

**Geometrie und Kinematik des tertiären Deckenbaus  
im West-Spitzbergen Falten- und  
Überschiebungsgürtel, Brøggerhalvøya, Svalbard**

**Geometry and kinematics of the West Spitsbergen  
Fold-and-Thrust belt, Brøggerhalvøya, Svalbard**

---

**Kerstin Saalman**

**Ber. Polarforsch. 352 (2000)  
ISSN 0176 - 5027**

Anschrift der Autorin:

Kerstin Saalman  
J.W. Goethe-Universität Frankfurt a.M.  
Geologisch-Paläontologisches Institut  
Senckenberganlage 32-34  
D-60054 Frankfurt/Main

---

Druckfassung einer Dissertation  
Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der  
Westfälischen Wilhelms-Universität Münster

<b>Inhaltsverzeichnis</b>	<b>Seite</b>
<b>Vorwort</b> .....	III
<b>Zusammenfassung</b> .....	IV
<b>Extended Abstract</b> .....	VII
<b>1 Einleitung</b> .....	1
1.1 Lage des Arbeitsgebietes .....	1
1.2 Überblick über die Geologie von Svalbard .....	1
1.3 Problemstellung.....	6
<b>2 Prädevonische Strukturentwicklung des Kristallins</b> .....	9
2.1 Stratigraphie und Lithologie.....	9
2.2 Prä-devonische Strukturentwicklung.....	11
2.3 Alter der prä-devonischen Deformation und Vergleich mit NW-Spitzbergen .....	17
<b>3 Post-kaledonische Sedimentation und Entwicklung</b> .....	23
3.1 Sedimentation im Jungpaläozoikum .....	23
3.1.1 Sedimentation im St. Jonsfjorden Trough.....	23
3.1.1.1 Orustdalen Formation (Unterkarbon).....	23
3.1.1.2 Brøggertinden Formation (mittleres Karbon).....	28
3.1.1.3 Scheteligjellet Formation (Oberkarbon).....	30
3.1.2 Permo-karbonische Plattformsedimentation .....	34
3.1.2.1 Wordiekammen Formation (Oberkarbon-Unterperm).....	34
3.1.2.2 Gipshuken Formation (Unterperm).....	38
3.1.2.3 Kapp Starostin Formation (Oberperm) .....	39
3.1.3 Tektonik während des Jungpaläozoikums .....	41
3.2 Mesozoikum .....	48
3.3 Tertiär.....	49
3.3.1 Das Ny-Ålesund Becken.....	51
3.3.2 Klastengehalt der tertiären Ablagerungen und Herkunft der Gerölle .....	56
3.3.3 Beckenbildung und Korrelation mit dem Zentralbecken .....	58
3.3.4 Das Tertiär am Forlandsundet.....	61
3.4 Post-kaledonische vulkanische Gänge .....	64
<b>4 Interne Architektur des West Spitzbergen Fold-and-Thrust Belts auf der Brøggerhalvøya</b> .....	68
4.1 Struktur der Brøggerhalvøya.....	70
4.2 Interne Architektur der Decken .....	75
4.2.1 Die Decken im strukturell tieferen Teil des Deckenstapels.....	75
4.2.1.1 Garwoddtoppen-Decke.....	76
4.2.1.2 Kongsfjorden-Decke .....	77
4.2.1.3 Kvadehuken-Decke.....	71
4.2.1.4 Kiærfjellet-Decke .....	91
4.2.2 Die Faltenstruktur im mittleren Teil des Deckenstapels.....	93
4.2.2.1 Ny-Ålesund-Decke .....	93

4.2.2.2	Nielsenfjellet-Decke.....	105
4.2.3	Aufbau und interne tertiäre Deformation der Kristallindecken .....	110
4.2.3.1	Bogegga-Decke .....	111
4.2.3.2	Trondheimfjella-Decke .....	112
4.2.3.3	Engelskbukta-Decke .....	113
4.2.4	Baustil und tektonisches Inventar der Überschiebungstektonik.....	118
<b>5</b>	<b>Zusammenfassende Analyse und Diskussion der Kinematik der tertiären Tektonik auf der Brøggerhalvøya .....</b>	<b>126</b>
5.1	Die prä-tertiäre Konfiguration .....	126
5.2	Kinematisches Entwicklungsmodell .....	129
5.3	Vergleich mit anderen Regionen des Fold Belts .....	135
5.4	Rolle der Schetelig Fault .....	135
5.5	Vergenzen und Transport .....	139
5.5.1	Deckeninterne Variationen der Überschiebungsrichtungen .....	140
5.5.2	Tektonische Transportrichtungen .....	141
5.6	Verkürzung .....	142
5.7	Ursachen für die NE-Vergenz des Deckenbaus .....	145
5.8	Alter der Überschiebungstektonik.....	150
5.9	Diskussion des plattentektonischen Rahmens.....	152
<b>6</b>	<b>Schlussfolgerungen .....</b>	<b>160</b>
<b>7</b>	<b>Literaturverzeichnis .....</b>	<b>166</b>
<b>8</b>	<b>Anhang .....</b>	<b>182</b>

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist eine leicht gekürzte Fassung einer Dissertation, die 1999 bei der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster eingereicht wurde. Die Dissertation befasst sich mit der Struktur und Bildung des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts auf der Brøggerhalvøya und entstand auf Anregung von Prof. Dr. F. Thiedig in den Jahren 1995 bis 1999 am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Münster. Die Geländearbeiten wurden während der 6. Und 7. Münsteraner Spitzbergen-Expeditionen im Juli/August der Jahre 1995 und 1996 durchgeführt.

Für die Vergabe dieser Arbeit, die zahlreichen Anregungen und das in mich gesetzte Vertrauen möchte ich Herrn Prof. Dr. F. Thiedig herzlich danken. Mein ganz besonderer Dank gilt Dr. Karsten Piepjohn für seine Unterstützung und unzählige wertvolle Diskussionen und Anregungen. Die Arbeit profitierte auch von seiner kritischen Durchsicht. Beiden genannten verdanke ich unvergessliche Sommer in der Arktis und die Möglichkeit, in dieser faszinierenden Gegend zu arbeiten.

Die Durchführung der Expeditionen wäre nicht ohne Begleitung möglich gewesen. Daher gilt mein besonderer und herzlicher Dank Dipl.-Geol. Barbara Litjes und cand. Geol. Ralf Pokehr. Mit ihnen verbinden mich viele gemeinsame und unvergessliche Erlebnisse. Das Zusammenleben mit ihnen und ihre Hilfe bei den Geländearbeiten waren für mich von großer Wichtigkeit.

Dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) in Bremerhaven danke ich für die Bereitstellung von Kleidungsstücken für die Expedition sowie für die Möglichkeit, einige Tage in der Koldewey-Station in Ny-Ålesund verbringen zu dürfen. Den Stations-teams der Jahre 1995 und 1996 sei an dieser Stelle besonders gedankt für ihre Unterstützung. Ich hoffe, „das merkwürdige Geologenvolk“ hat nicht nur durch den Rumtopf für Abwechslung gesorgt.

Bei dem Norsk Polarinstitut möchte ich mich bedanken für die logistische Unterstützung, die nimmermüde Hilfsbereitschaft vor Ort und die Möglichkeit, auf dem Forschungsschiff „Lance“ mitfahren zu können - auch wenn mein Magen bei letzterem vielleicht etwas anderer Auffassung wäre.

Dem DAAD bin ich für die großzügige finanzielle Unterstützung der Expedition 1996 zu Dank verpflichtet (DAAD-Projekt D/96/21855).

Den Mitarbeitern der Präparation am Geologisch-Paläontologischen Institut bin ich für die Herstellung der Dünnschliffe dankbar.

Allen Kolleginnen und Kollegen am Institut danke ich für die Hilfestellungen bei den wohl unvermeidbaren kleinen Problemen und Pannen (widerspenstigen Computern, Druckern oder Fotoapparaten).

Bei Herrn PD Dr. M. Meschede (Univ. Tübingen) möchte ich mich für die Bereitstellung der Computerprogramme für die Störungsflächenanalyse bedanken.

Meinen besonderen Dank verdienen meine Freunde und Bekannten und nicht zuletzt meine Eltern, die mich alle während des gesamten Studiums bedingungslos unterstützt haben. Ihre Aufmunterungen und private Stütze waren immer eine große Hilfe.

*[...] jeder Triumph des Wissens schließt hundert Bekenntnisse des Nichtwissens in sich. (Isaac Newton)*

*Wichtige Störungen liegen immer in Gletschern und Fjorden. (allgemeine Erkenntnis von Arktisgeologen, "Ersterkenner" unbekannt)*

*„Während die tektonisch-geologischen Verhältnisse der Karbonablagerungen [in diesem Gebiet] sehr einfach erscheinen können, wenn man nur den nordwestlichen Teil der Halbinsel untersuchte, werden wir, wenn wir uns der Heclaheokgrenze nähern, einem so eigentümlichen, verwickelten, geologischen Aufbau begegnen, daß man im höchsten Grade erstaunt.“*

(O. Holtedah)

## **Zusammenfassung**

Der West-Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt ist Teil des tertiären Eureka Fold Belts in der Arktis. Die Brøggerhalvøya repräsentiert den nördlichsten aufgeschlossenen Abschnitt des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts und ist durch einen NE-vergenten Deckenbau gekennzeichnet. Es können neun Decken unterschieden werden, von denen die fünf unteren hauptsächlich aus den post-kaledonischen Sedimenten des Jungpaläozoikums, der Trias und des Tertiärs aufgebaut sind, während die vier höheren Decken ausschließlich aus dem kristallinen Basement bestehen bzw. nur lokal Relikte des sedimentären Deckgebirges enthalten.

In den Metamorphiten des kristallinen Grundgebirges ist eine polyphase tektono-metamorphe Entwicklung erhalten, die fünf duktile Deformationsereignisse (D1-D5) umfasst, bestehend aus zwei engen bis isoklinalen Faltungen (D2 und D3) und einer Phase lokalisierter duktiler Scherbewegungen (D4), gefolgt von der Bildung eines weitspannigen und offenen Faltenbaus in einem höheren Krustenstockwerk (D5). Mit Ausnahme der ersten Isoklinalfaltung (D2) sind N-S streichende Strukturelemente kennzeichnend.

Die prä-vendischen und vendischen Gesteine weisen die gleiche Entwicklung auf, die nur auf eine gemeinsame Deformation während der kaledonischen Tektogenese zurückgeführt werden kann.

Ein Vergleich der prä-devonischen Strukturentwicklung auf der Brøggerhalvøya mit der tektonischen Evolution in NW-Spitzbergen zeigt bemerkenswerte Ähnlichkeiten sowohl in Bezug auf die Deformationsabfolge als auch bezüglich der Orientierung der mit den jeweiligen Deformationsepisoden assoziierten Strukturen. Dies spricht für eine gemeinsame Entwicklung beider Gebiete ab der D2 während der kaledonischen Tektogenese und gegen einen erst später (oberdevonisch) erfolgten Zusammenschluss während der svalbardischen Phase.

Das post-kaledonische Deckgebirge besteht hauptsächlich aus jungpaläozoischen Ablagerungen. Nur sehr lokal sind Relikte der Untertrias erhalten. Auch das Tertiär ist auf das Ny-Ålesund Becken im Norden der Brøggerhalvøya beschränkt.

Die Sedimentation im Karbon (beginnend mit unterkarbonischen Ablagerungen) ist von einer syn-sedimentären Extensions-/Transtensions-Tektonik geprägt. Die größtenteils klastischen terrestrischen bis randmarinen Sedimente werden in von Störungen begrenzte Becken geschüttet. Ab dem oberen Bashkirium ist ein zunehmender mariner Einfluss bemerkbar. Die nachlassende Aktivität an den Störungen im Bashkirium und Moscovium führt zur Bildung eines Halbgrabens und zu einer randlichen Überflutung der Abtragungsgebiete. Ab dem oberen Oberkarbon wird das störungskontrollierte Milieu von relativ stabilen Plattformbedingungen mit Karbonatsedimentation abgelöst, deren fazielle

Entwicklung nicht allein von eustatischen Meeresspiegelschwankungen, sondern hauptsächlich von regionalen tektonischen Hebungen und Senkungen gesteuert wurde. Die mesozoischen Sedimente wurden auf der Brøggerhalvøya noch vor der Ablagerung des Tertiärs nahezu vollständig abgetragen. Das Ny-Ålesund Tertiärbecken entwickelt sich im Paläogen und nimmt eine bis zu 300 m mächtige klastische Abfolge auf, die vor allem in den unteren Abschnitten ökonomisch verwertbare Kohleflöze enthält.

Auf der Brøggerhalvøya sind durch eine bedeutende N-S streichende Störung - die Scheteligfjellet Fault - zwei Strukturniveaus des Deckenstapels aufgeschlossen: Die Scheteligfjellet Fault trennt die strukturell tieferen Decken im Nordwesten der Halbinsel von den höheren Kristallindecken im Osten.

Die Geometrie der unteren Decken des Deckenstapels ist durch Rampen und Flachbahnen charakterisiert. Das kristalline Grundgebirge wird bereits mit Ausnahme der untersten Decke in den Überschiebungsbau mit einbezogen. Die Überschiebungen fallen flach in südliche Richtungen ein und verlaufen subparallel zur Schichtung, wobei die Karbonate der Wordiekammen und Gipshuken Formation als Abscherhorizonte genutzt werden. Die Decken sind intern kaum deformiert, vielmehr konzentriert sich die Verformung auf die Überschiebungs- und Rampenzonen. Dort sind intensiv gescherte Zonen mit Schuppenstapeln, Duplexstrukturen, Rampen- und Störungswachstumsfalten entwickelt. Die Breite dieser Zonen kann mehrere hundert Meter erreichen.

Zwei Decken im zentralen Teil des Deckenstapels, die Ny-Ålesund- und Nielsenfjellet-Decken, enthalten die für den Fold Belt charakteristische Falte im km-Maßstab. Die Ny-Ålesund-Decke repräsentiert die Synkline, die von der Antikline (Nielsenfjellet-Decke) überfahren wird. Die Ny-Ålesund-Überschiebung ist ebenfalls gefaltet.

Die Kristallindecken werden durch steilere Aufschiebungen mit listrischem Verlauf begrenzt. Ihre interne Deformation ist ebenfalls auffallend gering. In den Schiefen sind lediglich direkt an den Überschiebungen Schuppen entwickelt, in den Dolomitmarmoren nördlich der Engelskbukta sind Schuppenstapel und Falten ausgebildet, die denen in den Karbonatsedimenten in den unteren Decken ähneln.

Neben der strukturellen Position bestimmen vor allem die Lithologie und die daraus resultierenden Kompetenzkontraste die Verformungsgeometrien und interne Architektur der Decken.

Die kinematische Evolution erfolgt in drei Stadien:

- 1) Während des Initialstadiums werden die untersten Decken durch subhorizontale, etwa schichtparallel verlaufende Überschiebungen gebildet („flat-ramp“-Geometrien), welche „in-sequence“ zum Vorland hin gebildet werden.
- 2) Mit der Änderung des tektonischen Transports nach (E)NE und der Bildung der ersten „out-of-sequence“-Überschiebung wird das Basement im Hinterland stärker in die Deformation einbezogen. Die gleichzeitige Entstehung der km-großen Falte als Störungswachstumsfalte an der Front dieser Sockelüberschiebung führt zu einer Rotation und Faltung der in Stadium 1 gebildeten unteren Überschiebungen. Die im Stadium 1 bereits gebildete Ny-Ålesund-Überschiebung wird zu Beginn der Faltung zunächst teilweise reaktiviert und mitgefaltet. Schließlich wird die Ny-Ålesund-Decke unter Ausbildung einer neuen Überschiebungsbahn schräg auf die unteren Decken transportiert. Dabei werden ausschließlich die Dolomite und Kalksteine der oberen

Wordingkammen und der Gipshuken Formation als Abscherhorizont genutzt. Die Gefüge an der im Norden der Brøggerhalbinsel ausstreichenden Ny-Ålesund-Überschiebung sind demnach Verformungen der reaktivierten bzw. neu gebildeten Überschiebung. Sie sind gekennzeichnet durch intensive Schuppentektonik, die vor allem im Norden und Osten entlang der Südküste des Kongsfjordens aufgeschlossen sind.

- 3) Der überkippte Kurzschenkel der Falte wird von einer Überschiebung gekappt und die Antikline (Nielsenfjellet-Decke) auf die Syncline (Ny-Ålesund-Decke) überschoben, gefolgt von der Bildung weiterer Kristallindecken, deren Bildung „out-of-sequence“ Richtung Hinterland erfolgt.

Die Basisüberschiebung des Deckenstapels streicht im Kongsfjorden aus. Ihr Verlauf folgt der NW-SE streichenden und im Kongsfjorden lokalisierten Kongsvegen Fault, an welcher für das Karbon und für das späte Mesozoikum und frühe Tertiär abschiebende Bewegungen anzunehmen sind. Das Umbiegen der Strukturen im Fold Belt von einer NNW-SSE-Richtung im Süden des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts nach WNW-ESE auf der Brøggerhalvøya und der damit verbundene abweichende tektonische Transport nach NNE bis NE wird zurückgeführt auf eine Reaktivierung der Kongsvegen Fault als schräge Rampe während der Überschiebungstektonik in Verbindung mit einer Abbremsung des Deckentransports durch den gehobenen Nordfjorden Block im Norden und Nordosten.

Das Auframpen der Überschiebungen der unteren Decken ist anscheinend ebenfalls an karbonische Abschiebungen gebunden. Bei den zwischen die Kristallindecken eingeschuppten Karbonsedimenten handelt es sich ausschließlich um unter- und mittelkarbonische, störungskontrollierte Ablagerungen, sodass die Kristallinüberschiebungen vermutlich die karbonischen Abschiebungen invers reaktivierten. Das bedeutet, dass präexistierende Strukturen die tertiäre Deformation kontrollieren.

Die Deformation auf der Brøggerhalvøya ist eindeutig von Kompression dominiert. Hinweise für großräumige Blattverschiebungen fehlen und transpressive Gefüge sind nur untergeordnet vertreten. Daher kann die strukturelle Architektur der Brøggerhalvøya nicht als Beweis für eine transpressive Bildung des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts angesehen werden.

Die tertiären Ablagerungen sind auf der Brøggerhalvøya in die Überschiebungstektonik involviert, was einen Beginn der Hauptphase der Überschiebungstektonik in der Oberkreide ausschließt.

Eine plattentektonische Zuordnung ist aufgrund der ungenauen Datierung der tertiären Sedimente kontrovers. Aufgrund der Dominanz kompressiver Strukturen, der Einbeziehung der tertiären Ablagerungen und sedimentologischer Befunde in Beziehung gesetzt zur kinematischen Evolution wird der Zeitraum ab Chron 25 bis kurz nach Chron 24 (59-55 Ma) für die Hauptphase der Überschiebungstektonik (Stadium 2 bis Anfang 3) favorisiert.

## Extended abstract

The West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt is part of the Tertiary Eureka mobile belt covering wide areas in the Arctic from Ellesmere Island and Northeast Greenland to Svalbard. It is exposed for 300 km in western Spitsbergen from Sørkapp in the south to Kongsfjorden in the north. The originally connected deformation belts were separated in Tertiary times due to the opening of the North Atlantic in relation to the break-up of Laurasia.

The Brøggerhalvøya in the northernmost exposed part of the fold-and-thrust belt is of particular interest because the Kongsfjorden area is a key region for the clarification of either a transpressive or compressive origin of the West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt. Its structural architecture is characterized by a NE-vergent nappe-stack consisting of nine thrust-sheets. The basal sole thrust of the nappe-stack climbs up-section to the NE and is inferred to crop out in the Kongsfjorden. Four basement-dominated structurally higher nappes overlay five thrust-sheets which contain predominantly post-Caledonian cover sediments of Late Palaeozoic to Triassic and Tertiary age.

The most striking feature in the Kongsfjorden area is the anomalous transport directions to the NNE to NE instead to the ENE. Although there is already a smooth curvature of the fold-and-thrust belt in northern Oscar II Land, the anomalous transport directions are restricted mainly to the Kongsfjorden area.

The metamorphic basement units show a polyphase tectono-thermal evolution. Five ductile deformation events (D1-D5) can be recognized including the development of a first cleavage  $s_1$  associated with the formation of quartz mobilizations (D1) followed by two episodes of isoclinal folding (D2, D3), formation of ductile shear zones (mylonites, phyllonites, D4) and open folding (wide anticlinal and synclinal structures, D5). Except for E-W (today due to Tertiary thrusting NE-SW) trending D2 fold-axes, the fold-axes and stretching lineations of the different deformations are colinear and N-S-oriented (today NW-SE).

The similar structural evolution, fabric development and orientation of fold axes, cleavage planes, and shear planes of the pre-Vendian and Vendian units since D2 demonstrate a simultaneous tectonization and metamorphism of both units which therefore can be attributed to the Caledonian orogeny.

The Caledonian deformation on Brøggerhalvøya can be compared with the pre-Devonian structures in NW Spitsbergen. Both areas show similarities concerning the succession of deformation events as well as the orientation of the associated structures and fabric. This indicates a contemporaneous structural evolution in both areas during the Caledonian orogeny and is at odds with the proposed assumption of a post-Caledonian amalgamation of the two regions as exotic terranes (NW-Spitsbergen on the one hand and Oscar II Land with Brøggerhalvøya on the other) during the Devonian Svalbardian deformation.

The post-Caledonian cover sequence on Brøggerhalvøya comprises predominantly Late Palaeozoic strata. Relics of Early Triassic and Tertiary sediments are only locally preserved and occur in the area of the Ny-Ålesund Tertiary Basin.

The deposition started in Early Carboniferous times and was accompanied with syn-depositional normal faulting. On Brøggerhalvøya, the predominantly terrestrial silici-clastic

and marginal marine calcareous deposits were accumulated in a basin bounded by probably NNE-SSW and NW-SE striking faults. The latter are thought to represent normal faults with downthrow to the SW (parallel to the Kongsvegen Fault located in Kongsfjorden). Ceasing fault activity during the Bashkirian led to progressive marine transgression on the margins of the Nordfjorden Block. The fault-controlled sedimentation was replaced by stable platform conditions with widespread deposition of shallow marine limestones and dolomites of Late Carboniferous and Early Permian age followed by accumulation of cherts and glauconitic sandstones in the Late Permian.

Except of locally preserved relics of Early Triassic shales, Mesozoic strata on Brøggerhalvøya have been eroded during Late Cretaceous uplift prior to the formation of the Tertiary (Palaeogene) Ny-Ålesund Basin. The basin contains a succession of siliciclastic sediments, up to 300 m thick, shed from northerly directions where the basement was exposed. The conglomerates and sandstones are intercalated with coal seams. It remains unclear whether the basin was isolated or part of the large Central Basin.

The structural architecture of Brøggerhalvøya is characterized by a NE-vergent nappe-stack consisting of nine thrust-sheets. The N-S trending Scheteligfjellet Faults separates two structural levels: the lower sediment-dominated nappes are mainly exposed in the western and northern parts of the peninsula, the basement-dominated thrust-sheets are preserved in the eastern and southern areas.

The lower nappes consist predominantly of Late Palaeozoic and Tertiary sediments. Additionally, they involve slices of the pre-Devonian basement revealing the thick-skinned tectonic style even of the lower nappes. The thrusts follow staircase trajectories. In the flats, the thrust-faults run sub-parallel to the bedding planes within the Late Carboniferous and Early Permian calcareous rocks of the Wordiekammen and Gips-huken formations. In the hangingwall above the flats, the sediments are nearly undeformed. The deformation is concentrated at the ramps where the thrust-faults cut up-section from the lower detachment in the basement to the Late Carboniferous/Early Permian dolomites crossing the siliciclastics of the Early and Middle Carboniferous. The thrusts splay into several faults leading to intense shearing and folding. Those shear zones are for example well preserved in the southwestern part of Brøggerhalvøya parallel to the coastline (Kiærstranda, Leinstranda). They are characterized by imbricate stacks, duplex structures, and thrust-related folding (fault-bend folds, fault-propagation folds).

Two nappes in the central part of the nappe-stack contain the syncline and anticline of a km-scale fold. The Ny-Ålesund represents the syncline which was cut and overridden by the anticline (Nielsenfjellet nappe). The basal thrust of the Ny-Ålesund nappe (=Ny-Ålesund Thrust) was also folded.

The basement-dominated thrust-sheets are bounded by more steeply-dipping reverse faults with listric fault shapes. The internal deformation is weak and concentrated to the thrust-planes. Schistose lithologies show small-scale imbricates adjacent to the thrusts. In the dolomite marbles north of Engelsbukta, a broad thrust zone is exposed which contains imbricate stacks, duplex structures and subordinate flexural-slip folds which resemble the Tertiary structures within the calcareous Late Palaeozoic sediments. In the structurally highest Engelsbukta nappe, a subordinate transpressive component during thrusting could be observed.

Apart from the structural position (ramps), the deformational style and internal geometry of the nappes is controlled by the lithology, i.e. the competence contrast. Rock units comprising an alternation of limestones/dolomites and fine-grained siliciclastics often show thrust-related folds in contrast to calcareous units which are dominated by shearing and imbrication.

A three-stage kinematic model for the Tertiary thrusting is proposed:

- 1) Subhorizontal bedding-parallel movements in the lower thrust-sheets resulted in in-sequence foreland-propagating fold-thrust evolution with ramp-flat geometries.
- 2) A change in tectonic transport to more (east)northeasterly directions and first out-of-sequence thrusting led to inversion and uplift of the basement in the hinterland associated with the formation of the km-scale fold-structure causing folding and bending of the stage-1 detachments. The stage-1 Ny-Ålesund nappe obliquely cut and overrode the lower nappes.
- 3) The truncation of the short limb of the km-scale fold by a thrust-fault leading to thrusting of the anticline on the syncline was followed by stacking of the highest basement-dominated nappes by SW-ward propagating and NE-directed out-of-sequence thrusting.

The sole-thrust of the nappe-stack is inferred to strike out in Kongsfjorden. The thrust is thought to follow the NW-SE trending Kongsvegen Fault which represented a normal fault with downthrow to the SW during Middle Carboniferous as well as Late Cretaceous and Tertiary times.

The curvature of the West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt on Brøggerhalvøya is interpreted to be controlled by along-strike lithological as well as thickness variations of the post-Caledonian strata and mainly by oblique ramping on the Kongsvegen Fault associated with pinning on the Nordfjorden Block in the north. This suggests that pre-existing structures have controlled the Tertiary geometry. The latter can also be observed in the lower nappes where Middle Carboniferous NW-SE striking normal faults were inversely reactivated as ramps during Tertiary thrusting. Moreover, slices of Carboniferous sediments imbricated in the basement-dominated nappes are solely fault-controlled Early and Middle Carboniferous units also suggesting an inverse reactivation of the Carboniferous normal faults.

In general, the geometry on Brøggerhalvøya is clearly dominated by compressive/convergent structures and lacks prominent strike-slip faults and major transpressive features. This corresponds with observations in other segments of the West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt contradicting a transpressive origin of the fold belt.

The Tertiary sediments are involved in thrust tectonics excluding a formation in Late Cretaceous times as proposed by some authors. Due to divergent dating of the Tertiary strata, the plate tectonic framework giving rise to the thrust tectonics is still unsolved.

The predominance of compressive structures, involvement of Tertiary units as well as sedimentological observations set in relation to the kinematic evolution suggest a Latest Paleocene/Early Eocene time span for the main stages of thrust tectonics between chron 25 and chron 24/23 (59-55 Ma).



# 1 Einleitung

## 1.1 Lage des Arbeitsgebietes

Svalbard ist die Bezeichnung für eine Inselgruppe im Nordpolarmeer zwischen 74° und 81° nördlicher Breite und 10° und 35° östlicher Länge (Abb. 1-1). Zu dem Archipel gehören neben der Hauptinsel Spitzbergen auch Nordaustlandet, Edgeøya, Barentsøya und Prins Karls Forland sowie kleinere Inseln wie die Bäreninsel (Bjørnøya), Kvitøya, Hopen und Jan Mayen.

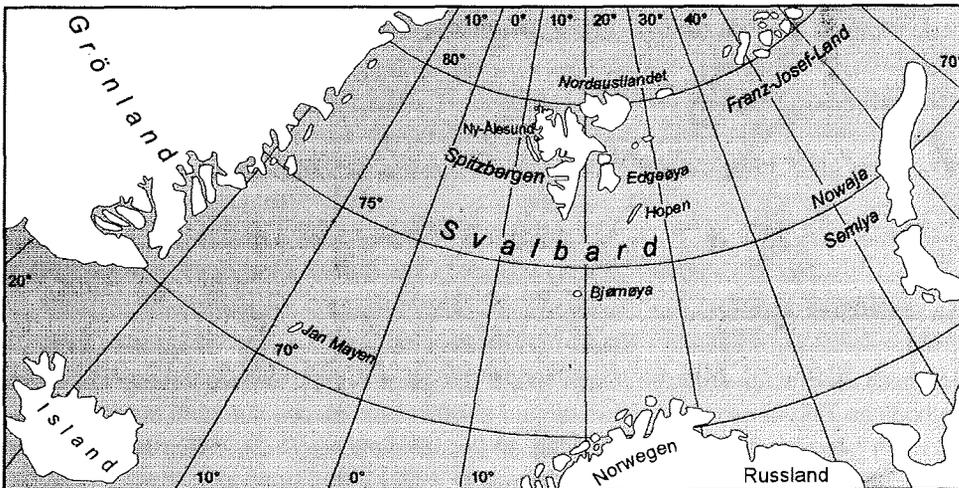


Abb. 1-1: Geographische Lage von Svalbard im Nordpolarmeer.

Die Bøggerhalvøya liegt im NW Spitzbergens an der Westküste im nördlichsten Oscar II Land zwischen 78°50' und 79° nördlicher Breite und 11° und 13° östlicher Länge (Abb. 1-2, 1-3). Sie wird im Norden vom Kongsfjorden, im SW vom Forlandsundet und der Engelsbukta begrenzt. Die beiden großen Gletscher Kongsvegen und Uvørsbreen stellen die Ost- und Südgrenze der Halbinsel dar.

## 1.2 Überblick über die Geologie von Svalbard

Die geologische Geschichte Svalbards kann bezüglich ihrer tektonothermalen Entwicklung in zwei Einheiten gegliedert werden: in das prä-devonische kristalline Basement und das post-kaledonische sedimentäre Deckgebirge (Abb. 1-4).

Während die Grundgebirgseinheiten früher als "Hecla Hoek" (NORDENSKIÖLD 1863) zusammengefasst wurden unter der Annahme einer einheitlichen kaledonischen Deformation (z.B. HOLTEDAHL 1926), ist der Begriff seit einiger Zeit umstritten und auf alle Gesteine vom späten Riphäikum bis Silur beschränkt, die kaledonisch metamorphisiert wurden (HJELLE & LAURITZEN 1982). Neuere Isotopdatierungen zeigen jedoch, dass das kristalline Basement eine komplexe Entwicklungsgeschichte mit mehreren tektono-

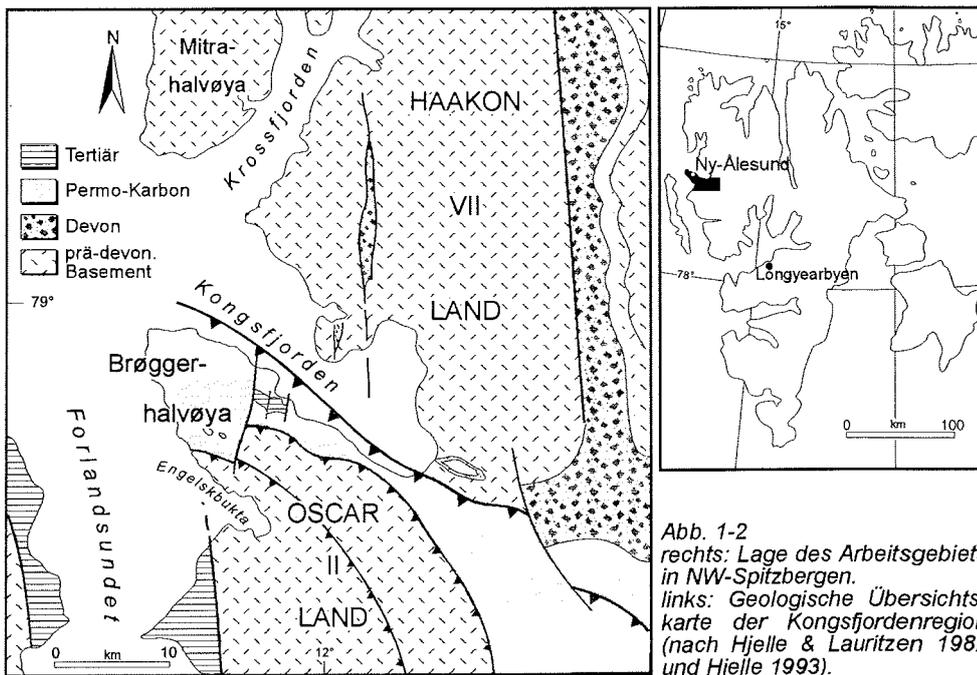


Abb. 1-2  
rechts: Lage des Arbeitsgebiets  
in NW-Spitzbergen.  
links: Geologische Übersichtskarte  
der Kongsfjordenregion  
(nach Hjelle & Lauritzen 1982  
und Hjelle 1993).

thermalen Ereignissen aufweist (OHTA 1992): Die ältesten Gesteine wurden mit der U-Pb-Methode an Zirkonen in Mylonitgraniten auf der Biskayerhalvøya auf 3200 Ma (PEUCAT et al. 1989) bzw. 2100 Ma in Metabasiten an der Motalafjella (OHTA 1992) datiert. Neben sveco-karelischen (1750-1670 Ma) Altern (Gee 1991) treten besonders deutlich grenvillische Ereignisse (1275-970 Ma) in Erscheinung (OHTA 1992, OHTA et al. 1998a,b), die bisher in Nordaustlandet (GOROČOV et al. 1977; EDWARDS & TAYLOR 1976), am Hornsund (OHTA 1992) und auf der Biskayerhalvøya (PEUCAT et al. 1989) nachgewiesen wurden. Diese älteren Einheiten wurden zusammen mit den jungproterozoischen und kambrosilurischen Abfolgen während mehrerer Phasen der kaledonischen Tektogenese erneut deformiert und metamorph überprägt. Dabei kann ein frühkaledonisches Ereignis im mittleren Ordovizium (Hornsund-Phase, BIRKENMAJER 1975; OHTA 1988) von der Hauptphase im Mittelsilur (Ny-Friesland Orogeny, HARLAND 1961; HARLAND et al. 1974) unterschieden werden. Das Ende der kaledonischen Tektogenese wird durch die Intrusion des spät- bis post-tektonischen Hornemantoppen-Granits (414 Ma, HJELLE 1979) angezeigt.

Hebung und Erosion des kaledonischen Gebirges, begleitet von Dehnungstektonik, kennzeichnen das Molassestadium, welches die post-kaledonische Sedimentation einleitet. Die Sedimentation des charakteristischen Old Red-Sandstein begann bereits im oberen Silur (GEE 1972) und reichte bis ins Oberdevon. Die roten siliziklastischen Sedimente werden in terrestrisch-fluviatiler bis randmariner Fazies abgelagert (FRIEND & MOODY-STUART 1972; PIEPJOHN 1994) und während der Svalbardischen Phase (VOGT 1929) in einem hohen Krustenstockwerk deformiert (FRIEND & MOODY-STUART 1972; HARLAND et al. 1974; PIEPJOHN 1994; PIEPJOHN & THIEDIG 1997). Die Svalbardische Deformation erfolgte neueren Datierungen zufolge nicht im Oberdevon, sondern im Unterkarbon (PIEPJOHN 1998a).

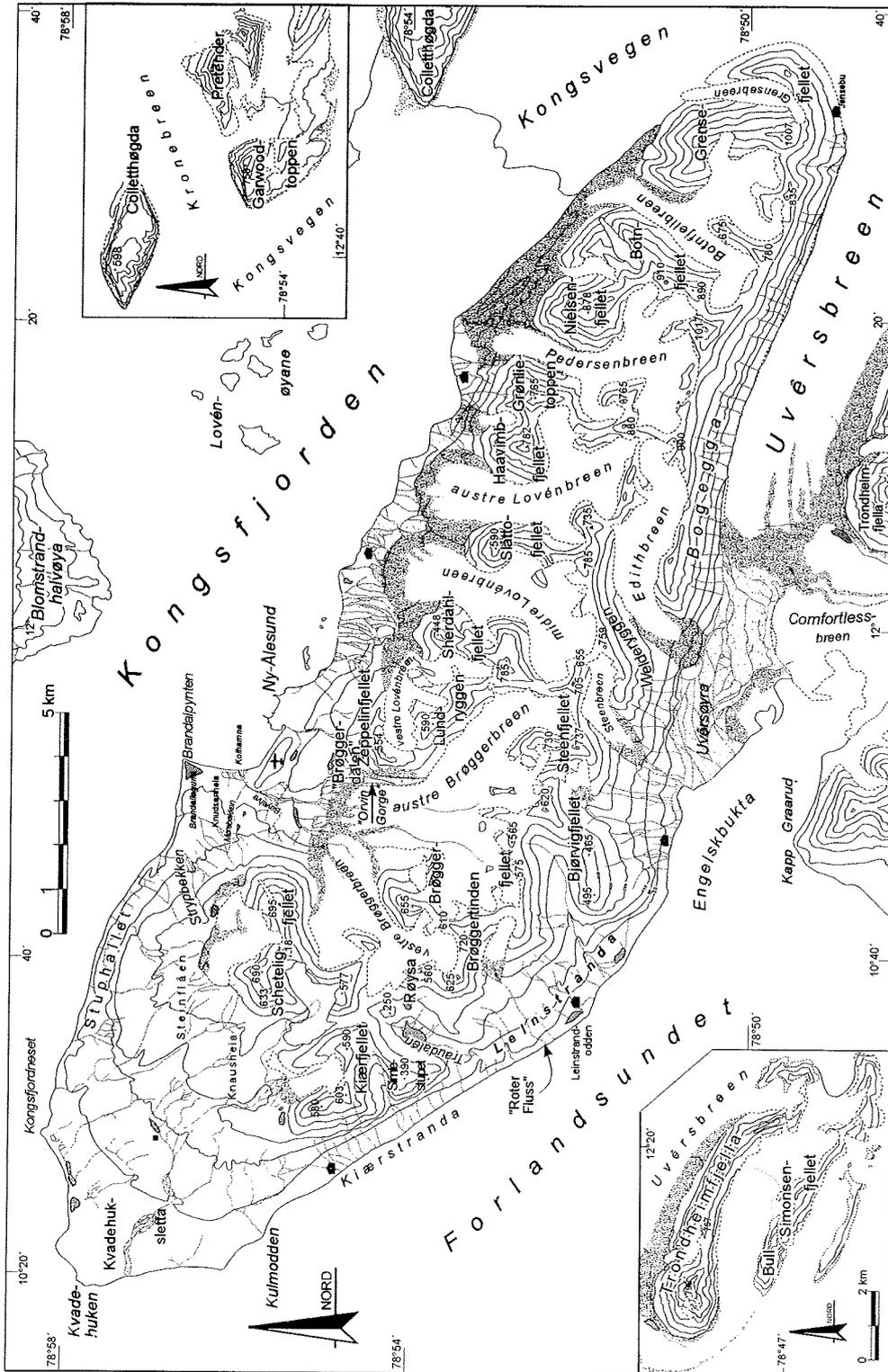


Abb. 1-3: Topographische Karte der Brøggerhalvøya

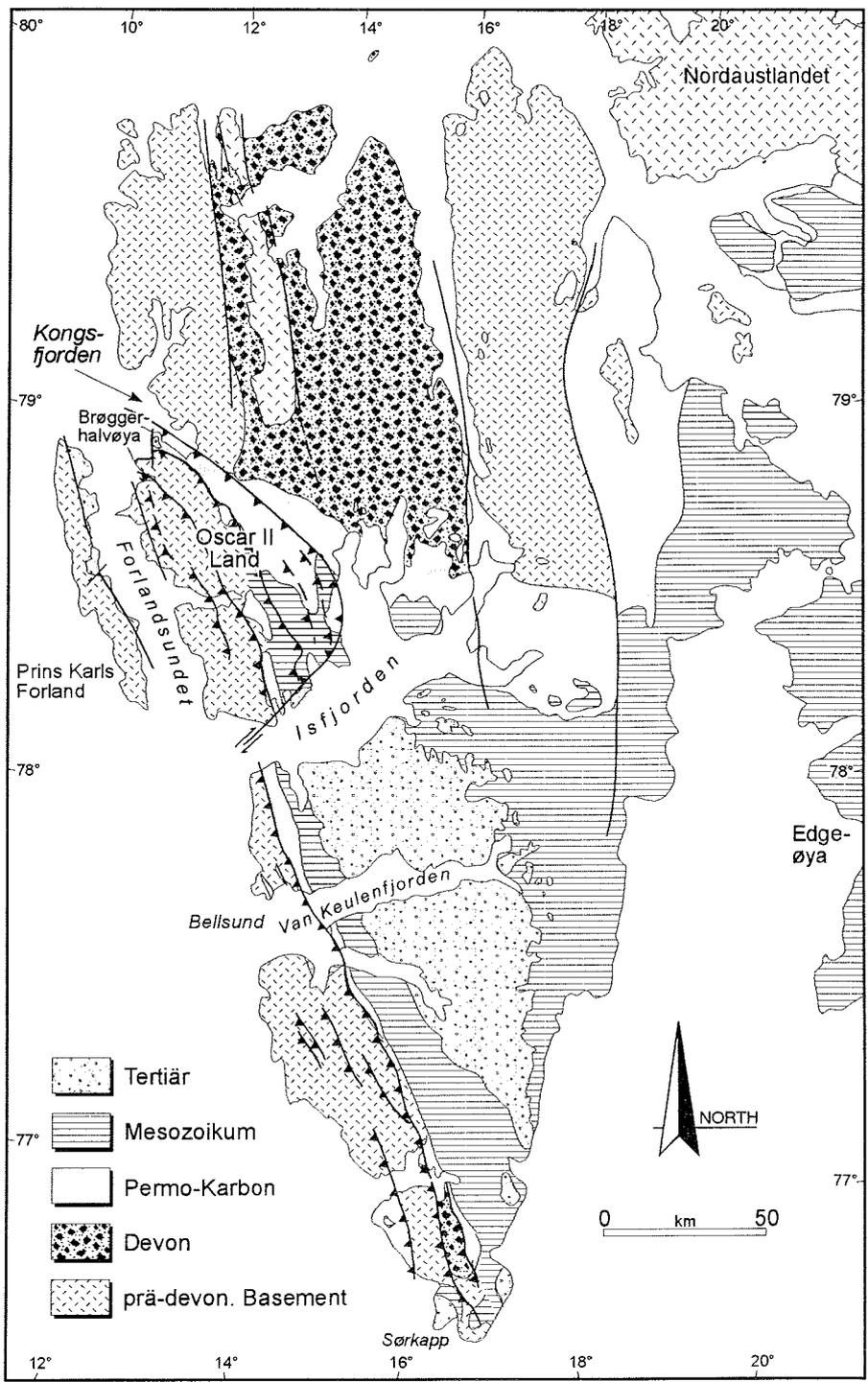


Abb. 1-4: Vereinfachte geologische Karte von Svalbard (nach Hjelle 1993).

Spätestens nach der Svalbardischen Phase lag Svalbard im Unterkarbon direkt nördlich von Nord-Grönland, sodass die folgende geologische Entwicklung in enger Beziehung zur Geologie Nord-Grönlands steht.

Die Sedimentation im Karbon war zunächst noch stark von blocktektonischen Bewegungen beeinflusst (CUTBILL & CHALLINOR 1965; GJELBERG & STEEL 1981; STEEL & WORSLEY 1984). In einzelnen von Störungen begrenzten Beckenbereichen bzw. Halbgräben bildeten sich im Unterkarbon terrestrische klastische Abfolgen, die örtlich Kohleflöze enthalten (CUTBILL & CHALLINOR 1965; STEEL & WORSLEY 1984). Die kohleführenden unterkarbonischen Siliziklastika wurden von einer fluviatil-terrestrischen bis randmarinen klastischen Rotsedimentation abgelöst. Diese von synsedimentärer Tektonik begleitete und auf die relativ schmalen Becken des St. Jonsfjorden und Billefjorden Troughs beschränkte Sedimentation hielt bis ins Oberkarbon an (CUTBILL & CHALLINOR 1965; STEEL & WORSLEY 1984; DALLMANN et al. in Druck). Ab dem oberen Oberkarbon und Perm entwickelte sich der Ablagerungsraum zu einer weiträumigen, relativ stabilen Schelfplattform ohne bedeutende Tektonik (CUTBILL & CHALLINOR 1965; STEEL & WORSLEY 1984). Zunächst überwogen flachmarine Karbonate und Sabkha-Evaporite eines subtropisch-ariden Klimabereichs. Verstärkte Subsidenz führte zu einer Transgression im Oberperm, die zu dieser Zeit abgelagerten fossil-führenden Cherts bildeten sich in tieferen Schelfbereichen in etwas kühlerem Klima (STEEL & WORSLEY 1984).

Die stabile Plattformsedimentation setzte sich im Mesozoikum fort (ORVIN 1940; STEEL & WORSLEY 1984; MØRK et al. 1982; MØRK & BJØRØY 1984; WORSLEY & AGA 1986). Magmatische Aktivität in Form von Doleritgängen sind Hinweise für extensive tektonische Bewegungen an der Grenze Jura/Kreide (BUROV et al. 1977; WORSLEY & AGA 1986). Ab der Unterkreide setzte verbunden mit regionaler Hebung die Regression des Meeres ein und leitete zu deltaischen bis marinen Sedimenten über, wobei Hebung und Erosion am ausgeprägtesten im N Spitzbergens (ORVIN 1940; STEEL & WORSLEY 1984; MØRK & BJØRNØY 1984) sind. Oberkreide-Sedimente sind auf Svalbard nicht vertreten.

Die Sedimentation tertiärer Ablagerungen erfolgt im Paläozän-Eozän bis möglicherweise Oligozän im Zentralbecken, im Forlandsundet sowie in mehreren kleineren Becken entlang der Westküste Spitzbergens (LIVŠIĆ 1967, 1974; THIEDIG et al. 1979; MANUM & THRONDSSEN 1986; ATKINSON 1962, 1963).

Im Rahmen der plattentektonischen Umwälzungen im Tertiär wurde der West Spitzbergen Fold-and-Thrust Belt gebildet, der sich parallel zur Westküste Spitzbergens vom Sørkapp bis zum Kongsfjorden erstreckt. Die Öffnung der Norwegisch-Grönländischen See an der Wende Paläozän/Eozän führt schließlich im Eozän zur Abtrennung Spitzbergens von Grönland mittels dextraler "strike slip"-Bewegungen entlang der De Geer Fracture Zone (HARLAND 1969; TALWANI & ELDHOLM 1977; SRIVASTAVA 1985; ROEST & SRIVASTAVA 1989). Zu den jüngsten magmatischen Aktivitäten zählen die miozänen Plateaubasalte im nördlichen Spitzbergen (HOEL & HOLTEDAHL 1911; HOEL 1914; BUROV & ZAGRIZINA 1976; PRESTVIK 1978) und der quartäre ultrabasische Vulkanismus im Bockfjorden-Gebiet (NW-Spitzbergen) (GOLDSCHMIDT 1911; HOEL & HOLTEDAHL 1911; GJELSVIK 1963; BUROV 1965; AMUNDSEN et al. 1987; SKJELKVÅLE et al. 1989).

Zur Zeit der pleistozänen Vereisungen war auch Svalbard von mächtigen Eisschichten bedeckt. Moränen, fluviatile Schotter, Hangschutt und durch isostatischen Aufstieg gebildete Strandterrassen bilden die jüngsten Ablagerungen auf Spitzbergen (HJELLE & LAURITZEN 1982).

### 1.3 Problemstellung

Die strukturelle Entwicklung NW-Spitzbergens wird von drei bedeutenden kompressiven Deformationen - der kaledonischen Tektogenese im Altpaläozoikum, der svalbardischen Tektonik im Unterkarbon und der alpidischen Bildung des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts (WSFB) geprägt. In den achtziger und neunziger Jahren wurden unter der Leitung von Prof. Dr. F. Thiedig von Hamburger und Münsteraner Arbeitsgruppen mehrere Expeditionen ins Kongsfjordengebiet mit dem Ziel durchgeführt, detaillierte geologische Karten zu erstellen.

Im Rahmen von Diplomarbeiten (SIDOW 1988; WUTHENAU 1989; LOSKE 1989; TAPPE 1989; WEBER 1990; BROMMER 1994; SAALMANN 1995) und einer Dissertation (LUDWIG 1988) wurde die Brøggerhalvøya kartiert. Aus den Kartierungen resultierte die Kompilation der geologischen Karte der Brøggerhalvøya im Maßstab 1:40 000 (THIEDIG et al. in Druck) und eine erste Übersicht über den Deckenbau (PIEPJOHN et al. in Druck b). Diesen Arbeiten fehlt bisher jedoch eine Synthese zu einem genetischen Gesamtmodell. Die Aufgabe der vorliegenden Dissertation bestand in diesem Zusammenhang in einer detaillierten Aufnahme der internen Architektur der Decken mit dem Ziel, die kinematische Entwicklung des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts auf der Brøggerhalvøya zu entschlüsseln. Die Brøggerhalbinsel repräsentiert den nördlichsten aufgeschlossenen Bereich des Falten- und Überschiebungsgürtels und zeigt etwas abweichende tektonische Transportrichtungen nach NNE bis NE. Sie nimmt daher eine Schlüsselstellung ein - insbesondere im Hinblick auf die gerade in jüngster Zeit erneut auflebende kontroverse Diskussion der zeitlichen Einordnung der Überschiebungstektonik und damit verbunden des plattentektonischen Rahmens und des daraus resultierenden Spannungsregimes: Der abweichende Transport auf der Brøggerhalvøya wird von einigen Autoren als Beweis für Transpression herangeführt (HARLAND 1969; KELLOGG 1975; STEEL et al. 1985; LEPVRIER et al. 1988; HARLAND 1997) und der Fold Belt als dextral transpressive Flower Structure interpretiert (LOWELL 1972; NØTTVEDT et al. 1988). Durch eine detaillierte strukturgeologische Aufnahme, die auch die Ermittlung der Verkürzung beinhaltet, soll geklärt werden, ob auf der Brøggerhalvøya transpressive Gefüge vorherrschen oder der Deckenbau auf orthogonale Kompression zurückzuführen ist. Dabei steht die Frage nach der Ursache für den NE-Transport im Vordergrund.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, neben einer räumlichen Darstellung des Deckenbaus und der internen Geometrie der Decken ein Modell zur kinematischen Entwicklung der Überschiebungstektonik zu entwerfen und diese zeitlich einzugrenzen, um eine plattentektonische Deutung zu ermöglichen. Dazu sind auch Kenntnisse der post-kaledonischen Sedimentationsgeschichte von Bedeutung, da Fazies, Ablagerungsgeschichte und Verbreitung der Sedimente die prä-deformative Konfiguration des Gebietes bestimmen und damit die tektonische Evolution maßgeblich beeinflussen.

Das prä-devonische kristalline Basement ist in den tertiären Deckenbau involviert. Zur Erkennung tertiärer Deformationsgefüge muss die prä-tertiäre Strukturentwicklung bekannt sein. Daher konzentrierten sich die Arbeiten zunehmend auch auf die kaledonischen Strukturen.

In jüngster Zeit wird basierend auf Altersdatierungen an Zirkonen ein grenvillisches Alter

der Deformationen nördlich des Kongsfjordens diskutiert (OHTA et al. 1998a,b). Auf der Brøggerhalvøya sind sowohl prä-vendische als auch vendische Einheiten aufgeschlossen. Zur Klärung, ob das Basement grenvillisch oder kaledonisch deformiert wurde, wird die Strukturentwicklung der prä-vendischen und vendischen (sicher kaledonisch beanspruchten) Gesteine verglichen und mit der prä-devonischen tektonischen Evolution in NW-Spitzbergen korreliert.

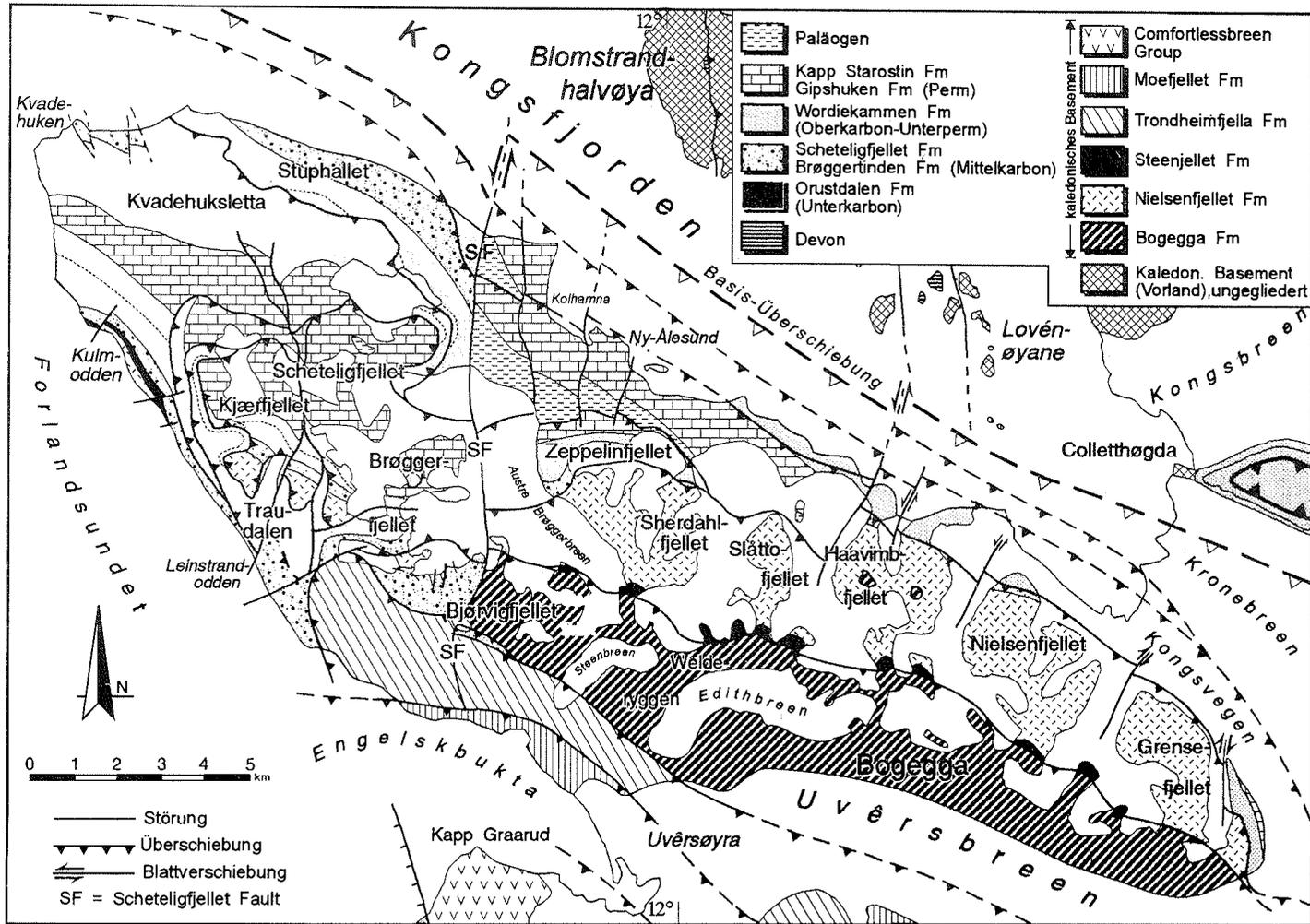
### **Geologie der Brøggerhalvøya**

Die Brøggerhalvøya wird aus metamorphen Einheiten des kristallinen Grundgebirges sowie aus Sedimenten des post-kaledonischen Deckgebirges aufgebaut. Die präkambrischen Metapelite können weiter in prä-vendische Einheiten vermutlich spätriphäischen Alters und Gesteine des Vendiums gegliedert werden (HARLAND et al. 1979; HJELLE et al. 1979; HARLAND et al. 1993). Das post-kaledonische Deckgebirge besteht aus klastischen und karbonatischen Sedimenten des unteren Karbons bis oberen Perms, sowie aus klastischen Ablagerungen der unteren Trias und des tertiären Ny-Alesund Beckens (BARBAROUX 1966; CHALLINOR 1967; THIEDIG et al. in Druck).

Die heutige Struktur der Brøggerhalvøya ist durch einen NE-vergenten Deckenbau geprägt (Abb. 1-5) (ORVIN 1934; BARBAROUX 1966; CHALLINOR 1967; MANBY 1988; PIEPJOHN et al. in Druck b; THIEDIG et al. in Druck), der bei der Bildung des West Spitzbergen Fold-and-Thrust Belts im Tertiär angelegt wurde. Die Brøggerhalvøya repräsentiert den nördlichsten aufgeschlossenen Bereich des Fold Belts und ist durch neun Decken charakterisiert (MANBY & LYBERIS 1996; PIEPJOHN et al. in Druck b). Die Basisüberschiebung streicht im Fjord südlich der Blomstrandhalvøya und den Lovénøyane aus (MANBY 1988; LYBERIS & MANBY 1993a,b; MANBY & LYBERIS 1996; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b; THIEDIG et al. in Druck).

Durch die N-S streichende Schetelig Fault (ORVIN 1934) werden zwei Strukturniveaus des Deckenbaus aufgeschlossen (MANBY 1988; LYBERIS & MANBY 1993a; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b; THIEDIG et al. in Druck): Die strukturell tieferen und sediment-dominierten Decken sind im W der Brøggerhalvøya aufgeschlossen, während vier aus dem kristallinen Grundgebirge aufgebaute Decken den E der Halbinsel aufbauen.

Abb. 1-5: Geologische Karte der Brøggerhalvøya (nach Sidow 1988, Wuthenau 1988, Kempe 1989, Niehoff 1989, Tappe 1990, Weber 1990, Brommer 1994, Saalmann 1995, Plejhojn et al. in Druck b, Thiedig et al. in Druck; verändert und ergänzt).



## 2 Das kristalline Grundgebirge

### 2.1 Stratigraphie und Lithologie

Erste petrographische und stratigraphische Arbeiten über das Kristallin im nördlichen Oscar II Land und auf der Brøggerhalvøya wurden bereits zu Anfang dieses Jahrhunderts von HOLTEDAHL (1913) und ORVIN (1934) veröffentlicht. Erst in den sechziger Jahren wurden die Untersuchungen erneut intensiviert und von verschiedenen Bearbeitern und Arbeitsgruppen eigene Gliederungen erstellt (HARLAND 1960; CHALLINOR 1967; HARLAND et al. 1979; HJELLE et al. 1979; WADDAMS 1983; HARLAND et al. 1993). Die Bogegga und Trondheimfjella Formationen wurden von TAPPE (1989) und LOSKE (1989) im Rahmen von Diplomarbeiten erstmals detaillierter petrographisch beschrieben.

Die komplexe mehrphasige duktile Deformationsgeschichte und insbesondere die spätere Überprägung während der tertiärzeitlichen Überschiebungstektonik erschweren eine sichere Ermittlung der Altersbeziehungen. Daher unterscheiden sich die stratigraphischen Gliederungen der einzelnen Bearbeiter z.T. deutlich voneinander (Abb. 2-1) und können aufgrund ihrer unterschiedlichen Grenzziehungen nur schwer miteinander korreliert werden. Für die Brøggerhalvøya und die Einheiten bei Kapp Graarud kann die Gruppen- und Formationsgliederung von HARLAND et al. (1979) weitgehend übernommen werden (Abb. 2-1). Diese gliedern das Basement in die prä-vendische Kongsvegen Group und die St. Jonsfjorden und Comfortlessbreen Groups, welche beide aufgrund der Einschaltung von glazimarinem Diamiktithorizonten ins Vendium gestellt werden (Abb. 2-1) (HARLAND et al. 1979; WADDAMS 1983; HARLAND et al. 1993). Für einige Einheiten südlich von Kapp Graarud wird ein siluro-ordovizisches Alter angenommen (OHTA et al. 1995; HARLAND 1997). Das Alter der Kongsvegen Group wurde bisher als neoproterozoisch angenommen (HARLAND & WRIGHT 1979; HJELLE & LAURITZEN 1982; HARLAND 1997). Allerdings wurden in Schiefen der Bogegga Formation gerundete Zirkone mit etwa 1700 Ma und nahezu idiomorphe Zirkone mit 1000 Ma Alter gefunden, die auf ein mesoproterozoisches Alter der Edukte der Bogegga Formation hinweisen (pers. Mittlg. A. HJELLE UND Y. OHTA).

Auf der Brøggerhalvøya sind fast alle Kontakte durch die tertiäre Tektonik gestört (Abb. 1-5). Der einzige konkordante Kontakt besteht zwischen der Nielsenfjellet und der Steenfjellet Formation (Abb. 1-5), sodass in dieser Arbeit die Altersstellung der Formationen innerhalb der Kongsvegen Group von früheren Bearbeitern (ORVIN 1934; CHALLINOR 1967; HARLAND 1997; HARLAND et al. 1979, 1993; PIEPJOHN et al. in Druck b; THIEDIG et al. in Druck) etwas abweicht (Abb. 2-1).

Die Bogegga Formation besteht aus Glimmerschiefen, Marmoren, Quarziten, Gneisen und teilweise amphibol- und pyroxenführenden Kalksilikatgesteinen (HARLAND et al. 1979; TAPPE 1989; THIEDIG et al. in Druck; HJELLE et al. in Vorb.). Sie ist die am stärksten metamorph überprägte Einheit auf der Brøggerhalvøya, wobei am Metamorphosehöhepunkt die obere Amphibolitfazies erreicht wurde.

Die Nielsenfjellet Formation besteht aus Phylliten (lokal granatführend) und Quarziten. Sie wird von den Marmoren der Steenfjellet Formation überlagert, in die dm- bis m-mächtige Karbonatschiefer eingeschaltet sind. Beide Formationen wurden grünschieferfaziell metamorphisiert, wobei Temperaturen der oberen Grünschieferfazies erreicht wurden.

Die vendische St. Jonsfjorden Group wird in die Trondheimfjella und Moefjellet Formation

Abb. 2-1: Stratigraphische Gliederung des prä-devonischen Basements in Oscar II Land und auf der Brøggerhalvøya.

Oscar II Land					Brøggerhalvøya								
HJELLE et al. (1979) HJELLE & LAURITZEN (1982)		HARLAND et al. (1979) WADDAMS (1983)		HARLAND (1997)		DIESE ARBEIT		CHALLINOR (1967)		ORVIN (1934)			
Tillitic Conglomerate	Upper Hecla Hoek	VENIDIUM	Comfortless- breen Group	Sarsøyra Fm		Quartzite- Marble- Shale unit	Kapp Graarud						
				Aavatsmark breen Fm	1000						Annabreen Fm	2000	
				Annabreen Fm	2000						Haaken Fm	2000- 3000	
Calc-argillo- volcanic Quartzite-shale Quartzite- sandstone	Middle Hecla Hoek	VENIDIUM	St. Jonsfjor- den Group	(Alkhorn Fm)		(Alkhorn Fm)	1000	Moefjellet Fm	500- 800				
				(Lovliebreen Fm)		(Lovliebreen Fm)	1000						
				Moefjellet Fm	500- 800	Moefjellet Fm	500- 800						
				Trondheim- fjella Fm	1300	Trondheim- fjella Fm	1300	Trondheimfjella Fm	1100- 1400				
Black Shale	Lower Hecla Hoek	RIPHAIKUM	Kongsvegen Group	Nielsenfjellet Fm	2500	Bogegga Fm	1500	Steenfjellet Fm	180- 230	Nielsenfjellet Fm	2500	Quartzite and Mica Schist Series	2500
				Steenfjellet Fm	100	Steenfjellet Fm	270	Nielsenfjellet Fm	2000	Steenfjellet Fm	270	Steenfjellet Dolomite	270
				Bogegga Fm	1500	Nielsenfjellet Fm	2000	Bogegga Fm	2900	Bogegga Fm	1500	Bogegg Mica Schist	1500
										Bjørvigfjellet Fm	>1000	Dolomites, lime- stones and quartzites at Forlandsundet	?

gegliedert (HARLAND et al. 1979, 1993) (Abb. 2-1). Die Trondheimfjella Formation besteht hauptsächlich aus Phylliten und Quarz-Karbonatschiefern mit eingeschalteten Quarziten, Marmoren und karbonatischen Diamiktiten (WADDAMS 1983; LOSKE 1989; TAPPE 1989; HARLAND et al. 1993; THIEDIG et al. in Druck; HJELLE et al. in Vorb.), vereinzelt sind Chlorit-schiefer zwischengelagert. Die Moefjellet Formation wird größtenteils aus feinkörnigen Dolomitmarmoren und untergeordnet Phylliten, Quarziten und Marmoren aufgebaut (WADDAMS 1983; TAPPE 1989; LOSKE 1989; HARLAND et al. 1993; THIEDIG et al. in Druck; HJELLE et al. in Vorb.).

Südlich von Kapp Graarud sind graphitreiche Phyllite, Quarz-Karbonatschiefer und Marmore (in Abb. 2-1 in "Phyllit-Quarzit-Marmor-Einheit" zusammengefasst) und Diamiktite (Haaken Formation) aufgeschlossen. Letztere unterscheiden sich deutlich von den karbonatischen Diamiktiten der Trondheimfjella Formation. Mineralbestand und Gefügemerkmale (Quarz-Gefüge) weisen sowohl für die Einheiten der St. Jonsfjorden Group als auch für die Metasedimente der Comfortlessbreen Group auf eine Metamorphose der mittleren Grünschieferfazies hin.

## 2.2. Prä-devonische Strukturentwicklung

Die Strukturentwicklung der prä-vendischen (Kongsvegen Group) und vendischen (St. Jonsfjorden und Comfortlessbreen Group) Einheiten zeigt bemerkenswerte Ähnlichkeiten sowohl in Bezug auf die relative zeitliche Abfolge der einzelnen Deformationsphasen (Abb. 2-2, 2-4) als auch bezüglich der Orientierung des Gefügeinventars (Abb. 2-3).

Die *erste Deformation D1* ist gekennzeichnet durch die Anlage einer ersten Schieferung  $s_1$ , die in den Metapeliten in Form von Quarzmobilisaten erhalten ist. Derartige Quarzaggregate bilden sich in quarzreichen Peliten durch Mobilisierung des Quarzes infolge Drucklösung, Migration und Kristallisation in Druckschattenbereichen als synkinematische Quarzgänge bevorzugt parallel zu der sich bildenden antithetischen Schieferung  $s_{1a}$  (VOLL 1960, 1969). Da sie bei den nachfolgenden Deformationsakten passiv reagierten und verfaltet wurden, eignen sie sich hervorragend für eine Indizierung der einzelnen Faltungsphasen (NABHOLZ & VOLL 1963). Der  $s_1$ -parallele Lagenbau ist noch in den Quarziten der Nielsenfjellet Formation, den Dolomitmarmoren der Moefjellet Formation und in den Metasedimenten südlich von Kapp Graarud erhalten. In letzteren bleibt die  $s_1$  sogar prägend (Abb. 2-3, 2-4).

Während der *zweiten Deformation D2* wurden die Quarzmobilisate und die  $s_1$  isoklinal um SW-NE streichende B2-Faltenachsen gefaltet. Parallel zu den B2-Faltenachsenflächen entwickelte sich eine Schieferung  $s_2$ , die außer in der Bogegga Formation und in den Einheiten südlich von Kapp Graarud das prägende planare Gefügeelement in den Metamorphiten darstellt. Sie fällt generell nach SW ein (Abb. 2-3) und ist als Krenulationsschieferung entwickelt, die die  $s_1$  fältelt. Die D2 ist in diesen Gesteinen mit dem Metamorphosehöhepunkt und der Bildung des metamorphen Lagenbaus assoziiert (Abb. 2-4). In der hochmetamorphen Bogegga Formation ist die D2 nur noch in den Quarzmobilisaten der Metapelite erhalten, abgebildet in Form einer Biotitlage zwischen den Faltenschenkeln.

Kongsvegen Group (Bogegga, Nielsenfjellet + Steenfjellet Formation) (Proterozoikum)		St. Jonsfjorden + Comfortlessbreen Group (Trondheimfjella + Moefjellet Formation) & Kapp Graarud (Vendium)		
↑ metam. peak ↓  ↑ retrograd ↓	D1 S <sub>1</sub> B <sub>1</sub>	1. rotationale Deformation: Bildung der ersten Schieferung s1 und in den Metapeliten von Quarzmobilisaten parallel zur antithetischen s1a	D1 S <sub>1</sub> B <sub>1</sub>	1. rotationale Deformation: Bildung der ersten Schieferung s1 und in den Metapeliten von Quarzmobilisaten parallel zur antithetischen s1a
	D2 S <sub>2</sub> B <sub>2</sub>	1. Isoklinalfaltung der s1 und der D1-Quarzmobilisate um etwa W-E streichende B2-Faltenachsen, Bildung der Schieferung s2 (diese bleibt prägend in der Nielsenfjellet Fm); diese Deformation ist nur noch in den Metapeliten erhalten	D2 S <sub>2</sub> B <sub>2</sub>	Enge bis isoklinale Faltung der Schieferung s1 und der Quarzmobilisate um E-W streichende B2-Faltenachsen, Bildung der prägenden Schieferung s2
	D3 S <sub>3</sub> B <sub>3</sub>	2. Isoklinalfaltung der Schieferungen s1 und s2 und der Quarzmobilisate um N-S streichende B3-Faltenachsen, Bildung der prägenden Schieferung s3 in der Bogegga Fm	D3 S <sub>3</sub> B <sub>3</sub>	Bildung von W-vergenten Falten im m-Maßstab um N-S streichende B3-Achsen, Faltung der B2-Faltenachsen (bei Kapp Graarud); Entwicklung einer weitständigen Bruch-schieferung bzw. Krenulationsschieferung s3
	D4 C <sub>4</sub>	Lokalisierte Verformung mit Bildung von duktilen Überschiebungszonen: Mylonitisierung von Metapeliten und Marmoren/Kalksilikatgesteinen; Boudinage von kompetenteren Einheiten (im Maßstab von cm bis mehreren m), Transport nach SE	D4 C <sub>4</sub>	Lokalisierte Verformung mit Bildung von duktilen Überschiebungszonen (Mylonite in Chloritschiefern); Transport nach SE
	D5 S <sub>4</sub> B <sub>4</sub>	Bildung großräumiger N-vergenter Falten um N-S streichende B4-Achsen mit Parasitärfalten mehrfacher Ordnung; Entwicklung einer weitständigen Bruch-schieferung s4	D5 S <sub>4</sub> B <sub>4</sub>	Bildung von großräumigen Falten um etwa N-S streichende B4-Achsen

Abb. 2-2: Vergleich der prä-devonischen Strukturentwicklungen der Kongsvegen Group und der vendischen/altpaläozoischen Einheiten (Richtungsangaben nach Rückrotation der tertiären Deformation).

Die dritte Deformation D3 führte zu einer zweiten engen bis isoklinalen Faltung der Quarzmobilisate, erkennbar an der ehemals s2-parallelen und nun verfalteten Biotitlage (Abb. 2-5). In der Bogegga Formation wurden der metamorphe Lagenbau und die prägende Schieferung s3 parallel zu den NW-SE streichenden Faltenachsenflächen gebildet. Die D3 ging in der Bogegga Formation einher mit dem Metamorphosehöhepunkt, der neben einem fortgesetzten Granatwachstum die Bildung von tschermakitischer Hornblende und Diopsid in den Kalksilikatgesteinen beinhaltete (Abb. 2-6).

In den anderen Kristallineinheiten ist die D3 demgegenüber nicht mehr prägend. In den Quarziten der Nielsenfjellet Formation und in den karbonatischen Diamiktiten der Trondheimfjella Formation kann die D3 durch eine zweifache Faltung des Lagenbaus (s1) identifiziert werden. In den feinkörnigen pelitischen Anteilen der Nielsenfjellet und Trondheimfjella Formationen wurde der (s2-parallele) metamorphe Lagenbau krenuliert, lokal unter Ausbildung einer diskreten Runzelschieferung, die in der Regel auf die B3-Faltenschamiere beschränkt ist. Die Dimensionen der B3-Falten reichen vom cm-Bereich bis zu mehreren 10er m (Nielsenfjellet Formation).

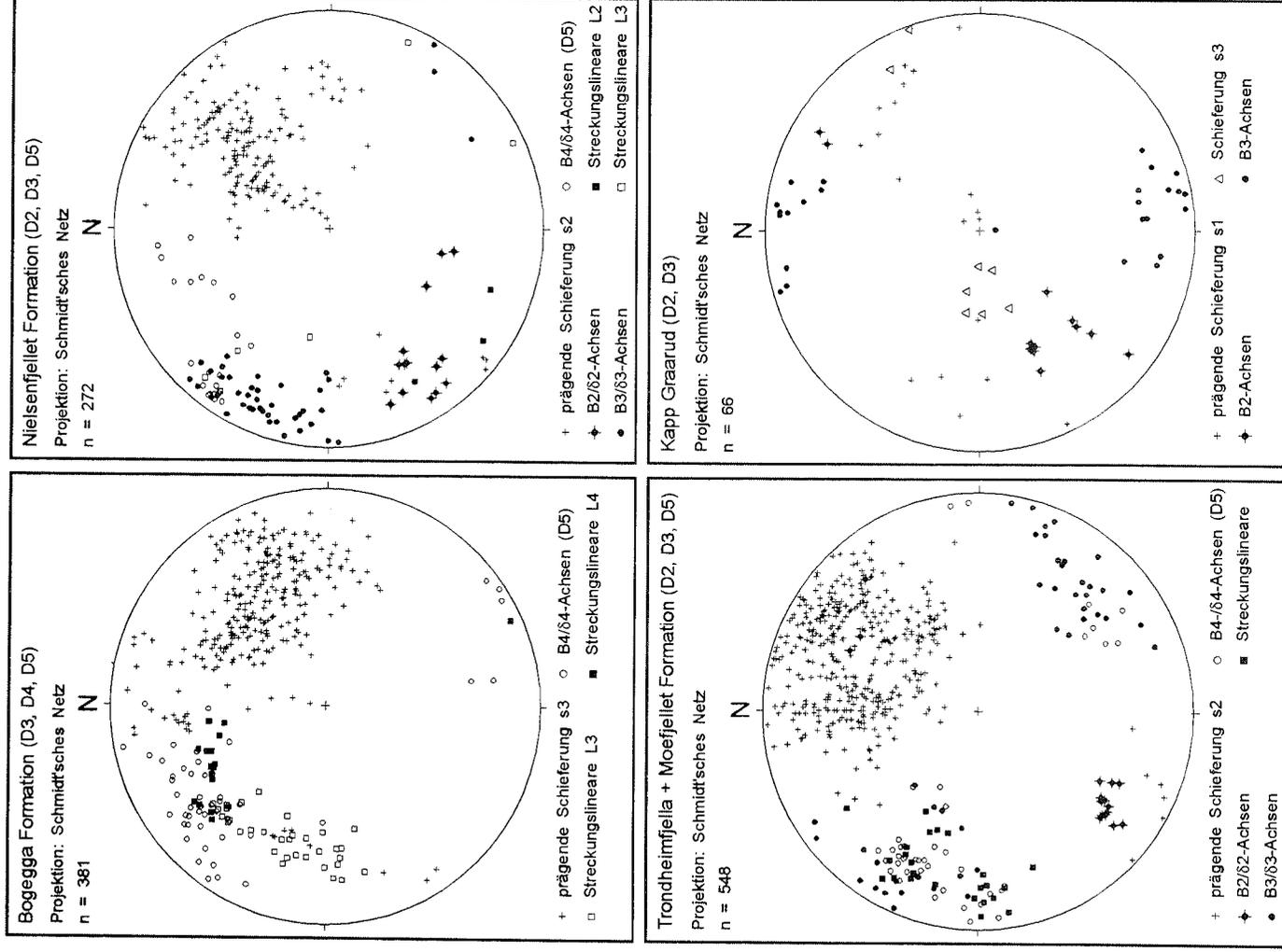
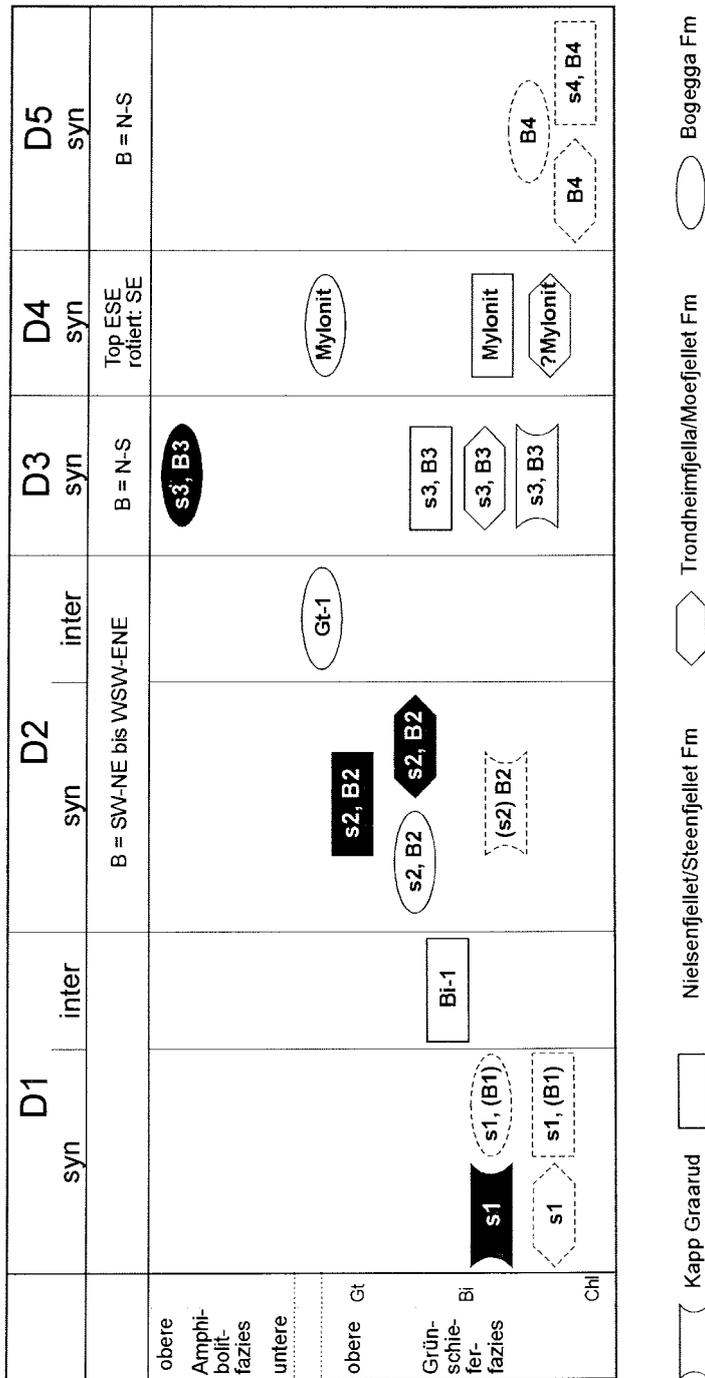
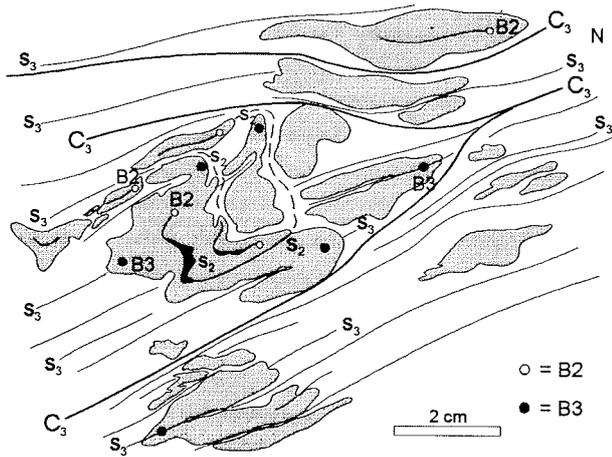


Abb. 2-3: Prä-devonisches tektonisches Inventar in den Bøggga, Nielsenfjellet, Trondheimfjella und Møefjellet Formationen auf der Brøggerhalvøya und in den vendischen + altpaläozoischen Metasedimenten bei Kapp Graarud.

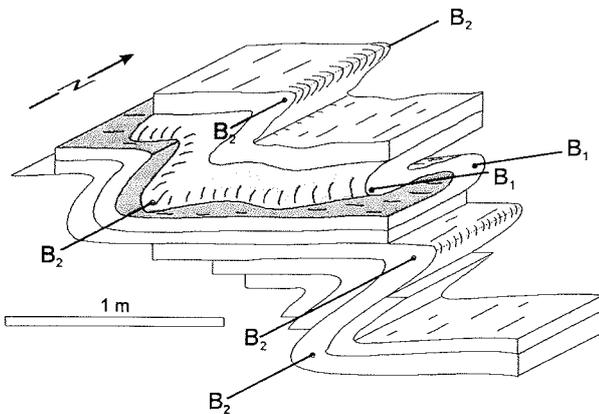


schwarz: Bildung der prägenden Schieferung / des Lagenbaus      gestrichelt: nicht mehr sicher rekonstruierbarer Metamorphosegrad

Abb. 2-4: Deformationsentwicklung und Metamorphosegrade in den einzelnen prä-devonischen Einheiten. In ( ) gesetzte Strukturelemente sind nicht mehr nachweisbar. B = Streichrichtung der Faltenachsen [nach Rückrotation des tertiären Deckenbaus]. Bi = Biotit, Gt = Granat



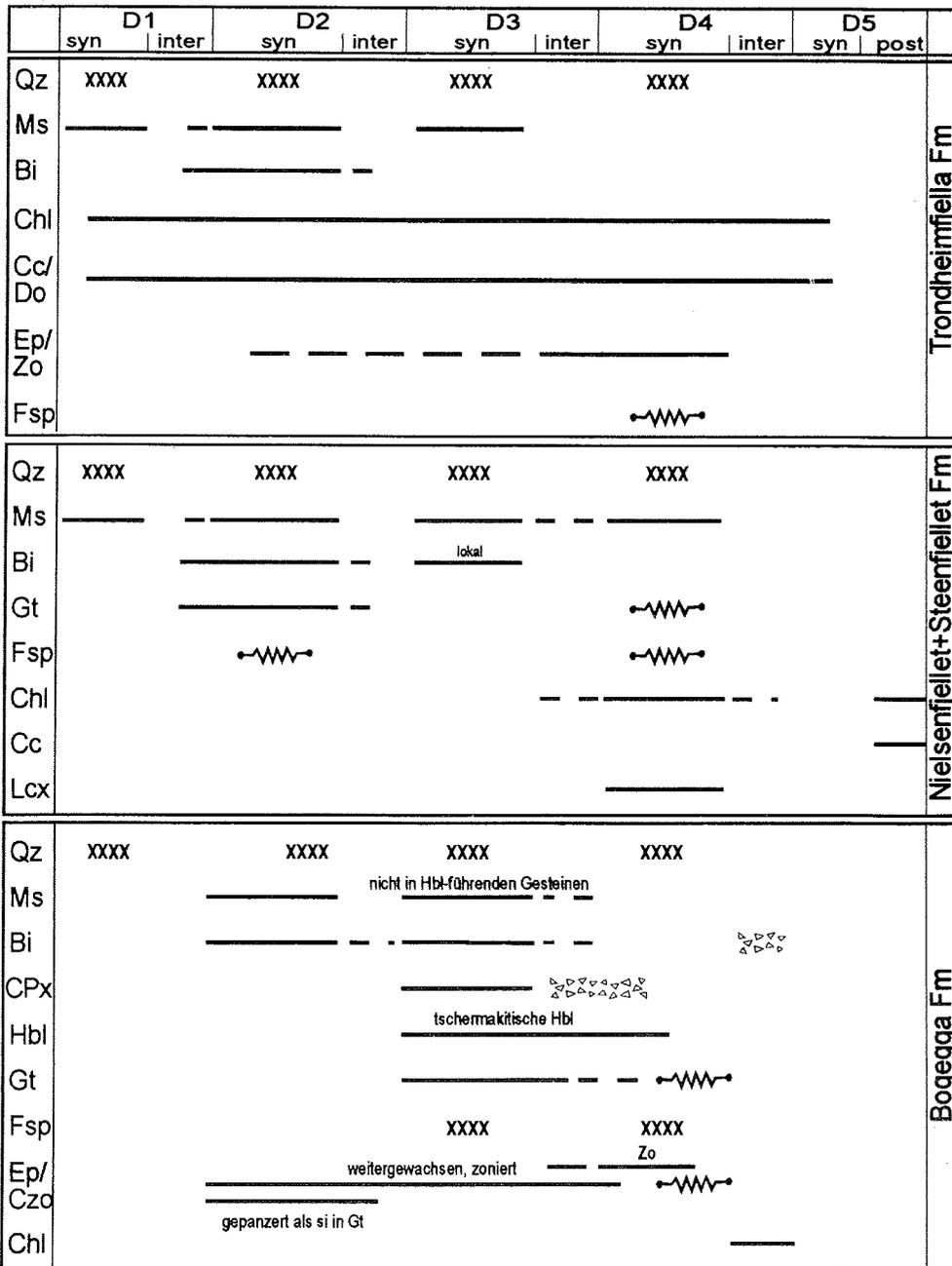
a) Zweifach verfaltete Quarz-/Feldspataggregate in amphibolit-faziellen Glimmerschiefern der Bogegga Formation (südlicher Steenfjellet, westlich des Steenbreens).



b) Überlagerung von zwei Faltingsphasen in den grünschieferfaziellen Quarz-Karbonatschiefern südlich von Kapp Graarud: die etwa SW-NE streichenden B2- Faltenachsen werden um N-S streichende B3-Achsen gefaltet.

Abb. 2-5: D3-Gefüge in unterschiedlichen Krustenstockwerken

Die vierte Deformation D4 ist in duktile Scherzonen konzentriert, die in der Trondheimfjella und Nielsenfjellet Formation wenige m, in der Bogegga Formation bis zu 40 m breit werden können. In der Bogegga Formation fällt die Assoziation der Mylonite mit Kalksilikatgesteinen und Marmoren auf. Die Scherzonen sind durch die Boudinage kompetenterer Einheiten, eine engere und straffere Foliation und die Bildung makroskopischer Mylonitgefüge (sigmoidal ausgeschwänzte Feldspat-/Quarz-Aggregate, asymmetrische Druckschattenbildungen um Feldspat-Porphyroklasten) charakterisiert. Die duktile D4-Scherung führte in den Phylliten der Nielsenfjellet Formation zur Bildung von Phylloniten, die durch einen ausgesprochen straffen Lagenbau aus quarzarmen bis -freien Glimmerlagen und grobkörnigen Quarzlagen gekennzeichnet sind. Die Phyllonitbildung war von einem Fluidfluss begleitet, der zu einer Chloritisierung der Biotite, Leucoxenbildung und Abfuhr leichter löslicher Bestandteile ( $\text{SiO}_2$ ) und damit zu einer relativen Anreicherung immobiler Phasen (insbesondere Titan-Mineralen wie Ilmenit und Titanit) führte. Mylonitische Gefüge sind in der Trondheimfjella Formation in den Chloritschiefern entwickelt. Eine Existenz als eigenständige Deformationsepisode ist zwar nicht mit Sicherheit belegbar, jedoch wahrscheinlich, da ausgeprägte Schergefüge in der Trondheimfjella Formation ansonsten eher untypisch sind.



~ Deformation, Rotation  
 xxxx Rekristallisation (nur Qz, Fsp)  
 △△△△ retrograder Zerfall

Abb. 2-6:  
 Kristallisations-Deformationsdiagramm für die prä-devonische Strukturentwicklung des Grundgebirges auf der Brøggerhalvøya [Ep/Czo umfasst Ep/Zo/Czo] [Mineralabkürzungen s. Anhang]

Kinematische Indikatoren und Quarz-c-Achsen-Verteilungen in den Myloniten/Phylloniten indizieren einheitlich einen Top-nach-ESE Transport.

Die D4-Scherung erfolgte in allen metamorphen Einheiten auf dem retrograden Pfad: In der Bogegga Formation wurden die Diopside in den Scherzonen stark diaphthoritisch überprägt, einige Hornblenden wurden randlich zu Aggregaten aus Epidot/Zoisit, Chlorit und Albit abgebaut (Abb. 2-6). Sowohl die retrograden Mineralbildungen als auch das Feldspatgefüge (Kern-Mantel-Strukturen, Korngrenzmigration als dominanter Rekristallisationsmechanismus, Stress-induzierte Myrmekitbildung, antiperthitische Plagioklasporphyroklasten) sprechen für Bedingungen im Grenzbereich der oberen Grünschieferfazies zur unteren Amphibolitfazies. Die Phyllonitbildung in der Nielsenfjellet Formation, assoziiert mit der Chloritisierung von Biotit und Leucoxenbildung (Abb. 2-6) und kataklastischer Beanspruchung von Granat und Feldspat, sowie die Paragenese der Chloritschiefer der Trondheimfjella Formation aus Epidot/Zoisit und Chlorit sprechen für Bedingungen der mittleren Grünschieferfazies, wobei aufgrund des kataklastischen Verhaltens von Feldspat die Minimumtemperatur von 450 °C für Dislokationsgleiten von Feldspat (TULLIS & YUND 1980) wahrscheinlich nicht erreicht wurde.

Die Lokalisierung der Verformung wurde außer von der Temperatur und den heterogenen Verformungsraten durch Entfestigung infolge eines Fluidflusses einerseits (z.B. Phyllonite der Nielsenfjellet Formation) und andererseits durch die Lithologie und die prä-existierenden Struktur- und Texturmerkmale der Gesteine (z.B. Aufnahme der Scherdeformation durch die feinkörnige Matrix in feldspatdominierten Lithologien der Bogegga Formation) gesteuert. Planare Gefügeelemente älterer Deformationsphasen (s2 oder s3) werden dabei erneut aktiviert.

Die fünfte Deformation D5 im kristallinen Basement ist durch einen großräumigen Antiklinal-Synklinal-Bau (B4) im Maßstab von mehreren 100 m mit NW-SE bis NNW-SSE streichenden B4-Achsen (Abb. 2-3) geprägt, begleitet von der Bildung von Parasitärfaulen mehrfacher Ordnung bis in den cm-Bereich, was besonders in der Nielsenfjellet Formation ausgeprägt ist.

Die B4-Falten sind offener als die B3-Falten und wurden in einem höheren Krustenstockwerk gebildet, sodass die Schieferung s4 nur als weitständige Bruchschieferung entwickelt ist.

### **2.3. Alter der prä-devonischen Deformationen und Vergleich mit NW-Spitzbergen**

Aufgrund von Funden nahezu idiomorpher grenvillischer Zirkone in den Schiefen der Bogegga Formation wird für die Kongsvegen Group eine grenvillische Metamorphose und Deformation in Erwägung gezogen (pers. Mittlg. A. HJELLE). Die Übereinstimmung sowohl der relativen Deformationsabfolge als auch der Richtungen sprechen für eine gemeinsame Deformation der prä-vendischen und vendischen/alt-paläozoischen Einheiten zumindest ab der D2. Daher scheidet eine grenvillische Deformation aus - die gemeinsame Deformation kann nur während der kaledonischen Tektogenese erfolgt sein. Unterschiede resultieren im Wesentlichen aus unterschiedlichen Krustenstockwerken (deutlich höherer

Abb. 2-7: Relative zeitliche Abfolge der Deformationen in den prä-verdischen und verdischen Metamorphiten auf der Brøggerhalvøya und Korrelation mit den Deformationsphasen in verschiedenen Gebieten NW-Spitzbergens.

BRØGGERHALVØYA / KAPP GRAARUD Kongsvegen Group		St. Jonsfjorden + Com- fortlessbreen Group		PIEJOHN & THIEDIG (1995) NW-Haakon VII Land (Liefdefjorden)	PIEJOHN et al. (1997) Mitrahalvøya	LANGE & HELLEBRANDT (1997) SW-Haakon VII Land (Krossfjorden)	HJELLE (1979) NW-Spitzbergen
D1 s <sub>1</sub> B <sub>1</sub>	1. rotationale Deformation: Entwicklung der ersten Schieferung s1 und Bildung von Quarzmobilisaten in den Metapeliten parallel zur antithetischen s1a	D1 s <sub>1</sub> B <sub>1</sub>	1. rotationale Deformation: Entwicklung der ersten Schieferung s1 und Bildung von Quarzmobilisaten in den Metapeliten parallel zur antithetischen s1a	D1 s <sub>1</sub> B <sub>1</sub>	1. rotationale Deformation: Entwicklung der ersten Schieferung s1 und Bildung von Quarzmobilisaten in den Metapeliten parallel zur antithetischen s1a	D1 s <sub>1</sub> B <sub>1</sub>	F0 ?schwache, offene Faltung? Grünschieferfazies
D2 s <sub>2</sub> B <sub>1</sub>	1. Isoklinalfaltung des Lagenbaus sowie der s1 und der D1-Quarzmobilisate um B2-Faltenachsen. Bildung der prägenden Schieferung s2 in der Nielsenfjellet Fm; diese Deformation ist in der Bogegga Fm nur noch in pelitischen Lithologien erhalten	D2 s <sub>2</sub> B <sub>1</sub>	1. enge bis isoklinale Faltung der Schieferung s1 und der Quarzmobilisate um SW-NE (zurückrotiert = E-W) bzw. E-W streichende B2-Faltenachsen, in der Nielsenfjellet und Steenfjellet Fm Bildung der prägenden Schieferung s2	D2 s <sub>2</sub> B <sub>1</sub>	1. Isoklinalfaltung der s1 und der D1-Quarzmobilisate um B2-Faltenachsen, Bildung der Schieferung s2	D2 s <sub>2</sub> B <sub>1</sub>	F1 Isoklinalfaltung, amphibolitfaziale Regionalmetamorphose
D3 s <sub>3</sub> B <sub>1</sub>	2. Isoklinalfaltung, Faltung der Schieferungen s1 und s2 und der Quarzmobilisate um B3-Faltenachsen, in der Bogegga Fm Bildung der prägenden Schieferung s3	D3 s <sub>3</sub> B <sub>1</sub>	2. Isoklinalfaltung der Schieferungen s1 und s2 und der Quarzmobilisate um N-S streichende B3-Faltenachsen, Bildung der prägenden Schieferung s3	D3	D3 s <sub>3</sub> B <sub>1</sub>	D3 s <sub>3</sub> B <sub>1</sub>	F2 2. Isoklinalfaltung, Hauptkristallisation, Bildung des metamorphen Lagenbaus, untere bis obere Amphibolitfazies
				D4 D5			
D4	Lokalisierung der Verformung mit Bildung duktiler Überschiebungszonen: Mylonitisierung von Metapeliten, Quarziten und Marmoren/Kalksilikatgesteinen; Boudinage kompetenterer Einheiten (im Maßstab von cm bis mehreren m)	D4	Lokalisierung der Verformung mit Bildung duktiler Überschiebungszonen: Mylonite	D6	D4 B <sub>1</sub>	D4 B <sub>1</sub>	F3 Migmatisierung, Intrusion der syntektonischen Granite, untere Amphibolit-Fazies
D5 s <sub>4</sub> B <sub>1</sub>	Bildung NE-vergente Falten um NW-SE (zurückrotiert = N-S) streichende B4-Achsen mit Parasitär-falten mehrfacher Ordnung; Entwicklung einer weitständigen Bruchschieferung s4	D5 B <sub>1</sub>	Bildung von großräumigen Antiklinal- und Synklinalstrukturen um WNW-ESE bis NW-SE (zurückrotiert = NW-SE bis N-S) streichende B4-Achsen	D7 B <sub>1</sub>	D4 B <sub>1</sub>	D4 B <sub>1</sub>	F4 offene Falten
				D8		D5	Intrusion der post-tektonischen Granite, Blockbewegungen, Mylonite; obere Grünschiefer-Fazies bis untere Amphibolit-Fazies

Metamorphosegrad der Bogegga Formation im Vergleich zu den vendischen Metasedimenten)

Demzufolge wird in den nachfolgenden Kapiteln das Kristallin als "kaledonisches Basement" bezeichnet.

In NW-Spitzbergen sind nördlich des Kongsfjordens ebenfalls prä-vendische Metamorphite aufgeschlossen, die in die Krossfjorden Group zusammengefasst werden (GEE & HJELLE 1966; ABAKUMOV 1976; HJELLE & OHTA 1974; HJELLE 1979). In jüngster Zeit wird basierend auf Altersdatierungen an Zirkonen als Hinweise für eine bedeutende grenvillische Regionalmetamorphose und Migmatisierung gedeutet (OHTA et al. 1998a,b). Die prä-vendische Kongsvegen Group auf der Brøggerhalvøya kann zumindest bereichsweise mit der Krossfjorden Group korreliert werden (PIEPJOHN & SAALMANN in Vorb.; SAALMANN in Vorb.). In Abb. 2-7 wird die relative Abfolge der Deformationen in den prä-vendischen und vendischen Einheiten auf der Brøggerhalvøya mit den Deformationsphasen in NW-Spitzbergen (Haakon VII Land, Albert I Land) korreliert.

Am vollständigsten ist die Deformationsgeschichte im nordwestlichen Haakon VII Land am Liefdefjorden überliefert (PIEPJOHN & THIEDIG 1992, 1995, 1997). In allen Gebieten ist im Anschluss an die Bildung s1-paralleler Quarzmobilisate eine zweifache Isoklinalfaltung um zunächst etwa W-E und dann N-S streichende Achsen zu verzeichnen (HJELLE 1979; PIEPJOHN & THIEDIG 1995; THIELEMANN 1996; WERNER 1996; GREWING 1997; LANGE & HELLEBRANDT 1997; PELETZ 1997; PIEPJOHN & THIEDIG 1997; PIEPJOHN et al. 1997) (Abb. 2-7). Im Anschluss daran erfolgte die Migmatisierung (HJELLE 1979; PIEPJOHN & THIEDIG 1992, 1995; LANGE & HELLEBRANDT 1997; PIEPJOHN & THIEDIG 1997) assoziiert mit der Intrusion syn-tektonischer Granite (HJELLE 1979; PIEPJOHN & THIEDIG 1995, 1997). Diese Phase der Migmatisierung ist auf der Brøggerhalvøya nicht erhalten. Die hohen syn-D3-Metamorphosegrade auf der Brøggerhalvøya lassen jedoch eine Existenz von Migmatiten auch in Oscar II Land vermuten.

Die Bildung von Myloniten (D4 auf der Brøggerhalvøya) wird in NW-Spitzbergen nur im Liefdefjorden-Gebiet beobachtet (Transporte in östliche Richtungen) und dort als D6 nach der Migmatisierung und Blockbewegungen indiziert (PIEPJOHN & THIEDIG 1995, 1997; PIEPJOHN 1998b) (Abb. 2-7). Interessanterweise sind in der "Lerner Thrust Zone" (PIEPJOHN 1998b) m-mächtige Boudins und duktil deformierte Kalksilikatgesteine in die Schertektonik involviert (PIEPJOHN & THIEDIG 1995; PIEPJOHN 1998b), sodass auch in dieser Hinsicht markante Ähnlichkeiten zu den großen Scherzonen in der Bogegga Formation bestehen.

Die Bildung der offenen Falten um N-S streichende B4-Achsen (D5 auf der Brøggerhalvøya) kann wieder in allen Untersuchungsgebieten beobachtet werden (Abb. 2-7). Allerdings stellen LANGE & HELLEBRANDT (1997) die Faltenbildung zusammen mit der Migmatisierung als D4 dar, wobei die zeitliche Reihenfolge der beiden Ereignisse unklar bleibt.

Die Orientierungen der Faltenachsen weichen auf der Brøggerhalvøya ab. Dies ist auf die tertiäre Überschiebungstektonik zurückzuführen, die das Kristallin aus seiner ursprünglichen Orientierung rotierte. Bei Rückführung der tertiären Tektonik stimmen die Richtungen mit denen in NW-Spitzbergen und im nördlichen Oscar II Land (Kapp Graarud) überein (vgl. Abb. 2-2, 2-3 und 2-7).

