapters.

Bereiche widerspiegelt (Abb. 14). Die dominierend terrestrischen Anteile bilden die Brøggertinden Fm., die dominierend marinen im Hangenden das Scheteligfjellet Mb. Die unterschiedlichen Profile deuten auf vier Variationen der Entwicklung innerhalb des Beckens:

1. Schwemmfächer — Schwemmebene — *braid delta* — (Erosionsdiskordanz) offene Lagune — abgeschnürte Lagune. Beispiel: Profil BF-2, BF-1, ZF.
2. ? — Schwemmebene — Karbonatwatt — offene Lagune — abgeschnürte Lagune. Beispiel: Profil TD.
3. ? — Schwemmebene — (Winkeldiskordanz) offene Lagune. Beispiel: Profil SH-23.
4. *Fan-delta* — offene Lagune. Beispiel: Profil HF, KS.

Die Brøggertinden Fm. ist in der vierten Faziesabfolge als wenige Meter mächtige, marin beeinflusste Schutt-

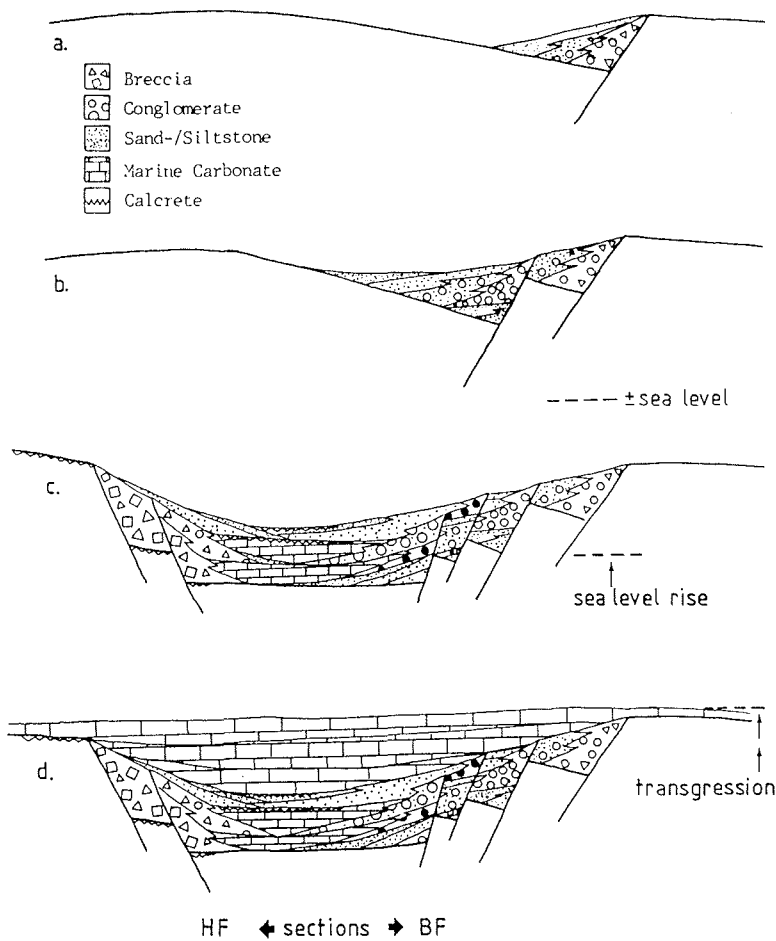


Abb. 15: Schema zur Entwicklung des mittelkarbonischen Sedimentbeckens der Brøggerhalbinsel. a) Bildung eines Halbgrabens auf der Beckenrandseite der BF-Profil (Faziesassoziationen pa und pb). b) Erneuter Einbruch läßt die grobe Sedimentation wieder aufleben (Faziesassoziationen da und db). c) Mehrfache Einbrüche im Beckeninneren führen zu Absenkung auf Meeresspiegelniveau. Gleichzeitige Abschiebungen auf der Seite des HF-Profiles schaffen auch dort das zur Erosion/Sedimentation nötige Relief. d) Transgression des Scheteligfjellet Mb.

