

**Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen  
Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis:  
Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik  
am Rand des Ostantarktischen Kratons**

**Structural evolution and petrogenesis of the northern  
crystalline belt of the Shackleton Range, Antarctica:  
Proterozoic and Ross-orogenic crustal dynamics  
along the margin of the East Antarctic Craton**

---

**Axel Brommer**

**Ber. Polarforsch. 290 (1998)  
ISSN 0176 - 5027**

Axel Brommer

Geologisch-Paläontologisches Institut  
Johann Wolfgang Goethe-Universität  
Senckenberganlage 32 - 34  
D-60054 Frankfurt am Main  
Bundesrepublik Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung der Dissertation, die 1997 dem Fachbereich Geowissenschaften der Johann Wolfgang Goethe-Universität in Frankfurt am Main unter dem Titel - Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des Kristallins der nördlichen Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons - vorgelegt wurde.

## VORWORT

Die Erforschung der strukturellen Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range (Antarktis) und seine Bedeutung für krustendynamische Prozesse im Protero- und Altpaläozoikum bilden den Kern der vorliegenden Dissertation, die auf Anregung von Herrn Prof. Dr. G. Kleinschmidt am Geologisch-Paläontologischen Institut der Johann Wolfgang Goethe-Universität in Frankfurt am Main entstand. Für die zahlreichen Anregungen und das in mich gesetzte Vertrauen sei ihm an dieser Stelle von Herzen gedankt. Für die Übernahme des zweiten Gutachtens danke ich Herrn Prof. Dr. G. Brey.

Dank für die gute Zusammenarbeit während und nach der Expedition schulde ich vor allem dem EUROSHACK-Team - Roland Benning, Werner Buggisch, Tim Elvin, Friedhelm Henjes-Kunst, Wolf-Dieter Hermichen, Holger Hoven, Andrew Kerr, Georg Kleinschmidt, Uwe Kroner, Ian Millar, Brian Newman, Mikhail Sergeev, Franco Talarico, Knut Wagner, Bernd Weber, Armin Zeh, besonders den beiden Leitern der Expedition Franz Tessensohn und Mike Thomson. Mit ihnen allen verbinden mich viele schöne und unvergeßliche Erlebnisse während unserer gemeinsamen Zeit auf dem weißen Kontinent. Für die Durchführung der Expedition und die logistische Unterstützung möchte ich mich bei der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover), dem British Antarctic Survey (Cambridge) und dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (Bremerhaven) herzlich bedanken. Dem Institut für Angewandte Geodäsie (Frankfurt/Main) danke ich für die Beschaffung zahlreicher Luftbilder.

Bei den Arbeiten an der Mikrosonde war mir Uli Schübler (Univ. Würzburg) stets eine große Hilfe. Am Frankfurter Institut standen mir Frau A. Giribaldi und Herr E. Gottwald bei der Anfertigung meiner Dünnschliffpräparate zur Seite. Bei Rainer Petschik war ich computertechnisch immer in den besten Händen. Herr J. Tochtenhagen unterstützte mich bei den EDAX-Analysen, und K. Laukamp übernahm einige Gefügezeichnungen. Bei Friedhelm Henjes-Kunst, Armin Zeh, Gernold Zulauf und Matthias Nega, die mir mit vielen Tips und ihrer ehrlichen Kritik am Entwurf meiner Arbeit sehr weitergeholfen haben, möchte ich mich ganz herzlich bedanken. Daneben profitierte diese Arbeit auch von Diskussionen innerhalb der Frankfurter Arbeitsgruppe Strukturgeologie.

Für die finanzielle Unterstützung meiner Forschungsarbeit im Rahmen des Projekts Kl 429-13 gilt mein Dank der Deutschen Forschungsgemeinschaft, für ein Doktoranden-Stipendium dem Bundesland Hessen.

Meinen besonderen Dank verdienen all diejenigen Menschen, die mir in den letzten Jahren privat immer den Rücken gestärkt haben und mir, bewußt oder unbewußt, immer eine große Hilfe waren. Mein ganz besonderer Dank gilt dabei meiner lieben Freundin Eva und meiner Familie für ihre bedingungslose und immerwährende Unterstützung beim Fortgang dieser Arbeit.

*"Although our flight of discovery is over,  
there are still untrod areas at this end of the earth,  
regions of heights and depths and cold,  
still untouched with the mystery and romance of the unknown."*

LINCOLN ELLSWORTH, "My flight across Antarctica"

<b>INHALTSVERZEICHNIS</b> .....	<b>Seite</b>
VORWORT .....	i
ZUSAMMENFASSUNG .....	vi
SUMMARY .....	vii
1 EINLEITUNG.....	1
1.1 Europäische Expedition in die Shackleton Range (EUROSHACK) 1994/95 .....	1
1.2 Topographie und naturräumliche Gliederung der Shackleton Range .....	2
1.3 Aufschlußverhältnisse .....	3
1.4 Geologische Erforschungsgeschichte.....	4
1.5 Regionalgeologischer Rahmen.....	6
1.6 Geologie der Shackleton Range .....	7
1.7 Konzeption und Zielsetzung .....	10
2 MAKROGEFÜGE .....	13
2.1 Strukturelle Einheiten.....	13
2.2 Gefügeinventar .....	19
2.2.1 Planargefüge .....	19
2.2.2 Lineargefüge .....	22
2.2.3 Falten tektonik .....	22
2.3 Struktureller Bau der speziellen Teilgebiete.....	25
2.3.1 Herbert Mountains .....	25
2.3.2 Mount Sheffield .....	26
2.3.3 Lagrange Nunataks .....	31
2.3.4 Lord Nunatak und Meade Nunatak (Pioneers Escarpment).....	32
2.4. Duktile Scherzonen.....	32
2.4.1 Blastomylonitische D2-Hochtemperatur-Scherzonen .....	33
2.4.2 D3-Scherzonen .....	34
2.4.3 Retrograde D5-Scherzonen .....	36
2.5 Intrusiva .....	37
2.5.1 Granat-Metadiorit .....	38
2.5.2 Augengneise.....	38



2.5.3 Syn- bis postkinematische Gänge und Pegmatoide.....	38
2.5.4 Postkinematische Muskovit-Turmalin-Pegmatite .....	40
2.5.5 Postkinematische Basaltgänge .....	40
2.6 D6-Sprödstrukturen.....	41
2.7 Zusammenfassung der Geländebefunde .....	41
3 MIKROGEFÜGE UND PETROGRAPHIE.....	42
3.1 Quarz-Mikrotexturen .....	42
3.1.1 Methode.....	43
3.2 Migmatite und mylonitische Amphibolgneise.....	44
3.3 Metapelite.....	47
3.3.1 Quarz-[c]-Achsenorientierungen in Quarz-Feldspatgesteinen.....	51
3.4 Pyroxen-Biotitgneis .....	57
3.5 Quarzite.....	61
3.5.1 Quarz-[c]-Achsenorientierungen in Quarziten.....	62
3.6 Marmore und Kalksilikatgesteine .....	66
3.7 Metabasite (Amphibolite, Granat-Amphibolite) .....	68
3.8 Ultrabasite .....	71
3.9 Interpretation der Quarz-[c]-Achsenregelungen.....	74
3.10 Zusammenfassung der Gefügeentwicklung .....	75
4 MINERALCHEMIE.....	77
4.1 Granat .....	77
4.1.1 Granatzonierung.....	80
4.2 Pyroxen .....	83
4.3 Amphibol.....	84
4.4 Phyllosilikate.....	86
4.4.1 Biotit.....	86
4.4.2 Chlorit.....	89
4.4.3 Hellglimmer .....	89
4.5 Staurolith.....	91
4.6 Cordierit .....	92
4.7 Feldspäte .....	93

4.7.1 Plagioklas.....	94
4.7.2 Kalifeldspat.....	95
4.7.3 Antiperthitische Entmischungstexturen.....	96
4.8 Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> -Polymorphe.....	98
4.9 Akzessorien.....	98
4.9.1 Turmalin.....	99
4.9.2 Rutil.....	101
4.9.3 Opakphasen.....	102
4.9.4 Titanit (Sphen).....	103
5 METAMORPHOSE.....	104
5.1 Paragenesen und univariante Mineralreaktionen.....	104
5.1.1 Migmatite und migmatische Gneise.....	104
5.1.2 Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> -führende Metapelite.....	106
5.1.3 Metabasite.....	110
5.1.4 Basischer Granulitgneis.....	110
5.2 Geothermobarometrie.....	111
5.2.1 Geothermometrie.....	113
5.2.1.1 Granat-Biotit-Geothermometer.....	113
5.2.1.2 Muskovit-Biotit-Geothermometer.....	115
5.2.1.3 Granat-Hornblende-Geothermometer.....	118
5.2.1.4 Plagioklas-Amphibol-Geothermometer.....	120
5.2.1.5 Zwei-Feldspat-Geothermometer.....	122
5.2.2 Geobarometrie.....	123
5.2.2.1 Granat-Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> -Quarz-Plagioklas-Geobarometer (GASP).....	124
5.2.2.2 Granat-Plagioklas-Muskovit-Biotit-Geobarometer.....	125
5.2.2.3 Granat-Plagioklas-Amphibol-Geobarometer.....	127
5.2.3 Interpretation geothermobarometrischer Ergebnisse.....	128
5.3 P-T-Entwicklung der nördlichen Shackleton Range.....	132
6 GEOCHRONOLOGIE.....	135
6.1 Edukt- und Metamorphosealter (U-Pb, Sm-Nd).....	135
6.2 K/Ar-Datierung.....	136

6.2.1 Methode.....	136
6.2.2 K/Ar-Abkühlalter .....	139
6.3 Amphibolite, Granat-Amphibolite und mylonitische Amphibolgneise .....	139
6.4 Pyroxen-Biotitgneis .....	140
6.5 Pegmatite.....	140
6.6 Interpretation der geochronologischen Ergebnisse.....	141
<b>7 TEKTONOMETAMORPHE ENTWICKLUNG .....</b>	<b>144</b>
7.1 P-T-d-t-Entwicklung der nördlichen Shackleton Range .....	144
7.1.1 Proterozoische Krustenentwicklung.....	144
7.1.2 Altpaläozoische (Ross-orogene) Krustenentwicklung .....	144
7.1.3 Exhumierung.....	147
7.2 Krustendynamisches Modell.....	148
7.3 Regionalgeologische Bedeutung der nördlichen Shackleton Range .....	151
7.4 Diskussion und Ausblick .....	153
<b>8 LITERATURVERZEICHNIS .....</b>	<b>155</b>
<b>9 ANHANG .....</b>	<b>170</b>
A1 Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen .....	170
A2 Karte der Probenahmepunkte .....	171
A3 Aufschlußlokationen.....	172
A4 Repräsentative Mikrosondenanalysen .....	173
A5 K/Ar-Analysen .....	184

## ZUSAMMENFASSUNG

Der nördliche metamorphe Gürtel der Shackleton Range (Antarktis) stellt eine amphibolitfaziell geprägte Kontinent-Kontinent-Kollisionszone dar. Die Entschlüsselung ihrer polyphasen Strukturentwicklung und Petrogenese bildet das Ziel dieser Arbeit. Basierend auf den im Rahmen der EUROS HACK-Expedition 1994/95 vom Autor gesammelten Geländeergebnissen und strukturellen Daten wurden petrologische und mikrotextuelle Gefügeuntersuchungen durchgeführt. Die deformationsbegleitenden Metamorphosebedingungen wurden mittels konventioneller Geothermobarometrie auf der Grundlage der Mikrosondenanalytik ermittelt.

Die Gesteine der Herbert Mountains, des Mount Sheffield und der nordwestlichen Lagrange Nunataks haben eine komplexe tektonometamorphe Geschichte konserviert, die sechs Deformationsereignisse (D1 - D6) umfaßt. Das Kristallin der nördlichen Shackleton Range setzt sich aus einem reaktivierten mittelperozoischen Basement (Infrakrustal), bestehend aus migmatischen Gneisen sowie einem metasedimentären bis metavulkanischen Suprakrustal mit ophiolithischen Gesteinen, zusammen. Alle Einheiten wurden während der Ross-Orogenese deformiert und metamorphisiert. Metamorphosealter der hochgradigen Orthogneise belegen eine Migmatisierung (D1) der um 2,3 Ga intrudierten Granitoide vor 1,7 Ga. Die Migmatisierung vollzog sich unter P-T-Bedingungen von  $> 640 - 670$  °C und  $> 4 - 6$  kbar und wurde von der Anlage polyphaser F1-Faltenstrukturen begleitet. Die Gneismigmatite wurden von lokal angelegten duktilen D2-Scherzonen geschnitten, die ein wahrscheinlich ebenfalls proterozoisches Alter haben. Die D2-Deformation führte zur Entwicklung blastomylonitischer Gefüge und der postkinematischen Blastese von Plagioklas und Amphibol. Die geothermobarometrisch ermittelten Metamorphosetemperaturen der D2-Equilibrierung liegen bei  $720 - 780$  °C. Die Gneismigmatite wurden durch das Ross-Ereignis heterogen reaktiviert.

Eine metasedimentäre/-vulkanische Folge enthält eingeschuppte ophiolithische Ultrabasite und wird von granulitischen Pyroxen-Biotitgneisen tektonisch überlagert. Die Verschuppung aller Einheiten erfolgte durch eine Top-West-Scherung (D3). Sie stellt den wesentlichen Faktor der Krustenverdickung dar. Für die Ross-orogene Entwicklung postuliert das vorgestellte plattentektonische Modell eine Ozeanschließung und Kontinent-Kontinent-Kollision als Folge schräger Plattenkonvergenz im Zeitraum 550 - 500 Ma. Der während des Frühstadiums der Kontinent-Kontinent-Kollision angelegte initiale D3-Deckenbau wird durch die dominante Foliation und die penetrative Streckungslineation repräsentiert. Reliktische Mikrotexturen in Quarz (Prismen-[c]-Gleitung) belegen hochgradig amphibolitfazielle bis granulitfazielle Deformationsbedingungen. D3-Gefüge equilibrieren unter P-T-Bedingungen von  $690 - 760$  °C und  $8,5 - 10,5$  kbar, die an Granat-Plagioklas-Amphibol-Paragenesen der Metabasite abgeleitet wurden. Metapelitische Paragenesen (Granat + Staurolith + Disthen + Plagioklas + Ilmenit + Rutil) haben niedriggradigere Peak-Bedingungen von  $620 - 660$  °C und  $6,5 - 8,0$  kbar eingefroren.

Die nachfolgende polyphase Faltung erzeugt die dominanten E-W verlaufenden F4-Faltenachsen, die eine NW-SE- bis N-S-Krustenverkürzung während des initialen Stadiums der Exhumierung repräsentieren. Durch die retrograde F4-Faltung wurde unter Bedingungen der niedriggradigen Amphibolitfazies in einem seichteren strukturellen Stockwerk der Mittelkruste erneut deformiert. Die erniedrigten Drucke führen dabei zum Auftreten von Cordierit, Sillimanit und poikiloblastischem Plagioklas. D4-Deformationsbedingungen der niedriggradigen Amphibolitfazies wurden auch anhand der Texturanalysen abgeleitet. Unabhängig

davon ergaben Einschlußbeziehungen in F4-achsebenenparallel gesproßten Plagioklas-Poikiloblasten für die D4-Reequilibrierung P-T-Bedingungen von 530 - 610 °C und 4,0 - 5,5 kbar.

Das letzte Deformationsereignis umfaßt die retrograde D5-Scherung unter grünschieferfaziellen Bedingungen im Stabilitätsfeld von Chlorit und Sprödverformung (D6). Die lokal angelegte grünschieferfazielle D5-Scherung zeigt überwiegend eine Top-West-Kinematik. Steile Scherzonen mit dextralem und sinistralen Blattverschiebungscharakter sind, wie auch D5-Scherzonen mit Top-Süd-Transport, seltener. Die Platznahme des Großteils der granitischen und pegmatitischen Gänge erfolgte post-D5 oder syn-D6.

K-Ar-Altersdatierungen ergaben diskordante Modellalter von 598 - 508 Ma für metamorphe Amphibole und fast konkordante Ergebnisse von ca. 500 Ma für magmatischen Muskovit bzw. (magmatischen und metamorphen) Biotit. Die weit streuenden Abkühlalter der Amphibole wurden als Mischalter ohne geologische Signifikanz interpretiert. Sie resultieren wahrscheinlich aus einer unvollständigen Rückstellung des K-Ar-Systems der Amphibole, die vermutlich während eines frühen Metamorphosestadiums der Ross-Orogenese gebildet wurden. Die konsistenten Modellalter der Glimmer repräsentieren die Abkühlung des Kristallins nach der finalen D5-Scherung auf Temperaturen von 350 - 300 °C.

## SUMMARY

The northern belt of the Shackleton Range (Antarctica) represents an amphibolite facies metamorphic terrain within a continent-continent collision zone. Its polyphase structural evolution and petrogenesis were investigated in this thesis. The rocks of the northern Herbert Mountains, Mount Sheffield, and the Lagrange Nunataks recorded a complex tectonometamorphic history involving six deformational events (D1 - D6). Structural data and field results from the 1994-95 EUROSHACK-expedition were completed by microscopic and textural fabric analysis. In addition, conventional geothermobarometry based upon microprobe mineral composition analysis were applied for the determination of P-T boundary conditions.

The crystalline rocks of the northern Shackleton Range consist of a reworked Mid-Proterozoic migmatitic gneiss basement and metapelitic to metavolcanic supracrustals incorporating ophiolitic rocks. The units were tectonized and metamorphosed during the Ross Orogeny around 500 Ma. The high-grade migmatitic orthogneisses display 1.7 Ga migmatization (D1) of Early Proterozoic (2.3 Ga) emplaced granitoids. Migmatization took place at P-T conditions of > 640 - 670 °C and > 4 - 6 kbar and was accompanied by the formation of multiple generations of D1 fold structures. The migmatites are truncated by local D2 ductile shear zones of probable Proterozoic age. D2 deformation lead to the development of blastomylonitic fabrics and the syn-deformational crystallization of amphibole and plagioclase porphyroblasts. D2-equilibration temperatures are in the range of 720 - 760 °C. The migmatitic gneisses were rejuvenated heterogeneously during the Ross event.

The metavolcanic-sedimentary sequence includes slices of ophiolitic ultrabasic rocks, and is structurally overlain by granulitic pyroxene-biotite gneisses. The high-grade amphibolite to lower-grade granulite facies D3-top-to-the-west shearing reflects the main phase of Ross crustal thickening. For Ross-aged tectonism the proposed tectonic model implies ocean closure proceeded by oblique continent-continent collision represented by early Ross D3 thrust shear recorded by the dominant foliation and the penetrative mineral stretching lineation. D3 was followed by thermal relaxation of the fabrics. Geothermobarometry indicates post-D3 equilibrium conditions of 690 - 760 °C and 8.5 - 10.5 kbar recorded by the mineral assemblage garnet + Ca-plagioclase + pargasitic amphibole in rocks of basic composition as well as by relict high-temperature microtextures in metapelites, e.g., prism-[c]-glide in quartz. In contrast, pelitic assemblages (garnet + staurolite + kyanite + plagioclase + ilmenite + rutile) recorded conditions of D3-equilibration in the range of 620 - 660 °C and 6.5 - 8.0 kbar.

Subsequent polyphase folding formed the dominant E-W trending F4-fold axes, and can be correlated with a NW-SE to N-S crustal shortening during initial stages of exhumation. The dominant S3-fabrics were crenulated by lower-grade amphibolite facies retrograde D4-folding occurring within an upper mid-crustal level. Lowered pressure conditions lead to the appearance of the new retrogressive mineral phases cordierite, sillimanite and poikiloblastic plagioclase. Lower-grade amphibolite facies conditions of deformation were determined by the textural analysis of the preferred glide systems in oriented quartz. Independently, inclusions in the plagioclase-poikiloblasts overgrowing the F4-axial-planes indicate P-T-conditions of 530 - 610 °C and 4.0 - 5.5 kbar for the D4-reequilibration. It is suggested that the south-directed thrusting onto the East Antarctic Craton in the southern Shackleton Range represents foreland tectonism coeval with the D4 folding.

The latest deformational events include retrogressive shearing (D5) under greenschist facies conditions in the stability field of chlorite and, finally, extensional brittle faulting (D6). D5 greenschist facies retrogression show mainly top-to-the-west kinematics, but strike-slip movements along steeply dipping shear zones as well as a south-directed transport direction are also common. Most of the granitic to pegmatitic dykes were emplaced post D5 or syn-D6.

K-Ar dating yielded discordant model ages of 598 to 508 Ma for metamorphic amphibole and almost concordant dates of approximately 500 Ma for igneous muscovite and (igneous and metamorphic) biotite, respectively. The scattering amphibole dates are interpreted as mixed ages without geological significance. They probably have resulted from an incomplete resetting of the amphiboles' K-Ar-system which was formed during an earlier metamorphic event in the course of the Ross tectono-metamorphic cycle. The consistent model ages of the micas are considered to represent the cooling of the basement rocks to temperatures of 350 - 300 °C after the final D5 shearing event.

## 1 EINLEITUNG

Die Shackleton Range, benannt nach dem irischen Polarforscher Sir Ernest Shackleton (1874 - 1922), erstreckt sich als 50 - 70 km (N-S) breiter Gebirgszug vom Ostrand des Filchner-Schelfeises 170 km nach Osten bis in das Innere des antarktischen Kontinents. Geomorphologisch bildet sie die atlantikseitige Fortsetzung des Transantarktischen Gebirges, das sich über eine Entfernung von 3500 km vom Westrand des Ross-Schelfeises über die Pensacola Mountains bis in die Shackleton Range fortsetzt und die Antarktis in einen West- bzw. Ostteil gliedert (Abb. 1-1). Die Distanz zum Geographischen Südpol beträgt etwa 1000 km. Ihre polnahe geographische Lage zwischen 80°07' - 80°50' südlicher Breite und 19° - 31° westlicher Länge sowie die relativ große Entfernung zur Küste machen die Shackleton Range zu einer der entlegensten Regionen der Erde. Die nächstgelegenen menschlichen Niederlassungen, die britische Forschungsstation Halley V (75°35'S, 26°46'W) auf dem Brunt-Schelfeis und die argentinische Station Belgrano II (77°52'S, 34°34'W) an der Küste des Coats Landes, liegen 580 bzw. 340 km entfernt.

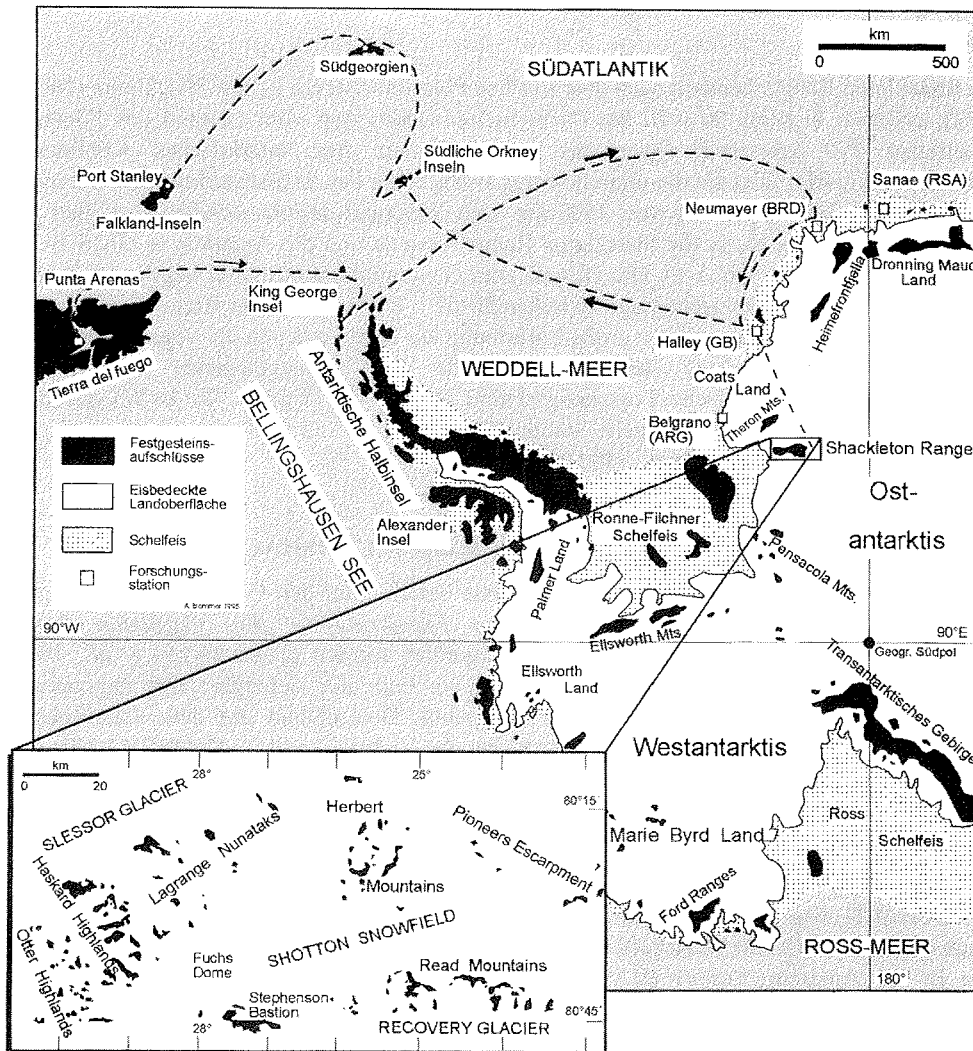
### 1.1 Europäische Expedition in die Shackleton Range (EUROSHACK) 1994/95

Die in dieser Dissertation vorgestellten Ergebnisse basieren auf den Geländeuntersuchungen, die vom Autor im Rahmen der *European Expedition to the Shackleton Range* (EUROSHACK) im Südsommer 1994/95 durchgeführt wurden (TESSENHORN *et al.*, 1995; 1997). Die Expedition stellt die Fortsetzung der am Ende der siebziger Jahre begonnenen geowissenschaftlichen Forschung der Bundesrepublik Deutschland auf dem antarktischen Festland dar, deren regionale Schwerpunkte bisher das Victoria Land (GANOVEX I-VII) und das Hinterland der deutschen Neumayer-Station (Heimefrontfjella, Dronning Maud Land; ANT VI/3, VIII/5, GEOMAUD) bildeten. Mit GEISHA erfolgte bereits 1987/88 erstmals eine deutsche Expedition in die Shackleton Range (ROLAND *et al.*, 1988), die aber überwiegend in deren Südteil operierte.

EUROSHACK wurde als multinationales Forschungsvorhaben im wesentlichen von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, Hannover) in Kooperation mit dem British Antarctic Survey (BAS, Cambridge) organisiert (TESSENHORN & THOMSON, 1990) und bot vierzehn Wissenschaftlern aus vier Nationen (Deutschland (9), Großbritannien (3), Rußland (1), Italien (1)) die Gelegenheit, in den geowissenschaftlichen Teildisziplinen Sedimentologie, Paläontologie, Paläomagnetik, Quartärgeologie, Petrologie, Geochronologie und Strukturgeologie zu arbeiten (vgl. TESSENHORN *et al.*, 1995).

Drei Wochen nach der Abfahrt in Punta Arenas (Feuerland) wurden die Expeditionsteilnehmer vom deutschen Forschungseisbrecher Polarstern an der Schelfeiskante nahe der britischen Station Halley an Land gesetzt (Abb. 1-1). Von dort aus übernahm eine mit Skiern ausgerüstete zweimotorige Twin Otter des BAS, die in der darauffolgenden Zeit auch die logistische Verbindung nach Halley sicherstellte, den Weitertransport ins EUROSHACK-Basislager 5 km östlich der Bernhardi Heights.

Von den insgesamt vier Monaten Expeditionsdauer (23.11.94 - 19.03.95) standen für die Geländearbeiten in der nördlichen Shackleton Range zwei Monate zur Verfügung (17.12.94 - 13.02.95).



↑ **Abb. 1-1:** Geographische Lage der Shackleton Range und ihre wichtigsten topographischen Einheiten (links unten). Die Shackleton Range stellt die atlantikseitige Fortsetzung des Transantarktischen Gebirges dar, das sich vom Ross-Meer am Pazifik durch das Innere der Antarktis zieht und bis an den Rand des südöstlichen Weddell-Meeres reicht.

## 1.2 Topographie und naturräumliche Gliederung der Shackleton Range

Die Shackleton Range weist Höhen von 300 - 1810 m ü. NN auf, wobei in westlicher Richtung mit zunehmender Entfernung vom Eisschild des Ostantarktischen Plateaus das Relief ausgeprägter wird. Im Norden und Süden wird sie durch den Slessor Glacier bzw. den Recovery Glacier eingerahmt, die sich beide vom Antarktischen Plateau nach Westen bewegen und in das Filchner-Schelfeis einmünden. Kleinere N-S-verlaufende Gletscher (z. B.



Blaiklock Glacier, Stratton Glacier; Abb. 1-4) gliedern die Shackleton Range in einzelne Teilgebiete, von denen als wichtigste Festgesteinsaufschlüsse die Haskard und Otter Highlands im Westen, die Read Mountains im Süden, das Pioneers Escarpment im Osten sowie die Lagrange Nunataks und die Herbert Mountains im Norden hervorzuheben sind (Abb. 1-1). Als nördlichste Gesteinsaufschlüsse der Shackleton Range bilden die beiden zuletzt genannten Gebiete den regionalen Schwerpunkt dieser Arbeit (Abb. 1-2).

Ausgedehnte Schneefelder und eine starke Vergletscherung (HÖFLE & BUGGISCH, 1995) charakterisieren die Shackleton Range als hochpolaren Naturraum. Ihr größter Teil ist unter dem zentralen Eisplateau des Fuchs Domes und des Shotton Snowfields verborgen (SKIDMORE & CLARKSON, 1972), von wo aus das Gelände nach allen Richtungen unterschiedlich steil abfällt. Von Norden erscheint dem Betrachter die Shackleton Range aus dem Flugzeug als terrassenförmig ansteigende Ansammlung eisfreier Berggruppen und Nunatakker, während südlich von Fuchs Dome und Shotton Snowfield das Gelände mit einer deutlichen Abbruchkante (Read Mountains, Stephenson Bastion) zum Recovery Glacier hin abfällt. Mit 1810 m ü. NN ist der Fuchs Dome als höchste topographische Erhebung von einer Eiskalotte bedeckt und weist in seinem Gipfelbereich keine Festgesteinsaufschlüsse auf.

Die Temperaturen überschreiten selbst im antarktischen Hochsommermonat Januar selten, und dann auch nur in geschützten Lagen, den Gefrierpunkt. Die Tagestemperaturen lagen während der Geländesaison 1994/95 im Bereich von -6 bis -32 °C und fallen im Winter auf -40 bis -60 °C. Mit Ausnahme von nur vereinzelt im Norden und Nordwesten der Shackleton Range vorkommender Flechten ist die Region völlig vegetationsfrei. Während EUROSHACK wurden von einigen Expeditionsmitgliedern durchziehende Skuas (*Catharacta skua*) und in den Haskard Highlands die Nester brütender Schneesturmvögel (*Pagodroma nivea*) als einzige Anzeiger tierischen Lebens beobachtet (W.-D. HERMICHEN, pers. Mittl. 1995). Letztere stellen somit das weltweit südlichste Vorkommen von Wirbeltieren überhaupt dar.

Die in dieser Arbeit verwendeten geographischen Namen und Höhenangaben beziehen sich, sofern nicht anders angegeben, auf die topographische Karte des U. S. GEOLOGICAL SURVEY (1983), teilweise auch auf die geologische Karte des British Antarctic Survey (CLARKSON, 1995). In Einklang mit der internationalen Literatur wurden alle Eigennamen und Ortsbezeichnungen in ihrer ursprünglichen, meist englischen Schreibweise beibehalten. In einigen Fällen war zusätzlich eine deskriptive Beschreibung noch unbenannter Lokationen unumgänglich.

### 1.3 Aufschlußverhältnisse

Lediglich 2 % der antarktischen Landoberfläche sind aufgeschlossen, während der übrige Teil unter einer bis zu 4000 m mächtigen Eiskappe verborgen ist. Die Aufschlüsse konzentrieren sich im wesentlichen auf die Antarktische Halbinsel, das Transantarktische Gebirge und die küstennahen Übergänge der Schelfeise zum Antarktischen Plateau.

In der Shackleton Range werden etwa 15 % der Oberfläche von Festgestein, Moräne und Hangschutt eingenommen. Aufgrund der weiträumigen Eisbedeckung ist deshalb die geologische Geländearbeit auf die Aufnahme peripherer, meist voneinander isolierter Berggruppen am Westrand (Otter/Haskard Highlands) sowie am Nord- (Herbert Mountains) und Südrand (Read Mountains) der Shackleton Range und einzelner, aus dem Eis

herausragender Nunatakker im Osten (Pioneers Escarpment) beschränkt. Im Vergleich zu mitteleuropäischen Verhältnissen ist das Gestein mangels Vegetation lokal gut aufgeschlossen. Die in dieser Arbeit beschriebenen Aufschlüsse und Probenahmepunkte sind in einer Aufschlußkarte im Anhang (A2) dargestellt.

Zur Unterstützung der Arbeiten im Gelände und zur Versorgung der Außenlager standen zwei AS 350 Helikopter zur Verfügung. Meist wurden die beiden Helikopter dazu benutzt, um weit entfernt von den Camps liegende Aufschlüsse anzufliegen. Um auch bei ungünstigen Witterungsbedingungen eine möglichst hohe Effizienz bei den geologischen Aufnahmen zu erreichen, wurde zum Teil zu Fuß direkt von den kurzzeitig eingerichteten Außenlagern (z. B. Mount Skidmore, Mount Sheffield) aus gearbeitet.

#### 1.4 Geologische Erforschungsgeschichte

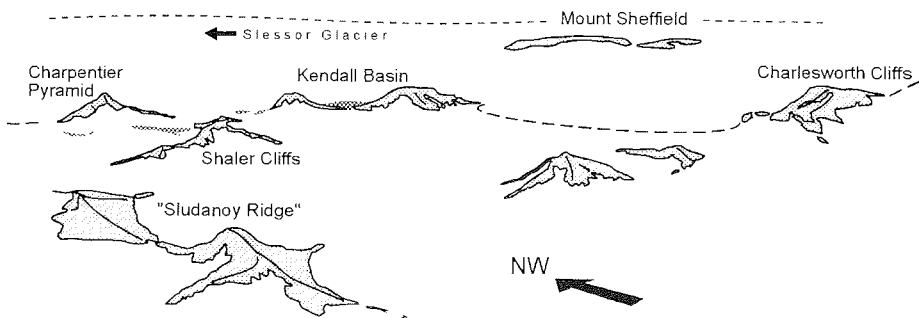
Die Shackleton Range wurde erstmalig bei einem argentinischen Erkundungsflug im Dezember 1955 gesichtet. Zwei Jahre später erfolgte während der von V. FUCHS und E. HILLARY geleiteten *Commonwealth Transantarctic Expedition* (1955 - 58) durch J. STEPHENSON, K. BLAIKLOCK und D. STRATTON eine erste Vermessung und geologische Erkundung des Gebietes (STEPHENSON, 1966). In den sechziger und siebziger Jahren folgten dann Expeditionen des British Antarctic Survey (CLARKSON, 1972, 1982a; MARSH, 1983a, b, 1984) und die russischen Polarexpeditionen SAE 22 - 24 unter Beteiligung von Geologen aus der damaligen DDR (HOFMANN *et al.*, 1980, 1981; HOFMANN & PAECH, 1983; PAECH, 1985; PAECH *et al.*, 1991).

Bislang sind die geologischen Kenntnisse über diesen Krustenteil am Westrand des Ostantarktischen Kratons selbst für antarktische Verhältnisse als gering einzustufen. Dieses gilt vor allem für das in dieser Arbeit behandelte amphibolitfazielle Kristallin (vgl. CLARKSON, 1972) der nördlichen Shackleton Range (Herbert Mountains, Lagrange Nunataks und Pioneers Escarpment). Bei allen in diesen Bereichen bisher durchgeführten Untersuchungen (CLARKSON, 1982a, b; HOFMANN, 1982; MARSH, 1984) handelt es sich in erster Linie um relativ kleinmaßstäbliche geologische Kartierungen und lokal durchgeführte Probenahmen. Eine systematische Bearbeitung des umfangreichen tektonischen Inventars fehlte bislang. Gleiches gilt für die schon vorliegenden petrologischen und geochronologischen Daten aus den siebziger und achtziger Jahren, die ebenfalls auf einer geringen Zahl von Dünnschliffen bzw. auf wenigen Proben basieren (GREW & HALPERN, 1979; GREW & MANTON, 1980; HOFMANN *et al.*, 1980; 1981; PANKHURST *et al.*, 1983; PAECH, 1985; SEMENOV & SOLOV'EV, 1986). Neben strukturellen Detailuntersuchungen bildete die im Hinblick auf die strukturelle Entwicklung der Shackleton Range bedeutsame Entdeckung eines südgerichteten Überschiebungssystems in den Read Mountains das wichtigste Resultat der deutschen GEISHA-Expedition von 1987/88 (BUGGISCH *et al.*, 1990, s. u.).

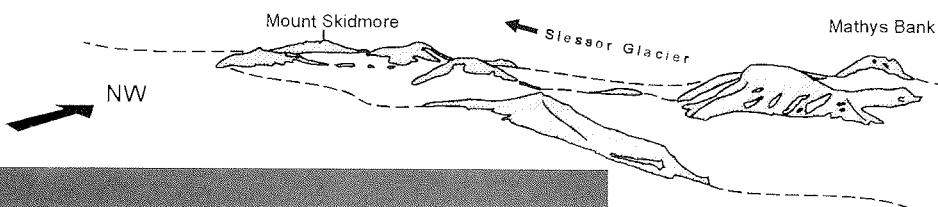
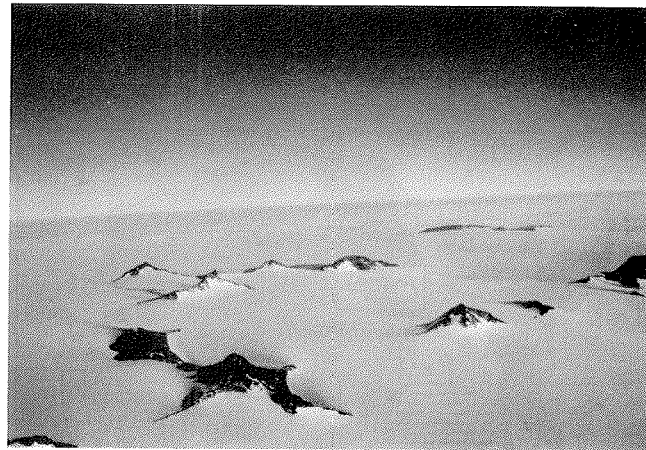
---

→

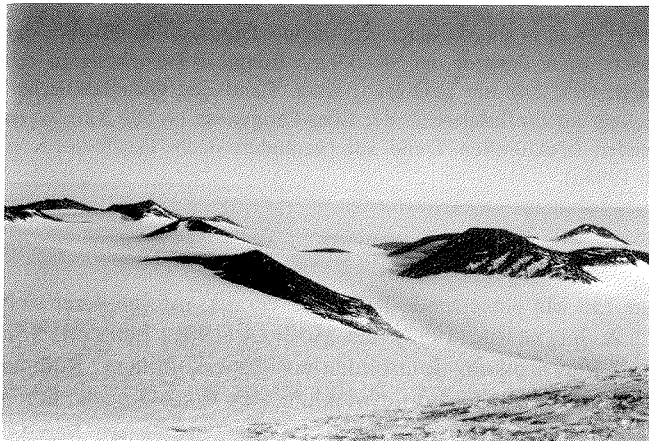
**Abb. 1-2:** Arbeitsgebiete in der nördlichen Shackleton Range: **a)** Schrägaufnahme aus dem Helikopter nach Nordwesten auf die nördlichen Herbert Mountains mit dem Mount Sheffield im Hintergrund. **b)** Blick vom Mount „E“ in westlicher Richtung auf die nordwestlichen Lagrange Nunataks (Mount Skidmore-Region).



a)  
Nördliche Herbert  
Mountains und  
Mount Sheffield

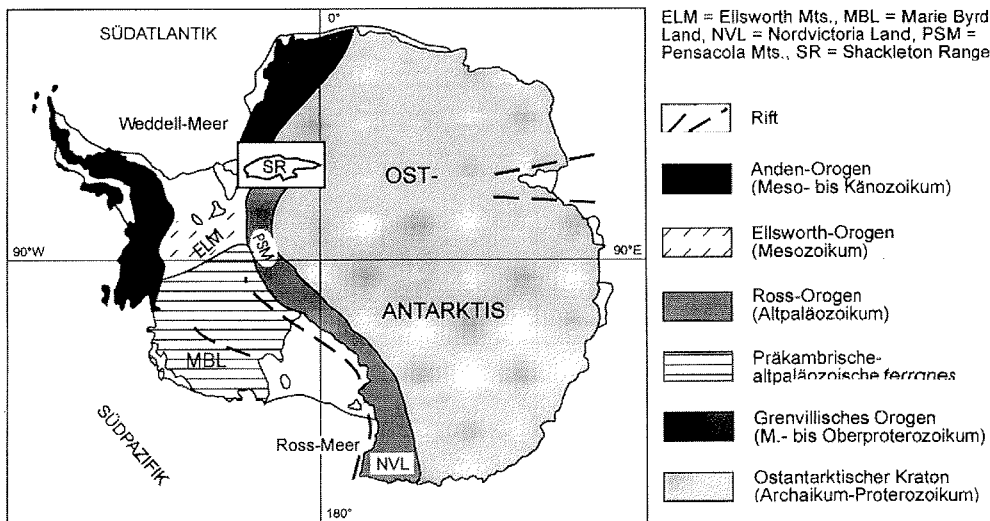


b)  
Nordwestliche Lagrange  
Nunataks (Mount  
Skidmore Region)



### 1.5 Regionalgeologischer Rahmen

Geologisch läßt sich die Antarktis in einen Ost- und einen Westteil gliedern, deren Nahtstelle das Transantarktische Gebirge darstellt, wo im Zuge der Ross-Orogenese an der Wende Kambrium/Ordovizium (500 Ma) Krustenmaterial an den Ostantarktischen Kraton akkretiert wurde. Während sich die Ostantarktis im wesentlichen aus archaisch-proterozoischen Granulitgneisen, Granitoiden, u. a. mit Charnockiten und Anorthositen (JAMES & TINGEY, 1983) aufbaut, setzt sich die Westantarktis aus einer Ansammlung proterozoisch bis altpaläozoisch amalgamierter *terranes* (Marie Byrd Land, WILSON *et al.*, 1989; STOREY, 1991), dem früh-mesozoischen Faltengebirge der Ellsworth Mountains (WEBERS *et al.*, 1992; CURTIS, 1997) und dem meso- bis känozoischen Inselbogen andinen Typs der Antarktischen Halbinsel zusammen (Abb. 1-3). In der Shackleton Range ist der Übergang des Ross-Orogens zum Ostantarktischen Kraton aufgeschlossen (BUGGISCH *et al.*, 1990). Auffallenderweise verläuft aber ihr struktureller Trend senkrecht zur dominanten Streichrichtung innerhalb des Transantarktischen Gebirges.



↑ **Abb. 1-3:** Vereinfachter geologischer Bau des antarktischen Kontinents. Die einzelnen Stadien der Krustenkonsolidierung und die geotektonische Position der Shackleton Range in Beziehung zu den bedeutenden Orogengürteln sind dargestellt. Die am paläopazifischen Rand des Ostantarktischen Kratons gelegene Shackleton Range liegt im Einflußbereich der Ross-Orogenese (~ 500 Ma), weist aber einen dazu senkrecht verlaufenden strukturellen Trend auf (verändert nach TESSENSOHN & WÖRNER, 1991 und BUGGISCH *et al.*, 1994a).

Der Ross-Orogenese ging eine um 750 Ma einsetzende Riftphase voraus, infolge derer sich nach den Vorstellungen von BELL & JEFFERSON (1987) und MOORES (1991) Laurentia von dem auseinanderbrechenden, im Proterozoikum konsolidierten Superkontinent Rodinia entfernte. Der Riftphase folgend wird die geologische Entwicklung des Ross-Orogens durch

eine zweiphasige Sedimentation am passiven Kontinentalrand des Ostantarktischen Kratons während des Neoproterozoikum und Kambrium eingeleitet. Die spätere Aktivierung des passiven Kontinentalrandes durch kompressive Tektonik und begleitenden Magmatismus erfolgte im Mittel- bis Oberkambrium, gefolgt von der Exhumierung im Ordovizium. Dabei wurde das Orogen teilweise bis zu seinem kristallinen Kern erodiert (STUMP, 1995). Auf der sich nachfolgend entwickelnden Kukri-Peneplain lagerten sich die kontinentalen Serien der Beacon Group (Devon - Trias) und die jurassischen Ferrar-Flutbasalte ab. Nur in Bereichen, wo die prä-Beacon Exhumierung weniger stark war (Pensacola Mountains, Queen Maud Mountains), sind teilweise altpaläozoische Serien (Neptune Group) erhalten (LAIRD, 1981, 1991; ROWELL & REES, 1991). Beacon-Sedimente mit z. T. kohleführendem Permokarbon der Gondwana-Serie treten sowohl nördlich (Theron Mountains) als auch südlich der Shackleton Range in den Wichaway Nunataks (BREWER, 1989) auf. Der Shackleton Range im Norden benachbart sind die Littlewood Nunataks, die sich aus undeformierten jungproterozoischen Rhyolithen aufbauen (TESSENHORN *et al.*, 1997).

Die Shackleton Range stellt als atlantikseitige Fortsetzung des Ross-Orogens das Bindeglied zwischen dem Transantarktischen Gebirge im Süden und der sich nach Norden hin anschließenden grenvillisch-panafrikanisch geprägten Provinz des westlichen Dronning Maud Landes dar (JACOBS, 1991; MOYES *et al.*, 1993; BAUER, 1995). In ihr sind, wie diese Arbeit zeigen soll, im Unterschied zum überwiegenden Teil des Transantarktischen Gebirges (STUMP *et al.*, 1991) auch proterozoisch konsolidierte Krustenteile erhalten.

## 1.6 Geologie der Shackleton Range

Nach heutigem Kenntnisstand sind in den tektonischen Bau der Shackleton Range drei übergeordnete strukturelle Einheiten (1 - 3) involviert, die am Ende des Kambrium (Ross-Orogenese) durch eine südgerichtete Deckentektonik übereinandergestapelt wurden (BUGGISCH *et al.*, 1990, 1994b; BUGGISCH & KLEINSCHMIDT, im Druck; vgl. Abb. 1-4):

(1) Das im Alt- bis Mittelproterozoikum polyphas deformierte und hochgradig metamorphisierte Kristallin der südlichen Shackleton Range (Read Group; BRAUN, 1995; OLESCH *et al.*, 1995) wird von jungproterozoischen, nicht-metamorphen Sedimentgesteinen der Watts Needle Formation diskordant überlagert (BUGGISCH *et al.*, 1994a). Beide werden zum Ostantarktischen Kraton gerechnet und stellen, bezogen auf die Ross-Orogenese, den strukturell tiefsten Teil innerhalb der Shackleton Range dar (Read Mountains, Du Toit Nunataks). Die Bezeichnung Read-Kristallin ist äquivalent zu der Bezeichnung „ältere Gneise“ des *Shackleton Metamorphic Complex* (*sensu* CLARKSON, 1982a). Das kristalline Basement umfaßt Biotitgneise, Metasedimente, Migmatite und Amphibolite, die von kleinvolumigen, aber zahlreichen, meist granitischen Intrusivkörpern mittelproterozoischen Alters (z. B.  $1240 \pm 80$  Ma, U-Pb an Zirkon; BELYATSKY unveröff., zit. in PANKHURST *et al.*, 1995) durchsetzt sind.

Die polyphase Deformationsgeschichte des Read-Kristallins ist durch die prograd angelegte Foliation (D1) und eine lokale D2-Verfaltung um E-W-streichende Achsen dokumentiert (BRAUN, 1995; OLESCH *et al.*, 1995). Neben einer mit D1/D2 einhergehenden amphibolitfaziellen Peak-Metamorphose von 690 °C bei 5 - 6 kbar wurde an Einschlußparagenesen in Sillimanit-Cordierit-Granatgneisen auch ein granulitfazielles Metamorphosestadium (790 - 820 °C bei 7,4 - 8,0 kbar, prä-D1) nachgewiesen (SCHUBERT & WILL, 1994;

SCHUBERT & OLESCH, 1995). Es handelt sich dabei um enderbitische Niedrigdruck-Granatgranulite, wie sie auch für andere Bereiche des Ostantarktischen Kratons (GREW, 1984; HARLEY & FITZSIMONS, 1991; BUCHER-NURMINEN & OHTA, 1993) typisch sind. An ihnen wurde von SCHUBERT & WILL (1994) ein isobarischer Abkühlungspfad (IBC, BOHLEN, 1991) abgeleitet.

Nach der Exhumierung des Basements erfolgte im Riphäikum die Ablagerung der epikontinentalen Sedimente der Watts Needle Formation (BUGGISCH *et al.*, 1994a), die sich aus Sandsteinen, Stromatolithen-führenden Kalken (GOLANOV *et al.*, 1980) und Tonsteinen zusammensetzt. Unabhängig von diesen biostratigraphischen Zeitmarkern ergaben isotopengeochronologische Untersuchungen (Rb-Sr) Alter von 720 Ma (PANKHURST *et al.*, 1983) und  $680 \pm 14$  bzw.  $584 \pm 18$  Ma (BUGGISCH *et al.*, 1994a). Die spätere (Ross) grünschieferfazielle Top-nach-Süden Scherung (D3) und ein durch eine abschiebende Kinematik gekennzeichnetes Spröd Stadium D4 (KLEINSCHMIDT *et al.*, 1992) vervollständigen die tektonische Entwicklung. Das heutige Erosionsniveau hat die Read Group als tektonisches Fenster freigelegt (Abb. 1-4, oben).

(2) Niedriggradige Metaklastika des Jungproterozoikum bis Unterkambrium bilden die allochthone Mount Wegener Decke (BUGGISCH *et al.*, 1994a, b), die durch die Ross-Deckentektonik zwischen dem nördlichen metamorphen Gürtel (s. u.) und dem südlichen Autochthon (1) eingeschuppt wurde (BUGGISCH *et al.*, 1990). Die deformationsbegleitende Metamorphose erreichte mit dem Überschreiten der Biotit-Isograde die Bedingungen der unteren Grünschieferfazies.

Die zunächst von CLARKSON (1972) unter der Bezeichnung Turnpike Bluff Group zusammengefaßten Metasedimente werden heute in drei Formationen untergliedert (BUGGISCH *et al.*, 1994a; Abb. 1-4). Dabei stellt die Stephenson Bastion Formation, belegt durch Acritarchen (WEBER, 1990), einem Rb-Sr Alter von  $1251 \pm 24$  Ma (BUGGISCH *et al.*, 1994a) und K-Ar-Abkühlalter von 940 - 1050 Ma (BUGGISCH *et al.*, 1994b) den proterozoischen und somit ältesten Anteil am Allochthon dar, während die Wyeth Heights Formation jünger ist (Jungproterozoikum - Unterkambrium). Aufgrund der Funde von Mikrofossilien, *Oldhamia sp.* und anderer Spurenfossilien (BUGGISCH *et al.*, 1994a), sowie *Archaeocyathida* (BUGGISCH & HENJES-KUNST, im Druck) ist die Mount Wegener Formation in das Unterkambrium zu stellen.