Die sehr gute Übereinstimmung des tektonischen Inventars, der Orientierungen und der prä-devonischen Deformationsabfolgen auf der Brøggerhalvøya mit Regionen nördlich des

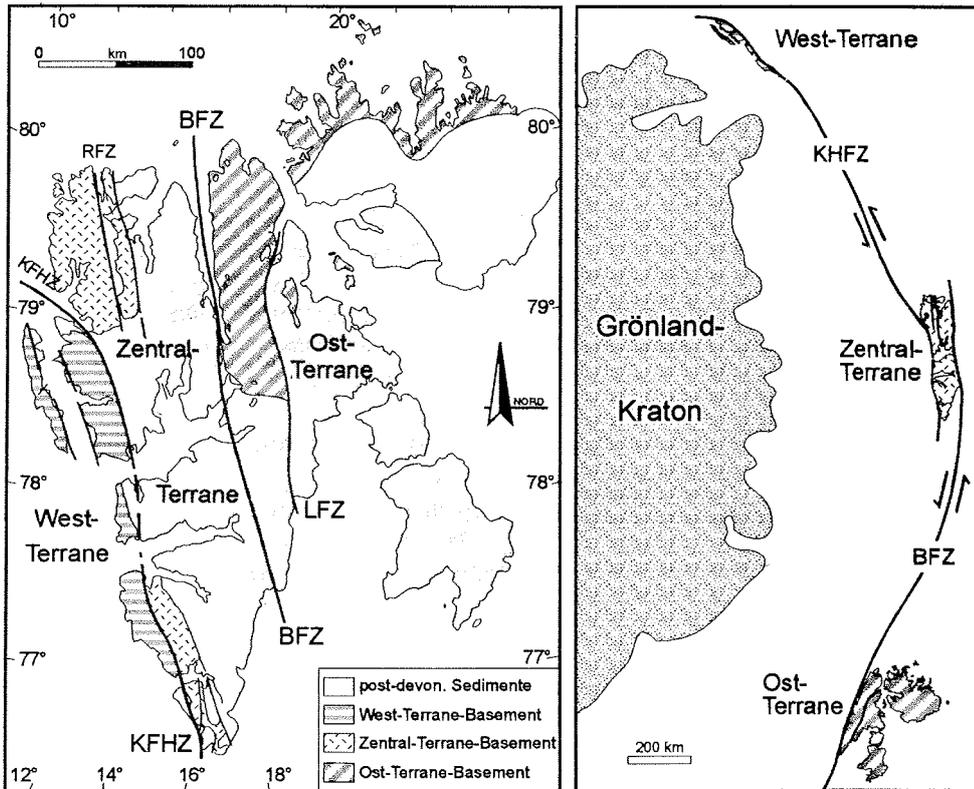


Abb. 2-8: links: Gliederung der prä-devonischen Abfolgen Svalbards in 3 Terranes nach Harland (1972), Harland & Wright (1979) und Harland (1997). rechts: Nach Harland & Wright (1979) werden die 3 Terranes durch weiträumige sinistrale Lateralebewegungen an der Billefjorden und Kongsfjorden-Hansbreen Fault im Oberdevon zusammengeführt. BFZ = Billefjorden Fault Zone; LFZ = Lomfjorden Fault Zone; KHFZ = Kongsfjorden-Hansbreen Fault Zone

Kongsfjordens (Mitrhalbinsel, Liefdefjord) läßt auf eine gemeinsame Entwicklungsgeschichte dieser Einheiten und Gebiete schließen, die infolge der Involvierung vendischer/altpaläozoischer Metamorphite (Brøggerhalvøya, Kapp Graarud) zur kaledonischen Tektogenese gehören müssen.

Eine Korrelation mit NW-Spitzbergen steht in Widerspruch zu dem von HARLAND & WRIGHT (1979) vorgestellten Terrane-Konzept (PIEJOHN & SAALMANN in Vorb.): Basierend auf Vergleichen der Biostratigraphie und Lithologie werden von HARLAND & WRIGHT (1979) 3 Provinzen in Spitzbergen unterschieden (Abb. 2-8), die nach neuerer Nomenklatur allochthonen Terranes entsprechen (HARLAND 1997). Das West-Terrane, zu dem auch die Brøggerhalvøya und Prins Karls Forland gerechnet werden, wird durch die Central-West Fault Zone (HARLAND & WRIGHT 1979) vom Zentral-Terrane getrennt, das seinerseits im E durch die Billefjorden Fault Zone vom Ost-Terrane abgegrenzt wird (Abb. 2-8). Nach HARLAND et al. (1974) fanden im Oberdevon deutliche sinistrale Bewegungen an der Billefjorden Fault Zone statt. Diese Beobachtung führte zu der Vorstellung, daß im Oberdevon im Zuge der Svalbardischen Phase die drei Terranes durch weiträumige sinistrale Blattverschiebungen an der Billefjorden Fault bzw. Central-West Fault

zusammengeführt wurden ( HARLAND 1997; HARLAND & WRIGHT 1979) (Abb. 2-8). Dabei werden entlang der Billefjorden Fault Zone Bewegungen in der Größenordnung von mindestens 200 km, evtl. > 1000 km angenommen und Versatzbeträge von  $1000 \pm 500$  km für die Central-West Fault postuliert. Allerdings ist die Existenz der Central-West Fault als bedeutendes Lineament nicht bewiesen, ebenso bleiben die angegebenen Lateralbewegungen entlang dieser Zone äußerst spekulativ.

Dem Terrane-Konzept zufolge befinden sich die Gebiete nördlich des Kongsfjordens im Zentral-Terrane (Abb. 2-8) und müssten demnach infolge ihrer paläogeographischen Distanz sowie aufgrund ihrer unterschiedlichen Herkunft eine andere prä-devonische Strukturentwicklung als das West-Terrane (Brøggerhalvøya/Oscar II Land und Prins Karls Forland) aufweisen. Die oben angeführten Ergebnisse sprechen jedoch gegen eine getrennte Entwicklung, sondern zeigen, dass die beiden Gebiete spätestens ab der D2 der kaledonischen Tektogenese zusammenlagen und nicht erst im Oberdevon/Unterkarbon aus weit entfernten Gebieten zusammengeführt wurden. Das bedeutet, dass zumindest für diese Gebiete die Existenz zweier allochthoner Terranes während der Svalbardischen Phase bezweifelt werden muß (PIEPJOHN & SAALMANN in Vorb.). Das trifft auch für die postulierte Existenz der Central-West Fault als svalbardische Terrane-Grenze zu. Diese Störung könnte jedoch ein älteres Lineament repräsentieren, das möglicherweise während der kaledonischen Tektogenese eine bedeutende Rolle einnahm.

#### **Das Alter der B4-Faltung**

Während die B4 in der vorliegenden Arbeit als letzte kaledonische Faltungsphase (D5) angesehen wird, werden die Falten aufgrund ihrer Ähnlichkeit mit Knick- und Biegegleitfalten von einigen Autoren als tertiäre Strukturen gedeutet (MANBY 1988; TAPPE 1989; LOSKE 1989; PIEPJOHN et al. in Druck b). Gegen diese Interpretation sprechen jedoch folgende Gründe:

- Die Falten im kristallinen Grundgebirge weisen zwar teilweise Knickfaltengeometrien auf, dennoch erfolgte ihre Bildung in einem mindestens semi-duktilen Regime und nicht in einem derart hohen Krustenstockwerk wie die tertiäre Deformation. Selbst eine schwache metamorphe Überprägung ist in den Sedimenten definitiv nicht zu beobachten.
- In der Engelsbukta-Decke durchschneiden vulkanischen Gänge diskordant das prä-devonische Gefüge und damit auch die B4-Falten (Kap. 3.4), sind also eindeutig post-kaledonisch, werden aber ihrerseits von einer tertiären Überschiebung versetzt. Wären die B4-Falten tertiären Alters, müssten die Gänge und die in ihnen beobachtete Überschiebung jünger sein. Außer jurassisch-kretazischen Gängen sind auf Svalbard nur noch quartäre Gangbildungen zu verzeichnen, was eine quartäre Überschiebungstektonik in der Engelsbukta implizieren würde und eindeutig ausgeschlossen werden kann.
- Die tertiäre Deformation ist an den Überschiebungszonen zwar ausgesprochen intensiv, abseits davon jedoch sind die Sedimente kaum deformiert. Es ist unwahrscheinlich, dass die Deformation in den Sedimenten auf relativ schmale Zonen konzentriert ist, während das Kristallin penetrativ verformt worden wäre. Am nördlichen Haavimbjället liegt die überkippte Brøggertinden Formation mit pedogenem Kontakt auf der Nielsenfjellet Formation (Kap. 3.1.1.2), die prä-devonischen Phyllite und Quarzite sind offen verfaltet (B4), die überlagernden jungpaläozoischen Sedimente (Brøggertinden bis Wordiekammen Formation) jedoch sind nahezu unbeanspruchht. Dieser ausgeprägte

Deformationskontrast spricht eindeutig für ein prä-tertiäres Alter der Faltenbildung

- Die B4-Falten sind auch in NW-Spitzbergen vorzufinden (Abb. 2-7), wo jedoch keine tertiäre Deformation nachweisbar ist (THIELEMANN 1996; WERNER 1996; GREVING 1997; PELETZ 1997; PIEPJOHN et al. 1997).

Demzufolge wurden die Kristallineinheiten während der tertiären Tektonik passiv als Block transportiert und außer in unmittelbarer Nachbarschaft zu Überschiebungen nicht tertiärzeitlich gefaltet. Dadurch werden Abschätzungen der Verkürzung, die eine aktive Faltung des Basements postulieren, zu groß (Kap. 5.6).

### **3 Post-kaledonische Sedimentation und Entwicklung**

Das post-kaledonische Deckgebirge besteht auf der Brøggerhalvøya aus unterkarbonischen Siliziklastika, Sedimenten der permokarbonischen Gipsdalen Group, nur lokal erhaltenen Relikten der Untertrias sowie tertiären Ablagerungen des Ny-Ålesund-Beckens (Abb. 3-1).

Da eine detailliertere Beschreibung der gesamten post-kaledonischen Sedimentfolge auf der Brøggerhalvøya in der Literatur bisher fehlt, wurde der Stratigraphie ein etwas größerer Raum zugebilligt als für eine rein strukturgeologische Analyse notwendig wäre.

#### **3.1 Sedimentation im Jungpaläozoikum**

Die jungpaläozoische Schichtenfolge wird in Svalbard in 3 Gruppen gegliedert (CUTBILL & CHALLINOR 1965; DALLMANN et al. in Druck) (Abb. 3-1):

1. Billefjorden Group (Unterkarbon) mit siliziklastischen Ablagerungen, z.T. kohleführend
2. Gipsdalen Group (Oberkarbon-Unterperm), siliziklastische Rotsedimentation, gefolgt von Plattformkarbonaten
3. Tempelfjorden Group (Oberperm) mit Cherts und verkieselten Kalksteinen

In der Gipsdalen Group kann ein Übergang von terrestrisch-fluviatilen, hauptsächlich grobklastischen Ablagerungen (Brøggertinden Formation) in eine marine Karbonatsedimentation auf dem flachen Schelf bzw. in Lagunen beobachtet werden (Scheteligfjellet, Wordiekammen und Gipshuken Formation). Dabei sind die Brøggertinden und Scheteligfjellet Formationen auf bestimmte Beckenregionen beschränkt. Sie werden im westlichen Becken, dem St. Jonsfjorden Trough (CUTBILL & CHALLINOR 1965), zur Charlesbreen Subgroup zusammengefasst und dadurch von den äquivalenten Ablagerungen des Billefjorden Troughs (CUTBILL & CHALLINOR 1965) im Osten Spitzbergens getrennt. Erst die Sedimente ab der Wordiekammen Formation sind in ganz Spitzbergen verbreitet (CUTBILL & CHALLINOR, DALLMANN et al. in Druck).

Da in der vorliegenden Arbeit besonders die tektonischen Zusammenhänge interessieren, wird die Beschreibung der Sedimentation nicht nach den Gruppen, sondern nach strukturellen Ablagerungsräumen gegliedert, sodass die auf den St. Jonsfjorden Trough beschränkten und von syn-sedimentärer Tektonik beeinflussten karbonischen Sedimente von der relativ stabilen Plattformsedimentation des Oberkarbon-Perms getrennt werden.

##### **3.1.1 Sedimentation im St. Jonsfjorden Trough**

###### **3.1.1.1 Orustdalen Formation (Unterkarbon)**

Die klastischen unterkarbonischen Sedimente der Orustdalen Formation Billefjorden Group (CUTBILL & CHALLINOR 1965) repräsentieren die ältesten post-kaledonischen Sedimente auf der Brøggerhalvøya. Sie sind jedoch auf den äußersten SW bei Kulmodden beschränkt

Brøggerhalvøya (St Jonsfjorden Trough)						Lithologie		
Tertiär ? Paläozän ?		Van Mijenfjorden Group	Ny-Alesund Subgroup	Brøggerbreen Fm	Bayelva Mb	>160 m	Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine; Kohleflöze	
					Leirhaugen Mb	5-20 m		
				Kongsfjorden Fm	Tvillingvatnet Mb	25 - 70 m		
					Kolhaugen Mb	0-40 m		
Kreide Jura			keine Sedimentation <b>erodiert</b>					
Trias Unter		Sassendalen Group		Vardebukta Fm	50 m	dunkle Tonsteine		
Perm	Ober	Tatarium	? keine Sedimentation ?					
		Kazanium Kungurium	Tempelfjorden Group		Kapp Starostin Fm	230 m	Cherts, verkieselte Kalksteine; Top: glaukonitische Sandsteine	
	Unter	Artinskium	Gipsdalen Group	Charlesbreen Subgroup	Gipshuken Fm	Dolomit Mb	30 - 140 m	laminierte Dolomite
						Klotenbrekzie Mb		karbonatische Brekzie mit laminierten Dolomit- und Kalkklasten
	Sakmarium Asselium				Wordingammen Fm	Tyrrellfjellet Mb	140 m	Wechselagerung von Dolomiten und Kalken, teilw. verkieselt, mit Kieselknollen; Grenzhorizont zw. beiden Membr.: Fusulinen-Bank bzw. schwarzer Kalk
						Møre-breen Mb	150 m	
Karbon (Mitte)	Ober	Gzhelium Kasimovium			Scheteligfjellet Fm	8 - 120 m	Kalksteine, Dolomite; Sand- und Siltsteine	
		Moscovium						
	Bashkirium				Brøggertinden Fm	13 - 300 m	Konglomerate und Sandsteine; im oberen Teil Einschaltung von Kalken und Dolomiten	
Unter		Billefjorden Group			Orustdalen Fm	100 - 225 m	Sandsteine, Quarzarenite, Litharenite, oligomikte Konglomerate	
Devon	keine Sedimentation							
prä-devonisches Basement								

Abb. 3-1: Stratigraphische Tabelle der post-kaledonischen Sedimente auf der Brøggerhalvøya (nach Cutbill & Challinor 1965, Challinor 1967, Midbøe 1985, Ludwig 1988, Sidow 1988, Wuthenau 1988, Weber 1990, Brommer 1994, Saalman 1995, Dallmann et al. 1995, Dallmann et al. in Druck).

(Abb. 3-2), wo sie diskordant Phyllite der Nielsenfjellet Formation überlagern.

Ablagerungen des Unterkarbons werden bereits von NATHORST (1910) erwähnt und von HOLTEDAHL (1913) und ORVIN (1934) erstmals beschrieben. Weitere sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen werden von BARBAROUX (1967) und FAIRCHILD (1982) durchgeführt.

Anhand von Sporenfunden in den unteren Abschnitten der Profile wurde das Alter der Orustdalen Formation auf Ober-Dinant bis Unter-Namur bestimmt (FAIRCHILD 1982).

Bei Kulmodden ist eine hauptsächlich grobklastische Folge aus Sandsteinen und Konglomeraten aufgeschlossen. Die Schichten fallen flach mit etwa 30° in nördliche Richtungen ein. Die Mächtigkeitsangaben verschiedener Bearbeiter schwanken deutlich: sie reichen von 50 m (BARBAROUX 1967) und 90-125 m (ORVIN 1934; WUTHENAU 1988; WEBER 1990) bis sogar 250 m (FAIRCHILD 1982). 1995 wurde ein Profil aufgenommen (Abb. 3-2), das von der Lage dem NW-Profil von FAIRCHILD (1982) entspricht. Die Untergrenze der Orustdalen Formation liegt im Fjord, die Obergrenze ist ebenfalls nicht aufgeschlossen, die beginnende Rotfärbung der Sedimente in den oberen Profilabschnitten (s.u.) deutet jedoch die Nähe zur Obergrenze an. Die Mächtigkeit dieses Profils beträgt mindestens 110 m, die Gesamtmächtigkeit der Orustdalen Formation kann auf etwa 150 m geschätzt werden.

Die Orustdalen Formation besteht hauptsächlich aus grauen, hellbraun verwitternden Konglomeraten, konglomeratischen Sandsteinen und Fein- bis Grobsandsteinen. Vor allem in den oberen Profilabschnitten sind feinkörnige Siltsteine und Tonsteine eingeschaltet (Abb. 3-2). In der Nähe der Kiærsvika ist mit schwarzen Tonsteinen ein etwa 3 m mächtiges Kohleflöz assoziiert (ORVIN 1934; FAIRCHILD 1982).

Die meisten Konglomerat- und Sandsteinbänke keilen lateral bereits nach einigen m bis 10er-m aus und besitzen eine linsige Form. Schrägschichtung ist bevorzugt in den Sandsteinen entwickelt, häufig bemerkbar anhand von dünnen Feinkieslagen, die die Schrägschichtung nachzeichnen. Einige Sandsteine enthalten kleinere Konglomeratlinsen im dm- bis m-Maßstab. Im Gegensatz zu den Sandsteinen weisen die Konglomerate in der Regel keine Internstrukturen auf. Nur sehr selten, vor allem im basalen Profilabschnitt, ist in einigen Konglomeratbänken eine gradierte, "fining-upward" Schichtung erkennbar. Oft sind in die Konglomerate dünne Sandsteinlagen eingeschaltet, einige Konglomeratbänke enthalten Sandsteinlinsen im m-Maßstab. Häufig ist zu erkennen, wie sich die Konglomerate erosiv rinnenförmig in die Sandsteine eingeschnitten haben. In der Orustdalen Formation sind sowohl mäßig bis unsortierte als auch recht gut sortierte Konglomerate, grobe und feinerkörnige Varietäten vertreten (Abb. 3-2).

Die meisten Sandsteine gehören zu den Quarzareniten und Lithareniten. Während einige Varietäten eine sandige, lokal tonige Matrix besitzen, weisen andere sparitischen Zement auf. Die Konglomerate besitzen eine sandige Matrix, die in einigen Varietäten auch einen Ton- und Siltgehalt aufweisen kann. Der Klastengehalt der Litharenite und Konglomerate besteht nahezu ausschließlich aus grauen und weißlichen Quarzen und quarzhaltigen Komponenten wie mikrokristallinen Cherts unterschiedlicher Ausbildung (mit und ohne Internstrukturen wie Lagenbau oder Quarzadern, schwachmetamorpher oder sedimentärer Herkunft), Quarziten und vereinzelt Sandsteingeröllen, die möglicherweise aus aufgearbeiteten unteren Horizonten stammen. In den Konglomeraten können die Gerölle bis zu 6 cm Größe erreichen. Die Lithoklasten sind größtenteils (sub)angular bis mäßig gerundet, seltener gut gerundet. In der tonigen Matrix kann Chlorit in Form von unregelmäßigen Aggregaten als Neubildung im Porenraum auftreten. Vor allem in der oberen Orustdalen Formation kann Hämatit in den Porenwickeln ausgefällt sein. Quarz, Kaolinit, Pyrit und Calcit sowie eine Rotfärbung durch Hämatit sind die wesentlichen Zementationen in den Klastiten der Orustdalen Formation, die als frühdiagenetische Prozesse interpretiert werden (FAIRCHILD 1982).

Interessant sind die bei FAIRCHILD (1982) erwähnten Chert-Gerölle mit Radiolarienresten.

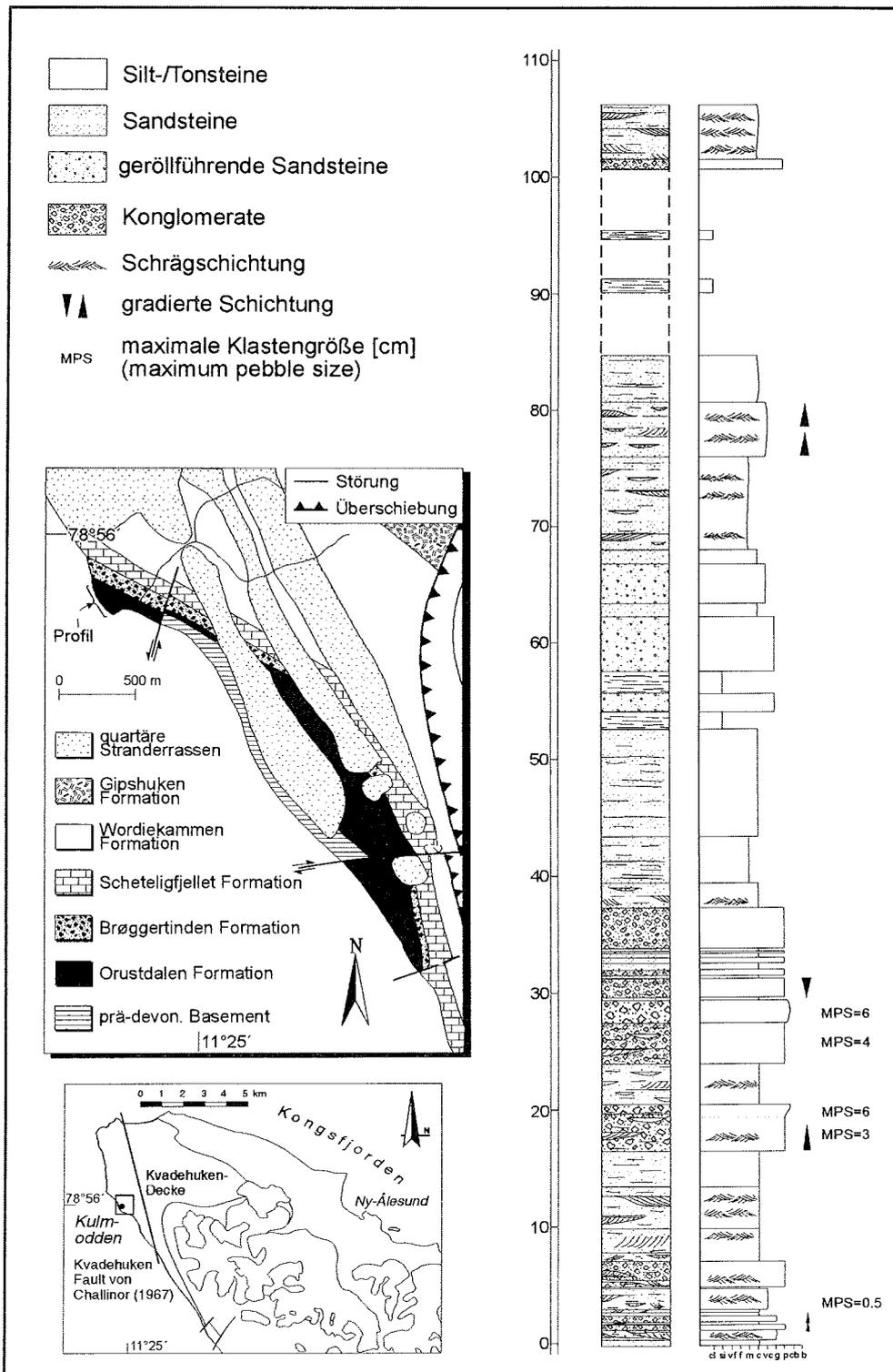


Abb. 3-2: Geologische Karte und stratigraphisches Profil der unterkarbonischen Orustdalen Formation bei Kulmodden.

Die Herkunftsgebiete dieser Klasten müssen altpaläozoische Gesteine aufweisen, die heute im Raum der Brøggerhalvøya und nördlichen Oscar II Land nicht mehr vorhanden sind. Das Liefergebiet lag also evtl. weiter im S oder W. Auch in Prins Karls Forland sind im N paläozoische, kaledonisch deformierte Einheiten aufgeschlossen (KLEE 1990, MERSMANN 1990; POST 1990), die möglicherweise ebenfalls als Liefergebiete in Frage kommen könnten. Korngröße, lentikuläre Form der Schichtpakete und Schrägschichtung weisen auf einen fluviatilen Ablagerungsraum, vermutlich ein "braided river"-Environment, hin. Der geringe Rundungsgrad ist zudem Indiz für nur kurze Transportweiten. Nach FAIRCHILD (1982) handelt es sich um einen küstennahen Alluvialfächer, initiiert von tektonischen Bewegungen entlang einer (rezent) etwa NNW-SSE streichenden Störung (Kvadehukun Fault nach CHALLINOR (1967)). Die mächtigen Sandsteinpakete mit wechselnder Schrägschichtung stellen eine durch Tideströmungen oder Wellenbewegung aufgearbeitete Fazies in der Gezeitenzone dar, die feinkörnigen siltig-tonigen Abschnitte repräsentieren Hochwasserablagerungen auf einer Überschwemmungsebene (FAIRCHILD 1982). Durch Abnahme der Subsidenz werden die groben Sedimente des unteren Profilabschnitts von feinerkörnigen Ablagerungen der weitflächigen Überflutungsebenen mit Einschaltung von Ton- und Siltsteinen sowie lokalen Kohlebildungen abgelöst.

Der NE der Brøggerhalbinsel war im Unterkarbon Abtragungsraum, was das Fehlen der Kulmablagerungen in diesem Gebiet erklärt. Eine andere Möglichkeit beschreibt FAIRCHILD (1982), nach dem die Ablagerungen der Orustdalen Formation erst während der tertiären Tektonik durch Lateralbewegungen entlang der Kvadehukun Fault (CHALLINOR 1967)(Abb. 3-2) in das Gebiet der Brøggerhalvøya gebracht wurden. Allerdings ist die Bedeutung der Kvadehukun Fault vermutlich geringer als von CHALLINOR (1967) postuliert wird. Rezent ist die Orustdalen Formation auf eine einzige Decke - die Kvadehukun-Decke - des tertiären Deckenstapels beschränkt, die sich in einem schmalen Streifen von NW nach SE subparallel zur Küste erstreckt (Abb. 3-2). Es ist aber möglich, dass auch weiter im SE der Decke (Kiærstranda und Leinstranda) unterkarbonische Sedimente im Untergrund vorliegen, was gegen einen bedeutenden Versatz entlang der postulierten Kvadehukun Fault spräche.

Die Sedimentation der unterkarbonischen Sedimente wird in ganz Svalbard von syn-sedimentären Störungen kontrolliert (CUTBILL & CHALLINOR 1965; GJELBERG & STEEL 1981; STEEL & WORSLEY 1984; LAURITZEN et al 1989; DALLMANN et al. 1990; DALLMANN et al. 1993). Nach anfänglicher Bildung kleiner isolierter Gräben entwickelte sich nach STEEL & WORSLEY (1984) und WORSLEY & AGA (1986) im Namur ein zusammenhängendes großes Becken mit starken lateralen Mächtigkeitsschwankungen der Ablagerungen (Billefjorden Group).

Eine Definition der Obergrenze der Orustdalen Formation ist problematisch und wird von verschiedenen Bearbeitern unterschiedlich festgelegt. Nach oben hin nimmt eine Rot- und Grünfärbung der Schichten zu, verursacht durch Fe-Mineraie, die auch für die Gesteine der Brøggertinden Formation charakteristisch sind, die in deutlich arideren Klimaten abgelagert wurden. Daher wird die Obergrenze beispielsweise von HOLTEDAHL (1913) und WUTHENAU (1988) an die beginnende Rotfärbung gelegt. Allerdings ist diese Färbung nur lokal und fleckenhaft entwickelt. Sie kann auch post-sedimentären Ursprungs sein und diagenetisch während des Bashkiriums und Moscoviums infolge arider werdenden Klimas

entstanden sein (FAIRCHILD 1982). Als Kriterium für eine Grenze ist die Färbung demnach unbefriedigend.

### 3.1.1.2 Brøggertinden Formation (mittleres Karbon)

Von ORVIN (1934) werden erstmals Profile von Rotsedimenten an der Nordküste bei Stuphallet und an der Typlokalität (Brøggerfjellet) aufgenommen, jedoch aufgrund schlecht erhaltener Fischfunde ins Devon gestellt. Die Bearbeitungen der klastischen Karbonabfolgen von BARBAROUX (1967) und HOLLIDAY (1968) beschränken sich auf Aufschlüsse an der Südwestküste. Die detailliertesten stratigraphischen Aufnahmen sowie petrographischen und faziellen Untersuchungen stammen von LUDWIG (1988).

Die Brøggertinden Formation wird nach CUTBILL & CHALLINOR (1965) ins Bashkirium gestellt. Dieses Alter wird durch Conodontenfunde in Kalksteinen aus den oberen Profilabschnitten der Brøggertinden Formation bestätigt (BUGGISCH et al. in Druck).

Die Brøggertinden Formation erreicht auf der zentralen Brøggerhalvøya Mächtigkeiten bis zu 300 m am Brøggerfjellet, im Osten der Halbinsel werden lediglich 13 m erreicht, wobei die Formation weiter nach Osten auskeilt und bereits am westlichen Grensefjellet nicht mehr vorhanden ist. Im SW bei Kulmodden weisen die Ablagerungen ebenfalls eine reduzierte Mächtigkeit von wenigen m auf.

Auch die Schichtglieder besitzen lateral nur eine geringe Beständigkeit: selbst bei benachbarten Profilen innerhalb einer Decke ist eine Korrelation einzelner Horizonte nicht möglich.

In zwei Profilen - am Brøggerfjellet (LUDWIG 1988) und am Haavimbjfellet (LUDWIG 1988; SAALMANN 1995) - ist der sedimentäre Kontakt zum Kristallin aufgeschlossen, an dem die Konglomerate mit einer Winkeldiskordanz verfaltete Phyllite der Nielsenfjellet Formation überlagern. Am Haavimbjfellet werden die kaledonischen Phyllite und Quarzite von einem Calcrete-Horizont mit intensiver Rotverwitterung überlagert (LUDWIG 1988), an den sich gelbliche Konglomerate mit angularen Klasten aus dem Grundgebirge anschließen.

Die Brøggertinden Formation wird aus hauptsächlich roten Konglomeraten und Sandsteinen, seltener Siltsteinen aufgebaut. In den oberen Abschnitten sind marine Karbonathorizonte eingeschaltet. Der zumindest zeitweise herrschende marine Einfluß in diesen Abschnitten wird auch durch die in vielen Konglomeraten und Sandsteinen auftretende dolomitische Grundmasse dokumentiert.

Die meist rotgefärbten Sandsteine sind in der Regel fein- bis mittelkörnig. Es handelt sich in den meisten Fällen um Sublitharenite und untergeordnet Quarzarenite und Litharenite (LUDWIG 1988). Einige Varietäten sind sehr hellglimmerreich. Viele Bänke zeigen eine Schrägschichtung. Oftmals sind Rinnen aus Konglomeraten in den Sandsteinpaketen enthalten oder Gerölllagen eingeschaltet, welche die Schrägschichtung nachzeichnen. Sandsteine sind auch als Linsen oder geringmächtige Lagen in die Konglomerate eingeschaltet.

Die Konglomerate sind lithologisch sehr variabel: Neben polymikten und sehr unsortierten, teilweise recht großen Konglomeraten sind kompositionell und textuell deutlich reifere Varietäten entwickelt. Die meisten Konglomerate sind matrixgestützt, doch

komponentengestützte Bänke sind ebenfalls häufig.

Die unsortierten Konglomerate weisen bis zu 20 cm große Klaster auf, welche meistens unregelmäßig in der Matrix liegen. Nur in seltenen Fällen sind längliche Gerölle subparallel zur Schichtung eingeregelt. Der Rundungsgrad der Klaster ist im allgemeinen schlecht, vor allem die groben Gerölle sind maximal kantengerundet, während kleinere Quarzgerölle gut gerundet sein können. Die Geröllkomponenten bestehen aus Quarz, Quarzit, Chert, Kalkstein, Dolomit, bräunlichen und roten Sandsteinen, Erz (Hämatit) und seltener auch Phyllit. Die sedimentären Klaster treten vor allem in der oberen Brøggerfinden Formation auf und stellen resedimentierte Bestandteile aus wieder aufgearbeiteten Horizonten der unteren Formation dar.

Ganz anders gestaltete Konglomerate können z.B. nördlich des Sherdahlfjellets bzw. östlich des Zeppelinfjellets gefunden werden: diese komponentengestützten Varietäten bestehen nahezu ausschließlich aus Quarz- und Quarzitgeröllen, die einen wesentlich besseren Rundungsgrad aufweisen. Zwar sind auch hier unterschiedliche Klastengrößen vorhanden, doch fallen die Korngrößenschwankungen deutlich geringer aus. Ähnliche Konglomerate kommen vermutlich auch am Brøggerfjellet vor (LUDWIG 1988).

Für die obere Brøggerfinden Formation charakteristische Konglomeratvarietäten bestehen aus einer gelblichen, dolomitischen Matrix mit je nach Faziesraum mehr oder weniger gut gerundeten Komponenten. Fazial stellen diese Konglomerate Schuttströme dar, die in marin-lagunäre Ablagerungsräume münden.

Die Brøggerfinden Formation besteht überwiegend aus fluviatilen Ablagerungen. Nach LUDWIG (1988) kann eine zyklische Faziesabfolge von Alluvialfächern über alluviale Ebenen mit verflochtenen Flußläufen rekonstruiert werden, die schließlich in einen Supratidal- und Deltabereich münden. Dabei können innerhalb dieser Abfolge mehrere Faziestypen (A bis G) zwischen proximalen Schuttströmen und marin beeinflussten Abschnitten unterschieden werden (LUDWIG 1988). Die Abfolge ist jedoch nicht überall voll entwickelt, was hauptsächlich auf die tertiäre Tektonik zurückgeführt werden muß, in einigen Profilen jedoch bereits durch die Ablagerungsbedingungen im Karbon bedingt ist: Profile im E der Brøggerhalvøya - z.B. am Haavimbefjellet und Nielsenfjellet - sind sehr geringmächtig und beginnen bereits mit dolomitischen Sandsteinen und Konglomeraten, die eindeutig der oberen Brøggerfinden Formation zuzuordnen sind (LUDWIG 1988; BROMMER 1994; SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997). Das bedeutet, dass die Sedimentation dort erst deutlich später begann als in anderen Regionen. Das gleiche gilt für die Ablagerungen im SW bei Kulmodden, wo die Brøggerfinden Formation aus gelben, dolomitischen Konglomeraten der Fazies G besteht. Eine ungestörte Abfolge ist in keinem Profil erhalten, meistens sind die basalen Abschnitte durch tertiäre Überschiebungen abgeschert, teilweise sind jedoch auch die mittleren Teile gestört. Der oberste Faziestyp G ist dagegen in jedem Profil erhalten (LUDWIG 1988).

Neben den Einschaltungen von charakteristischen grau-grünen Kalksteinen und gelb verwitternden Dolomiten im Faziestyp G fallen vor allem einige besonders grobe und unsortierte Konglomerate auf. Diese überlagern auffallend häufig, wenn auch nicht ausschließlich, Kalkhorizonte, die in den meisten Fällen nach LUDWIG (1988) Calcrete-Horizonte darstellen, also Sedimentationspausen repräsentieren. Die Ablagerung der groben Konglomerate erfolgt daher vermutlich infolge erneuter, tektonisch induzierter Hebungen des Hinterlandes mit groben Schüttungen und gleichzeitige Aufarbeitung schon

bestehender Schichten, da insbesondere die unsortierten Konglomerate Klasten aus Kalksteinen, Dolomiten und Sandsteinen aufweisen. Sie können demnach als Hinweise für eine syn-sedimentäre Tektonik im unteren Oberkarbon angesehen werden (LUDWIG 1988). Die beschriebenen Konglomerate treten meistens in den unteren Bereichen der Fazies G auf.

In mehreren Profilen kann nach oben zur Grenze der Scheteligfjellet Formation hin auch eine Abnahme der Klastenvielfalt und ein allgemein etwas besserer Rundungsgrad der Gerölle registriert werden. In einigen Profilen sind Sedimentstrukturen wie Rippelmarken, Bioturbation und Trockenrisse häufig (LUDWIG 1988). Gradierte Schichtung sowie lokale Erosionsdiskordanzen können ebenfalls mehrfach beobachtet werden.

Die klastischen Sedimente der Brøggertinden Formation und ihre Äquivalente in Svalbard sind auf bestimmte Becken bzw. Grabenzonen beschränkt. Die Brøggerhalvøya befindet sich im N des St. Jonsfjorden Troughs (CUTBILL & CHALLINOR 1965), der im Westen vom sog. Wedel Jarlsberg High (DALLMANN et al. in Druck) und im E vom Nordfjorden Block (CUTBILL & CHALLINOR 1965) begrenzt ist.

Die Sedimentation erfolgte in einem semi-ariden Klimaraum, der von syn-sedimentären tektonischen Bewegungen geprägt spätestens ab dem oberen Bashkirium von marinen Ingressionen beeinflusst wurde (STEEL & WORSLEY 1984; WORSLEY & AGA 1986; LUDWIG 1988, 1991). Die Orientierung und Beckenkonfiguration des St. Jonsfjorden Troughs während des mittleren Karbons werden in Kap. 3.1.3 behandelt.

### **3.1.1.3 Scheteligfjellet Formation (Oberkarbon)**

Die auf die Brøggertinden Formation folgenden oberkarbonischen karbonatbetonten Sedimente bilden nach CUTBILL & CHALLINOR (1965) das unterste Member der Nordenskiöldbreen Formation. Im Zuge der von der Stratigraphischen Kommission Svalbard (SKS) erarbeiteten Neugliederung der jungpaläozoischen Sedimente erhält das Member jedoch Formationsstatus und wird als Scheteligfjellet Formation aus der ehemaligen Nordenskiöldbreen Formation ausgegliedert (DALLMANN et al. in Druck). Der Grund dafür besteht darin, dass die Ablagerungen der Scheteligfjellet Formation zwar im Gegensatz zu der hauptsächlich terrestrischen Brøggertinden Formation gänzlich marine Bedingungen repräsentieren, diese Sedimente jedoch, ebenso wie die der Brøggertinden Formation, auf den St. Jonsfjorden Trough beschränkt sind. Daher sind sie nicht unmittelbar mit den überlagernden, weite Gebiete Spitzbergens überdeckenden Karbonaten der ehemaligen oberen Nordenskiöldbreen Formation zu vergleichen.

Für die SKS wurde 1996 ein Typprofil der Scheteligfjellet Formation im Traudalen aufgenommen (Abb. 3-3).

Die Scheteligfjellet Formation wird nach Fossilfunden ins Moscovium gestellt (HOLTEDAHL 1911, 1913; CUTBILL & CHALLINOR 1965; BUGGISCH et al. in Druck). Sie ist in der Regel an den gleichen Profilen wie die Brøggertinden Formation aufgeschlossen, die sie mit einer leichten Erosionsdiskordanz überlagert.

Nach CUTBILL & CHALLINOR (1965) bestehen die basalen Schichten aus einem 5 bis 10 m mächtigen Konglomerat. In Profilen bei Kulmodden und Kiærstranda auf der westlichen Brøggerhalvøya befinden sich nach HOLLIDAY (1968) ebenfalls Konglomerate an der Basis, die eine gelbliche, dolomitische Matrix mit angularen Klasten aufweisen. Diese Konglome-

# Scheteligjellet Formation

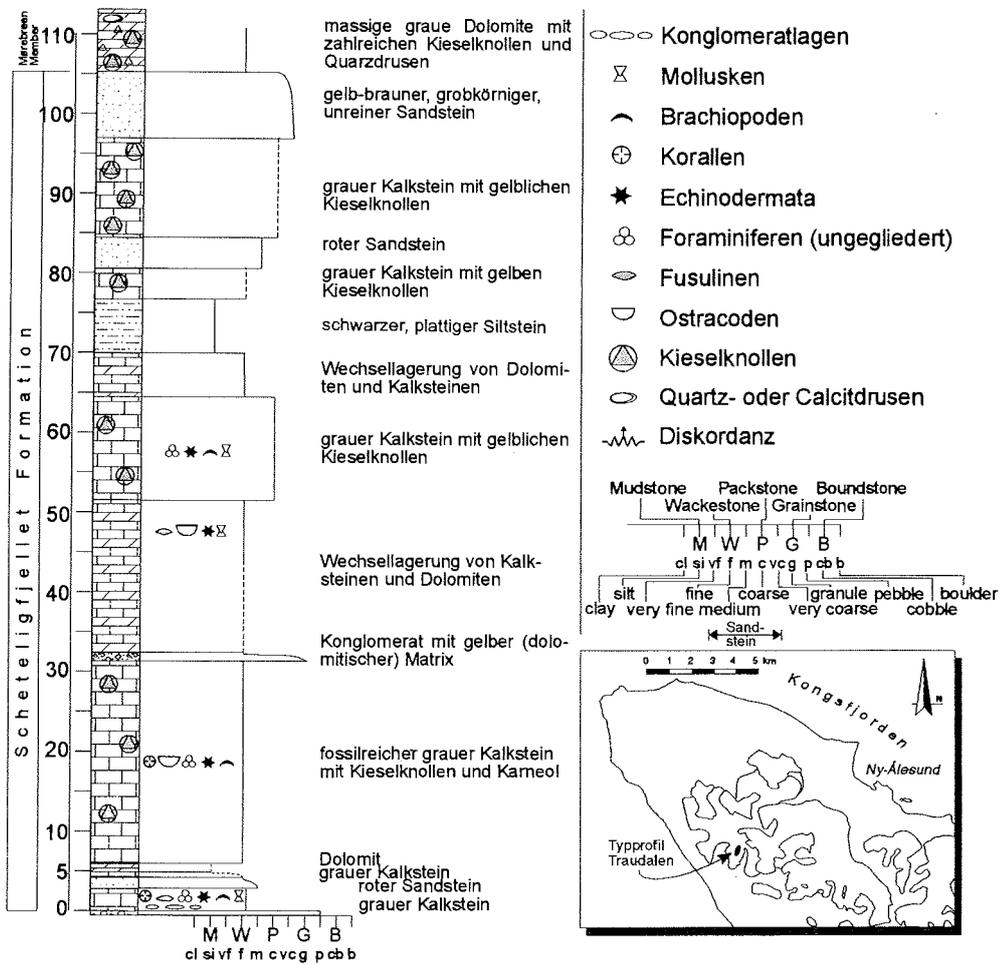


Abb. 3-3: Typprofil der Scheteligjellet Formation im Traudalen.

rate sind jedoch für die obere Brøggertinden Formation in vielen Profilen kennzeichnend (z.B. Traudalen, Haavimbjället, Nielsenfjellet) und daher keine geeigneten stratigraphischen Grenzhorizonte. Zudem ist am Kiærstranda eine Sonderfazies der Scheteligfjellet Formation entwickelt (s.u.). Dagegen definiert LUDWIG (1988, 1991) als Basis einen fossilführenden blaugrauen Kalkstein, den Multithecoporen-Kalk (LUDWIG 1988, 1991), benannt nach häufigen in situ-Funden von *Multithecopora* sp. (von HOLTEDAHL 1911 vermutlich als *Syringopora parallela* FISCHER bestimmt (LUDWIG 1988)). Dieser charakteristische Horizont ist in den meisten Profilen anzutreffen und stellt demnach eine ideale Basis für die Formation dar. Er ist allerdings nicht überall fossilreich. Am Kiærstranda setzt der Haupthorizont aus und der Multithecoporen-Kalk wird statt dessen von einem kleinen "patch"-Riff und schwarzen Kalken vertreten (s.u.).

Die Definition der Obergrenze der Scheteligfjellet Formation ist problematisch, da der Übergang zum überlagernden Mørebreen Member der Wordiekammen Formation (ehemalige obere Nordenskiöldbreen Formation) graduell erfolgt und charakteristische Horizonte wie in den Basisschichten fehlen. In Profilen mit klastischen Einschaltungen können die jüngsten klastischen Schichten als oberste Einheiten angesehen werden. In rein karbonatischen Profilen ist eine Grenzziehung recht willkürlich und wird von verschiedenen Bearbeitern unterschiedlich gehandhabt. Die in der vorliegenden Arbeit verwendete und der SKS vorgeschlagene Definition legt die Obergrenze der Scheteligfjellet Formation unter die ersten massigen und mächtigen knollenreichen Kalkstein- oder Dolomitabfolgen ohne klastische Einschaltungen. Die Betonung von "massig und mächtig" sowie "ohne klastische Einschaltungen" sind dabei bedeutende Kriterien, da geringmächtige knollenreiche Kalkstein- und Dolomithorizonte bereits innerhalb der Scheteligfjellet Formation auftreten können. Diese Gliederung ist insbesondere im Gelände die praktikabelste Lösung.

Wie die Brøggertinden Formation weist auch die Scheteligfjellet Formation deutliche laterale Fazies- und Mächtigkeitsschwankungen auf: Von 120 m auf der zentralen Brøgerhalvøya nimmt die Mächtigkeit nach E auf 8-25 m ab. Der basale Multithecoporen-Kalk kann eine Mächtigkeit zwischen wenigen dm und einigen m aufweisen. Er liegt häufig mit einer Erosionsdiskordanz auf der Brøggertinden Formation (LUDWIG 1988). Der Kalkstein ist je nach Profil ein fossilreicher locker bis dicht gepackter Biomikrit bzw. ein Wackestone/Packstone mit Foraminiferen (u.a. Fusulinen), Echinodermen, Brachiopoden, Molluskenschalen und Korallen, in einigen Profilen sind auch Bryozoen, Ostracoden oder Calcisphären vertreten. Die Schalen, Kammern und Hohlräume sind meistens mit Spitzement verfüllt. Fazial entspricht der Ablagerungsraum dem offenen Plattformbereich in einer Schelflagune mit offener Zirkulation (Fazieszone 7, WILSON 1975).

Der Multithecoporen-Kalk wird von grauen Kalksteinen und gelb verwitternden Dolomiten überlagert, ebenfalls in den meisten Fällen fossilhaltige Wackestones. Seltener sind Grainstones/Biosparite, die neben Brachiopoden, Echinodermen, Bryozoen, Fusulinen und textulariiden Foraminiferen auch Intraklasten und Pelloide führen. Des Weiteren sind Biopelsparite und Oosparite vertreten. Diese Gesteine repräsentieren etwas küstenfernere, aber ebenfalls sehr flache Schelfbereiche mit höherem Energieindex, vermutlich abgelagert am Plattformrand randlich einer Kalksandbarre in Regionen mit ständiger Wellenbewegung (Fazieszone 6, WILSON 1975), worauf auch die Assoziation

einiger dieser Karbonathorizonte mit bräunlichen Sandsteinen hinweist.

In den oberen Profilabschnitten sind neben Wackestones/Packstones zunehmend fossilarme Mudstones bzw. Mikrite eingeschaltet. Der Ablagerungsraum verschiebt sich von den offenmarinen Lagunen zu geschlossenen Plattformbereichen mit eingeschränkter Zirkulation. Die obersten Schichten schließlich bestehen aus Mudstones/Dismikriten mit Fenstergefügen wie Spatitaugen ("Birdseyes"), die charakteristisch für Ablagerungen auf Gezeitenebenen sind. Die regressive Tendenz beginnt bereits in der mittleren Scheteligjellet Formation, eine Beobachtung, die auch von LUDWIG (1988, 1991) in allen Profilen gemacht wurde.

In einigen Profilen sind bunte Silt- und Sandsteine sowie vereinzelt geringmächtige dolomitische Konglomerate eingeschaltet. LUDWIG (1991) unterscheidet drei Faziesassoziationen (L, S, O), je nach Ausbildung der basalen Horizonte und Anwesenheit von klastischen Einschaltungen.

Viele Kalksteine und Dolomite enthalten gelbe bis weißliche, stratiforme Dolomit- und Kieselknollen oder kleine, mit Quarz oder Calcit verfüllte Drusen Hohlräume. Die Kalksteine der Scheteligjellet Formation stellen hauptsächlich fossilführende Biomikrite/Wackestones dar mit einer z.T. vielfältigen marinen Fauna aus Korallen, Foraminiferen, Bryozoen, Echinodermen, Brachiopoden, Foraminiferen, Ostracoden und Gastropoden (LUDWIG 1988; SIDOW 1988; LUDWIG 1991; BROMMER 1994; SAALMANN 1995; THIEDIG et al. in Druck).

Am Kjaerstranda ist die Scheteligjellet Formation zwischen Kulmodden und Leinstranda in einer Sonderfazies entwickelt, der von LUDWIG (1991) eine eigene Faziesassoziation S zugeordnet wird. Dort beginnt die Formation mit grauen, fleckig rot oder grünlich verfärbten Konglomeraten und schräggeschichteten, geröllführenden Sandsteinen. Die Konglomerat- und Sandsteinbänke besitzen eine linsige Form und keilen bereits nach wenigen m aus, sodass sich die Lithologien lateral verzahnen. Die unteren aufgeschlossenen Bänke weisen dunkle Calcretebildungen auf, welche als aufgearbeitete Klasten in den Schichten wenige m oberhalb der Horizonte wieder abgelagert wurden. Die Konglomerate sind unsortiert, weisen eine karbonatische Matrix und lokal Sparitzement auf und enthalten unregelmäßige, zumeist subangulare bis abgerundete Klasten von bis zu 8 cm Größe auf. Als Komponenten sind in den Konglomeraten und Lithareniten hauptsächlich bräunliche bis rötliche oder weiße Quarze und Quarzite und verschiedene Cherts vertreten neben aufgearbeiteten Kalksteinen (Calcrete) sowie Silt- und Sandsteingeröllen und vereinzelt deformierten Tonflatschen.

Die klastischen Horizonte werden von einem dunkelgrauen bis schwarzen Kalkstein überlagert, der an einigen Stellen zahlreiche solitäre Korallen sowie lokal kleine Korallenstöcke enthält, die aus mehreren dm großen Korallen von *Chaetetes radians* FISCHER und *Campophyllum kjaeri* nov. sp. HOLTEDAHL, *Lithostrotium* und *Caniophyllum* aufgebaut werden (HOLTEDAHL 1913; BARBAROUX 1967). Es folgt eine Wechsellagerung von grauen Kalksteinen und gelb oder grün verwitternden, teilweise fossilführenden Dolomiten, die mikrofaziell ebenfalls dem lagunär-flachmarinen Bereich sowie den Gezeitenebenen zugeordnet werden können und damit den Profilabfolgen in anderen Regionen auf der Brøggerhalvøya entsprechen.

### 3.1.2 Permo-karbonische Plattformsedimentation

#### 3.1.2.1 Wordiekammen Formation (Oberkarbon - Unterperm)

Die Wordiekammen Formation (DALLMANN et al. in Druck) (ehemals obere Nordenskiöldbreen Formation, CUTBILL & CHALLINOR 1965) repräsentiert die ersten im Zuge der oberkarbonischen Transgression auf den Nordfjorden Block übergreifenden Ablagerungen, die nicht mehr auf die Grabenstrukturen (St. Jonsfjorden Trough und Billefjorden Trough) beschränkt sind (CUTBILL & CHALLINOR 1965; STEEL & WORSLEY 1984; DALLMANN et al. in Druck).

Auf der Brøggerhalvøya kann die Wordiekammen Formation in das untere Mørebreen Member (Oberkarbon) und das Tyrrellfjellet Member (Unterperm) gegliedert werden (CHALLINOR 1967; DALLMANN et al. in Druck) (Abb. 3-1). Beide Member bestehen aus einer Wechselfolge aus marinen Kalksteinen und Dolomiten, die bankweise z.T. zahlreiche Dolomit- oder Kieselknollen enthalten. Eine Untergliederung und Kartierung der Member ist nur bei Anwesenheit von Leithorizonten möglich.

Altersbestimmungen basierend auf Foraminiferen (FORBES et al. 1958) und Conodonten (BUGGISCH et al. in Druck) ergeben für das Mørebreen Member ein Alter von Kasimovium-Gzelium und Asselium-Sakmarium für das Tyrrellfjellet Member.

Die Wordiekammen Formation besitzt eine Mächtigkeit von knapp 300 m und ist die auf der Brøggerhalvøya am weitesten verbreitete stratigraphische Einheit.

#### **Mørebreen Member**

Das Mørebreen Member repräsentiert den unteren Teil der Wordiekammen Formation im St. Jonsfjorden Trough (DALLMANN et al. in Druck). Es ist auf die Brøggerhalvøya beschränkt, das Typprofil befindet sich nördlich des Scheteligfjellets (Strypbekken) und wurde erstmals von SIDOW (1988) aufgenommen.

Der Übergang von der unterlagernden Scheteligfjellet Formation erfolgt graduell. Daher unterscheidet sich die Grenzziehung bei verschiedenen Bearbeitern. Nach WUTHENAU (1988) beginnt das Mørebreen Member über der letzten Sandsteinbank, bei SIDOW (1988) mit der ersten Dolomitbank oberhalb der Fossilkalke der Scheteligfjellet Formation. Die Grenze wird in dieser Arbeit dort gelegt, wo die ersten mächtigen, massigen und knollenführenden Kalksteine oder Dolomite ohne klastische Einschaltungen auftreten (vgl. Kap. 3.1.1.3).

Das Mørebreen Member besteht aus einer recht uniformen Wechselfolge aus mittel- bis hellgrauen, fossilführenden Kalksteinen und gelblich verwitternden Dolomiten (Abb. 3-4). Die meisten Horizonte enthalten in variablen Anteilen stratiforme, meist gelbliche Knollen, die aber auch eine weißliche oder schwarze Färbung zeigen können. Ihre Größe schwankt zwischen wenigen cm bis mehreren dm, im Extremfall werden Durchmesser von über 50 cm erreicht. Viele Knollen sind konzentrisch um Fossilreste aufgebaut. Die einzelnen Lagen bestehen aus Calcit/Dolomit und Quarz. Einige Dolomite weisen neben Knollen auch kleine quarzgefüllte Drusen auf.

Die Kalksteine stellen typische Wackestones, Packstones, seltener auch Grainstones der offenmarinen flachen Karbonatplattformen dar (SIDOW 1988). Die Kalke wurden häufig diagenetisch dolomitiert und zu unterschiedlichen Graden verkieselt. Die ursprünglichen

Mikrogefüge wurden dabei insbesondere bei einer Dolomitisierung häufig zerstört und erschweren eine mikrofazielle Zuordnung.

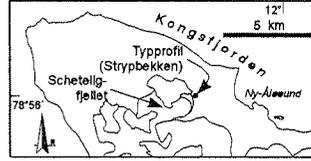
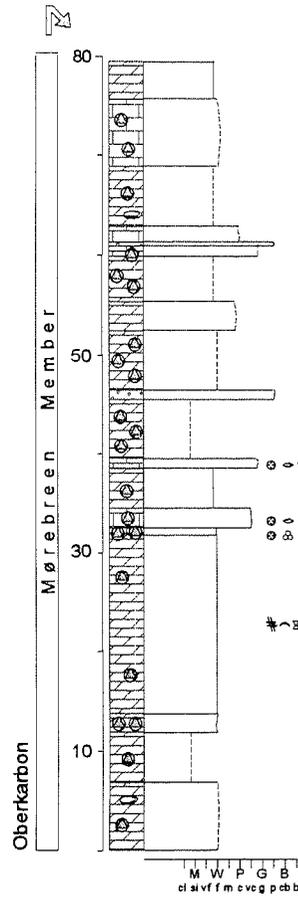
Vor allem im basalen Teil des Typprofiles sind Fossilien auch makroskopisch erkennbar. In den Wackestones/Biomokriten des unteren Mørebreem Members sind vor allem Fusulinen und andere Foraminiferen, Brachiopoden und Echinodermen die Hauptfaunenelemente, des weiteren sind Bryozoen, Molluskenreste und solitäre Korallen sowie in einigen Gesteinen auch Ostracoden vertreten (SIDOW 1988). Daher sind offenmarine normalhaline Bedingungen für den Ablagerungsraum anzunehmen, der in einer Schelflagune mit offener Zirkulation (Fazieszone 7, WILSON 1975) und zumindest zeitweise etwas höherem Energieindex liegt. Vorübergehend verlagerte er sich in flachere Regionen der Gezeitebene, was durch fossillose Dolomite und Mudstones/Mikrite mit sparitgefüllten Fenstergefügen und Häufung laminar angeordneter angularer Quarzklasten angezeigt wird.

In den mittleren und oberen Profilabschnitt des Typprofiles sind intraformationelle Kalkbrekzien eingeschaltet. Sie bestehen aus gut verkitteten Kalk- und Dolomitklasten, weisen jedoch auch Klasten aus polykristallinem Quarz und Chert auf. Die hellgraue bis graugelbliche Farbe geht stellenweise ins rötliche über. Im mittleren und oberen Mørebreem Member sind sehr fossil- und artenreiche Packstones und Grainstones/Biosparite mit schlecht gerundeten und schlecht sortierten Bioklasten aus Foraminiferen, Echinodermen, Brachiopoden, Korallen und Ostracoden vertreten. Diese Horizonte könnten einen Vorriffbereich mit jedoch relativ geringem Energieindex und wechselnden turbulenten und Stillwasserverhältnissen repräsentieren. Weiterhin treten fossilhaltige Wackestones - locker bis dicht gepackte Biomikrite - mit Brachiopoden, Echinodermen, Fusulinen und Bryozoen auf. Die angerundeten Bioklasten sprechen ebenfalls für Wasserbewegungen und einen offenmarinen Ablagerungsraum abseits der Stillwasserlagunen. Somit ist ab dem mittleren Mørebreem Member eine zunehmende Verlagerung des Ablagerungsraumes in etwas küstenfernere marine Bereiche feststellbar (SIDOW 1988).

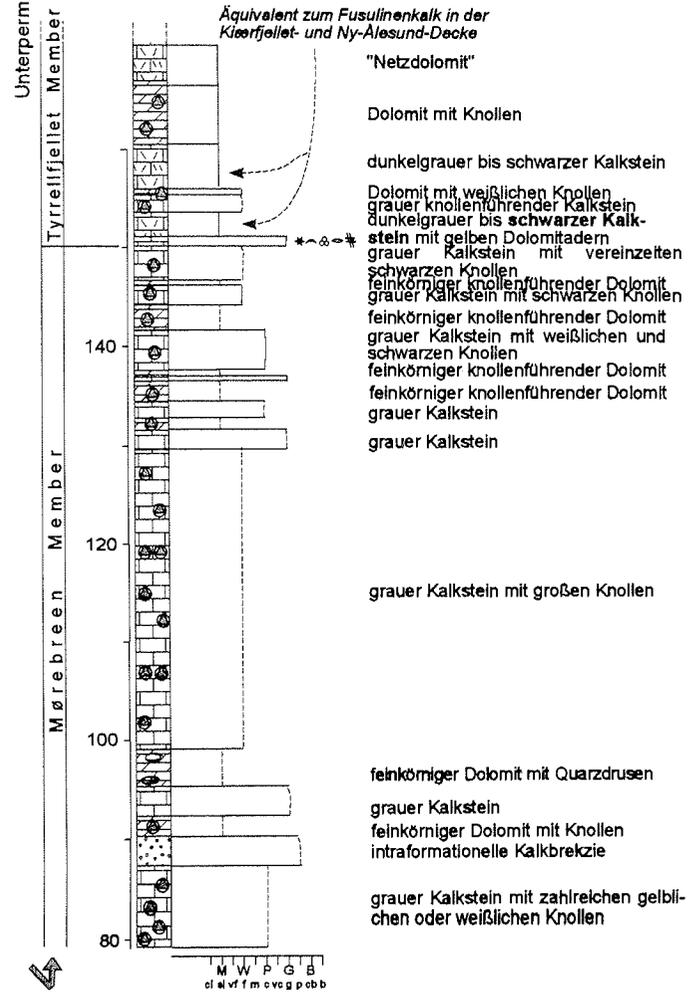
In den obersten Schichten des Mørebreem Members befindet sich im Typprofil in den Kalken und Dolomiten ein Algen-Floatstone/Rudstone aus phylloiden Algen, Korallen, Bryozoen und Foraminiferen (SIDOW 1988). Diese Horizonte repräsentieren nach SIDOW (1988) bereits die basalen Schichten des Tyrrelfjellet Members, werden jedoch aufgrund der Neudefinition der Grenze zwischen beiden Members (s.u.) in dieser Arbeit noch in das oberste Mørebreem Member gestellt. In einem Bachanschnitt knapp 1 km östlich des Typprofiles werden die untersten Horizonte des Tyrrelfjellet Members von grauen Grainstones/Biospariten mit Bioklasten aus Echinodermen, Brachiopoden, Foraminiferen (u.a. Fusulinen), Bryozoen und Peloiden gebildet. Sie zeigen mit ihrer eher lagunären Fazies, ebenso wie der Algen Floatstone, wieder beginnende regressive Tendenzen im obersten Oberkarbon an.

Aufgrund der Redefinition der Grenze zwischen beiden Members erhöht sich die Mächtigkeit des Mørebreem Members von zuvor 120 auf 150 m.

## Strypbekken Mørebreen Mb



- mittelkörniger Dolomit
- grauer Kalkstein mit großen (bis zu 1 m Durchmesser) weißlichen Knollen
- fein- bis mittelkörniger Dolomit mit Knollen und Quarzdrusen
- grauer Kalkstein  
intraformationelle Kalkbrekzie
- mittelkörniger Dolomit mit zahlreichen kleinen Knollen
- grobkörniger Dolomit
- grobkörniger knollenreicher Dolomit
- intraformationelle Kalkbrekzie
- feinkörniger knollenreicher Dolomit
- grauer Kalkstein  
mittelkörniger Dolomit mit weißen Knollen
- fossilführender Kalkstein mit Kieselknollen
- fossilführender knollenreicher Kalkstein
- grobkörniger fossilführender Dolomit mit einigen Kieselknollen
- hellgrauer Dolomit mit weißen Knollen
- feinkörniger grauer Dolomit mit weißen Knollen
- mittel- bis grobkörniger grauer Dolomit mit Quarzdrusen



- "Netzdolomit"
- Dolomit mit Knollen
- dunkelgrauer bis schwarzer Kalkstein
- Dolomit mit weißlichen Knollen
- grauer knollenführender Kalkstein
- dunkelgrauer bis schwarzer Kalkstein mit gelben Dolomitadern
- grauer Kalkstein mit vereinzelt schwarzen Knollen
- feinkörniger knollenführender Dolomit
- grauer Kalkstein mit schwarzen Knollen
- feinkörniger knollenführender Dolomit
- grauer Kalkstein mit weißlichen und schwarzen Knollen
- feinkörniger knollenführender Dolomit
- grauer Kalkstein
- grauer Kalkstein
- grauer Kalkstein mit großen Knollen
- feinkörniger Dolomit mit Quarzdrusen
- grauer Kalkstein
- feinkörniger Dolomit mit Knollen
- intraformationelle Kalkbrekzie
- grauer Kalkstein mit zahlreichen gelblichen oder weißlichen Knollen

Abb 3-4: Stratigraphisches Profil des Mørebreen Members an der Typlokalität nördlich des Scheteligfjellts (Strypbekken) (Aufnahme 1995/1996, mit Daten von Sidow [1988] ergänzt). Die Grenze Mørebreen zu Tyrrøfjell Member wird neu definiert. Der schwarze Kalk repräsentiert den Basischizont des Tyrrøfjell Members. Dieser Horizont kommt nur in Profilen innerhalb der Kongerfjorden-Decke vor - in der Klærffjellet- und Ny-Alesund-Decke werden die Grenzhorizonte aus Fusulinenkalken gebildet. Die Grenze zwischen den Members stimmt nicht exakt mit der Karbon/Penn-Grenze überein.

### **Tyrrellfjellet Member**

Lithologisch unterscheidet sich das Tyrrellfjellet Member kaum vom Mørebreen Member der unteren Wordiekammen Formation, ohne die Anwesenheit von bestimmten Leithorizonten an der Basis (CHALLINOR 1967; WUTHENAU 1988; SIDOW 1988) sind beide Member im Gelände nicht sicher zu unterscheiden. Das Tyrrellfjellet Member scheint insgesamt etwas dünnbankiger und nicht so massig ausgebildet zu sein (z.B. am südlichen Kiærfjellet). Dieses Kriterium trifft allerdings nicht für alle Lokalitäten zu: Am Grensefjellet folgen dickbankige Karbonate konkordant auf die Gipshuken Formation (BROMMER 1994) und müssen somit ebenfalls zum Tyrrellfjellet Member gehören. Charakteristisch sind dort durch Karneol rot gefärbte Fossilreste.

Das Tyrrellfjellet Member besitzt eine Mächtigkeit von 140 m. Nach CUTBILL & CHALLINOR (1965) und CHALLINOR (1967) bilden die *Brucebyen Beds* die basalen Schichten. Es handelt sich um bituminöse Fusulinenkalksteine, überlagert von sandigen Kalksteinen und lokal auftretenden, geringmächtigen konglomeratischen Sandsteinen. Dieser Horizont ist am Südhang des Kiærfjellets, im Traudalen und im Brøggerdalen ("Orvin Gorge") südlich von Ny-Ålesund aufgeschlossen (und damit in der Kiærfjellet- und der Ny-Ålesund-Decke vertreten). In den sonstigen Profilen im N der Brøggerhalvøya fehlt er jedoch. Auch im Typprofil des Mørebreen Members sind an der Grenze zum Tyrrellfjellet Member die Brucebyen Beds nicht vertreten (das Profil befindet sich in der Kongsfjorden-Decke). Statt dessen befinden sich im Grenzbereich der beiden Member dunkelgraue bis schwarze Kalksteine und Dolomite mit gelben Dolomitadern sowie ein von SIDOW (1988) als "Netzdolomit" bezeichneter Horizont. SIDOW (1988) legt die Basis des Tyrrellfjellet Members über die obere Lage von zwei intraformationellen Kalkbrekzien im Mørebreen Member (s.o., Abb. 3-4), die untersten Schichten werden demnach von einem etwa 4 m mächtigen hellgrauen Dolomit, einem Algen Floatstone/Rudstone, gebildet, der von einer monotonen Wechselfolge aus Kalken und Dolomiten überlagert wird. Problematisch an dieser Gliederung ist jedoch, dass die Kalkbrekzien in anderen Profilen nicht vorhanden sind und die Karbonate oberhalb und unterhalb dieser Brekzien nicht voneinander zu unterscheiden sind. Statt dessen wird in dieser Arbeit der schwarze Kalkstein mit den gelben Dolomitadern und der Netzdolomit als Äquivalent der *Brucebyen Beds* als Basis des Tyrrellfjellet Members definiert: Diese relativ kompetenten Horizonte sind sehr auffällig und leicht zu identifizieren. Sie können am gesamten Nordhang des Scheteligfjellets westlich und östlich des Typprofils leicht wiedergefunden werden.

Die Brucebyen Beds sind am besten am südlichen Kiærfjellet aufgeschlossen und bestehen aus einer wenige Meter mächtigen Wechselfolge aus dünnbankigen, dunklen bis mittelbraunen Kalksteinen und fusulinenführenden, teilweise sandigen Kalksteinen mit Einschaltung geringmächtiger schwarzer Tonsteine. Sie werden überlagert von uniformen dünnbankigen Dolomiten und Kalksteinen. Die Fusulinen sind auch makroskopisch gut erkennbar. Neben Fusulinen enthalten die Biomikrite/Wackestones weitere Foraminiferen, Brachiopoden, Echinodermen und Bryozoen, abgelagert in einem offenmarin lagunären Ablagerungsraum. Die Einschaltung von fossilarmen Kalksteinen mit Fensterporen (Dismikrite) indiziert zwischenzeitlich abgeschlossene Zirkulationsbedingungen. Im nördlichen Traudalen befindet sich an der Basis des Tyrrellfjellet Members ein Konglomerat mit angularen bis angerundeten Feldspat- und Quarzklasten in einer mikrosparitischen Matrix. Auch laminierte mikritische Bereiche, die mit Schalenfragmenten angereichert sind, sowie

die Anwesenheit von Schlickgeröllen zeigen die Nähe zur Küste des Flachmeeres an und sprechen für einen Ablagerungsraum in der Gezeitebene.

Auch die Schwarzkalke und der Netzdolomit im Typprofil im Norden der Brøggerhalvøya repräsentieren sehr flache, teilweise abgeschnürte Plattformbereiche. Die dunkelgrauen bis schwarzen, massigen Bänke des Schwarzkalks (dolomitisierte fossilere Mudstones/Mikrite) sind von gelben Adern aus Dolomit durchzogen. Sie werden von dem "Netzdolomit" überlagert, der einen partiell dolomitierten Mudstone repräsentiert. Die gelblichen dolomitierten Zonen aus euhedralen Dolomitekristallen durchziehen netzartig das Gestein und umschließen ovale dunkelgraue, noch nicht von der Dolomitierung betroffene mikritische Bereiche, sodass ein auf den ersten Blick brekziöses Erscheinungsbild vorgetäuscht wird. Der Netzdolomit wird von einem Bindstone mit *Palaeoplysina* überlagert (SIDOW 1988).

Die darauf folgenden Bänke aus Dolomiten repräsentieren weiterhin subtidale bis supratidale Bedingungen, in denen u.a. Foraminiferen Floatstones in offen-marinen Lagunen abgelagert wurden (SIDOW 1988).

Insgesamt betrachtet scheint sich der Ablagerungsraum während des Tyrrelffjellet Members wieder in küstennähere Bereiche zu verlagern. Im oberen Tyrrelffjellet Member sind am Grensefjellet Rudstones aus Foraminiferen (u.a. Fusulinen), Muscheln und vor allem Algen eingeschaltet. Das Fehlen stenohaliner Formen wie Brachiopoden und Echinodermen weist auf abgeschnürte Ablagerungsräume auf den Gezeitebenen und damit auf regressive Tendenzen hin, die zur Gipshuken Formation überleiten.

### 3.1.2.2 Gipshuken Formation (Unterperm)

Die Gipshuken Formation (CUTBILL & CHALLINOR 1965) überlagert konkordant das Tyrrelffjellet Member der Wordiekammen Formation. Auf der Brøggerhalvøya kann die Formation in das untere Kloten Member und das obere Dolomit Member gegliedert werden (CUTBILL & CHALLINOR 1965; CHALLINOR 1967) (Abb. 3-1).

Eine Bestimmung des Alters der Gipshuken Formation ist aufgrund ihrer Fossilarmut nur indirekt möglich. Anhand von Datierungen der Einheiten im Liegenden und Hangenden mit Fusulinen in Zentralspitzbergen (FORBES et al. 1958) bzw. Conodonten auf der Brøggerhalvøya (BUGGISCH et al. in Druck) wird das Alter der Gipshuken Formation mit Ober-sakmarium bis Unterartinskium angegeben.

Die Gipshuken Formation ist vor allem auf der zentralen Brøggerhalvøya vertreten, wo sie eine Mächtigkeit von 130-140 m besitzt (CHALLINOR 1967; SIDOW 1988; WUTHENAU 1988; THIEDIG et al. in Druck). Auf der östlichen Brøggerhalvøya sind an der Nordküste aufgrund tektonischer Unterdrückung nur 13 m Mächtigkeit aufgeschlossen (SAALMANN 1995), am Grensefjellet wird die Gipshuken Formation primär lediglich 30-40 m mächtig (BROMMER 1994).

Der Übergang vom Tyrrelffjellet Member der Wordiekammen Formation zur überlagernden Gipshuken Formation erfolgt graduell. Die Übergangsschichten enthalten kalkige Brekzien mit angularen Dolomiteklasten. Die Untergrenze des Kloten Members wird an die Basis der ersten über zwei Meter mächtigen Brekzienbank gelegt (DALLMANN et al. in Druck).

Das Klotten Member besitzt eine Mächtigkeit von 60-80 m (CHALLINOR 1967; WUTHENAU 1988) und besteht aus unregelmäßigen, angularen, gelblichen oder grauen, teilweise laminierten Dolo(mikrit)- und Kalkklasten in einer dolomikritischen Matrix. Die Klastengröße schwankt zwischen einigen mm bis über 20 cm, in einigen Varietäten sogar bis zu 40 cm. Die angularen bis schlecht gerundeten detritischen Quarzklasten entstammen einem äolischen Eintrag aus dem Hinterland. Einige Aufschlüsse weisen neben Trockenrissen und synsedimentären Rutschungen (CHALLINOR 1967; WUTHENAU 1988; WEBER 1990) verfüllte Schrumpf- oder Lösungshohlräume auf. Derartige Gefüge sind auch in Dünn- schliffen erkennbar. Die aggregatartigen Klasten mit unterschiedlich orientierten Intern- strukturen weisen auf ein durch Kollaps zerstörtes Primärgefüge hin. Die Klottenbrekzie wird demzufolge als eine Lösungsbrekzie gedeutet (CHALLINOR 1967; SIDOW 1988), entstanden infolge Abfuhr leicht löslicher Bestandteile. In die Brekzienpakete sind lokal Bänke aus laminierten Dolomiten und Mergeln eingeschaltet. Diese Bänke enthalten lenti- kulare, langgestreckte, flache Intraklasten, wie sie kennzeichnend für einen Wattenraum bis Supratidalbereich sind (SHINN 1983).

An einigen Lokalitäten auf der Brøggerhalvøya wird das Klotten Member von dem Dolomit Member überlagert. Dieses Member wird bis zu 60 m mächtig (CHALLINOR 1967) und be- steht aus grau-gelb laminierten, sehr inkompetenten Mergeln.

Im Osten der Brøggerhalvøya, am Grensefjellet, ist die Gipshuken Formation lithologisch abweichend entwickelt (BROMMER 1994): Anstelle der Klottenbrekzie bzw. der laminierten Dolomite sind dort etwa 40 m mächtige, bräunlich-gelbe Rauhacken konkordant zwi- schen die Kalksteine der Wordiekammen Formation und die Cherts der Kapp Starostin Formation eingeschaltet (BROMMER 1994; SAALMANN & BROMMER 1997), die demzufolge in die Gipshuken Formation gestellt werden.

Die beschriebenen Gefüge sind Anzeiger für einen supratidalen Ablagerungsraum oder Wattbereich. Fossilfreie, homogene Mikrite mit laminierten Dolomiten sind typische Kenn- zeichen für Sabkhas (FLÜGEL 1978; SHINN 1983).

Die Gipshuken Formation besitzt in Spitzbergen keine einheitliche Lithologie, sondern zeigt eine sowohl vertikal als auch lateral variierende Ausbildung. In dem großen Becken in Zentralspitzbergen werden Gipse, Anhydrite und Dolomite abgelagert (LAURITZEN 1981; STEEL & WORSLEY 1984). Das Gebiet der Brøggerhalvøya befindet sich dagegen im Rand- bereich des Beckens (CHALLINOR 1967), an dem keine Sulfate ausgefällt bzw. evtl. vorhandene gelöst und abgeführt werden, sodass Kollapsbrekzien bzw. Rauhacken zurückblei- ben.

Zusammengefasst betrachtet setzt sich zur Zeit der Gipshuken Formation die allgemeine Regressionstendenz fort, welche bereits in der obersten Wordiekammen Formation ein- geleitet wurde (vgl. Kap. 3.1.2.1).

### **3.1.2.3 Kapp Starostin Formation (Oberperm)**

Die Kapp Starostin Formation (CUTBILL & CHALLINOR 1965) repräsentiert in Svalbard die einzige Einheit der Tempelfjorden Group (Abb. 3-1). Im Zuge einer weiträumigen Trans-

gression im Oberperm ist ein markanter Wechsel der Sedimentationsbedingungen von den supratidalen Ablagerungsräumen der Gipshuken Formation zu nun offen-marinen Schelfbedingungen zu verzeichnen (CUTBILL & CHALLINOR 1965; STEEL & WORSLEY 1984), der sich in den deutlich differenten Lithologien beider Formationen widerspiegelt. Auf der Brøggerhalvøya ist der direkte Kontakt allerdings nicht aufgeschlossen, ist jedoch in ganz Svalbard diskordant (DALLMANN et al. in Druck).

Die Kapp Starostin Formation wird hauptsächlich aus verwitterungsresistenten verkieselten Sedimenten aufgebaut. In den zentralen Teilen der Brøggerhalvøya besitzt die Formation eine Mächtigkeit von 200-230 m (CHALLINOR 1967, SIDOW 1988, WUTHENAU 1988, WEBER 1990; THIEDIG et al. in Druck.), nach Osten nimmt die Mächtigkeit auf etwa 96 m ab (SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997).

Die Sedimentation beginnt, Altersbestimmungen anhand von Brachiopoden in der Kapp Starostin Formation Südspitzbergens zufolge, im Artinskium (BIERNAT & BIRKENMAJER 1981). Conodonten aus basalen Kalksteinen der Kapp Starostin Formation auf der Brøggerhalvøya und im Billefjorden-Gebiet indizieren ein maximales Alter von Kungurium (BUGGISCH et al. in Druck). Die Sedimentation hielt bis ins Kazanium oder untere Tartarium an (STEMMERIK 1988).

Auf der Brøggerhalvøya ist die Kapp Starostin Formation relativ uniform entwickelt. Das in südlicheren Gebieten Spitzbergens charakteristische basale Vøringen Member mit weißlichen fossilführenden Kalksteinen (CUTBILL & CHALLINOR 1965) fehlt auf der Brøggerhalvøya. Statt dessen beginnt die Sedimentation hier mit dunkel- bis hellgraugrünen spiculitischen Cherts. Diese bestehen zu einem Großteil aus monaxonen Schwammnadeln in einer Matrix aus mikrokristallinem Quarz, Chalcedon und Ton. Detritische Quarz- und Glaukonitkörner sind ebenfalls häufig. Weitere Bestandteile sind Hämatit und andere Eisenoxide, Glimmer und lokal authigener Glaukonit. Als Bioklasten sind neben Schwammnadeln nur noch Brachiopodenschalenfragmente erhalten. Einige Lagen in den Cherts, insbesondere in den basalen Abschnitten, können zahlreiche Kieselknollen aufweisen.

Etwa 20-30 m über der Basis ist ein markanter fossilführender Horizont eingeschaltet, der an mehreren Aufschlüssen der gesamten Halbinsel beobachtet werden kann. Neben Brachiopoden (hauptsächlich *Productus* sp., *Spiriferella* sp.) sind Crinoiden, Bryozoen und Mollusken häufige Faunenelemente, begleitet von Korallen, Foraminiferen und selten auch Schwämmen (SIDOW 1988; WUTHENAU 1988; WEBER 1990; BROMMER 1994; SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997; THIEDIG et al. in Druck.). Die Kalksteine besitzen eine schwarze oder gelbe Farbe, in einigen Lokalisationen besteht dieser Horizont dagegen aus bräunlich verwitternden, mittelgrauen Varietäten. Lokal sind schwarze Silt- und Tonsteine eingeschaltet. Diese etwa 20-40 m mächtigen fossilführenden Schichten könnten Äquivalente des Svenskeega Members darstellen. Die Fossilkalke bestehen aus dicht gepackten Biomikriten bzw. Floatstones/Rudstones. Die mikritische Grundmasse wurde durch Mikroquarz verdrängt, die Bioklasten (Echinodermen, Bryozoen, Brachiopoden, untergeordnet Foraminiferen, Mollusken und Korallen) wurden jedoch nicht von der Verkieselung betroffen, ihre Hohlräume sind aber häufig mit Mikroquarz verfüllt. Die Bioklasten sind von einer dicken, konzentrisch und wellig-laminar aufgebauten Mikrithülle umgeben, deren Wachstum asymmetrisch erfolgte. Die Mikrithüllen wurden jedoch

vermutlich nicht authigen gebildet, sondern die bereits mikritisierten Bioklasten wurden zusammen mit der Matrix in den Ablagerungsraum transportiert. Nach SIDOW (1988) wurden einige Fossilbruchstücke von Organismen angebohrt.

Überlagert werden die Fossilkalke wieder von einer monotonen Abfolge aus spiculitischen Cherts. Die obersten Ablagerungen der Kapp Starostin Formation werden von glaukonitischen Sandsteinen gebildet, die zwischen einigen dm am Slåttofjellet (SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997) und 20-40 m auf der zentralen Brøggerhalvøya (SIDOW 1988; WUTHENAU 1988; WEBER 1990) mächtig werden. Die charakteristisch grün gefärbten glaukonitischen Sandsteine enthalten bis zu 15 % etwa 60-150 µm große, variabel gerundete detritische Glaukonitkörner sowie schlecht bis mäßig gerundete Quarzkörner gleicher Größe in einer Matrix aus Mikroquarz. Die lagenartige Anreicherung der Klasten zeichnet die Schichtung nach. Auch die Sandsteine können Bioklasten enthalten: Dabei handelt es sich nahezu ausschließlich um Schwammspiculae, deren Anteil bis zu 30 % erreichen kann. Einige linsige Bereiche sind stärker verkieselt und teilweise brekziiert. Diese intraformationellen Brekzien bestehen aus angularen Chertklasten. Es könnte sich um diagenetische SiO<sub>2</sub>-Anreicherungen handeln oder mit einer prä- bis frühtertiären Bodenbildung in Zusammenhang stehen.

Für die Kapp Starostin Formation wird übergeordnet ein Ablagerungsraum in einem niedrigerenergetischen, aber gut durchlüfteten Schelfbereich unterhalb der Wellenbasis, z.B. in Depressionen auf dem Schelf, in etwa 200 m Tiefe angenommen (STEEL & WORSLEY 1984; SIEDLECKA 1970), welcher sich im Zuge einer weiträumigen oberpermischen Transgression ausbildete. Die glaukonitischen Sandsteine in den obersten Profilbereichen deuten eine erneute Regressionstendenz an, die in Zusammenhang mit der Hebung weiterer Teile Nordwestspitzbergens steht (STEEL & WORSLEY 1984).

### 3.1.3 Tektonik während des Jungpaläozoikums

Die Rekonstruktion der Konfiguration des unterkarbonischen Sedimentationsraumes sowie des oberkarbonischen St. Jonsfjorden Troughs im Bereich der Brøggerhalvøya ist aufgrund des unvollständigen Erhaltungszustands der karbonischen Sedimente nur annäherungsweise möglich. Die Frage, ob es sich um einen Halbgraben handelt oder beide Seiten von Grabenrandstörungen begrenzt sind sowie die Orientierung der Störungen sind vor allem von Interesse für die tertiäre Überschiebungstektonik, um festzustellen, ob karbonische Strukturelemente einen Einfluss auf die Geometrie des Deckenbaus haben. Dazu ist die Abwicklung des Deckenbaus und damit die Rückführung der Karbonprofile in ihre ursprüngliche prä-tertiäre Position notwendig:

1. Das größte Problem ist die unvollständige Erhaltung der Sedimente. Bis auf vier Profile ist bei allen Abfolgen entweder die Basis abgesichert oder die obersten Schichten sind infolge Erosion oder ebenfalls tektonisch zerstört. Dadurch ergeben sich möglicherweise stark verfälschte Mächtigkeitsanordnungen, die zu irrtümlichen Rückschlüssen auf die Beckengeometrie führen können. Dennoch ist ein gesetzmäßiger Trend der Mächtigkeiten zwischen den einzelnen Decken erkennbar.
2. Ein bilanzierter konstruktiver Rückversatz der tertiären Deformation ist nur für die Kongsfjorden-, Kvadehukun- und Kiærffjellet-Decke möglich (Kap. 5.6), der Versatz der anderen Decken basiert auf Schätzungen.

3. Die Faltung im km-Maßstab (Kap. 4.2.2) wird nicht berücksichtigt; dies hat jedoch keinen Einfluss auf die Anordnung der Profile untereinander und damit auf die grobe Beckengeometrie, lediglich die Entfernungen zwischen einigen Profilen würden sich ändern (dies gilt auch für Punkt 2).
4. Eine einfache linienlängenbilanzierende Rückführung berücksichtigt nur den finiten Status der Deformation unter Annahme einer ebenen Verformung ohne Einbeziehung möglicher prä- oder syn-tertiärer Rotationen.
5. Beckeninterne Störungen können nicht direkt rekonstruiert werden.

Trotz dieser Einschränkungen erlaubt eine Rückführung einen ersten Einblick in die karbonische Paläogeographie.

Die Sedimentation der klastischen Ablagerungen der unterkarbonischen Billefjorden Group begann zunächst vermutlich in isolierten Becken (Billefjorden Trough, Inner Hornsund Trough (HEAFFORD 1988; DALLMANN et al. in Druck). Im Laufe des Namurs jedoch bildete sich mit der Ausbreitung des Sedimentationsraumes nach W ein großes Becken (STEEL & WORSLEY 1984).

Die Konglomerate und Sandsteine der unterkarbonischen Orustdalen Formation (oberes Namur bis unteres Namur) sind auf der Brøggerhalvøya auf die Kvadehuker-Decke beschränkt und nur bei Kulmodden aufgeschlossen. In allen anderen Regionen der Halbinsel beginnt die post-kaledonische Sedimentation erst im mittleren Karbon mit der Brøggertinden Formation, d.h. der NE und E der Brøggerhalvøya waren im Unterkarbon Abtragungsgebiet. Auch bei Zurückführung aller Profile in ihre prä-tertiäre Lage bleiben die Profile der Kvadehuker-Decke (K, Ku) in ihrer westlichen Position relativ zu den anderen Profilen (Abb. 3-5a).

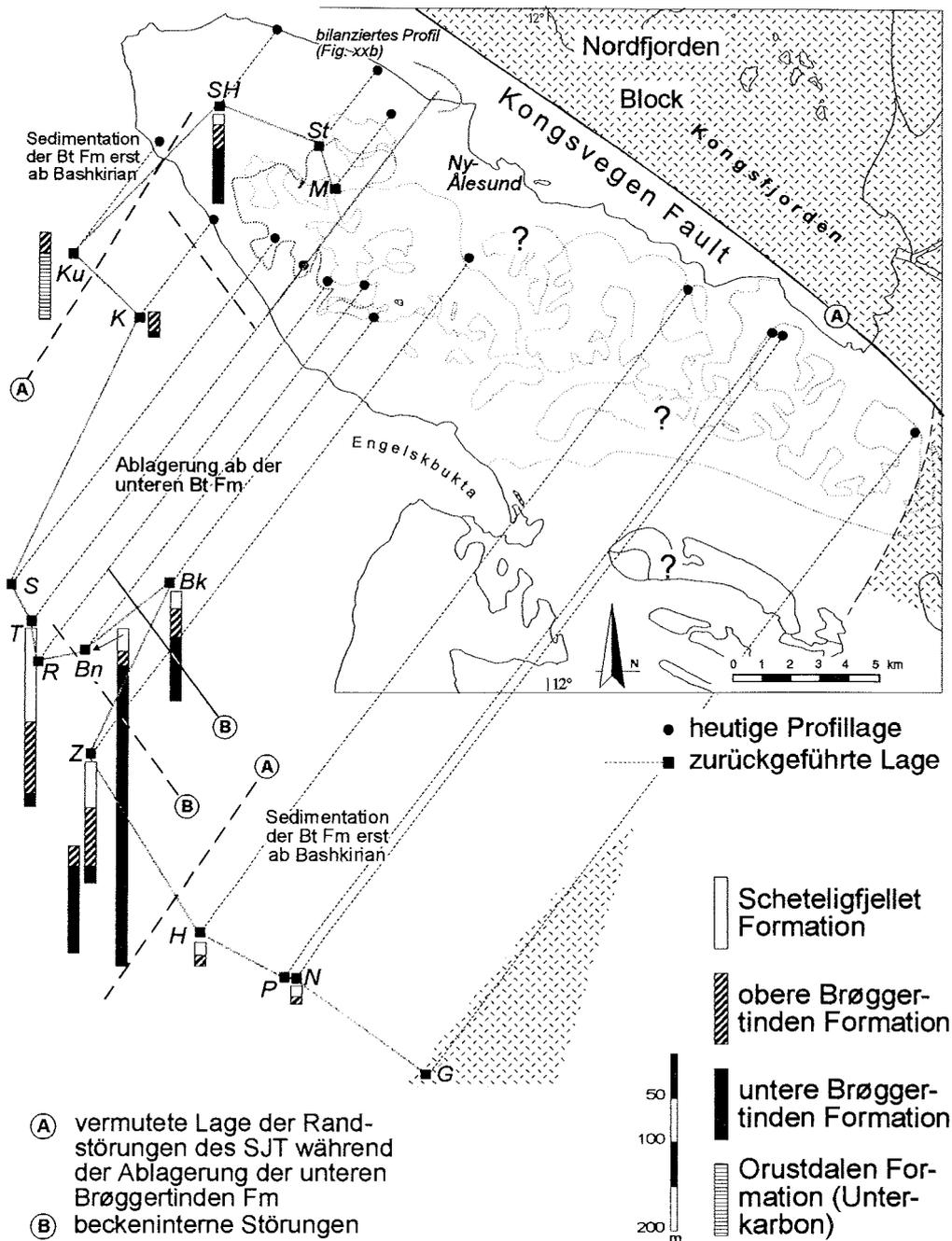
Spekulativ bleibt die laterale Verbreitung der Kulmablagerungen in der Kvadehuker-Decke, da Aufschlüsse nur bei Kulmodden existieren.

Die Orustdalen Formation wird bei Kulmodden von der obersten Brøggertinden Formation (Fazies G) und der Scheteligjellet Formation mit reduzierten Mächtigkeiten überlagert. Dies ist Hinweis auf eine tektonische Inversion des Unterkarbonbeckens noch vor der Ablagerung der unteren Brøggertinden Formation, also vor dem Bashkirium.

#### **Der St. Jonsfjorden Trough im Oberkarbon (Bashkirium + Moscovium)**

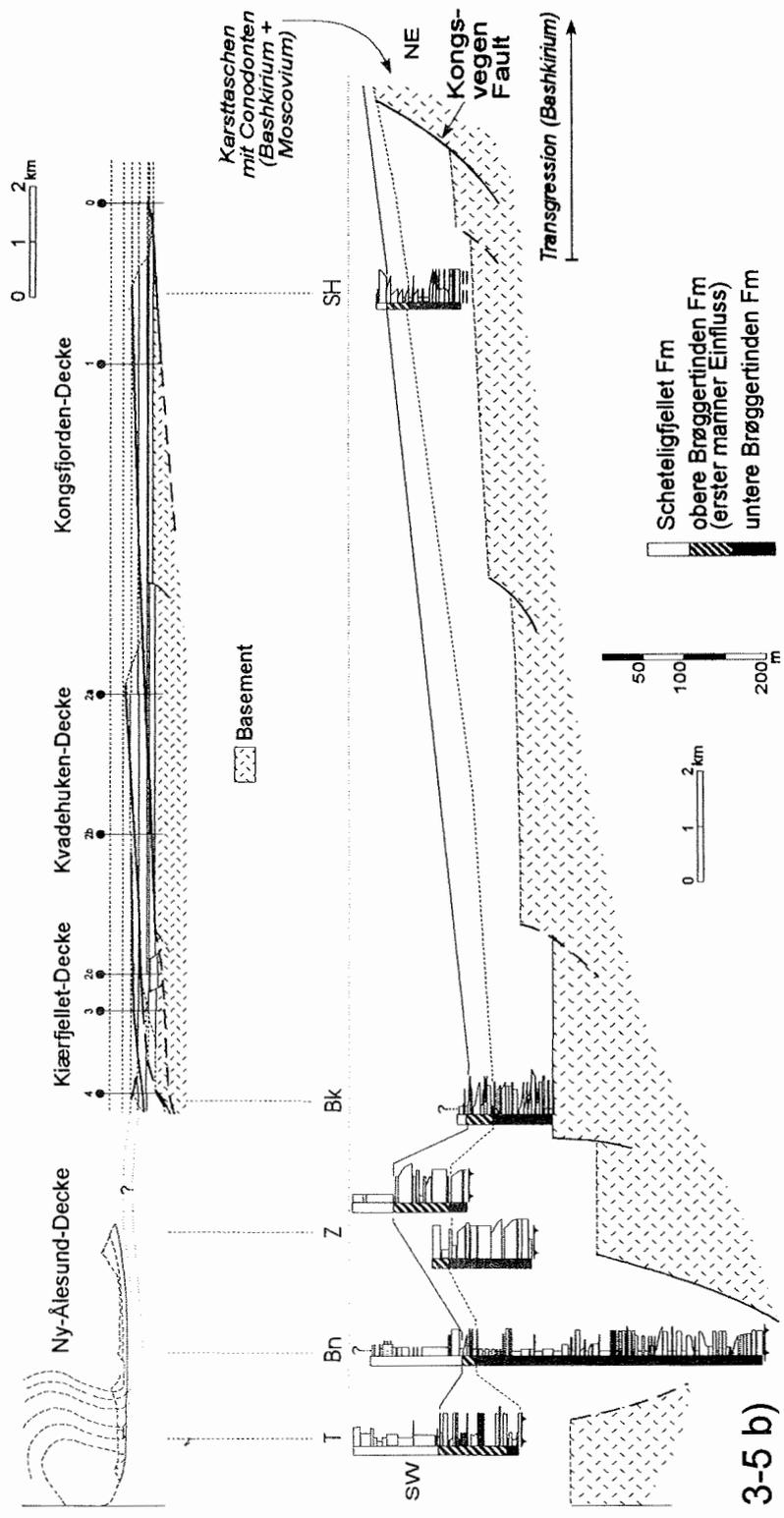
Die Grabenzonen des Unterkarbons wurden noch vor dem Bashkirium gehoben (s.o.). Im Bashkirium entwickelten sich zwei Hauptgrabenzonen, der Billefjorden Trough im Osten (Campbellryggen Subgroup) und der St. Jonsfjorden Trough im W mit der Brøggerhalvøya im nördlichen Segment (Charlesbreen Subgroup), die beide durch den Nordfjorden Block als Hebungsgebiet getrennt wurden (CUTBILL & CHALLINOR 1965; DALLMANN et al. in Druck). Ein dritter Ablagerungsbereich befindet sich im Hornsundgebiet in Südspitzbergen (Treskelen Subgroup, DALLMANN et al. in Druck).

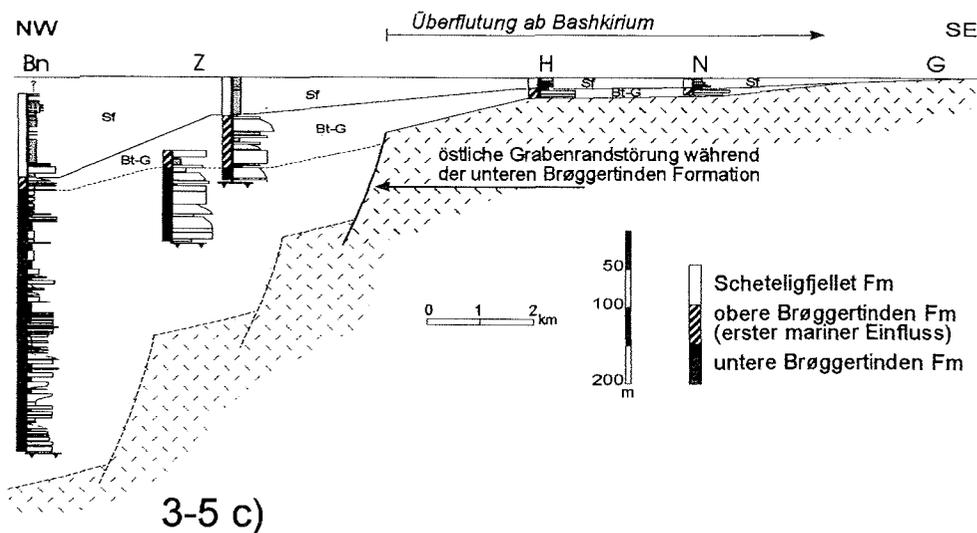
Die klastischen, hauptsächlich terrestrisch-fluviatilen Rotsedimente der Brøggertinden Formation repräsentieren eine Unten-Grob-Abfolge mit Entwicklungszyklen von Schuttströmen zu Alluvialfächern (LUDWIG 1988). LUDWIG (1988) beschreibt für die Brøggertinden Formation auf der Brøggerhalvøya eine Entwicklung von einem Halbgraben, der sich ab dem Bashkirium zu einem Graben umbildet. Zwei Grabenrandstörungen werden auch von STEEL & WORSLEY (1984) angenommen (Abb. 3-6). Nach BUGGISCHE et al. (1994) und PIEPJOHN (1994) war eine etwa NW-SE streichende, durch den heutigen



3-5 a)

Abb. 3-5: Rekonstruktion des oberkarbonischen St. Jonsfjorden Troughs auf der Brøggerhalvøya durch Abwicklung des Deckenbaus und entsprechende Projektion der stratigraphischen Profile in ihre prä-tertiäre Position (NW-SE bzw. NE-SW-Profil stark überhöht!). Erläuterungen s. Text; bilanziertes Profil: s. Abb. 5-7.





Kongsfjord verlaufende Störung (= Kongsvegen Fault von HARLAND & HORSFIELD 1974) als Abschiebung im mittleren Karbon aktiv.

Von dem Profil Brøggerfjellet-Nord (Bn) aus wurden ein SW-NE-(Abb. 3-5b) und ein NW-SE-Schnitt (Abb. 3-5c) konstruiert.

Aus beiden Profilschnitten ist ersichtlich, dass die Sedimentmächtigkeiten in östliche Richtungen abnehmen. Im NE lag der Nordfjorden Block, der zu dieser Zeit Abtragungsgebiet war. Dies ist belegbar durch den Nachweis von Verkarstungserscheinungen auf der Blomstrandhalvøya (BUGGISCH et al. 1994; KEMPE et al. 1997) und einen post-devonischen Sedimentationsbeginn ostnordöstlich der Brøggerhalvøya erst mit der oberkarbonischen Wordiekammen Formation (TESSENHORN et al. in Druck). Die Kongsvegen Fault trennte als NW-SE streichendes Lineament den Erosionsraum von dem sich nach SW anschließenden Beckenbereich (Abb. 3-5a). Das Becken war in sich gegliedert. Syn-sedimentäre Störungen sind sowohl an den lithologischen Abfolgen erkennbar (LUDWIG 1988; Kap. 3.1.1.2; stratigraphische Profile im Anhang) als auch an den Profilschnitten: Im NW-SE-Schnitt (Abb. 3-5c) keilen die Schichten der oberen Brøggerfjorden und der Scheteligfjellet Formation nach SE allmählich aus. Die Sedimentation beginnt in den Profilen Haavimbjfellet (H) und Nielsenfjellet (N) erst ab dem Bashkirium mit der oberen Brøggerfjorden Formation, während im NW am Zeppelifjellet (Z) und nördlichen Brøggerfjellet (Bn) bereits die untere Brøggerfjorden Formation abgelagert wurde. Dies weist auf die Existenz einer Störung zwischen den beiden Profilbereichen Zeppelifjellet und Haavimbjfellet hin.

Wie im SE beginnt auch im NW bei Kulmodden die Sedimentation erst mit der oberen Brøggerfjorden Formation im Bashkirium (Abb. 3-5a).

Im SW-NE-Schnitt deutet die starke Mächtigkeitsdifferenz zwischen den Profilen Brøggerfjellet-Süd (Bk) und Brøggerfjellet-Nord (Bn) auf eine zwischengeschaltete Störung hin. In Abb. 3-5a ist diese Störung mit einem NW-SE-Verlauf eingezeichnet - sie verläuft parallel zur Kongsvegen Fault. Es ist anzunehmen, dass mehrere solcher Störungen existierten.

Die Profilschnitte zeigen, dass nicht die obere Brøggertinden Formation (LUDWIG 1988), sondern die untere in einem von Störungen begrenzten Becken abgelagert wurde. Nach SE sind dabei stärkere Mächtigkeitsabnahmen zu beobachten und an den östlichen Profilen (Haavimbjället, Nielsenfjellet, Grensefjellet) ist durch den Beginn der Sedimentation erst ab Bashkirium die Existenz einer (süd)östlichen Beckenrandstörung zu vermuten. Diese lag noch auf dem Gebiet der heutigen Brøggerhalvøya und nicht im östlichen Vorland, wie z.B. von STEEL & WORSLEY (1984) eingezeichnet (Abb. 3-6), die Randstörung entspricht demzufolge nicht der östlich gelegenen Pretender Fault. Zum Nordfjorden Block im NE wurde das Becken höchstwahrscheinlich von einer NW-SE-streichenden und nach SW abschiebenden Störung abgetrennt (= Kongsvegen Fault). Der Ablagerungsraum war auch in sich durch NW-SE streichende syn-sedimentäre Störungen gegliedert.