Fig. 15: Development of the Middle Carboniferous sediment basin of Brøggerhalvoya. a) Faulting forms a semi-graben at the basin margin with the BF sections (facies associations pa and pb). b) Another downfault leads to rejuvenation of proximal sedimentation (facies associations da and db). c) Several downfaults in the basin-interior bring the basin floor down to sea level. At the same time downfaults at the opposite basin margin (section HF) form a relief that leads to erosion and sedimentation also on this side. d) Transgression of the Scheteligfjellet Mb.

strom-Brekzie entwickelt. Nach RUST & KOSTER (1984) ist für die Entstehung von Schuttströmen ein beträchtliches Relief notwendig. Demnach stellt die vierte Faziesabfolge vermutlich die Sedimentation am Beckenrand dar, die erst in der höchsten Sequenz der Brøggertinden Fm. (Faziestyp G) begann.

Die erste Faziesabfolge beginnt ebenfalls mit Schuttstromsedimenten, diese bilden hier jedoch die Basis der Brøggertinden Fm. Die erste Faziesabfolge stammt vermutlich ebenfalls von einem Beckenrand, an dem aber die Sedimentation bereits mit der basalen Brøggertinden Fm. begann (Faziestyp A).

Die Sedimentation an den Beckenrändern beginnt zu unterschiedlichen Zeiten. Am älteren Beckenrand (Profile BF-1, BF-2, ZF) verläuft die Entwicklung von Schwemmfächern über fluviatile bis zu randmarinen Ablagerungen; am jüngeren Beckenrand (Profile HF, KS) folgen direkt auf die in mehreren Phasen geschütteten *fan-delta*-Sedimente randmarine Ablagerungen (Abb. 15).

Die Karbonatwatt-Sedimente der zweiten und die besonders feinen Schwemmebenen-Sedimente der dritten Faziesabfolge deuten auf ein geringes Relief in der mittleren Brøggertinden Fm. Sie sind vermutlich dem Beckeninneren zuzuordnen.

Die mittelkarbonische Abfolge zeigt ein übergeordnetes Unten-grob-Motiv, das die fortschreitende Abtragung der Beckenränder (Reliefausgleich) sowie die in der obersten Sequenz der Brøggertinden Fm. einsetzende Transgression widerspiegelt.

Die Mikrofaziesmerkmale des Scheteligfjellet Mb. (Faziestypen H und I) zeigen Stillwasserbedingungen an; der Ablagerungsraum dürfte innerhalb einer Bucht gelegen haben, an deren Rand sich Lagunen befanden. Die Bucht war durch flache, terrestrisch beeinflusste Seegrasswiesen gekennzeichnet, in denen, neben *Multithecopora* sp., Foraminiferen, Bryozoen, Algen (*Kamaena* sp.), Echinodermen, Brachiopoden und kugelige Korallen lebten. Außerhalb der Lagunen wurde der Kalkschlamm partiell von Bryozoen gebunden, so daß sich kleine *mud mounds* bildeten, in denen sich Crinoiden und Productiden verankerten.

Infolge der die Absenkungsrate überschreitenden Sedimentakkumulation entwickelten sich die offenen Lagunen zu abgeschnürten Gebieten mit evaporitischem Milieu. Dies war vor allem deshalb möglich, weil ausgedehnte Küstenbereiche sehr flach waren, so daß bereits unbedeutende Meeresspiegelschwankungen bzw. Beckenauffüllung weitreichende Veränderungen im Küstenraum bewirkten. Dies zeigt sich exemplarisch an den Karbonatwatt-Sedimenten des Profils TD im Traudalen.

