

# HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

Reihe B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie

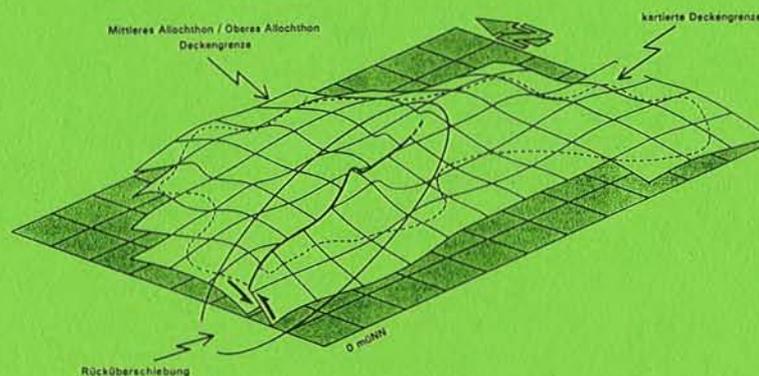
## Beiheft 2

THOMAS JOHANNES DEGEN

### Deformation und Metamorphose im Gebiet zwischen Borgafjäll und Børgefjell in den nördlichen Kaledoniden Skandinaviens (Jämtland/Västerbotten)

*Deformation and metamorphism in the area between  
Borgafjäll and Børgefjell in the northern Caledonides of  
Scandinavia (Jämtland/Västerbotten)*

Mit 25 Abbildungen, 3 Tabellen, 6 Tafeln und 5 Probenkarten



Halle (Saale) 1997

ISSN 1432 - 3702

## Hinweise für Autoren

Das Hallesche Jahrbuch für Geowissenschaften veröffentlicht nur vorher noch nicht publizierte Originalbeiträge. Manuskripte sind vollständig und satzreif zur Begutachtung einzureichen. Eingesandte Manuskripte gelten erst nach ausdrücklicher Bestätigung durch den Herausgeber als angenommen. Mit der Annahme des Manuskripts zur Veröffentlichung geht das Recht der Vervielfältigung auf den Herausgeber des Halleschen Jahrbuches für Geowissenschaften über. Für unverlangt eingesandte Beiträge wird keine Haftung übernommen.

Zur Veröffentlichung angenommene Manuskripte sind auf 3,5'' oder 5,25'' Disketten unformatiert ohne Steuerzeichen (ASCII-Format) **oder** formatiert mit dem Textverarbeitungsprogramm MS Word nach den redaktionellen Vorgaben einzureichen. Die Vorgaben werden jedem Autor auf Bestellung durch die Schriftleitung zugesandt. Alle Abbildungen, Tabellen u.a. sind in 2-facher Ausfertigung einzureichen. Die drucktechnischen Hinweise sind dabei bitte zu berücksichtigen. Unformatierte Texte müssen ausgedruckt mit den drucktechnischen Vermerken vorliegen.

# HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

Reihe B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie

## Beiheft 2

Herausgeber

**Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum  
im Fachbereich Geowissenschaften**

**der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg**

G. H. BACHMANN G. BORG H. HAUBOLD

H. HEINISCH C. LEMPP H. PÖLLMANN P. WYCISK

und

**Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt**

H. BLUMENSTENGEL R. EICHNER W. KNOTH

Schriftleitung: F. EIGENFELD

---

THOMAS JOHANNES DEGEN

### **Deformation und Metamorphose im Gebiet zwischen Borgafjäll und Børgfjell in den nördlichen Kaledoniden Skandinaviens (Jämtland/Västerbotten)**

*Deformation and metamorphism in the area between  
Borgafjäll and Børgfjell in the northern Caledonides of  
Scandinavia (Jämtland/Västerbotten)*

Mit 25 Abbildungen, 3 Tabellen, 6 Tafeln und 5 Probenkarten

Halle (Saale) 1997

Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum  
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

Die vorliegende Arbeit wurde der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg als Dissertation am 19. Juni 1995 eingereicht und angenommen.

Anschrift Herausgeber und Schriftleitung:

Institut für Geologische Wissenschaften  
und Geiseltalmuseum  
Fachbereich Geowissenschaften  
Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg  
Domstraße 5  
D-06108 Halle (Saale)  
Tel.: 0345/5526081 oder 0345/5526107  
Fax: 0345/5527178  
e-mail: [eigenfeld@geologie.uni-halle.de](mailto:eigenfeld@geologie.uni-halle.de)

Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt  
Köthener Straße 34  
D-06118 Halle (Saale)  
Tel.: 0345/5212-0  
Fax: 0345/509910

Druckerei der Martin-Luther-Universität, Kröllwitzer Straße 44, 06099 Halle (Saale)

---

ISSN 0138-3647

© 1997 im Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften der Universität Halle  
Alle Rechte vorbehalten

Hallesches Jahrb. Geowiss.	Reihe B	Beiheft 2	1 - 100	Halle (Saale) 1997
----------------------------	---------	-----------	---------	--------------------

## **Deformation und Metamorphose im Gebiet zwischen Borgafjäll und Børgfjell in den nördlichen Kaledoniden Skandinaviens (Jämtland/Västerbotten)**

### *Deformation and metamorphism in the area between Borgafjäll and Børgfjell in the northern Caledonides of Scandinavia (Jämtland/Västerbotten)*

Mit 25 Abbildungen, 3 Tabellen, 6 Tafeln und 5 Probenkarten

THOMAS JOHANNES DEGEN

#### ***Zusammenfassung***

Die Kaledoniden Skandinaviens erstrecken sich in Nordnordost-Südsüdwest-Richtung auf einer Länge von rund 1800 km. Das Orogen ist das Ergebnis der Kollision Laurentias mit Baltika bei der Schließung des Iapetus-Ozeanes im ausgehenden Silur.

Diese Konvergenzbewegung hatte die Entstehung eines orogenen Keiles zur Folge, ein Modell, in dem keilförmige Gesteinsstapel auf einer stabilen Unterlage transportiert werden. Dieser Keil bildete sich in erster Linie durch die Aufstapelung sedimentärer Einheiten. Überschreitet das Verhältnis aus Länge und Dicke dieses Keiles einen kritischen Wert, kann es im Keil selbst zu gravitativen Gleitvorgängen kommen.

Die Skandinavischen Kaledoniden werden in vier Decken-Einheiten unterteilt: in das Untere, Mittlere, Obere und Oberste Allochthon, wobei das Mittlere Allochthon den weittransportierten, mächtigen Decken-Komplexe des Oberen und Obersten Allochthons als Basis diente. So ist das Mittlere Allochthon entlang der Kaledoniden in einem fast durchgängigen Streifen aufgeschlossen.

Im Untersuchungsgebiet ist das Mittlere Allochthon am östlichen Rand der Kaledoniden und in tektonischen Fenstern, im zentralen Bereich des Gebirges aufgeschlossen. Genauer bearbeitet wurden das Gebiet bei Borgafjäll und die Aufdomungen des Hetenjaure-, Fjällfjäll- und Børgfjell-Fensters in den Provinzen Västerbotten und Jämtland und im angrenzenden Norwegen.

Lithologisch besteht das Mittlere Allochthon im wesentlichen aus psammitischen Gesteinen, die z.T. intensiv mylonitisiert sind, wobei im Top des Deckenkomplexes an wenigen Stellen saure und basische kristalline Einheiten eingeschuppt sind. Vereinzelt sind mafische Lagen zu beobachten, die als Gänge interpretiert werden und die auf eine frühe Extension am Westrand des Baltischen Schildes und auf einen passiven Kontinentalrand hinweisen. So lassen sich für die klastischen Anteile des Mittleren Allochthons fluviatile bis flachmarine Sedimentationsbedingungen rekonstruieren, die sowohl eine küsten- als auch schelfnahe Sedimentation nahelegen.

In der vorliegenden Arbeit wurden die tektonischen Abläufe während des Deckentransportes und die metamorphe Entwicklung des Mittleren Allochthons erarbeitet, wobei auf die Erarbeitung der Abfolge des komplizierten Deformationsstils und die Veränderungen der PT-Bedingungen im Laufe der tektonischen Entwicklung besonders Wert gelegt wird.

Die unterschiedliche metamorphe Überprägung der einzelnen Deckenkomplexe war für die Abgrenzung der einzelnen Einheiten und für die Rekonstruktion des Deformationsablaufes wichtig. Das Mittlere Allochthon unterlag regionalmetamorphem, Grünschiefer- bis Amphibolith-faziellen Bedingungen.

Es wurde für das Mittlere Allochthon ein Höchststand der PT-Bedingungen von 500°C und von ca. 5 kb ermittelt, wobei die metamorphe Überprägung im Top der Decken-Einheit deutlich höher war. Generell war im Mittleren Allochthon von Ost nach West ein Anstieg der PT-Bedingungen zu verzeichnen.

Die vertikale Zunahme des Metamorphosegrades läßt sich mit dem Kontakt zum heißeren Oberen Allochthon und mit der intensiven tektonischen Beanspruchung im Top des Mittleren Allochthons durch die Überführung der überlagernden Einheit erklären, während der laterale Anstieg nach Westen der Geometrie des orogenen Keiles entspricht.

Vier Deformationsabschnitte D<sub>1</sub> bis D<sub>4</sub> konnten unterschieden werden.

So belegt D<sub>1</sub> die Überführung durch das Obere Allochthon, wobei es zur Ausbildung eines isoklinalen Faltenbaues kam. Während D<sub>2</sub> wurde das gesamte Mittlere Allochthon als „Gleitbahn“ benutzt und es bildeten sich Duplex-Strukturen aus. In der Übergangsphase von D<sub>2</sub> zu D<sub>3</sub> vollzog sich der Höchststand der metamorphen Überprägung im Mittleren Allochthon. Im Deformationsabschnitt D<sub>3</sub> kam es zu einer weiteren Einengung und zur Entwicklung eines Syn- und Antiklinal-Baues. Während dieses Deformationsabschnittes wurden leicht abnehmende PT-Bedingungen beobachtet. Eine fortschreitende Einengung verursachte D<sub>4</sub> und ist als passive roof thrust und als eine damit gleichzeitig ablaufende passive roof folding zu interpretieren. Gleichzeitig kam es in den tektonischen Fenstern zur Ausbildung von out-of-sequence backthrusts.

Alle Deformationsabschnitte zeigen ausschließlich auf Kompression beruhende Deformationserscheinungen.

Die metamorphe Entwicklung, die sich während der vier Deformationsabschnitte ausbildete, deutet sowohl auf eine starke Erosionstätigkeit im Top des orogenen Keiles als auch auf ein Zergleiten ebenfalls im Top des überkritischen Keiles hin.

Der Deformationsstil und die metamorphe Entwicklung werden durch dieses Modell erklärt und anhand der Geometrie eines orogenen Keiles interpretiert.

### ***Abstract***

The Scandinavian Caledonides extend in a northnortheast-southsouthwest early direction over a length of about 1800 km. The orogen has formed as the result of the collision between Laurentia and Baltica during the closure of the Iapetus-Ocean in late Silurian time.

The convergence produced an orogenic wedge, a model, which implies the transport of a wedge-shaped stack of material over a solid base. This wedge was produced by stacking of sedimentary units. If the relationship of length to thickness exceeds a critical rate within the wedge, gravitative sliding becomes possible.

The Scandinavian Caledonides are divided in four nappe-units: Lower, Middle, Upper, and Uppermost Allochthon. The Middle Allochthon has formed the base of the thick nappe complexes of the Upper and Uppermost Allochthon which have been transported over a long

distance. The Middle Allochthon is exposed along the length of the Caledonides in a nearly continuous narrow belt.

The Middle Allochthon is exposed within the area of investigation at the eastern margin of the Caledonides and in tectonic windows in the central part of the orogen. The areas at Borgafjäll and the antiformal structures of the Hetenjaure-, Fjällfjäll- und Børgefjell-windows in the provinces Västerbotten, Jämtland and adjacent parts of Norway have been investigated in more detail.

The lithological composition of the Middle Allochthon consists mainly of psammitic intensively mylonitized rocks. Felsic and mafic crystalline and mylonitic slabs have been emplaced as thrust slices in at the top of the nappe complex. Particularly mafic layers, interpreted as veins, are visible and indicate early extension at the western margin of the Baltic Schild and a passive continental margin. It's possible to reconstruct fluvial to shallow marine conditions of sedimentation for the clastic units of the Middle Allochthons, which suggest both coastal and shelf sedimentation.

This work investigates the tectonic processes during the transport of the nappes and the metamorphic evolution of the Middle Allochthon, and looking for a sequence of the complex style of deformation and the changes of PT-conditions in the different tectonic units.

The different metamorphic grades of the nappe complexes allow the distinction of the individual units and the reconstruction of a time sequence of deformation. The Middle Allochthon has undergone regional metamorphic greenschist- to amphibolite-facies conditions.

For the Middle Allochthon high level PT-conditions were determined with temperatures at 500°C and about 5 kb pressure. The metamorphic conditions in the top of the nappe was clearly higher. Generally, the PT-conditions in the Middle Allochthon show an increase from east to west.

The vertical increase of the metamorphic grades suggest the contact to the hotter Upper Allochthon and intensive tectonic stress in the top of the Middle Allochthon through overriding units. The lateral increase of the PT-conditions to the west corresponds to the geometry of the orogenic wedge.

Four deformational phases (D1 to D4) have been recognised.

D1 illustrates the overriding of the Upper Allochthon, during which early isoclinal folding and development of the foliation took place. D2 leads to mylonite formation under the same metamorphic conditions as D1 and the development of the present duplex geometry of the Middle Allochthon. The whole Middle Allochthon acted as a slip detachment. From D2 to D3 the highest metamorphic grade in the Middle Allochthon developed. During D3, additional compression lead to the formation of synclines and anticlines. For this step of deformation a small decrease of PT-conditions has been observed. Continuing tectonic compression resulted in the deformational phase D4 and caused a passive roof thrust accompanied by passive roof folding. Simultaneously out-of-sequence backthrusts were developed in the tectonic windows.

All deformational events show compressional deformation only.

The metamorphic history during the four phases of deformation, suggest very effective erosion of the top of the orogenic wedge and a gravitative fragmentation of the top of the critical wedge.

The stile of deformation and the metamorphic evolution can be explained by such a model and by the geometry of the orogenic wedge.

## Inhalt

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>6</b>
1.1	Geographische Lage und Beschreibung des Arbeitsgebietes .....	6
1.2	Quartäre Überprägung des Arbeitsgebietes .....	7
1.3	Forschungsgeschichte .....	8
<b>2</b>	<b>Arbeitsmethoden</b>	<b>8</b>
<b>3</b>	<b>Regionaler Rahmen - Skandinavische Kaledoniden</b>	<b>9</b>
3.1	Autochthon .....	11
3.1.1	Kristallines Basement .....	11
3.1.2	Sedimenthülle .....	11
3.2	Unteres Allochthon .....	11
3.3	Mittleres Allochthon .....	12
3.4	Oberes Allochthon .....	13
3.5	Oberstes Allochthon .....	13
<b>4</b>	<b>Mittleres Allochthon (Allgemein und nach Untersuchungsgebieten getrennt)</b>	<b>14</b>
4.1	Stellung des Mittleren Allochthons in den Kaledoniden in Norwegen und Schweden..	14
4.2	Stellung des Mittleren Allochthons im Arbeitsgebiet .....	15
4.2.1	Ostrand der Kaledoniden bei Borgafjäll .....	16
4.2.2	Hetenjaure-Fenster .....	16
4.2.3	Børgfjell-Fenster .....	19
4.2.4	Fjällfjäll-Fenster .....	20
4.2.4.1	Profil südlich des Durrenjaure.....	22
4.2.4.2	Ostrand des Fjällfjäll-Fensters am Ransarån .....	23
<b>5</b>	<b>Lithologie, Metamorphose und strukturelle Elemente im Mittleren Allochthon</b>	<b>26</b>
5.1	Ostrand der Kaledoniden bei Borgafjäll .....	26
5.1.1	Gärdsjön-Quarzite im Top des Unteren Allochthons .....	26
5.1.2	Grünschiefer .....	27
5.1.2.1	Aktinolith-Epidot-Chlorit-Schiefer .....	27
5.2	Hetenjaure-Fenster .....	28
5.2.1	Quarzite .....	28
5.2.2	Meta-Arkosen .....	29
5.2.2.1	Mafische Gänge in der Meta-Arkose .....	30
5.2.3	Kristallin (Augengneis) .....	30
5.2.4	Amphibolite im Top des Hetenjaure-Fensters .....	31
5.2.5	Mylonite .....	32
5.2.6	Seve-Gesteine an der Basis des Oberen Allochthons .....	32
5.2.6.1	Meta-Sedimente der Seve-Decke .....	33
5.2.6.2	Amphibolite der Seve-Decke.....	33
5.3	Børgfjell-Fenster (Ostrand bei Orrevandet) .....	34
5.3.1	Kristallin des Børgfjell-Fensters .....	34
5.3.2	Meta-Arkosen .....	35
5.3.3	Quarzite .....	35
5.3.4	Mylonite.....	36
5.3.5	Köli-Einheiten an der Basis des Oberen Allochthons .....	36

5.4	Fjällfjäll-Fenster am Ransarån und am Durrenpiken .....	36
5.4.1	Meta-Arkosen .....	37
5.4.2	Turmalin-führende Meta-Arkosen .....	37
5.4.3	Mylonite .....	38
5.4.4	Gesteine an der Basis des Oberen Allochthons .....	38
5.4.4.1	Mylonite der Seve-Decke .....	38
5.4.4.2	Biotit-Phyllite der Köli-Decke .....	39
5.4.4.3	Syenite.....	39
<b>6</b>	<b>Metamorphose im Arbeitsgebiet</b>	<b>41</b>
6.1	Metamorphose im Unteren Allochthon .....	41
6.1.1	Metamorphose im Unteren Allochthon bei Borgafjäll .....	41
6.1.2	Metamorphose im Unteren Allochthon im Børgfjell-Fenster .....	41
6.2	Metamorphose im Mittleren Allochthon .....	42
6.3	Metamorphose im Oberen Allochthon.....	43
6.4	Zusammenfassung der Ergebnisse der metamorphen Entwicklung im Mittleren Allochthon .....	43
<b>7</b>	<b>Gefüge und strukturelle Entwicklung des Mittleren Allochthons im Arbeitsgebiet</b>	<b>46</b>
7.1	Gefüge der unterschiedlich deformierten Bereiche des Mittleren Allochthons .....	46
7.1.1	Makro-Gefüge .....	46
7.1.2	Mikro-Gefüge .....	51
7.1.3	REM-Gefüge .....	57
7.1.4	Strain-Analyse .....	58
7.2	Deformation: Ergebnisse der strukturellen Entwicklung des Mittleren Allochthons im Arbeitsgebiet und in den angrenzenden allochthonen Einheiten.....	59
7.2.1	Deformation D <sub>1</sub> .....	60
7.2.2	Deformation D <sub>2</sub> .....	60
7.2.3	Deformation D <sub>3</sub> .....	60
7.2.4	Deformation D <sub>4</sub> .....	61
<b>8</b>	<b>Lithologische Interpretation der allochthonen Einheiten im Arbeitsgebiet und deren paläogeographische Lage vor dem Deckentransport</b>	<b>63</b>
8.1	Lithologie des Unteren Allochthons .....	63
8.2	Lithologie des Mittleren Allochthons .....	63
8.3	Lithologie des Oberen Allochthons .....	65
<b>9</b>	<b>Modell des Deckentransportes des Mittleren Allochthon im Arbeitsgebiet</b>	<b>66</b>
	<b>Literatur</b>	<b>71</b>
	<b>Anhang:</b>	
	Fototafeln I - VI .....	76
	Probenlokalitäten I - V.....	88
	Probenkarten I - V.....	95

# 1 Einleitung

Großräumige Deckenbewegungen, die in Verbindung mit Orogengürteln stehen, sind weltweit bekannt.

In den letzten Jahren hat sich die Ansicht immer mehr verfestigt, daß große Orogene wie das kaledonische Gebirge in Skandinavien in Form von orogenen Keilen transportiert und deformiert wurden (z.B. DAHLEN et al. 1983; PLATT 1986).

Nach diesem Modell werden bei Platten-Konvergenz und -Kollision flache, keilförmige Gesteinsstapel, die bei der Bewegung tektonisch deformiert werden, auf einer stabilen Unterlage transportiert. Überschreitet das Verhältnis aus Länge und Dicke dieses Keiles einen „kritischen“ Wert, kommt es im Keil selbst zu gravitativen Gleitvorgängen.

Dieser orogene Keil wurde in Skandinavien von den Decken des Unteren, Mittleren, Oberen und Obersten Allochthons aufgebaut, wobei das Mittlere Allochthon als Basis der weittransportierten und mächtigen Einheiten des Oberen und Obersten Allochthons angesehen wird.

Unebenheiten, bedingt durch die eher schwache Morphologie des Baltischen Schildes (Peneplain) oder durch Brüche (Abschiebungen) am Kontinentalrand wurden längs einer mehr oder weniger ebenen Fläche (Decollement) abgeschert (GAYER et al. 1989).

Moderne, deckentektonische Kenntnisse legen nahe, daß antiforme Strukturen in Gebirgen, die aus allochthonen Einheiten aufgebaut sind, durch Aufstapelung tieferer Deckeneinheiten (antiformal stacking) und passive Auffaltung der höheren Decken (passive roof folding) entstehen (BOYER & ELLIOT 1982; HOSSACK & COOPER 1986). Dies steht im Gegensatz zu älteren Auffassungen (z.B. GEE 1975; RAMBERG 1966).

Die stark erodierten Kaledoniden bieten gute Voraussetzungen, allochthone Einheiten zu bearbeiten. Besonderes Augenmerk wurde in dieser Arbeit auf das Mittlere Allochthon in Nord-Schweden in den Provinzen Jämtland und Västerbotten gelegt, wo es am östlichen Rand der Kaledoniden bei Borgafjäll und weiter westlich im Bereich der Grenze zu Norwegen in antiformen Strukturen in Fensterposition aufgeschlossen ist.

Die Arbeit soll dazu beitragen, mechanische Abläufe weitreichender Deckentransporte von Gesteinseinheiten, die wenige Kilometer mächtig sind, zu rekonstruieren und zu interpretieren. Außerdem werden die PT-Bedingungen, die während des Deckentransportes herrschten, näher untersucht.

Ziel der Arbeit ist es, Struktur- und Metamorphose-Daten zusammenfassend darzustellen und ein Modell für die tektonische Entwicklung des Mittleren Allochthons in diesem Bereich zu erarbeiten und zu diskutieren.

## 1.1 Geographische Lage und Beschreibung des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet liegt in Nord-Skandinavien (in Norwegen und Schweden), der größere Teil in Schweden in den Provinzen Västerbotten und Jämtland und der kleinere Teil in Norwegen in der Provinz Røyrvik zwischen 14°04' und 15°25' östlicher Länge und 64°43' und 65°16' nördlicher Breite.

Das Gebiet ist äußerst dünn besiedelt. Eine forstwirtschaftliche Nutzung ist nur in Bereichen unterhalb 450 müNN möglich. In höheren Lagen wird eine intensive Rentier-Haltung praktiziert.

Das in dieser Arbeit näher untersuchte Gebiet konzentrierte sich im wesentlichen auf vier Teilbereiche:

- auf den Südosten des Borgefjell-Fenster,
- auf den Süden und den mittleren Teil des Fjällfjäll-Fensters,
- auf das gesamte Hetenjaure-Fenster und
- auf den Ostrand der Kaledoniden bei Borgafjäll (Abb. 1.1).

Die höchste Erhebung bildet der Durrenpiken im südlichen Teil des Fjällfjäll-Fensters mit 1254 müNN. Der tiefste Punkt liegt mit ca. 470 müNN westlich von Risbäck.

Die Morphologie dieses Raumes wurde im Quartär glazial stark überprägt, was sich in groß angelegten, Nordnordwest-Südsüdost verlaufenden nach Südsüdost entwässernden Tälern und verschiedenen, glazialen Formen widerspiegelt (Kap. 1.2).

Die Aufschlußverhältnisse sind in den steileren Bereichen und vor allem über der Baumgrenze hervorragend. In Flußniederungen wie z.B. im östlichen Teil des Hetenjaure-Fensters sind sie durch Schuttmaterial und holozäne Moorbildungen äußerst schlecht.

Durch das Arbeitsgebiet führt nur eine Straße von Vilhelmina kommend durch Saxnäs, Klimpfjäll, Stekenjokk nach Stora Blåsjö. Eine zweite Straße, von Dorotea kommend, endet wenige Kilometer westlich von Borgafjäll.

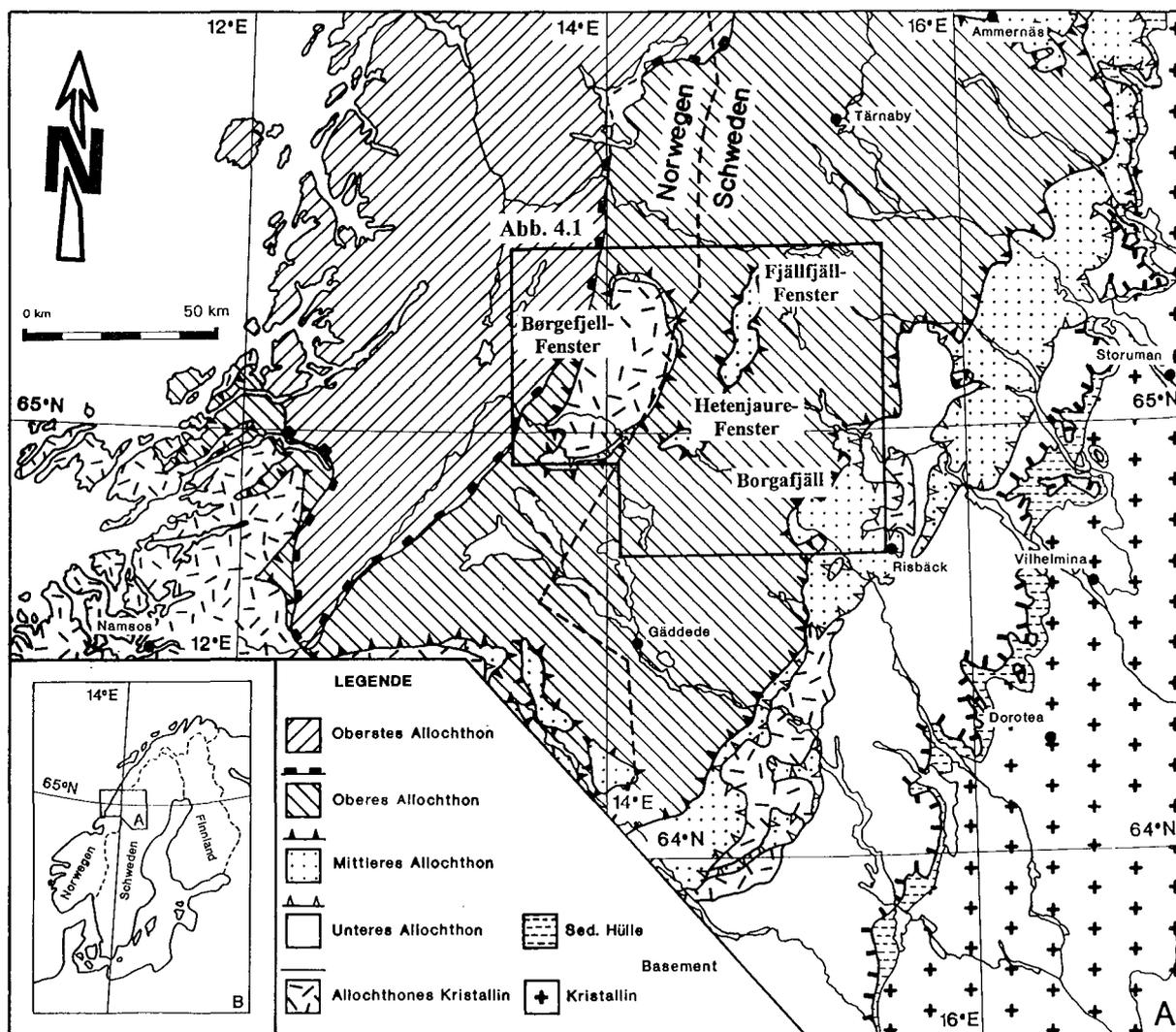


Abb. 1.1

Geologische Übersichtskarte des zentralen Teiles der Skandinavischen Kaledoniden sowie geographische Lage des Arbeitsgebietes (Übersicht s. links unten). Vereinfacht nach GEE et al. (1985).

Das Arbeitsgebiet (Abb. 4.1) ist umrahmt.

Fig. 1.1

General geological map of the central part of the Scandinavian Caledonides. Inset map shows the geographic position of the area investigation (Fig. 4.1), simplified from GEE et al. (1985).

## 1.2 Quartäre Überprägung des Arbeitsgebietes

Das gesamte Arbeitsgebiet befindet sich in einem glazial überformten, subarktischen Gebiet, das von mehreren Eiszeiten während des Pleistozäns geformt wurde. Die heute sichtbaren Glazialakkumulationen stammen jedoch alle aus der letzten Eiszeit (Würm bzw. Weichsel), die alle vorhergehenden Akkumulations- und Erosionsformen überformt oder ausgeräumt haben dürfte. Dabei spielte vor allem die flächenhafte Glazialerosion, ausgelöst durch den Skandinavischen Eisschild, eine bedeutende, überprägende Rolle.

Es lassen sich im Luftbild zwei Phasen einer glazialen Überprägung erkennen:

1. Die erste Phase, die vermutlich während der Würmeiszeit der Hauptdrainagerichtung folgte, ist durch trogförmige Täler in ost-südöstlicher Richtung gekennzeichnet. Diese Täler sind im Holozän mit z.T. mehrere 10er Meter mächtigem Kolluvium verfüllt worden.
2. Nach dem Abschmelzen großer Teile des Skandinavischen Eisschildes zerfielen die Eismassen in mehrere kleinere Eiszentren, die wahrscheinlich im Bereich der Wasserscheide zwischen Atlantik und Bottnischem

Meerbusen lagen. Sie repräsentieren die zweite Phase. Eines dieser Zentren muß westlich des Arbeitsgebietes im Bereich der Schwedisch-Norwegischen Grenze gelegen haben, was sich an gut ausgeprägten bis zu mehreren 100 Meter langen Drumlins zeigt. Diese Drumlins sind radial angeordnet und mit wachsender Entfernung von ihrem hypotetischen Schnittpunkt deutlicher ausgebildet. Während dieser Phase kam es zur Ausbildung kleiner, stark eingetiefter, sekundärer Tälchen und zu linear ausgebildeten Abrasionsrinnen, die sich z.T. mehrere Meter tief canyonartig eingeschnitten haben (Olvmo 1992). Mehrere Kilometer lange Esker, wie z.B. südöstlich des Hetenjaure, sind als glaziale Überreste der letzten Vereisungsphase zu beobachten. Vereinzelt lassen sich auch sog. „whalebacks“, glatt geschliffene, abgerundete Felsen erkennen, die eine intensive, glaziale Überprägung und Transportrichtung des Eises verdeutlichen.

### 1.3 Forschungsgeschichte

TÖRNEBOHM beschrieb für die Skandinavischen Kaledoniden 1888 als erster mögliche Mechanismen für einen aus mindestens 100 km Entfernung kommenden Deckentransport. Diese Überlegungen wurden von HÖGBOM (1910) untermauert. 1936 begann KULLING mit einer detaillierten Aufnahme in den Provinzen Västerbotten und Jämtland, wobei er 1942 eine Interpretation für ein Gebiet von rund 7000 km<sup>2</sup> publizierte. KULLING verarbeitete 1955 deckentektonische Aspekte, die er in diesem Gebiet für die Orogenese der Kaledoniden heranzog.

Detaillierte Arbeiten über das Arbeitsgebiet erschienen 1964 und 1969, publiziert von ZACHRISSON über die Geologie des nördlichen Jämtlandes und des südlichen Västerbottens und ebenfalls von ZACHRISSON (1973) über den Seve-Köli-Deckenkomplex. Die autochthone oder „parautochthone“ Stellung des Kristallins im Børgfjell-Fenster (GREILING 1982) wird heute als Unteres Allochthon interpretiert (GAYER & GREILING 1989). GREILING bearbeitete in einer umfassenden Arbeit von 1985 das Mittlere Allochthon im östlichen Bereich der Kaledoniden bei Stalon.

In den letzten Jahren betreibt der Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) intensive Geländestudien und damit zusammenhängend eine Neuaufnahme Geologischer Karten im Maßstab 1:50 000, die weite Teile des Arbeitsgebietes abdecken.

An geologischen Karten für den Norwegischen Teil des Arbeitsgebietes wurden Kartenunterlagen im Maßstab 1 : 100 000 (GUSTAVSON 1973) und im Maßstab 1 : 10 000 (GREILING 1975) verwendet.

## 2 Arbeitsmethoden

Im nördlichen Teil der Provinz Jämtland, dem südlichen Teil der Provinz Västerbotten sowie bei Børgfjell in Norwegen wurden Teilbereiche detailliert aufgenommen und kartiert oder Vergleichsprofile erstellt.

Die im Gelände gemessenen strukturellen Daten (ca. 3000) wie Schicht-, Schieferungs- bzw. Foliationsflächen, Lineationen und b-Achsen wurden mit dem Programm „StereoNet“ (version 2.11, 1993 by PER IVAR STEINSUND) statistisch ausgewertet und interpretiert.

Die petrographische Auswertung erfolgte an Dünnschliffen, die hauptsächlich in XZ- und YZ-Richtung angefertigt wurden. Nur so war eine mikrotektonische Deutung sinnvoll und das Pro und Kontra für eine fundierte Strainanalyse abzuwägen. Unterstützt wurden die gefügeanalytischen Auswertungen unterschiedlich deformierter Gesteine durch rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen (REM) am Paläontologischen Institut in Erlangen, um Art, Intensität und Richtung der Deformation im  $\mu$ - Bereich besser untersuchen zu können.

An topographischen Kartenblättern wurden für Schweden die Karten (Maßstab 1 : 100 000) 22E, 22F und 23EF und für Norwegen (Maßstab 1 : 50 000) 1924 I und 1925 II verwendet.

Im Maßstab von 1 : 20 000 waren von weiten Bereichen des Arbeitsgebietes Flußnetz- und Wege-Karten des SGU vorhanden.

Von Teilbereichen der einzelnen Arbeitsgebiete lagen Luftbilder (Maßstab 1 : 30 000) vor, die vor der Geländearbeit strukturell interpretiert wurden. Diese Ergebnisse konnten so vor Ort kontrolliert werden.

Die Gebiete, für die Luftbilder vorlagen, wurden an Hand dieser Bilder kartiert, was in dem z.T. recht unwegsamen Gelände beim Auffinden und Lokalisieren von Aufschlüssen sehr hilfreich war.

### 3 Regionaler Rahmen - Skandinavische Kaledoniden

Anteile der Kaledoniden sind im westlichen Teil von Skandinavien zu finden, wobei sie sich auf ca. 1800 km entlang des nordwestlichen Randes des Baltischen Schildes erstrecken. Dieser westskandinavische Bereich stieg nach dem Rifting und der Trennung Grönlands von Eurasien auf, und es kam mit der Bildung ozeanischer Kruste und damit einhergehendem tertiärem sea-floor-spreading zur Ausbildung des Atlantischen Ozeans. Dieser Ozean trennte die „Nordatlantischen Kaledoniden“ in zwei Teile, ein Orogen, das eine Breite von ca. 1000 km hatte (GAYER 1985). Heute liegen weite Teile davon unter dem kontinentalen Schelf Ost-Grönlands und dem westlichen Teil der eurasischen Platte.

Die Gesteinsformationen der Nordatlantischen Kaledoniden entstanden im späten Präkambrium und frühen Paläozoikum durch vulkano-sedimentäre Abfolgen und Schelfablagerungen entlang kontinentaler Ränder, wobei es zur Ausbildung ozeanischer Kruste und magmatischer Bögen kam. Die Abfolge von Rifting und Konvergenz ist für die Deformation, die Metamorphose, den Aufbau von Inselbögen und die Obduktion von Ophioliten verantwortlich.

Die Kollision zwischen Laurentia und Baltika erfolgte nach GEE (1975) oder DALLMAYER (1988) in drei Phasen:

1. Die erste, die „Finnmarksche Phase“ beeinflusste überwiegend Nord-Norwegen. Hier kam es zwischen 510 und 400 Ma zur Kollision eines Mikrokontinents mit dem Baltischen Schild.
2. In einer zweiten Phase, der „Skandischen Orogenese“, kam es zwischen 430 und 400 Ma zur Hauptkollision während der Kaledonischen Orogenese und betraf in erster Linie die Zentralen Kaledoniden (Abb. 3.1).
3. Die dritte Phase wirkte sich ausschließlich in Süd-Norwegen aus und wird ins späte Devon gestellt.

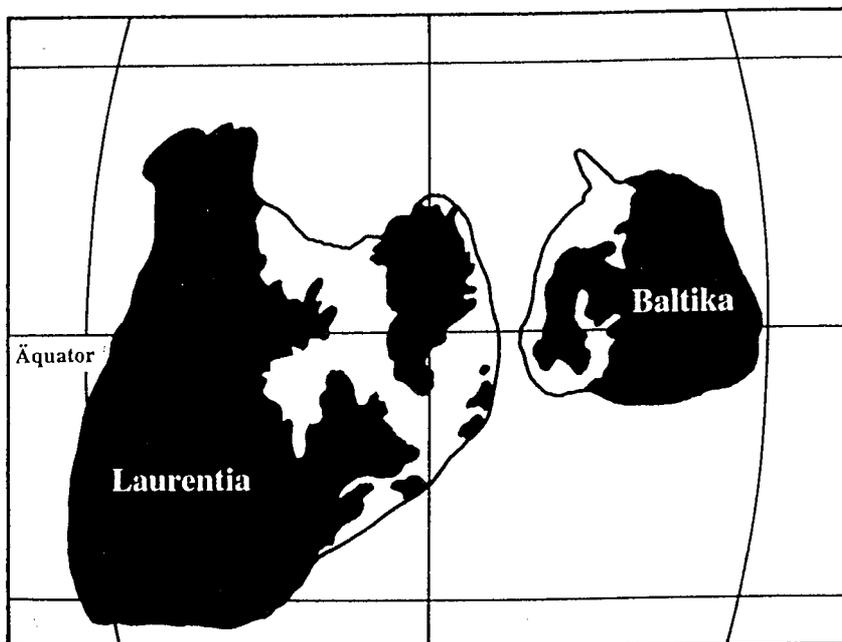


Abb. 3.1

Paläogeographische Rekonstruktion des Mittleren Silurs.

Dargestellt sind die plattentektonischen Positionen Laurentias und Balticas, vereinfacht nach TRENCH & TORSVIK (1992).

Fig. 3.1

Paleogeographic reconstruction of the Middle Silurian.

The platetectonic position of Laurentia and Baltica is simplified after TRENCH & TORSVIK (1992).

So hatten in den Zentralen Kaledoniden Skandinaviens die tektonischen Vorgänge im Mittleren bis ausgehenden Silur ihren Höhepunkt. Es kam zu einer Hebung des Orogens, aus der eine starke Erosion resultierte, was zur Ablagerung fluvialer Sedimente und Konglomerate in intra- und extramontanen Becken führte. Diese Sedimentation hielt bis ins Devon an.

Am östlichen Rand Grönlands sind die kaledonischen Strukturen durch eine weit ausgedehnte, nach Westen gerichtete Deckentektonik charakterisiert. Die skandinavischen Kaledoniden zeigen einen sehr ähnlichen Baustil, nur daß die Überschiebungen der einzelnen allochthonen Einheiten nach Osten auf den Baltischen Schild gerichtet sind.

Zuerst soll eine kurze Übersicht der Kaledoniden in Schweden und Norwegen in tektonostratigraphischer Folge (vgl. Tab. 3.1) nach GEE & ZACHRISSON (1979) erfolgen.

Das Autochthon und die großen, tektonischen Einheiten werden in den Kapiteln 3.1 bis 3.5 beschrieben.

Tab. 3.1

Tektonostratigraphische Gliederung der Kaledoniden in Västerbotten und Jämtland (N-Schweden).  
Modifiziert nach GREILING 1985.

Tab. 3.1

Tectonostratigraphic subdivision of the Västerbotten and Jämtland Caledonides (N-Sweden).  
Modified after GREILING 1985.

Großeinheiten der Skand. Kaledoniden n. Roberts et al. 1981	Kulling 1972		Gee & Zachrisson 1979	Roberts et al. 1981
Oberstes Allochthon	Rödingsfjället-Decke		Rödingsfjället-Decke	Rödingsfjället-Decke
Oberes Allochthon	Haupt-Seve-Decke	Seve-Köli-Komplex	Köli-Decken Seve-Decken Särv-Decke	Köli-Decken Seve-Decken
Mittleres Allochthon		Särv-Komplex Stalon-Komplex Granitmylonit-Komplex	Offerdal-Decke/ Stalon-Decke	Särv-Decke Offerdal-Decke
Unteres Allochthon	Blaik-Deckenkomplex		lokale Einheiten nicht benannt	
Parautochthon/ Autochthon	(Baltischer Schild)			

**Autochthon** Kap. 3.1 kristallines Grundgebirge (Basement) mit einer dünnen kambrosilurischen Sedimentauflage klastischer und karbonatischer Gesteine (Plattform-sedimente).

**Unteres Allochthon** Kap. 3.2 ähnliche Sedimente wie im Mittleren Allochthon, enthält ebenfalls Anteile von kristallinen Gesteinen.

**Mittleres Allochthon** Kap. 3.3 überwiegend klastische Sedimente (spätproterozoisch bis silurisch) mit vereinzelt Schuppen aus kristallinem Material, tektonisch stark beansprucht.

**Oberes Allochthon** Kap. 3.4 Ozeanboden und Inselbogenmaterial mit frühkaledonischen Magmatiten (terrane), enthält kaledonisch überprägte, kristalline Anteile (Basement Gesteine).

**Oberstes Allochthon** Kap. 3.5 kontinentales Krustenmaterial, Migmatite, Schiefer, Marmore und untergeordnet Amphibolite.

### 3.1 Autochthon

Autochthone Einheiten sind im Gebiet von Jämtland und Västerbotten östlich der Kaledoniden aufgeschlossen. Es handelt sich in erster Linie um kristallines präkambrisches Grundgebirge, das von einer dünnen Hülle kambrischer und lokal ordovizischer Sedimente überlagert wird.

#### 3.1.1 Kristallines Basement

Das östlich der Kaledoniden aufgeschlossene präkaledonische und kristalline Grundgebirge des Baltischen Schildes setzt sich hauptsächlich aus svekofennischem Revsund-Granit (Alter 1.7 - 1.8 Mrd) und Gneisen (PRIEM et al. 1967) zusammen. Im südlichen Jämtland stehen spät- oder postsvekofennische vulkanische Gesteine an (LUNDQUIST 1979).

Weiter westlich ist in den Kaledoniden parautochthones oder allochthones Grundgebirgsmaterial in tektonischen Fenstern aufgeschlossen.

#### 3.1.2 Sedimenthülle

Im späten Präkambrium kam es durch intensive Erosion zur Ausbildung der baltoskandischen Plattform (Peneplain). Während der Wende Präkambrium - Paläozoikum lagerten sich Sedimente ab, wobei die Plattform während der beginnenden Beckenbildung des Iapetus im südlichen Bereich stabil blieb, was zu einer nur dünnen Sedimentauflage führte. Im westlichen Teil des Baltischen Schildes und westlich des Kratons kam es zur Ablagerung von fluvialen und flachmarinen Sandsteinen und Konglomeraten.

Die autochthone sedimentäre Auflage ist heute zum einen unter der basalen Überschiebungsbahn der Kaledoniden in einer Mächtigkeit von wenigen 10er m (lokal bis zu 100 m) erhalten, zum anderen aber auch vereinzelt in geringmächtigen Lagen zwischen Duplex-ähnlichen Stapeln des Unteren Allochthons eingeschuppt (GEE et al. 1978).

Die Sedimente setzen sich aus unterkambrischen Sandsteinen und mittel- bis oberkambrischen Schiefen (Alaun-Schiefen) zusammen, wobei letztere den Hauptabscherhorizont, das „detachment“, für das Untere Allochthon der Kaledoniden bildeten.

### 3.2 Unteres Allochthon

Das Untere Allochthon in Västerbotten ist durch den Blaik-Deckenkomplex (KULLING 1942) repräsentiert und mit den Decken des Unteren Allochthons in Jämtland korrelierbar (GEE & ZACHRISSON 1979), wobei sowohl der Blaik-Deckenkomplex als auch die Decken in Jämtland aus der Schichtenfolge der Jämtland-Supergruppe aufgebaut werden.

Diese Gesteine bestehen in ihrem unteren Teil aus grobklastischen bis pelitischen Sedimenten, die eine Mächtigkeit von mehreren 100 m erreichen können. Überlagert wird das Material von lokal bis zu 100 m mächtig werdenden Dolomiten (GEE & ZACHRISSON 1979).

Diese Folge von Gesteinen wird als Risbäck-Gruppe bezeichnet und entspricht dem oberem Präkambrium. Sie wird von Tilliten und Warvenschiefern überlagert, die der varangisch/vendischen Långmarkberg-Formation angehören.

Darüber folgt die Gärdsjön-Formation, die wieder aus grobklastischen bis pelitischen Sandsteinen aufgebaut und stratigraphisch vendisch bis unterkambrisch ist. Die Gärdsjön-Formation ist ca. 300 m mächtig und in ihrem mittleren Bereich von einem charakteristischen Horizont grüner und roter Schiefer durchzogen.

Långmarkberg- und Gärdsjön-Formation werden als Sjøutälven-Gruppe zusammengefaßt.

Das Untere Allochthon ist am Ostrand der Kaledoniden an seiner Basis durch eine Überschiebungsbahn begrenzt, die mit ca. 1° bis 2° nach Westen einfällt, im Bereich nördlich Vilhelmina sogar mit nur 0.5° (Bierlein & Greiling 1993).

Die in tektonischen Fenstern anstehenden Gesteine des Grundgebirges werden in neuester Zeit zum Unteren Allochthon gerechnet (GREILING & GAYER 1989).

Die Gesteine dieser Kristallin-Komplexe bestehen in erster Linie aus grobkörnigen Graniten, die mit dem svekofennischen Revsund-Granit vergleichbar sind (PRIEM et al 1967). Lokal sind jüngere Granodiorite, Quarzsyenite und kleinere amphibolitische Einschaltungen vorhanden (GREILING 1982).

Diese Gesteinskomplexe sind randlich kataklastisch deformiert, zeigen aber keine metamorphen Umwandlungen (GREILING 1982).

### 3.3 Mittleres Allochthon

Das Mittlere Allochthon ist aus klastischen Sedimenten des späten Präkambriums bis Silurs und aus eingeschuppten, zerscherten Einheiten, die sich aus präkambrischen Intrusiva und Gneisen (GEE et al. 1985) zusammensetzen, aufgebaut (Abb. 3.2).

Das Mittlere Allochthon diente in erster Linie als Gleithorizont für die darüberliegenden, mächtigen Deckenkomplexe. Dies führte zu einer starken Mylonitisierung im Mittleren Allochthon.

In Kapitel 4. wird näher auf die Stellung des Mittleren Allochthones in den Kaledoniden und speziell im Arbeitsgebiet eingegangen.

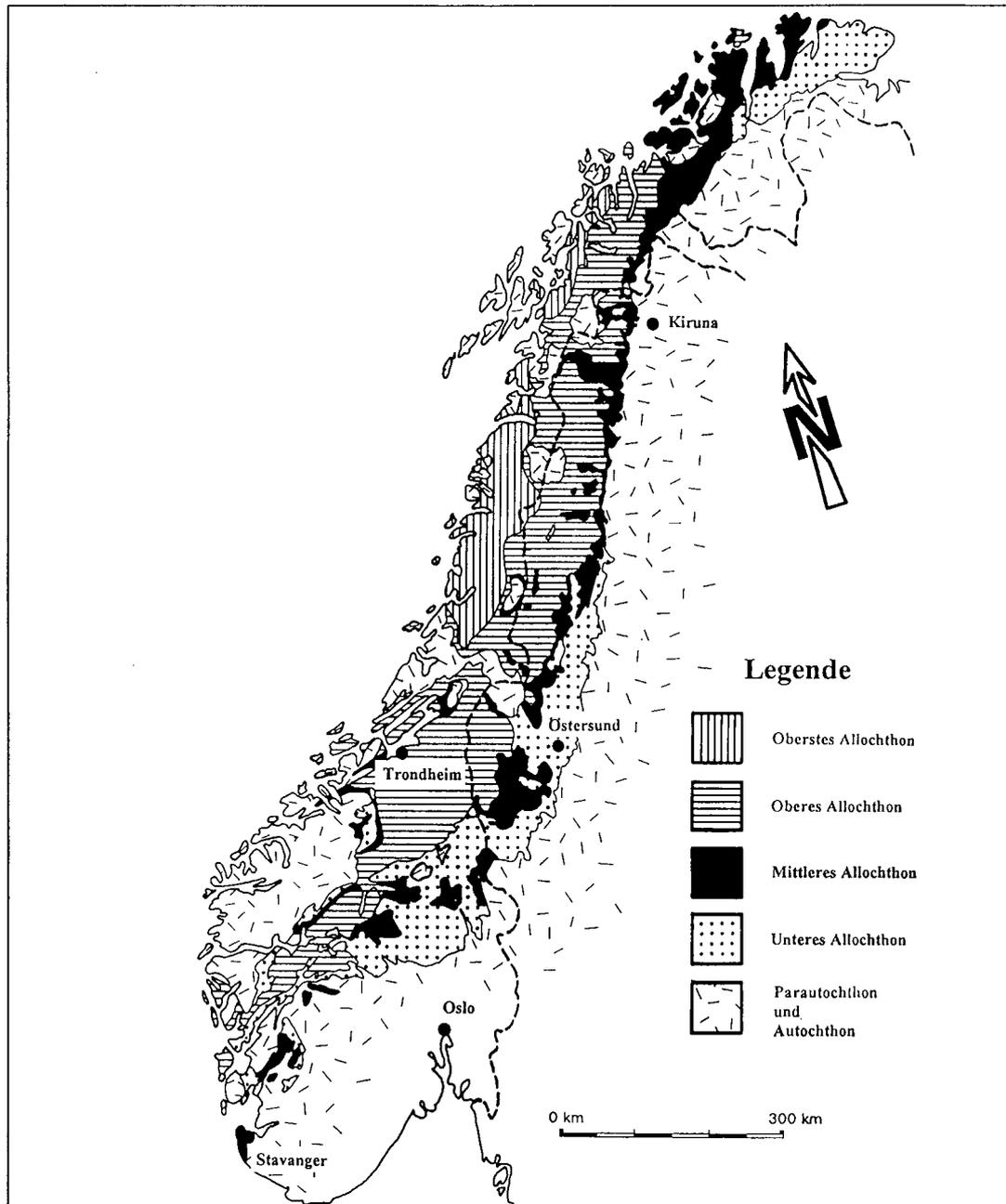


Abb. 3.2  
Tektonostratigraphische Abfolge der Kaledoniden Skandinaviens (Mittleres Allochthon in schwarz)  
(vereinfacht nach GEE et al. 1978).

Fig. 3.2  
Tectonostratigraphic sequence of the Scandinavian Caledonides, Middle Allochthon is shown in black  
(simplified from GEE et al. 1978).

### 3.4 Oberes Allochthon

Das Obere Allochthon setzt sich aus verschiedenen Deckeneinheiten zusammen, die mehrfach deformiert und metamorph überprägt sind.

Die Gesteinsformationen des Oberen Allochthons reichen vom Präkambrium bis in das Silur, wobei auch präkaledonische Anteile des Grundgebirges mit eingeschuppt sind.

Der Ablagerungs- und Entstehungsbereich der Einheiten des Oberen Allochthons lag zum einen auf dem Kontinentalrand zum anderen sind aber auch Inselbogen-Material und Anteile aus dem „back arc“-Bereich darin enthalten (GEE & ZACHRISSON 1979).

Das Obere Allochthon ist in Jämtland, Västerbotten und dem angrenzenden Norwegen hauptsächlich aus dem Seve-Köli-Deckenkomplex aufgebaut. Im unteren Teil, der Seve, ist das Material im unteren Amphibolit- bis in den Granulit-Bereich metamorphisiert und besteht aus Schiefen, Gneisen und Amphiboliten. Im oberen Teil, der Köli setzt sich das Gestein aus einer vulkanisch-sedimentären Abfolge zusammen, die grünschieferfaziell überprägt ist (GEE & ZACHRISSON 1979).

### 3.5 Oberstes Allochthon

Das Oberste Allochthon ist in den Kaledoniden durch amphibolitfaziell überprägte Decken aufgebaut (KULLING 1972; ROBERTS et al. 1985). Es ist westlich des Børgfjell-Fensters in Norwegen durch die Helgeland- und die Rödingsfjället-Decke repräsentiert.

Hauptsächlich setzt sich dieser vierte große Deckenkomplex aus psammitischen, pelitischen, kalkigen Schiefen und Gneisen zusammen, die untergeordnet Amphibolite, synorogene Gabbros und Granitoide enthalten (ROBERTS & GEE 1985).

Charakteristisch für das Oberste Allochthon sind weit zu verfolgende Schiefer, Konglomerate, dolomitische und kalzitische Marmore und lokal sedimentäre Eisenerze (STEPHENS et al. 1985), wobei auf die Entstehung der Erze nicht näher eingegangen wird.

Die Decken, bei denen es sich vermutlich um exotische Terranes handelt (bis zu zehn eigenständige Terranes konnten unterschieden werden) sind intern stark verfaltet. Andererseits soll es sich auch um Teile des obduzierten äußeren Randes des Kratons von Laurentia handeln (ROBERTS & GEE 1985).

## 4 Mittleres Allochthon

Das Mittlere Allochthon wird in den folgenden Kapiteln zuerst allgemein in Kap. 4.1 und dann nach Untersuchungsgebieten getrennt in Kap. 4.2 beschrieben.

### 4.1 Stellung des Mittleren Allochthons in den Kaledoniden in Norwegen und Schweden

Das Mittlere Allochthon verläuft parallel zum Streichen des Kaledonischen Gebirges in einem mehr oder weniger durchgehenden Nordnordost-Südsüdwest gerichteten Gürtel. Es überlagert Einheiten des Unteren Allochthons, wobei es selbst von Einheiten des Oberen Allochthons bedeckt wird. In Bezug auf die lithologische Vielfalt stellt es den wohl inhomogensten Deckenkomplex der Skandinavischen Kaledoniden dar (STRAND & KULLING 1972). Durch eine unterschiedliche metamorphe und strukturelle Entwicklung ist das Mittlere Allochthon vom Oberen - und Unteren Allochthon meist gut abzugrenzen. Lithologisch ist der Materialwechsel zum Oberen Allochthon deutlich, wogegen die Sedimentgesteine des Mittleren Allochthons denen des Unteren Allochthons z.T. sehr ähneln.