Zur Zeit der Ablagerung der oberen Brøggertinden Formation war die Sedimentation zwar noch immer von Störungen kontrolliert, die tektonische Aktivität ließ jedoch deutlich nach und die Beckenränder im SE und NE wurden überflutet. Die Randstörung zum Nordfjorden Block wurde inaktiv - es bildete sich ein Halbgraben (Abb. 3-6, 3-7).

Während des Moscoviums nahm die tektonische Aktivität weiter ab. In der Scheteligfjellet Formation gibt es kaum Hinweise für syn-sedimentäre Tektonik, nur im Profil Traudalen deutet die Einschaltung geringmächtiger Konglomerathorizonte auf mögliche kurzzeitige Bewegungen hin.

Die Sedimente des Moscoviums sind auf der Brøggerhalvøya zwar noch immer auf das Gebiet des St. Jonsfjorden Troughs beschränkt, leiten jedoch langsam zu den stabilen Plattformbedingungen des Oberkarbon/Perms der Wordiekammen Formation über.

### Die stabile Plattformsedimentation des Permokarbons

Im Verlauf des oberen Oberkarbons (Wordiekammen Formation) wurde auch der Nordfjorden Block überflutet, der bis dahin Abtragungsgebiet war (CUTBILL & CHALLINOR 1965; STEEL & WORSLEY 1984; WORSLEY & AGA 1986; DALLMANN et al. in Druck). Im Mørebreem Member ist wieder eine Verlagerung der Faziesräume zu offenmarinen normalhalinen Bedingungen rekonstruierbar (SIDOW 1988): Von zunächst noch küstennahen Regionen der Gezeitebenen bis offenen Stillwasserlagunen wanderte im Zuge der fortschreitenden marinen Ingression bzw. Beckensubsidenz die Sedimentation in

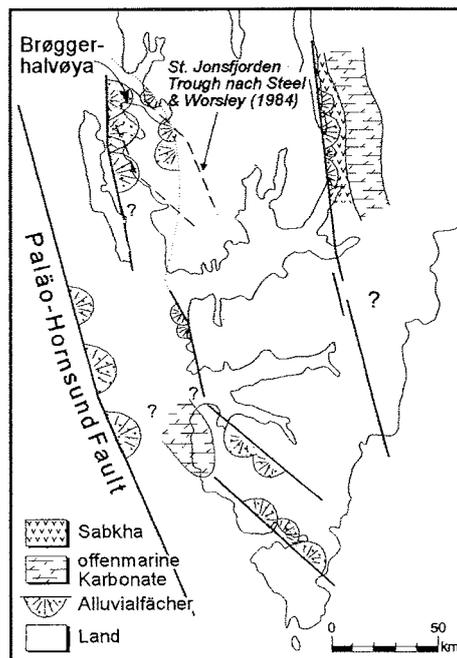


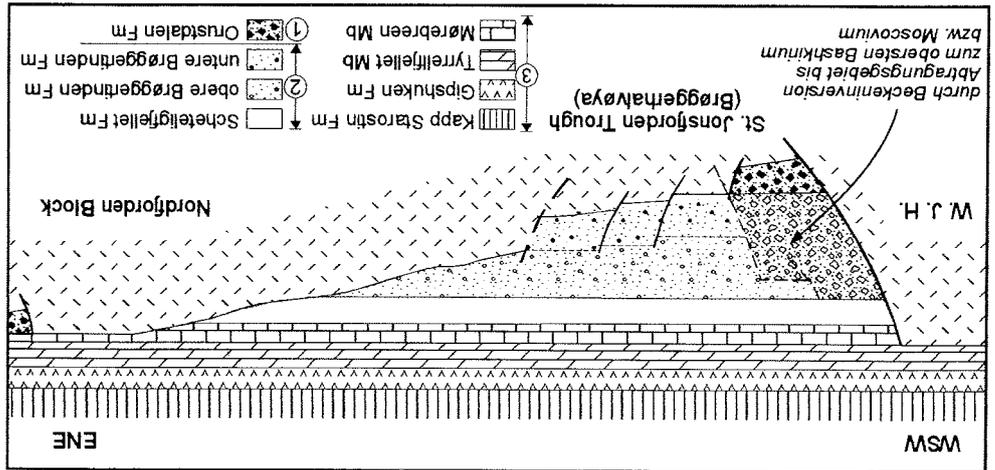
Abb. 3-6: Paläogeographie des Bashkiriums zur Zeit der Ablagerung der oberen Brøggertinden Formation auf der Brøggerhalvøya (verändert nach Steel & Worsley 1984). Die Lage und Orientierung der östlichen und nördlichen Beckenränder im Gebiet der Brøggerhalvøya unter Berücksichtigung der tertiären Überschiebungstektonik wurde neu gezeichnet. Ab dem Bashkirium nimmt die tektonische Aktivität an den Grabenrandstörungen ab und die Beckenränder werden überflutet (Bildung eines Halbgrabens). Die Ausdehnung des Grabens nach Steel & Worsley (1984) ist gestrichelt dargestellt.

Die Gesamttendenz einer Transgression ab dem Moscovium und erneutem Tiefstand an der Karbon-Perm-Grenze und Regression im oberen Sakmarium stimmt zwar mit Fazies-entwicklungen z.B. in Nordamerika und auf der Russischen Plattform überein (Wise 1974; Sloss 1972; Ross & Ross 1985; VEEVERS & POWELL 1987). Bei einer sehr flachen Karbonatplattform, wie sie im Oberkarbon-Perm auf der Brøggerhalvøya existierte, können jedoch bereits kleinste Schwankungen des Meeresspiegels, der Subsidenz oder der Sedimentationsrate diese Linie weit verschieben. So sind die marinen Ingressionen im mittleren Karbon hauptsächlich tektonisch kontrolliert (Hinweise für syn-sedimentäre Tektonik, Kap. 3.1.1.2) und die Überflutung des Nordfjorden Blocks im oberen Oberkarbon ist sicherlich mehr auf dessen Subsidenz als auf eustatische Meeresspiegel-erhöhungen (z.B. durch das Schmelzen der Eiskappen auf der Südhalkukugel, VEEVERS & POWELL 1987) zurückzuführen. Auch während des Oberkarbons sind in Svalbard Block-

im Tyrrellfjället Member wurden die Meeresspiegelhochstände des Mørebreen Members nicht mehr erreicht, statt dessen herrschten weiterhin küstennahe subtidale bis supratidale Bedingungen vor, die sich im Artinskium mit der Ablagerung der evaporitischen Gipsbänken Formation sogar auf den Supratidalbereich verschoben. Ein deutlicher Bruch vollzog sich zwischen der supratidalen Gipsbänken und dem offenen marinen Becken der Kapp Starostin Formation, erklärbar anhand des zwischen beiden Einheiten bestehenden Hiatus, der in ganz Svalbard beobachtet werden kann (HEAFORD 1988) und der darauf folgenden Transgression im Oberperm, die in ganz Svalbard bis auf das Sørkapp-Hornsund High kurzzeitig wieder zu Scheitfbedingungen führte (DALLMANN et al. in Druck).

küstenfernere Vorriftzonen und flache Scheitfregionen, verlagerte sich jedoch bereits im obersten Oberkarbon wieder in küstennahe Bereiche.

Abb. 3-7: Schematische Darstellung des Ablagerungsraums der Jungpaläozoischen Sedimente im nördlichen St. Jonsfjorden Trough auf der Brøggerhalvøya (ohne Maßstab). Die tektonische Situation entspricht der des Oberperms. Erläuterungen s. Text.  
 (1) Billefjorden Group  
 (2) auf den St. Jonsfjorden Trough beschränkte Sedimente  
 (3) stabile Plattform sedimentation  
 W.J.H. = Wedel Jarlsberg High



bewegungen nachweisbar (STEEL & WORSLEY 1984), die zusammen mit variierenden Sedimentationsraten und eustatischen Meeresspiegelschwankungen die fazielle Entwicklung steuern (LUDWIG 1991).

Tektonische Bewegungen sind während des Oberkarbon-Unterperms für die Kongsfjordenregion nur lokal und untergeordnet zu verzeichnen, ansonsten besteht während des gesamten Zeitraums eine recht kontinuierliche Karbonatplattformsedimentation. Lediglich geringmächtige Konglomerateinschluffungen in der Wordiekammen Formation am Nielsenfjellet (BROMMER 1994) sind Hinweise für möglicherweise durch Störungsaktivität bedingte grobklastische Schüttungen.

Die in der unterpermischen Gipshuken beobachteten Gefüge syn-sedimentärer Rutschungen könnten ebenfalls, wenn auch nicht zwingend, auf schwache Bewegungen hinweisen. Sporadische post-mittelkarbonische tektonische Aktivitäten werden von KLEINSPEHN et al. (1984) in Südspitzbergen registriert. Fazies- und Mächtigkeitsschwankungen in den permischen Schichten in anderen Regionen Svalbards deuten auf eine lokal störungskontrollierte Sedimentation hin (HARLAND 1997).

Insgesamt betrachtet kann jedoch für die Kongsfjordenregion festgestellt werden, dass nach einer Phase intensiver syn-sedimentärer Tektonik im unteren und mittleren Karbon spätestens ab dem oberen Oberkarbon (Wordiekammen Formation), vermutlich aber bereits ab dem Moscovium eine tektonisch ruhige und stabile Phase begann, die auch während des Mesozoikums bis auf lokale Störungsaktivitäten fortbestand.

### 3.2 Mesozoikum

Die ab dem Oberkarbon etablierten relativ stabilen Plattformbedingungen herrschten auch im Mesozoikum weiter vor (ORVIN 1940; STEEL & WORSLEY 1984; MØRK et al. 1982; MØRK & BJØRØY 1984).

Auf der Brøggerhalvøya fehlen mesozoische Sedimente bis auf Reste (etwa 50 m Mächtigkeit) von dunklen marinen Tonsteinen der untertriassischen Vardebukta Formation (CHALLINOR 1967; MIDBØE 1985). Das heißt jedoch nicht, dass sie auch primär fehlten.

Regionale Hebungen führten ab Hauterive-Barrême zu alluvialen Schüttungen und ab dem Albium ist erstmals ein Sedimenteintrag aus (rezent) NW nachweisbar (STEEL & WORSLEY 1984). Spitzbergen lag zu dieser Zeit nördlich von Grönland und besaß eher eine W-E-Orientierung im Gegensatz zu seiner rezenten N-S-Orientierung. Daher erfolgte der Sedimenteintrag ursprünglich aus südwestlichen bis westlichen Richtungen von Nordgrönland und Ellesmere Island.

Initiiert wurden die Schüttungen durch fortgesetzte Hebungen vor allem von NW-Spitzbergen (ATKINSON 1963; KELLOGG 1975; BIRKENMAJER 1981), die von ORVIN (1940) und STEEL & WORSLEY (1984) mit der Entwicklung des Arktischen Beckens in Verbindung gebracht werden. Starke Hebungen im Zeitraum zwischen 70-50 bzw. 85-55 Ma werden auch durch Fission-track-Daten angezeigt (BLYTHE & KLEINSPEHN 1998; KLEINSPEHN 1998). Diese Hebungen werden jedoch z.T. mit ersten N-S orientierten Kompressionen und Überschiebungen und damit der beginnenden Bildung des West Spitzbergen Fold-and-Thrust Belts in Verbindung gebracht (KLEINSPEHN 1998).

Die jüngsten mesozoischen Sedimente Spitzbergens stammen aus dem Albium (ORVIN

1940; STEEL & WORSLEY 1984; KELLY 1988). In dem Zeitraum zwischen dem Albium (dem Beginn der Schüttungen aus NW) und dem Paläozän erfolgte demnach die Erosion der mesozoischen Sedimente auf der Brøggerhalvøya. Es ist nicht feststellbar, ob noch bis zum Albium sedimentiert wurde oder die Abtragung bereits etwas früher begann, sodass die ursprüngliche Mächtigkeit der mesozoischen Bedeckung nicht mehr rekonstruiert werden kann.

### 3.3 Tertiär

Das Tertiär ist auf der Brøggerhalvøya am vollständigsten im Ny-Ålesund Becken südlich von Ny-Ålesund erhalten (ORVIN 1934; KELLOGG 1975; MIDBØE 1985; HJELLE et al. in Vorb.). Tertiäre Sedimente nur auch auf dem Gipfel des Scheteligfjellets (KELLOGG 1975; SIDOW 1988; SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a; THIEDIG et al. in Druck) sowie nördlich des Slåttofjellets an der Gletscherfront des Austre Lovénbreen erhalten (SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997; SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a) (Abb. 3-8). An der Ostküste des Forlandsundets sind südlich von Kapp Graarud ebenfalls tertiäre Konglomerate und Sandsteine aufgeschlossen. Diese Sedimente sind jedoch jünger als die Ablagerungen auf der Brøggerhalvøya (ATKINSON 1963; LIVŠIĆ 1974; LEHMANN et al. 1978; FEYLING-HANSEN & ULLEBERG 1984; LIVŠIĆ 1992; MANUM & THRONDSSEN 1986).

Die stratigraphische Gliederung der tertiären Sedimente des Ny-Ålesund Beckens unterlag im Laufe der Zeit mehreren Überarbeitungen (Abb. 3-9). Nach der Stratigrafischen Kommission von Svalbard (SKS, DALLMANN et al. in 1995), der in der vorliegenden Arbeit gefolgt wird, bildet das Tertiär auf der Brøggerhalvøya die Ny-Ålesund Subgroup der Van Mijenfjorden Group und wird weiter untergliedert in die Kongsfjorden und Brøggerbreen Formation mit je zwei Mitgliedern (Abb. 3-9).

Das etwa 4.4 km<sup>2</sup> große tertiäre Ny-Ålesund Becken befindet sich im N der Brøggerhalvøya südlich von Ny-Ålesund (Abb. 3-10). Es enthält eine bis zu 300 m mächtige Abfolge aus klastischen Sedimenten, die mit flachwinkliger Erosionsdiskordanz auf den oberpermischen oder triassischen Schichten der Kapp Starostin bzw. der Vardebukta Formation liegen (ORVIN 1934; CHALLINOR 1967; MIDBØE 1985). Das Becken wird im W und E von etwa N-S streichenden Abschiebungen, im S von steilstehendem und gefaltetem, auf die tertiären Sedimente überschobenem Permo-Karbon begrenzt (Abb. 3-10) (ORVIN 1934; MIDBØE 1985; SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a). Das Tertiär der Brøggerhalvøya besteht aus einer klastischen Abfolge aus Konglomeraten, Sandsteinen und Tonsteinen, in die vor allem in den unteren Bereichen Kohleflöze eingeschaltet sind (ORVIN 1934; MIDBØE 1985), von denen sechs aufgrund ihrer ökonomischen Bedeutung bis 1962 abgebaut wurden. Die Schichten fallen flach nach SW ein; ihre Mächtigkeit nimmt in südliche Richtungen zu (Abb. 3-11).

Nach ORVIN (1934) ist die gesamte Schichtenfolge terrestrisch entwickelt, dies gilt jedoch nur für die untersten und obersten Abschnitte, während der mittlere Bereich unter marinen Bedingungen abgelagert wurde (ATKINSON 1963). MIDBØE (1985) beschreibt Faziesräume, die von küstennahen bzw. flachmarinen bis zu deltaischen Milieus reichen.

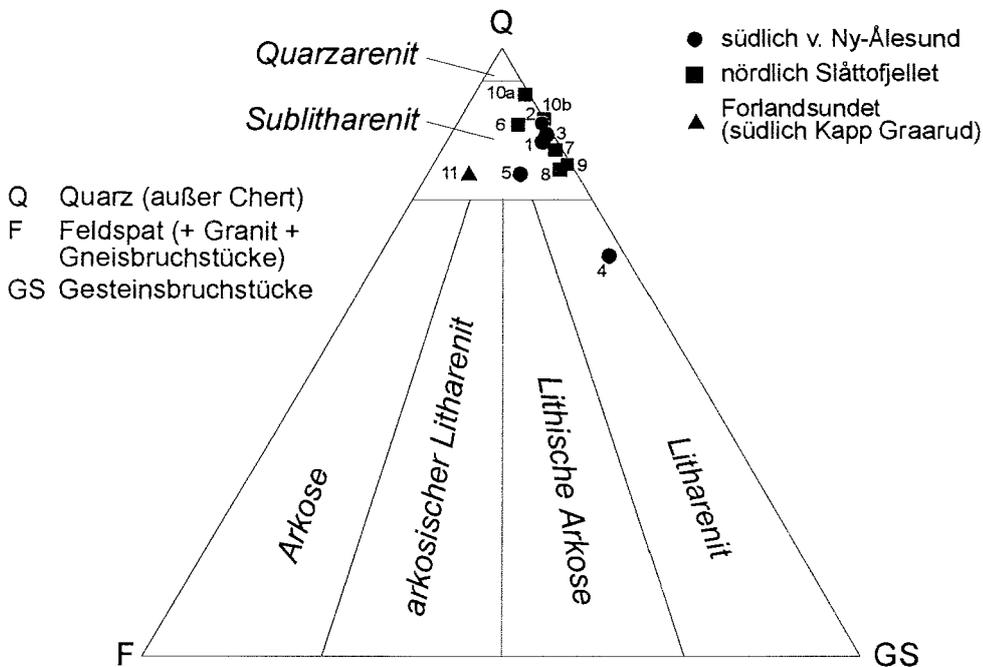
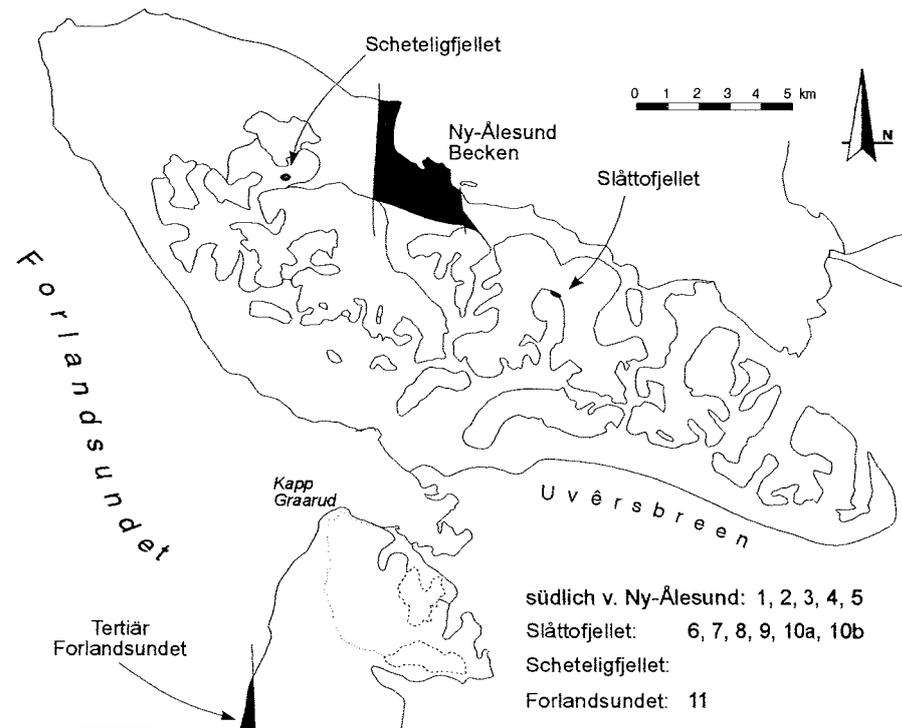


Abb. 3-8: oben: Verbreitung des Tertiärs und Lage der Probenpunkte auf der Brøggerhalvøya und südlich von Kapp Graarud. unten: Klassifikation (nach FOLK et al. 1970).

ORVIN (1934)		CHALLINOR (1967)	Mächtigkeit M [m]	MIDBØE (1985)	Mächtigkeit M [m]	SKS (Dallmann et al. 1995)										
Paleogen	Green Sandstone	Ny-Ålesund Formation	Green Sandstone Member	100	Paläozän	Ny-Ålesund Formation	Bayelva Member	160 +	VAN MIJENFJORDEN GROUP	Ny-Ålesund Subgroup	Brøggerbreen Formation	Bayelva Member				
	Grey Sandstone		Grey Sandstone Member	95			Kongsfjorden Formation	Leirhaugen Member			5-20	Kongsfjorden Formation	Tvillingvann Member	25-70	Kongsfjorden Formation	Tvillingvann Member
	Light Sandstone			Lower Coal Horizon				95			Kongsfjorden Formation		Kolhaugen Member	0-40		Kongsfjorden Formation
Kreide	Bottom Shale	Trias	Vardebukta Formation		Trias	Vardebukta Formation										

Abb. 3-9: Stratigraphische Gliederung der tertiären Sedimente auf der Brøggerhalvøya. In der vorliegenden Arbeit wird die von der SKS vorgeschlagene neue Gliederung benutzt.

### 3.3.1 Das Ny-Ålesund Becken

#### Kongsfjorden Formation

Die Kongsfjorden Formation (LIVŠIĆ 1974) wird nach MIDBØE (1985) und DALLMANN et al. (1995) weiter in Kolhaugen und Tvillingvatnet Member gegliedert (Abb. 3-9).

Das bis zu 40 m mächtige *Kolhaugen Member* liegt mit einer flachwinkligen Diskordanz auf der triassischen Vardebukta Formation oder auf der oberpermischen Kapp Starostin Formation (ORVIN 1934; MIDBØE 1985). Die Obergrenze zum überlagernden marinen Tvillingvatnet Member besteht aus einer scharfen Erosionsdiskordanz (MIDBØE 1985). Die Abfolge besteht aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen, Tonsteinen und kohligen Tonsteinen und enthält die drei wirtschaftlich wichtigsten Kohleflöze (Ester-, Sofie-, and Advokat-Flöz). Nach MIDBØE (1985) stellen die Sandsteine, deren sedimentäre Gefüge (Rippelmarken, Horizontalschichtung und seltener Schrägschichtung) meist durch Bioturbation zerstört sind, Dammbuchfächer dar, während die Tonsteine Ablagerungen auf Überschwemmungsebenen repräsentieren, die sich nach SE von einem NE-SW verlaufenden Mäandersystem ausbreiten.

Im Gegensatz zum eher feinerkörnigen Kolhaugen Member ist das 25-70 m mächtige transgressive *Tvillingvatnet Member* (Tvillingvann Member nach MIDBØE 1985) mit Geröllen von bis 20 cm Größe insgesamt grobkörniger entwickelt. Infolge tektonischer Bewegungen vor der Ablagerung des Tvillingvatnet Members ist der Kontakt zum unterlagernden Kolhaugen Member diskordant (ORVIN 1934; MIDBØE 1985), und durch stärkere Hebung im N liegt das Tvillingvatnet Member dort direkt auf permischen oder triassischen Sedimenten. Nach N und W nimmt die Mächtigkeit stark ab (Abb. 3-11).

Die Konglomerate, Sandsteine und zwischengeschalteten Siltsteine werden in einem küstenna-hen marinen Milieu mit Sedimenteintrag aus einem nordwestlich vorgelagerten Delta abgelagert (MIDBØE 1985).

#### Brøggerbreen Formation

Die Brøggerbreen Formation (DALLMANN et al. 1995) ist die ehemalige Ny-Ålesund Formation von CHALLINOR (1967) und MIDBØE (1985) und wird weiter in das Leirhaugen und Bayelva Member gegliedert (Abb. 3-9).

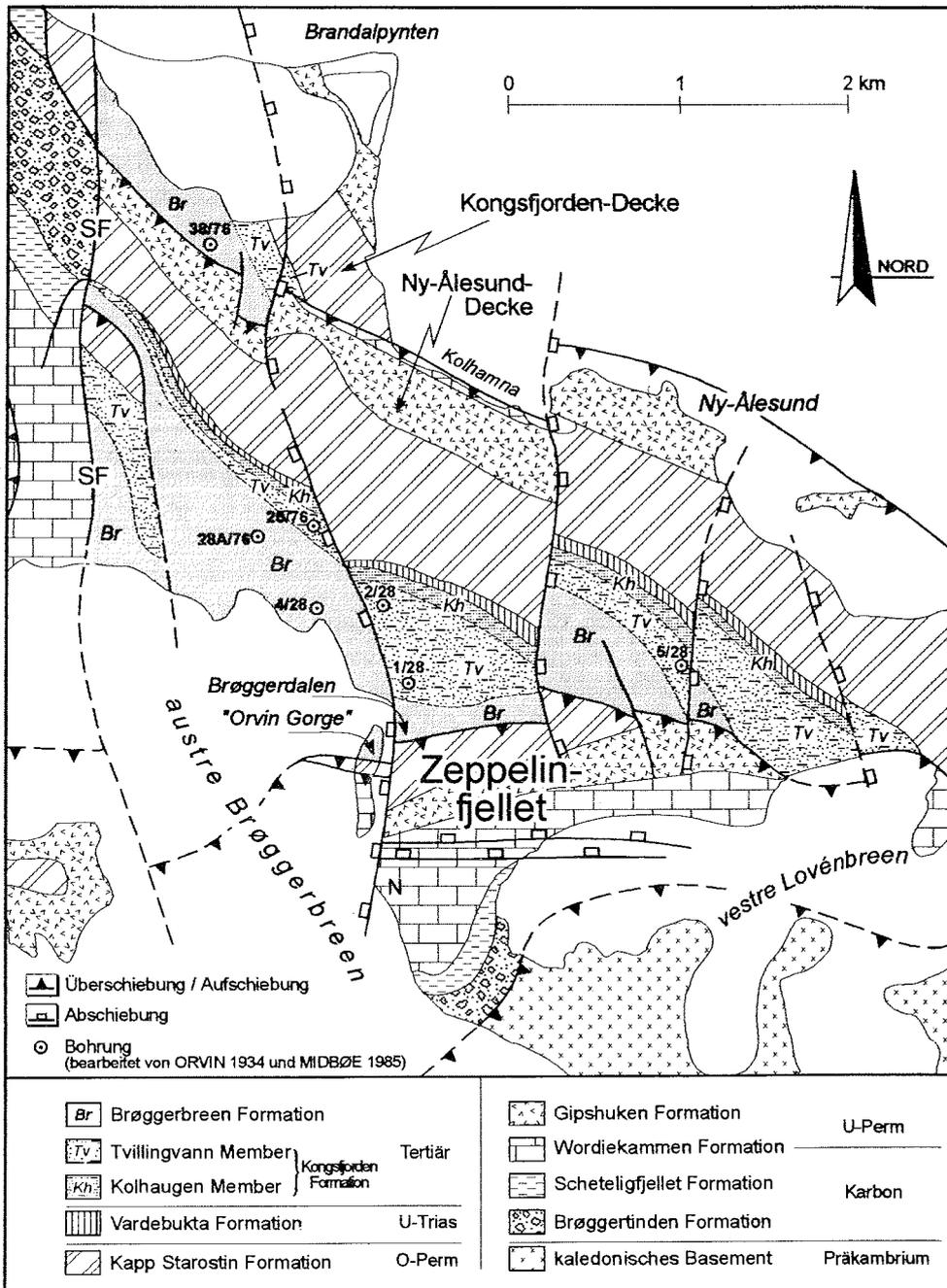


Abb. 3-10: Geologische Karte des Ny-Ålesund Tertiär Beckens (nach Orvin 1934, Midbøe 1985 und Thiedig et al. in Druck, verändert und ergänzt).

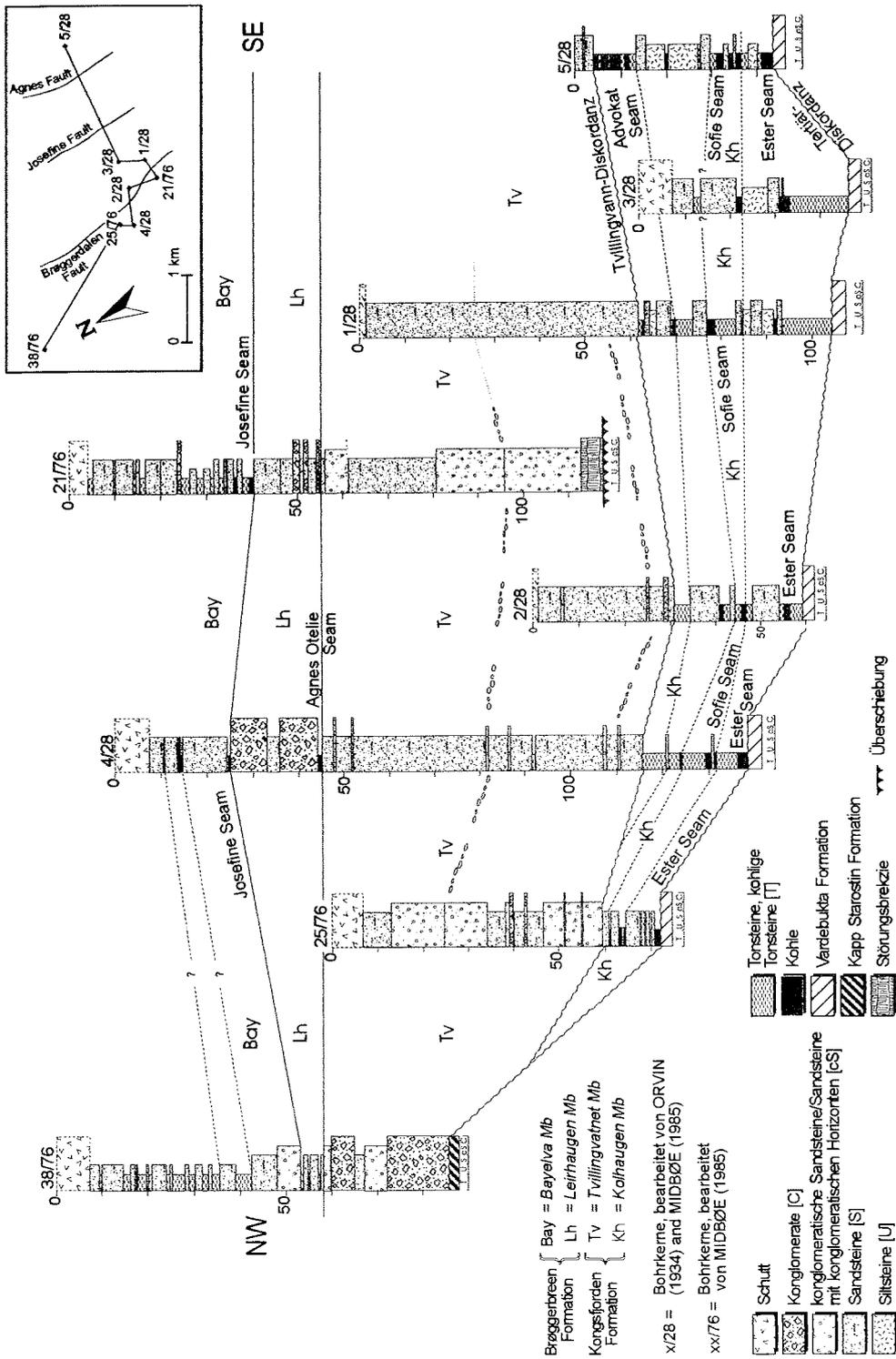


Abb. 3-11: Bohrprofile aus dem Tertiär von Ny Ålesund (nach Daten entnommen aus Orvin 1934 und Midbøe 1985).

Das *Leirhaugen Member* stellt mit 5-20 m Mächtigkeit die geringmächtigste Einheit dar und leitet vom randmarinen Milieu des *Tvillingvatnet Members* zu fluviatilen Bedingungen über. Das basale Agnes Otelie-Flözes wird überlagert von einer Wechsellagerung aus Konglomeraten, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen (Quarz-Areniten, Sublithareniten) und kohligen Tonsteinen, teilweise mit gut erhaltenen Pflanzenfossilien (MIDBØE 1985).

Das *Bayelva Member* ist wieder feinkörniger entwickelt. Die Sandsteine, Ton- und Siltsteine enthalten lokal Kohlelinsen, Konglomerate sind eher selten (MIDBØE 1985). Die Basis dieser obersten Einheit des Ny-Ålesund-Tertiärbeckens wird durch das Josefine-Flöz definiert (Abb. 3-11), das jedoch nach S auskeilt, wo der Übergang vom *Leirhaugen Member* zu den grünen Sandsteinen des *Bayelva Members* graduell erfolgt. Die feinkörnigeren Partien enthalten lokal gut erhaltene kohlige Pflanzenfossilien. Gute Aufschlüsse über Tage befinden sich im Brøggerdalen nordöstlich des Austre Brøggerbreen.

Der Ablagerungsraum des *Bayelva Members* ist wieder rein fluviatil geprägt und wird von MIDBØE (1985) als eine Delta-Ebene mit geringem Strömungsindex interpretiert.

Weitere Tertiärvorkommen sind am Nordosthang des *Slåttofjellets* sowie am *Scheteligjellet* aufgeschlossen.

Auf dem Gipfel des *Scheteligjellets* ist zwischen 670 und 718 m Höhe eine knapp 50 m mächtige, stark verwitterte Abfolge aus Konglomeraten und Sandsteinen erhalten (KELLOGG 1975; SIDOW 1988; SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a), die nach SIDOW (1988) mit einer flachwinkligen Diskordanz auf den glaukonitischen Sandsteinen der Kapp Starostin Formation liegen. Das oligomikt entwickelte Basiskonglomerat (SIDOW 1988) wird von einer Wechselfolge aus Konglomeraten und grauen Sandsteinen überlagert. Letztere enthalten häufig Kohleschmitzen und detritischen Glaukonit, der aus den unterlagernden oberpermischen Sandsteinen stammt. Die bankigen Sandsteine sind fein- bis mittelkörnig und verwittern bräunlich. Die schlecht sortierten, in der Regel komponentengestützten Konglomerate weisen zumeist subangulare bis gerundete Klaster von bis zu 5 cm Größe auf, die in einer sandigen Matrix liegen. Der Rundungsgrad der Gerölle ist in den oberen Konglomeraten insgesamt etwas höher.

Die mäßige Rundung, die schlechte Sortierung der Klaster und der Gehalt an kohligem Substrat sprechen für geringe Transportweiten und einen terrestrischen Einfluss. Denkbar ist ein deltaischer Ablagerungsraum.

KELLOGG (1975) korreliert die am *Scheteligjellet* aufgeschlossenen Horizonte mit dem basalen *Kolhaugen Member* des Ny-Ålesund Beckens, was durch die mögliche terrestrische und kohleführende Fazies gestützt wird. Das *Kolhaugen Member* ist den Beschreibungen von ORVIN (1934) und MIDBØE (1985) zufolge jedoch deutlich feinkörniger entwickelt. Daher ist auch eine Korrelation mit dem *Leirhaugen Member* der Brøggerbreen Formation nicht auszuschließen, das neben Konglomeraten ebenfalls kohlige Schichten führt. Andererseits könnte die grobkörnigere Fazies auch durch einen eher proximalen Ablagerungsraum des *Kolhaugen Members* bedingt sein.

Das östlichste Tertiär-Vorkommen der Brøggerhalvøya liegt am Nordosthang des *Slåttofjellets*, direkt an der Front des zurückweichenden Austre Lovénbreen. Dieser Aufschluss wurde erst in jüngerer Zeit vom Gletscher freigelegt. Dort befindet sich die einzige Lokalität, an der der Kontakt zwischen der Kapp Starostin Formation und dem Tertiär gut aufgeschlossen ist. Auf den glaukonitischen Sandsteinen der Kapp Starostin

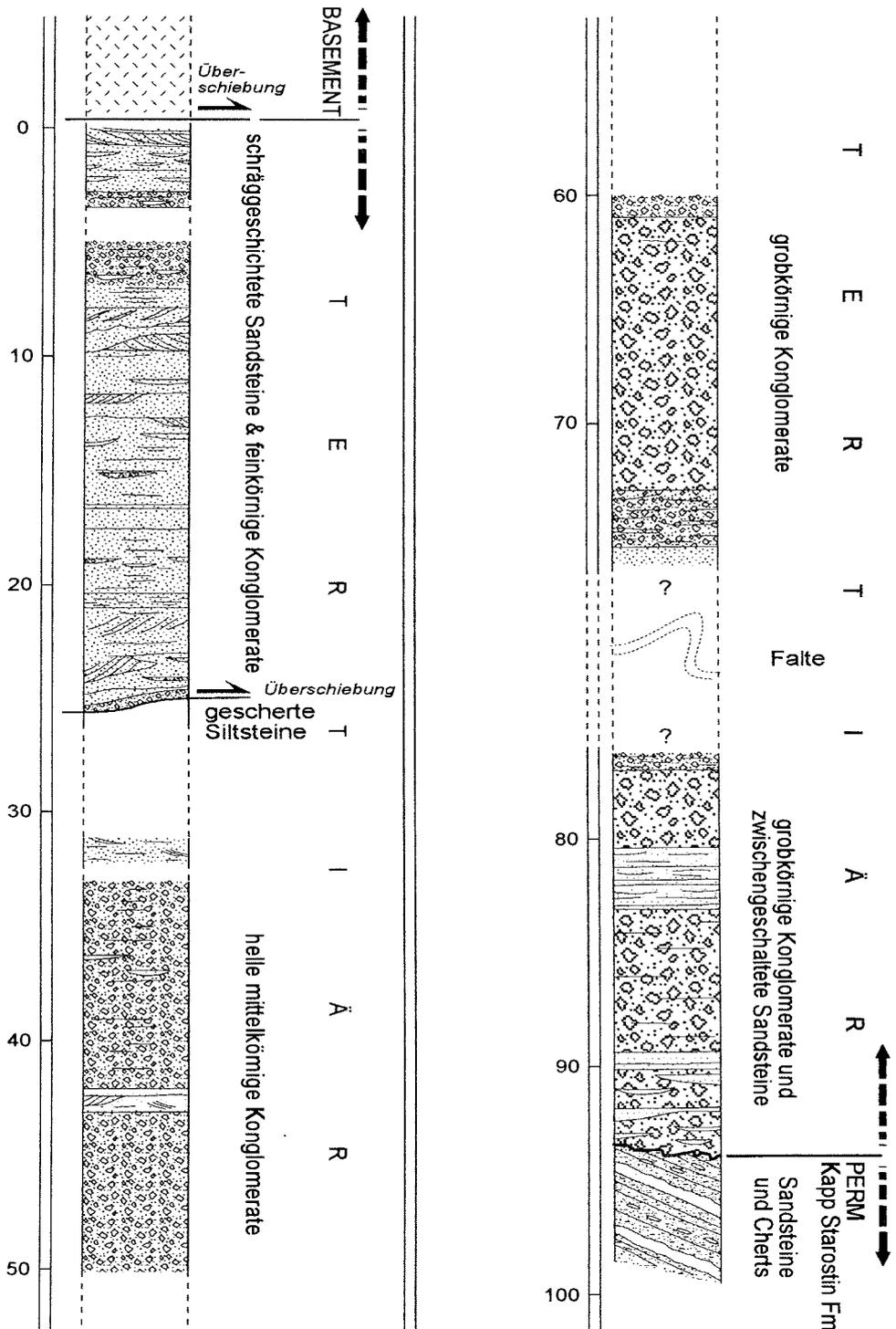


Abb. 3-12: Profil der tertiären Sedimente an der Front des Austre Lovénbrens nordöstlich des Slättöfjellets

Formation, die in diesem Aufschluss nur wenige dm mächtig sind, liegt mit einer flachwinkligen Diskordanz ein grobes tertiäres Basiskonglomerat, das bis zu 15 cm große Gerölle enthält. Der Kontakt selbst stellt eine alte Erosionsoberfläche mit flachen Rinnen und Taschen im cm- bis m-Maßstab dar, in denen die Klastite abgelagert wurden (SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a).

Das Basiskonglomerat wird von einer Sandstein-Konglomerat-Wechselfolge überlagert (Abb. 3-12). Während im unteren Profilabschnitt grobe Konglomerate vorherrschen, wird der Mittelteil von etwas feinerkörnigen Varietäten mit maximal 10 cm Klastengröße und einer insgesamt helleren, nahezu weißlichen Farbe charakterisiert (SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a). Auch diese Bänke sind schlecht geschichtet, weisen aber insgesamt etwas besser gerundete Gerölle auf. Im oberen Profilabschnitt sind vor allem Sandsteine mit zwischengeschalteten Konglomeraten vertreten (Abb. 3-12). Die Schichten besitzen häufig eine linsige Form mit Schrägschichtung. Bemerkenswert ist in diesen Horizonten das Vorkommen von Sandstein- und Konglomeratgeröllen, die wahrscheinlich aus unteren Tertiärlagen aufgearbeitete Klasten darstellen.

Insgesamt betrachtet könnte der Ablagerungsraum in einem deltaischnen, evtl. randmarinen Bereich gelegen haben. Eine stratigraphische Einordnung in die Schichtenfolge des Ny-Ålesund-Beckens ist schwierig. Bereits das Basalkonglomerat enthält Klasten von Sandsteinen (s.u.), die wahrscheinlich aufgearbeitete Tertiärgerölle darstellen und damit eine Korrelation mit den ältesten Einheiten des Ny-Ålesund Beckens ausschließen. Aufgrund der Fazies sowie der Vorherrschaft der Konglomerate, der Präsenz aufgearbeiteter Gerölle und der schlechten Schichtung scheint eine Korrelation mit dem Tvillingvatnet Member möglich (SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a), die oberen Profilabschnitte könnten auch bereits zum Leirhaugen Member gehören (PIEPJOHN et al. in Druck a).

### 3.3.2 Klasteninhalte der tertiären Ablagerungen und Herkunft der Gerölle

Der Klasteninhalte in den Sandsteinen und Konglomeraten der verschiedenen Schichtglieder ist nahezu identisch (das Tertiär am Forlandsundet wird hier nicht betrachtet!) (Abb. 3-8, 3-13). Die Komponenten bestehen im wesentlichen aus monokristallinen Quarzen, polykristallinen metamorphen Quarzen, Quarziten und mikrokristallinen Cherts aus dem kristallinen Basement sowie aus spiculitischen Cherts und glaukonitischen Sandsteinen aus der oberpermischen Kapp Starostin Formation. In den meisten Proben sind auch bis zu 7% (meist 1-3%) Feldspat vertreten. Viele Konglomerate enthalten zudem Sandstein- und Konglomeratgerölle, vereinzelt auch durch Kompaktion deformierte Tonsteingerölle, die höchstwahrscheinlich aus tieferen Schichten des Tertiärs aufgearbeitet wurden. Klasten aus dem Kolhaugen Member sind bereits im Tvillingvatnet Member zu beobachten (MIDBØE 1985), und sowohl am Slåttofjellet als auch in vielen Proben der Brøggerbreen Formation am unteren Nordhang des Zeppelinfjellets sind aufgearbeitete Tertiärgerölle verbreitet (Abb. 3-13). Demgegenüber ist das basale Konglomerat auf dem Scheteligfjellet deutlich komponentenärmer: Hier stellen die Cherts und glaukonitischen Sandsteine der Kapp Starostin Formation den Hauptanteil, ansonsten sind nur die verschiedenen Quarzvarietäten und Cherts aus dem Basement vertreten (Abb. 3-13). Während das Basiskonglomerat am Slåttofjellet demnach jünger sein muss als die ältesten Tertiärablagerungen des Ny-Ålesund-Beckens, ist die oligomikte

Zusammensetzung am Scheteligfjellet bei vergleichbarer Position eher ein Hinweis auf eine frühere Sedimentation. Diese Überlegungen spielen neben der faziellen und lithologischen Prägung der beiden Profile eine Rolle für die Korrelation mit dem Tvillingvatnet Member bzw. dem Kolhaugen Member (vgl. oben).

Die meisten Konglomerate sind unsortiert und die Klasten liegen unregelmäßig in der zumeist sandigen bis karbonatischen Matrix. Die Komponenten aus der Kapp Starostin Formation repräsentieren in der Regel die größten und am schlechtesten gerundeten Klasten. Doch auch die Klasten aus dem Grundgebirge können teilweise sehr grobkörnig sein, eine Korngrößen-sortierung innerhalb dieser Komponentengruppe ist nicht feststellbar. Insgesamt ist der Rundungsgrad der meisten Gerölle mäßig (subangular bis angerundet), lediglich kleinere Quarz- und Chert-Gerölle aus dem Grundgebirge sind teilweise gut gerundet. Auch hier ist kein Trend zu zunehmender Sortierung oder Rundung innerhalb der Abfolgen erkennbar. Lokal besitzen einzelne Gerölle eine Größe von bis zu 20 cm.

Von Bedeutung ist die Tatsache, dass neben stabilen Komponenten aus dem Basement (Quarz, Quarzite, Cherts) von sedimentären Klasten lediglich glaukonitische Sandsteine und Cherts aus der Kapp Starostin Formation sowie aufgearbeitete Tertiärgerölle vertreten sind. Komponenten aus anderen Einheiten auf der Brøggerhalvøya (lokale Basementklasten wie Phyllite und Marmore oder post-kaledonische Sedimente der Brøggertinden bis Gipshuken Formation) sind nirgendwo vorhanden. Dies ist einerseits erklärbar durch eine mögliche Zerstörung von weniger resistenten Komponenten beim Transport. Die schlechte Rundung und Sortierung sowohl der Basementklasten als auch der oberpermischen Gerölle spricht allerdings ebenso wie das Fehlen einer Korngrößen-sortierung zwischen Basement- und permischen Geröllen gegen einen allzu weiten Transport. Auch die Existenz von aufgearbeiteten Tertiärgeröllen, darunter von nicht-resistenten Silt- und Tonsteinen macht eine rein transportbedingte Selektion der Gerölle nach ihrer Verwitterungsresistenz weniger wahrscheinlich, auch wenn die

	südlich von Ny-Ålesund	Scheteligfjellet	Slattofjellet
<b>Broggerbreen Formation</b>	$Q_m, Q_p, L_c, F, ((P))$ $Kst_c, Kst_s, T_L, T_t$	?	<b>oberer Profilbereich</b> $Q_m, Q_p, L_c, F, Kst_c, Kst_s, T_L$
<b>Tvillingvann Member</b>	$Q_m, Q_p, L_c, F,$ $Kst_c, Kst_s,$ $(1)T_L, (1)O$	↑	$Q_m, Q_p, L_c, F, Kst_c, Kst_s$ <b>Basiskonglomerat</b> $Q_m, Q_p, L_c, F$ $Kst_c, Kst_s, T_L, (S)$
<b>Kolhaugen Member</b>	<small>(1) nach Orvin (1934), Midboe (1985)</small> <small>(2) nach Sidow (1988)</small>	<b>Konglomerate</b> $Q_m, Q_p, L_c, F, Kst_c, Kst_s$ <small>(2) <b>Basiskonglomerat</b></small> $Q_m, Q_p, L_c, Kst_c, Kst_s$	
<b>Basement-Klasten:</b> $Q_m$ = monokristalliner Quarz, $Q_p$ = polykristalliner Quarz + Quarzite, $L_c$ = mikrokristalline Cherts, $F$ = Feldspat, $P$ = Phyllit <b>sedimentäre Klasten:</b> $Kst_c$ = spiculitischer Chert (Oberperm), $Kst_s$ = glaukonitischer Sandstein (Oberperm), $T_L$ = aus Tertiär aufgearbeiteter Litharenit/Sandstein, $T_t$ = aus Tertiär aufgearbeiteter Tonstein, $S$ = roter Sandstein (?Devon), $O$ = organisches Material			

Abb. 3-13: Geröllkomponenten in den tertiären Ablagerungen des Ny-Ålesund Beckens.

ertiärgerölle naturgemäß weniger weit transportiert wurden. Zudem besteht auch das größtenteils feinkörnige Kolhaugen Member, dessen Sedimente unter geringem Energieindex abgelagert wurden, ausschließlich aus Basementgeröllen und oberpermischen Klasten. Daher waren höchstwahrscheinlich die unterhalb der Kapp Starostin Formation liegenden Sedimente und Kristallineinheiten der Brøggerhalvøya zur Zeit der Ablagerung des Tertiärs noch nicht aufgeschlossen. Dies wird durch die Beobachtung bestätigt, dass die tertiären Sedimente mit flacher Erosions- und Winkeldiskordanz ausschließlich die Kapp Starostin Formation bzw. lokal die Trias überlagern. Am Slåttofjellet ist die alte Erosionsoberfläche noch erkennbar (s.o.). Die Komponenten aus dem Grundgebirge stammen daher vermutlich aus dem kristallinen Basement nördlich des Kongsfjords, das demzufolge ab dem oberen Mesozoikum oder spätestens ab dem frühen Tertiär freilag. Ein Sedimenteintrag aus nördlichen Richtungen wird auch von ORVIN (1934), ATKINSON (1963) und MIDBØE (1985) angenommen, wofür auch die Zunahme der Korngröße nach N und der Mächtigkeit nach S spricht (Abb. 3-11).

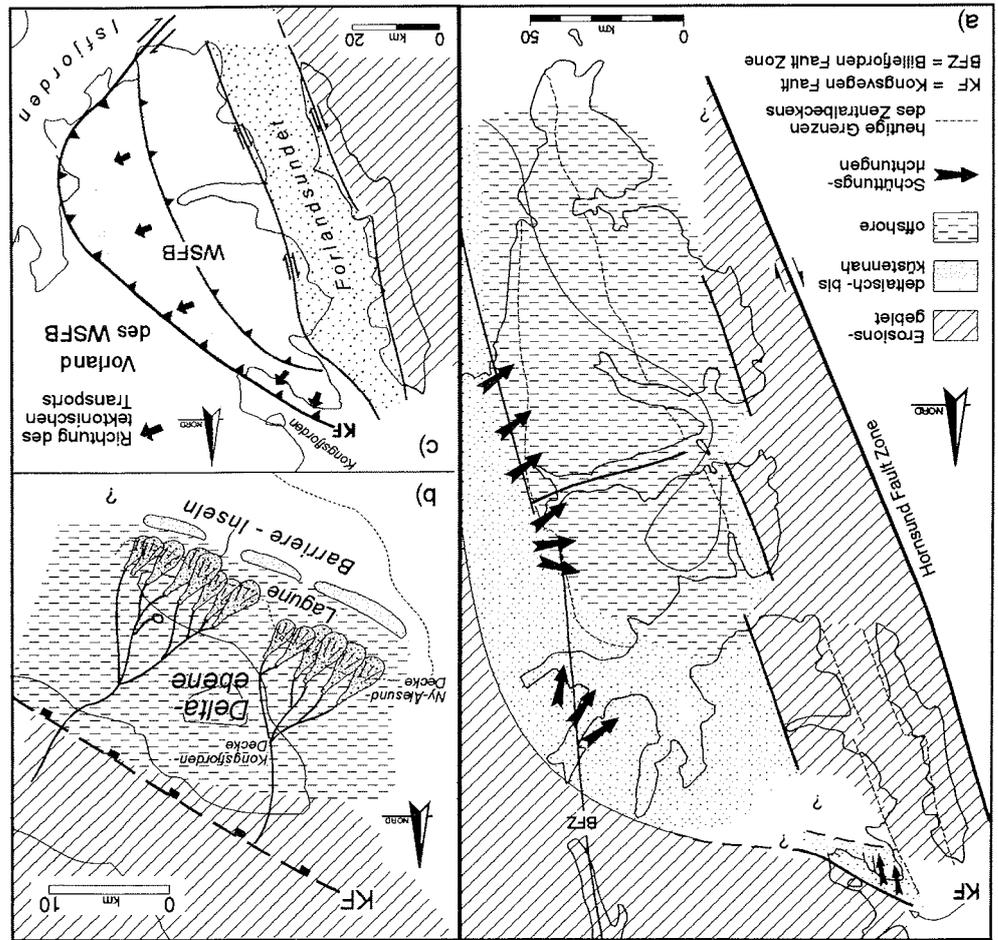
### 3.3.3 Beckenbildung und Korrelation mit dem Zentralbecken

Die Regionen nördlich des Kongsfjords waren Abtragungsgebiete, deren Produkte nach S in das Ny-Ålesund Becken geschüttet wurden (Abb. 3-14a,b). Tertiäre Ablagerungen auf der Brøggerhalvøya sind im wesentlichen in der Ny-Ålesund-Decke erhalten, doch auch auf der strukturell tiefen Kongsfjorden-Decke sind tertiäre Sedimente vorzufinden (SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a,b). Die ursprüngliche Ausdehnung des Beckens war also wesentlich größer als die heute erhaltenen Reste vermuten lassen und tertiäre Ablagerungen müssen auch in den beiden dazwischen liegenden Decken vorhanden gewesen sein. Bei einem bilanzierten konstruktiven Rückversatz der unteren Decken wird die Ny-Ålesund-Decke etwa 13 km weiter nach SW verlagert (Kap. 5.6), die strukturell deutlich tiefere Kongsfjorden-Decke lediglich um etwa 3 km. Es ergibt sich eine Mindestgröße für das Ny-Ålesund Becken von 10 km. Die laterale Ausdehnung ist nicht mehr rekonstruierbar, dürfte jedoch geringer gewesen sein, da selbst innerhalb der noch erhaltenen Schichtenfolge ein deutliches Auskeilen nach W (ORVIN 1934; MIDBØE 1985) und, wie am Slåttofjellet ersichtlich, auch nach E zu beobachten ist.

Ob zwischen dem exhumierten Basement im N und dem Ny-Ålesund Becken eine Störung (Abschiebung) lag, kann nicht bewiesen werden, ist jedoch wahrscheinlich (Abb. 3-14b).

Von KLEINSPEHN (1998) wird die oberkretazische Hebung im N teilweise auf bereits beginnende kompressive Bewegungen, verbunden mit der Bildung der ersten Überschiebungen des West Spitsbergen Fold Belts zurückgeführt. N-S gerichtete Kompressionen in der obersten Kreide sollen auch anhand von Paläospannungsanalysen angezeigt werden (KLEINSPEHN et al. 1989; TEYSSIER et al. 1995a). Ein Beginn der Überschiebungstektonik bereits in der Oberkreide hätte zur Folge, dass das Ny-Ålesund Becken in einem kompressiven Regime gebildet worden wäre und demnach ein Piggy-back-Becken darstellen würde - vergleichbar mit dem Zentralbecken (NØTTVEDT et al. 1988). Intratertiäre Diskordanzen (Tvillingvann unconformity, MIDBØE 1985) sowie die Anwesenheit von Geröllen aus aufgearbeiteten älteren Horizonten in jüngeren Tertiärschichten weisen auf syn-sedimentäre Bewegungen hin, die durch eine Verkipfung der bis dahin abgelagerten

Abb. 3-14: a) Ablagerungsraum des Tertiärs im mittleren Paläozän (nach Steel & Worsley 1984; Worsley & Aga 1986 und Müller & Spielhagen 1990) mit zusätzlich eingezeichneten Kongsvegen Fault und Schüttungsrichtungen auf der Brøggerhalvøya. Die unteren Einheiten des Zentralbeckens werden in einem transpressiven Regime noch vor Beginn der Überschiebungstektonik abgelagert wie Schüttungsrichtungen aus E und N zeigen. Das Ny-Alesund Becken war entweder isoliert oder ein Teilbecken des Zentralbeckens. Die Bildung des Forlandsundeträbens erfolgte erst ab dem obersten Paläozän/Untereozän.  
 b) Vergrößerter Ausschnitt mit der Paläogeographie zur Zeit der Ablagerung des Tillingsvatnet, Leitungen und Bayeva Members des Ny-Alesund Beckens (verändert nach Midbøe 1985) (mit Verlagerung der Ablagerungsräume nach SW durch Rückführung des Deckenbaus; gestrichelter Umriss der Halbinsel + ursprüngliche Lage der Decken).  
 c) Bildung des Forlandsundeträbens im obersten Paläozän und Untereozän durch dextrale Transension an einer umliegenden Störung nach dem Modell von Steel et al. (1985), während nördlich dieser Zone auf der Brøggerhalvøya der NE-vergente Überschiebungsbau gebildet wird. Wesentlich wahrscheinlicher ist jedoch, dass sich der Graben erst in der Spätphase der Überschiebungstektonik kurz nach der Bildung der letzten Kristallindecken bildete.



Schichten infolge des Propagierens von Überschiebungen erklärt werden könnten. Auch die in mehreren Bohrprofilen auftretenden und von Midbøe (1985) als kataklasite gedeuteten basalen Konglomerathorizonte können diese Interpretation einseitig stützen, andererseits jedoch ebenso einer post-sedimentären Überschiebungstektonik zugeordnet werden. Gegen eine syn-tektonische Beckenbildung spricht die Klastervergesellschaftung,

(SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a): Durch Faltenbildung an Rampen, die bei einer syn-sedimentären Überschiebungstektonik gebildet worden wären, wären auch Sedimente (z.B. Karbonate) des Karbons exhumiert worden und somit auch lokale Sedimentgerölle zu erwarten. Klaster aus dem kristallinen Grundgebirge stellen zudem ausschließlich stabile Basementkomponenten dar, die vermutlich größere Transportwege erlitten haben und nicht aus der unmittelbaren lokalen Umgebung stammen. Des Weiteren sind in den Bohrungen keine syn-sedimentären Deformationen nachweisbar, die sonst in Piggy-back-Becken häufig auftreten. Gegen die Annahme eines Piggy-back-Beckens spricht die Herkunft der stabilen Basementklaster aus dem nördlichen Vorland (dafür sprechen auch die generellen Schüttungsrichtungen aus N): Dieses muss in einem tieferen Niveau als der entstehende Faltengürtel gelegen haben, sodass Schüttungen aus der Vorlandregion nach S in potentielle Piggy-back-Becken nicht möglich wären.

Aufgrund fehlender Leitfossilien ist das exakte Alter der tertiären Ablagerungen in Svalbard unbestimmt. Die Alterseinstufungen des Tertiärs von Ny-Ålesund reichen von Paläozän (ORVIN 1934; ATKINSON 1963; HARLAND 1969; HARLAND & HORSFIELD 1974; HARLAND 1975; KELLOGG 1975; MIDBØE 1985) über Obereozän (ČEPEK & KRUTZSCH in Druck) bis Oligozän (LIVŠIĆ 1974; DALLMANN & MØRK 1991; LIVŠIĆ 1992). Für die unteren Einheiten des Zentralbeckens wird dagegen ein paläozänes Alter allgemein akzeptiert (MANUM & THRONSEN 1986). Während ORVIN (1934), ATKINSON (1963), KELLOGG (1975) und MIDBØE (1985) das Ny-Ålesund Tertiär mit den unteren Einheiten des Zentralbeckens (Firkanten Formation, Basilika Formation) korrelieren, vergleicht LIVŠIĆ (1974, 1992) sie mit der jüngsten Aspelintoppen Formation, deren Alterseinstufungen allerdings auch zwischen Paläozän-Untereozän (HEAD 1989) bis Oligozän (LIVŠIĆ 1974, 1992) schwanken. Fission Track-Analysen zufolge wurden die Sedimente des Bayelva Members vor etwa  $55 \pm 2$  Ma, also im Paläozän abgelagert (BLYTHE & KLEINSPEHN 1998), was eine Korrelation mit den unteren Einheiten im Zentralbecken stützt.

Auch die genetische Beziehung des Ny-Ålesund Beckens zum Zentralbecken ist umstritten: Nach ORVIN (1934), KELLOGG (1975), und MIDBØE (1985) bestand eine Verbindung zwischen beiden Becken. LIVŠIĆ (1974, 1992) vermutet jedoch, dass die Tertiärsedimente entlang der Westküste Spitzbergens in jeweils eigenständigen und isolierten Becken abgelagert wurden.

Die paläozänen Sedimente des Zentralbeckens weisen eine ähnliche fazielle Entwicklung von kohleführenden deltaisch-ästuarinen über marine Schelfablagerungen zu regressionsbedingt wieder flachmarinen Sedimenten auf (STEEL & WORSLEY 1984; STEEL et al. 1985; MÜLLER & SPIELHAGEN 1990). Zunächst herrschen Schüttungsrichtungen aus E und NE vor (Abb. 3-14), ab dem obersten Paläozän ist jedoch ein Sedimenteintrag aus W zu verzeichnen (STEEL & WORSLEY 1984; STEEL et al. 1985; MÜLLER & SPIELHAGEN 1990), erkennbar an dem Auftreten grober metamorpher Lithoklaster und von detritischem Chloritoid. Dieser Drainagewechsel wird mit der gleichzeitigen Bildung des West Spitzbergen Fold-and-Thrust Belts in Zusammenhang gebracht (STEEL et al. 1985; MÜLLER & SPIELHAGEN 1990) und das Zentralbecken als Piggy-back-Becken gedeutet (STEEL et al. 1985; NØTTVEDT et al. 1988).

Was das Ny-Ålesund Becken betrifft, spricht neben der faziiellen Ähnlichkeit auch die prätektonische Bildung für ein paläozänes Alter und eine Korrelation mit den unteren, ebenfalls prätektonischen Einheiten des Zentralbeckens, selbst wenn die Faziesbedingungen diachron sein können. Ob eine Verbindung zwischen dem Ny-Ålesund Becken und dem Zentralbecken bestand, ist aufgrund des schnellen lateralen Auskeilens nach E eher frag-

lich und eine Entwicklung als eigenständiges kleines Becken wahrscheinlicher. Die Einstufung des Ny-Ålesund Tertiärs ins Paläozän widerspricht allerdings jüngsten palynologischen Untersuchungen von ČEPEK & KRUTZSCH (in Druck), die die basalen Schichten des Tertiärs auf dem Scheteligfjellet ins Obereozän stellen. Diese Alterseinstufung ist jedoch sicherlich zu jung, da zu dieser Zeit der Fold Belt bereits bestand und die Daten daher wiederum unvereinbar mit den Schüttungsrichtungen und der Klastenvergesellschaftung sind, und auch im Widerspruch zu den Hinweisen für die strukturelle Einbeziehung der tertiären Sedimente in den Deckenbau stehen (Kap. 5.8). Ein paläozänes Alter für das Ny-Ålesund Becken ist dagegen sowohl aus sedimentologisch-faziellen als auch aus strukturellen Gründen am wahrscheinlichsten.

### 3.3.4 Das Tertiär am Forlandsundet

An der Ostküste des Forlandsundets sind etwa 2,5 km südlich von Kapp Graarud hauptsächlich grobklastische Tertiärsedimente aufgeschlossen, die entlang einer NNW-SSE streichenden Abschiebung von den kristallinen Grundgebirgseinheiten im E abgegrenzt sind (ATKINSON 1963; LIVŠIĆ 1974; FEYLLING-HANSEN & ULLEBERG 1984; MANUM & THRONDSSEN 1986; LOSKE 1989; GABRIELSEN et al. 1992; LIVŠIĆ 1992; KLEINSPEHN & TEYSSIER 1992). In der Nähe der Störung sind mehrere Abschnitte einer tonig-weichen Mélange mit zahlreichen zerscherten Basement- und Tertiärgeröllen vorzufinden, die Kataklasitzonen darstellen könnten. Zudem sind in den besser aufgeschlossenen Gesteinen spröde Scherflächen entwickelt, die in den Konglomeraten auch die Klasten durchschlagen und versetzen.

Das klastengestützte Konglomerat im südöstlichsten Aufschlussbereich ist unsortiert und grobkörnig ausgebildet mit Klasten von bis zu 35 cm Größe in einer groben sandigen Matrix. An einigen Stellen ist eine gradierte Schichtung angedeutet. Die Längsachsen der Gerölle sind in der Regel parallel zur Schichtung eingeregelt, welche flach zum Forlandsundet nach SW einfällt. Das gesamte Gestein ist von Scherflächen durchzogen (Abb. 3-15) die teilweise auch die Gerölle durchschlagen. Dabei sind zum größten Teil NW-SE streichende Flächen mit sinistralen bzw. nach NE abschiebendem Schersinn vertreten. Auf einigen Flächen ist eine Überlagerung der Harnischstriemen beider Bewegungen erkennbar, die eine sinistrale Reaktivierung von Abschiebungen indizieren (Abb. 3-15). Die nach NE einfallenden Abschiebungen stellen antithetische Flächen zum Graben im SW dar, die möglicherweise mit einer kleinen Horststruktur in der Grabenrandzone verknüpft sind.

In die Konglomerate sind dm-mächtige Kieslagen eingeschaltet. Zwischengeschaltete Sandsteinlagen werden ebenfalls nur wenige dm mächtig. Die grünlichen Sandsteine enthalten kohlige Reste von Pflanzen. Aus diesen Horizonten stammt auch die Probe 11 (Abb. 3-8), ein Sublitharenit, der hauptsächlich Cherts aus dem Basement als Lithoklasten enthält. Der Feldspatgehalt ist jedoch verglichen mit den Ablagerungen auf der Brøggerhalvøya deutlich höher, und auch die groben Konglomerate sind auffallend bunter mit Geröllen von Quarziten, Cherts, grünlichen, sehr weichen Siltsteinen oder Schiefern, Marmorgeröllen sowie Kohleresten. Auch in anderen Tertiärablagerungen am Forlandsundet sind vor allem Gerölle aus der lokalen Umgebung enthalten (ATKINSON 1962; v. GOSEN & PAECH in Druck).

Tertiär am östlichen Forlandsundet, südlich von Kapp Graarud

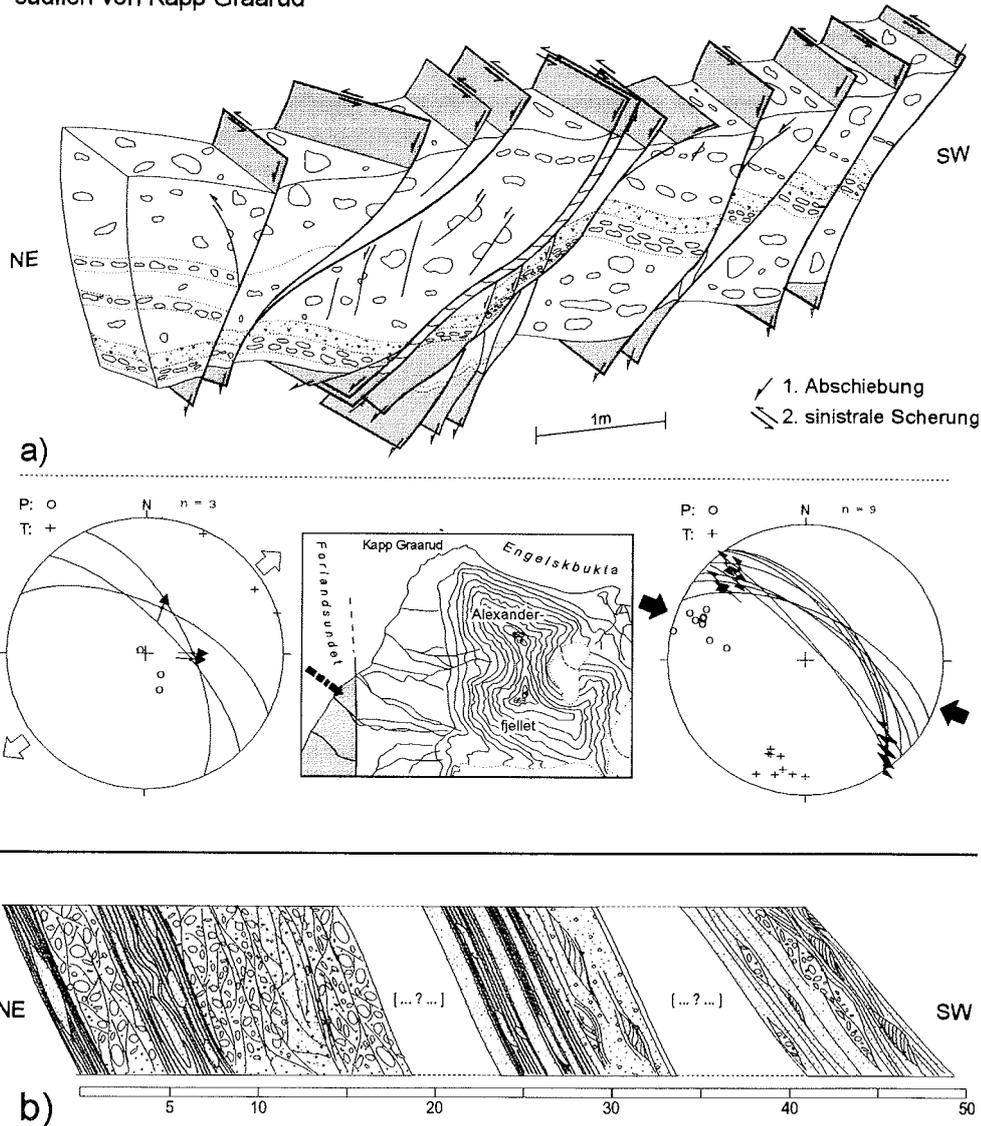


Abb. 3-15: Tertiäre Sedimente am östlichen Forlandsundet südlich von Kapp Graarud. a): Grobes unsortiertes Konglomerat mit bis zu 35 cm großen, teilweise gut gerundeten Geröllen und zwischengeschalteten grünlichen Sandsteinen. Die Gerölle sind mit ihren Längsachsen in der Regel schichtparallel eingeregelt. Die Schichtung fällt flach nach SSW ein. Das Gestein wird von mehreren NW-SE streichenden Abschiebungen durchzogen, die auch einige Klaster durchschlagen und versetzen und z.T. später als sinistrale Scherflächen reaktiviert wurden. b): Ausschnitt einer Abfolge aus tertiären Konglomeraten, Tonsteinen und Sandsteinen in Nachbarschaft zur östlichen Forlandsundet-Randstörung. Der Aufschluss befindet sich einige m nördlich des Konglomerats von a). In den Konglomeraten sind zahlreiche Scherflächen entwickelt. Die schräggeschichteten Sandsteine im oberen (südwestlichen) Profilabschnitt weisen neben Rinnestrukturen kohlige Pflanzenreste und mm- bis cm-dicke Kohleflöze auf.

Im nördlichen Anschluss sind mit etwa 40-60° nach WSW einfallende Sandsteine, Konglomerate und Tonsteine aufgeschlossen (Abb. 3-15). Die dunklen und gering verfestigten Ton-/Siltsteine weisen Boudins aus Sandsteinen auf. Aufgrund der recht intensiven Scherung der benachbarten Konglomerate könnte es sich bei den weichen Tonsteinen mit Boudins um Kataklasten handeln. Andererseits sind die anschließenden Sandsteine deutlich geringer beansprucht. Daher sind zwar Scherzonen auch in den Tonsteinen nicht auszuschließen, insbesondere in dem Horizont im NE, der zwischen 2 stark zerscherter Konglomeratpakete eingeschaltet ist (Abb. 3-15). Die Boudinage der kompetenten Einheiten in den meisten Tonsteinen jedoch ist vermutlich eher auf syn-sedimentäre, gravitativ induzierte Rutschungen zurückzuführen, wofür auch leichte Verbiegungen und Faltungen der Schichtflächen nur in den Tonsteinen sprechen. Die abgeglittenen Sedimentmassen wurden dann wieder von Sandsteinen überlagert.

Die Schichtenfolge des Aufschlusses beginnt im NE mit einem dunklen Tonstein mit Sandstein-Boudins, überlagert von horizontal geschichteten grünlichen Sandsteinen, die ihrerseits von einem grobkörnigen, stark gescherter Konglomerat abgelöst werden (Abb. 3-15b). Neben diesen grobkörnigen, komponentengestützten Konglomeraten mit mäßig bis gut gerundeten, bis zu 15 cm großen Geröllen sind auch etwas feinerkörnige Varietäten vorhanden. Zum Hangenden nach SW ist eine Abnahme der Scherzonendichte in den Konglomeraten zu beobachten. Die Sandsteine im SW-Teil sind eher linsig und schräggeschichtet ausgebildet und weisen neben kohligen Pflanzenresten auch eingeschaltete, nur mm-cm mächtige Flöze auf. Die schräggeschichteten Rinnenfüllungen, die teilweise auch Klaster enthalten können, sowie die Existenz von kleinen Kohleflözen spiegeln ein fluviatil-deltaisches Milieu wider. Vergleichbare (wenn auch etwas ältere) Sedimente werden von ATKINSON (1962) von Prins Karl Forland auf der Westseite des Forlandsundet beschrieben und die basalen Konglomerate als von Grabenrandstörungen keilförmig in ein Becken geschüttete Fanglomerate gedeutet, die von in lakustrinem oder marinem Flachwasser abgelagerten Sand- und Tonsteinen überlagert werden, wobei Subsidenz und vor allem Sedimentation sehr rasch erfolgten.

Das Alter der tertiären Sedimente am Forlandsundet ist umstritten. Einigkeit scheint darüber zu bestehen, dass auf der Ostseite etwas jüngere Ablagerungen aufgeschlossen sind als auf der Westseite, wobei für erstere ein Alter von (Unter-Mittel-)Oligozän (FEYLING-HANSEN & ULLEBERG 1984; LIVŠIĆ 1992) bzw. nicht jünger als Obereozän (MANUM & THRONDSSEN 1986) angegeben wird. Die jüngeren Alterseinstufungen stützen die ursprüngliche Interpretation des Forlandsundet Grabens als eine reine Extensionsstruktur, die erst nach der Überschiebungstektonik des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts infolge des sich zu dieser Zeit ändernden plattentektonischen Regimes initiiert wurde (ATKINSON 1963; HARLAND 1969; HARLAND & HORSFIELD 1974). Da die erste Subsidenz neueren Erkenntnissen zufolge jedoch bereits ab dem Oberpaläozän/Untereozän erfolgte (STEEL & WORSLEY 1984; STEEL et al. 1985; GABRIELSEN et al. 1992) und die Bildungsgeschichte eine mehrphasige komplexe Deformationsabfolge beinhaltet (LEPVRIER 1990; GABRIELSEN et al. 1992; KLEINSPEHN & TEYSSIER 1992), ist ein eozänes Alter wahrscheinlicher.

### 3.4 Post-kaledonische vulkanische Gänge

An der Nordküste der Engelsbukta im Süden der Brøggerhalvøya sowie bei Kapp Graarud sind vulkanische Gänge in die Metamorphite intrudiert, die meist nahezu horizontal verlaufen und stark verwittert bzw. alteriert sind. Da sie die Strukturen des Nebengesteins diskordant schneiden, handelt es sich um sog. Sheets.

Ganggesteine auf der Brøggerhalvøya und an der Küste südlich von Kapp Graarud werden auch von TAPPE (1989) und LOSKE (1989) erwähnt.

Zwei verschiedene Ganggesteine sind in die dunklen Phyllite der Engelsbukta-Decke nahe der Dærten-Hütte intrudiert (Abb. 3-16). Die Gesteine ähneln den von TAPPE (1989) beschriebenen Vulkaniten nahe der Edithbreen-Mo-råne.

1. Ein bis zu 1 m mächtiger, horizontal verlaufender und grünlich erscheinender Gang an der Küste schneidet diskordant die prägende Schieferung der schwärzlichen Phyllite (Abb. 3-17). Dieser Gang wird von einer kleinen tertiären Überschiebung geschnitten und versetzt. Das Gestein ist sehr stark alteriert und der ursprüngliche Mineralbestand kaum noch erkennbar. Die Matrix ist sekundär karbonatisiert und weist ein mikrokristallin-intersertales Gefüge aus zahlreichen richtungslos verteilten, bräunlichen Nadelchen auf. Kopfschnitte dieser Nadeln besitzen eine sechseckige Form, sodass es sich um Amphibole handeln könnte.

Große, undeutlich begrenzte Minerale, deren tafelige Habitus nur lokal noch erkennbar ist und von denen einige Exemplare auch undeutliche Zwillingslamellen aufweisen, stellen wahrscheinlich Plagioklase dar.

Nahezu alle Einsprenglinge sind nur noch als Pseudomorphosen von Calcit und Quarz erhalten. Individuen mit sechseckigen Querschnitten könnten ehemalige Amphibole darstellen, achteckige Formen Pyroxen-Kopfschnitte. Des Weiteren sind vereinzelte Pseudomorphosen von Calcit und Quarz nach Olivin vertreten. Eisenoxidminerale sind lagenartig angeordnet.

2. In unmittelbarer Nähe sind dm-mächtige Gänge aus dichten, grauen, hellbraun verwitternden Gesteinen entwickelt, die ebenfalls flachliegen und die prägende Foliation der Phyllite diskordant schneiden. Auch sie sind stark alteriert (karbonatisiert) und weisen ein mikrokristallin-porphyrisch-amygdoidales Gefüge auf. In der Matrix sind neben bräunlichen, unregelmäßig verteilten Nadelchen (?Amphibol) Pseudomorphosen von Calcit und/oder Quarz nach Amphibol, Pyroxen, evtl. Titanaugit, Feldspat und Olivin enthalten. Des Weiteren sind zahlreiche rundlich-ovale und mit Calcit und Quarz verfüllte Blasen Hohlräume erkennbar, deren Anordnung und Ausrichtung ein Fluidalgefüge nachzeichnen. Eisenoxide treten glomerophyrisch in kleinen, feinverteilten Aggregaten auf. Die flach einfallenden und in dunkelgraue Karbonatschiefer intrudierten grauen, braun verwitternden Ganggesteine bei Kapp Graarud sind mit den grauen Ganggesteinen an der Engelsbukta vergleichbar: Sie sind ebenfalls nahezu vollständig karbonatisch überprägt und enthalten in einer calcitischen Matrix zahlreiche bräunlich-rote Nadelchen (?Amphibol) und größere, unscharfe, randlich angegriffene und nur teilweise noch als tafelige Kristalle erkennbare Einsprenglinge, die vermutlich Feldspäte (Plagioklas) darstellen. Wiederum sind die anderen Einsprenglinge nur noch als Pseudomorphosen von Calcit und Quarz erhalten, jedoch derart stark zerstört, dass eine Identifizierung des ursprünglichen Minerals in den meisten Fällen nicht mehr möglich ist. Des Weiteren kommen mit sparitischem Calcit und mit Quarz verfüllte Blasen-

hohlräume ähnlich wie in der Engelsbukta vor. Die Gänge und Apophysen sind nicht verfaltet, besitzen jedoch einen irregulären Verlauf und werden von mehreren spröden Scherflächen durchzogen, begrenzt und versetzt, die sich ins Nebengestein fortsetzen (Abb. 3-17).

Von LOSKE (1989) wird noch eine weitere, grobkörnigere und schwärzlich-grüne Varietät beschrieben, die grüne Hornblende (70 Vol-%), Biotit, Titanaugit, Plagioklas, Titanit, Calcit und etwas Quarz enthält.

Die vollständige Zerstörung der ursprünglichen Minerale (Karbonatisierung) verhindert eine Quantifizierung des Mineralbestands und erschwert eine genaue petrographische Zuordnung. Die je nach Varietät deutlichen Gehalte an Feldspat (vermutlich Plagioklas) und Amphibolen sowie die Anwesenheit vermeintlicher Titanaugite und Olivine sprechen für

die Klassifizierung als anchibasaltische Ganggesteine (Alkali-Lamprophyre). Eine genaue Klassifikation, die im Wesentlichen auf der Zusammensetzung der Grundmasse basiert, ist nicht mehr möglich.

Das Alter der Gänge kann nicht mit Sicherheit ermittelt werden. Vulkanische Gesteine im Basement von Oscar II Land sind auch nördlich vom Isfjorden aufgeschlossen, sind jedoch deutlich besser erhalten und enthalten deutliche Anzeichen für eine metamorphe Überprägung, sodass sie als synkaledonisch intrudierte und metamorphisierte Metavulkanite gedeutet werden (OHTA 1985, OHTA et al. 1992).

Die Existenz der kleinen Überschiebung, die den grünlichen Gang an der Küste der Engelsbukta versetzt und die Tatsache, dass die Gänge zumindest auf der Brøggerhalvøya die kaledonischen Strukturen der Phyllite diskordant schneiden, zeigen ebenso wie die spröden Scherflächen in den Gängen bei Kapp Graarud, dass diese Gänge ein post-kaledonisches, aber prä-tertiäres Alter besitzen. Das Alter der Gänge bei Kapp Graarud ist zwar nicht so eindeutig als post-kaledonisch einzustufen, die intensive spröde Deformation in diesem Profil ähnelt jedoch ebenfalls eher dem tertiären als dem kaledonischen Gefügeinventar,

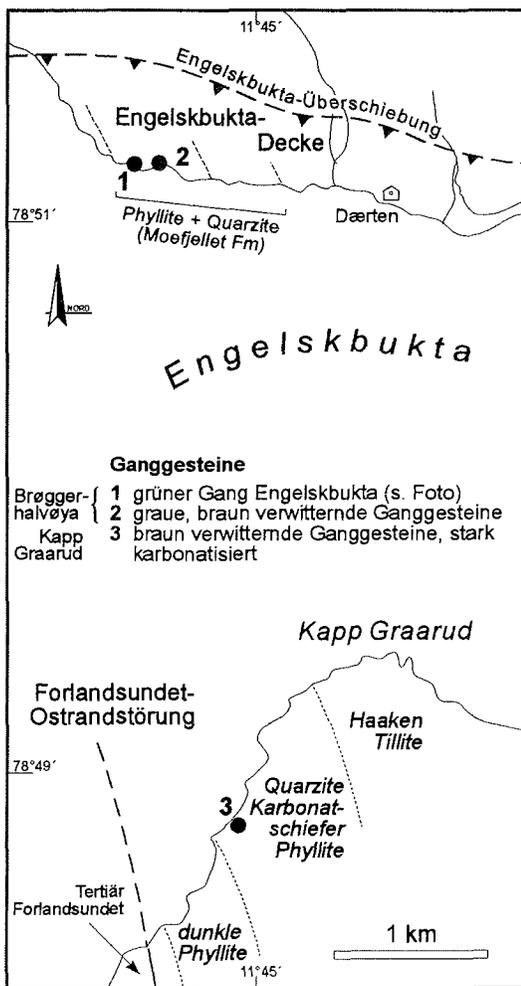


Abb. 3-16: Aufschlüsse von post-kaledonischen vulkanischen Gängen in der Engelsbukta-Decke auf der Brøggerhalvøya und bei Kapp Graarud.

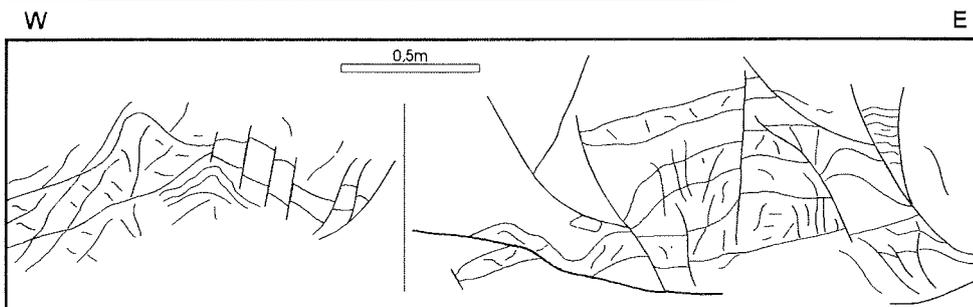
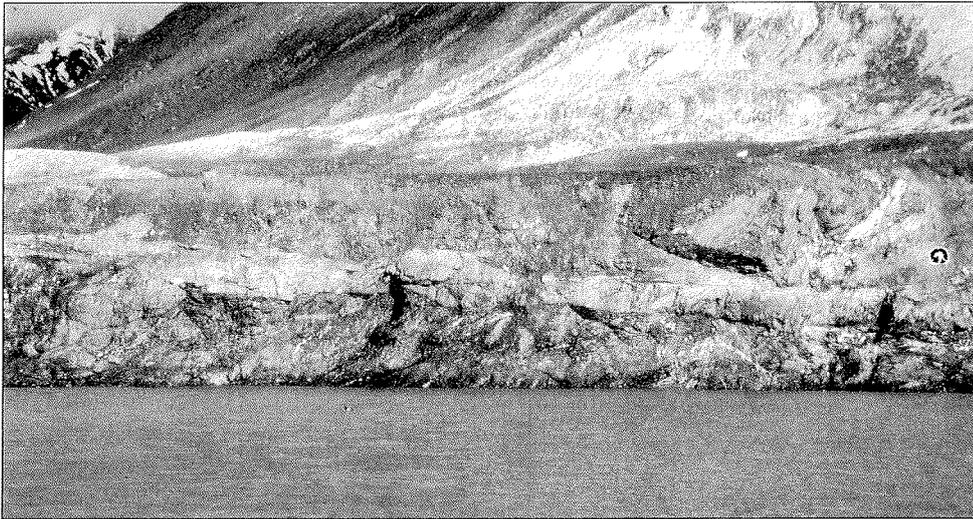


Abb. 3-17: oben: Grünlich verwitternder vulkanischer Gang in Phylliten der Moeffellet Formation an der Nordküste der Engelsbukta (Lokalität 1, Abb. 3-20). Der Gang schneidet diskordant die prägende (kaledonische) Foliation der Phyllite und wird selbst von einer kleinen spröden (tertiären) Überschiebung versetzt. Höhe des Kliffs etwa 8 m, Länge des Aufschlusses ca. 35 m. unten: Stark karbonatisierte Gänge in Karbonatschiefern bei Kapp Graarud. Sowohl das Neben- als auch das Ganggestein wird von spröden Scherflächen durchzogen, die der tertiären Tektonik zuzuordnen sind. Die Gänge besitzen irreguläre Apophysen und sind nicht verfalltet.

sodass höchstwahrscheinlich auch diese Gänge post-kaledonisch sind. Aufgrund der Beanspruchung der Ganggesteine durch die tertiäre Überschiebungstektonik müssen sie zudem älter als die Bildung des West Spitzbergen Fold-and-Thrust Belts sein.

Mit Ausnahme von oberdevonischen Schweißstufen am Raudfjord (MURAŠOV et al. 1983; BLIECK et al. 1987; GJELSVIK 1991), post-kaledonischen Alkalifeldspattrachyten auf der Mitrahälvøya (GREVING et al. 1997) und mittelkarbonischen monchiquitischen Gängen im Wijdefjorden, die beide auf den NW Spitzbergens beschränkt sind, sind größere post-kaledonische vulkanische Aktivitäten erst wieder an der Grenze Jura/Kreide in Form von ausgedehnten und weit verbreiteten sillartigen Doleritintrusionen in die jungproterozoischen Metamorphite und post-kaledonischen Sedimente Spitzbergens dokumentiert (z.B. ORVIN 1940; MAJOR & NAGY 1971; HJELLE & LAURITZEN 1982; WEIGAND & TESTA 1982; DALLMANN et al. 1990; OHTA et al. 1992). Vereinzelt Tuff- und Bentonitlagen in tertiären Sedimenten des Zentralbeckens (VONDERBANK 1970) sind die jüngsten potentiellen

Ereignisse, mit denen die Gänge der Brøggerhalvøya noch korreliert werden könnten, da die miozänen Olivinbasalte im André Land (HOEL & HOLTEDAHL 1911; HOEL 1914; BUROV & ZAGRUZINA 1976; PRESTVIK 1978) und die quartären Vulkanite am Bockfjorden (GOLDSCHMIDT 1911; HOEL & HOLTEDAHL 1911; GJELSVIK 1963; BUROV 1965; AMUNDSEN et al. 1987; SKJELKVÅLE et al. 1989) jünger als die tertiäre Überschiebungstektonik sind. Eine Korrelation der Vulkanite auf der Brøggerhalvøya und bei Kapp Graarud mit einem dieser magmatischen Ereignisse kann nur sehr unsicher bleiben. Bezüglich ihres Chemismus sind vor allem die erwähnten mittelkarbonischen monchiquitischen Gänge im Wijdefjorden interessant. Allerdings sind in den mittelkarbonischen Sedimenten auf der Brøggerhalvøya (Brøggertinden und Scheteligfjellet Formation) keinerlei Hinweise für syn-sedimentäre magmatische Aktivitäten dokumentiert.

Im südlichen Oscar II Land sind in die Metamorphite und post-kaledonischen Sedimente zahlreiche Dolerit-Sills und -Dykes intrudiert (OHTA et al. 1992), deren Bildungsalter K-Ar-Altersdatierungen zufolge an der Grenze Jura/Kreide liegt (BUROV et al. 1977). Diese Gänge sind in ganz Svalbard verbreitet und besitzen eine tholeiitische Zusammensetzung (WEIGAND & TESTA 1982). Zwar treten die Dolerite auch an der Küste zum Forlandsundet auf, doch aufgrund des anderen Chemismus sowie ihrer deutlich höheren Verwitterungsresistenz im Vergleich zu den stark alterierten vulkanischen Gängen auf der Brøggerhalvøya ist eine Korrelation zweifelhaft.

## 4 Interne Architektur des West-Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts auf der Brøggerhalvøya

Der West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt erstreckt sich an der Westküste Spitzbergens über eine Länge von etwa 300 km von der Brøggerhalbinsel im Norden bis zum Sørkapp im Süden (BIRKENMAJER 1981; DALLMANN et al. 1993) (Abb. 4-1). Seine maximale Breite von 30 km besitzt der Fold Belt in Oscar II Land. Die Strukturen streichen NNW-SSE und verlaufen parallel zum Kontinentrand (Hornsund Fault Zone, SUNDVOR et al. 1978). Die Vergenzen sind nach ENE gerichtet, auf der Brøggerhalvøya jedoch erfolgt der tektonische Transport abweichend von den anderen Regionen nach NNE bis NE.

Im W ist das Basement in den Überschiebungsbau involviert (MAHER 1988a; BERGH & ANDRESEN 1990; WELBON & MAHER 1992; DALLMANN et al. 1993; BRAATHEN et al. 1995; BERGH et al. 1997; BRAATHEN et al. 1997; GOSEN & PIEPJOHN in Druck; PIEPJOHN & GOSEN in Druck) (Abb. 4-1). Die Überschiebungstektonik innerhalb des Basementkomplexes kann anhand von eingeschuppten Karbonspänen nachgewiesen werden (OHTA et al. 1992). Möglicherweise wurden durch die tertiäre Tektonik alte Überschiebungen reaktiviert (BIRKENMAJER 1972b).

Im östlichen Anschluss ist der Fold Belt durch eine typische "thin-skinned"-Tektonik charakterisiert (MAHER 1988a; BERGH & ANDRESEN 1990; WELBON & MAHER 1992; DALLMANN et al. 1993; BRAATHEN et al. 1995; BERGH et al. 1997; BRAATHEN et al. 1997; GOSEN & PIEPJOHN in Druck; PIEPJOHN & GOSEN in Druck).

In das Basement High ist zwischen Prins Karls Forland und Oscar II Land der Forlandsundet Graben eingebrochen (HARLAND & HORSFIELD 1974; GABRIELSEN et al. 1992; KLEINSPEHN & TEYSSIER 1992; DALLMANN et al. 1993) (Abb. 4-1). Er erstreckt sich in NNW-

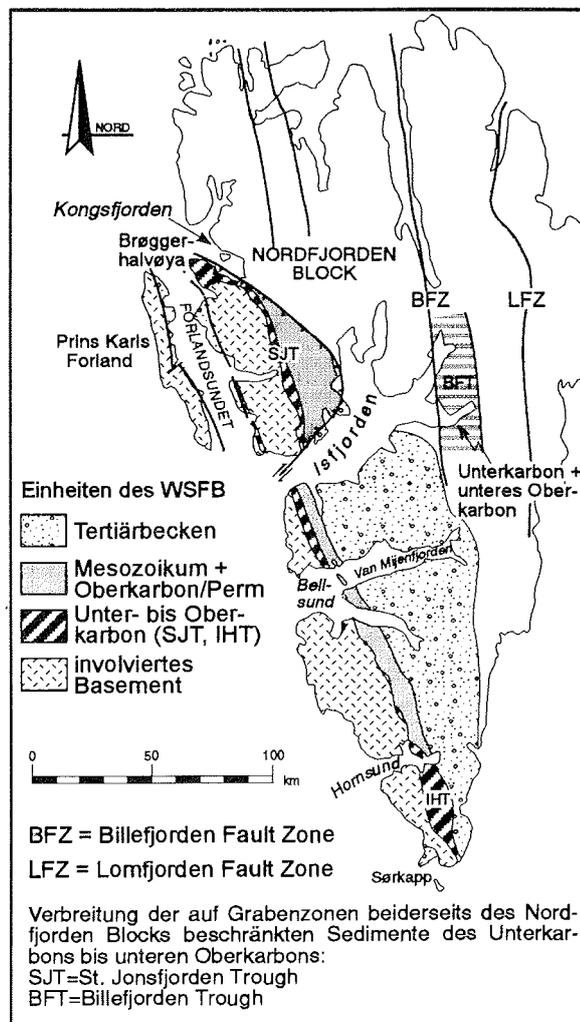


Abb. 4-1: Geologische Karte des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts. Zusätzlich sind die unter-/mittelkarbonischen Becken eingetragen. (nach: Cutbill & Challinor (1965), Winsnes (1988), Dallmann et al. (1993), Bergh et al. (1997), Dallmann et al. (in Druck)).

SSE-Richtung über eine Länge von 45 km und ist 12 bis 18 km breit. Die heutige Gestalt des Grabens ist zwar von einer letzten Extensionsphase geprägt, seine Entstehung begann jedoch bereits während der Bildung des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts (LEPVRIER & GEYSSANT 1985; GABRIELSEN et al. 1992; KLEINSPEHN & TEYSSIER 1992). Das tertiäre Zentralbecken zwischen Isfjorden und Sørkapp weist nur eine geringe Deformation auf. Seismische Profile zeigen jedoch, dass Abscherhorizonte unterhalb des Beckens nach Osten verlaufen (FALEIDE et al. 1988) und an prä-existierenden Störungszonen auframpen: Tertiäre Deformationen an alten Lineamenten im Osten Spitzbergens werden z.B. an der Billefjorden Fault Zone beobachtet (RINGSET & ANDRESEN 1988a,b; HAREMO & ANDRESEN 1988; HAREMO et al. 1990; DALLMANN 1993) und auch für die Lomfjorden Fault Zone angenommen (ANDRESEN et al. 1992a,b).

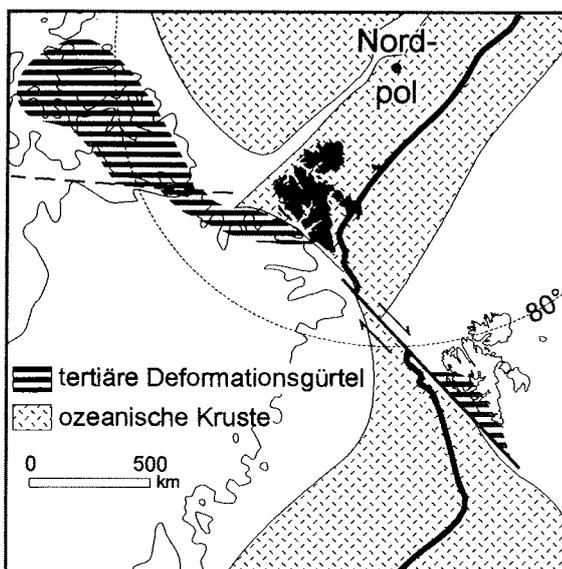


Abb. 4-2: Tertiäre Deformationsgürtel in der Arktis (nach Rowley & Lottes 1988). schwarz: ehemalige Lage von Spitzbergen nördlich von Grönland

Allen Profilabschnitten des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts gemeinsam ist die Einbeziehung des Kristallins in den westlichen Abschnitten. Ein weiteres charakteristisches Element ist eine Falte im km-Maßstab von der in den meisten Profilen jedoch nur noch die Synklinae erhalten ist (ORVIN 1934, 1940; BIRKENMAJER 1981; HJELLE et al. 1986; MAHER et al. 1986; DALLMANN 1988b; DALLMANN et al. 1990; MAHER & WELBON 1992; OHTA et al. 1992; DALLMANN et al. 1993; GOSEN & PIEPJOHN in Druck; GOSEN et al. in Druck; PIEPJOHN & GOSEN in Druck).

Mit der Änderung der relativen Plattenbewegung zwischen Grönland und Spitzbergen von dextralen Bewegungen zu einem transtensiven

Regime durch die Bildung ozeanischer Kruste ab Anomalie 13 (TALWANI & ELDHOLM 1977; SRIVASTAVA 1985), wurden die kompressiven Strukturen des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts von Extensionsbewegungen überprägt (OHTA 1988; DALLMANN et al. 1993; BRAATHEN & BERGH 1995; BRAATHEN et al. 1995; BERGH et al. 1997).

Zuvor lag Svalbard nördlich von Nordostgrönland (HARLAND 1969; HARLAND & HORSFIELD 1974) und stellt nur einen kleinen Ausschnitt eines großen tertiären Deformationsgürtels in der Arktis dar (SOPER et al. 1982; MIALI 1984) (Abb. 4-2), der sich als Eurekan Fold Belt von Nordgrönland nach Ellesmere Island) erstreckt.

Der West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt war bereits Anfang dieses Jahrhunderts Gegenstand geologischer Untersuchungen (DE GEER 1909, 1912, 1919; HOLTEDAHL 1913; ORVIN 1934). Die Etablierung der Plattentektonik gab in den sechziger Jahren neue Impulse für die Erforschung des Fold Belts, dessen Bildung nun mit dextralen Relativbewegungen zwischen Grönland und Europa (Barentsschelf) entlang der De Geer

Fracture Zone (DGFZ) in Verbindung gebracht und als typisches Beispiel für transpressive Tektonik angesehen wurde (HARLAND 1969; LOWELL 1972; HARLAND & HORSFIELD 1974; BIRKENMAJER 1972a,b; KELLOGG 1975). Von LOWELL (1972) wurde in diesem Zusammenhang ein Flower-Structure-Modell für die Bildung des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts vorgeschlagen.

Erneut intensivierete Untersuchungen Mitte der achtziger Jahre zeigten jedoch, dass typische Transpressionsgeometrien wie die gestaffelte Anordnung von Falten und Überschiebungen nur untergeordnet auftreten und statt dessen kompressive und für Vorland-Falten- und Überschiebungsgürtel charakteristische Strukturen wie Rampen- und Störungswachstumsfalten, Duplexstrukturen und Schuppenstapel dominieren (MAHER et al. 1986, MAHER 1988a,b; DALLMANN 1988a, MANBY 1988; BERGH & ANDRESEN 1990; HAREMO et al. 1990; WELBON & MAHER 1992; DALLMANN et al. 1993; LYBERIS & MANBY 1993a,b; SAALMANN & BROMMER 1997; PIEPJOHN et al. in Druck b; BRAATHEN & BERGH 1995; BRAATHEN et al. 1995; GOSEN & PIEPJOHN in Druck; GOSEN et al. in Druck; PIEPJOHN & GOSEN in Druck). Die Verkürzungsbeträge übersteigen zudem die in anderen Transpressionszonen beobachteten Werte (MANBY 1988; MAHER 1988b; BERGH et al. 1997; MANBY & LYBERIS 1996; PIEPJOHN et al. in Druck b).

Eine Datierung der Überschiebungstektonik und daraus folgende Modellierungen der Deformation im Rahmen der tertiären plattenkinematischen Konstellation in der Arktis sind bis heute Gegenstand kontroverser Diskussionen.

#### **4.1 Struktur der Brøggerhalvøya**

Die Brøggerhalvøya repräsentiert den nördlichsten aufgeschlossenen Abschnitt des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts und ist durch einen NE-vergenten Deckenbau charakterisiert, dessen Transportrichtung von der ansonsten im Fold Belt vorherrschenden ENE-Richtung etwas abweicht (Abb. 4-3) (ORVIN 1934; BARBAROUX 1966; CHALLINOR 1967; MANBY 1988; LYBERIS & MANBY 1993a,b; MANBY & LYBERIS 1996; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; HJELLE et al. in Vorb.; PIEPJOHN et al. in Druck; THIEDIG et al. in Druck). In der Kongsfjordenregion ist ein Profil vom undeformierten Vorland im Norden und Nordosten bis zum involvierten Kristallin im Süden aufgeschlossen (PIEPJOHN et al. in Druck b). Das Vorland nördlich des Kongsfjords besteht aus dem kaledonischen Basement mit Resten devonischer Old Red Sedimente (ORVIN 1934; GJELSVIK 1974; HJELLE 1979; KEMPE 1989; NIEHOFF 1989; THIEDIG & MANBY 1992; PIEPJOHN et al. 1997; LANGE & HELLEBRANDT 1997), östlich des Kongsvegen liegen permische Schichten auf dem Basement bzw. Devon und weisen lokal tertiäre Deformationen in Form von schichtparallelen Abscherhorizonten auf (TESSENHORN et al. in Druck) (Abb. 4-3). Im W und SW wird der Deckenstapel vermutlich von der Ostrandstörung des Forlandsundet Grabens abgeschnitten (ORVIN 1934; BARBAROUX 1966; MANBY 1988; WUTHENAU 1988; LOSKE 1989; DALLMANN et al. 1993; LYBERIS & MANBY 1993a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b, HJELLE et al. in Vorb.).