7. SEDIMENTATIONSEREIGNISSE ALS AUSWIRKUNGEN MITTELKARBONISCHER TEKTONIK

Die Rotverwitterung des Hecla Hoek-Grundgebirges und die überlagernde Calcrete (Profile HF, KS) zeigen, daß sich nach der kaledonischen Tektonogenese auf der Brøggerhalbinsel eine Peneplain mit einer Verwitterungskruste auf dem Hecla Hoek-Grundgebirge bildete. Nach MIALL (1970) entwickeln sich mächtige Schwemmfächer nur bei beträchtlichem Relief. Eine Peneplain aber bot nur wenig Angriffsmöglichkeiten für mechanische Verwitterung und keine Gelegenheit für die Ansammlung von Verwitterungsschutt. Es muß daher am Ende des Unterkarbons einen tektonischen Auslöser für die Beckensedimentation der Brøggertinden Fm. gegeben haben. Die Absenkung eines Krustenbereichs muß ein Initialrelief geschaffen haben, durch das eine umfangreiche Abtragung begann und das gleichzeitig ein Auffangbecken für den Verwitterungsschutt formte (Abb. 15).

Neben der Initialabsenkung zu Beginn des Mittelkarbons zeigen die beschriebenen Großzyklen im unteren Teil der Brøggertinden Fm., daß auch die Beckenauffüllung tektonisch kontrolliert war. Grobe Schwemmfächer-Sedimente (Faziesassoziation pa) gehen in feinere Schwemmebenen-Sedimente (Faziesassoziation pb) über.

Darüber ist eine Reaktivierung proximaler Sedimentation zu verzeichnen; es folgen wieder grobe Schwemmfächer-Sedimente (Faziesassoziation da) und überlagernde Schwemmebenen-Sedimente (Faziesassoziation db). Diese Progradation der Schwemmfächer wurde durch eine erneute Absenkung des Beckeninneren ausgelöst (Abb. 15 und 16). Das Gebiet der heutigen Profile KS und HF war bis zu diesem Zeitpunkt noch Hochgebiet.

In allen Profilen zeigen die höchsten Schichten der Brøggerindes Fm. (Faziestyp G bzw. Faziesassoziation ff, Abb. 14) mehrere Verzahnungen mariner und terrestrischer Sedimente (mariner Kalk, Calcrete, „chaotisches Konglomerat“). Die marinen Kalke stammen, ihren Mikrofaziesmerkmalen nach, aus flachen Intertidalbereichen. Die vadosen Zemente des „chaotischen Konglomerats“ zeigen, daß es das Ergebnis mehrerer Sedimentationsereignisse ist. Die reifen Calcreteschichten bildeten sich durch subaerische Zementation im Supratidalbereich (LUDWIG 1990). Sie benötigten ihrem fortgeschrittenen Reifestadium nach zur Entwicklung mehr als 10.000 Jahre der Nichtsedimentation und tektonischen Ruhe (LEEDER 1975).

Das „chaotische Konglomerat“ bildete sich als Schichtflut-, Schuttstrom- und z. T. fluviales Sediment, das große Teile unterlagernder verfestigter Sande, Hecla Hoek-Gerölle aus Kiesen sowie die terrestrischen und marinen Karbonate aufarbeitete. Um in distalen Bereichen derart energiereiche, sonst nur in proximalen oder mittleren Schwemmfächer-Bereichen auftretende Sedimentationsereignisse zu erzeugen, bedarf es größerer tektonischer Unruhe. Eine gleichmäßige Beckenabsenkung kann diese Ereignisse nicht hervorgerufen haben. Auch eine plötzliche Hebung des Hinterlandes kann grobe Sedimentation auslösen, erklärt jedoch nicht die gleichzeitige Transgression. Es muß daher eine rasche Absenkung des Beckens auf Meeresspiegelniveau erst zur Überflutung vorher terrestrischer Gebiete geführt und schließlich die damit verbundene relative Hebung des Hinterlandes (Reliefverstärkung) eine kurzzeitige Progradation der Schwemmfächer verursacht haben, durch die grobe Sedimente in die neu entstandenen marinen Bereiche geschüttet wurden. Die Absenkung, gefolgt von Ingression und Schwemmfächer-Progradation, erfolgte zweimal, möglicherweise dreimal. Zwischen den einzelnen Schüttungen lagen Zeiten der tektonischen Ruhe und Nichtsedimentation, in denen sich Calcrete bildete (Abb. 16).