Im folgenden wird die laterale Verbreitung des Mittleren Allochthons am östlichen Rand der Kaledoniden von der Finnmark bis Süd-Schweden kurz beschrieben (Abb. 3.2).

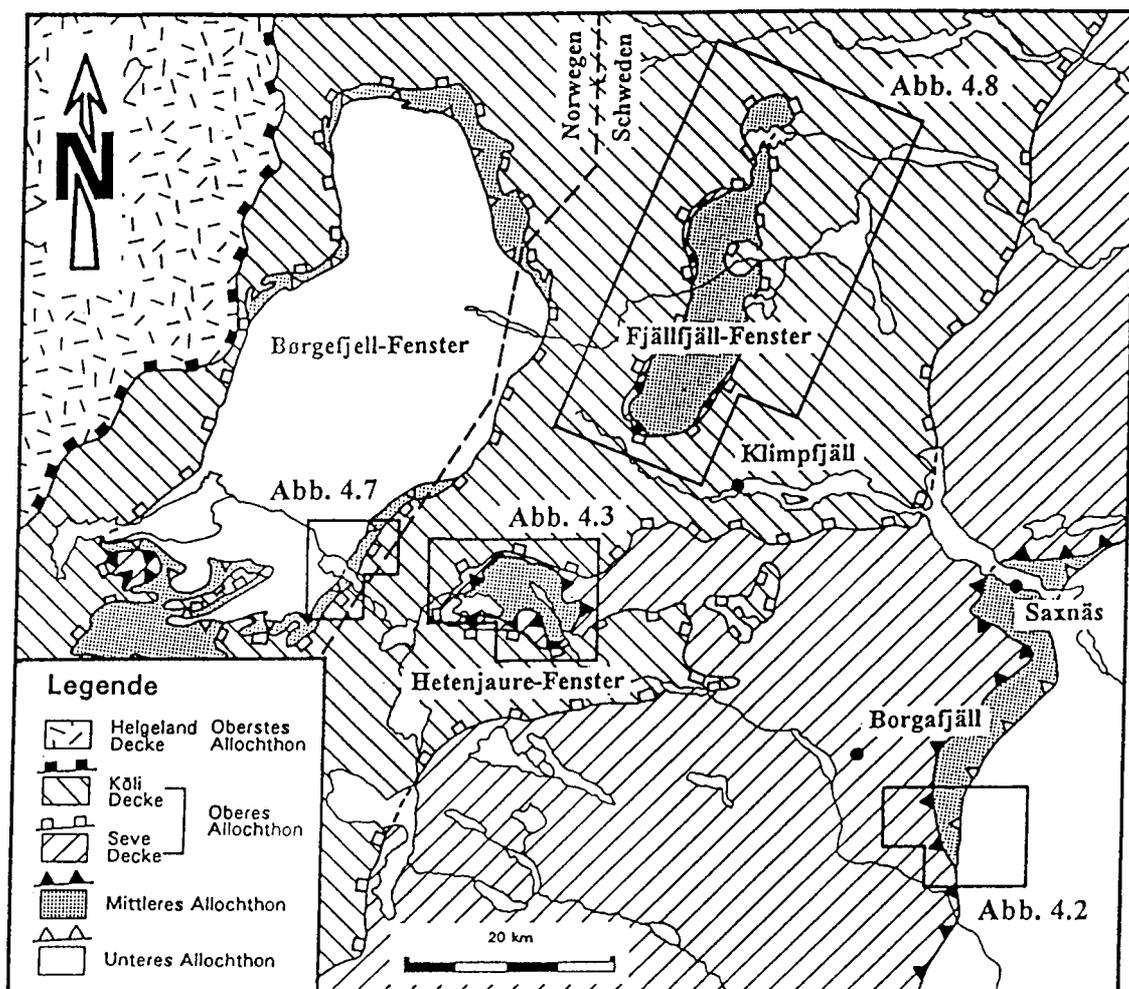


Abb. 4.1

Übersichtskarte des Arbeitsgebietes (s. Abb. 1.1). Dargestellt sind die tektonischen Einheiten und Deckengrenzen (vereinfacht nach GEE & STURT 1985). Die näher untersuchten Arbeitsgebiete sind umrahmt.

Fig. 4.1

Structural map of the areas of investigation compare Fig. 1.1 showing tectonic units and nappe boundaries (simplified from GEE & STURT 1985). Insetmaps show the investigated areas.

Das Mittlere Allochthon ist im Nordnorwegischen Teil durch den breit ausstreichenden Kalak-Deckenkomplex repräsentiert (RICE et. al. 1989). Nach Südwesten ist das Mittlere Allochthons durch unterbrochene oder schmaler anstehende, stark zerscherte Mylonite des Abisko-Komplexes (KULLING 1972) vertreten. Erst auf der Höhe des Akkajaure erreicht das Mittlere Allochthon in einer Nordwest-Südost streichenden Antiklinale wieder eine senkrecht zum Streichen der Kaledoniden größere Ausdehnung (BJÖRKLUND 1985). Nach Süden schließt in der Provinz Västerbotten der Stalon Deckenkomplex mit tektonisch stark deformierten Sedimenten und durchbewegtem Kristallin an (GREILING 1985). Weiter südlich folgt ein Bereich der Kaledoniden, der im Zuge der Geotraverse Trondheim-Östersund gut untersucht worden ist. Hier ist das Mittlere Allochthon durch die Sär-, Tännäs-Augengneis- und Offerdal-Decke vertreten (z.B. DYRELIUS et al. 1980).

Im südlichen Bereich des Kaledonidenostrandes ist durch das tiefere Erosionsniveau eine durchgehende Korrelation des Mittleren Allochthons nur schwer möglich. Das Mittlere Allochthon ist dort durch Deckeneinheiten wie die Valdres- und die Kvitvola-Decke repräsentiert (GEE & STURT 1985).

## 4.2 Stellung des Mittleren Allochthons im Arbeitsgebiet

In Västerbotten und Jämtland ist das Mittlere Allochthon in erster Linie am östlichen Rand der Kaledoniden mit dem Stalon-Deckenkomplex und der Sär-Einheit vertreten (Tab. 3.1).

Weiter westlich steht das Mittlere Allochthon, überlagert von Gesteinen des Oberen Allochthons, in isolierten Fenstern an (Abb. 4.1). In diesen Fenstern, dem Hetenjaure-Fenster, dem Fjällfjäll-Fenster und dem Børgfjell-Fenster (Tab. 4.1) ist das Mittlere Allochthon durch die Fjällfjäll-Arkose (ZACHRISSON 1979), oder aufgrund ihrer metamorphen Überprägung im folgenden als Fjällfjäll-Meta-Arkose bezeichnet, den Stalon-Deckenkomplex bzw. Gesteinen, die der Sär-Decke ähnlich sind (GREILING 1989), repräsentiert.

Die Gesteine des Mittleren Allochthons sind Grünschiefer- bis Amphibolit-faziell überprägt, wobei von Ost nach West ein leichtes Ansteigen der metamorphen Bedingungen (Kap. 6) ermittelt wurde. Am Ostrand unterscheiden sich die Gesteine des Unteren Allochthons, die nur anchimetamorph überprägt sind, wegen ihres sedimentären und meist gut erhaltenen Korngefüges in tektonisch weniger beanspruchten Bereichen gut von Einheiten des Mittleren Allochthons. Die Einheiten des Mittleren Allochthons hingegen sind in ihrer ganzen Mächtigkeit wesentlich intensiver deformiert, und zeigen, bedingt durch ihre komplexe Entwicklung bei der Orogenese der Kaledoniden, z.T. eine intensive Foliation, wobei im Top des Mittleren Allochthons bis zu 50 m mächtige Mylonite vorhanden sind. Zum Oberen Allochthon hin, den Seve- und Köli-Einheiten, ist ein deutlicher Metamorphosesprung ausgebildet, der bereits im Gelände gut sichtbar ist. Makroskopisch sind in Schiefen der Seve-Gesteine Biotite, große Hellglimmer und vor allem Granate zu erkennen, die im Mittleren Allochthon meist gar nicht oder nur unter dem Mikroskop zu sehen sind.

In den folgenden Kapiteln 4.2.1 - 4.2.4 wird auf Metamorphose und Deformation nur untergeordnet eingegangen. Aus Gründen der Übersichtlichkeit und Zusammengehörigkeit werden diese Themen in den Kapiteln 6 und 7 zusammenfassend behandelt.

Tab. 4.1 Tektonostratigraphie des Mittleren Allochthon in Västerbotten und Jämtland (Nord-Schweden) (modifiziert nach GREILING 1985).

Tab. 4.1 Tectonostratigraphy of the Middle Allochthon in Västerbotten and Jämtland (N-Sweden) (modified after GREILING 1985).

Großeinheiten der Skandinavischen Kaledoniden	Tektonische Fenster				Alter
	Børgfjell	Fjällfjäll	Hetenjaure	Ostrand der Kaledoniden	
Oberes Allochthon	Köli-Decke	Seve- und Köli-Decke	Seve-Decke	Seve-Decke	Präkambrium-Silur
Mittleres Allochthon	Fjällfjäll-Decke (Meta-Arkose) Rainesklumpen-Decke	Fjällfjäll-Decke (Meta-Arkose)	Fjällfjäll-Decke (Meta-Arkose) Hetenjaure-Metaquarzit	Sär-Decke Stalon-Decke	Präkambrium-Silur
Unteres Allochthon (Parautochthon)	Grundgebirge	—	—	Blak-Decke	Präkambrium-Kambrium
Autochthon	—	—	—	Grundgebirge (Baltischer Schild)	Präkambrium

#### 4.2.1 Ostrand der Kaledoniden bei Borgafjäll

Das Mittlere Allochthon, das am Ostrand der Kaledoniden in einem mehr oder weniger durchgehenden Streifen ansteht, ist im Arbeitsgebiet in einer Breite von ca. 1,7 km aufgeschlossen. Es wird zur Särv- bzw. Offerdal-Decke (KUMPULAINEN 1982) gerechnet.

Der bearbeitete Bereich befindet sich an der Straße Dorotea - Borgafjäll ca. 6 km östlich von Borgafjäll. Näher untersucht wurde ein Straßenprofil nördlich und östlich des Gubbsjöns und Uferaufschlüsse entlang der Flüsse Kvarnbäcken und Korpån bzw. am Nordostufer des Gubbsjön selbst (Abb. 4.2).

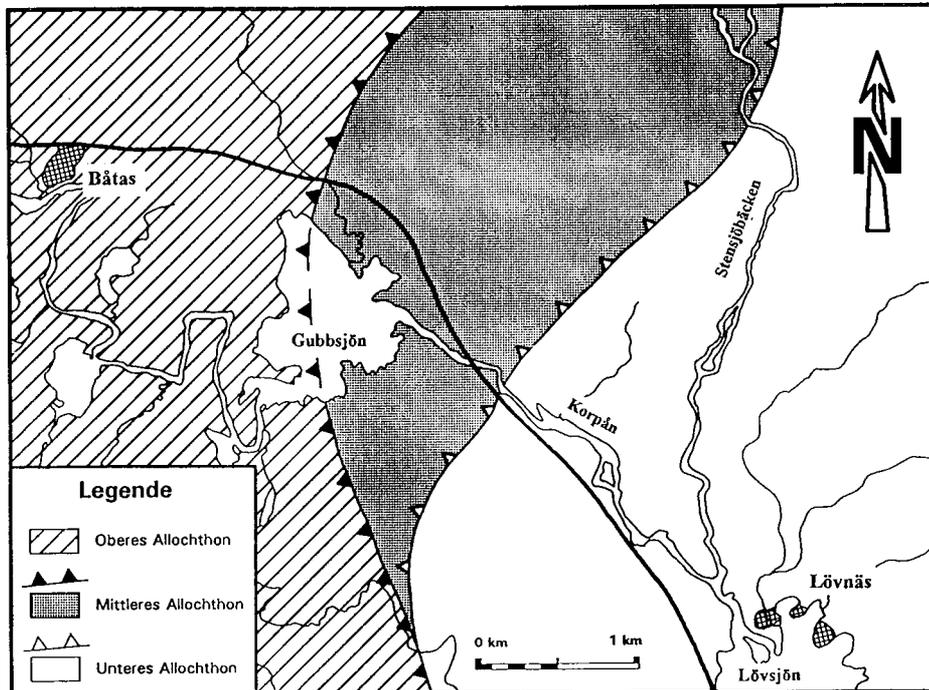


Abb. 4.2

Geologische Karte des E-Randes der Kaledoniden bei Borgafjäll (vereinfacht nach GEE & STURT 1985). Dargestellt ist die Einschuppung des Mittleren Allochthons in die hangenden und liegenden Deckenkomplexe.

Fig. 4.2

Geological map of the E-margin of the Caledonides at Borgafjäll (simplified after GEE & STURT 1985), illustrating the tectonic imbrication of the Middle Allochthon in the upper and lower nappe complexes.

#### 4.2.2 Hetenjaure-Fenster

Das Hetenjaure-Fenster (Abb. 4.3), das sich ca. 10 km südwestlich von Klimpfjäll und östlich der Straße Stekenjokk - Stora Blåsjön befindet, ist im Gelände als tiefer liegender Bereich gut zu erkennen. Es handelt sich um eine glazial tief ausgeräumte Mulde, die sowohl nach Ost in Richtung Borgafjäll als auch nach West in Richtung Leipikvattnet entwässert wird.

Das bearbeitete Gebiet reicht von 509 müNN (Raukasjö) bis auf eine Höhe von 763 müNN (Raugevardo) und bildet im Vergleich mit dem umgebenden Gelände, das durchschnittlich 950 müNN liegt, morphologisch deutlich eine Senke. Ca. 15 % des hier bearbeiteten Gebietes werden von glazial entstandenen Seen eingenommen, wobei in erster Linie die Seen Hetenjaure, der Westteil des Raukasjö und der Lill Raukasjö zu nennen sind.

Daß es sich im Gebiet zwischen Hetenjaure und Raukasjö um andere Gesteine handelt, als es in der weiteren Umgebung der Fall ist, hat zuerst KAUTZKY (1949) beschrieben. In größerem Rahmen gibt es Publikationen über das Gebiet Västerbotten-Jämtland, in die das Hetenjaure-Fenster eingegliedert ist und die die Fenster-Struktur interpretieren (ZACHRISSON & GEE 1979, STEPHENS 1982, STRÖMBERG et al. 1984 und ZACHRISSON 1991).

Speziell über das Hetenjaure-Fenster existiert bis jetzt nur eine ausführlichere Beschreibung und strukturelle Interpretation (DEGEN 1991).

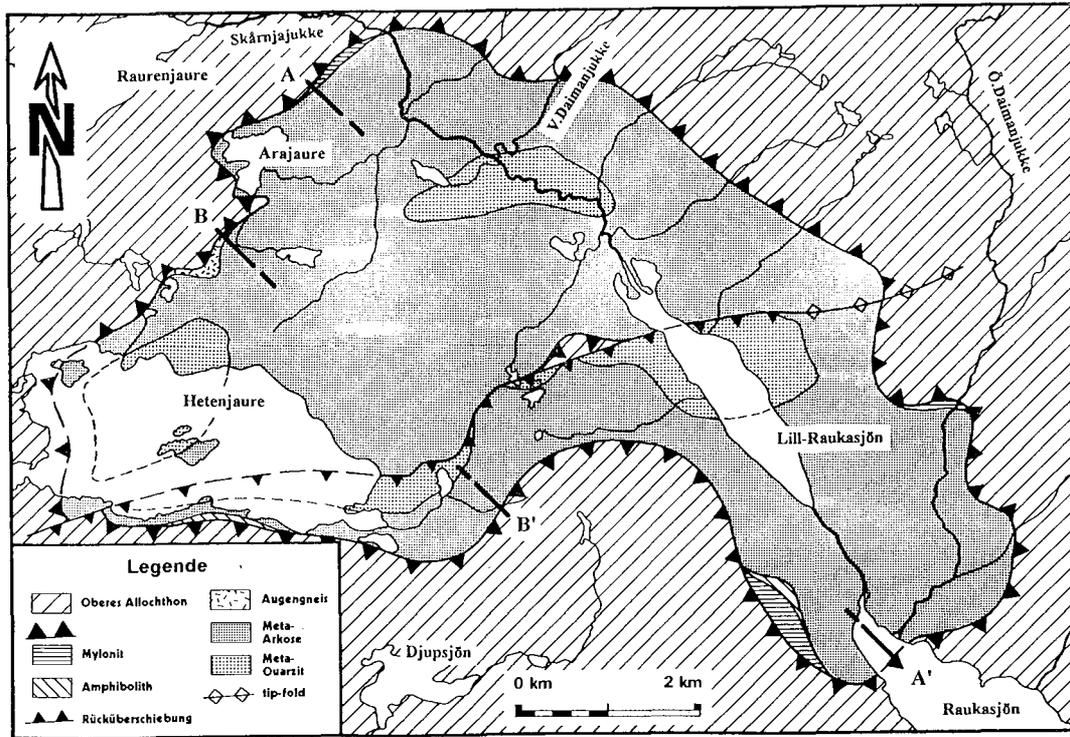


Abb. 4.3  
Geologische Karte des Hetenjaure-Fensters (nach DEGEN 1991).  
Profile A - A' und B - B' s. Abb. 4.4.

Fig. 4.3  
Geological map of the Hetenjaure-window (after DEGEN 1991).  
Profile A - A' and B - B' s. Fig. 4.4.

Das Hetenjaure-Fenster ist in engem Zusammenhang mit dem nordwestlich gelegenen Borgefjell-Fenster (Kap. 4.2.3) und dem nordnordöstlich gelegenen Fjällfjäll-Fenster (Kap. 4.2.4) zu sehen. Es bildet den Kern einer antiformen Struktur, die aus Gesteinen des Mittleren Allochthons aufgebaut ist.

Umgeben ist das Hetenjaure-Gebiet von Gesteinen des Oberen Allochthons, die ausschließlich der Seve-Einheit zugerechnet werden (ZACHRISSON 1991).

Einheiten des Unteren Allochthons sind in diesem Bereich nicht aufgeschlossen.

Das Mittlere Allochthon im Hetenjaure-Fenster läßt sich grob in zwei Formationen untergliedern, die unterschiedliche strukturelle Einheiten darstellen. Der untere Teil besteht aus Quarziten, der obere Teil aus Meta-Arkosen und Konglomeraten, wobei der Kontakt zwischen diesen beiden Einheiten nicht aufgeschlossen ist.

Da die Gesteine aber in diesem Bereich stark zerschert sind, muß es sich hier um einen tektonischen Kontakt handeln, der als interne Scherzone im Mittleren Allochthon zwei individuelle tektonische Einheiten trennt.

Im Top des Hetenjaure-Fensters sind kristalline Scheiben aus Augengneisen, Amphiboliten und bis zu 50 m mächtigen Myloniten vorhanden (Abb. 4.3). Auch in den Quarziten und Konglomeraten selbst ist intern ein z.T. deutlich ausgeprägtes, mylonitisches Gefüge ausgebildet.

Die Aufdomung des Hetenjaure-Fensters verläuft entlang einer Antikline, die im nördlichen Teil Nordnordwest-Südsüdost und im nordöstlichen Teil Nordwest-Südost gerichtet ist.

Fensterintern verläuft eine mehr oder weniger Ostnordost streichende Überschiebungsbahn die nach Südsüdost einfällt und in Richtung Nordwest aufschiebende Scherkriterien zeigt (Abb. 4.4 und 4.6), was an Bewegungslinearen und einer deutlich ausgebildeten zweiten Schieferung in diesem Bereich zu sehen ist.

Der Versatz entlang dieser Überschiebung steigt von 0 m in ihrem östlichen Teil, wo sie in einen in Richtung Nordosten ca. 2 km zu verfolgenden Sattel übergeht, auf über 2000 m in ihrem mittleren und westlichen Bereich an.

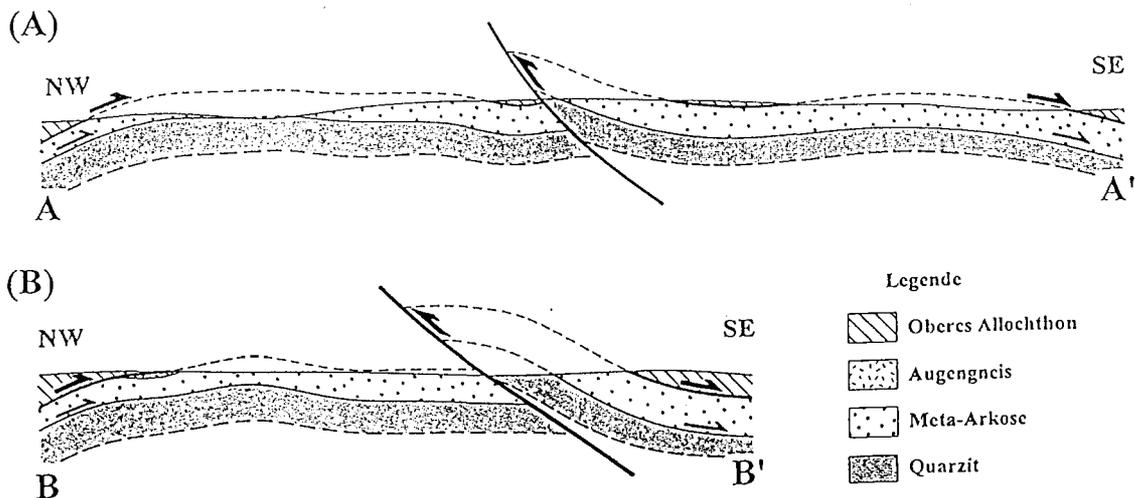


Abb. 4.4 Schematische Profile durch das Mittlere Allochthon des Hetenjaure-Fensters. (Lokalisierung s. Abb. 4.3).

Fig. 4.4 Schematic crosssection through the Middle Allochthon of the Hetenjaure-window (location Fig. 4.3).

Im östlichen Bereich dieser Zone (östlich des Raugevardo) ist eine Klippe des Oberen Allochthons erhalten (Abb. 4.3), die aus süd-südöstlicher Richtung von Mittlerem Allochthon überfahren wurde.

Im Südwesten des Hetenjaure-Fensters sind sowohl das Mittlere als auch das Obere Allochthon durch diese Scherbahn versetzt (Abb. 4.3 und 4.6). Untersuchungen weiter westlich außerhalb des Hetenjaure-Fensters haben ergeben, daß diese Bewegungszone nach ca. 1,5 km ausläuft.

Der Hauptversatz und die stärkste Einengung senkrecht zur Scherbahn sind somit im mittleren und westlichen Bereich des Fensters zu suchen.

So wird an den im Hetenjaure-Fenster einheitlich nach 110° bis 115° gerichteten Bewegungslinearen deutlich, daß der südwestliche, „rücküberschobene“ Bereich des Hetenjaure-Fensters um ca. 30° im Uhrzeigersinn rotiert wurde (Abb. 4.5).

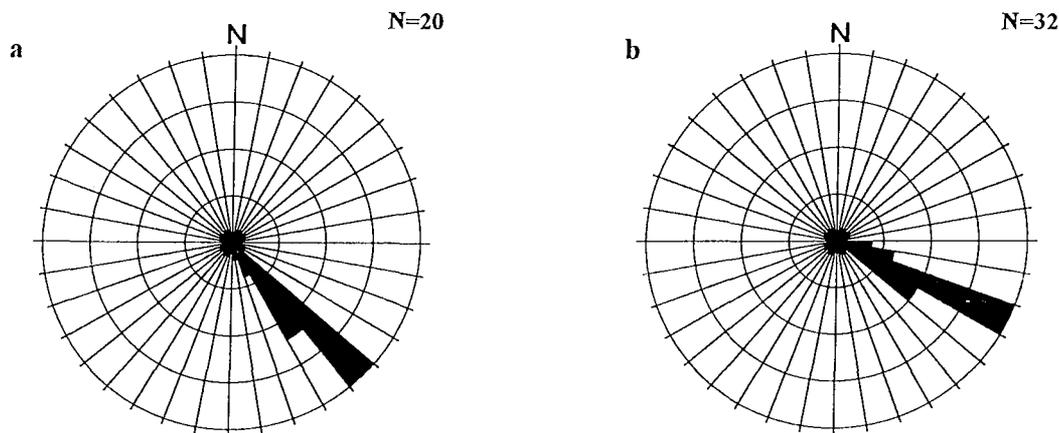


Abb. 4.5 Richtungsrosen der Einfallrichtungen der Bewegungslineare im Mittleren und angrenzenden Oberen Allochthon im engeren Umfeld der Scherbahn im südlichen Bereich des Hetenjaure-Fensters:

- a) südlich der Scherbahn (Bewegungslineare in Richtung 144°)
- b) nördlich der Scherbahn (Bewegungslineare in Richtung 113°).

Fig. 4.5 Rosediagrams of the plunge of the lineations of movement in the Middle and adjacent Upper Allochthon next to the shear zone in the southern part of the Hetenjaure-window:

- a) south of the shear zone (lineations of movement plunge towards 144°)
- b) north of the shear zone (lineations of movement plunge towards 113°).

Die einengende Komponente südlich der Scherbahn wird durch mehrere in Richtung Südost-streichende, ca. 2 km lange Synklinen und Antiklinen verstärkt.

Eine weitere bedeutende Antiklinal-Struktur, die in Nordost-Südwestlicher Richtung verläuft, befindet sich im westlichen Teil des Hetenjaure-Fensters.

Die ausgebildeten Syn- und Antiklinal-Strukturen sind im Hetenjaure-Fenster nicht nur im Mittleren Allochthon sondern auch in den angrenzenden Einheiten des Oberen Allochthons, d.h. in den Einheiten der Seve zu beobachten (Abb. 4.6).

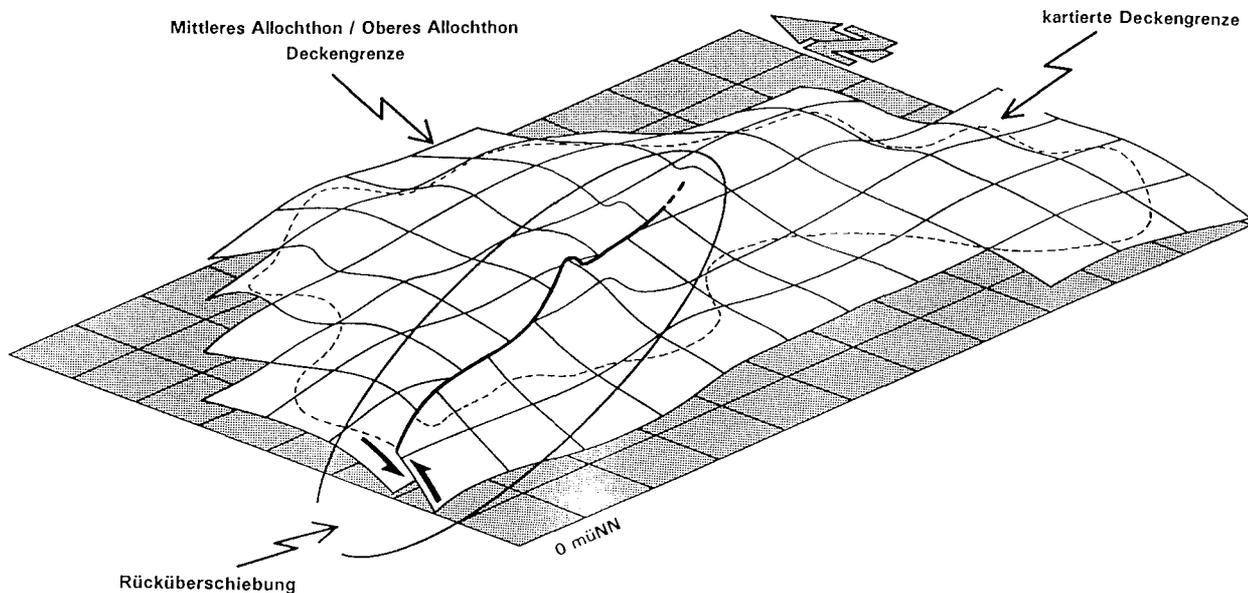


Abb. 4.6

Die dargestellte, wellenartige Fläche repräsentiert die konstruierte Deckengrenze zwischen dem Mittleren und dem Oberen Allochthon, wobei die gestrichelte Linie den kartierten Ausbiss der Deckengrenze wiedergibt. Deutlich ist die steilstehende, nach nordnordwest aufschiebende Scherzone im Südwesten des Hetenjaure-Gebietes zu sehen.

Fig. 4.6

Wave-shaped plane representing the constructed nappe boundary between the Middle and the Upper Allochthon. The dashed line shows the mapped tip line of the nappe boundary. The reverse fault in the southwest of the Hetenjaure-area, which is steeply dipping towards the northnorthwest is clearly seen.

### 4.2.3 Børgfjell-Fenster

Das Børgfjell-Fenster, das aus Kristallin, Glimmerschiefern und Para-Gneisen des Präkambiums aufgebaut ist, steht in engem Zusammenhang mit weiteren tektonischen Fenstern im nördlichen Teil der Skandinavischen Kaledoniden, z.B. dem Bångonåive, dem Mörrösjöbäcken und dem Bångnäs-Fenster. Sie alle weisen ebenfalls kristalline, deformierte Basementanteile auf und dürften so eine ähnliche Genese durchlaufen haben.

Der hier bearbeitete Bereich befindet sich am südöstlichen Rand des Fensters im Bereich des Orrevandet (Abb. 4.7). Detailliertere Untersuchungen für dieses Gebiet wurden bisher von GUSTAVSON (1973), GREILING (1975, 1982 und 1988) und ZACHRISSON (1991) durchgeführt.

Der größte Teil der Basement-Gesteine des Børgfjell-Fensters besteht aus Graniten, die mit dem weiter östlich anstehenden Autochthon, dem svecofennischen Revsund Granit, vergleichbar sind (PRIEM et al. 1967) und so als abgescherte zum ehemals autochthonen Baltischen Schild gehörend interpretiert werden können.

Das Børgfjell-Fenster ist von Einheiten des Mittleren und des Oberen Allochthons umgeben. Am südöstlichen Rand des Fensters (Abb. 4.7), nordwestlich des Hetenjaure-Fensters, erreicht das auflagernde Mittlere Allochthon eine Mächtigkeit von 450 bis 600 m. Es besteht im unteren Teil aus Meta-Arkosen und im oberen Teil aus Quarziten.

Das darauf auflagernde Obere Allochthon gehört in diesem Bereich der Kaledoniden den Köli-Einheiten an, die aus grünschieferfaziell, vulkano-sedimentären Abfolgen bestehen.

Das Mittlere Allochthon im Borgefjell-Fenster steht im Vergleich zum Hetenjaure-Fenster in umgekehrter lithologischer Abfolge an, d.h. die Meta-Arkose liegt unter dem Quarzit. Den Kontaktbereich beider Einheiten bildet eine steil nach Südost-einfallende mylonitisierte Zone.

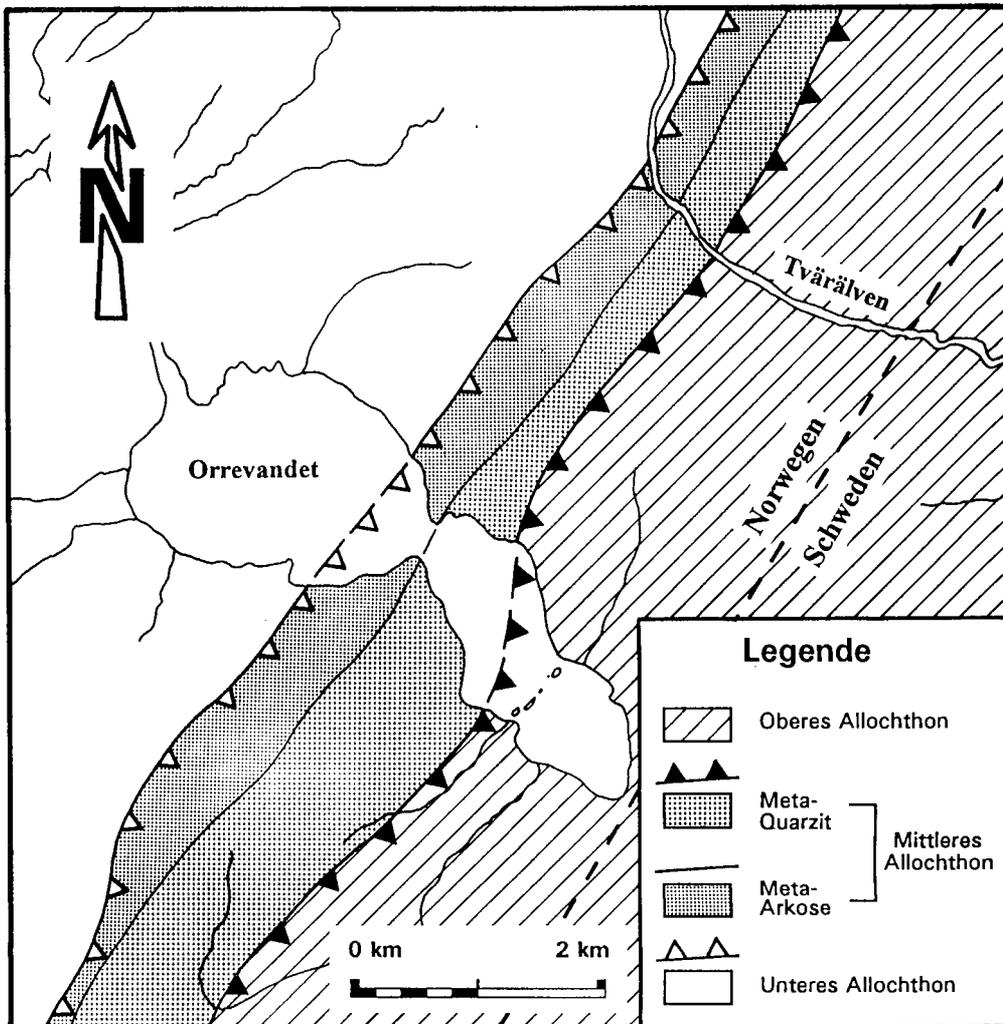


Abb. 4.7  
Geologische Karte des Ost-Randes des Borgefjell-Fensters im Bereich des Orrevandet, basierend auf GREILING (1975).

Fig. 4.7  
Geological map of the Eastern margin of the Borgefjell-window in the region of Orrevandet, based on GREILING (1975).

#### 4.2.4 Fjällfjäll-Fenster

In der nordöstlichen Verlängerung des Hetenjaure-Fensters liegt die in Nordnordost-Richtung langgestreckte „Aufdomung“ des Fjällfjäll-Fensters. Es besteht ausschließlich aus Einheiten des Mittleren Allochthons und wird von Seve und Köli-Gesteinen umrahmt. Der südliche und westliche Teil dieser antiformen Struktur taucht zum Fenster-Rand hin ab, wobei der östliche Bereich z.T. leicht überkippt ist. Weiter im Norden des Fjällfjäll-Fensters sind die Strukturen weit komplexer (Abb. 4.8), weisen aber dennoch einen deutlich Nordnordost-Südsüdwest-streichenden Falten- und Schuppenbau auf (ZACHRISSON 1991 und 1993).

Die östliche Flanke des Fensters zeigt nördlich des Stor Grasan einen komplizierteren Bau, für den im Norden des Fensters nördlich des Sees Gottern nur unzureichende Erklärungen gegeben werden können.

Näher untersucht (Abb. 4.8) wurde ein Profil in Nordwest-Südost- Richtung südlich des Durrenjaure (Kap. 4.2.4.1) und ein Gebiet am Ransarån (Kap. 4.2.4.2) im östlichen Bereich des Fensters.

Das Mittlere Allochthon wird im Fjällfjäll-Fenster von der sog. Fjällfjäll-Meta-Arkose aufgebaut (ZACHRISSON 1969), die wegen ihrer Feldspat-reichen Zusammensetzung stark der Hetenjaure-Meta-Arkose (DEGEN 1991) ähnelt.

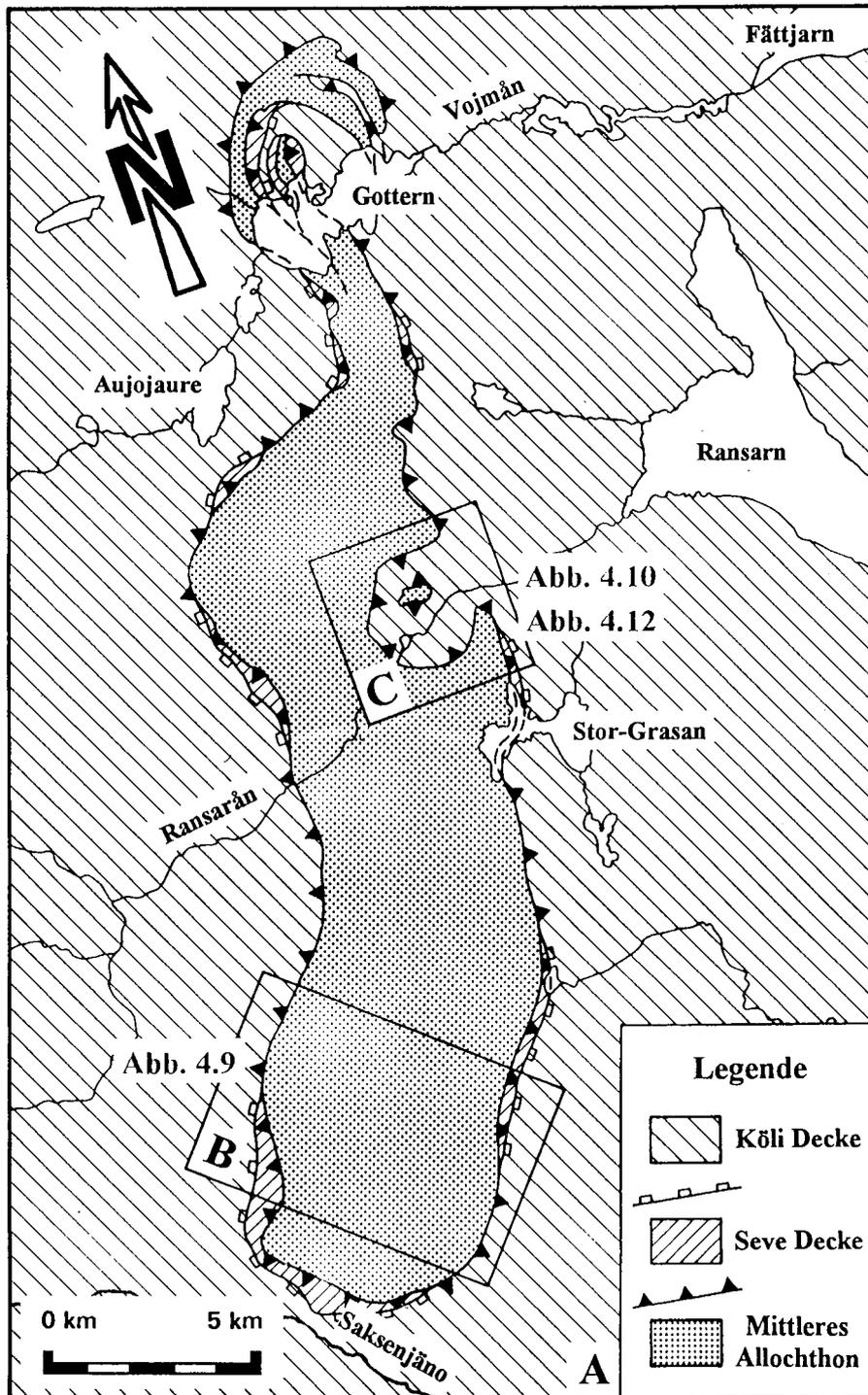


Abb. 4.8  
Vereinfachte geologische Karte des Fjällfjäll-Fensters (A), vereinfacht nach ZACHRISSON 1991 und 1993.  
Teilausschnitt B siehe Abb. 4.9.  
Teilausschnitt C siehe Abb. 4.10 und 4.12.

Fig. 4.8  
Simplified geological map of the Fjällfjäll-window (A), simplified after ZACHRISSON 1991 and 1993.  
Sector B see Fig. 4.9.  
Sector C see Fig. 4.10 and 4.12.

#### 4.2.4.1 Profil südlich des Durrenjaure

Kartiert und strukturgeologisch aufgenommen wurde ein ca. 500 m breiter Streifen (Abb. 4.9), der über das Fjällfjäll-Fenster hinweg in Nordwest-Südost-Richtung im Mittleren Allochthon verläuft.

Dieser Streifen verläuft im Bereich des Durrenpiken und der südlich des Durrenjaure gelegenen, steilen und auf ca. 500 m Höhe aufgeschlossenen Karwand.

Im Westen des Fensters wird das Mittlere Allochthon von einer geringmächtigen Seve-Scheibe des Oberen Allochthons überlagert. Sowohl weiter westlich über der Seve-Einheit als auch östlich des Fensters folgt die Köli-Decke, was eine „normale“ tektonostratigraphische Abfolge in diesem Bereich belegt.

Die Einheiten des Mittleren Allochthons fallen vom Westrand des Fensters bis ca. einen km vor dem Gipfel des Durrenpiken mit nur geringen Abweichungen einheitlich mit  $35^\circ$  nach Westen ein. Auf dem Durrenpiken und westlich davon wurden drei Antiklinalstrukturen beobachtet, von denen die östliche am deutlichsten ausgebildet ist.

Nach Osten hin stehen die Schichten steil und fallen in ca. 450 m mächtigen Gesteinspaketen zuerst nach Westen und dann nach Osten ein.

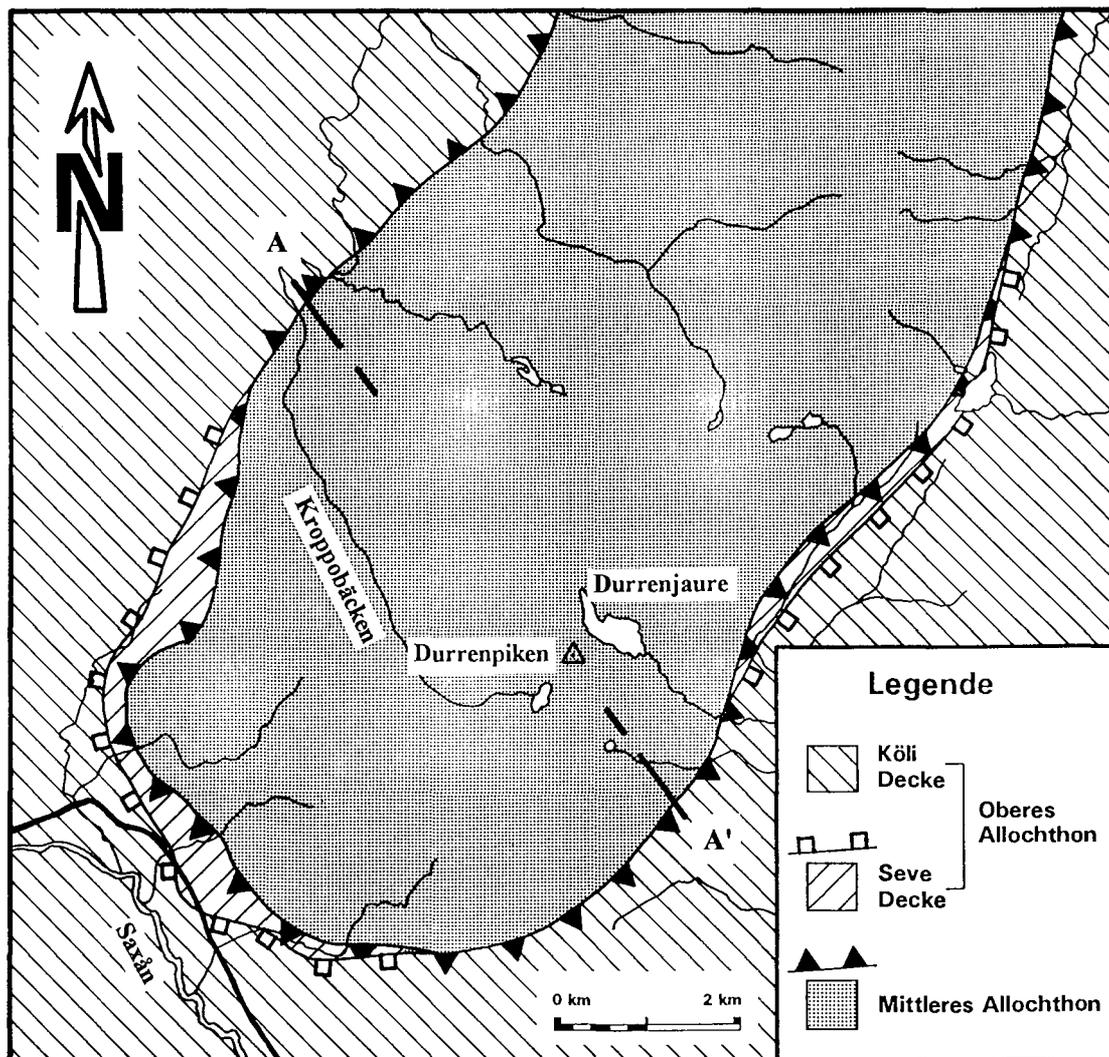


Abb. 4.9

Geologische Karte des südlichen Teiles des Fjällfjäll-Fensters, vereinfacht nach ZACHRISSON 1991 und 1993 (Ausschnitt der Abb. 4.8).

Profil A - A' siehe Abb. 7.5.

Fig. 4.9

Geological map of the southern part of the Fjällfjäll-window, simplified after ZACHRISSON 1991 and 1993 (Sector Fig. 4.8).

Profil A - A' see Abb. 7.5.

Ca. 500 m westlich der Ostgrenze des Fjällfjäll-Fensters existiert eine stark mylonitisierte, mit ca. 75° nach Ost einfallende Bewegungszone, die an beobachteten Scherkriterien eine aufschiebende Tendenz zeigt. Hier sind extrem boudinierte Quarzlagen vorhanden, die in diesem Bereich eine starke Plättung belegen.

Wegen des in entgegengesetzter Richtung zur allgemein vorherrschenden Transport-Richtung in den Kaledoniden weisenden Bewegungssinnes wird diese Struktur im Fjällfjäll-Fenster als Rücküberschiebung (Kap. 7.1.1) interpretiert.

Westlich dieser Aufschiebung ist eine starke Kompression der beim Transport des Mittleren Allochthons eng foliierten Lagen zu sehen, die die gebankten Gesteinspakete „Wellblech-artig“ deformiert hat.

#### 4.2.4.2 Ostrand des Fjällfjäll-Fensters am Ransarån

Die nach Westen gerichtete omega-förmige Einbuchtung im Mittleren Allochthon am Ost-Rand des Fjällfjäll-Fensters (Abb. 4.10) ist im wesentlichen durch die Erosionstätigkeit des in Ost-West-Richtung verlaufenden Flußes Ransarån verursacht worden.

Es ist deutlich zu sehen, daß das Mittlere Allochthon auf das Obere Allochthon, das den Kern dieser Struktur bildet, überschoben ist und somit beide Deckeneinheiten an einer „out-of-sequence thrust“ getrennt sind.

Im Liegenden des Oberen Allochthons ist im Zentrum der omega-förmigen Struktur noch einmal in einem weiteren kleinen tektonischen Fenster das Mittlere Allochthon aufgeschlossen.

Das Innere der omega-förmigen Struktur ist domartig aufgewölbt, wobei die nach außen abtauchenden Flanken im Südwesten mit ca. 60° nach Westen, im Nordwesten mit 20° nach Norden und im Süden mit ebenfalls 20° nach Süden einfallen. Im südöstlichen Bereich taucht das Mittlere Allochthon steil nach Osten ab. Die südliche Begrenzung dieser Struktur zeigt einen Ost-vergenten, großräumigen Antiklinalbau, wie es auch im weiter südlich kartierten Profil (Kap. 4.2.4.1) der Fall ist.

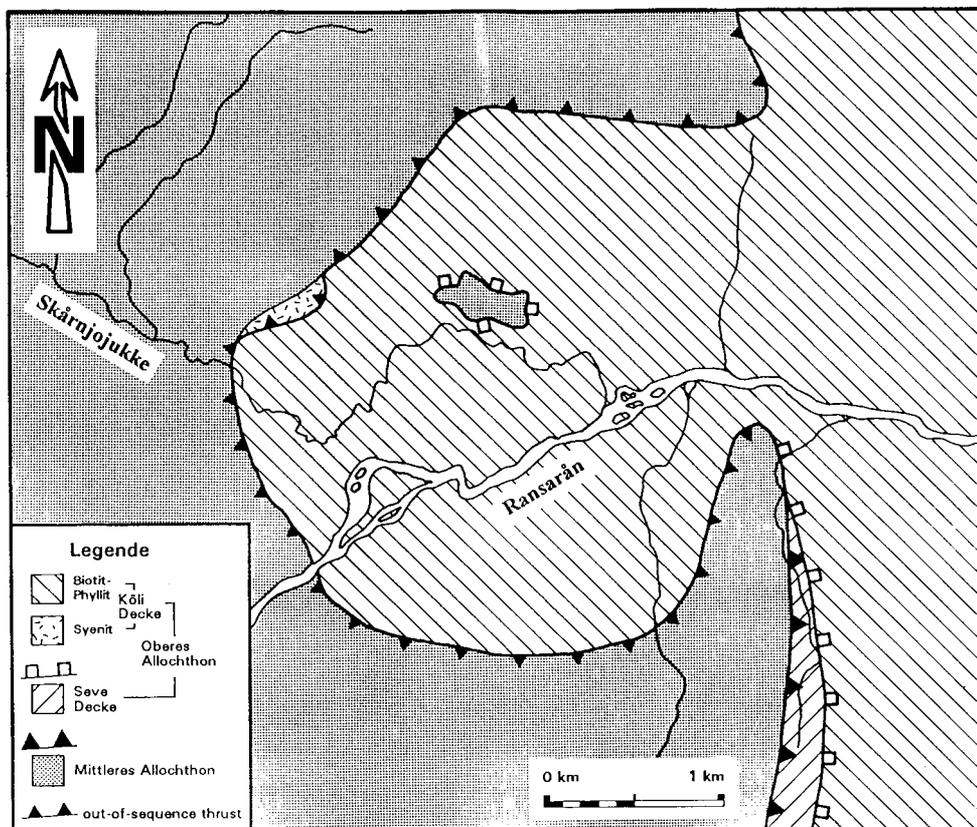


Abb. 4.10

Geologische Karte der omega-förmigen Struktur am Ost-Rand des Fjällfjäll-Fensters im Bereich des Ransaråns (Ausschnitt der Abb. 4.8).

Fig. 4.10

Geological map of the omega-shaped structure of the eastern margin of the Fjällfjäll-window in the area of the Ransarån (detail Fig. 4.8).

Im Norden der fensterinternen Aufwölbung liegt das Mittlere Allochthon flach und keilt am Ost-Rand des Fensters aus. Dies ist nicht nur an der „blind“ endenden Deckengrenze des Mittleren Allochthons über dem Oberen Allochthon zu sehen sondern auch an der fehlenden dünnen Seve-Decke nördlich des Ransaråns. Diese tektonisch platzierte Auflage steht südlich des Flusses, östlich der überkippten Deckengrenze aber an und fällt mit den gleichen Raumdaten wie das unterlagernde Mittlere Allochthon ein, ist also in diesem Bereich ebenfalls überkippt. Dies wird sowohl nördlich als auch südlich des Ransaråns durch die Darstellung der Isolinien-Diagramme der Pol-Daten der Foliationsflächen deutlich (Abb. 4.11).

Somit ist eine Änderung des strukturellen Aufbaues dieser langgestreckten Antiklinalstruktur in diesem Bereich des Fensters vorhanden, was durch den tief ausgeräumten Talanschnitt des Ransaråns sichtbar wird. Dies belegen die in Abb. 4.11 dargestellten Isolinien-Diagramme nördlich und südlich des Ransaråns.

Die in a) gezeigte Isolinien-Darstellung spiegelt andeutungsweise eine Großkreisverteilung wider, die eine nach Nordwest eintauchende, leichte Aufwölbung des Mittleren Allochthons im nördlichen Teil des Ransarån-Gebietes aber kein Abtauchen oder gar Überkippen der Einheit nach Osten verdeutlicht. Das in b) dargestellte Isolinien-Diagramm repräsentiert eine flach nach Süden abtauchende Aufwölbung in diesem Bereich des Fjällfjäll-Fensters, wobei der mittlere Teil des Diagrammes die im Westen gemessenen Foliationswerte repräsentiert und die Randbereiche für das steil nach Osten einfallende und z.T überkippte Mittlere Allochthon stehen. Erst ca. 4 km nordnordöstlich der hier beschriebenen Struktur steht entlang des Ostrandes des Fjällfjäll-Fensters erneut ein schmaler Streifen der Seve-Einheit an, und die Karte von ZACHRISSON (1993) zeigt wieder steil nach Osten einfallende Raumdaten. Der Nordrand der omega-förmigen Aufwölbung am Ransarån ist somit tektonisch anders entwickelt als der südliche Bereich.

Es ist anzunehmen, daß sich die strukturelle Anordnung des nördlich des Ransarån-Gebietes gelegenen östlichen Randes des Fjällfjäll-Fensters wieder der des Ostrandes südlich des Ransaråns angleicht. Der strukturelle Aufbau des Ostrandes des Fjällfjäll-Fensters im Bereich des Ransaråns zeigt mit der Auflagerung des Mittleren Allochthons auf das Obere Allochthon und dem kartierten, tektonischen Fenster inmitten der omega-förmigen Aufwölbung deutlich eine Aufstapelung der allochthonen Einheiten (Kap. 7). Der Kontakt zwischen dem Fjällfjäll-Fenster und der Köli-Einheit ist am Ostrand des Fenster im Bereich der omega-förmigen Struktur auf der Geologischen Karte von 1969 (ZACHRISSON 1969) als ange deutete Scherzone mit „?“ markiert. Auf der Geologischen Karte des SGU von 1993, 23F Fatmomakke NV (Abb. 4.12), ist eine eigenständige, isolierte Struktur auskartiert, die in ihrem Kern sowohl Oberes - als auch Mittleres Allochthon zeigt und so ein „Doppelfenster“ darstellt.