Auf der Brøggerhalbinsel können neun Decken identifiziert werden (MANBY & LYBERIS 1996; PIEPJOHN et al. in Druck b) von denen 5 hauptsächlich aus den post-kaledonischen Sedimenten aufgebaut sind, während die 4 höheren Decken ausschließlich aus dem kristallinen Basement bestehen bzw. nur lokal Relikte des sedimentären Deckgebirges ent-



halten (MANBY & LYBERIS 1996; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998 a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 4-3, 4-5).

Die Basisüberschiebung streicht im Kongsfjord aus (MANBY 1988; LYBERIS & MANBY 1993a,b; MANBY & LYBERIS 1996; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b; THIEDIG et al. in Druck). Allerdings nehmen THIEDIG & MANBY (1992) an, dass NW-gerichtete Schuppenstapel auf der Blomstrandhalvøya während der tertiären Tektonik gebildet wurden. Die Strukturen müssen zwar post-karbonisch entstanden sein (BUGGISCH et al. 1994), die NW-gerichteten Transportrichtungen sind jedoch senkrecht zur tertiären Überschiebungsrichtung (KEMPE et al. 1997), sodass ein tertiäres Bildungsalter unwahrscheinlich ist. Eine Sonderstellung nehmen im zentralen Teil des Deckenstapels die Ny-Ålesund- und Nielsenfjellet-Decken ein, da an ihnen noch die für den Fold Belt charakteristische Großfalte rekonstruiert werden kann (MANBY 1988; PIEPJOHN et al. in Druck b): Die Ny-Ålesund-Decke repräsentiert die Synklone, deren überkippter Kurzschenkel von der Nielsenfjellet-Überschiebung gekappt und vom Antiklinenkurzschenkel überfahren wird.

W	SF	E
Engelsbukta-Decke		Engelsbukta-Decke
Trondheimfjella-Decke		Trondheimfjella-Decke
<i>primär fehlend?</i>		Bogegga-Decke
<i>erodiert</i>		Nielsenfjellet-Decke
Ny-Ålesund-Decke		Ny-Ålesund-Decke
Kiærfjellet-Decke		<i>im Untergrund</i>
Kvadehuken-Decke		<i>im Untergrund</i>
Kongsfjorden-Decke		Kongsfjorden-Decke
Garwoodtoppen-Decke <i>W Brandpynten aufgeschlossen?</i>		Garwoodtoppen-Decke

Abb. 4-4: Verteilung der Decken westlich und östlich der Scheteligfjellet Fault (SF) (von S nach N und vom strukturell höchsten zum tiefsten).

Ein bedeutendes Strukturelement stellt die N-S streichende Scheteligfjellet Fault (= Schetelig Fault, ORVIN 1934) dar (Abb. 4-3), welche die im NW aufgeschlossenen strukturell tieferen Decken von den strukturell höheren Kristallindecken im E trennt (MANBY 1988; LYBERIS & MANBY 1993a; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998 a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b; THIEDIG et al. in Druck). Es sind jedoch nicht alle Decken beiderseits der Scheteligfjellet Fault vorhanden (Abb. 4-

3, Abb. 4-4): Im W fehlen z.B. zwei Kristallindecken (Nielsen-fjellet- und Bogegga-Decke). Zwar ist auch die Ny-Ålesund-Decke nur noch partiell als tektonische Klippe erhalten (BARBAROUX 1966; CHALLINOR 1967; WUTHENAU 1988; MANBY 1988; WEBER 1990; PIEPJOHN et al. in Druck b), aber das Fehlen der Bogegga-Decke kann nicht allein durch Erosion erklärt werden, da im S die beiden höchsten Decken (Trondheimfjella- und Engelsbukta-Decken) auch westlich der Scheteligfjellet Fault auftreten und dort auf die Kiærfjellet-Decke überschoben sind (TAPPE 1989; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 4-3). Das Fehlen der Nielsenfjellet-Decke im W ist demgegenüber jedoch vermutlich auf Erosion zurückzuführen, da sie die Antikline der Großfalte und damit den Gegenpart zur Ny-Ålesund-Decke (Synklone) darstellt. Östlich der Scheteligfjellet Fault sind die zwischen der Kongsfjorden- und Ny-Ålesund-Decke auftretenden Decken (Kvadehuken- und Kiærfjellet-

Decken) nicht aufgeschlossen und statt dessen wird die Kongsfjorden-Decke direkt von der Ny-Alesund-Decke überfahren (SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 4-3, 4-5). Ob diese beiden Decken im E bereits primär fehlen, kann nicht mit Sicherheit beantwortet werden, kinematischen Überlegungen zufolge (Kap. 5.2) befinden sie sich jedoch im Untergrund. Eine wesentliche Rolle bei der Klärung des Fehlens einiger Decken spielt die Scheteligfjellet Fault selbst - auf die Rolle dieser Störung wird später genauer eingegangen (Kap. 5.4).

Die einzelnen Decken können drei strukturellen Bautypen zugeordnet werden: Die untersten Decken im Norden sind durch flach nach SSW einfallende Überschiebungen subparallel zur Schichtung gekennzeichnet (CHALLINOR 1967; MANBY 1988; SIDOW 1988; LYBERIS & MANBY 1993a; SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997; SAALMANN & THIEDIG 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b) ("flat-and-ramp"-Geometrien), zwei Decken im mittleren Teil repräsentieren die Großfalte (MANBY 1988; LYBERIS & MANBY 1993a; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b) und die Kristallindecken schließlich werden von steileren Aufschiebungen mit eher listrischem Verlauf begrenzt (SAALMANN & THIEDIG 1998a; PIEPJOHN et al. in Druck b). Auch die nachfolgende Beschreibung der internen Verformung der Decken ist nach diesem Schema gegliedert.

## 4.2 Interne Architektur der Decken

Nachfolgend wird der Aufbau und die interne Struktur der einzelnen Decken untersucht, ohne bereits detaillierter auf die Genese und Kinematik des Deckenbaus einzugehen. Diese Fragestellungen werden in Kap. 5 behandelt.

Die mit der tertiären Überschiebungstektonik assoziierte Schieferung ist die erste Schieferung  $s_1$  in den post-kaledonischen Sedimenten. Im kristallinen Grundgebirge jedoch stellt diese Tektonik die sechste kompressive Deformation dar mit Bildung einer fünften Schieferung. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wird daher die Schieferung der tertiären Tektonik in allen lithologischen Einheiten mit  $s_{T1}$  indiziert (T für Tertiär).

### 4.2.1 Die Decken im strukturell tieferen Teil des Deckenstapels

---

Die vier strukturell tiefsten Decken auf der Brøggerhalvøya werden größtenteils aus den post-kaledonischen Sedimenten aufgebaut (MANBY 1988; LYBERIS & MANBY 1993a,b; MANBY & LYBERIS 1996; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b). Sie sind durch eine flache, in südliche Richtungen einfallende Schichtung und subhorizontale, nahezu schichtparallele Überschiebungen gekennzeichnet, welche bei ihrem stratigraphischen Aufstieg einen treppenförmigen Verlauf einnehmen und somit typische Rampen- und Flachbahnen-Geometrien ausbilden (MANBY 1988; LYBERIS & MANBY 1993a,b; MANBY & LYBERIS 1996; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b).

# Struktur des Deckenbaus auf der Brøggerhalvøya

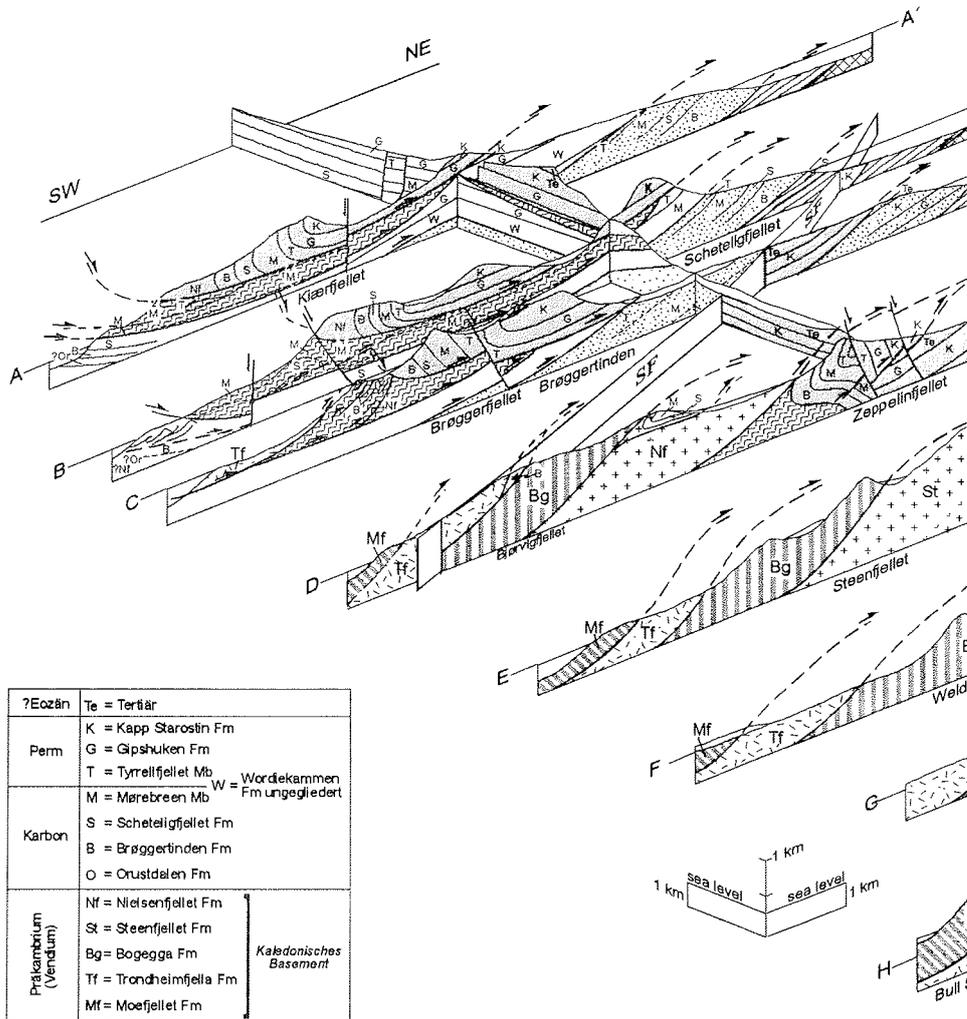
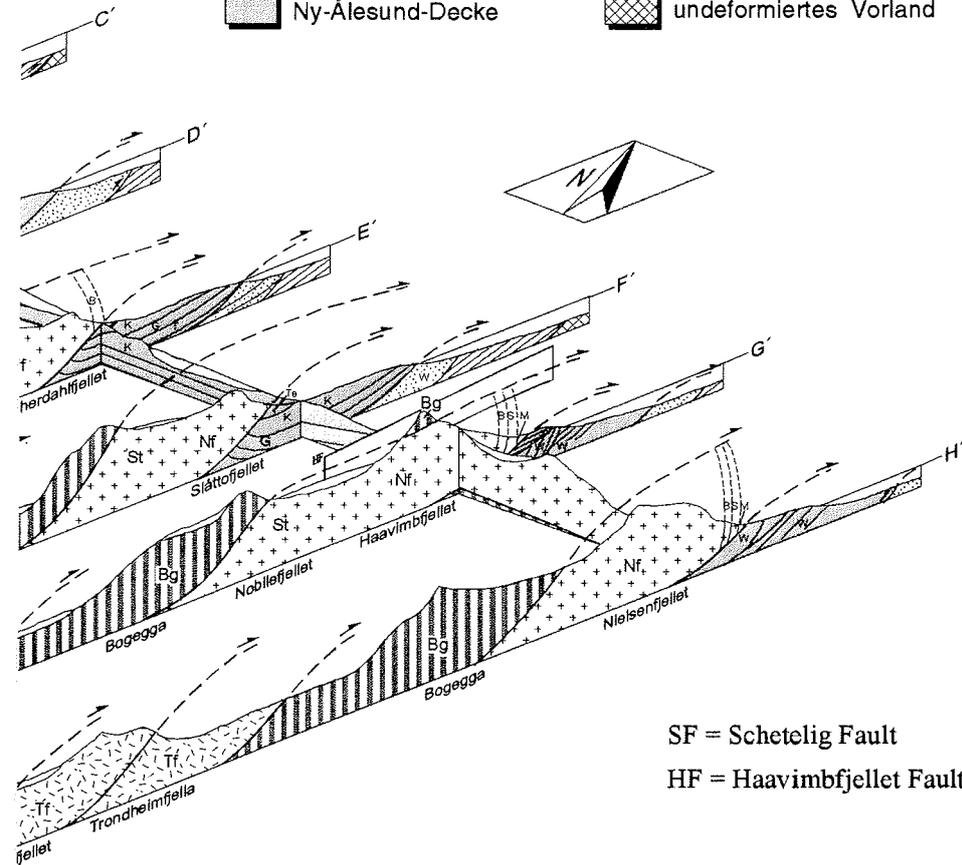


Abb. 4-5: Profilschnitte durch den tertiären Deckenbau der Brøggerhalvøya. Das Fence-Diagramm basiert auf der Karte von Thiedig et al. (im Druck) und Piepjohn et al. (im Druck b), verändert und ergänzt (Lage der Profile s. Abb. 4-3).

- |   |                       |   |                        |
|---|-----------------------|---|------------------------|
|  | Engelsbukta-Decke     |  | Kiærtjellet-Decke      |
|  | Trondheimfjella-Decke |  | Kvadehuken-Decke       |
|  | Bogegga-Decke         |  | Kongsfjorden-Decke     |
|  | Nielsenfjellet-Decke  |  | Garwoodtoppen-Decke    |
|  | Ny-Ålesund-Decke      |  | undeformiertes Vorland |



SF = Schetelig Fault

HF = Haavimbjellet Fault

#### 4.2.1.1 Garwoodtoppen-Decke

Die Garwoodtoppen-Decke (PIEPJOHN et al. in Druck b) als unterste Einheit des Deckenstapels ist hauptsächlich östlich der Brøggerhalvøya am Garwoodtoppen sowie als tektonische Klippe auf der Colletthøgda aufgeschlossen (Abb. 4-3). Auf der Brøggerhalvøya selbst kann nur ein kleiner Bereich an der Südküste des Kongsfjords unmittelbar westlich der Scheteligfjellet Fault als mögliche Garwoodtoppen-Decke identifiziert werden. Die Decke ist aus den post-kaledonischen Schichten von der Brøggertinden Formation (westlich Brandalpynten) bis zur Kapp Starostin Formation (Garwoodtoppen) aufgebaut. Das Basement ist vermutlich nicht involviert.

Die Garwoodtoppen-Überschiebung entspricht der Basisüberschiebung des Deckenstapels. Sie streicht im Kongsfjorden aus, da nördlich des Fjords im Haakon VII Land und Albert I Land keine tertiären kompressiven Deformationen mehr nachgewiesen werden können (PIEPJOHN et al. 1997). Auf der Colletthøgda sind entlang schichtparalleler Abscherhorizonte in der Wordiekammen und in gipshaltigen Schichten der Gipshuken Formation jungpaläozoische Sedimente auf das undeformierte Vorland (Devon und Marmor des kristallinen Grundgebirges) überschoben (TESSENSOHN et al. in Druck). Diese Detachments können allerdings auch lediglich Ausläufer bzw. Zweigüberschiebungen der Hauptüberschiebung darstellen, an denen der Transport ins Vorland transferiert und dort von entsprechend inkompetenten Horizonten aufgenommen wird (TESSENSOHN et al. in Druck) - die eigentliche Basisüberschiebung wäre demnach nirgendwo aufgeschlossen und im Kongsfjorden bzw. im E im Kronebreen verborgen (PIEPJOHN et al. in Druck b; TESSENSOHN et al. in Druck).

Die interne Deformation der Garwoodtoppen-Decke kann besonders deutlich am Garwoodtoppen erkannt werden, wo mehrere etwa schichtparallele Überschiebungen in der Kapp Starostin Formation eine Syncline zerlegen (Abb. 4-6).

Auf der Brøggerhalvøya sind westlich der Scheteligfjellet Fault teilweise stark zerscherte Schichten der Kapp Starostin und Scheteligfjellet Formation aufgeschlossen, die von PIEPJOHN et al. (in Druck b) als mögliche Ausläufer der Garwoodtoppen-Decke gedeutet werden. Im S des Aufschlusses werden die mit etwa 10° nach S bis SSE einfallenden Kalksteine der Scheteligfjellet Formation von flach SW bis WSW einfallenden roten Sandsteinen und Konglomeraten der Brøggertinden Formation überlagert. Zwar ist der Kontakt nicht aufgeschlossen, eine Überschiebung ist jedoch die plausibelste Erklärung. Die östlich der Scheteligfjellet Formation in direktem Anschluß anstehenden Cherts der Kapp Starostin Formation gehören jedoch nicht mehr zur Garwoodtoppen-Decke, sondern

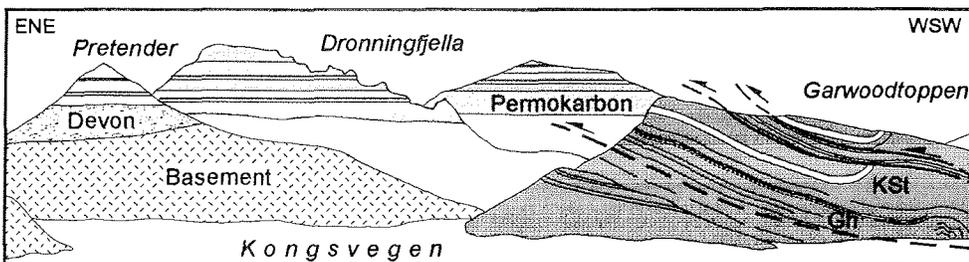


Abb. 4-6: Struktur des Garwoodtoppens. Eine Syncline innerhalb der Gipshuken und Kapp Starostin Formation wird durch mehrere Teilüberschiebungen zerlegt. Nach ENE schließt sich das undeformierte Vorland an. (Gh = Gipshuken Fm, KSt = Kapp Starostin Fm)

liegen bereits östlich der Scheteligfjellet Fault. Würden diese Schichten noch zur Garwood-toppen-Decke gehören, müsste dieser Block auf engstem Raum innerhalb dieser Decke um mindestens 650 m (= Mindestmächtigkeit der jungpaläozoischen Sedimente) gehoben worden sein, welcher nur die Garwoodtoppen-Decke betrifft, da die benachbarten Einheiten keine derartigen Versätze aufweisen.

Überschiebungsinduzierte Deformationsgefüge wie Duplexstrukturen, Falten oder Phakoiden sind nicht erkennbar. Die Schichten sind kaum gestört und die Überschiebung verläuft anscheinend als diskrete Bahn nahezu schichtparallel. Die Überschiebung kann anstelle einer Deckenüberschiebung auch eine untergeordnete Störung innerhalb der Kongsfjorden-Decke repräsentieren. Die Vermutung einer Deckengrenze wird jedoch gestützt durch die Position nahe zur vermuteten Lage der Basisüberschiebung des Deckenstapels im Kongsfjord sowie durch die Nachbarschaft zur Scheteligfjellet Fault, deren bedeutender abschiebender Versatz nach E ein Ausstreichen wesentlich tieferer Einheiten im W verursacht.

#### 4.2.1.2 Kongsfjorden-Decke

Die Kongsfjorden-Decke (PIEPJOHN et al. in Druck b) ist beiderseits der Scheteligfjellet Fault aufgeschlossen (Abb. 4-3, 4-5): Sie baut im W die Küstenregionen der nördlichen Halbinsel bei Stuphallet auf (PIEPJOHN et al. in Druck b), im E ist die Kongsfjorden-Decke in einem schmalen Streifen direkt an der Küste nördlich des Slåttofjellets vertreten (SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997; PIEPJOHN et al. in Druck b). Sie verläuft küstenparallel nach W, wo sie zunächst bis Gludneset verfolgbar ist, streicht dann im Kongsfjord aus und ist erst wieder westlich von Ny-Ålesund bei Brandalpynten an Land aufgeschlossen (PIEPJOHN et al. in Druck b).

An ihrem Aufbau sind Schichten von der Brøggertinden Formation bis zum Tertiär beteiligt (PIEPJOHN et al. in Druck b). Eine Involvierung des kristallinen Basements ist zwar nicht an Aufschlüssen belegbar, bei der Konstruktion von Profilen wird jedoch eine Einbeziehung aus Mächtigkeitsgründen notwendig, sodass zumindest eine Einschuppung von Kristallinspänen angenommen werden kann.

Die Basisüberschiebung (Kongsfjorden-Überschiebung) ist nicht aufgeschlossen: Sie streicht im Kongsfjord bzw. im E im Kongsvegen aus (Abb. 4-3). Lediglich an der Küste des Kongsfjords direkt westlich der Scheteligfjellet Fault ist die Überschiebung rekonstruierbar,

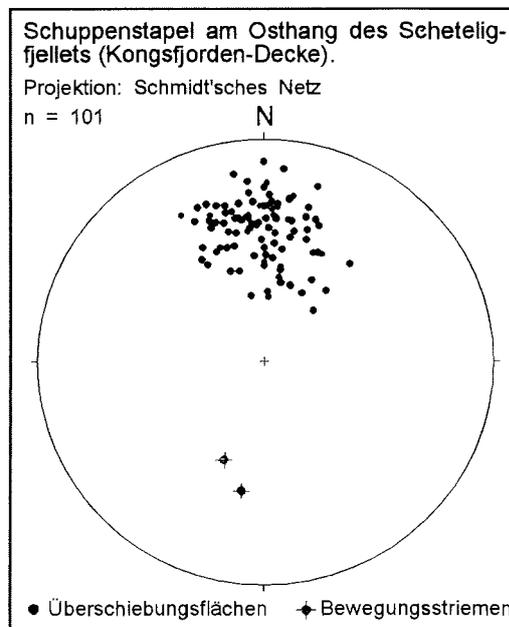


Abb. 4-7: Duplexstruktur bzw. Schuppenstapel innerhalb der Kongsfjorden-Decke am unteren Osthang des Scheteligfjellets.

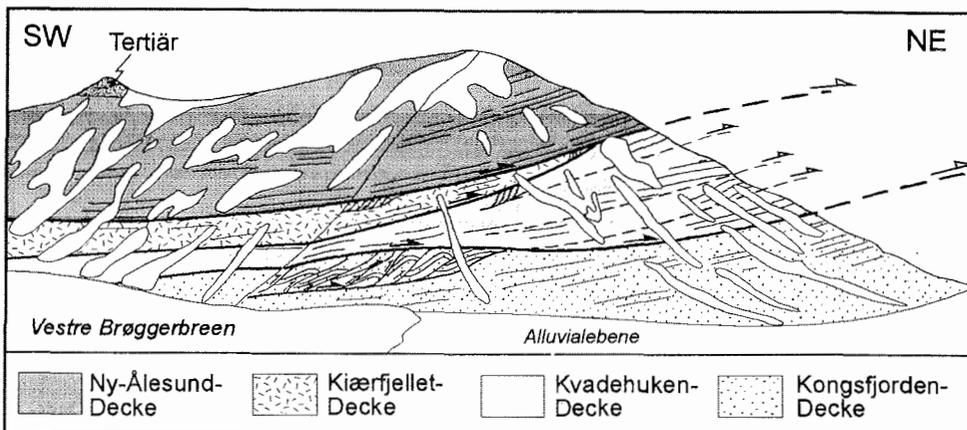
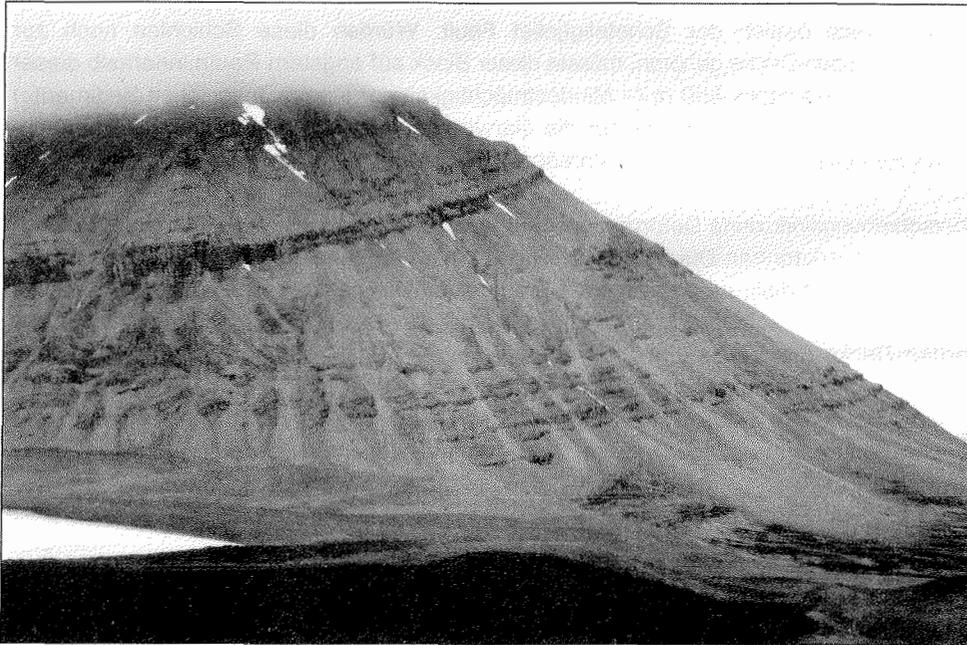


Abb. 4-8: Blick nach NW auf den Scheteligfjellet, der aus vier Deckeneinheiten aufgebaut wird. Am Gipfel (718 m) sind tertiäre Sedimente aufgeschlossen. Am Osthang sind in der Kongsfjorden-Decke in Karbonaten der Wordiekammen Formation Schuppenstapel entwickelt (Foto oben).

wo Schichten der Brøggertinden Formation auf noch zur Garwoodtoppen-Decke gehörenden Kalksteinen der Scheteligfjellet Formation liegen (Abb. 4-5) (vgl. Kap. 4.2.1.1). Die Überschiebungsfläche selbst ist allerdings durch alluviale Schuttsedimente verdeckt. Sie muss jedoch nahezu schichtparallel innerhalb der Brøggertinden Formation verlaufen und an der Scheteligfjellet Formation auframpen. Vermutlich zweigt sie in der Tiefe von einem Abscherhorizont innerhalb der kristallinen Nielsenfjellet Formation ab und steigt stratigraphisch nach NE auf.

Abseits von der Überschiebungszone ist die interne Deformation der Kongsfjorden-Decke im W sehr gering. Bei Stuphallet fallen die Schichten flach mit etwa 5-15° nach SW ein

und weisen kaum Falten oder andere Überschiebungsinduzierte Deformationsgefüge auf. Der untere Osthang des Scheteligfjellets wird innerhalb der Kongsfjorden-Decke aus dünnbankigen Dolomiten und massigen grauen Kalksteinen der Wordiekammen-Formation aufgebaut. In den Kalksteinen sind Schuppen bzw. Duplexstrukturen von mehreren m Größe entwickelt (SIDOW 1988; PIEPJOHN et al. in Druck b), deren Flächen in südliche Richtungen einfallen (Abb. 4-7, 4-8). Die Flächen sind nicht nur in Transportrichtung, sondern auch senkrecht dazu wellig verbogen, d.h. die einzelnen Schuppen besitzen eine zungen- oder löffelförmige Gestalt. Die Messwerte schwanken daher zwischen SSE und SSW, nur selten sind Bewegungsstriemen auf den Unterseiten der Flächen entwickelt. Der resultierende tektonische Transport ist nach N-NNE gerichtet. Etwas unterhalb ist in den dünnbankigen Dolomiten, die wahrscheinlich zum Tyrrellfjellet-Member gehören, eine kleine N-vergente Falte ausgebildet. Die Überschiebung verläuft daher vermutlich in diesem Dolomithorizont, während durch Zweigüberschiebungen in den massigeren, dickbankigen überlagernden Kalksteinen die Schuppen- bzw. Duplexbildung initiiert wird.

Östlich der Scheteligfjellet-Fault an der Küste nördlich des Austre Lovénbreen erstreckt sich direkt westlich der Haavimbjället-Fault (Abb. 4-3) in SE-NW-Richtung über eine Länge von etwa 250 m ein Profil aus intensiv deformierten Kalksteinen der Wordiekammen-Formation (LEPVRIER 1992; SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997; PIEPJOHN et al. in Druck b). Die Deformationszone befindet sich in unmittelbarer Nähe zur Ny-Ålesund-Überschiebung, die in diesem Bereich die Kongsfjorden-Decke unter Ausbildung mehrerer Zweigüberschiebungen überfährt. PIEPJOHN et al. (in Druck b) stellen diese Zone in die Ny-Ålesund-Decke. Doch die Strukturen gehören noch zur Kongsfjorden-Decke, da die Schichten in der Hangendscholle (und damit in der Ny-Ålesund-Decke) unmittelbar oberhalb der Überschiebung relativ gering deformiert sind und einheitlich ohne Verfaltung oder Verbiegungen NW-SE streichen, während die Richtungen innerhalb des Profils in der Kongsfjorden-Decke variieren.

Die Schichten der Wordiekammen-Formation in der Liegendscholle sind NW-vergent gefaltet und werden von mehreren Überschiebungen durchschnitten (Abb. 4-9). Damit verbunden ist die Bildung von zahlreichen Duplexstrukturen in der Größe von wenigen cm bis mehreren m. Kleinere Falten, Phakoide in besonders intensiv zerscherten Zonen sowie Rücküberschiebungen sind weitere typische Strukturen dieser Deformationszone. Bemerkenswert sind in diesem Aufschluss zwei außergewöhnlich gut entwickelte Duplexstrukturen von mehreren m Größe. Der erste Duplex am südöstlichen Profilende überlagert eine intensiv verschuppte und durch kleinere NW-vergente Überschiebungen kleinräumig zerscherte Phakoidzone (Abb. 4-9). Nach NW folgen weitere kleine Duplexstrukturen und mesoskopische Falten im m-Maßstab. Die zweite Duplexstruktur mit nach SSW einfallenden Überschiebungsflächen durchschneidet als Rückschenkelüberschiebung eine Synklinalität ("break-thrust fold", FISHER et al. 1992), hinter der alle Flächen (sowohl die Schichtung als auch die Überschiebungen), im Gegensatz zum SE-Teil des Profils, nach NW zum Vorland hin einfallen (Abb. 4-9). Die nach SE gerichteten Überschiebungen werden als Rücküberschiebungen interpretiert. Die Gesamtstruktur stellt demnach eine große Antikline mit untergeordneten Parasitärealfalten dar, die durch zahlreiche Überschiebungen zerlegt wurde (SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997). Diese Antikline entwickelte sich vermutlich oberhalb eines in der Tiefe gelegenen Abscherhorizontes und wurde infolge einer Verteilung der Schichten von mehreren Überschiebungen zum Ausgleich des Versatzes zerlegt. Die NW-gerichteten Überschiebungen bilden dabei zu-

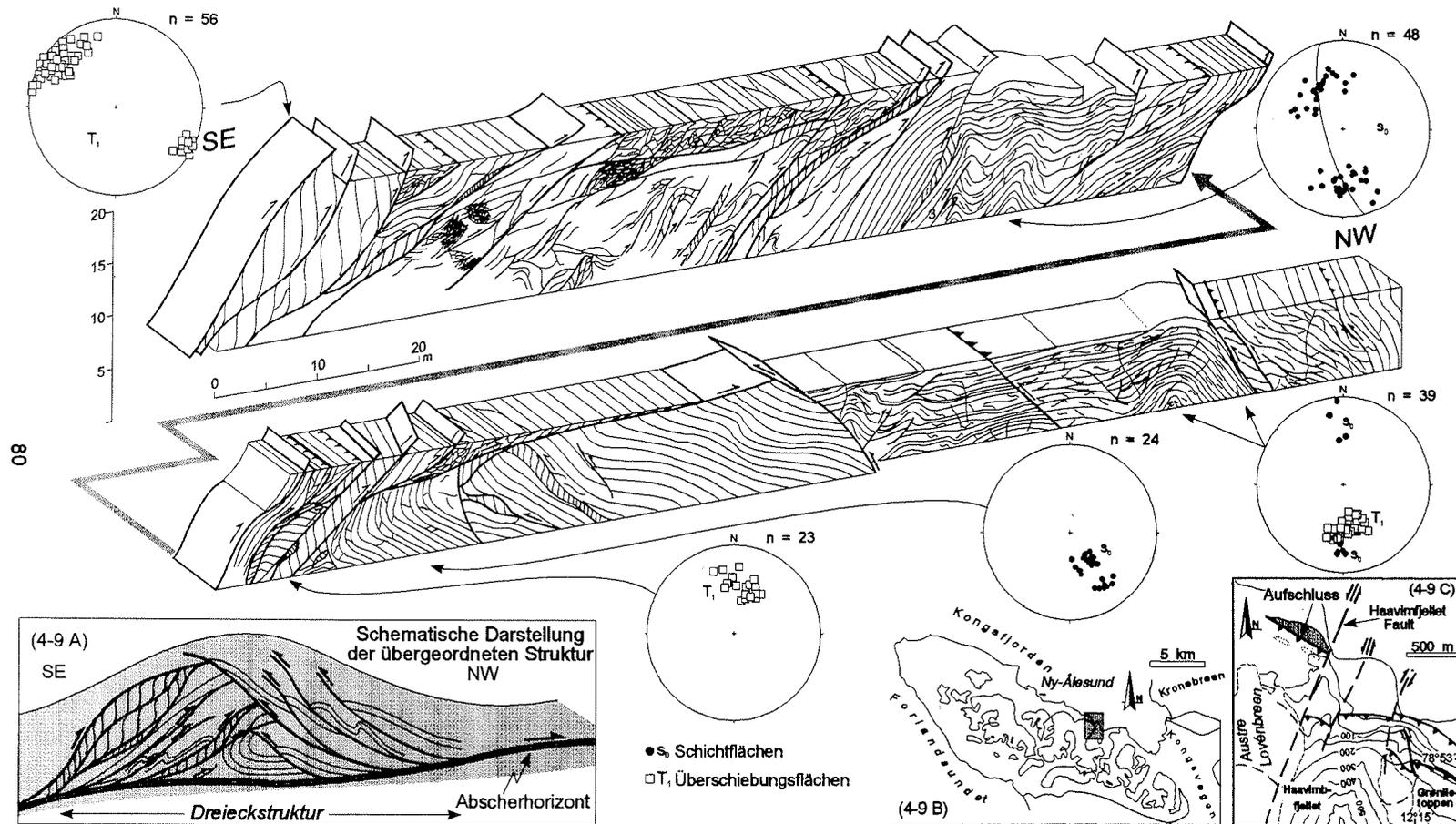


Abb. 4-9: Deformationszone in der Kongsfjorden-Decke an der Südküste des Kongsfjorden nordwestlich Haavimbfjellet. Die Kalksteine der oberen Wordiekkammen Formation werden durch mehrere Überschiebungen unter Bildung von Schuppenstapeln, Duplexstrukturen, Scherzonen und Falten intensiv deformiert. Durch die Bildung von Rücküberschiebungen oberhalb eines tiefer gelegenen Abscherhorizonts entsteht eine Dreieckstruktur (4-9 A). Der tektonische Transport ist im SE-Abschnitt des Profils nach NW bis NNW gerichtet.

sammen mit den sie abschneidenden Rücküberschiebungen eine Dreiecksstruktur (ELLIOTT 1981) (Abb. 4-9A).

Bemerkenswerterweise ist der tektonische Transport innerhalb des Aufschlusses nach NW gerichtet (Abb. 4-9), abweichend von den auf der Brøggerhalvøya im allgemeinen vorherrschenden nordöstlichen Richtungen. Zwar scheint der tektonische Transport in der Kongsfjorden-Decke insgesamt etwas stärker nach N gerichtet zu sein, eine derartig ausgeprägte NW-Richtung ist jedoch auch für diese Decke eine Ausnahme und demnach vermutlich nur eine lokale Erscheinung, bereits am NW-Ende des Aufschlusses streichen die Störungen und Faltenachsen wieder eher E-W. Der Aufschluss liegt direkt an der Haavimbfjellet Fault (Abb. 4-3, 4-9C). Der abweichende Transport kann in diesem Fall jedoch nicht erst mit der sinistralen Verschiebung entlang dieser Störung z.B. durch eine Schleppung verursacht worden sein, da nur die Wordiekammen-Kalksteine der Kongsfjorden-Decke betroffen sind und die Schichten Gipshuken Formation im Hangenden (in der Ny-Ålesund-Decke) scharf und ohne Verbiegung von dieser Störung abgeschnitten werden. Die veränderten Richtungen sind also auf den Aufschlussbereich innerhalb der Kongsfjorden-Decke beschränkt und damit an Strukturen gebunden, die bereits vor der Bildung der Haavimbfjellet Fault existierten. Ob die Haavimbfjellet Fault zu dieser Zeit schon als diskretes Lineament bestand, ist nicht auszuschließen. Sie könnte eine alte, karbonische oder möglicherweise sogar kaledonische Struktur darstellen, die dann als laterale bzw. schräge Rampe während der Bildung der Kongsfjorden-Decke zu abweichenden Transportrichtungen an dieser Stelle führte. Eine Aktivierung als diskretes Lineament - als eine Querverschiebung ("tear fault") - erfolgte jedoch höchstwahrscheinlich erst mit der Bildung der Falte und der höheren Decken (Ny-Ålesund- und Nielsenfjellet-Decke). Zur Erklärung des abweichenden Transports ohne Aktivierung der Haavimbfjellet Fault ist ein Modell vorstellbar, das ein Umbiegen der Kongsfjorden-Überschiebung aufgrund lateral variablen Versatzes beinhaltet (möglicherweise durch die präexistierende Topographie in der unmittelbaren Nachbarschaft des alten Lineaments), wobei aus einer stärkeren Abbremsung der Migration im W sowohl durch passive Rotation als auch durch eine Scherkomponente an der umbiegenden Überschiebung (COWARD 1992) ein abweichender Transport nach NW resultierte (SAALMANN 1995).

#### 4.2.1.3 Kvadehuken-Decke

Die Kvadehuken-Decke (PIEPJOHN et al. in Druck b) ist nur westlich der Scheteligfjellet Fault aufgeschlossen (Abb. 4-3), bedeckt jedoch große Gebiete der Halbinsel. Sie bildet im W der Brøggerhalvøya die Ebene der Kvadehuksetta, Knausheia und Steinflåen, im N baut die Decke den unteren Nordhang des Scheteligfjellets auf, an der Südwestküste ist sie als relativ schmaler, nahezu küstenparalleler Streifen bei Kulmodden sowie am Kjørstranda und Leinstranda aufgeschlossen (PIEPJOHN et al. in Druck b).

Die Kvadehuken-Decke wird aus Gesteinen der Nielsenfjellet Formation und des Permo-karbons aufgebaut. Zusätzlich ist nur in dieser Decke auch die unterkarbonische Orustdalen Formation vertreten.

Die Basisüberschiebung der Decke (Kvadehuken-Überschiebung) verläuft am nördlichen Scheteligfjellet parallel zum Hang nach NW und ist in ihrem weiteren Verlauf nur schwer

verfolgbar. Vermutlich streicht sie schließlich bei Kongsfjordneset im Fjord aus (PIEPJOHN et al. in Druck b; THIEDIG et al. in Druck). Im S und SW der Brøggerhalbinsel ist sie nicht aufgeschlossen. Da die bei Kulmodden aufgeschlossenen Phyllite der Nielsenfjellet Formation diskordant von der unterkarbonischen Orustdalen Formation überlagert werden (WUTHENAU 1988; PIEPJOHN et al. in Druck b) und damit bereits als Bestandteile der Kvadehuker-Decke angesehen werden müssen, muss die Überschiebung Anteile des kristallinen Grundgebirges durchschneiden und in die Decke einbeziehen. Im N und NE der Brøggerhalbinsel schneidet die Kvadehuker-Überschiebung die Kalksteine und Dolomite des unteren Tyrrelfjellet Members, d.h. sie steigt vom Basement im S nach NE in Transportrichtung stratigraphisch auf.

Im N und W fallen die Schichten flach mit 11-20° nach SW ein und weisen kaum interne Deformationsgefüge auf. Lokale Schichtversteilungen bis 50° können durch untergeordnete kleine Überschiebungen oder mit Schleppungen an kleinen Störungen erklärt werden.

Im Gegensatz dazu ist entlang der Südwestküste der Brøggerhalvøya zwischen Kulmodden und Leinstranda eine Schuppen- und Falten-Zone entwickelt (WUTHENAU 1988; PIEPJOHN et al. in Druck b; THIEDIG et al. in Druck). An den Steilwänden an der Küste bei Kiærstranda sind die Gesteine zu einer Synklinal im 10er-m-Maßstab gefaltet, welche durch zumeist etwa schichtparallele Überschiebungen, lokal unter Ausbildung von Kataklasitzonen, in mehrere Schuppen zerlegt wird. Viele Überschiebungsflächen sind wulstig verbogen und teilweise mitverfaltet.

Das Leinstranda-Profil schließt sich an das Kiærstranda-Profil der Kvadehuker-Decke an. PIEPJOHN et al. (in Druck) stellen das Profil am Leinstranda bereits in die nächsthöhere Kiærfjellet-Decke. Ein Indiz für eine Trennung der beiden Profile ist eine breit ausstreichende Kataklasitzone zwischen beiden Abschnitten, die mit der Kiærfjellet-Überschiebung assoziiert werden kann. In der vorliegenden Arbeit werden die Strukturen am Leinstranda jedoch als Fortsetzung des Kiærstranda-Profiles und somit noch als Bestandteile der Kvadehuker-Decke interpretiert. Dies gründet sich auf fazielle Beobachtungen: Beide Profile bestehen aus der Scheteligfjellet Formation und enthalten die charakteristischen schwarzen Kalksteine und basalen Konglomerate und Sandsteine, die für die Sonderfazies der Formation typisch sind (Kap. 3.1.1.3, Abb. 3-5) und nur in der Kvadehuker-Decke auftreten. Die Existenz dieser Leithorizonte in beiden Profilen ist ein wesentliches Argument für die Zuordnung des Profils zur Kvadehuker-Decke. Die Kiærfjellet-Überschiebung, welche sich im südöstlichen Teil des Kiærstranda-Profiles der Küste annähert und nahe der Mündung des Traudalflusses schließlich im Fjord ausstreicht (Abb. 4-3), wird von einer sinistralen Blattverschiebung bzw. einer Abschiebung abgeschnitten und versetzt, sodass sie im südöstlichen Abschnitt wieder weiter landeinwärts nordöstlich des Leinstranda-Profiles ausstreicht.

Das Profil am Leinstranda gehört also zwar zur Kvadehuker-Decke, es kann jedoch dennoch nicht als direkte Fortsetzung des Kiærstranda-Profiles angesehen werden. Der Baustil ist eher von Falten als von engständigen Schuppenstapeln geprägt. Andererseits ist am Leinstranda aufgrund günstigerer Streichrichtungen ein größerer Ausschnitt angeschnitten mit deutlich besser aufgeschlossenen Strukturen, während die Fortsetzung des Kiærstranda-Profiles nach NE, also in Transportrichtung von quartären Ablagerungen bedeckt ist. Daher könnte das Kiærstranda-Profil auch einen kleinen Ausschnitt innerhalb des Leinstranda-Profiles darstellen. Dagegen spricht allerdings die Anwesenheit von

gefalteten Überschiebungen, die im Leinstranda-Profil nicht gefunden werden können, und damit die Genese der Struktur (s.u.), die somit zwar vermutlich synchron mit den Strukturen am Leinstranda gebildet wurde, jedoch aufgrund anderer Schichtmächtigkeiten und anderer struktureller Gegebenheiten (Basementtopographie wie Rampen, prä-existierende Störungen) eine eigenständige Geometrie und Entwicklung aufweist.

### **Das Kiærstranda-Profil**

Das Kiærstranda-Profil ist entlang der Küste zum Forlandsundet über eine Länge von etwa 1300 m zwischen dem Kiærfjellet und der Mündung des Traudalflusses aufgeschlossen (WUTHENAU 1988) (Abb. 4-10) und wird aus Schichten der Scheteligfjellet Formation aufgebaut. Die Schichtenfolge besteht aus grauen, teilweise gelblich verwitternden Karbonaten (Kalksteine und Dolomite) und Sandsteinen, in die drei Tonhorizonte eingeschaltet sind, welche als Leithorizonte über die gesamte Profillänge verfolgt werden können. Die Strukturen streichen ungünstigerweise in einem sehr flachen Winkel zur Küste aus, sodass die Profilaufnahme nahezu parallel zum Streichen erfolgt (Abb. 4-10, 4-11). Durch die Querstörungen werden unterschiedliche Niveaus angeschnitten. Der südöstlichste Aufschlussbereich, südöstlich der Traudalflussmündung, ist durch eine breit ausstreichende Kataklasitzone gekennzeichnet, die die Kalksteine intensiv und kleinräumig zerschert (im Profil in Abb. 4-11 nur noch ansatzweise dargestellt). Schieferung und Schichtung werden dabei bis zur Unkenntlichkeit überprägt. Direkt nordöstlich der Traudalflussmündung ist eine Überschiebung aufgeschlossen, die flach nach NE einfällt und die Syncline abschneidet (Abb. 4-3 Meter 1200). Etwa 800 m weiter landeinwärts nach NE streicht im Bachbett die Kiærfjellet-Überschiebung unter Bildung einer schmalen Schuppenzone mit einer assoziierten Rampenfalte aus.

Die Gesamtstruktur des Kiærstranda-Profiles stellt eine Syncline dar, die von Überschiebungen durchschnitten und verschuppt und lateral durch mehrere quer zum Streichen verlaufende Blattverschiebungen versetzt wird (Abb. 4-10, 4-11, 4-12). Die Faltenachse streicht etwa WNW-ESE bis NW-SE. Die kompetenteren Sandsteine und Karbonate werden von den Überschiebungen unter Ausbildung mehrerer Zweigüberschiebungen in Phakoide und Schuppen zerlegt. Der tektonische Transport ist nach NE bis ENE gerichtet. Die ansonsten in diesen Schichten weitständige Schieferung  $s_{T1}$  ist in den Überschiebungszonen sigmoidal verbogen und nicht mehr mit Sicherheit von den Scherflächen ( $C_T$ ) zu unterscheiden. Die dunklen Tonsteine sind engständig geschiefert und enthalten Boudins aus Sandsteinen/Dolomiten. Im Synklinenkern, der zu großen Teilen ebenfalls aus Tonsteinen besteht, können anhand von zwischengeschalteten dünnen Sandsteinbänken Paratärfalten beobachtet werden (Abb. 4-13). Die Boudinage der kompetenten Einheiten in den Tonsteinen ist einerseits auf die Faltung, insbesondere jedoch auf kataklastische Scherungen zurückzuführen. Die weichen Tonsteine stellen ideale Abscherhorizonte dar.

Viele Überschiebungen, vor allem im Synklinenkernbereich, fallen zusammen mit der Schichtung nach NE ein. Dies ist besonders im südöstlichen Profilabschnitt nahe der Traudalflussmündung erkennbar (Abb. 4-11 m-900 bis m-1200). Direkt an der Küste aufgeschlossene Störungen im Rückschenkel und damit im tektonisch näher zum Hinterland gelegenen Bereich der Falte fallen demgegenüber steil nach SW ein. Die Bildung der Strukturen am Kiærstranda kann demzufolge in mehrere Phasen gegliedert werden: Die flachen, subparallel zur Schichtung verlaufenden und nach NE einfallenden Über

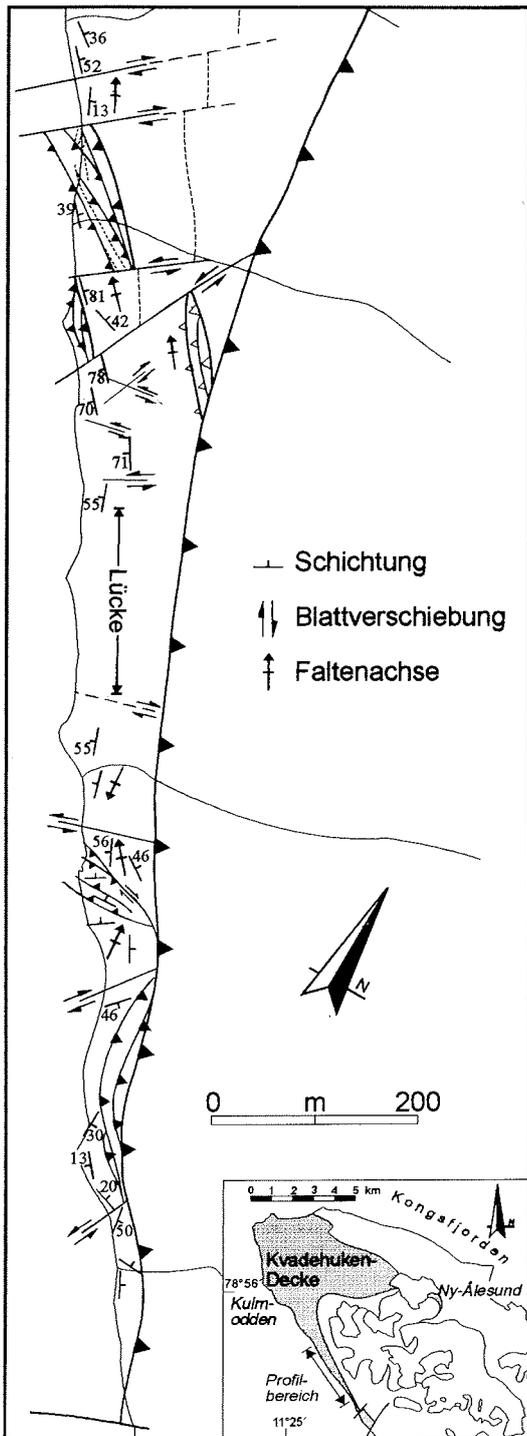
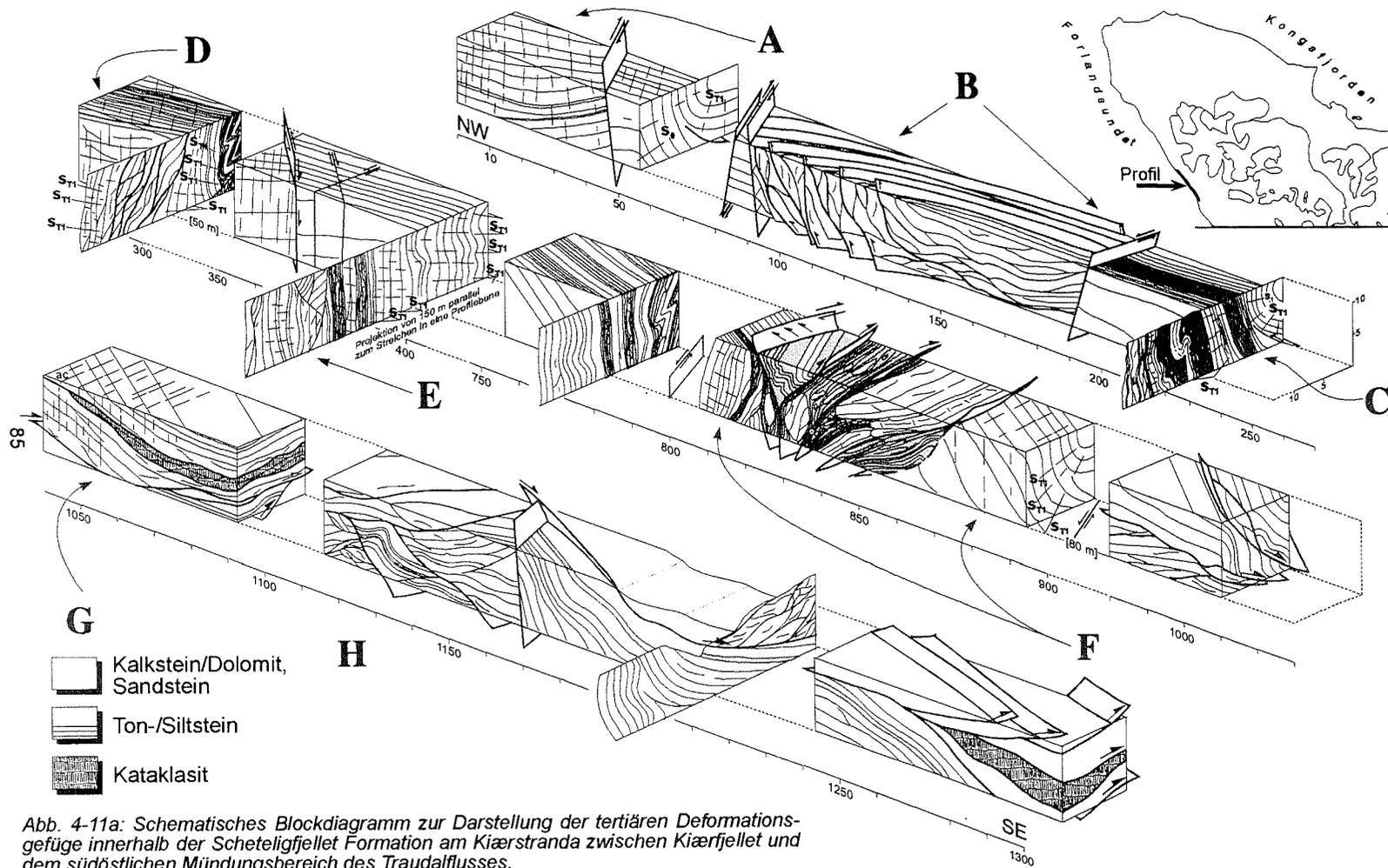


Abb. 4-10: Lage und schematische Strukturkarte des Kjørstranda-Profiles innerhalb der Kvadehuker-Decke (Profilskizze = Abb. 4-11).

schiebungen wurden vermutlich zunächst als schichtparallele Detachments angelegt und dann zusammen mit der Schichtung gefaltet, während die steilen Rückschenkelüberschiebungen erst später im Zuge weiterer Einengung diese Falte zerlegten (Abb. 4-12). Die Überschiebungen der ersten Phase nutzten die tonigen Horizonte ("décollements") als Flachbahnen, sodass die typischen treppenförmigen "flat-and-ramp"-Geometrien entstanden (Abb. 4-12). Die Faltung dieser Überschiebungen kann auch anhand von Messwerten belegt werden (Abb. 4-11 m-100 bis m-190): Die Messwerte liegen auf einem Großkreis, der zugehörige  $\pi$ -Pol taucht sehr flach nach SE ein. Die Falte könnte als Störungswachstumsfalte an der Front einer durchbrechenden ("out-of-sequence") Überschiebung angelegt worden sein. Die Tonhorizonte nehmen weiterhin einen Teil der Deformation in Form von engständiger Schieferung, kataklastischer Scherung und Boudinage der kompetenten Einheiten auf. Die durchbrechende Überschiebung durchschneidet schließlich den Faltenkurzschenkel und transportiert die Antikline auf die Syncline. Erstere ist infolge Erosion nicht mehr erhalten oder von Quartärablagerungen verdeckt. Weitere Überschiebungen im Rückschenkel akkomodieren die weitere Verkürzung. Insgesamt entwickelte sich die Kjørstranda-Deformationszone vermutlich oberhalb einer von der Kvadehuker-Überschiebung (= Basisüberschiebung der Decke) abzweigenden deckeninternen Überschiebung, vielleicht infolge der Auframpung der Kvadehuker-Überschiebung und ihren stratigraphischen Aufstieg vom Basement in höhere Schichten in unmittelbarer Nähe. Die besondere Lithologie der Scheteligfjellet Formation in dieser



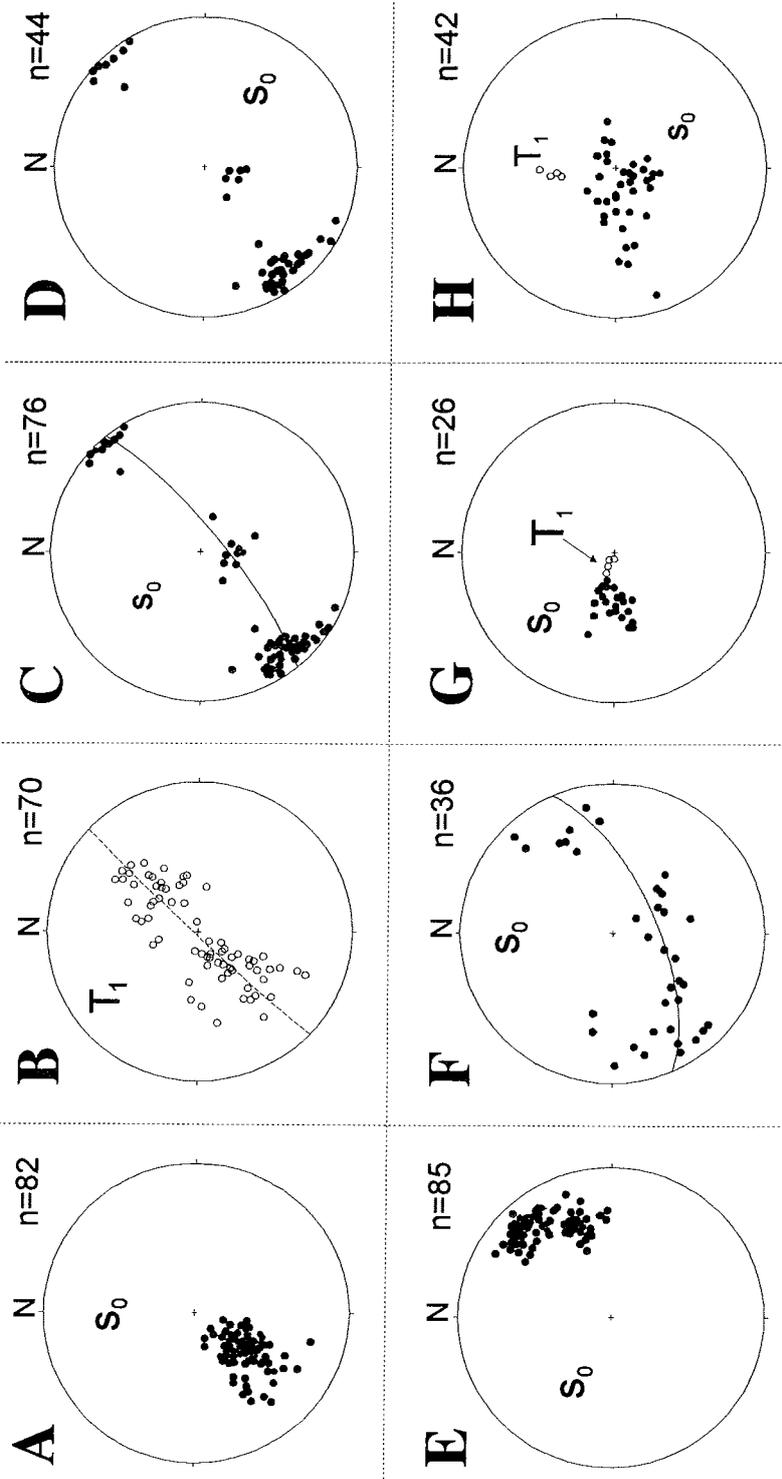


Abb. 4-11b: Polpunktogramme einiger Messwerte innerhalb des K15stranda-Profiles; s0 = Schichtung; sT1 = Schieferung; T1 = Überschiebungen

Decke mit ihrer Wechsellagerung aus inkompetenten und kompetenten Horizonten begünstigte dabei die Bildung von untergeordneten Überschiebungszonen und die Faltung des Schichtpakets.

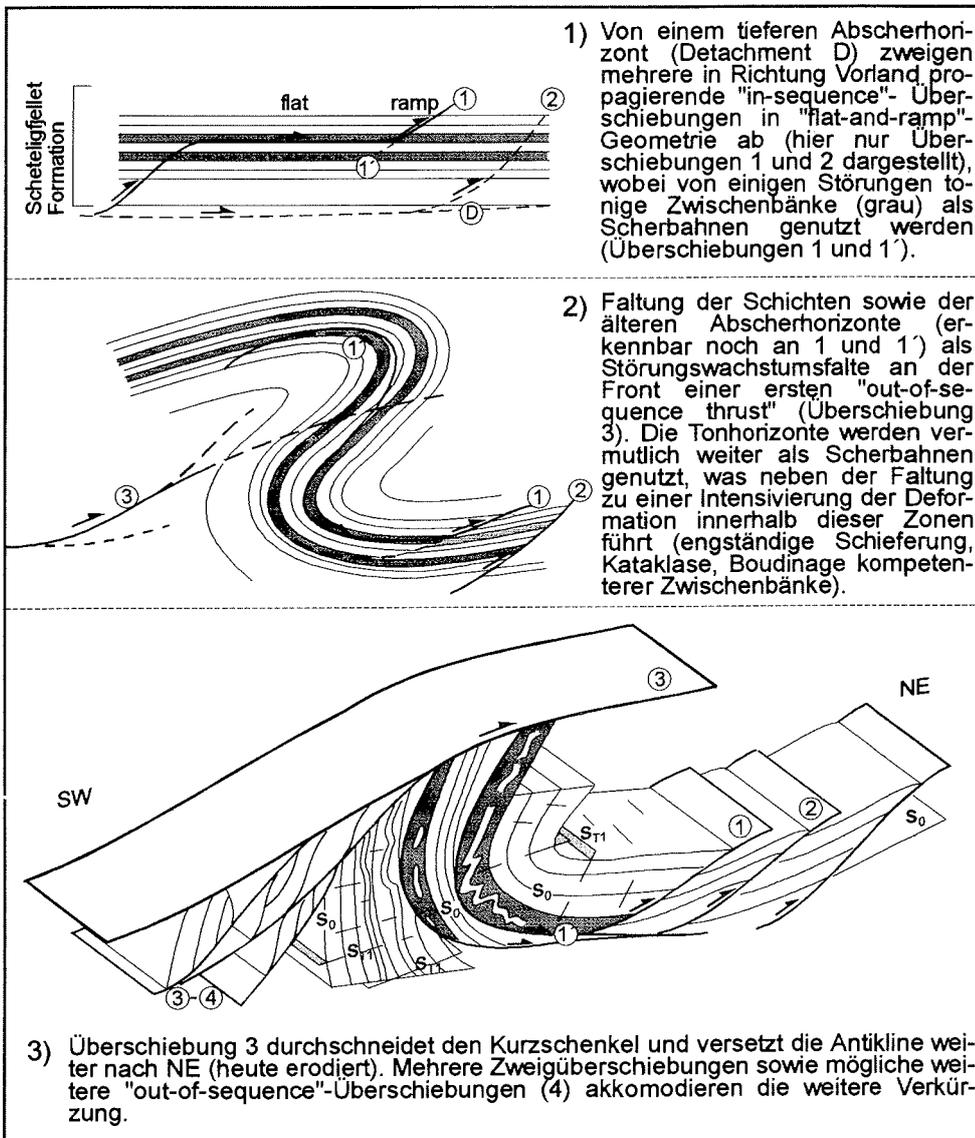


Abb. 4-12: Vereinfachte zusammengefasste Darstellung der Struktur am Kiærstranda und Entwicklungsmodell der Deformation innerhalb der Scheteligfjellet Formation (schematisch, ohne Maßstab). Die Gesteine der Scheteligfjellet Formation wurden von zahlreichen Überschiebungen geschnitten und verfaltet (die Reihenfolge der Überschiebungen ist numeriert). Heute ist im wesentlichen nur noch der Kurzschenkel der Synklinalen erhalten. Innerhalb des Strukturprofils (Abb. 4-11) sind aufgrund von späteren Abschiebungen und Lateralverschiebungen unterschiedliche Niveaus angeschnitten.

### **Das Leinstranda-Profil**

Das Profil am Leinstranda streicht in dem Bereich östlich des Traudalflusses bis zur Mündung des "Roten Flusses" (am Leinstrandodden nahe der Stenehytta, Abb. 1-3) auf einer Länge von etwa 500 m parallel zur NW-SE verlaufenden Küste der Engelsbukta aus (WUTHENAU 1988).

Im Vergleich zum Kiærstranda-Profil sind die Gesteine weniger von spröden Bruch- und Überschiebungsflächen beansprucht, sondern gefaltet mit Wellenlängen und Amplituden im m- bis 10er-m-Maßstab (Abb. 4-13). Dabei sind die Falten in der Regel in der Nähe von Überschiebungszonen anzutreffen und damit genetisch mit diesen verbunden. Der übergeordnete tektonische Transport erfolgt im Gegensatz zu den nach NE bis ENE gerichteten Strukturen der Kvadehukun-Decke am Kiærstranda in nördliche Richtungen, teilweise sogar nach NNW. Innerhalb des Profils fluktuiert die Transportrichtung jedoch: Die Orientierungen der Faltenachsen schwanken zwischen E-W, NW-SE und SW-NE (Abb. 4-13). Vor allem im mittleren Profiltteil herrscht eine NW-NNW-Vergenz vor. Am NW-Ende sowie vermutlich auch im SE ist der Transport wieder nach N - NNE gerichtet. Diese schwankenden Orientierungen sind vermutlich auf die Basementtopographie (schräge Rampen an unter- bis mittelkarbonischen Störungen) zurückzuführen.

Das Profil wird außer von nach NW-NNW gerichteten Überschiebungen auch von zahlreichen antithetischen Rücküberschiebungen zerlegt, deren assoziierte Strukturen entsprechend Vergenzen in südliche Richtungen aufweisen, wie z.B. am nördlichen Profilbeginn (Abb. 4-13), wo Überschiebungen nach S zunächst flach liegende Schichten der Scheteligjellet Formation durchschneiden. Die beiden Überschiebungen münden vermutlich in einen tieferen schichtparallelen Abscherhorizont, welcher etwas weiter südöstlich in einen höheren Horizont aufsteigt und die Bildung einer SSW-vergerten Rampenfalte mit einer WNW-ESE streichenden und nach WNW einfallenden Faltenachse in der Hangendscholle verursacht (Abschnitt m-30-50, Abb. 4-14). Es folgt ein Abschnitt mit weiterhin flach liegenden und wenig gestörten Schichten (im Profil nicht dargestellt). Bei Abschnitt m-140 stehen steil nach N einfallende Schichten an, die zum Nordschenkel eines N-vergerten Antiklinen-Synklinen-Paares gehören (Abb. 4-13). Die Antikline ähnelt in ihrer Geometrie einer Störungswachstumsfalte (SUPPE & MEDWEDEFF 1990) an der Front einer Überschiebung. Diese ist jedoch nicht aufgeschlossen. Die Syncline wird nach S durch eine rückgerichtete Rückschenkelüberschiebung begrenzt, die als Ausgleichsstörung ("accomodation thrust") bei der Verengung angelegt worden sein könnte. Es ist andererseits auch möglich, dass die Muldenstruktur erst durch Schleppung der Schichten an der Rücküberschiebung gebildet wurde. Die Rücküberschiebung zweigt in der Tiefe vermutlich von der nach N gerichteten Überschiebung ab, sodass eine Pop-up-Struktur (ELLIOTT 1976) entsteht. Es folgen weitere kleine Biegegleitfalten mit Wellenlängen und Amplituden von maximal 5 m. Diese werden von mehreren Überschiebungen in kompetenten und dickbankigeren Karbonaten abgeschnitten, die einen Schuppenstapel mit kleineren Duplexstrukturen bilden.

Von der nachfolgenden Faltenstruktur ist nur noch die Syncline erhalten, deren Rückschenkel von mehreren Überschiebungen durchbrochen wird (Abb. 4-13, m-220). Vermutlich handelt es sich in diesem Fall nicht um eine zeitgleich mit dem Propagieren einer Überschiebung entstehenden Störungswachstums- oder Rampenfalte, sondern die zuerst gebildete Falte wurde im Zuge weiterer Einengung von Überschiebungen geschnitten ("break-thrust fold"). Eine spätere Rücküberschiebung schert den Schuppenstapel schließlich ab.

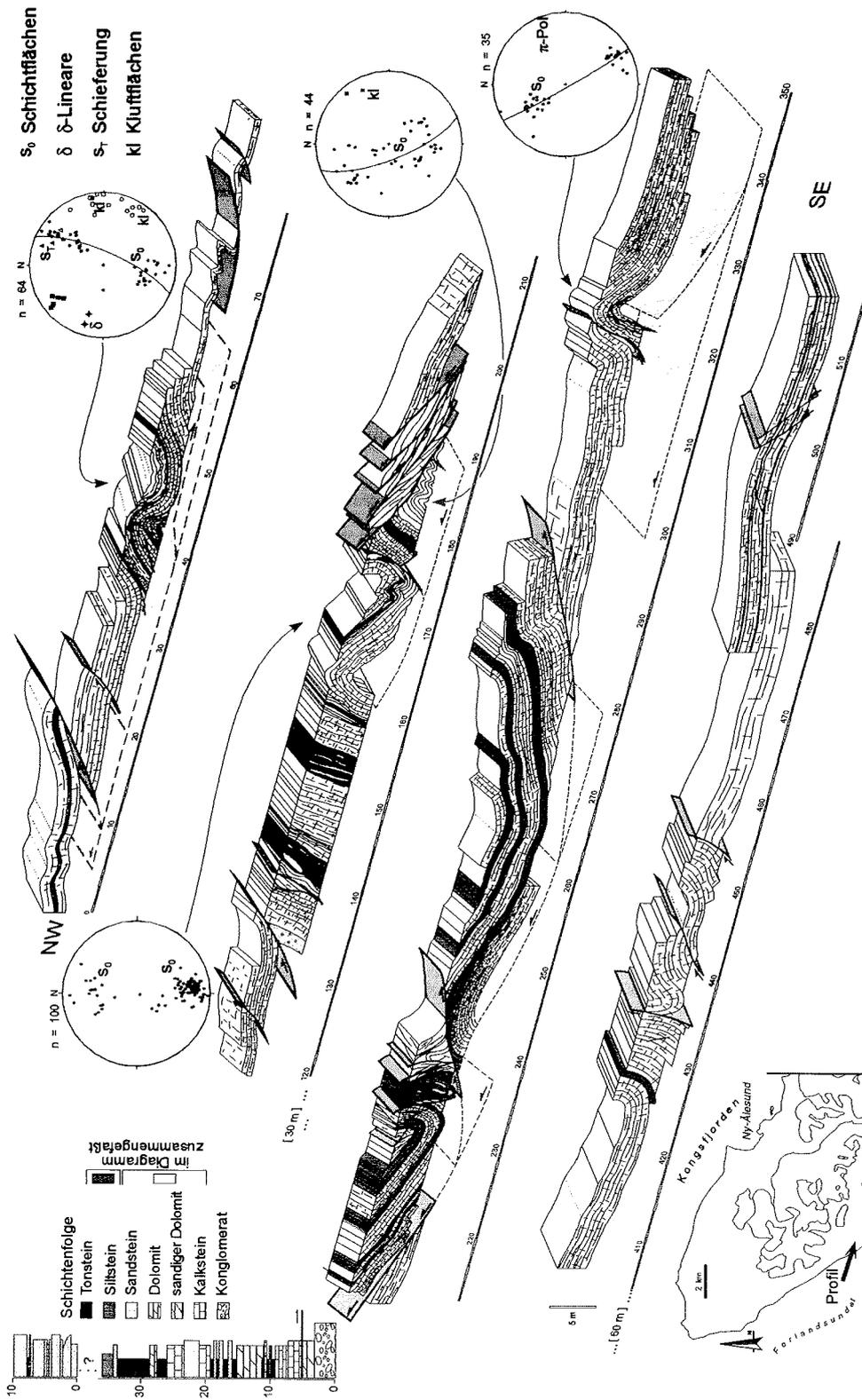


Abb. 4-13: Tertiäre Deformation innerhalb der Scheteligfjellet Formation am Leinstranda, Kvadefuken-Decke (Lage des Profils in Abb. 4-14)

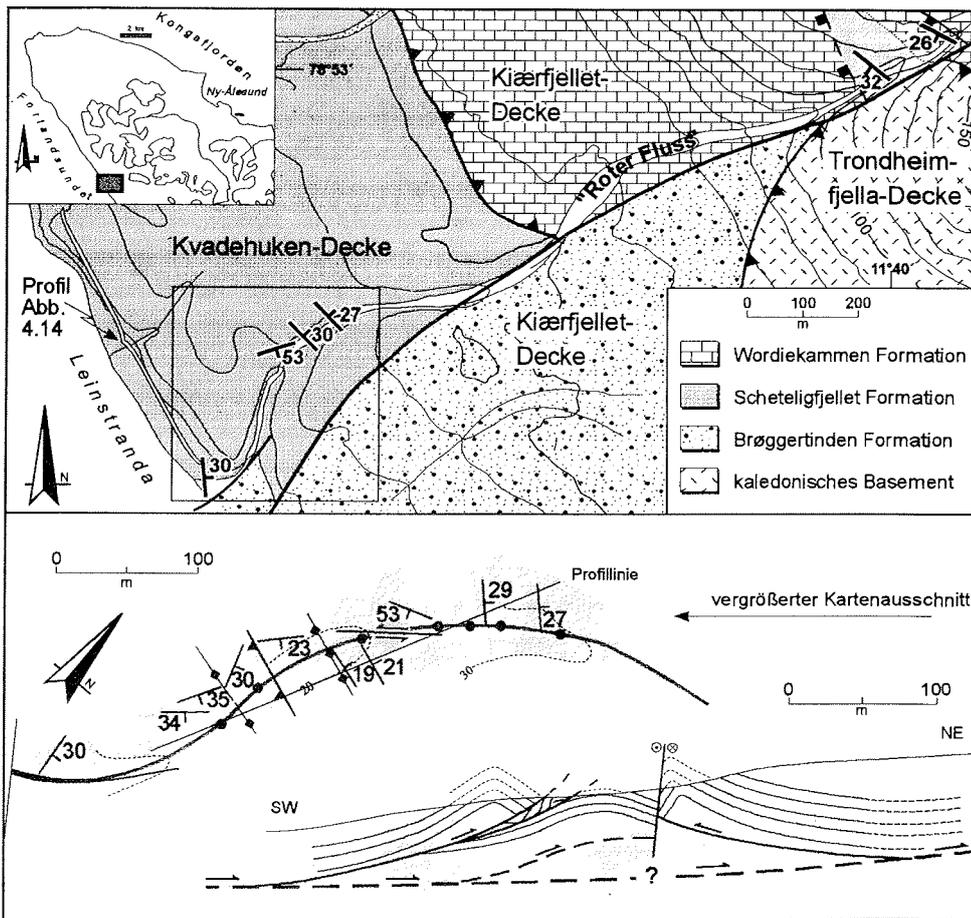


Abb. 4-14: Geologische Karte der Region zwischen Leinstrandodden und dem südwestlichen Brøggerfjella und Lage des Leinstrandprofils (oben). Unten: Profil der deformierten Scheteligfjella Formation parallel zum unteren Flußverlauf ("Roter Fluss").

Die Schichten liegen im weiteren Verlauf relativ flach und sind nicht mehr von engständigen Scherzonen durchzogen. Die weitläufige Flexur wird wahrscheinlich beidseitig von Überschiebungen - im SE von einer Rücküberschiebung - begrenzt, in deren Hangendscholle jeweils Rampenfalten entwickelt sind (Abb. 4-13, m 240-300). Die Geometrie entspricht wieder einer weiträumigen flachen Pop-up-Struktur.

Der weiterhin flach liegende Schichtverlauf wird lediglich bei m-320 von einer NW-vergenten Störungswachstumsfalte unterbrochen (Abb. 4-13), ebenso wie bei m-420 von einer kleinen Falten- und Störungszone, die vermutlich - den Strukturen weiter im NW liegenden Profilmereichen entsprechend - über einer flachen Rücküberschiebung angelegt ist. Das Profil endet am Leinstrandodden an der Mündung des "Roten Flusses" und wird dort von einer Störung abgeschnitten, da im südöstlichen Anschluss bereits die Kiærffjellet-Decke ausstreicht. Ein Profil im Bett des Flusses zeigt einen Anschnitt nahezu senkrecht zum Küstenprofil. Zwar sind die Aufschlussverhältnisse nur mäßig und lückenhaft, doch kann ein schematisches Profil konstruiert werden, das mit Rampen- und Störungs-

wachstumsfalten und Rücküberschiebungen ähnliche Strukturen wie das Küstenprofil aufweist (Abb. 4-14). Ob die sinistrale Blattverschiebung während oder nach der Überschiebungstektonik stattfand, ist nicht mehr feststellbar.

Insgesamt betrachtet ist das Leinstranda-Profil durch überschiebungsgebundene Falten an mehreren Pop-up-Strukturen gekennzeichnet. Das bedeutet, dass in der Tiefe ein flacher Abscherhorizont (Detachment) verlaufen muss, dessen stratigraphisches Niveau jedoch spekulativ bleibt: Die Anwesenheit geschweige denn Mächtigkeit der Brøggertinden Formation in diesem Bereich der Kvadehuker-Decke ist nicht ermittelbar, ob sich auch am Leinstranda die Orustdalen Formation im Untergrund befindet, ist spekulativ - theoretisch wären die feinkörnigen Siliziklastika der oberen Orustdalen Formation (Kap. 3.1.1.1) potentiell gute Abscherhorizonte. Im südlichen Oscar II Land z.B. repräsentieren diese Horizonte ein wichtiges Detachment (BRAATHEN et al. 1995; BERGH et al. 1997).

#### 4.2.1.4 Kiærfjellet-Decke

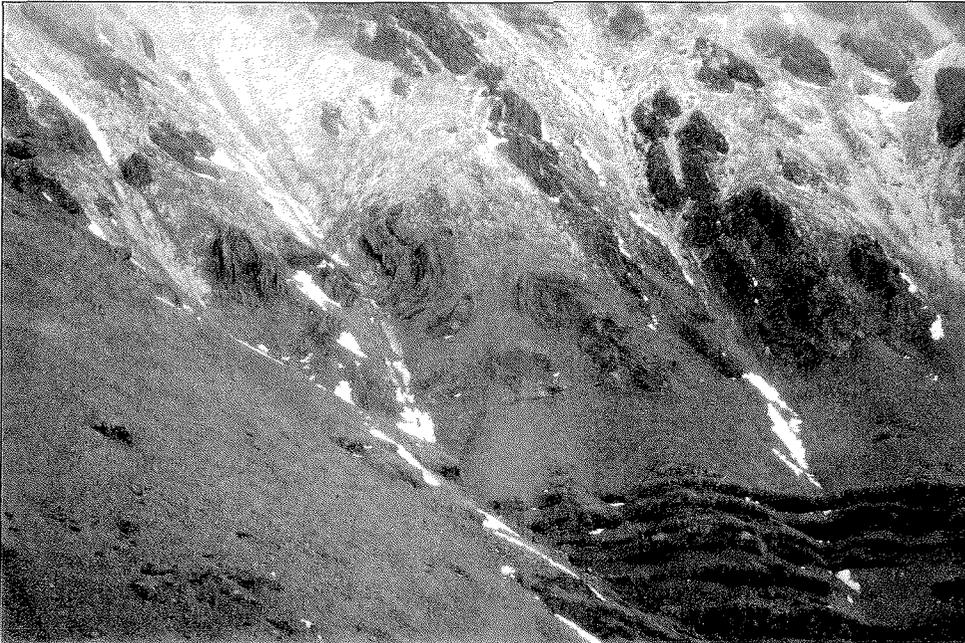
Aufschlüsse der Kiærfjellet-Decke (WUTHENAU 1988; WEBER 1990; PIEPJOHN et al. in Druck b) sind nur westlich der Scheteligfjellet Fault vertreten. Die Decke stellt die kleinste Einheit des Deckenstapels dar und ist nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Sie streicht in den südlichen Bereichen der westlichen Brøggerhalvøya am unteren Kiærfjellet und am westlichen Brøggerfjellet aus, am Osthang des Scheteligfjellets ist sie nur noch als schmaler Span zwischen der strukturell tieferen Kvadehuker-Decke und der sie überlagernden Ny-Ålesund-Decke vorhanden (PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 4-3, 4-5, Profile A-A', B-B', C-C').

Die Basisüberschiebung der Decke (Kiærfjellet-Überschiebung) streicht im SW der Halbinsel in der Scheteligfjellet Formation aus (WUTHENAU 1988; WEBER 1990; PIEPJOHN et al. in Druck b) und kann südlich des Brøggerfjellets am Kiærfjellet entlang und stratigraphisch aufwärts in die untere Wordiekammen Formation (Mørebreen Member) aufsteigend nach NW und N verfolgt werden, wo sie das Tyrrelfjellet Member erreicht und schließlich nordöstlich und nördlich des Scheteligfjellets von der höheren Ny-Ålesund-Decke überfahren und abgeschnitten wird.

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die Kiærfjellet-Decke am südlichen Brøggerfjellet nicht wie im N von der nächsthöheren Ny-Ålesund-Decke, sondern von der strukturell wesentlich höheren kristallinen Trondheimfjella-Decke überfahren wird (LUDWIG 1988; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 4-3).

Am Aufbau dieser Decke sind die Brøggertinden, Scheteligfjellet und Wordiekammen Formation beteiligt. Am Brøggerfjellet ist auch das Basement in Form von mehreren großen Schuppen involviert, die aus Phylliten und Quarziten der Nielsenfjellet Formation sowie Teilen der überlagernden Brøggertinden Formation bestehen (LUDWIG 1988).

Der südliche Brøggerfjellet ist großräumig und offen verfaltet, die Brøggertinden und Scheteligfjellet Formation werden zusätzlich durch mehrere Zweigüberschiebungen in Schuppen und kleinere Falten zerlegt (LUDWIG 1988). Nach WUTHENAU (1988) und PIEPJOHN et al. (in Druck b) bildet der gesamte südliche Brøggerfjellet die Kiærfjellet-Decke



NNW

SSE

Abb. 4-15: Falten in Dolomiten des Tyrrellfjellet Members in der Kiærfjellet-Decke unterhalb der Ny-Ålesund-Überschiebung am westlichen Kiærfjellet.

Die im nördlichen Bereich entwickelte Synklinenstruktur ist jedoch Teil der Ny-Ålesund-Decke (Kap. 4.2.2.1), sodass zur Kiærfjellet-Decke nur der südlichste Hangbereich gehört, bestehend aus den Sedimenten des mittleren Karbons mit eingeschuppten Kristallinspänen (Abb. 1-5). CHALLINOR (1967) interpretiert den gesamten Brøggerfjellet als großräumige Antikline unterhalb einer gleichsinnig verfalteten Deckenüberschiebung. LUDWIG (1988) übernimmt diese Darstellung und rekonstruiert an der Südflanke des Sattels anhand einer detaillierten stratigraphischen und faziellen Schichtenaufnahme einen NE-gerichteten Schuppenstapel, der untergeordnete Falten im 10er-m-Maßstab zerlegt. Der mittlere und nördliche Brøggerfjellet bilden jedoch eine Syncline innerhalb der Ny-Ålesund-Decke und können demnach nicht zusammen mit den steil nach SW einfallenden Schichten des Südhangs der strukturell tieferen Kiærfjellet-Decke eine Antikline bilden. Die Aufschlussverhältnisse lassen keine Aussagen darüber zu, ob die untergeordneten Falten und Schuppenstapel dort mit einer übergeordneten und großräumigen Faltenstruktur assoziiert sind oder ob es sich um an deckeninterne Überschiebungen gebundene Falten handelt.

Am unteren westlichen Kiærfjellet und in Richtung Traudalen fallen die Schichten der Wordiekammen Formation flach mit etwa 20-30° in nordöstliche Richtungen ein. Sie werden von Phylliten der Nielsenfjellet Formation und steilstehenden jungpaläozoischen Schichten der Ny-Ålesund-Decke überschoben (HOLTEDAHL 1913; CHALLINOR 1967; WUTHENAU 1988; WEBER 1990; LYBERIS & MANBY 1993a; PIEPJOHN et al. in Druck b). Dadurch werden in den Kalksteinen und Dolomiten der Wordiekammen Formation kleine Falten und Schuppen im m-Maßstab entwickelt. Davon ist insbesondere das Tyrrellfjellet

Member betroffen, das neben seiner größeren Nähe zur Ny-Ålesund-Überschiebung aufgrund seiner am Kiærffjellet insgesamt weniger massigen, teilweise sogar dünnbankigen Ausbildung (vgl. Kap. 3.1.2.1) und dadurch bedingten stärkeren Anisotropie eher von Faltung und Schuppenbildung betroffen ist. Derartige Strukturen können am Kiærffjellet-Südhang in etwa 400 m Höhe beobachtet werden (**Abb. 4-15**), während andere Abschnitte in vergleichbarer tektonischer Position demgegenüber jedoch ausgesprochen gering deformiert sind - so z.B. am Südhang des Simlestuppet (östlicher Kiærffjellet), wo die Karbonate des Tyrrellfjellet Members in etwa 350 m Höhe etwa 20-30 m unterhalb der Ny-Ålesund-Überschiebung von einer stärkeren Klüftung abgesehen keine besonderen Deformationen aufweisen. Auch ansonsten sind im unteren Kiærffjellet - insbesondere in den unteren Bereichen, wo das Mørebreem Member aufgeschlossen ist - kaum Deformationsgefüge entwickelt. Die Schichten sind lediglich schwach flexurartig verbogen und in der Regel flach nach NE verkippt, in einigen Bereichen fällt die Schichtung flach (10-20°) nach SE ein.

Auch am Osthang des Scheteligfjellets sind mit Ausnahme kleiner und untergeordneter Duplexstrukturen nahe der Überschiebung (SIDOW 1988; PIEPJOHN et al. in Druck b) keine wesentlichen internen Deformationen beobachtbar.

#### **4.2.2 Die Faltenstruktur im mittleren Teil des Deckenstapels**

Die beiden Decken im mittleren Teil des Deckenstapels (*Ny-Ålesund- und Nielsenfjellet-Decke*) werden gesondert behandelt, da sie eine besondere Internstruktur aufweisen: Sie bilden zusammen eine NE-vergente Falte im km-Maßstab, die durch eine Überschiebung durchschnitten wurde, wobei die Antikline auf den Synklinenlangschenkel überschoben wurde (ORVIN 1934; MANBY 1988; LYBERIS & MANBY 1993a; BROMMER 1994; SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997; SAALMANN & THIEDIG 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b). Diese Großfalte kann auch im südlicheren West Spitsbergen Fold-andThrust Belt beobachtet werden (ORVIN 1934, 1940; BIRKENMAJER 1981; HJELLE et al. 1986; MAHER et al. 1986; DALLMANN 1988b; DALLMANN et al. 1990; MAHER & WELBON 1992; OHTA et al. 1992; DALLMANN et al. 1993; GOSEN & PIEPJOHN in Druck; GOSEN et al. in Druck; PIEPJOHN & GOSEN in Druck).

Für die beiden Decken kann zudem eine Einbeziehung des kaledonischen Grundgebirges in deutlich höherem Ausmaß als für die unteren Decken nachgewiesen werden.

##### **4.2.2.1 Ny-Ålesund-Decke**

Die Ny-Ålesund-Decke (PIEPJOHN et al. in Druck b) repräsentiert die Syncline der Großfalte. Sie ist am vollständigsten erhalten und kommt sowohl östlich als auch westlich der Scheteligfjellet Fault vor (Abb. 4-3). Sie weist zudem noch die gesamte post-kaledonische Schichtenfolge von der Brøggertinden Formation bis zum Tertiär auf. Die Nielsenfjellet Formation des kaledonischen Grundgebirges ist vor allem am Synklinenkurzschenkel aufgeschlossen.

Im SW (Kiærffjellet bis Brøggerfjellet) sowie ganz im E der Brøggerhalvøya (Grensefjellet) ist der steile bis überkippte Kurzschenkel der Syncline erkennbar (CHALLINOR 1967;

WUTHENAU 1988; LUDWIG 1988; WEBER 1990; MANBY 1988; PIEPJOHN et al. in Druck b). Der flach nach SW einfallende Langschenkel ist im N und NE zwischen dem Scheteligfjellet und dem Nielsenfjellet aufgeschlossen und trägt das Ny-Ålesund Tertiärbecken (ORVIN 1934; SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a) (Abb. 1-5, 4-3).

Die Basisüberschiebung (Ny-Ålesund-Überschiebung) ist am Grensefjellet im Kongsvegen verborgen, sie streicht erst im NE an der Küste nördlich Slåttofjellet, direkt westlich der Haavimbefjellet Fault in der Gipshuken Formation, bzw. im westlichen Anschluss in den Kalksteinen der Wordiekammen Formation (vermutlich Tyrrellfjellet Member) aus (SAALMANN & BROMMER 1997; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 1-5, 4-3). Bereits bei Gluudneset befindet sie sich wieder im Kongsfjorden, verläuft jedoch recht nahe zur Küste nach NW, wie Schuppenstapel auf Prins Heinrichøya zeigen (Abb. 4-3). Erst bei Kolhamna, westlich von Ny-Ålesund, ist sie wieder an der Küste in dem Tyrrellfjellet Member aufgeschlossen - dieses Teilstück, das im W schließlich von der Scheteligfjellet Fault abgeschnitten wird, wird von CHALLINOR (1967) als Kolhamna Thrust bezeichnet.

Im W der Brøggerhalvøya, westlich der Scheteligfjellet Fault, durchschneidet die Basisüberschiebung den Synklinenkurzschenkel und taucht flach nach NE ab, wobei sie in der Wordiekammen und Gipshuken Formation subparallel zur Schichtung zu verläuft (HOLTEDAHL 1913; CHALLINOR 1967; LUDWIG 1988; WUTHENAU 1988; WEBER 1990; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 4-5). Die Ny-Ålesund-Decke ist somit im W in Form einer tektonischen Klippe erhalten (BARBAROUX 1966; CHALLINOR 1967; WUTHENAU 1988; WEBER 1990; PIEPJOHN et al. in Druck) (Abb. 4-3, 4-5 Profile A-A', B-B', C-C'). Im E dagegen wird die Decke von der Nielsenfjellet-Decke überlagert.

Im N überfährt die Decke am Scheteligfjellet zunächst die Kiærfjellet-Decke, die dort nur noch als Span entwickelt ist, und überlagert am Nordhang bereits die Kvadehuker-Decke (PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 4-3, 4-5 Profil B-B', 4-8). Im E der Halbinsel, jedoch auch bereits am nördlichen Brøggerfjellet (Brøggertinden), liegt die Ny-Ålesund-Decke auf der strukturell deutlich tieferen Kongsfjorden-Decke (SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997) (Abb. 4-5, Profil C-C'). Nach E überfährt die Decke demnach immer tiefere Teile des Deckenstapels.

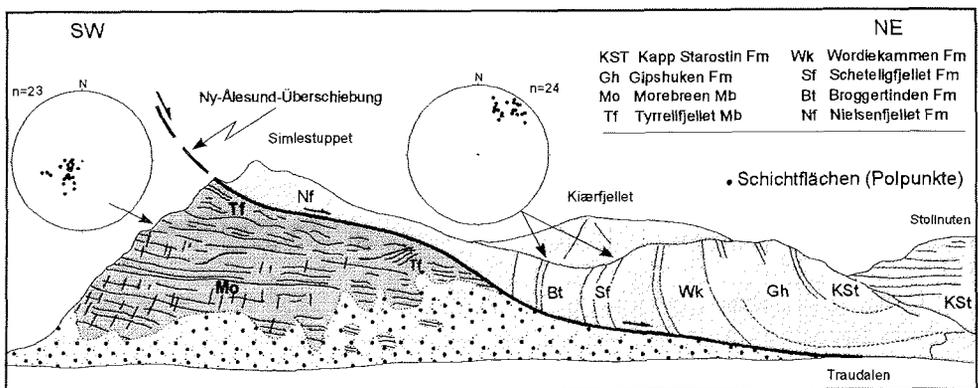


Abb. 4-16: Blick nach NW auf den westlichen Kiærfjellet (Simlestuppet). Der untere und mittlere Hang wird aus den flach nach NE einfallenden Karbonaten der Wordiekammen Formation aufgebaut, die zur Kiærfjellet-Decke gehören. Diese wird von der Ny-Ålesund-Decke, bestehend aus dem Kurzschenkel der Großfalte mit Einheiten der Nielsenfjellet bis Kapp Starostin Formation, überfahren. Die Ny-Ålesund-Überschiebung nutzt die Schichtflächen des Tyrrellfjellet Members als Gleitbahn und taucht zusammen mit diesen nach NE ab.

Am Grensefjellet im E der Brøggerhalvøya bilden die überkippten und mit 40-80° nach W bzw. NW einfallenden jungpaläozoischen Sedimente der Wordiekammen bis Kapp Starostin Formation (HOLTEDAHL 1913) den Synklinenkurzschenkel, der von der Nielsenfjellet-Überschiebung gekappt wird (BROMMER 1994). Die Schichtflächen und Überschiebungen weisen dort ungewöhnliche N-S bzw. NNW-SSE orientierte Streichrichtungen auf. Am Grensebreen biegen die Strukturen wieder in die auf der Brøggerhalvøya vorherrschende WNW-ESE-Richtung um (Abb. 4-3).

Am südlichen Kiærfjellet (Simlestuppet) sowie am westlichen Brøggerfjellet (Røysa) ist besonders gut erkennbar, wie der steilstehende bis überkippte Kurzschenkel von der Überschiebung durchschnitten wird (Abb. 4-3, 4-5, 4-16). Am Osthang des Kiærfjellets, der zum Traudalen einfällt, ist eine Abfolge von der Nielsenfjellet bis zur Kapp Starostin Formation aufgeschlossen, die den Gipfel und den NE-streichenden Grat bildet. Die post-kaledonischen Sedimente sind überkippt und fallen mit etwa 60-80° nach SSW bis SW ein. Der Kontakt zwischen dem Basement und der überlagernden Brøggertinden Formation ist zwar gestört, die Nielsenfjellet Formation gehört aber dennoch zur Ny-Ålesund-Decke, da der untere Hang aus Kalksteinen und Dolomiten der Wordiekammen Formation aufgebaut wird, die flach nach NE einfallen und zur strukturell tieferen Kiærfjellet-Decke gehören. Die Ny-Ålesund-Überschiebung benutzt dabei vor allem die dünnbankiger entwickelten Schichten des Tyrrelfjellet Members als Gleithorizont (CHALLINOR 1967) und taucht ebenso wie diese flach nach NE ab (Abb. 4-16). Nach N wird die Schichtung flacher, am Stollnuten liegt sie nahezu horizontal und bildet den Synklinenlangschenkel, der weiter nördlich am Scheteligfjellet schließlich flach nach SW einfällt. Am oberen Kiærfjellet ist in der Nielsenfjellet Formation direkt oberhalb der Ny-Ålesund-Überschiebung in den Phylliten eine kleine Schuppenzone ausgebildet (Abb. 4-17).

Am westlichen Brøggerfjellet (Røysa) ist die Situation nahezu identisch, am südlichen Berghang überprägt allerdings eine jüngere Abschiebung das Bild. Hier wird der Kurzschenkel in der Ny-Ålesund-Decke innerhalb der Wordiekammen Formation von einer etwa E-W streichenden Abschiebung mit Versatz nach N geschnitten (Abb. 4-5, Profil B-B') und dabei die Nielsenfjellet Formation aus ihrer strukturell höheren Position neben die steilstehenden Schichten der Wordiekammen Formation gebracht. Die Abschiebung setzt sich nach E zum nördlichen Brøggerfjellet (Brøggertind) fort und durchschlägt dort das Tyrrelfjellet Member (Abb. 4-3, 4-5, Profil C-C', 4-18). Dort ist der Versatzbetrag allerdings geringer, sodass die Störung neben dem rein abschiebenden Betrag auch eine Kippung nach W beinhaltet.

Die Störung am nördlichen Brøggertinden wird von bisherigen Bearbeitern (ORVIN 1934; CHALLINOR 1967; WUTHENAU 1988; PIEPJOHN et al. in Druck b) als Überschiebung respektive die Ny-Ålesund-Überschiebung, gedeutet, die hier sehr steil nach N einfällt und als Beweis für die Faltung dieser Überschiebung angesehen wird. Die Ny-Ålesund-Überschiebung ist gefaltet, wie schon an der Situation am Kiærfjellet und bei Røysa erkannt werden kann (Abb. 4-5, Profile A-A', B-B', C-C'). Eine Störung am nördlichen Brøggertinden ist dadurch belegt, dass die Schichten des Tyrrelfjellet Members in einem Winkel aufeinander stoßen (Abb. 4-18). Es gibt allerdings weder kinematische Indikatoren für eine Überschiebung noch für eine Abschiebung. Die Interpretation einer Abschiebung wird in der vorliegenden Arbeit jedoch aus folgenden Gründen favorisiert: Die Struktur der Großfalte, die auch am südlichen Brøggerfjellet entwickelt ist, ähnelt der Falte innerhalb der Ny-Ålesund-Decke, würde aber den bisherigen Interpretationen zufolge zur Kiærfjellet-Decke gehören. Eine Fortsetzung der Falte in der Ny-Ålesund-Decke nach E ist jedoch



NW

SE



NE

SW

Abb. 4-17: oben: Blick nach NE auf den Kiærffjellet (Simlestuppet), der aus massigen Karbonaten des Mørebreen Members aufgebaut wird, die von dünnbankigeren Dolomiten des Tyrrellfjellet Members überlagert werden. Entlang der Ny-Ålesund-Überschiebung wurden Quarzite und Phyllite (dunkel) der Nielsenfjellet Formation auf die Sedimente (hell) überschoben. In den Phylliten auf dem Gipfel bildete sich dabei eine kleine Schuppenzone aus (Detailbild unten, im oberen Bild oben rechts).

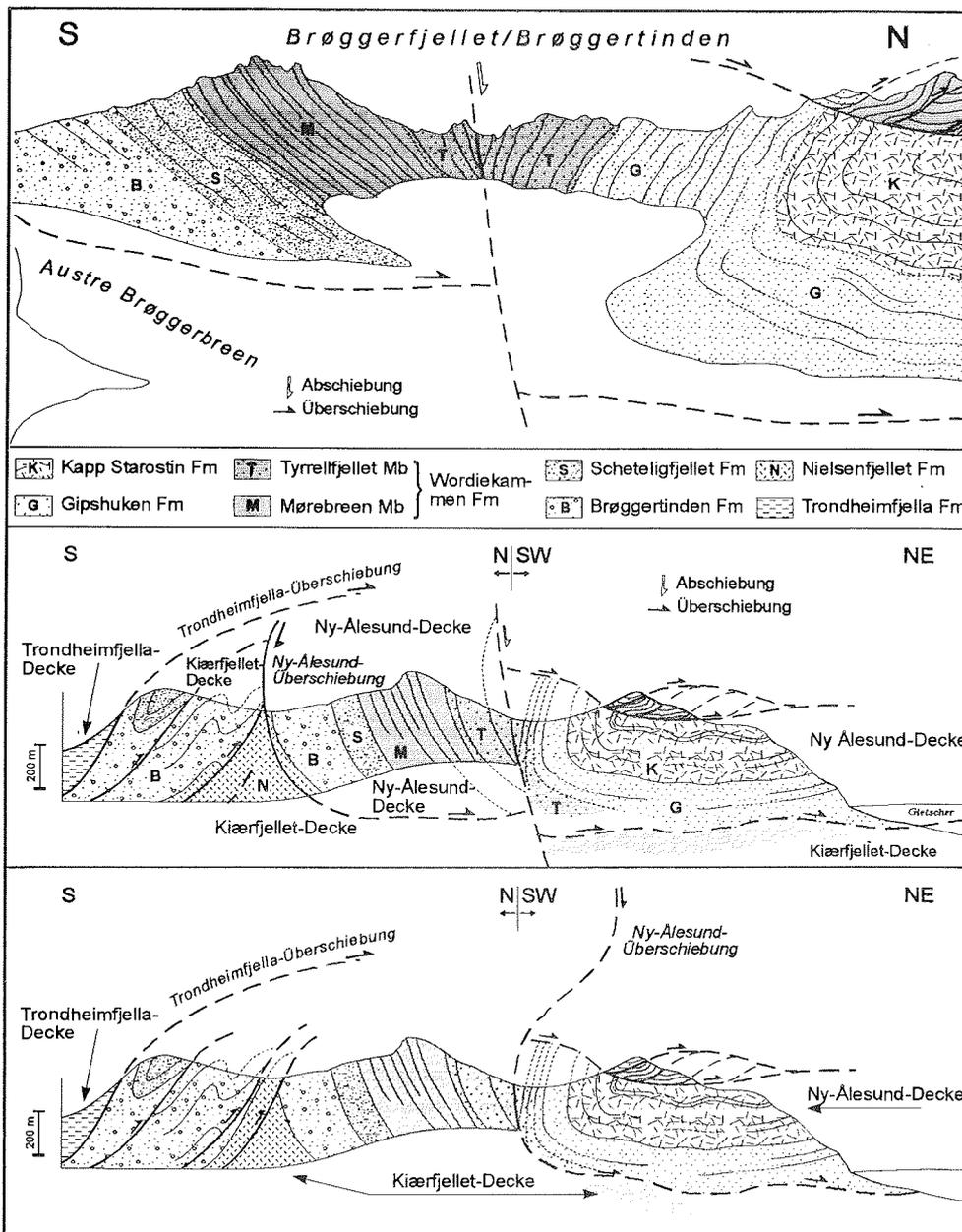


Abb. 4-18: Struktur des Brøggerfjellets. Die Schichten der Ny-Ålesund-Decke sind gefaltet und repräsentieren die Syncline der Großfalte. Deren überkippter Rückschenkel wird von einer Abschiebung mit Versatz nach N geschnitten, welche durch das Tyrrellfjellet Member verläuft (Mitte). Diese Störung wird von anderen Autoren jedoch als die Ny-Ålesund-Überschiebung gedeutet (Challinor 1967; Wuthenau 1988; Piepjohn et al. in Druck b)(unten). Die Ny-Ålesund-Überschiebung fällt am südlichen Brøggerfjellet im Gegensatz zu Aufschlüssen weiter im N steil nach N bis NE ein. Die Überschiebung ist demnach gefaltet. Im S überfährt die strukturell viel höhere Trondheimfjella-Decke die Kiærfjellet- und Ny-Ålesund-Decke (Struktur des südlichen Brøggerfjellets nach Ludwig 1988).