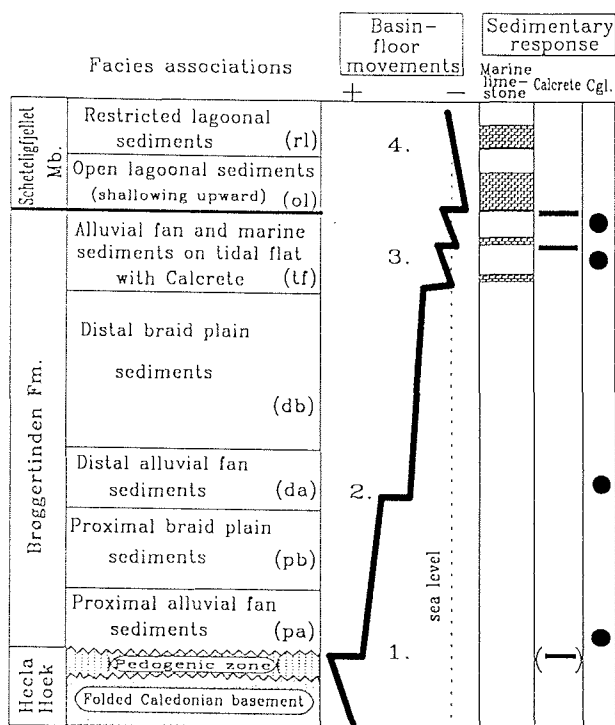


Abb. 16: Reaktion des mittelkarbonischen Sedimentationsraumes auf regionale und überregionale Bewegungen. 1. Beckenrandstörung zu Beginn der Brøggerindes Fm. schafft ein Initialrelief, das grobe Schwemmfächer-Sedimentation (Punkte in rechter Spalte) auslöst. 2. Erneute plötzliche Absenkung führt zur Reaktivierung grober Schwemmfächer-Sedimentation. 3. Mehrfache Absenkungen bringen den Sedimentationsraum auf Meeresspiegelniveau und erzeugen kurzzeitige Ingressionen. Das entstehende Relief löst jeweils grobe Schwemmfächer-Sedimentation aus, die die Karbonate aufarbeitet und Reliefausgleich schafft. Nach jeder Absenkung herrscht eine Zeit tektonischer Ruhe und geringer Sedimentationsrate, in der sich mächtige Calcreteschichten bilden. Mit der letzten Absenkung beginnt die anhaltende Transgression des Scheteligfjellet Mb. 4. Verflachung des marinen Sedimentationsraumes, da die Beckenauffüllung noch nicht durch die Transgression und nicht mehr durch die Beckenabsenkung ausgeglichen wird.

Fig. 16: Response of the Middle Carboniferous basin to local and non-local movements. 1. A marginal fault in the future basin at the beginning of Brøggerindes Fm. creates a relief that initiates coarse alluvial fan-sedimentation (dots in conglomerate (Cgl.) column, right hand side). 2. Revived subsidence reactivates coarse proximal alluvial fan sedimentation. 3. Several events of subsidence lower the basin floor down to sea-level and cause short-lived ingressions. The resulting relief initiates again coarse alluvial fan-sedimentation which reworks the marine carbonates and smoothens the relief. Every subsidence is followed by a time of non-deposition and pausing tectonical activity when thick layers of calcrete can form. The last subsidence is the beginning of the final transgression of the Scheteligfjellet Mb. 4. Shoaling of the marine depositional environment because the rate of basin infill surpasses the rate of sea level rise and basin subsidence.