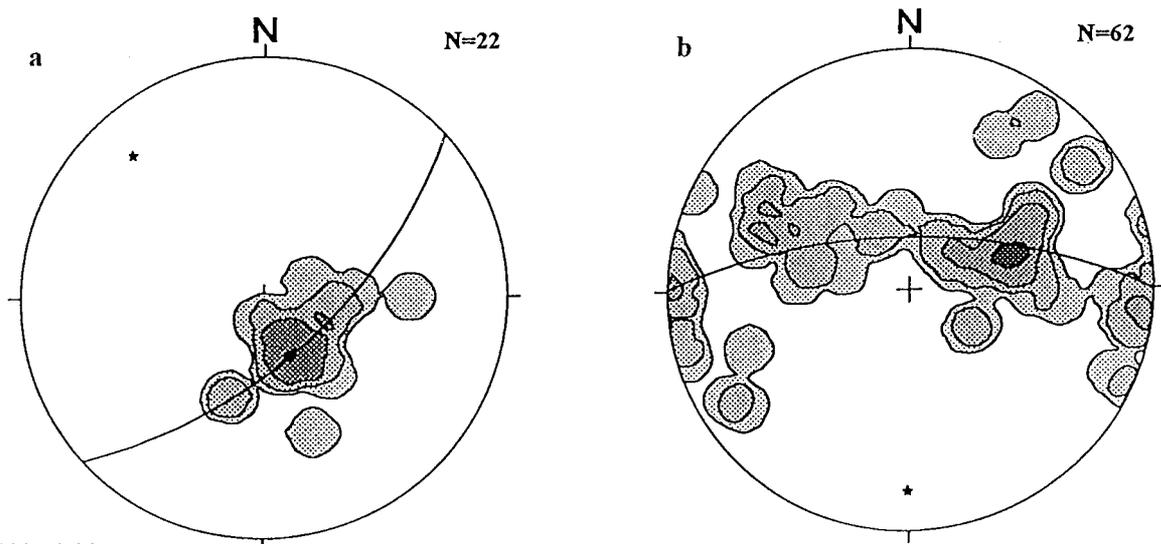


Abb. 4.11

Isolinien-Diagramm der Pol-Werte der Foliationsflächen im Bereich der omega-förmigen Struktur am Ransarån am Ostrand des Fjällfjäll-Fensters.

- a - nördlich des Ransaråns,
- b - südlich des Ransaråns.

Fig. 4.11

Density plot (isoline-diagram) of the poles of the foliation in the area of the omega-shaped structure in the vicinity of the Ransarån at the eastern margin of the Fjällfjäll-window.

- a - north of Ransarån,
- b - south of Ransarån.

Die geologische Kartierung (Abb. 4.10) zeigt aber eindeutig eine Verbindung des inneren Bereiches der „Doppelfenster“-Struktur mit dem Oberen Allochthon, das das Fjällfjäll-Fenster umgibt. Die strukturelle Analyse des nördlichen Bereiches der omega-förmigen Struktur belegt, daß das Mittlere Allochthon auf das Obere Allochthon überschoben ist (Abb. 4.11), und somit eine isolierte Fenster-Struktur in der Aufwölbung des Fjällfjäll-Fensters nicht möglich ist.

Im Norden des Fjällfjäll-Fensters ist eine mehrfache „Zerlappung“ des Mittleren Allochthons zusammen mit der auflagernden Seve-Einheit vorhanden (Abb. 4.8), was eine Aufstapelung in diesem Bereich des Fensters verdeutlicht und einen ähnlichen Aufbau im gesamten Antiklinal-Bereich nahelegt. Außerdem besteht im Norden des Fjällfjäll-Fensters auch die Möglichkeit, daß eine entgegen der allgemeinen Transport-Richtung gerichtete Aufschichtung zu finden ist (Kap. 7.1.1), wie sie im Süden des Fjällfjäll-Fensters oder noch deutlicher im Hetenjaure-Fenster ausgebildet ist, was aber noch näher untersucht werden müßte.

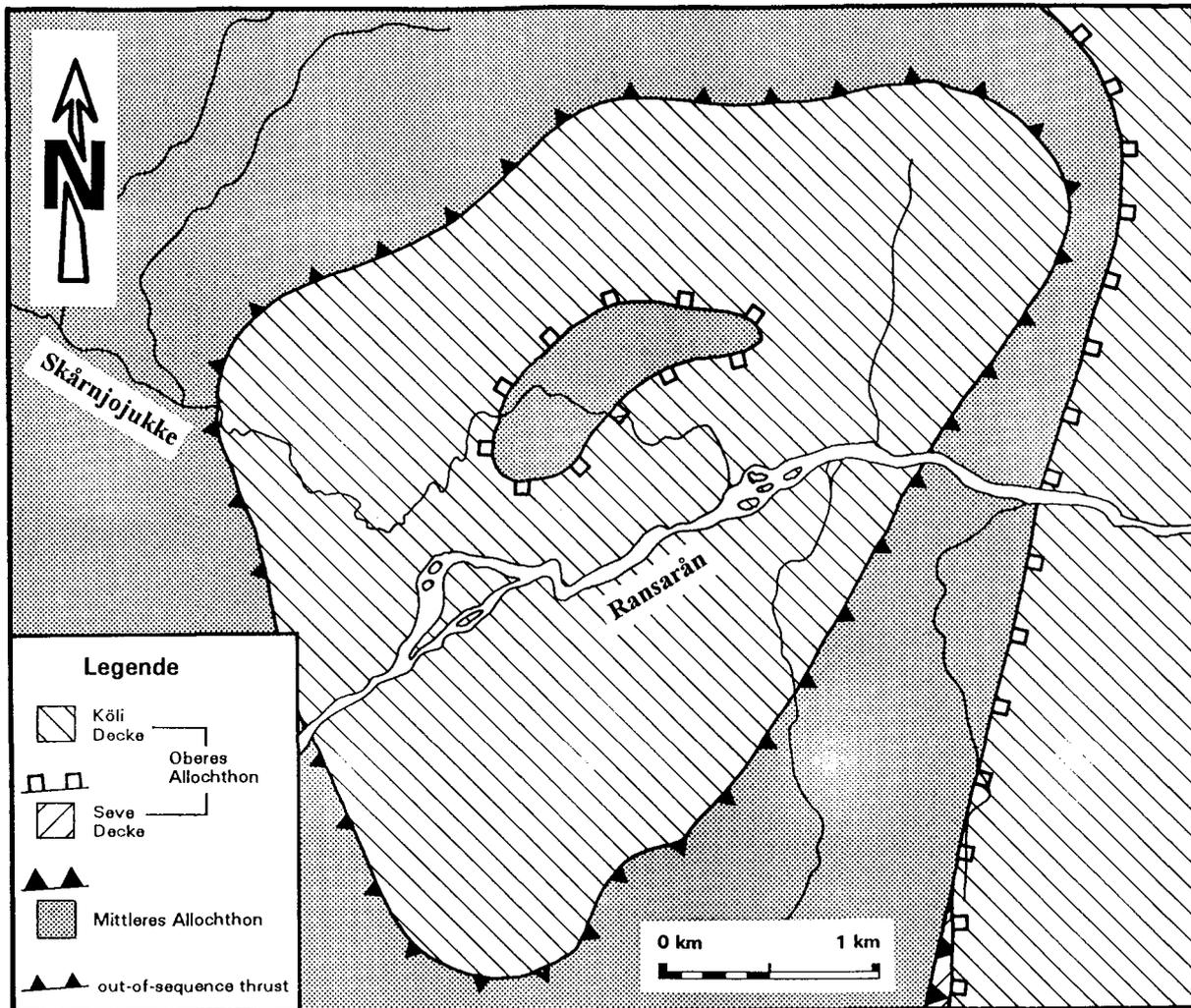


Abb. 4.12

Geologische Karte des Ost-Randes des Fjällfjäll-Fensters im Bereich des Ransaråns. Teilausschnitt der geologischen Karte des SGU von 1993, 23F Fatmomakke NV, vereinfacht nach ZACHRISSON 1993. (Ausschnitt der Abb. 4.8).

Fig. 4.12

Geological map of the eastern margin of the Fjällfjäll-window in the area of the Ransarån. Detail of the geological map of the SGU from 1993, 23F Fatmomakke NV, simplified after ZACHRISSON 1993. (Sector Fig. 4.8).

## 5 Lithologie, Metamorphose und strukturelle Elemente im Mittleren Allochthon (nach Untersuchungsgebieten getrennt)

Im folgenden werden in den Kapiteln 5.1, 5.2, 5.3 und 5.4 die mineralogische Zusammensetzung, die Metamorphose und das Mikro-Gefüge des Mittleren Allochthons und der jeweils angrenzenden allochthonen Deckeneinheiten je nach Arbeitsgebieten getrennt beschrieben.

### 5.1 Ostrand der Kaledoniden bei Borgafjäll

Das Mittlere Allochthon ist am Ostrand der Kaledoniden östlich von Borgafjäll in einem nur schmalen bis zu 2 km breiten und z.T. unterbrochenen Streifen aufgeschlossen (VAN DER HARST 1956, KUMPULAINEN 1982).

In dem hier bearbeiteten Profil ist das Mittlere Allochthon durch stark zerscherten, Epidot-führenden Grünschiefer (Kap. 5.1.2) und untergeordnet durch Aktinolith-Epidot-Chlorit-Schiefer (Kap. 5.1.2.1) vertreten. Unterhalb der Basis des Mittleren Allochthons, einer intensiv deformierten Deckengrenze, stehen Quarzite der Gärdsjön-Formation des Unteren Allochthons an (Kap. 5.1.1). Überlagert werden die Einheiten des Mittleren Allochthons von Gesteinen des Särvi- bzw. Seve- Decken-Komplexes des Oberen Allochthons. Der Decken-Kontakt vom Mittleren zum Oberen Allochthon war in diesem Bereich entlang der auskartierten Grenze Mittleres - Oberes Allochthon auf mehrere Kilometer nicht aufgeschlossen.

#### 5.1.1 Gärdsjön-Quarzite im Top des Unteren Allochthons

Im oberen Teil des Unteren Allochthons, im Kontaktbereich zum Mittleren Allochthon, stehen Quarzite der Gärdsjön-Formation an. Das Gestein zeigt makroskopisch klare Kornformen. Das Material ist z.T. schlecht sortiert, wobei die bis zu 10 mm großen Körner oft schlecht gerundet bis kantig sind. Vereinzelt sind Sedimentstrukturen, wie Bankung, Gradierung oder Schrägschichtung zu erkennen. Durch den tektonischen Transport des Unteren Allochthons sind die klastischen Komponenten in einzelnen Lagen rotiert oder „Augengneis-ähnlich“ deformiert und entlang der tektonischen Transportrichtung gelängt.

Die Zusammensetzung der einzelnen Komponenten ist polymikt, wobei das Gestein ein Geröllgestütztes Gefüge aufweist. Nur in den oberen Metern kurz vor dem scharfen Kontakt zur überlagernden Einheit, dem Mittleren Allochthon, sind die Quarzite massig und kompakt ohne jegliche Sedimentstrukturen. Hier ist das Gestein grünlich bis grau, feinkörnig, glasig und hart.

Proben: 58/89, 63/89, 71/89<sub>1</sub>, 71/89<sub>2</sub>

Unter dem Mikroskop (u.d.M.) ist ein hoher Quarz- und Feldspat-Anteil und untergeordnet Glimmer und Chlorit zu erkennen. In Zwickelfüllungen sind vereinzelt Anreicherungen von opakem Material vorhanden, das nach GEE & ZACHRISSON (1979) organisch sein soll. Desweiteren sind kleine Pyrit-Kristalle und deren Oxidationsprodukte, Eisen-Hydroxide, wahrscheinlich Limonit, zu sehen. Der Feldspat-Anteil, der in Lagen bis zu 70% ausmacht, setzt sich aus Plagioklas, Mikroklin und Mikroperthit zusammen, wobei die einzelnen Feldspat-Individuen z.T. zerbrochen sind (Taf. I,8). Die Plagioklase zeigen entlang von feinen Brüchen und Schwächezonen Ansätze einer Saussuritisierung. Vereinzelt sind randlich klastische Biotit-Schuppen zu Chlorit umgewandelt. Der Kornverband „schwimmt“ in einem fein zerriebenen Gemenge von Muskovit, Biotit und Chlorit, wobei vereinzelt kleine, mehr oder weniger parallel angeordnete Muskovit-Nadeln in Bereichen von kataklastisch zerbrochenen oder rekristallisierten, feinen Quarz-Körnern auftreten.

Generell zeigen alle größeren Quarz-Körner ein undulöses Auslöschchen. Bruchstrukturen in den einzelnen Körnern sind mit ebenfalls undulös auslöschenden, feinkörnigen Quarz-Bruchstücken verfüllt. Die Zwillingslamellen der Plagioklase sind senkrecht zur Einengungsrichtung gesichert oder verbogen (Taf. II,1).

Für einen gerichteten Druck während des tektonischen Transportes des Unteren Allochthons spricht die mehr oder weniger gleiche Auslöschungsrichtung der Quarz-Körner, die sich während eines späten Deformationsabschnittes ausgebildet haben dürfte.

Das Gestein ist foliiert und zeigt im Top des Unteren Allochthons feine, rekristallisierte und nur schwach undulös auslöschende Quarz-Körner, also ein mylonitisches Gefüge, wodurch die Überführung des Mittleren Allochthons über das Untere Allochthon im Kontaktbereich beider Deckenkomplexe verdeutlicht wird. Es ist ein ausgeprägter Schersinn ausgebildet, der parallel der Transportrichtung des Unteren Allochthons verläuft (Kap. 7.1). Die einzelnen klastischen Körner sind grob gerundet, schlecht sortiert und besitzen einen recht hohen Feldspat-Anteil.

### 5.1.2 Grünschiefer

Die Gesteine des Mittleren Allochthons im Straßenprofil von Risbäck nach Borga, zwischen Lövsjö und Båtas, setzen sich aus grünlich-grauen, feinkörnigen und mitunter quarzitischen Grünschiefern zusammen. Das Material ist Glimmer-reich und stark foliiert, was den phyllitischen Charakter verdeutlicht. Es besitzt fast durchweg einen hohen Quarz-Anteil (häufig über 50%), der im Inneren des Mittleren Allochthons bis zu 3 cm mächtige Lagen bilden kann. Diese Lagen sind z.T. verfaultet, aber auch ausgequetscht und boudiniert, wobei auch vereinzelt abgescherte, isoklinale Kleinfalten im cm-Bereich auftreten. Auf den herausgewitterten Foliationsflächen sind zahlreiche, bis zu 3 mm große und nahezu idiomorphe Pyrit-Würfelchen zu sehen.

Im Top des Mittleren Allochthons ist das Material tektonisch wesentlich stärker beansprucht, wobei der Anteil an quarzitischen Lagen zurückgeht und die Pyrite deutlich ausgelängt sind.

Im unteren Teil des Mittleren Allochthons ist ein Übergang zu einer Wechselfolge aus Grünschiefer und Quarzit ausgebildet, wobei der Quarzit ca. 1 mm dicke, lang aushaltende Lagen bildet. Im untersten Bereich des Deckenkomplexes, direkt über der Scherbahn an der Grenze zum Quarzit des Unteren Allochthons, ist das Gestein aus sehr feinblättrig quarzitischen, papierdünnen Lagen aufgebaut, die eine intensive Mylonitisierung widerspiegeln.

Sedimentäre Strukturen sind wegen der starken tektonischen Überprägung nicht mehr erhalten.

Das ganze Mittlere Allochthon zeigt makroskopisch eine deutliche „Runzelung“, die eine zweite Schieferung belegt.

Im Oberen Bereich des Mittleren Allochthons wurde eine Probe entnommen, bei der die mikroskopische Untersuchung einen Aktinolith-Epidot-Chlorit-Schiefer belegt (Kap. 5.1.2.1).

Proben: 55/89

Fast im ganzen Mittleren Allochthon ist u.d.M. ein mylonitisches Gefüge ausgebildet, das im Top und an der Basis der Einheit deutlich ausgeprägt ist. Das Material setzt sich aus Quarz, Feldspat, Muskovit, Biotit, Epidot, Chlorit und opaken Mineral-Körnern, wie Limonit pseudomorph nach Pyrit zusammen. Der generell undulös auslöschende Quarz ist feinkörnig rekristallisiert und bildet mit wenigen größeren, z.T. gerundeten Feldspat-Klasten die Grundmasse.

Die Phyllosilikate, zerscherte Hellglimmer-Lagen mit wenig, eingeregelten Chlorit-Neubildungen zeichnen die primäre Foliation nach, wobei durch eine spätere Deformation ein schwach krenulares Gefüge ausgebildet ist (Taf. II,2). In den Quarz-reichen Partien des Gesteines sind metamorphe Muskovit-Schüppchen zu beobachten, die entlang der älteren Foliation liegen. Vereinzelt sind aber grünliche bis leicht bräunliche, klastisch transportierte Biotite vorhanden, die randlich in Chlorit umgewandelt und retrograd stark überprägt wurden. Z.T. sind kleine, eingeregelte, xenomorphe Epidot-Körner in Lagen angereichert oder über das ganze Material verteilt.

Die Mineralzusammensetzung belegt eine für den mittleren Grünschiefer-Bereich typische Mineral-Paragenese. Es handelt sich dabei vorwiegend um Minerale, die bei einer starken Mylonitisierung aus Anorthit-reichem Plagioklas durch Saussuritierung gebildet wurden.

#### 5.1.2.1 Aktinolith-Epidot-Chlorit-Schiefer

Im Top des Mittleren Allochthons steht ein Aktinolith-Epidot-Chlorit-Schiefer an, dessen Ausdehnung aufgrund der intensiven tektonischen Überprägung in diesem Bereich und Ähnlichkeit zum umgebenden Grünschiefer nicht auskartiert werden konnte.

Proben: 56/89

U.d.M. ist ein feinkristallines Gestein zu sehen, das intensiv deformiert ist. Es besteht aus einem feinen Gemenge von lagig angeordneten Albit-Individuen und kleinen, rekristallisierten Quarz-Körnern und für den Grünschiefer-Bereich fazieskritischen Mineralen, wie Chlorit, Aktinolith, Epidot und Titanit.

Die dunkleren, foliierten Bereiche bestehen aus „verfilztem“, neugebildetem Chlorit und untergeordnet auch Aktinolith sowie Titanit als Nebengemengteil, der unregelmäßig gerundete Mineral-Körner ausbildet. Sie zeigen z.T. eine unsymmetrische Zwillingsbildung, die auf transportgerundete Klasten deutet. Geringe Anteile von Muskovit sind ebenfalls vorhanden. Das Material ist zum einen mit stengeligen, in der Foliation neu gewachsenen Epidot-Aggregaten durchsetzt zum anderen sind aber auch xenomorph entwickelte Epidote vorhanden. Akzessorisch liegen stark zerscherte, opake Minerale in der Foliation (Taf. II,3), bei denen es sich

um Hämatit handeln dürfte. Vereinzelt sind große, evtl. autigen gebildete Albit-Blasten zu sehen, die interne Umbildungen zu Quarz und kleinen Zoisitkörnern besitzen. Die Phyllosilikate zeichnen ein ausgeprägtes, penetratives Gefüge nach, das wiederum leicht geknickt ist und eine „crenulation cleavage“ widerspiegelt.

Die Mineralzusammensetzung steht für eine mittelgradige und unter starkem Stress erfolgte Grünschiefer-fazielle Umwandlung mafischer magmatischer Gesteine.

## 5.2 Hetenjaure-Fenster

Das Mittlere Allochthon des Hetenjaure-Fensters setzt sich im wesentlichen aus zwei Einheiten zusammen, die unterschiedliche strukturelle Komplexe darstellen (DEGEN 1991). Psammite bilden den Hauptanteil der anstehenden Gesteine im Fenster, wobei der untere Teil aus Quarziten (Kap. 5.2.1) und der obere Teil aus Meta-Arkosen und -Konglomeraten (Kap. 5.2.2) besteht.

Die Meta-Arkosen werden im Westen des Fensters von mafischen Gängen (Kap. 5.2.2.1) durchschlagen.

Das Top des Mittleren Allochthons bilden im Westen und Süden des Arbeitsgebietes geringmächtige felsische (Kap. 5.2.3) und auch mafische (Kap. 5.2.4), kristalline Schuppen, die durch Scherzonen und mylonitische Einheiten (Kap. 5.2.5) unterschiedlicher Mächtigkeit von der Seve-Decke des Oberen Allochthons getrennt sind (Abb. 4.3).

Generell wird das Mittlere Allochthon des Hetenjaure-Fensters von Gesteinen des Oberen Allochthons, dem Seve-Komplex, überlagert (Kap. 5.2.6). Es handelt sich um Amphibolit-faziell überprägtes Material, das aus Feldspat-reichen Schiefen, Glimmerschiefen (Kap. 5.2.6.1) und Amphiboliten (Kap. 5.2.6.2) besteht, die nach ZACHRISSON (1991) vulkano-sedimentären Ursprungs sind.

Über dem Kontaktbereich Mittleres - Oberes Allochthon, in den ersten 10 m der Seve-Einheit, stehen bis zu 2 m mächtige, weiße bis gelbliche, massige Marmore an, die häufig über mehrere 100 m zu verfolgen sind.

Einheiten des Unteren Allochthons sind im Hetenjaure-Fenster nicht aufgeschlossen.

### 5.2.1 Quarzite

Die hellen bis weißen, z.T. leicht rosafärbten, massigen Quarzite nehmen ca. 20% der Fläche des Mittleren Allochthons im Hetenjaure-Fenster ein und repräsentieren das tiefste, tektonische Stockwerk in diesem Bereich (Kap. 4.2.2). Das Gestein ist im Vergleich zur auflagernden Meta-Arkose Konglomerat-frei und über weite Bereiche äußerst homogen. Es besteht zu 95% aus Quarz und zeigt im cm- bis dm-Bereich eine deutlich ausgebildete Bankung, die durch fein verteilte Hellglimmer-Lagen verursacht wird. Sie ist aber aufgrund der metamorphen Überprägung weder als sedimentäre Bankung zu verstehen noch spiegelt sie primäre Sedimentstrukturen wider. Das Gestein ist z.T. stark verfaltet, was sich bei einer Mächtigkeit der einzelnen Lagen von 2 - 3 cm häufig in einer „Wellblech“-artigen Struktur äußert.

Im Top des Quarzites im Hetenjaure-Fenster ist das Material intensiv foliiert und zeigt makroskopisch ein z.T. deutlich mylonitisches Gefüge, wobei in einzelnen Lagen der Glimmer-Anteil stark zunimmt und vereinzelt leicht ausgelängte, 1 - 2 mm große Pyrite vorhanden sind.

Proben: 16/88, 17/88, 20/88, 26/88, 29/88<sub>1</sub>, 29/88<sub>2</sub>, 04/89<sub>1</sub>, 04/89<sub>2</sub>

U.d.M. zeigt das Gestein ein nahezu äquigranuläres Gefüge, das hauptsächlich aus Quarz besteht. Es zeigt ein ausgeprägtes Kornplättungs-Gefüge (Taf. II,4), das die makroskopisch gut erkennbare Foliation verdeutlicht. Der Quarz ist syndeformativ rekristallisiert und löscht nur schwach undulös aus, was eine späte, nach der Rekristallisation stattgefunden Deformation widerspiegelt. Untergeordnet sind auch leicht saussuritisierte Plagioklase vorhanden. Bei parallelen Polarisatoren sind wenige getrübe, fleckige bis hellgraue Kalifeldspäte zu sehen, die eine beginnende Alteration anzeigen.

Der lagige Bau wird durch parallel angeordnete Glimmer deutlich sichtbar. Es sind zwei Arten von Glimmern ausgebildet, die unterschiedlich entstanden und somit verschiedenen Alters sind:

1. „klastische“ Glimmer, die zerbrochen in der Foliation eingeregelt und vereinzelt „stapelartig“ aufgetürmt sind (Taf. II,4) und
2. kleine, idiomorphe Hellglimmer-Schüppchen, die perlenschnurartig angeordnet sind.

Bei den zerbrochenen, klastischen Glimmern handelt es sich um ausgebleichte bis grünliche, retrograd in Chlorit umgewandelte Biotite. Die kleinen Hellglimmer-Schüppchen, die prograd gebildet sind, stehen für ein spätes, metamorphes Ereignis und deren Einregelung für ein syndeformatives Wachstum. Im Südwesten des Hetenjaure-Fensters sind zwei Generationen neugebildeter Muskovit-Schuppen zu sehen, die sich gegenseitig

überprägen, also zwei gleich geartete, metamorphe Abschnitte darstellen, und deutlich zwei Richtungen zeigen, die einen Winkel von ca. 25° einschließen (Taf. II,5).

Aufgrund der intensiven Deformation im Mittleren Allochthon sind im Quarzit keine ehemaligen sedimentären Erscheinungen mehr vorhanden. Es ist schwierig, unterschiedliche strukturelle Phasen zu rekonstruieren, da das Quarz-reiche Material bei einer tektonischen Beanspruchung bevorzugt rekristallisiert und somit ältere Strukturen überprägt oder gar auslöscht. Die sehr einheitliche, quarzitisches Mineralzusammensetzung verdeutlicht die hohe kompositionelle Maturität und weist auf ein nahezu monomineralisches Ausgangsgestein hin.

### 5.2.2 Meta-Arkosen

Den Hauptanteil der anstehenden Gesteine im Hetenjaure-Fenster nehmen graue bis hellgraue Meta-Arkosen und -Konglomerate ein. Die feinkörnigen Bereiche setzen sich aus Quarz und einem bis zu 50% hohen Feldspat-Anteil zusammen, wobei die Konglomerat-führenden Horizonte hauptsächlich aus hellen, fein- bis gröberklastischen Komponenten, aus Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz (meist Milchquarz) aber auch Gneis- und Granit-Geröllen bestehen. Die Gesteine sind in cm- bis dm-Bereich deutlich gebankt, wobei in den einzelnen Schichtpaketen häufig sedimentäre Bildungen, wie Bankung, Gradierung oder auch Schrägschichtung erhalten sind.

Im Westen des Hetenjaure-Fensters sind vereinzelt tektonisch mehr oder weniger intensiv zerscherte, mafische Gänge vorhanden, die diskordant zur Bankung der Meta-Arkose verlaufen (Kap. 5.2.2.1).

Generell sind die bis zu 3 cm großen Komponenten in den Konglomerat-reichen Horizonten deformiert, wobei sie sowohl deckenintern im Mittleren Allochthon als auch besonders im Bereich der Deckengrenze zum Oberen Allochthon extrem ausgelängt sind. Sie sind duktil verformt und repräsentieren so deutlich die Transportrichtung im Mittleren Allochthon (Kap. 7.1.1). Die Meta-Arkosen zeigen einen z.T. ausgeprägten Faltenbau im dm- bis 10er m-Bereich. Häufig ist makroskopisch eine intensive Foliation und ein mylonitisches Gefüge zu erkennen, das durch Glimmer-reiche Lagen betont wird. In Konglomerat-führenden Horizonten hat das Gestein aufgrund der gerundeten Porphyroklasten ein Augengneis-artiges Aussehen gibt.

Lagig ausgebildete Quarz-Mobilisatbänder waren isoklinal verfaultet, entlang der mylonitischen Foliation abgerissen und eingeregelt (Abb. 7.1).

Proben: 05/88, 06/88, 07/88, 08/88, 12/88<sub>1</sub>, 12/88<sub>2</sub>, 13/88, 18/88, 19/88, 23/88, 27/88<sub>1</sub>, 27/88<sub>2</sub>, 30/88, 31/88, 32/88, 43/88, 41/89<sub>1</sub>, 41/89<sub>2</sub>

Als Hauptminerale sind u.d.M. Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskovit, Biotit und untergeordnet Epidot, Chlorit und opake Minerale, wie Limonit, pseudomorph nach Pyrit zu sehen. Das Material zeigt deckenintern und besonders im Übergang zum Oberen Allochthon eine deutliche Foliation und ist bis hin zur vollständigen Mylonitisierung tektonisch überprägt.

Je nach Intensität der Deformation besitzt das Gestein eine feinkristalline Grundmasse aus rekristallisiertem Quarz und kleinen Feldspat-Bruchstücken. Die Quarz-Individuen zeigen randlich z.T. Drucklösungserscheinungen und löschen generell in der Meta-Arkose im Hetenjaure-Fenster undulös aus.

Auffällig sind z.T. mehrere-mm-große, rigide Feldspat-Klasten, die als stark abgerundete oder zerscherte Relikte in der Foliation liegen. Die Plagioklase sind häufig saussuritisiert und zeigen deutlich metamorphe Neubildungen von idiomorphem Epidot und Serizit (Taf. II,6).

Phyllosilikate wie Muskovit und zerscherte klastische Biotite zeichnen eine primäre Schieferung nach, die durch eine weitere Deformations-Phase in kleinem Maßstab überfaltet wurde, sodaß es zur Ausbildung einer deutlichen „crenulation cleavage“ kam.

Mehrere mm-große Limonit-Würfel, ehemalige Pyrite, sind längs der Foliation gelängt und zeigen in druckärmeren Bereichen Neubildungen von Epidot und Eisen-reichen Biotit-Blasten (Taf. II,7), die auf Kosten des Limonits bei der Pseudomorphose nach Pyrit gebildet wurden. Im Top der Meta-Arkose, im Übergang zu mylonitisierten Einheiten des Mittleren Allochthons und zur Seve-Einheit des Oberen Allochthons, sind kleine Biotit-Neubildungen ausgebildet, die z.T. randlich retrograd in Chlorit umgewandelt sind. Neubildungen von größeren „büschelartig“ langgestreckt gewachsenen Chlorit-Blasten sind vorhanden, die in der Foliation liegen. Im direkten Kontaktbereich zum Oberen Allochthon sind kleine, rotierte Granate zu sehen, die randlich z.T. retrograd in Chlorit, Biotit, Epidot und geringe Mengen kleiner Serizit-Blättchen umgewandelt sind (Taf. II,8). Die retrograd umgewandelten Granate, bei denen es sich um Eisen-reiche Almandine handeln dürfte, sind deutlich im Hellfeld als rotierte, in der Foliation liegende, ehemals rigide Blasten zu erkennen.

Im Gegensatz zum Oberen Allochthon sind die Biotite und Granate im Top des Mittleren Allochthons wesentlich kleiner ausgebildet.

### 5.2.2.1 Mafische Gänge in der Meta-Arkose

In der Meta-Arkose im Westen des Hetenjaure-Fensters stehen vereinzelt, zur „sedimentären“ Bankung meist diskordant verlaufende, mafische Gänge an, die häufig mehrere cm mächtig sind. Das Material ist z.T. verfaltet oder parallel zur Foliation mehr oder weniger stark zerschert oder auch in die Foliation eingeregelt und gelegentlich leicht boudiniert.

Probe: 04/88

Die mafischen Gänge bestehen u.d.M. zu ca. 80% aus Amphibolen, kurzprismatischen, braunen Hornblenden, die eine typische Spaltbarkeit (Taf. III,1) zeigen. Sie sind lagig angeordnet und verdeutlichen so das plattige Gefüge, das durch eine jüngere Deformation spitzwinklig (ca. 70°) krenuliert und verbogen ist (Taf. III,2).

Außerdem enthält das Material ca. 10% braunen Biotit, der vereinzelt typische pleochroitische Höfe um Zirkon zeigt und in die Foliation streng eingeregelt ist. Randlich ist der Biotit in Chlorit umgewandelt. Im Inneren besitzt er Einschlüsse aus feinkörnigem Quarz und idiomorph ausgebildetem Apatit. Die ausgeprägte Einregelung in die Foliation und die in diesem Bereich des Fensters generelle Abwesenheit von metamorph gebildetem Biotit in der Meta-Arkose lassen auf eine frühe und somit magmatische Biotit-Blastese in den mafischen Gängen schließen. Bei den idiomorphen Apatiten dürfte es sich um Frühausscheidungen in magmatischem Material handeln. Häufig sind eingeregelt, metamorphe Aktinolith-Blasten gewachsen, die die braunen Hornblenden verdrängen oder überwachsen. Das Gestein ist von z.T. perlenschnurartig aufgereihtem Epidot durchzogen, der die Hornblende-Mineralen überwächst. Es ist nur wenig undulös auslöschender Quarz vorhanden, der vereinzelt kleine, neugesproßte Hellglimmer-Schuppen enthält. Untergeordnet sind Plagioklase-Individuen leicht saussuritisiert, was eine Anorthit-reiche Komponente der Feldspäte belegt.

Aufgrund der metamorphen Neubildungen und der Anzeichen retrograder Metamorphose durchliefen die mafischen Gänge die gleiche Deformation und die gleiche metamorphe Überprägung wie das umgebende Mittlere Allochthon (Kap. 7.1.1).

### 5.2.3 Kristallin (Augengneise)

Im nordwestlichen Bereich des Hetenjaure-Fensters, etwa 2 km nördlich des Hetenjaure, direkt im Kontaktbereich des Mittleren Allochthons zum Oberen Allochthon steht eine ca. 500 m breite und nur wenige Meter mächtige, kristalline Schuppe an, die mit der Deckengrenze konkordant verläuft.

Im Westen des Arbeitsgebietes ist eine nur wenige Meter mächtige Kristallin-Scheibe im Top des Mittleren Allochthons in stark mylonitisierte Einheiten eingeschuppt. Das Gestein ist intensiv foliiert und wird wegen der bis zu 1 cm großen, tektonisch gerundeten und abgeflachten Kalifeldspäte als Augengneis bezeichnet. Das Material setzt sich aus Kalifeldspat, Plagioklas, rekristallisiertem Quarz und Biotit zusammen.

Proben: 39/88<sub>1</sub>, 39/88<sub>2</sub>, 39/88<sub>2</sub>, 02/89, 40/89, 42/89

U.d.M. ist ein intensiv deformiertes und foliiertes Gestein zu sehen, das zerbrochene, primäre Kalifeldspat-Phenokristalle zeigt, die als Porphyroklasten oder „Augen“ fleckig auslöschend und Mikrofrakturen aufweisen. Im Randbereich sind die Kristalle partiell rekristallisiert und besitzen ein mörtelartiges Gefüge aus Mikroklin-Kristallen. Die bis zu 5 mm großen Plagioklas-Blasten sind durchweg stark saussuritisiert, wobei es zu Neubildungen von Zoisit, Klinozoisit und Serizit kam (Taf. III,3). Es handelt sich hierbei um eine deutlich langsam ablaufende, retrograde Umwandlung im oberen Grünschiefer-Bereich, in dem es zur Aufspaltung der Anorthit-Komponente in Plagioklasen kam, wobei bevorzugt die Anorthit-reichen Kerne der Feldspäte poikiloblastisch durchsetzt wurden und eine stabile Restkomponente aus Albit bis Oligoklas übrig blieb.

Das primäre, magmatische Gefüge des ursprünglichen Gesteines ist fast völlig zerstört. In den Druckschatten der bis zu 10 mm großen Feldspat-Blasten sind feine Quarz-Körner syndeformativ rekristallisiert. Die feinkristallinen Anteile der Matrix bestehen aus Kalifeldspat, saussuritisierten Plagioklas-Körnern, Biotit und wenig Titanit, wobei der Biotit lagig und parallel zur Foliation angeordnet ist. Die Biotite sind zerschert und eingeregelt, was zu einer Korngrößenreduzierung führte und eine intensive, duktile Deformation widerspiegelt. Randlich sind die Biotite retrograd in Chlorit umgewandelt. Vereinzelt sind größere, erhaltene Biotit-Blasten zu erkennen, was für eine magmatische Bildung der Biotite spricht. Die

feinkörnige Grundmasse ist durchsetzt von kleinen Epidoten. Der in der Matrix enthaltene geringe Anteil von Plagioklas deutet auf syndeformative, metasomatische Prozesse, die den Abbau dieses Mineralen bewirkten. Akzessorisch sind kleine Opakminerale feinverteilt.

Die ursprüngliche Mineralzusammensetzung spricht für eine magmatische Bildung des Augengneises und schließt eine rein metamorphe Bildung der Mineral-Paragenesen aus.

Das primäre Vorhandensein der Anorthit-reichen Plagioklase und der eher geringe Anteil an freiem Quarz deutet auf einen granodioritischen Pluton als Ausgangsgestein. Die Saussuritisierung der Feldspäte impliziert eine intensive Stress-Komponente auf das deformierte Gefüge.

Ebenfalls sind faustgroße, plutonische Xenolithe vorhanden, deren Existenz einen plutonisches Gestein voraussetzen.

#### 5.2.4 Amphibolite im Top des Hetenjaure-Fensters

Im oberen Teil des Mittleren Allochthons tritt im Südosten des Arbeitsgebietes eine Hornblende-reiche, z.T. stark zerscherte, wenige Meter mächtige, aber mehrere 100 m lange Amphibolit-Schuppe auf. Dieses Vorkommen wird in das Mittlere Allochthon gestellt, da es durch die für das Mittlere Allochthon typischen Mylonite von den Seve-Gesteinen des Oberen Allochthons getrennt ist. In den Amphiboliten sind für das Mittlere Allochthon typische PT-Bedingungen ermittelt worden (Kap. 6.2).

Das Vorkommen liegt am Nordosthang des Raugevardo und bildet als Härtling eine morphologisch steil hervorstehende Geländenase. Die Amphibolit-„Scheibe“ ist in ihren Randbereichen makroskopisch stark mylonitisiert, was durch eingeregelt, kleine Hornblende-Nadeln und „wellig“ angeordnete Glimmer-Lagen verdeutlicht wird, die eine intensive mylonitische Foliation repräsentieren.

Eine kleine, nicht weiter zu verfolgende, mylonitisierte Amphibolit-Linse ist östlich des Lill Raukasjö an der Deckengrenze Mittleres - Oberes Allochthon vorhanden.

Proben: 34/88, 36/88<sub>1</sub>, 36/88<sub>2</sub>, 36/88<sub>3</sub>, 37/88, 42/88

Die Amphibolite bestehen u.d.M. in erster Linie aus grünen, z.T. stark zerscherten Hornblenden, die in zwei unterschiedlichen Generationen ausgebildet sind. Eine jüngere Mineral-Neubildung idiomorpher, gerichtet gewachsener, stengelliger Hornblenden überwächst ein älteres, granoblastisch-polygonales Hornblende-Gefüge. Extrem langnadelige Amphibole deuten auf ein geregeltes Wachstum während eines intensiven Schervorganges. Sie sind teils zerbrochen oder geknickt (Taf. III,4). Biotite, die in z.T. größeren Blasten vorhanden sind, sprechen aufgrund der ermittelten PT-Bedingungen im Top des Mittleren Allochthons (Kap. 6.4) für eine magmatische Bildung, die so zum ursprünglichen Mineral-Bestand gerechnet werden können. Einzelne Biotit-Individuen sind ebenfalls von stengelligen Amphibol-Neubildungen überwachsen. In die Foliation eingeregelt liegen mehrere-mm-lange, leicht geknickte oder gebogene Hellglimmer-Schuppen, die parallel der 001-Ebene zerschert sind.

In einem feinkristallinen, verfilzten und in der Foliation liegenden Gemenge aus Chlorit, Apatit und untergeordnet Quarz sind kleine Granate leicht zersetzt. Wenige regelmäßig saussuritisierte Plagioklase sind vorhanden, die eine ursprüngliche Anorthit-Komponente belegen.

Generell sind alle Proben mehr oder weniger mit feinverteilten, perlenschnurartig angeordneten Epidot-Körnern durchsetzt (Taf. III,5). Untergeordnet sind in feinkörnigen Bereichen kleine Quarz-Individuen rekristallisiert, was ein andeutungsweise mylonitisches Gefüge repräsentiert.

Das relativ geringmächtige aber langgestreckte Auftreten der Amphibolit-Komplexe und die Eingliederung in stark deformierte Einheiten des Mittleren Allochthons wie auch eine randliche Mylonitisierung sprechen für eine tektonisch eingeschuppte Position im Mittleren Allochthon.

Die metamorphen Mineral-Paragenesen sind mit denen unter den Kapiteln 5.2.1 bis 5.2.3 und 5.2.5 beschriebenen Einheiten identisch. So sind sowohl der metamorphe Höchststand im Top des Mittleren Allochthons, belegt durch die Existenz von kleinen Granat-Blasten, als auch die retrograden Umbildungen von z.B. Chlorit zu nennen. Die Mineralzusammensetzung spricht für ein mafisches, magmatisches Ausgangsgestein, wie es für den unter 5.1.2.1 beschriebenen Aktinolith-Epidot-Chlorit-Schiefer ebenfalls postuliert wird, der aber wesentlich stärker mylonitisiert ist. Somit sind die Amphibolite im Hetenjaure-Fenster tektonostratigraphisch eindeutig in das Mittlere Allochthon zu stellen.

### 5.2.5 Mylonite

Im Mittleren Allochthon des Hetenjaure-Gebietes sind im Grenzbereich zum Oberen Allochthon bis zu 50 m mächtige, gut ausgebildete Mylonite aufgeschlossen, wobei deckenintern ebenfalls z.T. mehrere Meter mächtige Horizonte mylonitisiert sind. Es handelt sich um massige, harte Gesteine, die eine intensive, feinlagige Foliation zeigen. Sie werden als Hartschiefer (hardschist) bezeichnet (KULLING 1972).

Die Mylonite bestehen aus feinkörnigem, größtenteils synkinematisch rekristallisiertem Quarz, untergeordnet aus rotierten, zerscherten oder augenförmig deformierten Feldspäten und dünnen Muskovit-Lagen. Sie zeichnen die penetrative Paralleltexur oder mylonitische Foliation nach und geben dem Gestein in Konglomerat-führenden Horizonten ein Augengneis-ähnliches Aussehen.

Proben: 40/88<sub>1</sub>, 40/88<sub>2</sub>, 41/88

Das makroskopisch deutlich mylonitische Gefüge ist u.d.M. als feinkristallines Gestein ausgebildet, das intensiv duktil deformiert und feinlagig foliiert ist. Primär existierende Körner sind entweder größtenteils deformiert oder völlig rekristallisiert. Die einzelnen kleinen Quarz-Individuen sind syntektonisch rekristallisiert. Die klastischen Hell- und Dunkel-Glimmer zeigen alle eine drastische Korngrößenreduzierung, wobei sie häufig zerbrochen und in der 001-Ebene gesichert oder verbogen sind. Rigide Minerale sind als stark abgerundete, reliktsche Porphyroklasten erhalten. Große Körner, in erster Linie Plagioklase, zeigen häufig randlich eine starke Frakturierung und sind z.T. augenförmig (Taf. III,6) ausgequetscht und haben auf die intensive Deformation wesentlich stabiler reagiert als Quarz. Wenige Quarze sind als ausgequetschte, „gerollte oder gewalzte“ Individuen erhalten, deren c-Achsen in der Foliation senkrecht zur Transport-Richtung eingeregelt sind (Taf. III,7).

Parallel der Foliation, also in den Druckschatten relativ großer Feldspat-Körner kam es zu feinkörnig rekristallisierten, Quarz-reichen Mineralbildungen. Vereinzelt sind in diesen Bereichen Biotite erhalten, die aufgrund ihrer Größe als klastische Biotite interpretiert werden. Im Kontakt zum Oberen Allochthon kam es zwar in den Myloniten des Mittleren Allochthons zur metamorphen Neubildung von Biotit (Kap. 5.2.6), wobei aber dort keine Blasten von der hier beobachteten Größe gebildet werden konnten. Bemerkenswert sind nachträglich entstandene, diagonale verlaufende Scherzonen, die zur mylonitischen Foliation schiefwinklig liegen, und somit CS-Mylonite repräsentieren (Kap. 7.1.2). Kleine, undeformierte Hellglimmer sind vorhanden, die in der Foliation gewachsen und nicht deformiert sind, also ein gerichtetes Wachstum widerspiegeln. In reliktschen Feldspat-Partien, sind kleine, regellos gewachsene Biotite zu sehen, die ehemalige granitische Gerölle nahelegen.

U.d.M. sind die in den Meta-Arkosen und -Konglomeraten intern z.T. deutlich ausgeprägten, mylonitischen Partien identisch mit den mächtig ausgebildeten Myloniten aus dem Oberen Bereich des Hetenjaure-Fensters.

Im Top des Mittleren Allochthons enthalten die Mylonite vereinzelt kleine Granate und kleine Biotite (Taf. III,8), die auf etwas höhere metamorphe Bedingungen in dieser tektonischen Position schließen lassen.

Eine Bestimmung des Ausgangsgesteins der Mylonite im Mittleren Allochthon des Hetenjaure-Fensters ist trotz der geringen Anzahl der reliktsch erhaltenen Körner möglich. Die größeren Mineral-Klasten belegen ähnliche Komponenten, wie es für die Konglomerate der Meta-Arkose typisch ist. Die rekristallisierte, feine Matrix setzt sich aus vormalig wahrscheinlich klastischen Komponenten zusammen, was dem Material der Meta-Arkose ebenfalls entspricht.

Das Temperatur-Regime während der mylonitischen Überformung läßt sich durch die syndeformativ rekristallisierten Quarz-Körner und die fragmentierten Feldspat-Porphyroklasten in den Bereich einer duktilen Scherbewegung stellen (Kap. 7.1.2). Im Top des Mittleren Allochthons deuten die Biotit-Neubildungen auf höhere Temperaturen, als sie in den Gesteinen des Hetenjaure-Fensters herrschten (Kap. 6.2).

### 5.2.6 Seve-Gesteine an der Basis des Oberen Allochthons

Im Gelände sind im Bereich des Hetenjaure-Fensters die Gesteine der Seve-Einheit des Oberen Allochthons deutlich vom Material des Mittleren Allochthons zu unterscheiden. Das Obere Allochthon ist wesentlich stärker metamorphisiert und durch die makroskopisch gut erkennbaren, schuppigen Glimmer-Lagen deutlicher foliiert als die Meta-Sedimente des Mittleren Allochthons, wobei die Gesteine der Seve-Formation besonders an der Basis des Oberen Allochthons stark mylonitisiert sind.

Direkt über dem Decken-Kontakt des Oberen Allochthons zum Hetenjaure-Fenster stehen Meta-Sedimente (Kap. 5.2.6.1) und Amphibolite (Kap. 5.2.6.2) an.

Auf den Foliationsflächen der Meta-Sedimente sind oft Feldspäte als Knauern ausgebildet, die ein rigides Verhalten während der Deformation implizieren und Dellen oder Furchen auf den Foliations-Flächen repräsentieren und somit die Bewegungsrichtung im Oberen Allochthon verdeutlichen. Es handelt sich hierbei wahrscheinlich um retrograd in Feldspat-Blasten umgewandelte Granate. Sie hätten so bei der Zerschering des Materiales als „gepanzerte“ Relikte fungiert, was eine retrograde Umwandlung der Granate im unteren Bereich des Oberen Allochthons erst am Ende der Platznahme dieser Einheit nahelegt. Bis zu 5 mm große und nahezu idiomorphe Hellglimmer- und untergeordnet auch Biotit-Schuppen sind in der Foliation gewachsen.

#### 5.2.6.1 Meta-Sedimente der Seve-Decke

Die z.T. stark mylonitisierten Meta-Sedimente der Seve-Einheit stehen in weiten Bereichen des Hetenjaure-Fensters direkt über dem Decken-Kontakt an der Basis des Oberen Allochthons an. Es handelt sich um hellgraue, feinkörnige Meta-Arkosen, die Pakete von langaushaltenden, mm-dünnen Lagen bilden. Das anstehende Gestein ist im Gegensatz zu den Meta-Sedimenten des Mittleren Allochthons wesentlich weniger verfaltet, wobei aber doch vereinzelt kleine, abgescherte Isoklinal-Falten beobachtet werden konnten. Sie sind in die Foliation des Materiales „eingepreßt“ und stehen so für eine frühe Deformations-Phase im Oberen Allochthon.

Mehrere mm-große Granate, die zusammen mit ebenfalls mehreren mm-großen Hell- und Dunkelglimmern vorkommen, sprechen im Vergleich zu den Meta-Sedimenten des Mittleren Allochthons deutlich für höhere metamorphe Bedingungen im Oberen Allochthon, als es in der tiefer liegenden Deckeneinheit der Fall war.

Poben: 02/88<sub>1</sub>, 02/88<sub>2</sub>, 02/88<sub>3</sub>, 03/88<sub>1</sub>, 03/88<sub>2</sub>, 10/88, 11/88, 14/88, 15/88, 22/88, 33/88, 05/89<sub>1</sub>, 05/89<sub>2</sub>, 06/89, 65/89

In erster Linie sind u.d.M. Quarz-Körner und Feldspat-Klasten vorhanden, untergeordnet aber auch lagenweise angeordnete Karbonat-Körner, die metamorph rekristallisiert sind. Metamorphe Neubildungen wie Granat, Hellglimmer, Biotit, wenig Epidot und Titanit sind vorhanden. Akzessorisch sind kleine opake Mineralkörner oder hin und wieder auch bis zu 3 mm-große Limonit-Aggregate in der Foliation eingeregelt, die pseudomorph aus Pyrit hervorgegangen sind. Die Gesteins-Zusammensetzung besteht somit aus Komponenten, die für ein klastisches Sediment als Ausgangsgestein sprechen.

Die Quarz-, Feldspat- und Karbonat-Lagen zeigen deutlich ein metamorphes Segregations-Gefüge, wobei die Quarze pflasterartig rekristallisiert sind und undulös auslöschten. Während der Ausbildung dieses Gefüges kam es zum prograden Wachstum von Biotiten und Granaten. Eine genauere Bestimmung der Granate ist in diesem Bereich der Seve-Einheit nur schwer möglich, da die einzelnen Individuen häufig randlich retrograd umgebildet oder völlig überprägt sind. Die Granate sind z.T. in Chlorit-Aggregate umgewandelt, die kleine Erzpartikelchen oder auch autigen-gebildete Albite oder kleine Hellglimmer-Schüppchen enthalten können (Taf. IV,1). Diese retrograd entstandenen Produkte sprechen für eine prädeformative Existenz von Almandin. In mylonitisierten Gesteinspartien sind aber auch in Chlorit umgewandelte, „linsenförmig gequetschte“ ehemalige Granate vorhanden, die für eine postdeformative retrograde Metamorphose stehen. Dafür spricht sowohl die beobachtete Einregelung als auch die Knickung der einzelnen Chlorit-Aggregate entlang einer späteren Deformations-Phase, die zu der unten beschriebenen Krenulation parallel verläuft.

Es sind zwei Typen von bis zu 5 mm-großen Biotit-Individuen vorhanden, zum einen handelt es sich um klastisch eingebrachte Biotite, zum anderen um metamorphe Neubildungen. Die klastischen Biotite liegen mehr oder weniger in der Foliation, zeigen aber eine nur gering ausgeprägte Spaltbarkeit. Sie sind z.T. gerundet oder „angefressen“ und enthalten idiomorphe Zirkone, die für eine magmatische Entstehung dieser Biotite sprechen und somit für einen klastischen Eintrag sprechen. Die metamorphen Neubildungen sind lagig in die Foliation eingeregelt und oft parallel der 001-Ebene zerschert. Die lagig neugebildeten Glimmer-Mineralen verdeutlichen ein Foliations-Gefüge, das vielfach von einer ausgeprägter Krenulation überprägt ist und somit eine spätere Deformations-Phase zeigt.

#### 5.2.6.2 Amphibolite der Seve-Decke

Stark Hornblende-reiche Gesteine stehen nördlich und südwestlich des Hetenjaure und südlich des Fensters ca. 500 m westlich des Raukasjö in kleinen Vorkommen an, die wegen ihrer tektonischen Position zur Seve-Einheit gerechnet werden.

Makroskopisch ist das Gestein dunkelbraun bis anthrazit, besitzt wenige Feldspat-Einsprenglinge und ist z.T. leicht foliiert. Wenige Meter über dem Decken-Kontakt des Oberen Allochthons zum Mittleren Allochthon

sind die einzelnen Amphibole auf Foliations-Flächen gewachsen, aber nur schwach eingeregelt. In nicht zerscherten Bereichen ist das Material regellos und körnig.

Proben: 09/88, 24/88, 25/88, 38/88, 39/88

Das Gestein besteht u.d.M. in erster Linie aus Hornblenden. Untergeordnet sind Feldspat und Quarz als kleine, retrograd entstandene Neubildungen vorhanden. Als Nebengemengteile treten kleine opake, nahezu idiomorphe und nur leicht deformierte Magnetit-Kristalle auf, die von Chlorit-Bildungen umschlossen sind. Senkrecht zur Einengung „schmiegen“ sich die Chlorit-Blasten an die Magnetite an, wohingegen sie in druckärmeren Bereichen senkrecht zur Druckrichtung nahezu undeformiert gewachsen sind (Taf. IV,2).

Bis zu 5 mm große Aktinolith-Plagioklas-Quarz-Symplektite, die unter retrograden Bedingungen schwach eingeregelt sind (Taf. IV,3), können als ehemalige Almandin-Blasten interpretiert werden. Es ist deutlich das rigide Verhalten dieser Aggregate während der Deformation erkennbar, da sie nur schwach geplättet oder „augenähnlich“ ausgelängt sind und somit die postdeformative Umwandlung aus Granat unterstützt wird, denn symplektitische Verwachsungen reagieren bei einer mylonitischen Deformation plastisch und können nicht als gerundete oder leicht gequetschte Körner bestehen. Vereinzelt sind grüne Hornblenden poikiloblastisch von Epidot und untergeordnet Quarz durchsetzt (Taf. IV,4), die als retrograde Neubildungen zu verstehen sind. Über das Material verteilt sind längs der Foliation eingeregelt Aktinolith-Nadeln vorhanden, die durch die tektonische Beanspruchung Querbrüche zeigen, die nicht nur auf eine Plättung des Gefüges hindeuten, sondern auch eine Streckung während und eventuell nach dem Mineral-Wachstum implizieren. Diese Nadeln sind als metamorphe Bildungen zu verstehen, da sie das ursprüngliche, granoblastisch-polygonale Hornblende-Gefüge überwachsen.

Gelegentlich hat sich idiomorpher Apatit in Chlorit neugebildet, die beide retrograd aus Biotit hervorgegangen sein dürften. In körnigeren, also nicht so stark deformierten Bereichen, sind einzelne Biotite vorhanden, die nur randlich in Chlorit umgewandelt sind.

Generell ist das Material von linsenförmigen, feinverteilten, oft perlenschnurartig angeordneten Epidot-Körnern durchsetzt. Die Mineralzusammensetzung spricht für ein mafisches, magmatisches Ausgangsgestein. Das Material ist Amphibolit-faziell überprägt und somit als Metabasit einzustufen, wobei es deutliche Indizien einer rückschreitenden Metamorphose zeigt.