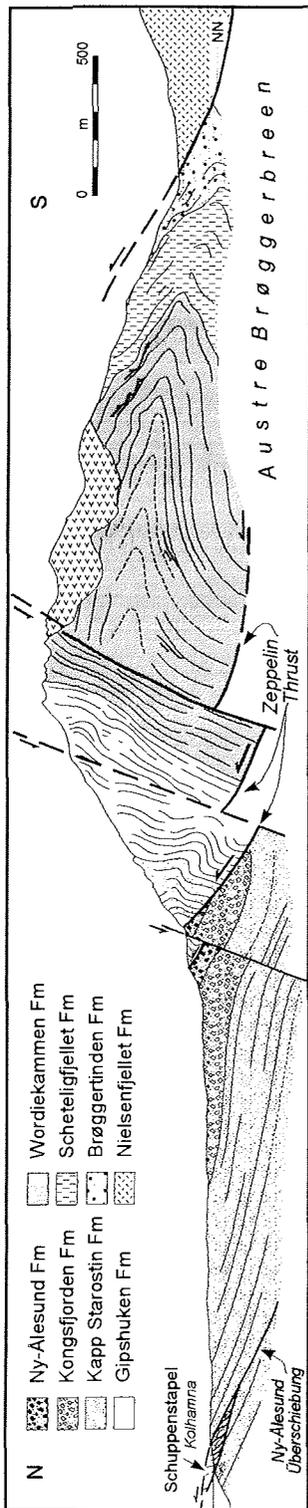


Abb. 4-19: Profil durch den Zeppelinfjellet bis zur Küste. Im S wird das Kristallin der Nielsenfjellet-Decke auf die Ny-Alesund-Decke überschoben. Die Falte am Zeppelinfjellet (Ny-Alesund-Decke) wird von zwei Abschiebungen nach N versetzt. Nordteil und Lage der Zeppelin Thrust sowie der tertiären Kohleflöze nach Orvin (1934). In die Küstenregion wurde die Deformationszone an der Ny-Alesund-Überschiebung bei Kolhamna (Abb. 4-21) in das Profil hineinprojiziert.

wahrscheinlicher, denn für eine Faltenstruktur derartigen Ausmaßes in der Kiærfjellet-Decke gibt es keine Hinweise. Vor allem aber müsste die Ny-Alesund-Überschiebung innerhalb von nur wenigen 100 m zwischen dem westlichen (Røysa) und dem südlichen Brøggerfjellet stratigraphisch mindestens etwa 600 m von der Nielsenfjellet Formation in das Tyrrellfjellet Member aufsteigen, was ein steiles Auframpen und einen tektonischen Transport nach E impliziert. Zwar ist während der Bildung der Ny-Alesund-Decke der Transport ursprünglich etwas stärker nach ENE gerichtet (Kap. 5.2, 5.5), doch insgesamt sind die Überschiebungen NE-vergent. Auch der Aufstieg über diese sehr kurze Distanz ist kinematisch nicht problemlos erklärbar.

Die Ny-Alesund-Überschiebung streicht demnach etwas weiter im S des Brøggerfjellets aus. Dieser Grat besteht hauptsächlich aus der Brøggertinden Formation, enthält jedoch eingeschuppte Anteile der Nielsenfjellet Formation (LUDWIG 1988). Die sehr schlechten Aufschlussverhältnisse erschweren eine eindeutige strukturelle Aufnahme. Die Ny-Alesund-Überschiebung muss jedoch innerhalb der Nielsenfjellet Formation verlaufen und relativ steil nach N abtauchen (Abb. 4-18). Da sie nördlich des Brøggertinden wieder einen flachen Verlauf besitzt, muss sie gefaltet sein und ebenfalls eine Synklinal bilden (CHALLINOR 1967; WUTHENAU 1988; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 4-18).

Besonders gut ist die Falte am Zeppelinfjellet aufgeschlossen. Der Zeppelinfjellet besteht aus einer liegenden Synklinal, die von zwei etwa W-E streichenden Abschiebungen mit Versatz nach N durchschnitten wird (ORVIN 1934; SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a,b) (Abb. 4-19). Sie wird am Westhang von mindestens 2 etwa N-S bis NNW-SSE streichenden Abschiebungen nach W versetzt. Die Falte besteht aus den post-kaledonischen Sedimenten von der Brøggertinden bis zur Kapp Starostin Formation. Die Faltenachse liegt nahezu horizontal und streicht E-W (Abb. 4-20).

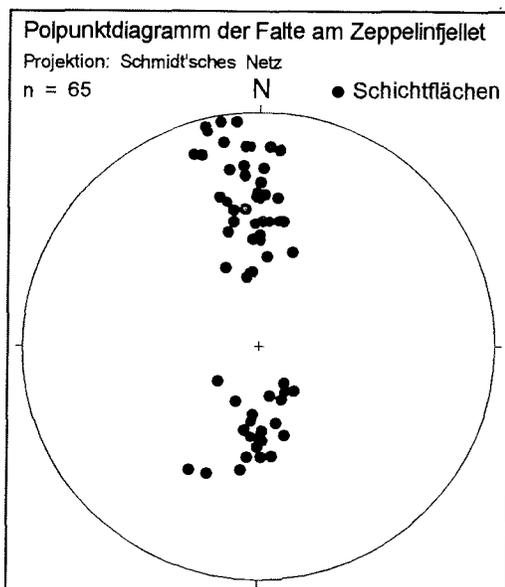


Abb. 4-20: Polpunktendiagramm der Schichtflächen der Wordiekammen Formation am Zeppelinfjellet. Die Faltenachse liegt nahezu söhlig und streicht etwa W-E.

Unterhalb des Nordhangs verläuft eine Aufschiebung (Zeppelin Thrust, ORVIN 1934), an der die steilgestellten jungpaläozoischen Schichten des Faltenkurzschenkels nach N auf die flach liegenden tertiären Sedimente des Synklinenlangschenkels aufgeschoben werden (Abb. 4-19). Die Aufschiebung ist nicht direkt aufgeschlossen. Von ORVIN (1934) werden jedoch die Kohleminen südlich Ny-Ålesund detailliert beschrieben und mehrere Profilschnitte mit der Zeppelin Thrust als südliche Begrenzung des Ny-Ålesund Tertiärbeckens gezeichnet. Der Versatz beträgt nicht mehr als 200-300 m, sodass es sich um eine untergeordnete "accomodation thrust" handelt (PIEPJOHN et al. in Druck a,b) oder eine sog. "out-of-the-syncline thrust" (DAHLSTROM 1970), die in den Kernen von Falten bei zunehmender Verengung entstehen. Prädestiniert ist diese Lokalität durch die Verdickung des Synklinenkerns infolge der hier noch relativ mächtigen Tertiärsedimente. Die Zeppelin Thrust könnte durch den Schub bei der Platznahme der Nielsenfjellet-Decke oder bei späteren Einengungsbewegungen im Synklinenkurzschenkel aktiviert worden sein, um die Kompression aufzufangen. Andererseits könnte es sich auch um eine reaktivierte ältere (?tertiäre) Störung innerhalb der Ny-Ålesund-Decke handeln. Westlich des Zeppelinfjellets streicht die Zeppelin Thrust im Brøggerdalen wieder übertage aus (s.u.) (SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a).

Die relativ günstigen Aufschlussverhältnisse geben gute Einblicke in die interne Struktur und Deformation der Ny-Ålesund-Decke. Die flachen Schichten des Langschenkels sind kaum deformiert. In der Nähe der Basisüberschiebung jedoch versteilen sich die Schichten und werden verfaultet und zu Schuppenstapeln und Duplexstrukturen deformiert.

Unterhalb des Flugplatzes bei Kolhamna werden Kalksteine und Dolomite des Tyrrellfjellet Members auf Cherts der Kapp Starostin Formation, die bereits zur Kongsfjorden-Decke gehören, überschoben. Die nach SW einfallende Hauptüberschiebung spaltet sich in den Karbonaten in Zweigüberschiebungen auf, sodass die Kalksteine stark verschuppt werden. Die Cherts unterhalb der Überschiebung sind intensiv zerschert, teilweise kataklastisch deformiert, und lokal verfaultet (Abb. 4-21). Der Transport der Ny-Ålesund-Decke erfolgte nach NE. Die Kataklastizone in den Cherts der Kongsfjorden-Decke fällt nach SE ein. Die intensive Deformation der Cherts steht vermutlich in Zusammenhang mit der NE-gerichteten Platznahme der Ny-Ålesund-Decke. Durch die ungünstig orientierte Schichtung (steil nach ESE einfallend, Bereich 2 in Abb. 4-21) werden die Cherts daher zerrieben, wobei die Scherung vor allem in einen Kataklastithorizont konzentriert wird.

Im NE der Halbinsel bilden die Karbonate der Wordiekammen Formation auf dem

Synklinenlangschenkel nördlich Haavimbjället bis Nielsenjället eine 330-500 m breite Schuppenzone (Grønlietoppen-Schuppenzone, SAALMANN & BROMMER 1997): An mehreren kleinen Überschiebungen, die vermutlich von der Hauptüberschiebung (Ny-Ålesund-Überschiebung) oder einem zu ihr subparallelen Abscherhorizont in der Tiefe abzweigen, werden die Kalksteine unter Bildung von mesoskopischen Falten, kleinen Duplexstrukturen, Schuppenstapeln und Rücküberschiebungen deformiert (Abb. 4-22). Der tektonische Transport ist generell nach NNE bis NE gerichtet. Mehrere N-S streichende und parallel zur Haavimbjället Formation verlaufende Störungen komplizieren das Bild. An einigen dieser nahezu saiger stehenden Flächen können sinistrale Bewegungen nachgewiesen werden, die kontemporär mit Bewegungen an der Haavimbjället Fault sind. Einige dieser Flächen wurden während einer spät- bis post-tektonischen Extensionsphase als Abschiebungen reaktiviert.

Im S werden die Kalksteine der Wordiekammen Formation der Ny-Ålesund-Decke von Phylliten und Quarziten der Nielsenjället Formation überlagert, die entlang der Nielsenjället-Überschiebung auf die post-kaledonischen Sedimente überschoben werden (BROMMER 1994; SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997; PIEPJOHN et al. in Druck b). Es ist nicht auszuschließen, dass die Bildung der Schuppenzone in den Karbonaten erst während der Bewegung dieser großen Deckenüberschiebung initiiert wurde.

Die an deckeninternen Überschiebungen ausgesprochen intensive interne Deformation der Ny-Ålesund-Decke kann im westlichen Brøggerdalen, direkt unterhalb des Westhangs des Zeppelinfjellets studiert werden, wo der Gletscherbach der östlichen Seitenmoräne des

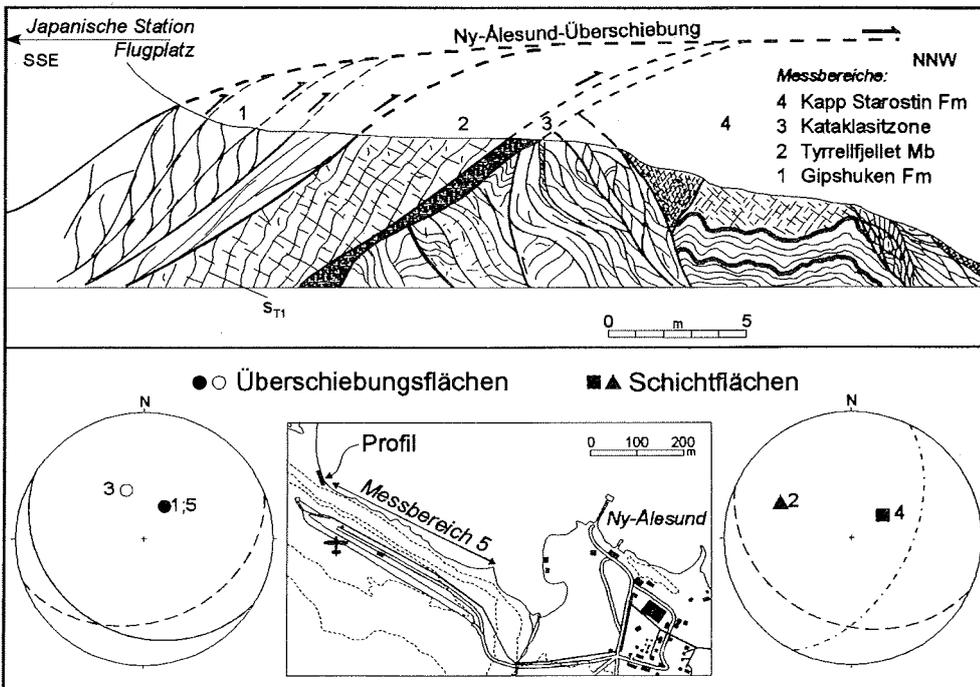


Abb. 4-21: Ausstrich der Ny-Ålesund-Überachiebung an der Küste bei Kolhamna westlich von Ny-Ålesund unterhalb des Flugplatzes. Die Kalksteine und Dolomite des Tyrrellfjellet Members (Ny-Ålesund- Decke) werden durch mehrere Zweigüberschiebungen intensiv verschuppt und auf stark zerschernte Cherts der Kapp Starostin Formation überschoben, die bereits zur Kongsfjorden-Decke gehören. Die in den Stereogrammen dargestellten Polpunkte sind Mittelwerte aus 68 Messungen.

Austre Brøggerbreen infolge des Abschmelzens des Gletschers einen relativ neuen Aufschluss freigelegt hat, der im folgenden als "Orvin Gorge" bezeichnet wird, um Verwechslungen mit dem östlich benachbarten Brøggerdalen zu vermeiden.

Im nördlichen Aufschlussbereich der "Orvin Gorge" streicht die oben erwähnte Zeppelin Thrust aus, an der die jungpaläozoischen Sedimente auf tertiäre Ton- und Sandsteine überschoben werden (SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a)(Abb. 4-23, 4-24). Wie die intensive Verschuppung in den jungpaläozoischen Schichten zeigt, wurde die Bewegung dabei nicht von einer einzelnen diskreten Störung, sondern von mehreren Überschiebungen aufgenommen.

Im untersten/nördlichsten Profilbereich sind grünliche tertiäre Sandsteine der Brøgger-

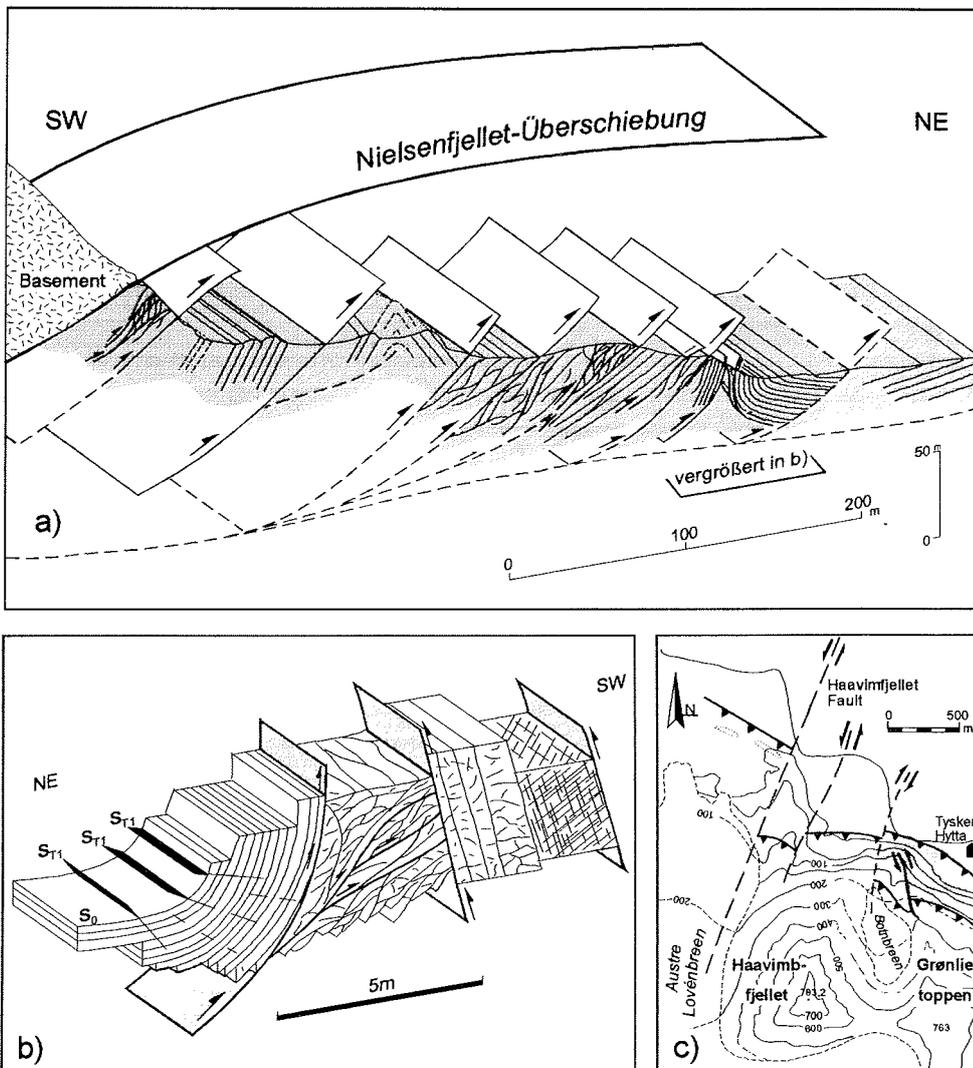


Abb. 4-22: Profil durch den tertiären Schuppenstapel in Kalksteinen der Wordieknammen Formation innerhalb der Ny-Alesund-Decke nördlich Haavimfjellet/Grønlietoppen. Entlang der Nielsenfjellet-Überschiebung wird das kristalline Grundgebirge auf die Wordieknammen Formation transportiert. In den Kalken werden an von der Ny-Alesund-Überschiebung abzweigenden Störungen Schuppenstapel und Duplexstrukturen gebildet.

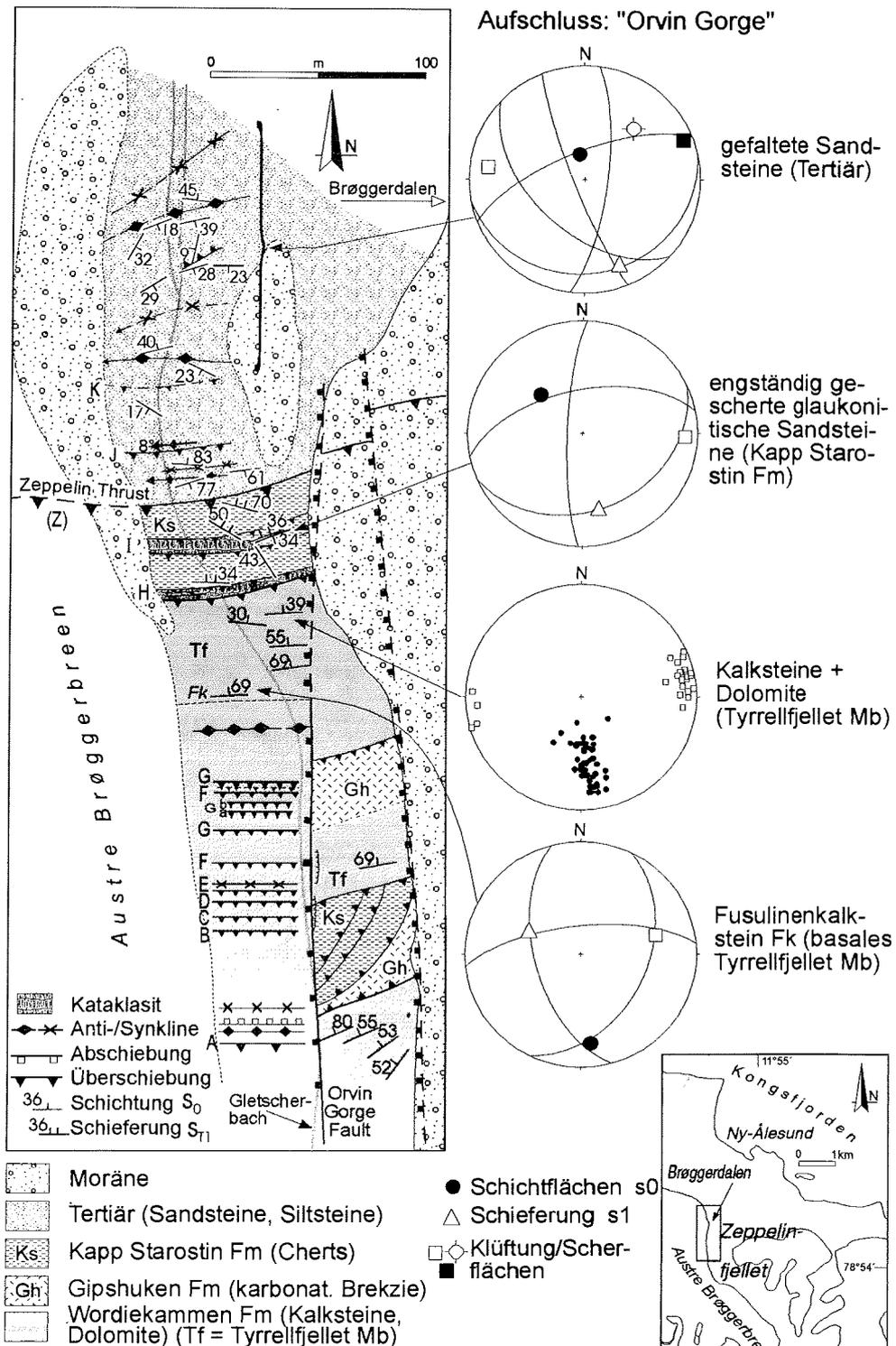


Abb. 4-24: Strukturkarte der "Orvin Gorge" im westlichen Brøggerdalen unmittelbar östlich des Austre Brøggerbreen.

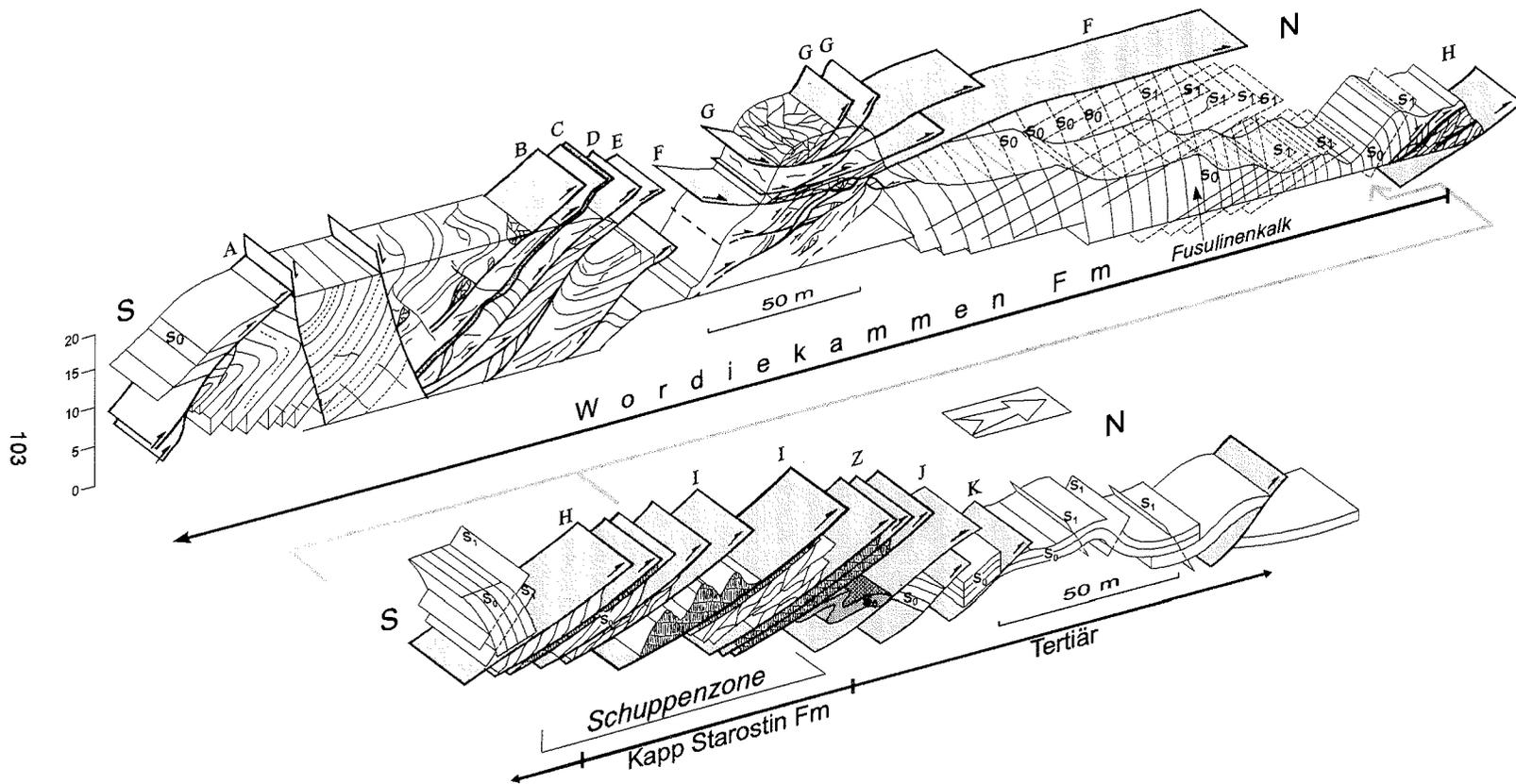


Abb. 4-24: Interne Deformation der Ny-Ålesund-Decke westlich Brøggerdalen ("Orvin Gorge"). Das Profil stellt die Strukturen an der westlichen Aufschlusswand dar. Der untere Aufschlussbereich ist vergrößert. Der steile Faltenkurzschenkel wird von mehreren Überschiebungen geschnitten unter Bildung einer Schuppenzone mit intensiver Scherung und Kataklastitbildung.

breen Formation aufgeschlossen. Sie sind offen verfaltet (PIEPJOHN et al. in Druck a), die Orientierungen der Faltenachsen schwanken jedoch mit zunehmender Entfernung von der Zeppelin Thrust von zunächst W-E nach eher WSW-ENE bis SW-NE (Abb. 4-23). Unmittelbar unterhalb der Zeppelin Thrust, welche selber nicht direkt aufgeschlossen ist, wurden 1996 temporär eng verfaltete, tertiäre Siltsteine im Bachbett freigelegt. Nach S folgt eine stark verschuppte und zerscherte Deformationszone in den Cherts und vor allem in den glaukonitischen Sandsteinen der Kapp Starostin Formation. Das sedimentäre Gefüge ist größtenteils völlig zerstört. An wenigen Stellen kann noch die nach SE einfallende Schichtung identifiziert werden, während das Gestein ansonsten von engstündigen Scherflächen und einer steil nach N einfallenden Schieferung  $s_{T1}$  durchzogen wird. Zusätzlich sind steile SSW-NNE streichende Scherflächen entwickelt (SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a). Die Kapp Starostin Formation wird nach S von einer Überschiebung begrenzt, an der die Karbonate des Tyrrellfjellet Members der oberen Wordiekammen Formation auf die oberpermischen Einheiten überschoben werden. Auch die Kalksteine sind unter Ausbildung von kleinen Duplexstrukturen und Schuppenstapeln von mehreren Zweigüberschiebungen zerlegt (SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a) (Abb. 4-23, 4-24). Der sich anschließende Aufschlussbereich innerhalb der Wordiekammen Formation ist nicht mehr derart stark beansprucht: Die Schichtung fällt steil nach N ein und weist eine weitständige, nach S einfallende Schieferung auf (Abb. 4-24). In dieser Schichtenfolge ist der Fusulinenkalkstein als basaler Leithorizont des Tyrrellfjellet Members aufgeschlossen (*Brucebyen Beds*), sodass die Einheiten mit Sicherheit der oberen Wordiekammen Formation zugeordnet werden können. Im weiteren Verlauf nach S sind beiderseits des Gletscherflusses unterschiedliche Niveaus angeschnitten, d.h. eine Abschiebung streicht in diesem Abschnitt genau in dem Bachbett aus ("Orvin Gorge Fault") (Abb. 4-23). Auf der westlichen Seite sind weiterhin Kalksteine der Wordiekammen Formation aufgeschlossen, die in eine liegende Antikline und eine Syncline gefaltet sind, vermutlich Parastärfalten auf dem Schenkel der großen Syncline, welche sowohl durch mehrere Überschiebungen als auch einzelne jüngere Abschiebungen versetzt werden (Abb. 4-24).

Die Ostseite der "Orvin Gorge" ist durch eine komplex deformierte Zone aus Schichten der Gipshuken, Kapp Starostin und oberen Wordiekammen Formation gekennzeichnet. Im S sind mit etwa 50° nach NNW einfallende Dolomite des Tyrrellfjellet Members aufgeschlossen, die nach N von einer chaotischen Scherzone in der Kapp Starostin und Gipshuken Formation begrenzt wird. Die glaukonitischen Sandsteine und Cherts der Kapp Starostin Formation bilden dabei einen großen, lentikularen, phakoidartigen Scherkörper, der an zwei divergierenden Überschiebung in einer Art Pop-up-Struktur zwischen die Gipshuken und Wordiekammen Formationen gequetscht wurde (Abb. 4-23, 4-25). Das Interngefüge der oberpermischen Sedimente wurde durch die Ausbildung mehrerer interner Zweigüberschiebungen weitgehend zerstört. Innerhalb und außerhalb des Scherkörpers zeigen mehrere Harnischflächen Bewegungen nach NNW bzw. SSE an. Durch Fluide sind sowohl der gesamte Phakoidkörper als auch die umgebenden gelben Dolomite der Gipshuken Formation grün verfärbt. Die Herkunft dieser Lösungen ist nicht bekannt, doch haben die Fluide höchstwahrscheinlich die glaukonitischen Sandsteine passiert. Eine Grünfärbung von Gesteinen in der Nähe von Überschiebungen, die auch die obere Kapp Starostin Formation einbeziehen, ist auch an anderen Aufschlüssen auf der Brøggerhalvøya zu beobachten (z.B. am Slåttofjellet). Nördlich dieser Zone sind die Karbonate des Tyrrellfjellet Members vergleichsweise gering deformiert. Die Schichten fallen steil nach

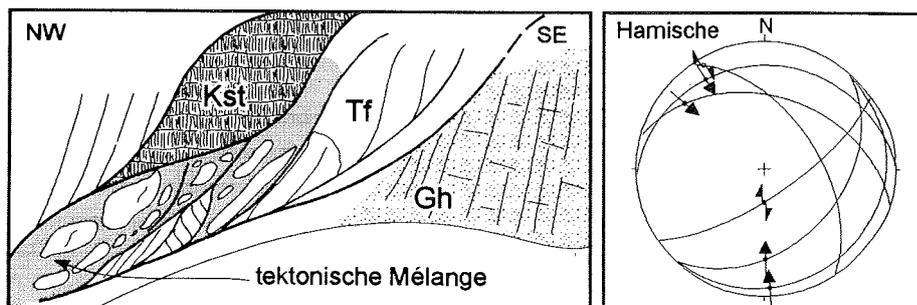


Abb. 4-25: Profil durch die östliche Seite der oberen "Orvin Gorge". In einer kleinen Schuppen- und Phakoidzone an einer Rücküberschiebung werden engständig zerschnittene glaukonitische Sandsteine und Cherts der Kapp Starostin Formation (KSt) unter Ausbildung einer Mélange-Zone zwischen Dolomiten des Tyrrellfjellet Members (Tf) und der Gipshuken Formation (Gh) gequetscht.

NNW ein. In den sich nördlich anschließenden Dolomiten der Gipshuken Formation ist erneut eine Überschiebungszone entwickelt. Nach N wird das Profil schließlich von quartärem Moränenmaterial und Schutt bedeckt.

Abweichend von den sonst in der Ny-Ålesund-Decke vorherrschenden NNE- bis NE-Richtungen ist der tektonische Transport in der "Orvin Gorge" nach N bis NNW gerichtet. Die Entwicklung ist jedoch etwas komplexer: In einigen Aufschlussbereichen sind neben Störungsflächen, die eine NNW-SSE-Konvergenz zeigen und damit gut mit den vorherrschenden Überschiebungsrichtungen in der "Orvin Gorge" korrespondieren, auch Flächen ähnlicher Orientierung mit Bewegungsanzeigern nach NE entwickelt. Daher kann eine mehrphasige Entwicklung mit einer lokalen Reaktivierung bestimmter Flächen angenommen werden, wobei die NE-Richtung deutlich schwächer und eher lokal entwickelt oder erhalten ist. Es konnte jedoch keine direkte Überlagerung der Harnischstriemen auf einer Fläche gefunden werden, die eine relative zeitliche Zuordnung ermöglichen würde. Neben dem Einblick in die interne Deformation der Ny-Ålesund-Decke liegt die Bedeutung des Aufschlusses in der "Orvin Gorge" darin, dass hier der einzige Aufschluss der Zepelin Thrust vorhanden ist, welche ansonsten nur noch bis 1962 untertage in den Kohleminen untersucht werden konnte. Hier wird zudem deutlich, dass die tertiären Sedimente in die Überschiebungstektonik einbezogen sind (SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a)(Kap. 5.8).

#### 4.2.2.2 Nielsenfjellet-Decke

Die Nielsenfjellet-Decke ist die erste Decke, die zum größten Teil aus den Gesteinen des kaledonischen Basements aufgebaut wird. Sie repräsentiert die Antikline der Großfalte und überfährt östlich der Scheteligfjellet Fault die Synklinalität der Ny-Ålesund-Decke (SAALMANN & BROMMER 1997; PIEPJOHN et al. in Druck b). Im W ist sie dagegen erodiert. An ihrem Aufbau sind im Gegensatz zur Ny-Ålesund-Decke, welche noch die gesamte post-kaledonische Stratigraphie aufweist, fast ausschließlich die Phyllite und Quarzite der Nielsenfjellet Formation beteiligt. Nur nördlich des Haavimbjellets und Nielsenfjellets liegen den kristallinen Einheiten noch Sedimente der Brøggertinden, Scheteligfjellet und unteren Wordiekammen Formation auf und stellen Reste des ansonsten auf der

Brøggerhalbinsel erodierten Antiklinenkurzschenkels dar (LUDWIG 1988; BROMMER 1994; SAALMANN 1995; PIEPJOHN et al. in Druck b). Die Schichten fallen steil mit 60-70° nach SW ein, wobei die Brøggerfjorden Formation am Nordhang des Haavimbjelllets mit pedogenem Kontakt auf rötlich verfärbten Phylliten und Quarziten des kristallinen Basements aufliegt (LUDWIG 1988, SAALMANN 1995) (Abb. 4-26). Aufgrund des brekziösen Erscheinungsbildes wurde die Kontaktzone demgegenüber von ORVIN (1934) als kataklastische Störungsbekzie interpretiert. Etwa 10 m unterhalb des Aufschlusses fallen die grauen Kalksteine der Wordiekammen Formation flach nach SW ein und gehören daher zur Ny-Ålesund-Decke. Eine ähnliche Situation mit einer steilen und überkippten Schichtfolge aus mittel- bis oberkarbonischen Einheiten kann zwar auch nördlich des Nielsenfjelllets beobachtet und ebenfalls als Kurzschenkel rekonstruiert werden (BROMMER 1994; SAALMANN & BROMMER 1997). Dort ist jedoch der Kontakt zum Basement nicht aufgeschlossen. Aber auch unterhalb dieses Aufschlusses wird die Wordiekammen Formation von einer Überschiebung durchschnitten, wobei die Ausbildung einer breiten Schuppenzone zu intensiven Deformationen in den Kalksteinen führt (Abb. 4-27). Zwar kann nicht mit absoluter Sicherheit gesagt werden, ob die Kalksteine noch zur Ny-Ålesund-Decke gehören und damit Teil der durch Zweigüberschiebungen ebenfalls intensiv verschuppten Grønlietoppen-Schuppenzone gehört. Die tektonische Position direkt unterhalb der überkippten Brøggerfjorden und Scheteligfjellet Formation des Antiklinenkurzschenkels sowie das steile Einfallen der Schichtung sind jedoch Hinweise dafür, dass in diesem Aufschluss die Nielsenfjellet-Überschiebung ausstreicht. Die Schichtung fällt steil nach SSW ein. Eine Überschiebung wurde zusammen mit den Schichten gefaltet und fällt steil nach NNE ein (Abb. 4-27). Der obere Aufschlussbereich besteht aus intensiv gescherten Kalksteinen, in denen weder Schichtung noch Schieferung erkennbar sind, sondern nahezu alle Flächen einen sigmoidalen Verlauf besitzen und Scherflächen ( $C_T$ ), kleine Duplexstrukturen und Überschiebungen darstellen (Abb. 4-27). Diese gebogenen Überschiebungen schneiden die gefaltete, steil nach NNE einfallende Überschiebung. Ähnlich wie am Kiærstranda-Profil (Kap. 4.2.1.3) ist somit auch hier eine Entwicklung zu verzeichnen von zunächst flachen (schichtflächen-subparallelen) Detachments, die nachfolgend verfaltet und verkippt und schließlich von weiteren Überschiebungen ("overstep" oder "out-of-sequence thrusts") durchschnitten werden.

Am oberen Austre Brøggerbreen sind direkt östlich der Scheteligfjellet Fault isoklinal verfaltete Marmore der Steenfjellet Formation über graue Kalksteine der Wordiekammen Formation geschoben worden (Abb. 4-3, 4-28). Etwas weiter südlich streicht die Bogegga-Überschiebung aus. Die Steenfjellet-Marmore gehören zur Nielsenfjellet-Decke, zu der auch die permokarbonischen Kalksteine gezählt werden müssen. Diese sind infolge der Überschiebung verfaltet und durch die Bildung von Zweig- und Rücküberschiebungen zu einer Dreiecksstruktur verschuppt (Abb. 4-28). Dies ist demnach eine weitere Lokalität, wo in der Nielsenfjellet-Decke Relikte der post-kaledonischen Sedimente erhalten sind. Die Entstehung der deckeninternen Überschiebung zwischen den Steenfjellet-Marmoren und den Sedimenten wurde vermutlich durch die Platznahme der Bogegga-Decke initiiert, die in beiden relativ inkompetenten Gesteinseinheiten zur Ausbildung von Scher- und Überschiebungsflächen führte.

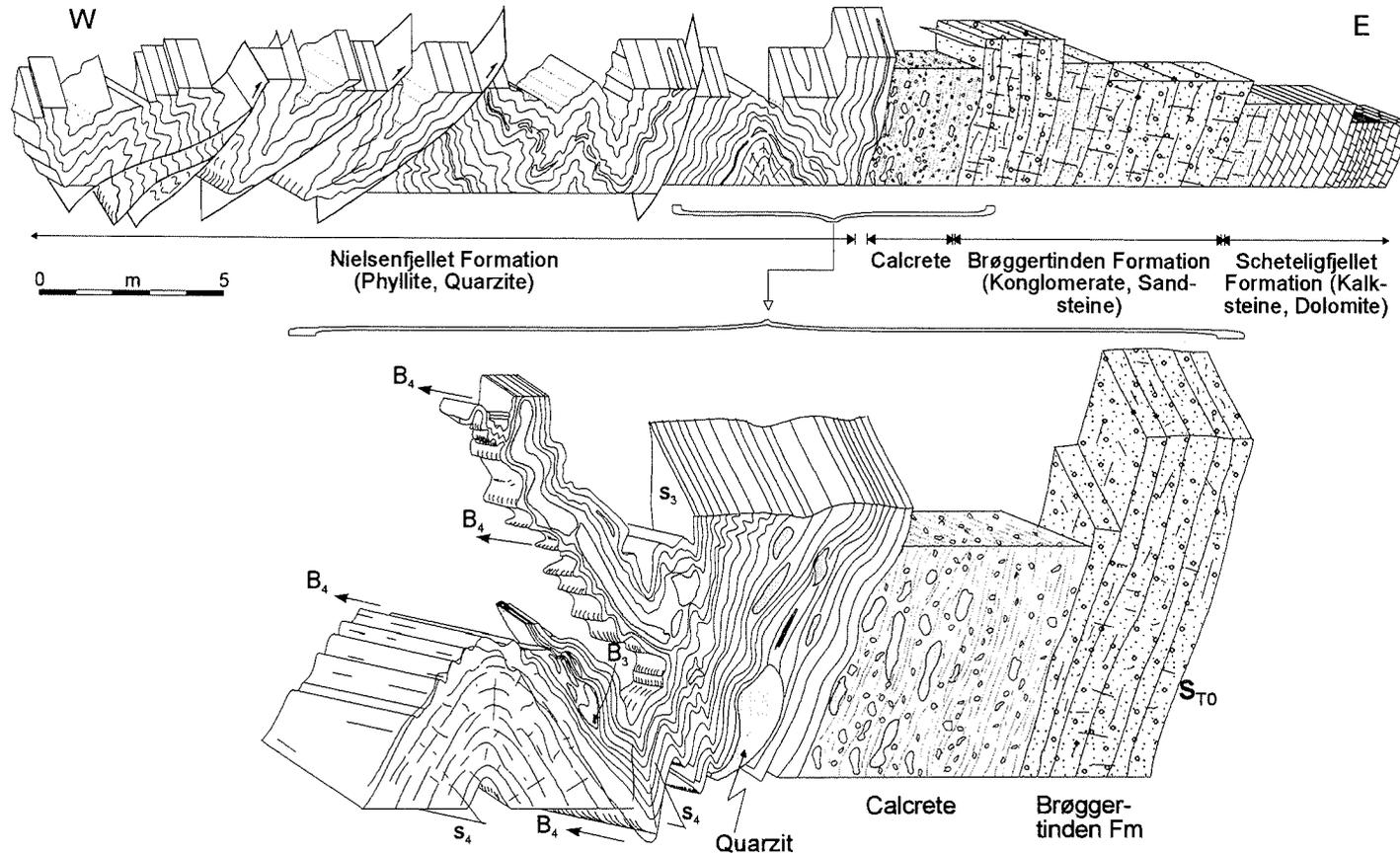


Abb. 4-26: Winkeldiskordanz zwischen dem kaledonischen Basement und den post-kaledonischen Sedimenten am Nordhang des Haavimbjellets. Die prägende Foliation  $s_2$  in den Phylliten und Quarziten der Nielsenfjellet Formation wird offen verfaltet. Die  $B_4$ -Faltenachsen fallen nach NW ein. Zusätzlich werden die Falten von spröden Scherflächen durchzogen, die der tertiären Überschiebungstektonik zuzuordnen sind. Im östlichen Profilabschnitt lagern oberkarbonische überkippte Sedimente der Brøggerfjenden und Scheteligfjellet Formation mit pedogenem Kontakt auf den Phylliten - die Kontaktzone wird von einem Calcretehorizont gebildet.

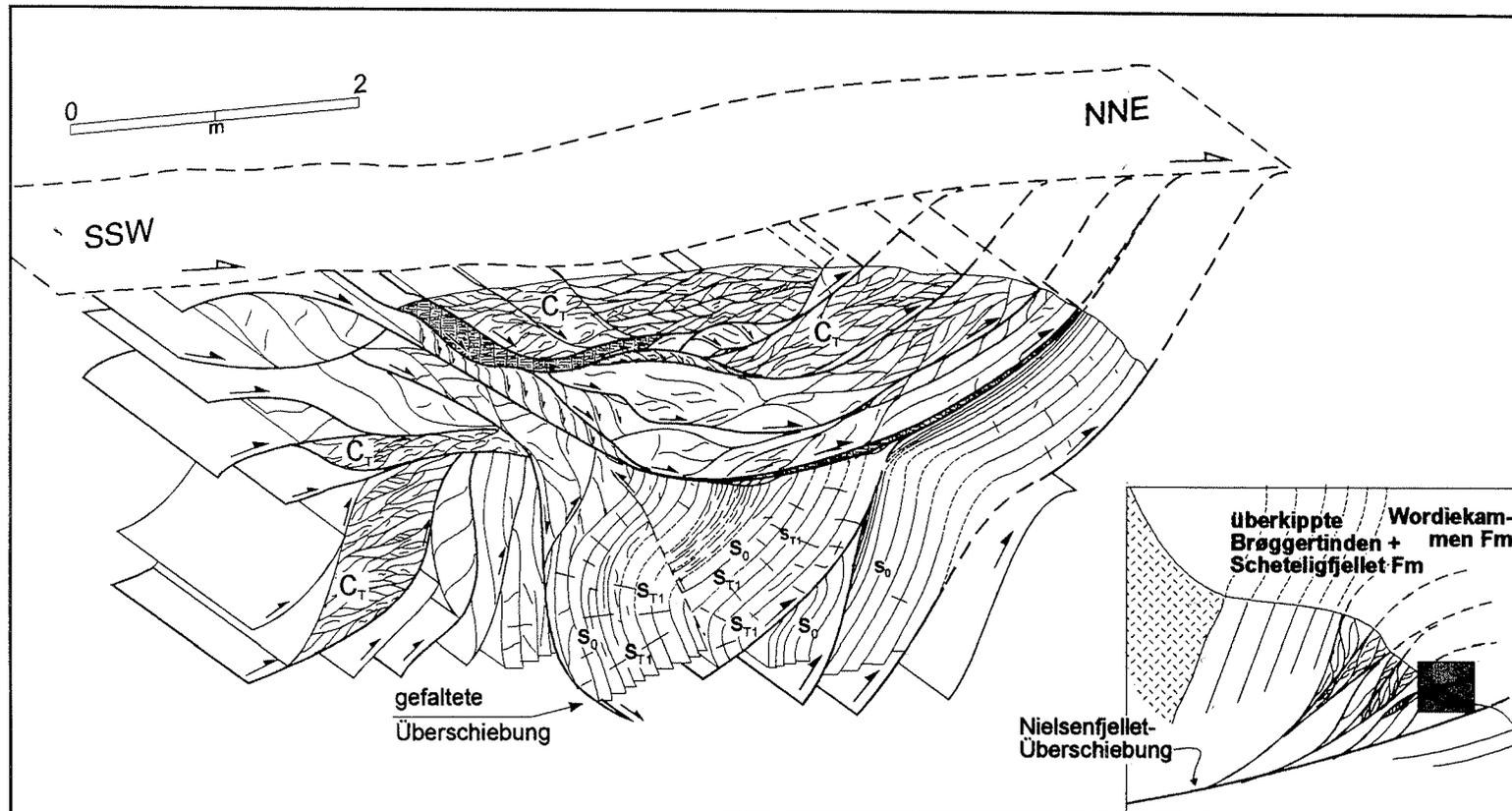


Abb. 4-27: Während der Migration der Nielsenfjellet-Decke gebildete Falten- und Schuppenzone in Kalksteinen der Wordiekammen Formation nördlich des Nielsenfjellets. Entlang der Nielsenfjellet-Überschiebung wird die Antikline (mit überkippten Resten der Sedimentauflage) nach NNE auf den Synklinenlang-schenkel Ny-Alesund-Decke überschoben. Durch Ausbildung mehrerer Zweigüberschiebungen werden die Karbonate der Wordiekammen Formation innerhalb der Nielsenfjellet-Decke intensiv verschuppt.

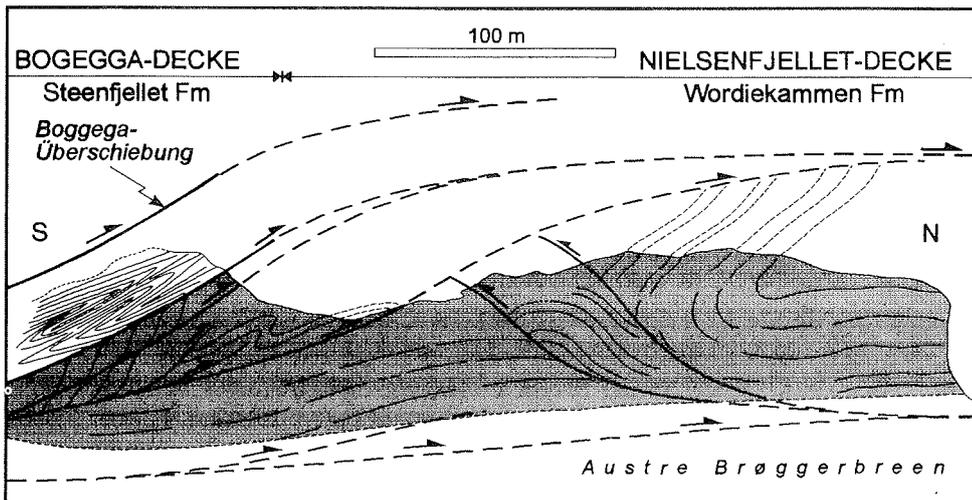


Abb. 4-28: Überschiebung präkambrischer Marmore der Steenfjellet Formation auf Kalksteine und Dolomite der jungpaläozoischen Wordiekammen Formation am oberen Austre Brøggerbreen. Sowohl die Marmore als auch die permokarbonischen Sedimente gehören zur Nielsenfjellet-Decke. Die Störungen stellen deckeninterne Überschiebungen dar, die bei Ausgleichbewegungen bei der Migration der strukturell höheren Boggega-Decke gebildet wurden.

Im E der Brøggerhalvøya versetzen mehrere N-S bis NNE-SSW Störungen die Nielsenfjellet-Überschiebung (BROMMER 1994; SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997; PIEPJOHN et al. in Druck b). Darunter ist die Haavimbjfellet Fault (SAALMANN 1995) die markanteste Störung im NE der Halbinsel (Abb. 4-3). Die meisten Störungen besitzen einen sinistralen Bewegungssinn, es sind jedoch auch einige dextrale vertreten. Sie stellen Querstörungen ("tear faults") dar, die während der Migration der Nielsenfjellet-Decke gebildet wurden, um unterschiedliche deckeninterne Versatzweiten einzelner Segmente auszugleichen. Die NNE-SSW bis N-S-Orientierung der Störungen ist einerseits durch den NE-Transport bedingt, andererseits implizieren sie alte (?karbonische), reaktivierte Lineamente, die möglicherweise zuvor bereits als schräge bzw. laterale Rampen wirkten.

Die Nielsenfjellet-Überschiebung streicht, von den N-S bis NE-SW verlaufenden Querstörungen versetzt, nahezu parallel zur Küste in NW-SE-Richtung an den Berghängen vom Zeppelinfjellet im W über Sherdahfjellet, Slåttofjellet, Haavimbjfellet und Nielsenfjellet aus und biegt in ihrem weiteren Verlauf am Grensefjellet nach SSE um (BROMMER 1994; SAALMANN 1995; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 4-3), wo sie den überkippten Synklinenkurzschenkel der Ny-Ålesund-Decke in einem etwas höheren Niveau als weiter westlich schneidet.

Am Haavimbjfellet schneidet die Nielsenfjellet-Überschiebung den Kurzschenkel in einem großen Winkel. Am Grensefjellet verläuft die Überschiebung demgegenüber subparallel zur Schichtung der Wordiekammen Formation (Abb. 4-29). Hier fällt die Schichtung im überkippten Kurzschenkel nur mit etwa 40° nach W ein (Haavimbjfellet: 60-70° nach SW). Dieser flachere Winkel sowie die während dieser Phase eher ENE-gerichtete Kompression (vgl. Kap. 5.2, 5.5) begünstigen die Nutzung der Schichtflächen als Gleitbahnen für die Überschiebung. Hinzu kommt, neben der günstigen Orientierung dieser prä-existierenden Anisotropienflächen, dass am Grensefjellet höchstwahrscheinlich die siliziklastischen

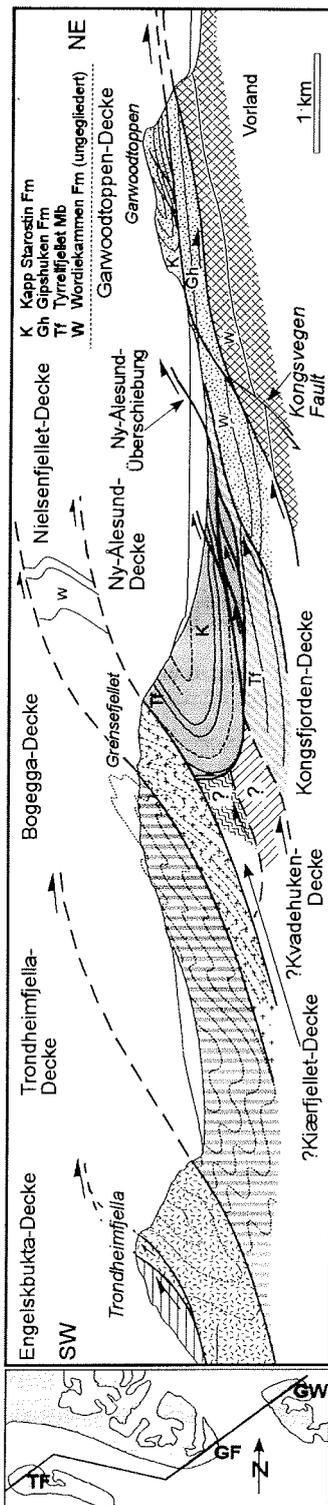


Abb. 4-29: Profil von der Trondheimfjella (TF) nach NE über den Grensefjellet (GF) zum Garwoodtoppen (GW) (vgl. Profilinie H-H' in Abb. 4-3) mit Darstellung der Decken (die schematisierten Falten in den Kristallindecken stellen prä-tertiäre = kaledonische Gefüge dar).

Gesteine des mittleren Karbons primär fehlen (Kap. 3.1.1.2), sodass die im Vergleich dazu inkompetenteren Karbonate auf dem Basement liegen und dadurch eine schwächere mechanische Kopplung zwischen diesen Gesteinseinheiten existiert, was eine schichtparallele Scherung fördert.

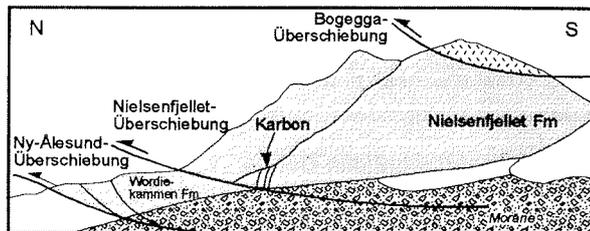
Die Nielsenfjellet-Überschiebung durchschneidet die Falte in zwei unterschiedlich hohen Niveaus: Im W (zwischen Zeppelfjellet und Nielsenfjellet) überfährt die Decke den Langschenkel der Syncline der Ny-Alesund-Decke (Abb. 4-5, Profile E-E' bis H-H'), am Grensefjellet sind noch große Bereiche des überkippten Kurzschenkels innerhalb der Ny-Alesund-Decke aufgeschlossen, der in einem strukturell etwas höheren Niveau geschnitten wird (Abb. 4-29). Auch dies ist mit der eher ENE-gerichteten Kompression erklärbar, die dementsprechend zu einem Aufstieg der Überschiebung in stärker östliche Richtungen führt.

#### 4.2.3 Aufbau und interne tertiäre Deformation der Kristallindecken

Neben der Nielsenfjellet-Decke können drei weitere Decken im kristallinen Grundgebirge identifiziert werden, die hauptsächlich im E der Halbinsel vertreten sind: Die Bogegga- und Trondheimfjella-Decke (PIEPJOHN et al. in Druck b) bauen die zentrale, südliche und östliche Halbinsel auf und werden im S von der Engelsbukta-Decke überfahren (Abb. 4-3). Aufgrund der komplexen und polyphasen prä-tertiären (kaledonischen) Deformation (SAALMANN in Vorb.) sind im kristallinen Grundgebirge tertiäre Strukturen anders als in den Sedimenten nicht so deutlich erkenn- und identifizierbar. Die Deckenüberschiebungen sind in den Schiefen in der Regel nicht auffällig ausgebildet, da die Überschiebungen sich dort zumeist nicht stark auffächern, sondern eher diskrete Flächen benutzen, die subparallel zu vorgezeichneten Gefügeelementen verlaufen (z.B. zur prägenden kaledonischen Schieferung). Die Kartierung der Decken und die Identifizierung der Überschiebungen im Kristallin erfolgt daher in den meisten Fällen anhand von indirekten Hinweisen.



Abb. 4-30: Aufschluss der Bogegga-Decke als tektonische Klippe am Gipfel des Haavimbjellelets (Nordküste östliche Brøggerhalvøya). Die Bogegga-Überschiebung besitzt einen listrischen Verlauf. Am unteren Nordhang des Haavimbjellelets sind in der Nielsenfjellet-Decke (in der Skizze grau überkippte karbonische Sedimente der Antikline erhalten.



#### 4.2.3.1 Bogegga-Decke

Die Bogegga-Decke ist nur östlich der Scheteligfjellet Fault aufgeschlossen und besteht ausschließlich aus den Metamorphiten der Bogegga Formation (PIEPJOHN et al. in Druck b). Die Decke baut große Bereiche der östlichen Brøggerhalvøya auf und erstreckt sich in WNW-ESE-Richtung vom Steenfjellet im W über den Welderryggen zur Bogegga (Abb. 4-3) und kann weiter südöstlich der Brøggerhalvøya zur Holtafjella verfolgt werden (PIEPJOHN et al. in Druck b).

Direkt aufgeschlossen ist die Bogegga-Überschiebung am Gipfel des Haavimbjellelets, wo die Bogegga-Decke in Form einer tektonischen Klippe erhalten ist (Abb. 4-30). Entlang einer listrischen Fläche werden Glimmerschiefer der Bogegga Formation auf die Phyllite und Quarzite der Nielsenfjellet Formation überschoben und bilden eine tektonische Klippe. Diese Klippe ist der einzige eindeutige Hinweis auf einen Überschiebungskontakt der Bogegga Formation zu den Kristallineinheiten im N. Sonst ist die Bogegga-Überschiebung nirgendwo aufgeschlossen. Die Marmore der Steenfjellet Formation liegen konkordant auf der grünschieferfaziellen Nielsen

fjellet Formation. Im S folgt die amphibolitfazielle Bogegga Formation, sodass die Überschiebung südlich der Steenfjellet Formation zwischen diesen beiden Einheiten verläuft (Abb. 4-3). Ein weiteres Indiz für die Existenz einer Überschiebung zwischen der Bogegga und der Nielsenfjellet Formation sind die am nördlichen Bjørvigfjellet und Steenfjellet eingeschuppten und gefalteten post-kaledonischen Sedimente, die aufgrund ihrer strukturellen Position zur Nielsenfjellet-Decke gehören müssen (Kap. 4.2.2.2) und im S von Schiefen der Bogegga Formation an einem Störungskontakt überlagert werden (Abb.

4-28).

Typische tertiäre Gefügeelemente (Duplexstrukturen, Schuppenstapel) sind nicht beobachtbar. Am südlichen Steenfjellet, westlich des Steenbreen, sind spröde Scherflächen in den Glimmerschiefern und Kalksilikatgesteinen entwickelt, die die kaledonischen duktilen Gefügeelemente in einem großen Winkel schneiden. Im Dünnschliffbereich sind schmale, irregulär verlaufende kataklastische Scherzonen schräg zur prägenden Foliation zu beobachten, in denen Quarz-, Hellglimmer- und Klinozoisitkristalle verbogen bzw. zerschert werden. Auch am nördlichen Welderyggen sind lokal schmale Kataklastizone entwickelt. Auch TAPPE (1989) erwähnt kataklastische Scherungen im Dünnschliffbereich von Proben der Bogegga Formation nahe der Trondheimfjella-Überschiebung. Das Alter dieser Sprödverformung kann nicht mit Sicherheit ermittelt werden, eine Zugehörigkeit zur tertiären Überschiebungstektonik ist wahrscheinlich. Vermutlich handelt es sich um untergeordnete deckeninterne Störungs-(?Überschiebungs-) flächen, von denen mit Sicherheit mehrere im gesamten Basementkomplex existieren, um die Kompression im ansonsten starr als Block transportierten Kristallin auszugleichen. Die spröden Störungszonen sind jedoch in der Regel nicht deutlich und großräumig entwickelt und bleiben daher meist verborgen.

#### 4.2.3.2 Trondheimfjella-Decke

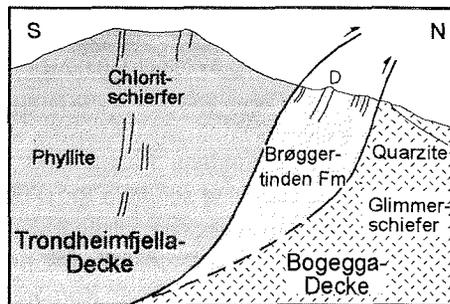
Auch die Trondheimfjella-Decke (MANBY 1988) besteht ausschließlich aus Gesteinen des Basements (den grünschieferfaziellen Metapeliten und Karbonaten der Trondheimfjella Formation) und ist nördlich der Engelsbukta und südlich des Uvêrsbreen an der Trondheimfjella aufgeschlossen (MANBY 1988; TAPPE 1989; LOSKE 1989; PIEPJOHN et al. in Druck b). Schon aufgrund des Metamorphosesprungs müssen auch die aus amphibolitfazielle Gesteinen bestehende Bogegga- und die aus grünschieferfaziellen Einheiten aufgebaute Trondheimfjella-Decken durch eine Störung getrennt sein, die nicht zwingend eine Überschiebung sein muss, da auch prä-tertiäre Blocktektonik (z.B. im Karbon) diese unterschiedlich alten und metamorphen Einheiten nebeneinander gebracht haben kann. Eine Überschiebung ist jedoch deutlich am Nordosthang des Bjørvigfjellets sichtbar, wo rote Siltsteine und gelblich verwitternde Kalksteine/Dolomite der oberen Brøggerinden Formation zwischen die Phyllite der Trondheimfjella Formation und Glimmerschiefer und Marmore der Bogegga Formation eingeschuppt wurden (LUDWIG 1988; TAPPE 1989; MANBY 1988; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 4-31). Die wulstigen, listrisch verbogenen und glattpolierten Überschiebungsflächen in den Karbonaten fallen nach SW ein.

Die Trondheimfjella-Decke bildet die erste kristalline Deckeneinheit, die beiderseits der Scheteligfjellet Fault ansteht (PIEPJOHN et al. in Druck b). Während sie im E die Bogegga-Decke überfährt, überlagert sie westlich der Scheteligfjellet Fault jedoch die strukturell wesentlich tiefere Kiærfjellet-Decke (Abb. 4-3).

Typische tertiäre Deformationsgefüge sind in der Trondheimfjella-Decke nicht entwickelt. LOSKE (1989) kartiert am Nordhang der Trondheimfjella eine deckeninterne Überschiebung zwischen den karbonatischen Diamiktiten im N und den südlich anschließenden Quarz-Karbonatschiefern, die in ihrer Fortsetzung nach W in die Phyllite aufsteigt. Diese interne Überschiebung wird von PIEPJOHN et al. (in Druck b) weiter nach WNW bis zur Scheteligfjellet Fault fortgesetzt. Auf der Brøggerhalvøya kann allerdings ein Überschiebungskontakt zwischen den karbonatischen Diamiktiten und den Phylliten nicht beobachtet



Abb. 4-31: Trondheimfjella-Überschiebung: Am nördlichen Bjørvigfjellet werden zwischen die Trondheimfjella-Decke (im S) und die Bogegga-Decke (im N) gelblich verwitternde Dolomite (D) und rote Silt- und Sandsteine der oberen Brøgger-tinden Formation eingeschuppt. Die Schichten fallen steil mit  $78^\circ$  nach SW ein. Sie werden von steil nach W einfallenden Scherflächen und listrischen Überschiebungen geschnitten, welche mit etwa  $58^\circ$  nach SSW einfallen. Hamische auf den Scherflächen indizieren einen Transport nach NE.



werden. Die von LOSKE (1989) an der nördlichen Trondheimfjella kartierte Überschiebung verläuft nach W innerhalb kurzer Distanz ( 1 km) in stratigraphisch höhere Anteile der Formation auf, sodass sie in ihrem weiteren Verlauf höchstwahrscheinlich innerhalb weniger km bereits von der Engelsbukta-Decke abgeschnitten wird (Abb. 4-3) und im Bereich der Brøggerhalvøya entweder weiter südlich unterhalb der Engelsbukta-Decke auftreten würde oder aber eine kleinere Struktur darstellt und keine derartigen Ausmaße besitzt.

Südöstlich der Brøggerhalbinsel sind am Nordosthang der Trondheimfjella Sedimente der Brøggertinden Formation in Form von tektonischen Schuppen eingeschaltet (OHTA et al. in Druck; HJELLE et al. in Vorb), am Bispetet sind Schuppen der Orustdalen Formation involviert (PIEPJOHN et al. in Druck b).

#### 4.2.3.3 Engelsbukta-Decke

Die Engelsbukta-Decke bildet die jüngste und zugleich strukturell höchste Decke auf dem

Gebiet der Brøggerhalvøya und besteht aus den grünschieferfaziellen Gesteinen der Moefjellet Formation der St. Jonsfjorden-Group (PIEPJOHN et al. in Druck b). Sie ist an der Nordküste der Engelsbukta verbreitet. In der Fortsetzung nach SE sind Aufschlüsse in der Uvêrsøyra direkt an der zurückweichenden Front des Comfortlessbreen freigelegt worden (TAPPE 1989) (Abb. 4-3). Die Engelsbukta-Überschiebung ist zwischen den mehrere Überschiebungen entwickelt, die die Gesteine in Schuppen und kleine Duplexstrukturen zerlegen sowie lokal falten. Auch Rücküberschiebungen und kleine Pop-up-Strukturen können ausgebildet werden. So lässt sich die Überschiebung auf der Brøggerhalbinsel leicht nach NW und SE verfolgen. Beispielhafte Aufschlüsse befinden sich am westlichen Ausläufer der Engelsbukta-Decke südlich des Bjørvigfjellets (Abb. 4-32), wo über einen breiten Küstenstreifen die Dolomitmarmore intensiv verschuppt werden. Zwar werden zunächst die s<sub>2</sub>-Flächen in den Marmoren von den Überschiebungen als Gleitbahnen genutzt, aufgrund deren ungünstiger Orientierung (Einfallen meistens nach S-SE) verlaufen die Überschiebungen jedoch nur z.T. und lokal s-Flächen-parallel. Zusätzlich zur aufschiebenden ist eine sinistrale "strike-slip"-Komponente vertreten, die anhand von Fiederspalten und sigmoidal verbogenen Flächen erkannt werden kann. Harnischstriemen und die konjugierte Anordnung einiger Fiederspalten weisen auf eine etwa WSW-ENE orientierte Kompression hin, wobei die Überschiebungsrichtung an einigen Stellen vermutlich durch die Orientierung der s-Flächen sowie durch die Lateralkomponente abgelenkt wird, sodass im Kartenbild eher eine SSW-NNE-Richtung erscheint. Nicht ausgeschlossen werden kann allerdings auch ein primär tatsächlich stärker nördlich gerichteter Versatz, falls die Bewegung der Engelsbukta-Decke als höchste Struktureinheit möglicherweise auch gravitativ (mit)induziert ist und daraus ein "spreading" der Überschiebungsrichtungen resultiert - die Verbreitung und Anordnung dieser Decke könnten darauf hinweisen (Abb. 4-3).

Überschiebungsgebundene Falten sind in dem westlichen Abschnitt ausgesprochen selten, statt dessen sind schmale Kataklastizonen (Abb. 4-33) ausgebildet und die Dolomitmarmore weisen zahlreiche calcitverfüllte Adern auf. Deren Alter und Zugehörigkeit zur tertiären Überschiebungstektonik ist zwar nicht mit Sicherheit zu bestimmen, bei Annahme einer eher WSW-ENE orientierten Kompression sind die meisten dieser Adern jedoch als Extensionsklüfte senkrecht zum tektonischen Transport entwickelt, was für ein tertiäres Alter spricht.

An der Küste sind einige 100 m westlich der Dærten-Hütte sind mit Falten (Abb. 4-33), Rücküberschiebungen und Kataklastiten (Abb. 4-33) typische tertiäre Strukturen in den Dolomitmarmoren ausgebildet.

In der Endmoräne des Comfortlessbreens sind nochmals Dolomitmarmore der Moefjellet Formation aufgeschlossen. Ein kleiner Aufschluss wird bereits von TAPPE (1989) erwähnt, 1996 war inzwischen ein deutlich größerer Bereich freigelegt, der eine Aufschlussaufnahme erlaubte. Es handelt sich um eine große dextrale Scherzone mit NNW-SSE bis NW-SE streichenden dextralen Blattverschiebungen und en-echelon angeordneten, W-E bis NW-SE streichenden Faltenachsen und Überschiebungsflächen (Abb. 4-34). Die Orientierung der Falten und konjugierten Scherflächen indiziert eine N-S-Kompression/Transpression. Diese ungewöhnlich deutlich transpressiven Gefüge im Vergleich zu dem ansonsten auf der Brøggerhalvøya vorherrschenden eindeutig kompressiven Inventar sowie die N-S-Richtung sprechen gegen eine Zuordnung dieser Deformation zur eigentlichen Deckentektonik, zumal der Transport der Kristallindecken stärker nach ENE gerichtet war (Kap. 5.2, 5.5). Das tektonische Regime sowie die Nähe zur östlichen

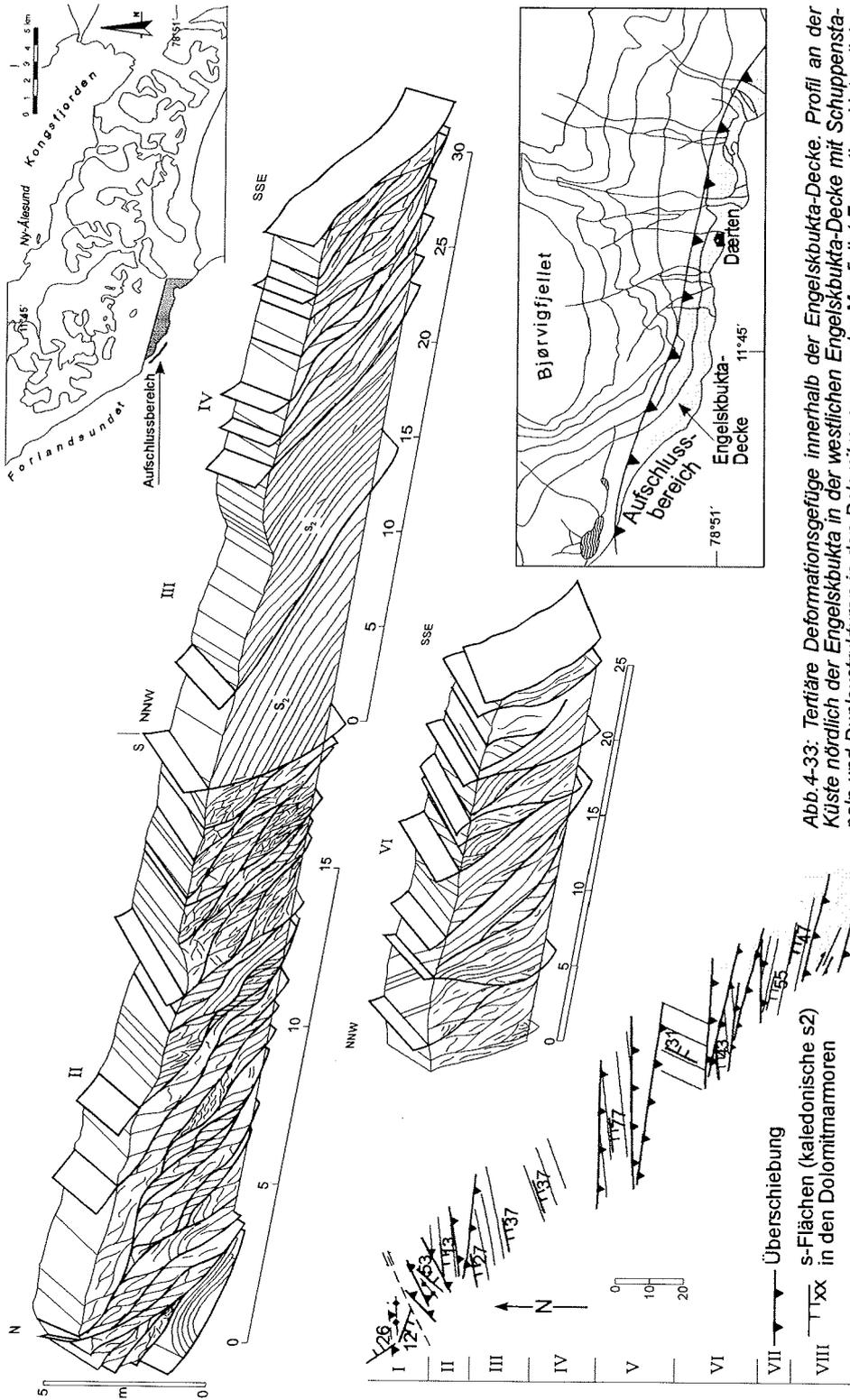


Abb. 4-33: Tertiäre Deformationsgefüge innerhalb der Engelsbukta-Decke. Profil an der Küste nördlich der Engelsbukta in der westlichen Engelsbukta-Decke mit Schuppenstapeln und Duplexstrukturen in den Dolomitmarmoren der Moeifjellet Formation. Unten links: vereinfachte schematische Übersichtskarte des Profilbereichs

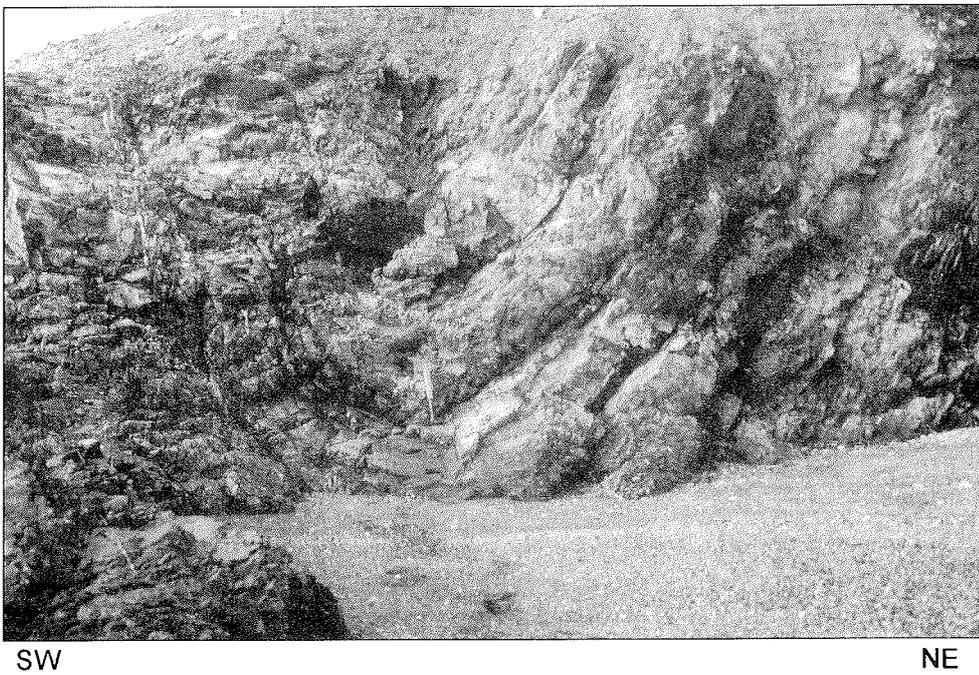


Abb. 4-33: Tertiäre Strukturen in den Dolomitmarmoren der Engelsbukta-Decke. Oben: Schmale Kataklastizone in einem Schuppenstapel (Lokalität wie in Abb. 4-32). Unten: Tertiäre Falte westlich der Dærten-Hyttä.

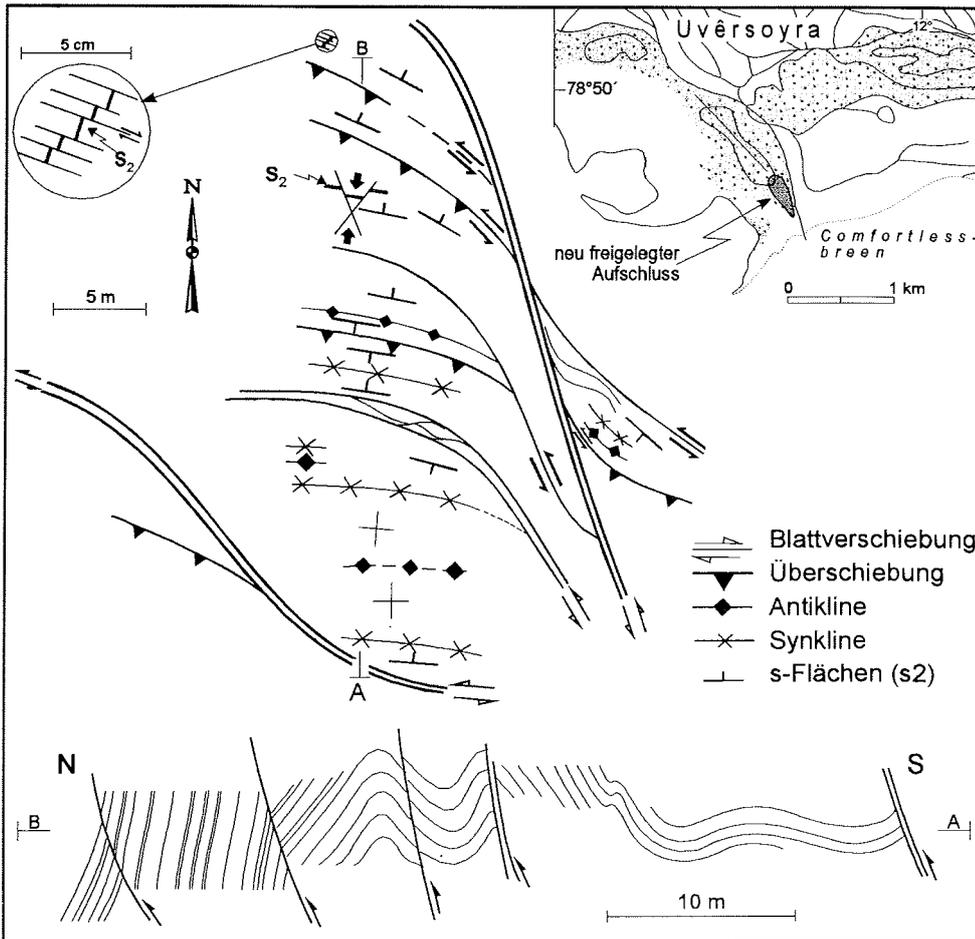


Abb. 4-34: In der Moräne des Comfortlessbreen neu freigelegter Aufschluß von Dolomitmarmorren (Moefjellet Formation) innerhalb der Engelsbukta-Decke. Die tertiäre Überschiebungstektonik manifestiert sich in einer großen sinistralen Scherzone mit en-echelon angeordneten Faltenachsen und Überschiebungen, s-Flächen-parallel Abscherungen und kleineren konjugierten Scherflächen. Möglicherweise steht die Deformation dieses Aufschlusses im Zusammenhang mit der Bildung des Forlandsundets.

Forlandsundet-Randstörung sprechen vielmehr für einen genetischen Zusammenhang beider Strukturen: Der Forlandsundet besitzt ebenfalls eine komplexe strukturelle Evolution, die bereits während der Bildung des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts begann und auch dextral transpressive Phasen beinhaltet (STEEL et al. 1985; LEPVRIER 1990; GABRIELSEN et al. 1992; KLEINSPEHN & TEYSSIER 1992). Eine Überprägung zuvor dominant kompressiver Strukturen oder während der Deckenbewegung geschonter Bereiche in der Nachbarschaft des Forlandsundets ist daher gut vorstellbar. An der Küste bei Kapp Graarud sind komplex deformierte metamorphe Einheiten aufgeschlossen (LOSKE 1989). Neben mehreren kaledonischen Deformationen kann eine intensive Überschiebungstektonik in diesem Bereich nachgewiesen werden. Es handelt sich um eine weitere, strukturell höhere Deckeneinheit (DALLMANN et al. 1993). Einige subparallel zur Forlandsundet-Randstörung verlaufende Abschiebungen komplizieren die Gesamtstruktur zusätzlich.

Die Bedeutung der Engelsbukta-Decke liegt vor allem darin, dass sie die Scheteligfjellet Fault nördlich der Engelsbukta überfährt. Innerhalb der Decke sind keine Hinweise mehr für diese Störung vorzufinden. Dies bestätigt die Beobachtung von PIEPJOHN et al. (in Druck b), dass die Engelsbukta-Decke jünger ist als die letzten Bewegungen entlang dieser Störung. Zwar kann ein Versatz entlang der Scheteligfjellet Fault innerhalb der Trondheimfjella-Decke aufschlussbedingt nur noch am Bjørvigfjellet nachgewiesen werden, sodass die Störung durchaus auch bereits innerhalb dieser Deckeneinheit auslaufen könnte. Dies ändert jedoch nichts an der Tatsache, dass die Aktivität an der Scheteligfjellet Fault älter ist als die Bildung der höchsten Decke auf der Brøggerhalvøya und damit nicht einfach als spät- bis post-tektonischen Abschiebung gedeutet werden kann.

#### **4.2.4 Baustil und tektonisches Inventar der Überschiebungstektonik**

Die interne Verformung der Decken ist ausgesprochen inhomogen: Bei Betrachtung der Architektur der Decken ist ihre abseits von Überschiebungs- und Rampenzonen äußerst geringe interne Deformation auffällig. Die wesentliche Verformung ist statt dessen in Bereichen konzentriert, in denen die Hauptüberschiebungen oder von ihnen abzweigende untergeordnete Überschiebungen austreichen oder stratigraphisch aufsteigen (Rampenpositionen, z.B. Kiærstranda, Leinstranda). Die Zonen mit intensiver Scherung, Schuppen- und Duplexbildung sowie teilweise starker Faltung nehmen also nahezu die gesamte Deformation auf. Derartige meist einige 10er m, lokal bis zu mehrere 100 m breite Deformationszonen entwickeln sich in den unteren Decken (Kongsfjorden- bis Kiærfjellet-Decke) an Rampenzonen der Hauptüberschiebungen. Ausgeprägte Scherzonen an der Überschiebungsfrent sind nur an der Ny-Ålesund-Überschiebung im N entwickelt. Es muss allerdings bedacht werden, dass heute lediglich noch ein schmaler Ausschnitt des Deckenstapels aufgeschlossen bzw. erhalten ist - die Überschiebungsfrenten der unteren Deckenüberschiebungen sind inzwischen erodiert oder im Kongsfjorden verborgen, es sind auf der Brøggerhalvøya selbst hauptsächlich die Flachbahnen aufgeschlossen (Abb. 4-5). Die Rampen, an denen die Überschiebungen vom basalen Abscherhorizont erstmals stratigraphisch aufsteigen, sind mit Ausnahme der Kvadehuker-Decke von den meisten Decken weiter südlich in der Engelsbukta zu suchen bzw. ebenfalls nicht mehr erhalten. Der Kontrast zwischen schwacher interner Verformung und starker Scherung an der Überschiebungsfrent trifft vor allem auf die Ny-Ålesund-Decke zu, welche intern mit Ausnahme der Falte im km-Maßstab so gut wie keine Deformationsgefüge aufweist, während an der Überschiebungsfrent zwar relativ schmale, aber intensiv zerscherte und verschuppte Zonen anzutreffen sind. Eine Ausnahme bildet der Aufschluss in der "Orvin Gorge" westlich des Zeppelinfjelllets, der jedoch ebenfalls an eine in diesem Fall deckeninterne Auf-/Überschiebung (Zeppelin Thrust) gebunden ist (Abb. 4-24). In den unteren Decken (Kongsfjorden- bis Kiærfjellet-Decke) bilden sich etwas breitere Deformationszonen aus, die sich an Rampen der stratigraphisch aufsteigenden Haupt- oder einer ihr subparallelen Zweigüberschiebung entwickeln. Diese sind bevorzugt an entsprechende Lithologien mit potentiellen Abscherhorizonten gebunden wie sie in der Kvadehuker-Decke in der Scheteligfjellet und möglicherweise auch in der Orustdalen Formation existieren (Kiærstranda, Leinstranda, (Abb. 4-11, 4-13), während demgegenüber an der stratigraphisch aufsteigenden Kongsfjorden-Überschiebung im N bei Stuphallet keinerlei Deformation erkennbar ist

(Kap. 4.2.1.2). Andererseits befindet sich vermutlich auch die Dreiecksstruktur in der Kongsfjorden-Decke nordwestlich des Haavimbjellelets (Abb. 4-9) in einer vergleichbaren Position, weist jedoch keine besonderen Abscherhorizonte auf.

### **Schichtung, Schieferung und Scherflächen**

Die Schichtung  $s_0$  fällt in den unteren Decken im N und E in der Regel flach nach SW bis SE ein (HOLTEDAHL 1913; ORVIN 1934; CHALLINOR 1967; MANBY 1988; SIDOW 1988; LYBERIS & MANBY 1993a; SAALMANN 1995; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b), lediglich am Kurzschenkel der Großfalte ist sie steil und invers gelagert (HOLTEDAHL 1913; BARBAROUX 1966; CHALLINOR 1967; MANBY 1988; LUDWIG 1988; WUTHENAU 1988; WEBER 1990; BROMMER 1994; PIEPJOHN et al. in Druck b). Am unteren Kiærfjellet sowie am Kiærstranda ist die  $s_0$  flach nach NE gekippt. Der östliche Grensefjellet stellt mit seinen NNW-SSE bis NNE-SSW (BROMMER 1994) streichenden Strukturen eine gesonderte Domäne dar.

In den Sedimenten außerhalb der Überschiebungszonen ist keine oder nur eine sehr weitständige Schieferung  $s_{T1}$  entwickelt. Sie fällt mit Ausnahme des Grensefjellets in der Regel steil (50-80°) nach (N)NE ein und steht bei horizontaler  $s_0$  entsprechend nahezu saiger (z.B. in der Ebene nördlich Slåttofjellet). In den Biegegleitfalten fächert die  $s_{T1}$  in der Regel in den kompetenteren Bänken um die Faltenscharniere. Die Schieferung  $s_{T1}$  ist in vielen engständigen Überschiebungszonen insbesondere in den massigen Karbonaten ebenso wie die Schichtung  $s_0$  nicht mehr deutlich von den zumeist sigmoidalen Scherflächen unterscheidbar. Daher werden in diesen Deformationszonen diese nicht eindeutig identifizierbaren Flächen als  $C_T$  ausgezeichnet (Abb. 4-27).

Mit den Überschiebungen assoziiert sind zwei Scharen von untergeordneten Scherflächen: Stärker vertreten sind nach SW einfallende, häufig sigmoidale  $C_1$ -Flächen, die steiler oder flacher als die Hauptüberschiebungen sind; sie bilden zusammen mit der Schieferung  $s_{T1}$  rhombenförmige Phakoide im cm- bis m-Maßstab. Zusammen mit den  $C_1$ -Flächen bilden die nach NE einfallenden  $C_2$ -Flächen keilförmige Pop-up- oder Dreiecks-Strukturen; beide Flächen repräsentieren demnach ein gleichzeitig gebildetes Scherflächenpaar.

Voraussetzung für die Bildung einer **Drucklösungsschieferung** ist ein Tongehalt von mindestens 10% (ENGELDER & MARSHAK 1985). Daher sind Drucklösungssäume bevorzugt in den mikritischen Kalksteinen der Wordiekammen Formation vorhanden, ebenso wie in den Karbonaten der Scheteligjellet Formation und Dolomikiten der Gipshuken Formation. Auch die kaledonischen karbonatischen Diamiktite der Trondheimfjella Formation weisen deutliche Lösungssäume auf. Drucklösung ist jedoch nicht auf die karbonatischen Lithologien beschränkt. Auch in den Cherts und verkieselten Kalksteinen des Fossilhorizonts der Kapp Starostin Formation ist eine teilweise relativ engständige Drucklösungsschieferung entwickelt. Die Schieferung tritt im allgemeinen bevorzugt in den feinkörnigen Bereichen auf und ist in der Regel erst im Dünnschliff erkennbar. [ Lösungssäume besitzen einen welligen bis anastomierenden Verlauf. Die Dichte c Schieferungsdomänen ist auch im Schliffbereich sehr heterogen, die Abstände schwanken von mehreren cm bis lokal wenigen mm. Bereits eine moderate Schieferungsintensität (einige cm Abstand) kann allerdings Verkürzungen von bis zu 25% beinhalten. (ALVAREZ et al. 1978). Die Drucklösung ist nicht auf die Schieferungsdomänen beschränkt, sondern auch an Korn-zu-Korn-Kontakten, insbesondere an Fossilfragmenten zu beobachten. Diese Säume besitzen eine unregelmäßige Orientierung und laufen bereits

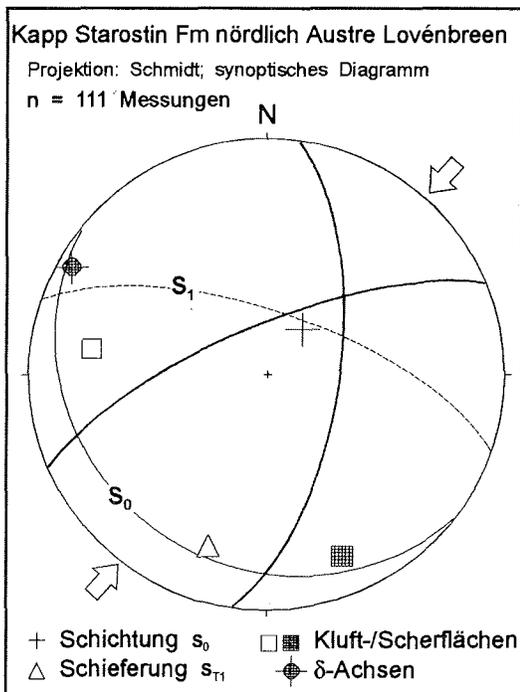


Abb. 4-35: Synoptisches Diagramm des tektonischen Inventars in der Kapp Starostin Formation nördlich Austre Lovénbreen (Ny-Alesund-Decke).

nach kurzer Distanz blind aus. Die feinkörnige Matrix nimmt einen bedeutenden Anteil der Verformung auf. Die Bioklasten sind demgegenüber abgesehen von vereinzelt randlichen Drucklösungserscheinungen nahezu undeformiert und können nicht als "strain"-Marker zur Quantifizierung der Verformung genutzt werden. Wiederum ist ein Kontrast zwischen der teilweise engen Drucklösungsschieferung in der Nähe von Überschiebungen und dem Fehlen derartiger Säume abseits der Deformationszonen zu beobachten.

In den Überschiebungszonen weisen die Gesteine neben Scherflächen oder einer lokal ausgeprägten Schieferung Scharen von Calcit- bzw. Quarzadern auf, in denen an den Zonen erhöhter Normalspannung gelöstes Material wieder ausgefällt wurde. Dafür spricht die Dominanz von verfüllten Klüften, welche als Extensionsstrukturen senkrecht zu den Überschiebungen orientiert und damit genetisch mit diesen

verknüpft sind. Eine Quantifizierung ist jedoch nicht möglich, sodass nicht gesagt werden kann, ob ein Gleichgewicht zwischen Lösung und Präzipitation und damit eine Volumenkonstanz besteht oder ob insgesamt die Materialabfuhr überwiegt und daraus eine negative Massenbilanz resultiert. Neben den eindeutig vorherrschenden ac-Klüften sind direkt in Überschiebungszonen auch irregulär orientierte verfüllte Risse vertreten. In der Regel ist in den Kalksteinen nur ein Kluffsystem entwickelt, zumeist ac, seltener sind Scherflächen/Klüfte in zwar großem, aber nicht orthogonalem Winkel zur Schichtung, jedoch mit ihrem SSW-NNE- bis WSW-ENE-Streichen senkrecht zur Überschiebungsrichtung an den jeweiligen Lokalitäten ausgebildet. Das weist auf eine syn-tektonische Bildung dieser Flächen als Extensionsklüfte senkrecht zur Kompression hin. Auch die meisten ac-Klüfte wurden sicherlich während der Überschiebungstektonik gebildet, zumal in den meisten Fällen die Schichtflächen von den Überschiebungen als Gleitflächen genutzt werden. Seltener sind konjugierte Scherflächensysteme, welche dann vor allem in den kompetenten Cherts der Kapp Starostin Formation entwickelt sind (Abb. 4-35).

In (Abb. 4-36) ist das Verformungsverhalten der unterschiedlichen Lithologien und Formationen und deren relative Kompetenz aufgelistet.

Die karbonatischen Gesteine (Scheteligjellet, Wordiekammen, Gipshuken Formationen) reagieren typischerweise mit der Ausbildung von Schuppenzonen, Phakoiden und Duplexstrukturen; teilweise sind Pop-up- und Dreiecksstrukturen zu beobachten sowie die Bildung von konzentrischen Biegleitfalten mit Amplituden von dm bis einigen m und Wellenlängen von dm bis mehreren m. Dagegen ist die hohe Kompetenz der Kapp Starostin

Stratigraphie			Lithologie	Verformung	relative Kompetenz
Tertiär	Ny-Ålesund Fm	≥ 180 m	Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine; Kohleflöze	offene Biegegleitfalten in den Sandsteinen, enge Falten in Tonsteinen; Scherhorizonte in Tonsteinen und Kohleflözen	
	Kongsfjorden Fm	0 - 110 m			
Trias	Vardebukta Fm	50 m	dunkle Tonsteine	keine Aufschlüsse; Potential zu enger Faltung sowie zu Abscherhorizonten	
Perm	Kapp Starostin Fm	90-230 m	Cherts, verkieselte Kalksteine; Top: glaukonitische Sandsteine	spröde Bruchbildung in den Cherts, Zunahme von Intensität u. Dichte der Scherflächen in Nähe von großen Überschiebungen; Sandsteine am Top lokal schwach gefaltet, oft stark zerschert	
	Gipshuken Fm	40 - 140 m	karbonatische Brekzie mit laminierten Dolomit- und Kalkklasten; laminierte Mergel	massige Klotenbrekzie; inkompetente laminierte Dolomite und Mergel im basalen und oberen Bereich sowie als zwischengeschaltete Lagen sind potentielle Abscherhorizonte; Schuppen, lokal überschiebungsinduzierte Falten	
	Wordiekammen Fm	290 m	Wechselagerung von Dolomiten und Kalksteinen, teilw. verkieselt, mit zahlreichen Kieselknollen	i.W. Bildung von Schuppenstapeln, seltener von aufrechten bis schwach vergenteten konzentrischen Biegegleitfalten im m- bis 10er-m-Bereich; dünnbankige Karbonate insbesondere des Tyrrelfjellet Members (Kiærfjellet Beds) = Abscherhorizonte	
Karbon	Scheteligfjellet Fm	8 - 120 m	Kalksteine, Dolomite; Sand- und Siltsteine; lokal Tonsteine und patch-Riffe	relativ kompetente Karbonate und Sandsteine, aber nicht so massiv wie in der Wordiekammen Fm; Schuppen, überschiebungsgebundene Falten (m-10er-m-Bereich); Tonsteine = inkompetent und bevorzugte Scherhorizonte, dabei engständige Faltung (Biegescherfalten) und Schieferung, teilweise Kataklysezonen mit Boudinage eingeschalteter dünner Sandstein/Dolomitbänke	
	Brøggerinden Fm	13 - 300 m	Konglomerate und Sandsteine; im oberen Teil Einschaltung von Kalksteinen und Dolomiten	lokal: großräumige Schuppenstapel mit Faltenbildung (Brøggerfjellet)	
	Orustdalen Fm	100 - 225 m	Sandsteine, Quarzarenite, Litharenite, oligomikte Konglomerate	die Konglomerate, Quarzarenite und Sandsteine sind sehr kompetent, die Silt- und Tonsteine im basalen und oberen Abschnitt repräsentieren potentielle Abscherhorizonte	

Abb. 4-36: Lithologie, Verformungsverhalten und relative Kompetenz der post-kaledonischen Sedimente auf der Brøggerhalvøya

Cherts verantwortlich für ihr rigides Verhalten. Die Cherts sind an den Deformationszonen zumeist von engständigen Scharen subvertikaler Scherzonen durchzogen. Dabei ist z.B. nördlich Slåttofjellet eine Zunahme an Intensität und Dichte der Zerschering von der Ebene nach S zur Nielsenfjellet-Überschiebung hin festzustellen. Die durch die Bankung der Cherts entstehenden Anisotropieflächen ermöglichen in diesen Lithologien insbesondere in eher dünnbankig entwickelten Partien auch eine schwache offene Faltenbildung durch Biegegleitung auf den Schichtflächen, wie sie z.B. bei Kolhamna auftritt (Kap. 4.2.2.1) oder wie in größerem Maßstab die Flexurbildung innerhalb der Kapp Starostin Formation auf dem Synklinenlangschenkel am südlichen Scheteligfjellet zeigt. In der "Orvin Gorge" ist insbesondere der glaukonitische Sandstein in der obersten Kapp Starostin Formation intensiv deformiert. Sowohl im oberen Abschnitt auf der Ostseite des Aufschlusses als auch im unteren Bereich ist in den Sandsteinen eine breite Scherzone entwickelt, die das Gefüge bis zur Unkenntlichkeit zerstört (Kap. 4.2.2.1). Die enge Bruchbildung in den Cherts kann zu einer Lokalisierung der Verformung in Kataklasitzonen führen, möglicherweise weiter verstärkt durch an den Störungszonen zirkulierende Fluide. Die Wechsellagerung aus feinkörnigen klastischen Sedimenten und dickbankigen karbonatischen Schichten in der Scheteligfjellet Formation am Kiærstranda verursacht eine deutlich ausgeprägte Anisotropie des Schichtpakets, resultierend aus der unterschiedlichen Kompetenz und Mächtigkeit der beteiligten Gesteine. Die Tonsteine als sehr inkompetente Horizonte sind intensiv verfault mit Parasitärfaaltenbildung, erkennbar auch an boudinierten zwischengeschalteten dünnen Sandsteinlagen. Die Tonsteinlagen stellen bevorzugte Abscherhorizonte dar. Die Kleinfalten in den Tonsteinen repräsentieren Biegescherfalten, während ansonsten Biegegleitfalten mit schichtparalleler Gleitung (lokal an Harnischflächen auf den Faltenschenkeln erkennbar) anzutreffen sind.

### **Abscherhorizonte**

Insgesamt betrachtet ist der Kompetenzkontrast der verschiedenen Formationen nicht groß genug, um einen deutlichen Einfluss auf die übergeordnete Gesamtarchitektur des Deckenbaus auszuüben. Vielmehr sind die Auswirkungen unterschiedlicher Lithologien auf die Verformung eher auf die deckeninternen Aufschlüsse beschränkt (z.B. Kiærstranda, Leinstranda).