(3) Der nördliche metamorphe Gürtel (*Northern Belt*) der Haskard Highlands, Lagrange Nunataks, Herbert Mountains und des Pioneers Escarpment bildet bezogen auf die späte Ross-Deckentektonik die strukturell höchste Einheit (Abb. 1-4). Er setzt sich aus den verschiedensten Metamorphiten und diskordant auflagernden ordovizischen Molasse-sedimenten (Blaiklock Glacier Group) zusammen (CLARKSON, 1982b; CLARKSON & WYETH, 1983; MARSH, 1983a, 1984).

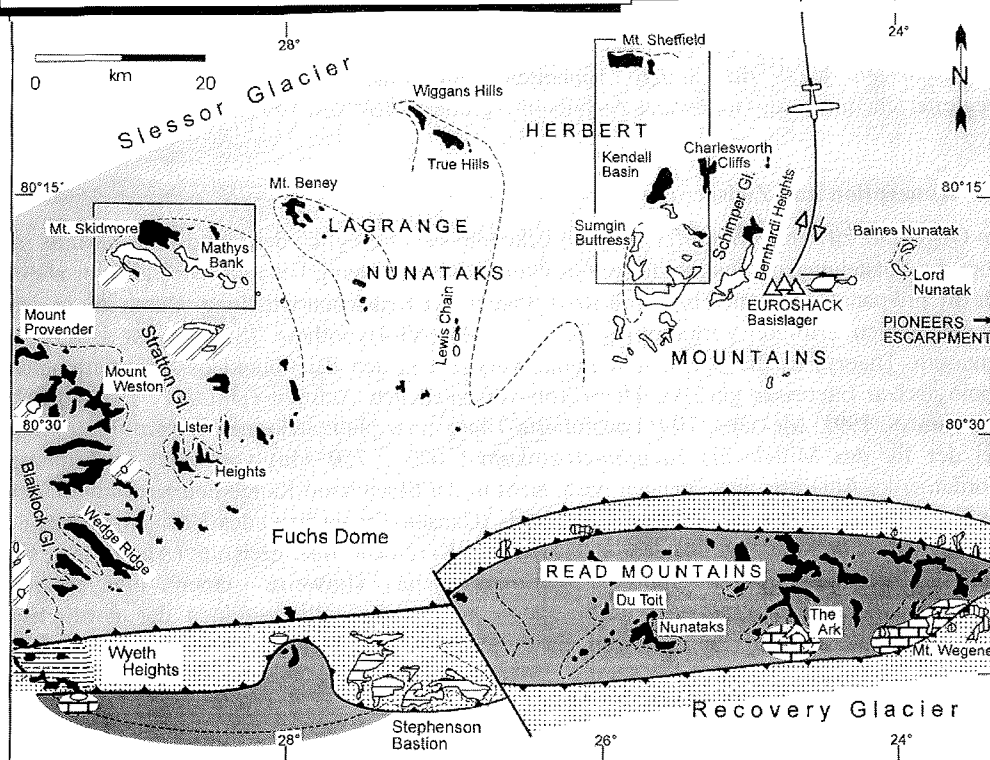
Das Basement ist sowohl durch Gneismigmatite als auch durch Metamorphite sedimentärer (Marmore, Quarzite, Glimmerschiefer) und magmatischer Abstammung (Amphibolite, Serpentinite) charakterisiert.

Die intensive mehrphasige Deformation der Gesteine wurde von einer amphibolit- bis granulitfaziellen Metamorphose und einer retrograden grünschieferfaziellen Überprägung begleitet. Eine klare Einordnung der Gesteine in eine infrakrustale Basement-Einheit (Stratton Group, SCHUBERT *et al.*, 1995) und ein Suprakrustal (Pioneers Group, ROLAND *et al.*, 1995b)

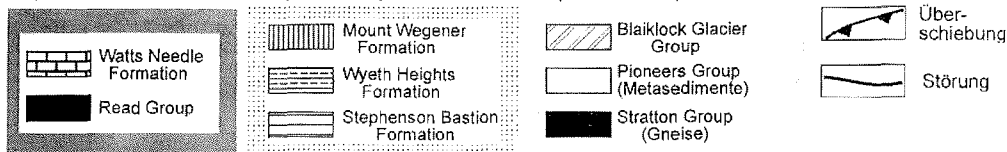
ist schwierig, da Beweise auf prädeformative Diskordanzen fehlen. Außerdem wird im Gelände eine solche Untergliederung durch die komplizierte Tektonik erschwert (vgl. Kap. 2).



**Abb. 1-4:** Geol. Übersichtskarte der zentralen Shackleton Range nach CLARKSON (1972), MARSH (1983a, 1984), BUGGISCH *et al.* (1994a), BUGGISCH & KLEIN-SCHMIDT (im Druck) und eigenen Arbeiten. Das Modell links verdeutlicht den strukturellen Bau zur Zeit der Ablagerung der post-orogenen Blaiklock Glacier Group im Ordovizium. Darunter ist stark vereinfacht das Prinzip der südgerichteten Ross-Deckenstapelung mit dem tektonischen Fenster der Read Mountains dargestellt (BUGGISCH *et al.*, 1994a). Eingerahmte Bereiche = Hauptarbeitsgebiete.



- (1) Ostantarktischer Kraton (Autochthon)
- (2) Mount Wegener Decke (Allochthon)
- (3) Nördlicher metamorpher Gürtel (Northern Belt)



Im Gegensatz zu den südlichen Bereichen der Shackleton Range herrschen über die Protolith-, Metamorphose- und Abkühlalter im Norden noch weitgehend Unklarheit. Eine Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone von  $2310 \pm 130$  Ma für einen migmatischen Gneis von Mathys Bank (PANKHURST *et al.*, 1983) spricht für erste Krustenformierung bereits im Altproterozoikum. Inwieweit krustengenetisch eine Verbindung zwischen nördlichem und südlichem Kristallin besteht, ist bislang unklar. Die Untersuchung der tektonometamorphen Entwicklung des nördlichen Kristallingürtels ist Schwerpunkt dieser Arbeit.

Die spät- und postorogene Phase der Ross-Entwicklung ist durch gravitativen Kollaps und Extension gekennzeichnet (KLEINSCHMIDT & BROMMER, im Druck). Mit Exhumierung und der Ablagerung der postorogenen Blaiklock Glacier Group im Ordovizium endet die orogene Entwicklung der Shackleton Range.

Die geologische Stellung eines Vorkommens ebenfalls postorogener mittelkambrischer Trilobitenschiefer (THOMSON, 1972; SOLOV'EV & GRIKUROV, 1978) nahe dem Mount Provender bleibt umstritten, da unklar ist, ob es sich um anstehendes Gestein oder um einen erratischen Block handelt.

Postkinematische Basaltgänge paläozoisch-mesozoischen Alters (SPAETH *et al.*, 1995) durchschlagen lokal die älteren Einheiten. Ihre Platznahme wird als unmittelbare Begleiterscheinung des Gondwana-Zerfalls interpretiert (HOTTON, 1995).

### 1.7 Konzeption und Zielsetzung

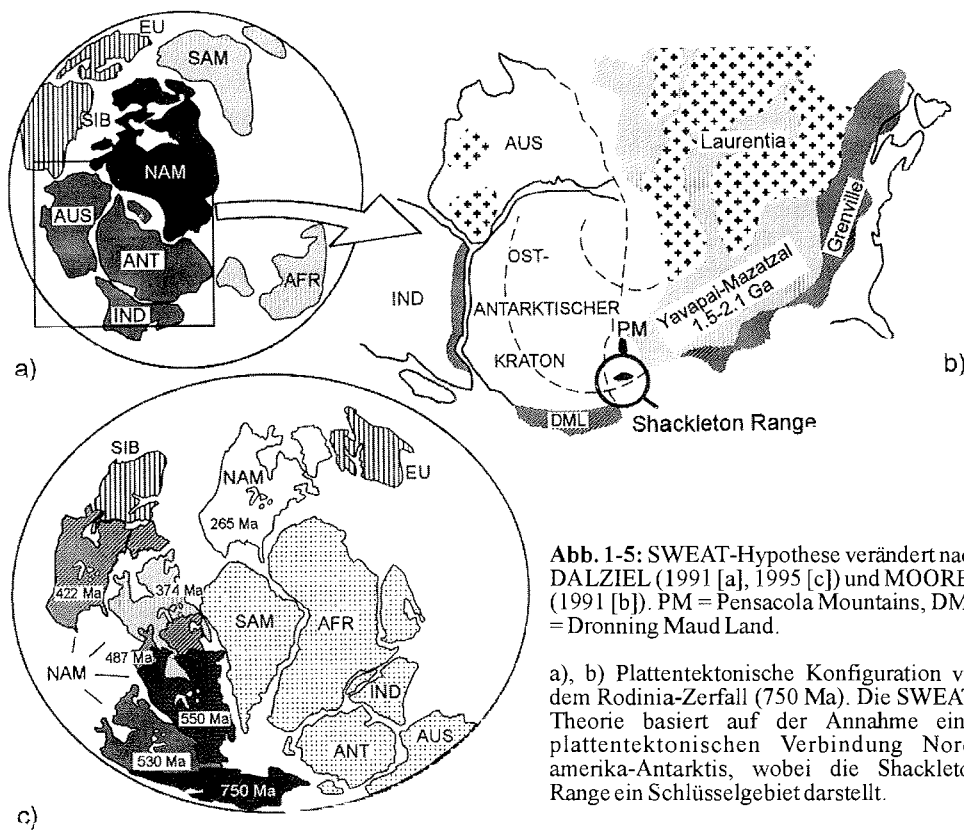
Im Gegensatz zu den recht umfangreichen Erkenntnissen bezüglich des Gondwana-Zerfalls ist über die Entstehungsgeschichte dieses Großkontinents nur wenig bekannt. Dies gilt vor allem für die prä-panafrikanischen bzw. prä-Ross Stadien der Krustenentwicklung. Durch die in den letzten Jahren erfolgte Verknüpfung mit der SWEAT-Hypothese (South-West U.S.-East Antarctic Theory) ist die Shackleton Range verstärkt in den Blickpunkt des internationalen geologischen Interesses gerückt. Diese von verschiedenen Autoren (DALZIEL, 1991, 1992; HOFFMANN, 1991; MOORES, 1991) postulierte These einer plattentektonischen Konfiguration, bei der für das Mittel- bis Jungproterozoikum (1000 - 750 Ma) von einer Verbindung Nordamerika-Antarktis ausgegangen wird, sieht in der Shackleton Range den Krustenteil, der als Fortsetzung des grenvillischen Faltegürtels (Canada-Texas) bzw. des Yavapai-Mazatzal-Gürtels Nordamerikas bis in den antarktischen Kontinent hineinreichte (Abb. 1-5a, b). Strukturelle, petrologische und geochronologische Hinweise einer gleichartigen Krustenentwicklung müßten sich insbesondere in den Kristallingesteinen der nördlichen Shackleton Range wiederfinden lassen, da die südliche Shackleton Range im wesentlichen durch das altpaläozoische Ross-Ereignis strukturell geprägt wurde (BUGGISCH *et al.*, 1990; KLEINSCHMIDT & BUGGISCH, 1994).

Vor dem Hintergrund der SWEAT-Hypothese und basierend auf den in der südlichen Shackleton Range bereits durchgeführten Untersuchungen sollen bezogen auf das nördliche Kristallin in der vorliegenden Arbeit folgende Fragestellungen behandelt werden:

- Welche strukturellen Elemente weisen die einzelnen Deformationsphasen auf, und wie läßt sich die polyphase tektonometamorphe Entwicklung der nördlichen Shackleton Range hinsichtlich Deformations- und Kristallisationsprozesse charakterisieren?



- Haben die tektonometamorphen Einheiten abweichende P-T-d-Pfade konserviert, und ist eine petrogenetische Untergliederung möglich?
- Sind in Bereichen geringer Verformung ältere Krustenteile mit reliktschen Deformationsgefügen erhalten, und gibt es Parallelen zu anderen Teilen der Antarktis (Dronning Maud Land, Central Transantarctic Mountains)?
- Welche Kinematik weisen die Scherzonen im Nordteil der Shackleton Range auf, und wie sind diese mit dem Deckenbau im Südteil zu korrelieren?
- Handelt es sich bei der nördlichen Shackleton Range um ein durch Kollision oder durch Subduktion geprägtes Segment des Ross-Orogens?
- Welches kinematisch-dynamisches Modell läßt sich belegen? Stellt der Nordrand der Shackleton Range einen überwiegend durch Transpression geprägten Teil des Ross-Orogens dar oder dominiert ein orthogonales Verformungsregime?



**Abb. 1-5:** SWEAT-Hypothese verändert nach DALZIEL (1991 [a], 1995 [c]) und MOORES (1991 [b]). PM = Pensacola Mountains, DML = Dronning Maud Land.

a), b) Plattentektonische Konfiguration vor dem Rodinia-Zerfall (750 Ma). Die SWEAT-Theorie basiert auf der Annahme einer plattentektonischen Verbindung Nordamerika-Antarktis, wobei die Shackleton Range ein Schlüsselgebiet darstellt.

c) Zerfall Rodinias ab 750 Ma: Entfernung Nordamerikas vom antarktischen Kontinent im Neoproterozo- und Paläozoikum. Erläuterung siehe Text.

Aufgrund des relativ kurzen zur Verfügung stehenden Zeitraums konzentrierte sich die Geländearbeit auf zwei repräsentative Vergleichsprofile im nordwestlichen Teil der Lagrange Nunataks (Mount Skidmore-Region) sowie in den nördlichen Herbert Mountains (Mount Sheffield, Kendall Basin, Charpentier Pyramid, Shaler Cliffs, Sumgin Buttress, Maclaren Monolith, Abb. 1-4). Um für den Nordrand der Shackleton Range hinsichtlich Gefügeentwicklung und Metamorphose regionale Unterschiede herausarbeiten zu können, liegen beide N-S-Profile so weit wie möglich auseinander und stellen mit ihrem Verlauf senkrecht zum tektonischen Streichen, Anschnitte etwa gleicher Raumlage dar. Ergänzend wurden isoliert liegende Aufschlüsse im Pioneers Escarpment (Meade Nunatak, Lord Nunatak) und in den zentralen Lagrange Nunataks (Lewis Chain, Wiggans Hills, True Hills) aufgenommen und beprobt.

Bereits während der geologischen Kartierung wurde besonders auf die Aufnahme geeigneter Schersinnindikatoren und die möglichen Beziehungen tektonometamorpher Ereignisse Wert gelegt. Während der Geländearbeit wurde Probenmaterial mit einem Gesamtgewicht von ca. 500 kg gewonnen. Zum Zweck der nachfolgenden Gefügeuntersuchungen wurden etwa zwei Drittel der insgesamt 300 Gesteinsproben orientiert entnommen.

In der vorliegenden Arbeit soll auf der Grundlage der Geländearbeiten und der Bearbeitung des Probenmaterials mittels strukturgeologischer, petrologischer und geochronologischer Arbeitsmethoden versucht werden, ein kinematisch-dynamisches Modell der tektonometamorphen Entwicklung der nördlichen Shackleton Range zu entwerfen. Die hierbei angewendeten Methoden werden im folgenden zu Beginn eines jeden Kapitels kurz erläutert. Konzeptionell liegen dabei die Schwerpunkte auf Gefügeuntersuchungen und petrogenetischen Fragestellungen. Hierzu wurden detaillierte Untersuchungen der Mikrogefüge (Textur, Gitterregelung) am Polarisationsmikroskop, z. T. mit Universal-Drehtisch, durchgeführt, die im wesentlichen Informationen zur Deformationsgeometrie, den wirksamen Deformationsmechanismen und zur Kinematik liefern sollen.

Die Abschätzung deformationsbegleitender Drucke und Temperaturen erfolgt mit Hilfe univarianter Phasengleichgewichte und konventioneller Geothermobarometrie auf der Grundlage der Mikrosondenanalytik.

Um die Deformations-/Kristallisations-Beziehungen in einen zeitlichen Rahmen einordnen zu können, bilden ergänzend zu den gefügekundlichen und petrologischen Arbeitsweisen Methoden der Isotopengeochronologie den dritten inhaltlichen Schwerpunkt dieser Dissertation.

## 2 MAKROGEFÜGE

In der nördlichen Shackleton Range ist es anhand von Makrogefügen und strukturellen Beziehungen im Gelände möglich, einzelne Deformationsereignisse und deren relative Altersabfolge zu bestimmen. Basierend auf den durchgeführten Feldbeobachtungen, Kartierungen und polarisationsmikroskopischen Untersuchungen soll im folgenden zunächst der tektonische Bau der Untersuchungsgebiete, die strukturelle Stellung der lithologischen Einheiten und ihre Makrogefüge herausgearbeitet werden. Unter der Berücksichtigung neuer geochronologischer Daten wird wegen der intensiven tektonischen Verschuppung und Verfaltung der Lithologien erst in Kapitel 7 versucht, tektonometamorphe Einheiten auf Grundlage ihrer voneinander abweichenden Petrogenese und strukturellen Entwicklung zu benennen.

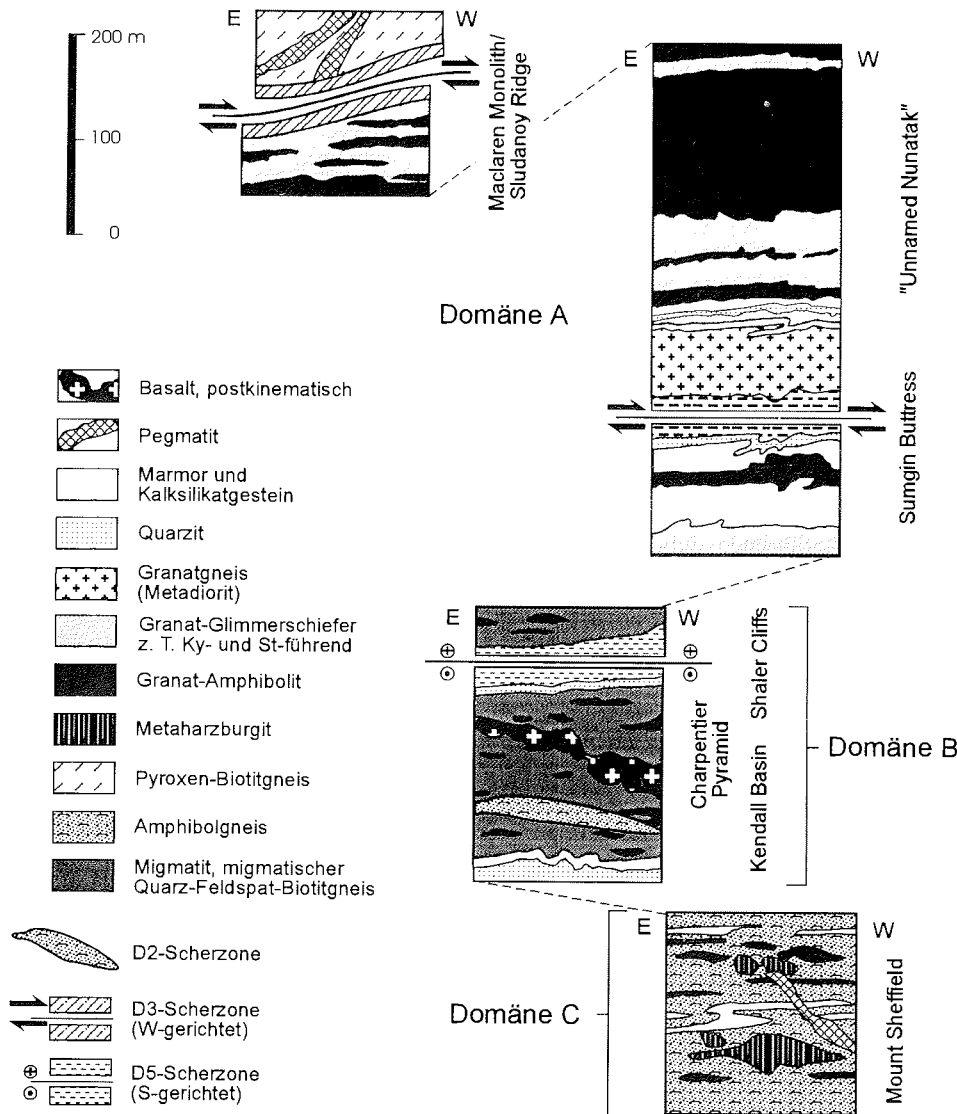
Das petrographische Spektrum der im wesentlichen amphibolitfaziell geprägten Metamorphite des nördlichen Gürtels der Shackleton Range umfaßt in den Herbert Mountains, am Mount Sheffield, dem Pioneers Escarpment und in den nordwestlichen Lagrange Nunataks überwiegend Gesteine mit basischem (Amphibolite, Granat-Amphibolite) und psammopelitischem bis pelitischem Chemismus. Bei letzteren handelt es sich um Gneismigmatite sowie  $Al_2SiO_5$ -führende Schiefer mit sehr variablen Mineralbeständen, zumeist Granat-Stauroolith-Disthen-Glimmerschiefer oder Granat-Stauroolith-Cordierit-Biotitgneise. Untergeordnet treten Quarzite, Metakarbonate (Marmore, Kalksilikatgesteine), Meta-Ultrabasite und basische Granulite (Pyroxen-Biotitgneise) auf.

### 2.1 Strukturelle Einheiten

Eine petrogenetische Untergliederung des Kristallins der nördlichen Shackleton Range fehlte bislang. Versuche verschiedener Autoren anhand eindeutiger Klassifikationsmerkmale eine Untergliederung vorzunehmen, scheiterten bisher zu einem an fehlenden geochronologischen Daten, zum anderen an den bisher unzureichenden Kenntnissen über die P-T-d-Entwicklung. So wurden im Gelände lokal verwendete Gesteinsbezeichnungen oftmals in benachbarte Gebiete extrapoliert (CLARKSON, 1982a, b; HOFMANN, 1982; HOFMANN & PAECH, 1983; MARSH, 1983a, b, 1984). Zudem sind die meisten Untergliederungen durch einen mehr oder weniger strengen lithostratigraphischen Ansatz geprägt. Den Arbeiten von ROLAND *et al.* (1995b), SCHUBERT *et al.* (1995) und TALARICO *et al.* (im Druck) folgend läßt sich das Kristallin der nördlichen Shackleton Range in drei Einheiten gliedern:

1. Stratton Group
2. Pioneers Group
3. Ophiolith-Komplex

Die infrakrustale Stratton Group (SCHUBERT *et al.*, 1995) umfaßt hochmetamorphe Gneismigmatite, Quarz-Feldspat-Biotitgneise und Intrusivgesteine. Sie entspricht dem unteren Teil des Shackleton Metamorphic Complex nach CLARKSON (1982a) bzw. dem Provender Komplex *sensu* HOFMANN (1982). Die von HOFMANN & PAECH (1983) als Charpentier Serie bezeichneten Gneise sind ebenfalls der Stratton Group zuzurechnen. Neben Stratton Group wird der Begriff Haskard Group von TESSENHORN & THOMSON (1990) und BRAUN (in Vorber.) synonym verwendet.



↑ **Abb. 2-1:** Schematischer tektonostratigraphischer Schnitt durch die Herbert Mountains. Das Säulenprofil entspricht in etwa einem Nord-Süd-Schnitt vom Mount Sheffield im Norden zum unbenannten Nunatak („Unnamed Nunatak“) südlich des Sumgin Buttress. Während die Bereiche der nördlichen Herbert Mountains (Kendall Basin, Charpentier Pyramid) und der Mount Sheffield von Gneismigmatiten und mylonitischen Amphibolgneisen dominiert werden (Domäne B + C, Stratton Group), sind in den zentralen Herbert Mountains Metabasite und Metapelite (Domäne A, Pioneers Group) vorherrschend. Abgetrennt durch eine D3-Scherzone bildet ein basischer Granulit (Pyroxen-Biotitgneis) am Maclaren Monolith und Sludanoy Ridge das strukturelle Hangende der Abfolge.

Demgegenüber umfaßt die suprakrustale Pioneers Group (ROLAND *et al.*, 1995b) hochgradig metamorphe Sedimentgesteine (Metapelite, Metakarbonate, Kalksilikate, Quarzite) und Metabasite (Amphibolite, Granat-Amphibolite). Nach neuen Untersuchungen von TALARICO *et al.* (im Druck) werden die Metagabbros und ultrabasischen Gesteine der östlichen Herbert Mountains als eine dritte eigenständige Einheit einem Ophiolith-Komplex zugerechnet. Diese Vorkommen sind, soweit bisher bekannt, auf die Bernhardt Heights (TALARICO *et al.*, im Druck) und den Mount Sheffield (BROMMER & HENJES-KUNST, im Druck) beschränkt. Insbesondere die Stratton-Gneise und die Pioneers-Metasedimente sind tektonisch eng miteinander verzahnt. Es ist daher kaum möglich, die ursprünglichen strukturellen Beziehungen zwischen den drei Einheiten vor der Ross-Orogenese zu rekonstruieren.

Als Folge ihrer multiphasen Deformationsgeschichte sind zwar die einzelnen Gesteinstypen regional heterogen verteilt, es lassen sich aber im Untersuchungsgebiet im Hinblick auf den strukturellen Bau und die dominierende Lithologie drei unterschiedliche Homogenbereiche (Domänen A - C) unterscheiden (Abb. 2-1):

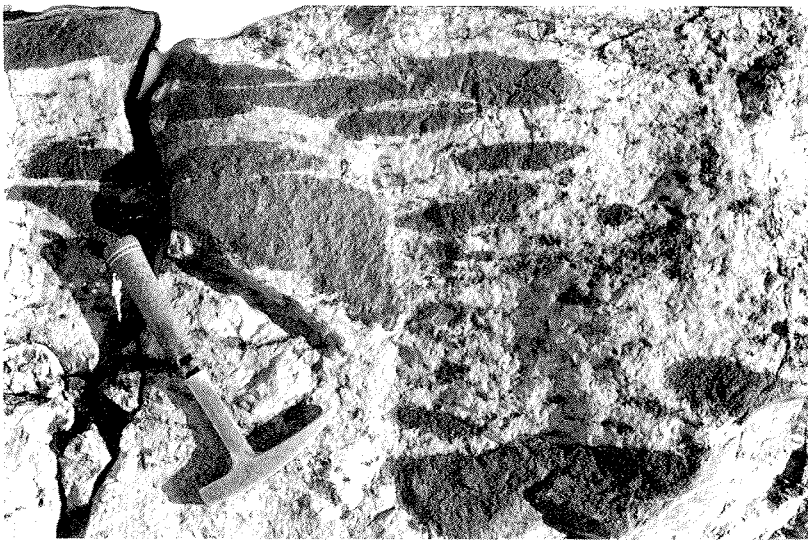
- *Domäne A* umfaßt die zentralen bis südlichen Herbert Mountains (Venetz Peak-Massiv, Maclaren Monolith, Bergrücken N' Maclaren Monolith (sog. Sludanoy Ridge), Sumgin Buttress, unbenannter Bergrücken S' Sumgin Buttress, S' Shaler Cliffs), einzelne Bereiche der Region um den Mount Skidmore (S' Mount Etchells, Mount Skidmore, N' Mount „E“), die beiden südlichen Nunatakker der Lewis Chain und die beiden beprobten Nunatakker im Pioneers Escarpment (Meade Nunatak, Lord Nunatak). Lithologisch dominiert werden diese Areale durch eine Serie von bis zu 400 m mächtigen Amphiboliten bzw. Granat-Amphiboliten, in die bis zu mehrere Meter mächtige, äußerst Al-reiche Metapelite (Muskovit-Quarzschiefer, Granat-Disthen-Zweiglimmerschiefer, Staurolith-Sillimanit-Zweiglimmerschiefer, Granat-Disthen-Sillimanit-Staurolith-Cordierit-Biotitgneise) eingeschaltet sind. Untergeordnet treten Quarzite, Tremolit-Marmore und diopsidführende Kalksilikate auf. Gneise und Migmatite sind selten. Daneben ist auf der Nordseite des Sumgin Buttress ein schwach deformierter, ca. 40 m mächtiger granatführender Hornblende-Metadiorit aufgeschlossen. Er ist dort in pelitische Gesteine eingeschert. Das strukturelle Hangende der gesamten Folge bildet ein Pyroxen-Biotitgneis, der als tektonische Klippe durch eine Scherzone vom Liegenden abgetrennt ist. Der basische Granulit ist nur auf den Gipfeln des Maclaren Monolith und des Sludanoy Ridge aufgeschlossen (Abb. 2-1).

- *Domäne B* wird von monotonen migmatischen Quarz-Feldspatgneisen aufgebaut. Boudins aus massigen, syn- bis postmigmatisch intrudierten Basiten (Granat-Amphibolite) sowie eingeschuppte Augengneise sind in den Gneiskomplex eingeschaltet. Lokal vorkommende Amphibolgneise (Blastomylonite) sind als mylonitische Derivate der Migmatite ebenfalls häufig. Die im Vergleich zu diesen nur untergeordnet auftretenden Quarzite, Metakarbonate und Kalksilikatgesteine sind in ihrer mineralogischen Zusammensetzung mit denen der Domäne A vergleichbar.

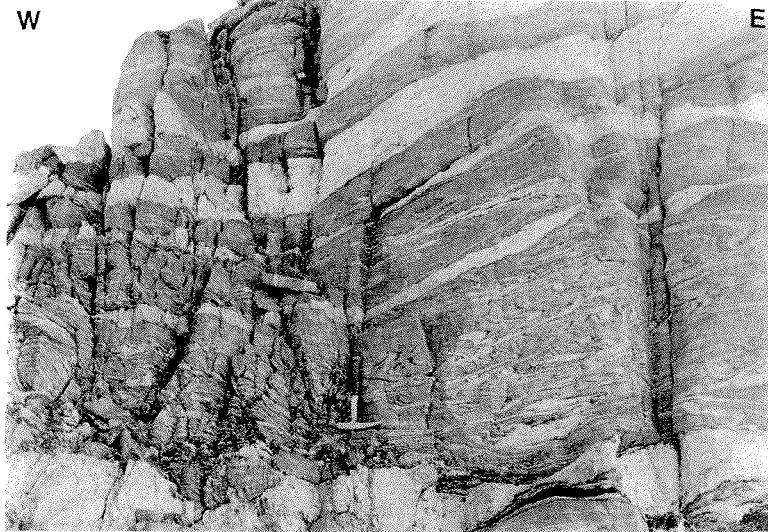
Typische Gneisareale sind die nördlichen Herbert Mountains (Charlesworth Cliffs, Kendall Basin, Charpentier Pyramid und N' Shaler Cliffs) sowie Bereiche der Lagrange Nunataks, wie die beiden nördlichen Nunatakker der Lewis Chain, Mathys Bank, Mount Etchells und der Gipfelbereich des Mount „E“. Die Gneise enthalten in einigen Bereichen migmatische D1-Reliktgefüge, welche relativ unregelmäßig über den Gesteinsverband verteilt sind. D1 zeigt das gesamte, eine partielle Schmelzbildung begleitende Gefügeinventar, wie Schollengefüge, Schlieren, Netzgefüge und Agmatite (Abb. 2-2). Nebulitische Texturen sind hingegen seltener

zu beobachten. In ihrer Zusammensetzung sind die Migmatite relativ homogen. Es handelt sich um überwiegend stromatische, leuko- bis mesokrate Quarz-Feldspatgneise, die in den restitischen Melanosomen Biotit, seltener Biotit und Amphibol führen. Bevorzugt in den Melanosomen sind die sich unter dem Einfluß der Schmelze entwickelnden hochplastischen D1-Reliktgefüge, wie z. B. disharmonische Fließfalten, erhalten (Abb. 2-3). Die anatektischen Schmelzen kristallisieren zu mittel- bis grobkörnigen, deutlich abgesetzten Leukosomen mit pegmatoider oder granitoider Zusammensetzung (Abb. 2-4). Sie bestehen aus grobem Kalifeldspat und Plagioklas ( $\varnothing \sim 5$  cm), almandinreichem Granat sowie grobkörnigem Quarz. Die Migration der partiellen Schmelze erfolgt meist in senkrechten Kanälen (Abb. 2-5), die anschließende Kulmination als Neosom in sill-artigen, bis zu 2 m mächtigen Lagen (Abb. 2-3). Lokal werden die Migmatite von jüngeren D2-Hochtemperatur-Scherzonen durchzogen, die aus einem charakteristischen amphibolführenden Gneis mit blastomylonitischem Gefüge bestehen.

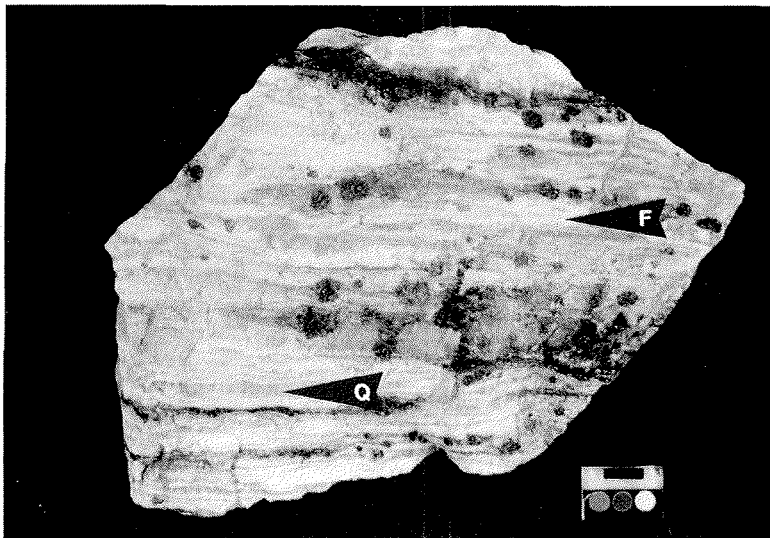
- *Domäne C* ist auf den Nordrand der Shackleton Range (Mount Sheffield, True Hills, Wiggans Hills) beschränkt, wo migmatische Gneise und deren mylonitischen Derivate (Abb. 2-6), Amphibolite, Metakarbonate und Quarzitschiefer miteinander verfaltet sind. Die amphibolführenden D2-Gneismylonite machen am Mount Sheffield ca. 40 - 50 % des Gesamtgesteinsvolumens aus. Aufgrund der intensiven Verfaltung läßt sich innerhalb der Domäne C eine systematische Verteilung einzelner Lithologien nicht mehr nachvollziehen. Bislang unbekanntes Vorkommen ultrabasischer Metaharzburgite am Mount Sheffield sind als ein weiteres charakteristisches Merkmal der Domäne C besonders hervorzuheben.



↑ **Abb. 2-2:** Mafische Enklaven in einem agmatitischen Leukosom (Mathys Bank, nordwestliche Lagrange Nunataks). Hammer ist 32 cm lang.



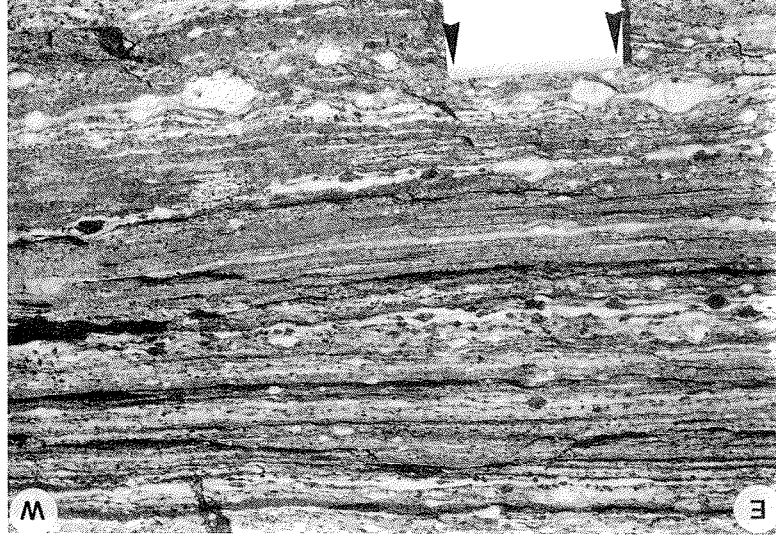
↑ **Abb. 2-3:** Migmatischer Quarz-Feldspat-Orthogneis (Mathys Gneis) zeigt die umfangreiche Mobilisierung anatektischer Schmelze. In den dunklen, von Paläosomen dominierten Lagen sind die sich unter dem Einfluß der Schmelze entwickelnden hochplastischen D1-Gefüge, hier disharmonische Fließfalten, zu erkennen. Die Kulmination der partiellen Schmelze als Neosome erfolgte in den sill-artigen Lagen (nördlicher Teil des Bergrückens westlich von Mathys Bank, Lagrange Nunataks). Hammer ist 32 cm lang.



↑ **Abb. 2-4:** Handstück des Gneissmigmatits aus Abb. 2-3. Die im Gelände bis zu 2 m mächtigen stromatischen Leukosomlagen bestehen aus alternierenden, 1 - 2 cm breiten Quarz-(Q) bzw. Feldspatschlieren (F). Daneben tritt in den Quarz-Lagen almandinreicher Granat auf (N<sup>o</sup> Bergrückens zwischen Mathys Bank und Mount Skidmore). Maßstabsbalken = 1 cm.



↓ Abb. 2-5: Segregation von Biotit-Aggregaten an den Rändern eines Leukosomanges (Pfeile). Die anatektischen Schmelzen kristallisierten zu grobkörnigen Neosomen mit granitoider Zusammensetzung (Mathys Bank, nordwestliche Lagrange Nunataks). Hammer ist 32 cm lang.



↓ Abb. 2-6: Amphibolführender Blastomylonit. Der abgebildete blastomylonitische Amphibolitigneis läßt sich aus D2-mylonitisierten Migmatiten ableiten. Sie enthalten charakteristische Amphibol- (dunkel) und Plagioklas-Porphyrklasten (hell), die D3/D4-überprägt und dadurch foliationsparallel eingeregelt wurden (Nordhang Mount Sheffield). Kante (siehe Markierungen) des Kompabdeckels ist 7 cm lang.



## 2.2 Gefügeinventar

Die Abfolge und Benennung der einzelnen Deformationsereignisse mit D1, D2, D3, ... usw. erfolgt in Anlehnung an die übliche Standardterminologie. Es ist in diesem Zusammenhang zu berücksichtigen, daß es hierbei zunächst keine Rolle spielt, in welchem absoluten Zeitrahmen sich der Deformationsakt ereignete.

Bei den Metamorphiten der nördlichen Shackleton Range handelt es sich um LS-Tektonite, bei denen eine jüngere Faltung zur teilweisen Neuorientierung der bestehenden Planar- und Lineargefüge geführt hat. Dabei ist die Verformung deutlich inhomogen, d. h. reliktsche D1- und D2-Strukturen sind nur in Bereichen geringer D3- bis D5-Verformung erhalten.

### 2.2.1 Planargefüge

Eine primäre sedimentäre Schichtung ( $S_0$ ) läßt sich in den untersuchten Gesteinen nicht beobachten. Von MARSH (1984) wurden am Mount „E“ und von TALARICO *et al.* (im Druck) wurden in den Bernhardt Heights schräggeschichtete Quarzite beschrieben, die jedoch die bislang einzigen Hinweise auf mögliche sedimentäre Gefüge darstellen.

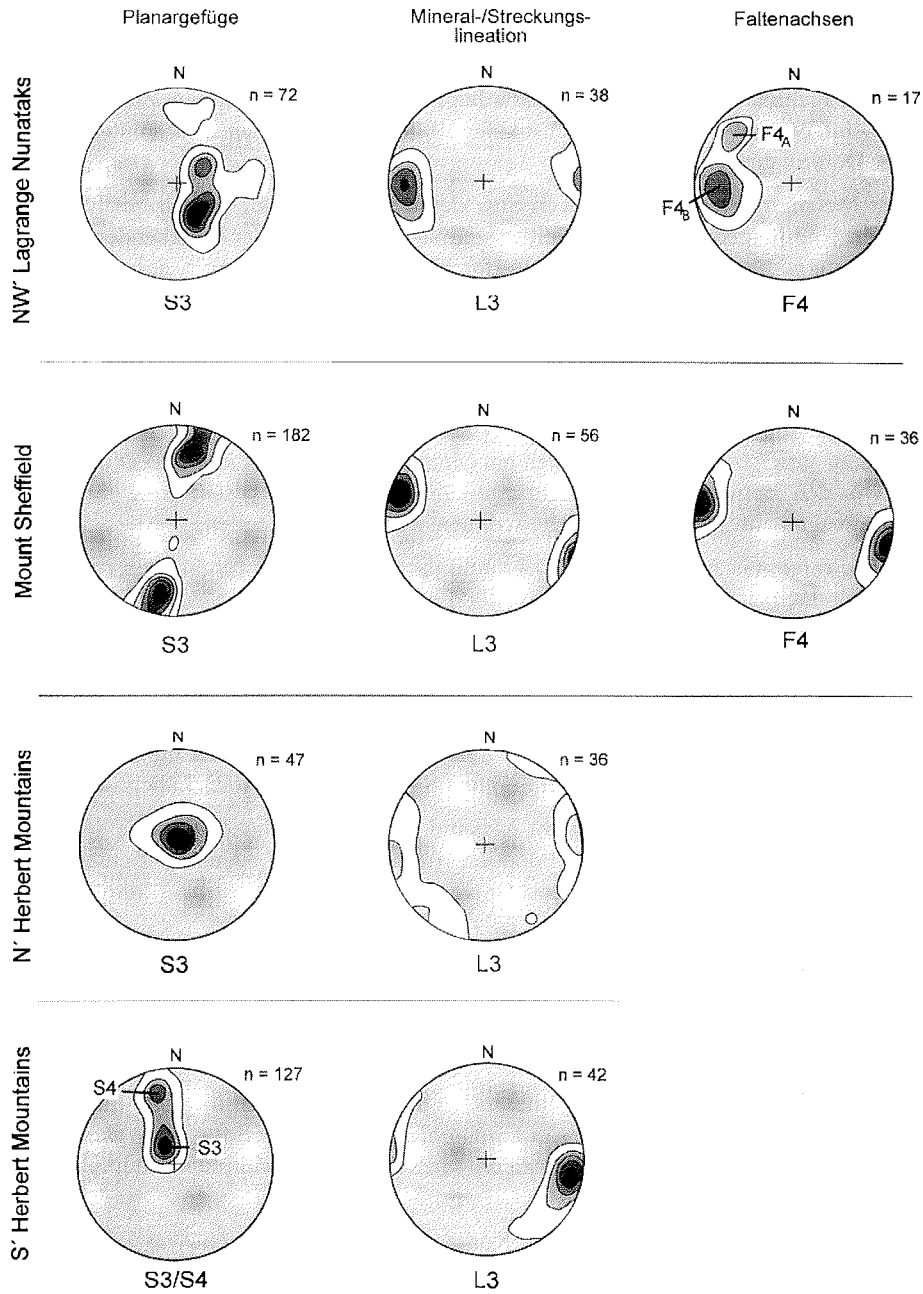
Eine frühe migmatische Foliation (S1) ist reliktsch in den Gneismigmatiten der nördlichen Herbert Mountains und in Gneisarealen der Lagrange Nunataks erhalten (Domäne B). In Verbindung mit einer intensiven Faltung um mehrere Achsen (*superimposed folding*, F1) ist der D1-Strain dabei oftmals in lokal angelegten, hochduktilen Scherzonen konzentriert. Die Raumlage solcher Zonen hoher Verformungsintensität läßt aber keine regionale Vorzugsorientierung erkennen und ist wahrscheinlich auf kleinräumige Strainheterogenitäten zurückzuführen. Die Migmatite sind post-migmatisch foliiert, wobei S1 durch die Anlage der jüngeren Planargefüge S2 (lokal-penetrativ) und S3 (regional-penetrativ) überprägt wird.

Als dominantes Makrogefüge zeigen die Metamorphite der nördlichen Shackleton Range eine überwiegend flach einfallende S3-Foliation (metamorpher Lagenbau, Schieferung) mit assoziiertem Mineral- oder Streckungslinear (L3).

S3 fällt im westlichen Untersuchungsgebiet der nordwestlichen Lagrange Nunataks mit  $\sim 35^\circ$  nach WSW bis NW, in den zentralen Herbert Mountains im Durchschnitt flacher nach E bis SSE ein (Abb. 2-7). In den nördlichen Herbert Mountains liegt die Hauptfoliation (S3) subhorizontal. In Bereichen geringer Verformung sind ebenfalls die älteren Deformationsgefüge (S1, S2) von D3 betroffen.

Helle Marmore und Kalksilikatgesteine bilden einen deutlichen metamorphen Lagenbau. Innerhalb der Marmore sind Diopsid-Amphibol-Aggregate in Form von *chocolat-tablets* boudiniert. Sie bilden oftmals die einzigen Marker des metamorphen Hauptplanargefüges (S3).

Intrafolial-Boudinage tritt nur bei hohen Kompetenzkontrasten (TALBOT & SOKOUTIS, 1992) auf. Bei großen rheologischen Kontrasten, insbesondere zwischen amphibolitischen Lagen und Marmor, ist die S3-Foliation besonders deutlich und als diskreter Materialwechsel makroskopisch bis in den mm-Bereich verfolgbar. Die oft extrem ausgedünnten Faltenschenkel zugehöriger isoklinaler F3-Falten sind im Gelände aufgrund der vollständig penetrativen Scherung des Gesteins (Abb. 2-8) nur selten zu beobachten.



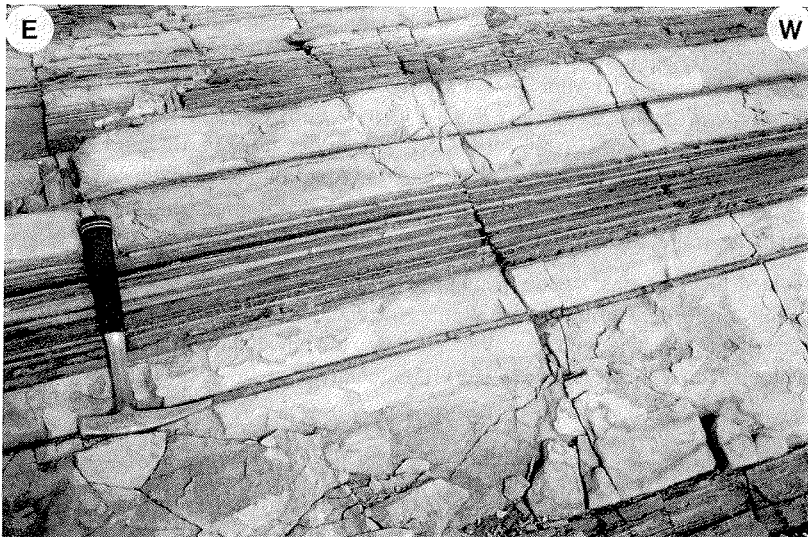
↑ **Abb. 2-7:** Dominante D3/D4-Makrogefüge (Planargefüge, Lineationen, Faltenachsen) der nördlichen Shackleton Range. Polpunktdarstellung im Schmidt'schen Netz (stereographische Projektion, untere Halbkugel); Konturen: 1, 5, 10, ... % pro 1 % der Halbkugeloberfläche.

Metapelite sind wesentlich straffer foliiert. Die unterschiedlichen Foliationen sind dabei überwiegend als Schieferung mit bevorzugt orientierten, grobschuppigen Phyllosilikaten angelegt. In Metapeliten treten folgende Planargefüge auf:

- Internfoliationen ( $S_i$ ) in Mineralen gepanzert (Granat, Plagioklas, Disthen und Staurolith; vgl. Kap. 3)
- penetrativer Lagenbau bzw. Hauptschieferung ( $S_3$ )
- lokal entwickelte Achsenflächenschieferung von F4-Falten ( $S_4$ )
- junge Scherbandgefüge ( $S_5, S_5' \dots$  usw.)

In Metapeliten wird  $S_3$  meist durch einen Wechsel von biotit-muskovitreichen und quarz-feldspatreichen Lagen gebildet oder ist als Schieferung entwickelt, wobei Glimmer in die Foliation eingeregelt sind. Metamorpher Lagenbau und Schieferung liegen parallel. Darüberhinaus trägt der im Druckschatten seiner Altkörner rekristallisierte Plagioklas, wie auch gestreckte Zeilenquarze zum Aufbau des Hauptplanargefüges bei (vgl. Kap. 3).

In den Migmatiten ist das  $S_3$ -Planargefüge wesentlich undeutlicher. Melanokrate biotit-amphibolreiche Lagen alternieren hier mit Quarz-Feldspat-Lagen. Mehrere Meter mächtige Leukosome sind ebenfalls überwiegend foliationsparallel orientiert (Abb. 2-3). In den Amphiboliten bilden alternierende amphibol- bzw. plagioklasreiche Lagen die  $S_3$ -Foliation ab.



↑ **Abb. 2-8:** Die dominante  $S_3$ -Foliation wird am Lord Nunatak (Pioneers Escarpment) durch einen Materialwechsel von hellen Marmoren und dunklen amphibolitischen Lagen gebildet. Die Faltenscheitel sind stark unterdrückt.

Durch die nachfolgende Verfallung (F4) ist die S3-Foliation gegenüber den nördlichen Herbert Mountains, insbesondere in Richtung auf den Nordrand der Shackleton Range (Mount Sheffield, Wiggans Hills, True Hills), versteilt und fällt am Mount Sheffield entsprechend den Faltschenkeln nach S bis SSW bzw. nach N bis NNE ein. Die Faltung wird von der Anlage einer steilen Faltenachsenebenschieferung (S4) begleitet, die im Gelände aber wesentlich undeutlicher als S3 entwickelt ist. Nur in den sehr glimmerreichen Metapeliten der zentralen Herbert Mountains (Bonney Bowl) ist S4 als steile Runzelschieferung deutlicher ausgeprägt (Abb. 2-7).

Insbesondere glimmerreiche Metapelite werden bevorzugt von jüngeren S5-Scherflächen/-bändern (S5<sub>A</sub>, S5<sub>B</sub>, ... usw.) durchzogen, in deren Deformationsebenen die älteren Gefügebildner teilweise einrotieren (vgl. Kap. 3).

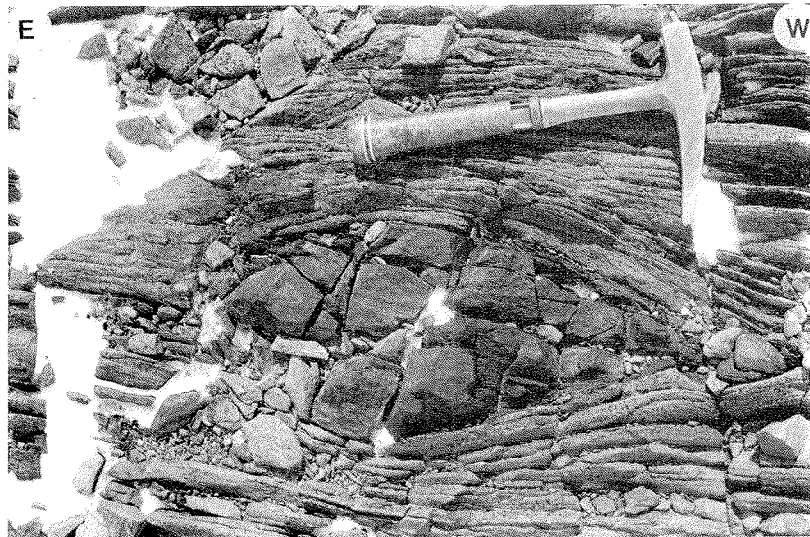
### 2.2.2 Lineargefüge

Im Untersuchungsgebiet treten zwei unterschiedliche Lineationstypen (L3, L4) auf, deren Unterscheidung im Gelände wegen ihrer ähnlichen Orientierung teilweise schwierig sein kann. Auf den dominanten S3-Flächen ist ein penetratives Linear (L3) entwickelt. Es ist zum einen als Minerallineation aus geregeltem Biotit und stengeligem Amphibol, zum anderen als Streckungslineation formgeregelter Quarz-Feldspat-Aggregate ausgebildet. Aufgrund des höheren Anteils wirtelig-anisotroper Minerale (Amphibole) ist L3 in Amphiboliten vergleichsweise besser als in Metapeliten entwickelt. Außerdem tritt in den Basiten eine Minerallineation bevorzugt auch deshalb auf, weil der meist schwach formgeregelte Plagioklas aufgrund der Temperung des Gefüges meist polygonisiert und deshalb am Aufbau des Linears nur untergeordnet beteiligt ist (vgl. Kap. 3). Diskordante Basitkörper werden meist lineationsparallel boudiniert (Abb. 2-9). Parallel zu L3 sind in den Gneismigmatiten teilweise Köcherfalten (*sheath folds*, COBBOLD & QUINQUIS, 1980) entwickelt. L3 fällt in den Herbert Mountains flach nach E bis SE (090 - 140/05 - 25), in den nordwestlichen Lagrange Nunataks in Abhängigkeit von der jüngeren Überfaltung flach bis mittelsteil nach Westen (270/15) ein (Abb. 2-7). Am Mount Sheffield ist die Lineation E-W orientiert und liegt  $\pm$  horizontal. L3 verläuft dort subparallel zu den Achsen der jüngeren F4-Faltung.