### 5.3 Børgfjell-Fenster (Ostrand am Orrevandet)

Das Børgfjell-Fenster ist aus allochthonem, präkambrischem Material (Kap. 5.3.1) und Einheiten des Mittleren Allochthons (Kap. 5.3.2, 5.3.3 und 5.3.4) aufgebaut (GUSTAVSON 1973 und GREILING 1988). Umgeben wird es von Grünschiefer-faziell überprägten, vulkano-sedimentären Gesteinen des Oberen Allochthons, der Köli-Einheit (GEE & ZACHRISSON 1979 und GEE et al. 1985), s. Kap. 5.3.5.

Beprobt und untersucht wurde das Mittlere Allochthon an der Südostseite des Børgfjell-Fensters nördlich und südlich des Orrevandet (Kap. 4.2.3).

#### 5.3.1 Kristallin des Børgfjell-Fensters

Das Kristallin des Børgfjell-Fensters setzt sich in erster Linie aus plutonischem Material zusammen, das dem Revsund-Granit ähnlich ist und nach PRIEM et al. (1967) svekofennisches Alter (1.67 Ma) besitzt. In diversen Arbeiten wurde der Süd-Rand des Børgfjell-Fensters genauer untersucht (z.B. GUSTAVSON 1973 und GREILING et al. 1989).

Proben: 48/89

Das Gestein zeigt im Top des Kristallins, an der Grenze zum Mittleren Allochthon, u.d.M. ein mylonitisches „Fließ“-Gefüge, das zerbrochene, primäre Kalifeldspat-Phenokristalle besitzt, die als Porphyroblasten fleckig auslöschend und Mikrofrakturen aufweisen (Taf. IV, 5). Die feinkristalline Matrix, die über 80% des Gesteines ausmacht, besteht aus „kleingemahlten“ Feldspat-Kristallen wie Kalifeldspat, Mikroklin, wenig Plagioklas und etwas Quarz. Der in der Matrix enthaltene, geringe Anteil von Plagioklas deutet auf syndeformative, metasomatische Prozesse, die den Abbau dieses Minerals bewirkten. Untergeordnet sind Biotite, die retrograd z.T. in Chlorit umgewandelt sind, und wenig Epidot vorhanden, wobei sowohl der Biotit als auch der Epidot lagig und parallel zur Foliation angeordnet sind. Die Biotite sind zerbrochen und

eingeregelt, was zu einer Korngrößenreduzierung führte und ebenfalls eine intensive, duktile Deformation widerspiegelt. Entlang der Foliation sind perlenschnurartig winzige, nicht näher bestimmbare opake Mineralkörner aufgereiht.

Die großen, reliktsch erhaltenen Kalifeldspat-Blasten und die zerbrochenen Biotit-Schuppen sprechen für eine magmatische Bildung und schließen eine metamorphe Entstehung aus. Faustgroße, stark foliierte, Biotit-reiche Xenolithe waren vorhanden, deren Existenz einen ehemaligen Plutonit voraussetzen. Das primäre, magmatische Gefüge des ursprünglichen Gesteines ist aber durch die tektonische Überprägung im Top des Kristallins fast völlig zerstört. Nur wenige Meter unter dem Kontakt zur überlagernden Einheiten ist das Kristallin wesentlich schwächer deformiert und zeigt eine deutliche Muskovit-Neubildung und randlich retrograd überprägte Biotitblasten, aber keine Epidote, was im Gegensatz zum Top des Kristallins deutlich geringere metamorphe Bedingungen belegt.

### 5.3.2 Meta-Arkosen

Die Meta-Arkosen am Südost-Rand des Børgfjell-Fensters stehen in einem ca. 300 m breiten, durchgehenden Streifen an (GREILING et al. 1989) und repräsentieren dort das tiefste, tektonische Stockwerk. Sie bestehen aus massivem, Feldspat-reichem Material, das im cm-Bereich gebankt ist. Makroskopisch sind primäre, klastische Komponenten aber keine Konglomerate erhalten. Das Gestein ist z.T. mylonitisiert, wobei der Top und die Basis der Einheit deutlich mylonitisiert ist. Die „Bankung“ wird durch Glimmer-reiche Lagen hervorgehoben. Das Material zeigt im cm- bis dm-Bereich einen „welligen“ Faltenbau mit eingefalteten Quarz-Lagen, die als Mobilisate in der Foliation liegen.

Intrudierte mafische Gänge wurden in den Meta-Arkosen des Børgfjell-Fenster im Gegensatz zur Meta-Arkose des Hetenjaure-Fensters (Kap. 5.2.2.1) nicht beobachtet.

Proben: 49/89

U.d.M. ist ein ausgeprägten Krenulations-Gefüge zu erkennen, das eine zweite Deformations-Phase widerspiegelt. Feinschuppige, z.T. lagig angeordnete Phyllosilikate repräsentieren eine ältere Foliation, die von einer jüngeren überprägt wird (Taf. IV,6), wobei dünne Glimmer-Schüppchen parallel der 001-Ebene zerschert und verbogen sind. Die Phyllosilikate, bei denen es sich ausschließlich um Muskovit handelt, zeichnen ein penetratives Gefüge nach. Feinkörnige Quarz- und untergeordnet Feldspat-Lagen sind z.T. durch Glimmer-reiche Partien voneinander getrennt.

Generell waren zwei Generationen von Hellglimmern vorhanden, einerseits bis zu 1 mm dicke Lagen und andererseits kleine, in der ersten Foliation gewachsene Muskovit-Schüppchen. Perlenschnurartig, parallel der ersten Foliation, sind kleine Epidot-Blasten eingeregelt, die ebenfalls die Krenulation nachzeichnen.

Die Materialzusammensetzung ist typisch für eine Arkose. Das Gestein zeigt eine starke Überprägung der ursprünglichen, sedimentären Erscheinungen bis zur intensiven Mylonitisierung und völligen Rekristallisation, was an der Basis des Mittleren Allochthons und im Kontakt zum darüberliegenden Quarzit deutlich ausgeprägt ist. Im Gegensatz zum Hetenjaure-Fenster ist die Meta-Arkose des Børgfjell-Fensters feinkörniger und wesentlich Quarz-reicher.

### 5.3.3 Quarzite

Die Quarzite im Bereich des Orrevandet im Børgfjell-Fenster sind in einem ca. 200 m breiten Streifen östlich der Meta-Arkose (Kap. 5.3.2) aufgeschlossen. Morphologisch sind die Quarzite aufgrund ihrer Verwitterungsresistenz gut gegen das weiter östlich anstehende Obere Allochthon abzugrenzen, das aus relativ weichen, phyllitischen Schieferen besteht.

Das Gestein setzt sich makroskopisch aus massivem, homogenem Quarzit mit z.T. deutlich ausgebildeten, primären Körnern zusammen. Die Quarzite sind im cm- bis dm-Bereich gebankt, wobei die Lagigkeit durch Glimmer-reiche Zwischenlagen hervorgerufen wird. Überwiegend handelt es sich um einheitlich helle Quarzite, die z.T. grob oder „zuckerkörnig“ rekristallisiert sind. Das Material ist im Kontakt-Bereich zur Meta-Arkose und zum Oberen Allochthon nicht nur stark mylonitisiert sondern auch intensiv verfaltet.

Im Vergleich zu den Quarziten des Hetenjaure-Fensters (Kap. 5.2.1) ist das Material stärker deformiert und zeigt wegen der häufiger vertretenen Glimmer-haltigen Einschaltungen einen deutlich ausgebildeten Lagenbau.

Proben: 44/89<sub>1</sub>, 44/89<sub>2</sub>, 51/89, 53/89

Der Quarzit besteht u.d.M. überwiegend aus Quarz und zu ca. 20% aus Kalifeldspäten und Plagioklasen, die z.T. saussuritisiert sind. Die Feldspäte sind wegen ihres rigiden Verhaltens bei Scherprozessen wesentlich größer ausgebildet als die Quarz-Individuen. Untergeordnet gibt es wenige klastische Glimmer, bei denen es sich sowohl um Biotite, die retrograd in Chlorit umgewandelt sind, als auch um Hellglimmer handelt. Die oft unregelmäßig vieleckigen Quarz-Körner löschen größtenteils undulös aus und zeigen eine pflasterartige Struktur. Kleine, neugebildete Hellglimmer-Schüppchen sind parallel der Foliation gewachsen. Sie liegen auf den Korngrenzen der Quarz- und Feldspat-Kristalle, wobei sie z.T. leicht verbogen sind.

Im unteren Bereich der Quarzite zeigen stark Glimmer-führende Lagen eine deutliche Krenulation. Die Muskovite sind parallel der 001-Ebene zerschert und verbogen (Taf. IV,7).

#### 5.3.4 Mylonite

Sowohl im Top des Mittleren Allochthons wie an der Basis als auch deckenintern zwischen Quarzit und Meta-Arkose sind z.T. ausgeprägte Mylonite vorhanden. Es handelt sich in erster Linie um sehr Quarz-reiche, feinkörnige, feinlagige Mylonite, die am ehesten mit dem Begriff „hardschist“ zu beschreiben sind. Die Gesteine zeigen makroskopisch wie mikroskopisch genau das gleiche Erscheinungsbild, wie es auch im Hetenjaure-Fenster (Kap. 5.2.5) beschrieben ist.

#### 5.3.5 Köli-Einheiten an der Basis des Oberen Allochthons

Das rund um das Børgfjell-Fenster auflagernde Obere Allochthon gehört in diesem Bereich der Aufdomung der Köli-Einheit an, die aus Grünschiefer-faziellen, vulkano-sedimentären Abfolgen besteht (ZACHRISSON 1991).

Proben: 45/89

U.d.M. ist eine ausgeprägte, metamorphe Segregation zu sehen (Taf. IV,8), die Glimmer-reiche Lagen und z.T. grobkörnige Quarz-Feldspat-Bänder trennt. Das Segregations-Gefüge wurde durch eine jüngere Deformation überfaltet und zeigt somit eine engständige Krenulation.

In den hellen Lagen sind in erster Linie Quarz-Körner rekristallisiert, die undulös auslöschen, und untergeordnet kleine, tektonisch gerundete Plagioklase mit ausgeprägten, deutlich verbogenen Zwillingslamellen zeigen (Taf. V,1). In den Phyllosilikat-reichen Lagen sind die Glimmer-Lagen gebogen oder zerschuppt und zeigen ausgeprägte „birds-eye“ Strukturen. Radioaktive Höfe um Zirkone oder andere Einschlüsse sind in den Glimmern nicht vorhanden, was eine metamorphe Bildung der Biotite verdeutlicht. Neugebildete, kleine Hellglimmer-Schüppchen sind zu sehen, die mehr oder weniger parallel zur Achsenflächen-Schieferung verlaufen. Akzessorisch sind vereinzelt opake Partikelchen auf den Korngrenzen von Quarz-Blasten feinverteilt.

### 5.4 Fjällfjäll-Fenster am Ransarån und am Durrenpiken

Das Fjällfjäll-Fenster wird aus mehreren durch Überschiebungsbahnen getrennte Schuppen des Mittleren Allochthons aufgebaut (Kap. 7.1.1). Das Material setzt sich in erster Linie aus der Fjällfjäll-Meta-Arkose (Kap. 5.4.1), Turmalin-führenden Meta-Arkosen (Kap. 5.4.2) und untergeordnet aus feinlaminierten Myloniten (Kap. 5.4.3) zusammen.

Umgeben wird das Fjällfjäll-Fenster von Einheiten des Oberen Allochthons (Kap. 5.4.4), der Amphibolit-faziell überprägten Seve-Einheit und der Grünschiefer-faziell überprägten, vulkano-sedimentären Köli-Einheit (Zachrisson 1991 und 1993).

Im Kontaktbereich zwischen Mittlerem - und Oberem Allochthon sind intensiv gescherte und mylonitisierte Gesteine aufgeschlossen. Im Oberen Allochthon handelt es sich in den hier untersuchten Bereichen des Fjällfjäll-Fensters um Amphibolite (Kap. 5.4.4.1) und Biotit-Phyllite (Kap. 5.4.4.2).

### 5.4.1 Meta-Arkosen

ZACHRISSON bezeichnete 1964 das Material des Fjällfjäll-Fensters zum erstenmal als Fjällfjäll-Meta-Arkose und stellte es an die Basis der Köli-Einheit des Oberen Allochthons.

Das Gestein hat die gleiche Zusammensetzung wie die im Hetenjaure-Fenster beschriebenen Meta-Arkosen (Kap. 5.2.2). Makroskopisch zeigt es ein z.T. mylonitisches Gefüge. Sedimentäre Bildungen, wie Schrägschichtung oder Gradierung sind in einzelnen Schichtpaketen deutlich ausgebildet. Konglomerat-führende Horizonte wurden im Gelände im Gegensatz zur Meta-Arkose des Mittleren Allochthons des Hetenjaure Fenster nicht beobachtet.

Die Einheiten sind über weite Bereiche intensiv gefaltet, wobei auch abgescherte, isoklinal gefaltete Quarz-Mobilisate längs der Foliation eingeschuppt sind.

Proben: 13/89, 27/89, 28/89, 30/89, 35/89, 37/89

Die Meta-Arkosen sind u.d.M. deutlich foliiert und bestehen in erster Linie aus feinem, rekristallisiertem Quarz. Eine weitere Hauptkomponente bilden ca. 30% Feldspäte, die teilweise ein altes Interngefüge zeigen, das durch die tektonische Beanspruchung häufig deformiert ist. Zerbrochene, klastische Biotite sind randlich retrograd in Chlorit umgewandelt. Perlenschnurartig in der Foliation angeordnet sind ein Gemenge aus kleinen, opaken Partikelchen und teilweise gerundeten Epidoten. Die Epidot-Individuen besitzen z.T. einen klastisch gerundeten Kern, der zonar gebaut ist und je nach Stress-Einwirkung asymmetrisch neu gewachsen ist (Taf. V,2).

Über das ganze Material verteilt liegen feine, idiomorphe Muskovit-Schüppchen, die als Neubildungen in der Foliation und besonders in quarzreichen Lagen zu finden sind. In einigen Proben ist deutlich eine zweite Foliation erkennbar, die die ältere überprägt und kleine, schuppige Muskovit-Neubildungen zeigt, wobei die Glimmer der ersten Foliation leicht verbogen oder geschert sind. Einige idiomorphe aber auch klastisch gerundete Biotite sind nahezu alle unter Stress zerbrochen oder geschert. Sie enthalten gelegentlich Zirkone, die magmatisch gebildet sind und deutliche radioaktive Höfe zeigen. Die Biotit-Klasten sind von kleinen, metamorph gebildeten Muskoviten überwachsen. Akzessorisch sind kleine, eingescherte Limonit-Fetzen und klastische, z.T. zonar gebaute Zirkone vorhanden.

Bereiche, die eine intensive „crenulation cleavage“ zeigen, werden von metamorphen Segregations-Prozessen begleitet, in denen Phyllosilikat- bzw. Quarz-reiche Bänder deutlich getrennt sind. Im Faltenkern von Mikrofalten kam es zur Abscheidung von Quarz und in den Faltenflanken zur Anreicherung von Phyllosilikaten, was eine Überprägung des älteren penetrativen Gefüges durch eine jüngere Schieferung belegt. Deutlich sind auch achsenflächenparallele, jüngere Segregations-Erscheinungen ausgebildet (Taf. V,3 und V,4).

Die Materialzusammensetzung der Meta-Arkose im Mittleren Allochthon des Fjällfjäll-Fensters zeigt sowohl in der Lithologie als auch in den metamorphen Mineral-Paragenesen das gleiche Erscheinungsbild wie die Meta-Arkosen des Hetenjaure-Fensters.

### 5.4.2 Turmalin-führende Meta-Arkosen

Im Gelände unterscheiden sich die Turmalin-führenden Meta-Arkosen nicht von der Fjällfjäll-Meta-Arkose. Erst bei der Dünnschliff-Untersuchung fiel auf, daß das Turmalin-haltige Material sowohl im Bereich des Ransarån als auch des Durrenpiken an den oberen Bereich des Mittleren Allochthons gebunden ist.

Proben: 18/89, 29/89<sub>1</sub>, 29/89<sub>2</sub>, 31/89, 32/89, 36/89, 38/89

U.d.M. zeigt das Gestein die gleiche Zusammensetzung wie die unter den Kapiteln 5.2.2, 5.3.2 und 5.4.1 beschriebenen Meta-Arkosen. Als wichtige Komponente kommen bis zu 10% Turmalin hinzu. Die einzelnen intensiv bräunlich gefärbten und stark dichroitisch auslöschenden Mineral-Körner besitzen einen ausgeprägten Zonarbau, der in ditrigonalen Kopfschnitten (senkrecht c) besonders deutlich hervortritt (Taf. V,5). Schnitte parallel der c-Achse zeigen einen typischen „Schiffskiel-Querschnitt“. In dieser Schnittlage sind die Turmalin-Individuen größtenteils zerbrochen und in die Foliation eingeregelt. Sie sind z.T. rotiert und verdeutlichen aufgrund ihres rigiden Verhaltens Scherbewegungen, die parallel der Foliation verlaufen (Taf. V,6). Wegen des stark dichroitischen Verhaltens, das auf eine pegmatitische Entstehung der Turmalin-Varietät „Schörl“ deutet, und des ungewöhnlich hohen Anteiles im Sediment, was eine autigene Bildung des Minerals ausschließt, wird

der Turmalin als detritischer Sediment-Eintrag interpretiert. Der hohe Turmalin-Anteil weist auf marine Strandsande oder andere Sedimente, in denen eine ständige Aussortierung erfolgte.

Metasomatische Prozesse sind auszuschließen, da im Ablagerungsraum der Fjällfjäll-Meta-Arkose keine magmatischen Ereignisse nach der Ablagerung der Meta-Sedimente bekannt sind.

### 5.4.3 Mylonite

Bei den Myloniten im Mittleren Allochthon des Fjällfjäll-Fensters handelt es sich um feingebänderte, z.T. völlig rekristallisierte, ehemalige Meta-Arkosen, die nur noch reliktsche, gerundete Feldspat-Klasten und dünne Lagen von Hellglimmern enthalten. Sie sind sowohl fensterintern, begrenzt auf die einzelnen Schuppen-Kontakte (Kap. 4.2.4.1 und 4.2.4.2), als auch am Top des Mittleren Allochthons am Übergang zum Oberen Allochthon vorhanden. Sie zeigen makroskopisch ein ähnliches Erscheinungsbild wie die im Kapitel 5.2.5 beschriebenen Mylonite.

Proben: 26/89

Das stark deformierte Gestein besteht in erster Linie aus feinst zerriebenem Quarz, der ein typisches mylonitisches Gefüge repräsentiert.

U.d.M. zeigt das Material deutlich rekristallisierte, ca. 1mm dünne Quarz-Lagen, die eine deutliche Parkettierung aufweisen (Taf. V,7). Während der Mylonitisierung kam es zu einer intensiven Subkornbildung der einzelnen Quarz-Körner. Die rigide reagierenden Feldspat-Klasten sind z.T. elongiert oder zerbrochen und betonen zusammen mit den neugebildeten Hellglimmer-Schüppchen die ausgeprägte Foliation.

### 5.4.4 Gesteine an der Basis des Oberen Allochthons

Im Kontaktbereich zwischen Mittlerem - und Oberem Allochthon sind intensiv gescherte und mylonitisierte Gesteine aufgeschlossen. Es handelt sich am Westrand des Fjällfjäll-Fensters um Amphibolit-faziell überprägtes Material, das nach ZACHRISSON (1991) noch zur Seve-Decke gerechnet wird. In dem hier bearbeiteten Profil westlich des Durrenpiken ist diese nach Nordost dünn auskeilende, tektonische Schuppe nur wenige Meter mächtig. Sie wird von der Grünschiefer-faziell überprägten Köli-Decke überlagert.

Am Ostrand des Fensters wird das Mittlere Allochthon direkt von der Köli-Decke überlagert.

Im folgenden soll auf die in diesem Bereich des Fjällfjäll-Fensters anstehenden, intensiv mylonitisierten Amphibolite der Seve-Decke (Kap. 5.4.4.1) und auf die Biotit-Phyllite der Köli-Decke (Kap. 5.4.4.2) näher eingegangen werden.

Eine kleine Schuppe plutonischen Materials wurde aus dem Nordwesten der omegaförmigen Struktur am Ransarån (Kap. 5.4.4.3) mikroskopisch untersucht.

#### 5.4.4.1 Mylonite der Seve-Decke

Am Südwestrand des Fjällfjäll-Fensters ist ein nur dünnmächtiger, zerscherter und nach Nordwest auskeilender Span der Seve-Decke eingeschuppt. Er ist im Bereich nordwestlich des Durrenpiken nur wenige Meter mächtig und aufgrund seiner tektonischen Position stark mylonitisiert. So bilden Mylonite mit Amphiboliten lagenweise eine Art „Wechselfolge“, die makroskopisch deutliche Merkmale einer intensiven Durchbewegung zeigen, wie z.B. ausgequetschte oder abgerissene Mobilisate oder stark boudinierte, rigide reagierende, mafische Bänder bis hin zu mehreren dm-mächtigen Abfolgen feinkörnig rekristallisierter, dünner quarzitischer Lagen.

Proben: 34/89<sub>1</sub>, 34/89<sub>2</sub>

In dem eng begrenzten Bereich der Seve-Decke, westlich des Durrenpiken sind sowohl Amphibolit-faziell überprägte Metabasite als auch Feldspat-reiche Quarz-Mylonite aufgeschlossen.

U.d.M. zeigen die Amphibolite ein feinkörniges Gefüge, das in erster Linie aus kleinen, z.T. eingeregelt Hornblende-Blasten aufgebaut ist. Untergeordnet sind von Hornblendens überwachsene, in der Foliation liegende Biotite vorhanden und akzessorisch kleine Epidot-Individuen. Orientiert gewachsene Neubildungen von Chlorit-Aggregaten verdrängen oder durchsetzen einzelne Biotit-Blasten.

Das Gestein ist generell von syndeformativ, prograd gewachsenen, langen Aktinolith-Nadeln überwachsen, die deutlich die Foliation nachzeichnen (Taf. V,8).

Die Metabasite der Seve-Decke sind Quarz-frei.

Die Feldspat-reichen Quarz-Mylonite setzen sich zu 80% aus feinen, rekristallisierten Quarz-Individuen zusammen. Als weitere Hauptkomponente sind Kalifeldspäte, Mikropertit und Plagioklase vorhanden, die alle tektonisch gerundet oder linsenförmig in der Foliation liegen. Die einzelnen Feldspat-Klasten zeigen in druckärmeren Bereichen syndeformativ gewachsene Ränder (Taf. VI,1). Sie sind saussuritisiert, wobei die stabil bleibende Plagioklas-Komponente poikilitisch durchsetzt wird. Dies verdeutlicht retrograde, metamorphe Bedingungen während der Mylonitisierung des Materiales, ein Vorgang, der unter Einwirkung von Stress bevorzugt abläuft.

Das ganze Material ist von neugebildeten, kleinen Muskovit-Schüppchen durchsetzt, die in der Foliation liegen und das mylonitische Gefüge nachzeichnen.

#### 5.4.4.2 Biotit-Phyllite der Köli-Decke

Am Ostrand des Profils am Durrenpiken und in der omega-förmigen Struktur am Ransarån sind ausschließlich Gesteine der Köli-Einheit aufgeschlossen. Es handelt sich makroskopisch um Biotit-reiches Material, das dunkelgrau bis anthrazit gefärbt und intensiv foliiert ist. Eine deutliche, z.T. engständige Krenulation gibt dem Gestein ein welliges bis „zerknittertes“ Aussehen. Vereinzelt sind dünne, teils boudinierte Quarz-Mobilisate eingeschaltet, die in der Foliation liegen. Auf der Geologischen Karte von ZACHRISSON (1991 und 1993) sind diese im unteren Bereich der Köli-Einheit anstehenden Gesteine als Glimmer-Schiefer oder auch Graphit-haltige Schiefer kartiert, die linsenartig im Oberen Allochthon einschuppt sind. Die hier untersuchte Probe stammt direkt aus dem Kontakt-Bereich des Oberen Allochthons zum Mittleren Allochthon, wobei graphitische Anteile im hier beschriebenen Material nicht vorhanden sind.

Proben: 33/89

Bei den Gesteinen der Köli-Decke handelt es sich u.d.M. um ein Biotit-reiches Material, das wegen des lagig angeordneten, hohen Glimmer-Anteiles stark foliiert ist. Dünne, Quarz-reiche Lagen sind vorhanden, in denen die Quarz-Individuen rekristallisiert sind und keine undulöse Auslöschung zeigen. In der Foliation sind kleine, z.T. „zerfressene“ Limonit-Kristalle zu sehen, die in druckfreien Bereichen neugebildete, regellos gewachsene, „verfilzte“ Chlorit-Bildungen zeigen. Auch feine Chlorit-Schüppchen liegen z.T. in dünnen Lagen in der Foliation. Es dürfte sich hier in erster Linie um verdrängte Biotit-Individuen handeln, was aber wegen der geringen Größe der einzelnen Schuppen nur schwer beurteilt werden kann. Es handelt sich aber um neugewachsene Minerale, die nach dem metamorphen Höchststand gebildet wurden. Das Gestein zeigt eine ausgeprägte, weitständige zweite Foliation, die durch in Mikrofallen gelegte Glimmer-Minerale längs dieser Foliation Bruchstrukturen verdeutlicht (Taf. VI,2).

In der ersten Foliation liegen langgestreckte Kalifeldspat-Individuen, die an Schnittstellen der ersten und zweiten Foliation ebenfalls Bruchstrukturen aufweisen (Taf. VI,3).

Wahrscheinlich aus Pyrit pseudomorph hervorgegangene Hämatit-Körner sind z.T. durch die jüngere Foliation leicht rotiert und zeigen Druckschattenfüllungen und somit Bereiche geringen Druckes, die durch die Drehung hervorgerufen wurden.

Das Gestein ist als Biotit-Phyllit zu bezeichnen. Da es sich hier um stark verwittertes Probenmaterial handelt, und die Biotite stark gebleicht sind, ist mit großer Wahrscheinlichkeit der ursprüngliche Mineral-Gehalt in Hydrobiotit und sekundäre Bildungen von Limonit übergeführt worden.

#### 5.4.4.3 Syenite

Am Nordwestrand der omega-förmigen Struktur am Ransarån (Kap. 4.2.4.2) ist im Kontaktbereich des Mittleren Allochthons zum Oberen Allochthon eine ca. 10 m mächtige, auf knapp 500 m Länge anstehende kristalline Scheibe eingeschuppt. Makroskopisch handelt es sich um ein helles, grobkörniges Material mit dunkelgrünen Einsprenglingen. Es ist leicht foliiert, was durch eine schwache Einregelung der Mineral-Körner verdeutlicht wird, wobei das Gestein im Kontakt-Bereich zum Mittleren Allochthon stark zerschert und mylonitisiert ist.

Proben: 21/89

Das Material zeigt u.d.M. ein hypidiomorph-körniges Gefüge, das hauptsächlich aus Mikroklin, Plagioklas und untergeordnet aus Quarz besteht. Akzessorisch sind Magnetit, Epidot, Albit, Chlorit, etwas Muskovit und Titanit enthalten. Das Gestein setzt sich zu ca. 50% aus Plagioklas zusammen, die mehrere mm groß und z.T. idiomorph ausgebildet sind und nur leicht deformierte Zwillingslamellen besitzen. Sie haben einen saussuritisierten Kern, der Neubildungen von Zoisit, Klinozoisit und Serizit zeigt (Taf. VI,4). Die ausgeprägte, feinverteilte Saussuritisierung verdeutlicht eine poikiloblastische Zersetzung der Anorthit-Komponente im Inneren der Plagioklase. Es kam somit teilweise zu einer Neubildung einer stabilen Restkomponente aus Albit bis Oligoklas. An zweiter Stelle steht mit ca. 20% der Mikroklin, der eine deutliche, gelegentlich verbogene und z.T. leicht zerscherte Zwillingsgitterung besitzt (Taf. VI,5). Die Quarz-Komponente setzt sich zum einen aus feinkörnigen Individuen und zum anderen aus mehreren-mm-großen Blasten zusammen. Der feinkörnige Anteil besteht aus kleinen, rekristallisierten Individuen, auf deren Korngrenzen vereinzelt Muskovit-Schüppchen gewachsen sind. Die großen Quarz-Körner liegen als Zwickelfüllung zwischen den Feldspäten. Sie sind xenomorph und löschen pflasterähnlich, undulös aus.

Einige Biotit-Blasten sind völlig in Chlorit umgewandelt.

Akkumulationen von Magnetit, Epidot, Albit und Chlorit weisen auf retrograd entstandene Neubildungen hin, die ursprünglich aus metamorph gebildeten, Eisen-reichen Granaten, vermutlich Almandinen, hervorgingen (Taf.VI,6). Sie sind für das Obere Allochthon typisch, wurden aber im Bereich des Decken-Kontaktes zwischen Mittlerem und Oberem Allochthon infolge der intensiven Beanspruchung völlig umgewandelt.

Die hier vorkommenden, zonierte gebauten Epidote verdeutlichen eine länger andauernde, retrograde Phase während der metamorphen Überprägung des Materiales.

Das primäre, magmatische Gefüge des ursprünglichen Gesteines ist trotz der retrograden Umbildungen kaum zerstört, was ein rigides Verhalten des Gesteinskomplexes verdeutlicht.

Die Mineralzusammensetzung spricht für eine magmatische Entstehung des Gesteines und schließt eine metamorphe Bildung der Mineral-Paragenesen aus. Das primäre Vorhandensein der Anorthit-reichen Plagioklase und Mikrokline und der relativ geringe Anteil an freiem Quarz deutet auf ein syenitisches Ausgangsgestein.

## 6 Metamorphose im Arbeitsgebiet

Um die im Arbeitsgebiet anstehenden Formationen und tektonischen Einheiten zu untergliedern und gegeneinander abzugrenzen, wurden mikroskopische Analysen der verschiedenen Mineralparagenesen durchgeführt (Kap. 5). So ließen sich für die anstehenden Gesteine und tektonischen Einheiten Intensität und Ablauf der metamorphen Überprägung rekonstruieren.

Für das Untere, Mittlere und Obere Allochthon konnten verschiedene Mineralparagenesen nachgewiesen (Kap. 6.1 bis 6.3) und die PT-Bedingungen für die jeweiligen Deckeneinheiten ermittelt werden (Kap. 6.4).

Die Zusammenhänge zwischen PT-Bedingungen, Mineralparagenesen und tektonischen Deformationsabläufen werden in Kap. 7 näher erläutert.

### 6.1 Metamorphose im Unteren Allochthon

Im folgenden wird auf die unterschiedliche metamorphe Überprägung im Unteren Allochthon sowohl bei Borgafjäll am Ostrand der Kaledoniden (Kap. 6.1.1) als auch im Børgfjell-Fenster (Kap. 6.1.2) in Norwegen eingegangen.

#### 6.1.1 Metamorphose im Unteren Allochthon bei Borgafjäll

Im Material des Unteren Allochthons am Ostrand der Kaledoniden bei Borgafjäll ist wegen der monotonen, mineralogischen Zusammensetzung der Gårdsjön-Quarzite der Grad und die zeitliche Entwicklung der Metamorphose nur schwer zu bestimmen. So sind sedimentäre Erscheinungen, wie primäre Kornformen oder Schrägschichtung größtenteils deutlich erhalten. Generell sind die PT-Bedingungen im Unteren Allochthon als relativ niedriggradig einzustufen. So beschreibt GREILING (1985) für den Blaik-Deckenkomplex im Unteren Allochthon eine anchimetamorphe Überprägung, die Temperaturen zwischen 200 und 320°C entspricht.

Ein „Augengneis-ähnliches“ Aussehen ist nur im Top des Unteren Allochthons zu beobachten. Dieses Gefüge repräsentiert nicht nur eine Mylonitisierung im Top des Unteren Allochthons, die durch die Überfahung des Mittleren Allochthons auf das Untere Allochthon entstand, sondern spricht auch für Temperaturen, die in einem Bereich zwischen 350 und knapp 400°C gelegen haben müssen. Zum einen deutet dies auf einen „heißen Kontakt“ zum überlagernden Mittleren Allochthon hin, zum anderen aber auch auf eine stärkere, deformativ Beanspruchung, die zu einer intensiven Zerschierung und Mylonitisierung führte und metamorphe Neubildungen oder duktilen Verformen begünstigte. So sind vereinzelt kleine, mehr oder weniger parallel angeordnete Muskovit-Schüppchen in rekristallisierten Quarz-Körnern vorhanden, die für den Höchststand der metamorphen Bedingungen im Top des Unteren Allochthons stehen und zusammen mit der Ausbildung „Augengneis-ähnlicher“ Strukturen metamorphe Temperaturen von mehr als 350°C benötigen. Plagioklase sind z.T. deutlich saussuritisiert und klastische Biotite randlich in Chlorit umgewandelt, Indizien, die für eine syntektonische, mylonitische Überprägung und eine langsame Abnahme der metamorphen Bedingungen stehen.

So lag die Temperatur im Top des Unteren Allochthons wesentlich höher als es intern im Deckenkomplex der Fall war. Diese Temperatur kann folglich nicht als repräsentativ für die metamorphe Überprägung des ganzen Unteren Allochthons angesehen werden. So dürfte wegen der anchimetamorphen Bedingungen im Unteren Allochthon die Mächtigkeit und somit der Auflastdruck der überfahrenden Einheiten des Mittleren Allochthons eher gering gewesen sein und bei Borgafjäll zwischen 2.3 und 2.5 kb betragen haben (Kap. 5.1.1).

#### 6.1.2 Metamorphose im Unteren Allochthon im Børgfjell-Fenster

Die metamorphen PT-Bedingungen im Top des Kristallins des Børgfjell-Fensters sind im Gegensatz zum Unteren Allochthon bei Borgafjäll wesentlich höher. So kommt es im Kontaktbereich des Kristallins zum überlagernden Mittleren Allochthon zur Ausbildung von Epidot und zu einer ausgeprägten, retrograden Umbildung von Biotit zu Chlorit (Kap. 5.3.1), Mineralparagenesen, die Temperaturen von knapp über 400°C repräsentieren.

Das Kristallin im Kern des Børgfjell-Fensters ist hingegen nicht so hoch metamorph. Die beschriebene metamorphe Muskovit-Blastese (Kap. 5.3.1) belegt hier einen Metamorphosegrad im unteren Grünschiefer-Bereich.

Da aber die auf dem Børgesfjell-Fenster lagernden Deckeneinheiten weit stärker metamorphisiert sind, als es bei Borgafjäll der Fall ist, spricht die randliche Überprägung des Fensters für einen „heißen Kontakt“ zu den überlagernden Einheiten. Die metamorphen Bedingungen im Kern des Fensters deuten auf eine weit geringere Überlagerung in diesem Bereich, die zwar nicht die Auflasthöhe des überlagernden Mittleren Allochthons erreicht (Kap. 6.2), aber aufgrund des eher „kalten“ Kerns des transportierten Kristallins eine zu geringe Mächtigkeit der überfahrenden Decken suggeriert.

Der metamorph schwächer überprägte Bereich des inneren Kerns des Børgesfjell-Fensters spricht nicht eindeutig für eine tektonische Position des Kristallins im Fensters. Erst der Deformationsstil wie Kataklyse oder „Augengneis-ähnliche“ Strukturen verdeutlichen die allochthone Position des kristallinen Kerns des antiklinalen Komplexes (Kap. 7).

## 6.2 Metamorphose im Mittleren Allochthon

Der Grad der metamorphen Überprägung im Mittleren Allochthon ist für die Abgrenzung zum Oberen Allochthon und zum Unteren Allochthon von Bedeutung. Erste Untersuchungen finden sich bereits bei KULLING (1942), der die wichtigsten Mineralparagenesen beschrieb und das erste Mal das Mittlere Allochthon zum Liegenden und Hangenden abgrenzte.

Anhand der kritischen Mineralparagenesen im Mittleren Allochthon werden im folgenden die metamorphe Entwicklung und deren laterale Verbreitung im Arbeitsgebiet beschrieben.

Am Ostrand der Kaledoniden bei Borgafjäll sind im Mittleren Allochthon Gesteine aufgeschlossen, die keine ursprünglichen Strukturen eines Eduktes mehr besitzen. Das beruht sowohl auf der z.T. stark ausgeprägten Mylonitisierung als auch auf der metamorphen Überprägung. Die Matrix setzt sich aus rekristallisiertem, feinkörnigem Quarz, metamorph gebildeten kleinen Muskovit-Schuppen und Epidot zusammen. Außerdem sind rigide reagierende, durch Scherbewegungen gerollte Feldspäte vorhanden. Die klastischen Biotite, die randlich deutliche retrograde Umbildungen zu Chlorit aufweisen, zeigen keine metamorph gebildeten aus Biotit bestehenden Anwachszone. Somit lag der metamorphe Höchststand unter der Temperatur metamorpher Biotit-Bildung. Aufgrund ihrer Größe sind die Biotite bei den in Kap. 5.1.2 beschriebenen PT-Bedingungen wahrscheinlich klastischen Ursprungs. Die Feinkörnigkeit und die Zusammensetzung der Matrix-Mineralen sprechen für eine tektonisch bedingte Zerschierung ehemals Anorthit-reicher Plagioklase und deuten so auf ein Ausgangsprodukt Arkose-ähnlicher Zusammensetzung und somit auf eine mögliche Saussuritisierung großer Feldspatanteile hin.

Das reichliche Auftreten von Epidot steht in diesem Bereich für eine untere Grünschiefer-fazielle Überprägung im Mittleren Allochthon. Saussuritisierung und Chlorit-Bildung sind deutliche retrograde Umwandlungen, die für langsam abklingende, aber kontinuierlich ablaufende metamorphe Bedingungen stehen. Die Saussuritisierung ist ein Indiz einer syntektonisch retrograd ablaufenden Metamorphose. Außerdem sind bei Borgafjäll im Top des Mittleren Allochthons Aktinolith-Epidot-Chlorit-Schiefer aufgeschlossen, die für ihre Bildung die gleichen metamorphen Voraussetzungen benötigen. Hier sind nicht nur retrograd gebildete Chlorite zu beobachten, sondern auch „verfilzte“ Chlorit-Neubildungen vorhanden, die gleichbleibende bis langsam abnehmende Temperatur- und Druck-Bedingungen verdeutlichen. Die metamorphe Überprägung war nicht so hoch, daß es nicht zur metamorphen Bildung von Granaten kam. So wurde am Ostrand der Kaledoniden ein Auflastdruck von 2.8 bis 3.0 kb und eine Temperatur-Obergrenze von 400-420°C ermittelt, was GREILING (1985) für den Stalon-Deckenkomplex ebenfalls beschreibt.

In den tektonischen Fenstern zeigt das Mittlere Allochthon über alle Fenster verteilt, je nach vertikaler Position, eine nahezu gleichmäßig ausgeprägte metamorphe Überprägung. In erster Linie sind die kritischen Minerale Biotit, Almandin und Muskovit zu nennen, deren Bildung der oberen Grünschiefer-Fazies mit Temperaturen von etwas mehr als 500°C entspricht. Unter diesen Voraussetzungen herrschte ein Druck von 4.0 bis 4.5 kb, was einer Versenkungstiefe von 12 bis 15 Kilometern gleichkommt. Vereinzelt sind im Top des Mittleren Allochthons rotierte Granatporphyroblasten vorhanden, die aufgrund ihrer Internstrukturen frühe, metamorphe Ereignisse repräsentieren. Almandin zeigt nach einem Höchststand der Metamorphose randlich Umwandlungen zu Biotit. Da in dieser Phase kein neuer Granat mehr gebildet wurde, deutet dies auf gleichbleibende bis leicht abnehmende Temperatur- und Druck-Bedingungen (Kap. 6.4).

Bei einer Abnahme der metamorphen Bedingungen bildeten sich aus Almandin und Biotit Chlorit, was Temperaturen zwischen 350 und 400°C voraussetzt.

In stark deformierten Bereichen sind retrograde Erscheinungen, wie beispielsweise die Saussuritisierung, wesentlich deutlicher ausgebildet. Dies gilt besonders für die retrograd verlaufende metamorphe Überprägung des tektonisch stark beanspruchten Tops des Mittleren Allochthons im Kontaktbereich zum Oberen Allochthon.

### 6.3 Metamorphose im Oberen Allochthon

Die metamorphen Bedingungen waren in der Seve des Oberen Allochthons generell höher als es im Mittleren Allochthon der Fall war.

Das Mittlere Allochthon wird im Bereich des Hetenjaure-Fensters ausschließlich von Seve-Gesteinen und in den anderen Fenstern und am Ostrand bei Borgafjäll sowohl von der Seve-Decke als auch von Köli-Einheiten überlagert. So bildeten die Amphibolith-faziell überprägten und z.T. noch höher metamorphen Schiefer, Gneise und Amphibolithe (Zachrisson 1991) der Seve-Einheit in weiten Teilen des Arbeitsgebietes das tektonische Basisstockwerk des Oberen Allochthons.

Schuppig ausgebildete Glimmer verdeutlichen die Foliation, wobei im Kontakt zum Mittleren Allochthon das Gestein besonders feinlagig foliiert und intensiv mylonitisiert ist. Zeugen einer prämylonitischen, ausgeprägten Granat-Blastese, sind aus Granat retrograd in Feldspäte umgewandelte, rigide reagierende „Überbleibsel“ einer deutlichen Amphibolit-faziellen Überprägung. Metamorphe Umbildungen dieser Art sind nur unter syndeformativ retrograden Metamorphose-Bedingungen möglich. Wegen der ausgeprägten Transport-Spuren, die nur von rigide reagierenden Mineralen wie beispielsweise Granat hervorgerufen werden können, müssen diese Granate schon vor der Zerschering existiert haben. Sie sind im direkten Kontakt-Bereich des Oberen zum Mittleren Allochthon retrograd völlig zu Feldspäten umgewandelt. Nur wenige Meter über der Deckengrenze sind sie noch reliktsch erhalten oder als linsenförmig „zerdrückte“ Granate zu finden.

Die frühe Amphibolit-fazielle Überprägung der Seve-Decke, die vor der Platznahme des Oberen Allochthons auf dem Mittleren Allochthon stattfand, verdeutlicht Temperatur-Bedingungen von ca. 600°C und eine bis zu 20 km tiefe Versenkung des Materiales, was einem Druck von 6 kb entspricht.

Die Seve-Decke wird generell im Arbeitsgebiet von der Grünschiefer-faziell metamorph überprägten, vulkano-sedimentären Abfolge, der Köli-Einheit überlagert, wobei im Fjällfjäll- und Børgfjell-Fenster die Köli-Einheit auch z.T. direkt auf dem Mittlerem Allochthon aufliegt und sich somit die Seve-Decke meist in tektonisch stark zerscherter oder ausgequetschter Position befindet.

In der Köli-Decke sind in erster Linie die deutlichen Segregations-Erscheinungen zu nennen, die das Material in leukokrate (Quarz und Feldspat-reiche Lagen) und melanokrate Bereiche (Phyllosilikat-reiche Lagen) trennen. Die metamorph gebildeten Biotite (Kap. 5.3.5) sind stark deformiert b.z.w. krenuliert und von neugesproßten, kleinen Hellglimmer-Schüppchen längs einer neu ausgebildeten Achsenflächen-Schieferung überwachsen. An Fazies-kritischen Mineralen ist in den untersuchten Proben der Köli-Einheit für den Metamorphose-Höchststand nur Biotit zu nennen, wobei der Hellglimmer in einem abklingenden, mit der Ausbildung der Krenulation einhergehenden Deformationsabschnitt unter retrograd metamorphen Bedingungen gebildet wurde.

### 6.4 Zusammenfassung der Ergebnisse der metamorphen Entwicklung im Mittleren Allochthon

Die beschriebenen metamorphen Bedingungen im Mittleren Allochthon des Arbeitsgebietes belegen eine regionalmetamorphe Überprägung. Es sind keinerlei Anzeichen auf Hochdruck-metamorphe Bildungen vorhanden.

Im folgenden soll nicht nur die Konstellation der PT-Bedingungen im Zusammenhang mit den polymetamorphen Vorgängen im Mittleren Allochthon näher erläutert werden, sondern auch die metamorphe Überprägung in den angrenzenden Deckeneinheiten geklärt werden.

Am Ostrand der Kaledoniden bei Borgafjäll unterlag das Mittlere Allochthon einer unteren-Grünschiefer-faziellen Überprägung. Die PT-Bedingungen erfordern einen Auflastdruck von 2.8 bis 3.0 kb und Temperaturen von bis zu 420°C. Die PT-Bedingungen im Unteren Allochthon hingegen liegen nur bei 1.5 bis 2.0 kb und bei Temperaturen von 200 bis 320°C. Der im Bereich des Deckenkontaktes zum unterlagernden Unteren Allochthon existierende, nur geringmächtige Übergangsbereich ist somit auf einen „Hitze“-Kontakt (s. Kap 6.2) zurückzuführen. Der „Sprung“ der PT-Bedingungen vom Unteren zum Mittleren Allochthon verdeutlicht die höhere metamorphe Überprägung des Mittleren Allochthons, bevor es seine endgültige tektonische Position auf dem niedriger metamorphen Unteren Allochthon erreicht hatte. Eine metamorphe Beeinflussung des Tops des Unteren Allochthons mit ähnlichen PT-Bedingungen, wie sie auch im Mittleren Allochthon vorliegen, wird somit während der Überföhrung durch den aufliegenden Deckenkomplex deutlich.

Weiter westlich in den tektonischen Fenstern (Hetenjaure-, Fjällfjäll- und Børgfjell-Fenster) liegt eine mittlere bis höhere Grünschiefer-fazielle Überprägung vor, wobei im Top des Mittleren Allochthons Amphibolit-fazielle Bedingungen erreicht wurden.

Die im Mittleren Allochthon ermittelten Fazies-kritischen Mineral-Paragenesen fordern einen Druck von 4.0 bis 4.5 kb. Die im Top des Mittleren Allochthons rotierten Almandin-Porphyroblasten stehen für eine höhere metamorphe Entwicklung in diesem Bereich und täuschen einen Auflastdruck von etwas mehr als 5 kb vor. Unter diesen Voraussetzungen müssen Temperaturen von ca. 530°C geherrscht haben, was aber nur mit einem „heißen“ Kontakt (Kap. 5.2.5) zum Oberen Allochthon zu erklären ist. Die retrograden Mineralneubildungen in den Granaten, die während der intensiven Zerschierung und Mylonitisierung stattfanden, deuten auf leicht abnehmende Temperaturen und ein Absinken des auflastenden Druckes hin (Abb. 6.1).

Mit großer Wahrscheinlichkeit sind die zu dieser Zeit herrschenden PT-Bedingungen mit einer Endphase des Duplexbaues in den Fenstern und mit einem damit einhergehenden „passive roof thrusting“ zu erklären (Kap. 7).

Dies entspricht nach der vorläufigen Platznahme der allochthonen Einheiten im Orogenen Keil (Kap. 9) einem Abklingen der Temperaturen und somit einem Angleichen der PT-Bedingungen beider allochthoner Einheiten auf ihrem retrograden PT-Pfad (s. Abb. 6.1). Bei einer weiteren Abnahme der Temperatur auf weniger als 400°C bildeten sich Almandin und Biotit retrograd zu Chlorit um, was den „Abkühlungs-Trend“ belegt.

Generell sind die retrograden Erscheinungen in tektonisch intensiver beanspruchten Bereichen wesentlich deutlicher ausgebildet als es in weniger deformierten Bereichen der Fall ist, was beispielsweise GREILING (1985) für den Stalon-Deckenkomplex im Osten von Västerbotten beschreibt.

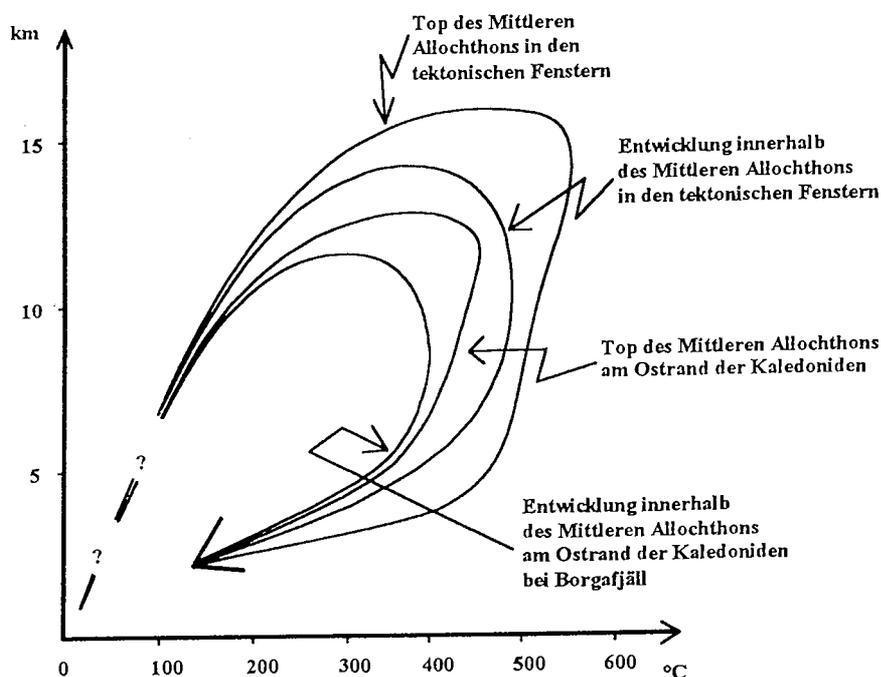


Abb. 6.1

PT-Pfade des Mittleren Allochthons entlang eines Westnordwest-Ost-südost verlaufenden Profils in den Provinzen Västerbotten, Jämtland und im westlich daran angrenzenden Teil Norwegens. Deutlich werden die PT-Bedingungen im Mittleren Allochthon besonders am Ostrand der Kaledoniden bei Borgafjäll, wo sie im unteren Grünschiefer-Bereich liegen. Weiter westlich in den tektonischen Fenstern ist ebenfalls eine Grünschiefer-fazielle Überprägung zu sehen, die im Top des Mittleren Allochthons Amphibolit-fazielle Bedingungen erreicht.

Fig. 6.1

PT-path of the Middle Allochthon along a profile striking westnorthwest-east-southeast across the provinces Västerbotten, Jämtland and adjacent parts of Norway. The metamorphic evolution of the Middle Allochthon is seen to the west especially at the eastern margin of the Caledonides at Borgafjäll, positioned in the lower part of the greenschist-facies. Further towards the west, in the tectonic windows, one also sees a greenschist-facies overprint, which reached Amphibolit-facies conditions in the top of the Middle Allochthon.

Sowohl zum Top als auch von Ost nach West wird eine Zunahme des Metamorphosegrades im Mittleren Allochthon deutlich. Das exponentielle Ansteigen der PT-Bedingungen in vertikaler Richtung zum oberen Deckenkontakt hin (Abb. 6.2) läßt sich mit der intensiven, tektonischen Beanspruchung im Top des Mittleren Allochthons als Folge der Überführung durch mächtige Einheiten der darüberliegenden Deckenkomplexe erklären. In diesem Bereich beeinflusste das höher metamorphe Obere Allochthon während und nach seiner Platznahme auf dem niedriger metamorphen unterlagernden Mittleren Allochthon eine „kontaktmetamorphe“ Überprägung im Top des Mittleren Allochthons.

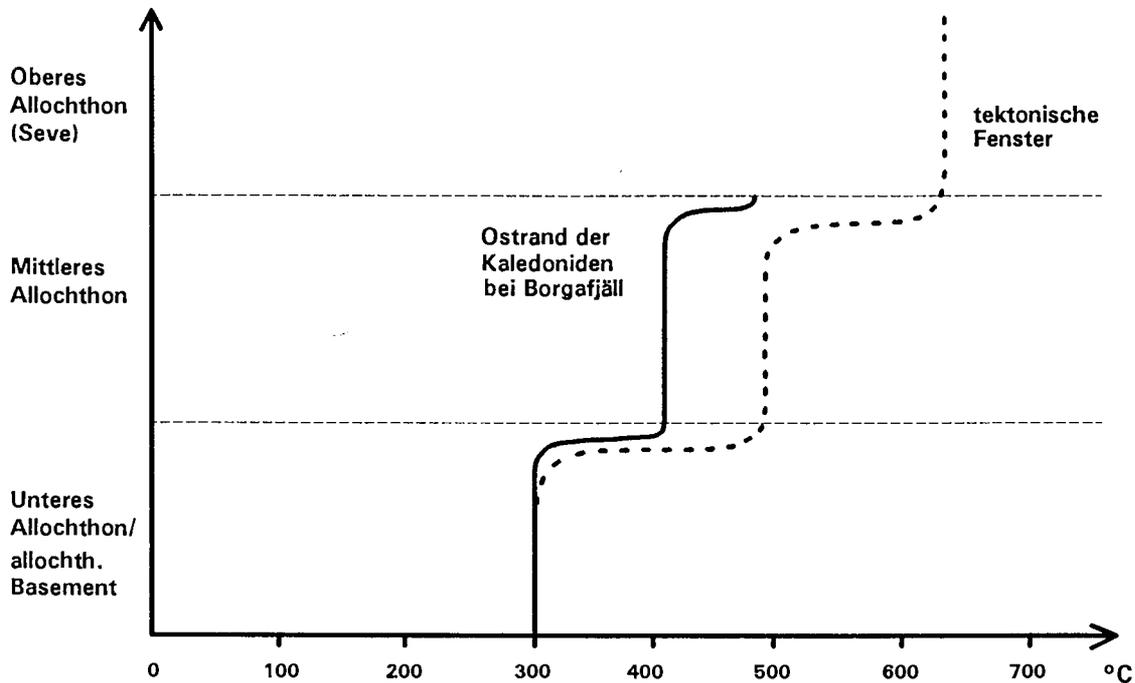


Abb. 6.2

Zusammenfassende Darstellung der ermittelten metamorphen Temperatur-Bedingungen (prograd ausgebildete Höchststände der metamorphen Überprägungen) im Mittleren Allochthon und in den angrenzenden Deckeneinheiten, dem Unteren und dem Oberen Allochthon.

Fig. 6.2

Compilation of the metamorphic temperature-conditions (prograde peak of the metamorphic overprint) in the Middle Allochthon and the surrounding nappe complexes, the Lower and the Upper Allochthon.

## 7 Gefüge und strukturelle Entwicklung des Mittleren Allochthons im Arbeitsgebiet

Das Mittlere Allochthon in den Provinzen Västerbotten und Jämtland und im weiter westlich angrenzenden Teil Norwegens weist bezüglich seiner Position und tektonischen Stellung eine komplexe Deformationsgeschichte auf.