Bei Betrachtung des gesamten Deckenstapels ist jedoch zu beobachten, dass Überschiebungen vor allem in der Wordiekammen und Gipshuken Formation anzutreffen sind (Abb. 4-5, 4-37), wobei insbesondere das Tyrrellfjellet Member einen bedeutenden Abscherhorizont repräsentiert (CHALLINOR 1967). Diese Schichten bilden die Flachbahnen der Überschiebungen und repräsentieren damit bevorzugte Gleithorizonte. Die Wordiekammen und Gipshuken Formation befinden sich im mittleren Teil des post-kaledonischen Schichtpakets. Insbesondere in den oberen Abschnitten ist die Wordiekammen Formation vielerorts nicht mehr ganz so massig, sondern eher dünnbankig ausgebildet (oberes Møre-breen und vor allem unteres Tyrrellfjellet Member) und ist daher ebenso wie die inkompetenten dünnbankigen Dolomithorizonte in der Gipshuken Formation prädestiniert für schichtparallele Gleitung, sodass die aus tieferen Horizonten aufsteigenden Überschiebungen dort wieder einen subhorizontalen Verlauf einnehmen. Bei einigen Überschiebungen ist dabei zu beobachten, dass sie bevorzugt knollenfreie oder -ärmere Kalksteinhorizonte der Wordiekammen Formation als Gleitbahnen nutzen, da diese Flächen im Vergleich zu den sehr unebenen knollenreichen Lagen aufgrund einer deutlich geringeren Anzahl an Unebenheiten rheologisch günstiger sind, d.h. den geringsten Gleitwiderstand

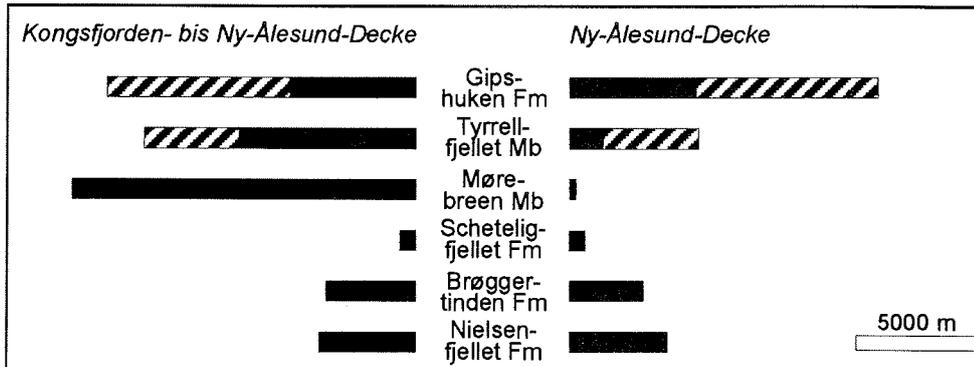


Abb. 4-37: Länge der Deckenüberschiebungen in den verschiedenen stratigraphischen Einheiten. Die Flachbahnen liegen in den Karbonaten der Wordiekammen und Gipshuken Formation sowie in den Phylliten der Nielsenfjellet Formation des kristallinen Basement, die jedoch nur selten aufgeschlossen ist. Horizonte, an denen die Überschiebungen auframpen sind in der Brøggertinden, Scheteligfjellet und Kapp Starostin Formation sowie im Tertiär lokalisiert. Schwarz: Überschiebungen während Stadium 1 der Überschiebungstektonik (flat-and-ramp); schraffiert: während der Hauptphase (Stadium 2) reaktivierte Ny-Ålesund-Überschiebung, welche ausschließlich im Tyrrellfjellet Member und in der Gipshuken Formation verläuft. Die Ny-Ålesund-Decke ist am besten aufgeschlossen und wird nochmals extra aufgeführt, um Verfallung der weniger gut aufgeschlossenen Decken zu vermeiden.

aufweisen (KNIPE 1985).

Bereits in die unteren Decken sind  $\pm$  große Anteile des kaledonische Basements (Nielsenfjellet Formation) involviert (SAALMANN & THIEDIG 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b). In der Nielsenfjellet Formation muss sich demnach ein weiterer Abscherhorizont befinden, der zumindest im vorlandnäheren Abschnitt zugleich die Basisüberschiebung ("sole thrust") des gesamten Deckenstapels darstellt.

Weitere Abscherhorizonte sind auf der Brøggerhalvøya nicht vertreten. Eine Ausnahme könnte jedoch die Kvadehuker-Decke bilden: Das Kiærstranda-Profil zeigt, dass zusätzlich einige Zweigüberschiebungen auch innerhalb der Scheteligfjellet Formation als Flachbahnen verlaufen, wobei die Tonsteine in der dort entwickelten Sonderfazies als Abscherhorizonte dienen.

Zusammengefasst können demnach folgende Detachments auf der Brøggerhalvøya identifiziert werden, von denen jedoch nur die beiden erstgenannten eine Bedeutung für die Gesamtgeometrie des Deckenstapels auf der Brøggerhalvøya haben:

- Wordiekammen Formation (insbes. Tyrrellfjellet Member) + Gipshuken Formation
- Nielsenfjellet Formation
- nur in der Kvadehuker-Decke: Scheteligfjellet Formation

Der Fold Belt weist im S aufgrund der dort noch erhaltenen mesozoischen Schichten zusätzlich noch weitere Abscherhorizonte auf, die außer in der unterkarbonischen Orustdalen Formation (BRAATHEN et al. 1995; BERGH et al. 1997), vor allem in der Trias sowie in Jura-/Unterkreide-Sedimenten auftreten (DALLMANN 1988b; RINGSET 1988; BERGH & ANDRESEN 1990; OHTA et al. 1992; DALLMANN et al. 1993; BRAATHEN & BERGH 1995; BRAATHEN et al. 1995; BERGH et al. 1997) und einen bedeutenden Anteil der Deformation aufnehmen.

Bemerkenswert ist die Nähe der tertiären spröden Trondheimfjella-Überschiebung zu den kaledonischen duktilen Mylonitzonen in der Bogegga und Trondheimfjella Formation. Möglicherweise wurden diese alten Scherzonen während der tertiären Tektonik zumindest abschnittsweise reaktiviert - eine solche Reaktivierung scheint an anderen Lokalitäten im Fold Belt erfolgt zu sein (BIRKENMAJER 1972b). Wahrscheinlicher ist jedoch eine Reaktivierung kaledonischer Lineamente oder planarer Gefügeelemente als Abschiebungen bereits während der karbonischen Extensionstektonik, gefolgt von erneuter tertiärer Aktivierung dieser Abschiebungen als Rampen. Darauf weist die auffällige Assoziation der Überschiebungen im Kristallin mit unter- und mittelkarbonischen Sedimenten als Deckenscheider (z.B. zwischen der Bogegga- und Trondheimfjella-Decke) oder deckenintern eingeschuppte Phakoide (z.B. an der Trondheimfjella, HJELLE et al. in Vorb. oder am Bispeset, PIEPJOHN et al. in Druck b) hin.

## **5 Zusammenfassende Analyse und Diskussion der Kinematik der tertiären Tektonik auf der Brøggerhalvøya**

Das tektonische Inventar vor allem in den untereren, Sediment-dominierten Decken aus Schuppenstapeln, Duplexstrukturen und überschiebungsinduzierten Falten (Rampen- und Störungswachstumsfalten) sowie das häufige Vorkommen von Rücküberschiebungen mit Bildung von Pop-up- und Dreiecksstrukturen sind charakteristisch für Vorland-Falten- und Überschiebungsgürtel, ebenso wie Abscherhorizonte in bestimmten inkompetenteren Horizonten und daraus resultierende Rampen und Flachbahnen ("flat-and-ramp"-Geometrien). Die interne Architektur der Brøggerhalvøya ist daher mit den südlicheren Abschnitten des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts vergleichbar. Dennoch gibt es einige Unterschiede. Diese manifestieren sich hauptsächlich in dem abweichenden tektonischen Transport auf der Brøggerhalvøya, welcher deshalb von einigen Autoren (KELLOGG 1975; MAHER & CRADDOCK (1988); LEPVRIER et al. 1988; LEPVRIER 1992; BRAATHEN et al. 1997) insbesondere im Hinblick auf eine transpressive Bildung des Fold Belts ein Sonderstatus zugesprochen wird.

In den folgenden Abschnitten wird ein kinematisches Entwicklungsmodell der tertiären Überschiebungstektonik vorgestellt, das auch die Rolle der Scheteligfjellet Fault und die abweichenden Richtungen auf der Brøggerhalvøya beinhaltet.

### **5.1 Die prä-tertiäre Konfiguration**

Die prä-tektonische Konfiguration eines Gebiets kann einen erheblichen Einfluss auf die Kinematik der Überschiebungstektonik und damit auf die Geometrie eines Falten- und Überschiebungsgürtels haben. Von Interesse sind dabei vor allem Faktoren wie Dichte, Ausmaß und Orientierung prä-existierender Störungen, Verbreitung und Mächtigkeit von Schichteinheiten sowie deren Lithologie (Existenz potentieller Abscherhorizonte oder mächtiger inkompetenter Einheiten, die z.B. durch enge Faltenbildung einen großen Teil der Verformung akkomodieren können).

Einige dieser Aspekte wurden in den vorangehenden Kapiteln bereits untersucht und sollen hier nochmals kurz zusammengefasst werden.

#### **Kaledonische Störungen**

In Svalbard zeichnet sich deutlich eine Vorherrschaft N-S streichender Strukturelemente ab. So sind die Faltenachsen im N mit Ausnahme der 1. Isoklinalfaltung in der Regel etwa N-S orientiert, ebenso wie die duktilen Überschiebungszonen (Mylonite) (z.B. HJELLE 1979; PIEPJOHN & THIEDIG 1995; PIEPJOHN et al. 1997; LANGE & HELLEBRANDT 1997).

Die Brøggerhalvøya stellt mit eher WNW-ESE bis NW-SE streichenden Strukturen eine Ausnahme dar. Diese abweichenden Richtungen sind jedoch das Ergebnis der tertiären Tektonik: Die kaledonischen Einheiten wurden als Block passiv mittransportiert und dabei

aus ihrer ursprünglichen N-S-Orientierung rotiert. Bereits bei Kapp Graarud ist wieder die N-S-Richtung dominant.

Die alten Lineamente hatten sowohl einen Einfluss auf die post-kaledonischen spröden Deformationen wie den Svalbardischen Fold-and-Thrust Belt in Nordwestspitzbergen (PIEPJOHN 1994; PIEPJOHN 1997) und den West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt südlich und östlich der Brøggerhalvøya mit ebenfalls N-S streichenden Elementen (RINGSET & ANDRESEN 1988a,b; HAREMO & ANDRESEN 1988; HAREMO et al. 1990; DALLMANN 1993; ANDRESEN et al. 1992a,b) als auch auf die post-kaledonische Sedimentation durch episodische Aktivität an den Störungen. Somit könnten sich auch auf dem Gebiet der Brøggerhalvøya derartige Lineamente aus dem Untergrund im Liegenden der allochthonen Decken durchpausen und möglicherweise bereits während des Karbons teilweise und lokal reaktiviert worden sein.

Unwahrscheinlich ist dagegen die Existenz zweier unterschiedlicher Terranes in Haakon VII Land und Albert I Land einerseits und in Oscar II Land mit der Brøggerhalvøya andererseits und damit die Notwendigkeit einer NW-SE orientierten, bedeutenden präkambrischen bzw. altpaläozoischen Störung zwischen beiden Gebieten (Central-West Fault HARLAND & WRIGHT 1979, deren Nordende entspricht der Kongsvegen Fault von HARLAND & HORSFIELD 1974) (Kap. 2.3).

### **Karbonische Störungen**

In Kap. 3.1.3 wurde versucht, die ursprüngliche Geometrie des karbonischen St. Jonsfjorden Troughs zu rekonstruieren. Dieses Becken entwickelte sich von einem von Störungen begrenzten Graben zu einem Halbgraben im mittleren Karbon, dessen Schichten nach (E)SE hin auskeilten und nach NE (zum heutigen Vorland) durch nachlassende Aktivität an der NW-SE streichenden Kongsvegen Fault randlich auf den Nordfjorden Block übergriffen. Zusätzlich waren beckeninterne Störungen aktiv, die vermutlich parallel zur Kongsvegen Fault orientiert waren (Kap. 3.1.3, Abb. 3-5a). Diese Abschiebungen mit Versatz nach SW können durch eine inverse Reaktivierung während der Kompression potentielle Rampen bilden, an denen Überschiebungen stratigraphisch aufsteigen. Ihre NW-SE-Orientierung könnte daher einen Einfluss auf den nach NE gerichteten Transport haben.

### **Mesozoische - unterpaläozäne Störungen**

Für das Unterpaläozän und möglicherweise auch für die Oberkreide ist eine erneute Aktivität an der Kongsvegen Fault als bedeutendes Lineament mit einem nach SW abschiebenden Versatz wahrscheinlich. Zwar kann eine jungpaläozoische Sedimentbedeckung des Basements in NW-Spitzbergen nicht mehr nachgewiesen werden. Die Verbreitung vor allem von permokarbonischen Sedimenten im östlichen Ny Friesland und in Nordaustlandet (CUTBILL & CHALLINOR 1965; DALLMANN et al. in Druck) und die beginnende randliche Überflutung des nördlichen Basements in der Kongsfjordenregion im Bashkirium (BUGGISCH et al. 1994, Kap. 3.1.3) lässt zumindest eine Ablagerung der Wordiekammen Formation vermuten. Nach DALLMANN et al (in Druck) soll die oberpermische Kapp Starostin in ganz Svalbard mit Ausnahme am Sørkapp Hornsund High abgelagert worden sein. So könnte bei mit der Brøggerhalvøya vergleichbaren Mächtigkeiten auch nördlich des Kongsfjordens eine etwa 650 m mächtige Sedimentbedeckung existiert haben. Während tertiäre Sedimente auf der Brøggerhalvøya auf der Untertrias oder dem Oberperm abgelagert wurden (ORVIN 1934; CHALLINOR 1967; MIDBØE 1985) (Kap. 3.3), war das

Basement nördlich des Kongsfjords bereits wieder freigelegt. Es besteht demnach ein Erosionskontrast um mindestens diesen Betrag zwischen dem NW und der Brøggerhalvøya auf relativ kurze Distanz (auch bei Rückführung des Deckenbaus liegt die Kongsfjorden-Decke nicht sehr weit entfernt). Daher können eine oder mehrere Störungen (Abschiebungen nach SW, möglicherweise erneut aktivierte karbonische Störungen) angenommen werden mit einem etwa NW-SE orientierten Verlauf (koinzident mit der Kongsvegen Fault), die zudem das Tertiärbecken nach NE begrenzen und auch noch im Tertiär aktiv waren. Innerhalb der gesamten Schichtenfolge ist in den Konglomeraten weder ein zunehmender Rundungsgrad oder eine bessere Sortierung noch eine stetige Abnahme der Klastengröße zum Hangenden hin feststellbar. Dies spricht für hohe und stetige Hebungsraten des Hinterlandes (Abtragungsgebiet). Die obersten Schichten (Bayelva Member), die insgesamt feinkörniger mit nur wenigen grobklastischen Einschaltungen ausgebildet sind, zeigen eine Gleichgewichtseinstellung zwischen Hebung und Erosion an, die auch für nachlassende Störungsaktivitäten spricht.

Die Kongsvegen Fault spielt eine bedeutende Rolle für die Auframpung der Basisüberschiebung und beeinflusst in hohem Maße die Orientierung des Deckenbaus auf der Brøggerhalvøya (Kap. 5.7).

#### Mächtigkeit der post-kaledonischen Sedimente

Auf der Brøggerhalvøya sind bis auf lokal begrenzte und geringmächtige Tonsteine der Trias und etwa 300 m Tertiär vor allem die jungpaläozoischen Schichten des Unterkarbons bis Oberperms erhalten (ORVIN 1934; CHALLINOR 1967; HJELLE et al. in Vorb.; THIEDIG et al. in Druck). Die Deckschichten besitzen je nach Mächtigkeit der karbonischen Einheiten eine Gesamtmächtigkeit zwischen etwa 1000 bis 1400 m.

Im nördlichen Oscar II Land südöstlich der Brøggerhalvøya ist die Trias wesentlich vollständiger erhalten, nach S nimmt auch der Anteil an jurassischen und unterkretazischen Sedimenten zu (WINSNES 1988; OHTA et al. 1992).

In Abb. 5-1 ist die prä-tektonische Situation schematisch dargestellt. Die Lage der vermuteten karbonischen Abschiebungen (Beckenquerstörungen) wurde, soweit möglich, bei der Rückführung der unteren Decken berücksichtigt, die exakte Position kann sich jedoch aufgrund der wenigen erhaltenen Profile lateral etwas verschieben. Weitere Störungen können heute nicht mehr rekonstruiert werden - die Existenz zusätzlicher Störungen ist jedoch sehr wahrscheinlich. Einige dieser Querstörungen könnten von den unteren Deckenüberschiebungen (in Abb. 5-1 gestrichelt eingezeichnet) als Rampen genutzt worden sein.

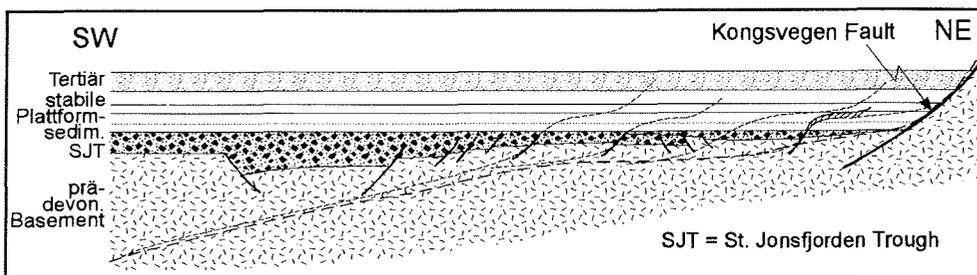


Abb. 5-1: Ausgangssituation vor der tertiären Überschiebungstektonik (ohne Maßstab). Schematisch sind die karbonischen Abschiebungen eingetragen und die Lage der Überschiebungen der unteren Decken gestrichelt angedeutet.

Die nach SW abschiebende Kongsvegen Fault ist koinzident mit der Basisüberschiebung des Deckenstapels, der gehobene Nordfjorden Block stellt demnach das undeformierte Vorland dar (ORVIN 1934; MANBY 1988; DALLMANN et al. 1993; LYBERIS & MANBY 1993 a,b; TESSENSÖHN et al. in Druck, PIEPJOHN et al. in Druck b).

## 5.2 Kinematisches Entwicklungsmodell

Die interne Architektur der Brøggerhalvøya kann in drei Struktureinheiten gegliedert werden (Kap.4.2): Die unteren Sediment-dominierten Decken sind durch eine flache Schichtung und über weite Bereiche nahezu schichtparallele Überschiebungen gekennzeichnet, charakteristisch für den mittleren Teil des Deckenstapels ist die Falte im km-Maßstab, die Kristallindecken werden durch steilere, eher listrische Aufschiebungen begrenzt (Abb. 4-5). Diese Dreiteilung spiegelt die kinematische Evolution des Deckenstapels wider.

Die übergeordnete Struktur der Ny-Ålesund-Decke besteht aus einer Syncline im km-Maßstab (Kap. 4.2.2.1). Während ORVIN (1934) noch davon ausgeht, dass die Falte vor den Überschiebungen gebildet wurde ("The faults are younger than the folding.", S. 76 und "There can be thus no doubt about the thrusting being formed as the last feature of the folding." S. 77), wurde in darauffolgenden Neukartierungen deutlich, dass die Ny-Ålesund-Überschiebung (bzw. Zeppelin Thrust nach CHALLINOR 1967) nach N verkippt und offensichtlich mit verfault ist (CHALLINOR 1967; WUTHENAU 1988; LYBERIS & MANBY 1993a; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Kap. 4.2.2.1). Die genannten Autoren begründen diese Vermutung mit der steil nach N einfallenden Störung am nördlichen Brøggerfjellet (Brøggertinden), die in der vorliegenden Arbeit jedoch nicht als Überschiebung, sondern als junge Abschiebung interpretiert wird (Abb. 4-18). Die Verlegung der eigentlichen Ny-Ålesund-Überschiebung nach S (südlicher Brøggerfjellet) ändert jedoch nichts an der Tatsache einer Faltung dieser Überschiebung. Dies ist im SW der Brøggerhalvøya, insbesondere am Brøggerfjellet und Kiærfjellet ersichtlich (Abb. 4-5, Profile B-B', C-C'). Das bedeutet, dass die Ny-Ålesund-Überschiebung bereits älter sein muss als die Faltung und die unteren Decken incl. der Ny-Ålesund-Decke demnach in einer früheren Phase gebildet wurden (CHALLINOR 1967; WUTHENAU 1988; SAALMANN & THIEDIG 1997,1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck a,b). Diese erste Phase ist durch Rampen und Flachbahnen gekennzeichnet (PIEPJOHN et al. in Druck b). Dabei werden die Überschiebungen zum Vorland hin jünger (SAALMANN & THIEDIG 1998a,b) ("forward propagating mode of thrust generation", "in-sequence thrusting"). Andererseits kann die heute im N erkennbare Ny-Ålesund-Überschiebung nicht mehr die Stadium 1-Überschiebung repräsentieren, da sie die unteren Decken abschneidet und überfährt, was bei einer "in-sequence"-Deckenbildung nicht möglich ist. Die Ny-Ålesund-Decke überfährt nach E zunehmend tiefere Teile des Deckenstapels: In den Profilschnitten A-A', B-B', C-C' (Abb. 4-5 und 5-2) ist ersichtlich, dass die Ny-Ålesund-Decke westlich der Scheteligfjellet Fault zunächst am Scheteligfjellet die Kiærfjellet-Decke kappt, nach E aber zunehmend weitere Teile der Kvadehuker-Decke überlagert und im Profil C-C' sogar bereits die Kongsfjorden-Decke erreicht, welche östlich der Scheteligfjellet Fault noch weiter überfahren wird. Die Ny-Ålesund-Decke wird also schräg in östliche Richtungen auf den unteren (Stadium 1-) Deckenstapel geschoben.

Demzufolge muss die heute im N aufgeschlossene Ny-Ålesund-Überschiebung eine post-Stadium 1 reaktivierte oder neu gebildete Bewegungsbahn repräsentieren.

Die Kristallindecken wurden nach der Faltung gebildet (LYBERIS & MANBY 1993a; SAALMANN & THIEDIG 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck a,b), möglicherweise mit Unterbrechungen, wie u.a. die Überlagerung der Trondheimfjella-Decke auf der strukturell wesentlich tieferen Kiærffjellet-Decke am Brøggerfjellet andeutet.

Das kinematische Entwicklungsmodell beinhaltet daher drei Phasen:

1. Bildung der unteren Decken (Garwoodtoppen- bis Ny-Ålesund-Decke) mit Rampen- und Flachbahnen-Geometrien
2. Bildung der ersten durchbrechenden Überschiebung und der Großfalte sowie der neuen Ny-Ålesund-Überschiebung
3. Entstehung der Kristallindecken

Die Überschiebungstektonik wird nachfolgend von extensiven Bewegungen überprägt, von denen zwei weitere Phasen unterschieden werden können:

4. N-S-Extension = Kollaps
5. W-E-Extension

#### **Initialstadium (Stadium 1): Rampen und Flachbahnen**

Die Überschiebungen der unteren Decken steigen von dem tieferen Abscherhorizont in der Nielsenfjellet Formation nach N-NE stratigraphisch auf in die Wordiekammen Formation, wo sie zunächst wieder flach verlaufen, bis sie weiter aufsteigen und schließlich an der Oberfläche austreichen. Am Garwoodtoppen involviert die Basisüberschiebung nur noch die Gipshuken und Kapp Starostin Formationen. Die Überschiebungen nutzen im flachen Bereich dabei die flach in südliche Richtungen einfallenden Schichtflächen als Bewegungsbahnen. Der Verlauf der Überschiebungen entspricht somit dem typischen treppenförmigen Muster aus Rampen und Flachbahnen ("ramp-flat mode", "stair-case trajectories", BOYER & ELLIOTT 1982) (Abb. 5-3a,b). Dabei nimmt innerhalb dieser Struktureinheit nach SW, also zu den strukturell höheren Decken, der Anteil an involviertem Basement zu (Abb. 5-3b). Die Mächtigkeit der Decken nimmt demnach nach N ab, was neben dem unterschiedlichen Anteil an involviertem Basement auch zu einem Teil durch die abnehmende Mächtigkeit der karbonischen Sedimente (Brøggerindene und Scheteligfjellet Formation) bedingt ist. Insgesamt ergibt sich eine nach N, also zum Vorland hin, keilförmige Geometrie, wie sie charakteristisch für Vorland-Falten- und Überschiebungsgürtel ist (CHAPPLE 1978) (Abb. 5-3b). Diese Konfiguration sowie experimentelle und theoretische Modellierungen (z.B. MANDL & SHIPPAM 1981; BOYER & ELLIOTT 1982) sprechen für ein Pro-pagieren der Überschiebungen in Richtung des tektonischen Transports nach N-NE zum Vorland ("in-sequence thrusting" oder "piggy-back thrust propagation", DAHLSTROM 1970). Während der Bildung der Decken mit in Richtung zum Vorland propagierenden Überschiebungen werden ältere Überschiebungen bei der Entstehung einer neuen verkippt und steilgestellt, möglicherweise auch schwach gefaltet. Dadurch wird weitere Gleitung auf diesen Flächen erschwert. Das bedeutet, dass zuerst die Ny-Ålesund-Überschiebung als in diesem Abschnitt strukturell höchste Decke gebildet wird, dann entsteht durch Verlagerung der Bewegung ins Vorland die Kiærffjellet-

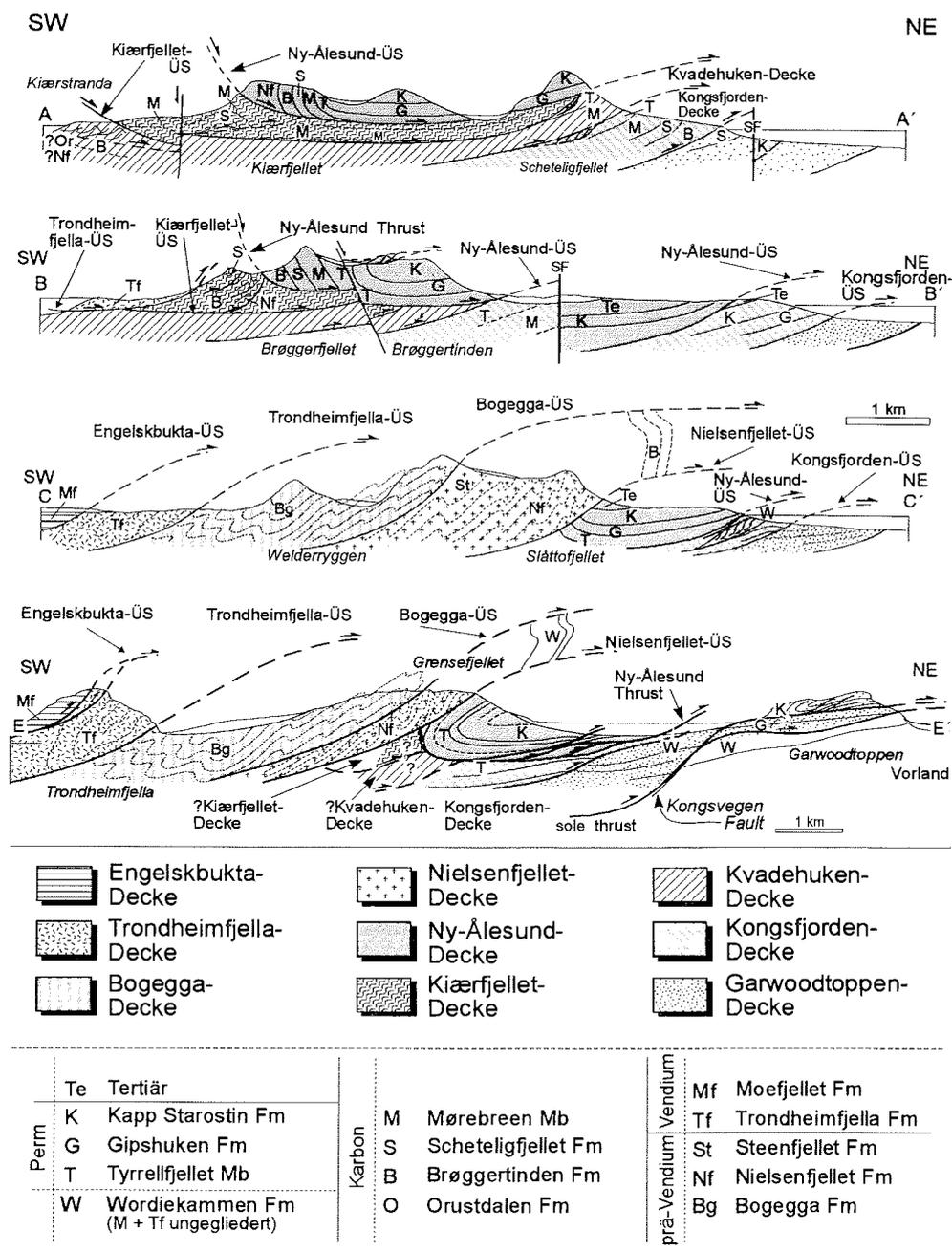


Abb. 5-2: SW-NE-Profilsschnitte durch den Deckenbau: Die Ny-Ålesund-Decke überfährt schräg nach ENE die unteren Einheiten. Die Falte wird am Grensefjellet in einem höheren Level als im W von der Nielsenfjellet-Überschiebung geschnitten. Die Profile entsprechen den im Fence-Diagramm (Abb. 4-4) dargestellten (Grensefjellet-Profil vgl. Abb. 4-29)

Entwicklungsmodell des tertiären Fold-and-Thrust Belts auf der Brøggerhalvøya

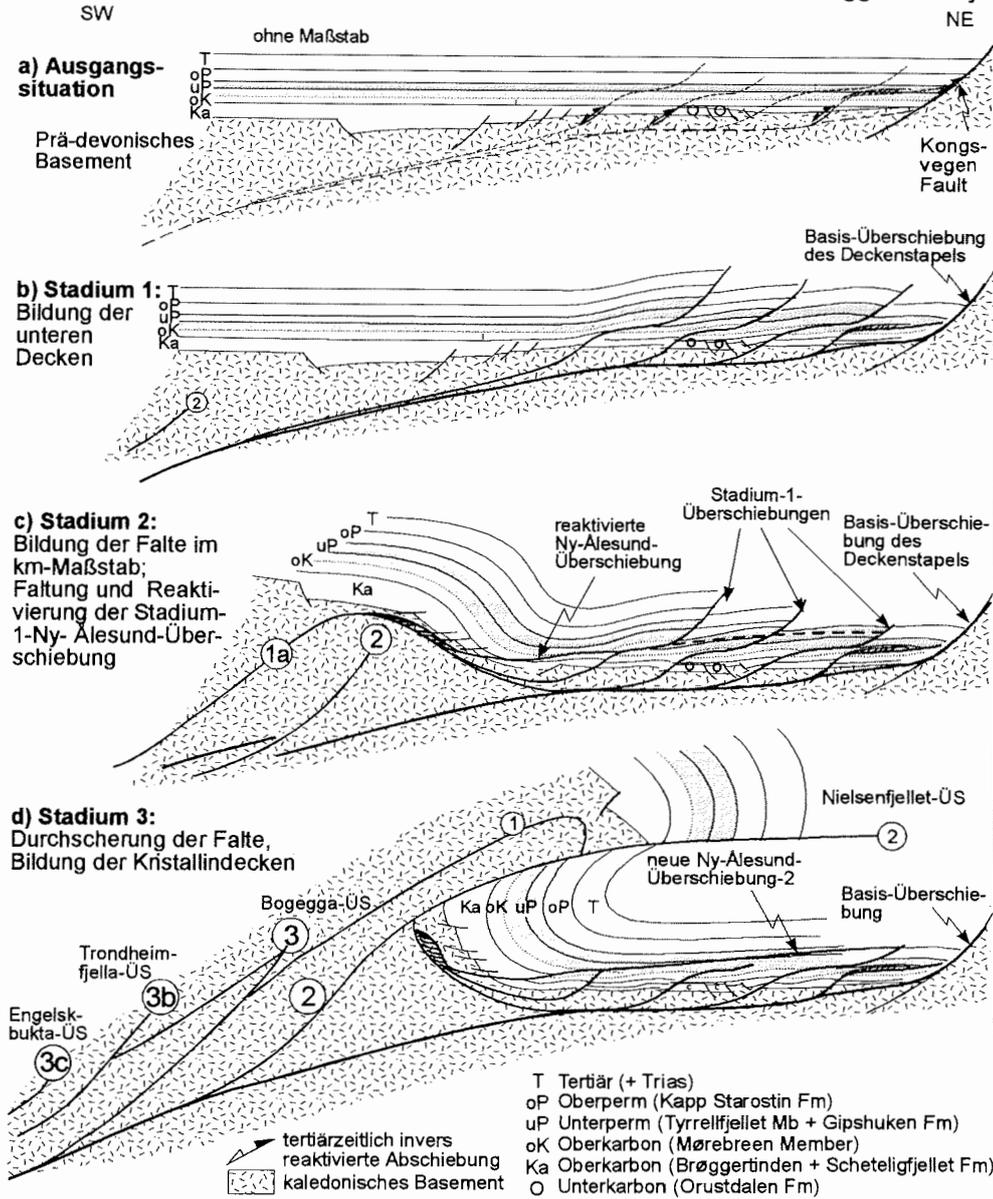


Abb. 5-3: Vereinfachtes Schema der tertiären Überschiebungstektonik auf der Brøggerhalvøya (ohne Maßstab). Die Bildung des Deckenstapels erfolgt in 3 Stadien: 1. Entstehung der untersten Decken durch subhorizontale, etwa schichtparallel verlaufende Überschiebungen ("flat-ramp"-Geometrien) mit Vorrücken des Überschiebungssystems zum Vorland ("in-sequence-thrusting") 2. Mit der Bildung der ersten "out-of-sequence"-Überschiebung wird das Basement im Hinterland stärker in die Deformation einbezogen. Die gleichzeitige Entstehung der km-großen Falte führt zu einer Rotation und Faltung der in Stadium 1 gebildeten unteren Überschiebungen. Die im Stadium 1 bereits gebildete Ny-Alesund-Überschiebung wird dabei teilweise reaktiviert. 3. Die Ny-Alesund-Decke wird auf die unteren Decken überschoben, wobei die reaktivierte Ny-Alesund-Überschiebung nun einen neuen Verlauf einnimmt und die unterpermischen Schichten als Gleithorizont benutzt. Der überkippte Kurzschenkel der Falte wird von einer Überschiebung gekappt und auf die Synklina überschoben, gefolgt von der Bildung der Kristallindecken, deren Bildung "out-of-sequence" Richtung Hinterland erfolgt

Decke im Liegenden der Ny-Ålesund-Decke usw., die Garwoodtoppen-Decke wird in diesem Stadium als letztes gebildet (Abb. 5-3b). Alle Überschiebungen münden in einen gemeinsamen Abscherhorizont in der Tiefe, welcher die Basisüberschiebung des Deckenstapels repräsentiert und im kaledonischen Grundgebirge, vermutlich in den Phylliten der Nielsenfjellet Formation, lokalisiert ist (Abb. 5-3).

An Rampenpositionen oder an von der Hauptüberschiebung abzweigenden untergeordneten Überschiebungen entstehen deckeninterne Deformationszonen (Kiærstranda, Leinstranda, östliche Kongsfjorden-Decke). Auch diese Überschiebungen verlaufen in Flachbahnen und Rampen. Als Rampenzonen spielen karbonische NW-SE streichende Querstörungen eine Rolle (Abb. 5-3), die dadurch die Richtung des Deckentransports mit beeinflusst haben. Die in Abb. 5-3 eingezeichneten karbonischen Abschiebungen wurden zwar anhand der Mächtigkeitsschwankungen der Brøggertinden und Scheteligfjellet Formationen rekonstruiert und - wo es möglich war - bei der Profilbilanzierung berücksichtigt, deren genaue Position könnte jedoch etwas nach N und S verschoben sein. Dennoch ist eine Reaktivierung dieser Abschiebungen als aufschiebende Rampen während Stadium 1 angesichts ihrer günstigen Orientierung anzunehmen.

### **Stadium 2: Erste durchbrechende Überschiebung, Bildung der Falte und der neuen Ny-Ålesund-Überschiebung**

In dieser Phase werden größere Anteile des kaledonischen Basements im Hinterland involviert. Durch den stärker als in Stadium 1 nach ENE gerichteten Transport ist eine direkte Reaktivierung der Stadium 1-Überschiebungen nicht einfach möglich. Die Schichtflächen als wichtigste Gleitbahnen wurden während Stadium 1 verstellt und typische "décollement"-Horizonte wie Tone und Gipse, die weiterhin als Gleitflächen dienen könnten, existieren auf der Brøggerhalvøya nicht. Der Schub wird nun nicht mehr durch die Bildung schichtparalleler Detachments mit Rampen- und Flachbahnen-Geometrien wie in Stadium 1 akkomodiert. Statt dessen werden die Einheiten großräumig verfaltet und die Falte im km-Maßstab gebildet. Diese wurde vermutlich als eine Störungswachstumsfalte über dieser aus größerer Tiefe aufsteigenden Überschiebung angelegt, welche das Basement stärker einbezieht und zudem die erste durchbrechende Sockelüberschiebung darstellt, d.h. sie repräsentiert die erste Überschiebung, die nicht mehr unterhalb der älteren Decken in Richtung Vorland gebildet wurde, sondern nun hinter den Stadium 1-Decken als "out-of-sequence"-Überschiebung die älteren und unteren Störungen schneidet. Bei der Faltenbildung werden auch die unteren Stadium 1-Decken verkippt und die Ny-Ålesund-Decke mit verfaltet (Abb. 5-3c). Letzteres ist an der gefalteten Ny-Ålesund-Überschiebung (CHALLINOR 1967; WUTHENAU 1988; PIEPJOHN et al. in Druck b) erkennbar. Zunächst könnte während der Verkipfung der Stadium 1-Decken und -Überschiebungen nach NE infolge der Hebung die Stadium 1-Ny-Ålesund-Überschiebung reaktiviert worden sein, möglicherweise durchaus gravitativ induziert, allerdings nicht mit großem Versatz, da keine divergierenden Überschiebungsrichtungen innerhalb der Decke zu beobachten sind, die bei einer gravitativen Bewegung zu erwarten wären. Statt dessen wird bei fortgesetztem Schub nun eine neue Gleitbahn für die Ny-Ålesund-Decke innerhalb des Tyrrellfjellet Members und der Gipshuken Formation ausgebildet und dabei die Stadium 1-Decken (Kiærfjellet-, Kvadehukun- und Kongsfjorden-Decke) abgeschnitten und schräg überfahren (Abb. 4-5, 5-2, 5-3c,d). Gleich-zeitig wird durch die weitere Einengung und Vergenz die Großfalte im Kern schließlich von der Nielsenfjellet-Überschiebung durchschnitten und die Antikline (Nielsenfjellet-Decke) auf die Synkline (Ny-Ålesund-Decke) überschoben (WUTHENAU 1988;

SAALMANN & BROMMER 1997; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 5-3d).

In diesem Stadium werden nur das Tyrrellfjellet Member der Wordiekammen Formation und die Gipshuken Formation von der reaktivierten Ny-Ålesund-Überschiebung als Gleitbahnen genutzt (Abb. 4-37, 5-2, 5-3d).

### **Stadium 3: Bildung der strukturell höchsten Kristallindecken**

Die Bildung der weiteren, strukturell höheren Kristallindecken erfolgt ebenfalls an durchbrechenden ("out-of-sequence") Überschiebungen in zum Hinterland propagierendem Überschiebungsmodus (Abb. 5-3d). Erkennbar ist dieses vor allem an der Tatsache, dass die südlichste und höchste Engelsbukta-Decke die Scheteligfjellet Fault überlagert (PIEPJOHN et al. in Druck b) sowie an der Einbeziehung anderer kristalliner Einheiten, dem Fehlen einiger Decken westlich der Scheteligfjellet Fault.

Daher wird nach der Nielsenfjellet-Decke zunächst die Bogegga-Decke gebildet, gefolgt von der Trondheimfjella- und schließlich der auf der Brøggerhalvøya strukturell höchsten Engelsbukta-Decke.

Der Transport der Kristallindecken im Stadium 2 und 3 ist ursprünglich ebenfalls nach ENE gerichtet.

Die Bildung der Kristallindecken war bereits vor der Entwicklung des Forlandsundet Grabens abgeschlossen, da dessen östliche Randstörung im S den Deckenbau der Brøggerhalvøya und den bei Kapp Graarud abschneidet (ORVIN 1934; BARBAROUX 1966; MANBY 1988; WUTHENAU 1988; LOSKE 1989; DALLMANN et al. 1993; LYBERIS & MANBY 1993a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b, HJELLE et al. in Vorb.).

### **Extension/Kollaps**

Es können zwei Generationen von Abschiebungen auf der Brøggerhalvøya identifiziert werden. Große W-E streichende Abschiebungen nach N sind am Zeppelifjellet (Abb. 4-19) (ORVIN 1934; LYBERIS & MANBY 1993 a,b; SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a) und am Brøggerfjellet (Brøggerfjeld) (Abb. 4-18) aufgeschlossen. Aufgrund ihres nahezu Fold-Belt-parallelen Streichens repräsentieren sie vermutlich spät-tektonische Kollapsstrukturen des verdickten Deckenstapels. Der Versatz der Störungen kann zwar nur grob geschätzt werden, muss jedoch einige 100 m am Brøggerfjellet und sogar bis in den km-Bereich am Zeppelifjellet betragen. Neben diesen großen Lineamenten sind weitere, deutlich kleinere Abschiebungen nach N vertreten, deren Versatz aufgrund fehlender Leit-horizonte nicht ermittelt werden kann.

Die W-E streichenden Abschiebungen werden von etwa N-S streichenden Störungen geschnitten: Beispielsweise wird die Abschiebung am Zeppelifjellet im W von der Brøggerdalen Fault (ORVIN 1934) begrenzt (Abb. 3-10). Daher sind die N-S bis NNE-SSW orientierten Abschiebungen jünger und nach der Überschiebungstektonik entstanden (ORVIN 1934; CHALLINOR 1967). Die N-S streichenden Störungen treten vor allem im Ny-Ålesund Tertiärbecken auf.

Die Trongskard-Störung (WUTHENAU 1988), die von der SW-Küste nach NW durch das Traudalen und Trongskardet verläuft und einen Vertikalversatz von 200 m aufweist (WUTHENAU 1988; WEBER 1990), ist ebenfalls eine jüngere Störung. Diese Flächenschar tritt auch besonders deutlich bei der Harnischauswertung in Erscheinung (Kap. 5.5.2) und ist auf der Brøggerhalvøya weit verbreitet. Dabei kann lokal eine abschiebende

Reaktivierung von Querverschiebungen ("tear faults") und günstig orientierten Scherflächen beobachtet werden. Die Abschiebungen nach E am Grensefjellet (BROMMER 1994) sind aufgrund des dort NNW-SSE orientierten Streichens des Fold Belts dagegen eher den Kollapsstrukturen der ersten Generation zuzuordnen.

### 5.3 Vergleich mit anderen Regionen des Fold Belts

Die Entwicklungsmodelle für andere Regionen des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts zeigen bemerkenswerte Ähnlichkeiten. Sowohl in südlichen Gebieten (Hornsund, DALLMANN 1992; Berzeliustinden/Van Keulenfjorden, DALLMANN 1988a,b; im Nordenskiöld Land, BRAATHEN & BERGH 1995, BRAATHEN et al. 1995; GOSEN et al. in Druck) als auch nördlich des Isfjords im südlichen Oscar II Land (BERGH et al. 1997; PIEPJOHN & GOSEN in Druck) können zum Vorland verkippte oder großräumig verfaltete schichtparallele Überschiebungen beobachtet werden, welche sich als "décollements" vor allem in den mesozoischen Schichtanteilen befinden. Auch im Oscar II Land und Nordenskiöld Land entstanden die Rampen und Flachbahnen während einer ersten Phase, gefolgt von der Hauptphase mit Einbeziehung des kristallinen Basements (BRAATHEN & BERGH 1995, BRAATHEN et al. 1995; BERGH et al. 1997; GOSEN et al. in Druck; LYBERIS & MANBY in Druck; PIEPJOHN & GOSEN in Druck).

Unter Betonung der strukturellen Gemeinsamkeiten in allen Segmenten des Fold Belts (ORVIN 1934; DALLMANN et al. 1993, MANBY & LYBERIS 1996; PIEPJOHN et al. in Druck b) werden die Unterschiede hauptsächlich auf einen unterschiedlichen Erosionsanschnitt zurückgeführt (KELLOGG 1975; DALLMANN et al. 1993)

Basierend auf Paläospannungsanalysen und sich darin abzeichnenden Stadien mit unterschiedlichen Transportrichtungen, wird von LEPVRIER et al. (1988) und LEPVRIER (1992) angenommen, dass der größte Teil des Fold Belts durch ENE-gerichtete Kompression/Transpression entstand, während die Überschiebungen und Hauptdeformationen auf der Brøggerhalvøya bereits in einer früheren Phase einer N-S-Transpression gebildet wurden. Die Mehrphasigkeit der Überschiebungstektonik auf der Brøggerhalvøya (WUTHENAU 1988; LYBERIS & MANBY 1993a; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998b; PIEPJOHN et al. in Druck b) und die Existenz der Großfalte (ORVIN 1934; CHALLINOR 1967; WUTHENAU 1988; WEBER 1990; LUDWIG 1988; BROMMER 1994; SAALMANN 1995; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b; THIEDIG et al. in Druck) zeigt, dass die kinematische Evolution auf der Brøggerhalvøya vergleichbar mit anderen Segmenten des Fold Belts (ORVIN 1934; DALLMANN et al. 1993; MANBY & LYBERIS 1996; SAALMANN & THIEDIG 1998b; PIEPJOHN et al. in Druck b) und eine zeitliche Trennung der Überschiebungstektonik auf der Brøggerhalvøya von der Bildung des Fold Belts im S ausgesprochen unwahrscheinlich ist.

### 5.4 Rolle der Scheteligfjellet Fault

Die Scheteligfjellet Fault (ORVIN 1934) trennt als N-S streichendes Lineament den Deckenbau auf der Brøggerhalvøya in 2 Bereiche, in denen unterschiedliche strukturelle

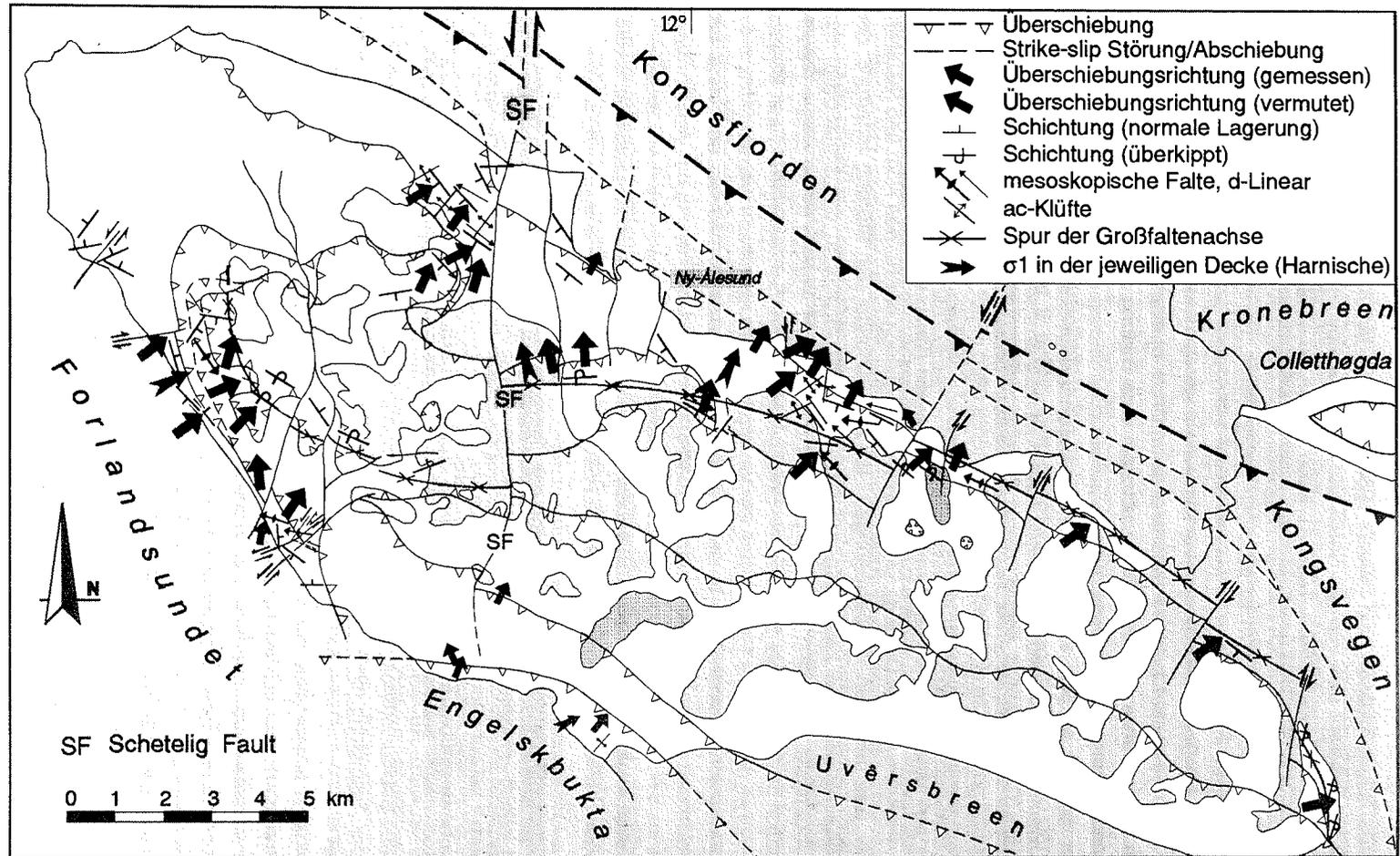


Abb. 5-4: Tektonisches Inventar der tertiären Überschiebungstektonik und Rekonstruktion der Transportrichtungen anhand von konjugierten Klüften/Scherflächen, Harnischen, der Schieferung, Faltachsen und Überschiebungsflächen.

Niveaus aufgeschlossen sind (MANBY 1988; LYBERIS & MANBY 1993a; PIEPJOHN et al. in Druck b). Sie zieht sich von der Nordküste bei Brandalpynten durch den Brøggerbreen nach S zum Bjørvigfjellet (Abb. 4-3, 5-4). Nach S kann sie nicht weiter verfolgt werden, sie könnte in der Ebene südlich des Bjørvigfjellets noch innerhalb der Trondheimfjella-Decke enden, am Südhang selbst ist sie noch nachweisbar, da in einem Bachanschnitt auf beiden Seiten im Streichen unterschiedliche Lithologien aufgeschlossen sind. In der Engelsbukta-Decke existieren keine Hinweise mehr für die Existenz der Scheteligfjellet Fault, was die Vermutung von PIEPJOHN et al. (in Druck b) einer Überlagerung der Störung durch diese Decke bestätigt. Damit scheidet eine Bildung der Störung als rein post-tektonische junge Abschiebung aus.

Daher handelt es sich vermutlich um eine syn-tektonische Querverschiebung ("tear fault") (MANBY 1988; LYBERIS & MANBY 1993a; PIEPJOHN et al. in Druck b).

Der finite Gesamtversatz entlang dieser Störung repräsentiert eine sinistrale Schrägabschiebung nach E. Die abschiebende Komponente kann in der Ny-Ålesund-Decke anhand der Tertiärbasis des Ny-Ålesund Beckens südlich von Ny-Ålesund und auf dem Scheteligfjellet auf mindestens 700-800 m geschätzt werden (CHALLINOR 1967; SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck b). Dieser Betrag trifft jedoch nur für den N zu und resultiert additiv aus mehreren Teilbewegungen, da am Süden der Störung innerhalb der Trondheimfjella-Decke zwar aufgrund fehlender Leithorizonte in den Metapeliten der Trondheimfjella Formation der Versatz nicht rekonstruiert werden kann, dieser jedoch vermutlich deutlich geringer ist. Sinistrale Bewegungen an der Scheteligfjellet Fault können vor allem an der Spur der Faltenachse der km-großen Falte abgelesen werden (Abb. 5-4): Die Faltenachse streicht im E der Brøggerhalvøya zunächst NW-SE und biegt am Zeppelifjellet in Annäherung an die Störung in eine W-E-Orientierung um. Am Brøggerfjellet im SW streicht die Achse zunächst ebenfalls noch W-E, um dann am westlichen Kiærfjellet wieder nach NW-SE umzuschwenken. Die Faltenachse besitzt somit einen sigmoidalen Verlauf, der gut mit sinistralen Bewegungen an der Störung korrespondiert.

Die Scheteligfjellet Fault muss während der Überschiebungstektonik aktiv gewesen sein. Es ist jedoch unwahrscheinlich, dass sie bereits vor der Entstehung der Großfalte, also in Stadium 1 bei der Bildung der Rampen und Flachbahnen existent war, da ansonsten eine deutliche Beeinflussung der Faltenbildung durch ein derartig ausgeprägtes Lineament zu erwarten wäre. Auffällig ist allerdings das N-S orientierte Streichen dieser Störung, was eine alte Struktur indiziert (?kaledonisch, ?karbonisch). So könnte in diesem Bereich noch vor der Ausbildung einer diskreten Störungsbahn bereits eine schräge Rampe existiert haben.

Vermutlich bildete sich die Scheteligfjellet Fault kurz nach der Faltung während der Entstehung der Nielsenfjellet-Decke als Querverschiebung ("tear fault"), um unterschiedliche Versatzweiten innerhalb der Decke auszugleichen. Ein Hinweis dafür sind die vor allem im NE und E der Brøggerhalvøya auftretenden SSW-NNE streichenden Störungen, die die Ny-Ålesund- und Nielsenfjellet-Decke schneiden und versetzen (Abb. 4-3, 5-4) und ebenfalls vorherrschend sinistrale Bewegungen anzeigen (BROMMER 1994; SAALMANN 1995; SAALMANN & BROMMER 1997; PIEPJOHN et al. in Druck b). Sie stellen ebenfalls "tear faults" dar. Ein Beispiel dafür ist die Haavimbjfellet Fault (SAALMANN & BROMMER 1997) (HF, Abb. 4-3, 5-4). Auch in diesem Bereich bestand vermutlich vor der Ausbildung eines diskreten Lineaments eine schräge Rampe an einer alten Struktur im Untergrund - darauf weist die lokal abweichende NW-Vergenz in der Kongsfjorden-Decke an dieser Stelle hin

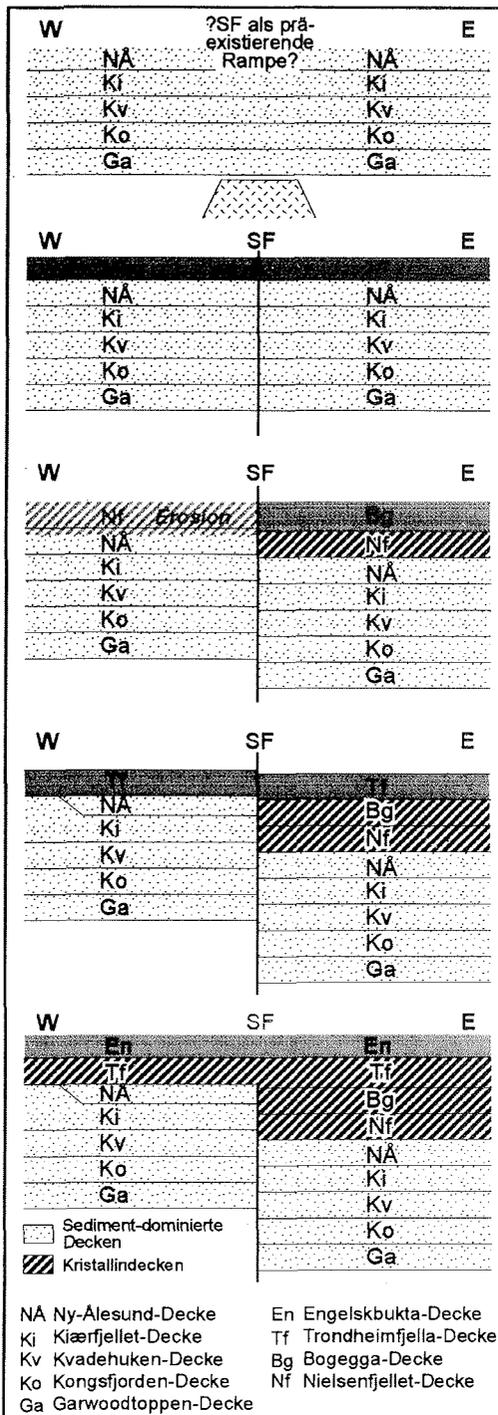


Abb. 5-5: Schematische Darstellung der Aktivitätsphasen der Scheteligfjellet Fault während der tertiären Überschiebungstektonik, grau: aktive Decke (Platznahme) (Erläuterungen s. Text).

(Kap. 4.2.1.2). Vergleichbare Strukturen fehlen dagegen in den (unteren) Decken im W der Brøggerhalvøya. Das Stadium 2 ist durch stärkere Konvergenz und erhöhte Versatzweiten nach ENE geprägt. Eine durch die Basementtopographie sowie Geometrie des Vorlands bedingte unterschiedlich weite Migration der Deckensegmente musste daher an solchen Störungen ausgeglichen werden.

Die Scheteligfjellet Fault war jedoch mehrfach aktiv, da im W die Nielsenfjellet- und Bogegga-Decken fehlen (PIEPJOHN et al. in Druck b). Ersterer muss jedoch ursprünglich auch im W verbreitet gewesen sein, da das Antiklinen-Synklinen-Paar, bestehend aus der Ny-Ålesund- und Nielsenfjellet-Decke, nur gemeinsam gebildet worden sein kann. Ob die Bogegga-Decke im W primär fehlt, kann nicht mit Sicherheit geklärt werden. Es ist möglich, dass durch den ursprünglich stärker nach ENE orientierten Transport und durch Aktivität der Scheteligfjellet Fault die Bogegga-Decke stärker nach E abgelenkt wurde, während gleichzeitig im W die Erosion der Nielsenfjellet-Decke erfolgte. Dies könnte durch eine Hebung des westlichen Blocks verursacht worden sein, welcher dann sowohl die bestehenden obersten Decken exhumierte und gleichzeitig als hohe seitliche Rampe eine Überschiebung weiterer Einheiten im W verhindert (Abb. 5-5). Auf jeden Fall muss es zwischenzeitlich Unterbrechungen gegeben haben, in denen die Nielsenfjellet-Decke im W erodiert wurde. Ein vergleichbares Szenario könnte auch für die Bogegga-Decke gelten, welche ebenfalls in einer Pause im W abgetragen worden wäre. Ob die Scheteligfjellet Fault eine Abschiebung nach E war, also zwischenzeitliche Dehnungstektonik repräsentiert,

tiert, oder eine kompressive Aufschiebung des westlichen Blocks erfolgte oder ob doch ein deutlicher sinistraler Versatz für das Fehlen der Decken im heutigen aufgeschlossenen Gebiet der Brøggerhalvøya verantwortlich ist, kann nicht mehr ermittelt werden. Eine nach E abschiebende Komponente in Verbindung mit großen Lateralbewegungen ist nicht auszuschließen. Andererseits ist bei der stärker nach ENE gerichteten Kompression eine Hebung des westlichen Blocks durch eine Schrägaufschiebung nach E an der vermutlich sehr steilen Scheteligjellet Fault ebenfalls gut möglich, würde allerdings einen dextralen Versatz an der Scheteligjellet Fault beinhalten, der nicht nachweisbar ist. Eine Rekonstruktion der Einzelbewegungen ist heute nicht mehr durchführbar, sodass die exakte Kinematik der Scheteligjellet Fault zu dieser Zeit nur spekulativ bleiben kann. Sicher ist, dass die Bewegungen während der Bildung der Trondheimfjella-Decke deutlich nachließen, da diese wieder beiderseits der Störung auftritt und nicht mehr Decken gegeneinander versetzt werden, sondern nur deckenintern ein nicht quantifizierbarer Versatz beobachtet werden kann (s.o.). Die Trondheimfjella-Decke überlagert im E die Bogegga-Decke, im W am Brøggerfjellet die Kiærfjellet-Decke, welche sich direkt unterhalb der gefalteten Ny-Ålesund-Überschiebung befindet (Abb. 5-5). Das bedeutet, dass die Nielsenfjellet-Decke bereits zu dieser Zeit vollständig erodiert war und evtl. sogar bereits die obersten Bereiche der Ny-Ålesund-Decke abgetragen wurden. Die ohnehin nachlassende Aktivität an der Scheteligjellet Fault kam schließlich vor der Bildung der Engelsbukta-Decke zum Stillstand (Abb. 5-5).

Sinistrale Bewegungen an der Scheteligjellet Fault sind vermutlich auch verantwortlich für den leicht sigmoidal gebogenen Verlauf der Faltenachse (Abb. 5-4), der von einer NNW-SSE-Richtung am Grensefjellet nach NW umschwenkt (SAALMANN & BROMMER 1997), am Zeppelifjellet nahezu W-E orientiert ist (PIEPJOHN et al. in Druck b) und am westlichen Kiærfjellet wieder einen NW-SE streichenden Verlauf einnimmt (WUTHENAU 1988, WEBER 1990) (Abb. 5-4). Diese Verbiegung muss ebenfalls vor der Platznahme der Engelsbukta-Decke erfolgt sein.

## 5.5 Vergenzen und Transport

Der übergeordnete Bau der Brøggerhalvøya ist NE-vergent (ORVIN 1934; BARBAROUX 1966; CHALLINOR 1967; MANBY 1988; LYBERIS & MANBY 1993a,b; MANBY & LYBERIS 1996; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; PIEPJOHN et al. in Druckb; THIEDIG et al. in Druck).

Von Interesse ist die Frage, ob sich die Mehrphasigkeit der Überschiebungstektonik auch in unterschiedlichen Richtungen des tektonischen Transports widerspiegelt.

In Abb. 5-4 sind die sind die Vergenzen und Überschiebungsrichtungen einzelner Aufschluss- oder Homogenbereiche dargestellt, direkt ermittelt durch Messungen an Überschiebungsflächen oder indirekt konstruiert anhand des stratigraphischen Aufstiegs der Deckenüberschiebungen und der Orientierung von  $\delta$ -Linearen und b-Achsen von mesoskopischen überschiebungsgelunden Falten (Rampenfalten, Störungswachstumsfalten), Scherflächen, Dehnungsklüften, Fiederspalten und Harnischdaten. Es zeigen sich vor allem deckeninterne Abweichungen der Transportrichtungen. Es muss daher auch geklärt werden, ob diese durch eine zeitliche Abfolge (verschiedene Stadien) bedingt ist

(LEPVRIER & GEYSSANT 1985) oder auf laterale Rampen und Schleppungen (MANBY & LYBERIS 1996) zurückgeführt werden können.

### 5.5.1 Deckeninterne Variationen der Überschiebungsrichtungen

Der übergeordnete Transport der Überschiebungen und Decken erfolgt auf der Brøggerhalvøya nach NE bis NNE. Die Überschiebungsrichtungen innerhalb einzelner Decken können zwischen NW und ENE schwanken (Abb. 5-4). Eine Tendenz zu stärkerer N-Verzogenheit im W der Halbinsel und eher ENE-gerichteten Strukturen im E (MANBY & LYBERIS 1996) kann nicht bestätigt werden.

Im E der Kongsfjorden-Decke (nordwestlich Haavimbjället) sind die Überschiebungen nach NW gerichtet, in der gleichen Decke weiter westlich, am Ost- und Nordhang des Scheteligjellets, erfolgt der Transport wieder nach NNE bzw. NE. Es handelt sich demnach um eine lokale Abweichung, die erklärbar ist mit einer regional begrenzten Verbiegung der Kongsfjorden-Überschiebung bzw. eines zu ihr parallelen Abscherhorizonts an der Basis der dort aufgeschlossenen Dreiecksstruktur. Oder der NW-Transport ist durch eine schräge Rampe bedingt (z.B. prä-existierende Haavimbjället Fault als Basementhorst, gebildet während karbonischer oder sogar älterer Bewegungen) (Kap. 4.2.1.2).

In der "Orvin Gorge" weisen die Orientierungen von Faltenachsen, Schieferungsflächen und Überschiebungen auf nach N bis NNW gerichtete Transporte hin (Abb. 4-23, 4-24). Die Strukturen sind am steil nach N einfallenden Synklinenschenkel der Großfalte (Zeppelinjellet) lokalisiert und stehen in Verbindung mit der Bildung der wahrscheinlich während der Platznahme der Nielsenjellet-Decke aktivierten Zeppelin Thrust stehen. Daher gehören sie zur Hauptphase (Stadium 2). Eine mögliche Erklärung für die abweichende Richtung könnte in einer Ablenkung an ungünstig orientierten Schichtflächen liegen, welche von den Überschiebungen in der Regel als Gleitbahnen genutzt werden: Falls die Schichtung z.B. ursprünglich nach SE einfiel, wird die ursprünglich nach ENE gerichtete Kompression nach N umgelenkt. Andererseits ist auffällig, dass in diesem Bereich auch die Achse der km-großen Synklinae aus einer NW-SE-Richtung in eine W-E-Richtung schwenkt (PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 5-4), was vermutlich im Zusammenhang mit sinistralen Bewegungen an der Scheteligjellet Fault steht (Kap. 5.4). Daher besteht eine andere Möglichkeit darin, dass auch die Flächen in der "Orvin Gorge" entsprechend mitrotiert wurden und ursprünglich eher nach N - NNE gerichtet waren.

Auch am Grensejellet besitzt die Faltenachse eine andere Orientierung: sie biegt von der NW-SE-Richtung am Grensebreen nach N-S bis NNW-SSE um (BROMMER 1994; SAALMANN & BROMMER 1997; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Abb. 5-4). In dieser Strukturdomäne ist der Transport nach ENE gerichtet.

In der Kvadehukken-Decke sind ebenfalls deckenintern abweichende Richtungen zu verzeichnen: Während die Strukturen am Kjørstranda eindeutig ENE-vergent sind, schwanken die Transportrichtungen am Leinstranda zwischen NW und NNE (Kap. 4.2.1.3). Besonders im mittleren Profilbereich sind die Überschiebungen nach NW gerichtet, am nördlichen und südlichen Ende des Profils ist jedoch wieder die Nordrichtung dominant (Abb. 4-13). Zwar können "strike-slip"-Bewegungen nicht ausgeschlossen werden, wenn es auch für größere Blattverschiebungen keine Hinweise gibt. Doch es ist wahrscheinlicher, dass die Fluktuation an laterale/schräge Rampen im Untergrund gebun-

den ist, also auf die Basementtopographie zurückgeführt werden kann.

Lokale Abweichungen des auf der Brøggerhalvøya ansonsten vorherrschenden NE-Transports können also mit einem lokalen Spannungsfeld aufgrund lokaler Konfigurationen (abweichend orientierte Gleitflächen, prä-existierende Störungen, Basementtopographie, post-tektonische Schleppungen) erklärt werden. Die in diesen Domänen bzw. Aufschlüssen gebildeten Strukturen und Harnische spiegeln keine zeitlichen Stadien wider.

### 5.5.2 Tektonische Transportrichtungen

In mehreren Regionen des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts wurden Störungsflächenanalysen durchgeführt (LEPVRIER & GEYSSANT 1985; LEPVRIER et al. 1988; KLEINSPEHN et al. 1989; LEPVRIER 1992; BRAATHEN & BERGH 1995; BRAATHEN et al. 1995; TEYSSIER et al. 1995a; MANBY & LYBERIS 1996). Während einerseits unterschiedliche Populationen auf Schleppungen und lokale Rampen zurückgeführt werden (MANBY & LYBERIS 1996), werden die separierten Tensoren andererseits als Ausdruck der mehrphasigen Entwicklung interpretiert und die Tensoren den verschiedenen Stadien zugeordnet (LEPVRIER & GEYSSANT 1985; LEPVRIER et al. 1988; KLEINSPEHN et al. 1989; LEPVRIER 1992; BRAATHEN & BERGH 1995; BRAATHEN et al. 1995; TEYSSIER et al. 1995a). So wird eine erste Phase mit NNE-SSW-Verkürzung ermittelt (LEPVRIER et al. 1992; BRAATHEN & BERGH 1995; BERGH et al. 1997), gefolgt von WSW-ENE-Verkürzung während der Hauptphase der Überschiebungstektonik (LEPVRIER 1992; BRAATHEN & BERGH 1995; TEYSSIER et al. 1995a) und abschließender E-W-Extension (LEPVRIER et al. 1988; KLEINSPEHN et al. 1989; LEPVRIER 1992; BRAATHEN & BERGH 1995; BRAATHEN et al. 1995; TEYSSIER et al. 1995a).

Diese auf Harnischflächen basierende zeitliche Trennung der Überschiebungstektonik wird von LEPVRIER & GEYSSANT (1985), LEPVRIER et al. (1988) und LEPVRIER (1992) auch für die Brøggerhalvøya postuliert.

Tatsächlich kristallisieren sich bei einer Harnischdatenanalyse auch auf der Brøggerhalvøya drei Datensätze heraus: (Abb. 5-6):

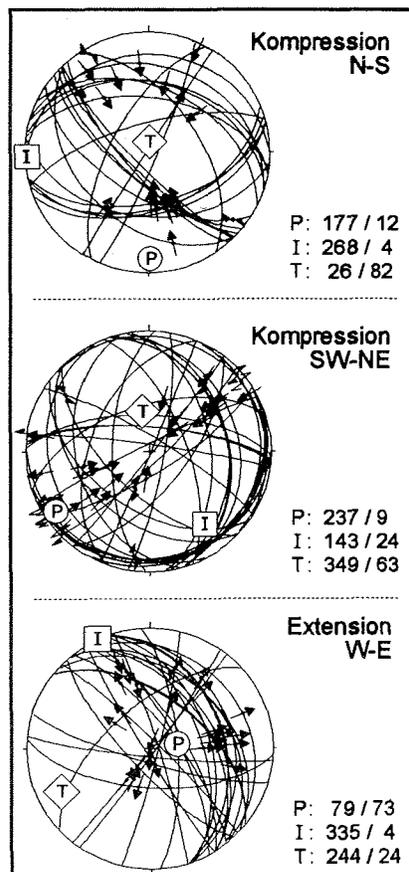


Abb. 5-6: Hauptrichtungen der Störungsflächenanalyse mit Harnischflächen. Die Kompressionsrichtungen können allerdings weder einzelnen Decken noch bestimmten kinematischen Stadien zugeordnet werden, da Flächen/Linienare von allen Sedimentdecken und beider Stadien in beiden Datensätzen enthalten sind. P = Kompressionsachse, I = intermediäre Achse, T = Dehnungsachse

- ◆ N-S-Kompression
- ◆ SW-NE-Kompression
- ◆ WSW-ENE bis E-W-Extension

Bei näherer Betrachtung kann allerdings keine Trennung der Daten zwischen den Decken oder eine Zuordnung zu zeitlich begrenzten Phasen beobachtet werden, beispielsweise in der Hinsicht, dass die N-S-Kompression ausschließlich auf die strukturell tieferen Decken (= Stadium 1) beschränkt ist. Im Gegenteil, es enthalten sowohl die Datensätze für N-S- als auch SW-NE-Kompression Werte aus allen Decken: Die Deformationen in der "Orvin Gorge" z.B. (Kap. 4.2.2.1) zeigen sowohl anhand der Harnischdaten als auch durch die Orientierung der Überschiebungen, Faltenachsen und Schieferung einen Transport nach NNW an, repräsentieren jedoch Stadium 2-Strukturen. Das Profil am Kiærstranda in der Stadium 1 Kvadehuker-Decke indiziert andererseits eindeutig eine SW-NE-Kompression.

Die Kartierung der Überschiebungen und Faltenachsen (Abb. 5-4) zeigt, dass zwischen den Decken bezüglich des Transports keine gravierenden Unterschiede abseits lokaler deckeninterner Variationen bestehen.

Zwar ist mit Störungsflächenanalysen auf der Brøggerhalvøya keine explizite Trennung der Stadien bezüglich ihrer Transportrichtungen möglich. Diese können jedoch indirekt ermittelt werden: Anhand von mehreren Profilschnitten (Abb. 4-5, 5-2) ist ersichtlich, dass die reaktivierte Ny-Ålesund-Decke nach E zunehmend tiefere Decken überlagert. Der Transport dieser Decke erfolgte demnach während Stadium 2 ursprünglich stärker in eine östliche Richtung als die Deckenbewegungen in Stadium 1 ("flat-and-ramp"), möglicherweise sogar wie im restlichen Fold Belt nach ENE. Die Nielsenfjellet-Überschiebung durchschneidet den überkippten Kurzschenkel am Grensefjellet in einem höheren Niveau als z.B. am Slåttofjellet (Abb. 5-2, Profile F-F' und Garwoodtoppen) und wird demnach ebenfalls deutlich in eine stärker östliche Richtung transportiert. Auch der Transport der Bogegga-Decke ist stärker nach ENE gerichtet, da die Decke nach E sukzessive größere Bereiche der Nielsenfjellet-Decke überlagert (Abb. 1-5, 4-3). In Aufschlüssen an der Küste der Engelsbukta deuten Harnischflächen, Fiederspalten und konjugierte Scherflächen ebenfalls auf eine ENE-gerichtete Kompression hin.

Demnach war der tektonische Transport während Stadium 2 und 3 ursprünglich nach ENE gerichtet. So bestehen aufgrund dieser Beobachtungen doch Ähnlichkeiten mit den Regionen im S bezüglich (N)NE-gerichteter Stadium 1-Strukturen (auf der Brøggerhalvøya allerdings nicht beweisbar) und einem Transport nach ENE während der Hauptphase (Stadium 2-3), der auf der Brøggerhalvøya jedoch nach NE abgelenkt wird.

## 5.6 Verkürzung

Um die Verkürzung innerhalb des Deckenbaus auf der Brøggerhalvøya zu ermitteln, muss die Deformation mit Hilfe eines konstruktiven Profilausgleichs zurückgeführt werden. Voraussetzung ist dafür ein geometrisch korrektes und rückführbares Profil (MITRA 1992). Des Weiteren muss Massenerhaltung gewährleistet sein, d.h. Flächen und Linienlängen

bleiben bei der Deformation erhalten (DAHLSTROM 1969) und die tektonischen Körper sind vor und nach der Deformation kohärent bei konstantem Gesamtvolumen. Es erfolgt demnach keine Materialzu- oder -abfuhr.

Vereinfachend wird eine ebene Verformung mit einfacher Scherung vorausgesetzt, bei der alle Verschiebungsvektoren parallel sind und konstante Verschiebungsbeträge aufweisen und die Teilchentrajektorien in der Profilebene bleiben, wodurch das Kriterium des Massenerhalts erfüllt wird. Das Profil muss demnach parallel zur Verformungsebene orientiert sein (WOODWARD et al. 1989).

Diese Bedingungen werden allerdings auf der Brøggerhalvøya nicht ganz erfüllt. Die auf die Überschiebungszonen konzentrierte Verformung beinhaltet insbesondere in den Scherzonen Drucklösungsprozesse (Bildung einer Drucklösungsschieferung, Kap. 4.2.4), führt also zu einer Materialabfuhr, die nicht quantifiziert werden kann.

Des Weiteren weisen die Decken sowohl intern als auch untereinander leicht abweichende tektonische Transportrichtungen auf (Kap. 5.5). Dies trifft vor allem für die Ny-Ålesund-Decke zu, deren Versatz ursprünglich etwas stärker nach ENE gerichtet war. Daraus resultieren divergierende Partikelpfade, das Kriterium der ebenen Verformung ist nicht erfüllt. Der abweichende Transport der Ny-Ålesund-Decke ist andererseits zunächst nicht von Belang, weil ohnehin nur drei Decken (Kongsfjorden-, Kvadehuken- und Kiærfjellet-Decke) wirklich bilanziert zurückgeführt werden können, da die anderen Decken infolge Erosion nicht ausreichend aufgeschlossen sind und damit der Profilausschnitt zu klein ist und die heute aufgeschlossene Ny-Ålesund-Überschiebung zudem eine "out-of-sequence"-Überschiebung darstellt, welche nicht quantifizierbar ist. Die SW-NE-Orientierung des Profils ist dennoch auch für die unteren Decken ein Kompromiss.

Die Drucklösungserscheinungen sind für die relativ grobe und übergeordnete Abschätzung der Gesamtverkürzung nicht relevant, zumal die interne Deformation der Decken abseits der Überschiebungszonen ausgesprochen gering ist und die Drucklösung sich auf die Überschiebungszonen konzentriert (Kap. 4.2.4).

Der konstruktive Rückversatz mittels Linienlängenabwicklung soll und kann lediglich einen Eindruck von der Verkürzung geben, ausreichend für einen Vergleich mit anderen Regionen des Fold Belts. Der Versatzbetrag der Ny-Ålesund-Decke kann nur grob geschätzt werden, die Falte wird ebenfalls nicht berücksichtigt, da ihre genaue Dimension unbekannt ist und mögliche Verkürzungsbeträge dadurch zu spekulativ wären. Eine Bilanzierung der Verkürzung in den Kristallindecken ist mangels Leithorizonten nicht möglich. Eine prä-tertiäre Blocktektonik z.B. im Karbon wird einerseits durch die Stapelung jüngerer Einheiten auf ältere und andererseits durch Einschuppung karbonischer Sedimente angezeigt, sodass die ursprüngliche Lagerung der Kristallineinheiten vor Beginn der Überschiebungstektonik nicht mehr rekonstruiert werden kann.

### **Konstruktiver Rückversatz**

In Abb. 5-7 wird die bilanzierte Rückführung der Kongsfjorden-, Kvadehuken- und Kiærfjellet-Decken gezeigt. Das Profil verläuft in SW-NE-Richtung von der Südwestküste (Kiæstrand) zum Kiærfjellet (Simlestuppet) und über den Stollnuten und Scheteligfjellet bis zur Nordküste der Halbinsel.

Der bilanzierte Rückversatz ergibt eine Verkürzung von ursprünglich 16,2 km auf 7,9 km, also um 8,3 km bzw. um 51 % (Abb. 5-7).

Die ursprüngliche Lage der Ny-Ålesund-Decke ist schwierig zu rekonstruieren (das

Abb. 5-7: Konstruktiver Rückversatz des Deckenbaus auf der Brøggerhalvøya ohne Berücksichtigung der Falte (Linienlängenabwicklung). Eine bilanzierte Abwicklung ist nur für die Kongsfjorden-, Kvadehuken- und Kiærfjellet-Decken möglich. Erläuterungen s. Text

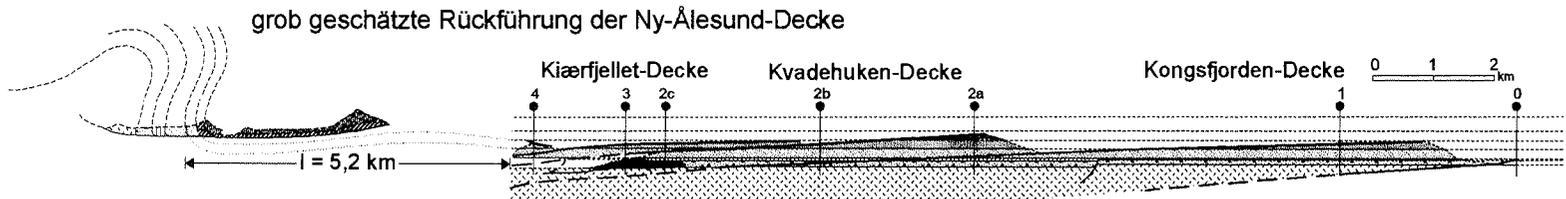
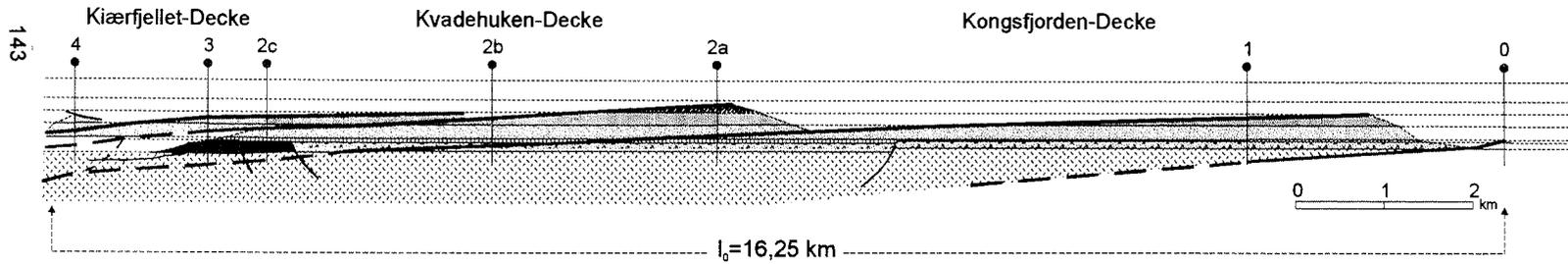
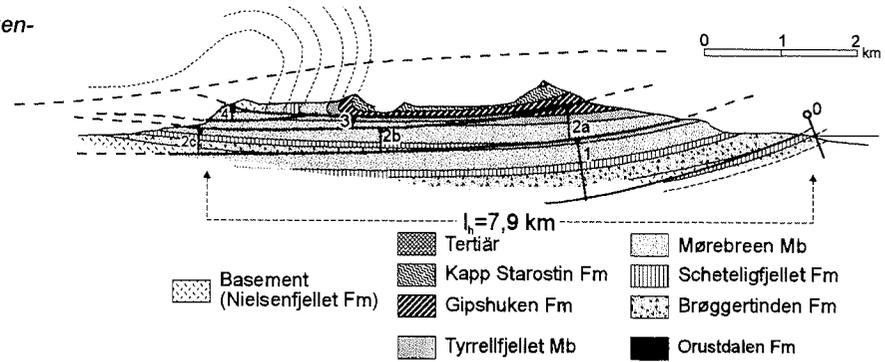
geschätzter Mindestversatz zwischen der Kongsvegen- und der Nielsenfjellet-Decke:

- bilanzierte Rückführung: 8,35 km

- Rückführung Ny-Ålesund-Decke: 5,2 km  
(geschätzt !!)

$$\Sigma = 13,55 \text{ km} \Rightarrow s = 63 \%$$

bilanzierte Rückführung:  $l_b = 7,9 \text{ km}$   $s = 1 - \frac{l_b}{l_o} = 0,51 \approx 51 \%$   
 $l_o = 16,25 \text{ km}$



Tyrrellfjellet Member wird dabei als Markerhorizont benutzt) und ihre Transportweite entlang der Ny-Ålesund-Überschiebung-2 ("out-of-sequence thrust") ist nur sehr grob auf gut 5 km abschätzbar.

Daraus resultiert eine Gesamtmindestverkürzung von der Kongsfjorden- bis zur Ny-Ålesund-Decke um etwa 13,5 km von 21,5 km auf 7,9 km, d.h. um etwa 63 %. MANBY (1988) und PIEPJOHN et al. (in Druck b) kommen mit 12 km bzw. 15 km (=60%) für die Sediment-dominierten Decken auf ähnliche Werte.

Dazu müsste der Versatz der Garwoodtoppen-Decke und der Kristallindecken sowie die Verkürzung durch die Faltenbildung addiert werden, deren Quantifizierung jedoch nicht möglich sind. Eine einfache Rückführung der Basement-dominierten Decken in eine horizontale Position, wobei alle Kristallineinheiten schließlich nebeneinander auf einem Niveau liegen, ergibt aufgrund der steilen Überschiebungen nur einen geringen Verkürzungsbetrag von etwa 4 km bzw. 35-40 % zwischen der Nielsenfjellet- bis Trondheimfjella-Decke. Dies ist mit Sicherheit zu wenig, da die Kristallineinheiten höchstwahrscheinlich auch prä-tertiär zu einem gewissen Grad vertikal gestapelt waren und die listrischen Aufschiebungen in der Tiefe einen flacheren Verlauf einnehmen, woraus größere Transportweiten resultieren. Daher sind die so ermittelten 20 km Gesamtverkürzung auf der Brøggerhalvøya ein Minimalbetrag. Andererseits sind die von LYBERIS & MANBY (1993b) geschätzten 40 km Mindestverkürzung allein in den post-kaledonischen Sedimenten nicht belegbar.

In anderen Regionen des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts sind in der Regel geringere Verkürzungsbeträge zu verzeichnen: Im Sørkapp-Hornsund-Gebiet können ebenfalls 10-14 km beobachtet werden (DALLMANN 1992), im Wedel Jarlsberg Land und am Bellsund mindestens 2 bis 4-8 km (DALLMANN 1988a,b; DALLMANN & MAHER 1989), nördlich Van Keulenfjorden etwa 8 km (GOSEN & PIEPJOHN in Druck). Lediglich in Oscar II Land werden mit 20 km (BERGH et al. 1997) ähnliche Beträge wie auf der Brøggerhalvøya erreicht, dort sind jedoch die Verkürzungsbeträge von 45% immer noch deutlich geringer als die ermittelten 51-63 % auf der Brøggerhalvøya. Damit stellt die Brøggerhalvøya innerhalb des Fold Belts eine der Regionen mit der größten Verkürzung dar.

## **5.7 Ursachen für die NE-Vergenz des Deckenbaus auf der Brøggerhalvøya**

Viele Falten- und Überschiebungsgürtel weisen einen gekrümmten Verlauf auf, der auf unterschiedliche Ursachen zurückgeführt wird. Dazu gehören sich zeitlich ändernde Überschiebungsrichtungen, "radial thrusting", Überprägung durch Blattverschiebungen, stratigraphisches Auskeilen von Abscherhorizonten, Mächtigkeitsschwankungen der involvierten Einheiten, Basementtopographie, Verbiegen eines ursprünglich geraden Gürtels, irreguläre Vorlandgeometrien, einen "rigid indentor" (z.B. RIDLEY 1982; TAPPONNIER et al. 1982; MATTE 1986; GRAY & STAMATAKOS 1997; DIETRICH 1989; MERLE 1989; FERRILL & GROSHONG 1993).

Die abweichenden Richtungen auf der Brøggerhalvøya wurden bisher auf unterschiedliche

Ursachen zurückgeführt. KELLOGG (1975) und HARLAND (1997) sehen darin einen Beweis für die dextral transpressive Bildung des Fold Belts. Von einigen Autoren wurde ein Abblocken mit Ablenkung durch den Nordfjorden Block (BIRKENMAJER 1981; THIEDIG & MANBY 1992; DALLMANN et al. 1993; LYBERIS & MANBY 1993a,b; MANBY 1988; MANBY & LYBERIS 1996) oder die Existenz lateraler Rampen oder Transferstörungen (MANBY 1988; MANBY & LYBERIS 1996) angenommen. MAHER & CRADDOCK (1988) postulieren in ihrem Modell einer entkoppelten Deformation in einen inneren "strike-slip"-Gürtel und einen äußeren kompressiven Gürtel eine keilförmige Übergangszone zwischen den ent- und gekoppelten Abschnitten, die im Gebiet der Brøggerhalvøya liegen soll. Nach LEPVRIER et al. (1988) und LEPVRIER (1992) befindet sich die Brøggerhalvøya im kompressiven Segment zwischen zwei etwa N-S streichenden, linkstretenden dextralen Blattverschiebungen. Andere Autoren sehen die NE-gerichtete Entwicklung auf der Brøggerhalvøya in Zusammenhang mit der Bildung des Forlandsundet (STEEL et al. 1985, MAHER et al. 1997), wobei sich die

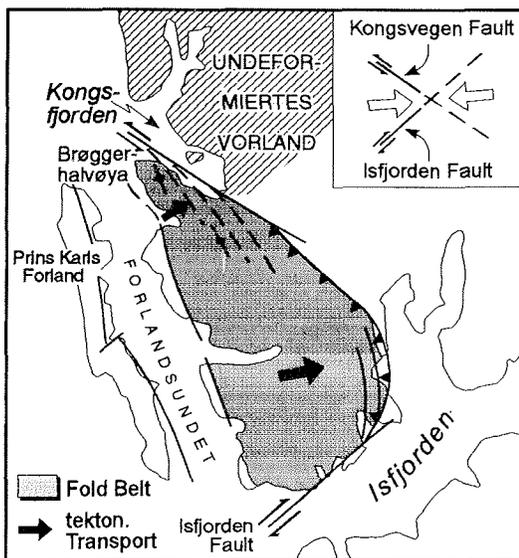


Abb. 5-8: Modell für die NE-Richtung auf der Brøggerhalvøya. Die abweichenden Transportrichtungen werden auf sinistrale Bewegungen an einer NW-SE streichenden Störung im Kongsfjorden zurückgeführt, welche eine konjugierte Störung zur dextralen SW-NE streichenden Isfjorden Fault im südlichen Oscar II Land während einer E-gerichteten Kompression darstellen könnte. Die zu erwartende Anordnung der Störungen und Faltenachsen sind gestrichelt eingezeichnet.

Brøggerhalvøya während der Lateralbewegungen in einer blockierenden Krümmung ("restraining bend") mit Transpression nördlich des Forlandsundet Grabens befindet.

Der Nordfjorden Block und vor allem die Kongsvegen Fault spielen mit Sicherheit eine entscheidende Rolle (s.u.).

Eine Position der Brøggerhalvøya zwischen zwei linkstretenden N-S streichenden dextralen Blattverschiebungen böte eine plausible Erklärung für die im gesamten Fold Belt lokal relativ begrenzten abweichenden Transportrichtungen im Kongsfjorden-Gebiet. Es gibt jedoch keine Hinweise für die von LEPVRIER et al. (1988) und LEPVRIER (1992) postulierten Blattverschiebungen: Zwar könnte die Ostrandstörung des Forlandsundet theoretisch die westliche der beiden Blattverschiebungen repräsentieren, eine zweite Störung, die sich östlich der Brøggerhalvøya befinden müsste, ist jedoch nicht vorhanden. Die starke Verkürzung auf der Brøggerhalvøya (MANBY 1988; PIEPJOHN et al. in Druck b) (Kap. 4.5) spricht ebenfalls gegen die These - es ist unwahrscheinlich, dass ausgerechnet in einem kleinen Bereich zwischen zwei Blattverschiebungen die größten Verkürzungsbeträge erreicht werden.

Das gleiche gilt auch für Modelle, die eine Beziehung der Überschiebungstektonik auf der Brøggerhalvøya zur Bildung des Forlandsundet Grabens suchen (STEEL et al. 1985, MAHER et al. 1997). Da der Graben die oberste und jüngste Decke (=Engelsbukta-Decke) auf der Brøggerhalvøya schneidet (ORVIN 1934; BARBAROUX 1966; MANBY 1988; WUTHENAU 1988; LOSKE 1989; DALLMANN et al. 1993; LYBERIS & MANBY 1993a,b; PIEPJOHN et al. in Druck b,

HJELLE et al. in Vorb.), muss dessen Entstehung nach deren Bildung und damit frühestens in der Spätphase der Überschiebungstektonik initiiert worden sein und kann damit nicht zu den abweichenden Transportrichtungen auf der Halbinsel führen.

Die NE-gerichtete Überschiebungstektonik könnte durch eine große NW-SE streichende sinistrale Störung im Kongsfjorden verursacht sein, deren Lateralversatz ein lokal modifiziertes Spannungsfeld in diesem Gebiet bewirken würde. In diesem Fall würde die Kongsvegen Fault ein sinistraler Gegenstück zur dextralen Isfjorden-Fault (HARLAND & HORSFIELD 1974) südlich von Oscar II Land darstellen und beide zusammen ein konjugiertes Störungspaar bei einer ENE-gerichteten Kompression bilden (Abb. 5-8). Südlich Oscar II Land biegen einige Faltenachsen in Richtung zur Isfjorden Fault um, sie besitzen teilweise sogar eine en-echelon-Anordnung (OHTA et al. 1992; DALLMANN et al. 1993) (in Abb. 5-8 schematisch angedeutet). Wenn allerdings die Tektonik auf der Brøggerhalvøya stark von einer sinistral transpressiven Störung beeinflusst wäre, dass alle NE-gerichteten Überschiebungen und damit alle Deckenbewegungen mit dieser Blattverschiebung verknüpft wären, wäre auch dort eine für transpressive Gürtel typische staffelartige Anordnung der Strukturen zu erwarten, d.h. die Überschiebungen müssten schräg auf diese große Störung zulaufen und schließlich in sie münden (gestrichelt dargestellt in Abb. 5-8). Dies ist jedoch nicht der Fall: Weder der übergeordnete Bau der Brøggerhalvøya, was die Anordnung der Überschiebungen betrifft, noch die interne Struktur der Decken entsprechen transpressiven Geometrien. Die Überschiebungen verlaufen demgegenüber nahezu parallel zur Kongsvegen Fault und es gibt es keinerlei Hinweise für eine dominante sinistrale "strike-slip"-Komponente an der Kongsvegen Fault. Eine Assoziation des abweichenden tektonischen Transports mit einer sinistralen Blattverschiebung ist demnach unwahrscheinlich.

Bei einer gleichzeitigen Bildung aller Abschnitte des Fold Belts kann angenommen werden, dass Versatz und Transportrichtungen im gesamten Fold Belt zunächst einheitlich waren. Im Streichen unterschiedliche interne Verkürzung und/oder variable Versatzbeträge führen zu einfacher Scherung parallel zur Transportrichtung, welche zu einer Rotation von ursprünglich senkrecht zum Transport orientierten Faltenachsen und Störungen führt (FERRILL & GROSHONG 1993). Dies könnte z.B. eine Ursache für die Bildung der vor allem im E und NE der Brøggerhalvøya auftretenden Querstörungen in der Ny-Ålesund- und Nielsenfjellet-Decke sein, welche zum Ausgleich deckenintern unterschiedlicher Versatzweiten während der Platznahme der letzteren gebildet wurden.

Dazu muss geklärt werden, wie es innerhalb des Fold Belts zu lateral heterogenen Versatzweiten kommen kann. Ein wesentlicher, die interne und regionale Architektur des Fold Belts beeinflussender Faktor ist die Mächtigkeit und Lithologie der post-kaledonischen Sedimente: Während im zentralen Abschnitt am Isfjorden eine mächtige Sedimentfolge aus unterkarbonischen bis unterkretazischen Ablagerungen erhalten ist (FLOOD et al. 1971; WINSNES 1988; OHTA et al. 1992), nimmt die Mächtigkeit und Vollständigkeit dieser Abfolgen nach N ab (HJELLE & LAURITZEN 1982; BERGH & ANDRESEN 1990; OHTA et al. 1992). Im südlichen Oscar II Land sind noch jurassisch-kretazische Schichten vertreten (OHTA et al. 1992), im N nur die Trias (HJELLE & LAURITZEN 1982), während auf der Brøggerhalvøya lediglich lokale Relikte der Untertrias erhalten sind (CHALLINOR 1967, MIDBØE 1985), die keinen entscheidenden Einfluss auf die Geometrie des Deckenbaus haben. Die mesozoischen, größtenteils feinklastischen Einheiten werden bis zu 2550 m mächtig

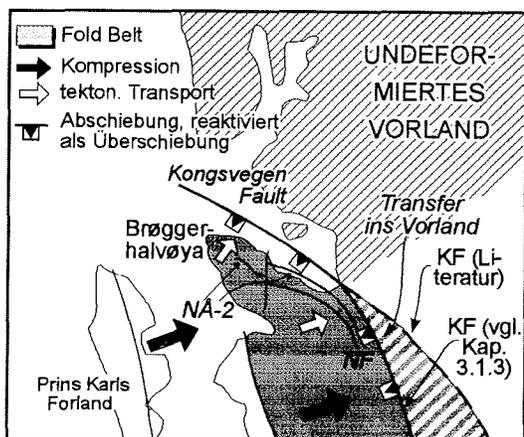


Abb. 5-9: Modell für die NE-Richtung auf der Brøggerhalvøya mit Reaktivierung der NW-SE streichenden und nach SW einfallenden Kongsvegen Fault (= Begrenzung des karbonischen St. Jonsfjorden Troughs) als schräge Rampe während der Überschiebungstektonik, an der der ursprünglich nach ENE gerichtete Transport nach NE abgelenkt wird. Zusätzlich wird die Migration durch den im N stark gehobenen Nordfjorden Block behindert, während im E die Deformation noch in Form von schichtparallelen Detachments ins Vorland transferiert werden kann. NA-2 = Stadium-2 Ny-Ålesund-Überschiebung, NF = Nielsenfjellet-Überschiebung

(BIRKENMAJER 1981). Sie sind meistens intensiv gefaltet (DALLMANN 1988a,b; DALLMANN & MAHER 1989; BERGH & ANDRESEN 1990; DALLMANN et al. 1990; DALLMANN et al. 1993; BRAATHEN et al. 1995; BERGH et al. 1997) und nehmen dadurch einen großen Teil der Verformung auf, unterstützt durch mindestens drei große "décollement"-Horizonte in diesen Abfolgen (DALLMANN 1992; DALLMANN 1988a,b; DALLMANN et al. 1993; BRAATHEN & BERGH 1995; BRAATHEN et al. 1995; BERGH et al. 1997). Dagegen muss die gesamte Verkürzung auf der Brøggerhalvøya von der dort vergleichsweise geringen permokarbonischen Schichtenfolge aufgenommen werden, die zwar bevorzugte Abscherhorizonte in der Wordiekammen und Gipshuken Formation enthält, jedoch aufgrund der anderen Lithologie der Gipshuken Formation (Klotenbrekzie anstelle von gipshaltigen Schichten) keine typischen "décollements" aufweist. Vermutlich ist aufgrund dieser Bedingungen bereits in den unteren Decken das kristalline Grundgebirge involviert ("thick-skinned tectonics"). Dies würde auch die besonders starke Verkürzung und damit vertikale Verdickung des Fold Belts dieser Region geringen oder fehlenden Mesozoikums erklären.

Ein ursprünglich gleicher Versatz in den einzelnen Abschnitten des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts wird demzufolge unterschiedlich akkomodiert. Dies kann eine Ursache für die Krümmung eines Fold Belts sein (FERRILL & GROSHONG 1993). Die Mächtigkeitsabnahme der mesozoischen Sedimente nach N verursacht dann bereits im zentralen bis nördlichen Oscar II Land eine leichte Änderung der Streichrichtung. Aber diese Faktoren allein können nicht den abweichenden Transport auf der Brøggerhalvøya und das relativ plötzliche Umbiegen der Strukturen, das auf die Kongsfjorden-Region beschränkt ist, erklären.

Östlich der Brøggerhalvøya sind am Garwoodtoppen und an der Colletthøgda schichtflächenparallele Überschiebungen in der Gipshuken Formation entwickelt (TESSENSOHN et al. in Druck). Diese Ausläufer des Fold Belts stellen tektonische Klippen auf dem undefor-mierten Vorland dar (Abb. 4-3). Hier kann die Deformation etwas weiter nach E auf das Vorland transferiert werden (PIEPJOHN et al. in Druck b; TESSENSOHN et al. in Druck). Im N stellt die Kongsvegen Fault eine große Rampe für die im Basement verlaufende Basisüberschiebung dar. Die Kongsvegen Fault war vermutlich außer im Karbon auch im Tertiär während der Bildung des Ny-Ålesund Beckens als Abschiebung nach SW aktiv (Kap. 3.3.3). Die Störung streicht etwa 130° und fällt nach SW ein. Bei einem nach ENE gerichteten Transport während der Hauptphase der Überschiebungstektonik (Stadium 2)

und einer Reaktivierung der Kongsvegen Fault als schräge Rampe resultiert auf dieser Fläche eine Schrägaufschubung nach NE mit einer leicht sinistralen Komponente. Die Krümmung des Fold Belts wird also nicht durch eine passive Rotation eines ehemals geraden Gürtels durch Abbremsung am Nordfjorden Block, sondern hauptsächlich durch ein aktives Auframpen an der Kongsvegen Fault und dadurch bedingte Rotation der lokalen kinematischen Achsen verursacht (Abb. 5-9).