8. MITTELKARBONISCHE SEDIMENTATIONSRAÜME SVALBARDS

An der Wende Unter-/Mittelkarbon, als das Becken für die mittelkarbonischen Sedimente entstand, erfolgte ein Klimawechsel von humid zu semiarid, der sich in dem Wechsel der Gesteinsfarben widerspiegelt (STEEL &

WORSLEY 1984). Die kohleführenden, grauen *fan-delta*-Sedimente des Unterkarbons (auf der Brøggerhalbinsel nur an der W-Küste, Profil KS) werden von roten Schwemmfächer-Sedimenten des Mittelkarbons überlagert. Das warm-semiaride Klima während der mittelkarbonischen Beckensedimentation zeigt sich an der Sedimentfarbe, am Diagenesemilieu (Erhaltungsgrad von Mineralen), an der Korallenfauna und an der Ausbildung von Calcreteschichten. Nach STEEL & WORSLEY (1984: Fig. 5) befand sich Svalbard zu dieser Zeit zwischen 25° und 35° nördlicher Breite.

Die Brøggertinden Fm. und das Scheteligfjellet Mb. der Brøggerhalbinsel bilden das nördlichste Vorkommen eines Streifens mittelkarbonischer Sedimente, der sich die gesamte Westküste Svalbards entlangzieht und nach S bis zur Bäreninsel fortsetzt (GJELBERG & STEEL 1981: Fig. 1). Eine erste Auflistung dieser Sedimente findet sich bei DINELEY (1958); einzelne Vorkommen wurden in neuerer Zeit sedimentologisch bearbeitet (BIRKENMAJER 1984a und 1984b, GJELBERG & STEEL 1981).

Das nächste, südlich der Brøggerhalbinsel gelegene Becken mittelkarbonischer Sedimente ist der St. Jonsfjorden Trog. Seine Füllung sind Schwemmfächer-Sedimente, die von den westlichen und östlichen Grabenrändern in das Beckeninnere geschüttet wurden (GJELBERG & STEEL 1981). DINELEY (1958) betont das Auftreten von zwei marinen Horizonten im oberen Bereich dieser sogenannten Charlesbreen Group. Diese beiden Horizonte sind möglicherweise mit den beiden marinen Kalken in der Faziesassoziation *tf* (Abb. 14) der Brøggertinden Fm. parallelisierbar. Das cyclothemische Erscheinungsbild der Charlesbreen Group (DINELEY 1958) zeigt weitere Parallelen. Eine Entscheidung darüber, ob die Brøggertinden Fm. ursprünglich aus dem St. Jonsfjorden-Trog stammt und erst durch tertiäre Überschiebungstektonik an ihre heutige Position gelangte, ist erst durch sedimentologische Vergleiche beider Gebiete möglich.

Die Brøggertinden Fm. zeigt mit mittelkarbonischen Sedimenten im S Svalbards (BIRKENMAJER 1984a, b) folgende Gemeinsamkeiten:

- Basisdiskordanz über Unterkarbon-Sedimenten oder Hecla Hoek-Metamorphika;
- Rotsedimente über grauen kohleführenden Unterkarbon-Sedimenten;
- Unten-grob Muster der gesamten Abfolge;
- Allmähliche Transgression, marine Karbonate am Top;
- Oben-grob-Kleinzyklen oder mehrfache Einschaltung grober, proximaler Sedimente;
- Zyklische Einschaltung mariner Horizonte.

9. JUNGPALÄOZOISCHE TEKTONIK AUF SVALBARD

Da entlang der gesamten heutigen Westküste Svalbards und auf Bjørnøya im Mittelkarbon zyklische Beckensedimentation herrschte, ist anzunehmen, daß die ursächlichen tektonischen Bewegungen einer großräumigen Deformationsphase entsprangen. Als Ursache kommen die spätdevonische Svalbardian Phase, die nach HALLAND et al. (1979) und LAMAR et al. (1986) an NNW-SSE streichenden Linien wirkte, und vor allem eine mittelkarbonische Deformationsphase in Frage, die HANISCH (1984) als Mississippian Phase und BIRKENMAJER (1984a) als Adriabukta Phase bezeichnet.