Um Deformationserscheinungen, Deformationsabläufe und tektonostratigraphische Abfolgen beschreiben und besser erklären zu können, soll auf das Makro-Gefüge (Kap. 7.1.1) und das Mikro-Gefüge (Kap. 7.1.2) des Mittleren Allochthons näher eingegangen werden.

Dabei wurden die gefügeanalytischen Auswertungen durch rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen (REM) unterstützt (Kap. 7.1.3).

Anhand des Mikro-Gefüges und der rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen wurde eine mikrotektonische Deutung durchgeführt und das Pro und Kontra für eine Strainanalyse diskutiert (Kap. 7.1.4).

Aufgrund der Deformation der Bankung, der reliktsch erhaltenen Sedimentstrukturen und der metamorphen Überprägung, wie z.B. der metamorphen Segregation, die in den einzelnen lithologischen Einheiten zu beobachten sind, lassen sich im Mittleren Allochthon in diesem Bereich der Kaledoniden vier unterschiedliche strukturelle Deformationsabschnitte rekonstruieren. Es sei aber darauf hingewiesen, daß die rekonstruierte Deformationsabfolge nicht verschiedene, zeitlich klar voneinander getrennte Deformationsphasen darstellt, sondern eine kontinuierlich aufeinanderfolgende, mechanische Beanspruchung charakterisiert (Kap. 7.2).

### 7.1 Gefüge der unterschiedlich deformierten Bereiche des Mittleren Allochthons

Bei der makroskopischen und mikroskopischen Untersuchung der unterschiedlich mylonitisierten Gesteine im Arbeitsgebiet ist eine deutliche Zunahme der Scherintensität zwischen relativ gut erhaltenen klastischen Serien und intensiv deformierten, mylonitischen Gesteinen zu beobachten. Dies geht soweit, daß im Gelände weite Bereiche nur als reine Mylonite auskartiert werden können. Sowohl an der Basis, im Top des Mittleren Allochthons als auch deckenintern sind intensiv gescherte Horizonte zu sehen. Besonders im oberen Bereich des Mittleren Allochthons, im Kontakt zum Oberen Allochthon, sind z.B. im Hetenjaure-Fenster bis zu 50 m mächtige, gleichmäßig zerscherte Gesteine vorhanden (Abb. 4.3), die eigenständige kartierbare Einheiten bilden.

#### 7.1.1 Makro-Gefüge

Auf den Geologischen Karten z.B. von STRÖMBERG et al. (1984), GEE et al. (1985) oder ZACHRISSON (1991, 1993) sind im hier bearbeiteten Gebiet der Kaledoniden weiträumige Aufdomungen oder Synklinal- und Antiklinal-Strukturen vorhanden. So sind die in dieser Arbeit beschriebenen tektonischen Fenster aufgrund des Deckenbaues in den Kaledoniden und der unterschiedlichen metamorphen Überprägungen in den einzelnen Deckenkomplexen gut abzugrenzen.

Dadurch werden der in nordnordöstlicher Richtung verlaufende Decken- und Schuppenbau und die dazu parallel orientierten, langgestreckten Aufdomungen in diesem Bereich des Arbeitsgebietes deutlich.

Das Auswerten der strukturellen Daten und die Einordnung der metamorphen Faziestypen ermöglichen eine Klärung des Deformationsablaufes im Arbeitsgebiet (Kap. 7.2).

Für die Interpretation des Faltenbaues sind das Verständnis der stofflichen Anisotropien bzw. Inhomogenitäten der Gesteine eine wichtige Voraussetzung. Um in Metamorphiten strukturelle Elemente interpretieren zu können, sind im Mittleren Allochthon im Arbeitsgebiet in erster Linie die penetrative Schieferung bzw. mylonitische Foliation herangezogen worden. In den schwächer deformierten Bereichen der Meta-Arkose und der Meta-Konglomerate sind sedimentäre Strukturen erhalten, die Gradierung und Schrägschichtung zeigen. Diese sedimentären Strukturen sind deformiert und mehr oder weniger intensiv foliiert, wobei die mylonitische Foliation häufig parallel der ehemaligen sedimentären Bankung verläuft.

Die eingemessenen Gefügeelemente (Foliation, Faltenachsen, Lineare) basieren auf der im Mittleren Allochthon während der metamorphen Höchstphase deutlich ausgebildeten mylonitischen Foliation (Kap. 6). In diesem stark kompressiv betonten Deformationsabschnitt wurden ältere strukturelle Elemente in den mylonitischen Bereichen des Mittleren Allochthons überprägt oder ausgelöscht. So sind die isoklinalen, abgerissenen Falten (Abb. 7.1) Relikte einer früheren Zerschering. Ihr Ursprung liegt wahrscheinlich in einer

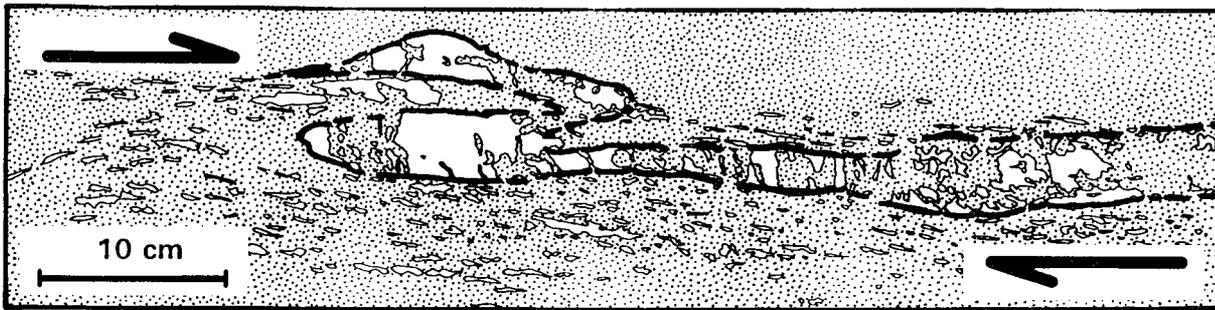


Abb. 7.1

Abgerissene, in der Foliation liegende Isoklinal-Falte. Die beobachtete Struktur stammt aus dem Top des Mittleren Allochthons im Grenzbereich zum Oberen Allochthon (Nordostrand des Hetenjaure-Fensters).

Fig. 7.1

Sheared foliation arranged parallel to an isoclinal-fold. The observed structure is located in the top of the Middle Allochthon at the border with the Upper Allochthon (northeastern margin of the Hetenjaure-window).

frühen Phase der Überfahrung des Oberen Allochthons über das Mittlere Allochthon, also bevor das Mittlere Allochthon als Ganzes bewegt wurde. Diese Überlegung wird dadurch unterstützt, daß dieser Faltentyp nur im Top des Mittleren Allochthons zu finden ist. Die isoklinale Falten stehen somit nicht für eine hohe Einengungsrate, sondern sind auf die intensive Scherung zurückzuführen.

Generell kann gesagt werden, daß die Scherkriterien im Mittleren Allochthon des Arbeitsgebietes eine Haupttrichtung von  $115^\circ$  aufweisen. So war sowohl von Ost nach West als auch vom Top zur Basis kaum eine Variationsbreite der Richtungen zu verzeichnen (Abb. 7.2). Die Werte pendeln in ihren statistischen Mittelwerten um nur  $13^\circ$ .

Dies spricht für einen gleich gerichteten Deckenschub im Mittleren Allochthon des Arbeitsgebietes. Da die Scherrichtung früh angelegte Strukturen wie abgerissene Isoklinal-Falten im Top der Einheit, die aus einer frühen Phase der Kollision stammen, mit Streckungs-Linearen auf Foliationsflächen oder „gerieften“ Quarzmobilisaten nahezu identisch sind, spricht dies für eine gerichtete, kontinuierlich ablaufende Deformation im Mittleren Allochthon. Erst die späten Rücküberschiebungen, die als „out-of-sequence-structures“ interpretiert werden, bewirkten eine Rotation der Bewegungs-Linearer, wie es z.B. im Südwesten des Hetenjaure-Fensters der Fall ist (Kap. 4.2.2).

Makroskopisch sind im cm- bis dm-Bereich deutlich Segregations-Erscheinungen und eine damit einhergehende Materialwanderung aus Faltenflanken zum Faltenkern hin (Abb 7.3) zu beobachten, wobei es zu einer deutlichen Trennung in Glimmer-reiche, dunklere Lagen und Quarz-reiche, helle Lagen kam. Selten sind leicht boudinierte, kompetenter reagierende Feldspat-reiche Lagen zu sehen.

Neben kleinräumig ausgebildeten isoklinale Falten ist generell im Mittleren - und angrenzenden Oberen Allochthon ein offener, leicht Ost-südost-vergenter Faltenbau im m- bis 10er m-Bereich vorhanden. Auch im m- bis cm-Maßstab ist das Material des Mittleren Allochthons z.T. intensiv verfaltet. Die gemessenen b-Achsen zeigen durchweg einen nordnordost- bis nordost-gerichteten Trend (Abb. 7.4), eine Richtung, die senkrecht zur Transport-Richtung verläuft, und so für die Einengung des Materials und für die Bildung des Falten-Baues steht. Die Streuung der Falten-Achsen um ca.  $25^\circ$  ist mit der Ablauf der Entstehung der Falten zu erklären, denn die Falten wurden in erster Linie während des Deckentransportes und während der Aufstapelung des Mittleren Allochthons angelegt, wobei sie aber bei der intensiven großmaßstäblichen Zerschierung leicht verstellt oder durch Rücküberschiebungen gedreht wurden.

Die intrudierten mafischen Gänge (Kap. 5.2.2.1), die in die penetrative Foliation mehr oder weniger eingeschert sind, belegen eine extensionale Phase im Mittleren Allochthon (während ihrer Entstehung noch Mittleres Autochthon) und sind somit älter als alle beobachteten, auf Kompression beruhenden, strukturellen Elemente, also prädeformativ.

Da das Mittlere Allochthon sich in erster Linie aus klastischem, Glimmer-armem Material zusammensetzt, ist makroskopisch keine deutliche Achsenflächen-Schieferung zu sehen. Nur in Phyllosilikat-reichen Einheiten ist eine Krenulation und somit eine Achsenflächen-Schieferung angedeutet.

Durch den ausgeprägten Schuppenbau im Mittleren Allochthon sind großräumige antiklinale Aufwölbungen und Aufstapelungen ausgebildet, bei denen es sich um Duplex-Strukturen handelt. Dieser Duplexbau wird z.B. am Ransarån, am Ostrand des Fjällfjäll-Fensters deutlich (Abb. 4.10). Dort tritt das Obere Allochthon inmitten der omega-förmigen Struktur im Mittleren Allochthon, einem Halbfenster auf. Da dort das Obere Allochthon unter dem Mittleren Allochthon ansteht, zeigt diese Struktur eine tektonostratigraphisch inverse

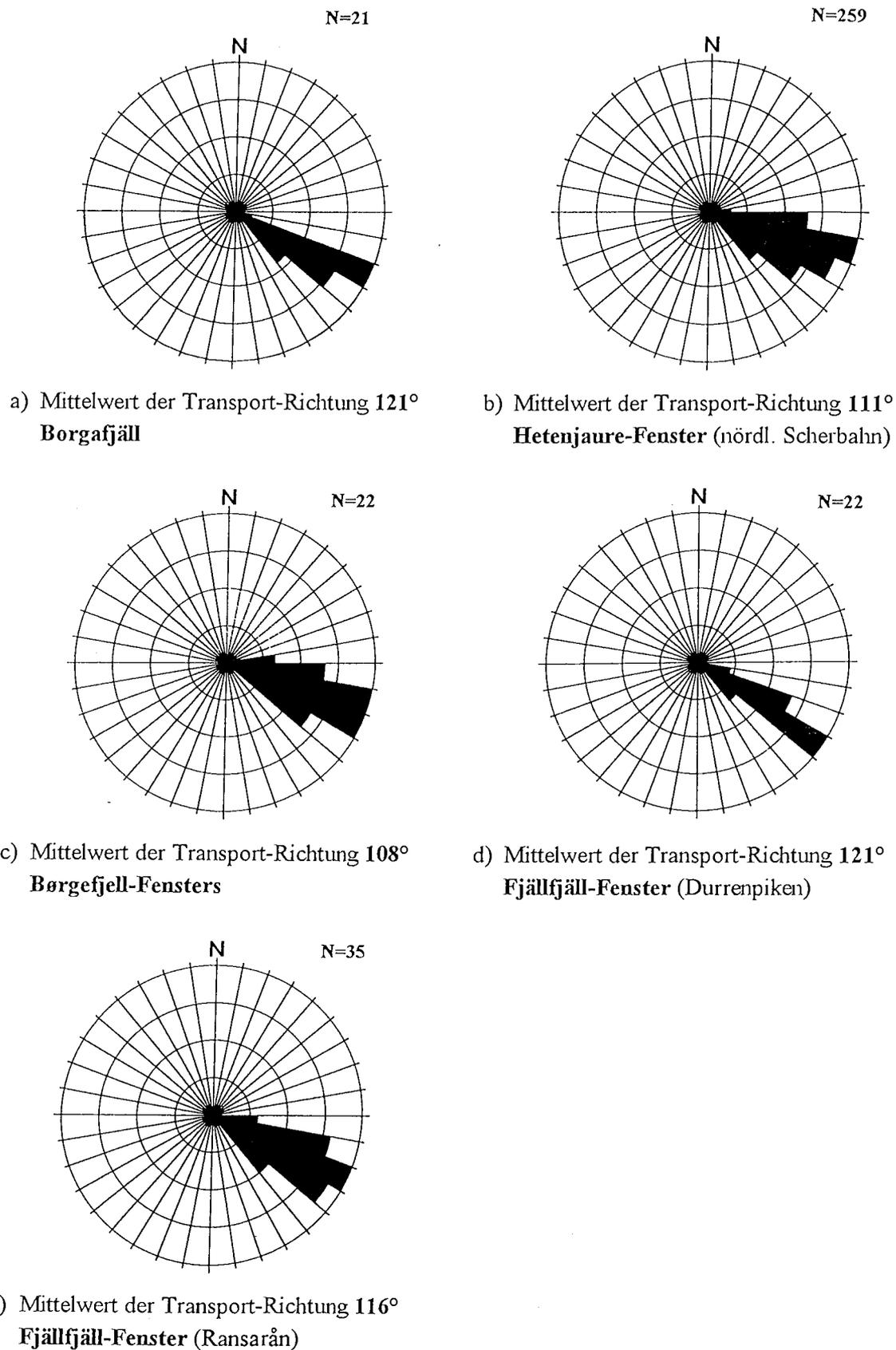


Abb. 7.2  
Richtungs-Rosen der gemessenen Transport-Lineare in den einzelnen Arbeitsgebieten.

Fig. 7.2  
Rose-diagram of the measured transport-lineations in the separate study areas.

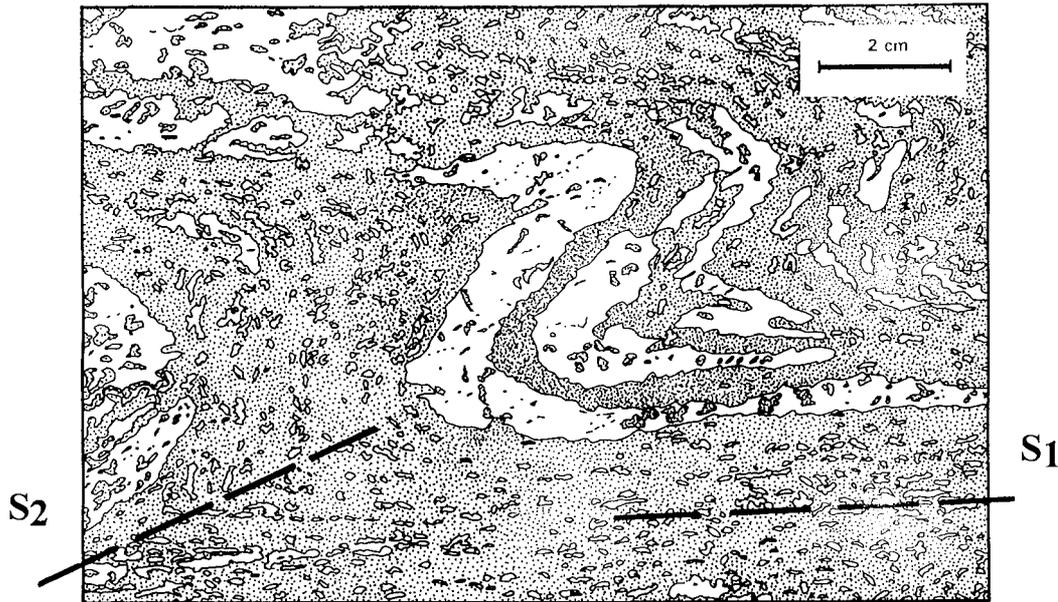


Abb. 7.3

Durch metamorphe Segregations-Erscheinungen verursachte Bänderung und gleichzeitige Materialwanderung aus den Faltenflanken in den Faltenkern. Die gezeichnete Struktur stammt aus dem Mittleren Allochthon am Südrand der omega-förmigen Aufwölbung des Fjällfjäll-Fensters.

Fig. 7.3

Layering caused by metamorphic segregation with simultaneous mobilisation of materials from the foldlimbs to the core of the fold. The structure was found in the Middle Allochthon at the southern margin of the omega-shaped dome structure of the Fjällfjäll-window.

Lagerung, was nur durch eine Überführung des Mittleren Allochthons auf das Obere Allochthon erklärt werden kann.

Der rekonstruierte Schuppenbau im Bereich des Durrenpiken im Fjällfjäll-Fensters belegt eine relativ einheitliche Mächtigkeit des Mittleren Allochthons von ca. 500 m.

Eine Reihe von Strukturelementen wie die in der Steilwand südlich des Durrenjaure beobachteten Scherbahnen, die Antiklinalstruktur auf dem Durrenpiken, die beiden nach Westen hin eintauchenden, leicht gewölbten Strukturen westlich des Durrenpiken und die Rücküberschiebung westlich des Ostrand des Fjällfjäll-Fensters bestätigen einen Schuppenbau im Mittleren Allochthon und einen duplexartigen Aufbau des Fjällfjäll-Fensters (Abb. 7.5).

Aus der Konstruktion des Duplexes am Durrenpiken ergibt sich eine antiforme Struktur, ein „antiformal stack“, mit einem möglichen kristallinen Kern über der Basis des Decollementes, das in diesem Bereich bei einem Einfallswinkel von  $0,5^\circ$  (BIERLEIN & GREILING 1993) in einer Tiefe von 300 - 400 m unter Null liegen dürfte.

Die im Hetenjaure-Fenster auf viele Kilometer Länge zu verfolgenden, langgestreckten Antiklinalen, sowohl die Aufdomung entlang einer Hauptachse im Nordosten als auch die größere Sattelstruktur im Westen, lassen eine tektonische Rampe im mittleren oder südöstlichen Bereich des Fensters vermuten. Diese Rampe ist, was der Abstand der Nordnordost-Südsüdwest verlaufenden Mulden- und Sattelstrukturen belegt, aus Scheiben des Mittleren Allochthons aufgebaut, die jeweils eine Mächtigkeit von knapp 500 m haben, was in Abb 4.4 und in einem Vergleich mit dem Fjällfjäll-Fenster in Abb. 7.5 ebenfalls deutlich wird.

Die Ursache der Rampenbildung dürfte aber wahrscheinlich ein auf der „sole thrust“ transportierter, kristalliner Keil sein, der die Aufstapelung der Deckenkomplexe verursachte.

Die langgestreckten Antiklinal- und Duplexstrukturen verlaufen im allgemeinen parallel zu den Kaledoniden, was durch den postulierten Rampenbau in tieferen Decken-Einheiten verursacht wird. Außerdem kam es aber auch zu Ostsüdost gerichteten, also entlang der Transport-Richtung des Mittleren Allochthons verlaufenden Aufwölbungen, wie sie nur bei schräg angefahrenen Rampen auftreten können (Kap. 7.2).

In einer späten Phase der Einengung kam es im Hetenjaure- und Fjällfjäll-Fenster zu rückläufigen Überschiebungen, sog. „out-of-sequence backthrusts“, die sämtliche Strukturen diskordant durchschnitten und

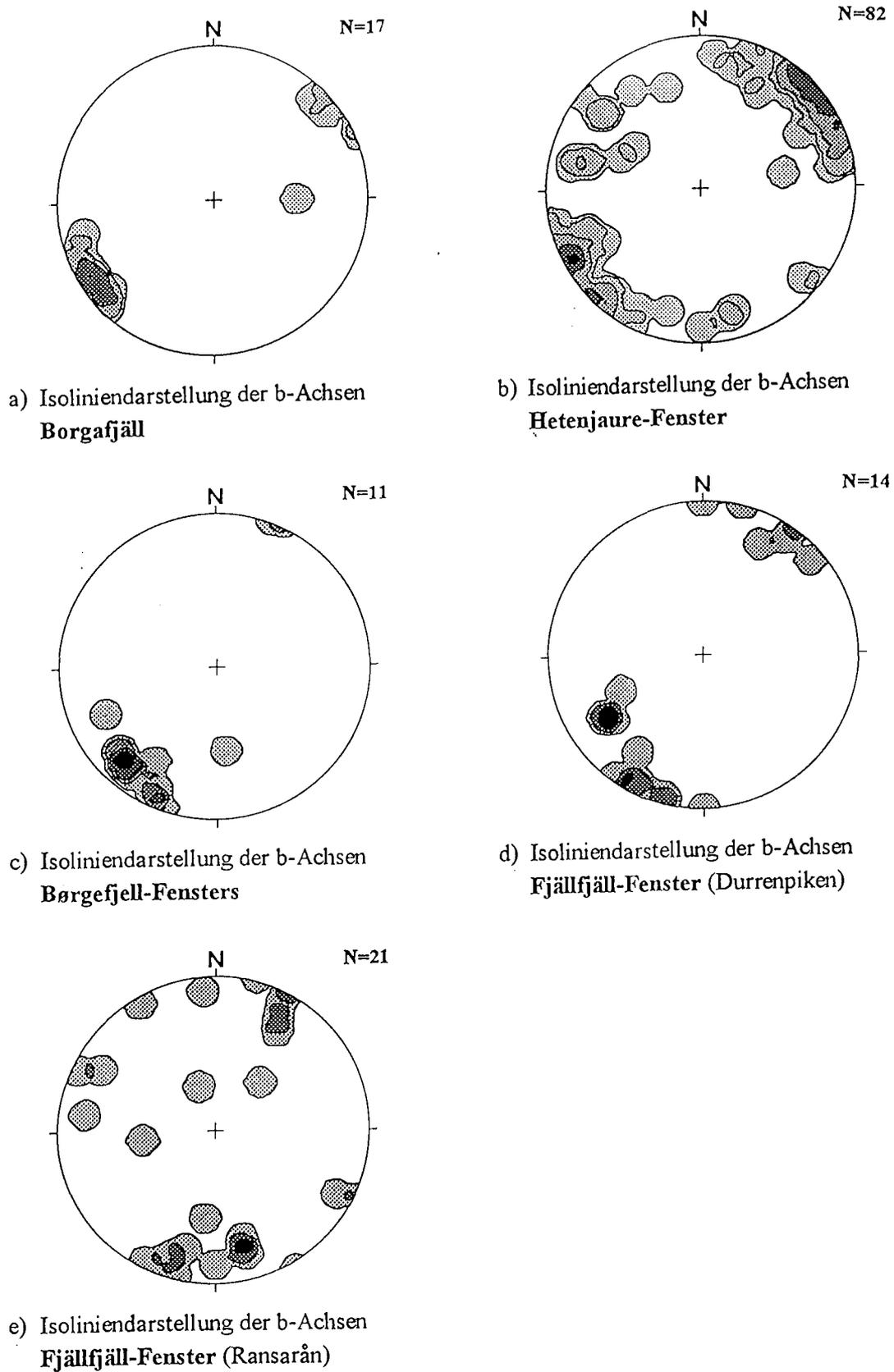


Abb. 7.4  
Isoliniendarstellung der b-Achsen in den einzelnen Arbeitsgebieten.

Fig. 7.4  
Density plot (isoline-diagram) of the b-axes in the separate study areas.

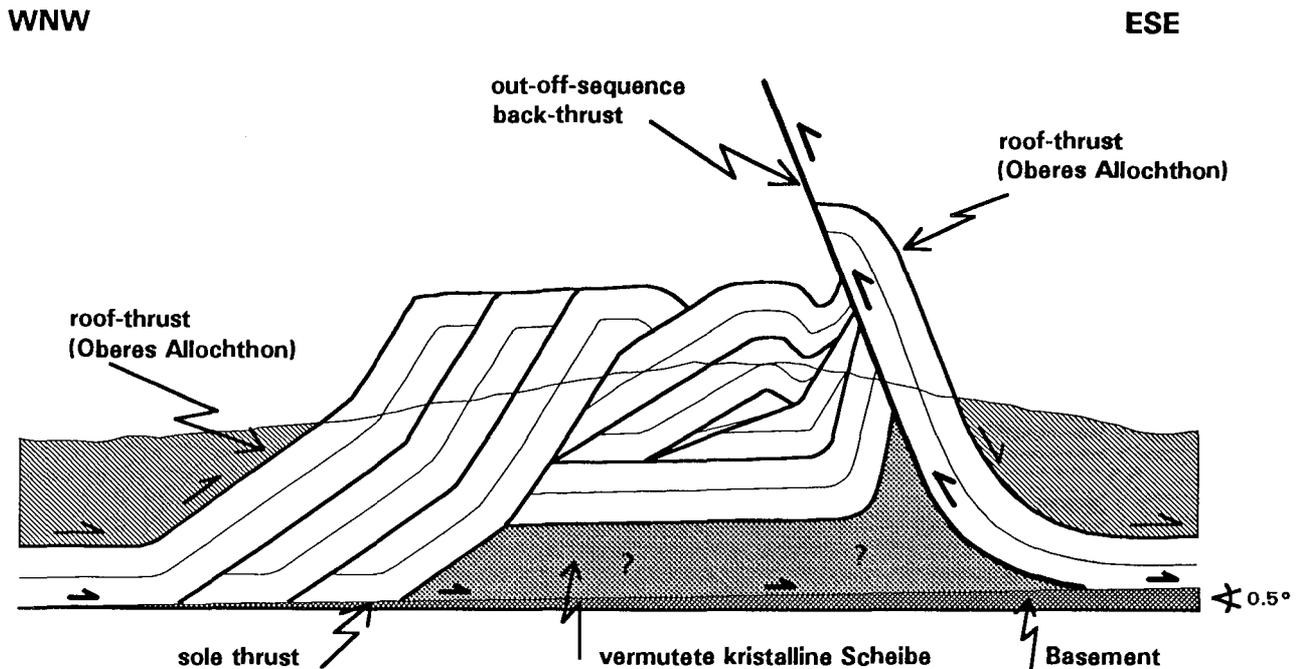


Abb. 7.5

Schematische Rekonstruktion einer antiformen Struktur im Bereich des Durrenpikens im südlichen Teil des Fjällfjäll-Fensters (Lokalisierung s. Abb 4.9).

Fig. 7.5

Schematic reconstruction of an antiformal structure in the area of the Durrenpikens in the southern part of the Fjällfjäll-window (for location see Fig 4.9).

z.T. eine Rotation der einheitlich gerichteten Streckungslineare bewirkten. Diese spät angelegten Rücküberschiebungen zeichnen sich durch weitzuverfolgende Scherbahnen mit einer deutlichen Mylonitisierung und dazu parallel angeordneten Schieferungsflächen aus, die mit einer West- bis Nordwest-vergenten Krenulation zusammenfallen.

### 7.1.2 Mikro-Gefüge

Für die Klärung des Mikrogefüges der deformierten Gesteine im Mittleren Allochthon sollen zuerst kurz die allgemeinen Grundlagen über Metamorphite mit Verformungsgefügen beschrieben und erläutert werden, um die Stellung der Mylonitisierung im Mittleren Allochthon diskutieren zu können.

Im folgenden wird sowohl qualitativ als auch quantitativ die Deformation in tektonisch beanspruchten Gesteinen beschrieben, wobei strukturelle Gefügeelemente und rheologische Eigenschaften herangezogen werden.

Bei Verformungsabläufen unter metamorphen Bedingungen werden zwei Bereiche von Deformationsprozessen unterschieden: Hierbei handelt es sich nach TWISS & MOORES (1992) um **kataklastische** - und **mylonitische** Prozesse. Die daraus resultierenden Produkte sind in untenstehender Tabelle (Tab. 7.1) aufgeführt und gegeneinander abgegrenzt. Bei kataklastisch deformierten Gesteinen laufen Verformungsprozesse im allgemeinen spröde ab. In seltenen Fällen kann das Material aber auch duktil reagieren. Es kommt hierbei zu einer Kornverformung oder Kornzerkleinerung. Es handelt sich nach HEITZMANN (1985) oder TWISS & MOORES (1992) um **Mega-Breccien**, **Breccien** und **Mikro-Breccien**, **Gouges**, **Kataklasite** und **Pseudotachylite**.

Da eine Bildung dieser kataklastisch deformierten Gesteinstypen unter den PT-Bedingungen der Metamorphose der hier bearbeiteten Gesteine im Mittleren Allochthon (Kap. 6.2) nicht möglich ist, soll hier nicht näher auf ihre Entstehung und Ausbildung eingegangen werden. Bei mylonitischen Gesteinen hingegen überwiegen Kristallisations- und Rekristallisations-Prozesse je nach Art und Intensität der Überprägung, wobei es zur Kornneubildung oder auch zur Kornvergrößerung kommen kann.

Mylonite sind somit synkinematisch rekristallisierte Tektonite mit Streckungslineationen und einer deutlich ausgebildeten penetrativen Paralleltexur (EISBACHER 1991). Lineare Elemente entstehen durch die Rotation und Scherung der rigiden Komponenten, wobei diese meist gedehnt oder boudiniert werden („Augenlineationen“).

So entstehen Mylonite ausschließlich in duktilen Scherzonen unter Temperaturbedingungen von mehr als 250°C (EISBACHER 1991), wo in erster Linie der Quarz das dominierende, kristallplastische Matrix-Mineral darstellt. Charakteristisch für Mylonite ist die stark reduzierte Korngröße der Matrix-Mineralen und die rigide reagierenden oder z.T. fragmentierten, reliktsch erhaltenen Porphyroklasten. Die Plastizität von Quarz setzt nach SCHOLZ (1988) bei 300°C ein, wohingegen Feldspat erst über 450°C duktil reagiert. WHITE & MAWER (1986) postulieren für Feldspäte duktile Deformations-Prozesse in einem Temperaturbereich von 450-600°C.

Je nach quantitativem Anteil der Porphyroklasten bzw. Porphyroblasten einerseits und der rekristallisierten Matrix-Mineralen andererseits unterscheiden unter anderem EISBACHER (1991) oder TWISS & MOORES (1992) drei Typen mylonitischer Gesteine:

1. heterogen-grobkörnige **Protomylonite**  
(mehr als 50% Porphyroklasten)  
(Korngrößendurchmesser der Matrix < 50 µm)
  
2. „normale“ **Mylonite**  
(50 bis 10% Porphyroklasten)  
(Korngrößendurchmesser der Matrix < 50 µm)
  
3. homogen-feinkörnige **Ultramylonite**  
(weniger als 10% Porphyroklasten)  
(Korngrößendurchmesser der Matrix < 10 µm)

Cataclastic rocks

Fabric	Texture	Name	Clasts	Matrix	
Generally no preferred orientations	Cataclastic sharp, angular fragments	Breccia series	Megabreccia	> 0.5 m	< 30%
			Breccia	1-500 mm	< 30%
			Microbreccia	< 1 mm	< 30%
		Gouge	< 0.1 mm	< 30%	
		Cataclasite	Generally ≤ 10 mm	> 30%	
		Pseudotachylite		Glass, or grain size ≤ 1 µm	

Mylonitic rocks

Fabric	Texture	Name	Matrix grain size	Matrix	
Foliated and lineated	Metamorphic: Interlocking grain boundaries sutured to polygonal	Mylonitic gneiss	> 50 µm		
		Mylonite series	Protomylonite	< 50 µm	< 50%
			Mylonite	< 50 µm	50%-90%
		Ultramylonite	< 10 µm	> 90%	

Tab. 7.1 Terminologie zerscherter Gesteine von TWISS & MOORES (1992).

Tab. 7.1 Terminology of sheared rocks after TWISS & MOORES (1992).

Speziell in homogenen Myloniten geht der Kompetenz- bzw. Duktilitätskontrast, also der Quotient aus größtem und kleinstem Mineralkorn gegen eins. Da der Scher-Strain nicht unbedingt gleichmäßig auf das ganze Gestein verteilt sein muß, entsteht häufig eine Bänderung von höheren und niedrigeren Strainbereichen, die sich in der Korngröße unterscheiden können. Diese Mylonite sind durch eine massige, harte Ausbildung gekennzeichnet. Die Foliation wird oft durch eine Elongation einzelner Mineralkörner oder durch perlschnurartig aneinandergereihte, stark rigide reagierende Mineralkörner wie Granat oder Epidot angedeutet. Die Glimmer bilden feine, lentikuläre Aggregate. Die Korngrößen der homogenen Mylonite liegen je nach Material unter 50 µm und der Anteil der Matrix-Mineralen zwischen 50 und 90%. Korngrößen um 1 mm werden mit zunehmender Mylonitisierung bei Ultramyloniten relativ selten (Tab 7.1). Sie liegen unter 10%, wobei die Größe der Matrix-Mineralen unter 10 µm liegt.

Außerdem sind noch mylonitische Gneise zu erwähnen, deren Grad der Mylonitisierung aufgrund der stark unterschiedlichen Zusammensetzungsmöglichkeiten nur schlecht klassifiziert werden kann. So kann bei Orthogneisen mit z.T. mafischen Komponenten nur beschreibend vorgegangen werden, wobei die Intensität der Mylonitisierung in einem Schema nicht greifbar wird. Beispielsweise reagieren Hornblenden erst bei Temperaturen über 600°C plastisch.

Die Ausbildung der verschiedenen Metamorphite mit Verformungsgefügen variiert mit dem Betrag und der Rate der Scherung in Abhängigkeit von der Zusammensetzung der Gesteine und in Abhängigkeit von physikalischen Bedingungen wie Temperatur und Druck. Die Intensität der Mylonitisierung ist folglich in erster Linie eine Funktion der Erdtiefe, in der die Scherung erfolgt.

Bewegungen in Scherzonen finden in unterschiedlichen Krustenniveaus statt. Es ergeben sich für bestimmte Tiefenbereiche charakteristische Ausprägungen typischer Gefügemerkmale. SCHOLZ entwickelte hierfür 1988 ein synoptisches Scherzonen-Modell (Abb. 7.6).

In diesem Modell treten Kakirite (Störungsbreccien, -letten nach HEITZMANN 1985) bis zu einer maximalen Tiefe von 4 km bei einer Temperatur bis zu 200°C auf. Kataklastite sind bis zu einer Tiefe von 11 km und einer Temperatur von 300°C anzutreffen. Darunter folgt ein spröde-duktiler Übergangsbereich in einer Tiefe von 11-15 km, in dem sowohl Kataklastite als auch Mylonite stabil sein können. Unterhalb dieses Übergangsbereiches treten Mylonite auf. Das plastische Verhalten von Feldspäten beginnt in einer Tiefe von 22 km bei einer Temperatur von 450°C.

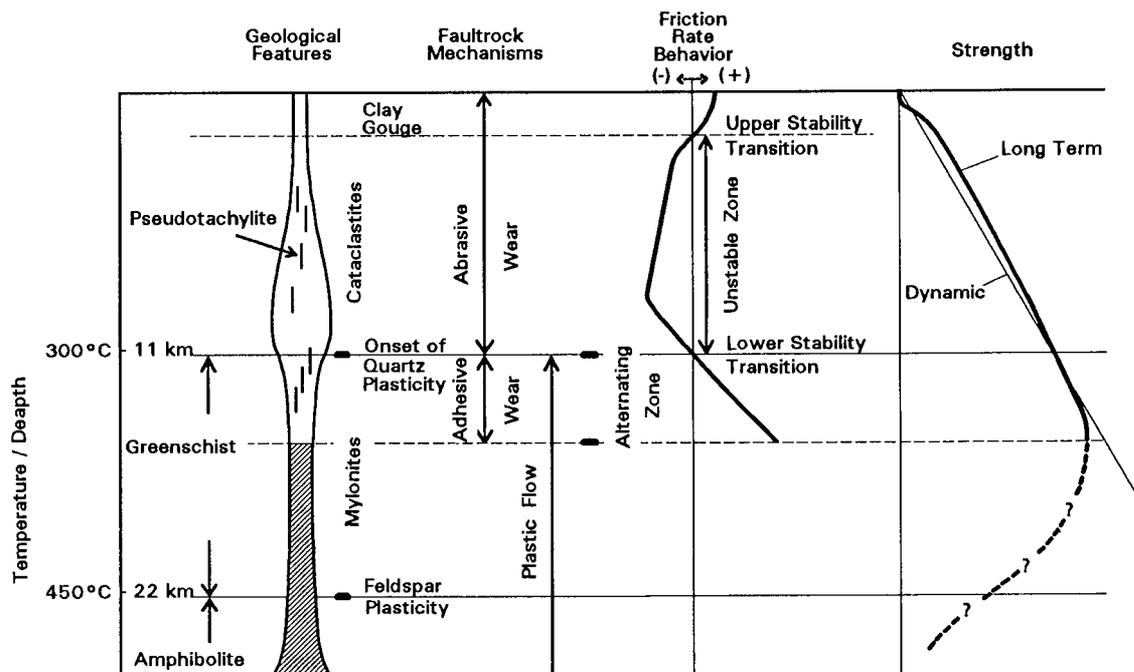


Abb. 7.6  
Synoptisches Scherzonen-Modell aus SCHOLZ (1988).

Fig. 7.6  
Synoptic model of shear zones after SCHOLZ (1988).

Bei spröder Deformation wird die Verformungsenergie durch Zerschneiden oder durch Festkörper-Rotation aufgenommen, wobei die Kohäsion zwischen den einzelnen zerbrochenen Komponenten verloren geht. Bei niedrigem Strain und hoher Deformationsgeschwindigkeit kann es in Ausnahmefällen ebenfalls zu sprödem Deformations-Verhalten kommen.

Bei duktiler Deformation kommt es nach SIBSON (1977) zu quasiplastischen (kristallplastischen) Vorgängen, wobei die Kohäsion innerhalb des Gesteines nicht verloren geht. Es kann zu intrakristallinen Gleit- und Kriechprozessen, Sub- und Neukornbildungen und zur Rekristallisation kommen.

Intragranulares Gleiten der Mineralkörner, ein Vorgang, der bei höheren Temperaturen begünstigt abläuft, kann sich in der Unordnung im Kristallgitter, durch Gitterfehler, Gitterstörungen oder Gitterdefekte äußern.

Kristallplastische Verformungen entsprechen somit im wesentlichen Bewegungen oder Verschiebungen der Gitterfehler aus dem Inneren der Kristalle an die Korngrenzen, wobei sich bei höheren Temperaturen die Möglichkeit der plastischen Deformierbarkeit vergrößert und somit ein Versetzungsfließen eintritt.

Es können drei Arten von Fehlerquellen im Kristallgitter beschrieben werden: punktförmige Defekte (sog. Punktdefekte, z.B. atomare Fehlstellen, Fehlorderungen, Verunreinigungen oder Mischkristallbildungen), lineare Defekte (Liniendefekte oder Versetzungen) und flächenhafte Defekte (sog. Flächendefekte, z.B. Zwillingsgrenzen, Stapelfehler, Lamellen oder Subkorngrenzen).

Die Bildung von Sub- oder Neukornbildungen ist bei Quarz wesentlich besser ausgeprägt als bei Feldspäten, da der Quarz durch seinen kristallographischen Aufbau und Wassergehalt duktiler reagiert und Dislokationen innerhalb des Kristalles somit leichter an die Korngrenzen wandern können als es bei Feldspäten der Fall ist. Quarz reagiert in den meisten Fällen so schnell, daß der ursprüngliche Altkornbestand nicht mehr ersichtlich ist.

Bei Temperaturen von 350 bis 400°C erfolgt eine dynamisch-synkinematische Rekristallisation plastisch deformierter Kristalle (EISBACHER 1991). Bei progressiver Verformung führt kristallplastisches Verhalten und Rekristallisation zur Gitterregelung der Minerale.

Der Verformungsgrad, der bei der Mylonitisierung erreicht wird, ist quantitativ meist nur schwer zu erfassen (Kap. 7.1.4), da die Mylonitisierung durch eine extreme Transposition des Lagenbaues und der anisometrischen Körner charakterisiert ist (EISBACHER 1991).

Die Fläche der bevorzugten Mineraleinregelungen bei Myloniten korrespondiert nach BERTHÉ et al. (1979) mit den S-Flächen der Schieferung, wobei in dieser Ebene („passive Fläche“) Druckschatten von Feldspatporphyroklasten liegen. Eine zweite, diskret ausgebildete Flächenschar (C-Flächen) zeigt Harnische und Bewegungslineare, also Flächen, die eine relative Bewegung und somit den Bewegungssinn („Bewegungsfläche“) widerspiegeln (RAMSAY & HUBER 1987). Es handelt sich dabei nach BERTHÉ et al. (1979) um S-C-Mylonite oder nach RAMSAY & HUBER (1987) um „s-c band structures“. Der Winkel zwischen S und C beträgt zwischen 45° und 0°. Liegt S parallel C, handelt es sich um Ultramylonite, und somit bei einer kontinuierlichen Winkelabnahme von 45° auf 0° um eine stufenlose, prograde Mylonitisierung (z.B. BERTHÉ et al. 1979, WHITE et al. 1980, WHITE & MAWER 1985).

Nach EISBACHER (1991) entwickeln sich bei steigender Verformungskonzentration in retrograd überprägten Myloniten hauptsächlich kristalliner Gesteine synthetische und antithetische Scherbänder, also diskrete Scherflächen, sog. C-Flächen. Diese entstehen als Folge eines retrograden Fluidtransportes und der Neukristallisation von Glimmern. Diese Scherbänder und Scherflächen (C-Flächen) queren dabei häufig die mylonitische Schieferung oder penetrative Foliation (S-Flächen), die durch eine Längung der Matrix-Körner definiert ist. Ein spitzer Winkel zwischen der penetrativen Schieferung (S) und den synthetischen Scherflächen (C) deuten den Schersinn der Relativbewegung an. Somit sind nach EISBACHER S-C-Mylonite typisch für retrograd überprägte Mylonite.

Um die quantitative Verformung untersuchen zu können, wird in Kapitel 7.1.4 auf die verschiedenen Anwendungsmöglichkeiten der Strainanalyse näher eingegangen.

Zur Beschreibung des Deformationsverhaltens eines dreiachsigen Verformungsellipsoid werden die Längen der drei Hauptachsen X, Y und Z verglichen, wobei die X-Achse (Extensionsachse) die längste, die Y-Achse (Plättungsachse) die mittlere und die Z-Achse (Einengungsachse) die kleinste Achse des Verformungsellipsoid darstellen.

Im Falle einer homogenen Verformung gibt es einen fließenden Übergang von deutlich ausgebildeter Streckung in X und somit einen prolaten Deformationsellipsoid bis zum Überwiegen der Einengung in Z mit einem oblaten Deformationsellipsoid.

Bei einer penetrativen Scherung, welche für mylonitische Gesteine typisch ist, kommt es zur progressiven Annäherung der Orientierung aller Strukturelemente in der XY-Ebene parallel der X-Achse, wobei die mylonitische Foliation mit der XY-Ebene gleichgesetzt werden kann, und Streckungslineare und Mineraleinregelungen in Richtung der X-Achse verlaufen (EISBACHER 1991).

Der Vorgang der einfachen ebenen Scherung („simple shear“) ist der einfachste Fall einer nicht-koaxialen Scherung, bei der die Teilchentrajektorien parallel verlaufen. Relativbewegungen verlaufen innerhalb des verformten Körpers auf engständig und zueinander parallelen Scherflächen und bleiben während der Verformung in der Orientierung konstant. Im Laufe der progressiven Verformung und intensiven Mylonitisierung werden die X- und Z-Achse des Strainellipsoids in Richtung der Relativbewegung rotiert. So geht das Verhältnis X/Z in Ultra-Myloniten gegen „unendlich“. Typisch für ein nicht-koaxiales Deformationsregime sind somit extrem deformierte und zerscherte Gesteine, die diskret ausgebildete Flächenscharen bei sog. C-Myloniten oder Ultra-Myloniten zeigen.

Da das ganze Mittlere Allochthon aufgrund seiner Stellung in den Kaledoniden (Kap. 4) intensiv deformiert ist, kann makroskopisch das Ausgangsmaterial häufig nicht mehr bestimmt werden. Nur in den Meta-Konglomeraten sind noch reliktsch erhaltene, stark gerundete, zerscherte oder augenförmig deformierte bis rotierte Feldspäte zu beobachten, ansonsten ist feinkörniger, größtenteils synkinematisch rekristallisierter Quarz bestimmend.

Nur mikroskopisch sind noch dünne, besser erhaltene Bereiche erkennbar, die auf ein mögliches Edukt (Kap. 5) schließen lassen.

Wegen des hohen Quarz-Anteiles in den Quarziten des Hetenjaure-Fensters (Kap. 5.2.1) oder des Børgfjell-Fensters (Kap. 5.3.3) ist es selbst u.d.M. unmöglich, reliktsch erhaltene Sedimentstrukturen zu erkennen.

Makroskopisch ist das mylonitisierte Material im mm-Bereich lagig aufgebaut, wobei Mächtigkeiten im cm-Bereich eher selten sind. Es sind massige, harte Gesteine, die eine penetrative Paralleltexur oder eine feinlagige, mylonitische Foliation besitzen, die sogenannten „hardschists“. Ihre Farbe ist hauptsächlich grau bis leicht grünlich.

In Konglomerat-führenden Horizonten gibt eine z.T. intensive Mylonitisierung dem Material ein Augengneis-ähnliches Aussehen. Gerade hier ist das eher prolate Deformationsgefüge an den deformierten und stark ausgelängten Feldspatklasten gut ausgebildet (Taf. I,1 und I,2).

Die primär existierenden Körner sind stark deformiert oder völlig rekristallisiert. Hierbei sind in erster Linie die Quarz-Individuen von syntektonischen Rekristallisationsprozessen betroffen.

Bei den in den mylonitisierten Bereichen des Mittleren Allochthons beobachteten Rekristallisationsprozessen handelt es sich um Neukristallisationen außerhalb ehemaliger Mineral-Individuen, wobei es zu einem syndeformativen, orientierten Mineral-Neuwachstum kam.

Für eine mylonitische Entwicklung sind nach TWISS & MOORES (1992) zwei Arten der Rekristallisation von Bedeutung:

#### 1. „coherent recrystallization“

Dieser Prozess läuft über eine Korngrenzenwanderung kontinuierlich ab. Der Altkornbestand wird in viele neue Körner aufgeteilt. Hierzu gehören Vorgänge wie z.B. die Rotation oder die Fragmentierung von Körnern, wobei aber die Kristall-Struktur und -Zusammensetzung gleich bleiben und sich nur die Kristallorientierung ändert.

#### 2. „reconstructive recrystallization“

Es kommt zu einem Zusammenbruch des Altkornbestandes und des Gitterbaues. Es bilden sich neue Strukturen und eine neue Zusammensetzung aus.

Eine klare Trennung zwischen der „coherent recrystallization“ und der „reconstructive recrystallization“ ist je nach Mineralbestand nicht in jedem Fall möglich.

So ist die Zersetzung der Anorthit-reichen Komponente bei der Saussuritisierung in Plagioklas-reichen Geröllen der Meta-Arkose dafür verantwortlich, daß es zu Mineralneubildungen mit völlig anderer chemischer Zusammensetzung kommt. Die Saussuritisierung bei deformativen Prozessen erfolgt bevorzugt bei Temperaturen über 350°C und es kommt zur Korngrößenreduzierung, einer Anreicherung der Albit-reichen Restkomponente und gleichzeitigen Mineral-Neubildungen von Epidot, Kalzit, Muskovit und Albit. Unter gleichen Voraussetzungen rekristallisiert Quarz syndeformativ und es bildet sich ein feinkörniges, mörtelartiges Quarz-Gefüge oder ein gerichtetes Quarz-Wachstum in druckarmen Bereichen aus.

Bei intensiven Deformationsprozessen sind häufig rigide reagierende Minerale zu beobachten, die als stark abgerundete, reliktsche Porphyroklasten erhalten bleiben und z.T. randlich frakturiert oder augenförmig ausgelängt sind. In den Druckschatten der Porphyroklasten sind kleinere Mineralkörner entweder konserviert, so z.B. klastische Glimmer, oder neugebildete, in erster Linie Quarz-Körner zu finden. Im Umfeld von Porphyroklasten kann es gelegentlich zu einer Einregelung der feinen, rekristallisierten Quarz-Körner kommen, was zur Ausbildung eines typischen Zeilengefüges führt.

In Bereichen stärkerer Deformation, z.B. zwischen erhaltenen, aneinander vorbeigleitenden Porphyroklasten, zeigen klastische Glimmer eine drastische Korngrößenreduzierung. Die Glimmer sind entweder parallel der 001-Ebene zerschert oder auch gebogen.

Bei der im Mittleren Allochthon makroskopisch deutlich ausgebildeten Streckungslineation handelt es sich um ein mehr oder weniger deutliches Ausrichten der Mineral-Körner längs der X-Achse des finiten Strainellipsoids. Dabei kann es zu einer Rotation stäbchenförmiger Minerale (z.B. Turmalin) oder zur Rekristallisation länglich ausgebildeter, leistenähnlicher Minerale (z.B. Feldspat) oder zur metamorphen Bildung strahliger neuer Minerale (z.B. Amphibole) kommen. Es ist auch eine Dispersion fragmentierter Porphyroklasten in Scher-Richtung zu beobachten. Nach EISBACHER (1991) ist in stark deformierten Myloniten oder Ultra-Myloniten die X-Achse des Verformungsellipsoids mit der Scherrichtung und folglich auch mit der Streckungslineation identisch.

Bei einer progressiv ablaufenden Deformation in mylonitischen Gesteinen kommt es im Mikro-Bereich zwischen plastisch rekristallisierten Matrix-Mineralen, sich neu ausbildenden Porphyroblasten und reliktschen Porphyroklasten zu Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Mineralkomponenten. Dabei bilden sich in Myloniten im Kontaktbereich reliktscher Porphyroklasten und rekristallisierter Matrix-Mineralen typische mikrokinematische Scher-Indikatoren aus. In Anschnitten und Dünnschliffen parallel der XZ-Ebene läßt sich so in einem penetrativen Deformationsgefüge der dominierende Schersinn bestimmen.

In allen Einheiten des Mittleren Allochthons konnten diverse mikrokinematische Indikatoren als Scherkriterien und somit zur Interpretation des Schersinns beobachtet werden.

Phyllosilikatische Porphyroklasten zeigen neben einer Korngrößenreduzierung häufig eine sigmoidale Schleppung, was bei Biotiten besonders deutlich zu sehen ist (Taf. II,4).

Reliktisch erhaltene Klasten (z.B. Feldspäte, Taf. IV,5) oder rigide reagierende metamorph gewachsene Blasen (z.B. Granate) (Taf. IV,1) zeigen gelegentlich parallel der Transportrichtung in der Foliation liegende, aufgereihte Bruchstücke.

U.d.M. sind Porphyroklasten vorhanden, die durch antithetische Mikrobrüche in Feldspäten in Richtung der Streckung gelängt sind (Taf. II,1).

Im „Lee-Bereich“ rotierter oder fragmentierter, rigider Minerale öffnen sich asymmetrische Druckschatten, in denen metamorphe Mineralneubildungen wachsen, während es an der druckbetonten Seite zu asymmetrischen Frakturen kommt.

Bei einer fortlaufenden Deformation und Rotation rigider Minerale werden in der Foliation liegende Bruchstücke oder in asymmetrischen Druckschatten metamorph gewachsene Mineralneubildungen zu sogenannten Delta-Strukturen gedreht.

Werden metamorph wachsende Minerale gedreht, bilden sich typische Schneeball-Strukturen aus (z.B. in Granaten Taf. II,8).

So sind Druckschatten, Frakturen, Dehnungserscheinungen, Delta-Strukturen oder rotierte Mineral-Individuen als eindeutige Scherkriterien zu interpretieren.

Das unterschiedliche Verhalten der Minerale während der Mylonitisierung führte in weiten Bereichen des Mittleren Allochthons zu metamorphen Segregations- oder auch metamorphen Differentiations-Prozessen, die sich in einer deutlichen Foliation widerspiegeln und eine kompositionelle Bänderung der Mylonite und Ultra-Mylonite bewirkten. Diese Bänderung besteht aus abwechselnden dünnen, melanokraten Glimmerlagen und leukokraten Quarz- oder Quarz-Feldspatlagen.

In intensiv foliierten Gesteinspartien wird u.d.M. die straffe Foliation durch Mineraleinregelungen metamorpher Neubildungen, wie z. B. Perlschnur-artig aufgereihter Epidot, unterstützt.

Da die Gesteine größtenteils von einer zweiten Deformationsphase überprägt sind, ist in Glimmer-haltigen Partien eine deutliche „crenulation cleavage“ ausgebildet (Kap. 5). So ist u.d.M. auf den Flanken der Krenulation ein Wandern der leukokraten Bestandteile in die Faltenkerne zu beobachten, was eine Ausdünnung der Faltenflanken und eine Verdickung in den Umknickpunkten der ersten Foliation bewirkte und eine Überprägung des älteren penetrativen Gefüges durch eine jüngere Schieferung belegt. Dies kann soweit gehen, daß die ursprüngliche mylonitische Foliation fast völlig ausgelöscht oder nur noch schwer zu identifizieren ist.

In solchen Bereichen kam es wegen der unter metamorphen Bedingungen relativ früh einsetzenden Mobilisierung von Quarz zu Quarz-Neubildungen, die sich auch während der jüngeren Deformationsphasen in Druck-armen Bereichen ausbildeten.

Deutlich sind auch achsenflächenparallele, jüngere Segregations-Erscheinungen zu beobachten (Taf. V,2 und V,3). Hier ist ein Umbiegen der jüngeren Achsenflächenschieferung im Faltenkern, parallel der gebogenen, älteren Schieferung, zu sehen.