Sicherlich wird die Migration jedoch auch etwas durch den Nordfjorden Block behindert und abgebremst. Dies betrifft insbesondere den NE der Brøggerhalvøya, während im E wie oben erwähnt die Deformation noch ins Vorland transferiert werden kann (PIEPJOHN et al. in Druck b; TESSENHORN et al. in Druck). Die dadurch heterogene Versatzweite der Deckensegmente wird durch transportparallele Querverschiebungen ("tear faults") ausgeglichen. Die transportparallele Scherung führt zu einer Rotation der Faltenachsen aus ihrer ehemals senkrecht zur Kompression orientierten Lage (FERRILL & GROSHONG 1993). Ein aktives Auframpen an der Kongsvegen Fault erlaubt zudem die notwendige Mehrfachaktivierung der Scheteligfjellet Fault, wie es in Kap. 5.4 beschrieben wurde.

Zugleich bedeutet dieses Modell, dass die Brøggerhalvøya höchstwahrscheinlich nicht das nördliche Endstück des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts repräsentiert, sondern dass der Falten Gürtel nach einem sigmoidalen Verlauf im Kongsfjorden nach W auch im N fortgesetzt wird, jedoch aller Wahrscheinlichkeit nach auf dem Schelf liegt, da an Land keine Hinweise für eine tertiäre, E-vergente Überschiebungstektonik existieren (THIELEMANN 1996; WERNER 1996, GREVING 1997; PELETZ 1997; PIEPJOHN et al. 1997).

Zusammengefasst betrachtet kann die großräumige regionale Krümmung des Fold Belts also auf die abnehmende Mächtigkeit der mesozoischen Ablagerungen und dadurch auf geringmächtigere Einheiten und fehlende Abscherhorizonte zur Akkomodation der Verformung zurückgeführt werden. Das lokal relativ begrenzte stärkere Umbiegen des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts in eine WNW-ESE-Richtung auf der Brøggerhalvøya wird hauptsächlich durch ein lokal modifiziertes Spannungsfeld an einer schrägen Rampe (Kongsvegen Fault) und dabei rotierten kinematischen Achsen bedingt. Zu einem gewissen Grad spielt auch eine passive Schleppung durch Abbremsung des Transports am gehobenen Basementblock im N eine Rolle, wie der sigmoidale Verlauf der Faltenachse und insbesondere das starke Umbiegen am nordwestlichen Grensefjellet zeigt. Deckeninterne Abweichungen sowie vermutlich die Transportrichtungen der ersten Phase werden von der prä-existierenden Basementtopographie und reaktivierten karbonischen Abschiebungen gesteuert.

Trotz der auf der Kongsvegen Fault resultierenden Schrägaufschubung sind die vorherrschenden Strukturen auf der Brøggerhalvøya eindeutig kompressiv. Fehlende Hinweise für eine "strike-slip"-dominierte Deformationen sprechen gegen eine transpressive Tektonik und gegen das Modell von MAHER & CRADDOCK (1988) mit der Brøggerhalvøya als Mobilzone mit noch gekoppelter Deformation bzw. gegen die Bildung des Deckenbaus als konvergente Verbindungsstruktur zwischen zwei Blattverschiebungen (LEPRVIER et al. 1988; LEPRVIER 1992).

## 5.8 Alter der Überschiebungstektonik

Der Bildungszeitraum des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts wird seit längerer Zeit kontrovers diskutiert. Dabei geht es u.a. darum, ob die tertiären Sedimente in die Überschiebungstektonik involviert sind oder erst post-deformativ abgelagert wurden und die Hauptdeformation bereits in der Oberkreide begann und im unteren Paläozän endete. Diese Frage sowie das Alter der tertiären Sedimente hat Konsequenzen für den plattentektonischen Rahmen der Fold Belt-Entstehung.

Bisher wurde die Bildung des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts mit dextraler Transpression während der Trennung Svalbards von Grönland an der De Geer Fracture Zone im Eozän erklärt (HARLAND 1969; LOWELL 1972; HARLAND & HORSFIELD 1974; KELLOGG 1975). Von HANISCH (1984a,b) wurde erstmals die Möglichkeit einer oberkretazischen Tektonik erwogen. Nach LYBERIS & MANBY (1993a,b) und MANBY & LYBERIS (1996) ist die Bildung des Fold Belts bereits vor Chron 25 im mittleren Paläozän abgeschlossen, da ihrer Ansicht nach das Tertiär in Spitzbergen post-tektonisch diskordant auf den deformierten Einheiten abgelagert wurde bzw. nur die ältesten tertiären Sedimente involviert sind und zudem ein deutlicher Deformationskontrast zwischen den jungpaläozoischen Sedimenten einerseits und den tertiären Ablagerungen andererseits bestünde. Andererseits sind nach ORVIN (1934), KLEINSPEHN et al. (1989), LEPVRIER (1992); LEPVRIER (1994) und MAHER et al. (1995) die tertiären Ablagerungen eindeutig von der Überschiebungstektonik betroffen, sodass ein tertiäres Bildungsalter des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts als gesichert angenommen werden muss.

Entsprechende Untersuchungen der strukturellen Beziehung des Tertiärs auf der Brøggerhalvøya sprechen ebenfalls für eine Einbeziehung der tertiären Sedimente in den Deckenbau, allerdings gibt es keinen Aufschluss, an dem dies mit Sicherheit bewiesen werden kann. Diese Argumente und eine Diskussion der Problematik wurden bereits ausführlich publiziert (SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a). Daher soll hier nur eine kurze Übersicht der Argumente, die für eine Einbeziehung des Tertiärs sprechen, gegeben werden.

- Das Tertiär liegt in allen Aufschlüssen auf der Brøggerhalvøya ausnahmslos mit einer flachwinkligen Erosionsdiskordanz auf der oberpermischen Kapp Starostin Formation bzw. lokal auf Relikten der Untertrias (Kap. 3.3). Nirgendwo werden deformierte und steilgestellte oder prä-oberpermische Einheiten überlagert.
- Der Klastengehalt der tertiären Sedimente (Kap. 3.3.2) sowie die Schüttungsrichtungen aus N (ORVIN 1934; ATKINSON 1963; MIDBØE 1986) sprechen gegen eine syn-tektonische Sedimentation, bei der ein Sedimenteintrag aus dem im SW aufsteigenden Fold Belt zu erwarten wäre.
- Von ORVIN (1934) werden mehrere Beispiele für deformierte (gefaltete, verschuppte) Kohleflöze und Scherzonen in den Kohleminen untertage dokumentiert und auch die Zeppelin Thrust, an der gefaltetes und steil gestelltes Jungpaläozoikum auf das Tertiär überschoben wird, als Südgrenze des Ny-Ålesund Beckens kartiert.
- Die westliche Fortsetzung dieser Aufschiebung streicht im Brøggerdalen und in der "Orvin Gorge" aus (Kap. 4.2.2.1), die Fläche selbst ist jedoch sehr schlecht

aufgeschlossen. Die Intensität der Faltung in den tertiären Sedimenten nimmt in Annäherung auf die Zeppelin Thrust zu, was aufgrund des ebenfalls häufigeren Auftretens untergeordneter Überschiebungen nicht allein mit lithologisch bedingten Viskositätskontrasten der tertiären Sedimente (Tonsteine - Sandsteine) erklärt werden kann. Im Brøggerdalen liegen mit etwa 20-40° nach SW einfallende Kapp Starostin-Cherts topographisch über nahezu sählig liegenden Tertiärsandsteinen. Allerdings ist der unmittelbare Kontakt durch Moränenmaterial verschüttet. Diese Beobachtung stimmt jedoch überein mit der von ORVIN (1934, S. 61) an der Lokalität KB2 erwähnten Lagerung permischer Sedimente auf dem Tertiär. Diese Konfiguration spricht eher für eine überschiebungsbedingte Überlagerung anstelle einer Abschiebung des Tertiärs.

- In der "Orvin Gorge" wurde 1996 unmittelbar südlich des Tertiärs und oberhalb der oberpermischen glaukonitischen Sandsteine eine kataklastische Scherzone in dunklen Tonsteinen freigelegt, die auf eine Überschiebung des Jungpaläozoikums auf die tertiären Sedimente hinweist.
- Der beobachtete Deformationskontrast zwischen den intensiv und engständig gescherten Cherts der oberpermischen Kapp Starostin Formation und den dagegen bemerkenswert schwach deformierten tertiären Sandsteinen (besonders deutlich im Brøggerdalen und in der "Orvin Gorge" (Kap. 4.2.2.1, Abb. 4-24, ausgebildet) kann auf Kompetenzkontraste zurückgeführt werden (Kap. 4.2.4): Dies ist besonders am Aufschluss an der nordwestlichen Front des Austre Lovénbreen ersichtlich, wo die oberpermischen Cherts etwas unterhalb des Aufchlusses zwar intensiv geschert sind, die glaukonitischen Sandsteine der gleichen Formation unmittelbar unter der Tertiärbasis jedoch ebenso wie die basalen tertiären Konglomerate und Sandsteine keine Deformationsgefüge aufweisen.
- In Siltsteinen im oberen Profilabschnitt sind schichtflächenparallele Überschiebungen ausgebildet, in deren Hangenden zudem in den Konglomeraten eine NE-vergente Falte im 10er m-Maßstab entwickelt ist.
- Das Tertiär am Slåttofjellet taucht nach S unter den Austre Lovénbreen bzw. Moränenmaterial und Hangschutt ab. Am Berghang des Slåttofjellets stehen Phyllite und Quarzite der Nielsenfjellet Formation innerhalb der Nielsenfjellet-Decke an, die topographisch über dem Tertiär liegen. Aufgrund der Lage der Nielsenfjellet-Überschiebung in den benachbarten Gebieten (Haavimbjället, Sherdahlfjellet) (Abb. 4-3) muss diese sich auch hier in unmittelbarer Nähe befinden. Die Lagebeziehungen sprechen dafür, dass die Grenze zwischen dem Tertiär und dem Grundgebirge von dieser nach SW einfallenden Überschiebung gebildet wird und das Tertiär nicht, wie von LYBERIS & MANBY (1993a,b) angenommen, durch eine Abschiebung in diese tiefe Position gelangte. Während die Zeppelin Thrust eher eine untergeordnete, deckeninterne Aufschiebung repräsentiert (Kap. 4.2.2.1), die vermutlich als "accomodation thrust"/"out-of-the-syncline-thrust" die Verkürzung im verdickten Synklinenkern (mächtiges Tertiär) ausgleicht und durchaus erst spätektonisch aktiviert worden sein könnte, stellt die Nielsenfjellet-Überschiebung eine bedeutende Struktur der Hauptphase (Stadium 2) dar. Das bedeutet, dass auch für die Hauptphase eine Einbeziehung der tertiären Einheiten postuliert werden kann.

## 5.9 Diskussion des plattentektonischen Rahmens

Mit der Öffnung des Nordatlantiks wurde die gesamte plattentektonische Konfiguration in der Arktis umgestaltet. Zuvor lag Svalbard nördlich von Grönland (Abb. 5-10) und gelangte erst mit dem Einsetzen des Seafloor Spreadings in der Norwegisch-Grönländischen See und der dabei aktivierten De Geer Fracture Zone (= Hornsund Fault Zone) im Laufe des Tertiärs in seine heutige Position. In der Labrador-See begann das Spreading bereits in der Oberkreide (Chron 34) (TALWANI & ELDHOLM 1977; JACKSON 1985; SRIVASTAVA 1985; ROEST & SRIVASTAVA 1989; LYBERIS & MANBY 1993b) (Abb. 5-10, 5-11). Bereits ab Chron 33 soll es dextrale Relativbewegungen zwischen Grönland und Svalbard gegeben haben (MÜLLER & SPIELHAGEN 1990; FALEIDE et al. 1993), wobei die Plattengrenze zunächst noch in Nordostgrönland am Trolle Land Fault-System lag (ELDHOLM et al. 1987) und erst im unteren Paläozän nach E auf die Hornsund Fault Zone übersprang (STEEL et al. 1985). Gleichzeitig mit der beginnenden Öffnung der Norwegisch-Grönländischen See ab Chron 25 (TALWANI & ELDHOLM 1977; ELDHOLM et al. 1984; JACKSON 1985; SRIVASTAVA 1985; ROEST & SRIVASTAVA 1989) änderte sich das bis dahin nach ENE gerichtete Spreading in der Labrador See und erfolgte nun nach NNE (ROEST & SRIVASTAVA 1989). Die Trennung Svalbards von Grönland mittels dextraler Bewegung entlang der De Geer Fracture Zone/Hornsund Fault Zone, vermutlich gekoppelt mit einer transpressiven Komponente, wurde daraufhin ab Chron 24 mit dem synchronen Seafloor Spreading in der Labrador See, der Norwegisch-Grönländischen See, im Eurasischen Becken und Nordatlantik eingeleitet (HARLAND 1969; HARLAND & HORSFIELD 1974; TALWANI & ELDHOLM 1977; ELDHOLM et al. 1984; SRIVASTAVA 1985; ROEST & SRIVASTAVA 1989; LYBERIS & MANBY 1993a,b) (Abb. 5-10, 5-11). Das transpressive Regime wird ab Chron 13 im Zusammenhang mit dem Ende des Seafloor Spreadings in der Labrador See und der Bildung ozeanischer Kruste nun auch zwischen Grönland und Svalbard von einem eher transtensiven bis extensiven abgelöst (TALWANI & ELDHOLM 1977; MYHRE et al. 1982; ELDHOLM et al. 1984; DOWLING 1988).

Der Zeitraum der Hauptkompression im West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt wird in der Literatur unterschiedlich angegeben (Abb. 5-11): TALWANI & ELDHOLM (1977) rekonstruieren 50 km geometrische Überlappung zwischen Svalbard und Grönland im Zeitraum zwischen Chron 25 und 23 (= oberstes Paläozän bis mittleres Untereozän, 59-54 Ma nach der Zeitskala von ODIN 1994), die Hauptüberlappung wird jedoch von SRIVASTAVA (1985) und ELDHOLM et al. (1987) aufgrund neuerer und detaillierterer Datensätze auf den Zeitraum zwischen Chron 24 und 21 (56-50 Ma) verlegt (Abb. 5-11). Diese Zeitspanne wird auch von TESSENHORN & PIEPJOHN (1998) favorisiert, da zu dieser Zeit Spreading sowohl in der Labrador See als auch im Nordatlantik stattfand, wodurch Grönland als eigenständige Platte nach N auswich. STEEL et al. (1985) nehmen eine Bildung des Fold Belts im mittleren Eozän an (Chron 22-20, 52-45 Ma), während die Deformation nach MÜLLER & SPIELHAGEN (1990) älter ist und im wesentlichen bereits im obersten Paläozän-Untereozän zwischen Chron 25 und 24 erfolgte (Abb. 5-11). Von HANISCH (1984a,b) und LYBERIS & MANBY (1993a,b) wird die Hauptdeformation sogar bereits in die Oberkreide bzw. nach MANBY & LYBERIS (1996) ins untere Paläozän vor Chron 25 und vor die Bildung der Tertiärbecken verlegt. Nach HANISCH (1984a,b) führt das oberkretazische Rifting im Nordatlantik zur Konvergenz der Nordamerikanischen und Europäischen Platte infolge der Rotation von Grönland im Uhrzeigersinn. Die Bildung und Hauptdeformation des West Spitsbergen Fold-and-Thrust

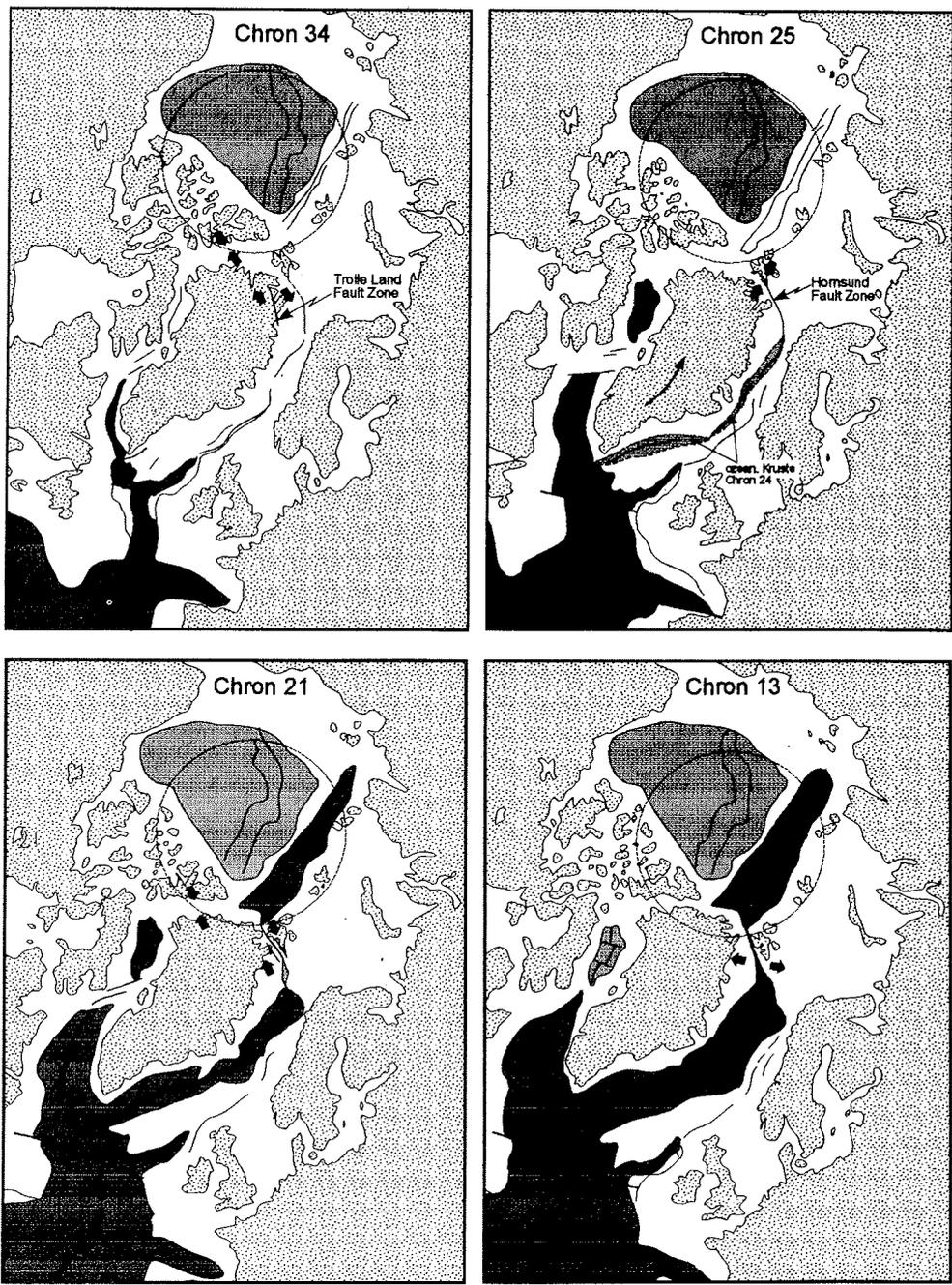


Abb. 5-10: Plattentektonische Rekonstruktionen der Arktis (Chron 34, 25 [24], 21, 13) nach Srivastava 1985; Rowley & Lottes 1988; Roest & Srivastava 1989; Müller & Spielhagen 1990)

Belts begann demnach bereits in der Oberkreide und war noch vor der Loslösung Spitzbergens von Nordgrönland abgeschlossen. Dieser Ansicht schließen sich LYBERIS & MANBY (1993a,b) an, führen die konvergenten Bewegungen zwischen Grönland und Spitzbergen jedoch, basierend auf neueren plattentektonischen Rekonstruktionen u.a. von SRIVASTAVA & TAPSCOTT (1986), auf das Spreading in der Labradorsee zurück, das zwischen Chron 34 und 25 zu einer Norddrift Grönlands sowie zu seiner Rotation gegen den Uhrzeigersinn und damit zu Kompression sowohl zwischen Ellesmere Island und Grönland als auch zwischen Grönland und Svalbard geführt haben soll. Von anderer Seite aus werden Paläospannungsanalysen (KLEINSPEHN et al. 1989; TEYSSIER et al. 1995a) und Fission Track-Daten an Apatiten und Zirkonen (KLEINSPEHN 1998) ebenfalls als Hinweise für erste kompressive Bewegungen in der Oberkreide interpretiert.

Es kann jedoch als relativ gesichert gelten, dass die tertiären Sedimente in Spitzbergen in die Überschiebungstektonik einbezogen sind, sodass zumindest die Hauptdeformation erst im Tertiär erfolgen konnte (ORVIN 1934; KLEINSPEHN et al. 1989; LEPVRIER 1994; MAHER et al. 1995; SAALMANN et al. 1997; SAALMANN & BROMMER 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a). Außerdem wird z.B. von CHALMERS (1991) zwar ein Spreading in der südlichen Labrador See ebenfalls schon vor Chron 27 und vermutlich bereits in der Oberkreide bestätigt, im N soll die Krustenbildung jedoch erst ab dem mittleren Paläozän begonnen haben, sodass für die Oberkreide der Konvergenzbetrag zu gering für die Bildung des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts wäre. Eine zu geringe Überlappung von Grönland und Svalbard vor Chron 25 wird auch von MÜLLER & SPIELHAGEN (1990) als Gegenargument angeführt. Zudem war Grönland in der Oberkreide noch keine eigenständige Platte, sondern war mit der Eurasischen Platte verbunden, sodass eine isolierte Rotation Grönlands nicht möglich war (TESSENHORN & PIEPJOHN 1998). Eine für eine kompressive Deformation sowohl im NW (Ellesmere Island) als auch im NE (Svalbard) notwendige Norddrift Grönlands war nach TESSENHORN & PIEPJOHN (1998) erst ab dem Zeitpunkt möglich, als Grönland kurzzeitig sowohl von Nordamerika als auch Eurasia durch Spreading-Zentren getrennt war und sich als eigenständige Mikroplatte nach N bewegen konnte, angetrieben durch den RRR-Tripelpunkt südlich von Grönland (Nordatlantik-Labrador See-Norwegisch-Grönländische See). Diese Konfiguration wurde erst ab Chron 25 mit dem Einsetzen des Spreadings in der Norwegisch-Grönländischen See erreicht (TALWANI & ELDHOLM 1977; ELDHOLM et al. 1984; JACKSON 1985; SRIVASTAVA 1985; ROEST & SRIVASTAVA 1989) und konnte nur so lange andauern, wie das Spreading auch in der Labrador See noch stattfand (also bis Chron 21, ELDHOLM et al. 1987; SRIVASTAVA 1985; ROEST & SRIVASTAVA 1989).

Das Hauptproblem für eine genaue Eingrenzung der Fold Belt-Bildung stellen die unsicheren und widersprüchlichen Datierungen der tertiären Sedimente dar, deren Einstufungen von Paläozän bis Oligozän zu jeweils völlig unterschiedlichen plattentektonischen Regimen gehören. Da fehlende Leitfossilien eine paläontologische Altersbestimmung stark erschweren, müssen zusätzliche indirekte Hinweise herangezogen werden (z.B. Fission Track-Analysen).

Falls obereozäne Sedimente deformiert sind und damit die Bildung des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts durch dextrale Transpression während der "strike-slip"-Bewegung zwischen Grönland und Svalbard erfolgte (HARLAND 1969; LOWELL 1972; HARLAND & HORSFIELD 1974), stellt sich die Frage, wie in einem übergeordnet transpressiven Regime die beobachtete Dominanz eindeutig kompressiver Strukturen erklärt werden kann.

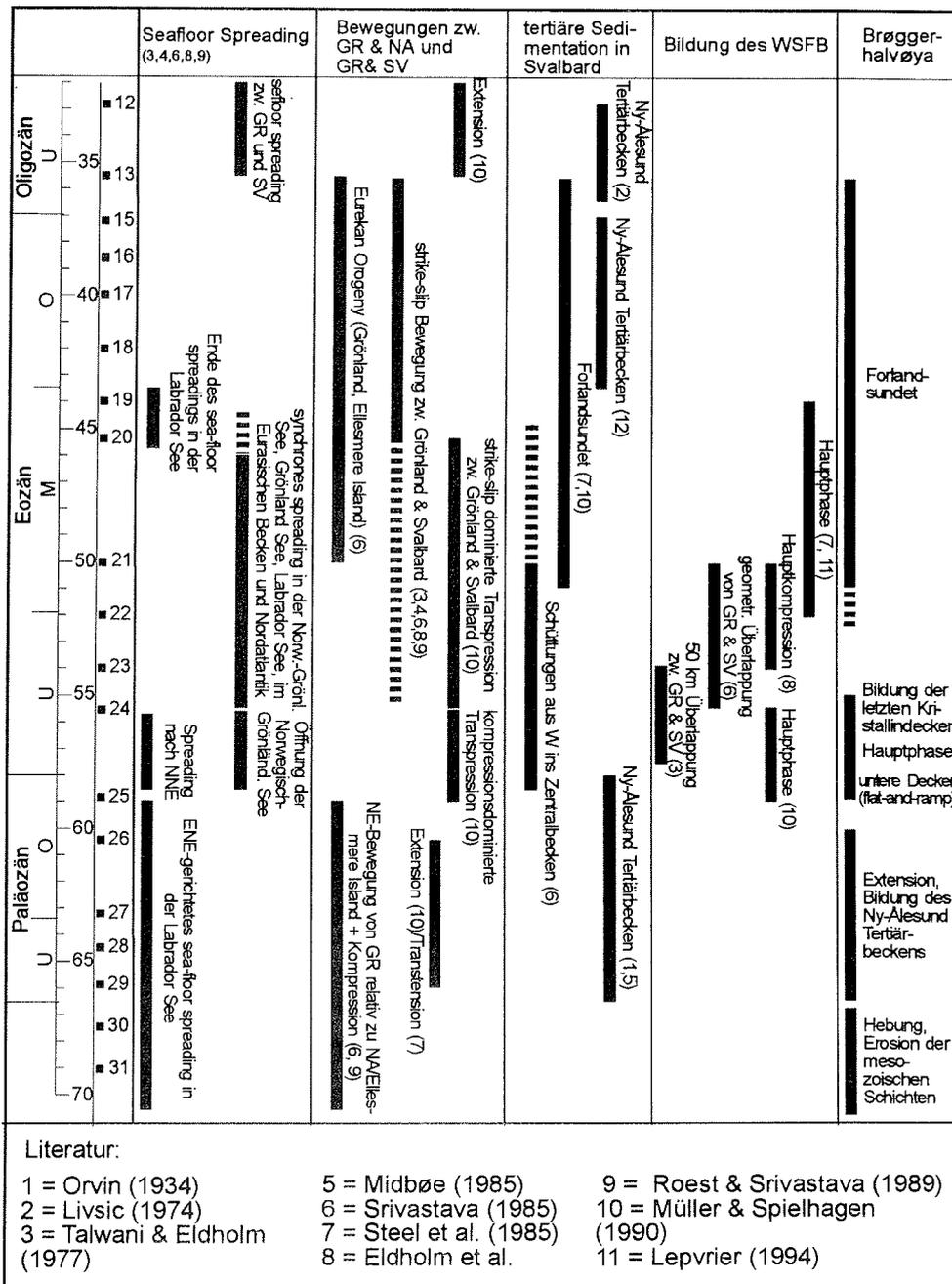


Abb. 5-11: Tabellarische Übersicht über die plattentektonischen Ereignisse während des Tertiärs und die resultierenden Plattenbewegungen sowie über die unterschiedlichen Angaben für den Bildungszeitraum des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts. In der letzten Spalte wird die Deformation auf der Brøggerhalvøya in den plattentektonischen Rahmen eingeordnet. Erläuterungen s. Text. Zur Verdeutlichung ist die Sedimentation der tertiären Ablagerungen ebenfalls eingetragen. (GR = Grönland, NA = Nordamerika; SV = Svalbard; WSFB = West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt)

Zur Lösung dieses Problems wird von einigen Autoren eine mechanische Entkopplung der Lateral- von der kompressiven Bewegung in Erwägung gezogen, die in eine Aufteilung der Deformation in einen transpressiven und einen kompressiven Gürtel resultiert, welche beide gleichzeitig entstehen und parallel zueinander und zur Scherzone (Plattengrenze) verlaufen (FALEIDE et al. 1988; MAHER & CRADDOCK 1988; NØTTVEDT et al. 1988; LEPVRIER 1992; MAHER et al. 1997). Dabei wird auf Studien an der San Andreas Fault in Kalifornien verwiesen, an der in ähnlicher Weise in einigen Abschnitten die maximale Hauptnormalspannung  $\sigma_1$  ebenfalls nahezu senkrecht ( $84^\circ$ ) und die Faltenachsen dementsprechend subparallel zur Störung orientiert sind (MOUNT & SUPPE 1987). Die Entkopplung in einen schmalen "strike-slip"-Gürtel in direkter Nachbarschaft zur mechanisch schwachen (d.h. kaum Reibung erzeugenden) Störungszone und einen breiten Gürtel, der die kompressive Komponente akkomodiert, führt demnach zu zwei gleichzeitig, aber unabhängig voneinander operierenden Deformationszonen (MOUNT & SUPPE 1987).

Nach MAHER et al. (1997) sollen im W zwischen St. Jonsfjorden und Isfjorden auch an Land lokal faltengürtelparallele sinistrale und dextrale Bewegungen nachweisbar sein.

Einen interessanten anderen, eher die Verformung berücksichtigenden Ansatz präsentieren TIKOFF & TEYSSIER (1994) und TEYSSIER et al. (1995b) für Transpression am Beispiel der kalifornischen San Andreas Fault, Neuseeland und Sumatra: Im Gegensatz zum mechanischen Spannungsentkopplungsmodell ist die Verformung (der "strain") unabhängig von den rheologischen und mechanischen Eigenschaften der Störungszone, sondern wird maßgeblich von dem Konvergenzwinkel der beiden Platten gesteuert, d.h., die Plattenbewegung ist der die Deformation kontrollierende Faktor, nicht die Rheologie der Störung - gleichgültig, ob die Krustenblöcke auf beiden Seiten der Störung mechanisch gekoppelt sind oder nicht. Damit wird zumindest das Problem umgangen, eine mechanische Schwäche der Störungszone nachweisen zu müssen. Bekannt sein müssen der Winkel  $\Theta$  zwischen der maximalen horizontalen momentanen Verformungsachse zur Grenze der Deformationszone oder der Winkel  $\alpha$  der Plattenkonvergenz. Den Berechnungen zufolge erfolgt bei  $\Theta \geq 35^\circ$  bzw.  $\alpha \geq 20^\circ$  der Übergang von einer von Lateralbewegungen dominierten ("wrench-dominated") zu einer von reiner Scherung dominierten ("pure shear-dominated") Transpression (TIKOFF & TEYSSIER 1994; TEYSSIER et al. 1995b). Erstere ist durch die Vorherrschaft von Blattverschiebungen gekennzeichnet, letztere durch die Dominanz von Überschiebungen.

Auf den West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt übertragen wäre bei dem sehr kleinen Konvergenzwinkel zwischen der Nordamerikanisch-Grönländischen und der Eurasischen Platte während Chron 24 von wenigen Grad - bei Annahme der von MÜLLER & SPIELHAGEN (1990) kalkulierten 160 km "strike-slip" und 15-20 km Verkürzung sind das  $5-7^\circ$  (TEYSSIER et al. 1995a) - ein sehr hoher Grad der Verformungsaufteilung zu erwarten, der an der Scherzone zu einer Transpression mit vorherrschend reiner Scherung ("pure shear dominated transpression") und damit zu einer von Überschiebungen geprägten Deformation ähnlich wie an einigen Abschnitten der San Andreas Fault führen würde (TIKOFF & TEYSSIER 1994; TEYSSIER et al. 1995b).

Mit diesen Modellen könnte die Dominanz orthogonaler Kompression im West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt während einer dextralen Transpression zwischen Chron 24 und 21 erklärt werden. Die Problematik bei diesen Erklärungsversuchen liegt jedoch zum einen in der für reine Transpressionsstrukturen zu großen Breite und starken Verkürzung des Fold Belts sowie zum anderen in der Geometrie der Scherzone: Die De Geer Fracture Zone/Hornsund

Fault Zone, die Plattengrenze, wird als die bestimmende Bewegungs- und Störungszone aufgefasst (HARLAND 1969; HARLAND & HORSFIELD 1974; SOPER & HIGGINS 1987; HÅKANSSON 1988). Die postulierten Deformationsgürtel müssten zu beiden Seiten dieser Störung vorhanden sein und auf der Gegenseite, also in Nordgrönland die Überschiebungen nach S gerichtet sein, genau entgegengesetzt zur Nordvergenz der Strukturen in Spitzbergen (bei Rückführung Svalbards in seine ursprüngliche Position nördlich von Grönland). Es ist jedoch offensichtlich das Gegenteil der Fall, d.h., auch in Nordgrönland sind die Vergenzen und der tektonische Transport nach N gerichtet (SOPER & HIGGINS 1989; HENRIKSEN 1992). Das bedeutet, dass die eigentliche Störungszone entweder weiter im S Nordgrönlands liegt (möglicherweise unter dem Eisschild verborgen, da es im aufgeschlossenen Bereich keinerlei Hinweise gibt), oder - wahrscheinlicher - dass das Transpressionsmodell wie oben beschrieben nicht ohne weiteres auf den West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt angewandt werden kann.

Damit wird allerdings der Bildungszeitraum für den Fold Belt stark eingeeengt, der nun bereits vor der "strike-slip"-dominierten Bewegung zwischen Grönland und Svalbard und damit vor dem Zeitraum zwischen Chron 24-21 liegen muss, jedoch deutlich nach der Oberkreide erfolgte, da tertiäre Sedimente in die Deformation involviert sind. Für die Brøggerhalvøya kann letzteres sowohl für die Initial- als auch für die Hauptdeformationsphase (Stadium 1 und 2) gesagt werden (Kap. 5.8; SAALMANN et al. 1997; PIEPJOHN et al. in Druck a).

Für eine Bildung des Fold Belts hauptsächlich im Oberpaläozän bis Untereozän sprechen neben den strukturellen auch sedimentologische Indizien: Wie in Kap. 3.3.3 erläutert, wurden die tertiären Sedimente des Ny-Ålesund Beckens vermutlich während des Paläozäns abgelagert. Interessante Aspekte ergeben sich für eine Alterbestimmung der tertiären Ablagerungen auch aus Fission Track-Analysen von BLYTHE & KLEINSPEHN (1998): Diesen Autoren zufolge wurden die Sedimente des Bayelva Members im Ny-Ålesund Becken vor etwa  $55 \pm 2$  Ma (Untereozän nach ODIN 1994) abgelagert, die jüngsten Schichten im Zentralbecken besitzen ein Alter von ca.  $49 \pm 2$  Ma (= Mitteleozän nach ODIN 1994).

Im Gegensatz zu dem zuvor vorherrschenden Transport aus NE sind ab dem obersten Paläozän (im Hollendardalen Member der Sarkofagen Formation) Schüttungen aus W und NW in das Zentralbecken zu verzeichnen, die den beginnenden Aufstieg des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts anzeigen und auch in den jüngeren Formationen weiter bestehen (STEEL et al. 1985; MÜLLER & SPIELHAGEN 1990). Aufgrund dieser Befunde nehmen MÜLLER & SPIELHAGEN (1990) an, dass ein Großteil der Verkürzung im Fold Belt bereits zwischen Chron 25 und 24 (Oberpaläozän-Untereozän) erfolgte. Fission Track-Daten zufolge fand der Wechsel der Schüttungsrichtungen in das Zentralbecken vor 55 Ma statt (BLYTHE & KLEINSPEHN 1998), also etwa kurz nach Chron 24 (= unteres Eozän nach der Zeittafel von ODIN 1994). Bedeutend ist der Hinweis, dass es sich bei den ersten aus W geschütteten Gerölln um Klaster aus dem kristallinen Grundgebirge handelt: Sowohl auf der Brøggerhalvøya (vgl. Kap. 5.2) als auch in den Segmenten weiter südlich (z.B. DALLMANN 1988a,b; BRAATHEN & BERGH 1995; BERGH et al. 1995, BRAATHEN et al. 1995, MAHER et al. 1997; GOSEN & PIEPJOHN in Druck; GOSEN et al. in Druck; PIEPJOHN & GOSEN in Druck) ist eine mehrphasige Entwicklung des Fold Belts zu verzeichnen, bei der das kristalline Basement erst in der Hauptphase verstärkter Kompression nach der initialen "flat-and-ramp"-Bildung deutlich oder erstmals involviert ist. Demnach muss aufgrund der Anwesenheit von Kristallingerölln im obersten Paläozän bzw. unteren Eozän (je nach Zeittabelle) des Zentralbeckens bereits die Hauptphase mit Faltenbildung und der Entstehung der ersten Kristallindecken kurz nach

Chron 24 abgeschlossen oder zumindest zu weiten Teilen fortgeschritten sein.

Damit ist der Entstehungszeitraum für den Fold Belt zwar ziemlich eingeeengt, dieses Bild lässt sich jedoch sehr gut in den plattentektonischen Rahmen einfügen: Wie oben erläutert erfolgt in dem Zeitraum zwischen Chron 25 und 24 die Änderung der Spreadingrichtung in der Labrador See nach NNE und gleichzeitig die beginnende Öffnung der Norwegisch-Grönländischen See. Die dadurch ausgelöste Norddrift Grönlands führt zu einer Konvergenz von Grönland und Svalbard und ist demzufolge durch Kompression gekennzeichnet, die von MÜLLER & SPIELHAGEN (1990) auf 50-70 km Verkürzung und 30 km Lateralversatz berechnet und als Phase einer kompressionsdominierten Transpression bezeichnet wird (Abb. 5-11). Dies erklärt auch die Vorherrschaft kompressiver Strukturen im West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt. Die Hauptdeformation (Stadium 2) mit stärkerer bzw. erster Einbeziehung des kristallinen Grundgebirges setzt also mit Chron 24 ein, die erste Phase ("flat-and-ramp") könnte demnach Chron 25 zugeordnet werden, da zu dieser Zeit die Richtungsänderung des Spreadings in der Labrador See nach NNE erfolgt (ROEST & SRIVASTAVA 1989).

Dieses Szenario lässt sich ebenfalls mit dem Modell von TESSENSOHN & PIEPJOHN (1998) der Norddrift Grönlands infolge synchronen Spreadings in der Labrador See und im Nordatlantik vereinbaren, wenn auch wahrscheinlich die Hauptdeformation größtenteils bereits zu Beginn ihres Zeitrahmens (Chron 24-21), also kurz nach Chron 24 abgeschlossen war, zumal die stärker kompressive Phase dann zwischen Chron 24-21 (Unter- bis Miozän) von einer "strike-slip"-dominierten Bewegung mit einem Lateralversatz von 160 km bei 15-20 km Verkürzung abgelöst wird (Müller & Spielhagen 1990).

Die Datierung des Bayelva Members im Ny-Ålesund Becken auf 55 Ma (BLYTHE & KLEINSPEHN 1998) und damit kurz vor Chron 24 würde allerdings eine syn-tektonische Bildung des Beckens ("Piggy-back") implizieren, was jedoch unwahrscheinlich ist (Kap. 3.3.3).

In das mittlere Eozän - und damit in die "strike-slip-dominierte" Bewegung - fällt die Bildung des Forlandsundet Grabens (STEEL & WORSLEY 1984; STEEL et al. 1985; GABRIELSEN et al. 1992) (Abb. 5-11). Diese Struktur ist in die oberen (Kristallin-)Decken zwischen dem nördlichen Oscar II Land (incl. Brøggerhalvøya) und Prins Karls Forland eingebrochen. Während früher angenommen wurde, dass der Forlandsundet als junge Dehnungsstruktur erst nach der Bildung des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts entstanden ist (ATKINSON 1963; HARLAND 1969; HARLAND & HORSFIELD 1974), deuten neuere Ergebnisse auf eine polyphase Deformation und eine syn-tektonische Bildung hin, die vor allem dextrale Lateralbewegungen beinhaltet (STEEL et al. 1985; LEPVRIER 1990; GABRIELSEN et al. 1992; KLEINSPEHN & TEYSSIER 1992), während die heute vorliegende Grabenstruktur Ausdruck der letzten, post-tektonischen Bewegungen ist. Von STEEL et al. (1985) werden zwei Modelle in Betracht gezogen.

Im ersten nimmt der Graben die tektonische Position hinter einer gekrümmten "strike-slip"-Zone - dies wäre die Brøggerhalvøya - ein, in welcher Faltung und Überschiebungstektonik stattfindet, während dahinter schmale Dehnungsgräben (Forlandsundet) entstehen. Eindeutig gegen dieses Modell spricht die Tatsache, dass der Graben in die Kristallindecken eingebrochen und damit die Hauptdeformation auf der Brøggerhalvøya bereits zum größten Teil vor dessen Bildung abgeschlossen ist. Außerdem wäre auch die postulierte gekrümmte Störungszone nur ein lokales, auf die Engelsbukta-Region beschränktes Phänomen. Der Forlandsundet Graben setzt sich jedoch deutlich weiter nach S bis zum Bellsund fort (DALLMANN et al. 1993) und ähnliche Strukturen können auch auf dem Schelf westlich vom Hornsund seismisch nachgewiesen werden (EIKEN & AUSTEGARD 1987).

Der zweite Modellvorschlag interpretiert den Graben als transtensive Kollapsstruktur im

Zentrum des sich hebenden Faltegürtels. Dieses Modell fügt sich besser in die Bildungsgeschichte ein: Die polyphase Deformationsgeschichte der Grabenfüllung, die sowohl kompressive als auch transpressive und dehnende Strukturen aufweist (GABRIELSEN et al. 1992; KLEINSPEHN & TEYSSIER 1992), erfolgt also während der "strike-slip"-dominierten Transpression (sensu MÜLLER & SPIELHAGEN 1990) kurz nach Chron 24 (Untereozän).

Dabei könnte der Forlandsundet einen großen Teil der bei dieser Bewegung den bereits bestehenden Fold Belt überprägenden Lateralkomponente akkomodieren. Ansonsten sind bisher relativ wenige "strike-slip"-Überprägungen dokumentiert - das SEDL-Lineament (Svartfjella-Eidembukta-Daudmannsodden-Lineament) im südlichen Oscar II Land (MAHER et al. 1997) könnte solch eine junge Blattverschiebung sein, die faltengürtelparallele Lateralkomponente wird von diesen Autoren allerdings als bereits während der Überschiebungstektonik stattfindende Bewegung gedeutet. Im Gebiet der Brøggerhalvøya könnten die in der Engelsbukta-Decke beschriebenen ungewöhnlich transpressiven Gefüge (Comfortlessbreen, Abb. 4-34, Kap. 4.2.3.3) ebenfalls zu dieser Phase der "strike-slip"-dominierten Transpression gehören und die kompressive Deckentektonik lokal überprägen.

Die insgesamt geringe Überprägung des Fold Belts mit einer Lateralkomponente könnte zum einen darauf zurückgeführt werden, dass die Bildung des Forlandsundets den Hauptteil der Bewegung aufnimmt oder die "strike-slip"-Bewegungen auf einen schmalen Bereich näher zur Plattengrenze beschränkt sind und somit ähnliche Strukturen vor allem auf dem Schelf westlich von Spitzbergen auftreten müssten. So kartieren z.B. AUSTEGARD et al (1988) anhand von reflexionsseismischen Profilen mehrere N-S streichende Gräben und Halbgräben auf dem Schelf, die zwar als hauptsächlich durch spät- bis post-"orogene" Extension gebildete Strukturen gedeutet werden, eine mögliche "strike-slip" Bildung wird jedoch nicht ausgeschlossen. Zum anderen könnte die Lateralbewegung zwischen Chron 24 und 21 tatsächlich wie von TEYSSIER et al. (1995b) angenommen durch eine starke Verformungsaufteilung gekennzeichnet sein (s.o.), sodass anstelle von Blattverschiebungen weiterhin im wesentlichen kompressive Strukturen gebildet werden.

Zusammengefasst betrachtet wird in der vorliegenden Arbeit folgendes Modell vorgeschlagen: Aufgrund der sedimentologischen Befunde (Schüttungsrichtungen, Klastenvergesellschaftung, Alter der tertiären Sedimente, auch anhand von Fission Track-Daten), der vorherrschenden kompressiven Tektonik sowie der Erkenntnisse über die kinematische Entwicklung des Fold Belts in vielen Segmenten ("flat-and-ramp"-Phase, Hauptphase mit Faltung und Einbeziehung des Kristallins) kann gefolgert werden, dass zumindest die Hauptphase der Überschiebungstektonik (Stadium 2, Anfang Stadium 3) während der kompressionsdominierten Phase im Zeitraum zwischen Chron 25 bis kurz nach Chron 24 stattfand und damit bereits vor der "strike-slip"-Bewegung zu großen Teilen abgeschlossen war (Abb. 5-11). Die nachfolgende transpressive Phase führt zu einer Überprägung der kompressiven Strukturen mit einer lateralen Komponente, die nach bisherigen Beobachtungen anscheinend auf den Forlandsundet und möglicherweise weiter westlich auf den Schelfbereich konzentriert sind oder aufgrund einer Verformungsaufteilung weiterhin im wesentlichen kompressive Deformationen beinhaltet, die schwer von der Hauptphase zu trennen wären.

Die Unsicherheiten liegen weiterhin in der ungenauen Datierung der tertiären Ablagerungen.

## 6 Schlussfolgerungen

Die tektonische Evolution der Brøggerhalvøya wird hauptsächlich durch zwei konvergente Deformationsereignisse geprägt (Abb. 6-1): Von der prä-devonischen mehrphasigen und duktilen tektono-metamorphen Strukturentwicklung im Rahmen der kaledonischen Tektonogenese einerseits und andererseits durch die tertiäre Überschiebungstektonik mit Sprödverformung in einem hohen Krustenstockwerk. Letztere führte zu einem Deckenbau, der den heutigen tektonischen Baustil der Brøggerhalvøya bestimmt. Das Kristallin wurde dabei als Block in die Überschiebungstektonik einbezogen und die prä-devonischen Strukturen aus ihrer ursprünglichen Orientierung rotiert.

Die kaledonische Strukturentwicklung umfasst fünf Deformationsakte (Abb. 6-1), darunter drei bis vier Faltungsepisoden und eine Phase mit einer lokalisierten duktilen Scher tektonik.

Sowohl die relative zeitliche Abfolge als auch die Orientierungen der mit ihnen assoziierten Strukturen (Faltenachsen, Schieferungen, Scherrichtungen) sind in den prä-vendischen und vendischen/altpaläozoischen Metamorphiten identisch. Das bedeutet, dass die Einheiten spätestens ab der D2 gemeinsam deformiert wurden und diese gemeinsame Entwicklung während der kaledonischen Tektonogenese erfolgte und die prägende Deformation nicht grenvillisch ist.

Auf der Brøggerhalvøya deutet sich zumindest zeitweilig (D4) ein Einfluss sinistral transpressiver Bewegungen an. Dies weist auf eine schräge Konvergenz der Platten während dieser Deformationsepisode hin mit der Konsequenz, dass die Kaledoniden Svalbards phasenweise einen transpressiven Charakter besitzen.

Die ähnliche lithologische Abfolge und Petrographie erlaubt eine Parallelisierung der Kongsvegen Group mit der Krossfjorden Group nördlich des Kongsfjordens. Ein Vergleich der strukturellen Evolution beider Gebiete zeigt eine bemerkenswert einheitliche Deformationsabfolge und Orientierung der Strukturen. Daraus folgt, dass beide Gebiete ab der D2 gemeinsam während der kaledonischen Tektonogenese deformiert wurden.

Dies spricht gegen die von HARLAND & WRIGHT (1979) und HARLAND (1997) postulierte svalbardische Terrane-Grenze (Central-West Fault) zwischen NW- und W-Spitzbergen (PIEPJOHN & SAALMANN in Vorb.), die durch den Kongsfjorden verlaufen und die beiden Gebiete erst im Oberdevon zusammengeführt haben soll.

Während des Devons war die Brøggerhalvøya Abtragungsgebiet, da die ältesten Sedimente ein unterkarbonisches (Orustdalen Formation) bzw. oberkarbonisches (Brøggertinden Formation) Alter besitzen und das Grundgebirge winkeldiskordant überlagern. Ob die svalbardische Überschiebungstektonik auch die Brøggerhalvøya betraf, kann nicht mehr festgestellt werden. Sicher ist, dass die Basamenteinheiten prä-tertiär verstellt wurden - vermutlich im Zusammenhang mit der karbonischen Blocktektonik.

Die Sedimentation im Unter- und frühen Oberkarbon wurde von einer syn-sedimentären Abschiebungstektonik begleitet. Soweit es möglich ist, die Geometrie des St. Jonsfjorden Troughs zu rekonstruieren, kristallisieren sich etwa NW-SE streichende Störungen mit nach SW abschiebendem Versatz heraus (dabei erster Hinweis für die Existenz der

Tektonische Evolution der Brøggerhalvøya				
KÄNOZOIKUM	Tertiär	Eozän	D12 Extension	W-E-Extension, Bildung von N-S streichenden Abschiebungen; Bildung des Forlandsundet Grabens
			D11 Extension	N-S-Extension, Bildung von nach Norden abschiebenden Störungen, "Kollaps" des Fold-Belts
			Kompression	Stadium 3: Bildung der Kristallindecken
		Paläozän	D10 Kompression	Stadium 2 (Hauptphase) "out-of-sequence"-Überschiebung, Entwicklung der km-großen Falte, Bildung der Stadium-2-Ny-Ålesund-Überschiebung
			Kompression	Stadium 1 der Überschiebungstektonik auf der Brøggerhalvøya: Bildung der unteren Decken ("flat-and-ramps")
			D9 Extension/Transension	Entwicklung des Ny-Ålesund Beckens; vermutlich weiterhin abschiebende Bewegungen an der Kongsvegen Fault und Erosion in Gebieten nördlich des Kongsfjords
MESOZOIKUM	Kreide	Ober	D8 Extension	Hebung, Erosion des gesamten post-kaledonischen Deckgebirges nördlich des Kongsfjords, Erosion fast der gesamten mesozoischen Sedimente auf der Brøggerhalvøya; vermutlich Aktivierung der Kongsvegen Fault als Abschiebung nach SW
			Untere	stabile Plattformsedimentation, Ablagerung klastischer Sedimente;
		Trias Jura	Untere	stabile, karbonatbetonte Plattformsedimentation (Wordiekammen, Gipshuken, Kapp Starostin Formationen)
			Ober	3. Ablagerung der oberen Brøggertinden und der Scheteligfjellet Formationen in einem Halbgraben, nachlassende tektonische Aktivität an den Störungen, beginnende randliche Überflutung des Nordfjorden Blocks 2. Sedimentation der unteren Brøggertinden Formation in einem Graben (St. Jonsfjorden Trough), erste Hinweise für die Existenz der Kongsvegen Fault 1. Inversion des unterkarbonischen Beckens
JUNGPALÄOZOIKUM	Karbon (Mitte)	Ober	D7 Extension/Transension	Intrusion vulkanischer Gänge (sills, dykes) (Kapp Graarud, Engelsbukta)
			Untere	Blocktektonik, Bildung des Unterkarbondgrabens mit grobklastischer Sedimentation (Orustdalen Formation)
		Devon		Hebung und Erosion
ALTPALÄOZOIKUM		D5 Kompression	Bildung großräumiger nordvergenger Falten um N-S streichende B4-Achsen mit Parasitärfaulen mehrfacher Ordnung; Entwicklung einer weitständigen spröden Bruchschieferung s4	
		D4 Kompression	Lokalisierung der Verformung mit Bildung duktiler Überschiebungszonen: Mylonitisierung von Metapeliten und Marmoren/Kalksilikatgesteinen; Boudinage kompetenter Einheiten (im Maßstab von cm bis	
		D3 Kompression	2. enge bis isoklinale Faltung der Schieferungen und der Quarzmobilisate um etwa N-S streichende Faltenachsen, Bildung einer Schieferung s3	
		D2 Kompression	1. Isoklinalfaltung des Lagenbaus, der s1 und der D1-Quarzmobilisate um ca. SW-NE bis W-E streichende Faltenachsen, Bildung einer faltenachsenparallelen Schieferung s2; diese Deformation ist in einigen Einheiten nur noch in den Metapeliten erhalten	
		D1 Kompression	1. rotationale Deformation: Bildung der ersten Schieferung s1 und in Metapeliten von Quarzmobilisaten parallel zur antithetischen s1a	

Abb. 6-1: Übersicht über die tektonische Evolution der Brøggerhalvøya. Detailliertere Darstellung der tertiären Überschiebungstektonik in Abb. 6-2.

<b>Tertiäre Tektonik auf der Brøggerhalvøya</b>	
<b>D<sub>T0</sub></b>	<p>Extension/Transtension            Bildung des Ny-Ålesund Tertiärbeckens;            ? abschiebende Bewegungen an der Kongsvegen Fault ?</p>
<b>D<sub>T1</sub></b>	<p><b>Stadium 1 (Rampen und Flachbahnen)</b>            Bildung eines basalen Abscherhorizonts in den Phylliten der Nielsenfjellet Fm, der nach N bis NNE zum Vorland hin stratigraphisch aufsteigt.            Bildung der unteren Decken durch von diesem basalen Abscherhorizont abzweigende Überschiebungen in folgender Reihenfolge (zum Vorland propagierender Überschiebungsmodus):</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Ny-Ålesund-Decke</li> <li>2. Kiærfjellet-Decke</li> <li>3. Kvadehuker-Decke</li> <li>4. Kongsfjorden-Decke</li> <li>5. Garwoodtoppen-Decke</li> </ol> <p>Deckeninterne Deformationszonen entstehen an untergeordneten Überschiebungen. Diese nutzen als Detachments die Karbonate der Wordiekammen Fm (Kongsfjorden-Decke) oder Tonhorizonte in der Scheteligfjellet Fm (Kvadehuker-Decke)</p>
<b>D<sub>T2a</sub></b>	<p><b>Stadium 2a (Faltung, Bildung der mittleren Decken)</b>            Die erste "out-of-sequence"-Überschiebung hinter den Stadium 1-Decken involviert größere Anteile des kristallinen Grundgebirges (Nielsenfjellet Fm). An der Front dieser Sockelüberschiebung entsteht eine Störungswachstumsfalte. Die Ny-Ålesund-Decke wird mitgefaltet und die Stadium 1-Überschiebungen dabei rotiert und verkippt. Zunächst kurzzeitige Reaktivierung der Ålesund-Überschiebung, dann bildet sich im Zuge fortgesetzter Verkürzung und Kompression eine neue Überschiebungsbahn (= Ny-Ålesund-Überschiebung-2), die ausschließlich die Schichten des Tyrrellfjellet Mbs und der Gipshuker Fm als Gleitbahn nutzt und an der die Ny-Ålesund-Decke schräg nach ENE auf die unteren (Stadium 1-) Decken überschoben wird.            Gleichzeitig durchbricht die Sockelüberschiebung (Nielsenfjellet-Überschiebung) den überkippten Faltenkurzschenkel und transportiert die Antikline auf die Synklinalen. Die Schetelig Fault wird in diesem Stadium erstmals als Querverschiebung ("tear fault") aktiviert.</p>
<b>D<sub>T2b</sub></b>	<p><b>Stadium 2b (Bildung der Kristallindecken)</b>            Mit der Bildung weiterer Überschiebungen, deren Entstehung in Richtung zum Hinterland erfolgt, werden die Kristallindecken gebildet. Zwischenzeitliche Ruhephasen in der Überschiebungstektonik werden durch Erosion der Nielsenfjellet-Decke im W und Aktivitäten an der Schetelig Fault indiziert. Die Bewegungen an der Schetelig Fault enden jedoch noch vor der Bildung der strukturell höchsten Engelsbukta-Decke.</p>
<b>D<sub>T3</sub></b>	<p><b>Extension N-S</b>            W-E streichende Abschiebungen am Brøggerfjellet und Zeppelifjellet, Die Orientierung der Abschiebungen parallel zum Streichen der Strukturen deutet auf einen Kollaps des aufsteigenden Fold Belts hin.</p>
<b>D<sub>T4</sub></b>	<p><b>Extension W-E</b>            N-S streichende Abschiebungen mit zumeist relativ geringem Versatz, lokal werden prä-existierende und günstig orientierte Scher- und Kluffflächen als Abschiebungen reaktiviert</p> <p>Letzte Bildungsstadien des Forlandsundet Grabens</p>

Abb. 6-2: Übersicht über die tektonische Evolution der Brøggerhalvøya während des Tertiärs.

Kongsvegen Fault).

NW-Spitzbergen wird von N-S streichenden Elementen geprägt: dies gilt sowohl für kaledonische (HJELLE 1979; PIEPJOHN & THIEDIG 1995; PIEPJOHN et al. 1997; LANGE & HELLEBRANDT 1997) als auch svalbardische (PIEPJOHN 1994; WERNER 1996; THIELEMANN 1996; GREWING 1997; PELETZ 1997; LANGE & HELLEBRANDT 1997; PIEPJOHN 1997) Strukturen. Die N-S-Richtung ist auch für die kaledonische Deformation auf der Brøggerhalvøya nachweisbar (Kap. 2). Die Kongsvegen Fault streicht NW-SE und schneidet damit die dominante N-S-Richtung. Dies ist im Karbon erstmals nachweisbar. Die Herkunft dieser Richtung ist unbekannt, doch könnte diese Störung ein bedeutendes altes (?präkambrisches, ?kaledonisches, ?svalbardisches) Lineament repräsentieren, das im Karbon (und später erneut im Tertiär) reaktiviert wurde. Möglicherweise hängt die abweichende Richtung mit Lateralbewegungen während der kaledonischen Tektogenese zusammen.

Die Aktivität an den Störungen ließ bereits im Bashkirium etwas nach, sodass die Ränder des Nordfjorden Blocks bereits überflutet werden konnten. Die störungskontrollierte Sedimentation wurde schließlich ab dem oberen Oberkarbon und Perm von einer stabilen Plattformsedimentation abgelöst, deren fazielle Entwicklung nicht allein von eustatischen Meeresspiegelschwankungen, sondern hauptsächlich von regionalen tektonischen Hebungen und Senkungen gesteuert wurde (STEEL & WORSLEY 1984).

Die relativ stabilen Verhältnisse hielten auch im Mesozoikum an. Die am Ende des Mesozoikums in der unteren Oberkreide beginnende Hebung im N führte zu einer Erosion der post-kaledonischen Sedimente auf der Brøggerhalvøya bis zur Untertrias bzw. dem Oberperm.

Das tertiäre Ny-Ålesund Becken bildete sich im unteren Paläozän entweder als isoliertes eigenständiges Becken oder als Teilbecken des Zentralbeckens. Die Sedimente wurden aus N geschüttet, wobei das kristalline Grundgebirge im N bereits exhumiert war. Vermutlich wurde die NW-SE streichende Kongsvegen Fault erneut als Abschiebung nach SW aktiviert. Die Sedimentation war vor Beginn der tertiären Überschiebungstektonik abgeschlossen.

Die tertiären Faltengürtel in der Arktis (Eurekan Fold Belt) (SOPER et al. 1982; MIALL 1984) entstanden im Rahmen der plattentektonischen Umgestaltung im Zuge der Öffnung des Nordatlantiks.

Die Entwicklung des tertiären Deckenbaus kann auf der Brøggerhalvøya in drei Stadien gegliedert werden (Abb. 6-1, 6-2):

- 1) Das erste Stadium beinhaltet die Bildung flacher Überschiebungen mit Rampen- und Flachbahnen-Geometrien, die zur Entstehung der fünf unteren Sediment-dominierten Decken führte, wobei jedoch bereits in der Kongsfjorden-Decke Anteile des kristallinen Basements involviert wurden. Die Flachbahnen befinden sich bevorzugt in den Phylliten der Nielsenfjellet Formation (basaler Abscherhorizont) und in den Karbonaten der Wordiekammen Formation. Deckeninterne Deformationen sind an Rampenpositionen und untergeordnete Überschiebungen gebunden, können allerdings lokal zu einer intensiven Faltung und Verschuppung der Sedimente führen. In der Kvadehuken-Decke sind Abscherhorizonte in der Sonderfazies der Scheteligfjellet Formation entwickelt sowie potentiell in feinkörnigen Schichtanteilen der oberen Orustdalen

Formation.

- 2) Im zweiten Stadium wurden größere Anteile des kristallinen Grundgebirges durch die erste durchbrechende ("out-of-sequence-") Überschiebung einbezogen. Der tektonische Transport war stärker nach ENE gerichtet. An der Front dieser Sockelüberschiebung bildete sich eine NE-vergente Falte im km-Maßstab, was zu einer Verkippung und Rotation der Stadium-1 Decken sowie zur Faltung der Ny-Ålesund-Überschiebung führte. Es entwickelte sich infolge progressiver Konvergenz eine neue Überschiebungsbahn (Ny-Ålesund-Überschiebung-2), die die dünnbankigen Dolomite des Tyrrellfjellet Members und der Gipshuken Formation als Gleithorizonte nutzte. Die Synklinalen schneiden die unteren Decken schräg ab. Die Sockelüberschiebung (= Nielsenfjellet-Überschiebung) durchbrach den überkippten Faltenkurzschenkel und transportierte die Antikline auf die Synklinalen.  
Der Nordfjorden Block im N und NE behinderte die Migration der Decken und die nach SW einfallende Kongsvegen Fault übernahm eine steuernde Funktion, indem sie als laterale Rampe den ursprünglich ENE-gerichteten Transport nach NE ablenkte. Östlich der Brøggerhalvøya konnte die Bewegung dagegen ungehinderter bis auf das Vorland vorgreifen (in Form von schichtparallelen Detachments, TESSENSOHN et al. in Druck). Unterschiedliche deckeninterne Versatzweiten innerhalb der Ny-Ålesund- und Nielsenfjellet-Decken wurden durch NNE-SSW bis N-S streichende Querverschiebungen ("tear faults") akkommodiert. Dazu gehört auch die Scheteligfjellet Fault, die in diesem Stadium erstmals aktiviert wurde.
- 3) Die Kristallindecken wurden durch weitere "out-of-sequence"-Überschiebungen gebildet, d.h. die Decken werden nach S jünger. Der Transport erfolgte wie in Stadium 2 nach ENE. Aktivität der Scheteligfjellet Fault und mögliche Unterbrechungen der Überschiebungstektonik führten zur zwischenzeitlichen Erosion der Nielsenfjellet-Decke im W und möglicherweise zu einem kanalisiertem Transport der Bogegga-Decke im E. Die nachlassende Aktivität an der Scheteligfjellet Fault ist bereits bei der Platznahme der Trondheimfjella-Decke zu beobachten, bis die Scheteligfjellet Fault schließlich von der Engelsbukta-Decke (der jüngsten Decke auf der Brøggerhalvøya) überfahren wurde.

Im Anschluss an die Deckentektonik folgte der Kollaps des Fold Belts - auf der Brøggerhalvøya in Form von etwa W-E streichenden Abschiebungen nach N (Brøggerfjellet, Zeppelifjellet) (Abb. 6-2).

Der Forlandsundet Graben muss jünger sein als die höchsten Decken und bildete sich frühestens im Spätstadium des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts (post-Engelsbukta-Decke). Seine Entwicklung ist von mehreren transtensiven und transpressiven Phasen geprägt (STEEL et al. 1985; LEPVRIER 1990; GABRIELSEN et al. 1992; KLEINSPEHN & TEYSSIER 1992). Eine Überprägung des Fold Belts in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Randstörungen ist nicht auszuschließen (s. z.B. transpressive Gefüge in den Dolomitmarmoren am Comfortlessbreen, Kap. 4.2.3.3).

Die W-E-Extension (= zweite tertiäre Extensionsphase, Abb. 6-2) auf der Brøggerhalvøya ist vermutlich im Zusammenhang mit der letzten, extensiven Bildungsphase des Forlandsundet Grabens zu sehen.

Die metamorphen Gesteine des kaledonischen Basements weisen das gleiche Gefügeinventar der tertiären Verformung wie die Sedimente auf. Diese Gefüge sind auf die

unmittelbare Nachbarschaft zu den Überschiebungen beschränkt. Insbesondere die Dolomitmarmore der Moefjellet Formation sind in ihrem Verhalten völlig mit den Karbonaten der Wordiekammen Formation zu vergleichen und weisen die identischen Strukturen auf (Schuppenstapel, Rampen- und Störungswachstumsfalten, Pop-up-Strukturen) (Kap. 4.2.3.3, Abb. 4-32). In den Phylliten und Quarziten der Nielsenfjellet Formation sind nur sehr selten tertiäre Strukturen aufgeschlossen. Diese werden durch kleine Duplexstrukturen und Schuppenbildungen repräsentiert (z.B. auf dem Gipfel des Kiærfjellets, Kap. 4.2.2.1, Abb. 4-17) sowie durch schmale Kataklasitzonen (Kap. 4.2.3.3, Abb. 4-33). Derartige Deformationen sind typisch für die tertiäre Tektonik und damit deutlich different zu den kaledonischen Strukturen. Dies spricht gegen die Annahme z.B. von MANBY (1988), TAPPE (1989), LOSKE (1989) und PIEPJOHN et al. (in Druck b), dass die prägende Foliation im Basement während der tertiären Tektonik gefaltet wurde (diese Falten entsprechen den als B4 indizierten und damit der kaledonischen Deformation zugeordneten Falten, (SAALMANN in Vorb.); vgl. Kap. 2.3). Das Basement wurde demnach nicht aktiv in Form von intensiver Faltung involviert, sondern als Block transportiert und die kaledonischen Strukturen aus ihrer ursprünglichen Orientierung rotiert. Die tertiäre Tektonik ist in schmale Scherzonen lokalisiert.

Von großer Bedeutung für die tertiäre Überschiebungstektonik ist der Einfluss alter Strukturen: Die karbonischen NW-SE streichenden, nach SW abschiebenden Störungen wurden tertiärzeitlich reaktiviert: Sie wirkten als Rampen, an denen die Überschiebungen stratigraphisch aufstiegen. Diese Störungen führten demnach einerseits zu lokal variablen deckeninternen Vergenzen und steuerten andererseits sowohl die Transportrichtungen der unteren Decken als auch den übergeordneten NE-Transport auf der Brøggerhalvøya (Kongsvegge Fault als schräge Rampe).

Die Deformation auf der Brøggerhalvøya wird eindeutig von Kompression dominiert. Großräumige Lateralbewegungen und eine staffelartige Anordnung von Falten und Überschiebungen sind nicht beobachtbar. Zwar sind lokal auch transpressive Gefüge vertreten und damit auch eine Lateralkomponente beteiligt (z.B. nördlich des Comfortlessbreen, an der Nordküste der Engelsbukta, abschnittsweise im Kiærstranda-Profil und in der "Orvin Gorge"). Doch diese Strukturen sind untergeordnet. Daher ist eine dominant transpressive Bildung der Brøggerhalvøya unwahrscheinlich.

Die vergleichbare kinematische Evolution spricht gegen eine zeitlich getrennte Entwicklung des tertiären Fold Belts auf der Brøggerhalvøya. Auch Modelle, die dieser Region eine strukturelle Sonderposition zuordnen (zwischen zwei Blattverschiebungen (LEPVRIER et al. 1988; in einem Segment mit noch gekoppelter "strike-slip" und "pure shear" Deformation, MAHER & CRADDOCK 1988), sind angesichts des beschriebenen tektonischen Inventars und der Kinematik anzuzweifeln.

In Frage zu stellen sind ebenso Modelle, die die Überschiebungstektonik auf der Brøggerhalvøya im Zusammenhang mit der Bildung des Forlandsundet sehen (STEEL et al. 1985; MAHER et al. 1997), da sich der Forlandsundet Graben erst in der Spätphase der Deckentektonik gebildet haben kann. HARLAND (1997) lokalisiert den Forlandsundet sogar in das Zentrum einer Flower Structure, wobei sich die E-vergente Überschiebungen in Oscar II Land und W-vergente Überschiebungen auf Prins Karls Forland zum Graben hin verstellen sollen. Die Überschiebungen im Kristallin der Brøggerhalvøya besitzen einen listrischen

Verlauf, der sich zur Tiefe hin verflacht. Auf Prins Karls Forland sind keine W-vergenten, sondern ebenfalls nach E gerichtete Überschiebungen entwickelt (KLEE 1990; MERSMANN 1990; POST 1990). Der Forlandsundet Graben kann demzufolge keine Flower Structure darstellen.

Der von anderen Regionen abweichende Transport nach NE kann mit der Reaktivierung alter Störungen (Kongsvegen Fault) erklärt werden und ist kein Beweis für eine transpressive Bildung des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts. Der Bau des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts wird stark von der prä-tertiären Konfiguration bestimmt (Basement-topographie, Orientierung von alten Strukturen, Lithologie und Mächtigkeit der post-kaledonischen Sedimente).

Das Fehlen von Hinweisen für bedeutende Lateralbewegungen und demzufolge eine kompressive Entstehung des Fold Belts wird auch in südlicheren Regionen des Fold Belts beobachtet (GOSEN & PIEPJOHN in Druck; GOSEN et al. in Druck; PIEPJOHN & GOSEN in Druck).

Von anderen Bearbeitern wird demgegenüber eine deutliche bis vorherrschend transpressive Komponente der Überschiebungstektonik angeführt (LEPVRIER et al. 1988; BRAATHEN & BERGH 1995; TEYSSIER et al. 1995a; BERGH et al. 1997), häufig basierend auf Störungsflächenanalysen. Beispielsweise wird von BRAATHEN & BERGH (1995) für den Fold Belt im Nordenskiöld Land Transpression während einer ersten Phase mit NNW-SSE- und einer zweiten Phase mit WSW-ENE-Verkürzung beschrieben. Dabei werden jedoch für jedes Stadium "strike-slip"-Bewegungen entlang einer oder mehrerer NNW-SSE streichender Störungen postuliert, deren Existenz vor allem für das erste Stadium nicht belegt ist.

Generell ist die Übertragung anhand von Harnischen ermittelter Spannungsregime auf den gesamten Fold Belt kritisch zu betrachten. Die kinematische Evolution des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts besteht generell aus drei Stadien (DALLMANN 1988a,b; DALLMANN 1992, BRAATHEN & BERGH 1995, BRAATHEN et al. 1995; BERGH et al. 1997; SAALMANN & THIEDIG 1997, 1998a,b; GOSEN & PIEPJOHN in Druck; PIEPJOHN & GOSEN in Druck; GOSEN et al. in Druck; PIEPJOHN et al. in Druck). Die anhand von Paläospannungsanalysen in tertiären Sedimenten ermittelten Tensoren (KLEINSPEHN et al. 1989; TEYSSIER et al. 1995a) lassen sich jedoch nur schwer dieser Entwicklung zuordnen. Die gemessenen Populationen repräsentieren statt dessen auf die jeweiligen Messdomänen beschränkte lokale Spannungszustände.

Plattentektonisch betrachtet erscheint der Zeitraum der kompressionsdominierten Transpression zwischen Chron 25 und 24 (MÜLLER & SPIELHAGEN 1990) (59-55 Ma) der wahrscheinlichste Zeitrahmen für die Hauptphase (Stadium 2 bis 3) des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts zu sein, da dieser sowohl die beginnenden Schüttungen von Basementklasten aus W (Stadium 2) als auch die kompressive Tektonik berücksichtigt. Eine Überprägung des Fold Belts mit einer Lateralkomponente während der transpressionsdominierten Bewegung zwischen Grönland und Svalbard ist höchstwahrscheinlich auf die westlichen Bereiche Spitzbergens (Forlandsundet, Westküste) beschränkt und vermutlich vor allem auf dem Schelf stärker entwickelt.

## **Ausblick**

Nachdem sich die Bearbeitung der prä-devonischen Strukturentwicklung bisher hauptsächlich auf Gebiete nördlich des Kongsfjordens konzentrierte (HJELLE & OHTA 1974; HJELLE 1979; PIEPJOHN & THIEDIG 1995, WERNER 1996; THIELEMANN 1996; GREWING 1997; LANGE & HELLEBRANDT 1997; PELETZ 1997; PIEPJOHN & THIEDIG 1997; PIEPJOHN et al. 1997), erlaubt die Untersuchung des Basements im nördlichen Oscar II Land der vorliegenden Arbeit zusammen mit früheren Arbeiten in Prins Karls Forland (KLEE 1990, MERSMANN 1990, POST 1990) erstmals einen Vergleich prä-devonischer Einheiten über postulierte Terrane-Grenzen hinweg und damit eine zeitliche Einstufung der Deformationen. Zukünftige Untersuchungen müssen für einen Vergleich und eine plattentektonische Deutung auch den Verformungspfad der einzelnen Deformationsepisoden stärker berücksichtigen. Dafür ist auch eine Ermittlung der p-T-t-Pfade notwendig, da der Vergleich der Gebiete südlich und nördlich des Kongsfjordens bisher hauptsächlich auf strukturgeologischen Daten basiert. Da die Gebiete südlich und nördlich des Kongsfjordens ab der D2 eine gemeinsame Deformationsentwicklung aufweisen ist die Frage von Interesse, ob das Basement im Ost-Terrane von HARLAND & WRIGHT (1979) (z.B. in Ny-Friesland) eine komplett andere oder eine ähnliche prä-devonische Entwicklung aufweist, um zu klären, ob Ostspitzbergen ein svalbardisches Terrane darstellt oder alle drei Provinzen spätestens frühkaledonisch zusammengeführt wurden.

Der genaue Zeitraum und plattentektonische Rahmen der tertiären Tektonik ist noch immer Gegenstand kontroverser Diskussionen. Zur Lösung dieser Probleme sind genaue Datierungen der tertiären Sedimente notwendig, die jedoch aufgrund fehlender Indexfossilien nur begrenzt möglich sind. Andere Methoden wie Fission-Track-Analysen (BLYTHE & KLEINSPEHN 1998, KLEINSPEHN 1998) und Altersdatierungen von überschobenen Vulkaniten (ESTRADA 1998; ESTRADA et al. 1998) oder Mylonitzonen (MANBY et al. 1998) in Nord-Grönland bieten interessante und vielversprechende Ansätze.

Der West Spitzbergen Fold-and-Thrust Belt stellt nur einen kleinen Ausschnitt aus dem tertiären Eureka Fold Belt der Arktis dar. Zum Verständnis und zur Rekonstruktion der plattentektonischen Umgestaltung der Arktis ist die Kenntnis der tertiären Entwicklung in Nordgrönland und Nord-Kanada (Ellesmere Island) unerlässlich. Diese Untersuchungen wurden und werden z.B. von der BGR (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) in internationaler Zusammenarbeit im Rahmen der CASE-Expeditionen (Circum Arctic Structural Events) angestrebt.

## 7 Literaturverzeichnis

- Abakumov, S.A.* (1979): Peculiar features of regional metamorphism of northwestern Spitsbergen.- Norsk Polarinst. Skr. 167: 29-36.
- Aleksandrowski, P.* (1985): Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method.- J. Struct. Geol. 7: 73-82.
- Alvarez, W., Engelder, T. & Geiser, P.A.* (1978): Classification of solution cleavage in pelagic limestones.- Geology 6: 263-266.
- Amundsen, H.E.F., Griffin, W.L. & O'Reilly, S.Y.* (1987): The lower crust and upper mantle beneath northwestern Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics.- Tectonophysics 139: 169-185.
- Andresen, A., Haremo, P., Swensson, E. & Bergh, S.G.* (1992a): Structural geology around the southern termination of the Lomfjorden Fault complex, Agardhdalen, East-Spitsbergen.- Norsk geol. Tidsskr. 72: 136-137.
- Andresen, A., Midbøe, P.S. & Bergh, S.G.* (1992b): Structural observations along the Lomfjorden complex of Agardhbukta, Spitsbergen.- Norsk Geol. Tidsskr. 72: 83-91.
- Angelier, J.* (1979): Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population.- Tectonophysics 56: T17-T26.
- Angelier, J.* (1989): From orientation to magnitude in paleostress determination using fault slip data.- J. Struct. Geol. 11: 37-50.
- Angelier, J. & Mechler, P.* (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits.- Bull. Soc. Géol. France VII,19: 1309-1318.
- Atkinson, D.J.* (1962): Tectonic Control of Sedimentation and the Interpretation of sediment Alternation in the Tertiary of Prince Charles Foreland, Spitsbergen.- Geol. Soc. Am. Bull. 73: 343-364.
- Atkinson, D.J.* (1963): Tertiary rocks of Spitsbergen. - AAPG Bull., 47: 302-323.
- Austegard, A., Eiken, O., Stordal, T. & Evertsen, E.C.* (1988): Deep seismic sounding and crustal structure in the western part of Svalbard. In: Dallmann, W.K., Ohta, Y. & Andresen, A. (Hrsg.), Tertiary tectonics on Svalbard.- Norsk Polarinst. Rapp., 46: 89-90.
- Barbaroux, L.H.* (1966): Contribution à l'étude tectonique de la Presqu'île de Brøgger (Spitsberg).- Bull. Soc. Géol. De France 7: 560-566.
- Barbaroux, L.H.* (1967): Les formations "détritiques-coraligènes" carbonifères de la presqu'île de Brøgger (baie du Roi - Vestspitsbergen).- Bull. Soc. géol. De France 7(9): 714-722.
- Bergh, S.G. & Andresen, A.* (1990): Structural development of the Tertiary fold-and-thrust belt in east Oscar II Land, Spitsbergen. - Polar Res. 8, (2): 217-235; Oslo.
- Bergh, S.G., Braathen, A. & Andresen, A.* (1997): Interaction of basement-involved and Thin-Skinned Tectonism in the Tertiary Fold-Thrust Belt of Central Spitsbergen, Svalbard.- AAPG Bull. 81: 637-661.
- Biernat, G. & Birkenmajer, K.* (1981): Permian brachiopods from the base of the Kapp Starostin Formation at Polakkfjellet, Spitsbergen.- Studia Geologica Polonica 73: 7-24.

- Birkenmajer, K.* (1972a): Tertiary history of Spitsbergen and continental drift.- *Acta Geologica Polonica* 22: 193-218.
- Birkenmajer, K.* (1972b): Alpine foldbelt of Spitsbergen.- 24th internat. Geol. Congress (Montreal) section 3: 282-292.
- Birkenmajer, K.* (1975): Caledonides of Svalbard and plate tectonics.- *Bull. Geol. Soc. Denmark* 24: 1-19.
- Birkenmajer, K.* (1981): The geology of Svalbard, the western part of the Barents Sea, and the continental margin of Scandinavia. In: Nairn, A.E.M., Churkin, M. & Stehli, F.G. (Hrsg.): The ocean basins and margins, Vol. 5: The Arctic Ocean: 265-329.
- Blieck, A., Goujet, D. & Janvier, P.H.* (1987): The vertebrate stratigraphy of the Lower Devonian (Red Bay Group and Wood Bay Group) of Spitsbergen.- *Modern Geology* II: 197-217.
- Blythe, A.E. & Kleinspehn, K. L.* (1998): Tectonically versus climatically driven Cenozoic exhumation of the Eurasian plate margin, Svalbard: Fission track analyses.- *Tectonics* 17: 621-639.
- Boyer, S.E. & Elliott, D.* (1982): Thrust Systems.- *AAPG Bull.* 66: 1196-1230.
- Braathen, A. & Bergh, S.G.* (1995): Kinematics of a Tertiary deformation in the basement-involved fold-thrust-complex, western Nordenskiöld Land, Svalbard: tectonic implications based on fault slip data analysis.- *Tectonophysics* 249: 1-29.
- Braathen, A., Bergh, S.G. & Maher, H.D.* (1995): Structural outline of a tertiary Basement-cored uplift/inversion structure in western Spitsbergen, Svalbard: Kinematics and controlling factors.- *Tectonics* 14: 95-119.
- Braathen, A., Bergh, S.G. & Maher, H.D.* (1997): Thrust Kinematics in the central part of the Tertiary transpressional fold-and-thrust belt in Spitsbergen.- *NGU-Bull* 433: 32.
- Brommer, A.* (1994): Geologie der E' Brøggerhalbinsel in NW-Spitzbergen: Lithologische und tektonische Untersuchungen im N' Segment des West Spits-bergen Fold-and-Thrust Belts, Svalbard. - unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Westf. Wilh.-Univ. Münster: 122 S.; Münster.
- Buggisch, W., Piepjohn, K., Thiedig, F. & Gosen, W. von* (1994): A Middle Carboniferous Conodont Fauna from Blomstrandhalvøya, (NW Spitsbergen): Implications on the age of post-Devonian karstification and the Svalbardian Deformation. - *Polarforsch.*, 62, (1/2): 83-90; Bremerhaven.
- Buggisch, W., Hüneke, H., Joachimski, M., Lütznier, H. & Thiedig, F.* (in Druck): Conodont Stratigraphy of the Carboniferous and Permian Strata from Brøggerhalvøya and Billefjorden Trough (Svalbard). - *Geol. Jb.*; Hannover.
- Burov, Y.P.* (1965): Peridotite inclusions and bombs in the trachy-basalts of Sverre volcano in Vestspitsbergen (translated from Russian).- In: Sokolow (Hrsg.): *Materiali po geologii Spitsbergena*, Institute of Geology of the Arctic: 267-297.
- Burov, Y.P. & Zagruzina, I.A.* (1976): Results of a determination of the absolute age of Cenozoic basic rocks of the northern part of Spitsbergen (translated from Russian).- *Geologija Sval'barda*, NIIDA: 139-140.
- Burov, Y.P., Krasil'sčikov, A.A., Firsov, L.V. & Klubov, B.A.* (1977): The age of Spitsbergen dolerites.- *Norsk Polarinst. Årbok* 1975: 101-108.

- Čapek, P. & Krutzsch, W.* (in Druck): Conflicting interpretations of Tertiary Biostratigraphy inof Spitsbergen and New Palynological results. - Geol. Jb.; Hannover.
- Challinor, A.* (1967): The Structure of Brøggerhalvøya, Spitsbergen. - Geol. Mag., 104, (4): 322-336.
- Chalmers, J.A.* (1991): New evidence on the structure of the Labrador Sea/Greenland continental margin.- Geol. Soc. London 184: 899-908.
- Chapple, (1978):* Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts.- Geol. Soc. Am Bull. 89: 1189-1198.
- Coward, M.P.* (1992): The strain and textural history of thin-skinned tectonic zones: examples from the Assynt region of the Moine thrust zone, NW Scotland.- J. Struct. Geol. 6: 89-99.
- Cutbill, J.L. & Challinor, A.* (1965): Revision of the stratigraphical scheme for the Carboniferous and Permian rocks of Spitsbergen and Bjørnøya. - Geol. Mag., 102, (5): 418-439.
- Dahlstrom, C.D.A.* (1969): Balanced cross-sections.- Can Jour. Earth Sci. 6: 743-754.
- Dahlstrom, C.D.A.* (1970): Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains.- Bull. Can. Petrol. Geol. 18: 332-406.
- Dallmann, W.K.* (1988a): Thrust tectonics south of Van Keulenfjorden. In: Dallmann, W.K., Ohta, Y. & Andresen, A. (Hrsg.), Tertiary tectonics on Svalbard, Norsk Polarinst. Rapp., 46: 43-45; Oslo.
- Dallmann, W.K.* (1988b): The structure of the Berzeliusstinden area: Evidence for thrust wedge tectonics in the Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsbergen.- Polar Res. 6: 141-154.
- Dallmann, W.K.* (1992): Multiphase tectonic evolution of the Sørkapp-Homsund mobile zone (Devonian, Carboniferous, Tertiary), Svalbard. - In: Dallmann, W.K., Andresen, A. & Krill, A. (Hrsg.), Post-Caledonian tectonic evolution of Svalbard. - Norsk Geol. Tidsskr., 72: 49-66; Oslo.
- Dallmann, W.K.* (1993): Notes on the stratigraphy, extent and tectonic implications of the Minkinfjellet Basin, Middle Carboniferous of Central Spitsbergen. Research Note.- Polar Res. 12: 153-160.
- Dallmann, W.K. & Maher, H.D.* (1989): The Supranberget area - basement imbrication and detached foreland thrusting in the Tertiary fold-and-thrust belt, Svalbard.- Polar Res. 7: 95-108.
- Dallmann, W.K. & Mørk, A.* (1991): Stratigraphical Dictionary for Svalbard.- Norsk Polarinst. Rapportserie 74:189 S.; Oslo.
- Dallmann, W.K., Hjelle, A., Ohta, Y., Salvigsen, O., Bjørnerud, M.G., Hauser, E.C., Maher, H.D. & Craddock, C.* (1990): Geological Map of Svalbard 1:100,000, B11G Van Keulenfjorden. - Norsk Polarinst. Temakart, Nr. 15: 58 S.; Oslo.
- Dallmann, W.K., Andresen, A., Bergh, S.G., Maher, H.D. & Ohta, Y.* (1993): Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsbergen (Svalbard). - Norsk Polarinst. Medd., 128: 26 S.; Oslo.
- Dallmann, W.K., Midbøe, P.S., Nøttvedt, A. & Steel, R.J.* (1995): Lithostratigraphical nomenclature of the Tertiary rocks of Svalbard.- Committee on the Stratigraphy of Svalbard (SKS).
- Dallmann, W.K., Gjelberg, J.G., Harland, B.W., Johannessen, E.P., Keilen, H.B., Lønøy, A., Nilsson, I. & Worsley, D.* (in Druck): Lithostratigraphical Nomenclature of the Upper Palaeozoic Rocks of Svalbard.- Committee on the Stratigraphy of Svalbard (SKS), Subcommittee on Upper

### Palaeozoic Stratigraphy.

- De Geer, G.* (1909): Some leading lines of dislocation in Spitsbergen.- Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 31.
- De Geer, G.* (1912): The coal region of Central Spitsbergen.- Ymer, Stockholm.
- De Geer, G.* (1919): On the physiographical evolution of Spitsbergen.- Geografiska Annaler 1, Stockholm.
- Dietrich, D.* (1989): Fold-axis parallel extension in an arcuate fold-and thrust belt: the case of the Helvetic nappes.- Tectonophysics 170: 183-212.
- Dowling, L.M.* (1988): Cenozoic evolution of the western margin of the Barents Shelf. In: Harland, W.B. & Dowdeswell, E.K. (Hrsg.): Geological Evolution of the Barents Shelf Region: 157-169.
- Edwards, M.B. & Taylor, P.M.* (1976): A Rb/Sr age for granite-gneiss clasts from the late Precambrian Sveanor Formation, central Nordaustlandet.- Norsk polarinst. Årbok 1974: 255-258.
- Eiken, O. & Austegard, A.* (1987): The Tertiary orogenic belt of West-Spitsbergen: seismic expressions of the offshore sedimentary basins.- Norsk Geol. Tidsskr. 67: 383-394.
- Eldholm, O., Myhre, A.M. & Faleide, J.I.* (1984): Cenozoic evolution of the continental margin off Norway and western Svalbard. In: Spencer, A.M. (Hrsg.): Petroleum Geology of the North European Margin: 3-18.
- Elholm, O., Faleide, J.I. & Myhre, A.M.* (1987): Continent-ocean transition at the western Barents Sea/Svalbard continental margin.- Geology 15: 1118-1122.
- Elliott, D.* (1976): The energy balance and deformation mechanisms of thrust-sheets.- Royal Soc. Lond. Phil. Trans. ser. A, 283: 289-312.
- Elliott, D.* (1981): The strength of rocks in thrust sheets.- Eos 62: 397.
- Engelder, T. & Marshak, S.* (1985): Disjunctive cleavage formed at shallow depths in sedimentary rocks.- J. Struct. Geol. 7: 327-343.
- Estrada, S.* (1998): Basaltic dykes in the Harder Fjord Fault Zone, Frigg Fjord area, North Greenland.- III. Internat. Conf. on Arctic Margins (ICAM III) Abstracts: 56-57.
- Estrada, S., Höhndorf, A. & Henjes-Kunst, F.* (1998): Cretaceous/Tertiary volcanism in North Greenland.- III. Internat. Conf. on Arctic Margins (ICAM III) Abstracts: 55-56.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. & Daigniers, M.* (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis.- J. Struct. Geol. 3: 51-65.
- Fairchild, I.J.* (1982): The Orustdalen Formation of Brøggerhalvøya, Svalbard: a fan delta complex of Dinantian/Namurian age.- Polar Res. 1: 17-34.
- Faleide, J.I., Gudlaugsson, S.T., Eiken, O. & Hanken, N.-M.* (1988): Seismic structure of Spitsbergen: Implications for Tertiary deformation. In: Dallmann, W.K., Ohta, Y. & Andresen, A. (Hrsg.), Tertiary tectonics on Svalbard, Norsk Polarinst. Rapp., 46: 47-50.
- Faleide, J.I., Vågnes, E. & Gudlaugsson, S.T.* (1993): Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the southwestern Barents Sea in a regional rift shear tectonic setting.- Marine and Petroleum Geology 10: 186-214.
- Ferrill, D.A. & Groshong, Jr., R.H.* (1993): Kinematic model for the curvature of the northern

- Subalpine Chain, France.- *J. Struct. Geol.* 15: 523-541.
- Feyling-Hansen, R.W. & Ulleberg, K.* (1984): A Tertiary-Quaternary section at Sarsbukta, Spitsbergen, Svalbard, and its foraminifera.- *Polar Res.* 2: 77-106.
- Fisher, M.P., Woodward, N.B. & Mitchell, M.M.* (1992): The kinematics of break-thrust folds.- *J. Struct. Geol.* 14: 451-460.
- Flood, B., Nagy, J. & Winsnes, T.S.* (1971): geological Map Svalbard 1:500 000, sheet 1G Spitsbergen Southern Part.- Norsk Polarinstitut Skr. 154A.
- Flügel, E.* (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.- 454 S.
- Folk, R. L., Andrews, P.B. & Lewis, D.W.* (1970): Detrital sedimentary rocks classification and nomenclature for use in New Zealand.- *New Zealand J. of Geol. and Geophys.* 13: 937-968.
- Forbes, C.L., Harland, W.B. & Hughes, N.F.* (1958): Palaeontological evidence for the age of the Carboniferous and Permian rocks of central Vestspitsbergen.- *Geol. Mag.* 95: 463-490.
- Friend, P.F. & Moddy-Stuart, M.* (1972): Sedimentation of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen: Regional analysis of a late orogenic basin.- Norsk Polarinst. Skr. 157: 77 S.
- Gabrielesen, R.H., Kløvjan, O.S., Haugsbø, H. Midbøe, P.S., Nøttvedt, A., Rasmussen, E. & Skott, P.H.* (1992): A structural outline of Forlandsundet Graben, Prins Karls Forland, Svalbard.- Norsk Geol. Tidsskr. 72: 105-120.
- Gee, D.G.* (1972): Late caledonian (Haakonian) movements in northern Spitsbergen.- Norsk polarinst. Årbok 1970: 92-101.
- Gee, D.G.* (1991): Caledonian terranes on Svalbard: new evidence of basement in Ny Friesland.- *Geonytt* 18: 24
- Gee, D.G. & Hjelle, A.* (1966): On the crystalline rocks of northwestern Spitsbergen.- Norsk Polarinst. Årbok 1964: 31-45.
- Gjelberg, J.G. & Steel, R.J.* (1981): An outline of Lower-Middle Carboniferous sedimentation on Svalbard: effects of tectonic, climatic and sea-level changes in rift basin sequences. In: Kerr, J.W., Fergusson, A.J. & Machan, L.C. (Hrsg.): *Geology of the North Atlantic Borderlands*.- Mem. Can. Soc. Petrol. Geol. 7: 543-562.
- Gjelsvik, T.* (1963): Remarks on the structure and composition of the Sverrefjellet volcano, Bockfjorden, Vestspitsbergen.- Norsk Polarinst. Årbok 1962: 50-54.
- Gjelsvik, T.* (1974): A new occurrence of Devonian rocks in Spitsbergen.- Norsk Polarinst. Årbok 1972: 23-28.
- Gjelsvik, T.* (1991): Composition and provenance of the Lilleborgfjellet Conglomerate, Haakon VII Land, Spitsbergen.- *Polar Res.* 9: 141-154.
- Goldschmidt, V.M.* (1911): Petrographische Untersuchungen einiger Eruptivgesteine von Nordwestspitzbergen.- Vid. Selsk. Skr. I (Mat.-Nat. Kl.), 9.
- Goročov, I.M., Krasil'sčikov, A.A., Mel'nikov, N.N. & Varšavskaja, E.S.* (1977): Rb/Sr age of quartz porphyries of the Kapp Hansteen Series.- *Problemy geochronologii i geochimii izotopov*: 51-61 (russisch).
- Gosen v., W. & Paech, H.* (in Druck): Structures in the Tertiary sediments in the Forlandsundet Graben.- *Geol. Jb.*

- Gosen, W.v. & Piepjohn, K. (in Druck): Thrust Tectonics North of Van Keulenfjorden.- Geol. Jb.
- Gosen, W.v., Paech, H. & Piepjohn, K. (in Druck): Involvement of Basal Tertiary Stata in the Fold Belt Deformation in Nordenskiöld Land.- Geol. Jb.
- Gray, M.B. & Stamatakos, J. (1997): New model for evolution of fold and thrust belt curvature based on integrated structural and paleomagnetic results from the Pennsylvania salient.- *Geology* 25: 1067-1070.
- Greving, S. (1997): Kaledonische und svalbardische Struktur-Entwicklung im Grundgebirge der nördlichen Mitrahavøya (Albert I Land, NW-Spitzbergen).- unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Münster: 115 S..
- Greving, S., Werner, S. & Thiedig, F. (1997): Post-kaledonische Ganggesteine auf der nordöstlichen Mitrahavøya (Albert I Land, Nordwest-Spitzbergen).- *Münster. Forsch. Geol. Paläont.* 82: 73-78.
- Hanisch, J. (1984a): West Spitsbergen Fold Belt and cretaceous opening of the Northeast Atlantic. - In: Spencer, A.M. (Hrsg.), *Petroleum Geology of the North European Margin: 187-198*; London (Graham & Trotman).
- Hanisch, J. (1984b): The cretaceous opening of the northeast Atlantic. - *Tectonophysics*, 101: 1-23; Amsterdam.
- Haremo, P. & Andresen, A. (1988): Tertiary movements along the Billefjorden Fault Zone and its relation to the West Spitsbergen orogenic belt. - In: Dallmann, W.K., Ohta, Y. & Andresen, A. (Hrsg.), *Tertiary tectonics on Svalbard*, Norsk Polarinst. Rapp., 46: 71-74; Oslo.
- Haremo, p., Andresen, A., Dypvik, H., Nagy, J., Elverhøy, A., Eikeland, T.A. & Johansen, H. (1990): Structural development along the Billefjorden Fault Zone in the area between Kjellstrømdalen and Adventdalen/Sassendalen, Central Spitsbergen.- *Polar Res.* 8: 195-216
- Harland, W.B. (1960): The development of Hecla Hoek rocks in Spitsbergen. In: Report of the XX. Int. Geol. Congr. (Part XIX).- Int. Geol. Congr. Copenhagen: 1-16.
- Harland, W.B. (1961): An outline structural history of Spitsbergen. In: *Geology of the Arctic*, Univ. Of Toronto Press 1: 68-132
- Harland, W.B. (1969): Contribution of Spitsbergen to understanding of the tectonic evolution of the North Atlantic region. - *Can. Geol. Surv. Paper*, 78: 3-11.
- Harland, W.B. (1975): Palaeogene correlation in and around Svalbard.- *Geol. Mag.* 112: 421-429.
- Harland, W.B. (1997): The Geology of Svalbard.- *Geol. Soc. Mem.* 17: 521 S.
- Harland, W.B. & Horsfield, W.T. (1974): West Spitsbergen orogen. - In: Spencer, A.M. (Hrsg.): *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 4: 747-755.
- Harland, W.B. & Wright, N.J.R. (1979): Alternative hypothesis for the pre-Carboniferous evolution of Svalbard.- *Norsk polarinst. Skr.* 167: 89-117.
- Harland, W.B., Cutbill, J.L., Friend, P.F., Gobbett, D.J., Holliday, D.W., Maton, P.I., Parker, J.R. & Wallis, R.H. (1974): The Billefjorden Fault Zone, Spitsbergen. The long history of a major tectonic lineament.- *Norsk Polarinst. Skr.* 161: 1-72.
- Harland, W.B., Horsfield, W.T., Manby, G.M. & Morris, A.P. (1979): An outline pre-Carboniferous evolution of Svalbard. - *Norsk Polarinst. Skr.*, 167: 1-72; Oslo.

- Harland, W.B., Hambrey, M.J. & Waddams, P.* (1993): Vendian Geology of Svalbard. - Norsk Polarinst. Skr., 193: 150 S.; Oslo.
- Head, M.J.* (1989): Palynostratigraphy of the Central Basin (Palaeocene-Lower Eocene?), Spitsbergen. Abstract.- Palynology 13: 283.
- Heafford, A.P.* (1988): Carboniferous through Triassic stratigraphy of the Barents Shelf. In: Harland, W.B. & Dowdeswell, E.K. (Hrsg.): Geological Evolution of the Barents Shelf Region: 89-106.
- Henriksen, N.* (1992): Geological Map of Greenland 1:500 000, Nyeboe Land (Sheet 7), Peary Land (Sheet 8).- Grønlands Geologiske Undersøgelse: 40 S.
- Hjelle, A.* (1979): Aspects of the geology of northwest Spitsbergen.- Norsk Polarinst. Skr. 167: 37-62.
- Hjelle, A. & Ohta, Y.* (1974): Contribution to the geology of north western Spitsbergen.- Norsk polarinst. Skr. 158: 107 S.
- Hjelle, A. & Lauritzen, Ø.* (1982): Geological Map of Svalbard 1:500 000, Sheet 3G Spitsbergen Northern Part.- Norsk Polarinst. Skr. 154C.
- Hjelle, A., Ohta, Y. & Winsnes, T.S.* (1979): Hecla Hoek rocks of Oscar II Land and Prins Karls Forland, Svalbard.- Norsk Polarinst. Skr. 167: 145-169.
- Hjelle, A., Lauritzen, Ø., Salvigsen, O. & Winsnes, T.S.* (1986): Geological Map of Svalbard 1:100 000, Sheet B10G Van Mijenfjorden.- Norsk Polarinst. Temakart 2: 37 S.
- Hjelle, A., Ohta, Y., Piepjohn, K., Saalman, K., Salvigsen, O., Thiedig, F. & Dallmann, K.* (in Druck): Geological map of Svalbard 1:100 000, sheet A7G Kongsfjorden.- Norsk Polarinst. Temakart 22.
- Hoel, A.* (1914): Nouvelles observations sur le district volcanique du Spitsberg du nord.- Vid. Selsk. Skr. I (Mat.-Nat. Kl.), 9.
- Hoel, A. & Holtedahl, O.* (1911): Les nappes de lava, les volcans et les sources thermales dans les environs de la Baie du Wood au Spitsberg.- Vid. Selsk. Skr. I (Mat.-Nat. Kl.), 9.
- Holliday, D.W.* (1968): Basal sediments of the Nordenskiöldbreen Formation (Middle Carboniferous) on the southwest coast of Brøggerhalvøya, Spitsbergen.- Norsk Polarinst. Årbok 1966: 99-105.
- Holtedahl, O.* (1911): Zur Kenntnis der Karbonablagerungen des westlichen Spitzbergens I. Eine Fauna der Moskauer Stufe. - Vid. Selsk. Skr., 10, 89 S.; Christiania.
- Holtedahl, O.* (1913): Zur Kenntnis der Karbonablagerungen des westlichen Spitzbergens II. Allgemeine stratigraphische und tektonische Beobachtungen.- Vid. Selsk. Skr., 23, 91 S.; Christiania.
- Holtedahl, O.* (1926): Notes on the geology of northwestern Spitsbergen.- Result from Norske Statsunderstøtt. Spitsbergenekspedisjone B5(8): 28 S.
- Håkansson, E.* (1988): Did Tertiary compressional tectonics affect north Greenland? Summary of evidence.- In: Dallmann, W.K., Ohta, Y. & Andresen, A. (Hrsg.), Tertiary tectonics on Svalbard, Norsk Polarinst. Rapp., 46: 101-104.
- Jackson, H.R.* (1985): Nares Strait - a suture zone: geophysical and geological implications.- Tectonophysics 114: 11-28.