Im Unterschied dazu ist das zweite Linear (L4) undeutlicher. Das zwischen der dominanten Foliation S3 und der jüngeren Faltenachsenebenschieferung (S4) entwickelte L4-Schnittlinear liegt überwiegend parallel zu L3. In phyllosilikatreichen Gesteinen ist L4 überwiegend als Runzellular (Bonney Bowl) abgebildet.

### 2.2.3 Faltentektonik

Der älteste in den Gneismigmatiten zu beobachtende Deformationsakt (D1) erfolgte während des thermischen Höhepunkts der Migmatisierung. Reliktische F1-Falten der Gneismigmatite zeigen durch partielle Schmelzbildung kontrollierte monokline Geometrien, die aus einem synchronen *superimposed folding* um mehrere Faltenachsen (F1<sub>A</sub>-F1<sub>X</sub>) abgeleitet werden können, wobei in Anschnitten insbesondere *dome-and-basin*-Muster und *covergent-divergent interference*-Muster (RAMSAY & HUBER, 1987) auftreten. Oft sind wurzellose Intrafolialfalten zu beobachten (Abb. 2-10a). F1-Falten lassen keine großräumige kinematische Interpretation zu.



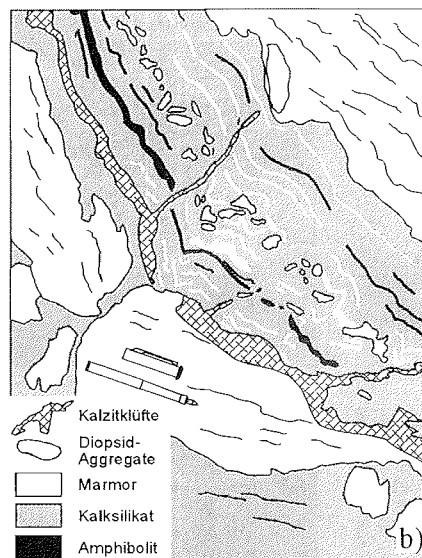
a)

**Abb. 2-9: Boudinage:**

↑ a) Parallel zur Lineation (L3) boudinierter Metabasit. Boudinage tritt nur bei hohen Kompetenzkontrasten, in diesem Fall zwischen einem Amphibolgneis und einem kompetenteren Granat-Amphibolit, parallel zur E-W-Streckungsrichtung auf (Mount Sheffield).

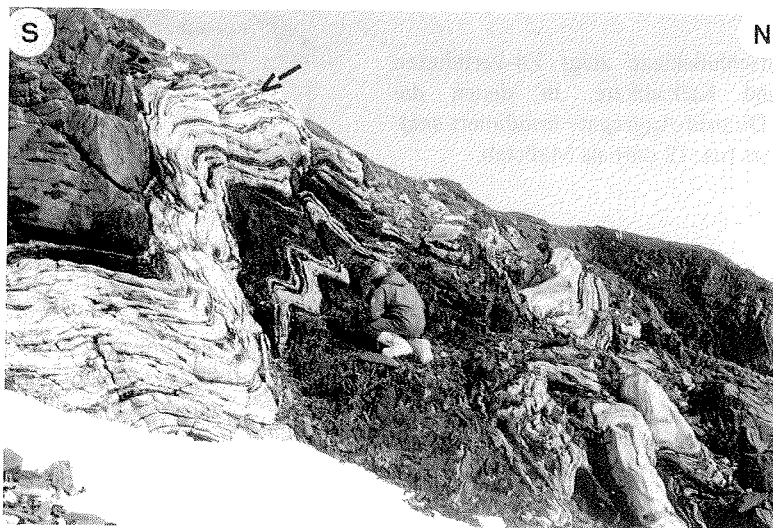
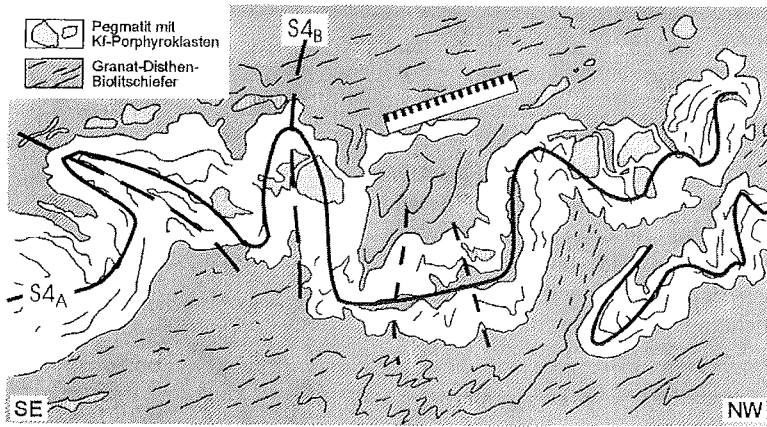
→

b) Die Aufschlußskizze zeigt F4-verfalteten Marmor und Kalksilikate, in denen die enthaltenen Diopsid-Aggregate boudiniert sind. Füllfederhalter (ca. 12 cm) als Maßstab.



b)

F3-Isoklinalfalten sind im gesamten Untersuchungsgebiet selten. Dieses hat seine Ursache in dem regional durchgreifend angelegten Planargefüge, das zu einer starken Unterdrückung der Faltenscheitel und Faltenkurzschenkel führt. Die Anlage der S3-Foliation durch isoklinale Faltung läßt sich am Lord Nunatak belegen, wo die extrem langen F3-Faltenschenkel 10 m Länge erreichen, während die Umbiegung im Faltenscharnier innerhalb weniger Zentimeter erfolgt. Alternierende Kalksilikat-Marmorlagen erhalten dadurch meist ein feinlaminiertes Aussehen (Abb. 2-8).



←

**Abb. 2-10:** Faltenstrukturen: **a)** Heterogene D1-Deformation unter dem Einfluß partieller Schmelzbildung. Der foliierte Quarz-Feldspat-Migmatit zeigt Intrafolialfalten. Die wurzellose Falte besteht aus rigiden Amphibol-Aggregaten (Mathys Bank, nordwestliche Lagrange Nunataks). Hammer ist 32 cm lang. **b)** Zweiphasige Faltung eines Augengneis mit großen Feldspatporphyroklasten. Der diskordant zur S3-Foliation intrudierte pegmatoide Gang wurde isoklinal verfaltet ( $F4_A$ ) und nachfolgend krenuliert ( $F4_B$ ). Die Spuren der resultierenden Achsenebenenschieferungen sind als durchgezogene Linie =  $S4_A$  bzw. gestrichelte Linie =  $S4_B$  eingezeichnet (nördlicher Bergrücken zwischen Mathys Bank und dem Mount Skidmore, nordwestliche Lagrange Nunataks). Maßstabslineal ist 30 cm lang. **c)** Südvergente F4-Falten in hochplastischem Diopsid-Marmor (weiß) und blastomylonitischem Amphibolgneis (dunkel) an der Nordseite des Mount Sheffield. Die dominante S3-Foliation wird durch D4 zweiphasig verfaltet ( $F4_A$  = Pfeil). Anschnitt verläuft senkrecht zu den Faltenachsen.

Am Mount Sheffield wird die dominante S3-Foliation homoaxial verfaltet. Die Anlage der dominanten F4-Falten erfolgte zweiphasig, wobei die älteren  $F4_A$ -Falten  $\pm$  isoklinal sind (Abb. 2-10b, c). Die überregionale, enge bis offene aufrechte Überfaltung ( $F4_B$ ) im 100er m- bis km-Maßstab ist weitspanniger und erzeugt auf ihren Faltenscheiteln die im Gelände überwiegend eingemessenen Parasitär-falten. Augengneise und diskordante Basitkörper werden mitverfaltet und dabei z. T. boudiniert.

Deformierte, diskordant zu S3 intrudierte pegmatoide Orthogneise bieten einen weiteren Indikator für den zweiphasigen Ablauf der Faltung (Abb. 2-10b). Die Achsen beider Falten-generationen liegen spitzwinklig zueinander. Nur am nördlichen Rücken der Mathys Bank ist der Winkel zwischen beiden Achsen so groß (ca. 30 °), daß sich beide Falten-generationen im Schmidt'schen Netz voneinander separieren lassen (Abb. 2-13). Die Anlage beider Falten-generationen wird als einaktiger, progressiv verlaufender Verformungsprozeß interpretiert, zumal sich auch keine Hinweise auf abweichende Metamorphosebedingungen beobachten lassen (vgl. Kap. 5).

F4-Falten zeigen generell eine Zunahme der Faltungsintensität und eine Abnahme der Amplituden zum Nordrand der Shackleton Range hin. Migmatite werden, insbesondere am Mount Sheffield, an den Wiggans/True Hills und den nordwestlichen Lagrange Nunataks in die Faltung miteinbezogen (Abb. 2-11). Die Gneisareale der nördlichen Herbert Mountains sind hingegen weitgehend von der Faltung verschont. Durch die teilweise gute Erhaltung der D1-Reliktgefüge ist davon auszugehen, daß die Akkomodierung der D4-Verformung innerhalb spezifischer Lithologien (Metakarbonate) sowie entlang lithologischer Grenzen erfolgte (FLETCHER, 1995). Die zur Faltung gehörende S4-Achsen-ebenenschieferung ist bei großer Faltungsintensität (Mount Sheffield) deutlicher entwickelt.

## 2.3 Struktureller Bau der speziellen Teilgebiete

### 2.3.1 Herbert Mountains

Die monotonen Gneismigmatite und Amphibolite der Charlesworth Cliffs, des Kendall Basin, der Charpentier Pyramid und der nördlichen Shaler Cliffs zeigen Gefüge, die in gleicher Art

und Abfolge entwickelt sind. Der metamorphe Lagenbau der Hauptfoliation (S3) ist subhorizontal orientiert oder fällt überwiegend flach nach E ein (Abb. 2-7). Das assoziierte Mineral- bzw. Streckungslinear (L3) pendelt um E-W-streichende Achsen und fällt ebenfalls sehr flach nach W bzw. E ein. Jüngere Faltenstrukturen sind nur selten zu beobachten.

Nach Süden hin zeigen die Amphibolite und glimmerreichen Metapelite der zentralen Herbert Mountains eine flach bis mittelsteil nach SE bis SSE einfallende Hauptfoliation (Abb. 2-7). Das auf den Schieferungsflächen abgebildete Linear verläuft dabei parallel zum Einfallen der dominanten S3-Foliation. Strukturell bilden die Metapelite, Metakarbonate und Amphibolite der zentralen und südlichen Herbert Mountains das Hangende der migmatischen Gneise. Der Pyroxen-Biotitgneis stellt als tektonische Klippe die strukturell höchste Einheit dar.

Die Abfolge mehrerer Deformationsereignisse läßt sich am besten in den Metapeliten der zentralen Herbert Mountains (NNW-SSE-streichender Rücken 2 km E von Bonny Bowl) belegen: Ein erstes Deformationsereignis führte zur Anlage von Quarzmobilisaten und einer frühen Foliation (S<sub>1</sub>). Es ist denkbar, daß dieses erste Planargefüge einem sedimentären Lagenbau entsprochen hat. Eine zweite Deformationsphase führte zur Anlage der im Untersuchungsgebiet dominanten Schieferung (S3) mit der die isoklinale Verfaltung der Quarzmobilisate verbunden war. Während eines dritten Deformationsaktes erfolgte die Anlage einer jüngeren Schieferung (S4), die deutlich steiler einfällt als S3 und diese schwach krenuliert (Abb. 2-7). Die S4-Schieferung ist faltenachsenebenenparallel zur offenen Faltung (F4).

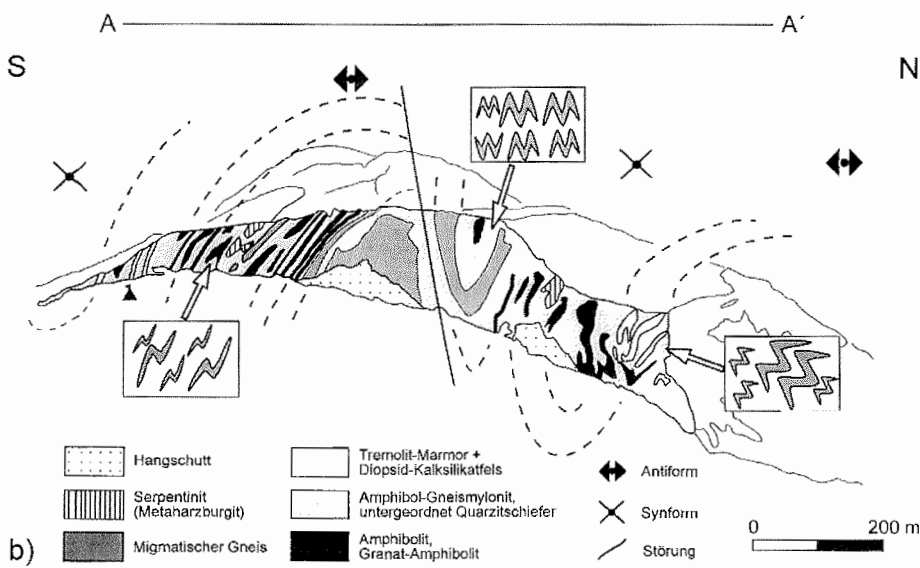
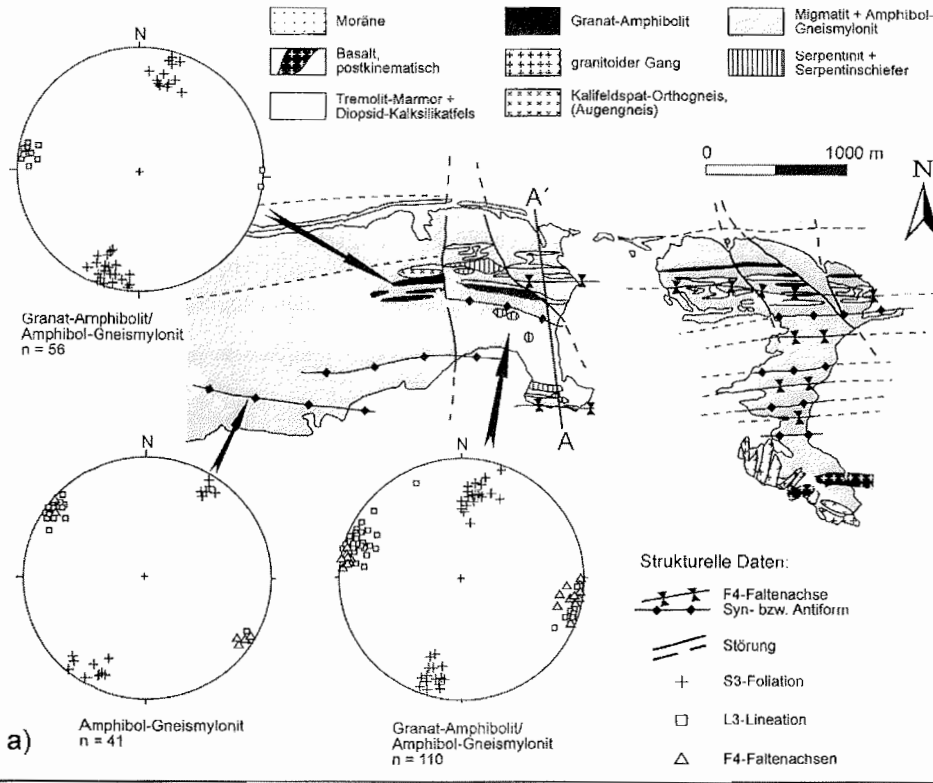
### 2.3.2 Mount Sheffield

Am Mount Sheffield ist die gesamte Serie aufgeschlossener Metamorphite, überwiegend blastomylonitische Gneisderivate, um E (ESE) bis W (WNW) verlaufende subhorizontale Faltenachsen (100/15) homoaxial verfaltet (F4-Falten, Abb. 2-11a). Dieses führt zu einer unterschiedlichen, für die nördliche Shackleton Range eher untypischen Verteilung der S3-Hauptfoliation. Es handelt sich fast ausnahmslos um nicht-zylindrische, konzentrische Scherfalten. Die ältere Generation isoklinaler Falten (F4<sub>A</sub>) ist an solchen Stellen besonders gut sichtbar, wo der rheologische Kontrast zwischen den beteiligten Lithologien besonders hoch ist, beispielsweise zwischen Marmor und Amphibolit (Abb. 2-10c). Die jüngeren, engen bis offenen, meist aufrechten Falten (F4<sub>B</sub>) zeigen 1c- bis 2-Klassen-Faltengeometrie (RAMSAY & HUBER, 1987).

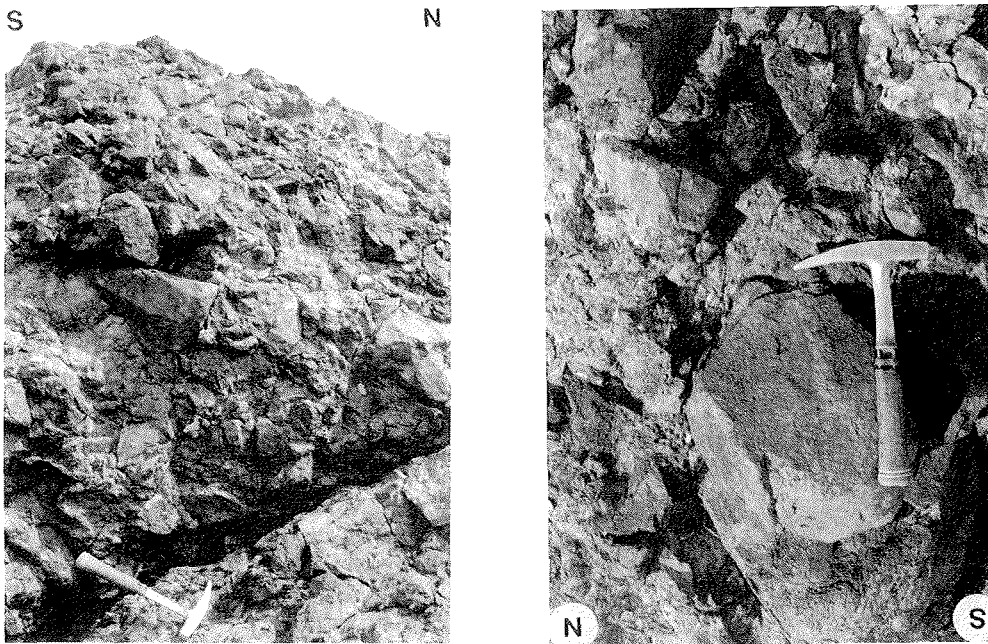
---

→ **Abb. 2-11:** a.) Geologische Kartenskizze des östlichen Mount Sheffield auf der Grundlage der Geländeuntersuchungen und durchgeführten Luftbildauswertungen. Foliation, Lineation und Faltenachsen sind als Polpunkte im Schmidt'schen Netz dargestellt (stereographische Projektion, untere Halbkugel). b.) Mount Sheffield von Osten (N-S-Profil A-A'). Es zeigt die für den Nordrand der Shackleton Range charakteristische intensive Verfaltung (F4) und die resultierende Steilstellung der Hauptfoliation. F4<sub>B</sub>-assoziierte asymmetrische Parasitärfaalten (Kästchen) zeigen auf den Faltenchenkeln der regionalen Großfalten jeweils S- bzw. Z-Symmetrie, im Faltenkern sind sie hingegen M-symmetrisch.





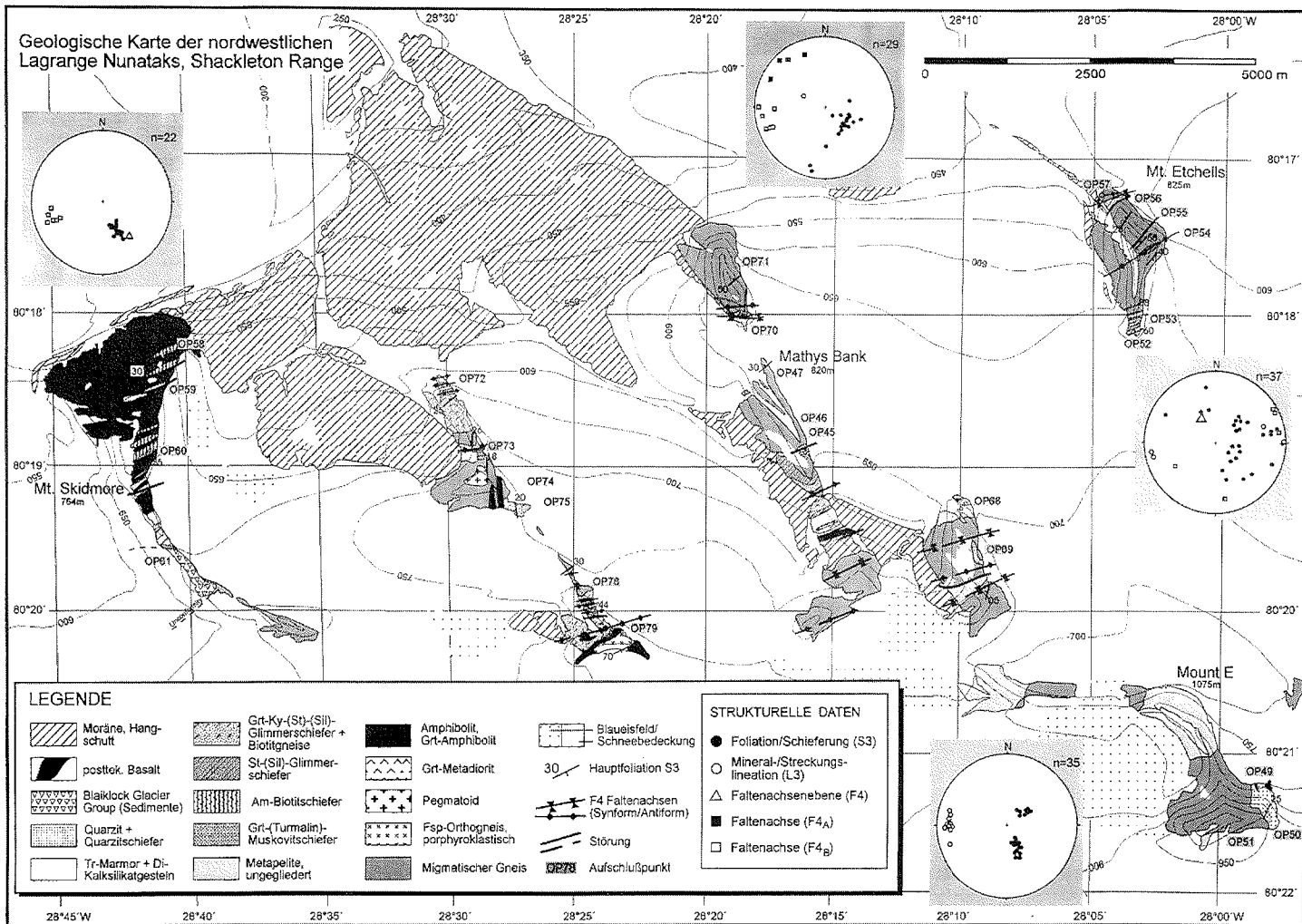
Der Mount Sheffield repräsentiert eine E-W streichende Antiform, die nach Norden in eine Synform übergeht. Auf dem verbindenden Schenkel sind die steil einfallenden Achsenflächen südvergent, und die assoziierten Parasitärfaalten zeigen S-Geometrie. Der Nordschenkel der sich in Richtung Slessor Glacier fortsetzenden Synform ist nicht mehr vollständig aufgeschlossen. Der südliche Schenkel der Antiform entspricht dem morphologisch flach einfallenden Südhang des Nunataks und ist durch die Z-Geometrie monokliner Parasitärfaalten charakterisiert (Abb. 2-11b). Die starke Asymmetrie der Parasitärfaalten kann wegen der unterdrückten Kurzschenkel fälschlicherweise zur Annahme verleiten, es handele sich um eine vollständig penetrative, homogen nach Süden einfallende mylonitische Foliation. Das Faltencharnier ist durch M-Symmetrie seiner aufrechten Parasitärfaalten gekennzeichnet. Der Faltenkern entspricht morphologisch dem Gipfelgrat des zentralen Mount Sheffield.

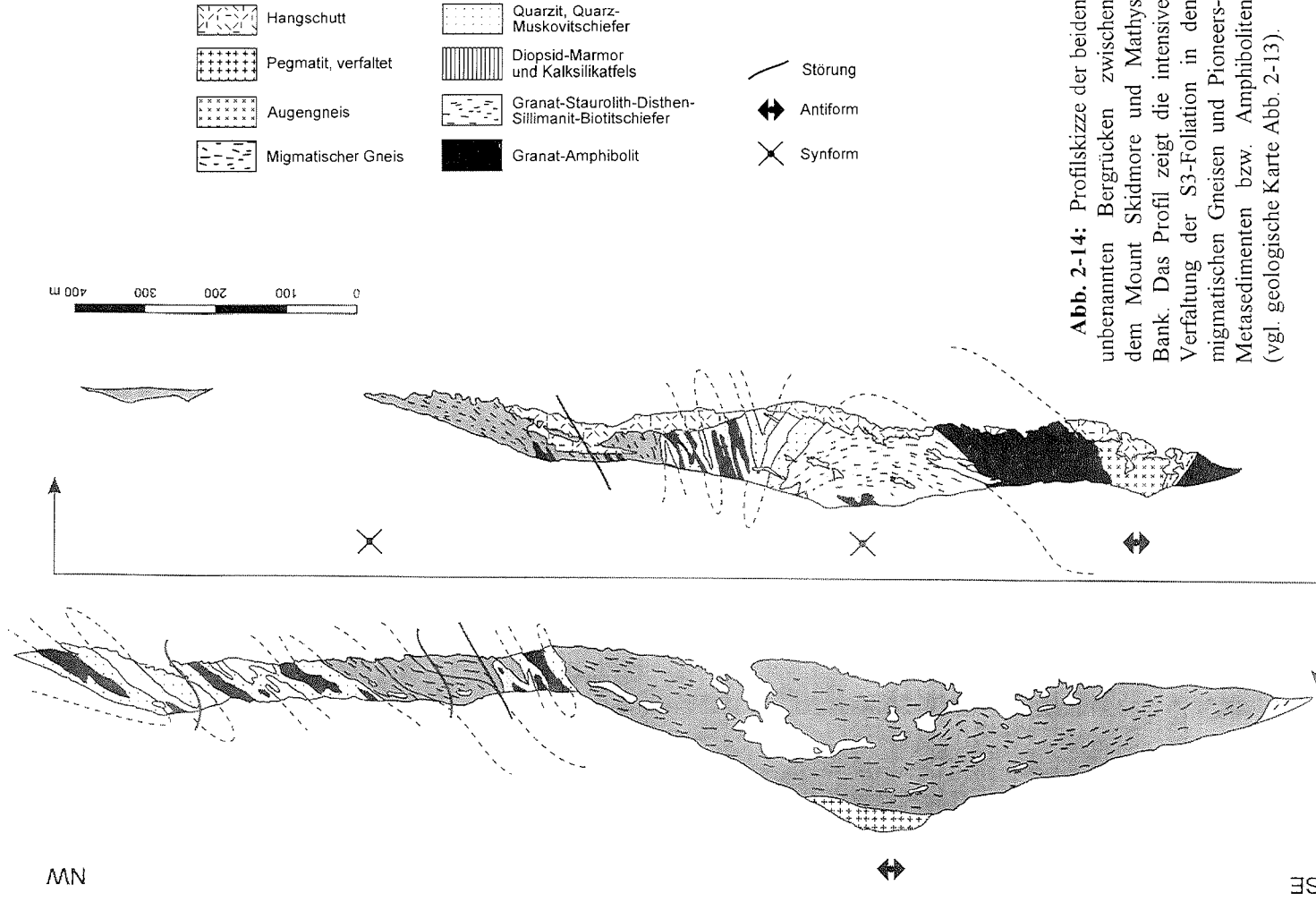


↑ **Abb. 2-12:** Meta-ultrabasische Gesteine am Mount Sheffield: **a.)** Das Geländephoto zeigt den brekziierten Ultrabazit-Boudin am nördlichen Steilhang des Nunataks. Der Serpentin ist dort zusammen mit stark deformierten Amphibolgneisen, Amphiboliten und Marmoren verfaltet. **b.)** Isometrische, polygonale Metaharzburgitkörper schwimmen in einer Matrix von foliiertem Serpentin-schiefer.

→

**Abb. 2-13:** Geologische Karte der nordwestlichen Lagrange Nunataks (Mount Skidmore-Region) nach MARSH (1984) und eigenen Arbeiten. Topographie auf der Grundlage von Orthofluftbildern (1988) des Instituts für Angewandte Geodäsie, Frankfurt.





**Abb. 2-14:** Profilskizze der beiden unbenannten Bergrücken zwischen dem Mount Skidmore und Mathys Bank. Das Profil zeigt die intensive Verfaltung der S3-Foliation in den migmatitischen Gneisen und Pioneers-Metasedimenten bzw. Amphiboliten (vgl. geologische Karte Abb. 2-13).

Das Vorkommen meta-ultrabasischer Gesteine ist in den Untersuchungsgebieten auf den Mount Sheffield beschränkt. Es handelt sich dabei um meist linsenförmige Boudins unterschiedlich stark serpentinisierter Metaharzburgite von etwa 2 - 10 m Länge, deren Mächtigkeit 2 m nicht übersteigt. Sie bilden ausschließlich Bereiche schwacher Verformung, wobei diese immer am Kontakt zum Nebengestein (Serpentinschiefer) lokalisiert ist. Die Verteilung der Meta-Ultrabasite im Rahmengestein ist heterogen. Ihr Vorkommen konzentriert sich auf den Zentralteil des Mount Sheffield. Das größte Vorkommen bildet ein Ultrabasitkörper am zentralen Nordhang des Bergrückens (Abb. 2-12a). Der ca. 150 m in E-W-Richtung gestreckte, brekziierte Boudin hat in seinem Zentralbereich eine maximale Mächtigkeit von etwa 15 m. Der interne Bereich des Peridotits ist kataklastisch beansprucht und enthält sehr kompetente, angulare Metaharzburgitkörper mit Durchmesser von durchschnittlich 70 cm, die in einer Matrix von Serpentinschiefer schwimmen.

Die isometrischen, polygonalen Metaharzburgitkörper haben ebene Oberflächen, die magmatischen Abkühlungsflächen ähneln (Abb. 2-12b). Der Metaharzburgit grenzt im Norden an einen stärker deformierten Amphibolit und im Süden an einen foliierten Amphibolgneis. Der Ultrabasitkörper wird diskordant von jüngeren, 10 - 20 cm breiten Basaltgängen durchschlagen.

### 2.3.3 Lagrange Nunataks

Im Unterschied zu den Herbert Mountains ist der strukturelle Bau in den nordwestlichen Lagrange Nunataks bedingt durch eine wesentlich stärkere Verzahnung von Stratton-Gneisen und Pioneers-Metasedimenten komplexer. Mehrere 10er Meter mächtige Einschaltungen von Disthen-Stauroolithschiefern bzw. -biotitgneisen sowie Amphiboliten und Marmoren zergliedern die ansonsten monotonen Gneismigmatite. Lithologisch ist deshalb eine Trennung in Areale mit Migmatiten und assoziierten Basiten auf der einen und Al-reichen Metapeliten, Metakarbonaten und Amphiboliten auf der anderen Seite, wie es in den Herbert Mountains möglich ist, in den NW Lagrange Nunataks nicht sinnvoll. Eine Ausnahme stellt lediglich der Mount Skidmore dar. Er wird durch eine ca. 400 m mächtige Abfolge mehrfach deformierter Granat-Amphibolite und eingeschalteter grauer Tremolit-Marmore, diopsidführender Kalksilikate, Granat-Glimmerschiefer sowie Amphibol-Biotitschiefern aufgebaut (Abb. 2-13). Der strukturelle Bau des Mount Skidmore und seine lithologische Zusammensetzung ähneln stark dem unbenannten Nunatak südlich des Sumgin Buttress in den Herbert Mountains.

Migmatische Gneise kommen am Mount Skidmore nur südlich einer Störung an der äußersten Südspitze vor und werden dort diskordant von den Molassesedimenten der ordovizischen Blaiklock Glacier Group überlagert.

Ein Teil der in den nordwestlichen Lagrange Nunataks aufgenommenen strukturellen Geländedaten ist in Abb. 2-13 dargestellt. Die dominante Foliation (Mount Skidmore, Mathys Bank) fällt mit etwa 20 - 40° nach W bis NW ein, jedoch sind regional die Abweichungen (Mount „E“, Mount Etchells) beträchtlich größer als in den Herbert Mountains. Auf der Foliation ist ein Mineralstreckungslinear angelegt, das durch gestreckten Plagioklas und/oder Amphibol definiert wird. Das E-W bzw. SE-NW orientierte Streckungslinear ist in den Gneisen i. allg. weniger deutlich ausgebildet. Daneben lassen sich innerhalb der Gneiskomplexe meist aber noch die zwei älteren Deformationsereignisse D1 und D2

identifizieren. Die jüngeren F4-Falten sind im Unterschied zum Mount Sheffield meist südostvergent (Abb. 2-14).

Während der Geländearbeit in den NW Lagrange Nunataks wurde besonders darauf geachtet, ob Hinweise auf die Art des Kontakts zwischen Pioneers und Stratton Group existieren. Dabei ergaben sich keinerlei Belege für einen prätektonisch-sedimentären Basement/Cover-Kontakt. Auffallend ist aber, daß der Übergang immer durch einen kompakten Disthen-Biotitgneis gebildet wird, der möglicherweise eine verfaltete (S3?)-Scherzone darstellt.

### 2.3.4 Lord Nunatak und Meade Nunatak (Pioneers Escarpment)

Die beiden untersuchten Nunatakker am Nordrand des Pioneers Escarpment besitzen einen dem Mount Sheffield sehr ähnlichen strukturellen Bau. Sie zeigen eine vergleichbar intensive, zweiphasige Verfaltung des Hauptplanargefüges. Dabei wird der früh angelegte metamorphe Lagenbau (S3) zunächst isoklinal verfaultet. Die sich anschließende Überfaltung ist je nach Dimension der Falten eng (Parasitärfaalten) bis offen (regionale Großfaalten).

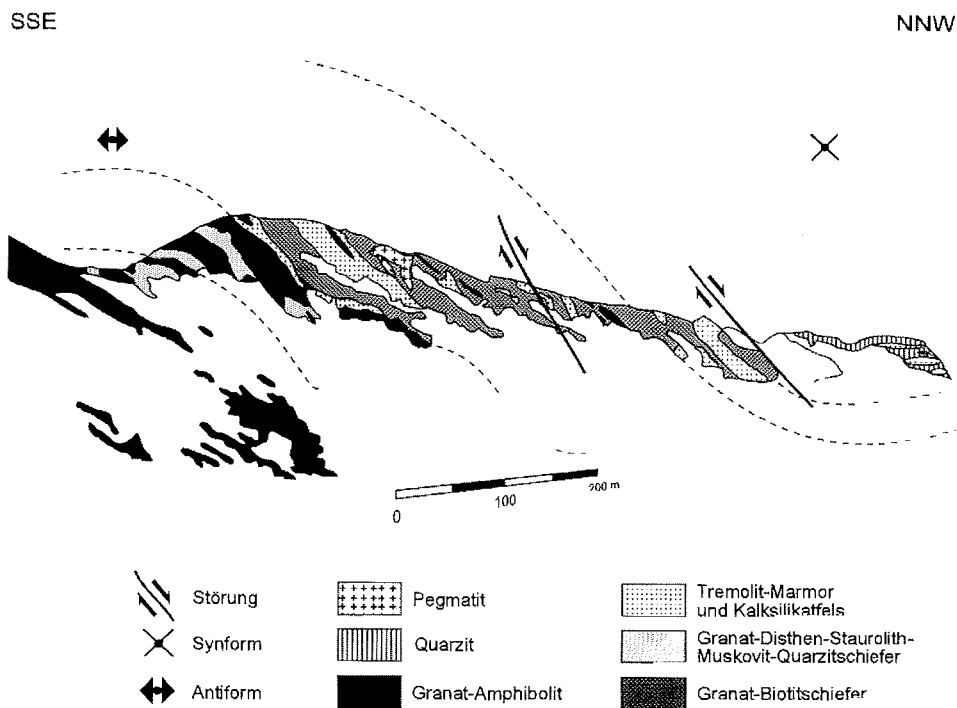
Am südlichen Rücken des Lord Nunatak verursacht eine leicht südvergente Antiform auf seinem südlichen Faltenschenkel ein steiles Einfallen der Foliation nach Süden (175/80), wohingegen nördlich des Sattelkerns die Foliation steil nach Norden einfällt (355/80) und am Nordwestgrat verflacht (355/56). An der Nordspitze ist ein Teil des Kerns der sich anschließenden Synform aufgeschlossen (Abb. 2-15). Die Foliation fällt dort sehr flach mit 180/05 nach Süden ein. Das S3-assoziierte Linear verläuft dazu subhorizontal und ist E-W orientiert (080/02). Am Lord Nunatak verlaufen die Achsen der F4-Parasitärfaalten E-W bis ENE-WSW (255/26).

Der Meade Nunatak ist durch eng verfaultete, überwiegend mittelsteil nach Südosten (155/44) einfallende Granat-Amphibolite und  $Al_2SiO_5$ -reiche Metapelite gekennzeichnet. Bei letzteren handelt es sich überwiegend um Granat-Stauroolith-Disthen-Sillimanit-Cordierit-Biotitgneise, die in Disthenite übergehen (Ky ~ 40 Vol.-%). Zum südlichen Rücken des Meade Nunatak hin wird die Faltung offener, und die Faltenachsen fallen mit 260/10 flach nach Westen ein.

## 2.4 Duktile Scherzonen

Im Bereich der nördlichen Herbert Mountains, des Mount Sheffield und der Region um den Mount Skidmore lassen sich folgende Scherzonentypen unterscheiden:

1. Hochtemperierte blastomylonitische D2-Scherzonen
2. Hochtemperierte Top-West-D3-Scherzonen mit einer mylonitischen Foliation parallel zum dominanten Hauptplanargefüge (S3)
3. Grünschieferfazielle retrograde D5-Scherzonen mit feinkörnigen Biotit/Chlorit- und Muskovit/Serizit-Scherbandgefügen mit verschiedenen Transportrichtungen (s. u.)



↑ **Abb. 2-15:** Profilskizze des Nordwestgrats des Lord Nunatak (Pioneers Escarpment). Am Lord Nunatak sind Granat-Amphibolite, Tremolit-Marmore, Quarzite und Metapelite eng miteinander verfaltet. Der südliche Schenkel schließt sich im Bild links an (in der Abbildung nicht dargestellt). Blick von Osten.

#### 2.4.1 Blastomylonitische D2-Hochtemperatur-Scherzonen

Die blastomylonitischen Hochtemperatur-Scherzonen sind lokal penetrativ angelegt und durchziehen mit einer Mächtigkeit von bis zu mehreren Metern die migmatischen Gneise. Scherzonen diesen Typs treten vereinzelt innerhalb der Gneisareale am Kendall Basin, den Charlesworth Cliffs und der Mathys Bank auf, wo blastomylonitische Scherzonen die migmatischen D1-Strukturen durchschneiden (Abb. 2-16). Am Mount Sheffield sind die Gneismylonite F4-verfaltet. Eine räumliche Vorzugsorientierung der mylonitischen Foliation (S2) ist nicht feststellbar. Es wurden überwiegend flache, subparallel zur Hauptfoliation (S3) einfallende Scherebenen, aber auch annähernd vertikal orientierte beobachtet. Die Scherzonenbreite variiert von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern. Der Übergang zum Rahmengestein ist kontinuierlich, insbesondere wenn die migmatische Foliation (S1) und S2 spitzwinkelig zueinander orientiert sind.



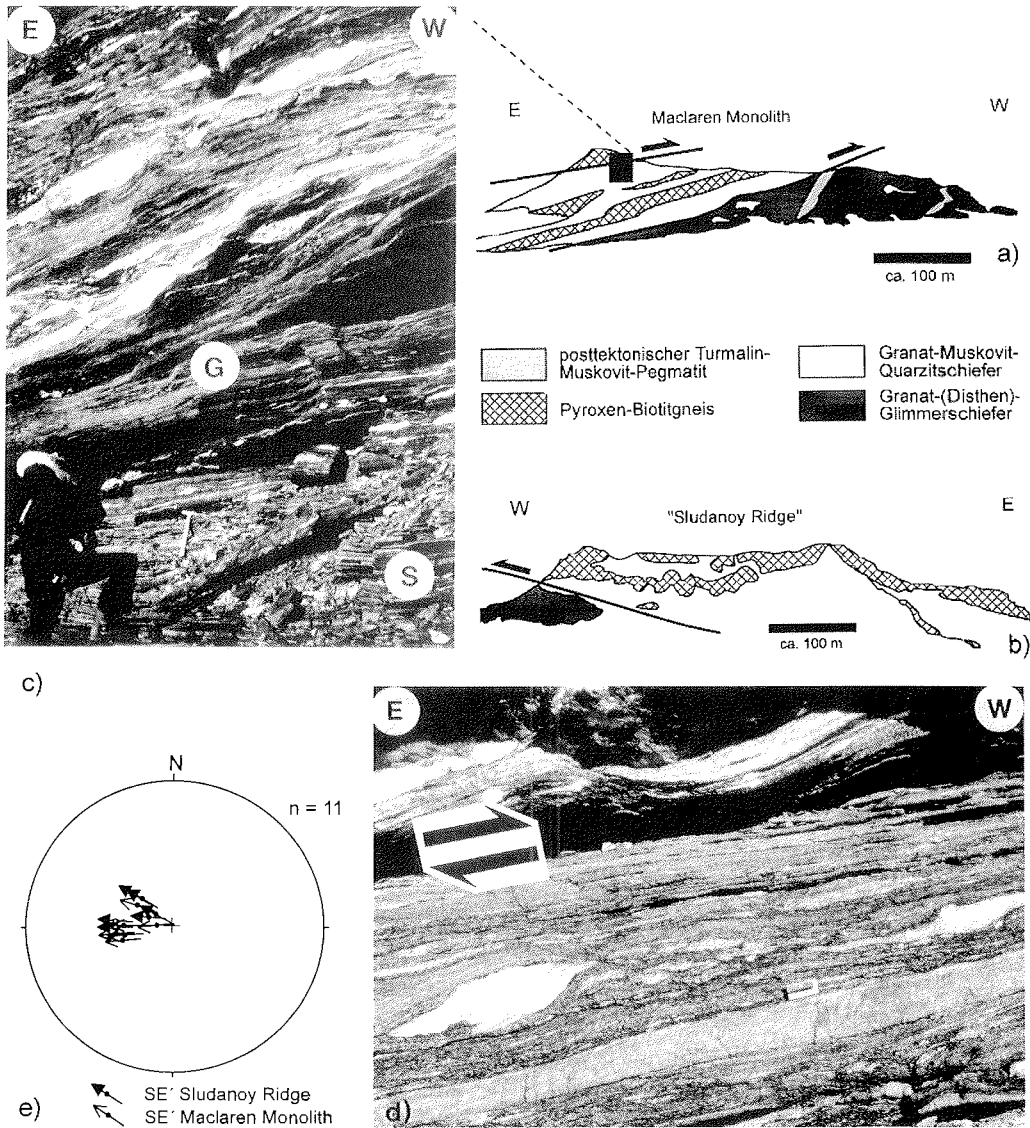
† **Abb. 2-16:** D2-Hochtemperaturgefüge. Die lokal angelegte D2-Scherzone durchzieht einen migmatischen Gneis (Mathys Bank, NW' Lagrange Nunataks). Hammer ist 32 cm lang.

Hauptmerkmal der Gneismylonite ist ihre bimodale Mineralzusammensetzung mit Porphyroklasten aus Fe-pargasitischer Hornblende (4.3) und Plagioklas. Die Gesteinsmatrix setzt sich aus polykristallinen Pflastern von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas zusammen. Eine Bestimmung des Schersinns mit Hilfe der Porphyroklasten ist anhand der Geländebefunde nicht möglich, da asymmetrische Druckschatten ( $\sigma$ -Klasten) zwar manchmal zu beobachten sind, aber keine eindeutige Vorzugsorientierung festgestellt werden konnte. Nur in einem Fall ließ sich der Schersinn anhand der Scherzonengeometrie (Schleppung) bestimmen (Abb. 2-16). D2 ist also im wesentlichen durch koaxiale Verformung verbunden mit der Entwicklung von Plättungsgefügen charakterisiert.

#### 2.4.2 D3-Scherzonen

Dieses für die nördliche Shackleton Range bedeutendste Scherzonensystem ist besonders gut am südöstlichen Grat des Maclaren Monolith und am Ostsattel des „Sludanoy Ridge“ aufgeschlossen (Abb. 2-17a, b). Die Domänen hoher D3-Verformung trennen dort die auflagernden granulitischen Pyroxen-Biotitgneise von Granat-Quarz-Muskovitschiefern und Granat-Glimmerschiefern. Die sehr kompetenten Pyroxen-Biotitgneise befinden sich in tektonischer Klippenposition und bilden die Gipfelbereiche beider Nunatakker. Im Bereich des ca. 100 m mächtigen tektonischen Kontakts sind beide Lithologien miteinander verschuppt (Abb. 2-17c). Durch Schersinnindikatoren, wie SC-Gefüge in den Quarz-Muskovitschiefern und asymmetrischen Quarz-Feldspat-Druckschatten ( $\sigma$ -Klasten) innerhalb des Pyroxen-Biotitgneises (Abb. 2-17d), ist ein nach Westen gerichteter tektonischer Transport nachweisbar. Eine Bestätigung dieses Schersinns ergab daneben auch die mikrostrukturelle Bearbeitung (vgl. Kap. 3).





↑ **Abb. 2-17:** Duktile D3-Scherzonen mit westgerichtetem Hangendtransport am Maclaren Monolith (a) und „Sludanoy Ridge“ (b) (beide zentrale Herbert Mountains). c) Blick aus nördlicher Richtung auf die Scherzone am Maclaren Monolith: Deformierte dunkle Pyroxen-Biotitgneise (G) und helle Granat-Muskovit-Quarzschiefer (S) sind entlang der Scherbahnen eng miteinander verschuppt. d) Asymmetrische Quarz-Feldspat-Klasten ( $\sigma$ -Klasten) im Pyroxen-Biotitgneis belegen einen tektonischen Transport der Hangendscholle nach Westen. Bleistiftspitzer ist 2,5 cm lang. e) Diagramm nach HOEPPENER (1955) (stereographische Projektion, untere Halbkugel) mit der Projektion des Transportlinears auf die Flächen der mylonitischen Foliation verdeutlicht ebenfalls die Top-West-Kinematik beider Scherzonen.

Auffallend ist die Anreicherung Al-reicher Silikatphasen, wie Disthen und Staurolith, in den Bereichen maximaler D3-Verformungskonzentration, die auf metamorphe Differentiation und Stoffverschiebungen, insbesondere die Abreicherung mobiler Elemente (K, Na ... etc.) und Anreicherung immobiler Elemente (z. B. Al) während der Hauptaktivität der Scherzonen hindeutet. Eine retrograde Überprägung, die auf eine spätere Reaktivierung der Scherebenen hinweist, ist an den oben genannten Lokalitäten nur schwach. Die mylonitische Foliation fällt am „Sludanoy Ridge“ mit 125/20 nach NE ein. Das assoziierte Transportlinear ist nach NW aufschlagend. Am Maclaren Monolith fällt die mylonitische Foliation nach Osten ein (088/25), wobei das Transportlinear E-W orientiert ist (Abb. 2-17e).

### 2.4.3 Retrograde D5-Scherzonen

Retrograde Scherzonen sind der im Arbeitsgebiet am weitesten verbreitete Scherzontyp. Sie erreichen gewöhnlich eine Mächtigkeit im Bereich mehrerer Meter. In den nordwestlichen Lagrange Nunataks ist der überwiegende Teil subhorizontal oder fällt mittelsteil diskordant zur verfallenen Foliation ein (Abb. 2-18a). Auf den meisten Flächen ist ein undeutliches Transportlinear entwickelt, welches meist durch gelängte Quarz-Feldspat-Aggregate gebildet wird.

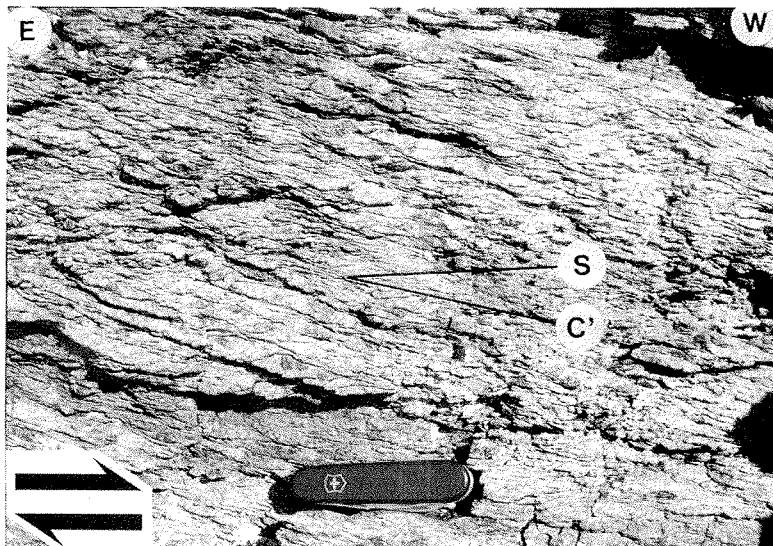
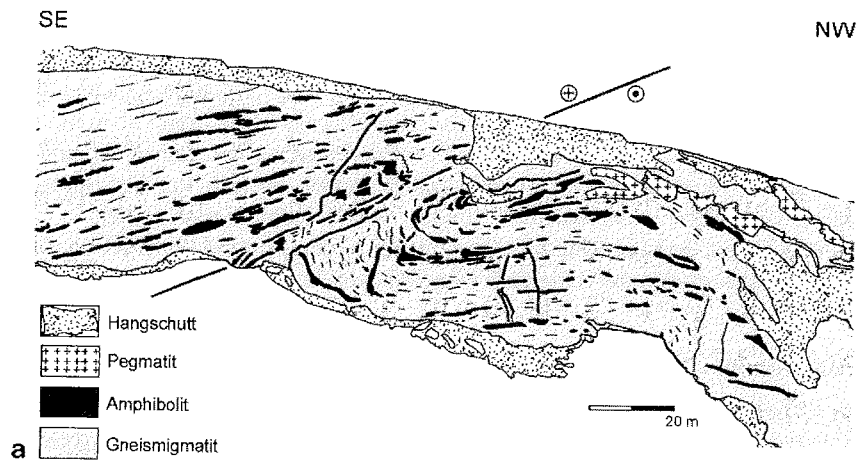
Am Gipfel der Shaler Cliffs durchzieht eine nach S abschiebende Scherzone (177/27) eine Folge aus migmatischen Gneisen und Amphiboliten. Innerhalb der Scherzone ist das Gestein retrograd überprägt (Muskovit-Neusproßung) und dabei stark chloritisiert. S-Flächen werden meist von den Basisflächen der präkinematischen Phyllosilikate definiert. In den D5-Scherzonen zeigt eine Reihe von Schersinnindikatoren nicht-koaxiale Deformation an. Es handelt sich dabei um

- diskrete Scherbänder, die die S3-Foliation überprägen
- SC-Gefüge (*sensu* HANMER & PASSCHIER, 1991 und BLENKINSOP & TRELOAR, 1995)
- SC'-Gefüge (*sensu* PASSCHIER & TROUW, 1996)
- asymmetrische Biotitschleppen um Granatklasten, die überwiegend durch retrograden Biotit/Chlorit gebildet werden (vgl. Kap. 3)
- und schiefe Quarz-[c]-Achsenürtel (vgl. Kap. 3).