Mittelkarbonische, tektonisch kontrollierte Sedimentation im S Svalbards (Hornsund) wird von BIRKENMAJER (1984a) auf die Adriabukta Phase zurückgeführt, die im Mittelkarbon Faltungen entlang der Ostflanke des devonischen Svalbard Grabens (BIRKENMAJER 1975) und eine Winkeldiskordanz zwischen unter- und mittelkarbonen Sedimenten am Hornsund verursachte (BIRKENMAJER 1984a).

Svalbardian und Mississippian/Adriabukta Phase führten zwischen Nordamerika und Europa, bzw. im Bereich Svalbards, zu großräumigen sinistralen Seitenverschiebungen (HANISCH 1984).

Die mittelkarbonischen Sedimente der Brøggerhalbinsel weisen auf vertikale Bewegungen, die ein störungsbegrenztes Becken schufen und seine Füllung beeinflussten. Anzeichen für laterale Bewegungen, z. B. durch Wechsel des Klastenbestandes, wie es STEEL & GLOPPEN (1980) für Old Red-Becken in Mittelnorwegen beschreiben, existieren hier nicht, obwohl ORVIN (1934) intensive Horizontalverschiebungen im W der Brøggerhalbinsel annimmt, um das Auftreten der nur dort vorhandenen unterkarbonischen Sedimente (Profil KS) zu erklären.

Die durchschnittliche Zusammensetzung des Detritus bleibt von unten nach oben etwa gleich. Zum Hangenden nimmt der Anteil an Resedimenten zu, aber es erfolgt kein Wechsel des Hecla Hoek-Liefergesteins (LUDWIG 1988). Die Zusammensetzung der Sandsteine fällt in den Bereich „recycled orogenic“ (Klassifikation von DICKENSON & SUCZEK 1979).

Obwohl kein Klattenbestandswechsel darauf hinweist, zeigen die nachfolgend aufgeführten Charakteristika, daß der mittelkarbonische Sedimentationsraum der Brøggerhalbinsel auf laterale Bewegungen zurückgeht und somit ein *strike-slip-basin* bzw. *oblique-slip-basin* (*sensu* READING 1980) war:

- Vorkommen auf der Brøggerhalbinsel bildet ein Glied in der *en-echelon*-Anordnung der mittelkarbonischen Becken Svalbards (STEEL & WORSLEY 1984, Fig. 10);
- Beckenasymmetrie in Bezug auf Fazies, Mächtigkeit und Sedimentationsbeginn;
- Synsedimentäre, rasche Vertikalbewegungen;
- Unterschiedliche Vertikalbewegungen an den Beckenrändern;
- Wechsel von gehobenen und abgesenkten Bereichen
- nahes Liefergebiet;
- unterschiedliche Zeitpunkte proximaler Sedimentation;
- lokale Diskordanzen;
- zahllose laterale Fazieswechsel;
- beschränkte Ausdehnung der Einzelfazies.

Auf Form und Ausdehnung des Beckens kann infolge der tertiären tektonischen Überprägung kein Rückschluß gezogen werden.

Grabenbildung auf Svalbard im Devon wird auf *transtension* (*sensu* HARLAND 1971) an *oblique-slip*-Zonen zurückgeführt (HARLAND et al. 1974). Auch in Mittelnorwegen sind diese Bewegungen im Devon charakteristisch (STEEL & GLOPPEN 1980), und bedeutende sinistrale Horizontalbewegungen fanden im Mittelkarbon im Bereich des heutigen Nordatlantiks statt (VAN DER VOO & SCOTESI 1981). Nach READING (1980) waren *oblique-slip*-bedingte Beckenbildung und Faltung Charakteristika der variscischen Gebirgsbildung in Europa und sind auch für die kanadischen Appalachen nachgewiesen. Svalbard bildete demnach im Devon und Karbon keine Ausnahme.