Nicht nur die „crenulation cleavage“ belegt die Überprägung einer älteren Deformationsphase durch eine jüngere, sondern auch metamorphe Mineralneubildungen wie z.B. linear angeordnete, feine Muskovit-Schüppchen oder das Knicken, Brechen oder Zerschneiden vorhandener Phyllosilikate. Ein weiteres Argument für jüngere Deformationsphasen liefern Verdrängungserscheinungen bereits existierender Minerale durch ein gerichtetes, metamorphes Überwachsen neuer, fazieskritischer Minerale (Kap. 5).

Interne Strukturen belegen in primären Mineral-Körnern reliktsch erhaltenen Deformationsgefüge wie beispielsweise das Verbiegen von Zwillingslamellen, die Rotation von Mineralen oder die Bildung ideomorpher Anwachssäume um sedimentär oder tektonisch gerundete Individuen wie z.B. Epidot.

Die gut ausgebildeten, mächtigen Mylonite im Mittleren Allochthon sind in erster Linie homogene, feinkörnige Gesteine mit weniger als 10% Porphyroklasten und einem Korndurchmesser der Matrix-Minerale von weniger als 10  $\mu\text{m}$ . Es handelt sich somit nach EISBACHER (1991) oder TWISS & MOORES (1992) um Ultra-Mylonite oder C-Mylonite, wobei C der makroskopisch erkennbaren Foliation entspricht. Sie verdeutlichen ein „weiches“ Deformationsverhalten und sind verantwortlich für die Aufnahme des Strains in solchen Gesteinen. Die Strain-Rate spiegelt sich in erster Linie in der Rekristallisation der Matrix-Minerale wider, die vorrangig aus Quarz bestehen, während die Porphyroklasten z.T. bruchhaft deformiert wurden oder spröde reagierten, wobei es zu einer Kornreduzierung kommen konnte. Die mechanische Anfälligkeit geht in erster Linie auf „Erweichungs“-Prozesse zurück, wobei die Erweichung des geometrischen Gefüges („geometric fabric softening“) und die kontinuierliche Rekristallisation nach WHITE et al. (1980) die bedeutendsten Faktoren darstellen.

Alle beobachteten Scherkriterien belegen einen nach Ost-südost gerichteten Transport der allochthonen Decken (Abb. 7.2).

Scherkriterien und unterschiedlich ausgebildete Deformationserscheinungen im  $\mu\text{m}$ -Bereich, auf die im folgenden Kapitel (Kap. 7.1.3) näher eingegangen wird, sind im Mikrogefüge unter dem REM deutlich zu beobachten.

### 7.1.3 REM-Gefüge

In intensiv deformierten Tektoniten werden der sedimentäre Lagenbau, früh entstandene, metamorphe Segregations-Erscheinungen oder metamorphe Mineral-Neubildungen im Verlauf einer prograden Metamorphose (Kap. 6) stark verändert oder bis zur Unkenntlichkeit überprägt.

Da ein homogenes Spannungsfeld und eine homogen verteilte Deformation in geologischen Körpern, d.h. in einem heterogenen Gesteinsverband oder bei komplexer Materialzusammensetzung ausgeschlossen sind, wird gerade im Mikro-Bereich eine durch Inhomogenitäten hervorgerufene Verformung oder Scherung begünstigt. Inhomogenitäten im Mikro-Bereich sind z.B. die ausgeprägte Spaltbarkeit in der 001-Ebene bei Glimmern oder das duktile oder spröde Verhalten unterschiedlicher Minerale unter gleichen Temperatur- und Druck-Bedingungen. So verhält sich unter Grünschieferbedingungen z.B. Quarz völlig anders als Feldspat (Kap. 7.1.2). U.d.M. zeigen rekristallisierte Quarz-Körner meist weder deutliche Scherkriterien noch Druckschatten.

Um über Art, Intensität und Orientierung der Deformation im  $\mu$ -Bereich genauere Aussagen machen zu können, wurden intensiv deformierte Gesteine vom Top des Mittleren Allochthons am Übergang zum Oberen Allochthon unter dem REM näher untersucht.

Vorrangig ist wie u.d.M. auch unter dem REM das feinkörnig rekristallisierte, planare Gefüge und die einheitlich ausgerichtete Foliation zu beobachten. Der Anteil der Porphyroklasten liegt in allen bearbeiteten Proben bei weniger als 10% und der Korndurchmesser der Matrix-Minerale unter 10  $\mu\text{m}$  (Taf. I,5).

Scherkriterien sind im Mikro-Bereich besonders an Glimmer-Mineralen deutlich ausgeprägt. So reagieren die einzelnen Individuen aufgrund der vollkommenen Spaltbarkeit der Phyllosilikate parallel der 001-Ebene elastisch bis biegsam und verhalten sich bei stärkerer Beanspruchung plastisch oder bilden „geknickte“ Formen aus. Intensive Scher-Prozesse haben häufig eine Korngrößenreduzierung zur Folge.

Die einzelnen Glimmer-Schüppchen verdeutlichen durch Gleitvorgänge, Rotationen oder durch Verbiegen den Schersinn im Mikro-Gefüge (Taf. I,3 und I,4).

Klastische Phyllosilikate zeigen durch Extension hervorgerufene und senkrecht zur Einengungsrichtung stehende Spalten (Taf. I,6).

Die ebenfalls auf Druck spröde reagierenden Feldspat-Porphyroklasten sind zerrissen oder in einzelne Bruchstücke zerbrochen und blockweise rotiert. Dabei entstandene Spalten sind mit ideomorph gewachsenen Quarz-Blasten verfüllt, wobei durch das rigide Verhalten der Feldspäte in diesen „Klüften“ druckarme Bereiche entstanden (Taf. I,7).

Im Mikro-Bereich sind Scherstrukturen ausgebildet, wie sie auch makroskopisch vorhanden sind, wobei sie die gleiche Scherintensität und den gleichen Schersinn repräsentieren.

Die immer in der Foliation liegenden Glimmer zeigen deutlich zwei Erscheinungsformen: zum einen handelt es sich um klastisch eingebrachte, in ihrer Korngröße z.T. stark reduzierte, mehrere-mm-große Glimmer, zum anderen um 10 bis 20  $\mu\text{m}$ -große, metamorph gewachsene Glimmer-Schüppchen.

Die im Top des Mittleren Allochthons untersuchten Mylonite wurden nach TWISS & MOORES (1992) aufgrund des Verhältnisses zwischen Matrix und Porphyroklasten und der Größe der einzelnen Bestandteile eindeutig als Ultra-Mylonite eingestuft (Tab. 7.1).

In den stark mylonitischen Bereichen des Mittleren Allochthons führt die Neukristallisation der Phyllosilikate, die Rekristallisation von Quarz oder die Rotation rigider, plattiger oder geplätteter Minerale zu einer Straffung des Planargefüges und trägt zur Ausbildung der penetrativen Schieferung bei. Das Gestein kann so als reiner C-Mylonit bezeichnet werden.

#### 7.1.4 Strain-Analyse

Um das Verformungsregime und das Deformationsverhalten beanspruchter Gesteine beschreiben und somit eine Strain-Analyse durchführen zu können, soll zuerst auf Mechanismen der Verformbarkeit von Gesteinen eingegangen werden.

So drückt sich Strain in der Ausdehnung oder der Verformung eines Körpers aus. Die Verformung darf aber keine rotierenden Elemente enthalten. Die Verformung und somit das plastische Verhalten eines Kornverbandes kann sowohl durch eine Volumenänderung als auch durch eine Winkeländerung oder durch eine Längenänderung beschrieben werden.

Volumenänderungen können z.B. durch Wasserverlust, durch prograde oder retrograde, metamorphe Prozesse hervorgerufen werden, wobei eine Betrachtung des Volumens für die Strain-Analyse, wegen der schlechten Komprimierbarkeit der einzelnen Mineral-Körner, im Allgemeinen eher vernachlässigt werden kann.

Um eine Winkeländerung messen zu können, wird aus planaren und linearen Vorzeichnungen die Scherverformung berechnet.

Längenänderungen geologischer Körper hingegen sind für die Strain-Analyse von großer Bedeutung. So können Achsenlängen an geologischen Körpern mit bekannter Ausgangsform verglichen und quantitativ ausgewertet werden.

Um das Ausmaß der Verformung in deformierten Gesteinen zu quantifizieren, ist es wichtig, geologische Vorzeichnungen zu finden, für die sich die geometrische Situation vor und nach der Verformung dreidimensional rekonstruieren und beschreiben läßt.

Um die Längen der Hauptachsen in deformierten Gesteinen bestimmen zu können, werden geologisch bekannte Formen in ihrer dreidimensionalen Gestalt in erster Linie für die Strain-Analyse herangezogen. In klastischen, fossilfreien Sedimenten kommen Gerölle oder gut gerundete monomineralische Körner in Frage. Findet bei der Verformung keine Volumenänderung statt, ist X die längste und somit die Extensionsachse und Z die kürzeste Achse, die Kompressionsachse. In Y-Richtung erfolgt je nach Deformationsstil die Plättung des geologischen Körpers (Kap. 7.1.2). Durch die Achsen des deformierten Körpers werden die Hauptebenen des Verformungsellipsoids XZ, YZ und XY aufgespannt. So ist nach EISBACHER (1991) in deformierten Sedimenten zumindest eine semi-quantitative Abschätzung der Achsenverhältnisse X : Y : Z möglich.

Eine in diese Körper gedachte Kugel kann so nach der Deformation über die Längen der Achsen eines daraus resultierenden Verformungsellipsoid beschrieben werden. Die Verformung kann koaxiale oder nicht-koaxiale Merkmale aufweisen (Kap. 7.1.2). Eine homogene oder inhomogene (heterogene) Verformung kann auf das Material wirken. So bleiben bei homogener Verformung gerade Linien gerade und zueinander parallel und die Winkel zwischen den Achsen X, Y und Z konstant. Bei inhomogener oder heterogener Verformung werden gerade Linien zu Kurven und die Winkel im deformierten Körper ändern sich. Die Strain-Analyse setzt eine homogene Verformung bekannter Körper voraus (MESCHÉDE 1994), wobei prolate oder oblate Deformationellipsoide entstehen können (Kap. 7.1.2). Inhomogen deformiertes Material kann durch Summierung kleiner, homogen verformter Bereiche annähernd beschrieben werden.

Da das ganze Mittlere Allochthon stark deformiert ist, kann die Textur des Ausgangsmaterials, abgesehen von Feldspat-reichen konglomeratischen Lagen, größtenteils nicht mehr identifiziert werden.

So sind die Sub- oder Neukornbildungen bei Quarz wesentlich besser ausgeprägt als bei Feldspat, da Quarz durch seinen kristallographischen Aufbau und Wassergehalt duktiler reagiert und Dislokationen innerhalb des Kristalles leichter an die Korngrenzen wandern können. Quarz reagiert unter metamorphen Bedingungen, wie sie im Mittleren Allochthon bestanden (Kap. 6.2), so umfassend, daß der ursprüngliche Altkornbestand u.d.M.

nicht mehr erkennbar ist. Die primär existierenden Körner sind stark deformiert oder völlig rekristallisiert, was z.B. in den Quarziten der Fall ist und so eine Strain-Analyse unmöglich macht.

So zeigen selbst rigide reagierende Minerale wie Feldspäte starke Abrundungen. Sie sind randlich frakturiert und häufig „abgeschliffen“ und nur noch als reliktitische Porphyroklasten erhalten.

Allgemein kann gesagt werden, daß duktile Scherzonen gegenüber ihrer Umgebung eine „Verformungserweichung“ (strain softening) zeigen, was zu einer Reduktion des Stresses bei gleichbleibender Verformungsgeschwindigkeit führt. An diesen Stellen bilden sich aufgrund der Stressinhomogenitäten Mylonite aus, welche durch eine extreme Beanspruchung hauptsächlich duktile Prozesse aufnehmen (WHITE et al. 1980).

In den mehr oder weniger mylonitisierten Bereichen, die im Mittleren Allochthon in allen Stockwerken beobachtet werden können, ist die X-Achse des Verformungsellipsoids mit der Scherrichtung identisch. So läßt sich in der XZ-Ebene in einem penetrativen Deformationsgefüge nur noch der dominierende Schersinn bestimmen. Selbst in konglomeratischen Horizonten waren die einzelnen Gerölle z.T. bis auf das 20-fache ausgelängt, wobei die Matrix zwischen den einzelnen Geröllen häufig eine mylonitische Foliation aufweist. Sie besteht zum größten Teil aus mm-dünnen, parallel der XY-Ebene oft mehrere dm-langen, Quarz-Lagen, die feinkörnig rekristallisiert sind und einen nicht zu quantifizierenden Strain aufgenommen haben.

Da die Mylonitisierung sich durch eine extreme Transposition des Lagenbaues auszeichnet, ist der Verformungsgrad, der bei der Mylonitisierung erreicht wird, quantitativ nur schwer zu erfassen. Aufgrund der beträchtlichen Relativbewegungen zwischen den verformten Objekten und der sie umgebenden Gesteinsmatrix ist das Ausmaß der Verformung nach EISBACHER (1991) über größere Gesteinsbereiche nur grob abzuschätzen und in mylonitisierten Bereichen nicht möglich.

Bei einer penetrativen Scherung, wie es im Mittleren Allochthon über weite Bereiche der Fall ist, kommt es zur Annäherung aller planarer Elemente an die XY-Ebene und aller linearer Elemente an die X-Achse des Verformungsellipsoid. Bei einer beginnenden Transposition kommt es zur Entwicklung von Boudins oder Falten. Nimmt bei erhöhten PT-Bedingungen die duktile Komponente im Gesteinsverband zu, so reagieren inkompetente Lagen, wie z.B. Quarz-Mobilisate, duktil, wobei sie ausgedünnt, isoklinal verfaltet oder abgeschert werden, wie es im Top des Mittleren Allochthons deutlich zu beobachten ist. Es kam also vor allem in duktilen Scherzonen zu einer ausgeprägten Transposition.

So können durch einen gut ausgebildeten Faltenbau und durch eine damit einhergehende Transposition des Materiales früh angelegte Flächensysteme bis zur völligen Unkenntlichkeit verändert werden. Es kommt zur Ausbildung neugeschaffener planarer Texturen, die eine sinnvolle Strain-Analyse im vorliegenden Fall ausschließt.

## **7.2 Deformation: Ergebnisse der strukturellen Entwicklung des Mittleren Allochthons im Arbeitsgebiet und in den angrenzenden allochthonen Einheiten**

Die strukturellen Gefügedaten und die Auswertung der metamorphen Überprägung in den einzelnen Deckenstapeln sind Grundlage der im folgenden rekonstruierten Deformationsabläufe im Mittleren Allochthon. So lassen sich in diesem Bereich der Kaledoniden vier unterschiedliche strukturelle Deformationsabschnitte rekonstruieren, wobei der untere Bereich des Oberen Allochthons eine ähnliche Deformationsgeschichte wie das Mittlere Allochthon durchlief.

Wegen der relativ kontinuierlichen Kollision der Nordamerikanischen Platte mit Baltika während der Skandischen Orogenese (Kap. 3) stellen diese Deformationsabschnitte nicht verschiedene, getrennt zu betrachtende Deformationsphasen dar, sondern charakterisieren die nacheinander abgelaufene, mechanische Beanspruchung im Mittleren Allochthon.

Vor diesen vier, ausschließlich auf Einengung beruhenden Deformationsereignissen ist die Intrusion der unter Kapitel 5.2.2.1 beschriebenen mafischen Gänge zu nennen, die im Hetenjaure-Fenster in den Meta-Arkosen und Meta-Konglomeraten beobachtet wurden.

Diese Gänge verlaufen diskordant zur „sedimentären“ Bankung, sind z.T. verfaltet, subparallel in die Foliation eingeschert oder gelegentlich wegen des Kompetenzkontrastes zum umgebenden Material boudiniert.

Die metamorphen Neubildungen und die retrograden Veränderungen in den Gängen sprechen für die gleichen PT-Bedingungen, wie sie auch das umgebende Mittlere Allochthon erfahren hat (Kap. 5.2.2.1). Eine möglicherweise kontakt-metamorph beeinflusste Zone im Nebengestein oder „chilled margins“ in den Gängen sind wegen der tektonischen und metamorphen Überprägung nicht mehr erkennbar.

Der diskordante Kontakt der mafischen Gänge zu einem mehr oder weniger intensiv mylonitisierten Nebengestein und die metamorphe Überprägung sprechen für eine Intrusion in Sedimentgesteine, die zeitlich vor der Kaledonischen Orogenese erfolgt sein muß.

Interpretiert werden die mafischen Gänge in der Meta-Arkose als Teile einer oder mehrerer Gang-Scharen. Sie stehen für eine frühe Extension im Mittleren „Allochthon“ vormals Autochthon und lassen eine präkaledonische Extension am Westrand des Baltischen Schildes vermuten, einem passiven Kontinentalrand.

Im folgenden sollen die Abfolge des komplizierten Deformationsstils im Mittleren Allochthon und den angrenzenden allochthonen Einheiten erläutert und ein Bezug zwischen den Deformationsabläufen und der Veränderung der PT-Bedingungen hergestellt werden.

### 7.2.1 Deformation D<sub>1</sub>

Während des ersten Deformationsabschnittes (D<sub>1</sub>) kam es im Top des Mittleren Allochthons zur Ausbildung Ost-südost-vergenter, liegender und z.T. isoklinaler Falten (F<sub>1</sub>), wobei die Vergenz dieser stark asymmetrischen, liegenden Falten mit dem Schersinn übereinstimmt. Es bildete sich eine Achsenflächenschieferung (S<sub>1</sub>) aus, die durch parallel zu S<sub>1</sub> mobilisierte Quarzbänder verdeutlicht wird. Insbesondere im Top des Mittleren Allochthons, aber auch im unteren Bereich des Oberen Allochthons, bildete sich mit großer Wahrscheinlichkeit bereits zu Beginn der Überschiebung des Oberen Allochthons auf das Mittlere Allochthon ein mylonitisches Gefüge aus, das besonders in den völlig rekristallisierten, quarzitischen Lagen des engen Faltenbaues deutlich wird.

Während D<sub>1</sub> sind im Mittleren Allochthon Minerale wie Muskovit und untergeordnet Biotit (ohne Chlorit) metamorph gewachsen (Kap. 6.2), was für eine obere Grünschiefer-/untere Amphibolit-Fazies typisch ist (WINKLER 1979). In diese Phase dürfte auch der Beginn der Bildung der jetzt perlschnurartig aufgereihten Epidote fallen.

### 7.2.2 Deformation D<sub>2</sub>

Die während D<sub>1</sub> entstandenen Strukturen (S<sub>1</sub>) wurden in einem zweiten Deformationsabschnitt D<sub>2</sub> überprägt. Es kam zur Anlage von Scherzonen und zur Ausbildung mylonitisierter Bereiche sowohl deckenintern als auch im Kontakt zwischen den einzelnen Formationen, den Quarziten und den Meta-Arkosen. Besonders im Top des Mittleren Allochthons kam es jetzt zur Bildung von bis zu 50 m mächtigen, intensiv mylonitisierten Einheiten (Kap. 4.2.2). Hier dürfte es zum Abreißen der unter S<sub>1</sub> angelegten, isoklinalen Falten gekommen sein. Es entstand eine mylonitische Foliation mit einem penetrativen Parallel-Gefüge, was u.d.M. durch neugebildete Muskovite und durch ausgeprägte Rekrystallisations- und Segregations-Erscheinungen (S<sub>2</sub>) verdeutlicht wird. Durch die zweite Phase wurden ältere, während D<sub>1</sub> angelegte Strukturen entweder als Scherflächen benutzt oder bis auf reliktilisch erhaltene, gerollte oder gequetschte Feldspat-Klasten völlig überprägt. Die Anlage dieses planaren Deformationsgefüges über das ganze Mittlere Allochthon verteilt führte zur Ausprägung einer Transpositionsfoliation (EISBACHER 1991). Sie steht für eine weitgehende Parallelität linearer stofflicher Vorzeichnungen und für die Ausbildung von Streckungslinearen, die die Transportrichtung im Mittleren Allochthon repräsentieren. Diese Streckungslineare weisen im Arbeitsgebiet eine nahezu einheitliche Richtung (s. Abb 7.2) mit einem statistischen Mittelwert von 113° auf und verdeutlichen die nach Ost-südost verlaufende Schubrichtung der Deckeneinheiten (Kap. 7.1.1).

Während D<sub>2</sub> kam es zur Neubildung metamorpher Minerale wie Muskovit, Chlorit und grünem Biotit, die für eine obere bis mittlere Grünschiefer-Fazies stehen. Die unter D<sub>1</sub> metamorph gebildeten Epidote dürften jetzt in die Foliation eingeschert worden sein, wobei es zu ihrer perlschnurartigen Aufreihung kam. Die Rekrystallisation, die anhaltende Mylonitisierung und die damit verbundenen mobilen Mineral-Phasen führten zur Saussuritisierung der sich rigide verhaltenden Feldspatklasten (Kap. 5). Im Oberen Bereich des Mittleren Allochthons, am Kontakt zum „heißeren“ Oberen Allochthon, kam es zur metamorphen Mineral-Neubildung kleiner Granate (Kap. 6).

### 7.2.3 Deformation D<sub>3</sub>

Die zu Beginn des dritten Deformationsabschnittes (D<sub>3</sub>) sich ausbildenden, großräumigen Syn- und Antiklinal-Strukturen verlaufen senkrecht zur Transport-Richtung. Es kam zur Aufstapelungen der Deckeneinheiten des Mittleren und teilweise Unteren Allochthons, was zu großen Nordnordost-streichenden Aniklinal-Strukturen führte, die eine Länge von mehreren Kilometern besitzen. Diese Syn- und Antiklinal-Strukturen erstrecken sich nicht nur auf das Mittlere Allochthon, sondern lassen sich im Randbereich der domartigen Fensterstrukturen in

den angrenzenden Seve- und Köli-Einheiten des Oberen Allochthons weiter verfolgen. Gleichzeitig kam es zur Bildung mehr oder weniger senkrecht dazu stehender, kleinerer Syn- und Antiklinalen (F<sub>3</sub>), die besonders im Randbereich der tektonischen Fenster ausgebildet sind und die ebenfalls das Obere Allochthon randlich miterfaßt haben. Diese kleineren Strukturen sind besonders an steilstehenden Deckenkontakten zwischen Mittlerem und Oberem Allochthon zu beobachten, was auf „Raumprobleme“ in den steiler einfallenden Randbereichen der Fenster hindeutet. Sowohl die km-langen Antiklinal- und Synklinal-Strukturen als auch die kleineren Strukturen haben eine einheitliche Achsenflächenschieferung (S<sub>3</sub>) gemeinsam. Es kam folglich zu keiner gegenseitigen Überprägung der beiden Faltenrichtungen, was die These ihrer gleichzeitigen Entstehung unterstützt. Eine Erklärung hierfür ist die postulierte Rampenbildung in den darunterliegenden Deckeneinheiten oder im Unteren Allochthon (Kap. 7.1.1). Solche sich überlagernden, gleichzeitig entstandenen Strukturen bilden sich bevorzugt an schräg zur Transport-Richtung angefahrenen Rampen (KROHE & EISBACHER 1988). Während der Aufstapelung der Komplexe im Untergrund oder einer Drehung des darunterliegenden Stapels kommt es zu einem steileren Einfallen der sich in der Aufdomung befindlichen und in Mitleidenschaft gezogenen Einheiten und zu vermehrten Raumproblemen in diesen Bereichen, was die kleinräumigeren Syn- und Antiklinalen verursachte.

Während dieser Phase ist es nicht zu Mineralneubildungen gekommen. Die in D<sub>2</sub> metamorph gewachsenen kleinen Granate im Top des Mittleren Allochthons wurden rotiert, und zeigen u.d.M. ein syndeformatives, schon während D<sub>2</sub> angelegtes, Interngefüge (Taf. II,8), was für einen kontinuierlichen Übergang von D<sub>2</sub> nach D<sub>3</sub> spricht. Die während D<sub>2</sub> entstandenen, metamorphen Mineralbildungen und die Segregationen wurden lediglich deformiert und parallel der in D<sub>3</sub> angelegten Achsenflächen-Schieferung krenuliert oder „umsortiert“. Außerdem kam es zur Anlage einer z.T. deutlich ausgebildeten Schieferung S<sub>3</sub> und lokal zur völligen Überprägung von S<sub>2</sub>. Aufgrund der leicht abnehmenden metamorphen Bedingungen (Kap. 6.4) ist anzunehmen, daß die unter D<sub>2</sub> begonnene Saussuritisierung der Feldspäte sich weiter fortsetzte.

#### 7.2.4 Deformation D<sub>4</sub>

In einem weiteren vierten Deformationsabschnitt (D<sub>4</sub>) (Kap. 7.2.4) kam es im Arbeitsgebiet zu einer abschließenden Einengungsphase, die den während D<sub>3</sub> entwickelten tektonischen Bau mit Ostnordost-West-südwest und Nordost-Südwest verlaufenden, Nordnordwest vergentenden Strukturen überprägte.

Sowohl im Süden des Hetenjaure-Fensters als auch am Ostrand des Fjällfjäll-Fensters kam es zur Ausbildung von steilstehenden „rücküberschiebenden“ Scherbahnen, sog. „out-of-sequence backthrusts“ (D<sub>4</sub>), die in nordnordwestlicher Richtung entgegen des sonst beobachteten Scher-Sinnes (Kap. 7.2.2) überschoben sind. Gleichzeitig bildete sich in den Bereichen dieser Scherbahnen ein lokal auf die Überschiebungen begrenzter Faltenbau (F<sub>4</sub>) und es kam zur Ausprägung einer in die gleiche Richtung zeigenden Vergenz einer Achsenflächenschieferung (S<sub>4</sub>). Sie ist besonders in den inkompetenteren Einheiten südwestlich des Hetenjaure-Fensters in den darüberliegenden Einheiten des Oberen Allochthons zu finden. Der jetzt entstandene Schersinn steht entgegen des unter D<sub>1</sub> bis D<sub>3</sub> beobachteten Bewegungsregimes. So führte die „out-of-sequence-backthrust“ im Hetenjaure-Fenster zu einer Rotation im Südwesten der Aufdomung, was durch eine Drehung der früher angelegten Transport-Lineare im Mittleren Allochthon belegt wird (Abb. 4.5).

Die „out-of-sequence backthrust“ des Hetenjaure-Fensters (Abb. 4.3 und 4.6) geht sowohl nach Ostnordost als auch nach West-südwest in enge, Nordnordwest-vergente Falten über und es kommt zur Ausbildung von seitlich auslaufenden, Sattel-Strukturen, sog. „tip folds“ (FISCHER & WOODWARD 1992), die als großangelegte Faltenstrukturen der Faltungsrichtung F<sub>4</sub> entsprechen und die für diese tektonisch begrenzten Aufdomungen typisch sind.

Durch diese Scherzonen wurde z.B. im Süden des Hetenjaure-Fensters das Mittlere Allochthon auf das Obere Allochthon überschoben, so daß das Obere Allochthon im Hetenjaure Fenster in Klippen-Position steht (Abb. 4.3 und 4.4).

Im Mittleren Allochthon konnten während des vierten Deformationsabschnittes keine metamorphen Mineralneubildungen beobachtet werden. So kam es lediglich zu retrograden Umwandlungen von Biotit in Chlorit, was für ein weiteres Absinken der Druck-Temperatur-Bedingungen spricht.

Im unteren Bereich des Oberen Allochthons direkt über dem Decken-Kontakt zum Mittleren Allochthon entwickelte sich Granat retrograd zu Feldspat um (Kap. 6.3).

Der für das Arbeitsgebiet rekonstruierte Deformationsablauf im Mittleren Allochthon kann somit in vier strukturelle Deformationsabschnitte untergliedert werden, wobei die ausschließlich auf Einengung beruhenden Deformationserscheinungen nicht in zeitlich voneinander getrennte, nacheinander ablaufende Deformationsphasen (Kap. 7.2) unterteilt werden können, was für einen kontinuierlich ablaufenden Kollisionsvorgang spricht.

Die Basis des höher metamorphen Oberen Allochthons hat ab der Überföhrung auf das Mittlere Allochthon die gleiche Deformationsgeschichte wie das Mittlere Allochthon selbst „durchlebt“.

Bei der Überföhrung des Oberen Allochthons auf das Mittlere Allochthon und beim weiteren Transport beider Deckenkomplexe entstand eine mylonitische Foliation mit penetrativem Parallel-Gefüge, wobei es im Mittleren Allochthon und an der Basis des angrenzenden Oberen Allochthons zur Ausbildung von Streckungs-Linearen und zur daraus resultierenden Transport-Richtung kam.

In den Fenstern verdeutlicht das Vorhandensein von Granat im Top des Mittleren Allochthons den „heißen“ Kontakt bei der Überföhrung durch das Obere Allochthon und somit die lokal begrenzte metamorphe Beeinflußung durch diese „heißere“ Decken-Einheit (Kap. 6.4).

Sowohl die weit ausgedehnten Syn- und Antiklinalen als auch die Strukturen, die die domartig „hochgedrückten“ tektonischen Fenster repräsentieren, deuten auf Gleit- und Raumprobleme während des Deckentransportes, die sich während der fortlaufenden Einengung des Mittleren Allochthons einstellten. Hierbei kam es sowohl im Mittleren Allochthon selbst als auch in den sich darunter befindenden Einheiten des Unteren Allochthons zur Rampenbildung, wobei auch auf der Detachment-Fläche mitgeführte „kristalline Späne“ als Rampe fungiert haben können, wie es z.B. im Børgesjell-Fenster der Fall war (Kap. 4.2.3). So bildeten sich im Hetenjaure-Fenster und im Fjällfjäll-Fenster rücküberschiebende Scherbahnen, „out-of-sequence backthrusts“, und daraus resultierende „tip folds“ aus.

## **8 Lithologische Interpretation der allochthonen Einheiten im Arbeitsgebiet und deren paläogeographische Lage vor dem Deckenschub**

Im folgenden soll eine Deutung und Rekonstruktion der Bildungsbedingungen der in den allochthonen Einheiten transportierten Gesteine erläutert und diskutiert werden, um anhand der Ausgangsmaterialien der metamorph überprägten Gesteine die metamorphen Veränderungen während des Deformationsablaufes im orogenen Keil interpretieren zu können (Kap. 9).

So wird in den folgenden Kapiteln (8.1 bis 8.3) entlang des hier bearbeiteten Profils durch die Kaledoniden, auf die Lithologie der möglichen Edukt-Gesteine, deren Liefergebiete, Entstehungs- und Ablagerungsräume eingegangen werden, um die paläogeographische Lage der einzelnen Deckeneinheiten vor dem Deckenschub interpretieren zu können.

### **8.1 Lithologie des Unteren Allochthons**

Das Untere Allochthon setzt sich aus Sedimenten zusammen, die anhand von Fossilfunden nach ZACHRISSON (1991) frühproterozoisches bis silurisches Alter haben. Darin enthalten sind präkambrische kristalline Späne, tektonisch eingescherte, meist flach ausgedünnte Scheiben. So befindet sich eine ca. 20 bis 30 m mächtige kristalline Schuppe östlich von Borgafjäll (KUMPULAINEN 1982) in duplexartig aufgestapelten Einheiten des Unteren Allochthons. Sie ist makroskopisch deutlich deformiert und auf sedimentäres Material des Unteren Allochthons aufgeschoben. Hier handelt es sich um ein exemplarisches Beispiel, an dem der tektonische Transport kristalliner Komplexe auf tektonisch transportierte Einheiten deutlich wird, wie es auch weiter westlich für den Kern des Borgefjell-Fensters postuliert wird.

Die Sedimente des Unteren Allochthons östlich von Borgafjäll setzen sich in erster Linie aus schlecht sortierten Arkosen mit stark geröllführenden Horizonten zusammen, die im Arbeitsgebiet der Gärdsjön-Formation angehören. So sind bis zu 10 mm große Gerölle zu beobachten, die nur leicht gerundet bis kantig sind. Vereinzelt sind tonige bis siltige Lagen in das Material eingeschaltet. Außerdem waren sedimentäre Strukturen wie z.B. Schrägschichtung oder Gradierung zu sehen, wobei das Gestein eine deutliche sedimentäre Bankung aufweist.

Die Größe, die schlechte Sortierung und die Kornform der Mineralkörner stehen für ein kompositionell und textuell unreifes Sediment, das einen kurzen Transportweg „hinter sich gebracht hat“. Die Zusammensetzung der klastischen Komponenten spricht für ein kristallines Ausgangsgestein und somit für ein granitisches Abtragungsgebiet.

Struktur und Komposition des Materials des Unteren Allochthons bei Borgafjäll deuten auf einen terrigenen, sehr wahrscheinlich küstennahen Ablagerungsraum hin, der sich nicht nur wegen seiner lithologischen Zusammensetzung sondern auch wegen seiner tektonischen Position im Kaledonischen Orogen am Westrand des Baltischen Schildes, auf dem vormaligen Festland im Küstenbereich oder landeinwärts befinden haben muß. So kommt für das Liefergebiet nur kristallines Basement des Baltischen Schildes in Frage.

### **8.2 Lithologie des Mittleren Allochthons**

Das Material des Mittleren Allochthons setzt sich sowohl in den tektonischen Fenstern als auch am Ostrand der Kaledoniden vorwiegend aus psammitischen Gesteinen mit konglomeratischen Horizonten (Kap. 5.2.2) zusammen, wobei durch eine z.T. intensiv erfolgte Deformation die Beschaffenheit des Ausgangsmaterials, besonders bei Borgafjäll, nur schwer zu rekonstruieren ist.

In erster Linie besteht das Material im Arbeitsgebiet aber aus Meta-Arkosen (ZACHRISSON 1964) und Quarziten.

Im Top des Hetenjaure-Fensters sind geringmächtige, ins Mittlere Allochthon gestellte, felsische (Kap. 5.2.3) und mafische (Kap. 5.2.4), kristalline Scheiben vorhanden.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung, der Existenz von Xenolithen in den Augengneisen und der tektonischen Position ist das felsische Material eindeutig als tektonisch transportierte, abgescherte Scheibe des präkambrischen Basements zu interpretieren.

Die Amphibolit-Scheiben im Hetenjaure-Fenster (Kap. 5.2.4) können aufgrund ihrer mineralogischen Zusammensetzung mit dem Aktinolith-Epidot-Chlorit-Schiefer bei Borgafjäll (Kap. 5.1.2.1) korreliert werden. Beide Einheiten sind Grünschiefer-faziell überprägt und dürften aus mafischen, magmatischen Gesteinen hervorgegangen sein. Die Amphibolithe des Mittleren Allochthons des Hetenjaure-Fenster sind trotz der dort geringfügig höheren metamorphen Bedingungen besser erhalten als das vergleichbare Material bei Borgafjäll, da sie im Hetenjaure-Fenster im Gegensatz zu Borgafjäll aufgrund ihrer größeren Mächtigkeit und ihres somit relativ starren rheologischen Verhaltens während des tektonischen Transportes rigider reagiert haben.

Die Meta-Arkosen sind in weniger deformierten Bereichen z.T. gebankt, gradiert oder andeutungsweise auch schräggeschichtet, wobei in den Quarziten aufgrund der intensiven Deformation und der damit einhergehenden Rekristallisation keine primären sedimentären Strukturen mehr vorhanden sind. Die ursprüngliche Kornform ist wegen der metamorphen Bedingungen und der mylonitischen Überprägung der Gesteine im Mittleren Allochthon nur noch in den Konglomerat-reichen Horizonten zu sehen.

Die mineralogische Zusammensetzung des Materiales deutet sowohl bei den Meta-Arkosen mit den konglomeratreichen Horizonten als auch bei den Quarziten auf ein kristallines Abtragungsgebiet, wobei die Möglichkeit nahe liegt, daß die nahezu monomineralischen (Kap. 5.2.1 und 5.3.3) Quarzite in einem hochenergetischen Ablagerungsraum sedimentiert wurden. Sie könnten so einen Strandbereich an der Westküste des Baltischen Schildes repräsentieren (GEE & ZACHRISSON 1979, GREILING 1989). Selbst in den Myloniten kann bei der geringen Anzahl der reliktsch erhaltenen größeren Mineral-Klasten und der Zusammensetzung der feinkörnigen, rekristallisierten Matrix (Kap. 5.2.5) das Ausgangsmaterial zu den „Meta“-Arkosen gerechnet werden.

Die mineralogische Zusammensetzung des Kristallins des Børgefjell-Fensters zeigt als Ausgangsmaterial eindeutige Parallelen zu den Komponenten der konglomeratreichen Arkosen des Mittleren Allochthons. Dies legt nahe, daß es sich bei dem felsischen, kristallinen Material des Børgefjell-Fensters ursprünglich, also vor der tektonischen Platznahme des Kristallins, um primäres Basement handelte.

Es handelt sich also beim Edukt der Meta-Arkosen und Quarzite des Mittleren Allochthons sowohl bei Borgafjäll als auch in den tektonischen Fenstern eindeutig um klastische Sedimente. So belegen die z.T. konglomeratischen, grobklastischen Horizonte im Mittleren Allochthon einen terrigenen Ablagerungsbereich mit Transportbedingungen, die einen kurzen Transportweg oder zumindest Einschaltungen von nahegelegenen Abtragungsbereichen voraussetzen.

Die Turmalin-führenden Meta-Arkosen des Fjällfjäll-Fensters (Kap. 5.4.2) verdeutlichen wegen ihres hohen Turmalin-Anteiles, mit dem eine deutliche Abnahme der Feldspat-Komponenten einhergeht, eine Ablagerung in höher energetischen Bereichen, in denen eine „schwermetallähnliche“ Sortierung und Anreicherung der Turmaline die Folge war, was für eine küstennahe oder auch seifenähnliche Ablagerung spricht. Das Material setzt somit ebenfalls gerade wegen des hohen Turmalingehaltes ein granitisches oder pegmatitisches Abtragungsgebiet, also ebenfalls kristallines Basement, voraus.

Im Gegensatz zum Hetenjaure- und Fjällfjäll-Fenster ist die Meta-Arkose im Børgefjell-Fenster feinkörniger und Quarz-reicher (Kap. 5.3.2). Dies setzt einen längeren Transportweg voraus, wobei für das Ausgangsmaterial nach GEE & ZACHRISSON (1979) weiter westlich am Schelfrand des Baltischen Schildes turbiditisch abgelagerte Sedimente in Frage kommen.

Die Existenz diskordanter, mafischer Gänge (Kap. 5.4.2) belegt für den westlichen Kontinentalrand des Baltischen Schildes eine extensionale Phase. Die Gänge, die von GREILING (1985) aus Überlegungen der Deformationsgeschichte heraus zeitlich als präkaledonisch bezeichnet wurden, intrudierten in die Edukte der „Meta“-Arkosen.

Generell kann gesagt werden, daß das Material des Mittleren Allochthons am und auf dem Randbereich des Baltischen Schildes abgelagert wurde, bevor es zur Kollision der Kontinente Nord-Amerika mit Baltika und es zur Überschiebung der westlich Baltikas gelegenen paläogeographischen Bereiche auf den Baltischen Schild kam (Kap. 8.2).

In der Zusammensetzung der Gesteine im Mittleren Allochthon ist eine deutliche Zunahme der Reife der Sedimente von Ost nach West zu beobachten, was unterschiedlich weite Transportwege aus den postulierten Abtragungsgebieten verdeutlicht. Die Ablagerung erfolgte zum einen terrigen auf dem Festland und zum anderen wahrscheinlich im hochenergetischen Strandbereich des Baltischen Schildes. Die beobachteten turbiditischen Ablagerungen im Børgefjell-Fenster sind im Bereich des kontinentalen Schelfes des Baltischen Schildes anzusiedeln.

HOSSAK (1985) konstruierte für das Mittlere Allochthon anhand bilanzierter Profile, daß der Westrand des Baltischen Schildes ca. 400 km weiter westlich gelegen haben muß, was einen breiten Ablagerungsraum für das Material des Mittleren Allochthons erlauben würde.

### 8.3 Lithologie des Oberen Allochthons

Das Material des Oberen Allochthons ist im Arbeitsgebiet in erster Linie der Seve-Decke zuzuordnen. Im Norden in Teilbereichen des Fjällfjäll-Fensters und weiter westlich im Borgefjäll-Fenster wird das Mittlere Allochthon von der Köli-Decke überlagert (Kap. 5.3.5 und 5.4.4.2), die GEE & ZACHRISSON (1979) als vulkano-sedimentäre Abfolge beschrieb.

Das Material der Seve-Einheit setzt sich hauptsächlich aus Quarz- und Feldspat-Körnern zusammen, wobei auch karbonatische Komponenten zu beobachten sind, die im Gestein einen Anteil von bis zu 20% annehmen können. Im Gegensatz zu den Meta-Arkosen des Mittleren Allochthons ist der quarzitischer Anteil deutlich reduziert und das Material enthält einen hohen Anteil an klastischen Biotiten.

Die kartierten Amphibolite sind z.T. recht grobkörnig und die einzelnen Amphibole können bis zu 1 cm groß werden. Das Material besteht zu ca. 25% aus Feldspat, wobei in den Metabasiten der Seve-Decke nur sehr geringe Mengen an freiem Quarz vorhanden sind, sodaß ein gabbroides Ausgangsgestein postuliert werden kann.

Außerdem ist im Oberen Allochthon des Fjällfjäll-Fensters in der omegaförmigen Struktur eine kristalline, geringmächtige Scheibe eingeschuppt (Abb. 4.10), die eindeutig magmatischer Herkunft ist (Kap. 5.4.4.3) und eine syenitische Zusammensetzung besitzt.

Sedimentäre Strukturen waren wegen der intensiven Deformation an der Basis des Oberen Allochthons im Bereich der tektonischen Fenster und wegen der Amphibolit-faziellen Überprägung des Materials nicht zu beobachten.

Die verschiedenen Beobachtungen, die im Oberen Allochthon gemacht wurden, wie gabbroide Anteile in der Seve-Einheit mit sehr geringen Anteilen an freiem Quarz, Zunahme des Feldspat-Gehaltes, klastisch eingebrachte Biotite und der z.T. bis zu 20% hohe karbonatische Anteil in den Sedimenten der Seve-Einheit sprechen als Ablagerungs- und Entstehungsgebiet des Materials für einen magmatischen Bogen. Auch die syenitische Einschaltung an der Basis des Oberen Allochthons könnte von ihrer Entstehung in dasselbe Environment gestellt werden. GEE & ZACHRISSON (1979) geben auf Rb/Sr-Datierungen basierend für das Obere Allochthon, abgesehen von den eingeschuppten, präkambrischen, kristallinen Scheiben, ein Alter zwischen Ordovizium und Silur an. Sie beschreiben die Sedimente und gabbroiden Anteile in der Seve-Einheit als vulkano-sedimentäres Material.

Als Ablagerungsraum kommt somit ein Bereich westlich des Baltischen Schildes im Iapetus-Ozean in Frage, der entweder Teil eines magmatischen Bogens war oder im angrenzenden „back arc“-Bereich lag und so in die konvergente Phase des Iapetus-Ozeans gestellt werden kann.

Weiterführende detaillierte sedimentologische Arbeiten in den allochthonen Einheiten des Mittleren Allochthons sind in Zukunft nötig, um fundierte Interpretationen und genauere Deutungen durchführen zu können.

## 9 Modell des Deckentransportes des Mittleren Allochthons im Arbeitsgebiet

Die detaillierte Ausarbeitung der unterschiedlichen metamorphen Überprägung (Kap. 5), der PT-Bedingungen (Kap. 6.4) und die relative zeitliche Abfolge des komplizierten Deformationsstils innerhalb des Arbeitsgebietes (Kap. 7.2) sind für das Verständnis der strukturellen Entwicklung des Mittleren Allochthons von großer Bedeutung.

Um den Ablauf des tektonischen Deckentransportes im Mittleren Allochthon einstuft und einen Zusammenhang der Überführung des Oberen Allochthons auf das Mittlere Allochthon darstellen zu können, wird im Folgenden ein Modell des Deckentransportes in den Kaledoniden für das Arbeitsgebiet aufgestellt.

So sollen zuerst die theoretischen Grundlagen der Entstehung und der möglichen Deformations-Mechanismen für einen orogenen Keil erläutert werden, der sich bei der Kollision zweier Krustenblöcke ausbilden kann. Allgemein kann gesagt werden, daß die Entstehung eines orogenen Keiles an Konvergenzbereiche zweier Platten gebunden ist.

DAVIS et al. entwickelte 1983 in Laborversuchen ein kinematisches Modell, in dem die „Gleitkriterien“ für den Transport eines orogenen Keiles näher untersucht wurden. Dabei bezeichnete er den Winkel der Oberseite des orogenen Keiles mit  $\alpha$  und den in Richtung Hinterland einfallenden Winkel, der der basalen Überschiebungsbahn entspricht, mit  $\beta$  (Abb. 9.1). Die Summe der Winkel  $\alpha$  und  $\beta$  liegt nach SUPPE (1985) bei ca.  $8^\circ$ , wobei je nach Kompetenz und Grad der Lithifizierung des überschiebenden Materiales und der Geschwindigkeit des „herannahenden“ Keiles der Winkel  $\alpha$  bis zu  $7^\circ$  annehmen kann. Übersteigt die Summe  $\alpha + \beta$  diesen „kritischen“ Wert von  $8^\circ$ , kommt es zum Zergleiten und somit zu internen Deckenbewegungen in Richtung Vorland im orogenen Keil selbst, einem gravitativen Zergleiten oder gravitativen Kollaps. Hierbei kann es auch zu Abschiebungen in Richtung Vorland kommen. Nimmt die Reibung im vorderen Bereich des Keiles auf der basalen Überschiebungs-Fläche zu, kann es zu deckeninternen oder deckenübergreifenden Duplex-Bildungen und „out-of-sequence backthrusts“ kommen (EISBACHER 1991).

Im Top solcher Duplex-Strukturen bilden sich im Kontakt zur überlagernden Einheit wegen der sich jetzt ergebenden unterschiedlichen Transport-Geschwindigkeit ein „passive roof thrusting“ und ein damit verbundenes „passive roof folding“ aus. Nach Suppe (1985) läßt sich dieses Modell für fast alle Falteingürtel und Akkretionskeile bis in eine Tiefe von über 15 km interpolieren.

Bei der Bildung eines orogenen Keiles kommt es in erster Linie zur Aufstapellung sedimentärer Einheiten, wobei aber auch magmatisches Material, wie z.B. magmatische Bögen, am Aufbau des Keiles beteiligt sein können. Das sedimentäre Material wird bei der Kollision von der Platte abgeschert und bildet so einen „Plattenkeil“ aus. Das Volumen des Keiles wächst bei weiterer Einengung nicht nur durch Abschierungs-Prozesse, sondern auch evtl. durch Anlagerung von Sedimenten z.B. Turbiditen oder Molasse-Bildungen.

Für die Ausbildung eines orogenen Keiles sind besonders zwei Kriterien wichtig:

- einerseits der Grad der mechanischen Kopplung zwischen oberer und unterer Platte und
- andererseits das Volumen des Materiales, das zwischen den kollidierenden Platten vor und während der Kollision „angehäuft“ wurde.

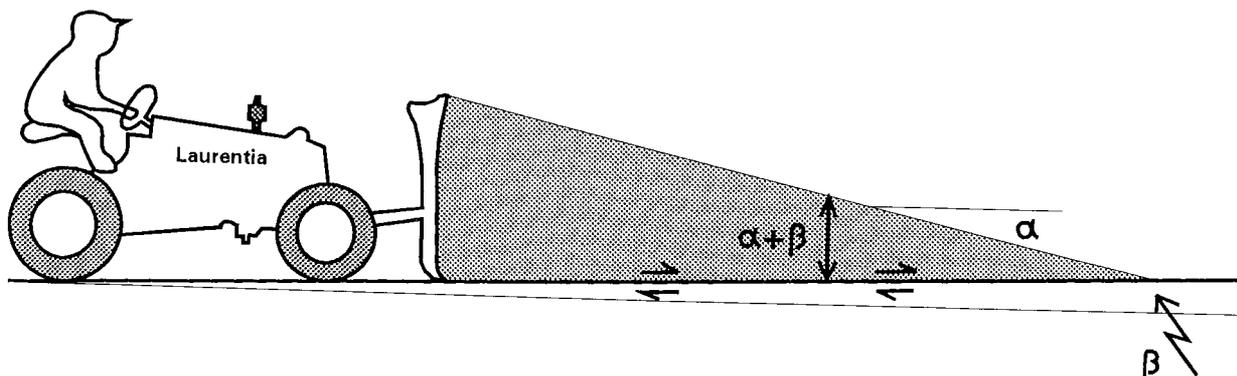


Abb. 9.1

Zweidimensionales Modell eines orogenen Keiles. Vereinfacht nach SUPPE (1985) und COWARD (1994).

Fig. 9.1

Two-dimensional model of an orogenic wedge. Simplified after SUPPE (1985) and COWARD (1994).

So kann der Keil aus vulkanogenem Material (Inselbögen), aus Turbiditen (nahegelegene Orogengürtel oder Kontinente), aus Tiefsee-Sedimenten (pelagische Tone, Kieselgesteine, Karbonate), aus mafischen und ultramafischen Gesteinen (evtl. ozeanische Plateau-Basalte oder MORBs als „terrane“) oder aus Küsten- bzw. terrigenen Ablagerungen bestehen. Teile, die von der unterlagernden Platte abgeschert wurden, können in den orogenen Keil integriert werden.

Bewegungen im Keil können durch gravitative Instabilitäten, durch unterschiedliche Subsidenz-Raten der unteren Platte, durch steigende Auflast, durch tektonische Übersteilung des Keiles im Hangenden, durch Überschiebungen bewirkte, gravitative Massentransporte (z.B. Turbidite) oder durch sedimentäre Rutschmassen hervorgerufen werden.

Ein Anwachsen des Keiles kann aufgrund frontaler Abscherungen und Anlagerung der vorgelagerten Sedimente, durch Reibungszunahme auf der basalen Überschiebungs-Fläche oder durch ein Anwachsen in der Kollisionsgeschwindigkeit beeinflusst werden. Dies ist in der Regel mit komplexen Abschervorgängen an der Basis der kollidierenden Krustenblöcke verbunden.

Durch Duplex-Bildungen kann es in tieferen Niveaus des Keiles oder durch das Abscheren kristalliner Späne von der unteren Platte zu einer Zunahme der Mächtigkeit im Keil kommen. Hieraus resultieren in den meisten Fällen langgezogene Aufdomungen, die wegen ihrer ursprünglichen Längserstreckung am Kontinentalrand parallel zur Keilachse verlaufende und rigide reagierende „Hindernisse“ beim Transport an der Unterseite des Keiles bilden und so die Ursache von z.T. langgestreckten tektonischen Fenstern sein können.

In extremen Fällen kann ein Ansteigen des Winkels der Oberfläche des Keiles zur „Übersteilung“ des orogenen Keiles führen und so einen gravitativen Kollaps zu Folge haben.

Für die Deformation im orogenen Keil und für die Mylonitisierung sind in erster Linie das Material im Keil, die Verteilung von Fluiden und die im Keil bestehende Temperatur wichtig. So sind Fluide häufig an sedimentäre Lagen oder mächtige Gesteinspakete gebunden, die dann als Scherhorizonte dienen können. Das Vorhandensein fluider Phasen setzt das spröde Verhalten der einzelnen Mineralkörner herab und erhöht bei steigenden Temperaturen deren Duktilitätsverhalten.

Quarzitische Lagen sind unter metamorphen Bedingungen (Kap. 7.1.2) bevorzugt in der Lage, duktil zu reagieren und große Strain-Raten aufzunehmen, indem sie rekristallisieren.

Im allgemeinen werden thermisch relativ „heiße“ Lithosphärenanteile auf kältere Lithosphärenbereiche überschoben. Dies hat eine metamorphe und tektonische Polarität im Kontaktbereich zur unteren kontinentalen Platte oder zwischen den einzelnen Decken zur Folge, was zu höheren metamorphen Bedingungen in den vormals „kälteren“ Bereichen und zur Vergenz der Falten- und Überschiebungsgürtel führen kann.

Eine mächtige und steife Vorland-Lithosphäre, wie sie für den Westteil des Baltischen Schildes angenommen werden kann, ist thermisch stabil und es kann zur Entwicklung sowohl relativ seichter als auch breiter Vorlandbecken kommen. Dieser Fall ist für die rigide reagierende Kruste des frühproterozoisch konsolidierten Baltischen Schildes anzunehmen.

Gerade in den Kaledoniden Skandinaviens ist aber bis jetzt noch keine befriedigende Erklärung dafür gefunden, warum der Vorland-Bereich des Orogens kein Vorlandbecken aufweist, wie es z.B. in alpidisch deformierten Orogen-Gürtel der Fall ist.

Eine spätere Hebung der orogen verdickten Kruste des westlichen Bereiches Baltikas, das durch die Kaledoniden überlagert wurde, könnte so eine völlige Erosion des eingetieften, mit Abtragungsmaterial gefüllten Vorlandgürtels bewirkt haben. Diese Hebung hätte aufgrund der ständig andauernden Erosion an der Oberseite des orogenen Keiles bereits während der Orogenese begonnen, was mit einer ständig während der Kollision ablaufenden Isostasie nach Ausbildung einer orogenen Wurzel erklärt werden kann. Außerdem dürfte die glaziale Überprägung im Quartär für ein weiteres Ausräumen gesorgt haben.

Die Neigung des in Richtung Westen einfallenden Winkels  $\beta$  der basale Detachment-Fläche kann nach DAVIS et al. (1983) für gut gleitende basale Scherflächen bis zu  $1^\circ$  betragen, um einen orogenen Keil „bergauf fließen“ zu lassen.

Dieses flache Einfallen der basalen Überschiebungsfläche kann aufgrund der gut gleitenden Schwarzschiefer-Unterlage (Kap. 3.1.2), die sich unmittelbar unter dem Unteren Allochthon befand, für das Arbeitsgebiet als realistisch betrachtet werden (BIERLEIN & GREILING 1983). Daraus ergibt sich für  $\alpha$  ein Winkel von  $7^\circ$ . Ganz gleich, welcher Winkel für  $\beta$  angenommen wird, ergibt sich in Abhängigkeit von  $\alpha$  für die „Dicke“ des orogenen Keiles im Bereich von Borgafjäll ein Wert von etwas über 10 km und in den tektonischen Fenstern ein Wert von ca. 15 km (Abb. 9.2). Dies stimmt mit der beobachteten metamorphen Überprägung und den daraus resultierenden Versenkungstiefen im Mittleren Allochthon sowohl für den Ostrand als auch weiter westlich überein (Kap. 6.4).