Aufgrund der eindeutigen kinematischen Indikatoren lassen sich folgende dominante Transportrichtungen unterscheiden:

1. westlich flach überschiebend bis flach abschiebend
2. südlich abschiebend
3. mittelsteil überwiegend sinistral, untergeordnet dextral

Es ist zu vermuten, daß flach nach Westen abschiebende Scherzonen (Abb. 2-18b) durch die Vorzeichnung der bestehenden planaren Anisotropie (S3) profitieren und deshalb durch Reaktivierung bevorzugt subparallel zur Hauptfoliation angelegt werden (WORLEY & WILSON, 1996).



↑ **Abb. 2-18:** a) F4-verfaltete Gneismigmatite werden von einer retrograden D5-Scherzone geschnitten (Profilskizze der südöstlichen Wand der Mathys Bank, nordwestliche Lagrange Nunataks). b) SC'-Gefüge belegen einen Top-West-Schersinn. Taschenmesser als Maßstab.

## 2.5 Intrusiva

Im Unterschied zu dem Kristallin der südlichen Shackleton Range (BRAUN, in Vorber.) fehlen im Norden die zahlreichen Intrusiva. Es treten ein nur schwach D3-deformierter Granat-Metadiorit, Augengneise sowie überwiegend postkinematische Gänge und Pegmatite auf.

### 2.5.1 Granat-Metadiorit

Am Nordhang des Sumgin Buttress tritt ein 40 m mächtiger granatreicher Metadiorit auf. Er ist dort mit metapelitischen Gesteinen, Marmoren und Quarzitschiefern vergesellschaftet. Der Metadiorit ist am Top schwach foliiert, wobei die Foliation nach SE einfällt. Deformationsgefüge sind im unteren Teil nur schwach entwickelt. Nach oben hin nimmt der Grad der Verformung deutlich zu, und der Metadiorit erhält vor dem Übergang zu einem Quarzitschiefer eine mylonitische Textur. Dabei handelt es sich um ein retrogrades D5-Plättungsgefüge ohne erkennbare *simple shear*-Komponente. Neben tektonisch unterschiedlich stark beanspruchtem Granat tritt im Mineralbestand Amphibol auf. Bei Biotit und Chlorit handelt es sich um retrograde Mineralneubildungen.

### 2.5.2 Augengneise

Bei den in den Untersuchungsgebieten auftretenden Augengneisen (z. B. Probe AB 330) handelt es sich meist um Einschaltungen von geringer Mächtigkeit (0,5 - 4 m) innerhalb der migmatischen Gneise. Nur an der Nordspitze des Kendall Basin (nördliche Herbert Mountains) und am südlichen unbenannten Rücken zwischen Mount Skidmore und Mathys Bank (nordwestliche Lagrange Nunataks) ist ihre Mächtigkeit größer (~ 12 m bzw. ~ 40 m). Die Augengneise intrudieren in die migmatischen D1-Gefüge und sind auch zur S2-Foliation diskordant. Sie besitzen eine durch nachfolgende Scherung verursachte porphyroklastische Textur. Der magmatisch gebildete Kalifeldspat erreicht Durchmesser bis zu 8 cm und ist in der glimmerreichen Matrix rotiert. Ihre Orientierung parallel zur Hauptfoliation (S3) und zum Streckungslinear spricht für eine syn-D3-Deformation der Gneiskörper. Die Augengneise liefern z. T. gute kinematische Indikatoren, wie *bookshelf*-Strukturen und SC'-Scherbandgefüge.

### 2.5.3 Syn- bis postkinematische Gänge und Pegmatoide

An der Südostspitze des Mount Sheffield durchschlägt eine E-W-streichende Gangschar den Gesteinsverband. Es handelt sich dabei um die einzige Lokalität innerhalb der nördlichen Shackleton Range, wo magmatische Gesteine in dieser Häufung vorkommen. Die steil einfallenden Gänge streichen subparallel zur Streckungslineation bzw. zum Verlauf der Faltenachsen. Sie zeigen sehr variable Mineralbestände, ihr Chemismus reicht von (alkali-) granitischer bis basaltischer Zusammensetzung. Dabei dominieren 1 - 5 m mächtige leukokrate Gänge mit bis zu 5 cm großen Individuen von rötlichem Kalifeldspat und bis zu mehreren cm langen idiomorphisch-strahligen Amphibolkristallen. Neben grobkörnig leukokraten granitoiden Gängen und feinkörnigen Basalten treten untergeordnet dioritische Aplite auf.

Die Intrusion der Gänge erfolgte spätdeformativ relativ zur Hauptfaltungsphase (D4<sub>B</sub>). Die teilweise mehrphasigen Intrusionen (Abb. 2-19) zeugen dabei von einer thermalen Reaktivierung des Gesteins. Dabei wurde ein Teil der zu S3 diskordanten Gänge noch von der D4-Deformation miterfaßt (Abb. 2-20). Im Unterschied zu den sonst in der nördlichen Shackleton Range lokal verbreiteten syn- und postdeformativen Pegmatiten, die neben Quarz und Feldspat fast immer Granat oder Turmalin + Muskovit enthalten, fehlen diese am Mount Sheffield.

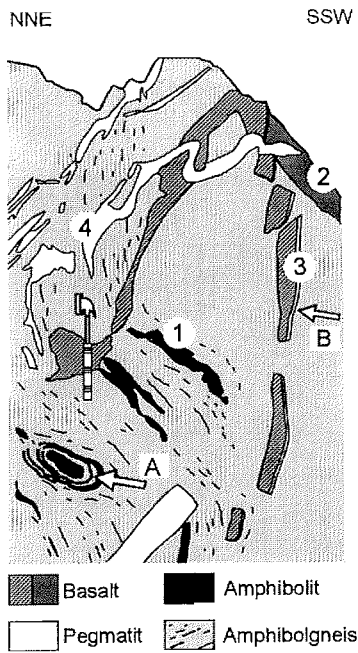
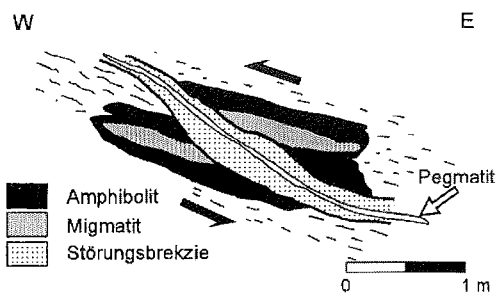


Abb. 2-19:

↑ Mehrere Generationen basaltischer (2, 3) und pegmatoider Gänge (4) durchschlagen einen foliierten, nachfolgend verfalteten (F4) blastomylonitischen Amphibolgneis (SE' Mount Sheffield). Die bereits prä-D3 intrudierten Metabasite (1) sind oftmals als YZ-Anschnitte L3-paralleler Köcherfalten (*sheath folds*) (Pfeil A) zu erkennen. Pfeil B deutet auf post-tektonische Kalzitklüfte (Hammer ist 32 cm lang).

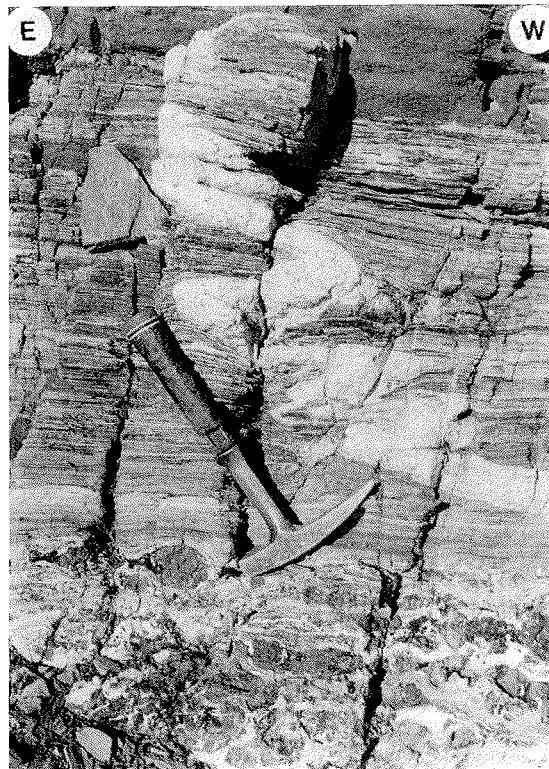
→

Bild rechts: Wenige cm breiter Pegmatitgang intrudiert in eine post-D4 Störungszone (Südostrippe, Mount Sheffield).



#### 2.5.4 Postkinematische Muskovit-Turmalin-Pegmatite

Hellweiße, sehr grobkörnige Muskovit-Turmalin-Pegmatite (vgl. Abb. 6-3) wurden vor allem an den Shaler Cliffs und am Maclaren Monolith untersucht. Da die in ihnen enthaltenen, bis 5 cm großen Hellglimmer-Idioblasten die Grundlage für die isotochemischen Untersuchungen mit der K-Ar-Methode bildeten, werden sie im Kap. 6 ausführlicher behandelt.



→

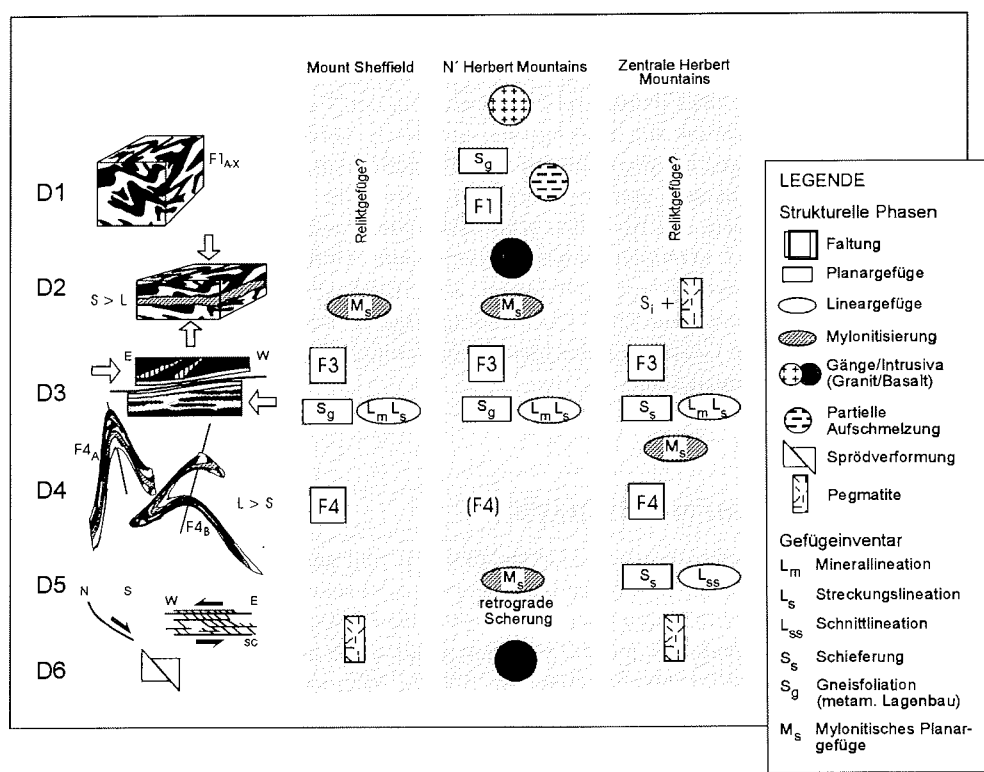
**Abb. 2-20:** Prä-D4, diskordant zur S3-Foliation intrudierter Pegmatitgang am NW' Mount Sheffield. Der südliche Schenkel der F4-Falte setzt sich aus blastomylonitischem Amphibolgneis (oben) und weißem Marmor (unten) zusammen. Boudinierte kalksilikatische Aggregate aus Diopsid und Amphibol im hellen Marmor zeichnen die Streckungslineation, die hier E-W bzw. achsenparallel zu den jüngeren F4-Falten verläuft, nach. Blick nach Süden. Hammer ist 32 cm lang.

#### 2.5.5 Postkinematische Basaltgänge

Auf eine Bearbeitung der bis zu mehreren Metern mächtigen, postdeformativen Basaltgänge (SE' Rücken der Shaler Cliffs, Nordhang der Charpentier Pyramid; vgl. CLARKSON, 1981) wurde verzichtet, da diese in keiner unmittelbaren strukturellen Beziehung zur Gefügeentwicklung der nördlichen Shackleton Range stehen. Sie sollen an dieser Stelle nur der Vollständigkeit halber erwähnt sein. In diesem Zusammenhang sei auf die Arbeiten von SPAETH *et al.* (1995) und HOTTON (1995) verwiesen.

## 2.6 D6-Sprödstrukturen

Bedeutende Störungssysteme streichen im Arbeitsgebiet N-S bis NNW-SSE oder NW-SE, wobei diese stets steil einfallen ( $> 70^\circ$ ). Wegen fehlender kinematischer Indikatoren war die Bestimmung der Transportrichtung der Hangendscholle nicht zu ermitteln. Häufiger sind kleinere, harnischbesetzte Abschiebungen, bei denen sich anhand von Gängen Versatzbeträge von mehreren Zentimetern ergaben.



↑ **Abb. 2-21:** Schematisch-synthetisches Modell der makroskopischen Gefügeentwicklung. In den untersuchten Teilgebieten der Herbert Mountains und des Mount Sheffield lassen sich die Deformationsphasen D1 bis D6 korrelieren. Den jeweiligen Deformationsphasen ist ihr charakteristisches Gefügeinventar zugeordnet. Vgl. Text.

## 2.7 Zusammenfassung der Geländebefunde

Ein Vergleich der Ausbildung und Orientierung der Makrogefüge in den Herbert Mountains, dem Mount Sheffield, den nordwestlichen Lagrange Nunataks und den beiden Nunatacker im Pioneers Escarpment zeigt regionale Ähnlichkeiten.

Strukturell dominiert in der nördlichen Shackleton Range eine  $\pm$  flach einfallende Foliation mit assoziiertem Mineral- bzw. Streckungslinear und eine nachfolgende polyphase Verfallung der Gefüge in Verbindung mit der Ausbildung von Schnittlineationen. Dabei ist das charakteristische Merkmal die Kolinearität von Hauptlineation und jüngeren Faltenachsen. Dadurch verursachen Schnitteffekte eine große Anzahl der im Gelände beobachtbaren prolaten Deformationsgeometrien. D1-begleitende Migmatisierung einerseits und die spätere Ross-Überprägung (Hauptfoliation S3, Streckungslinear L3, F4-Faltung) andererseits sind als zeitlich voneinander getrennt ablaufende Prozesse zu sehen. Diese These wird durch neue geochronologische Daten (BROMMER *et al.*, im Druck) untermauert (vgl. Kap. 6).

Der wesentliche Anteil der Krustenverdickung wird durch einen westgerichteten D3-Hangendtransport erreicht. Die nachfolgende F4-Faltung führt in starker Abhängigkeit von der Gesteinsrheologie zu einer deutlichen Partitionierung der Verformung (FLETCHER, 1995). Tendenziell ist eine Zunahme der Faltungsintensität nach Norden hin festzustellen (Mount Sheffield). Hingegen zeigen migmatische Orthogneise auf der einen, Metapelite, Amphibolite, Quarzite und Metakarbonate auf der anderen Seite ein voneinander abweichendes Gefügeinventar. Die beiden, alle Einheiten erfassenden Deformationsakte D3 (Stapelung) und D4 (polyphase Faltung) erzeugen hingegen dominante Gefügeelemente, die besonders deutlich von den glimmerreichen Lithologien abgebildet werden, während die in den massigen Migmatiten konservierten D1/D2-Reliktgefüge in den übrigen Lithologien nicht nachweisbar sind. Die im Gelände beobachteten Deformationsphasen und ihr Gefügeinventar sind in Abb. 2-21 zusammengefaßt.

### 3 MIKROGEFÜGE UND PETROGRAPHIE

Der auf der Grundlage makroskopischer Geländebefunde und geochronologischer Daten (vgl. Kap. 6) bestimmten relativen Abfolge gefügeprägender Deformationsphasen (D1 - D6) lassen sich assoziierte Mikrogefüge zuordnen. Ihre Ausbildung hängt neben den rheologischen Parametern (Edukte) besonders von der Verformungsrate, der Partitionierung der Verformung und den aktiven Deformationsmechanismen ab. Für die Mikrogefüge der Metamorphite der nördlichen Shackleton Range sind die Merkmale einer amphibolitfaziellen postkinematischen Temperung charakteristisch. Die Streißdifferenzen werden hierbei im wesentlichen durch Mineralreaktionen akkomodiert. Eine Rekristallisation erfolgt überwiegend statisch. Dynamische Rekristallisation betrifft hauptsächlich Quarz. Die untersuchten Dünnschliffe zeigen überwiegend das Mikrogefügeinventar der hochgradig gefügeequilibrierenden D4-, lokal auch der retrograden D5-Phase. D1- bis D3-Gefügeelemente treten zumeist als reliktsche Inkremente auf. Wegen der während der Ross-Orogenese in allen Lithologien ähnlich verlaufenden thermischen Geschichte, ist regional kaum eine systematische Varianz der Mikrogefüge festzustellen.

#### 3.1 Quarz-Mikrotexturen

Die Texturentwicklung polyphaser Gesteine wird im wesentlichen vom Mineralbestand, der Korngröße und Verteilung der beteiligten Phasen kontrolliert (WENK & CHRISTIE, 1991).



Texturbildende Prozesse in polymineralischen Gesteinen der Kruste sind nach PRICE (1985) vor allem:

- passive Rotation anisotroper Minerale
- bevorzugtes Wachstum von Kristallen
- Versetzungsgleiten und -kriechen verbunden mit einer Rotation des Kristallgitters
- Zwillingsgleiten

In Abhängigkeit von ihrem Verformungszustand ist in den meisten Kristallingesteinen die Gitterregelung der jeweiligen Minerale systematisch orientiert. Diese auch als LPO (*lattice-preferred orientation*) bezeichnete Gitterregelung macht man sich bei der Verformungsanalyse zunutze. Daher sollen Untersuchungen zur Quarz-Regelung Aufschlüsse über die Art der duktilen Deformation geben.

Mit Hilfe der Bestimmung der Verteilungsmuster der kristallographischen Achse, bei Quarz fällt sie mit der optische Achse zusammen, lassen sich Aussagen zum Typ der finiten Verformung, zu den aktiven Deformationsmechanismen, dem Verformungspfad (koaxial, nicht-koaxial) und dem kinematischen Rahmen (Schersinn) machen (SCHMID & CASEY, 1986). Die Transformation von symmetrischen Kreuzgürteln zu geneigten Einfachgürteln entspricht dabei einer Zunahme der rotationalen Komponente (PASSCHIER, 1983).

Bei plastischer Verformung sind von den möglichen Gleitsystemen in Quarz nur die Prismen-, Basis- sowie positiven bzw. negativen Rhomboeder- $\langle a \rangle$ -Gleitsysteme von Bedeutung (ETCHECOPAR & VASSEUR, 1987; LAW *et al.*, 1990). Bei höheren Temperaturen tritt noch die Prismen- $\langle c \rangle$ -Gleitung hinzu (BLUMENFELD *et al.*, 1986; MAINPRICE *et al.*, 1986; KRUHL, 1996).

Zur Texturanalyse wurden dreizehn ausgewählte Proben quarzreicher Gesteine aus den Herbert Mountains (Mount Sheffield, Shaler Cliffs, Kendall Basin und Charpentier Pyramid) und den nordwestlichen Lagrange Nunataks (Mathys Bank, Mount „E“, Lewis Chain, Wiggans Hills) bezüglich ihrer Quarz-Teilgefüge untersucht. Die Orientierung von Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen wurde dabei überwiegend an Quarz-Feldspatgneisen und feldspatarmen Glimmerschiefern gemessen, deren Quarzanteil 35 Vol.-% überschreitet. Darüberhinaus wurden zwei Proben weitgehend monomineralischer Quarzite (AB 247A, 300A) untersucht. Eine eindeutige Unterscheidung von Altkörnern und Rekristallisaten war nicht immer bei allen Proben möglich (s. u.). Meist bilden die Quarztexturen die jüngsten finiten Straininkremente ab (D4, D5). Vereinzelt ist die statische Rekristallisation von Quarz vollständig, wodurch sich keine kristallographischen Vorzugsorientierungen mehr feststellen lassen.

### 3.1.1 Methode

Bei Quarztextur-Messungen im Mikrobereich wurde ein Universal-Drehtisch (U-Tisch) der Fa. LEITZ gemäß REINHARD (1931) verwendet. Der U-Tisch wird auf den Objektisch eines Polarisationsmikroskops fixiert und besitzt drei senkrecht aufeinander stehende, drehbare Achsen, die eine Positionierung der Dünnschliffebene in jede beliebige Raumlage erlauben. Seine Anwendung beruht auf dem Prinzip, definierte Indikatrixlagen, d. h. Kreisschnitte, zu erzeugen und mittels der an den U-Tischachsen abgelesenen Dreh- und Kippwinkel ihre

exakte Raumlage im Dünnschliff zu rekonstruieren. Da aufgrund des optisch einachsigen Charakters bei Quarz die kristallographische [c]-Achse mit der Rotationsachse der Indikatrix ( $n_c$ ) zusammenfällt, kann die Bestimmung ihrer Raumlage direkt durch die Einmessung der optischen Achse erfolgen. Eine detaillierte Beschreibung der für jedes Mineralkorn erforderlichen Meßprozedur findet sich bei PASSCHIER & TROUW (1996). Die zu dieser Zeit am Geol.-Paläont. Institut in Frankfurt verfügbare modifizierte Ausführung des U-Tisches erlaubt zusätzlich eine automatische Auslösung der Messung mittels Pedalen und die direkte EDV-gestützte Weiterverarbeitung der Meßergebnisse. Hierzu ist eine Konvertierung, d. h. die Rotation vertikal gemessener [c]-Achsen in horizontale notwendig, die mit dem Tabellenkalkulationsprogramm Excel<sup>®</sup> durchgeführt wurde.

Mit Ausnahme der Dünnschliffe AB 17A (n = 260), 247A (n = 260) und AB 300A (n = 240) wurden jeweils ca. 300 Quarz-[c]-Achsen eingemessen. Bei der Auswertung der Daten wurden in einem ersten Arbeitsschritt die [c]-Achsen zunächst als Polpunkte im Schmidt'schen Netz dargestellt und anschließend in 1 %-Schritten konturiert. Die Darstellung erfolgt als untere Lagenkugelprojektion im Stereogramm parallel zur XZ-Ebene des finiten Verformungsellipsoids, wobei die X- und Z-Richtungen E-W bzw. N-S orientiert sind. Die Y-Achse liegt vertikal. Das bedingt, daß die korrespondierende Foliation als horizontale Linie, die Lineation als Polpunkt erscheint. Neben der in Stereogrammen sonst üblichen Einzeldarstellung der Polpunkte wurden alle Werte konturiert, wobei sich charakteristische Verteilungsmuster (LISTER & WILLIAMS, 1979; LISTER & HOBBS, 1980; LAW, 1986, 1987; KROHE, 1990) ergeben. Da bei der Präparation der Dünnschliffe nicht immer ihre absolut exakte Orientierung parallel zur Lineation gewährleistet ist, wurden die Daten bei üblichen Abweichungen von 1 - 7 ° gegebenenfalls um ihre Y-Achse rückrotiert.

Nach den experimentellen Arbeiten von TULLIS *et al.* (1973) ordnen sich bei steigenden Metamorphosetemperaturen die Quarz-[c]-Achsen auf Kleinkreisen mit immer größeren Öffnungswinkeln an und lassen sich deshalb zur Ableitung der Deformationstemperaturen benutzen. Diese Beziehung gilt auch für natürlich deformierte Gesteine (BEHR, 1968).

### 3.2 Migmatite und mylonitische Amphibolgneise

In den nördlichen Herbert Mountains (Charpentier Pyramid, Kendall Basin, Charlesworth Cliffs, Mount Sheffield) und einigen Bergrücken der nordwestlichen Lagrange Nunataks (nördliche Mathys Bank, zentraler Mount Etchells, Gipfelbereich des Mount „E“) bilden voluminöse monotone Migmatite und untergeordnet ihre amphibolführenden D2-blastomylonitischen Derivate die am häufigsten vorkommenden Gesteinstypen.

#### *Gneismigmatite*

Die Gneismigmatite bestehen in den Melanosomen überwiegend aus den mafischen Phasen Biotit, Amphibol und Opake, daneben untergeordnet Quarz und Plagioklas. Sillimanit ist in den untersuchten migmatischen Gneisen nur selten zu beobachten. Dabei handelt es sich nicht um den Restit partieller Schmelzbildung, da das Vorkommen von Sillimanit nicht an die Paläosome gebunden ist, sondern um das Produkt einer postkinematischen Temperung des Gefüges.

Das Gefüge der Leukosome ist gegenüber den Melanosomen auffallend grobkörnig. Quarz und Feldspat erreichen Korndurchmesser bis zu 1,0 cm. In den Leukosomen ist eine Vorzugsregelung nur bei Quarz, der bis zu einem Verhältnis 3 : 1 ausgelängt ist, zu beobachten. Der zumeist grobkörnige Quarz tritt dabei meist zeilenförmig auf. Entlang ihrer Kornkontakte zu Plagioklas rekristallisieren einige der Quarzkörner ( $\varnothing$  20 - 40  $\mu\text{m}$ ) und bilden schmale Rekristallisationschleppen. Die Korngrenzen der Altkörner sind grob suturiert. In ihnen dominieren prisma-parallel Subkorngrenzen. Die streng isometrischen Feldspäte bilden bei einem Korndurchmesser von ca. 400  $\mu\text{m}$  polygonale Pflaster mit 120 °-Gleichgewichtswinkeln.

Die Gneismigmatite sind deutlich *solid-state* überprägt (D3). Dies gilt insbesondere für die dadurch im Gelände überwiegend S3-foliationsparallel, meist horizontal orientierten Leukosomlagen. Dabei wird die Deformation im wesentlichen von Quarz, der rekristallisiert, aufgefangen. Sammelkristallisation von Quarz in den Leukosomen ist ebenfalls die Folge der jüngeren D3-Überprägung.

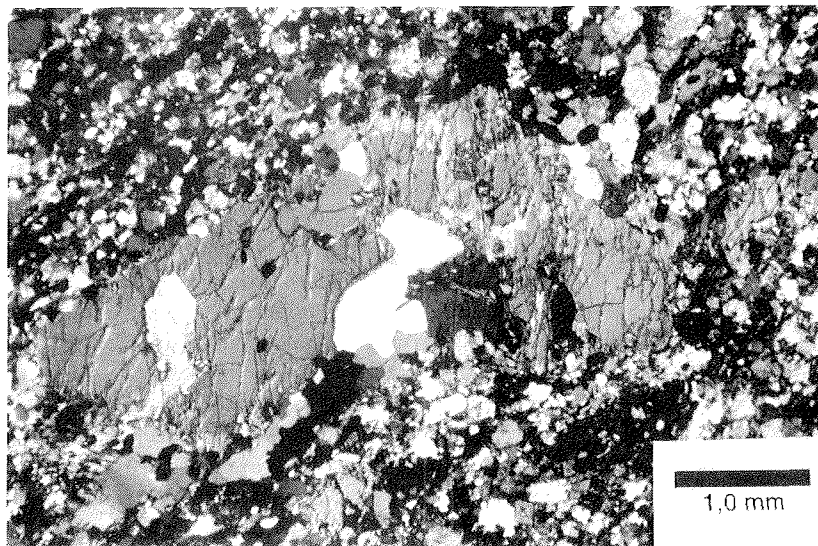
Belege für einen granulitfaziellen Metamorphosepeak, d. h. die Paragenese Granat + Orthopyroxen, wurden nicht beobachtet. Die Migmatite wurden unter grünschieferfaziellen Bedingungen erneut retrograd überprägt. So ist Biotit in den meisten Fällen pseudomorph zu Chlorit umgewandelt, Kalifeldspat serizitisiert und Plagioklas teilweise albitisiert. Oft ersetzen Albit und Biotit pseudomorph Granat, wobei der ursprünglich idiomorphe Habitus des Granat noch erkennbar blieb. Ein unvollständiger Ersatz durch Albit führt in Probe AB 309 zu skelettal erhaltenem Granat.

#### *Amphibolführende D2-Gneismylonite (Blastomylonite)*

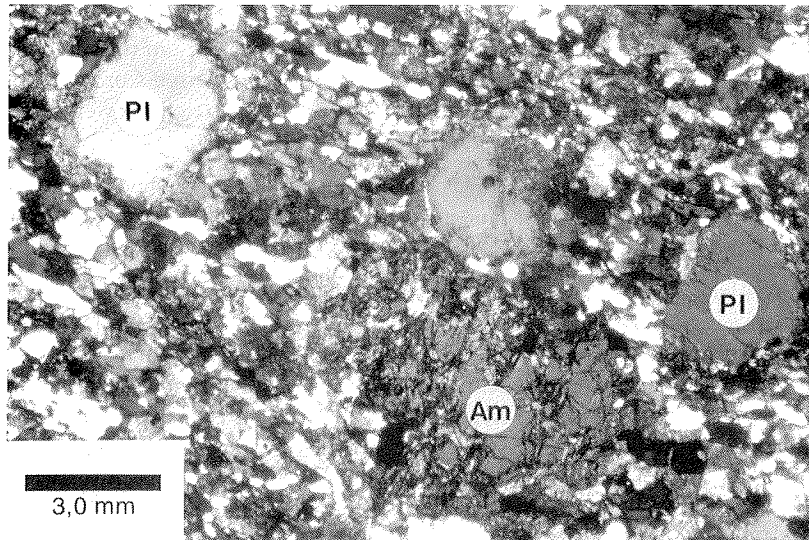
Unter dem Mikroskop erscheint die Verteilung der Korngrößen im blastomylonitischen Gneis streng bimodal. Das Hauptmerkmal sind bis zu 3 cm große, relativ frische, randlich z. T. korrodierte Amphibol-Porphyrklasten (Abb. 3-1). Daneben treten rundliche Plagioklas-Porphyrklasten auf, die insbesondere in den leukokraten Lagen häufiger sind (Abb. 3-2). Bei den beiden Porphyroklast-Typen handelt es sich um syn- bis post-D2 gesproßte Blasten, die nachfolgend noch durch D3 und D4 deformiert wurden. Die Plagioklase zeigen intern lediglich eine schwache kristallplastische Verformung. Sie umfaßt intrakristalline, verheilte Brüche (MICHIBAYASHI, 1996), Deformationslamellen und die Bildung von Druckzwillingen. Randlich sind sie von Rekristallisationsäumen umgeben, wodurch sie ihre rundlich-isometrische Kornform erhalten. Myrmekitisation ist besonders in den Randbereichen der Plagioklase (SHELLEY, 1993) häufig. Vereinzelt sind bei den Porphyroklasten auch Anwachssäume zu beobachten, die eine abweichende kristallographische Orientierung zeigen. Eine Untersuchung des Gesteins unter dem Kathodolumineszenzmikroskop ergab, daß der in der Matrix sehr verbreitete Kalifeldspat im Gegensatz zu Plagioklas keine Porphyroklasten bildet. Kalifeldspat und Plagioklas der Matrix rekristallisieren. Einige Kalifeldspäte zeigen eine Mikroklingitterung. Neben Kalifeldspat (> 40 Vol.-%) wird die feinkörnige Gesteinsmatrix von statisch rekristallisiertem Quarz (> 30 Vol.-%), Plagioklas (> 15 Vol.-%), partiell chloritisiertem Biotit (~ 3 Vol.-%) sowie Akzessorien, wie Titanit, zoniertem Apatit und zoniertem Zirkon, gebildet. Granat tritt in D2-Mikrogefügen nicht auf.

Die blastomylonitischen Gneisderivate zeigen zwar einen schwach entwickelten Lagenbau, der durch amphibolarme bzw. -reiche Lagen definiert ist, aber nur eine äußerst schwach entwickelte Mineral- oder Streckungslineation. Oftmals ist kein Lineargefüge entwickelt. Die undeutliche S<sub>2</sub>-Foliation ist oft nur makroskopisch anhand von stofflichen Inhomogenitäten im Gesteinsverband oder mikroskopisch an retrograden Biotiten/Chloriten zu identifizieren. In einigen Proben sind Amphibol-Porphyroklasten foliationsparallel angereichert. Ansonsten sind die blastomylonitischen Gneise nur schwach texturiert. Ihre feinkörnige Matrix ( $\varnothing$  50 - 200  $\mu$ m) zeigt bei einem Porphyroklastenanteil von ca. 10 Vol.-%, bedingt durch eine sehr gleichmäßige Phasenverteilung von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas, intern nur eine schwache stoffliche Differenzierung. Mikroskopisch ist innerhalb der Matrix keine Kornformregelung feststellbar. Da die Plagioklas-Porphyroklasten eine  $\pm$  isometrische Kornform besitzen, wäre auch durch ihre möglicherweise passive Einregelung keine Textur-entwicklung zu erwarten.

Auffallend in den Gneismyloniten ist die extreme Partitionierung der Verformung, wobei die Porphyroklasten Bereiche geringer Verformung repräsentieren. Dabei wird ein Großteil der chemischen Bestandteile der Amphibole diffusiv fortgeführt, wie die korrodierten Säume der Amphibol-Porphyroklasten belegen (Abb. 3-1), während die Plagioklas-Porphyroklasten an ihren Rändern rekristallisieren. Die Matrix der Gneismylonite zeigt die typischen Merkmale überwiegend diffusionsgesteuerter hochtemperierter Korngrößenreduktionsprozesse (FITZ GERALD & STÜNITZ, 1993). Eine verstärkte Korngrößenreduktion findet dabei in Richtung auf die rigiden Plagioklas- und Amphibol-Porphyroklasten statt.



↑ **Abb. 3-1:** D<sub>2</sub>-gesproßter, korrodierter Amphibol-Porphyroblast aus einem Hochtemperatur-Gneissmylonit (Probe AB 12, Mount Sheffield) im Dünnschliff. Gekreuzte Nicols.



↑ **Abb. 3-2:** Hochtemperiertes D2-Deformationsgefüge in einem amphibolführenden Blastomylonit im Dünnschliff. Die Amphibol- und Plagioklas-Porphyroklasten zeigen eine nur schwache Verformung, während die quarz- und kalifeldspatreiche Matrix umfangreich rekristallisiert (Probe AB 26A, Nordhang Mount Sheffield). Gekreuzte Nicols.

Vermutlich beschleunigt ein hoher Fluiddurchsatz zusätzlich eine derartige Mylonitgenese. Die unregelmäßigen Phasengrenzen der Matrix könnten diesbezüglich auf Lösungsprozesse hinweisen. Die blastomylonitischen Gefüge werden als sehr hochtemperierte Ausheilungsgefüge interpretiert, bei denen die ursprünglichen D2-Mylonittexturen, wie z. B. dynamische Rekristallite, getempert wurden. Dieses posttektonische (D2) Ausheilen führt zur Eliminierung von Kristalldefekten und zum Wachstum weitgehend verformungsfreier Porphyroblasten unter verhältnismäßig niedrigen Differentialspannungen.

### 3.3 Metapelite

Unter dem Begriff 'Al-reiche Metapelite' lassen sich die folgenden, mineralogisch äußerst variablen Gesteine (Pioneers Group) zusammenfassen:

- Granat-Disthen-Sillimanit-Staurolith-Cordierit-Biotitgneise
- Granat-Disthen-Sillimanit-Zweiglimmerschiefer, z. T. staurolithführend
- Granat-Muskovit-Quarzitschiefer, z. T. turmalinführend
- Staurolith-Sillimanit-Zweiglimmerschiefer
- Amphibol-Biotitschiefer

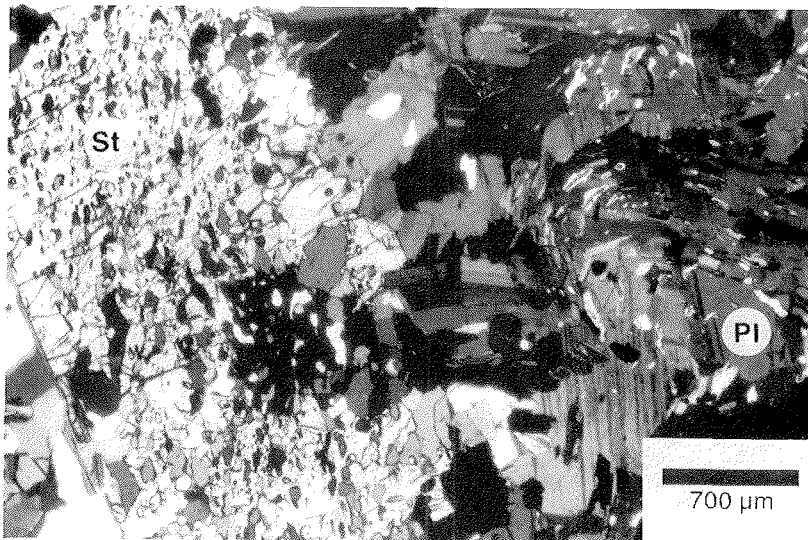
Petrographisches Hauptmerkmal der untersuchten Metapelite ist das Vorhandensein eines  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Polymorphen, bei dem es sich meist um Disthen, seltener um retrograden Sillimanit handelt. Als weitere Al-reiche Phase tritt in den Granat-Biotitgneisen Cordierit auf, der aber zum größten Teil pinitisiert ist. In fast allen Paragenesen quarzreicher Zweiglimmerschiefer ist außerdem Staurolith häufig.

Amphibol-Biotitschiefer (Probe AB 171) wurden nur als Einschaltungen in den mächtigen Amphibolitfolgen des unbenannten Nunataks südlich des Sumgin Buttress und des Mount Skidmore beobachtet.

Die Textur aller metapelitischen Gesteine ist lepidoblastisch bis nematoblastisch. Die auf S3 abgebildete Lineation wird als Minerallinear von orientiertem Glimmer und Granat, insbesondere auch von stengeligen Disthen, gebildet. Gelängter Quarz bildet parallel dazu eine Streckungslineation, während beim Matrixplagioklas ein isometrisches Pflastergefüge dominiert. Seltener bildet Plagioklas zusammen mit Quarz auch feinkörnige dynamische Rekristallisate. Häufig tritt Quarz als Zeilenquarz parallel zu S3 auf. Aufgrund der hochgradigen D4-Überprägung sind D3-Mikrogefüge nur in Bereichen schwacher D4-Faltung entwickelt. Dies trifft insbesondere auf die D3-Scherzonen am Maclaren Monolith und am „Sludanoy Ridge“ zu. Staurolith zeigt hingegen meist keine bevorzugte Regelung (Abb. 3-3), sondern wird passiv rotiert. Cordierit wurde in den D3-Schergelügen nicht beobachtet. Vermutlich war der Metamorphosedruck zu hoch, was auch durch das Auftreten von Staurolith und Disthen nebeneinander untermauert wird. Disthen enthält zahlreiche Einschlüsse von Rutil, Ilmenit und Quarz, wohingegen Staurolith-Poikiloblasten Quarz und Ilmenit einschließen. Sowohl Staurolith als auch Disthen werden im Zuge der D4-Reequilibration von verformungsfreien Plagioklas-Poikiloblasten statisch überwachsen (Abb. 3-4).

In Metapeliten, in denen zum einen die Fließfestigkeit des Gesteins im wesentlichen durch Quarz und Glimmer kontrolliert wird, und die zum anderen Phyllosilikate als Gefügemarker enthalten, sind D4-Gefüge besonders gut entwickelt, wobei die D4-Paragenesen (Sil - Crd - Pl - Bt - Ms) insbesondere die Merkmale der postkinematischen Temperung eingefroren haben. Asymmetrische Schergelüge parallel zu L4 sind nicht entwickelt. Quarz und Matrixplagioklas sind in Metapeliten grobkörnig und erscheinen oftmals optisch strainfrei. Quarz rekristallisiert überwiegend statisch. Durch ungleichmäßige Korngrenzmigration verursachte lobate Korngrenzsuturen sind deshalb eher selten. Die Korngrenzen sind fast immer gerade oder lediglich schwach gebuchtet. Bei dynamischer Rekristallisation sind die Übergänge von progressiver Subkornrotation und Korngrenzwandern (vgl. LLOYD & FREEMAN, 1994) fließend. Quarz kommt häufig als Zeilenquarz F4-achsenebenenparallel in Faltscharnieren vor. Die einzelnen elongierten Einzelkörner erreichen dabei parallel zur S4-Schieferung einen Durchmesser von bis zu 1,5 mm. Das Verhältnis ihrer langen/kurzen Achse beträgt 5 : 1.

Dynamische Quarz-Rekristallisation betrifft vor allem D5-überprägte Domänen, in denen Quarz den wesentlichen Teil der Verformung kristallplastisch aufnimmt, während die übrigen Mineralphasen parallel dazu spröde deformiert oder passiv eingeregelt werden. Belege für die dynamische Rekristallisation von Quarz bilden sowohl die stark suturierten Korngrenzen als auch die bimodale Korngrößenverteilung, die eine Unterscheidung in Altkorn und Rekristalliat erlaubt.



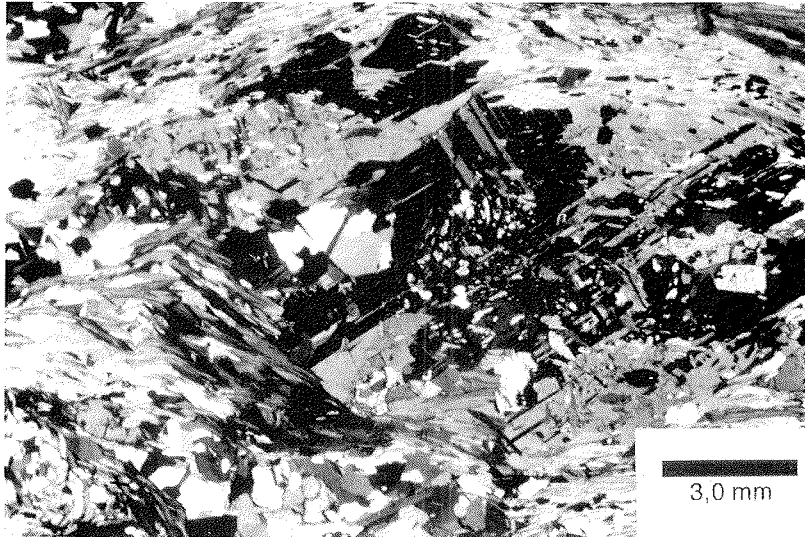
↑ **Abb. 3-3:** Statische D4-Gefügeequilibration in einem Staurolith-Sillimanit-Zweiglimmerschiefer. Staurolith (St) schließt die gelängten Quarzkörner einer älteren Foliation (?S3) ein. Der ebenfalls poikiloblastisch gewachsene, verformungsfreie Plagioklaskristall (Pl) hat die leicht verfältelte S4-Schieferung aus Hellglimmer und Biotit überwachsen (AB 209, Mathys Bank, nordwestliche Lagrange Nunataks). Gekreuzte Nicols.

Feldspäte reagieren auf die D4-Deformation z. T. mit Kornverkleinerung und teilweise auch Rekristallisation. Rekristallisation des Plagioklas setzt bereits bei einer relativ geringen Verformung ein und erfolgt durch Subkornrotation und Korngrenz wandern (FITZ GERALD & STÜNITZ, 1993). Polygonisierung erzeugt hingegen die in allen untersuchten Schliffen dominanten feinkörnig-equigranulare Pflastergefüge. Polygonisierung und Zwillingsbildung sind in den untersuchten Schliffen die wichtigsten Deformationsmechanismen in D4-verformten Plagioklas.

Während sich Plagioklas in Amphiboliten zu einem durchgehenden Lagenbau verbindet (vgl. 3.1.6), bildet er in metapelitischen Gesteinen lediglich unzusammenhängende Domänen. Darüberhinaus sproßt Plagioklas poikiloblastisch, wobei sich in den Schliffen, abgesehen von lokalen D5-Scherbandgefügen, in denen die bis zu mehreren mm großen post-D4-Poikiloblasten Deformationszwillinge bilden, keine Hinweise auf eine durchgreifende kristallplastische Verformung beobachten lassen.

Geregelte poikiloblastische Einschlüsse in Plagioklas sind Staurolith, Biotit, Hellglimmer, Granat, Sillimanit und Disthen (Abb. 3-4). Die Blasten übersprossen postkinematisch die F4-achsenebenenparallel angelegte Schieferung (S4). D3-geprägte Quarzite zeigen ebenfalls eine hochgradige D4-Gefügeequilibration (s. u.), aber keine Plagioklas-Sproßung.

Grobschuppige Biotite und Hellglimmer zeigen das Regelungsverhalten aller foliativen Elemente und bilden mit ihrer Flachseite die S3- bzw. S4-Foliationen ab. Dabei werden Granat und Disthen umflossen. Verknickungen des Biotit sind hierbei selten.



↑ **Abb. 3-4:** Postkinematischer Plagioklas-Poikiloblast schließt Hellglimmer (Ms), Biotit (Bt), Staurolith (St) und Sillimanit (nicht sichtbar) ein.

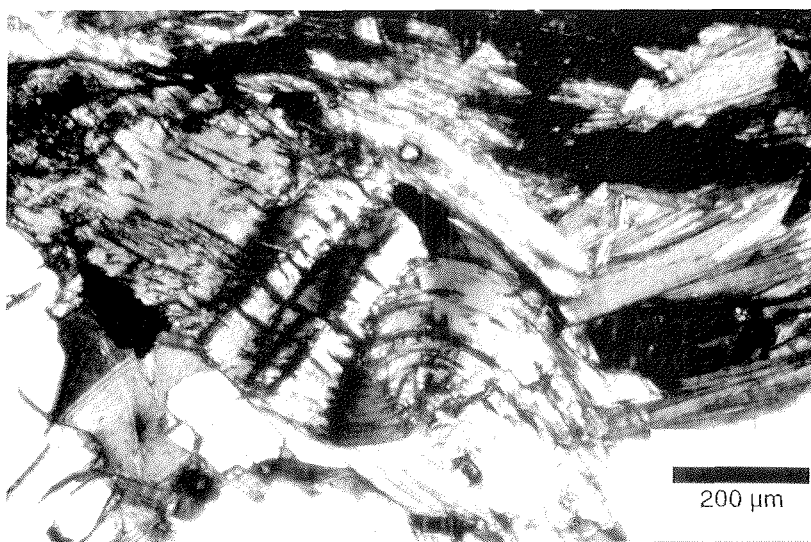
Gegenüber Staurolith sind die Korngrenzen beider Phasen besonders scharf und die Ausbildung einer idiomorphen Kornform wird bei Biotit durch die hohe Oberflächenenergie des Staurolith behindert. Hellglimmer und Biotit reagieren auf die deformativ Beanspruchung mit Versetzungsgleiten als wirksamster Deformationsmechanismus. Inwieweit Korngrenzgleitung in Phyllosilikaten neben der plastischen Verformung von Quarz eine Rolle spielt ist zweifelhaft, da die Korngrößen in den untersuchten Proben mit bis zu 3 mm hierfür zu groß erscheinen (vgl. LAW, 1990). Hellglimmer und Biotite sind in den Scheiteln von D4-Mikrofallen polygonisiert.

Disthen ist F4-faltenachsebenenparallel eingeregelt und löscht undulös aus. Fibrolithischer bis feinprismatischer Sillimanit wächst regellos innerhalb der Matrix. Häufiger wird er jedoch von Plagioklas-Poikiloblasten überwachsen. In diesen bildet er meist strahlige Aggregate. Innerhalb der Matrix steht Sillimanit meist in direktem Kontakt zu Biotit. D3- und D4-Mikrogefüge zeigen amphibolitfazielle Deformationsbedingungen an (VOLL, 1976).

D5-Scherzonen innerhalb metapelitischer Gesteine zeigen oft ein kataklastisches bis ultrakataklastisches Mikrogefüge (HEITZMANN, 1985). Hiermit verbunden sind die dynamische Rekristallisation von Quarz mit feinsuturierten Korngrenzen, seltener von Feldspat (D5-Scherzone an den Shaler Cliffs) sowie Mineralneubildungen, insbesondere die Neusproßung von Muskovit (Serizit), Biotit, Chlorit und Albit. Granat ist in D5-Scherzonen



oft zerbrochen, und die Bruchstücke erscheinen im Schliff foliationsparallel (S5) bis zu mehreren mm weit verdriftet. Plagioklas zerbricht vereinzelt entlang von Scherbändern. Disthen und Staurolith sind teilweise ebenfalls zerbrochen, und ihre Fragmente sind im Gesteinsverband über mehrere mm verstreut. Neben den Schichtsilikaten ist in D5-überprägten Gesteinen vor allem Disthen von Verknickung betroffen (Abb. 3-5). Knickbandgrenzen separieren hierbei scharf Bereiche unterschiedlicher kristallographischer Orientierung. Die Knickbänder entstehen durch Versetzungsgleiten auf den Kristallflächen (KRUHL, 1993). Granat ist in D5-Scherzonen fast vollständig biotitisiert. Aufgrund der oben beschriebenen Gefügeausbildung und Mineralogie, der eingeschränkten Rekristallisation von Feldspat (VOLL, 1976) läßt sich für D5 auf Deformationsbedingungen der höhergradigen Grünschieferfazies (~ 500 °C) schließen.



↑ **Abb. 3-5:** Verknickter Disthen in einem Granat-Disthen-Staurolith-Glimmerschiefer. Verknickung von Disthen tritt besonders häufig in D5-deformierten Gesteinen auf. Gekreuzte Nicols.

### 3.3.1 Quarz-[c]-Achsenorientierungen in Quarz-Feldspat-Gesteinen

Mit Ausnahme von Probe AB 3A zeigen alle übrigen Proben, in denen die kristallographischen Orientierungen der Quarz-[c]-Achsen eingemessen wurden, meist Regelungen mit Maxima in hohem Winkel zum Linear (X-Achse). Es treten zwei unterschiedliche Verteilungsmuster auf (Abb. 3-6, 3-7). Durch ebene Verformungsgeometrien bedingte, symmetrische und asymmetrische Typ I- bzw. Typ II-Kreuzgürtel mit Maxima in hohem Winkel zur Foliation, wobei im wesentlichen eine Aktivierung der basalen <a>-Gleitung im Quarz zu beobachten ist, sowie geneigte asymmetrische Einfachgürtel, die eine nicht-koaxiale Verformung belegen.