10. DANKSAGUNG

Ich danke Prof. Dr. F. Thiedig für die Betreuung der vorliegenden Untersuchungen. Weiterhin danke ich Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Forskningsråd/DEMINEK, dem Deutschen Akademischen Austauschdienst und der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Unterstützung, dem Norsk Polarinstitut für die logistische Hilfe und dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung für die zur Verfügung gestellte Ausrüstung.

Literatur

- Allen, J. R. L. (1966): The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. — *Sedimentology* 2: 93—114.
- Birkenmajer, K. (1984a): Mid-Carboniferous red beds at Hornsund, south Spitsbergen: their sedimentary environment and source area. — *Stud. Geol. Polon.* 80: 7—23.
- Birkenmajer, K. (1984b): Cyclic sedimentation in mixed alluvial to marginal-marine conditions: the Treskelodden Formation (Upper Carboniferous and Lower Permian) at Hornsund, south Spitsbergen. — *Stud. Geol. Polon.* 80: 25—45.
- Cant, D. J. & R. G. Walker (1978): Fluvial process and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. — *Sedimentology* 25: 625—648.
- Collinson, J. D. (1986): Alluvial sediments. — In: H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, 2. Aufl.: 20—62, Oxford, London, Edinburgh.
- Cutbill, J. L. & A. Challinor (1965): Revision of the stratigraphical scheme for the Carboniferous and Permian of Spitsbergen and Björnøya. — *Geol. Mag.* 102: 418—439.
- Dickinson, W. R. & C. A. Suczek (1979): Plate tectonics and sandstone composition. — *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 63: 2164—2182.
- Dineley, D. L. (1957): A review of the Carboniferous and Permian rocks of the west coast of Westspitsbergen. — *Norsk Geol. Tidsskr.* 38: 197—217.