- Kellogg, H.E.* (1975): Tertiary stratigraphy and tectonism in Svalbard and continental drift. - AAPG Bull., 59: 465-485; Tulsa.
- Kelly, S.R.A.* (1988): Jurassic through Cretaceous Stratigraphy of the Barents Shelf. In: Harland, W.B. & Dowdeswell, E.K. (Hrsg.): Geological Evolution of the Barents Shelf Region: 109-130.
- Kempe, M.* (1989): Geologische Kartierung der östlichen Blomstrandhalvøya und tektonische Untersuchungen an Gesteinen der östlichen Blomstrandhalvøya, NW-Spitzbergen, Svalbard, Norwegen.- unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Münster: 168 S.
- Kempe, M., Niehoff, U., Piepjohn, K. & Thiedig, F.* (1997): Kaledonische und svalbardische Entwicklung im Grundgebirge auf der Blomstrandhalvøya, NW-Spitzbergen.- Münster. Forsch. Geol. Paläont. 82: 121-128.
- Klee, S.* (1990): geologische Neuaufnahme zwischen Stairhøgdene und St. Andreashaugane im N-Teil von Prins Karls Forland und Altersstellung des Sutorkonglomerats, Prins Karls Forland, Svalbard, Norwegen.- unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Münster: 116 S.
- Kleinspehn, K.L.* (1998): Late Cretaceous-Holocene Geodynamics of the Eurasian plate margin: the view from Svalbard.- III. Internat. Conf. on Arctic Margins (ICAM III) Abstracts: 98-99.
- Kleinspehn, K.L. & Teyssier, C.* (1992): Tectonics of the Palaeogene Forlandsundet Basin, Spitsbergen: a preliminary report.- Norsk Geol. Tidsskr. 72: 93-104.
- Kleinspehn, K.L., Steel, R.J., Johannessen, E. & Netland, A.* (1984): Conglomeratic fan-delta sequences, Late Carboniferous - Early Permian, Western Spitsbergen. In: Koster, E.H. & Steel, R.J. (Hrsg.): Sedimentology of Gravels and Conglomerates.- Mem. Can. Soc. Petrol. Geol. 10: 279-294.
- Kleinspehn, K.L., Pershing, J. & Teyssier, C.* (1989): Paleostress stratigraphy: A new technique for analyzing tectonic control on sedimentary-basin subsidence.- Geology 17: 253-256.
- Knipe, R.J.* (1985): Footwall geometry and the rheology of thrust sheets.- J. Struct. Geol. 7: 1-10.
- Lange, M. & Hellebrandt, B.* (1997): Geologie, Petrographie und Tektonik des südwestlichen Haakon VII Landes, Nordwest-Spitzbergen.- Münster. Forsch. Geol. Paläont. 82: 99-119.
- Lauritzen, Ø.* (1981): Investigations of Carboniferous and Permian sediments in Svalbard. I.: The development of the Gipsbukken Formation (Lower Permian) at Trollfuglfjella in Central Spitsbergen, Svalbard. II.: The Carboniferous and Permian stratigraphy of the Wahlenbergfjorden area, Nordaustlandet.- Norsk polainst. Skr. 176: 44 S.
- Lauritzen, Ø., Salvigsen, O. & Winsnes, T.S.* (1989): Geological map of Svalbard 1:100 000, sheet C8G, Billefjorden.- Norsk Polarinst. Temakart 5: 32 S.
- Lehmann, U., Thiedig, F. & Harland, W.B.* (1978): Spitzbergen im Tertiär.-Polarforsch. 48: 120-138.
- Lepvrier, C.* (1990): Early Tertiary palaeostress history and tectonic development of the Forlandsundet Basin, Svalbard, Norway.- Norsk polarinst. Meddelelser 112: 16 S.
- Lepvrier, C.* (1992): Early Tertiary palaeostress distribution on Spitsbergen: implications for the tectonic development of the western fold-and-thrust belt.- Norsk Geol. Tidsskr. 72: 129-135.
- Lepvrier, C.* (1994): The origin of the WSFB from geological constraints and plate-kinematics: implications for the Arctic - Comment.- Tectonophysics 234: 329-333.
- Lepvrier, C. & Geyssant, J.* (1985): L'évolution structurale de la marge occidentale du Spitzberg: coulisse ment et rifting tertiaires.- Bull. Soc. Géol. de France 8: 115-125.

- Lepvrier, C., Leparmentier, F. & Seland, R. (1988):* Tertiary stress evolution on Svalbard. In: Dallmann, W.K., Ohta, Y. & Andresen, A. (Hrsg.), Tertiary tectonics on Svalbard, Norsk Polarinst. Rapp., 46: 59-62.
- Livšić, J.J. (1967):* Tertiary deposits in the western part of the Spitsbergen archipelago. In: Sokolov, V.N. (Hrsg.): Materialy po stratigrafi Shpitsbergena.- NIIGA, Leningrad: 185-204.
- Livšić, J.J. (1974):* Palaeogen deposits and the plat-form structure of Svalbard. - Norsk Polarinst. Skr., 159: 1-55.
- Livšić, J.J. (1992):* Tectonic history of Tertiary sedimentation of Svalbard. - In: Dallmann, W.K., Andresen, A. & Krill, A. (Hrsg.), Post-Caledonian tectonic evolution of Svalbard, Norsk Geol. Tidsskr., 72: 121-127; Oslo.
- Loske, B. (1989):* Geologische Kartierung 1:10000 der westlichen Bereiche der Trondheimfjella und des Bull Simonsen-Fjellets und Untersuchungen an tektonischen Strukturen in mehrfach deformierten Gesteinen des Hecla Hoek-Komplexes im Nordwesten des Oscar II landes, Westspitzbergen, Svalbard, Norwegen.- unpubl. Dipl.-Arbeit, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Münster, 114 S.
- Lowell, J.D. (1972):* Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen Fracture Zone.- Geol. Soc. Am. Bull. 83: 3091-3102.
- Ludwig, P. (1988):* Terrestrische bis flachmarine Mittelkarbon-Sedimente der Brøggerhalbinsel (Westspitzbergen, Svalbard, Norwegen). Vergleichende sedimentologische Profiluntersuchungen und deren fa-zielle, paläogeographische und tektonische Deutung. - unpubl. Diss. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg: 117 S.
- Ludwig, P. (1991):* The marine transgression in the Middle Carboniferous of Brøggerhalvøya (Svalbard).- Polar Res., 9, (1): 65-76; Oslo.
- Lyberis, N. & Manby, G.M. (1993a):* The origin of the West Spitsbergen Fold Belt from geological constraints and plate kinematics: implications for the Arctic. - Tectonophysics, 224: 371-391; Amsterdam.
- Lyberis, N. & Manby, G.M. (1993b):* The West Spitsbergen Fold Belt: the result of Late Cretaceous-Palaeocene Greenland-Svalbard convergence? - Geol. J., 28: 125-136.
- Lyberis, N. & Manby, G.M. (in Druck):* Basement-cored folding in Nordenskiöld Land.- Geol. Jb.
- Maher, H.D. (1988a):* Photointerpretation of Tertiary structures in platform cover strata of interior Oscar II Land, Spitsbergen.- Polar Res. 6: 155-172.
- Maher, H.D. (1988b):* Minimum estimate of Tertiary shortening suggested by surface structures exposed on Midterhuken, Bellsund, Spitsbergen.- In: Dallmann, W.K., Ohta, Y. & Andresen, A. (Hrsg.), Tertiary tectonics on Svalbard, Norsk Polarinst. Rapp., 46: 35-38.
- Maher, H.D. & Craddock, C. (1988):* Decoupling as an alternate model for transpression during the initial opening of the Norwegian Greenland Sea. - Polar Res., 6: 137-140.
- Maher, H.D. & Welbon, A.I. (1992):* Influence of Carboniferous structures on Tertiary tectonism at St. Jonsfjorden and Bellsund, Western Svalbard. - In: Dallmann, W.K., Andresen, A. & Krill, A. (Hrsg.), Post-Caledonian tectonic evolution of Svalbard, Norsk Geol. Tidsskr., 72: 67-75.
- Maher, H.D., Craddock, C. & Maher, K. (1986):* Kinematics of Tertiary structures in upper Paleozoic and Mesozoic strata on Midterhuken, West Spitsbergen.- Geol. Soc. Am. Bull. 97: 1411-1421.

- Maher, H.D., Braathen, A., Bergh, S.G., Dallmann, W.K. & Harland, W.B.* (1995): Tertiary or Cretaceous age for Spitsbergen's fold-thrust belt on the Barents Shelf?- *Tectonics* 14: 1321-1326.
- Maher, H.D., Bergh, S., Braathen, A. & Ohta, Y.* (1997): Svartfjella, Eidembukta, and Daudmannsodden lineament: Tertiary orogen-parallel motion in the crystalline hinterland of Spitsbergen's fold-thrust belt.- *Tectonics* 16: 88-106.
- Major, H. & Nagy, J.* (1972): Geology of the Adventdalen map area.-*Norsk Polarinst. Skr.* 138: 58 S.
- Manby, G. M.* (1988): Tertiary Folding and Thrusting in NW-Svalbard. - In: Dallmann, W.K., Ohta, Y. & Andresen, A. (Hrsg.), Tertiary tectonics on Svalbard, *Norsk Polarinst. Rapp.*, 46: 17-20; Oslo.
- Manby, G.M. & Lyberis, N.* (1996): State of stress and tectonic evolution of the West Spitsbergen Fold Belt.- *Tectonophysics*, 267: 1-29.
- Manby, G.M., Estrada, S., Thirtwall, M., Lyberis, N. & Baxter, A.N.* (1998): Geochemical and isotopic constraints on the age and origins of Kap Washington Group volcanic rocks and related dykes of North Greenland.- *Ill. Internat. Conf. on Arctic Margins (ICAM III) Abstracts*: 119.
- Mandl, G. & Shippam, G.K.* (1981): Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. In: Price, N.J. & McClay, K. (Hrsg.): *Thrust and nappe tectonics*: 79-98.
- Manum, S.B. & Throndsen, T.* (1986): Age of Tertiary formations on Spitsbergen.- *Polar Research* 4 (2): 103-131; Oslo.
- Matte, P.* (1986): Tectonics and plate tectonics for the Variscan belt of Europe.- *Tectonophysics* 126: 329-374.
- Merle, O.* (1989): Strain models within spreading nappes.- *Tectonophysics* 165: 57-71.
- Mersmann, H.* (1990): geologische Kartierung (1:25 000) zwischen Leefjellet und St. Andreashaugane und strukturgeologische Untersuchungen an schwach metamorphen Gesteinen des Hecla Hoek-Komplexes im nördlichen Prins Karls Forland, Svalbard, Norwegen.- unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Münster: 108 S.
- Miall, A.D.* (1984): Sedimentation and tectonics of a diffuse plate boundary: the Canadian Arctic islands from 80 Ma B.P. to the present.- *Tectonophysics* 107: 261-277.
- Midbøe, P.S.* (1985): Kongsfjordfeltet (Paleocen) Spitsbergen. Sedimentologisk og tektonisk utvikling. - unpubl. Diss. Univ. Bergen: 226 S.; Bergen.
- Mitra, S.* (1992): Balanced Structural Interpretations in Fold and Thrust Belts. In: Mitra, S. & Fisher, G.W. (Hrsg.): *Structural Geology of Fold and Thrust Belts*: 53-77.
- Mount, V.S. & Suppe, J.* (1985): State of stress near the San Andreas fault: Implications for wrench tectonics.- *Geology* 15: 1143-1146.
- Mørk, A. & Bjørøy, M.* (1984): Mesozoic source rocks on Svalbard.- In: Spencer (Hrsg.): *Petroleum geology of the north European margin*.- *Norwegian Petroleum Society*: 371-382.
- Mørk, A., Knarud, R. & Worsley, D.* (1982): Depositional and diagenetic environments of the triassic and Lower Jurassic successions of Svalbard.- *Can. Soc. of Petrol. Geol. Mem* 8: 371-391.
- Müller, R.D. & Spielhagen, R.F.* (1990): Evolution of the Central Tertiary Basin of Spitsbergen: towards a synthesis of sediment and plate tectonic history.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80: 153-172.

- Murašov, L.G., Pčelina, T.M. & Semevskij, D.V.* (1983): New data on evidence of volcanism in Lower Devonian and Upper Triassic formations of Vestspitsbergen (translated 1984).- *Geology of Spitsbergen, Collection of Scientific Papers, Sevmorgeologija*: 96-101.
- Myhre, A.M., Eldholm, O. & Sundvor, E.* (1982): The margin between Senja and Spitsbergen zones: implications from plate tectonics.- *Tectonophysics* 89: 33-50.
- Nabholz, W.K. & Voll, G.* (1963): Bau und Bewegung im Gotthard-massivischen Mesozoikum bei Iliaz (Graubünden).- *Eclogae geol. Helv.* 56: 755-808.
- Nathorst, A.G.* (1910): Beiträge zur Geologie der Bäreninsel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes.- *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala* 10: 216-416.
- Niehoff, U.* (1989): Geologische Kartierung der westlichen Blomstrandhalvøya und tektonische Untersuchungen an Gesteinen der westlichen Blomstrandhalvøya, NW-Spitzbergen, Svalbard, Norwegen.- unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Münster: 120 S.
- Nordenskiöld, G.* (1863): Geografisk och geognostisk beskrifning över nordöstra delarna af Spetsbergen och Hinlopen Strait.- *K. Svenska Vetensk. Akad. Handl.* B6, 7: 25 S.
- Nøttvedt, A., Livbjerg, F. & Midbøe, P.S.* (1988): Tertiary deformation of Svalbard - various models and recent advances. - In: Dallmann, W.K., Ohta, Y. & Andresen, A. (Hrsg.), *Tertiary tectonics on Svalbard, Norsk Polarinst. Rapp.*, 46: 79-84; Oslo.
- Odin, G.S.* (1994): Geological time scale (1994).- *C.R. Acad. Sci. Paris* 318, ser. II: 59-71.
- Ohta, Y.* (1985): Geochemistry of Precambrian igneous rocks between St. Jonsfjorden and Isfjorden, central western Spitsbergen.- *Polar Res.* 3: 49-67.
- Ohta, Y.* (1988): Basement of W-Spitsbergen: an outline. In: Dallmann, W.K., Ohta, Y. & Andresen, A. (Hrsg.), *Tertiary tectonics on Svalbard, Norsk Polarinst. Rapp.*, 46: 9-12.
- Ohta, Y.* (1992): Recent understanding of the Svalbard basement in the light of new radiometric age determination.- *Norsk Geol. Tidsskr.* 72: 1-5.
- Ohta, Y., Hjelle, A., Andresen, A., Dallmann, W.K. & Salvigsen, O.* (1992): geological Map of Svalbard 1:100 000, Sheet B9g Isfjorden.- *Norsk Polarinst. Temakart* 16: 52 S.
- Ohta, Y., Lepvrier, C. & Tebenkov, A.M.* (1995): Northern continuation of Caledonian high-pressure metamorphic rocks in central-western Spitsbergen.- *Polar Res.* 14: 303-315.
- Ohta, Y., Larionov, A.N. & Tebenkov, A.M.* (1998a): Proterozoic zircon single-grain ages from the gneiss-migmatite area of NW Spitsbergen.- 23. *Nordiske Geologiske Vintermøde 1998, Abstract Volume*: 222
- Ohta, Y., Larionov, A.N. & Tebenkov, A.M.* (1998b): Single-grain zircon ages from the crystalline rocks of NW Spitsbergen.- III. *Int. Conf. On Arctic Margins (ICAM III) Abstracts*: 133-134.
- Ohta, Y., Lepvrier, C. & Thiedig, F.* (in Druck): Devonian-Carboniferous slivers within the basement area of NE Oscar II Land, western Spitsbergen: their implications for the Tertiary tectonics and the stratigraphy of Vendian tilloids.- *Polar Res.*
- Orvin, A. K.* (1934): Geology of the Kingsbay region, Spitsbergen. - *Skr. om Svalb. og Ish.*, 57: 1-195.
- Orvin, A.K.* (1940): Outline of the geological history of Spitsbergen.- *Skr. om Svalb. og Ish.* 78 (reprint 1969): 57 S.
- Peletz, G.* (1997): Lithologie und Tektonik im kristallinen Grundgebirge der Mittleren Mitrahavøya

- (Albert I Land, Svalbard, Norwegen).- unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Münster: 132 S.
- Peucat, J.J., Ohta, Y., Gee, D.G. & Bernhard-Griffiths, J.* (1989): U-Pb, Sr and Nd evidence for Grenvillian and latest Proterozoic tectonothermal activity in the Spitsbergen Caledonides, Arctic Ocean.- *Lithos* 22: 275-285.
- Piepjohn, K.* (1994): Tektonische Evolution der devongraben (Old Red) in NW-Svalbard.- unpubl. Diss. Geol.-Paläont. Inst. Westf. Wilh.-Univ. Münster: 170 S.
- Piepjohn, K.* (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1: 150 000 des Woodfjorden-gebietes (Haakon VII Land, Andrée Land), NW-Spitzbergen, Svalbard.- Münster. Forsch. Geol. Paläont. 82: 15-37.
- Piepjohn, K.* (1998a): New results on the extent and age of the Late Palaeozoic Svalbardian deformation in NW-Spitsbergen.- III. Int. Conf. On Arctic Margins (ICAM III) Abstracts: 143.
- Piepjohn, K.* (1998b): Die "Lerner Thrust Zone" - Hinweise auf die Existenz eines Deckenbaus in den Kaledoniden NW-Spitzbergens?- Abstract, 19. Int. Polartagung Bern 1998: 45-46.
- Piepjohn, K. & Thiedig, F.* (1992): Tektonische Evolution des kaledonischen Basements (Hecla Hoek) und der postkaledonischen Old Red-Sedimente in NW-Spitzbergen (Liefdefjorden - Woodfjorden):- In: Blümel, W.D. (Hrsg.): Geowissenschaftliche Spitzbergen-Expedition 1990 und 1991 "Stofftransporte Land-Meer in polaren Geosystemen" - Zwischenbericht.- Stuttg. Geogr. Stud. 117: 13-35.
- Piepjohn, K. & Thiedig, F.* (1995): Tektonische Evolution des Kristallinen Basements im Liefdefjorden-Gebiet, NW-Svalbard.- Münster. Forsch. Geol.-Paläont. 77: 1-25.
- Piepjohn, K. & Thiedig, F.* (1997): Geologisch-tektonische Evolution NW-Spitzbergens im Paläozoikum.- Münster. Forsch. Geol.-Paläont. 82: 215-233
- Piepjohn, K., Greiving, S., Peletz, G., Thielemann, T., Werner, S. & Thiedig, F.* (1997): Kaledonische und svalbardische Entwicklung im kristallinen Basement auf der Mitråhalvøya, Albert I Land, NW-Spitzbergen.- Münster. Forsch. Geol. Paläont. 82: 53-72.
- Piepjohn, K. & Gosen, W.v.* (in Druck): The Southern Margin of the Fold Belt of Emergent Thrusting at the Northern Coast of Isfjorden.- *Geol. Jb.*
- Piepjohn, K., Saalman, K., Thiedig, F. & Paech, H.* (in Druck a): The Relationship of the Ny-Alesund Tertiary to the West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt. - *Geol. Jb.*; Hannover.
- Piepjohn, K., Thiedig, F. & Manby, G.* (in Druck b): Nappe-Stacking in the Brøggerhalvøya, NW-Spitsbergen. - *Geol. Jb.*; Hannover.
- Piepjohn, K. & Saalman, K.* (in Vorb.): Correlation of the structural evolution of the crystalline basement in Haakon VII Land and northern Oscar II Land: implications for the pre-Devonian and Svalbardian development in NW-Spitsbergen (Arbeitstitel).
- Post, J.* (1990): Geologische Kartierung sowie tektonische und mikrotektonische Untersuchungen zwischen Helland- und Leefjellet, nördliches Prins Karls Forland, Svalbard, Norwegen.- unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Westf. Wilh.-Univ. Münster: 118 S.
- Prestvik, T.* (1978): Cenozoic plateau lavas of Spitsbergen - a geochemical study.- *Norsk polarinst. Årbok* 1977: 129-143.
- Ratschbacher, L., Spemer, B., Meschede, M. & Frisch, W.* (1994): Computer techniques and applications: A program library for stress and strain analysis.-Tüb. Geow. Arb., A 21, 62 S.

- Ridley, J. (1982): Arcuate lineation trends in a deep level, ductile thrust belts, Syros, Greece.- *Tectonophysics* 88: 347-360.
- Ringset, N. (1988): The fold and thrust system of Midterhukfjellet, Bellsund.- In: Dallmann, W.K., Ohta, Y. & Andresen, A. (Hrsg.), *Tertiary tectonics on Svalbard*, Norsk Polarinst. Rapp., 46: 67-70.
- Ringset, N. & Andresen, A. (1988a): The Gipshuken fault system - evidence for tertiary thrusting along the Billefjorden Fault Zone.- In: Dallmann, W.K., Ohta, Y. & Andresen, A. (Hrsg.), *Tertiary tectonics on Svalbard*, Norsk Polarinst. Rapp., 46: 67-70.
- Ringset, N. & Andresen, A. (1988b): The Gipshuken fault system, Spitsbergen - development of a hindward migrating imbricate thrust system.- VI. Annual TSGS-meeting, Oslo, Nov. 17/18. Extended abstract, Inst. for geologi, Univ. Oslo, Intern Skriftserie 54: 35-36.
- Roest, W.R. & Srivastava, S.P. (1989): Sea-floor spreading in the Labrador Sea: A new reconstruction.- *Geology* 17: 1000-1003.
- Ross, C.A. & Ross, J.R.P. (1985): Late Paleozoic sequences are synchronous and worldwide.- *Geology* 13: 194-197.
- Rowley, D.B. & Lottes, L. (1988): Plate-kinematic reconstruction of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present.- *Tectonophysics* 155: 73-120.
- Saalmann, K. (1995): Lithologie und Tektonik der nordöstlichen Brøggerhalbinsel, NW-Spitsbergen.- unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Westf. Wilh.-Univ. Münster: 139 S.
- Saalmann, K. & Brommer, A. (1997): Stratigraphy and structural evolution of eastern Brøggerhalvøya, NW-Spitsbergen. - *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 82: 147-164.
- Saalmann, K. & Thiedig, F. (1997): Alpidic structures on Brøggerhalvøya, NW-Spitsbergen.- EUG 9 Abstracts, Terra Nova 9: 350
- Saalmann, K. & Thiedig, F. (1998a): Interne Architektur des West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belts auf der Brøggerhalvøya, NW-Spitsbergen.- Abstract, 19. Int. Polartagung Bern 1998: 53-54.
- Saalmann, K. & Thiedig, F. (1998b): Structural evolution of the Tertiary West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt on Brøggerhalvøya, NW-Spitsbergen.- III. Int. Conf. On Arctic Margins (ICAM III) Abstracts: 158-159.
- Saalmann, K., Piepjohn, K. & Thiedig, F. (1997): Involvierung des Tertiärs von Ny-Ålesund in den alpidischen Deckenbau der Brøggerhalvøya, NW-Spitsbergen. - *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 82: 129-145; Münster.
- Saalmann, K. (in Vorb.): Polyphase structural evolution of the pre-Devonian crystalline basement in Brøggerhalvøya, northern Oscar II Land (Arbeitstitel).
- Shinn, E.A. (1983): Tidal Flat Environment. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (Eds.): *Carbonate Depositional Environments*.- AAPG Mem. 33: 171-210.
- Sidow, H. (1988): Strukturelle, mikrofazielle und dia-genetische Untersuchungen an Gesteinen der nördlichen Brøggerhalbinsel, NW-Spitsbergen, Svalbard. - unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg: 122 S.; Hamburg.
- Siedleka, A. (1970): Investigations of Permian cherts and associated rocks in southern Spitsbergen.- Norsk Polarinst. Skr., 147: 86 S.; Oslo.
- Skjelkvåle, B.L., Amundsen, H.E.F., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. & Gjelsvik, T. (1989): A Primitive

- Alkali Basaltic Stratovolcano and Associated Eruptive Centres, Northwest Spitsbergen: Volcanology and tectonic Significance.- *J. Volc. Geo-thermal res.* 37: 1-19.
- Sloss, L.L.* (1972): Synchrony of Phanerozoic sedimentary-tectonic events of the North American Craton and the Russian Platform.- 24. *Int. Geol. Congr., Montreal, Section 6:* 24-32.
- Soper, N.J. & Higgins, A.K.* (1987): A shallow detachment beneath the North Greenland Fold Belt: implications for sedimentation and tectonics.- *Geol. Mag.* 124: 441-450.
- Soper, N.J., Dawes, P.R. & Higgins, A.K.* (1982): Cretaceous-Tertiary magmatic and tectonic events in North Greenland and the History of adjacent ocean basins.- *Geoscience* 8: 205-219.
- Sperner, B., Ott, R. & Ratschbacher, L.* (1993): Fault-striae analysis: a Turbo-Pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation.- *Computers & Geosciences* 19: 1361-1388.
- Srivastava, S.P.* (1985): Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait.- *Tectonophysics* 114: 29-53.
- Srivastava, S.P. & Tapscott, C.R.* (1986): Plate kinematics of the North Atlantic.- In: *The geology of North America, vol. M, Geol. Soc. Am.:* 379-402.
- Steel, R.J. & Worsley, D.* (1984): Svalbard's post-Caledonian strata - an atlas of sedimentational patterns and palaeogeographic evolution.- In: *Spencer (Hrsg.): Petroleum geology of the north European margin.- Norwegian Petroleum Society:* 109-135.
- Steel, R.J., Gjelberg, J., Helland-Hansen, W., Kleinspehn, K., Nøttvedt, A. & Rye-Larsen, M.* (1985): The Tertiary Strike-slip Basins and Orogenic Belt of Spitsbergen. In: *Biddle, K.T. & Christie-Blick, N. (Hrsg.): Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation:* 339-359.- *Soc. Econ. Paleont. and Mineral. Spec. Publ.* 37.
- Stemmerik, L.* (1988): Discussion. Brachiopod zonation and age of the Permian Kapp Starostin Formation.- *Polar Res.* 6: 179-180.
- Sundvor, E., Sellevoll, M., Gidskehaug, A. & Eldholm, O.* (1978): Seismic investigation on the western and northern margin off Svalbard.- *Polarforschung* 48: 41-43.
- Suppe, J. & Medwedeff, D. A.* (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding.- *Eclog. Geol. Helv.* 83: 409-454.
- Taiwani, M. & Eldholm, O.* (1977): Evolution of the Norwegian-Greenland Sea.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 88: 969-999.
- Tappe, G.J.* (1989): Geologische Kartierung der SE' Brøggerhalvøya und petrographische Untersuchungen an Metamorphiten der Bogegga Formation, Spitzbergen, Svalbard, Norwegen. - unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Westf. Wilh.-Univ. Münster: 116 S.; Münster.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Ledain, A.Y., Armijo, R. & Cobbold, P.* (1982): Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine.- *Geology* 110: 611-616.
- Tessensohn, F., Piepjohn, K. & Thiedig, F.* (in Druck): Foreland-Thrustbelt Relations SE of Kongsfjorden and the Function of the Pretender Fault.- *Geol. Jb.*
- Tessensohn, F. & Piepjohn, K.* (1998): Ridge push as possible cause for Eocene compressive deformation in Canada, North Greenland and Svalbard.- *III. Internat. Conf. on Arctic Margins (ICAM III) Abstracts:* 187-188.
- Teyssier, C., Kleinspehn, K. & Pershing, J.* (1995a): Analysis of fault populations in western

- Spitsbergen: Implications for deformation partitioning along transform margins.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 107: 68-82.
- Teyssier, C., Tikoff, B. & Markley, M.* (1995b): Oblique plate motion and continental tectonics.- *Geology* 23: 447-451.
- Thiedig, F. & Manby, G.M.* (1992): Origin and deformation of post-Caledonian sediments on Blomstrandhalvøya and Lovénøyane, northwest Spitsbergen.- *Norsk Geol. Tidskr.* 72: 27-33.
- Thiedig, F., Pickton, C.A.G., Lehmann, U., Harland, W.B. & Anderson, H.J.* (1979): Das Tertiär von Renardodden (östlich Kapp Lyell, Westspitzbergen, Svalbard).- *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* 49: 135-146.
- Thiedig, F., Saalman, K. & Piepjohn, K.* (in Druck): Explanatory Notes to the Geological Map of the Brøggerhalvøya and Blomstrandhalvøya (1:40 000).- *Geol. Jb.*
- Thielemann, T.* (1996): Petrographie und Tektonik der Südlichen Mitrahavøya, Albert I Land, NW-Spitzbergen, Svalbard.- unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Münster: 123 S.; Münster.
- Tikoff, B. & Teyssier, C.* (1994): Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens.- *J. Struct. Geol.* 16: 15-75-1588.
- Tullis, J. & Yund, R.A.* (1980): Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock.- *J. Struct. Geol.* 2: 439-451.
- Veevers, J.J. & Powell, C. McA.* (1987): Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 98: 475-487.
- Vogt, T.* (1929): Frå en Spitsbergen-ekspedition i 1928.- *Årb. Norske Vidensk. (Nat. Vid. Kl.)* 11: 10-12.
- Voll, G.* (1960): New work of petrofabrics.- *Liverp. Manch. Geol. J.* 2: 503-567.
- Voll, G.* (1969): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Hochlande und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und kontaktmetamorphose.- Unpubl. Habil. Schrift Techn. Univ. Berlin: 206 S.
- Vonderbank, K.* (1970): Geologie und Fauna der tertiären Ablagerungen Zentral-Spitzbergens.- *Norsk Polarinst. Skr.* 153: 119 S.
- Waddams, P.* (1983): The late precambrian succession in northwest Oscar II Land, Spitsbergen.- *Geol. Mag.* 120: 233-252.
- Weber, A.* (1990): Geologische Kartierung, Gesteins- und Strukturuntersuchungen auf der westlichen Brøggerhalbinsel (NW-Spitzbergen). - unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg: 132 S.; Hamburg.
- Weigand, P.W. & Testa, S.M.* (1982): Petrology and geochemistry of Mesozoic dolerites from the Hinlopenstretet area.- *Polar Res.* 1: 35-52.
- Welbon, A.I. & Maher, H.D.* (1992): Tertiary tectonism and basin inversion of the St. Jonsfjorden region, Svalbard. - *J. Struct. Geol.*, 14, (1): 41-55.
- Werner, S.* (1996): Geologische Kartierung der nordöstlichen Mitrahavøya, Albert I Land, NW-Spitzbergen.- unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Münster: 48 S.; Münster.

- Wilson, J.L.* (1975): Carbonate Facies in Geologic History.- 471 S.; Berlin, Heidelberg, New York.
- Winsnes, T.S.* (1988): Geological Map 1: 1000 000 of Svalbard and Jan Mayen.- Norsk Polainstitut  
Temakart 3: 12 S.
- Wise, D.U.* (1974): Continental margins, freeboard and the volumes of continents and oceans through time. In: Burk, C.A. & Drake, C.L. (Hrsg.): The geology of the continental margins: 45-58.
- Woodward N.B., Boyer, St.E. & Suppe, J.* (1989): Balanced Cross Sections: An Essential Technique in Geological Research and Exploration.-Am. Geophys. Union, Short Course in Geology 6: 132 S.
- Worsley, D. & Aga, O.J.* (1986): Evolution of an arctic archipelago: The Geological History of Svalbard. 121 S.
- Wuthenau, K. von* (1988): Geologische Kartierung 1:10.000 und Vorstellung eines neuen Strukturmodells der westlichen Brøggerhalvøya (NW-Spitzbergen). - unpubl. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg: 95 S.; Hamburg.

## 8 Anhang

	<b>Seite</b>
<b>Tektonische Diagramme und Messbereiche</b>	
Abb. 8-1 Tektonisches Inventar in der Ny-Ålesund- und der Nielsenfjellet-Decke im NE der Brøggerhalvøya	184
Abb. 8-2 Tektonisches Inventar in der Ny-Ålesund-Decke am Grensefjellet	185
Abb. 8-3 Tektonisches Inventar in der Kongsfjorden-, Kvadehuken- und der Ny-Ålesund-Decke im N der Brøggerhalvøya	186
Abb. 8-4 Tektonisches Inventar in der Kvadehuken- und der Kiærfjellet-Decke im SW der Brøggerhalvøya	187
<b>Abkürzungen der Minerale (Kap. 2, Abb. 2-7)</b>	187
<b>Harnischdatenauswertung</b>	
Erläuterung der Störungsflächenanalyse	187
Abb. 8-5 Computergestützte Auswertung von Harnischflächen in den verschiedenen Decken	188
<b>Stratigraphische Profilsäulen der Brøggertinden und Scheteligfjellet Formationen</b>	
Abb. 8-6 Legende zu den Profilsäulen und Lage der Profile	189
Abb. 8-7 Stratigraphisches Profil am Brøggerfjellet-Nord (Bn)	190
Abb. 8-8 Stratigraphische Profile am Haavimfjellet (H) und Nielsenfjellet (P, N)	191
Abb. 8-9 Stratigraphisches Profil bei Røysa	192
Abb. 8-10 Stratigraphisches Profil am Kiærfjellet (Simlestupet)	193
Abb. 8-11 Stratigraphisches Profil im Traudalen	194

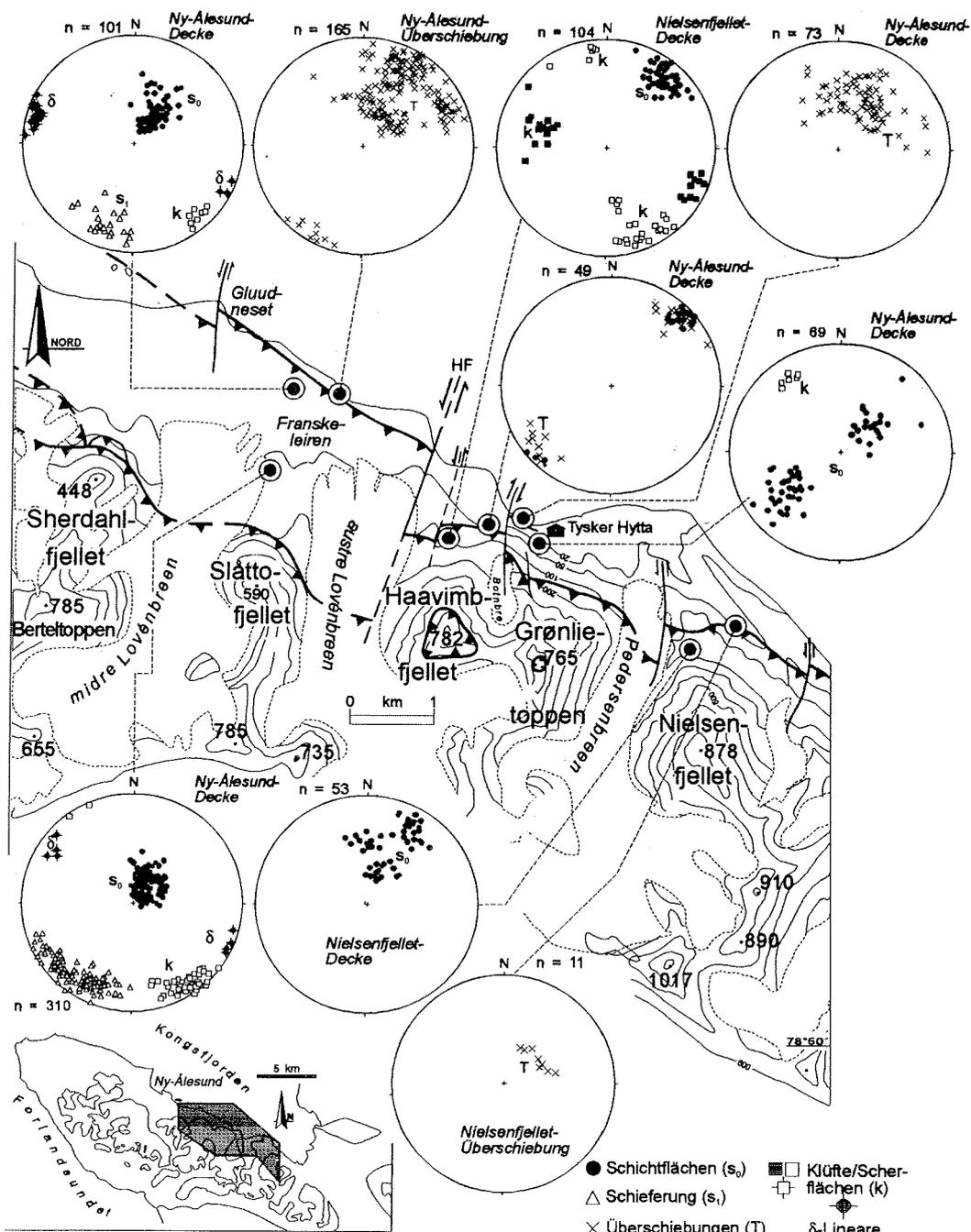


Abb. 8-1: Tektonisches Inventar der tertiären Deformation in den Sedimenten der Ny-Alesund- und Nielsenfjellet-Decken auf der nordöstlichen Brøggerhalvøya (HF = Haavimb-fjellet Fault)

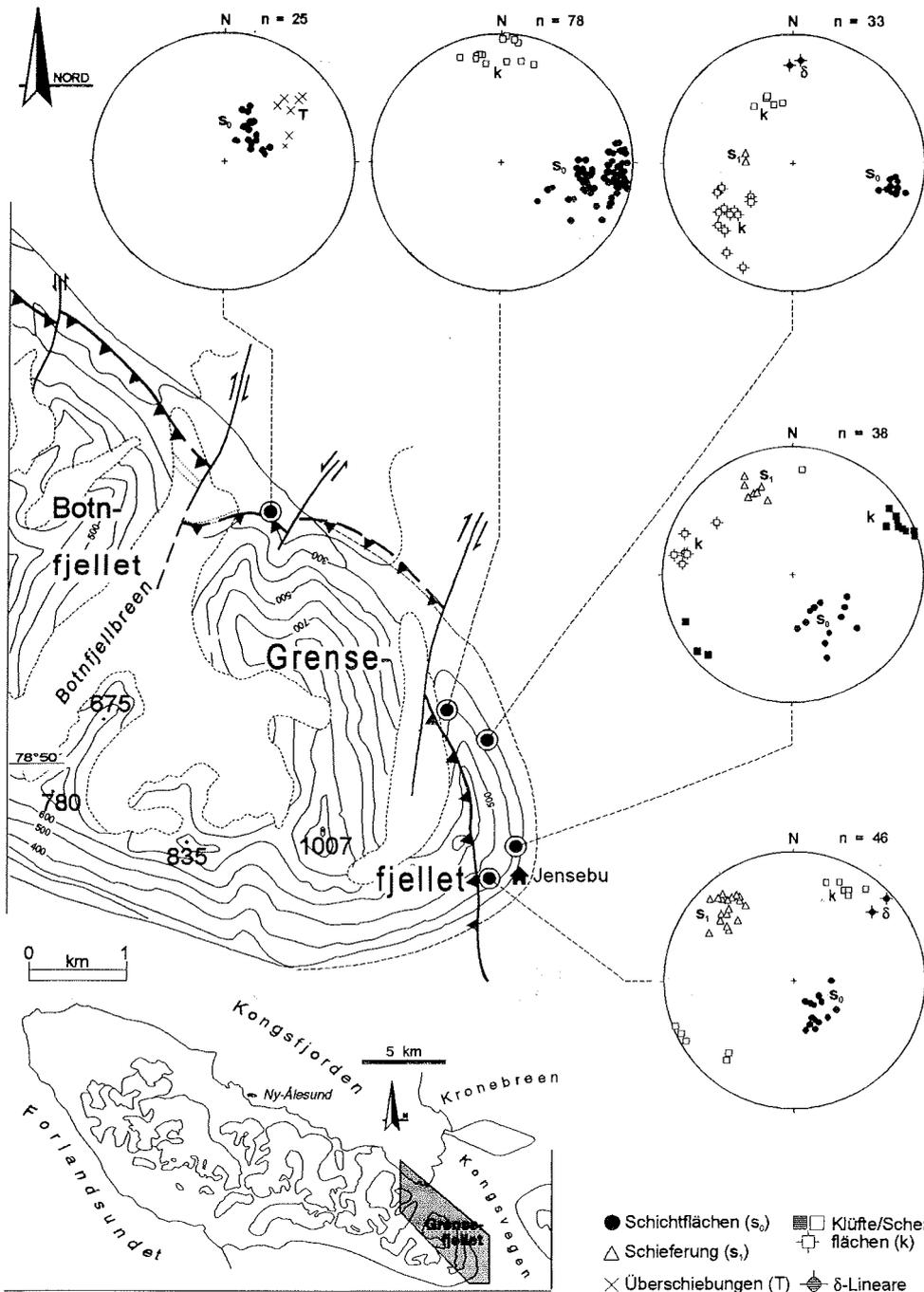


Abb. 8-2: Tektonisches Inventar der tertiären Deformation in den Sedimenten der Ny-Ålesund-Decke am Grensefjellet im Osten der Brøggerhalvøya

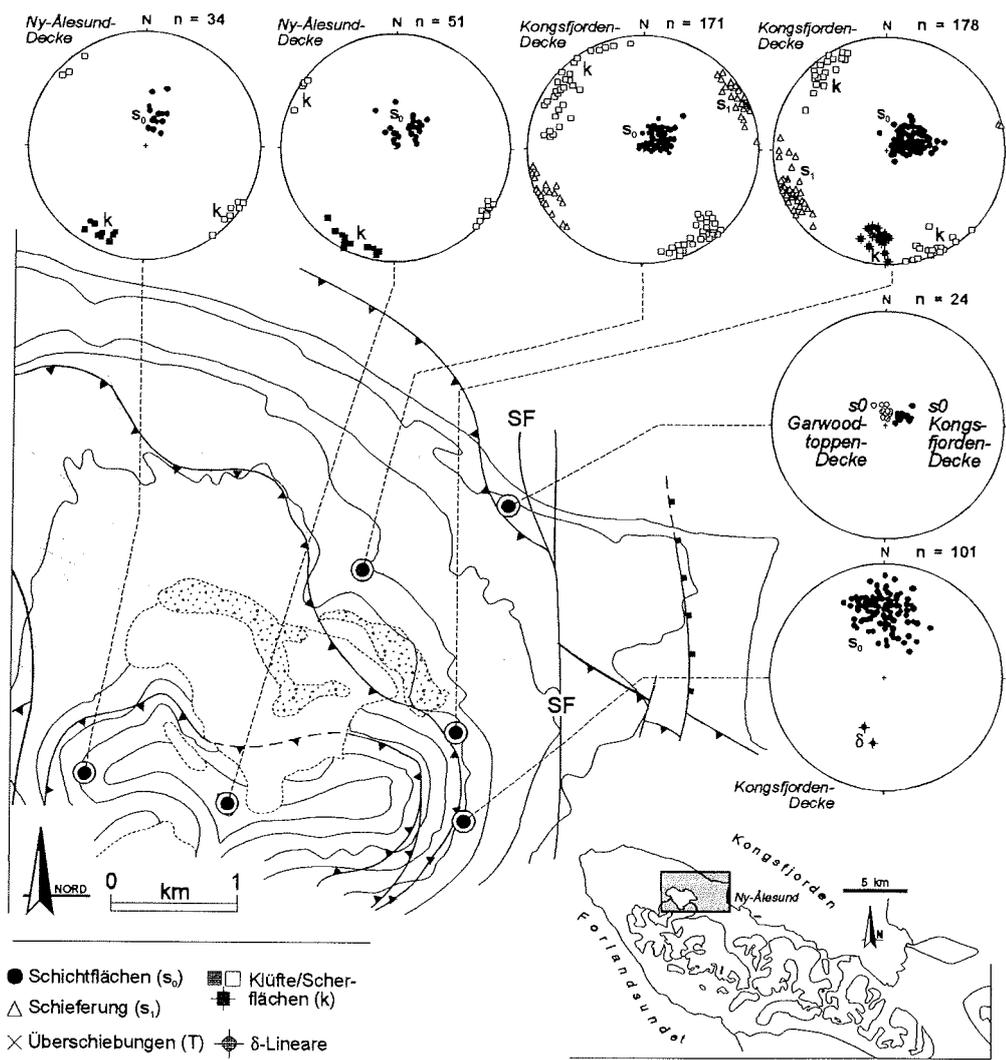


Abb. 8-3: Tektonisches Inventar der tertiären Deformation in den Sedimenten der Kongsfjorden-, Kvadehuken- und Ny-Alesund-Decke auf der nördlichen Brøggerhalvøya (Scheteligfjellet) (SF = Scheteligfjellet Fault)

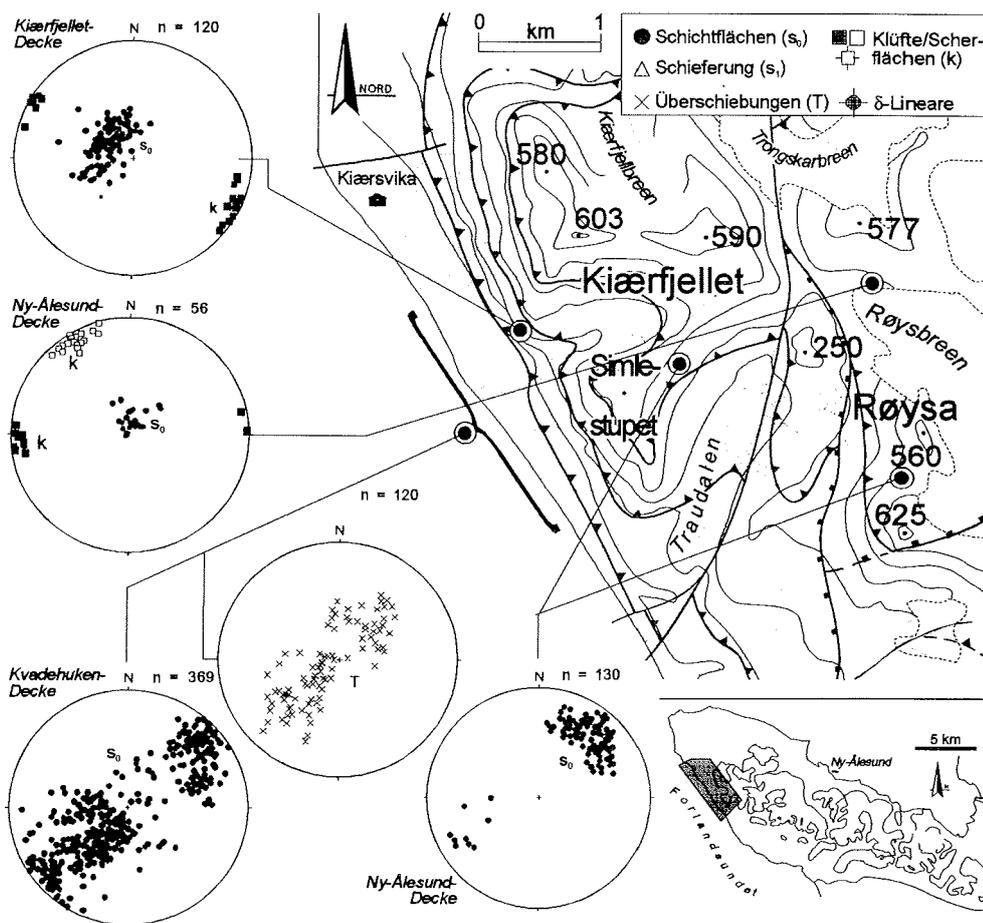


Abb. 8-4: Tektonisches Inventar der tertiären Deformation in den Sedimenten der Kvadehuker und Kiærfjellet-Decke auf der südwestlichen Brøggerhalvøya

**Abkürzungen der Minerale (Kap. 2, Abb. 2-6):**

Bi	Biotit	Czo	Klinozoisit	Hbl	Homblende
Cc/dolo	Calcit/Dolomit	Ep/Zo	Epidot/Zoisit	Lcx	Leucoxen
Ch	Chlorit	Fsp	Feldspat	Ms	Hellglimmer
Cpx	Klinopyroxen	Gt	Granat	Qz	Quarz

**Störungsflächenanalyse**

Die Störungsflächenanalyse ("Paläospannungsanalyse") anhand von Hamischflächen (Angelier 1979; Aleksandrowski 1985; Angelier 1989; Angelier & Mechler 1977; Etchecopar et al. 1981) wurde mit den Programmen des Geol.-Paläont. Instituts der Universität Tübingen TURNER (P-T-Achsen, Sperner et al. 1993) und NDA (Berechnung des Spannungsverhältnisses R, (Ratschbacher et al. 1994) durchgeführt. Jedes einzelne Flächen-Linear-Paar wurde zunächst auf seine Verwendbarkeit überprüft: Lineare, die mehr als 15° vom Flächengroßkreis entfernt lagen, wurden aussortiert, die anderen Lineare, wenn nötig, auf einem Kleinkreis auf die Fläche rotiert. Mit mehreren Programmdurchläufen wurden die heterogenen Datensätze separiert und für die verbleibenden Werte die Spannungstensoren berechnet. Dabei musste sorgfältig geprüft werden, ob die Flächen eines Datensatzes überhaupt zusammengehören können oder umgekehrt, ob womöglich Populationen getrennt werden.

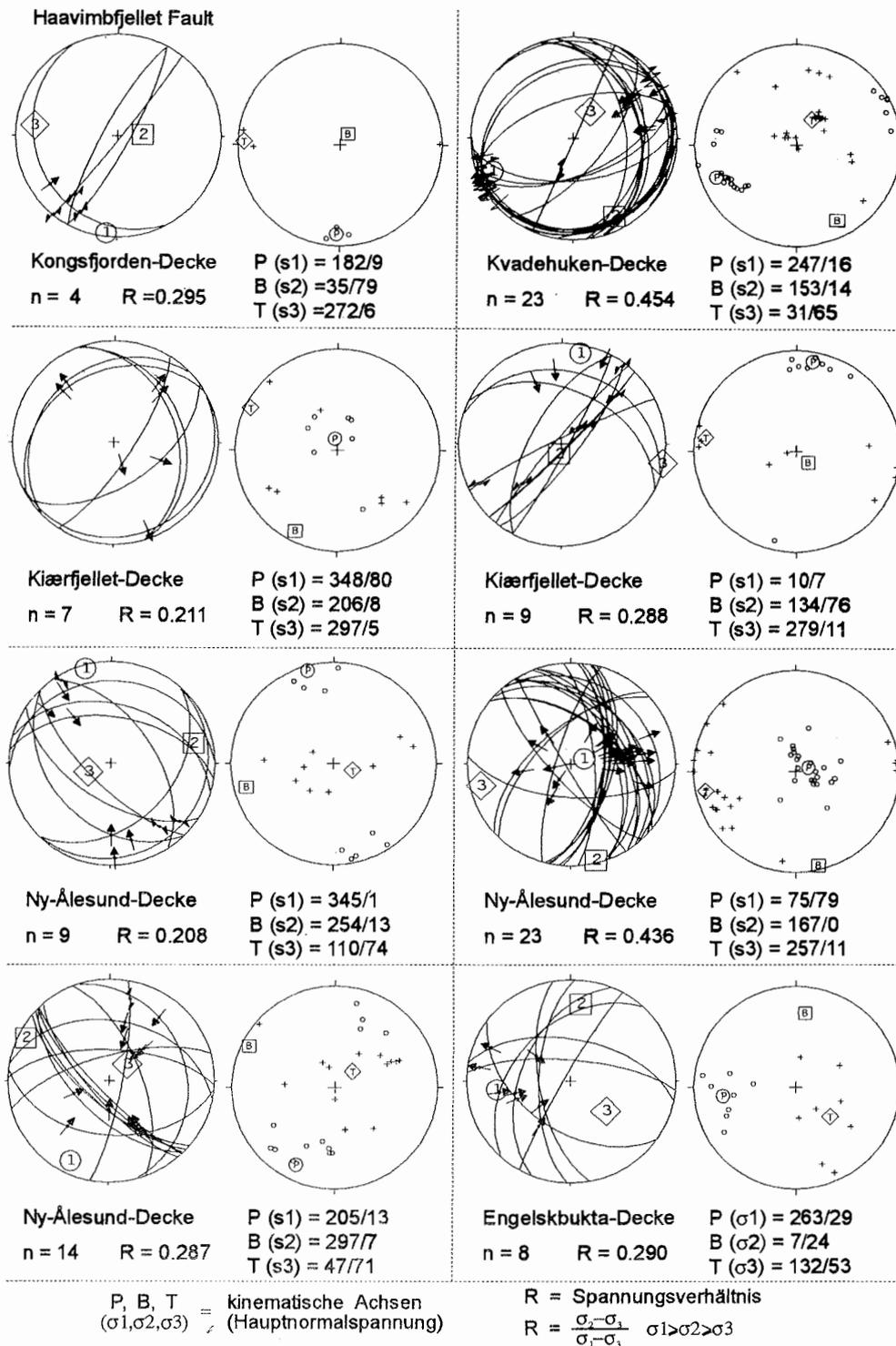


Abb. 8-5: Computergestützte Auswertung von Harnischflächen in den verschiedenen Decken.

# Stratigraphische Profile der Brøggerinden und Scheteligfjellet Formation

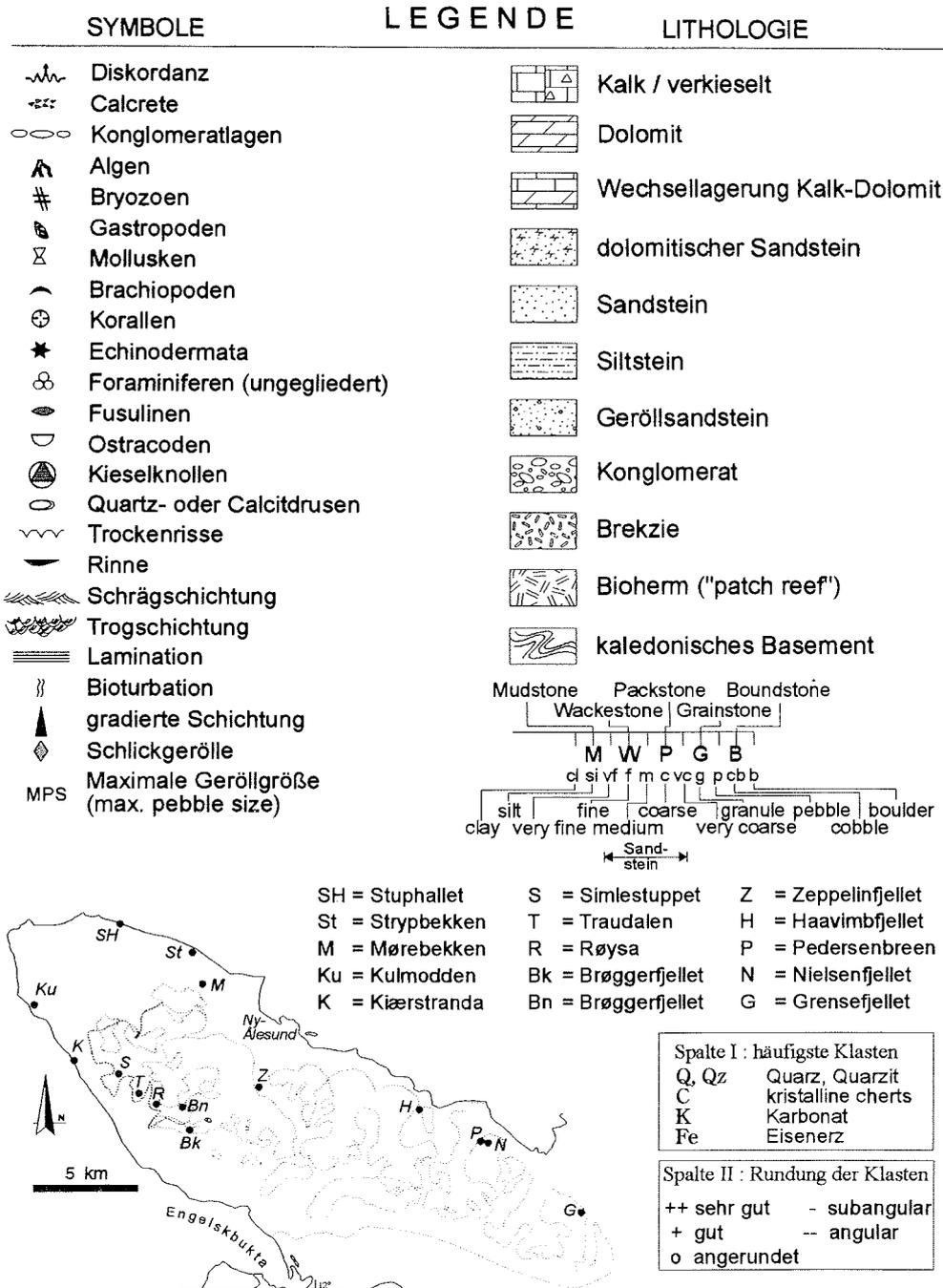


Abb. 8-6: Legende zu den Profilsäulen und Lage der Profile.

# Brøggerfjellet-Nord (Bn)

nach LUDWIG (1988)

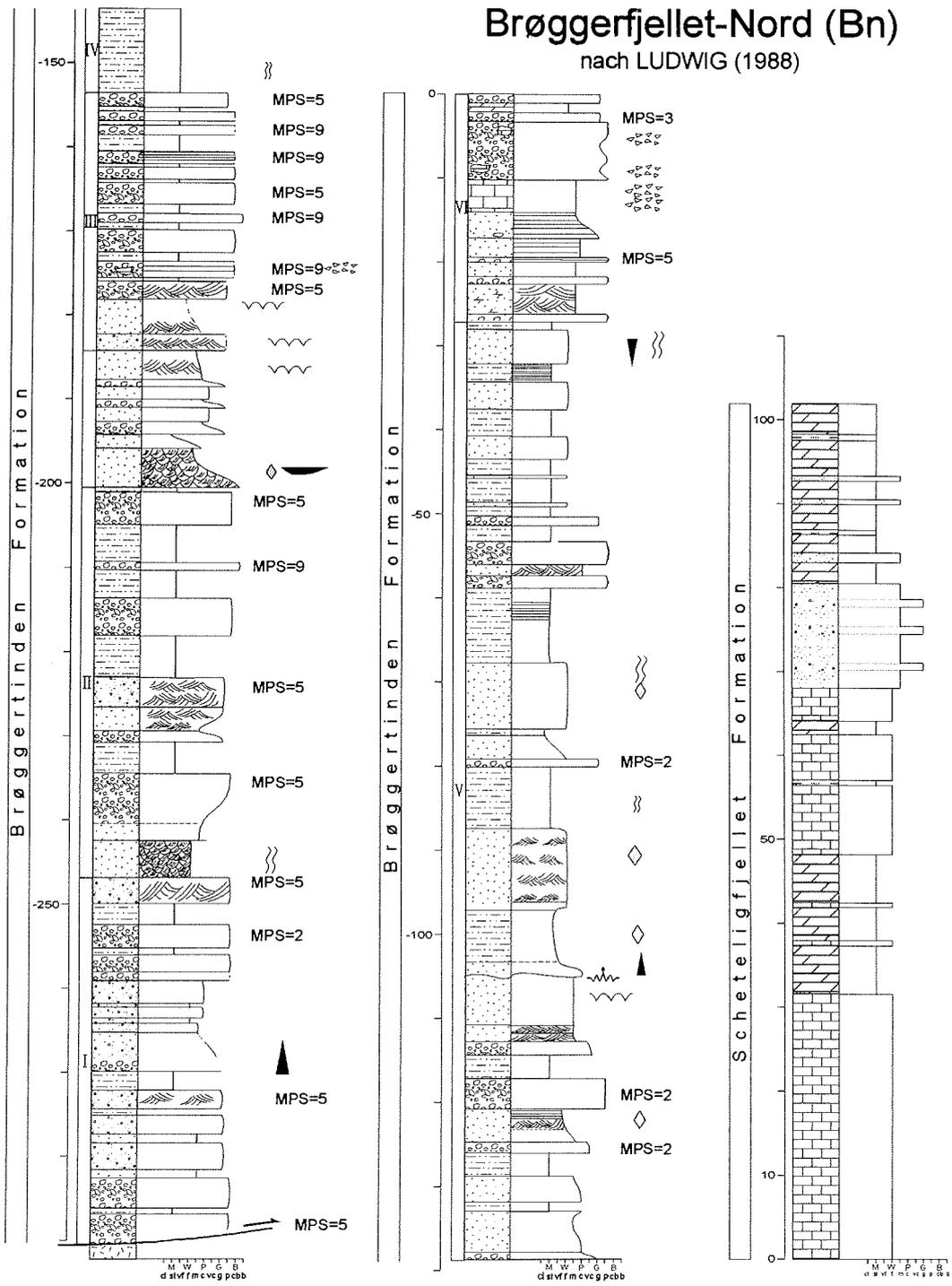


Abb. 8-7: Stratigraphisches Profil am nördlichen Brøggerfjellet

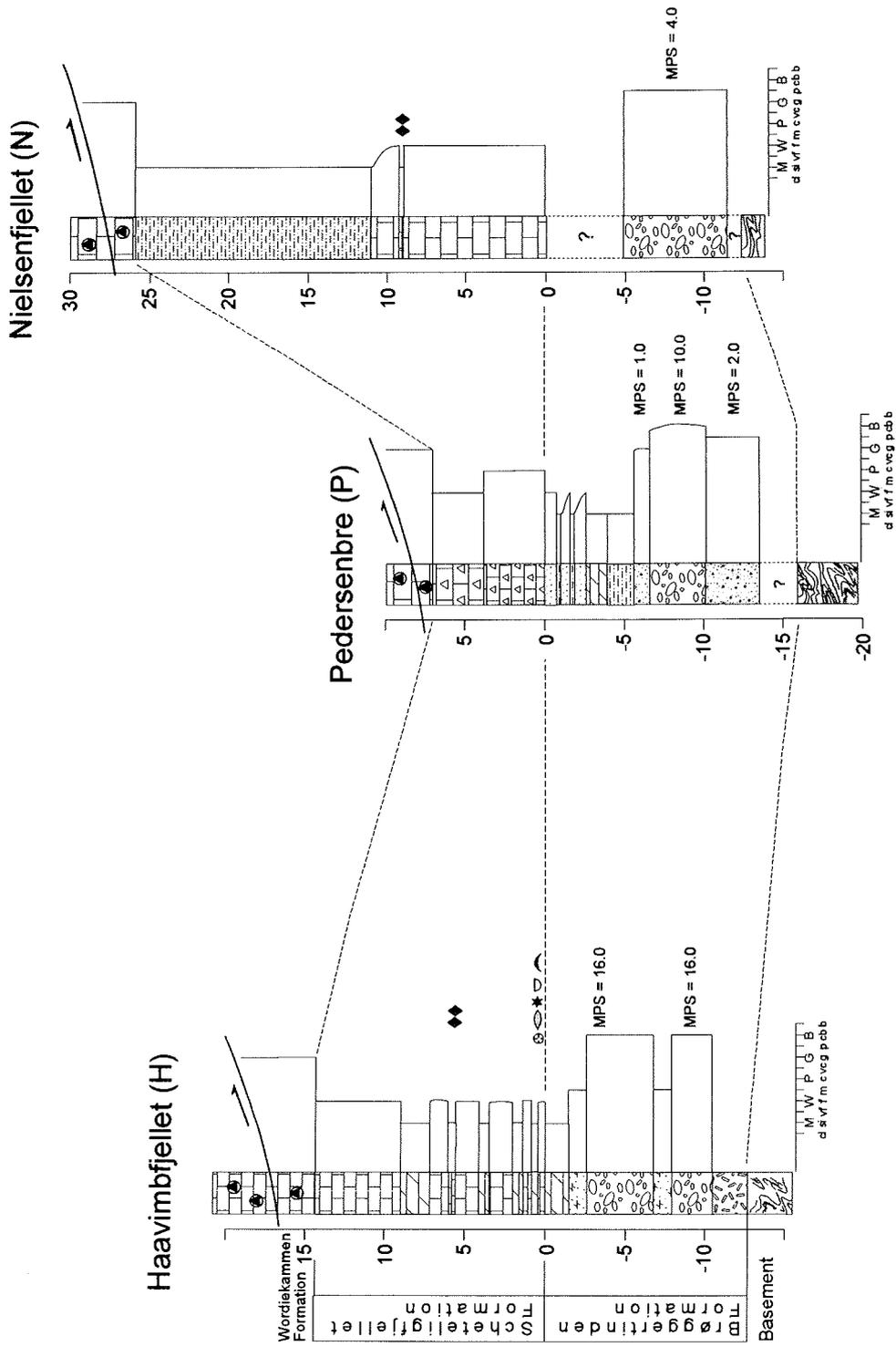


Abb. 8-8: Stratigraphische Profile auf der nordöstlichen Brøggerhalvøya

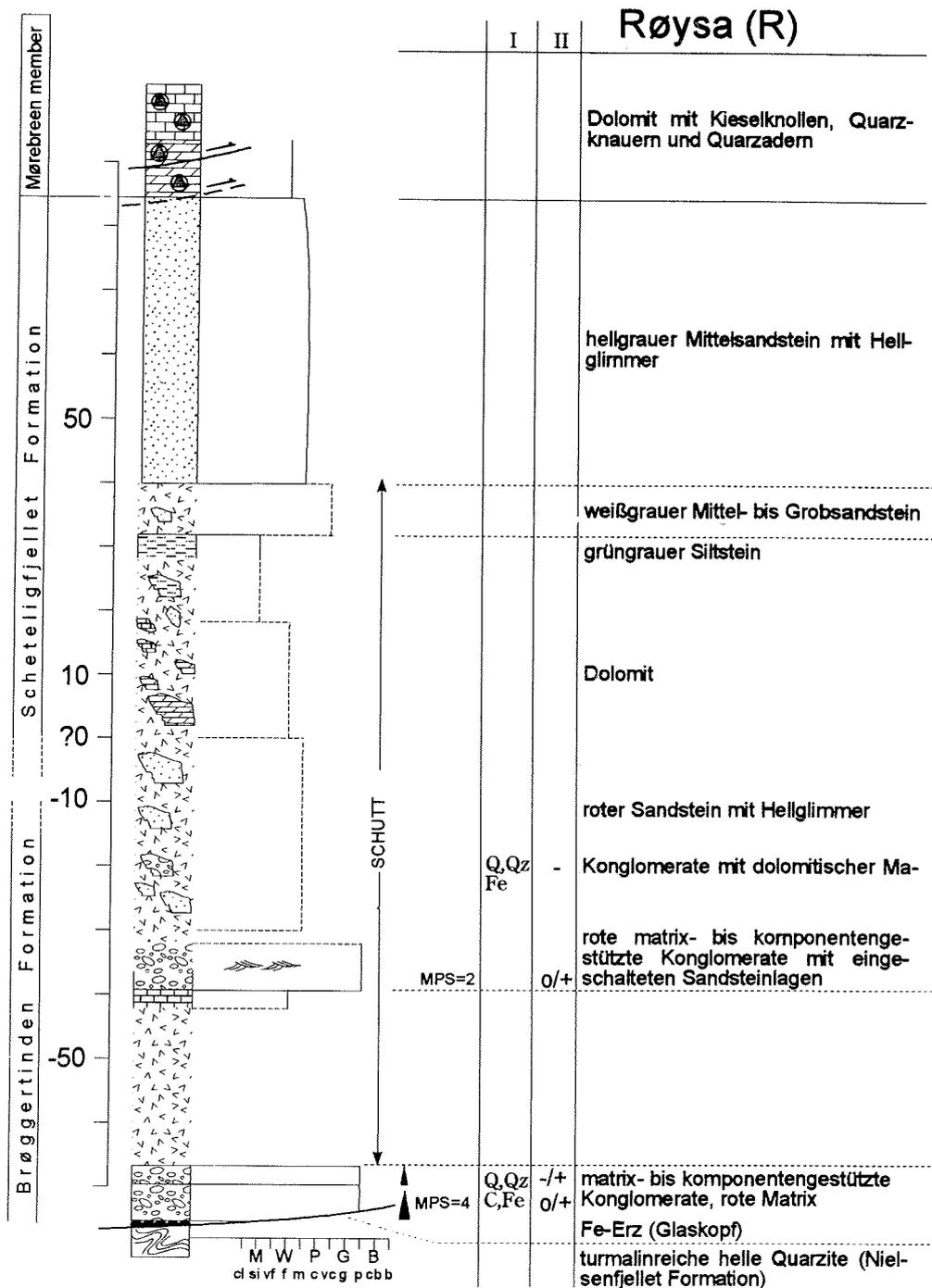


Abb. 8-9: Stratigraphisches Profil am westlichen Brøggerfjellet (Røysa)

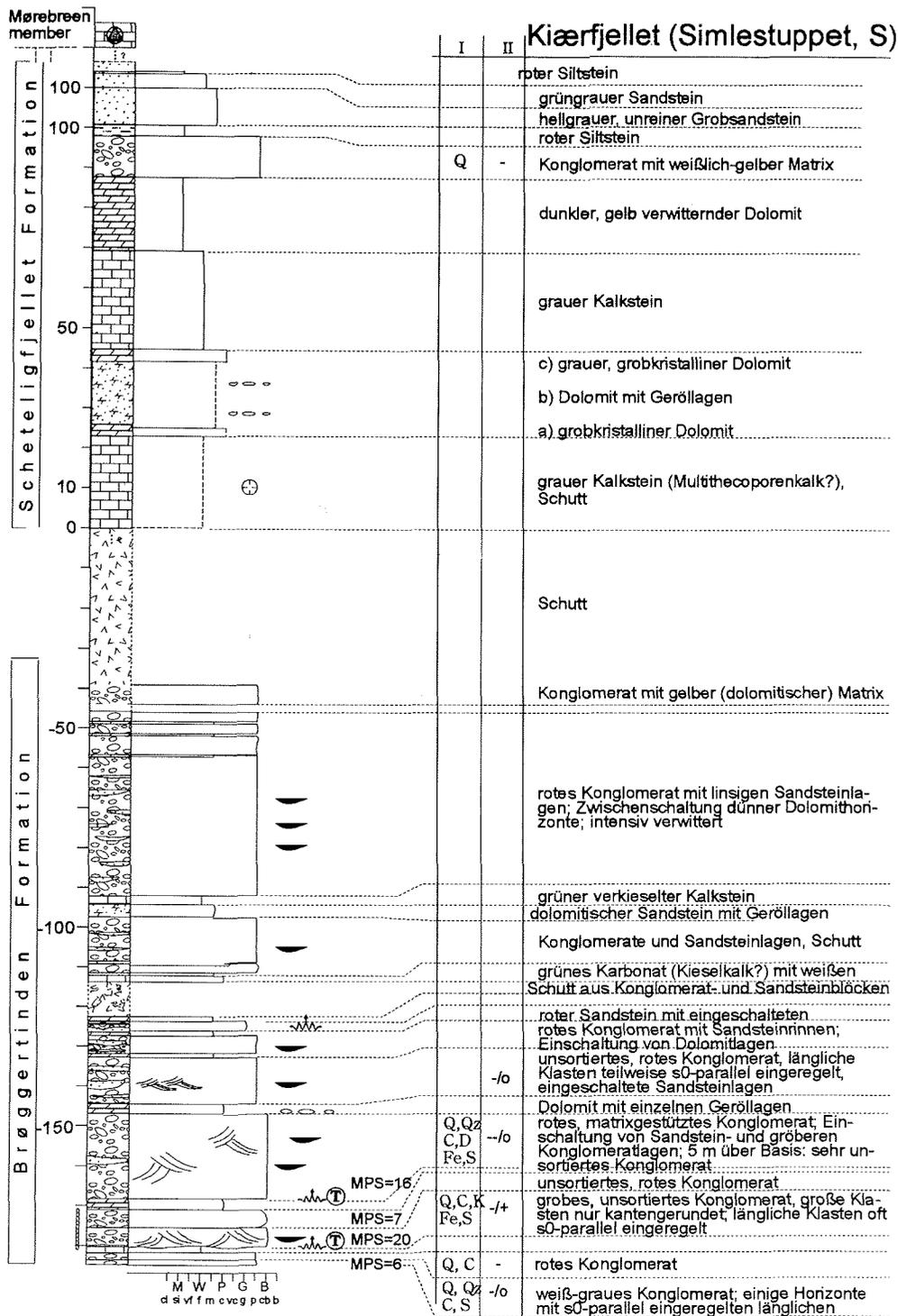


Abb. 8-10: Stratigraphisches Profil am Kiærfjellet (Simlestupet)

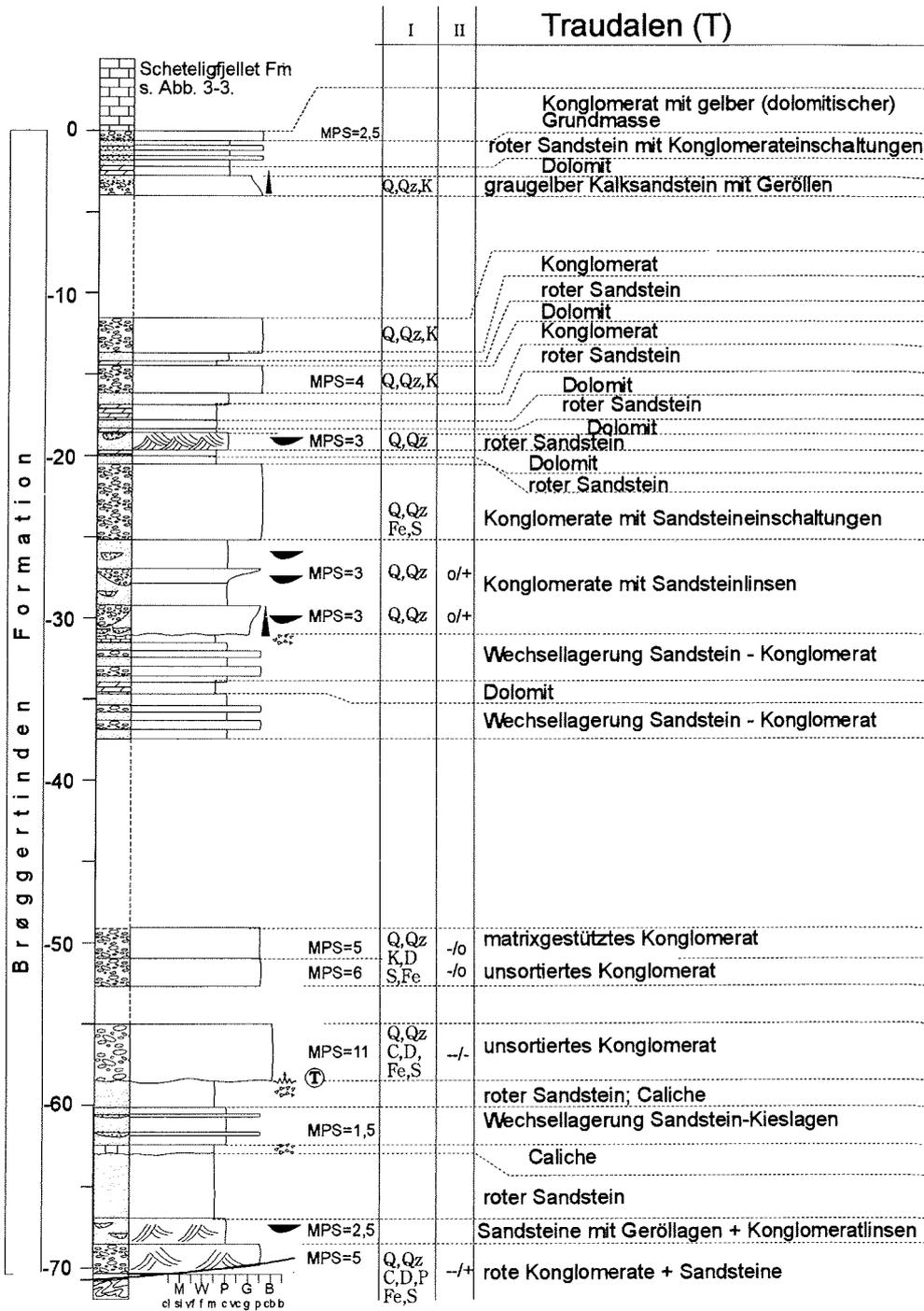


Abb. 8-11: Stratigraphisches Profil im Traudalen (Scheteligjellet Formation s. Abb. 3-3 im Text)

## Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“  
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- **Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“  
zusammengestellt von Heinz Köhnen
- **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS „Meteor““  
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge  
zusammengestellt von Norbert Klages
- **Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes „Meteor““ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- **Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“  
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen  
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“  
by G. Hempel and R. B. Heywood
- **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“  
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- **Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polar-  
sirkel‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei  
zusammengestellt von R. Schneppenheim
- **Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“  
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“  
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- **Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982  
zusammengestellt von Dieter Adelung
- **Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“  
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- **Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“  
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschieppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben  
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur  
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Köhnen
- **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 –  
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- **Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“  
zusammengestellt von Heinz Köhnen
- **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“  
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- **Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar  
and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12. - 16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- **Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ –  
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls  
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- **Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- **Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“  
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- **Heft Nr. 17/1984** – Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“  
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- **Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,  
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- **Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,  
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Köhnen
- **Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘  
und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“  
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- **Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton from the vicinity of the Antarctic Peninsula,  
February 1982“ by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski
- **Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of  
the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
- **Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven  
des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“ von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick
- \* **Heft Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.
  - \* **Heft Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
  - \* **Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe
  - Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985 mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
  - **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammengestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
  - Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“ by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
  - \* **Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann
  - \* **Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
  - Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3-4“ von Dieter Karl Fütterer
  - Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischen Makroplankton“ von U. Piatkowski
  - Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
  - Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
  - Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)“ 1986 by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
  - Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“ by M. Gube-Lehnhardt
  - Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1-3)“ herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
  - Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 - September 10, 1986“ by Werner Rabe
  - Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt
  - Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“ by Werner Beckmann
  - \* **Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“ Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
  - \* **Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV ‚Polarstern‘ Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“ by Hans-Jürgen Hirche
  - Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß
  - Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“ by Eberhard Fahrbach
  - Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski
  - Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl
  - \* **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen
  - \* **Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg
  - Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekau
  - Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
  - **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
  - Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
  - Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant. V/3)“ by Elke Mizdalski
  - Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“ by G. Krause, J. Meinke und J. Thiede

- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“  
Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5 von H. Miller und H. Oerter
- **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“  
von D. K. Fütterer
  - Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“  
von M. Spindler
  - Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“  
von H. H. Hellmer
  - Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland,  
Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
  - **Heft Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV ‚Polarstern‘  
in 1988/89“, by I. Hempel
  - Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse  
sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
  - Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“ by L. Helmes
  - Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
  - Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung  
des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
  - Heft Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“,  
edited by Adolf Kellermann
  - Heft Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‚Polarstern‘ in 1989“,  
edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
  - Heft Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom  
Eisgefüge“, von Harald Hellmann
  - **Heft Nr. 70/1990** – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des  
Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
  - Heft Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches  
Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
  - Heft Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea  
in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
  - Heft Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen  
und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
  - Heft Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“  
von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
  - Heft Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im  
nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
  - Heft Nr. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthos von King George Island  
(Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
  - Heft Nr. 77/1990** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel  
unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
  - Heft Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer  
Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
  - Heft Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz  
antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des  $\beta$ -Dimethylsulfoniumpropionat  
(DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
  - Heft Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“,  
herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
  - Heft Nr. 81/1991** – „Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des  
südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
  - Heft Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereseigenschaften: Automatische Bildanalyse von  
Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
  - Heft Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeis - numerische Simulationen  
mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
  - Heft Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study  
der Forschungsschiffe ‚Polarstern‘ und ‚Akademik Fedorov‘“, von Ernst Augstein,  
Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
  - Heft Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz  
des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
  - **Heft Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht vom  
Fahrtabschnitt ANT-VIII/5“, von Heinz Miller und Hans Oerter
  - Heft Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI/1-4 of RV ‚Polarstern‘  
in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
  - Heft Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*,  
*C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diehl

- Heft Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meereres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeere“, von Nicolai Mumm
- Heft Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS ‚Polarstern‘, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte von Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- \* **Heft Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
  - \* **Heft Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1990/91“ herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrback, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
  - Heft Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
  - Heft Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
  - \* **Heft Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
  - Heft Nr. 104/1992** – „Mehrkanalige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
  - Heft Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
  - Heft Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
  - \* **Heft Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, von Dieter K. Fütterer
  - Heft Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer-Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
  - \* **Heft Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
  - \* **Heft Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des norwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
  - Heft Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälchen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger.
  - Heft Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg.
  - Heft Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner.
  - \* **Heft Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865 - 1875“, von Reinhard A. Krause.
  - Heft Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV ‚Polarstern‘ (EPOS II)“, by Eike Rachor.
  - Heft Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo.
  - Heft Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze.
  - Heft Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten.
  - \* **Heft Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P. A. Wöhrmann.
  - \* **Heft Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarlo and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV ‚Dalnie Zelentsy‘“, by D. Nürnberg and E. Groth.

- **Heft Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek.
- **Heft Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland.
- Heft Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve.
- Heft Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dorrien.
- Heft Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartier anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- **Heft Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg.
- Heft Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV ‚Polarstern‘: CTD-Report“, von Marek Zwierz.
- Heft Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogenierter Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- **Heft Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- **Heft Nr. 137/1994** – „Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)“, von Georg Beyerle
- Heft Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler.
- Heft Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV ‚Polarstern‘ Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG ‚Polar Bear‘ cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov and Rüdiger Stein
- **Heft Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV ‚Polarstern‘ Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982 - 1992“, by Torsten Schmidt and Gerd König-Langlo.
- Heft Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell- Meer / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- **Heft Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- \*\* **Heft Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy.
- Heft Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS ‚Polarstern‘ 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft Nr. 154/1994** – „Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter.

- Heft Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft Nr. 156/1995** – “An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients”, by Reiner Schlitzer.
- Heft Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl.
- \*\* **Heft Nr. 158/1995** – „Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke.
- \* **Heft Nr. 159/1995** – “The distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters”, by Dorothea Bauch.
- \* **Heft Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl.
- Heft Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros sp.* und *Navicula sp.* unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel.
- Heft Nr. 162/1995** – „Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig.
- Heft Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs.
- Heft Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke.
- Heft Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer.
- \* **Heft Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler.
- Heft Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften – Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer.
- Heft Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler.
- Heft Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer.
- Heft Nr. 174/1995** – “The Expedition ARKTIS-X/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten.
- Heft Nr. 175/1995** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Gmitry Bolshiyarov.
- \* **Heft Nr. 176/1995** – “Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert.
- Heft Nr. 178/1995** – “Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam.
- Heft Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft Nr. 180/1995** – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn.
- Heft Nr. 181/1995** – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 182/1995** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 183/1996** – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann.
- Heft Nr. 184/1996** – “Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by Maria Dolores Andrés Hernández.
- Heft Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditen und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller.
- Heft Nr. 186/1996** – “Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{231}\text{Pa}$  and  $^{238}\text{U}$ : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Martin Frank.
- Heft Nr. 187/1996** – “The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft Nr. 188/1996** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft Nr. 189/1996** – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.

- Heft Nr. 190/1996** – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft Nr. 191/1996** – „Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen“, von Frank Wilhelms.
- Heft Nr. 192/1996** – „Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam.
- Heft Nr. 193/1996** – „Heterogene Reaktionen von  $N_2O_5$  und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel.
- Heft Nr. 194/1996** – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm.
- Heft Nr. 195/1996** – „Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich.
- Heft Nr. 196/1996** – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese
- Heft Nr. 197/1996** – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of 'Polarstern' in 1995", edited by Gunther Krause.
- Heft Nr. 198/1996** – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker.
- Heft Nr. 199/1996** – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by Gerion Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft Nr. 200/1996** – "Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models", by Gerrit Lohmann.
- Heft Nr. 201/1996** – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken.
- Heft Nr. 202/1996** – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid.
- Heft Nr. 203/1996** – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder.
- Heft Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf.
- Heft Nr. 205/1996** – "Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation", by Thorsteinn Thorsteinsson.
- Heft Nr. 206/1996** – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg.
- Heft Nr. 207/1996** – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz.
- Heft Nr. 208/1996** – „Atmosphäreinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke.
- Heft Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereiserkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert.
- Heft Nr. 210/1996** – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann.
- Heft Nr. 211/1996** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995", by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten.
- Heft Nr. 212/1996** – "Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin", by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 213/1996** – „Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente“, von Barbara Niehoff
- Heft Nr. 214/1996** – „Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf“, von Christoph Mayer.
- Heft Nr. 215/1996** – „Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95“, herausgegeben von Ulrich Wand.
- Heft Nr. 216/1996** – „Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeress anhand von Radiolarien“, von Uta Brathauer.
- Heft Nr. 217/1996** – „Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung“, von Jörn Behrens.
- Heft Nr. 218/1997** – "Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)", by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.
- Heft Nr. 219/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft Nr. 220/1997** – „Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1“, von Tilo Schöne.
- Heft Nr. 221/1997** – „Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lukas und Victor Smetacek.
- Heft Nr. 222/1997** – "Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data", by László Oszkó.

- Heft Nr. 223/1997** – „Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren“, von Christian Haas.
- Heft Nr. 224/1997** – „Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen“, von Silke Wessel.
- Heft Nr. 225/1997** – „Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises“, von Michael Poltermann.
- Heft Nr. 226/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV ‘Polarstern’ in 1995“, edited by Eike Rächor.
- Heft Nr. 227/1997** – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arcta* (Chlorophyta) der Arktis“, von Katharina Kück.
- Heft Nr. 228/1997** – „Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal“, von Katrin Linse.
- Heft Nr. 229/1997** – „Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer“, von Hinrich Hanssen.
- Heft Nr. 230/1997** – „Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung“, von Lutz-Peter Kurdelski
- Heft Nr. 231/1997** – „Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten“, von Christopher Zimmermann
- Heft Nr. 232/1997** – „Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen“, von Stephan Zimmermann
- Heft Nr. 233/1997** – „Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliana huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*“, von Doris Meyerdiel.
- Heft Nr. 234/1997** – „Die Expedition ARCTIC '96 des FS ‚Polarstern‘ (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)“, von Ernst Augstein und den Fahrteilnehmern.
- Heft Nr. 235/1997** – „Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres“, von Jana Friedrich
- Heft Nr. 236/1997** – “Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic“, by Arndt Meier.
- Heft Nr. 237/1997** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR/SEVERNAYA ZEMLYA 1996“, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyakov
- Heft Nr. 238/1997** – “Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae“, by Iván M. Gómez.
- Heft Nr. 239/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1996“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft Nr. 240/1997** – „Untersuchungen zur Chrom-Speziation in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis“, von Heide Giese.
- Heft Nr. 241/1997** – “Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris“, by Seung-II Nam.
- Heft Nr. 242/1997** – “Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia“, by Julia Boike.
- Heft Nr. 243/1997** – „Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen“, von Andreas Mackensen.
- Heft Nr. 244/1997** – “The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica, Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996“, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Graw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft Nr. 245/1997** – „Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft Nr. 246/1997** – „Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises“, von Christine Friedrich.
- Heft Nr. 247/1997** – „Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchhoff.
- Heft Nr. 248/1997** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1995“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 249/1997** – “The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‘Polarstern’ to the eastern Weddell Sea in 1996“, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 250/1997** – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Andreas Starmans.
- Heft Nr. 251/1997** – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel“, von Christoph Vogt.
- Heft Nr. 252/1997** – „Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik“, von Stephan Kühne.
- Heft Nr. 253/1997** – “Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean“, by Christine Klaas.
- Heft Nr. 254/1997** – „Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunger-Oase, Ostantarktis“, von Thomas Kulbe

- Heft Nr. 255/1997** – "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV 'Polarstern' in 1997", edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 256/1998** – „Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer“, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft Nr. 257/1998** – „Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis“, von Christoph Kleefeld.
- Heft Nr. 258/1998** – „Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells“, von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft Nr. 259/1998** – "The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV 'Polarstern' in 1997", by Dieter K. Fütterer.
- \* **Heft Nr. 260/1998** – „Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung“, von Holger Cremer
- Heft Nr. 261/1998** – „Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen“, von Estella Weigelt.
- Heft Nr. 262/1998** – "The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV 'Polarstern' in 1997", by Gunther Krause.
- Heft Nr. 263/1998** – „Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen“, von Thorsten Schäfer.
- Heft Nr. 264/1998** – „Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie“, von Joachim Urban.
- Heft Nr. 265/1998** – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.
- Heft Nr. 266/1998** – "Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV 'Akademic Boris Petrov' in 1997", edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.
- Heft Nr. 267/1998** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS 'Polarstern' 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft Nr. 268/1998** – „Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone“, von Gerit Birnbaum.
- Heft Nr. 269/1998** – "Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)", by Günther Heinemann.
- Heft Nr. 270/1998** – "Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies", by Vera Schlindwein.
- Heft Nr. 271/1998** – "Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice", by Dirk Dethleff, Per Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.
- Heft Nr. 272/1998** – „FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre“, von Edo Becker.
- Heft Nr. 273/1998** – „Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas Rückens und des Agulhas Plateaus („SETA-RAP“)“, von Gabriele Uenzelmann-Neben.
- Heft Nr. 274/1998** – "The Expedition ANTARKTIS XIV/2", by Gerhard Kattner.
- Heft Nr. 275/1998** – „Die Auswirkung der 'NorthEastWater'-Polynya auf die Sedimentation von NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.
- Heft Nr. 276/1998** – „Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Studinger.
- Heft Nr. 277/1998** – „Koordiniertes Programm Antarktisforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms „Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft Nr. 278/1998** – „Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.
- Heft Nr. 279/1998** – "Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A New Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)", edited by Ruediger Stein.
- Heft Nr. 280/1998** – „Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“ von Friedrich Jung-Rothenhäusler.
- Heft Nr. 281/1998** – „Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirring.
- Heft Nr. 282/1998** – "Scavenging of <sup>231</sup>Pa and <sup>230</sup>Th in the South Atlantic: Implications for the use of the <sup>231</sup>Pa/<sup>230</sup>Th ratio as a paleoproductivity proxy", by Hans-Jürgen Walter.
- Heft Nr. 283/1998** – „Sedimente im arktischen Meereis - Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.
- Heft Nr. 284/1998** – „Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten“, von Christian H. Thomas.
- Heft Nr. 285/1998** – „Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)“, von Angela Sommer.
- Heft Nr. 286/1998** – „Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Jens Kowalke.
- Heft Nr. 287/1998** – "Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea", edited by Eike Rachor.

- Heft Nr. 288/1998** – „Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft Nr. 289/1998** – „Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Miao.
- Heft Nr. 290/1998** – „Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft Nr. 291/1998** – „Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.
- Heft Nr. 292/1998** – „Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean, Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Utschakowski.
- Heft Nr. 293/1998** – „Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.
- Heft Nr. 294/1998** – „Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentalhang“, von Klaus Schnack.
- Heft Nr. 295/1998** – „Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre“, von Harald Hommers.
- Heft Nr. 296/1998** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV 'Polarstern' in 1997“, edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.
- Heft Nr. 297/1998** – „Radiometrische Messungen im arktischen Ozean - Vergleich von Theorie und Experiment“, von Klaus-Peter Johnsen.
- Heft Nr. 298/1998** – „Patterns and Controls of CO<sub>2</sub> Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia - the Contribution of Soils and Mosses“, by Martin Sommerkorn.
- Heft Nr. 299/1998** – „The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica. Synopsis of research performed within the frame of the Argentinean-German Cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station (King George Island, Antarctica, 1991 - 1997)“, by Christian Wiencke, Gustavo Ferreyra, Wolf Arntz & Carlos Rinaldi.
- Heft Nr. 300/1999** – „The Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' 1997: First Results of a Joint Russian-German Pilot Study“, edited by Jens Matthiessen, Oleg V. Stepanets, Ruediger Stein, Dieter K. Fütterer, and Eric M. Galimov.
- Heft Nr. 301/1999** – „The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)“, edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 302/1999** – „Sterole im herbstlichen Weddellmeer (Antarktis): Großräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz“, von Anneke Mühlebach.
- Heft Nr. 303/1999** – „Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung“, von Jens Biele.
- Heft Nr. 304/1999** – „Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse“, von Jochen Knies.
- Heft Nr. 305/1999** – „Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST)“, by Jörg Hartmann, Frank Albers, Stefania Argentini, Axel Bochert, Ubaldo Bonafé, Wolfgang Cohrs, Alessandro Conidi, Dietmar Freese, Teodoro Georgiadis, Alessandro Ippoliti, Lars Kaleschke, Christof Lüpkes, Uwe Maixner, Giangiuseppe Mastrantonio, Fabrizio Ravegnani, Andreas Reuter, Giuliano Trivellone and Angelo Viola.
- Heft Nr. 306/1999** – „German-Russian Cooperation: Biogeographic and biostratigraphic investigations on selected sediment cores from the Eurasian continental margin and marginal seas to analyze the Late Quaternary climatic variability“, edited by Robert R. Spielhagen, Max S. Barash, Gennady I. Ivanov, and Jörn Thiede.
- Heft Nr. 307/1999** – „Struktur und Kohlenstoffbedarf des Makrobenthos am Kontinentalhang Ostgrönlands“, von Dan Seiler.
- Heft Nr. 308/1999** – „ARCTIC '98: The Expedition ARK-XIV/1a of RV 'Polarstern' in 1998“, edited by Wilfried Jokat.
- Heft Nr. 309/1999** – „Variabilität der arktischen Ozonschicht: Analyse und Interpretation bodengebundener Millimeterwellenmessungen“, von Björn-Martin Sinnhuber.
- Heft Nr. 310/1999** – „Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans“, von Marion Behrends.
- Heft Nr. 311/1999** – „Parameterisierung atmosphärischer Grenzschichtprozesse in einem regionalen Klimamodell der Arktis“, von Christoph Abegg.
- Heft Nr. 312/1999** – „Solare und terrestrische Strahlungswechselwirkung zwischen arktischen Eisflächen und Wolken“, von Dietmar Freese.
- Heft Nr. 313/1999** – „Snow accumulation on Ekströmsen, Antarctica“, by Elisabeth Schlosser, Hans Oerter and Wolfgang Graf.
- Heft Nr. 314/1999** – „Die Expedition ANTARKTIS XV/4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1998“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 315/1999** – „Expeditions in Siberia in 1998“, edited by Volker Rachold.
- Heft Nr. 316/1999** – „Die postglaziale Sedimentationsgeschichte der Laptevsee: schwermineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen“, von Bernhard Peregovich.
- Heft-Nr. 317/1999** – „Adaption an niedrige Temperaturen: Lipide in Eisdiatomeen“, von Heidi Lehmal.
- Heft-Nr. 318/1999** – „Effiziente parallele Lösungsverfahren für elliptische partielle Differentialgleichungen in der numerischen Ozeanmodellierung“, von Natalja Rakowsky.

- Heft-Nr. 319/1999** – “The Ecology of Arctic Deep-Sea Copepods (Euchaetidae and Aetideidae). Aspects of their Distribution, Trophodynamics and Effect on the Carbon Flux”, by Holger Auel.
- Heft-Nr. 320/1999** – “Modellstudien zur arktischen stratosphärischen Chemie im Vergleich mit Meßdaten”, von Veronika Eyring.
- Heft-Nr. 321/1999** – “Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols”, von Dagmar Nagel.
- Heft-Nr. 322/1999** – “Messungen des arktischen stratosphärischen Ozons: Vergleich der Ozonmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen, 1997 und 1998”, von Jens Langer.
- Heft-Nr. 323/1999** – “Untersuchung struktureller Elemente des südöstlichen Weddellmeeres / Antarktis auf der Basis mariner Potentialfelddaten”, von Uwe F. Meyer.
- Heft-Nr. 324/1999** – “Geochemische Verwitterungstrends eines basaltischen Ausgangsgesteins nach dem spätpleistozänen Gletscherrückzug auf der Taimyrhalbinsel (Zentralsibirien) - Rekonstruktion an einer sedimentären Abfolge des Lama Sees”, von Stefanie K. Harwart.
- Heft-Nr. 325/1999** – “Untersuchungen zur Hydrologie des arktischen Meereises - Konsequenzen für den kleinskaligen Stofftransport”, von Johannes Freitag.
- Heft-Nr. 326/1999** – “Die Expedition ANTARKTIS XIV/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1998”, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 327/1999** – “Gemeinschaftsanalytische Untersuchungen der Harpacticoidenfauna der Magellanregion, sowie erste similaritätsanalytische Vergleiche mit Assoziationen aus der Antarktis”, von Kai Horst George.
- Heft-Nr. 328/1999** – “Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen”, von Claudia Müller.
- Heft-Nr. 329/1999** – “Räumliche und zeitliche Variationen atmosphärischer Spurengase aus bodengebundenen Messungen mit Hilfe eines Michelson interferometers”, von Justus Notholt.
- Heft-Nr. 330/1999** – “The 1998 Danish-German Excursion to Disko Island, West Greenland”, edited by Angelika Brandt, Helge A. Thomsen, Henning Heide-Jørgensen, Reinhard M. Kristensen and Hilke Ruhberg.
- Heft-Nr. 331/1999** – “Poseidon” Cruise No. 243 (Reykjavik - Greenland - Reykjavik, 24 August - 11 September 1998): Climate change and the Viking-age fjord environment of the Eastern Settlement, sw Greenland”, by Gerd Hoffmann, Antoon Kuijpers, and Jörn Thiede.
- Heft-Nr. 332/1999** – “Modeling of marine biogeochemical cycles with an emphasis on vertical particle fluxes”, by Regina Usbeck.
- Heft-Nr. 333/1999** – “Die Tanaidaceenfauna des Beagle-Kanals und ihre Beziehungen zur Fauna des antarktischen Festlandssockels”, von Anja Schmidt.
- Heft-Nr. 334/1999** – “D-Aminosäuren als Tracer für biogeochemische Prozesse im Fluß-Schelf-Ozean-System der Arktis”, von Hans Peter Fitznar.
- Heft-Nr. 335/1999** – “Ökophysiologische Ursachen der limitierten Verbreitung reptanter decapoder Krebse in der Antarktis”, von Markus Frederich.
- Heft-Nr. 336/1999** – “Ergebnisse der Untersuchung des grönländischen Inlandeises mit dem elektromagnetischen Reflexionsverfahren in der Umgebung von NGRIP”, von Fidan Göktas.
- Heft-Nr. 337/1999** – “Paleozoic and mesozoic tectono-thermal history of central Dronning Maud Land, East Antarctica, – evidence from fission-track thermochronology”, by Stefanie Meier.
- Heft-Nr. 338/1999** – “Probleme hoher Stoffwechselraten bei Cephalopoden aus verschiedenen geographischen Breiten”, von Susanne Zielinski.
- Heft-Nr. 339/1999** – “The Expedition ARKTIS XV/1”, edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 340/1999** – “Microbial Properties and Habitats of Permafrost Soils on Taimyr Peninsula, Central Siberia”, by Nicolé Schmidt.
- Heft-Nr. 341/1999** – “Photoacclimation of phytoplankton in different biogeochemical provinces of the Southern Ocean and its significance for estimating primary production”, by Astrid Bracher.
- Heft-Nr. 342/1999** – “Modern and Late Quaternary Depositional Environment of the St. Anna Trough Area, Northern Kara Sea”, edited by Ruediger Stein, Kirsten Fahl, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 343/1999** – “ESF-IMPACT Workshop/Oceanic impacts: mechanisms and environmental perturbations, 15-17 April 1999 in Bremerhaven”, edited by Rainer Gersonde and Alexander Deutsch.
- Heft-Nr. 344/1999** – “Die Klimageschichte der hohen nördlichen Breiten seit dem mittleren Miozän: Hinweise aus sedimentologischen- und mineralogischen Analysen (ODP Leg 151, zentrale Framstraße)”, von Amelie Winkler.
- Heft-Nr. 345/1999** – “Kurzfristige Klimaschwankungen im Scotiamer und Ergebnisse zur Kalbungsgeschichte der Antarktis während der letzten 200000 Jahre”, von Annette Hofmann.
- Heft-Nr. 346/2000** – “Glazialmarine Sedimentationsentwicklung am westantarktischen Kontinentalrand im Amundsen- und Bellingshausenmeer - Hinweise auf Paläoumweltveränderungen während der quartären Klimazyklen”, von Claus-Dieter Hillenbrand.
- Heft-Nr. 347/2000** – “Zur Ökologie des Phytoplanktons im arktischen Laptevmeer - ein jahreszeitlicher Vergleich”, von Kirsten Tuschling.
- Heft-Nr. 348/2000** – “Untersuchungen zum Fettstoffwechsel des Südlichen See-Elefanten (*Mirounga leonina* L.) in der Antarktis”, von Sven Ramdohr.

**Heft-Nr. 349/2000** – “Licht- und Temperatureinfluß auf den enzymatischen Oxidationsschutz der antarktischen Eisdiatomee *Entomoneis kufferathii* Manguin”, von Raimund Schriek.

**Heft-Nr. 350/2000** – “Die Expedition ARKTIS XV/3 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1999”, herausgegeben von Ursula Schauer.

**Heft-Nr. 351/2000** – “Dissolution kinetics of biogenic silica in marine environments”, by Dirk Rickert.

**Heft-Nr. 352/2000** – “Geometrie und Kinematik des tertiären Deckenbaus im West Spitzbergen Falten- und Überschiebungsgürtel, Brøggerhalvøya, Svalbard”, von Kerstin Saalman.

\* vergriffen / out of print.

\*\* nur noch beim Autor / only from the author.