→ **Abb. 3-6:** Quarz-[c]-Achsen-Regelungsmuster der untersuchten Quarz-Feldspatgesteine der nördlichen Shackleton Range. Für jede Probe sind oben im Bild die eingemessenen Achsenpole einzeln dargestellt. Die statistische Auswertung erfolgt jeweils unten im Bild anhand von Isolinien. Das Konturintervall der Isolinien beträgt 1 % (1, 2, 3 ... % usw.) pro 1% der Halbkugeloberfläche. Bereiche < 1 % sind gerastert. Trotz der durchgreifenden Temperung ist überwiegend eine kristallographische Vorzugsorientierung von Quarz deutlich (Ausnahme: Probe AB 17A). Es lassen sich sowohl eine reliktsche HT-Deformation der hochgradigen Amphibolitfazies (Probe AB 3A) als auch die überprägenden niedriger temperierten Deformationsereignisse identifizieren. Der für Probe AB 3A angegebene Schersinn bezieht sich auf die hochtemperierte Prismen-[c]-Gleitung und auf das heutige Koordinatensystem. Vgl. Text.

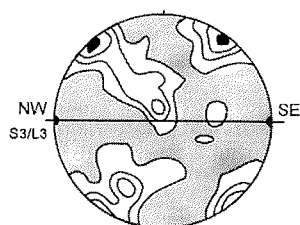
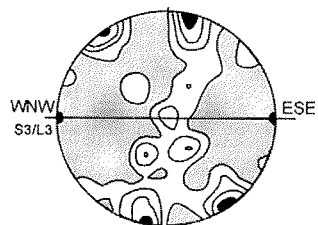
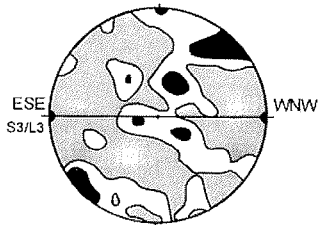
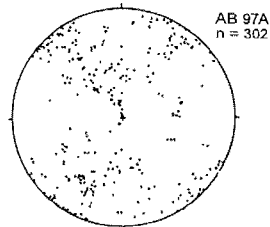
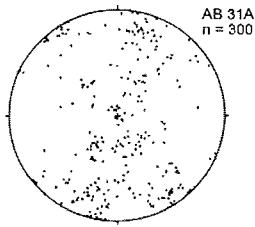
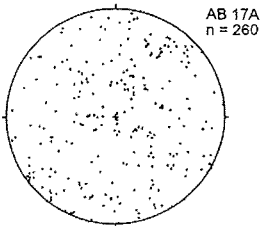
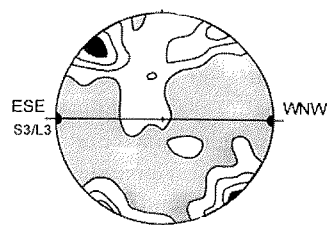
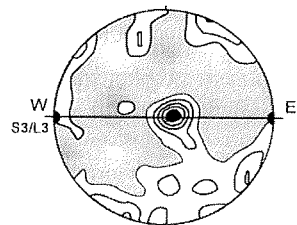
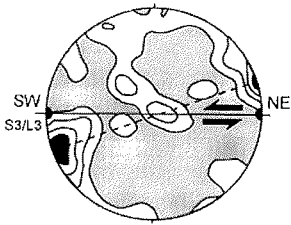
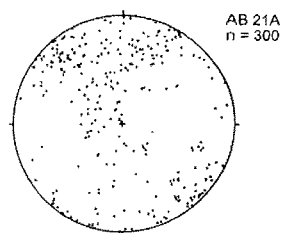
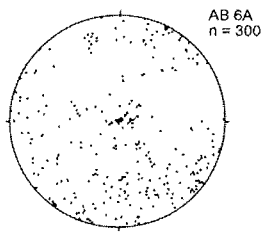
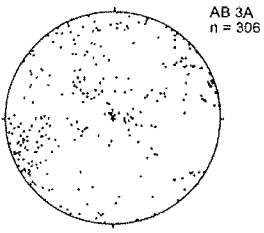
#### *Granatführender Quarz-Feldspat-Gneismigmatit (AB 3A)*

Die Probe des Gneismigmatits (AB 3A, Wiggans Hills) vom Nordrand der Shackleton Range wurde aus einem nur schwach verfalteten Bereich entnommen, um den Einfluß der nachfolgenden strukturellen Überprägung so weit wie möglich zu eliminieren. Die Achsen der jüngeren D4-Faltung verlaufen subparallel zum älteren L3-Linear. Trotz der späteren F4-Faltung ist anhand der Quarzgitterregelung in dieser Probe noch ein hochtemperierter Deformationsakt deutlich auszumachen. Der migmatische Gneis weist eine Regelung seiner Quarz-[c]-Achsen mit einem deutlichen Maximum in niedrigem Winkel zur Streckungslineation (L3) auf (Abb. 3-6). Dies spricht für Prismen-[c]-Gleitung als das dominante Gleitsystem in Quarz. Allerdings ist der Winkel zur Foliation mit ca. 20 ° noch verhältnismäßig groß, so daß es sich auch um extrem hochtemperiertes Basis-<a>-Gleiten handeln könnte. Der eingemessene Öffnungswinkel ist mit 108 ° sehr groß, was ebenfalls auf Deformationstemperaturen > 680 °C schließen ließe (SANDER, 1930; GREEN *et al.*, 1970). Der kinematische Rahmen läßt sich, bezogen auf das heutige Koordinatensystem, als Top-nach-Westen-Scherung angeben (Abb. 3-6). Neben der dominanten Prismen-[c]-Gleitung sind im wesentlichen die Rhomboeder-<a>-Gleitsysteme aktiv, was sich durch eine Häufung der [c]-Achsen in Bereichen nahe der Y-Achse äußert. Die asymmetrische Verteilung der [c]-Achsenmaxima könnte auf einen tektonischen Hangendtransport nach Südwesten hindeuten. Das Diagramm läßt diesbezüglich aber keine eindeutige Interpretation zu. Möglicherweise ist hier aber bereits die Anlage eines faltungsassoziierten Transportlinears, welches einen tektonischen Transport nach Süden bis Südosten anzeigt, repräsentiert.

#### *Granat-Glimmerschiefer (Probe AB 6A, Bonney Bowl)*

Der Granat-Glimmerschiefer der Probe AB 6A wurde einer am östlichen Bonney Bowl verfalteten Schiefer-/Amphibolitfolge entnommen. Die dominante Hauptschieferung S3 ist dort krenuliert. Die Schnittlage entspricht bei der untersuchten Probe S3 und L3. Parallel zu L3 ist ein Runzellinear (L4) entwickelt.

Die Probe zeigt eine undeutliche Vorzugsregelung seiner Quarz-[c]-Achsen mit einem Verteilungmaximum nahe der Y-Achse. Ein asymmetrischer Einfachgürtel ist nur andeutungsweise entwickelt.



Eine Ableitung des Schersinns und die Eingrenzung der Deformationstemperaturen anhand der Öffnungswinkel der Quarz-[c]-Achsen-Kleinkreisgürtel läßt sich bei dieser Probe nicht durchführen. Es sind aber sowohl Submaxima mit hohem (Basis-<a>-Gleitung) als auch mit niedrigem Winkel zur Foliation (Rhomboeder-<a>-Gleitung) entwickelt.

#### *Quarz-Feldspatgneis (Probe AB 21A, Mount Sheffield)*

Der Quarz-Feldspatgneis (Probe AB 21A) wurde einer Folge amphibolführender Blastomylonite, Granat-Amphibolite und Quarz-Feldspatgneise entnommen, die eng miteinander verfault sind. Die X-Richtung entspricht bei dieser Probe dem E-W-orientierten L3-Streckungslinear bzw. den subparallel dazu verlaufenden F4-Faltenachsen.

Wie die sehr deutlichen Maxima in hohem Winkel zur S3-Foliation zeigen, stellt basales Gleiten in <a>-Richtung das aktive Gleitsystem im Quarz dieses Gesteins dar. Andere Gleitsysteme sind nur sehr untergeordnet repräsentiert. Der Kreuzgürtel zeigt keine erkennbare Asymmetrie, demnach auch keine durch einfache Scherung verursachte rotationale Komponente, und spiegelt eine ebene Verformungsgeometrie mit Plättungskomponente wider (SCHMID & CASEY, 1986). Der Öffnungswinkel der [c]-Achsen-Kleinkreisgürtel ist mit 77 ° relativ groß und belegt Deformationsbedingungen der Amphibolitfazies mit Temperaturen von 550 - 650 °C (WENK, 1943).

#### *Augengneis (Probe AB 31A, Mount Sheffield)*

Der beprobte Augengneis aus derselben strukturellen Position wie Probe AB 21A zeigt bezüglich seines [c]-Achsen-Verteilungsmusters abweichend von der vorherigen Probe eine stärkere Besetzung nahe der Y-Achse, was auf eine höher temperierte Rhomboeder-<a>-Gleitung in Quarz hindeutet. Es ist ein gut ausgebildeter Typ I-Kreuzgürtel entwickelt. Typ I-Kreuzgürtel entwickeln sich bei koaxialer Verformung im Plättungsfeld (SCHMID & CASEY, 1986). Der Öffnungswinkel der [c]-Achsen-Kleinkreisgürtel ist mit 46 ° aber relativ klein, was als ein Indikator für grünschieferfazielle Deformationsbedingungen interpretiert werden muß (HARVILL, 1969). Offenbar wurden in diesem Fall höhertemperiert angelegte Gleitsysteme durch die grünschieferfazielle D5-Scherung reaktiviert. Die Asymmetrie des Kreuzgürtels ist zu gering als daß man sie zur Bestimmung des Schersinns heranziehen könnte.

#### *Mylonitischer Quarz-Feldspatgneis (Probe AB 97A, nördlicher Nunatak der Lewis Chain)*

Der Gneis mit einer leicht mylonitischen Textur wurde ebenso wie die bereits beschriebenen L3-parallel (X-Richtung) entnommen. L3 verläuft am nördlichen Nunatak der Lewis Chain auf der subhorizontal liegenden S3-Foliation NW-SE.

Hochtemperiertes Basisgleiten in <a>-Richtung bestimmen das Verteilungsmuster der eingemessenen Quarz-[c]-Achsen. Ein Öffnungswinkel der [c]-Achsen-Kleinkreisgürtel von 75 ° spricht für amphibolitfazielle Deformationsbedingungen (WENK, 1943). Dabei ist die zentrale Verbindung des Typ I-Kreuzgürtels unterbesetzt, was besonders bei koaxialen Verformungspfaden häufig zu beobachten ist (PASSCHIER & TROUW, 1996). Eine rotationale Komponente der Verformung läßt sich aus dieser Probe nicht ableiten.

*Mylonitischer Quarz-Feldspat-Biotitgneis (AB 125A, Mount „E“)*

Die Probe wurde einer deutlich D5-überprägten Scherzone entnommen. Die X-Richtung entspricht dabei einem schwach entwickelten Transportlinear subparallel zu L3. Die S3-Foliation wird deutlich durch Scherbandgefüge überprägt, wobei im Gelände der Schersinn nicht ermittelt werden konnte. Es war diesbezüglich unklar, ob es sich um SC- oder SC'-Scherflächen-Geometrien handelt (LISTER & SNOKE, 1984; HANMER & PASSCHIER, 1991), da das Rahmengestein der Scherzone nicht aufgeschlossen ist. Das Verteilungsmuster der Quarz-[c]-Achsen zeigt einen schwach asymmetrischen Kreuzgürtel, der in einen leicht nach Westen geneigten Einfachgürtel übergeht. Der Schersinn ist Top-West. Bevorzugte Basis-<a>-Gleitung und ein kleiner Öffnungswinkel der [c]-Achsen-Kleinkreisgürtel von 53 °, wie es für grünschieferfazielle Deformationsbedingungen charakteristisch ist (KRUHL, 1986), lassen Deformationstemperaturen < 550 °C vermuten. Wahrscheinlich wurde eine bereits bestehende Anisotropie im Gestein, vermutlich S3, bei der retrograden Anlage der Scherbandgefüge (D5) reaktiviert.

*Hornblendeführender Quarz-Feldspat-Biotitgneis (AB 143A, Mathys Bank)*

Der hornblendeführende Gneismigmatit zeigt ein vergleichsweise diffuses Verteilungsmuster seiner Quarz-[c]-Achsen. Maxima sind aber in hohem Winkel zur Foliation orientiert, was für Basis-<a>-Gleitung als dominantes Gleitsystem in Quarz spricht. Ein Kreuzgürtel ist nur undeutlich entwickelt.

*Mylonitischer Quarz-Feldspat-Biotitgneis (AB 155A, Mount „E“)*

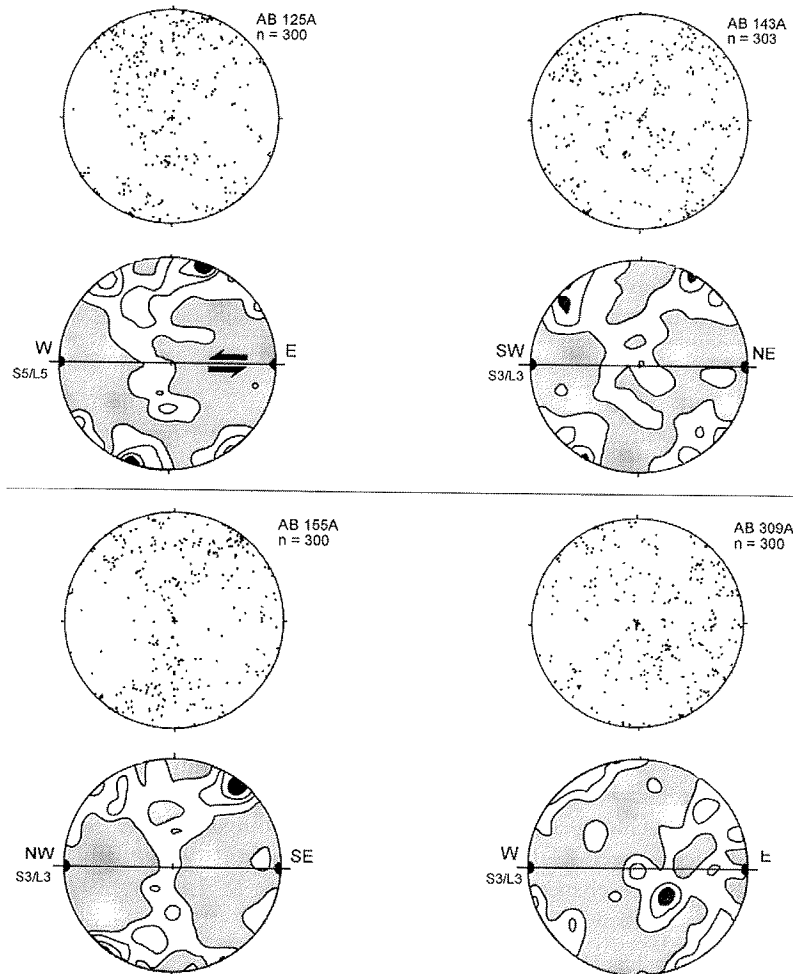
Probe AB 155A entstammt einem deutlich *solid-state* D3-überprägten (L3, S3) Migmatit vom Mount „E“ (nordwestliche Lagrange Nunataks). Die Gitterorientierung von Quarz zeigt einen Typ I-Kreuzgürtel mit Maxima im hohen Winkel zur Hauptfoliation S3, was für eine bevorzugte Aktivierung der Basis-<a>-Gleitung in Quarz spricht. Die Aktivierung dieses Gleitsystems erfolgte hochtemperiert unter Deformationsbedingungen der Amphibolitfazies, wie der Winkel der [c]-Achsen-Kleinkreisgürtel von 74 ° andeutet (WENK, 1943). Kreuzgürtel dieses Typs entstehen bei ebener Verformung (PASSCHIER & TROUW, 1996) und lassen deshalb keine weitergehenden kinematischen Rückschlüsse zu.

Hinweise auf ein reliktsches Hochtemperaturgefüge sind bei dieser Probe möglicherweise das gehäufte Auftreten von Quarz-[c]-Achsenorientierungen in Form von einem Submaximum nahe der S3-Hauptfoliation (Abb. 3-7). Der Schersinn ist dabei aber nur mit großen Unsicherheiten zu bestimmen und wäre, bezogen auf das heutige Koordinatensystem, Top-nach-NW.

*Quarz-Feldspatgneise mit diffusen Verteilungsmustern (AB 17A, AB 309A)*

Der beprobte Quarz-Feldspat-Biotitgneis der Probe AB 17A (Mount Sheffield) weist im Hinblick auf seine Quarz-[c]-Achsenorientierungen kein scharfes kristallographisches Regelungsmuster auf (Abb. 3-6). Eine Vorzugsorientierung ist nur schwer erkennbar bzw. die vorhandenen Maxima sind äußerst diffus. Eventuell ist ein sehr schwach entwickelter schiefer

Einfachgürtel angedeutet, der einen Hangendtransport in WNW' Richtung parallel zu L3 und L4 anzeigen würde.



↑ **Abb. 3-7:** Quarz-[c]-Achsen-Regelungsmuster der untersuchten Quarz-Feldspatgesteine der nördlichen Shackleton Range. Für jede Probe sind oben im Bild die eingemessenen Achsenpole einzeln dargestellt. Die statistische Auswertung erfolgt jeweils unten im Bild anhand von Isolinien. Das Konturintervall der Isolinien beträgt 1 % (1, 2, 3 ... % usw.) pro 1% der Halbkugeloberfläche. Bereiche < 1 % sind gerastert. Trotz der durchgreifenden Temperung ist überwiegend eine kristallographische Vorzugsorientierung von Quarz deutlich erkennbar (Ausnahme: Probe AB 17A). Es lassen sich sowohl eine reliktsche HT-Deformation der hochgradigen Amphibolitfazies (Probe AB 3A) als auch die überprägenden MT-Deformationsereignisse identifizieren. Vgl. Text.

Gleiches gilt für den granatführenden Quarz-Feldspatgneis (Probe AB 309A) vom Kendall Basin, dessen Verteilungsmuster der Quarz-[c]-Achsen, insbesondere bei Betrachtung der Einzeldarstellung der [c]-Achsen im Clusterdiagramm (Abb. 3-7), kaum interpretierbar erscheint. Das Regelungsmuster ist ebenfalls diffus, wobei sich zwei schwach ausgebildete Maxima in niedrigem Winkel zur Foliation andeuten. Es ist anzunehmen, daß im Fall der beiden zuletzt genannten Proben die ursprüngliche Quarztextur im Zuge der späten D4-Equilibrierung vollständig ausgelöscht wurde.

Proben AB 97A und 155A enthalten eine anhand der Quarztextur feststellbare *simple shear*-Komponente. Es kann sein, daß die ursprünglichen Quarztexturen durch die Temperung ausgelöscht wurden.

### 3.4 Pyroxen-Biotitgneis

Retrograde basische Granulite (Pyroxen-Biotitgneise) sind durch eine D3-Scherzone mit Top-West-Hangendtransport von den darunterliegenden Metapeliten (Granat-Disthen-Quarzschiefern) der Pioneers Group getrennt (vgl. 2.4.2). Teilweise ist der Pyroxen-Biotitgneis in diese eingeschuppt (vgl. 2.5.2).

Der Pyroxen-Biotitgneis enthält bis zu 2,5 mm große präkinematische Klinopyroxen-Xenoklasten (10 - 15 Vol.-%), daneben charakteristische antiperthitische Feldspat-Porphyroblasten (15 Vol.-%) mit Durchmessern bis zu 2 mm (Abb. 3-8), wobei letztere das dominante D3-Hochtemperaturgefüge (S3, L3) überwachsen. Die Entmischungstexturen der Antiperthite sind fleckig, wobei Kalifeldspat verhältnismäßig große Bereiche (max. 40 Vol.-%) der Blasen einnimmt (vgl. 4.7). Klinopyroxene mit idiomorphem Habitus kommen nur als Einschlüsse von überwachsenden Pyroxen-Kristallen vor (Abb. 3-8). Klinopyroxen ist foliations- (S3) und lineationsparallel (L3) eingeregelt oder gewachsen. Es wurden allerdings keine Rekristallisate beobachtet. Als einzige Deformationsstruktur zeigt Klinopyroxen eine schwache Undulösität. Nur ein geringer Teil der Klinopyroxene besitzt stark korrodierte Säume, die randlich in Amphibol (Uralit) und/oder Biotit umgewandelt sind. Die Anwachsensäume aus Amphibol müssen retrograd unter Fluidzufuhr von außen gebildet worden sein, z. B. durch Wasserzufuhr aus den benachbarten Metapeliten, da die Paragenese zum Zeitpunkt des Metamorphosepeaks bereits vollständig dehydratisiert war.

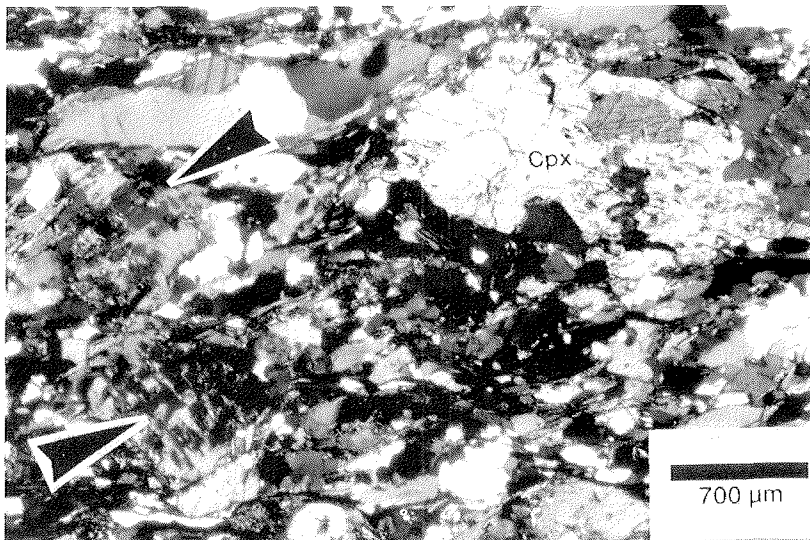
Die Gesteinsmatrix besteht aus Plagioklas (40 Vol.-%) und Quarz (35 Vol.-%), daneben Biotit (~ 10 Vol.-%). Wie Untersuchungen mit dem Kathodolumineszenzmikroskop ergaben, bildet Kalifeldspat zudem einen beträchtlichen Teil der Matrix (~ 10 Vol.-%). Das Gestein ist auffallend arm an Erzphasen, enthält aber akzessorisch isometrische, stark gerundete Apatite bis 500 µm Durchmesser, hypidio- bis idiomorphe Titanite und vereinzelt Zirkone.

Anzeiger für granulitfazielle Metamorphosebedingungen sind zum einen das Fehlen von Amphibol im primären Mineralbestand trotz geeignetem Gesamtgesteinschemismus sowie zum anderen die für granulitische Gesteine typische, fleckig-antiperthitische bis mesoperthitische Struktur der Feldspat-Porphyroblasten (EVANGELAKAKIS *et al.*, 1993), welche das D3-Gefüge überwachsen.

Der Pyroxen-Biotitgneis zeigt keinen ausgeprägten metamorphen Lagenbau. Eine foliationsparallele plattige Abspaltung des Gesteins ist nur im Bereich der D3-Scherzone zu beobachten. Makroskopisch ist eine Lineation lediglich in unmittelbarer Nähe (m-Bereich) zur

Scherzone erkennbar. Eine S3-parallele Schieferung wird fast ausschließlich durch eingeregelter, homogen im Gestein verteilten Biotit und linsenförmig gestreckte Quarzzeilen definiert. Der retrograd chloritisierte Biotit ( $\sim 500 \mu\text{m} \perp [c]$ -Achse), der maximal 20 Vol.-% des modalen Mineralbestandes ausmacht, ist feinwellig geregelt. Die Druckschattenbereiche der Klinopyroxen-Xenoblasten werden von Biotit in Form sigmoidaler Schleppen nachgezeichnet. Sie zeigen für D3 einen Hangendtransport nach Westen an. In Dilatationsbereichen der Pyroxen-Xenoklasten sproßt Biotit auch vereinzelt quer. Jüngere D5-Scherbandgefüge sind durch Biotit und einrotierten Klinopyroxen definiert.

Das D3-Gefüge des basischen Granulits ist hochgradig getempert. Ein signifikanter Einfluß der D4-Faltung ist dabei nicht festzustellen. Rekristallisierter polygonaler Kalifeldspat und Plagioklas der Matrix sowie statisch equilibrierter Quarz mit geraden Korngrenzen sind die Haupttexturbildner.



↑ **Abb. 3-8:** Pyroxen-Biotitgneis (Probe AB 284A) vom „Sludanoy Ridge“ (zentrale Herbert Mountains) im Dünnschliff. Klinopyroxen-Xenoblasten (Cpx) und antiperthitische Feldspat-Porphyroblasten (Pfeile) sind für den basischen Granulit typisch. Die hochgradig getemperte Matrix besteht neben neugebildetem Kalifeldspat, der z. T. mikroklinisiert, überwiegend aus rekristallisiertem Plagioklas und Quarz. Biotit ist retrograd. XZ-Schnitt. Gekreuzte Nicols.

Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz sind in nur geringem Maße formgeregelt. Myrmekitisation ist häufig zu beobachten (s. u.). Eine Kornvergrößerung und deutliche Formregelung von Quarz tritt in Form langgestreckter Zeilenquarze auf. Die linsenförmigen Zeilenquarze könnten auf ältere Isoklinalfalten hindeuten. Die nachfolgende schwache Überprägung äußert sich in Deformationszwillingen (Plagioklas), undulösem Auslöschen und



Deformationslamellen bei Quarz, Rotation der Antiperthit-Porphyroblasten sowie der Anlage von retrograden D5-Scherbandgefügen. In D5-Gefügen ist Klinopyroxen passiv rotiert und reagiert spröde. Klinopyroxene wird dabei z. T. auch verbogen und verknickt.

Verzwilligung durch Versetzungsgleiten ist ein weiterer wirksamer Deformationsprozeß im Plagioklas des Pyroxen-Biotitgneis. Dies gilt sowohl für die rekristallisierte Matrix als auch für die Porphyroblasten. Deformationszwillinge sind am Auskeilen ihrer Zwillingslamellen zu erkennen (Abb. 3-9). Durch die Verzwilligung entstehen neue, für das Versetzungsgleiten günstige Kristallorientierungen, die die Verformung des Plagioklas erleichtern. Auffallend häufig sind Deformationszwillinge in verhältnismäßig großen Plagioklaskörnern, bei denen sich interne Spannungen aufbauen, die die zur Zwillingsbildung notwendigen kritischen Scherspannungen überschreiten (DORNBUSCH, 1995). Die Zwillingsgrenzen sind Niedrigenergiegrenzen und können im Gegensatz zu Korngrenzen nicht wandern, da die Atome entlang der Zwillingsgrenze fest in ihrer Position sitzen (KRUHL, 1993). Es ist daher eine Verbiegung notwendig, um diejenigen Kristalldefekte zu erzeugen, die ab einer bestimmten Schwellentemperatur zu wandern beginnen. Druckzwillinge von Plagioklas bilden ein Inkrement der retrograden Überprägung (D4 oder D5) der D3-Schergefüge ab. Matrixplagioklas-Druckzwillinge treten darüberhinaus noch bevorzugt in Granat-Amphiboliten auf.

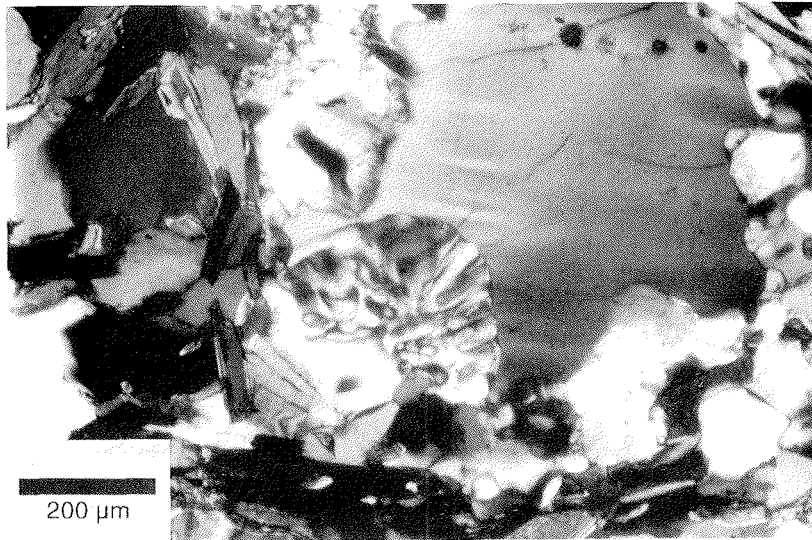


↑ **Abb. 3-9:** Plagioklas-Deformationszwillinge in einem retrograd überprägten basischen Granulit (Pyroxen-Biotitgneis, Probe AB 284A, Sludanoy Ridge). Für die beiden Druckzwillinge ist das Auskeilen ihrer Zwillingslamellen typisch. Plagioklas-Druckzwillinge gehen oftmals aus Deformationslamellen hervor. XZ-Schnitt. Gekreuzte Nicols.

*Myrmekite*

Hochtemperierte kalifeldspatreiche Gesteine, wie der blastomylonitische Amphibolgneis und der oben beschriebene Pyroxen-Biotitgneis, sind lokal von Myrmekitisierung betroffen (Abb. 3-10). Hierbei ersetzen symplektitische Verwachsungen von Plagioklas und Quarz den Kalifeldspat. Myrmekite treten bevorzugt in Zonen senkrecht zur Richtung der maximalen Verkürzung (Z) auf, was auch auf die bearbeiteten Proben zutrifft. Die lobaten Myrmekite wachsen ausgehend von Plagioklas-Kalifeldspat-Korngrenzen in den Kalifeldspat hinein, da sich an den rigiden Plagioklas-Korngrenzen (*high-stress*-Domänen) der durch die Myrmekitisierung hervorgerufene Volumenverlust besonders günstig auswirkt (VERNON, 1991).

Lokal überproportionale Verformungsintensitäten bzw. hohe Strainraten spielen für die Entstehung von Myrmekiten (SIMPSON & WINTSCH, 1989) wahrscheinlich nur eine untergeordnete Rolle, da ein hoher Strain unter *solid-state*-Bedingungen die relativ fragilen Verwachsungen (Rekristallisation) zerstören würde (VERNON, 1991). Die Verformung hat für die Myrmekit-Genese aber insofern eine Bedeutung, indem sie die notwendigen Kristalldefekte induziert, die dann zu einer Auflösung des Kf-Pl-Qtz-Gleichgewichts führen und so die Keimbildung von Plagioklas und Quarz begünstigen (VERNON, 1991). Dieser Vorgang verstärkt durch die Kornverkleinerung außerdem den Zugang von Fluiden. Über deren Bedeutung und eine mögliche Beteiligung von Schmelze an der Myrmekit-Genese (HIBBARD, 1987) herrscht aber noch Unklarheit.



↑ **Abb. 3-10:** Myrmekit in einem Pyroxen-Biotitgneis (Probe AB 284A, Sludanoy Ridge). Bei der Myrmekitisierung ersetzen symplektitische Verwachsungen von Plagioklas und Quarz den Kalifeldspat, wobei beim Hineinwachsen in den Kalifeldspat lobate Korngrenzen entstehen. Gekeuzte Nicols.

### 3.5 Quarzite

Massige Quarzite wurden am Südwestgrat der Charpentier Pyramid (Proben AB 300, 301), an der Südwestwand der Shaler Cliffs (AB 242, 247), am Mount Etchells (AB 166) und am unbenannten Nunatak südlich des Sumgin Buttress (AB 124) zum Zweck weiterführender mikrotextureller Methoden (Quarz-[c]-Achsen) beprobt (vgl. 3.5.1). Bei den in den jeweiligen Untersuchungsgebieten vorkommenden schwach geschieferten Quarziten handelt es sich meist um wenige dm bis mehrere m mächtige Einschaltungen mit überwiegend monomineralischem Mineralbestand (Quarz > 90 Vol.-%). Daneben treten häufig Hellglimmer (Proben AB 242, 247, Shaler Cliffs) und in einigen Proben vereinzelt auch Feldspat und Biotit (AB 166, Mount Etchells) auf. Nach den Untersuchungen von ROLAND *et al.* (1995a) handelt es sich bei den Hellglimmern um Fuchsit. Die Glimmer sind streng foliationsparallel eingeregelt und bilden das Hauptplanargefüge ab. Ein auf den Schieferungsflächen abgebildetes Minerallinear ist aufgrund der geringen Korngrößen der Glimmer makroskopisch oft nur undeutlich, in Dünnschliffen parallel S3 aber gut erkennbar.

Quarz ist in den untersuchten Proben vollständig rekristallisiert (Abb. 3-11a). Es alternieren grobkörnige ( $\varnothing$  1,0 - 3,0 mm, foliationsparallel gemessen) und feinkörnige Lagen ( $\varnothing$  0,5 - 1,0 mm), wobei in letzteren Quarz verstärkt polygonale Pflastergefüge bildet. In den groben Lagen zeigt Quarz eine deutliche Kornlänge parallel zum dominanten Streckungslinear L3. Während ihrer retrograden Entwicklung wurden die Quarzite von Kornvergrößerung (Sammelkristallisation) betroffen, die teilweise zum Verlust der Formregelung führen kann. Die Quarzkörner erreichen in einigen sehr grobkörnigen Quarziten (AB 247, 300) Korndurchmesser bis zu 4,0 mm (foliationsparallel gemessen). Die geraden Korngrenzen (AB 242) sprechen trotz der dort fehlenden polygonalen Pflaster für ein getempertes Gefüge.

Korngrenzwandern von Quarz wird oftmals durch Minerale mit höherer Oberflächenenergie, insbesondere Glimmer, aufgehalten (Abb. 3-11b), somit steuert der Hellglimmeranteil die Korngröße der Quarzite (Proben AB 247A, 300A). Reine Quarzite (z. B. AB 247A) sind aus diesem Grund besonders grobkörnig ( $\varnothing$  ~ 5 mm). Kleine Hellglimmer ~ 100  $\mu$ m (in XZ-Schnitten  $\perp$  zur [c]-Achse) werden von Quarz-Sammelrekristalliten eingeschlossen, größere Kristalle (> 200  $\mu$ m) bilden hingegen aufgrund ihrer gegenüber Quarz höheren Oberflächenenergie bevorzugt Wachstumsbarrieren, wobei die Quarz-Quarzkorngrenzen immer in rechtem Winkel auf die Glimmerblättchen stoßen.

Schachbrettfelderung wurde nur in Ausnahmefällen beobachtet. Lediglich in Probe AB 300 ist in Quarzkörnern, deren [c]-Achsen nahezu in der Schliffebene liegen, das gemeinsame Auftreten prismen- und basisparalleler Subkorngrenzen nachweisbar (Abb. 3-11c). Vermutlich handelt es sich hierbei um ein D3-Reliktgefüge. Nach BLUMENFELD *et al.* (1986) und MAINPRICE *et al.* (1986) erfordert die mit [c]-Gleitung verbundene Anlage basisparalleler Subkorngrenzen hohe Metamorphosetemperaturen (> 650 °C). Nach KRUHL (1996) ist ihr Auftreten auf das Stabilitätsfeld von Hochquarz (> 625 °C bei 2 kbar, > ~ 810 °C bei 8 kbar, GROSS & VAN HEEGE, 1973) beschränkt. Es ist daher wahrscheinlich, daß im Zuge der retrograden D4-Deformation die hochtemperierten basisparallelen Subkorngrenzen durch prismenparallele ersetzt wurden. Auch aus den Verteilungsmustern eingemessener Quarz-[c]-Achsen ergeben sich Hinweise auf hochtemperierte D3-Deformationsbedingungen (Probe 247A), wobei sich ein untergeordnetes, für [c]-Gleitung typisches Verteilungsmaximum nahe der Lineation/Foliation ergibt (s. u.).

→

**Abb. 3-11:** Quarz-Mikrogefüge in Quarziten: **a.)** Rotationsrekristallisation in Quarz. Quarz-Subkörner mit Niedrigwinkelkorngrenzen gehen in getempertem Quarzit in Rekrystallisate über (Probe AB 300A, Shaler Cliffs). XZ-Schnitt. **b.)** Rekrystallisation von Quarz in einem hellglimmerführenden Quarzit. Durch die heterogen im Gestein feinverteilten Hellglimmer, die eine höhere Oberflächenenergie als Quarz besitzen, ist die Korngrenzwanderung von Quarz deutlich behindert, wobei die Quarz-Quarzkorngrenzen immer im rechten Winkel auf die Glimmerblättchen stoßen (Probe AB 247A, Shaler Cliffs, nördliche Herbert Mountains). XZ-Schnitt. **c.)** Reliktische Schachbrettfelderung von Quarz in einem reequilibrierten Quarzit (Probe AB 300A, Charpentier Pyramid). Die Korngrenzen sind gerade bis schwach suturiert. Die prismen- (P) und basisparallelen Subkorngrenzen (B) verlaufen rechtwinklig zueinander, wobei basisparallele Subkorngrenzen kürzer sind und an den prismenparallelen enden. Die Quarz-[c]-Achse ist subparallel zur Schlißebene (XZ-Schnitt) orientiert. Alle Photos mit gekreuzten Nicols. Die Länge der unteren Bildkante beträgt jeweils 4,0 mm.

### 3.5.1 Quarz-[c]-Achsenorientierungen in Quarziten

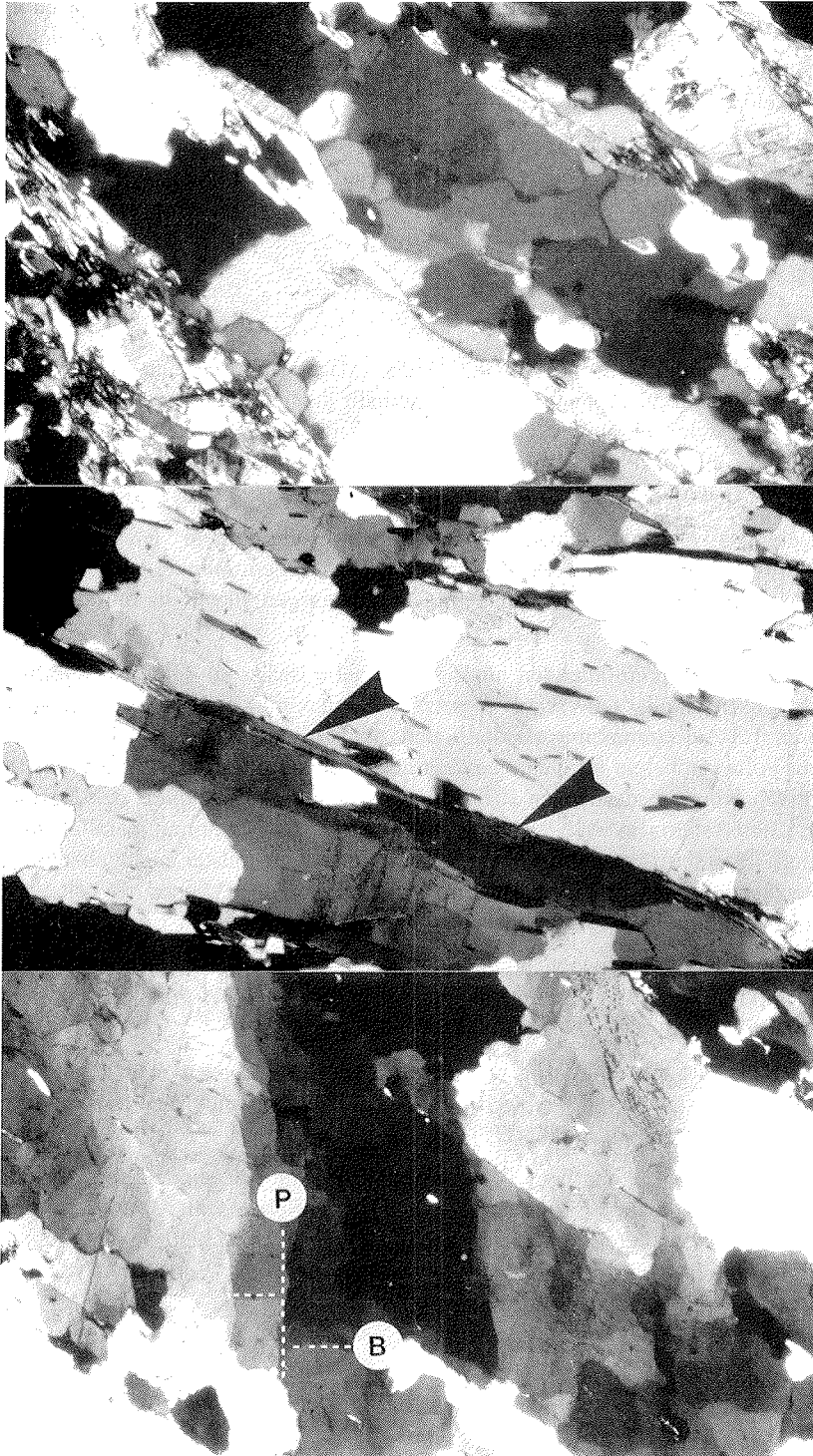
Die beiden texturell untersuchten Quarzitproben AB 247A (Shaler Cliffs) und 300A (Charpentier Pyramid) aus den nördlichen Herbert Mountains wurden beide den lokal in die Stratton-Gneise eingeschalteten Quarziten (Quarz = 95 - 98 Vol.-%) entnommen.

In Probe AB 300A beträgt der Hellglimmeranteil (Fuchsit) max. 5 Vol.-%. Es ist davon auszugehen, daß der Einfluß weiterer Mineralphasen bei der Deformation verhältnismäßig gering war. Beide Proben zeigen ein getempertes Quarzgefüge mit geraden bis schwach suturierten Korngrenzen (Abb. 3-12), Subkornbildung und undulösem Auslöschen. Belege für Sammelkristallisation finden sich bei einem Teil der Quarzkörner in Form kleiner Hellglimmereinschlüsse. In beiden Proben ist die Foliation durch kornformgeregelten Quarz und orientierte Hellglimmer, seltener auch Biotit, abgebildet.

#### *Quarzit (Probe AB 247 A, Shaler Cliffs)*

Die räumliche Lage des finiten Strainellipsoids entspricht bei Probe AB 247A L3 (X-Richtung) bzw. S3. Das Nebengestein zeigt ebenfalls ein dominantes NW-SE-orientiertes L3-Streckungslinear und ist weitspannig, d. h. im 10er bis 100er m-Maßstab D4-verfaltet. Die Foliation fällt flach nach SE ein. Die Gneismigmatite im Hangenden des Quarzits sind retrograd stark D5-zerschert (Hangendtransport nach Süden) und alteriert. Sie zeigen ein im Unterschied zum strukturell tieferliegenden Quarzit ein Top-Süd-Transportlinear.

In Probe AB 247A tritt bei der Gitterregelung von Quarz ein Regelungsmaximum mit sehr niedrigem Winkel zur Foliation auf, was auf eine bevorzugte Aktivierung der Prismen-[c]-Gleitung schließen läßt (MAINPRICE *et al.*, 1986). Es ist davon auszugehen, daß es sich um ein hochtemperiertes Reliktgefüge handelt, wobei die Deformationstemperaturen oberhalb von 650 °C (MAINPRICE *et al.*, 1986), nach KRÜHL (1996) sogar im Stabilitätsfeld von Hochquarz liegen. Der kinematische Rahmen läßt sich, bezogen auf das heutige Koordinatensystem, als Top-West-Scherung angeben (Abb. 3-12).



Der Quarzit zeigt in bezug auf das Regelungsmuster seiner Quarz-[c]-Achsen außerdem ein dezentriertes deutliches Maximum nahe der Y-Richtung, welches wahrscheinlich durch die Anlage eines D5-Transportlinears bedingt ist. Daneben sind Submaxima in mittleren bis hohen Winkeln zur Y-Achse entwickelt.

Aufgrund des Vorhandenseins hochtemperierter Relikttexturen und der offensichtlichen D5-Überprägung wurde auf eine Ableitung der Deformationstemperaturen (D4, D5) mit Hilfe der Kleinkreisöffnungswinkel verzichtet. Ein Schersinn für die späte Überprägung der Textur läßt sich nicht angeben.

#### *Quarzit (Probe AB 300 A, Charpentier Pyramid)*

Ein ebenfalls monomineralischer Quarzit (Probe AB 300A) wurde in einer vergleichbaren strukturellen Position zu Probe AB 300A unterhalb der D5-Scherzone an den Shaler Cliffs entnommen. Die schwach entwickelte Foliation (S3) liegt subhorizontal (178/02), wobei das auf der Fläche entwickelte Streckungslinear E-W orientiert ist. L3 wird von gelängten Quarzen sowie lineationsparallel orientierten Hellglimmern abgebildet.

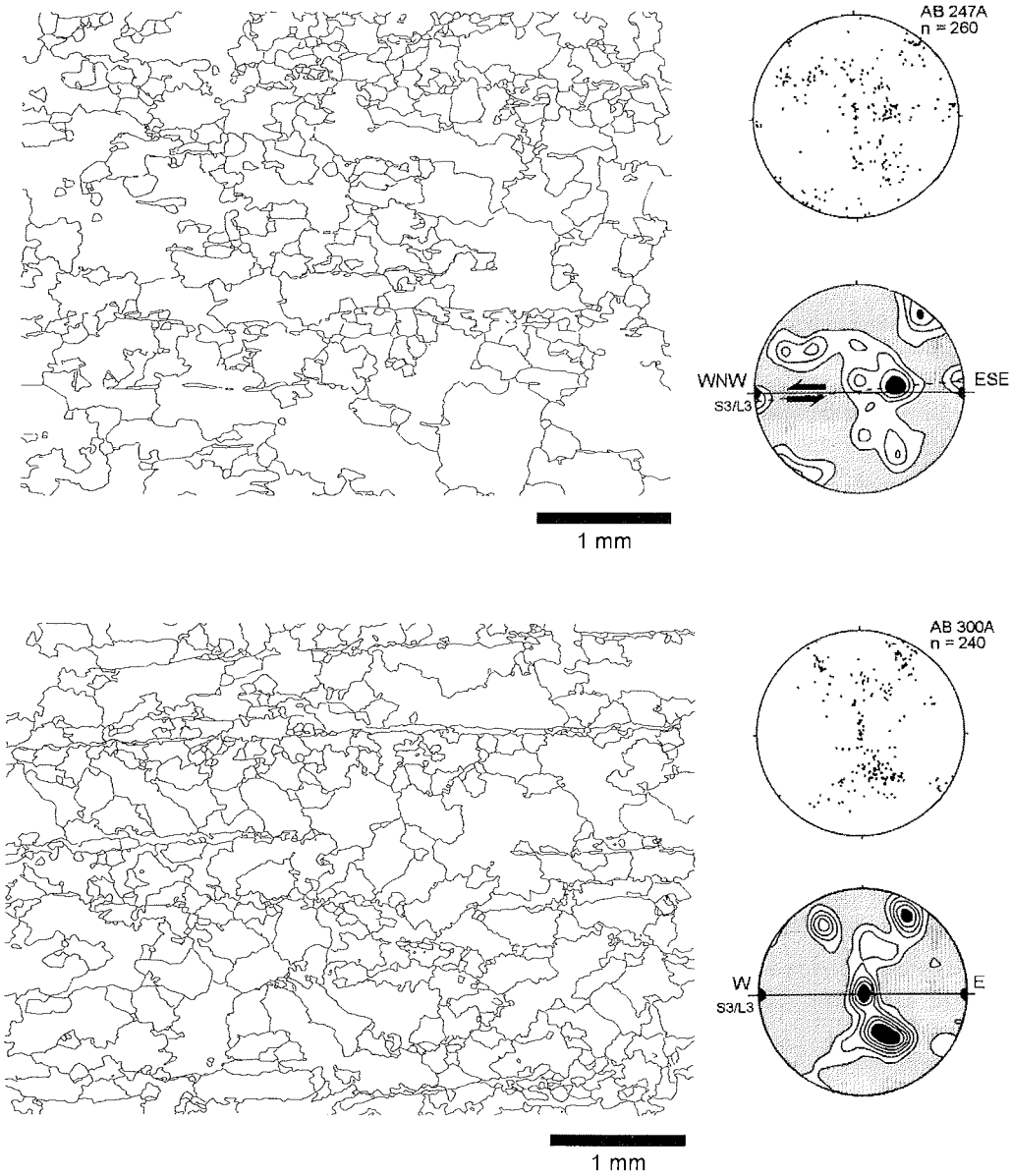
Das Regelungsmuster der Quarz-[c]-Achsen entspricht einem leicht asymmetrischen Kreuzgürtel mit vier deutlichen Maxima in unterschiedlichem Winkel zur Foliation (Abb. 3-12). Ein Maximum ist Y-parallel ausgebildet, die übrigen liegen in mittlerem bis hohem Winkel zur Foliation.

Die Randbereiche flach einfallender, niedrigtemperierte Basis-<a>-Gleitung repräsentierender Quarz-[c]-Achsen sind schwächer besetzt (Submaxima). Das Regelungsmuster mit deutlicheren [c]-Achsenmaxima oberhalb und unterhalb der Y-Achse in einem mittleren Winkel zur Foliation belegt für Quarz bevorzugtes Dislokationsgleiten auf den positiven (101) und negativen Rhomboederflächen (011) in <a>-Richtung. Ein Anteil des Prismenflächenparallelen Gleitsystems in <a>-Richtung wird durch das Maximum parallel zur Y-Achse repräsentiert. Prismen-[c]-Gleitung ist aus dem Verteilungsmuster nicht abzuleiten, so daß davon auszugehen ist, daß der Quarzit seine texturale Prägung in einem mittleren Temperaturbereich (untere Amphibolitfazies) unmittelbar vor der D4-Equilibrierung erhielt.

Übereinstimmend mit den beobachteten Gleitsystemen belegt ein Öffnungswinkel der [c]-Achsen-Kleinkreisgürtel von 71 ° unabhängig davon ebenfalls Deformationstemperaturen der unteren Amphibolitfazies oberhalb von 550 °C (WENK, 1943).

Da in dieser Probe auch reliktsche basisparallele Subkorn Grenzen beobachtet wurden (vgl. Abb. 3-11c), läßt sich deren Anlage mit großer Wahrscheinlichkeit einem entsprechend höher temperierten Deformationsakt (D3) zuordnen (s. o.).

Die externe Asymmetrie des Typ I-Kreuzgürtels ist nur sehr undeutlich und äußert sich lediglich in einer unregelmäßig dichten Besetzung der Submaxima. Man kann deshalb hier auch nicht von einem bereits entwickelten Einfachgürtel sprechen, so daß sich auch kein Schersinn ableiten läßt. Das Regelungsmuster belegt eine ebene Verformungsgeometrie unter einem progressiven coaxialen Verformungspfad.



↑ **Abb. 3-12:** Mikrogefüge und Quarztexturen reiner Quarzite der nördlichen Herbert Mountains. Die Quarzkorngefüge der vollständig rekristallisierten Quarzite (ohne Hellglimmer und Akzessorien) und deren Quarz-[c]-Achsen-Verteilungsmuster sind dargestellt. Der für Probe AB 247A angegebene Schersinn bezieht sich auf die hochtemperierte Prismen-[c]-Gleitung und das heutige Koordinatensystem. Der Anteil nicht-aufgeführter Mineralphasen (Hellglimmer) ist < 5 Vol.-%. Konturintervall der Isolinien beträgt 1 %.