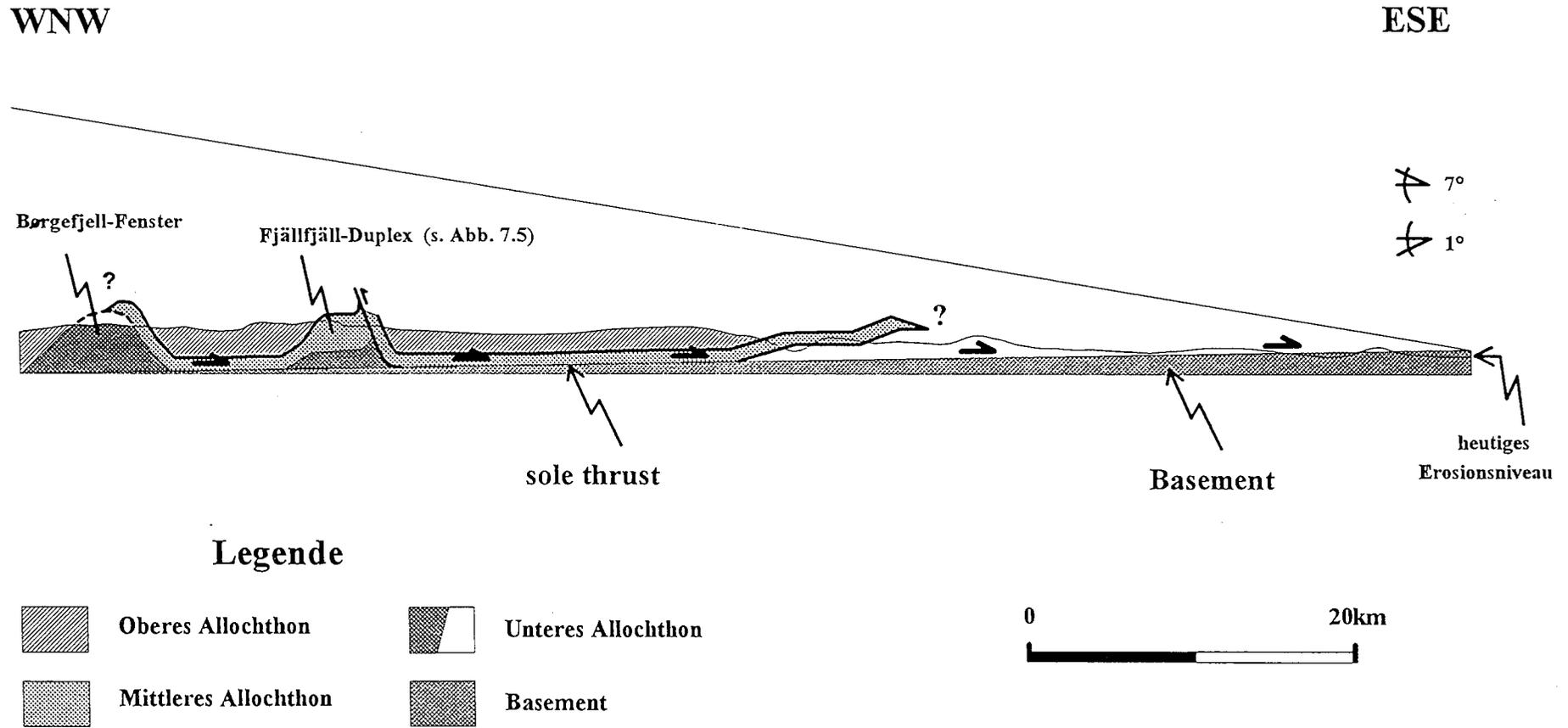


Abb. 9.2  
Schematisches Profil eines orogenen Keils für das Arbeitsgebiet. Dargestellt ist die tektonische Position des Mittleren Allochthons, wobei die Mächtigkeit der überlagernden Einheiten im Keil über dem Mittleren Allochthon die Zunahme der PT-Bedingungen von Ost nach West verdeutlicht.

Fig. 9.2  
Schematic section of an orogenic wedge as postulated for the area of investigation illustrating the tectonic position of the Middle Allochthon. The thickness of the overlying units in the wedge above the Middle Allochthon has caused the increase of PT-conditions from east to west.

So wurde das Oberste Allochthon zusammen mit dem Oberen Allochthon auf das noch autochthone Mittlere Allochthon transportiert und es begann die strukturelle und metamorphe Überprägung im Mittleren Allochthon, die somit zuerst im Top des Mittleren Allochthons einsetzte.

Für die strukturelle Entwicklung der einzelnen allochthonen Decken konnten für das Arbeitsgebiet vier Deformationsabschnitte im Mittleren Allochthon rekonstruiert und diskutiert werden (Kap. 7.2).

Ausschließlich im Top des Mittleren Allochthon kam es während des ersten Deformationsabschnittes (D<sub>1</sub>) zur Ausbildung kleiner isoklinaler Falten, die bei weiteren Schervorgängen abgerissen und deformiert wurden.

Da das Obere Allochthon schon vor der Platznahme auf dem Mittleren Allochthon Amphibolit-faziell überprägt war und so seine „mitgeführte Wärme“ auf das Mittlere Allochthon übertragen konnte, dürfte während der Überföhrung auch der Beginn der Amphibolit-faziellen Überprägung im Top des Mittleren Allochthons liegen.

Durch die weiter fortschreitende Einengung löste sich das Mittlere Allochthon an seiner Basis, wobei es während seines Transportes in seiner Gesamtheit als „Gleithorizont“ für die mächtigen, auflagernden, allochthonen Decken diente (D<sub>2</sub>). Durch diesen Vorgang wurde es über seine ganze Mächtigkeit mylonitisiert und die ursprünglichen Strukturen z.T. völlig zerstört. Daraufhin folgte während eines dritten Deformationsabschnittes (D<sub>3</sub>) der Transport des daraus resultierenden Deckenstapels auf die Einheiten des Unteren (noch autochthonen) Allochthons (GREILING 1989).

Es kam sowohl an Absätzen der unterlagernden Kruste, die sich bei der Bildung des Iapetus-Ozeans als Abschiebungen ausbildeten, als auch bei starker mechanisch kompressiver Beanspruchung dieser Kruste zur Abscherung einzelner kristalliner Scheiben. Diese können als kristalline, allochthone, häufig langgestreckte Kerne heute das Innere tektonischer Fenster bilden.

Bei der Ausbildung des kaledonischen orogenen Keiles, der auf der basalen Überschiebung über die flach nach Westen einfallende, basale Scherfläche nach Osten in Richtung Vorland transportiert wurde, kam es während D<sub>3</sub> zur Ausbildung von Rampen und so zu Aufdomungen und Duplex-Strukturen (SUPPE 1985).

Beide Prozesse dürften an der Entstehung der tektonischen Fenster Hetenjaure-, Fjällfjäll- und Børgefjäll-beteiligt gewesen sein.

Da es im Mittleren Allochthon an Material fehlte, das bevorzugt als Gleit-Horizont hätte dienen können, wie es z.B. an der Basis des Unteren Allochthons der Fall war, lag es nahe, daß das ganze Mittlere Allochthon während des Deckenschubs „in Mitleidenschaft“ gezogen wurde. So wurden Quarz-reichere Lagen (Kap. 7.1.2) stärker als Feldspat- oder Konglomerat-reiche Horizonte mylonitisiert. Da durch die Überföhrung des „heißeren“ Oberen Allochthons die PT-Bedingungen im Top höher und die tektonische Beanspruchung am größten waren, fand dort ein intensiveres „strain softening“ (Kap. 7.1.2) statt, als es im übrigen Mittleren Allochthon der Fall war, und es kam bevorzugt zur Ausbildung mächtiger mylonitischer Bereiche (Kap 7.1.1).

Da nur im Top des Mittleren Allochthons metamorph gewachsene Granate vorhanden sind (Kap. 6.2), deutet dies mit großer Wahrscheinlichkeit auf einen „heißeren“ Kontakt zum überlagernden Oberen Allochthon. Dieser heiße Kontakt muß sich besonders nach der Aufstapelung und Ausbildung des Duplex-Baues während des anschließenden „passive roof thrustings“ über den bereits „fertigen“ Duplex-Strukturen ausgewirkt haben. Ansonsten wären z.B. im Fjällfjäll-Fenster auch zwischen den einzelnen Schuppen des Mittleren Allochthons Granate zu erwarten, die sich somit immer auf der Oberseite jeder einzelnen Scheibe befinden müßten.

Die lokale, auf das Top des Mittleren Allochthons begrenzte vertikale Zunahme der metamorphen Überprägung (Abb. 6.2) läßt sich mit der Überlagerung des „heißeren“ Oberen Allochthons erklären, während der laterale Metamorphose-Anstieg in Richtung Westen der Geometrie des nach Westen mächtiger werdenden orogenen Keiles entspricht, der sich bei der Kollision der nordamerikanischen Platte mit der eurasischen Platte aufstapelte. Die metamorphe Entwicklung, die sich unter abnehmenden Druck-Temperatur-Bedingungen ausbildete, deutet auf ein Zergleiten eines „überkritischen“ Keiles und eine andauernde Erosion des anwachsenden Keiles hin.

In einem späten Stadium des Deckentransportes kam es im Hetenjaure- und Fjällfjäll-Fenster während des letzten Deformationsabschnittes (D<sub>4</sub>) zu einer weiteren Einengung und Ausbildung von „out-of-sequence backthrusts“. Dies wird in erster Linie durch eine größer werdende Reibung an der Basis des orogenen Keiles in Richtung Vorland verursacht, wobei die Zunahme der Reibung durch ein schnelles Anwachsen des orogenen Keiles erklärt werden kann. Dabei spielt ein Anstieg des Eintauchwinkels der basalen Scherbahn eine wichtige Rolle, wobei ein steileres Einfallen des Baltischen Schildes nach Westen, und somit ein Absinken der Detachment-Fläche am Kontinentalrand, das Resultat einer durch das Überföhren aller allochthonen Einheiten auf den Baltischen Schild verursachten hohen Auflast wäre. Diese Auflast hätte so, aufgrund der erhöhten Reibung auf einer steileren Fläche, ein schlechteres Gleiten des orogenen Keiles zur Folge.

Ein weiteres Argument für eine intensivere Einengung während eines späten Stadiums der Orogenese wäre eine schneller ablaufende Kollision des Baltischen Schildes mit Nordamerika. So würde eine sich

beschleunigende Schließung des Iapetus-Ozeanes am Ende der Kollisionsphase im Oberen Silur bei gleichbleibender Reibung im östlichen Bereich des Keiles eine intensive Einengung weiter westlich, in Richtung des Zentrums des Orogens zur Folge haben.

Die von GREILING & GAYER (1989) beschriebene, zuerst im Norden einsetzende Schließung des Iapetus-Ozeans hatte nach der „Berührung“ beider Kratone eine gegenläufige Rotation der jeweiligen Krusten-Blöcke zur Folge. Dies bewirkte eine beschleunigte Schließung im weiter südlich gelegenen Bereich, im zentralen Teil der Kaledonischen Orogenese, eine stärkere Einengung im orogenen Keil und eine damit einhergehende vermehrte Aufstapelung der allochthonen Einheiten.

Diese Vorgänge wären mögliche Ursachen einer intensivierten Kompression bei der Überföhrung im zentralen Teil des kaledonischen orogenen Keiles auf skandinavischer Seite während einer späten Phase der Orogenese, was eine erneute Verschuppung und Aufstapelung der Deckenkomplexe zur Folge gehabt haben dürfte. Nur so können die späten, im Fjällfjäll-Fenster oder im Hetenjaure-Fenster beobachteten, relativ steil stehenden Deformationserscheinungen ( $D_4$ ), „out-of-sequence backthrusts“, erklärt werden, die in entgegengesetzter Richtung zu dem während  $D_1$  bis  $D_3$  gerichteten Transport-Regime gerichtet sind.

Die im Arbeitsgebiet gemachten Beobachtungen verdeutlichen für das Mittlere Allochthon und die im Hangenden und Liegenden angrenzenden Decken-Komplexe, daß im anstehenden Material keine extensionalen Deformationsabläufe während der Orogenese stattfanden.

Nur weiter westlich, im Bereich der ehemaligen Kollisionsachse oder der Suture-Linie ist mit Extensions-Erscheinungen zu rechnen, die durch eine „Sackung“ im Bereich des Zentrum des orogenen Keiles, also einige 100 km weiter westlich des Arbeitsgebietes (GAYER & GREILING 1989) oder auch im Südwesten der Kaledoniden Skandinaviens (HOSSACK & COOPER 1986 oder STEPHENS et. al. 1985) beobachtet wurden.

Bei einem zu hoch angewachsenen Keil und einer somit „übersteilten“ Oberseite „floß“ das Gestein im Top des Keiles in Richtung Vorland und der Auflastdruck auf das in Mitleidenschaft gezogene Material tieferer Stockwerke wurde größer. So glitt der interne untere Bereich ebenfalls in Richtung Vorland, da dies für das Mittlere Allochthon die einzige Möglichkeit darstellte, der anwachsenden Belastung auszuweichen. Durch diesen allseitigen Druck in der Tiefe des Keiles war keine Extension möglich, sodaß alle Gleitvorgänge unter Kompression abliefen.

Da die Kollision im zentralen Teil der Kaledoniden relativ „schnell“ ablief, wurde das duktile Verhalten im Unterlager des Keiles, dem Baltischen Schild, gering gehalten. So dürfte die unterhalb der Detachment-Fläche liegende Kruste des Baltischen Schildes im Bereich des Arbeitsgebietes nur PT-Bedingungen ausgesetzt gewesen sein, die zu gering waren, als daß sich diese konsolidierte Kruste duktil verhalten hätte. In diesem Fall war die Kruste noch nicht metamorph „aufgeweicht“, sodaß es nicht zum Zergleiten und zur Extension der Kruste kommen konnte (COWARD 1994).

Die Kruste war vor der Kollision im mittleren und nördlichen Teil Skandinaviens bereits seit ca. einer Milliarde Jahren abgekühlt und konsolidiert, was für den Bereich des Arbeitsgebietes bis zum Ordovizium keine kompressiven Vorgänge mit sich brachte. Das Fehlen eines Vorlandbeckens unterstützt die Modellvorstellungen von einer außergewöhnlich stabil reagierenden Kruste und einem „starren Verhalten“ Baltikas und verdeutlicht in diesem Punkt die besondere Stellung der Kaledoniden Skandinaviens im Gegensatz zu anderen Orogenen.

## Literatur

- BANKWITZ, P. & BANKWITZ, E. (1986): Methodische Untersuchungen zur Strain-Analyse. Teil 1 und 2. - *Z. ang. Geol.*, **33** (2): 45-49; **33** (3): 68-72.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone.- *J. struct. Geol.*, **1**: 31-42.
- BIERLEIN, F. P. & GREILING, R. O. (1993): New constraints on the basal sole thrust at the eastern Caledonian margin in northern Sweden.- *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, **115**, 2.
- BOCKELSE, J. F. & NYSTUEN, J. P. (1985): The southeastern part of the Scandinavian Caledonides.- In: GEE, G. D. & STURT, B. A. [eds.]: *The Caledonide Orogen.- Scandinavia and Related Areas*: 69-88; Chichester (John Wiley & Sons).
- BORRADAILE, G. J., BAYLY, M. B. & POWELL, C. MCA. (1982): *Atlas of Deformational and Metamorphic Rocks Fabrics*.- 551 p.; New York (Springer Verlag).
- BUCHER, K. & FREY, M. (1994): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*.- 318 p.; New York (Springer Verlag).
- COWARD, M. (1994): Continental Collision.- In: HANCOCK, P. L. [ed.]: *Continental Deformation*.- 264-288; New York (Pergamon Press).
- DAHLEN, F. A. & SUPPE, J. (1988): Mechanics, growth, and erosion of mountain belts.- *Geological Society of America Special Paper*, **218**: 161-178.
- DALLMANN, W. K. (1987): Tectonostratigraphy and structure of the Kjøkkelen area, Børgesfjell, north-central Norway.- *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, **109**: 211-220.
- DAVIS, D. J., SUPPE, F. & DAHLEN, F. A. (1983): Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges.- *J. Geophys. Res.*, **88**: 1153-1172.
- DAVIS, D. J. & ENGELDER, T. (1985): The role of rock salt in fold-and-thrust belts.- *Tectonophysics*, **119**: 67-88.
- DEGEN, T. J. (1991): Kaledonische Entwicklung und Deckentransport des Mittleren Allochthons im Hetenjaure-Fenster (N-Schweden, Jämtland/ Västerbotten).- *Zbl. Geol. Paläont.*, **Teil I**: 31-40.
- DEGEN, T. J. (1992): Die Metamorphose des Mittleren Allochthons der Kaledoniden in Västerbotten/Jämtland, N-Schweden.- *Frank. geol. Arb.*, **A 11**: 199.
- DEGEN, T. J., GREILING, R. O. & ZACHRISSON, E. (1989): Caledonian evolution and thrust sequence in the Middle Allochthon of north-central Scandinavia (Hetenjaure Window).- *Terra abstracts*, **1**: 8.
- DEWEY, J. F. (1988): Extensional collapse of orogens.- *Tectonics*, **7** (6): 1123-1139.
- DYRELIUS, D., GEE, D. G., GORBATSHEV, R., RAMBERG, H. & ZACHRISSON, E. (1980): A profile through the central Scandinavian Caledonides.- *Tectonophysics*, **69**: 247-284.
- EICHENTOPF, H. & GREILING, R. O. (1987): Arcuate hinge cleavage associated with welded contacts: an example.- *J. struct. Geol.*, **9** (7): 905-910.
- EISBACHER, G. H. (1970): Deformation Mechanics of Mylonitic Rocks and Fractured Granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**: 2009-2020.
- EISBACHER, G. H. (1991): *Einführung in die Tektonik*.- 310 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- FISCHER, M. P. & WOODWARD, N. B. (1992): The geometric evolution of foreland thrust systems.- In: MCCLAY, K. R. [ed.]: *Thrust Tectonics*.- 181-189; London (Chapman & Hall).
- FOSSEN, H. & RYKKEID, E. (1992): Postcollisional extension of the Caledonide orogen in Scandinavia: Structural expressions and tectonic significance.- *Geology*, **11**: 737-740.
- FRY, N. (1979): Random point distributions and strain measurement in rocks.- *Tectonophysics*, **60**: 98-10.
- FRY, N. (1979): Density distributions techniques and strained length methods for determination of finite strains.- *J. struct. Geol.*, **9**: 159-180.
- GAYER, R. A. & GREILING, R. O. (1989): Caledonian nappe geometry in north-central Sweden and basin evolution on the Baltoscandian margin.- *Geol. Mag.*, **126**: 499-513.
- GEE, D. G. & ZACHRISSON, E. (1979): The Caledonides in Sweden.- *Sver. Geol. Unders.*, **C 769**: 1-48.
- GEE, D. G. & STURT, B. A. [eds.] (1985): *The Caledonide orogen.- Scandinavia and Related areas*: 1266 p.; Chichester (John Wiley & Sons).

- GEE, D. G., KUMPULAINEN, R., ROBERTS, D., STEPHENS, M. B., THON, A. & ZACHRISSON, E. (1985): Scandinavian Caledonides Tectonostratigraphic map, 1:2,5 mill.- Sver. Geol. Unders., **Ba 35**.
- GHOSH, S. H. (1993): Structural Geology - Fundamentals and Modern Developments.- 598 p.; New York (Pergamon Press).
- GREILING, R. O. (1974): Das kristalline, präkambrische Grundgebirge im östlichen Teil des Børgfjell-Fensters (Zentrale Kaledoniden Skandinaviens).- Geol. Fören. Stockh. Förh., **96**: 247-251.
- GREILING, R. O. (1981): Caledonian thrusting in the basement rocks of the Børgfjell window (north-central Scandinavian Caledonides) as related to major nappe transport.- Terra Cognita, **1**: 47.
- GREILING, R. O. (1982): Precambrian basement rocks complexes in the north- central Scandinavian Caledonides and their Caledonian tectonic evolution.- Geol. Rdsch., **71**: 85-93.
- GREILING, R. O. (1985): Strukturelle und metamorphe Entwicklung an der Basis großer, weittransportierter Deckeneinheiten am Beispiel des Mittleren Allochthons in den zentralen Kaledoniden (Stalon-Deckenkomplex in Västerbotten, Schweden).- Geotekt. Forsch., **69**: 1-129.
- GREILING, R. O. (1988): Ranseren berggrunnskart 2025/3, 1:50 000, forelopig utgave.- Nor. Geol. Unders.
- GREILING, R. O. (1989): The Middle Allochthon in Västerbotten, northern Sweden: tectonostratigraphy and tectonic evolution.- In: GAYER, R. A. [ed.]: The Caledonide Geology of Scandinavia.- 69-77; London (Graham & Trotman).
- GREILING, R. O., RICE, A. H. N., DEGEN, T. J. & GAYER, R. A. (1991): Reconstructing Baltica's western terrane margin.- Terra abstracts, **4**: 18.
- GREILING, R. O., GAYER, R. A. & STEPHENS, M. B. (1993): A basement culmination in the Scandinavian Caledonides formed by antiformal stacking (Bångonåive, northern Sweden).- Geol. Mag., **130** (4), 471-482.
- GUSTAVSON, M. (1981): Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Mosjoen, 1:250 000.- Nor. Geol. Unders.
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklasite, Mylonite - Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen.- Ecl. geol. Helv., **78**: 373-286.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. (1976): An outline of structural Geology.- 571 p.; Chichester (Wiley & Sons).
- HOSSACK, J. (1985): The role of thrusting in the Scandinavian Caledonides.- In: GAYER, R. A. [ed.]: The tectonic evolution of the Caledonide-Appalachian Orogen.- 97-116; Braunschweig (Viehweg).
- HOSSACK, J & COOPER, M. A. (1986): Collision tectonics in the Scandinavian caledonides.- In: COWARD, M. P. & RIES, A. C. [eds.]: Collision Tectonics.- Geol. Soc. London Spec. Publ., **19**: 287-304.
- KROHE, A. & EISBACHER, G. H. (1988): Oblique crustal detachment in the Variscan Schwarzwald, southwestern Germany.- Geol. Rdsch., **77** (1): 25-43.
- KULLING, O. (1933): Bergbyggnaden inom Björkvattnet-Virisen området i Västerbottensfjällens centrale del.- Geologiska Forenigen Stockholm Förhandlingar, **55**: 167-422.
- KULLING, O. (1942): Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens län.- Sver. Geol. Unders., **C 445**; 320 p.
- KULLING, O. (1972): The Swedish Caledonides.- In: STRAND, T. & KULLING, O.: The Scandinavian Caledonides.- 147-285; Chichester (John Wiley & Sons).
- KUMPULAINEN, R. (1982): The Upper Proterozoic Risbäck Group, northern Jämtland and southwestern Västerbotten, central Swedish Caledonides.- Univ. Uppsala, Dept. Mineral. Petrol. Res. Report, **28**: 1-78.
- LISLE, R. J. (1984): Strain discontinuities within the Seve-Köli Nappe Complex, Scandinavian Caledonides.- J. struct. Geol., **6**: 101-110.
- LISLE, R. J. (1985): Geological Strain Analysis: A Manual for the Rf/θ Technique.- 99 p.; New York (Pergamon Press).
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. (1984): S-C- Mylonites.- J. struct. Geol., **6** (6): 617-638.
- LISTER, G. S. & DAVIS, G. B. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A.- J. struct. Geol., **11** (1/2): 65-94.
- MATTHES, S. (1983): Mineralogie.- 417 S.; Berlin (Springer Verlag).

- MACKENZIE, W. S. & GUILFORD, C. (1981): Atlas gesteinsbildender Minerale im Dünnschliff.- 98 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- MESCHEDÉ, M. (1994): Methoden der Strukturgeologie.- 169 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- OLVMO, M. (1992): Glaciofluvial canyons and their relation to the Late Weichselian deglaciation in Fennoscandia.- *Z. Geomorph.*, **N. F. 36** (3): 343-364.
- PARK, R. G. (1988): Geological Structures and Moving Plates.- 337 p.; Glasgow (Blackie).
- PARK, R. G. (1989): Foundations of Structural Geology.- 148 p.; Glasgow (Blackie).
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1993): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff.- 233 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- PLATT, J. P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high pressure metamorphic rocks.- *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **97**: 1037-1053.
- RAGAN, D. M. (1985): Structural Geology. An Introduction to Geometrical Techniques.- 393 p.; New York (John Wiley & Sons).
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1983): Modern Structural Geology.- Vol. I: Folds and Fractures.- 1-307; London (Academic Press).
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1987): Modern Structural Geology.- Vol. II: Folds and Fractures.- 309-700; London (Academic Press).
- RICE, A. H. N., BEVINS, R. E., ROBINSON, D. & ROBERTS, D. (1989): Evolution of low grade metamorphic zones in the Caledonides of Finnmark.- In: GAYER, R. A. [ed.]: The Caledonide Geology of Scandinavia.- 177-191; London (Graham & Trotman).
- ROBERTS, D. & GEE, D. G. (1985): An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides.- In: GEE, G. D. & STURT, B. A. [eds.]: The Caledonide Orogen.- Scandinavia and Related Areas: 55-68; Chichester (John Wiley & Sons).
- ROBERTS, D. (1988): Grong, 1:250 000, utkast til forelopig berggrunnskart.- *Nor. Geol. Unders.*
- SCHOLZ, C. H. (1988): The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting.- *Geol. Rdsch.*, **77** (1): 319-328.
- SHIMAMOTO, T. (1989): The origin of S-C mylonites and a new fault-zone model.- *J. struct. Geol.*, **11**: 61-64.
- SOPER, N. J., STRACHAN, R. A., HOLDSWORTH, R. E., GAYER, R. A. & GREILING, R. O. (1992): Sinistral transpression and the Silurian closure of Iapetus.- *J. Geol. Soc. London*, **149**: 871-880.
- STEINSUND, P. I. (1993): StereoNet.- version 2.11, User's Guide.
- STEPHENS, M. B. (1982): Field relationships, petrochemistry and petrogenesis of the Stekenjokk volcanites, central Swedish Caledonides.- *Sver. Geol. Unders.*, **C 786**, 111 p.
- STEPHENS, M. B., GUSTAVSON, M., RAMBERG, I. B. & ZACHRISSON, E. (1985): The Caledonides of central-north Scandinavia - a tectonostratigraphic overview.- In: GEE, G. D. & STURT, B. A. [eds.]: The Caledonide Orogen.- Scandinavia and Related Areas: 135-162; Chichester (John Wiley & Sons).
- STRÖMBERG, A. G. B., KARIS, L., ZACHRISSON, E., SJÖSTRAND, T & SKOGLUND, R. (1984): Karta över Berggrunden, Jämtlands Län, 1:200 000.- *Sver. Geol. Unders.*, **Ca 53**.
- TÖRNEBOHM, A. E. (1888): Om fjällproblemet.- *Geologiska Forenigen Stockholm Förhandlingar*, **10**: 328-336.
- TRENCH, A. & TORSVIK, T. H. (1992): The closure of the Iapetus Ocean and Tornquist Sea: new palaeomagnetic constrains.- *J. Geol. Soc. London*, **149**: 867-870.
- TRÖGER, W. E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.- Teil 2: Textband, 822 S.; Stuttgart (Schweizerbarth'sche Verlagsbuchh.).
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. (1992): Structural Geology.- 532 p.; New York (W. H. Freeman and Company).
- VAN DER HARST, T. H. (1956): Geology and petrology of the Borga region, Västerbotten, Sweden.- Univ. Amsterdam, Geol. Dept., unpubl. Ph. D. thesis: 141 p.
- WALLBRECHER, E. (1979): Methoden zum quantitativen Vergleich von Regelungsgraden und -formen strukturgeologischer Datenmengen mit Hilfe von Vektorstatistik und Eigenwert-Analyse.- *N. Jb. Geol. Pal., Abh.*, **159** (1): 113-149.
- WALLBRECHER, E. (1986): Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen.- 244 S.; Stuttgart (Enke Verlag).

- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J. (1980): On mylonites in ductile shear zones.- *J. struct. Geol.*, **2**: 175-187.
- WHITE, J. C. & MAWER, C. K. (1985): Extreme ductility of feldspars from a mylonite, Parry Sound, Canada.- *J. struct. Geol.*, **8** (2): 133-143.
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine.- 382 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- WINKLER, H. G. F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks.- 348 p.; New York (Springer).
- YARDLEY, B. W. D., MACKENZIE, D. P. & GUILFORD, C. (1992): Atlas metamorpher Gesteine und ihrer Gefüge in Dünnschliffen. - 120 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- ZACHRISSON, E. (1969): Caledonian geology of northern Jämtland - southern Västerbotten.- *Sver. Geol. Unders.*, **C 644**: 33 p.
- ZACHRISSON, E. (1991): Berggrundskartan 23 E Spmeke SV-SO, 1 : 50 000.- *Sver. Geol. Unders.*, **Ai 74**.
- ZACHRISSON, E. & GREILING, R. O. (1993): Berggrundskartan 23 F Fatmomakke SO, 1 : 50 000.- *Sver. Geol. Unders.*, **Ai 78**.
- ZIEGLER, P. A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys.- *AAPG Memoir*, **43**: 198 p.

*Anschrift des Autors:*

Dr. Thomas Johannes Degen  
 Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg  
 Institut für Geologische Wissenschaften  
 und Geiseltalmuseum  
 Domstr. 5  
 D - 06108 Halle (Saale)

## Danksagung

Mein besonderer Dank gilt den Herren Priv. Doz. Dr. H. BAHLBURG (Heidelberg) und Prof. Dr. G. BORG (Halle), die mich durch Diskussionen und diverse Anregungen unterstützten, die diese Arbeit vervollständigten und abrundeten.

Herrn Prof. Dr. C. DULLO (Geomar Kiel) danke ich, daß er es mir ermöglichte, REM-Aufnahmen am Paläontologischen Institut in Erlangen machen zu können.

Mein Dank gilt Herrn Dr. E. ZACHRISSON, (Sveriges Geologiska Undersökning, Uppsala, Schweden), der bei gemeinsamen Exkursionen und bei diversen Diskussionen wichtige Anregungen gab. Er besorgte auch topographische Kartenunterlagen und Luftbilder.

Zum Gelingen und glücklichen Ende dieser Arbeit haben beigetragen:

DR. F.-P. BIERLEIN, S. BLUMENSTIEL, G. DRESCHER, PROF. DR. N. FARFAN, U. GOERKE, DR. C. HECHT, PROF. DR. H. HEINISCH, M. JACKOB, S. KÖPPEN, DR. H. KONTNY, PROF. DR. G. MÜLLER, C. NUGLISCH, F. OELSNER, DR. A.H.N. RICE, DR. T. RÜFFER, N. SAPPOK, PROF. DR. M. SCHWAB, PROF. DR. V. SCHWEIZER, R. WAGNER, F. WARKUS, DR. R. ZÜHLKE.

Auch allen nicht namentlich genannten Freundinnen und Freunden sowie Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Geologisch/Paläontologischen Institutes der Universität Heidelberg und des Institutes für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum der Martin-Luther-Universität in Halle (Saale), die direkt oder indirekt am Zustandekommen dieser Arbeit beteiligt waren, sei an dieser Stelle gedankt.

**A n h a n g**

**F o t o t a f e l n I - V I**

**P r o b e n l o k a l i t ä t e n I - V**

**P r o b e n k a r t e n I - V**

**Tafel I - Plate I**

**1:** Intensiv mylonitisierendes Meta-Konglomerat, Schnittebene in XZ. Deutlich sind stark ausgelängte, in der Foliation liegende Feldspatklüster zu sehen. Durch glimmerhaltige Lagen diskret voneinander abgetrennte, langgestreckte Quarzporphyroklüster sind aus rekristallisiertem Material aufgebaut.

**1:** Strongly mylonitized metaconglomerate. XZ section. Very stretched feldspar clasts lie parallel to the foliation. Stretched quartz porphyroclasts consisting of recrystallized material are separated by mica-rich layers. Proben-Nr. 07/88 (vergl. Taf. I,2).

**2:** Intensiv mylonitisierendes Meta-Konglomerat, Schnittebene in YZ. Die Feldspat- und Quarzklüster sind gerundet und nur gering geplättet. So ist Y im Gegensatz zu Z nur geringfügig gelängt, was einen prolaten Deformationsellipsoiden repräsentiert.

**2:** Strongly mylonitized metaconglomerate. YZ section. The feldspar and quartz clasts are rounded and show only slight flattening. Thus, there is less elongation parallel to Y than parallel to Z, indicating that the strain ellipsoid is prolate.

Proben-Nr. 07/88 (vergl. Taf. I,1).

**3:** REM-Aufnahme deformierter Phyllosilikate. Dargestellt ist ein zerscherter, ehemals wahrscheinlich zusammenhängender Stapel eines klastischen Glimmers, der aufgrund der Scherung oder Rotation einzelner Glimmer-Schüppchen eine Korngrößenreduzierung zeigt.

**3:** Scanning electron microscope (SEM) image of a deformed phyllosilicate. A sheared mica clast, originally probably a single large flake, is now reduced in grain size to small sheared and rotated flakes.

Proben-Nr. 40/88 (Maßstab s. Taf. I,4).

**4:** Skizze und Interpretation von Taf. I,3. Die Position der Glimmer-Schüppchen verdeutlicht einen dextralen Schersinn.

**4:** Interpretation of Fig. 3. The altitude of the small mica flakes indicates a dextral sense of shear.

Proben-Nr. 40/88.

**5:** REM-Aufnahme eines quarzreichen Ultra-Mylonites. Deutlich ist die während D<sub>2</sub> fein rekristallisierte Matrix (kleiner als 10 µm) zu sehen. Sie besteht aus körnigem Quarz und aus wenigen, in der Foliation liegenden, Muskovit-Schüppchen.

**5:** SEM image of a quartz-rich ultramylonite. The matrix (<10 µm) recrystallized during D<sub>2</sub> can be clearly seen. It consists of granular quartz with a few fine muscovite flakes oriented parallel to the foliation.

Proben-Nr. 41/88 (untere Bildkante 100 µm).

**6:** REM-Aufnahme eines spröde reagierenden, in der Foliation liegenden, klastisch eingetragenen Glimmerminerals, das aufgrund der Streckung senkrecht zur Foliation gerissen ist.

**6:** SEM image of a flake of clastic mica lying parallel to the foliation; the mica flake has been fractured normal to the foliation as a result of extension.

Proben-Nr. 41/88 (untere Bildkante 100 µm).

**7:** REM-Aufnahme eines rigide reagierenden Feldspat-Porphyroklüster, in dem in druckarmen Bereichen ca. 1 µm große, idiomorphe Quarze gewachsen sind.

**7:** SEM image of a feldspar porphyroclastic showing cracks resulting from brittle deformation. Minute idioblastic quartzes (c. 1 µm) have grown in the pressure shadow areas.

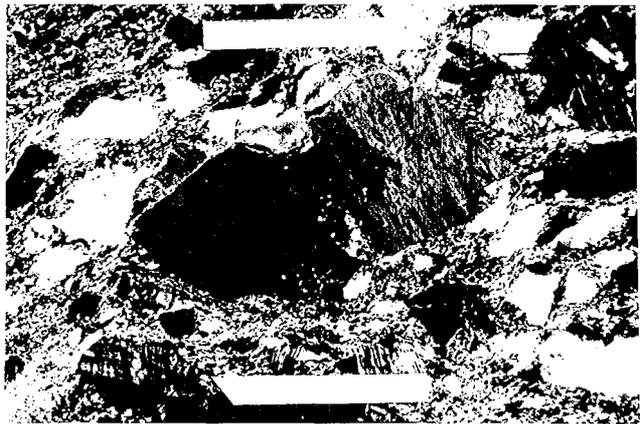
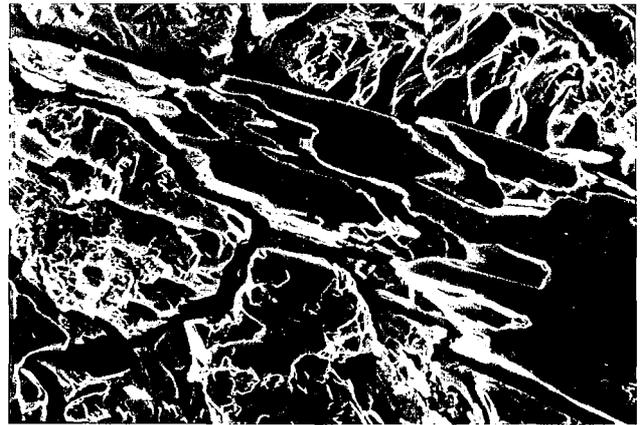
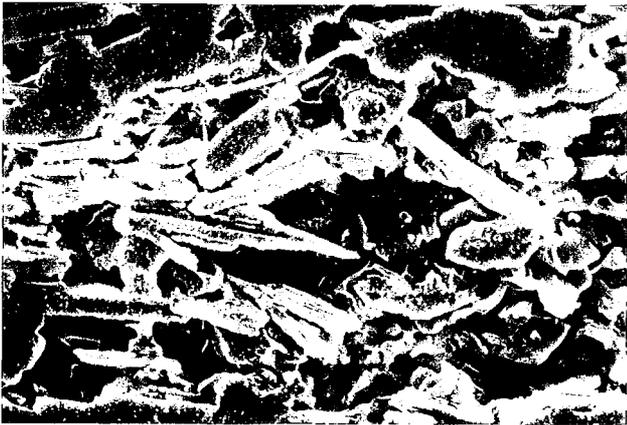
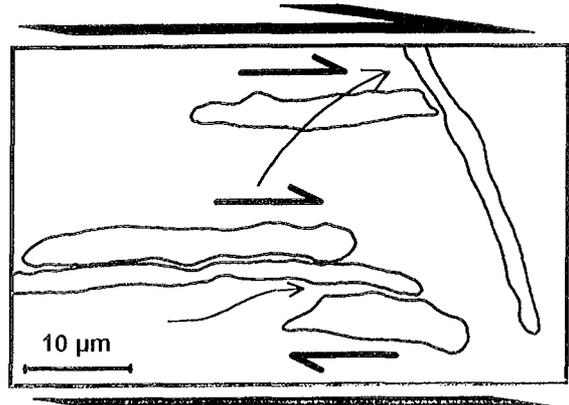
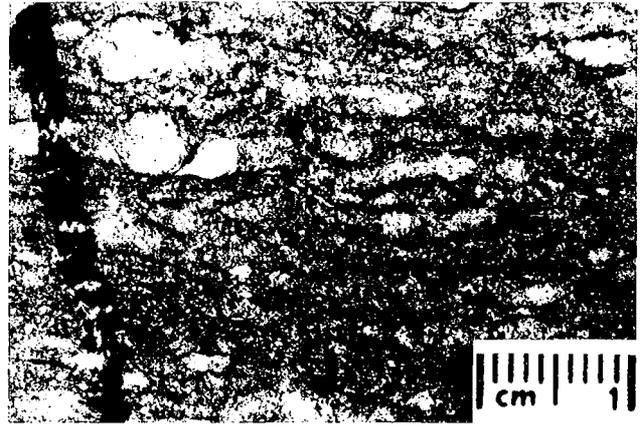
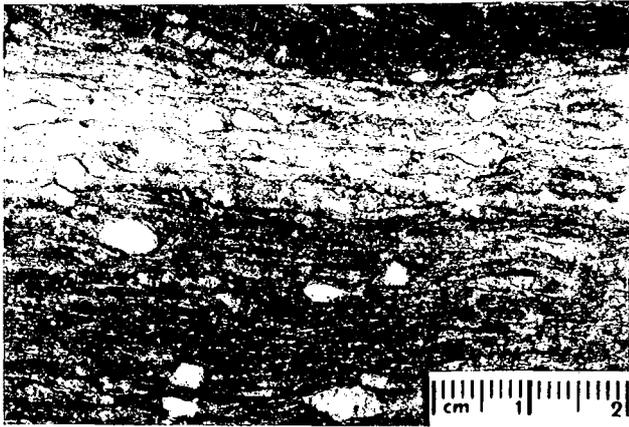
Proben-Nr. 39/88 (untere Bildkante 100 µm).

**8:** Senkrecht zur ausgebildeten Foliation S<sub>1</sub> zerrissener Mikroperthit. Fein rekristallisierte Quarz-Körner umfließen den zerbrochenen klastischen Feldspat, wobei im Druckschatten zwischen den beiden Feldspatbruchstücken randlich rekristallisierte Quarz-Körner einfließen konnten oder es zu quarzischen Neubildungen kam.

**8:** Microperthite fractured normal to the foliation S<sub>1</sub>. Finely recrystallized quartz wraps around the fractured clastic feldspar. In the pressure shadow between the two feldspar fragments, either recrystallized quartz has flowed in from the marginal areas, or perhaps it represents neocrystallized quartz.

Proben-Nr. 63/89, + Nic. (untere Bildkante 6 mm).

1	2
3	4
5	6
7	8



**Tafel II - Plate II**

**1:** Senkrecht zur Einengungsrichtung gequetschter Plagioklas. Der rigide reagierende klastische Plagioklas ist randlich schwach gerundet, wobei er von einem Gemenge von feinkörnig rekristallisierten Quarz-Körnern und zerriebenen Hellglimmern umflossen wird.

**1:** Plagioclase deformed by pressure normal to the principal stress direction. The plagioclase clast is somewhat rounded but otherwise shows brittle behavior. A fine-grained mass of finely recrystallized quartz and pulverized white mica wraps around the feldspar.

Proben-Nr. 63/89, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**2:** Parallel der primären Foliation eingeregelt, durch intensive Deformation korngößenreduzierte Phyllosilikate zeigen eine durch eine spätere Deformation hervorgerufene Krenulation.

**2:** Phyllosilicate flakes lying in the foliation have been reduced in grain size by strong deformation and then crenulated by a later deformation.

Proben-Nr. 55/89, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**3:** Zerschertes, stark grundetes opakes Mineral. Das opake Mineral, bei dem es sich wahrscheinlich um Hämatit handelt, liegt in einem stark foliierten Gemenge aus Aktinolith, Epidot und chloritischen Lagen. Desweiteren sind rekristallisierte niedrig-lichtbrechende Quarz-Individuen erkennbar.

**3:** Sheared and rounded opaque mineral grain. The opaque mineral, probably, haematite, is set in a strongly foliated, laminated mass of actinolite, epidot and chlorite. A few quartzes can also be seen due to their low relief.

Proben-Nr. 56/89, // Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**4:** Zerscherter in der Foliation liegender, klastischer Hellglimmer. Das Material besteht hauptsächlich aus syndeformativ rekristallisiertem Quarz, der nur schwach undulös auslöscht. Desweiteren sind kleine, metamorph gewachsene, Hellglimmer-Schüppchen zu sehen.

**4:** Clastic white mica, sheared and lying in the foliation. The material consists primarily of synkinematically recrystallized quartz showing faint undulose extinction, and minor amounts of fine, neocrystallized, metamorphic white mica.

Proben-Nr. 17/88, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**5:** Zwei gleichgeartete metamorphe Muskovit-Neubildungen. Die nahezu idiomorph ausgeprägten Muskovit-Schüppchen, die in einer rekristallisierten, fast ausschließlich quarzitären Grundmasse liegen, schließen einen Winkel von ca. 25° ein.

**5:** Two similar, metamorphic muscovite flakes. The nearly idioblastic muscovites are set at about 25° to each other in a recrystallized matrix consisting almost wholly of quartz.

Proben-Nr. 17/88, + Nic. (untere Bildkante 350 µm).

**6:** Saussuritierter Plagioklas. Deutlich sind die metamorph gebildeten Epidote und Serizite zu erkennen.

**6:** Saussuritized plagioclase containing metamorphic epidote and sericite as alteration products.

Proben-Nr. 41/89<sub>1</sub>, + Nic. (untere Bildkante 700 µm).

**7:** 0,5 mm großer Limonit-Würfel. Der randlich leicht „angefressene“ Limonit-Würfel zeigt im Druckschatten Bereich Neubildungen von eisenreichem Biotit.

**7:** Limonite cube about 0.5 mm across, peripherally somewhat altered. Neocrystallized, iron-rich biotite can be seen in the pressure shadows.

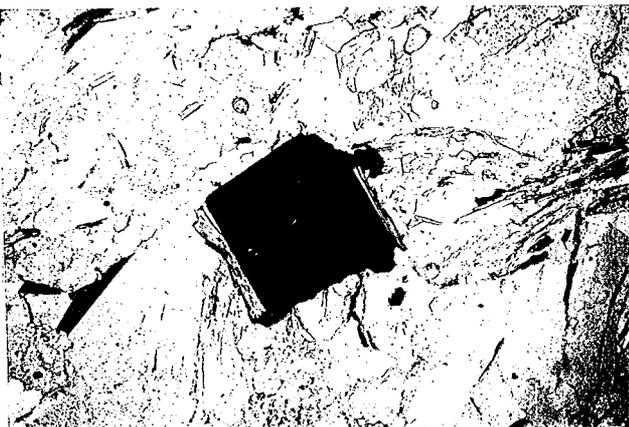
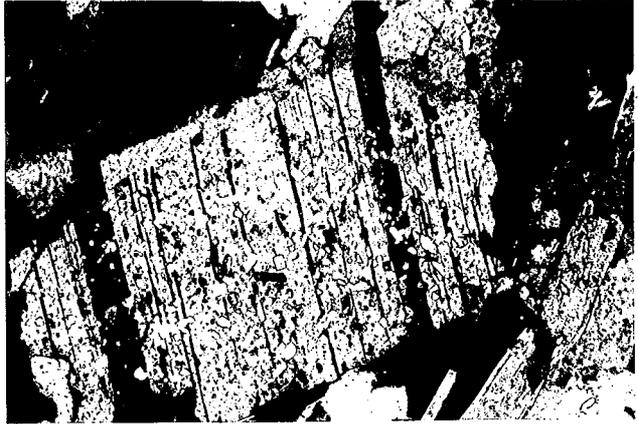
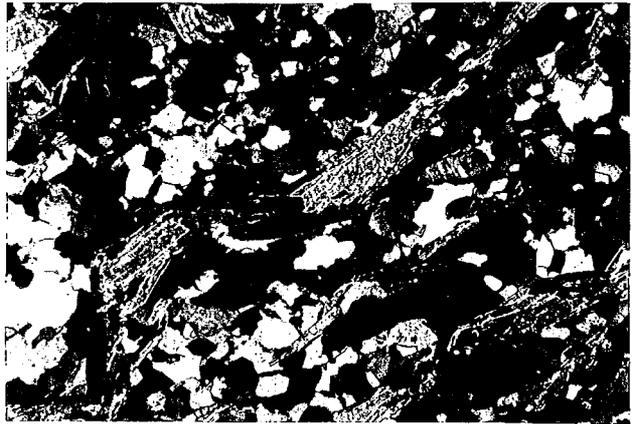
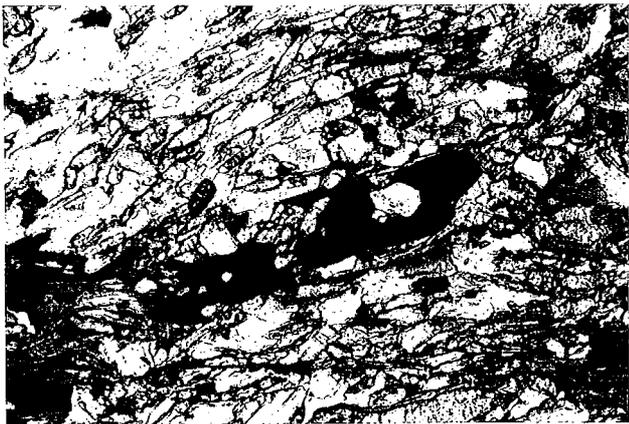
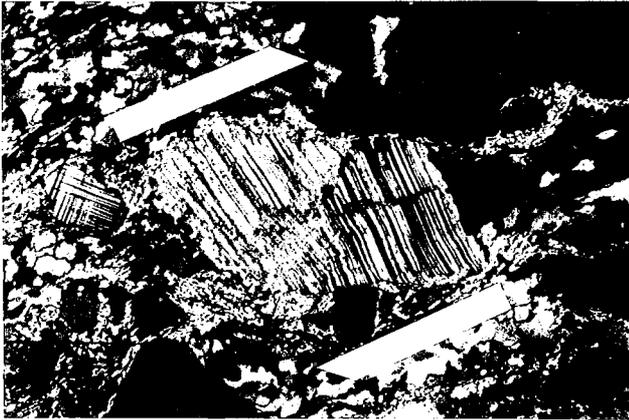
Proben-Nr. 31/88, // Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**8:** Granat, der während des Wachstums im Uhrzeigersinn rotiert wurde. Im Randbereich befindet sich retrograd in Chlorit umgewandelter Granat, der in einer streng foliierten Matrix aus zerriebenen Phyllosilikaten, Epidot-Körnern und kleinen Quarz-Individuen schwimmt.

**8:** Garnet that has been rotated clockwise during growth. The garnet shows marginal retrograde alteration to chlorite, and is wrapped around by a sheared mass of phyllosilicates, epidote, and quartz.

Proben-Nr. 18/88, // Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

1	2
3	4
5	6
7	8



**Tafel III - Plate III**

**1:** Kurzprismatische, braune Hornblende, die eine typische Spaltbarkeit von  $124^\circ$  zeigt.

**1:** A short prismatic crystal of hornblende showing the typical cleavage angle of  $124^\circ$ .

Proben-Nr. 04/88, + Nic. (untere Bildkante 700  $\mu\text{m}$ ).

**2:** Das lagig angeordnete fast ausschließlich aus Hornblende bestehende Material, das parallel  $S_1$  foliiert ist, wird durch eine jüngere Foliation in einem Winkel von ca.  $60^\circ$  krenuliert.

**2:** A laminated rock consisting almost completely of hornblende oriented parallel to  $S_1$  is crenulated by a later foliation at an angle of about  $60^\circ$ .

Proben-Nr. 04/88, + Nic. (untere Bildkante 6 mm).

**3:** Saussuritierter Plagioklas. Bei der retrograden Umwandlung im Oberen Grünschiefer-Bereich kam es zur Aufspaltung der Anorthit-Komponente bevorzugt im Kern der Plagioklase und somit zur Neubildung von Zoisit, Klinozoisit und Epidot.

**3:** Saussuritized plagioclase showing the effects of retrograde metamorphism in the upper greenschists facies, i.e. formation of zoisite, clinozoisite, and epidote at the expense of the anorthite component, particularly in the core of the plagioclase.

Proben-Nr. 39/88<sub>1</sub> + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**4:** Langnadelige Hornblende-Mineral. Parallel  $S_1$  gewachsenes, rigide reagierendes Hornblende-Mineral ist während der Deformation  $D_2$  zerbrochen.

**4:** Acicular hornblende arranged parallel to  $S_1$ . They show brittle behavior and have broken during  $D_2$  deformation.

Proben-Nr. 36/88<sub>2</sub>, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**5:** Perlenschnurartig aufgereite, metamorph gewachsene Epidot-Kristalle.

**5:** A string of metamorphic epidotes.

Proben-Nr. 42/88<sub>2</sub>, // Nic. (untere Bildkante 700  $\mu\text{m}$ ).

**6:** Augenförmig deformierter, im Druckbereich angelöster Plagioklas schwimmt in einer mylonitischen Matrix aus feinkörnigem, rekristallisiertem Quarz. Der Plagioklas zeigt durch Druck hervorgerufene Gleitzwillinge.

**6:** Deformed plagioclase grain forms an augen wrapped around by a mylonitic mass of fine-grained, recrystallized quartz. The feldspar shows glide twinning and has undergone pressure solution in the high-stress areas.

Proben-Nr. 41/88, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**7:** Reliktisch erhaltenes Quarz-Individuum, dessen c-Achse aufgrund der tektonischen Beanspruchung senkrecht zur Transport-Richtung in der Foliation eingeregelt liegt.

**7:** Relict quartz crystal, which, as a result of tectonic stress/compression normal to the transport direction, has been oriented so that the c-axis lies parallel to the foliation.

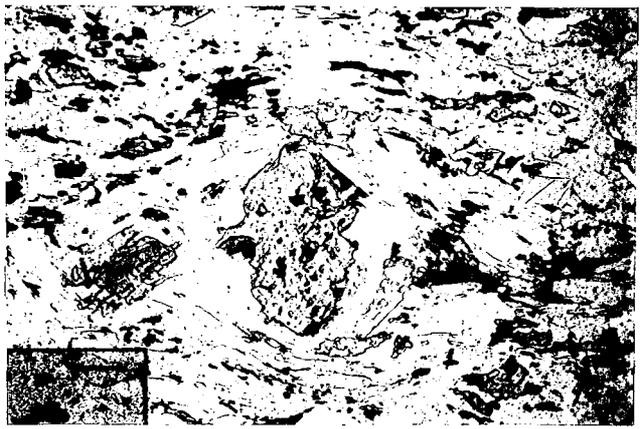
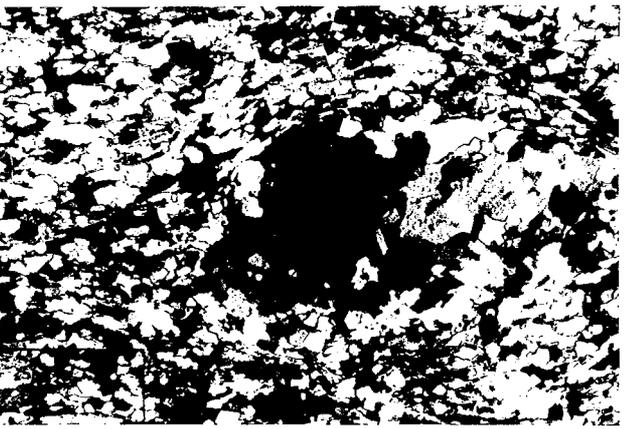
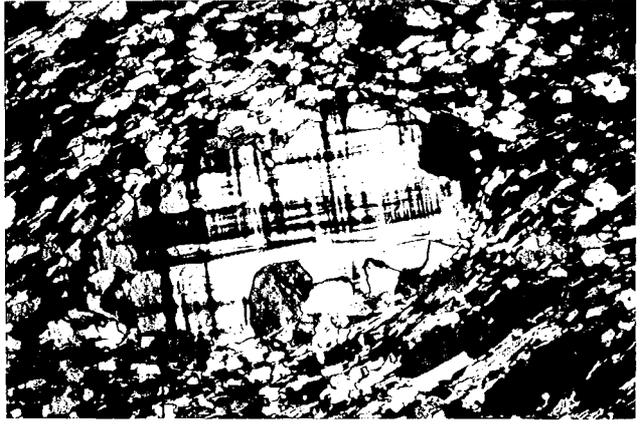
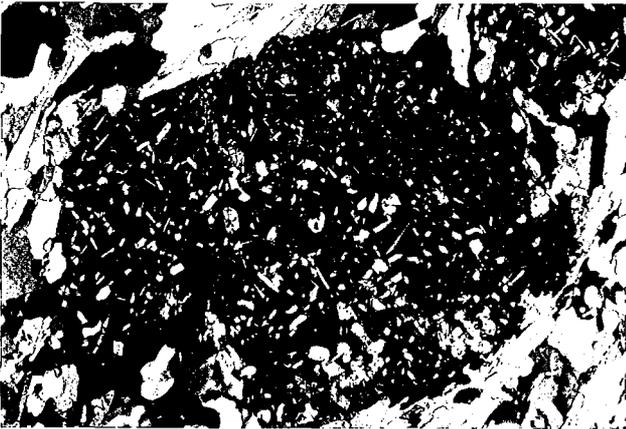
Proben-Nr. 41/88, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**8:** Im Zentrum der Abbildung sitzt ein randlich in Chlorit umgewandelter, rotierter Granat in einer feinkörnigen, mylonitisierten Matrix, die von feinen Biotit-Neubildungen durchsetzt ist.