- Fairchild, I. J. (1982): The Orusdalen Formation of Brøggerhalvøya, Svalbard: A fan delta complex of Dinantian/Namurian age. — *Polar Research* 1: 17—34.
- Folk, R. L., Andrews, R. B. & D. W. Lewis (1970): Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. — *N. Z. J. Geol. Geophys.* 13: 937—968.
- Folk, R. L. & J. S. Pittman (1971): Length-slow chalcidony: A new testament for vanished evaporites. — *J. Sediment. Petrol.* 41: 1045—1058.
- Gjelberg, J. & R. J. Steel (1981): An outline of lower Middle Carboniferous sedimentation on Svalbard: effects of climatic tectonic and sea-level changes in rift basin sequences. — *Mem. Can. Soc. Petrol.* 7: 543—561.
- Hanisch, J. (1984): West Spitsbergen Fold Belt and Cretaceous opening of the northeast Atlantic. — In: A. M. Spencer, ed., *Petroleum geology of the north European margin*. Norwegian Petroleum Society: 187—189, London.
- Harland, W. B. (1971): Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. — *Geol. Mag.* 108: 27—42.
- Harland, W. B., Cutbill, J. L., Friend, P. F., Gobbett, D. J., Holliday, D. W., Maton, P. I., Parker, J. R. & R. H. Wallis (1974): The Billefjorden Fault Zone, Spitsbergen. The long history of a major tectonic lineament. — *Norsk Polarinst. Skr.* 161: 1—72.
- Harland, W. B. & N. J. R. Wright (1979): Alternative hypothesis for the pre-Carboniferous evolution of Svalbard. — *Norsk Polarinst. Skr.* 167: 89—110.
- Harvey, A. M. (1984): Debris flow and fluvial deposits in Spanish Quaternary alluvial fans: Implications for fan morphology. — In: E. H. Koster & R. J. Steel (eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 10: 123—132.
- Holliday, D. W. (1966): Basal sediments of the Nordenskiöldbreen Formation (Middle Carboniferous) on the southwest coast of Brøggerhalvøya, Spitsbergen. — *Norsk Polarinst. Årbok* 1966: 99—105.
- Holte dahl, O. (1911): Zur Kenntnis der Karbonablagerungen des westlichen Spitzbergens I. Eine Fauna der Moskauer Stufe. — *Vid. Selsk. Skr.* 10: 1—89.
- Holte dahl, O. (1913): Zur Kenntnis der Karbonablagerungen des westlichen Spitzbergens II. Allgemeine stratigraphische und tektonische Beobachtungen. — *Vid. Selsk. Skr.* 23: 1—91.
- Lamar, D. L., Reed, W. E. & D. N. Douglass (1986): Billefjorden fault zone, Spitsbergen: Is it part of a major Late Devonian transform? — *Geol. Soc. Am. Bull.* 97: 1083—1088.
- Leeder, M. R. (1975): Pedogenic carbonates and flood plain sediment accretion rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. — *Geol. Mag.* 112: 257—270.
- Ludwig, P. (1988): Terrestrische bis flachmarine Mittelkarbon-Sedimente der Brøggerhalbinsel (Westspitzbergen, Svalbard, Norwegen) — Vergleichende sedimentologische Profiluntersuchungen und deren fazielle, paläogeographische und tektonische Deutung. — Dissertation: 1—117, Universität Hamburg.
- Ludwig, P. (1990): Petrographie und Entwicklung von Calcrete in mittelkarbonen Alluvial Fans auf Spitzbergen (Norwegen). — *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.*
- McPherson, J. G., Shanmugam, G. & R. J. Moiola (1987): Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. — *Geol. Soc. Am. Bull.* 99: 331—340.
- Miall, A. D. (1970): Devonian alluvial fans, Prince of Wales Island, Arctic Canada. — *J. Sediment. Petrol.* 40: 556—571.
- Miall, A. D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. — *Earth Sci. Rev.* 13: 1—62.
- Nemec, W. & R. J. Steel (1984): Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. — In: E. H. Koster & R. J. Steel (eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 10: 1—31.
- Orvin, A. K. (1934): Geology of the Kings Bay Region, Spitsbergen. — *Skr. Svalb. og Ishavet* 57: 195 S.
- Reading, H. G. (1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. — In: P. F. Ballance & H. G. Reading (eds.), *Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 4: 7—26, Oxford.
- Rust, B. R. & E. H. Koster (1984): Coarse alluvial deposits. — In: R. G. Walker (ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada, Reprint Series 1, Geol. Ass. Can. Publ.: 53—70, Toronto.
- Steel, R. J. (1974): New Red sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean Province, Scotland. — *J. Sediment. Petrol.* 44: 336—357.
- Steel, R. J. & T. G. Gløppen (1980): Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: signs of strike-slip tectonics during infilling. — In: P. F. Ballance & H. G. Reading (eds.), *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones*, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 4: 79—103, Oxford.
- Steel, R. J. & D. Worsley (1984): Svalbard's post-Caledonian strata — an atlas of sedimentational patterns and paleogeographic evolution. — In: A. M. Spencer (ed.), *Petroleum Geology of the North European Margin*. Norwegian Petroleum Society: 109—135, London.
- Turner, P. (1980): Continental Red Beds. — *Developments in Sedimentology* 29: 1—562, Amsterdam.
- Voo, R. vander & C. Scotese (1981): Palaeomagnetic evidence for a large (200 km) sinistral offset along the Great Glen fault during Carboniferous time. — *Geology* 9: 583—589.
- Walker, T. G. (1967): Formation of red beds in modern and ancient deserts. — *Geol. Soc. Am. Bull.* 78: 353—368.
- Wescott, W. A. & F. G. Ethridge (1983): Fan-delta sedimentology and tectonic setting — Yallah fan-delta, southeast Jamaica. — *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.* 64: 374—399.