### 3.6 Marmore und Kalksilikatgesteine

Die Metakarbonate des Arbeitsgebietes sind in ihrer Mineralzusammensetzung sehr variabel und umfassen monomineralische Marmore (Kalzit > 98 Vol.-%) bis hin zu karbonatärmeren Kalksilikatgesteinen, die überwiegend an den lithologischen Grenzen von Marmor und Nebengestein auftreten.

Hauptgefügebildner in den Marmoren und Kalksilikaten sind Tremolit und Diopsid, die oftmals nicht linear eingeregelt sind und kein Minerallinien abbilden. Mikroskopisch lassen sich rheologisch kompetentere Lagen aus Diopsid-Kalksilikat erkennen, die zu langgestreckten Boudins zerschert (D3) sind. Teilweise entstehen dabei charakteristische *pinch-and-swell*-Strukturen, bei denen Feldspat und Quarz, vereinzelt auch Amphibol in den Dilatationsbereichen der Boudinhälse kristallisieren. Die Boudins liegen nicht immer S3-foliationsparallel und zeigen oftmals eine nachfolgende Rotation, die durch die jüngere F4-Faltung verursacht wird. In den Metakarbonaten findet bezüglich D4 eine Konzentration der Verformung statt, was sich insbesondere an der intensiven Verfaltung des engen Lagenbaus im cm- bis m-Maßstab zeigt (Abb. 3-13a).

Im Arbeitsgebiet lassen sich petrographisch zwei Marmor-Varietäten unterscheiden: (a) weiße, zuckerkörnige Marmore, die am Mount Sheffield, dem Kendall Basin, der Charpentier Pyramid und an den Shaler Cliffs überwiegend in Gneismigmatite, Gneismylonite und Amphibolite eingeschaltet sind, und (b) grau-gebänderte Tremolit-Marmore. Letztere sind meist als Einschaltungen in den Granat-Amphiboliten des Mount Skidmore, Sumgin Buttress und im Pioneers Escarpment (Lord Nunatak) verbreitet. Die feinlaminierte, dunkle Bänderung resultiert dabei aus der foliationsparallelen Anreicherung feinsten Erzphasen ( $\varnothing$  ca. 10 - 20  $\mu$ m).

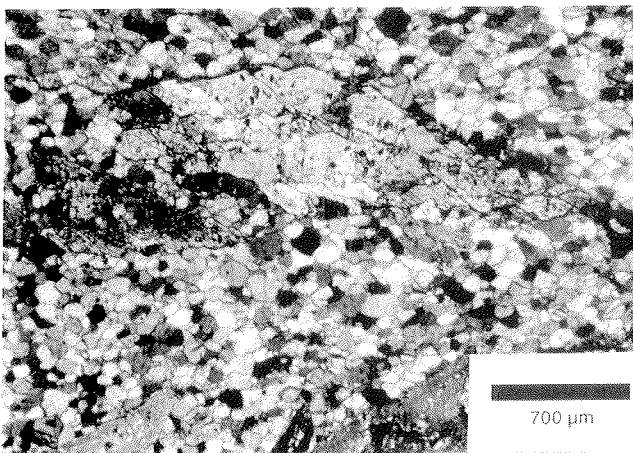
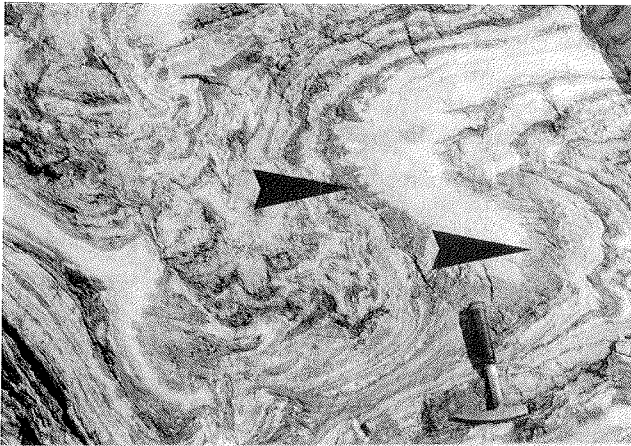
Die hellen monomineralischen Marmore (AB 34A, Mount Sheffield) sind feinkörnig- bis mittelkörnig-granoblastisch und bestehen aus polygonalem Kalzit ( $\varnothing$  ~ 4,0 mm), daneben aus Quarz und Hellglimmer (~ 5 Vol.-%). Kalzit ist hypidiomorph- bis xenomorph-körnig und bildet ein Pflastergefüge mit lobater Kornverzahnung. Skelettaler, hypidiomorpher Diopsid ( $\varnothing$  2,5 mm) ist teilweise durch Klinozoisit ersetzt. Akzessorisch tritt Talk (< 1 Vol.-%), Kalifeldspat und Albit (< 5 Vol.-%) auf. Kalifeldspat wird in Richtung zum Nebengestein zunehmend idiomorph.

In den gebänderten bimineralischen Tremolit-Marmoren (AB 102, Sumgin Buttress) ist der Kalzit der Matrix ( $\varnothing$  ~ 2,0 mm) stärker polygonal und besitzt überwiegend gerade Korn-  
grenzen.

→

**Abb. 3-13:** Marmore und Kalksilikate: **a)** Verfaltung kalksilikatischer Reaktionssäume (Pfeile) zwischen Marmor und Quarzit an der Nordspitze des Lord Nunataks. Hammer ist 32 cm lang. **b)** Kalzitgefüge in einem Tremolit-Marmor. Poikiloblastischer Tremolit überwächst gelängte Kalzitkristalle. Länge der unteren Bildkante = 3,5 mm. Gekreuzte Nicols. **c)** Reliktischer Olivin wird pseudomorph durch Faserserpentin ersetzt (Marmor, Probe AB 254C, Sumgin Buttress). Länge der unteren Bildkante = 1,0 mm. Gekreuzte Nicols.





In den Amphibol-Druckschatten findet eine Kornvergrößerung des Kalzit statt. Große Tremolit-Poikiloblasten schließen kleinere, gelängte Kalzitkristalle ein (Abb. 3-13b). Tremolit ist zwar foliationsparallel eingeregelt, bildet aber nicht immer ein Minerallinien ab, sondern wächst oft strahlig. In Probe AB 254C (Sumgin Buttress) wurden Pseudomorphosen von Faserserpentin nach Olivin beobachtet (Abb. 3-13c). Die Anwesenheit von Olivin belegt einen hochtemperierten Metamorphosepeak für die Metakarbonate (YARDLEY, 1989).

Kalksilikatgesteine sind grobkörnig-porphroblastisch und quarz-feldspatreich (~ 80 Vol.-%), wobei ± idiomorpher Diopsid oder Amphibol (Tremolit) andere Phasen einschließt.

Hypidiomorpher, verzwilligter Diopsid bis 5,5 mm Länge ist boudiniert und foliationsparallel eingeregelt (AB 50A, Mount Sheffield). In den Boudinhälsen sproßt grüne Hornblende, die in einigen Bereichen Diopsid verdrängt. Im Unterschied zum Klinopyroxen ist der Amphibol stets frisch. Außerhalb der boudinierten Bereiche ist das Gestein feinkörniger. Die gleichkörnige Matrix besteht aus Qtz + Pl + Kf + Di + Am + Cc + Tnt ± Bt ± Scp + Opake. Amphibol und Diopsid sind xenomorph und haben runde Korngrenzen. Kalksilikatische Boudins bestehen entweder aus Diopsid-Porphroblasten oder Aggregaten, bestehend aus feinkörnigem Diopsid (~ 500 µm) und/oder Amphibol, die mit den quarz-feldspatreichen Lagen alternieren. Eine schwache Kornformregelung von Kalzit ist nur innerhalb quarz-feldspatreicher Domänen feststellbar. Ansonsten sind die Kalzitgefüge statisch. Die Matrix der Kalksilikate ist oftmals reich an hypidio- bis idiomorphem Titanit (AB 318, Charpentier Pyramid). Vereinzelt treten Skapolith-Xenoblasten auf. Feinkörniger Biotit ist weit im Gestein verstreut und dabei foliations- bzw. lineationsparallel eingeregelt. In den Kalksilikaten ist eine Karbonatphase im Mineralbestand oft nur noch akzessorisch als Zwickelfüllung enthalten.

Als Folge retrograder Metamorphose ist Diopsid randlich zumeist chloritisiert und Plagioklas stark serizitisiert. Zum Teil ersetzt Chlorit von den Rändern her wachsend oder als büschelige Aggregate pseudomorph Amphibol (AB 235A, Shaler Cliffs).

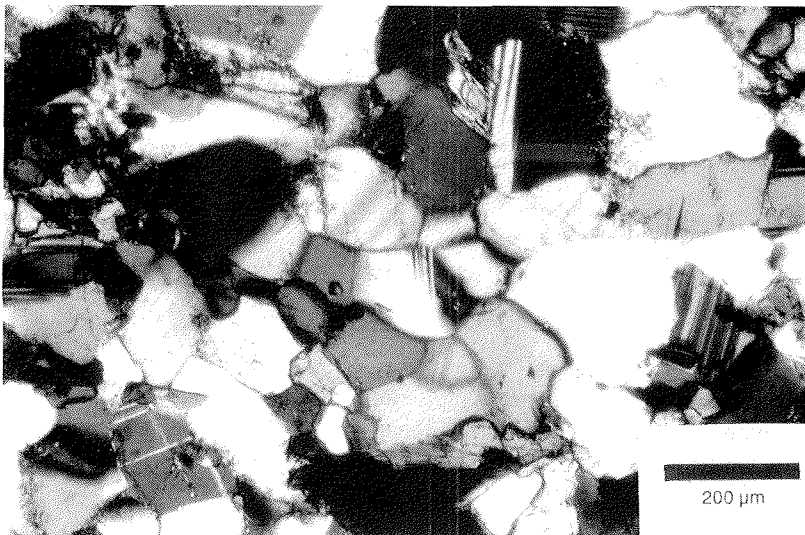
### 3.7 Metabasite (Amphibolite, Granat-Amphibolite)

Amphibolite und Granat-Amphibolite kommen in zwei strukturellen Positionen vor: a) als spät- bis postkinematisch D1-intrudierte, später D3-boudinierte Körper in Gneismigmatiten und b) als ein bis mehrere Meter mächtige, stärker penetrativ verformte Einschaltungen in Metapeliten und Metakarbonaten. Am Mount Skidmore (nordwestliche Lagrange Nunataks) und dem unbenannten Nunatak südlich des Sumgin Buttress (zentrale Herbert Mountains) erreichen letztere maximale Mächtigkeiten von ca. 400 m. Das dominante Planargefüge ist in den Metabasiten im wesentlichen durch den Wechsel plagioklas- (± Granat) und amphibolreicher Lagen definiert. Die beprobten Metabasite sind D3-geprägt und zeigen post-D3 erholte Mikrogefüge.

Im überwiegenden Teil der beprobten Amphibolite (AB 43B, 67, 68, 115A, 118, 121A, 122, 332A, 335) kommt neben leistenförmigen Amphibol (40 - 45 Vol.-%) und Plagioklas (35 - 40 Vol.-%) als Hauptgemengteil Granat vor (max. 15 Vol.-%). Nebengemengteile sind Klinopyroxen und Quarz (< 5 Vol.-%) sowie retrograd gebildeter Biotit und Chlorit (5 - 10 Vol.-%). Chlorit bildet meist Pseudomorphosen nach Biotit. Quarz tritt feinkörnig als Zwickelfüllung auf (Ø ca. 50 µm). Klinopyroxene treten als isometrische Körner nur

reliktisch auf und sind fast immer uralitisiert oder biotitisiert. Retrograder Biotit ersetzt Amphibol bevorzugt parallel zur Foliationsebene. Das Planargefüge ist aus diesem Grund in retrograd überprägten Amphiboliten besonders deutlich ausgebildet. Akzessorisch (< 3 Vol.-%) treten in den Metabasiten Epidot (AB 115A), Opake (Ilmentit + Magnetit), Titanit (AB 332A) und Rutil (AB 68, 118) auf. In Probe AB 118 sind länglich-körniger Rutil und Opakphasen foliationsparallel angereichert.

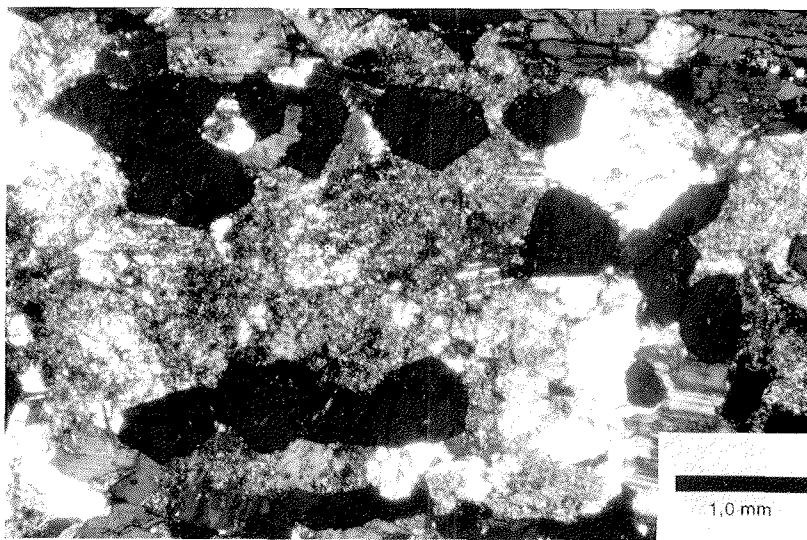
Während Plagioklas überwiegend eine granoblastische polygonale Textur besitzt (Abb. 3-14), ist der prismenförmige Amphibol streng parallel zum metamorphen Lagenbau eingeregelt. Die in den Amphiboliten fast überall makroskopisch deutlich sichtbare Lineation wird als Minerallinear ebenfalls fast ausschließlich von leistenförmigen Amphibolen, die bevorzugt mit ihrer Längsachse eingeregelt sind, gebildet. Amphibol bildet z. T. einschlußfreie, postkinematisch (D3) rotierte Porphyroklasten ( $\varnothing \sim 1,5$  mm, AB 335). Das Korngefüge der Amphibolite bzw. Granat-Amphibolite ist während der Metamorphose vollständig equilibriert.



↑ **Abb. 3-14:** Plagioklas-Mikrogefüge in einem Granat-Amphibolit. Mit Gleichgewichtswinkeln von ca.  $120^\circ$  bilden statisch rekristallisierte Plagioklase polygonale Pflastergefüge (Probe AB 43A, Mount Sheffield). XZ-Schnitt. Gekreuzte Nicols.

Nur in den feinkörnigen, meist granatfreien Amphiboliten (AB 18) ist Plagioklas durch eine schwache Formregelung am Aufbau eines Streckungslinears beteiligt. Das Länge/Breite-Verhältnis der Körner beträgt ca. 2 : 1. In sehr amphibolreichen Amphiboliten ( $Am > 70$  Vol.-%) stellt Plagioklas lediglich eine Zwickelfüllung dar. In Probe 332 A bildet Plagioklas angereichert in 2 - 3 cm langen Nestern ein statisches Pflastergefüge, in denen hypidiomorphe Granate atollartig angeordnet sind (Abb. 3-15). Eine optische Zonierung des Plagioklas ist in den untersuchten Metabasiten nur vereinzelt zu beobachten.

Granat ist in fast allen Amphiboliten  $\pm$  idiomorph bis hypidiomorph ( $\varnothing$  0,5 - 2,5 mm) und einschlußfrei. Er ist foliationsparallel in den plagioklasreichen Lagen angereichert. Das durch Granat gebildete L3-Minerallinear ist undeutlich. Selten ist er zerbrochen (AB 67, 115A) oder zeigt eine randliche Korrosion (AB 118). In Probe AB 115A (unbenannter Nunatak südlich des Sumgin Buttress) überwächst Granat synkinematisch Quarz, Plagioklas, Amphibol und Magnetit. Die großen Granate ( $\varnothing$  bis 1 cm, parallel zum Lagenbau gemessen) sind in diesem Fall deutlich ausgelängt. Fast vollständig resorbierter, xenomorpher Granat mit Durchmessern  $\sim$  200  $\mu$ m wurde nur in der Matrix der Probe AB 335 beobachtet.



↑ **Abb. 3-15:** Atollartig angeordnete, hypidiomorphe Granatindividuen in länglichen Nestern aus statisch rekristallisiertem Plagioklas (Granat-Amphibolit, Probe AB 332B; XY-Schnitt; Charlesworth Cliffs, nördliche Herbert Mountains). Gekreuzte Nicols.

*Solid-state* D3-deformierte Fe-Pargasite (LEAKE, 1978; vgl. 4.3) der post-D1 in die Gneismigmatite intrudierten Basite (Granat-Amphibolite, z. B. Proben AB 332A, B, AB 335) zeigen lokal z. T. umfangreiche Subkornbildung und Rekristallisation. Die Korngrößenverteilung ist bimodal ( $\varnothing$  Altkorn = 0,5 - 1,5 mm,  $\varnothing$  Rekristalliat  $\sim$  50  $\mu$ m). Die Amphibol-Altkörner sind deutlich kornformgeregelt. Es lassen sich im Dünnschliff die direkten Übergänge zwischen Altkorn und Rekristalliat beobachten (Abb. 3-16a). Die polygonalen Pflaster aus Amphibol-Rekristalliat sind überwiegend in den Druckschatten der Altkörner zu beobachten. Nur vereinzelt ist die Rekristallisation vollständig, meistens ist das Altkorn im Zentrum von *core-and-mantle*-Strukturen noch erkennbar (Abb. 3-16b). Hieraus ergibt sich der Hinweis, daß Subkornrotation zumindest untergeordnet aktiv ist. Die beschriebene Amphibol-Rekristallisation ist räumlich stark an den retrograden Zerfall von Ilmenit zu Titanit gebunden (vgl. Abb. 4-15). Dies würde eher für das Vorhandensein eines Neokristallisats sprechen, obwohl mit der Mikrosonde keine chemischen Unterschiede

zwischen Rekristalliat und Altkorn festgestellt wurden. Auffallend ist, daß partielle Amphibol-Rekristallisation ausschließlich bei einem  $\pm$  monomineralischen *load bearing framework*-Teilgefüge (LBF, HANDY & STREIT, 1996) auftritt.

Die geraden Korngrenzen zwischen Amphibol und den benachbarten Plagioklas-Pflastern deuten auf ein bestehendes mikrotexturales Gleichgewicht zwischen den beiden Phasen hin. Die Temperaturen der Gefügeequilibration liegen nach den Ergebnissen der Granat-Hornblende- und Plagioklas-Amphibol-Thermometrie bei etwa 720 - 760 °C (vgl. 5.2), wobei der größte Teil der finiten Verformung durch vollständig rekristallisierten Plagioklas  $\pm$  Quarz aufgenommen wird.

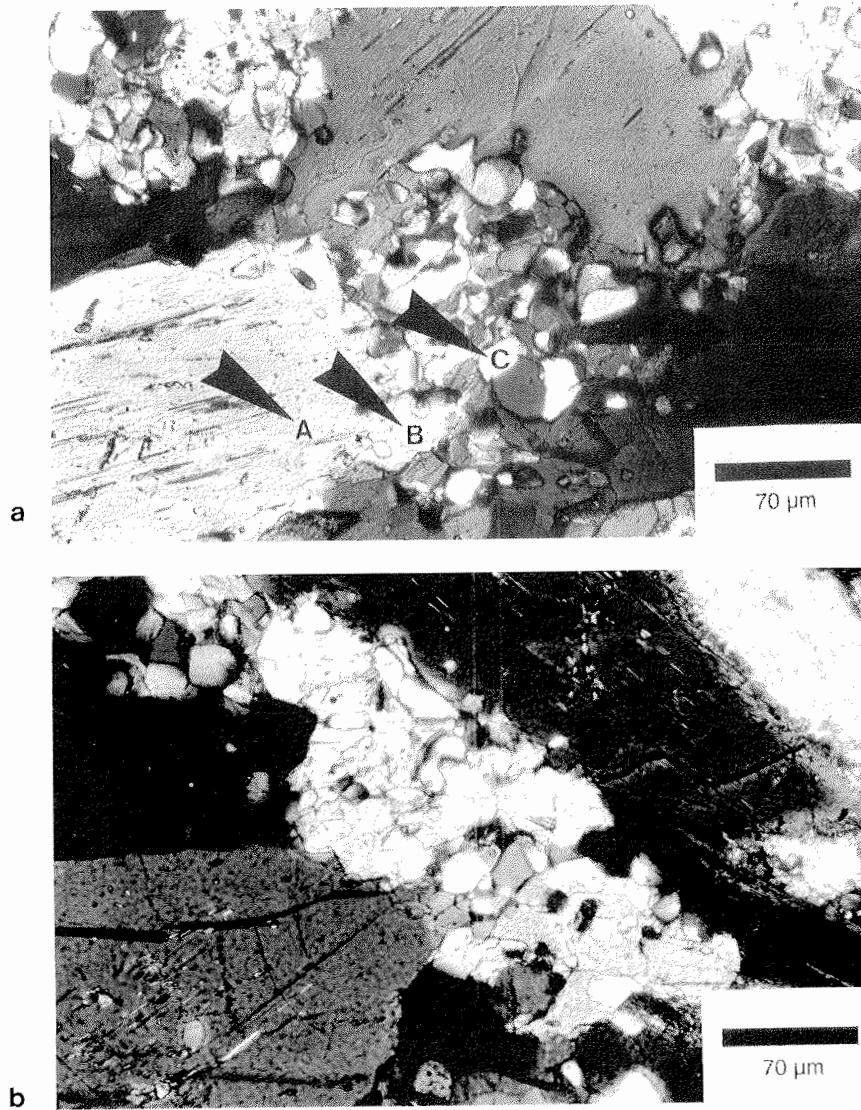
Da nach TEM-Untersuchungen von BERGER & STÜNITZ (1996) intrakristalline Plastizität entlang des dominanten Gleitsystems (100)[001] (SKROTZKI, 1990, 1992) bei der niedrigtemperierten Deformation von Amphibol (< 650 - 700 °C) keine wesentliche Rolle spielt, kommt neben intrakristalliner Plastizität (Versetzungsgleiten/-kriechen) diffusiver Massenaustausch unter der Einbeziehung des Ilmenit-Abbaus zu Titanit bei hohen Fluidaktivitäten als dominanter Deformationsmechanismus in Betracht. Hier stellt sich die Frage, ob die Rekristallisation erst durch die retrograde Mineralreaktion ausgelöst wird, beispielsweise durch eine vom Ilmenit-Zerfall induzierte Volumenzunahme. Inwieweit die Anlage intrakristalliner Mikrobrüche (BERGER & STÜNITZ, 1996) als Deformationsmechanismus ebenfalls eine Rolle spielt, ist ohne weiterführende TEM-Untersuchungen nicht zu beurteilen. In stark retrograd überprägten D5-Gefügen zeigt Amphibol sprödes Deformationsverhalten (Zerbrechen, Verknicken).

### 3.8 Ultrabasite

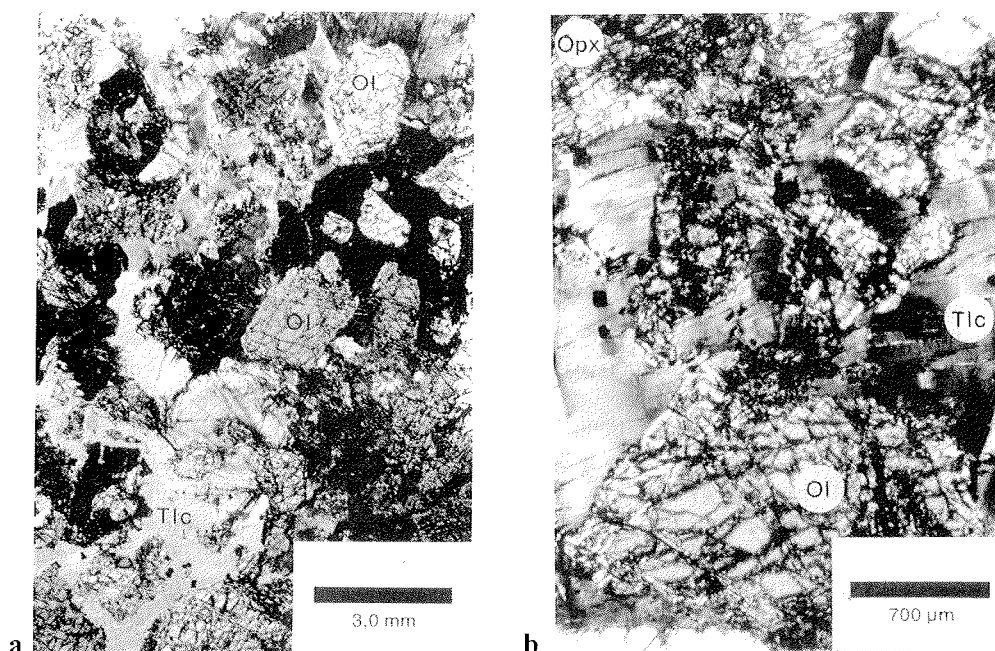
Das Vorkommen meta-ultrabasischer Gesteine in den untersuchten Arbeitsgebieten ist auf den Mount Sheffield beschränkt, wo sie ausschließlich Bereiche schwacher Verformung bilden. Der Mineralbestand der dort vorkommenden Metaharzburgite umfaßt Ol (rel.) + Opx (rel.) + Tlc + Srp + Am (Trm) + Mgn  $\pm$  Chl  $\pm$  Ep + Opake.

Das Gefüge der internen Metaharzburgit-Körper ist richtungslos-gleichkörnig und zeigt mit Ausnahme der Verknickung von retrograden Talk-Idioblasten aufgrund des großen Kompetenzkontrasts zum Nebengestein keine Deformationsgefüge. In den sehr kompetenten Internbereichen ist mit bis 4,5 mm großem Olivin (~ 35 Vol.-%), Orthopyroxen (~ 25 Vol.-%) und Opakphasen (< 5 Vol.-%) ein Teil des primären harzburgitischen Mineralbestandes erhalten (Abb. 3-17a, b). Sowohl Orthopyroxen-Einschlüsse in Olivin als auch xenomorphe Olivin-Einschlüsse in Orthopyroxen wurden beobachtet. Von hypidiomorphem Olivin eingeschlossene gerundete Orthopyroxen-Kristalle sind dabei stets frisch. Orthopyroxen der Matrix ist im Unterschied dazu häufig bastitisiert. Akzessorien umfassen Magnetit, der z. T. randlich zu Hämatit umgewandelt ist.

Bei den übrigen Mineralphasen, wie Serpentin (~ 20 Vol.-%), Talk (~ 20 Vol.-%), Amphibol (< 5 Vol.-%) und Karbonat (< 5 Vol.-%) handelt es sich um Umwandlungsprodukte. Olivin ist vom Mineralrand wie von Rissen ausgehend in ein Netzwerk feinfilziger Serpentin-Aggregate umgewandelt. Die Umwandlung ist bei einigen Individuen nahezu vollständig. Vereinzelt ersetzt Tremolit Orthopyroxen. Ein Teil der umgewandelten Orthopyroxene zeigt die randliche Anreicherung feinstverteilter Opakphasen (Magnetit).

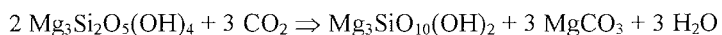


↑ **Abb. 3-16:** **a)** Rekristallisation von Fe-pargasitischem Amphibol durch Subkornrotation im Dünnschliff. Rekristallinat und Altkorn besitzen dieselbe chemische Zusammensetzung. Der sukzessive Übergang von Altkorn (A) über Subkorn (B) zu Rekristallinat (C), d. h. die zunehmende Änderung der Gitterorientierung zum Kornrand hin, ist durch Pfeile markiert. **b)** Im Zentrum der ummantelten polygonalen Amphibol-Rekristallinate (*core-and-mantle*-Struktur) sind die Umrisse eines noch nicht vollständig rekristallisierten Altkorns zu erkennen (Granat-Amphibolit, Probe AB 332A, Charlesworth Cliffs). Beide Photos mit gekreuzten Nicols.



↑ **Abb. 3-17:** **a)** Metaharzburgit im Dünnschliff. Untere Bildkante ist 9,0 mm. **b)** Idioblastischer Talk (Tlc) überwächst harzburgitische Reliktphasen von Olivin (Ol) und Orthopyroxen (Opx). Olivin wird netzwerkartig von feinen Serpentin-Aggregaten ersetzt. Untere Bildkante ist 2,5 mm. Beide Aufnahmen mit gekreuzten Nicols.

Talk bildet bis 7,0 mm große Idioblasten, die teilweise die primären Phasen einschließen und bevorzugt entlang der Ol-Opx-Korngrenzen wachsen. Parallel zu den Opx-Spaltflächen ist Talk im Unterschied dazu feinschuppiger (~ 300 µm). Häufig ist er entlang seiner Spaltflächen mit einem Karbonat, wahrscheinlich handelt es sich dabei um Magnesit, verwachsen. Magnesit bildet sich zusammen mit Talk bei Anwesenheit einer Gasphase bei der Umwandlung von Serpentin nach der Reaktion



Serpentin + V  $\Rightarrow$  Talk + Magnesit + H<sub>2</sub>O (YARDLEY, 1989).

Entlang der Kontakte zum Rahmengestein geht der Metaharzburgit in einen Talk-Serpentinschiefer über, und Olivin ist fast vollständig umgewandelt. Serpentin tritt gegenüber Talk zurück. Die Textur des Talk-Serpentinschiefers ist nah am Kontakt lepidoblastisch, wobei Talk und Serpentin eingeregelt sind und ein Planargefüge (200/65) abbilden. Reliktischer Olivin hat in diesen Bereichen ein Länge/Breite-Verhältnis von 10 : 1. Späte Alterationen von Talk zu Chlorit und Olivin zu Epidot sind selten.

Weitere Vorkommen von harzburgitischen Ultrabasiten in der Shackleton Range werden von TALARICO *et al.* (im Druck) aus den südlichen Herbert Mountains (Bernhardi Heights) beschrieben. Sowohl ihre charakteristischen Gehalte an Nebenelementen als auch ihre Isotopenverhältnisse deuten auf eine geochemische Affinität des Edukts zu OI- bzw. MOR-Ultrabasiten hin (TALARICO *et al.*, im Druck; F. HENJES-KUNST, pers. Mittl. 1997), so daß auch die Harzburgite des Mount Sheffield aufgrund ihrer vergleichbaren strukturellen Stellung und räumlichen Nähe zu den Bernhardi Heights als ozeanisches Krustenmaterial interpretiert werden können.

### 3.9 Interpretation der Quarz-[c]-Achsenregelungen

Da nur bei starker Temperung der Gefüge in Bereichen hoher D4-Verformung diffuse Verteilungsmuster beobachtet wurden, ist von einer vollständig penetrativen Durchbewegung der Gesteine auszugehen. Die in bezug auf das finite Strainellipsoid überwiegenden symmetrischen Verteilungsmuster deuten auf einen koaxialen, nicht-rotationalen Typ der Verformung hin (SCHMID & CASEY, 1986). Dabei wurden unterschiedliche Inkremente der polyphasen Deformationsgeschichte konserviert. Ein Großteil der ursprünglichen Quarz-texturen wurde bei der Temperung der D4-Gefüge zwar abgeschwächt, in einigen Proben sind jedoch die Inkremente der älteren D3-Scherung erhalten. Zum Teil handelt es sich durch Prismen-[c]-Gleitung charakterisierte Hochtemperaturtexturen. Diese wurden in den reinen Quarziten der Shaler Cliffs und der Charpentier Pyramid sowie Gneismigmatiten nachgewiesen. Reliktische Hochtemperaturgefüge treten aber nicht nur in „offenen“ Teilgefügen (KROHE, 1994) auf, wo kein verformungsbegünstigendes Gerüst (*strain supporting framework*-Gefüge, HANDY & STREIT, 1996) vorliegt, sondern wurden auch in den migmatischen Quarz-Feldspatgneisen beobachtet. Einige D4-Achsenmuster vom Nordrand der Shackleton Range sind diffus (AB 17A) und zeigen wahrscheinlich aufgrund der vollständigen Equilibrierung keine Vorzugsregelung der Quarzgitter.

Verbunden mit der späten Anlage von Scherbandgefügen (D5) dominiert Basis-<a>-Gleitung, für ältere Deformationseignisse (D4) meist zusammen mit Rhomboeder-<a>-Gleitung. Beim Übergang von D3 zu D4 wird eine *simple shear*-Komponente durch *pure shear*-Verformung überprägt, wobei die hochtemperierten Relikttexturen (D3) unvollständig erhalten bleiben.

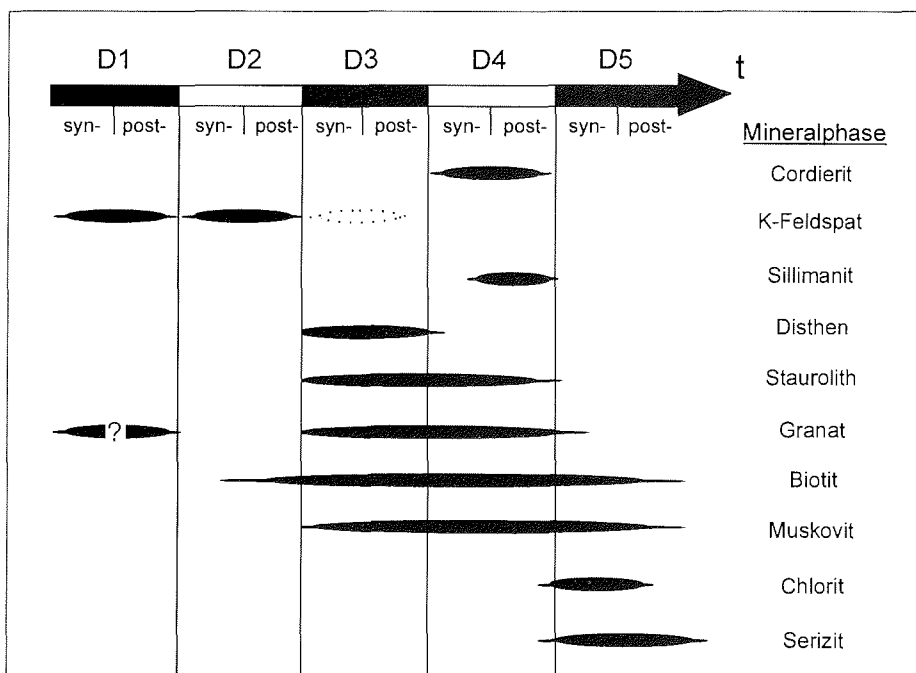
Leicht asymmetrische Kreuzgürtel sind das Ergebnis der späten D5-Scherung. Die Quarz-[c]-Achsenmuster bestätigen für die Proben AB 31A, 125A und 143A einen niedrigtemperierten Transport (D5) in SW' bis WNW' Richtung. Während der D3-Scherung sind hingegen die Aktivierungstemperaturen für die Gleitsysteme wesentlich höher (AB 3A, 247A). Die unterschiedlichen Öffnungswinkel der Quarz-[c]-Achsen-Kleinkreisgürtel sind daher auch ein Beleg für eine niedrigtemperierte D5-Reaktivierung der Hauptfoliation S3.

### 3.10 Zusammenfassung der Gefügeentwicklung

Die Beziehungen zwischen den beschriebenen duktilen Deformationsakten und den beobachteten Mineralphasen ist in Abb. 3-18 dargestellt.



Das älteste Deformationsereignis D1 ist nur in den Gefügen der migmatischen Orthogneise konserviert. Diese erste Gefügeprägung ist das Resultat einer homogenen, über den gesamten Gesteinskörper verteilt angelegten Verformung. Strainheterogenitäten treten dabei als Boudinage auf. Darüberhinaus sind durch partielle Schmelzbildung kontrollierte monokline Faltenstrukturen weit verbreitet. Ein S1 ist durch die Wechsellage von partieller Schmelze und mafischen Paläosomen definiert. Syndeformative partielle Aufschmelzung und die Injektion von Neosomen beeinflussen die multiphase, hochplastische Verformung um mehrere Achsen. D1 wird gefolgt von der Intrusion basischer Gänge. Alle D1-Mikrogefüge zeigen eine nachfolgende lokale D2-, D3-, bisweilen auch D4- und D5-Überprägung.



↑ **Abb. 3-18:** Beziehungen zwischen Mineralkristallisation und Deformationsakten für pelitische bis psammopelitische Gesteine der nördlichen Shackleton Range.

Im Unterschied zur vorangegangenen Deformationsphase resultiert die nachfolgende lokale Überprägung D2 aus einer Verformungskonzentration innerhalb kleinräumiger Scherzonen mit blastomylonitischen Hochtemperaturgefügen. D2 ist durch die blastische Umkristallisation der migmatischen Paragenese, wahrscheinlich die der Neosome, charakterisiert. Im Zuge dessen kommt es auch zu einer Kornverkleinerung der Matrix, wobei Kalifeldspat stabil ist. Eindeutige kinematische Indikatoren für D1 und D2 wurden im Gelände nur äußerst selten beobachtet. Dies hat seine Ursache in der tektonometamorphen Überprägung verbunden mit der starken Temperung der Gefüge, wobei vermutlich viele Indikatoren ausgelöscht wurden, sowie der Dominanz koaxialer Verformung mit Plättungsgefügen während beider

Deformationsakte. Auf S2-Flächen sind dementsprechend kaum Lineationen ausgebildet. Aufgrund der fehlenden Bezugsgefüge (Lineationen) wurden an D1- und D2-Gefügen keine Mikrotextruruntersuchungen durchgeführt. Das beschriebene Gefügeinventar beider Deformationsakte deutet aber ebenfalls auf einen coaxialen Verformungspfad hin.

D3 erzeugt die im Gelände dominanten Gefügeelemente (L3, S3), die besonders deutlich von den glimmerreichen Lithologien abgebildet werden. Migmatische Gneise werden während D3 regional unterschiedlich stark deformiert, wobei insbesondere die Leukosome *solid-state* überprägt werden. Die strenge Partitionierung der Verformung zeigt sich insbesondere durch die Ausbildung bzw. dem Fehlen einer postmigmatischen Foliation mit assoziiertem Quarz-Feldspat-Streckungslinear. D3 ist in stärkerem Maße durch nicht-coaxiale Verformung geprägt, wobei die von der nachfolgenden Faltung weitgehend verschonten Bereiche eine Top-nach-Westen-Kinematik aufweisen. Dies belegen auch die Mikrogefüge bzw. die analysierten Quarz-[c]-Achsen. Der inverse metamorphe Bau spricht für eine durchgreifende D3-Überschiebungstektonik und belegt einen hochtemperierten initialen Deckenbau mit einer bezogen auf das heutige Koordinatensystem Top-West-Kinematik. Die Analyse der Mikrotextruren von Quarz ergab ebenfalls ein teilweise nur reliktsch konserviertes, hochtemperiertes Deformationsereignis im Bereich der hochgradigen Amphibolitfazies bis Granulitfazies ( $> 650\text{ °C}$ ), das in Übereinstimmung mit den phasenpetrologisch ermittelten Gleichgewichtstemperaturen (vgl. Kap. 5) mit D3 korrelierbar ist.

Der inhomogene Charakter der D4-Faltung zeigt sich in einer deutlichen Verformungspartitionierung in Bereichen hoher Verformungsintensitäten (Nordrand der Shackleton Range), wo der Kompetenzkontrast zwischen den beteiligten Gesteinstypen hoch ist, und in lithologisch homogenen Bereichen mit geringer Faltung (Gneisareale), in denen auch die Strukturen älterer Deformationsereignisse besser erhalten sind. D4-Verformungsintensitäten sind dort besonders hoch, wo hochplastischer Marmor mit in die Faltung einbezogen wird. Die beobachteten Deformationsstrukturen im Mikrobereich und die Analyse der Quarz-[c]-Achsen-Verteilungsmuster ergeben für D4-Deformationsbedingungen im Bereich der niedrigtemperierten Amphibolitfazies (500 - 600 °C) mit unmittelbar anschließender dekompRESSIVER Reequilibrierung.

Die retrograde Scherung unter grünschieferfaziellen Bedingungen (D5) überprägt mit unterschiedlicher Intensität die vorhandenen Gefüge. In vielen Fällen wird hierbei das bestehende S3-Planargefüge reaktiviert. In der Regel entwickelten sich Scherbandgefüge (SCs, SC's), die parallel zum Transportlinear z. T. gute kinematische Indikatoren liefern. Es lassen sich zwei vorherrschende Richtungen des tektonischen Transports ableiten. Scherzonen mit einer flach nach Westen abschiebenden bis aufschiebenden Kinematik sowie mittelsteil einfallende Scherbahnen, die eine nach Süden gerichtete abschiebende Bewegung anzeigen. Mittelsteil einfallende Scherzonen mit sowohl sinistralen als auch dextralen Bewegungssinn sind vor allem in den nordwestlichen Lagrange Nunataks häufig (BROMMER *et al.*, im Druck).

Die vorherrschende, NNW-SSE-streichende Kluftschar spiegelt die letzten tektonischen Bewegungen unter einem extensiven Deformationsregime (D6) wider. D6-Sprödstrukturen sind, wie auch die teilweise häufigen *kinkbands* (KLEINSCHMIDT & BROMMER, 1998), auf die späte Hebung des Orogens zurückzuführen. D6 wurde von der Platznahme von Pegmatiten begleitet, die in ihrem Verlauf meist den Extensionsklüften folgen.

## 4 MINERALCHEMIE

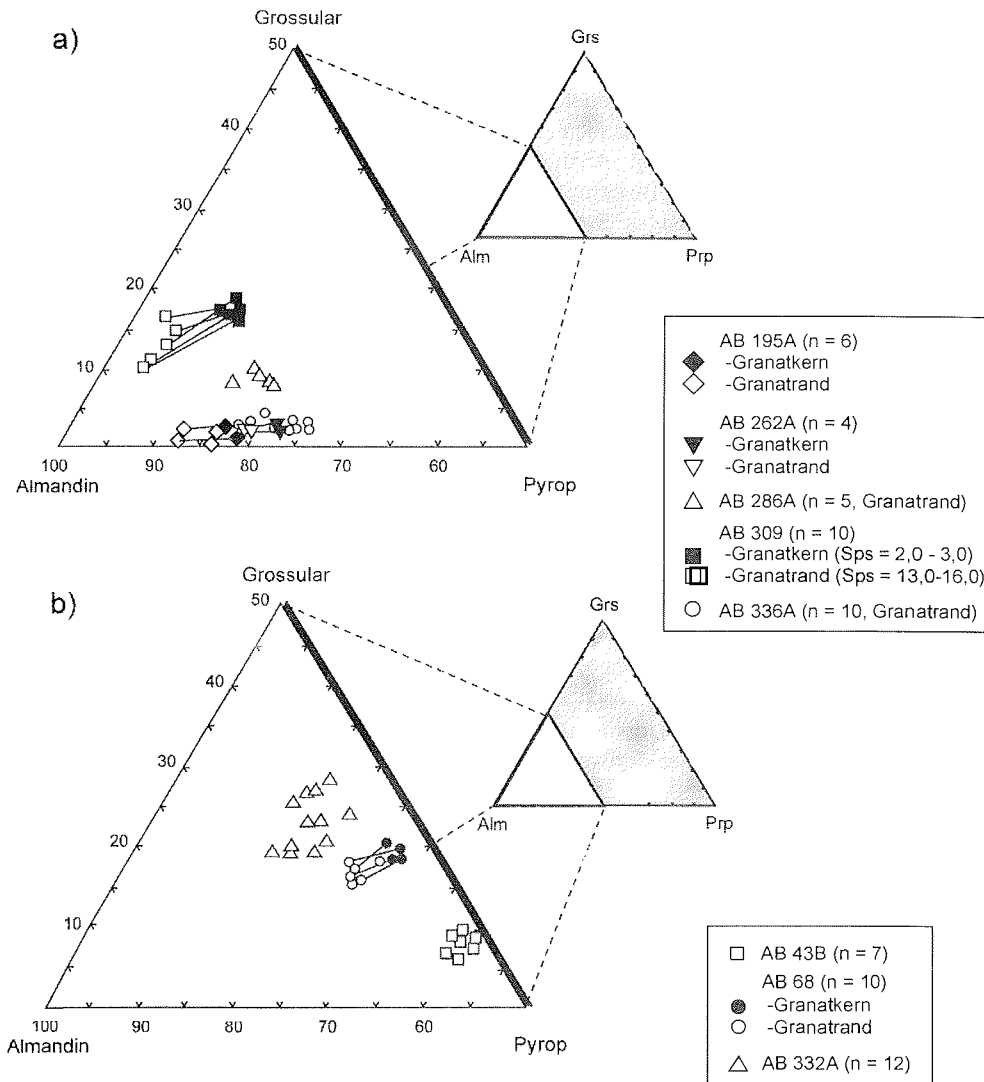
Auf der Grundlage der Mikrosondenanalytik sollen in diesem Kapitel die für die Petrogenese der nördlichen Shackleton Range relevanten Mineralphasen hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung charakterisiert werden. Es wurden Granat, Klinopyroxen, Amphibol, Biotit, Hellglimmer, Staurolith, Cordierit, Plagioklas, Kalifeldspat, Turmalin, Ilmenit, Titanit und Rutil analysiert. Von den durchgeführten 778 Einzel- und 460 Profilanalysen wurden, insbesondere im Hinblick auf die in Kapitel 5 folgenden Druck- und Temperaturabschätzungen mittels konventioneller Geothermobarometrie, koexistierende Phasen bevorzugt untersucht. Die entsprechenden Analysen und Formelberechnungen finden sich im Anhang A4. Neben quantitativen Analysen mit der Elektronenstrahlmikrosonde wurde ergänzend für die qualitative Bestimmung optisch nicht eindeutig zu identifizierender Minerale ein elektronendispersives System REM-EDX des Geologisch-Paläontologischen Instituts Frankfurt eingesetzt.

Die chemischen Analysen zur Bestimmung der Mineralformeln und Formelbesetzungen wurden anhand polierter, mit Kohlenstoff bedampfter Dünnschliffe an einer Elektronenstrahlmikrosonde des Mineralogischen Instituts der Universität Würzburg des Typs CAMECA SX 50<sup>®</sup> mit drei wellenlängen-dispersiv arbeitenden Spektrometern durchgeführt. Bei der Kalibrierung der Sonde dienten synthetische und natürliche Silikate bzw. Oxide als Referenzstandards. Die Analysen wurden mit einer Beschleunigungsspannung von 15 kV, einem am Faraday-Käfig gemessenen Probenstrom von 15 nA bei einer Elektronenstrahlbreite von 1 - 2 µm durchgeführt. Um Alkalienverlusten vorzubeugen, wurde für Hellglimmer und Feldspäte ein leicht defokussierter Strahl von 5 µm Durchmesser gewählt. Peak und Hintergrund wurden für Fe 30 s und für alle übrigen Elemente 20 s gemessen. Die Matrixkorrektur (Fluoreszenz-, Ordnungszahl- und Adsorptionskorrektur) wurde von einem internen PAP-Programm (Cameca<sup>®</sup>) der Sonde automatisch durchgeführt. Der analytische Fehler ist für Hauptelemente mit etwa 1,0 % relativ anzusetzen, bei Elementen mit geringeren Konzentrationen ist er entsprechend höher. Die Formelbesetzungen wurden mit am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg erstellten Framework<sup>®</sup>-Programmen berechnet. Eine Abschätzung des dreiwertigen Fe erfolgte für Granat, Pyroxen, Amphibol und Ilmenit.

### 4.1 Granat

Granat ist in allen untersuchten Gesteinen mit sowohl pelitischer als auch basischer Zusammensetzung häufig. Die Granat-Amphibolite AB 43B, 68 und 332A mit equilibrierten D3-Gefügen, die Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-führenden Metapelite AB 195A, 219A, 262A, 286A, 336A, 340 sowie der migmatische Gneis AB 309 wurden im Hinblick auf die Zusammensetzung (A4-1 bis A4-2) und chemische Zonierung ihrer Granate untersucht. Da mit Ausnahme von Probe AB 340 ein Zonarbau allein mit optischen Methoden nicht erkennbar ist, wurden bei dem überwiegenden Teil der Granate Kern- und Randzusammensetzungen analysiert. Die Unterschiede im Granat-Gesamtchemismus basischer bzw. pelitischer Gesteine, insbesondere die voneinander abweichenden Kernzusammensetzungen, lassen sich hierbei auf die unterschiedliche Zusammensetzung der Edukte, sowie Druck und Temperatur zurückführen.

Die Berechnung der Kationenbesetzung erfolgte bei Granat (Idealformel:  $X_3Y_2Z_3O_{12}$ ) auf der Basis von 24 Sauerstoffatomen. Dabei wurde eine möglichst ideale Besetzung der Tetraeder- ( $ZO_4$ ), der Oktaeder- ( $YO_6$ ) und der X-Position mit 6,00, 4,00 und 6,00 Kationen pro Formeleinheit angestrebt, so daß sich Kationensummen von  $\sim 16,00$  pfu ergaben.



↑ **Abb. 4-1:** Zusammensetzung verschiedener Granate aus Metapeliten (a) und -basiten (b) der nördlichen Shackleton Range im Dreiecksdiagramm der Endglieder Grossular-Almandin-Pyrop. Die Verbindungslinien zwischen den einzelnen Analysen repräsentieren Kern/Rand-Beziehungen. Bei dieser Darstellung bleiben die geringen Anteile der Andradit- (max. 4,32 Mol.-%) und Spessartin-Komponenten (2 - 8 Mol.-%, max. 15,94 Mol.-%) unberücksichtigt.

Es wurde davon ausgegangen, daß nur Al neben Si in der Tetraederposition auftritt. Der Abgleich des  $\text{Fe}^{3+}$ -Anteils erfolgte mit Hilfe des Framework-Programms iterativ, wobei ein Schätzwert für FeO solange verändert wird bis die Differenz zwischen X-, Y- und Z-Position einen Minimalwert erreicht oder im Idealfall 0 beträgt. Bei diesem rechnerischen Abgleich wird das  $\text{Fe}_{\text{total}}$  auf das FeO und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  verteilt, so daß eine Unterbesetzung der Oktaederposition durch den  $\text{Fe}^{3+}$ -Abgleich gegebenenfalls ausgeglichen wird. Mit steigendem  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalt werden die Kationensummen erniedrigt und die Oxidsummen erhöht. Als Kriterium für die Qualität der Analyse sollte neben einer Oxidsumme von ca. 100 Gew.-% die Kationengesamtsumme = 16,00 pfu und die Summe der zwei- und dreiwertigen Ladungen möglichst 24 betragen. In den meisten Fällen lagen die Kationensummen nach der  $\text{Fe}^{3+}$ -Korrektur nur geringfügig höher als 16,00 (A4).

Bei einigen Proben wurde die Uwarowit-Komponente nicht berücksichtigt, d. h. im Vorfeld der Analyse schon nicht mitkalibriert, da alle Granate nur unwesentliche  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalte (< 0,2 Gew.-%) aufweisen.

Anteilig wurden die Endglieder Almandin  $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ , Pyrop  $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ , Spessartin  $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ , Grossular  $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$  und Andradit  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$  ermittelt. Repräsentative Granatanalysen sind im Dreiecksdiagramm der Mischkristall-Endglieder Grossular-Almandin-Pyrop (Abb. 4-1) dargestellt. Offensichtlich korrodierte, zerbrochene und/oder stark zu Biotit/Chlorit umgewandelte Individuen wurden für die Analyse nicht verwendet.