**8:** In the centre of the picture is a rotated garnet showing peripheral alteration to chlorite and wrapped around by fine-grained mylonitic material containing small neocrystallized biotites.

Proben-Nr. 40/88<sub>2</sub>, // Nic. (untere Bildkante 700  $\mu\text{m}$ ).

1	2
3	4
5	6
7	8



**Tafel IV - Plate IV**

**1:** Zerbrochener Granat, der randlich vollständig in Chlorit umgewandelt ist, wobei sich der Chlorit in den Druckschatten-Bereichen gebildet hat. Das augenförmige Granat-Chlorit-Aggregat schwimmt in einer glimmerreichen Matrix.

**1:** Fractured crystal of garnet peripherally thoroughly altered to chlorite, which grows preferentially in the pressure shadows. The garnet-chlorite aggregate forms an augen wrapped around by a mica-rich matrix.

Proben-Nr. 11/88, // Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**2:** Im Zentrum der Abbildung ist ein Magnetit-Kristall zu sehen, das von Chlorit-Bildungen umschlossen ist. Im Bereich der stärksten Einengung schmiegen sich die Chlorite eng an den Magnetit an und sind leicht gebogen, wobei die Spaltbarkeit der Phyllosilikate parallel der Foliation liegt. Im Druckschatten-Bereich verläuft die Spaltbarkeit des Chlorites senkrecht zur Einengungs-Richtung.

**2:** The magnetite crystal in the centre of the picture is surrounded by chlorite. In the high-stress areas the chlorite flake wrap around the magnetite and show a good preferred orientation parallel to the foliation. In the pressure shadows the chlorite cleavage lies normal to the foliation.

Proben-Nr. 25/88, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**3:** Ausgelängter, in der Foliation liegender, feinkörniger Aktinolith-Plagioklas-Quarz-Symplektit, der in einer feinkörnigen von Hornblenden durchsetzten, streng foliierten Matrix schwimmt.

**3:** Actinolite-plagioclase-quartz symplectite drawn out parallel to the foliation and set in a foliated matrix containing some hornblende and showing strong preferred orientation.

Proben-Nr. 38/88, + Nic. (untere Bildkante 6 mm).

**4:** Grüne Hornblenden, die z.T. stengelig ausgebildet sind, werden von Epidot-Nestern überwachsen.

**4:** Green hornblende crystals, some acicular, surrounded by aggregates of epidote.

Proben-Nr. 09/88, // Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**5:** Von fein zerriebenen Feldspat-Bruchstücken und rekristallisierten Quarzen umflossener Kalifeldspat, der aufgrund der intensiven Deformation zerschert ist und fleckig auslöscht.

**5:** K-feldspar crystal fractured and showing patchy extinction due to strong deformation. A mass of finely granulated feldspar fragments and recrystallized quartz wrap around the K-feldspar.

Proben-Nr. 48/89, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**6:** Das Material zeigt eine Segregation zwischen Quarz und untergeordnet Plagioklas und lagig angeordneten Phyllosilikaten, die wiederum in sich geschert und krenuliert sind. Der lagige Bau repräsentiert die Foliation  $S_1$  und die Krenulation  $S_2$ .

**6:** Segregation of laminae of phyllosilicates and those of quartz and minor plagioclase. The laminae show shearing and crenulation. The lamination is the  $S_1$  foliation and the crenulation  $S_2$ .

Proben-Nr. 49/89, + Nic. (untere Bildkante 6 mm).

**7:** Stark Glimmer-führende Lagen, die parallel der Foliation liegen, sind gebogen und in der 001-Ebene zerschert.

**7:** Mica-rich layers parallel to the foliation show bending of the mica as well as shearing parallel to 001.

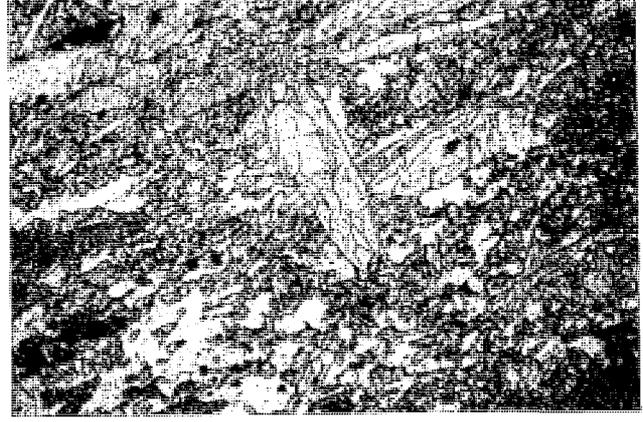
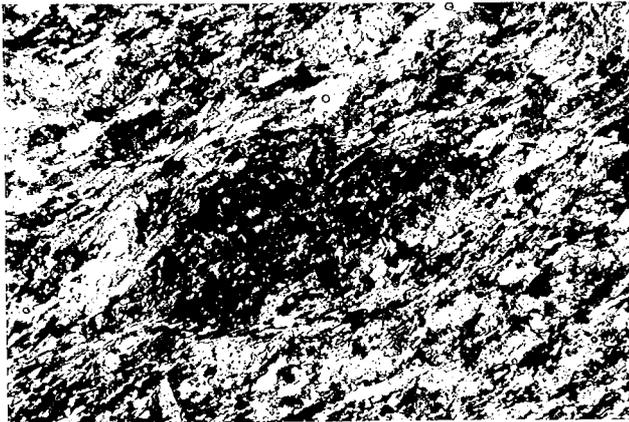
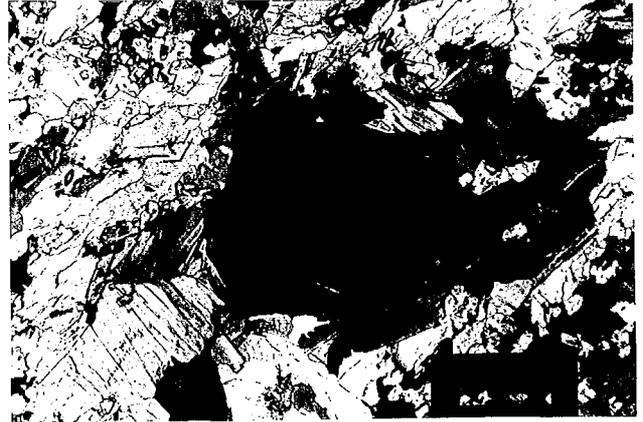
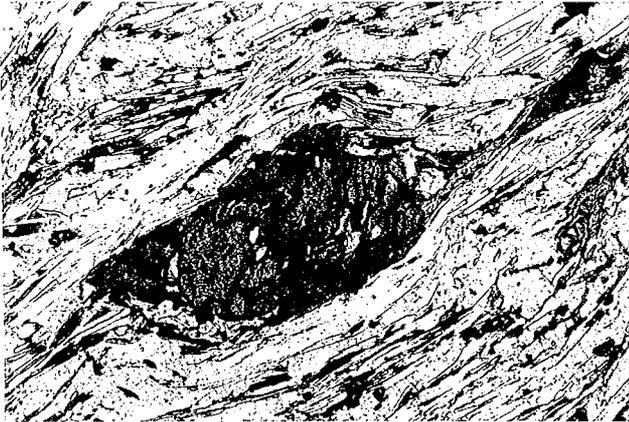
Proben-Nr. 53/89, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**8:** Die deutlich ausgebildete Foliation  $S_1$  ist durch eine zweite Schieferung  $S_2$  „überfaltet“, wobei es zur Ausbildung von Mikrofallen kam. In den Scharnieren der Kleinfalten kam es zu metamorphen Segregationsprozessen aus Quarz, wohingegen die Phyllosilikate auf den Faltenflanken angereichert wurden.

**8:** Well developed schistosity  $S_1$  is folded on a micro-scale, producing a second foliation  $S_2$ . The microfolds show metamorphic segregation of quartz in the fold hinges and enrichment of phyllosilicates in the fold limbs.

Proben-Nr. 45/89, + Nic. (untere Bildkante 6 mm).

1	2
3	4
5	6
7	8



**Tafel V - Plate V**

**1:** Tektonisch stark beanspruchter und leicht gerundeter Mikroklin, der in Biotit eingebettet ist. Das Feldspat-Individuum besitzt deutlich gebogene Zwillingslamellen, sog. Gleitzwillinge.

**1:** Intensely strained and slightly rounded microcline set in biotite. The feldspar displays clearly bent twin lamellae called glide twins.

Proben-Nr. 45/89, + Nic. (untere Bildkante 350 µm).

**2:** Der im Zentrum der Abbildung liegende Epidot besitzt einen ausgeprägten Zonarbau. Der wahrscheinlich tektonisch gerundete Kern des Epidots, der sich in einer penetrativ deformierten, foliierten Grundmatrix befindet, konnte während eines späteren, schwächeren Deformationsabschnittes weiterwachsen, wobei der Anwachsraum bei der geringeren tektonischen Belastung je nach Druckbeanspruchung „augenförmig“ gewachsen ist.

**2:** The epidote in the centre of the picture shows marked zoning. The epidote core has probably been tectonically rounded and is set in a matrix showing penetrative schistosity. The core continued growing during a later period of less intense deformation, the outer zones growing more or less augen shaped, depending on the stress during deformation.

Proben-Nr. 35/89, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**3:** Die Abbildung zeigt eine ausgeprägte Krenulation, in der rekristallisierte Quarzbänder mitverfaltet sind.

**3:** Well developed crenulation which has also involved layers of recrystallized quartz.

Proben-Nr. 28/89, // Nic. (untere Bildkante 6 mm).

**4:** Die in Tafel V,3 gezeigte Abbildung in Dunkelstellung. Deutlich ausgebildet ist die Parkettierung der rekristallisierten, gefalteten Quarzlagen.

**4:** The same picture as in Fig. 3 but almost in extinction, showing a mosaic of recrystallized quartz layers displaying helicitic texture.

Proben-Nr. 28/89, + Nic. (untere Bildkante 6 mm).

**5:** Deutlich wird der im Hellfeld dikroitisch erscheinende Zonarbau der Turmalin-Individuen, die zwar zerbrochen sind aber dennoch die für Turmalin typische „Schiffskiel-Form“ besitzen.

**5:** The light coloured field shows zoned, pleochroic tourmalines, which are broken but nevertheless display the “keel” shape typical of tourmaline.

Proben-Nr. 36/89, // Nic. (untere Bildkante 700 µm).

**6:** In einer Grundmasse aus Phyllosilikaten und untergeordnet Quarz schwimmt ein im Gegenuhrzeigersinn gedrehter Turmalin, dessen c-Achse aufgrund der tektonischen Beanspruchung senkrecht zur Transport-Richtung in der Foliation liegt und als Kopfschnitt erscheint.

**6:** Tourmaline in a foliated matrix of phyllosilicates and minor quartz. The tourmaline has been rotated anticlockwise by the deformation so that the c-axis lies in the foliation and appears in the picture as a basal section.

Proben-Nr. 36/89, + Nic. (untere Bildkante 700 µm).

**7:** Quarz erscheint in diskreten, rekristallisierten Lagen, die mit feinen phyllosilikatischen Bändern wechsellagern. Das typisch mylonitische Gefüge zeigt eine penetrative Schieferung, wobei die einzelnen Quarz-Individuen eine Größe von ca. 10 bis 20 µm haben.

**7:** Quartz occurs in discrete recrystallized layers which alternate with fine laminae of phyllosilicates. The typical mylonite texture shows a penetrative foliation and the individual quartz grains vary in size from about 10 bis 20 µm.

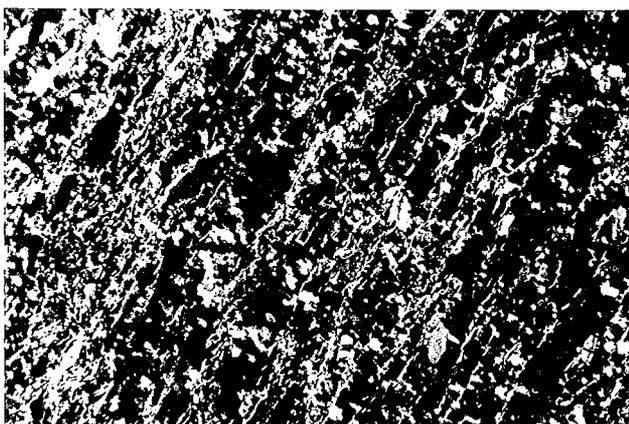
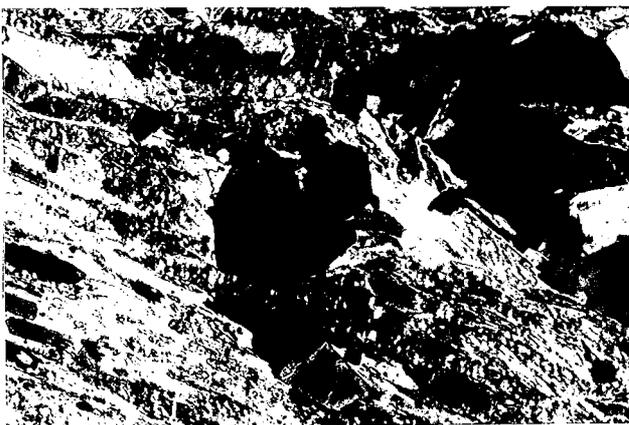
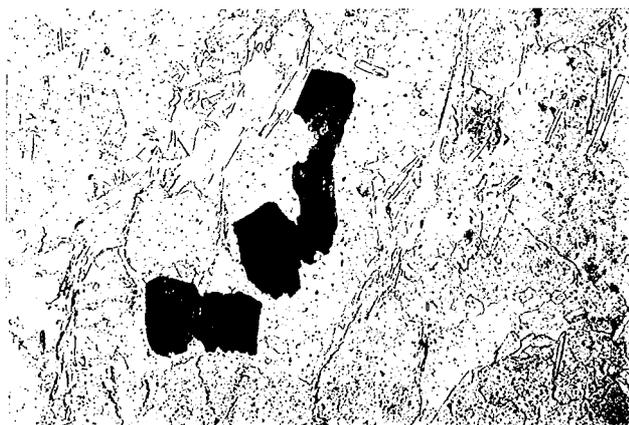
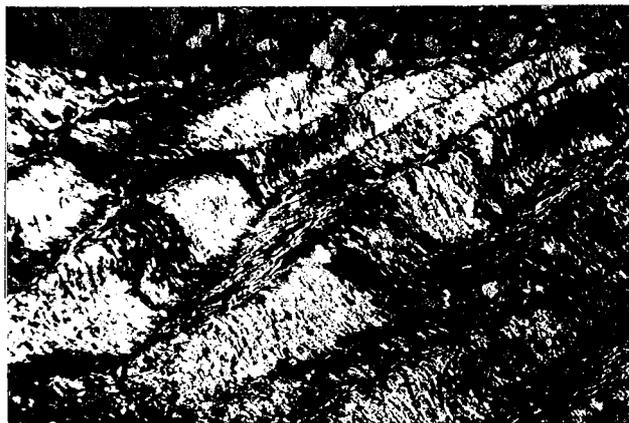
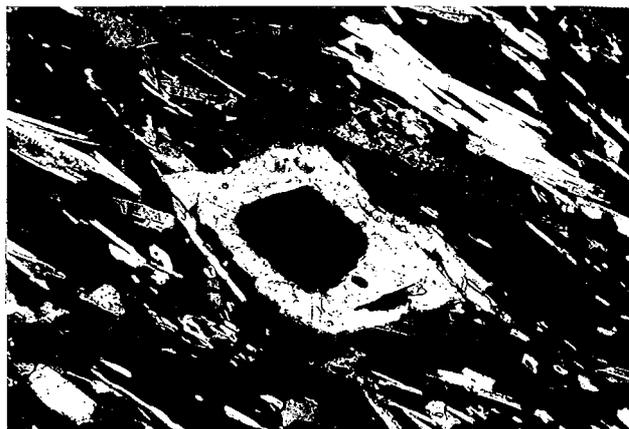
Proben-Nr. 26/89, + Nic. (untere Bildkante 6 mm).

**8:** Im Hellfeld deutlich sichtbare, orientiert gewachsene Aktinolith-Nadeln, die eine fast vollständig aus Hornblende bestehende Grundmatrix überwachsen.

**8:** Oriented actinolite needles are clearly visible overgrowing the matrix, which consists almost wholly of Hornblende.

Proben-Nr. 34/89 + Nic.: unterer Pol-Filter auf 80° (untere Bildkante 700 µm).

1	2
3	4
5	6
7	8



### Tafel VI - Plate VI

**1:** Der abgebildete, stark saussuritisierte Feldspat schwimmt in einer Matrix von rekristallisierten Quarz-Körnern und wenigen metamorph gebildeten Hellglimmer-Schüppchen, die die Foliation nachzeichnen. In den Druckschatten-Bereichen des Feldspates sind Säume aus Plagioklas angewachsen, deren Zwillingslamellierung parallel der Foliation verläuft.

**1:** Highly saussuritized feldspars is set in a matrix of recrystallized quartz grains and minor amounts of metamorphic white mica flakes oriented parallel to the foliation. In the pressure shadow areas the feldspar is partially rimmed by new plagioclase in which the twin lamellae are parallel to the foliation.

Proben-Nr. 34/89<sub>1</sub> + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**2:** Stark Biotit-führendes, parallel S<sub>1</sub> intensiv foliiertes Material, das durch eine zweite Schieferung S<sub>2</sub> deutlich krenuliert wurde.

**2:** Biotite-rich rock with well developed schistosity parallel to S<sub>1</sub>, which is crenulated forming a new foliation S<sub>2</sub>.

Proben-Nr. 33/89, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**3:** Tektonisch gestreckter, in der Foliation liegender Kalifeldspat ist senkrecht zur Zugrichtung (parallel zur Einengungsrichtung) gerissen.

**3:** A tectonically stretched K-feldspar lies in the foliation and shows tension cracks normal to the foliation, i.e. parallel to the principal stress direction.

Proben-Nr. 33/89, + Nic. (untere Bildkante 6 mm).

**4:** Das abgebildete Material besteht zu 80% aus stark saussuritisierten Feldspäten. In den Zwickeln liegt rekristallisierter Quarz.

**4:** Rock consisting of predominantly (80%) of highly saussuritized feldspars with recrystallized quartz in the interstices.

Proben-Nr. 21/89, + Nic. (untere Bildkante 6 mm).

**5:** Saussuritisierte Plagioklas, dessen Zwillingslamellen unter gerichtetem Druck gebogen oder gerissen sind.

**5:** Saussuritized and strained plagioclase showing bent or broken twin lamellae.

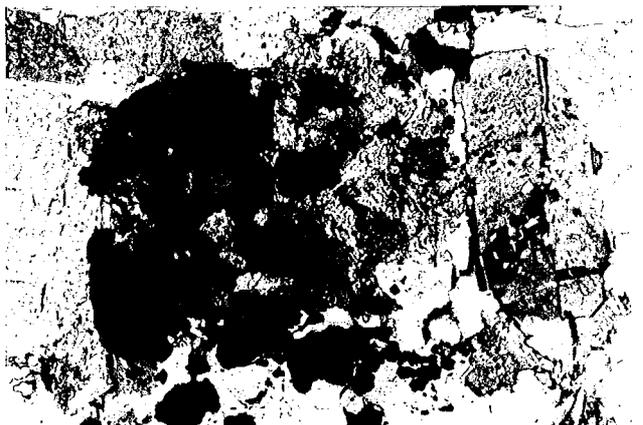
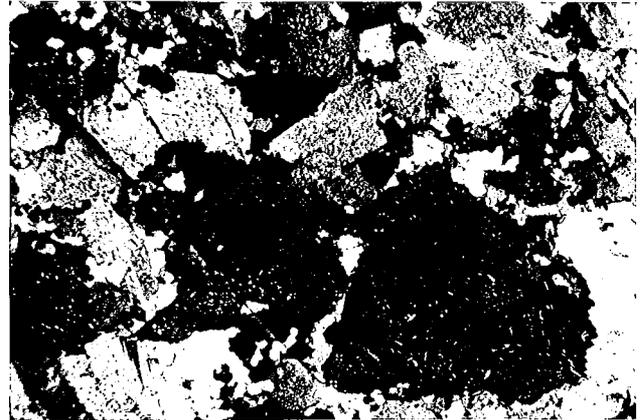
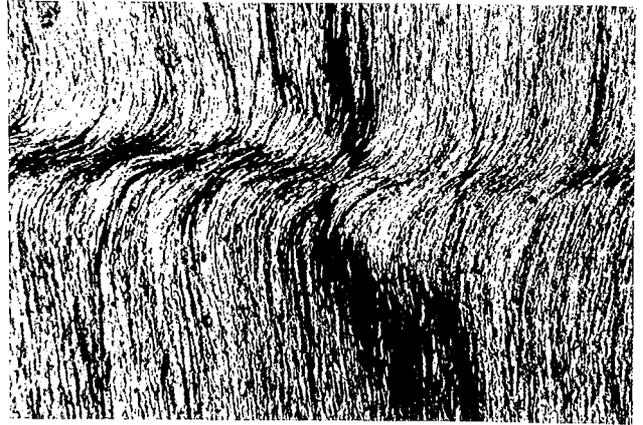
Proben-Nr. 21/89, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

**6:** Eine Akkumulation aus Magnetit, Epidot, Albit und Chlorit deuten auf eine retrograde Entstehung aus eisenreichem Granat, wahrscheinlich Almandin hin.

**6:** An aggregate of magnetite, epidote, apatite, and chlorite, products of retrograde metamorphism of an iron-rich garnet, probably almandine.

Proben-Nr. 21/89, + Nic. (untere Bildkante 1,5 mm).

1	2
3	4
5	6



### **Probenlokalitäten**

In der folgenden Liste sind alle Probenlokalitäten enthalten. Sie sind nach den Arbeitsgebieten getrennt aufgelistet, wobei die einzelnen Lokalitäten im Anhang „Probenkarten“ verzeichnet sind. Bei jeder Probe wird auf das jeweilige Kapitel verwiesen, in dem das Material beschrieben ist. Bei den Proben, von denen Dünnschliff-Fotos angefertigt wurden, wird auf die jeweilige Tafel verwiesen.

**Ostrand der Kaledoniden bei Borgafjäll**

Pr.-Nr.	Dünnschliff	Kap.	Tafel	Bezeichnung, Anmerkung
55/89	xx	5.1.2	II,2	Grünschiefer (Mittleres Allochthon)
56/89	xx	5.1.2.1	II,3	Aktinolith-Epidot-Chlorit-Schiefer (Mittleres Allochthon)
57/89	-	5.1.2	--	Grünschiefer (Mittleres Allochthon)
58/89	xx	5.1.1	--	Gärdsjön-Quarzit (Unteres Allochthon)
59/89	-	5.1.2	--	Grünschiefer (Mittleres Allochthon)
60/89	-	5.1.2	--	Grünschiefer (Mittleres Allochthon)
61/89	-	5.1.1	--	Gärdsjön-Quarzit (Unteres Allochthon)
62/89	-	5.1.1	--	Gärdsjön-Quarzit (Unteres Allochthon)
63/89	xx	5.1.1	I,8; II,1	Gärdsjön-Quarzit (Unteres Allochthon)
71/89,1	xx	5.1.1	--	Gärdsjön-Quarzit (Unteres Allochthon)
71/89,2	xx	5.1.1	--	Gärdsjön-Quarzit (Unteres Allochthon)

**Hetenjaure-Fenster**

Pr.-Nr.	Dünnschliff	Kap.	Tafel	Bezeichnung, Anmerkung
01/88	-	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
02/88,1	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
02/88,2	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
02/88,3	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
03/88,1	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
03/88,2	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
04/88	xx	5.2.2.1	III,1,2	mafischer Gang (Mittleres Allochthon)
05/88	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
06/88	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
07/88	xx	5.2.2	I,1,2	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
08/88	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
09/88	xx	5.2.6.2	IV,4	Amphibolit (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
10/88	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
11/88	xx	5.2.6.1	IV,1	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
12/88,1	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
12/88,2	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
13/88	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
14/88	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
15/88	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
16/88	xx	5.2.1	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
17/88	xx	5.2.1	II,4,5	Quarzit (Mittleres Allochthon)
18/88	xx	5.2.2	II,8	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
19/88	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
20/88	xx	5.2.1	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
21/88	-	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
22/88	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke)
23/88	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
24/88	xx	5.2.6.2	--	Amphibolit (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
25/88	xx	5.2.6.2	IV,2	Amphibolit (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
26/88	xx	5.2.1	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
27/88,1	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
27/88,2	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
28/88	-	5.2.1	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
29/88,1	xx	5.2.1	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
29/88,2	xx	5.2.1	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
30/88	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
31/88	xx	5.2.2	II,7	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
32/88	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
33/88	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
34/88	xx	5.2.4	--	Amphibolit (Mittleres Allochthon)
35/88	-	5.2.5	--	Mylonit (Mittleres Allochthon)

36/88,1	xx	5.2.4	--	Amphibolit (Mittleres Allochthon)
36/88,2	xx	5.2.4	III,4	Amphibolit (Mittleres Allochthon)
36/88,3	xx	5.2.4	--	Amphibolit (Mittleres Allochthon)
37/88	xx	5.2.4	--	Amphibolit (Mittleres Allochthon)
38/88	xx	5.2.6.2	IV,3	Amphibolit (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
39/88,1	xx	5.2.3	III,3	Augengneis (Mittleres Allochthon)
39/88,2	xx	5.2.3	--	Augengneis (Mittleres Allochthon)
40/88,1	xx	5.2.5	--	Mylonit (Mittleres Allochthon)
40/88,2	xx	5.2.5	IV,8	Mylonit (Mittleres Allochthon)
41/88	xx	5.2.5	III,6,7	Mylonit (Mittleres Allochthon)
42/88	xx	5.2.4	III,5	Amphibolit (Mittleres Allochthon)
43/88	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
04/89,1	xx	5.2.1	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
04/89,2	xx	5.2.1	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
05/89,1	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
05/89,2	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
06/89	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
39/89	xx	5.2.6.2	--	Amphibolit (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
40/89	xx	5.2.3	--	Augengneis (Mittleres Allochthon)
41/89,1	xx	5.2.2	II,6	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
41/89,2	xx	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
42/89	xx	5.2.3	--	Augengneis (Mittleres Allochthon)
43/89	-	5.2.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
64/89	-	5.2.1	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
65/89	xx	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
66/89	-	5.2.6.1	--	Meta-Sediment (Seve-Decke, Oberes Allochthon)

**Børgfjell-Fenster**

Pr.-Nr.	Dünnschliff	Kap.	Tafel	Bezeichnung, Anmerkung
44/89,1	xx	5.3.3	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
44/89,2	xx	5.3.3	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
45/89	xx	5.3.5	IV,8;V,1	Köli-Decke (Oberes Allochthon)
46/89	-	5.3.5	--	Köli-Decke (Oberes Allochthon)
47/89	-	5.3.5	--	Köli-Decke (Oberes Allochthon)
48/89	xx	5.3.1	IV,5	Kristallin (Augengneis, Unteres Allochthon)
49/89	xx	5.3.2	IV,6	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
50/89	-	5.3.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
51/89	xx	5.3.3	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
52/89	-	5.3.3	--	Quarzit (Mittleres Allochthon)
53/89	xx	5.3.3	IV,7	Quarzit (Mittleres Allochthon)
54/89	-	5.3.2	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)

**Fjällfjäll-Fenster (Durrenpiken)**

Pr.-Nr.	Dünnschliff	Kap.	Tafel	Bezeichnung, Anmerkung
26/89	xx	5.4.3	V,7	Mylonit (Mittleres Allochthon)
27/89	xx	5.4.1	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
28/89	xx	5.4.1	V,3,4	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
29/89,1	xx	5.4.2	--	turmalinf. Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
29/89,2	xx	5.4.2	--	turmalinf. Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
30/89	xx	5.4.1	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
31/89	xx	5.4.2	--	turmalinf. Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
32/89	xx	5.4.2	--	turmalinf. Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
33/89	xx	5.4.4.2	VI,2,3	Biotit-Phyllit (Köli-Decke, Oberes Allochthon)
34/89,1	xx	5.4.4.1	VI,1	Mylonit (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
34/89,2	xx	5.4.4.1	V,8	Mylonit (Seve-Decke, Oberes Allochthon)
35/89	xx	5.4.1	V,2	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
36/89	xx	5.4.2	V,5	turmalinf. Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
37/89	xx	5.4.1	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
38/89	xx	5.4.2	--	turmalinf. Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)

**Fjällfjäll-Fenster (Ransarån)**

Pr.-Nr.	Dünnschliff	Kap.	Tafel	Bezeichnung, Anmerkung
12/89	-	5.4.4.2	--	Biotit-Phyllit (Köli-Decke, Oberes Allochthon)
13/89	xx	5.4.1	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
14/89	-	5.4.4.2	--	Biotit-Phyllit (Köli-Decke, Oberes Allochthon)
15/89	-	5.4.4.2	--	Biotit-Phyllit (Köli-Decke, Oberes Allochthon)
16/89	-	5.4.4.2	--	Biotit-Phyllit (Köli-Decke, Oberes Allochthon)
17/89	-	5.4.4.2	--	Biotit-Phyllit (Köli-Decke, Oberes Allochthon)
18/89	xx	5.4.2	--	turmalinf. Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
19/89	-	5.4.1	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
20/89	-	5.4.1	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
21/89	xx	5.4.4.3	VI,4,5,6	Syenit (Köli-Decke, Oberes Allochthon)
22/89	-	5.4.4.3	--	Syenit (Köli-Decke, Oberes Allochthon)
23/89	-	5.4.1	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
24/89	-	5.4.1	--	Meta-Arkose (Mittleres Allochthon)
25/89	-	5.4.4.2	--	Biotit-Phyllit (Köli-Decke, Oberes Allochthon)

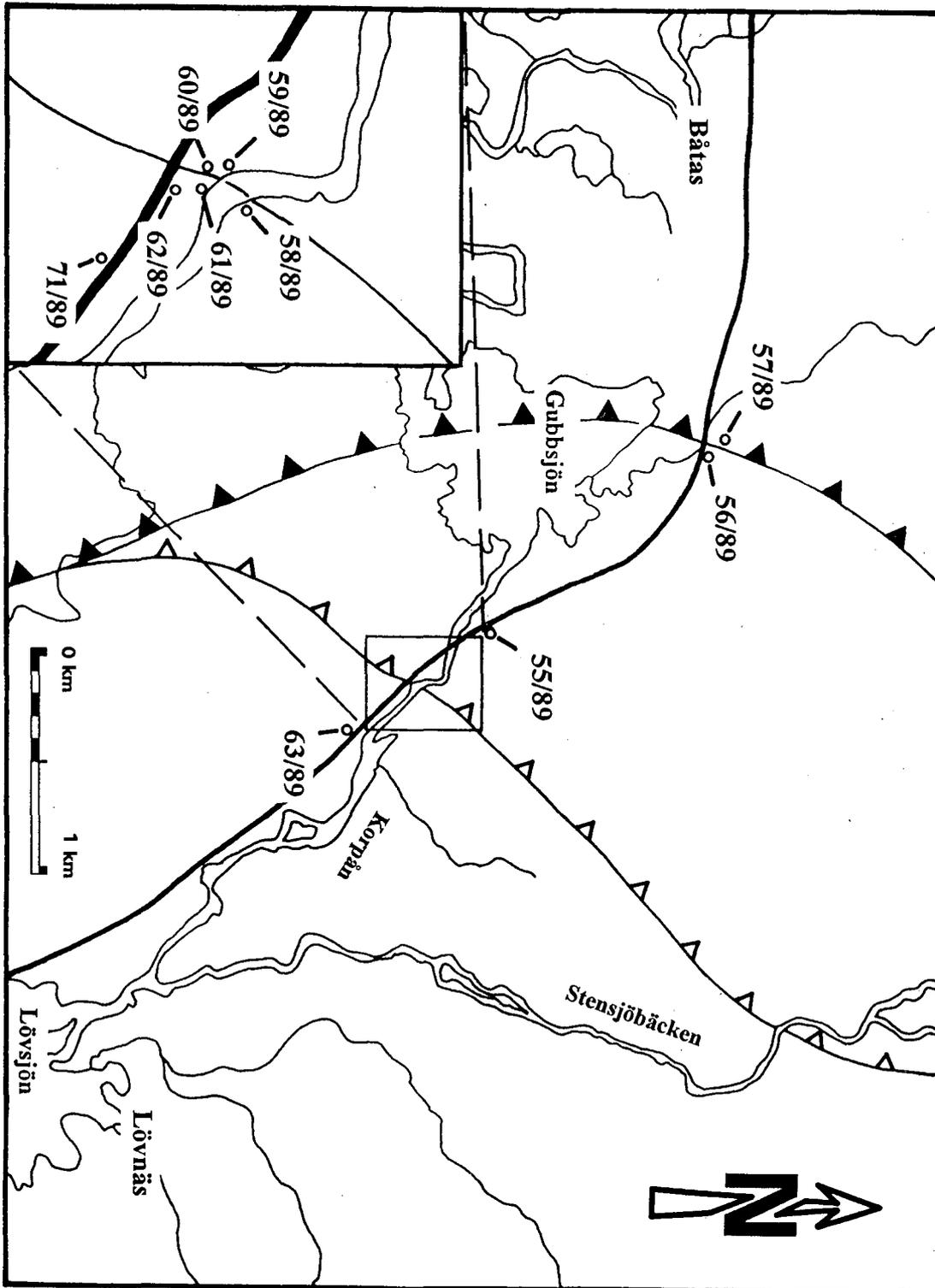


### **Probenkarten**

- I - Ostrand der Kaledoniden bei Borgafjäll
- II - Hetenjaure-Fenster
- III - Børgefjell-Fenster
- IV - Fjällfjäll-Fenster (Durrenpiken)
- V - Fjällfjäll-Fenster (Ransarån)

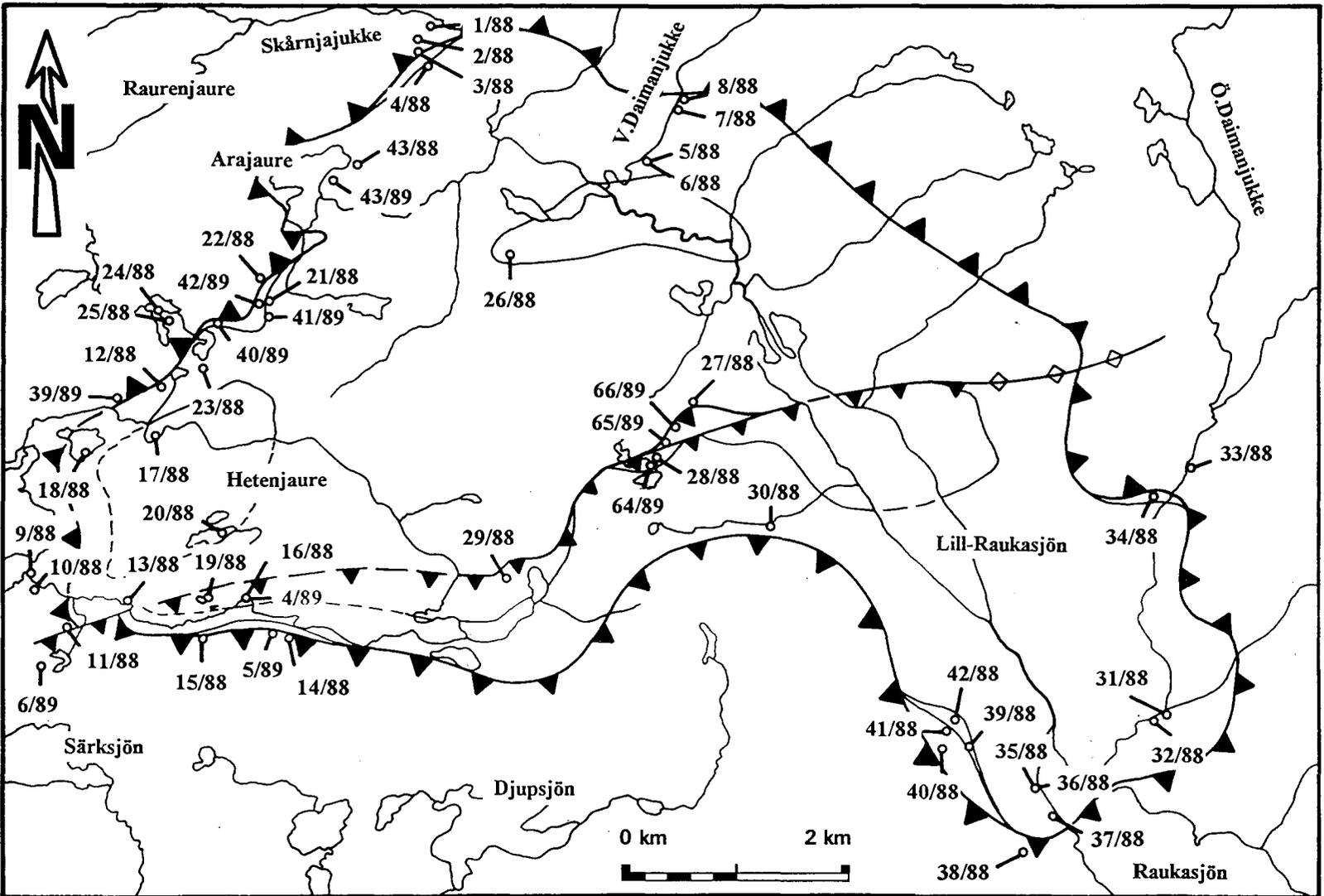
Probenkarte I

Ostrand der Kaledoniden bei Borgafjäll



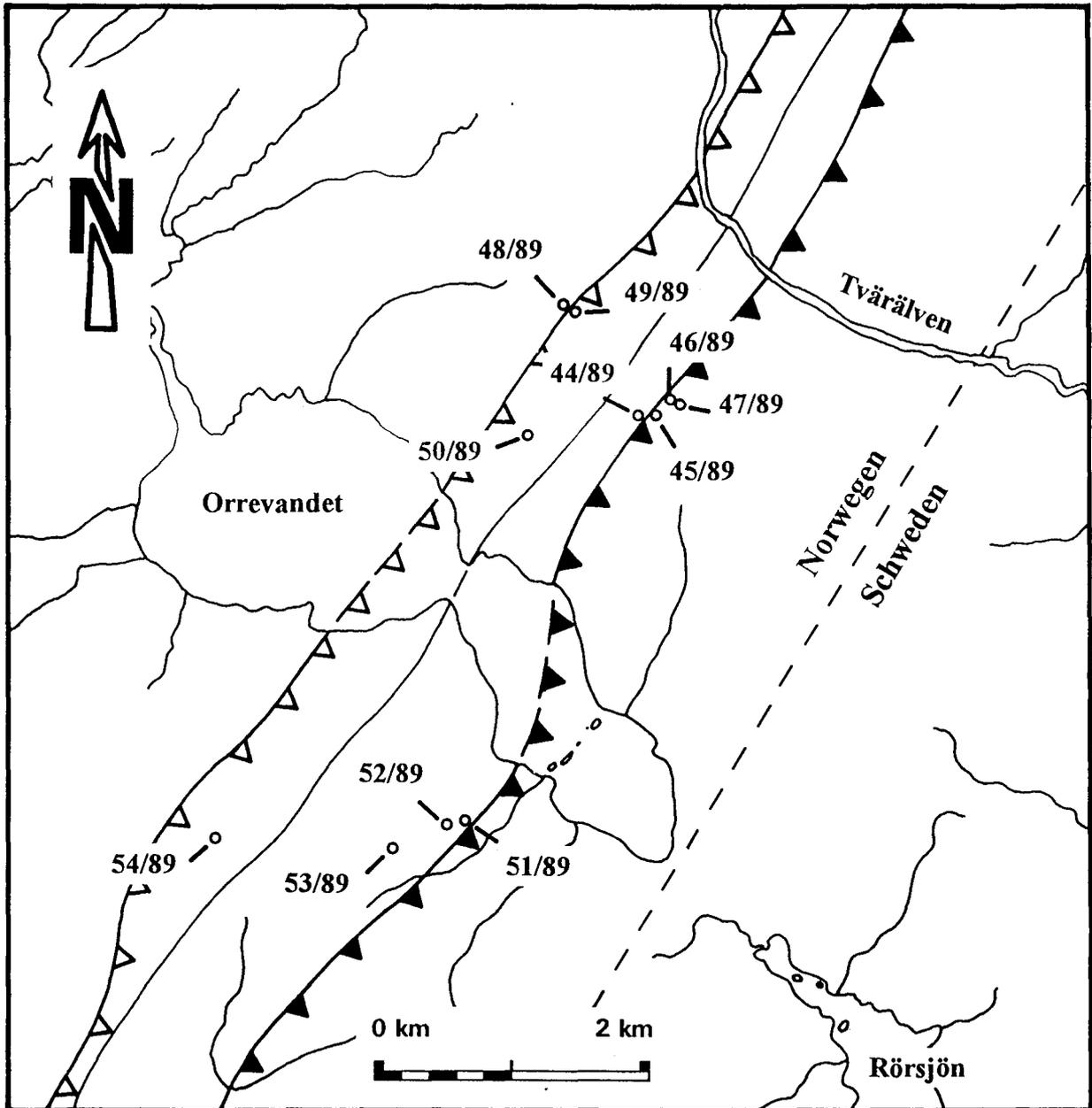
Probenkarte II

Hetenjaure-Fenster



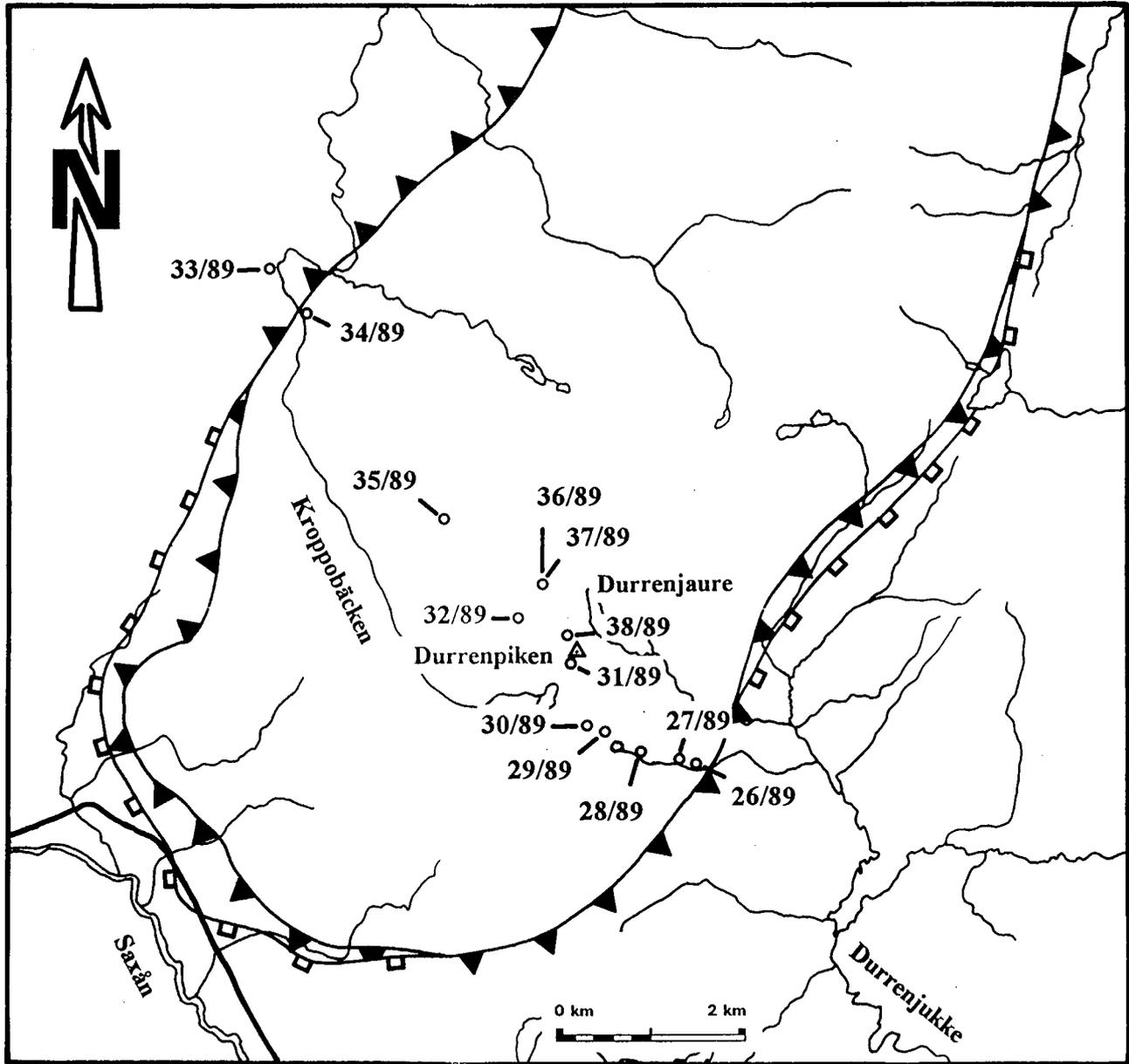
Probenkarte III

Børgfjell-Fenster



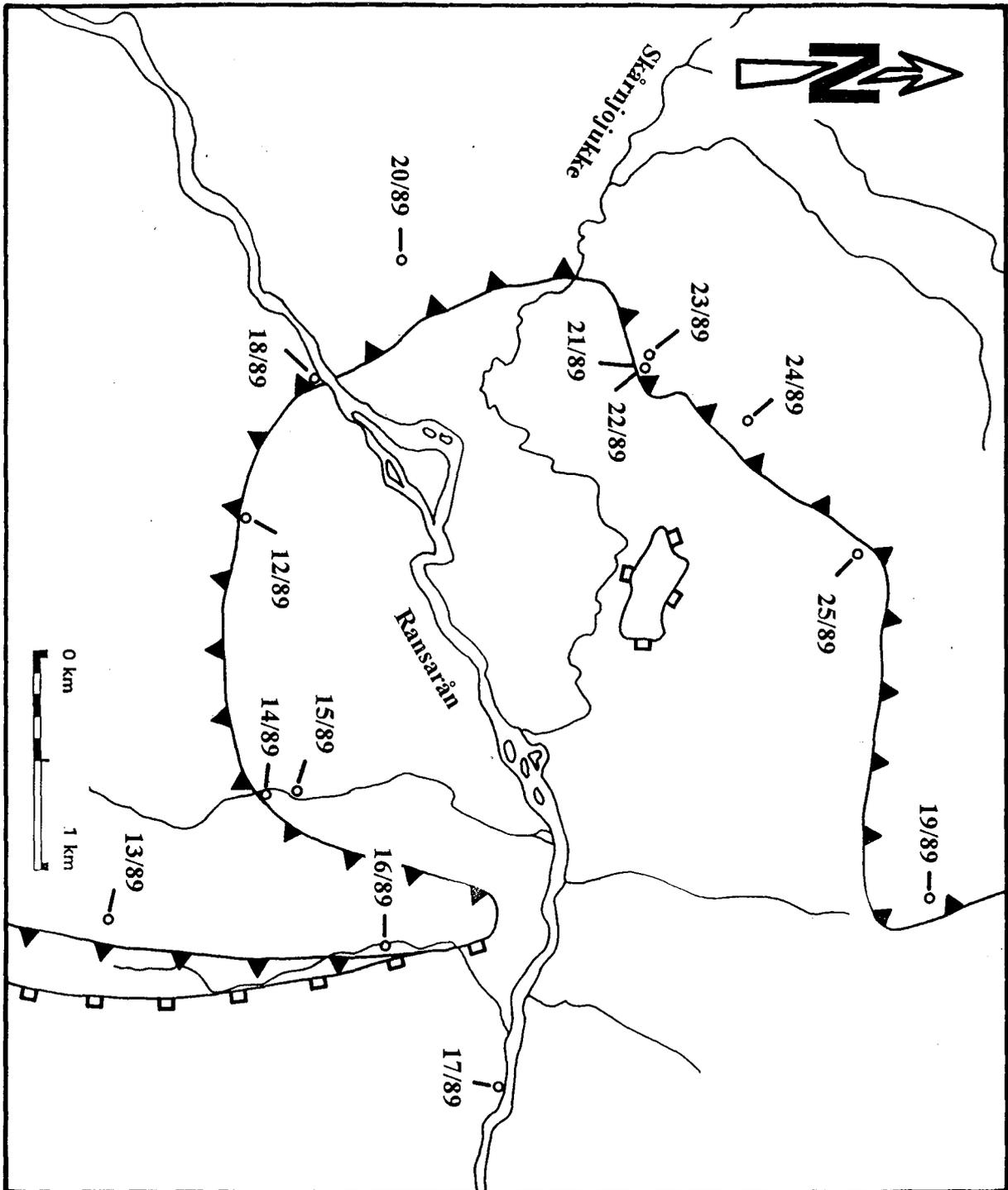
Probenkarte IV

Fjällfjäll-Fenster (Durrenpiken)



Probenkarte V

Fjällfjäll-Fenster (Ransarån)



## Drucktechnische Hinweise

Titelangaben: Titel in deutscher Sprache  
ggf. Untertitel  
Titel in englischer Sprache  
Angabe der Zahl der Abbildungen, Tabellen, Tafeln u.a.  
Vor- und Nachname(n) des Autors/der Autoren

Zusammenfassungen in deutsch und englisch. Textgliederung nach Dezimalklassifikationssystem. Absätze werden durch eine eingerückte Zeile gekennzeichnet. Wörtliche Zitate werden in der Originalschreibweise - auch mit eventuellen Fehlern - wiedergegeben und in Anführungszeichen gesetzt. Die Überschrift des Literaturverzeichnisses lautet: Literatur. Die Richtlinien für Literaturangaben entsprechen denen der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Das Literaturverzeichnis soll nur Literatur enthalten, die im Text namentlich erwähnt ist. Am Ende des Aufsatzes wird die Anschrift des Autors bzw. der Autoren in der Reihenfolge ihrer Nennung im Titel angegeben.

**Fettdruck** = doppelt unterstrichen.

**S p e r r u n g** = einfach unterstrichen.

Kapitälchen (nur für Autoren-Namen) = unterstricheln.

*kursiv* (für fossile und rezente Art- und Gattungsnamen) = unterschlängeln.

Abkürzungen und Fußnoten sollten vermieden werden. Anmerkungen zum Text sind durch hochgestellte fortlaufende arabische Ziffern ohne Klammer zu kennzeichnen und am Ende des Textteils - vor dem Literaturverzeichnis - unter Angabe der jeweiligen Ziffer geschlossen aufzuführen.

### Abbildungen und Tabellen

Abbildungen (Fotos, Karten, Profile, Zeichnungen, Tafeln u. a.) und Tabellen können nur im Schwarzdruck wiedergegeben werden. Höchstformat der Wiedergabe im Text ist der Satzspiegel 160 mm x 250 mm. Die Originalvorlagen sollten möglichst im **Endformat** oder max. in doppelter Größe eingereicht werden. Dabei ist der Platz für die Unterschriften zu berücksichtigen. Die Schrift in den Vorlagen darf nach dem Druck nicht kleiner als 1 mm sein. Alle Vorlagen sind zweifach einzureichen und jeweils mit Autorennamen, Abbildungsnummer, der Angabe „oben“ und evtl. mit Angaben zur Verkleinerung zu versehen. Die Position für die Abbildungen und Tabellen muß aus dem Text hervorgehen. Karten und Profile sind mit einer Maßstabsleiste zu versehen. Numerische Maßstabsangaben sind nicht zu verwenden. Alle Schwarzweiß-Vorlagen und Tabellen müssen auf weißem Papier in klischierfähiger Form vorliegen. Fotos und Tafeln sind auf weißem Papier mit Mattglanz und glatter Oberfläche einzureichen.

Abbildungen und Tabellen in einem größeren Format als dem Satzspiegel können nur in Ausnahmefällen als Beilage gedruckt werden, wobei der finanzielle Rahmen vorher mit dem Autor geklärt werden muß.

Unterschriften für Abbildungen und Tabellen sind im Block geschlossen am Ende des Aufsatzes - nach der Literatur und der Anschrift des Autors bzw. der Autoren - aufzuführen.

### Buchbesprechungen

Die Angaben zum Titel des Besprechungsexemplares werden in 4 Blöcken getrennt untereinander aufgeführt:

1. Autor bzw. Autoren - handelt es sich um Herausgeber, wird hinter dem letzten Namen [Hrsg.] angefügt
2. Angaben zum besprochenen Werk: Sachtitel, ggf. Untertitel, Aufl. und Zahl der Bände, Anzahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen, Beilagen u. a.
3. Erscheinungsort(e), Verlag, Erscheinungsjahr
4. ISBN oder (und) ISSN

Am Ende des Besprechungstextes sind Vor- und Zuname und der Wohn- bzw. Arbeitsort des Rezensenten (in Klammern) anzugeben.

Das **Hallesche Jahrbuch für Geowissenschaften** erscheint ab **Band 17 (1995)** getrennt in

**Reihe A: Geographie und Geoökologie**

und

**Reihe B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie**

Als Vorläufer der jetzigen Reihen ist bisher erschienen:

**Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften Bd. 1 (1976) - Bd. 16 (1994)**

Zu beiden Reihen werden **Beihefte** herausgegeben.

In der **Reihe B** ist erschienen

**Beiheft 1 (1996)**

BLUMENSTENGEL, H., KRUTZSCH, W. & VOLLAND, L. (1996), m. Beitr. v. KNOTH, W. (Kap. 4) & KNUTH, G. (Kap. 8): Revidierte Stratigraphie tertiärer Ablagerungen im südlichen Sachsen-Anhalt - Teil 1: Raum Halle-Merseburg.- 101 S., 44 Abb., 3 Tab. u. 5 Taf.; Halle.