#### *Granat-Amphibolite*

Granate in Amphiboliten mit getemperten D3-Gefügen (Abb. 4-1b) variieren je nach Probe stark in ihrer chemischen Zusammensetzung, während innerhalb der einzelnen Probe die Ergebnisse bedingt durch eine nur undeutliche Zonierung (s. u.) verhältnismäßig konsistent sind. In allen metabasischen Granaten variiert die Zusammensetzung im Grossular-Almandin-Pyrop-Komponenten-Dreiecksdiagramm entlang eines relativ konstanten Almandin-Anteils von etwa 55 Mol.-%. Erhöhte Grossular-Komponenten von 15,66 - 32,55 Mol.-% zeigen die Amphibolite AB 68 und 332A. Die höchsten Pyrop-Gehalte von bis zu 36,64 Mol.-% treten in der Probe AB 43B auf, während er in den beiden anderen Metabasiten schwankt ( $\text{Prp}_{16-32}$ ). Spessartin ist in den Amphiboliten (max. 5,96 Mol.-%) als Komponente nur von untergeordneter Bedeutung.

#### *Metapelite und migmatische Gneise*

Die Granate aus Gesteinen mit pelitischem bis psammopelitischen Gesamtchemismus (Abb. 4-1a) sind in ihrer Zusammensetzung variabel und meist zoniert. Dabei wurden sowohl prograde als auch retrograde Zonierungsmuster beobachtet, die die vorwiegend in den metapelitischen Gesteinen konservierte partielle D4-Reequilibration der D3-Gefüge reflektieren.

Mit einer durchschnittlichen Zusammensetzung von  $\text{Alm}_{72-88}\text{Prp}_{4-28}\text{Grs}_{2-20}\text{Sps}_{0-16}$  sind die untersuchten almandinreichen Granate verhältnismäßig spessartinarm ( $\text{Sps} \sim 5$  Mol.-%). Granatränder sind im Gegensatz zu den Kernen in der Regel grossular- und pyropärmer, was sich in einem randlich ansteigenden XFe-Wert ( $\text{Fe}/[\text{Fe}+\text{Mg}]$ ) widerspiegelt. Als einzige Probe weist der Granat aus dem migmatischen Gneis AB 309 (Kern =  $\text{Sps}_{2,3}$ ) im Randbereich erhöhte

Spessartin-Gehalte von bis zu 15,94 Mol.-% und einen grossularreicheren Kern als die übrigen Granate auf.

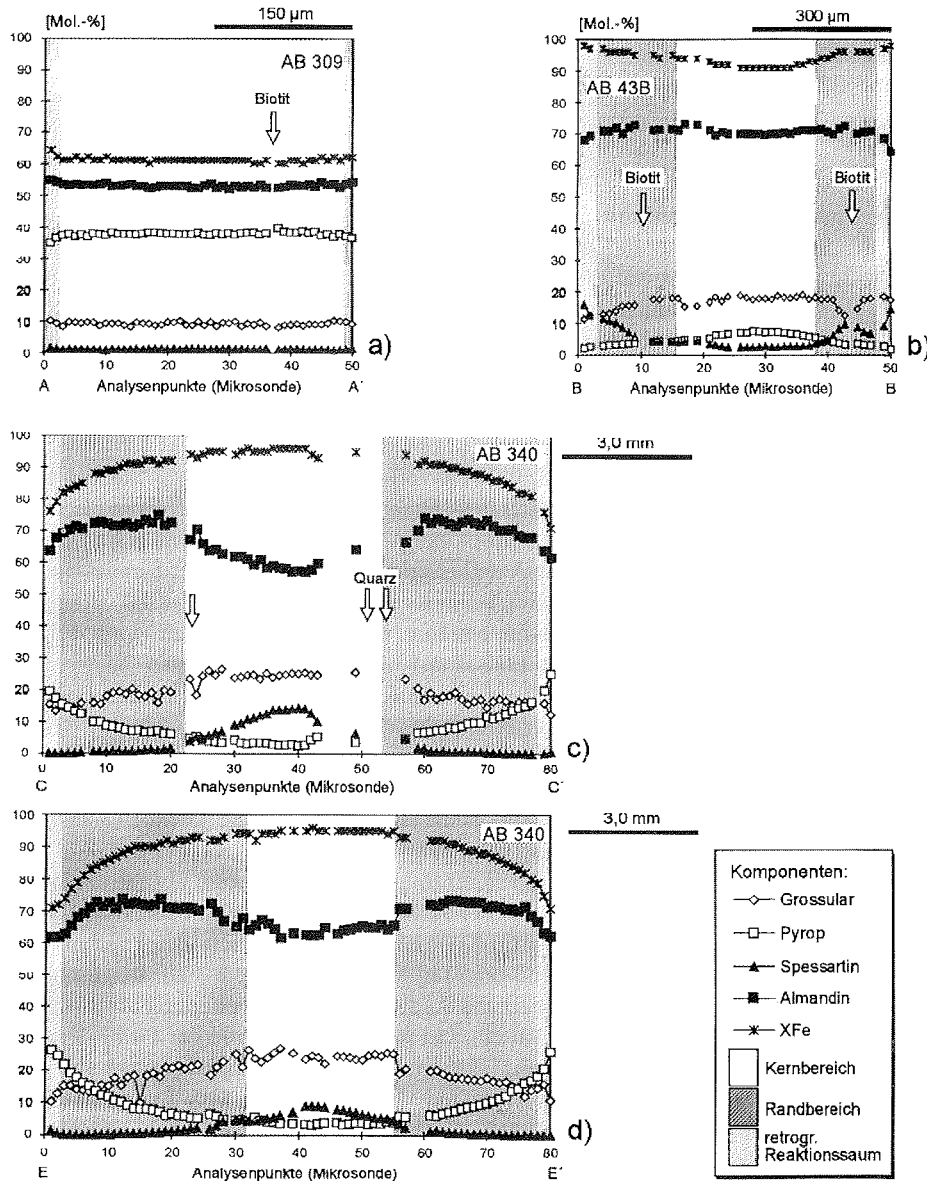
#### 4.1.1 Granatzonierung

Granate aus Metapeliten und psammopelitischen Gneisen spiegeln die polyphase metamorphe Entwicklung während der D3- und D4-Deformation wider und zeigen ausgeprägte symmetrische Zonierungsmuster, während metabasische Granate homogener sind. Ursache für die mineralchemischen Inhomogenitäten im Granat können nach SPEAR (1993) zum einen intrakristalline Diffusion (Volumendiffusion), zum anderen ein selektiver Elementeinbau während fraktionierter Kristallisation (Wachstumszonierung) sein. Während Diffusion im wesentlichen von der Kristallgröße, Diffusionskoeffizient und Abkühlrate ( $\Delta T/\Delta t$ ) abhängt, kontrollieren bei einer Wachstumszonierung die Faktoren Druck, Temperatur, Zusammensetzung sowie die Reaktionen mit anderen Phasen die Elementverteilung im Granatkristall (TRACY, 1982).

Um die chemische Varianz zonierter Granate zu erfassen, wurden mit der Mikrosonde vier Granatprofile gemessen (Abb. 4-2). Jedes dieser hochauflösenden Profile beinhaltet zwischen 50 und 80 Analysenpunkte. Es ist zu berücksichtigen, daß durch einen randlichen Anschnitt des Kerns Unterschiede im Zonarbau auftreten können. Aus diesem Grund sind nur die am stärksten zonierte Granate als repräsentativ anzusehen. Um Schnitteffekte soweit wie möglich auszuschließen, wurden zwei idiomorphe Granate mit 1,3 cm Durchmesser aus einem Alreichen Glimmerschiefer (AB 340) herauspräpariert und vor der Erstellung des polierten Dünnschliffs exakt durch den Kristallmittelpunkt geteilt. Für die Ausbildung einer Zonierung scheint der Durchmesser der einzelnen Individuen allerdings keine wesentliche Rolle zu spielen, da auch kleinere Almandin-Granate Zonierungsmuster zeigen.

#### *Granat-Amphibolite*

Granat aus getemperten D3-Gefügen basischer Gesteine (Abb. 4-2a) zeigt eine sehr homogene Kernzusammensetzung und zum Rand hin eine schwache Zonierung (Probe 43B). Lediglich in einem wenige  $\mu\text{m}$  breiten, randlichen Saum ist bedingt durch eine zunehmende Almandin-Komponente bei gleichzeitiger Abnahme der Grossular- und Pyrop-Komponente der XFe-Wert geringfügig erhöht. Der teilweise hohe Pyrop-Gehalt im Kern bis zu 38 Mol.-% (Probe AB 43B) spricht für ein Wachstum unter relativ hohen Druckbedingungen (BUCHER & FREY, 1994). Da die geothermometrisch bestimmten Gleichgewichtstemperaturen ( $> 680\text{ }^\circ\text{C}$ ) für die Granatränder ebenfalls hoch sind (Kap. 5.2), belegt ein fehlender Zonarbau, daß der Granat während der D3-equilibrierenden Peak-Metamorphose durch Volumendiffusion bei verhältnismäßig hohen Temperaturen vollständig homogenisiert wurde. Die hierzu erforderlichen Temperaturen müssen nach WOODSWORTH (1977) über  $600\text{ }^\circ\text{C}$  liegen, da unterhalb dieser Temperatur die Diffusionsrate in Granat stark herabgesetzt ist, und Volumendiffusion als Prozeß kaum eine Rolle spielt. Eine möglicherweise ursprünglich vorhandene heterogene Elementverteilung wurde in metabasischen Granaten somit ausgelöscht. Die sich der Peak-Metamorphose anschließende post-D3-Abkühlung muß relativ schnell erfolgt sein.



↑ **Abb. 4-2:** Zonierungsmuster von Granaten aus Granat-Amphiboliten, Metapeliten und Gneismigmatiten der nördlichen Shackleton Range. Während pyropreicher Granat (a) aus Amphiboliten (AB 43B) bedingt durch eine durchgreifende Homogenisierung unzoniert ist und lediglich einen schmalen retrograden Saum aufweist ist die Zonierung in almandinreichem Granat der migmatischen Gneise (AB 309; b) und Metapelite (AB 340; c, d) komplexer (vgl. Text). Bei den mit Quarz und Biotit markierten Fehlstellen handelt es sich um Analysen von Einschlüssen.

Die abweichende Zusammensetzung des äußeren Kristallsaumes läßt sich durch eine nicht mehr vollständige diffusive Equilibrierung des Minerals bei niedrigeren Temperaturen während der retrograden D4- bis D5-Entwicklung interpretieren (SPEAR, 1993).

#### *Metapelite*

Bei Granaten aus Gesteinen mit pelitischem Chemismus ist das Zonierungsmuster aufgrund der deutlicheren Konservierung der D4-equilibrierenden Metamorphose weitaus komplexer (Abb. 4-2c, d) als in den metabasischen Granaten. Im Unterschied zu letzteren ist besonders hervorzuheben, daß der parabelförmige Verlauf der Komponentenkurven keine Hinweise auf eine diffusiv vollständig durchgreifende Equilibrierung liefert. Es handelt sich also vermutlich um zumindest reliktsch erhaltene Wachstumszonierungen (SPEAR, 1993). Durch Mineral-extern kontrollierte Diffusion wurden diese vermutlich nachfolgend nicht mehr vollständig überprägt.

Im idiomorphen Granat der Probe AB 340 (D4-verfalteter Granat-Disthen-Stauolith-Schiefer vom nördlichen Berggrücken 5 km östlich des Mount Skidmore) ist eine prograde chemische Zonierung mit randlich ansteigenden Pyrop- und Almandin-Komponenten bei gleichzeitig abfallenden Spessartin- und Grossular-Anteilen erhalten (Abb. 4-2c, d). Bereits optisch läßt sich ein einschlußreicher Kernbereich erkennen, der durch einen scharfen Übergang von einem weitgehend einschlußfreien Rand getrennt ist. Der Randbereich wird durch einen schmalen äußeren Kristallrand (Reaktionssaum) von den benachbarten Matrixmineralen getrennt. Die schalige Zonierung deutet auf eine diskontinuierliche Wachstumszonierung und einen im wesentlichen durch fraktionierte Kristallisation gesteuerten Prozeß hin: Bei isobarer Aufheizung bzw. isothermaler Dekompression kristallisierte zu Beginn ein relativ spessartin- und grossularreicher Granat, der entsprechend geringe Anteile an Almandin- und Pyrop-Komponente besitzt. Die Spessartin-Komponente ist im Kern um ca. 13 Mol.-% angereichert. Im Kernbereich steigen die Pyrop- und Almandin-Komponenten nach außen hin leicht an, während die Spessartin-Komponente glockenförmig auf ein Minimum abfällt, und Grossular relativ konstant bleibt. Beim späteren Weiterwachsen scheint kein Mn mehr zur Verfügung gestanden zu haben, da eine Spessartin-Komponente kaum noch detektierbar ist. Eine nachträgliche das Mn betreffende Equilibrierung scheint in diesem Fall ausgeschlossen zu sein, da alle übrigen Elemente noch deutliche Änderungen ihrer Verteilung zeigen. Der XFe-Gehalt fällt zum Rand hin kontinuierlich ab, was mit einer Zunahme der Pyrop-Komponente korreliert. Eine Freisetzung des Mg aus frühem Biotit oder Muskovit während prograder Metamorphose ist in diesem Fall zu vermuten. Da der Einbau von Pyrop in Granat im wesentlichen T-abhängig ist, der der Grossular-Komponente aber P-gesteuert ist (MARTIGNOLE & NANTEL, 1982), spricht die Korrelation Pyrop/Grossular für eine isothermale post-D3 Druckentlastung oder erneute post-D3-Aufheizung des Gesteins.

#### *Migmatische Gneise*

Der Zonarbau des Granats aus dem migmatischen Gneis (AB 309) weicht sowohl durch sein retrogrades Zonierungsmuster als auch seine Zonierungsintensität von denen Al-reicher Metapelite ab. Im Gegensatz dazu zeigen analysierte Kernbereiche der deutlich schwächer zonierten Granate aus migmatischen Gneisen (Abb. 4-2b) zum Kernrand hin ansteigende



Spessartin-Gehalte (3 → 16 Mol.-%), während die Pyrop-Komponente (6 → 2 Mol.-%) abnimmt. Grossular- und Almandin-Anteile bleiben dabei im gesamten Kernbereich konstant und fallen erst am Rand des Kristalls auf ~ 3 Mol.-% ab. Die Zunahme des Fe/(Fe+Mg)-Verhältnisses läßt sich als retrograde Diffusionszonierung bei Temperaturabnahme interpretieren. Die randliche Abnahme des Mg-Gehalts kann hierbei durch den diffusiven Austausch mit Mg-reichen Phasen wie Biotit verursacht worden sein. Die randliche Zunahme des Spessartin-Anteils spricht für einen im Granat retrograd fraktionierten Einbau von Mn, da Biotit/Chlorit nur geringe Mengen Mn in ihr Kristallgitter einbauen können (DE BETHUNE *et al.*, 1975). Die Abnahme des Grossular-Gehalts zum äußeren Rand läßt sich mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine Reaktion mit den benachbarten spätkinematischen D4-Plagioklasblasten, die während des Wachstums Ca in ihr Kristallgitter einbauen, zurückführen (SPEAR, 1993) und/oder ist die Folge von isothermaler Dekompression (MARTIGNOLE & NANTEL, 1982).

Zusammenfassend lassen die analysierten metabasischen Granate den Schluß auf ein frühes, syn- bis post-D3 Granatwachstum mit nachfolgender Homogenisierung bei hohen Temperaturen und hohen Drucken zu. Dieses frühe Stadium ist im wesentlichen in D3-getemperten metabasischen Granaten konserviert.

Einige Granatkerne aus Metapeliten zeigen ein Wachstum unter prograden Bedingungen an, wobei die Art der Zonierungsmuster für eine post-D3-Aufheizung oder isothermale post-D3-Dekompression spricht. Zonierungsmuster kleinerer Granate aus dem migmatischen Gneis der Probe AB 309 sowie die randlichen Säume basischer Granate repräsentieren hingegen späte, wahrscheinlich D4 und D5 begleitende Metamorphosestadien.

Auf die quantitative Auswertung der Zonierungsmuster hinsichtlich ihrer Abhängigkeit von P und T nach der Methode von SPEAR & SELVERSTONE (1983) wurde verzichtet. Der hierfür notwendige Chlorit ist zwar in einigen Paragenesen enthalten, womit sich zumindest für die Granatränder Gleichgewichte berechnen lassen, aber es kann nicht eindeutig geklärt werden, inwieweit diese Beziehung auch auf ältere Kernbereiche (fehlende Einschlußgefüge) übertragbar ist.

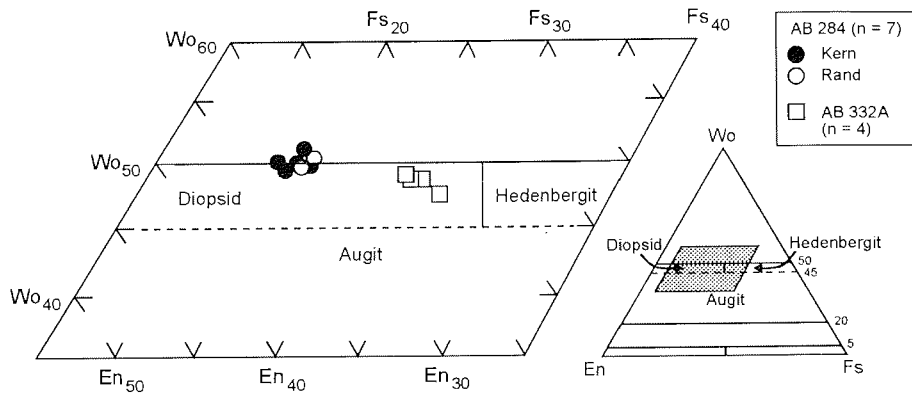
## 4.2 Pyroxen

Pyroxene des basischen Granulits (Pyroxen-Biotitgneis, Probe AB 284) und des Granat-Amphibolits AB 332A wurden hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung untersucht (Anhang A4-3). Während Pyroxen in Granat-Amphiboliten nur als Nebengemengteil auftritt und meist vollständig von Amphibol ersetzt wird, bildet er im Pyroxen-Biotitgneis einen Hauptgemengteil mit bis zu 2,0 mm (parallel zur S3-Foliation gemessen) großen Xenoblasten (Abb. 3-8).

Nur am äußeren Kristallsaum ist er retrograd zu Amphibol umgewandelt. Vereinzelt überwächst Pyroxen Biotit, Apatit, Erzphasen sowie ältere Pyroxen-Kristalle. Bezüglich ihrer Zusammensetzung ist bei beiden Pyroxen-Generationen kein signifikanter Unterschied festzustellen.

Gemäß der Pyroxen-Idealformel  $M_2M_1T_2O_6$  erfolgte die Formelberechnung auf der Basis von 6 Sauerstoffatomen. Dabei wurde zunächst die Tetraeder-, dann die M1- und M2-Position besetzt. Ein Hinweis auf die Qualität der Analysen sind Kationensummen von 4,00 pfu bei

Oxidsummen von 100,00 Gew.-%. Gemäß PAPIKE *et al.* (1974) wurde eine Korrektur für  $\text{Fe}^{3+}$  durchgeführt, wobei gilt:  $(\text{Fe}^{3+})^{\text{VI}} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na} - (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Cr} + 2 \text{Ti})$ . Der Anteil an Si und Al reicht bei allen Analysen aus, um die Tetraederposition vollständig (= 2,00 pfu) zu besetzen. Daher kann eine Berücksichtigung von tetraedrisch-koordiniertem  $\text{Fe}^{3+}$  entfallen, da bei der idealen Besetzung der Tetraederposition mit Si und Al verschiedene Verfahren der  $\text{Fe}^{3+}$ -Abschätzung (SCHULZE, 1992) zu ähnlichen Ergebnissen führen.



↑ **Abb. 4-3:** Klassifikationsdiagramm der mineralchemisch untersuchten Klinopyroxene im Variationsdiagramm  $\text{CaSiO}_3\text{-MgSiO}_3\text{-FeSiO}_3$  (Wollastonit-Enstatit-Ferrosilit) nach MORIMOTO (1988). In beiden analysierten Proben handelt es sich bei den Pyroxenen um Diopsid mit einer deutlichen Hedenbergit-Komponente (AB 332A). Unterschiede zwischen Kern- und Randzusammensetzungen lassen sich nicht feststellen.

Bei allen analysierten Pyroxenen handelt es sich um Klinopyroxen. Orthopyroxen konnte, von den ultrabasischen Gesteinen des Mount Sheffield abgesehen (Kap. 2), in keiner der untersuchten Proben nachgewiesen werden. Das Verhältnis der Mischkristall-Endglieder Wollastonit ( $\text{CaSiO}_3$ ), Enstatit ( $\text{MgSiO}_3$ ) und Ferrosilit ( $\text{FeSiO}_3$ ) der untersuchten Klinopyroxene ist im Anhang A4-3 aufgeführt (POLDERVAART & HESS, 1951). Im Wollastonit-Enstatit-Ferrosilit-Diagramm nach MORIMOTO (1988) fallen die Klinopyroxene der Probe AB 284 ( $\text{Wo} \sim 50,0 \%$ ) in das Diopsid-Feld ( $a_{\text{Di}} = 0,66 - 0,71$ ). Die geringfügig wollastonitärmeren ( $\text{Wo} \sim 48,0 \%$ ) Pyroxene der Metabasit-Probe AB 332A sind hingegen etwas Fe-reicher ( $a_{\text{Di}} \sim 0,50$ ) (Abb. 4-3). Geringe Gehalte an Mn (0,01 - 0,02 pfu) und Na (0,01 - 0,05 pfu) sind typisch. Ti (< 0,01 pfu) und Cr (< 0,01 pfu) liegen unterhalb der Nachweisgrenze. Mineralchemische Abweichungen zwischen Kern- und Randzusammensetzungen konnten nicht nachgewiesen werden.

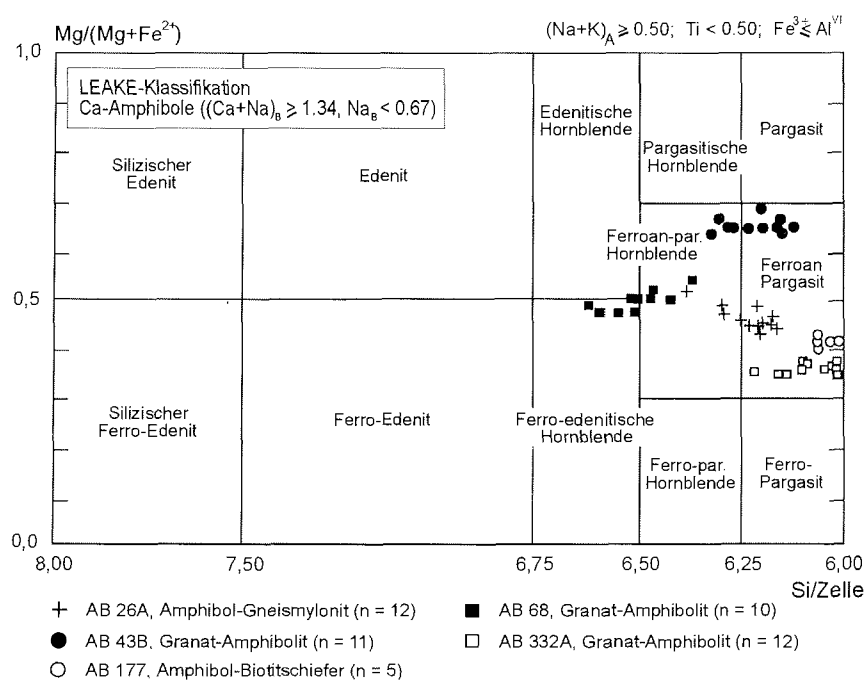
### 4.3 Amphibol

Untersucht wurden Amphibole aus drei Granat-Amphiboliten (AB 43B, 68, 332A), einem amphibolreichen Biotitschiefer (AB 177) und einem amphibolführenden D2-Gneismylonit (AB 26A). Es wurden sowohl S3-foliationsparallel orientiert gewachsene bzw. eingeregelt

Matrixamphibole (AB 43B, 332A), syn-D2-Porphyroblasten (AB 26A) als auch rekristallisierte, granoblastische Verwachsungen (AB 68, 177) analysiert. Die entsprechenden Mikrosondenanalysen und Kationenbesetzungen sind in Anhang A4-4 dargestellt. Aufgrund der schwierigeren Beurteilung der Analysengüte wurden an der Mikrosonde Amphibole bevorzugt zusammen mit Granaten und Feldspäten gemessen.

Der beträchtliche Einfluß des  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalts von Amphibolen auf die Kalkulation P-T-abhängiger Phasengleichgewichte (vgl. Kap. 5.2) wird von zahlreichen Autoren (z. B. PAPIKE *et al.*, 1974) hervorgehoben und macht deshalb eine  $\text{Fe}^{3+}$ -Rückkalkulation notwendig. Dabei richtet sich die Besetzung der einzelnen Kationenpositionen nach der verwendeten Normierungsmethode. Bei der mit dem Programm von A. ZEH durchgeführten Formelberechnung wurde der  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalt der Amphibole auf der Grundlage folgender Normierungsmethoden ermittelt:

1. Normierung der Kationen auf  $\Sigma \text{Mn} = 13$  (ohne Ca, Na und K)
2. Normierung der Kationen auf  $\Sigma \text{Ca} = 15$  (ohne Na und K)
3. Normierung nach der Mittelwertmethode  $\text{Fe}^{3+} = (\text{Ca } 15 + \text{Mn } 13)/2$



↑ **Abb. 4-4:** XMg-Si-Klassifikationsdiagramm nach LEAKE (1978) für Ca-Amphibole der Granat-Amphibolite AB 43B, 68, 332A, des Gneismylonits AB 26 und des Amphibol-Biotitschiefers AB 177. Charakteristisch ist für alle analysierten Amphibole neben den für Pargasite typischen niedrigen Si-Gehalten von  $< 6,70$  pfu ein intermediäres  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ -Verhältnis.

Wegen ihres Ca-betonen Gesamtchemismus bei geringen Mn-Gehalten deutlich unter 0,10 pfu wurde die Normierung  $\Sigma \text{Ca} = 15$  (2.) bevorzugt, da sich bei dieser Methode gute Kationenbesetzungen ergaben. Zur Überprüfung wurden in einigen Fällen die Ergebnisse mit Abschätzungen nach der Mittelwert-Methode (HOLLAND & BLUNDY, 1994) durchgeführt, bei deren Anwendung sich ebenfalls gute Kationensummen ergaben. Eine Normierung der Kationen auf  $\Sigma \text{Mn} = 13$  erwies sich für die untersuchten Amphibole als ungeeignet.

Bei allen untersuchten Amphibolen handelt es sich nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) um Ca-Amphibole. Dementsprechend gilt für alle Formeln  $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}} \geq 1,34$  pfu und  $\text{Na}_{\text{B}} < 0,67$  pfu. Für die analysierten Amphibole liegt der Ti-Gehalt deutlich unter 0,50 pfu (max. 0,23 pfu). Die Besetzung der A-Position schwankt je nach Probe zwischen 0,66 - 0,90 pfu (AB 26A), 0,64 - 0,74 pfu (AB 43B), 0,61 - 0,74 pfu (AB 68), 0,61 - 0,78 pfu (AB 177) und 0,69 - 0,80 pfu (AB 332A). Neben  $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} \geq 0,50$  pfu und  $\text{Fe}^{3+} \leq \text{Al}^{\text{VI}}$  haben die untersuchten Amphibole niedrige Si-Gehalte von max. 6,70 pfu. Ihr  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ -Verhältnis liegt je nach Probe bei 0,3 bis 0,7, so daß sie mit ihrer Zusammensetzung im LEAKE-Diagramm (LEAKE, 1978) in die Bereiche Fe-reicher Pargasite und Fe-pargasitischer Hornblenden fallen (Abb. 4-4). Die Amphibole weisen mit 0,00 - 0,10 pfu nur sehr geringe Gehalte an Cr auf. Eine chemische Zonierung der Amphibole wurde bei der Messung von Kern- und Randbereichen nicht festgestellt.

#### 4.4 Phyllosilikate

##### 4.4.1 Biotit

Biotitanalysen wurden an fünf D3- und D4-geprägten  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -führenden Metapelit-Proben (AB 195A, 209, 262A, 286A, 336A), einem retrograden basischen Granulit (Pyroxen-Biotitgneis AB 284) sowie einem Augengneis (porphyroklastischer Kalifeldspat-Orthogneis, Probe AB 330) durchgeführt (Anhang A4-9 bis A4-10). Selbst in sehr alumosilikatreichen Paragenesen ist Biotit im Vergleich zu Hellglimmer wesentlich häufiger. Es wurden sowohl unterschiedlich große, überwiegend tabular ausgebildete, S3- bzw. S4-parallele Matrix-Lepidoblasten als auch Einschlüsse gemessen. Einschlüsse befinden sich überwiegend in post-D4-Plagioklas-Poikiloblasten, vereinzelt in Granatkernen oder in xenomorphem Cordierit (AB 195A). Die Ergebnisse der Biotitanalysen wurden im Variationsdiagramm nach FOSTER (zit. in TRÖGER, 1982) sowie in der idealen Biotit-Ebene nach GUIDOTTI (1984) graphisch dargestellt (Abb. 4-5). Bei der Mikrosondenanalyse erwies sich bei einigen anderen Proben (z. B. Gneismigmatit AB 309) die diaphthoritisch z. T. weit fortgeschrittene Chloritisierung des Biotits als problematisch. Im Dünnschliff ist sie oftmals an der ins Bräunliche tendierenden Färbung zu erkennen, wohingegen frische Biotite kräftige rötliche Farben zeigen. In vielen Fällen war es optisch jedoch nicht immer möglich, eine geeignete Vorauswahl zu treffen, so daß bei der Mikrosondenanalytik die retrograde Chloritisierung von Biotit die häufigste Fehlerquelle darstellte.

Die auf der Grundlage der Elementoxide berechnete Formelbesetzung erfolgte für Biotit auf der Grundlage der Idealformel  $\text{K}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_{4-6}(\text{Fe}^{3+},\text{Al},\text{Ti})_{0-2}[\text{Si}_{6-5}\text{Al}_{2-3}\text{O}_{20}](\text{OH},\text{F})_4$  und einer Basis von 22 Sauerstoffatomen, wobei Cl-, F- und  $\text{H}_2\text{O}$ -Gehalte unberücksichtigt blieben. Die Tetraederposition wurde bei der Besetzung komplett mit Si und  $\text{Al}^{\text{IV}}$  (= 8,00 pfu) aufgefüllt, wohingegen die Oktaederposition mit für Biotit typischen 5,60 - 5,80 pfu besetzt ist. Gleiches gilt für die Besetzung der Zwischenschicht (1,72 - 1,96 pfu). Durch die unvollständige

Besetzung ergeben sich Kationen-Gesamtsummen von ca. 15,55 pfu. Ti besetzt nur die Oktaederposition. Bei der Berechnung gilt  $Fe_{tot} = Fe^{2+}$ . Auf die möglichen, im Biotit teilweise sehr komplexen Substitutionen soll an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden. Die Berechnung der Endglieder Phlogopit-Annit, Eastonit-Siderophyllit, Talk, Wonesit (Na-Biotit), Ti-Biotit, Ba-Biotit und der Muskovit-Komponente (A4-13) erfolgte in Anlehnung an HOLDAWAY *et al.* (1988). Nach dem  $(Al^{VI}+Ti)-Mg-(Fe^{2+}+Mn)$ -Variationsdiagramm von FOSTER (zit. in TRÖGER, 1982) handelt es sich bei den Biotiten aller sieben Proben ausschließlich um Meroxen oder Lepidomelan (Abb. 4-5a) mit einer für amphibolitfaziell gebildete Biotite typischen Zusammensetzung (GUIDOTTI, 1984).

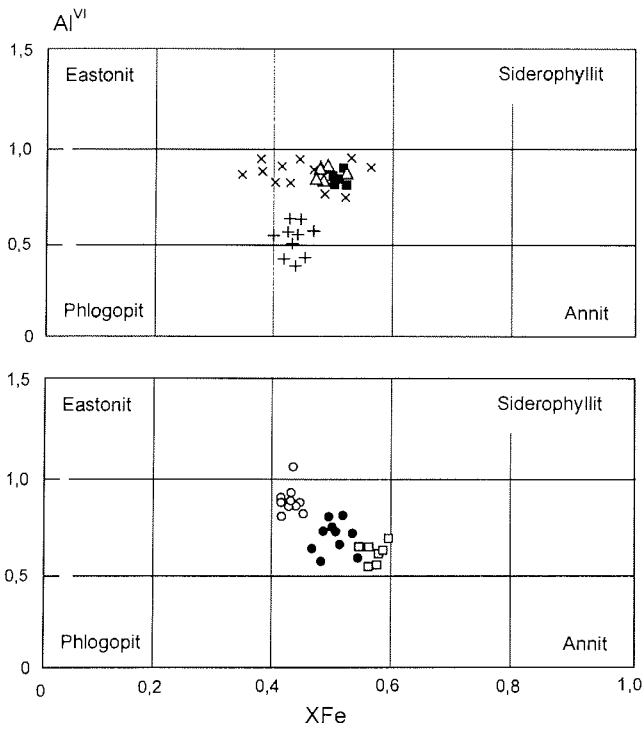
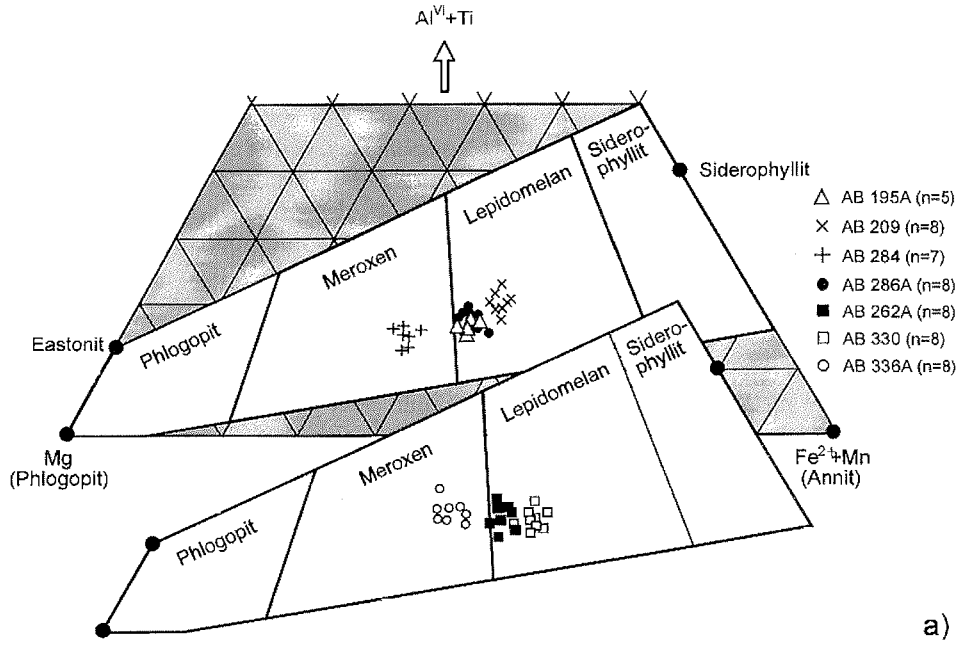
#### *Metapelite*

Die XFe-Werte metapelitischer Biotite sind innerhalb einer jeden Probe sehr konsistent und schwanken insgesamt zwischen 0,38 und 0,57, bewegen sich aber i. d. R. um 0,50. Bei den analysierten Biotiten handelt es sich mit einer Ausnahme (AB 336A = Meroxen) um Lepidomelan. Einschlüsse in Plagioklas sind im Durchschnitt nur unwesentlich Fe-reicher als Matrixbiotite derselben Probe (AB 336A). Dies wird vermutlich durch eine stärkere Chloritisierung der Matrixbiotite hervorgerufen und bedeutet deshalb nicht zwangsläufig auch die nicht-kogenetische Sproßung zweier Biotit-Generationen, zumal die  $Al^{VI}$ -Gehalte, trotz der Einschlußparagenese mit Muskovit, keine signifikanten Unterschiede zwischen Einschluß und Matrix zeigen. Ähnliche Beobachtungen wurden auch bei Hellglimmern (vgl. 4.4.3) gemacht. Die Besetzung mit oktaedrisch koordiniertem Al erfolgt mit 0,51 - 0,97 pfu, wobei hohe  $Al^{VI}$ -Gehalte > 0,85 pfu nur bei den mit Muskovit koexistierenden Biotiten auftreten (AB 209, 336A).

Die analysierten Biotite haben mittlere Ti-Gehalte von 0,16 - 0,36 pfu. Da alle in pelitischen Biotit-Paragenesen vorkommenden Minerale (Plagioklas, Disthen, Granat) weitere Ti-führende Phasen als Einschlüsse enthalten (Ilmenit, Rutil), scheinen für den Einbau während des Biotitwachstums nur noch geringe Mengen Ti zur Verfügung gestanden zu haben. Eine nennenswerte Muskovit-Komponente konnte nur in den Biotiten der Probe AB 209 (Staurolith-Sillimanit-Zweiglimmerschiefer) festgestellt werden (max. 4,24 Mol.-%). Der Mn-Gehalt ist mit < 0,03 pfu in allen bearbeiteten Proben sehr niedrig. Eine Beziehung zwischen der Kristallgröße des Biotits und seiner Zusammensetzung konnte nicht festgestellt werden. Aufgrund ihrer vollständigen Equilibrierung zeigen die analysierten Biotite keine chemische Zonierung, was im wesentlichen auf einen im Vergleich zu Granat höheren Fe/Mg-Diffusionskoeffizienten zurückzuführen ist (SPEAR, 1989).

#### *Pyroxen-Biotitgneis*

Für retrograde Biotite des Pyroxen-Biotitgneis sind niedrigere XFe-Werte kennzeichnend. Es handelt sich daher bei allen gemessenen Biotiten ausschließlich um Meroxen. Die Ti-Gehalte liegen, verglichen mit den anderen Proben, im mittleren Bereich (0,23 - 0,31 pfu), wohingegen die  $Al^{VI}$ -Gehalte bei dieser muskovitfreien Paragenese mit < 0,65 pfu deutlich niedriger liegen.



←

**Abb. 4-5: a)** ( $\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Ti}$ )-Mg-( $\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}$ )-Klassifikationsdiagramm der Biotit-Reihe nach FOSTER (zit. in TRÖGER, 1982). Sämtliche analysierten Biotite fallen in die Felder Lepidomelan und Meroksen. In der Abbildung unten (**b**) ist die Zusammensetzung der Biotite im Diagramm nach GUIDOTTI (1984) dargestellt. Erläuterung siehe Text.

#### *Quarz-Feldspatgneise*

Analysen des migmatischen Gneis AB 309 erlauben keine mineralchemische Zuordnung des enthaltenen Biotits, da dieser bereits zu stark chloritisiert ist. Neben einem deutlichen K-Verlust ( $\text{K}_2\text{O} < 8,5$  Gew.-%) spiegelt sich die retrograde Umwandlung in erhöhten Mg-Gehalten (10,7 → 14,1 Gew.-%) wider.

Analysierte Lepidomelane des Augengneis (Probe AB 330) weisen mit 0,38 - 0,49 pfu leicht erhöhte Ti-Gehalte auf. Desweiteren sind sie durch hohe XFe-Werte von max. 0,60 bei niedrigen  $\text{Al}^{\text{VI}}$ -Gehalten charakterisiert.

#### 4.4.2 Chlorit

Chlorit bildet zusammen mit Biotit und Hellglimmer die spät in der strukturellen Entwicklung angelegten D5-Planargefüge ab. Dies gilt besonders für glimmerreiche Scherbandgefüge (S5). Chlorit ersetzt als retrogrades Umwandlungsprodukt vor allem Biotit und Granat, seltener Amphibol und Klinopyroxen. Meist tritt er in den Druckschatten von Granat auf. Primärer Chlorit wurde nicht beobachtet. In einigen Proben, insbesondere bei migmatischen Gneisen (AB 309), ergab sich stellenweise das Problem der unterschiedlich starken Chloritisierung des gemessenen Biotits, die sich in einem stark zunehmenden MgO-Gehalt bei abnehmendem  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt äußert.

#### 4.4.3 Hellglimmer

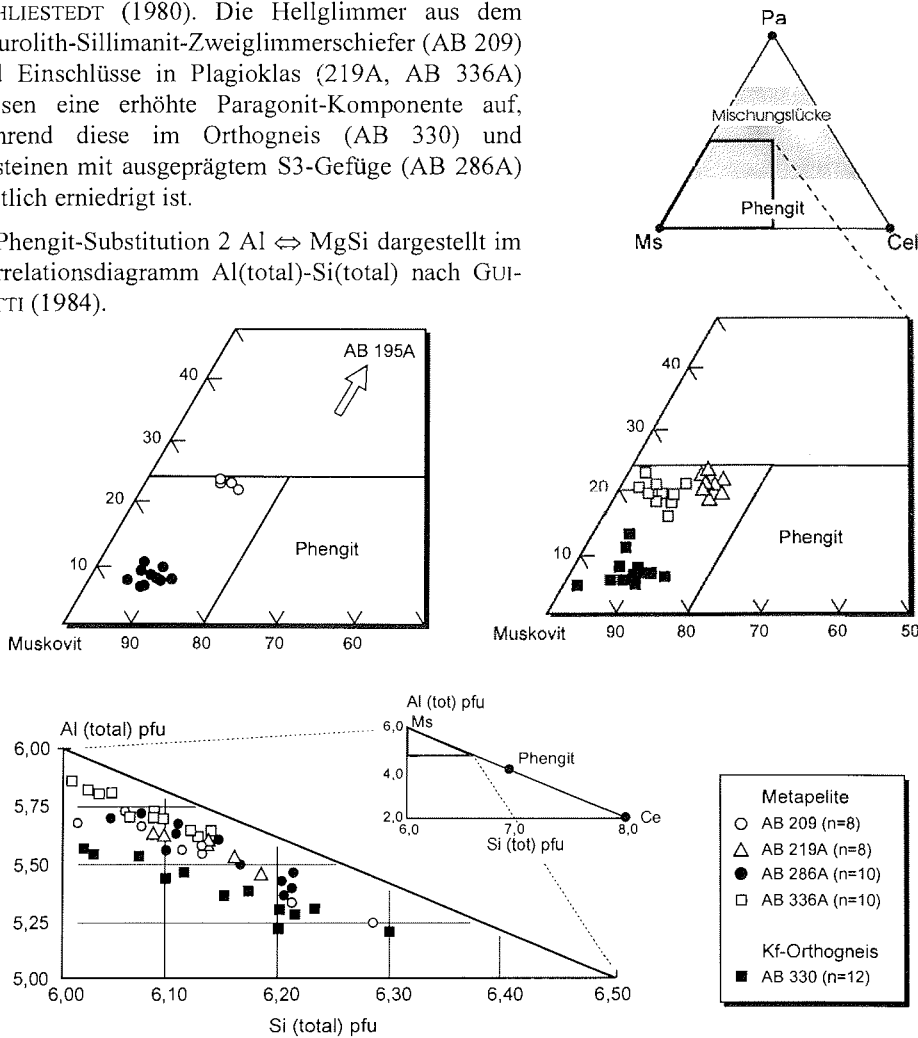
An fünf Proben der Als-reichen Metapelite AB 195A, 209, 219A, 286A, 336A und dem Augengneis (Probe AB 330) wurden Hellglimmer mineralchemisch untersucht. In Paragenese mit Biotit und Alumosilikat treten Hellglimmer zum einen als bis zu 120  $\mu\text{m}$  große Einschlüsse in den postkinematisch gewachsenen Plagioklas-Porphyroblasten der D4-Gefüge auf (AB 195A, 209, 336A; vgl. Abb. 5-8), zum anderen bilden sie als foliationsparallel orientierte, millimetergroße Scheite zusammen mit Biotit die Matrix in D3-verschieferen Metapeliten (AB 209, 219A, 286A, 330). In den genannten Proben zeichnet Hellglimmer das Hauptplanargefüge (S3) nach. Darüberhinaus tritt Hellglimmer meist in Form von Serizit in D5-Scherbandgefügen auf, oder er ersetzt als retrograde Mineralneubildung Plagioklas, Kalifeldspat und bei der Pinitisierung auch Cordierit.

Die Kationenbesetzung der Hellglimmer wurde wasserfrei auf der Basis von 22 Sauerstoffatomen berechnet. Daneben blieben bei den Oxidsummen (A4-6) mögliche Gehalte von Cl und F unberücksichtigt. Bei der Formelberechnung ergeben sich Kationensummen zwischen 13,95 und 14,05 pfu. Analysen, die diese Bedingung nicht erfüllen, wurden verworfen. Der mögliche Einfluß von dreiwertigem Eisen blieb bei der Formelberechnung

unberücksichtigt, zumal auch nur insgesamt geringe Gehalte von  $Fe_{tot}$  (0,06 - 0,30 pfu) gemessen wurden. Der XFe-Wert schwankt von Probe zu Probe unterschiedlich stark zwischen 0,38 (AB 195A, 330) und 0,78 (AB 219A). Verglichen mit der Hellglimmer-Idealformel  $X_2Y_4Z_8O_{20}(OH,F)_4$  ist bei vollständiger Besetzung der Tetraederposition (= 8,00 pfu) die Oktaederposition mit 4,02 - 4,14 pfu leicht überbesetzt, was wahrscheinlich auf eine optisch nicht sichtbare Chloritisierung der Hellglimmer oder den Einbau einer trioktaedrischen Komponente der Mischkristallreihe Phlogopit-Annit zurückzuführen ist (ALDAHAN *et al.*, 1988).

→ **Abb. 4-6:** Zusammensetzung der analysierten Hellglimmer verschiedener Proben im Dreiecksdiagramm Muskovit-Paragonit-Celadonit nach SCHLIESTEDT (1980). Die Hellglimmer aus dem Staurolith-Sillimanit-Zweiglimmerschiefer (AB 209) und Einschlüsse in Plagioklas (219A, AB 336A) weisen eine erhöhte Paragonit-Komponente auf, während diese im Orthogneis (AB 330) und Gesteinen mit ausgeprägtem S3-Gefüge (AB 286A) deutlich erniedrigt ist.

↓ Phengit-Substitution  $2 Al \leftrightarrow MgSi$  dargestellt im Korrelationsdiagramm Al(total)-Si(total) nach GUIDOTTI (1984).





Die Zwischenschicht (X-Position) ist ideal besetzt (~ 2,00 pfu). Eine leichte Unterbesetzung bis 1,85 pfu kann hingegen durch eine zusätzliche Pyrophyllit-Komponente entlang des K-Edenit-Austausches entsprechend  $K^X + Al^{IV} \Leftrightarrow (-)^X + Si^{IV}$  verursacht werden (SPEAR, 1993). Den im Anhang aufgeführten Analysen ist eine Berechnung der Mischkristall-Endglieder Paragonit  $Na_2Al_4[Al_2Si_6O_{20}/(OH)_4]$ , Muskovit  $K_2Al_4[Al_2Si_6O_{20}/(OH)_4]$ , Celadonit  $K_2(Mg, Fe^{2+})_2Al_2[Si_8O_{20}/(OH)_4]$  und Margarit  $Ca_2Al_4[Al_4Si_4O_{20}/(OH)_4]$  beigefügt. Der Chemismus der untersuchten Hellglimmer ist im Diagramm Muskovit-Paragonit-Celadonit nach SCHLIESTEDT (1980) dargestellt (Abb. 4-6).

Bei dem überwiegenden Teil der analysierten Hellglimmer handelt es sich um Muskovit (~ 85 Mol.-%) mit einem geringen Anteil an Celadonit- und Paragonit-Komponente. Stellenweise ist auf Kosten der Muskovit-Komponente die Paragonit-Komponente deutlich erhöht. Bei diesen handelt es sich entweder um Hellglimmer der Matrix, die sich in Kontakt zu den posttektonisch (D4) gesproßten Plagioklas-PorphYROblasten befinden (AB 209), oder um Einschlüsse in Plagioklas (AB 336A). Bei drei kleinen Hellglimmer-Einschlüssen in Plagioklasen der Probe AB 195A handelt es sich um Paragonite mit Na-Gehalten von 0,51 - 1,70 pfu und entsprechenden Paragonit-Endgliederkomponenten bis 86 Mol.-%. Hier wurde offensichtlich bei der Plagioklas-Blastese innerhalb der Zwischenschicht ein großer Teil des K durch Na ersetzt. Bei dieser Probe ist die Margarit-Komponente erhöht (max. 0,11 Mol.-%), was ebenfalls auf einen Austausch von Alkalien mit dem Plagioklas hindeutet. Zwischen Plagioklas-Einschlüssen und Matrix-Hellglimmern der Probe AB 209 zeigen sich hinsichtlich ihrer Zusammensetzung keine signifikanten Unterschiede, so daß davon ausgegangen werden muß, daß Plagioklas die Hellglimmer einer Generation übersproßt.

Die nach GUIDOTTI (1984) bei steigenden Metamorphosetemperaturen sinkenden Na-Gehalte zeigen für die beiden Proben mit deutlichem D3-Planargefüge (AB 286A, 330) höhere Bildungstemperaturen als für F4-achsenflächenparallel gesproßten Hellglimmer. Gleiches gilt für den Ti-Gehalt (0,02 - 0,17 Mol.-%), wobei die beiden oben genannten Proben die höchsten Werte liefern und somit ebenfalls relativ höhere Bildungstemperaturen anzeigen (GUIDOTTI, 1984). Die sehr geringen Gehalte an Ca und Ba liegen unter 0,08 pfu. Cr und Mn sind nur in Spuren (< 0,06 pfu) nachweisbar. Analysen im Zentrum und am Rand der Hellglimmer ergaben keine Hinweise auf einen Zonarbau.

Bei allen untersuchten Hellglimmern ergeben sich keine Hinweise auf eine hohe Phengit-Komponente. Der durchschnittliche Si-Gehalt beträgt 6,05 - 6,10 pfu, selten bis 6,30 pfu. Dies spricht bei der Anwesenheit von pufferndem Kalifeldspat (AB 330) für eine Equilibrierung der Hellglimmer unter mittleren bis niedrigen Druckbedingungen (MASSONNE & SCHREYER, 1987), d. h. in einem relativ seichten Krustenniveau (vgl. Kap. 5.2).

#### 4.5 Staurolith

Gelblich-braune, im Schliff leicht pleochroitische Staurolith-Idioblasten treten immer zusammen mit Disthen und/oder Sillimanit auf. Sie enthalten meist zahlreiche poikiloblastische Einschlüsse von Quarz (Abb. 3-3). Seltener schließt Staurolith Disthen, Rutil und Ilmenit ein. Vereinzelt sind die Staurolithe verzwilligt.

Die Berechnung der im Anhang (A4-7) aufgeführten Staurolith-Formeln erfolgte wasserfrei auf der Basis von 23 Sauerstoffatomen. In der hier vorliegenden Paragenese mit Granat und Biotit ist bei Staurolith von einem H<sub>2</sub>O-Gehalt von ca. 1,4 - 1,8 Gew.-% auszugehen (DEER *et al.*, 1992). Bei der Formelkalkulation ergaben sich Kationensummen von ~ 14,7 pfu. Aufgrund seiner strukturellen Komplexität gibt es noch Unklarheit hinsichtlich der exakten Formelbesetzung, insbesondere über die mögliche Positionierung der Kationen auf die R<sup>3+</sup>-Plätze (Al-O-Oktaeder) im Kristallgitter (DEER *et al.*, 1992). In Anlehnung an die Arbeiten von HOLDAWAY *et al.* (1986) und DUTROW & HOLDAWAY (1989) wird bei der Berechnung die Si-O-Tetraederposition vollständig von Si und Al<sup>IV</sup> okkupiert (A4-23). Cr und Ti wurden zusammen mit Al<sup>VI</sup> vollständig der Oktaederposition zugeschlagen, während alle übrigen Kationen die R<sup>2+</sup>-Position (Fe-O-Tetraeder) besetzen. Bei der Berechnung gilt FeO = Fe<sub>tot</sub>, womit der Valenzzustand des Fe unberücksichtigt bleibt. Es ist anzumerken, daß mögliche Gehalte an Li in der R<sup>2+</sup>-Tetraederposition von der Mikrosonde nicht dedektiert werden und deshalb unberücksichtigt blieben (HOLDAWAY *et al.*, 1986).

Alle analysierten Staurolithe der Proben AB 195A, 209, 219A, 262A und 336A weisen trotz der regional breiten Streuung eine ähnliche chemische Zusammensetzung auf und unterscheiden sich geringfügig in ihrem Fe/Mg-Verhältnis (Anhang A4-7), daneben durch abweichende Spurengehalte an Zn. Insgesamt sind alle analysierten Staurolithe Fe-reich (XMg ≤ 0,26). Der Zn-Gehalt variiert von 0,00 (AB 209) bis 0,91 Gew.-% (AB 195A). Eine signifikante Abweichung ihrer Rand- bzw. Kernzusammensetzungen konnte nicht festgestellt werden. Lediglich bei den optisch schwach zonierten Staurolithen der Probe AB 195A ist tendenziell der Zn-Gehalt randlich geringfügig erhöht.

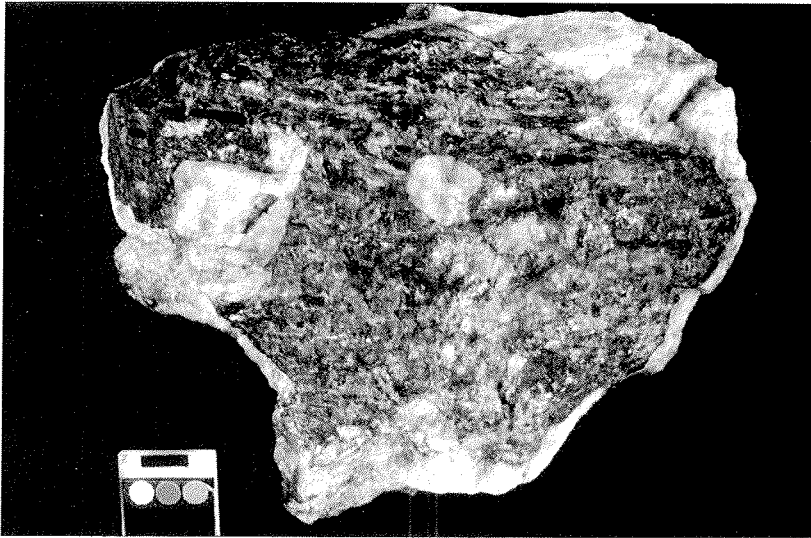
#### 4.6 Cordierit

Regionalmetamorph gebildeter Cordierit tritt in der nördlichen Shackleton Range als spät- bis posttektonische Niedrigdruckphase (post-D4) mit idiomorphen, außergewöhnlich großen Individuen auf (Abb. 4-7). An den südwestlichen Shaler Cliffs erreichen die pseudo-hexagonalen Durchkreuzungszwillinge und Drillinge Durchmesser von bis zu 12 cm. Ihr Vorkommen ist stets an Quarz-Feldspatmobilisate gebunden.

Desweiteren wächst Cordierit xenomorph in Mineralzwischenräumen, meist zwischen Biotit und Granat in sillimanitführenden Metapeliten. Er ist dann einschlußreich (Biotit, Hellglimmer). In diesem Fall stellt Cordierit möglicherweise den Restit (Paläosom) partieller Schmelzmobilisate dar. Hierbei ist Cordierit teilweise granophyrisch oder symplektitisch mit Quarz verwachsen. Wegen der meist starken Pinitisierung konnte Cordierit lediglich in zwei Proben (AB 195A, 262A) mineralchemisch analysiert werden (A4-8). Bei allen übrigen Analysen zeigte sich ein stark erhöhter K<sub>2</sub>O-Gehalt, der auf einen bereits fortgeschrittenen Alkalienaustausch hindeutet. Ausgehend von Rissen oder Rändern läßt sich bei ungekreuzten Nicols die Pinitisierung im Dünnschliff an der gelblichen Färbung erkennen.

Die Berechnung der Mineralformeln für Cordierit erfolgte wasserfrei auf der Basis von 18 Sauerstoffatomen. Dabei wird die Tetraederposition ausschließlich mit Si, Al und Ti besetzt. Alle übrigen Elemente werden der Oktaederposition zugeordnet. Die maximalen Wassergehalte natürlicher Cordierite von 2,8 Gew.-% (DEER *et al.*, 1992) bleiben in der Oxidsumme unberücksichtigt. Bei der Berechnung ergeben sich Kationensummen von ~ 11,05 pfu. Mit XMg = 0,66 - 0,69 handelt es sich hinsichtlich ihres Mg/Fe-Verhältnisses um leicht Mg-betonte

Cordierite. Aufgrund der relativen Dominanz von Mg gegenüber Fe, kann eine pegmatoide Abstammung (DEER *et al.*, 1992) weitgehend ausgeschlossen werden. Auf das temperaturabhängige Mg/Fe-Verhältnis (HOLDAWAY & LEE, 1977; PERCHUK & LAVRENT'ÉVA, 1983) wird in Kap. 5.2 näher eingegangen. Das in der Tunnelstruktur des Cordierit enthaltene Na, nach MIRWALD (1986) ein signifikantes Geothermometer, variiert von 0,036 bis 0,051 pfu.



↑ **Abb. 4-7:** Cordierit mit einem Durchmesser von 12 cm in einem Quarz-Feldspatmobilisat aus dem Kontaktbereich von Quarziten und amphibolführenden Schiefen (Südwestwand der Shaler Cliffs, nördliche Herbert Mountains). Cordierit bildet in der nördlichen Shackleton Range eine syn- bis posttektonische (D4) Niederdruckphase.

#### 4.7 Feldspäte

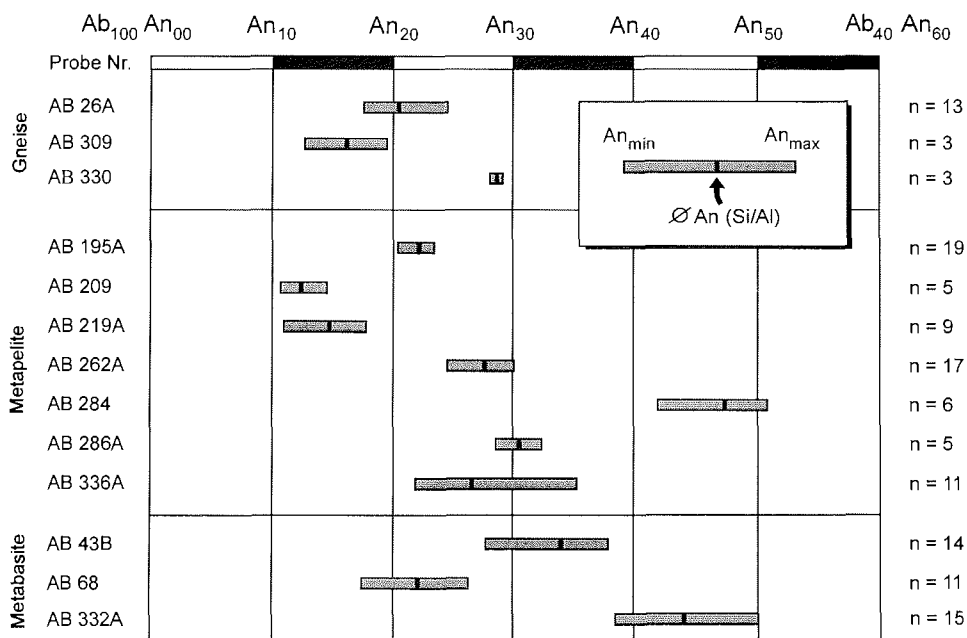
Mit der Mikrosonde wurden Einzelanalysen an Plagioklas der Proben AB 43B, 68, 332A (Granat-Amphibolite), AB 26A, 195A, 209, 219A, 262A, 286A, 309, 330, 336A (Biotitgneise, Glimmerschiefer) sowie an Kalifeldspat der Probe AB 26A (blastomylonitischer Amphibolgneis) durchgeführt. Neben den Mineralformeln wurden zudem die Feldspat-Endglieder ermittelt. Zur Bestimmung der Zusammensetzung von Antiperthiten (Pyroxen-Biotitgneis, AB 284) wurde entlang zweier Profile sowohl der Plagioklas-Wirtskristall als auch seine Kalifeldspat-Entmischungslamellen analysiert (vgl. 4.7.3).

Die Formelberechnung der Feldspäte erfolgte auf der Basis von 8 Sauerstoffatomen (Anhang A4). Die Tetraederposition ist bei fast allen durchgeführten Analysen mit  $Si + Al = 4,00$  pfu vollständig besetzt. Für die Summe  $K + Na + Ca$  ergab sich  $\sim 1,00$  pfu. Die z. T. unwesentlichen Abweichungen von der idealen Formelbesetzung ergeben sich eventuell aus

der Vernachlässigung von Fe, wobei  $\text{Fe}^{3+}$  die Tetraederposition,  $\text{Fe}^{2+}$  vorwiegend die A-Position okkupiert (RIBBE, 1983). Aufgrund der unbedeutenden  $\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Gehalte ( $< 0,015$  pfu) wurde auf eine  $\text{Fe}^{3+}$ -Abschätzung verzichtet. Als Kriterium für eine hinreichende Analysequalität, die besonders im Hinblick auf die nachfolgenden P-T-Abschätzungen (Kap. 5.2) von Bedeutung ist, wird die Kationensumme gewertet, die zwischen 4,985 und 5,015 liegen sollte. Alle Analysen, die diese Bedingung nicht erfüllten, wurden verworfen. Darüberhinaus wurde das Ca/Al- und (Na-K)/Si-Verhältnis als zusätzliches Kriterium zur Beurteilung der Analysequalität herangezogen. Hierbei sollte die Differenz zwischen beiden Verhältnissen 2,0 % nicht übersteigen. Analysen, die diese Bedingung nicht erfüllten, wurden ebenfalls nicht zur nachfolgenden Berechnung von P-T-Daten verwendet.

#### 4.7.1 Plagioklas

In den basischen und pelitischen Gesteinen bildet Plagioklas neben Quarz das häufigste Mineral. Charakteristisch für alle untersuchten Paragenesen ist das Auftreten entweder von post-D4 gesprossenen, nachfolgend nur noch äußerst schwach deformierten Plagioklas-Poikiloblasten (Abb. 3-4) oder von statischen, meist polygonalen Rekristallisationsplatttern der Matrix. Vereinzelt sind die Kristalle lokal serizitisiert.



↑ **Abb. 4-8:** Anorthitgehalte von Plagioklas metabasischer und metapelitischer Gesteine der nördlichen Shackleton Range ermittelt nach ihrem Si/Al-Verhältnis.

Mit Hilfe der Mikrosonde wurde an dreizehn Proben die Zusammensetzung der enthaltenen Plagioklase bestimmt. Insgesamt schwanken die nach dem Si/Al-Verhältnis berechneten An-Gehalte (Abb. 4-8) zwischen  $An_{11}$  und  $An_{52}$ . Innerhalb der einzelnen Probe beträgt die Abweichung vom arithmetischen Mittel i. d. R. aber nicht mehr als  $\pm 3$  Mol.-%, was in den meisten Fällen auf eine schwache retrograde Zonierung zurückzuführen ist. Die Orthoklas-Komponente ist mit  $< 1,00$  Mol.-% bei allen Plagioklasen sehr niedrig. Eine bis max. 2,93 Mol.-% erhöhte Or-Komponente zeigen nur Antiperthite (AB 284) und diejenigen Plagioklase, die in Paragenese zusammen mit neugebildetem Kalifeldspat der Matrix vorkommen (AB 26A). Der An-Gehalt schwankt bei den Metabasiten AB 43B und 332A zwischen 27 - 39 Mol.-%. In Probe AB 68 liegt er deutlich niedriger ( $An_{18-26}$ ), obwohl Plagioklas dort, ähnlich wie in den Proben AB 43B und 332A, mit einem Ca-Amphibol koexistiert. Den höchsten An-Gehalt ( $An_{43-52}$ ) weisen Plagioklase aus dem Pyroxen-Biotitgneis (AB 284) auf. Die Plagioklase der Metapelite sind allgemein Ca-ärmer ( $An_{11-35}$ ). Gehalte von Ba, Mn und Mg liegen meist unterhalb der Nachweisgrenze.

In einigen Proben (AB 43B, 68, 219A, 284, 332A, 336A) ist bei extrem getemperten Gefügen ein oszillierender, retrograder Zonarbau des Plagioklas festzustellen. Dabei nimmt der Anorthitgehalt zum Rand hin ab. Die D2-geprägten blastomylonitischen Amphibol-Gneise des Mount Sheffield zeigen hingegen als einzige Probe (AB 26A) eine inverse Zonierung ihrer Porphyroblasten mit zum Rand hin ansteigenden An-Gehalten. Die nur sehr geringe Änderung im Anorthitgehalt von durchschnittlich 0,8 - 1,8 Mol.-% ist aber bereits optisch an der sich ändernden Auslöschungsschiefe erkennbar.

#### 4.7.2 Kalifeldspat

Sogar in den untersuchten Peliten mit stark Al-betontem Gesamtchemismus tritt Kalifeldspat im Vergleich zu Plagioklas weniger häufig auf. Zur Unterscheidung beider Minerale wurde in einigen Fällen ihr Lumineszenzverhalten herangezogen (vgl. Kap. 3). Kalifeldspat ist im Dünnschliff an der z. T. vorhandenen Mikroklingitterung zu identifizieren (Abb. 5-1).

Es lassen sich drei wesentliche Typen von Kalifeldspat unterscheiden:

1. Magmatisch gebildeter Kalifeldspat in Augengneisen (AB330, Charlesworth Cliffs) und Migmatit-Leukosomen
2. Neugebildeter amphibolit- bis granulitfazieller Subsolidus-Kalifeldspat der Matrix
3. Retrograde antiperthitische Kalifeldspat-Entmischungslamellen und -flecken in Plagioklas-Porphyroblasten (Abb. 4-9)

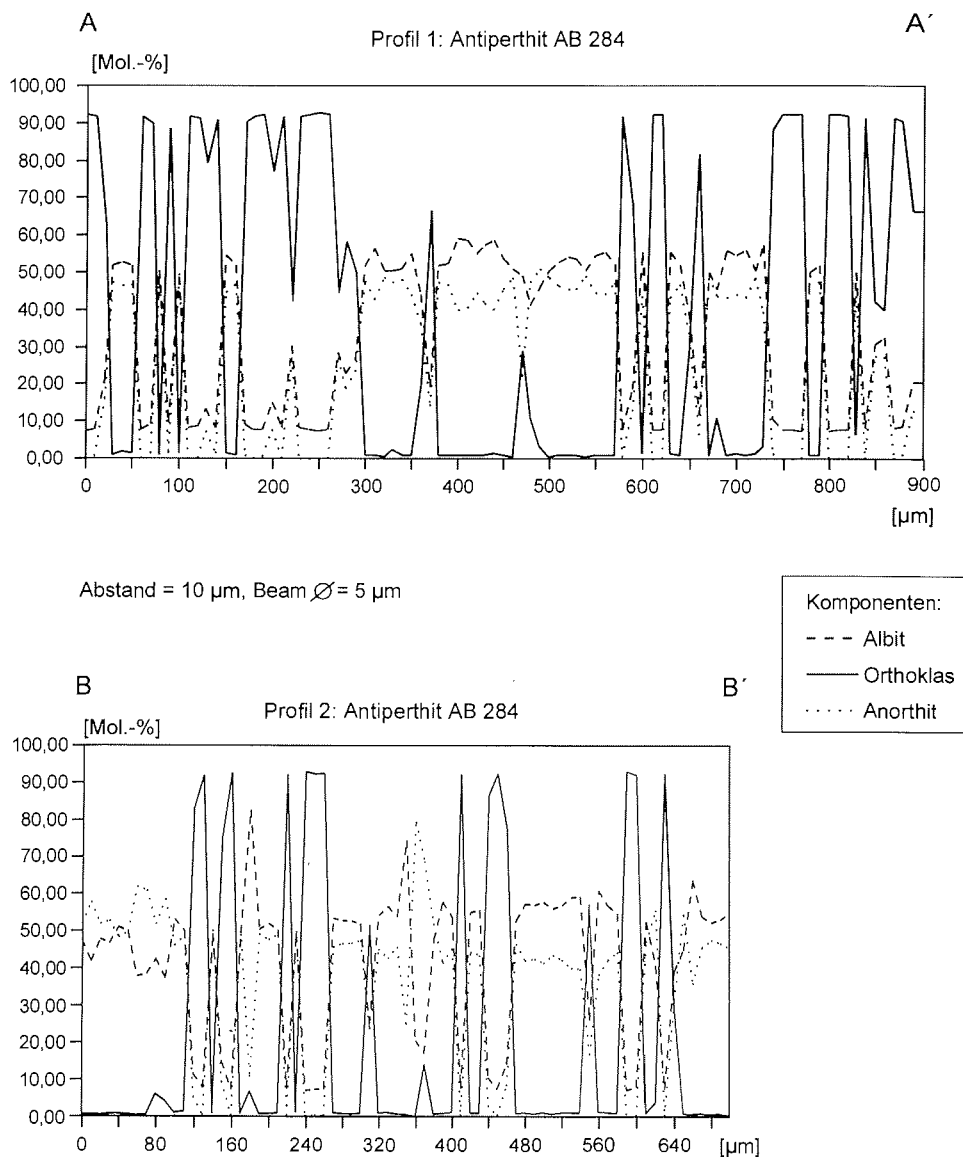
Mineralchemisch untersucht wurden nur Kalifeldspäte der Typen 2 und 3 (AB 26A, 284). Dabei ergaben sich mittlere Zusammensetzungen von  $Or_{88}Ab_{11}Ce_{01}$  für Probe AB 26A (Kalifeldspat-Neubildung) und  $Or_{92}Ab_{08}$  für Probe AB 284 (Entmischungslamellen). Formel- und Endgliederberechnungen sind dem Anhang (A4) zu entnehmen. Die Anorthit-Komponente ist in allen gemessenen Kalifeldspäten gering ( $An < 0,50$  Mol.-%). Im Gegensatz zu Plagioklas liegt bei Kalifeldspat der Ba-Gehalt (Celsian-Komponente) etwas höher (0,01 - 0,02 pfu).

### 4.7.3 Antiperthitische Entmischungstexturen

Plagioklas-Porphyroblasten mit Durchmessern bis max. 1.8 mm (Pyroxen-Biotitgneis, AB 284) enthalten Kalifeldspat in Form gerundeter, prismen- bis tropfenförmiger Entmischungskörperchen bzw. -flecken (Abb. 4-9). Die Endglieder-Zusammensetzung beider Minerale wurde durch Mikrosondenprofile zweier Porphyroblasten analysiert und ist in Abb. 4-10 dargestellt. Für den Plagioklas-Wirtskristall ergibt sich dabei eine mittlere Zusammensetzung von  $Ab_{52}An_{47}Or_{01}$ . Die Entmischungsflecken bestehen aus Kalifeldspat mit  $Or_{92}Ab_{08}$ . Die Entmischung wird als Folge des retrograden Zerfalls eines unter hohen Temperaturen gebildeten Feldspats ternärer Zusammensetzung interpretiert (BROWN & PARSONS, 1988). Im Gegensatz zu hochgradig granulitfaziellen Mesoperthiten, bei denen eine eindeutige Wirt-Gast-Zuordnung nicht möglich ist (EVANGELAKAKIS *et al.*, 1993), handelt es sich bei den hier beschriebenen Texturen um eine antiperthitische Entmischung. Der Entmischungsprozeß wird hierbei eher durch die Verschiebung des Na/K-Verhältnis als durch eine Änderung im Si/Al-Verhältnis bedingt (SMITH & BROWN, 1988). Die Größe und Form der Lamellen bei einem hohen Ca-Gehalt des Plagioklas ist typisch für hochgradig zerfallende Feldspäte und läßt auf amphibolitfazielle Bildungsbedingungen schließen.



↑ **Abb. 4-9:** Porphyroblast mit fleckiger Entmischung eines ursprünglich ternären Feldspats im Dünnschliff (Pyroxen-Biotitgneis AB 284, „Sludanoy Ridge“, Herbert Mountains). Die ausgedehnten Entmischungsflecken des Kalifeldspats  $Or_{92}Ab_{08}$  (in Dunkelstellung, Pfeil) sind typisch für hochgradig gebildete Feldspäte (KROLL *et al.*, 1993). Obwohl der teilweise mikroklinisierte Kalifeldspat bereits große Bereiche des Kristalls einnimmt, handelt es sich dem Typ nach um eine antiperthitische Entmischung. Der Ca-reiche Plagioklas-Wirtskristall  $Ab_{52}An_{47}Or_{01}$  (PI) ist deformiert und an seinen charakteristischen Deformationszwillingen zu erkennen, an denen sich der entmischte Kalifeldspat orientiert. Mikrosondenprofil siehe Abb. 4-10. Gekreuzte Nicols.



↑ **Abb. 4-10:** Mikrosondenprofile A-A' und B-B' zeigen die Verteilung von Kalifeldspat und Plagioklas in den Antiperthit-Porphyroblasten (vgl. Abb. 4-9). Da selbst bei einer verwendeten Elektronenstrahlbreite von 5 μm entlang der Phasengrenzen teilweise noch Mischanalysen auftreten können, entsprechen nur jeweils die dargestellten Extremwerte der Zusammensetzung der entmischten Endglieder. Für die beiden Phasen ergeben sich Durchschnittswerte von  $\text{Or}_{92}\text{Ab}_{08}$  für die Kalifeldspatlamellen bzw.  $\text{Ab}_{52}\text{An}_{47}\text{Or}_{01}$  für den Plagioklas-Wirt.

Für die Genese des ursprünglich ternären Feldspats kommen folgende Möglichkeiten in Betracht:

1. Magmatisches, d. h. prätektonisches Wachstum innerhalb einer Schmelze oder Partial-schmelze (BROWN & PARSONS, 1988)
2. Syn- bis postdeformative, hochtemperierte Blastese als Folge prograder P-T-abhängiger Mineralreaktionen (EVANGELAKAKIS *et al.*, 1993)

Die Kalifeldspat-Domänen stellen in keinem Fall das Produkt einer die frühe Abkühlung begleitenden postmagmatischen Entmischung dar (1), sondern sind von außen entlang der Albitlamellen, bei denen es sich um Deformationszwillinge handelt, eingedrungen. Es ergeben sich auch keine weiteren Hinweise auf eine magmatische Abstammung der Feldspäte, so daß hier von einer Subsolidus-Bildung ausgegangen werden muß (2).

#### 4.8 Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Polymorphe

Mit Disthen und Sillimanit sind zwei Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Polymorphe in den Gesteinen der nördlichen Shackleton Range weit verbreitet. Andalusit wurde hingegen nicht beobachtet.

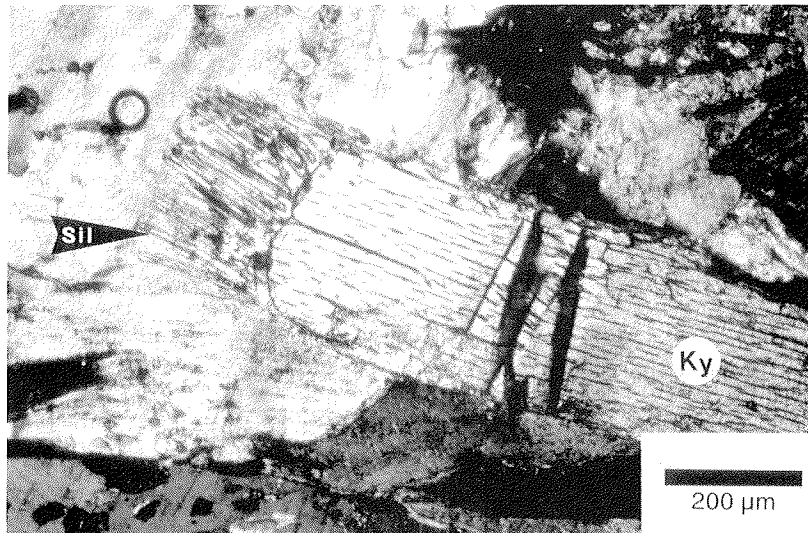
Disthen ist in allen beprobten Metapeliten mit hohem Al-Gehalt z. T. außergewöhnlich häufig. Mit bis zu 25 Vol.-% bildet er als Hauptgemengteil in einigen Gesteinen (AB 336) „Disthenite“. Oft zeigt er einen ± idiomorphen Habitus mit einer länglichen Kornform. Einschlüsse von Ilmenit und Rutil sind häufig. Disthen ist in die Hauptfoliation (S3) eingeregelt bzw. parallel dazu gewachsen und nachfolgend D4-deformiert. Disthen tritt immer zusammen mit Granat, teilweise zusammen mit Staurolith, Sillimanit und Cordierit auf.

Sillimanit stellt eine posttektonische (D4) Niedrigdruckphase dar. Er ist stets undeformiert und wächst regellos in der Matrix. Während im Westen der Shackleton Range (BRAUN, 1995; ZEH *et al.*, im Druck) Sillimanit auch mit grobprismatischem Habitus auftritt, konnte er in den bearbeiteten Dünnschliffen aus den Herbert Mountains und den Lagrange Nunataks lediglich als feinstnadelige prismatische Aggregate oder häufiger als schmutzig-grauer Fibrolith identifiziert werden. Sillimanit ist nicht in jedem Fall auf die direkte Umwandlung von Disthen (Abb. 4-11) zurückzuführen, sondern tritt als Abbauprodukt von Biotit bevorzugt in glimmerreichen Lagen auf. Beide Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Polymorphe wurden unter mineralchemischen Gesichtspunkten nicht bearbeitet, sind aber im Mineralbestand als Al-Puffer vor allem für die sich in Kap. 5 anschließende Geothermobarometrie von Bedeutung. Die in dieser Arbeit verwendeten Stabilitätsbereiche und Übergänge der Alumosilikate beziehen sich auf die Arbeit von HOLDAWAY & MUKHOPADHYAY (1993). Der Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Tripelpunkt liegt dementsprechend bei 504 ± 20 °C und 3,75 ± 0,25 kbar. Dieser fällt verglichen mit den Ergebnissen anderen Arbeiten (HOLDAWAY, 1971; PATTISON & HARTE, 1985) in einen relativ niedriggradigen P-T-Bereich.

#### 4.9 Akzessorien

Als wichtigste Akzessorien seien Turmalin, Ilmenit, Magnetit, Hämatit, Rutil, Titanit, Apatit und Zirkon genannt. Mineralchemisch wurden aber nur solche Phasen analysiert, deren Chemismus bei Druck- und Temperaturabschätzungen relevant ist.





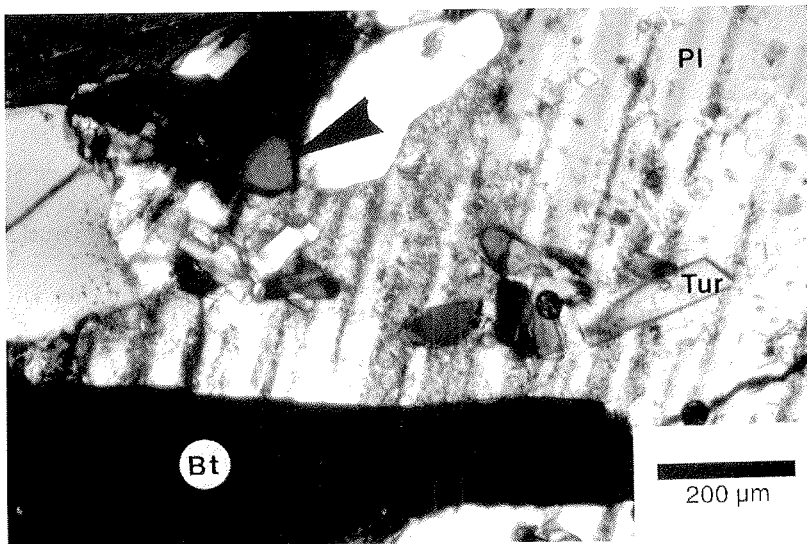
↑ **Abb. 4-11:** Umwandlung von verknicktem Disthen (Ky) in feinprismatischen Sillimanit (Sil). Beide Polymorphe sind zusammen mit Biotit und Hellglimmer in einem Plagioklas-Porphyroblasten eingeschlossen. Sillimanit sproßt bevorzugt in den Disthen-Druckschatten (Granat- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Staurolith-Glimmerschiefer, Probe AB 202A, Mathys Bank). Wegen der verhältnismäßig hohen Aktivierungsenergie wird die direkte Umwandlung von Disthen in Sillimanit im Dünnschliff nur selten beobachtet. Vgl. Text. Gekreuzte Nicols.

#### 4.9.1 Turmalin

Akzessorischer Turmalin tritt in der Matrix fast aller Metapelite, insbesondere in muskovitreichen Granat-Glimmerschiefern auf. Daneben kommt er zusammen mit Muskovit und Biotit als idioblastischer Einschluß in den postkinematisch (D4) gewachsenen Plagioklas-Poikiloblasten Al-reicher Biotitgneise (Abb. 4-12) vor. Desweiteren wurde er in Form von bis zu 7 cm großen langsäulig-idiomorphen Kristallen mit charakteristischer Streifung parallel zur kristallographischen Achse in vielen pegmatoiden und granitischen Gängen bereits makroskopisch als Nebengemengteil identifiziert.

Turmalin ist ein sehr komplex zusammengesetztes Borsilikat mit zwei zu besetzenden Oktaederpositionen (Y, Z) und der Idealformel  $\text{XY}_3\text{Z}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$ . Da wegen zu geringer Ordnungszahlen die Anteile von Lithium und Bor sowie die Hydroxid-Gruppe mit der Mikrosonde nicht bestimmbar sind (A4-8), wurde die Kalkulation der Bor-Gehalte iterativ mit dem Programm von U. SCHÜBLER (pers. Mittl., 1996) durchgeführt. Mögliche Gehalte an Li werden dabei vernachlässigt. Bei den Turmalinen des Granat-Zwei-glimmerschiefers AB 286A (Matrix) und des Granat-Disthen-Staurolith-Biotitgneises AB 336A (Einschlüsse) wurde die Kalkulation der Formel wasserfrei auf der Basis von 29 Sauerstoff- und 3 Boratomen durchgeführt. In der Formel bleiben die Y-Oktaederposition mit  $\sim 2,88$  pfu und die X-Position

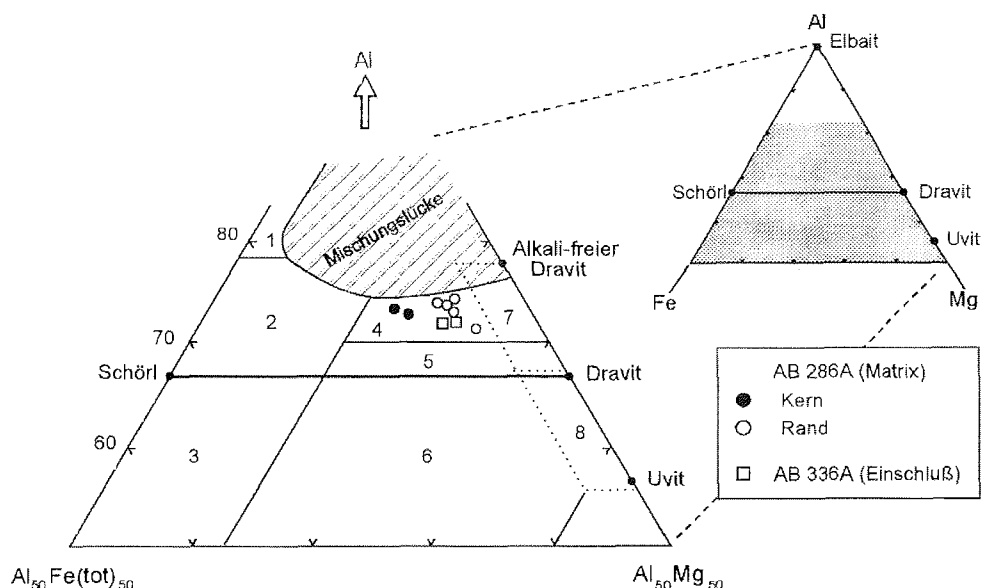
mit ~ 0,76 pfu nur unvollständig besetzt, ein Merkmal, das für viele Turmaline typisch zu sein scheint (HENRY & GUIDOTTI, 1985; SCHULZE, 1992). Die Turmaline innerhalb der Matrix (AB 286A) besitzen einen optisch vom Rand unterscheidbaren Kern, der eine diskontinuierliche Zonierung des Minerals widerspiegelt. Mit einem deutlich höheren Fe/Mg-Verhältnis (MgO = 5,30 - 5,91 Gew.-%, FeO = 7,22 - 7,98 Gew.-%) im Kern könnte es sich dabei vielleicht um eine ererbte detritische Komponente handeln, die bereits während einer frühdiagenetischen hydrothermalen Metasomatose gebildet wurde (CAVARRETTA & PUXEDDU, 1990). Demgegenüber weisen die Ränder mit MgO = 7,09 - 8,62 Gew.-% und FeO = 4,02 - 5,34 Gew.-% ein deutlich niedrigeres Fe/Mg-Verhältnis auf. Das Turmalinwachstum geschieht überwiegend auf Kosten von Biotit und Plagioklas (KRETZ *et al.*, 1989). Das Na/Ca-Verhältnis ändert sich beim Übergang Kern-Rand nur geringfügig. Turmalin-Einschlüsse sind etwas Ca-reicher als Kristalle der Matrix, was vermutlich auf die Reaktion mit dem umgebenden Plagioklas hindeutet. Sie ähneln in ihrem Chemismus den Rändern der Matrix-Turmaline.



↑ **Abb. 4-12:** Das Dünnschliffphoto zeigt radial zueinander angeordnete Turmalin-Einschlüsse (Tur) in einem postkinematisch (D4) gewachsenen Plagioklas-Poikiloblasten (Pl). Kopfschnitte senkrecht zur kristallographischen Achse des Minerals zeigen den für Turmalin typischen „Schiffskiel“-Umriss (Pfeil). Granat-Stauroolith- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Cordierit-Biotitgneis, Meade Nunatak. Gekreuzte Nicols.

Wegen der komplizierten Kristallstruktur und der komplexen Mischkristallzusammensetzung läßt sich eine sinnvolle mineralchemische Zuordnung nur nach Endgliedern vornehmen. Aufgrund des relativ konstanten Ca-Gehaltes wurde das Al-Fe(total)-Mg-Diagramm nach HENRY & GUIDOTTI (1985) als Darstellungsform gewählt (Abb. 4-13). Bei den analysierten Turmalinen handelt es sich um Mischkristalle der Endglieder Schörl und Dravit, wobei die

Dravit-Komponente stärker betont ist. Das Klassifikationsdiagramm erlaubt zusätzlich eine grobe genetische Zuordnung analysierter Turmaline. Sie zeigen das chemische Spektrum, wie es für in Al-gesättigten Metapeliten metamorph gewachsene Turmaline charakteristisch ist (HENRY & GUIDOTTI, 1985). Dies und die Tatsache, daß es sich bei den auftretenden Turmalin-Muskovit-Pegmatiten (Abb. 6-3) um posttektonisch intrudierte Körper handelt, macht die alleinige Induzierung des Turmalinwachstums durch magmatische Fluidphasen (KRETZ *et al.*, 1989) unwahrscheinlich.



↑ **Abb. 4-13:** Darstellung der Zusammensetzung analysierter Turmaline und ihrer Kern/Rand-Beziehungen im Al-Fe<sub>tot</sub>-Mg-Dreiecksdiagramm nach HENRY & GUIDOTTI (1985). Die Analysen streuen bei einem relativ konstanten Al-Gehalt (~ 72 Mol.-% Elbait-Komponente) entlang der Mischreihe Schörl-Dravit, sind dabei aber Mg-betont. Das Fe/Mg-Verhältnis nimmt zu den Rändern hin diskontinuierlich ab. Das Diagramm läßt eine genetische Zuordnung der Turmaline zu: Sie fallen in das Feld 4 Al-gesättigter Paragenesen, wodurch eine Bildung durch magmatische oder pegmatoide Fluide weitgehend ausgeschlossen werden kann. Felderbezeichnungen siehe HENRY & GUIDOTTI (1985).

#### 4.9.2 Rutil

Rutil ist als typische Hochdruck-Phase (BUCHER & FREY, 1994) in fast allen Paragenesen verbreitet. Besonders häufig ist er zusammen mit Ilmenit in Disthen eingeschlossen (AB 336A, Abb. 4-14), während er in Metabasiten gehäuft auch innerhalb der Matrix vorkommt. Dort ist

er meist mit Ilmenit verwachsen. Pyropreicher Granat enthält in wenigen Fällen ebenfalls feinstnadeligen Rutil.

Die nach der Analyse von sechs Proben (AB 68, 209, 219A 330, 332A, 336A) erfolgte Formelberechnung für Rutil wurde auf der Basis von 4 Sauerstoffatomen durchgeführt (A4-11), wobei sich Kationensummen von 2,01 - 2,03 pfu ergaben. Sie deuten auf eine geringfügige Überbesetzung hin. Fast alle Kationenplätze werden im Kristallgitter von  $Ti^{4+}$  besetzt. Fe ist nur in unbedeutenden Mengen vorhanden ( $< 0,03$  pfu). Die Cr- und Si-Gehalte liegen unterhalb der Nachweisgrenze.



↑ **Abb. 4-14:** Rutil-Einschlüsse in einem Disthen. Granat-Staurolith- $Al_2SiO_5$ -Cordierit-Biotitgneis (Meade Nunatak, Pioneers Escarpment). Ungekreuzte Nicols.

#### 4.9.3 Opake Mineralphasen

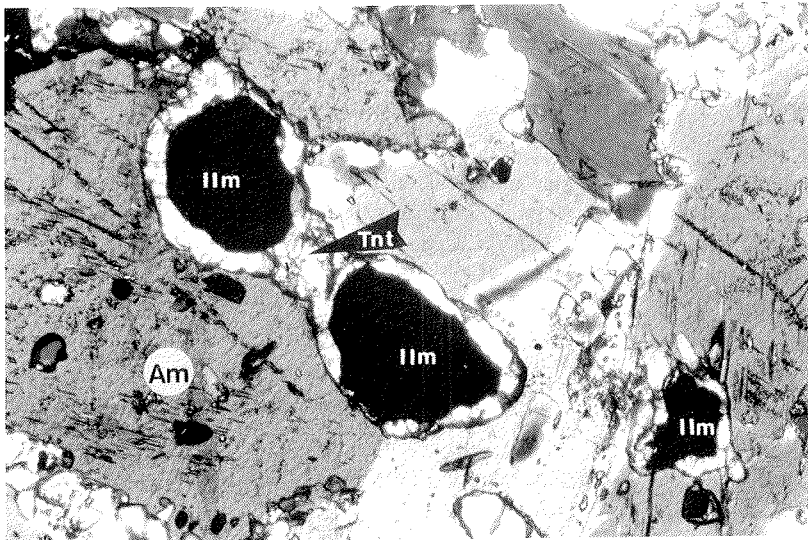
Während sich das Vorkommen von Magnetit überwiegend auf Gesteine mit basischem Gesamtchemismus beschränkt, tritt Ilmenit in fast allen basischen und pelitischen Gesteinen auf. Der überwiegende Teil der mit der Mikrosonde gemessenen Ilmenite koexistiert mit Rutil oder Titanit. Im Granat-Amphibolit AB 332A zeigt er im Kontaktbereich zu pargasitischer Hornblende einen auffälligen, aus Titanit bestehenden retrograden Reaktionssaum, ansonsten ist er zusammen mit Rutil häufig in Granat oder Disthen eingeschlossen.

Ilmenit wurde in zwei Amphiboliten (AB 68, 332A) und vier Metapeliten (AB 195A, 209, 219A, 336A) analysiert (A4-11). Die Besetzung der Kationenplätze im Ilmenit-Kristallgitter wurde auf einer Basis von 6 Sauerstoffatomen durchgeführt, wobei sich mit 3,99 - 4,03 pfu nur geringfügig von der Idealbesetzung (= 4,00 pfu) abweichende Kationensummen ergaben. Der

Mn-Gehalt beträgt 0,02 - 0,08 pfu, was einer Mn-Ilmenit-Komponente von 0,83 - 4,29 Mol.-% entspricht. Si-, Cr- und Mg-Gehalte sind vernachlässigbar. Ilmenite aus Metabasiten sind durchschnittlich etwas Ti-ärmer ( $\sim 1,90$  pfu) bzw. Fe-reicher als die aus den Metapeliten stammenden (Ti  $\sim 2,05$  pfu).

#### 4.9.4 Titanit (Sphen)

Titanit tritt als Einzelkristall oder Aggregat aus idiomorph ausgebildeten, rhombischen Kristallen auf oder bildet Reaktionssäume um Ilmenit (Abb. 4-15). Die retrograden Reaktionssäume zwischen Ilmenit und den ihn umgebenden Amphibol (AB 332A) wurden hinsichtlich der mineralchemischen Zusammensetzung analysiert (A4-11). Die Berechnung der Titanit-Formel erfolgte dabei wasserfrei auf der Basis von 20 Sauerstoffatomen. Hierbei ergaben sich Kationensummen von 10,91 - 10,94 pfu. Die untersuchten Titanite enthalten geringe Mengen Al (1,21 - 1,44 pfu).



↑ **Abb. 4-15:** Retrograde randliche Umwandlung von Ilmenit (ilm) zu Titanit (Tnt, Pfeil) in einem Granat-Amphibolit (Probe AB 332A, Charlesworth Cliffs). Gekreuzte Nicols.

## 5 METAMORPHOSE

Anhand der petrologisch untersuchten Paragenesen und der mittels Mikrosondenanalytik ermittelten Mineralzusammensetzungen (Kap. 4) sollen im folgenden Kapitel P-T-Daten bestimmt werden, die es ermöglichen, die Equilibrierungsbedingungen der beobachteten duktilen Deformationsphasen (D1 - D5) sowie die Metamorphoseentwicklung des Kristallins der nördlichen Shackleton Range insgesamt zu rekonstruieren. Ein häufiges Merkmal der untersuchten Paragenesen ist eine Reequilibrierung des bereits vorhandenen Mineralbestandes. Die Korrelation der P-T-Daten mit den strukturellen und geochronologischen Ergebnissen erfolgt in einem krustendynamischen Modell in Kapitel 7.

### 5.1 Paragenesen und univariante Mineralreaktionen

Die Eingrenzung deformationsbegleitender Drucke und Temperaturen ist mit Hilfe der Stabilitätsbereiche fazieskritischer Minerale und univarianter Reaktionen möglich. Hierzu lassen sich petrogenetische Netze, z. B. das KFMASH ( $K_2O$ - $FeO$ - $MgO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ ) von SPEAR & CHENEY (1989) oder XU *et al.* (1994) heranziehen. Der Zerfall von bestehenden Phasen und Mineralneuwachstum lassen sich im Dünnschliff an Reaktionssäumen entlang von Mineralkorngrenzen und an Einschlußbeziehungen nachweisen.

Trotz der oftmals in allen strukturellen Einheiten parallel verlaufenden D3 - D5 Gefügeentwicklung werden aufgrund der unterschiedlichen Abstammung und Alter der Protolithen (ZEH *et al.*, im Druck; BROMMER *et al.*, im Druck; vgl. Kap. 6) migmatische Gneise,  $Al_2SiO_5$ -führende Metapelite, Metabasite und basische Granulite (Pyroxen-Biotitgneis) im folgenden phasenpetrologisch getrennt abgehandelt.

#### 5.1.1 Migmatite und migmatische Gneise

Die migmatischen Orthogneise enthalten die retrograd grünschieferfaziell überprägten D1-Paragenesen:

- Plagioklas + Quarz + Biotit  $\pm$  Amphibol  $\pm$  Orthoklas  $\pm$  Granat (Melanosome) (P1)

und

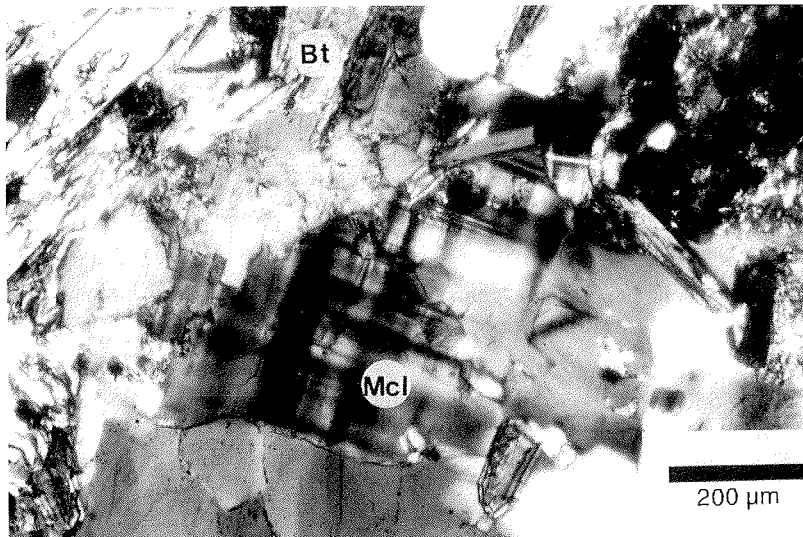
- Orthoklas + Quarz + Plagioklas + Granat (Leukosome) (P2)

Die Paragenese der Migmatite ist durch die Mineralreaktion

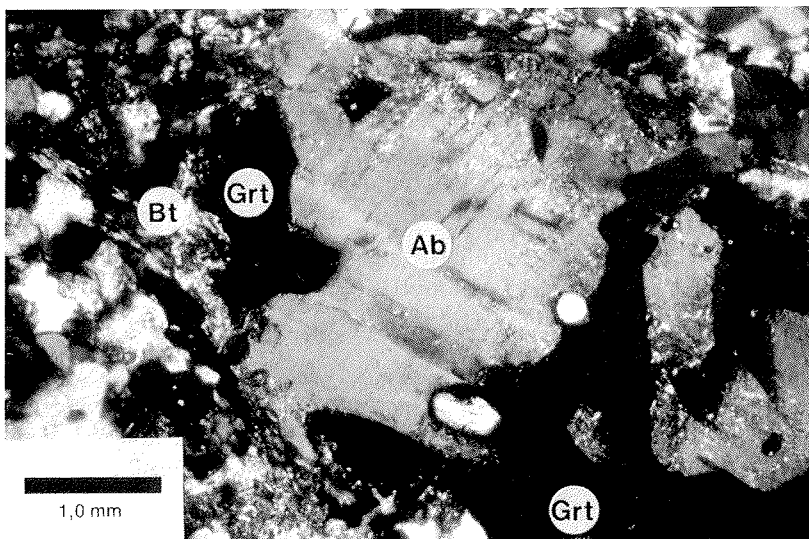
- Kalifeldspat + Plagioklas + Quarz +  $H_2O$   $\Rightarrow$  Schmelze (R1)

gekennzeichnet.

Die Leukosome (P2) zeigen, daß unter Berücksichtigung des Stabilitätsbereiches von Granat (HOLDAWAY & LEE, 1977) für die Bildung wasserhaltiger Schmelze (JOHANNES, 1984) aus oben genannter Paragenese entsprechend Reaktion R1 Bedingungen von mindestens 640 - 670 °C bei Mindestdrucken von 4 - 6 kbar erforderlich sind. Es ist aber zu vermuten, daß die Temperaturen höher waren, falls  $H_2O$  bei der partiellen Aufschmelzung des verhältnismäßig trockenen Protoliths mit der Schmelze extrahiert wurde.



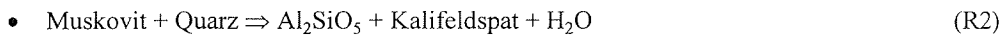
↑ **Abb. 5-1:** Kalifeldspat mit Mikroklingsitterung (Mcl) im Dünnschliff (D2-Hochtemperaturgefüge, Amphibol-Gneismylonit, Probe AB 26, Mount Sheffield). Das Vorhandensein von Kalifeldspat innerhalb der Matrix belegt für die Equilibrierung der D2-Gefüge Temperaturbedingungen von  $T_{\min} = 640 \text{ }^{\circ}\text{C}$  bei 5 kbar oberhalb der Muskovit-Zerfallsreaktion. Gekreuzte Nicols.



↑ **Abb. 5-2:** Granatabbau (Grt) zu Albit (Ab) und Biotit (Bt). Auf dem Photo ist der ursprüngliche Umriß des Granats (Grt) noch zu erkennen (Gneismigmatit, Mathys Bank, nordwestliche Lagrange Nunataks). Gekreuzte Nicols.

Das Fehlen von Orthopyroxen neben Granat läßt höhergradig-granulitfazielle Peak-Bedingungen von  $T > 770\text{ °C}$  als unwahrscheinlich erscheinen.

Das syndeformative D2-Wachstum von Kalifeldspat (Abb. 5-1) sowie das Fehlen von Muskovit in den Gneisderivaten belegen eine D2-Equilibrierung, die Temperaturbedingungen von  $T_{\min} > 640\text{ °C}$  (bei 5 kbar) voraussetzt. Aus den Gefügen der die Migmatite lokal überprägenden D2-Mylonite läßt sich daher eine Equilibrierung der D2-Gefüge oberhalb der Reaktionsisograden

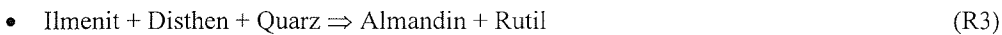


ableiten, wobei anscheinend nicht genug Al zur Bildung einer Alumosilikatphase zur Verfügung stand, oder Al während der Mylonitisierung mobil war.

Belege für die D5-begleitende grünschieferfazielle Überprägung der Gneismigmatite bei Temperaturen  $< 550\text{ °C}$  stellen die Serizitisierung von Kalifeldspat, die Albitisierung von Plagiokas sowie der Zerfall von Granat zu Biotit/Chlorit + Albit dar (Abb. 5-2). Die retrograde Umwandlung von Biotit zu Chlorit ist häufig nahezu vollständig.

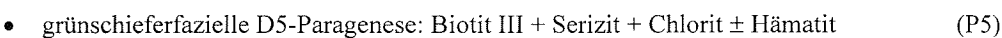
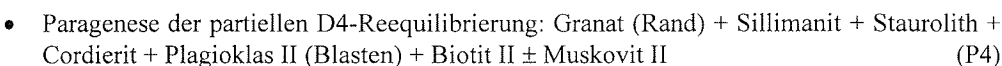
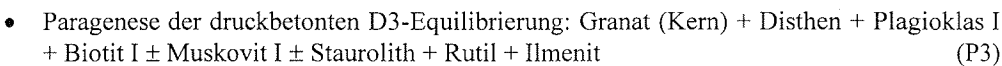
### 5.1.2 $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -führende Metapelite

Hinweise auf die prograde prä-D3-Entwicklung der  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -führenden Gneise und Schiefer wurden nicht beobachtet. Auf dem prograden Ast des P-T-Pfades wurde die Gleichgewichtskurve



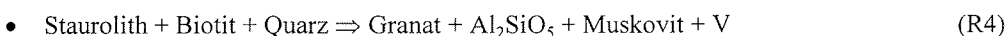
(BOHLEN *et al.*, 1983) überschritten.

In den Als-Metapeliten lassen sich eine druckbetonte D3-Peak-Paragenese von einer überprägenden D4-Niedrigdruck-Paragenese (beide amphibolitfaziell) und eine diaphthoritisch-grünschieferfazielle D5-Paragenese unterscheiden (alle Paragenesen: + Quarz + Opake  $\pm$  Titanit  $\pm$  Turmalin):



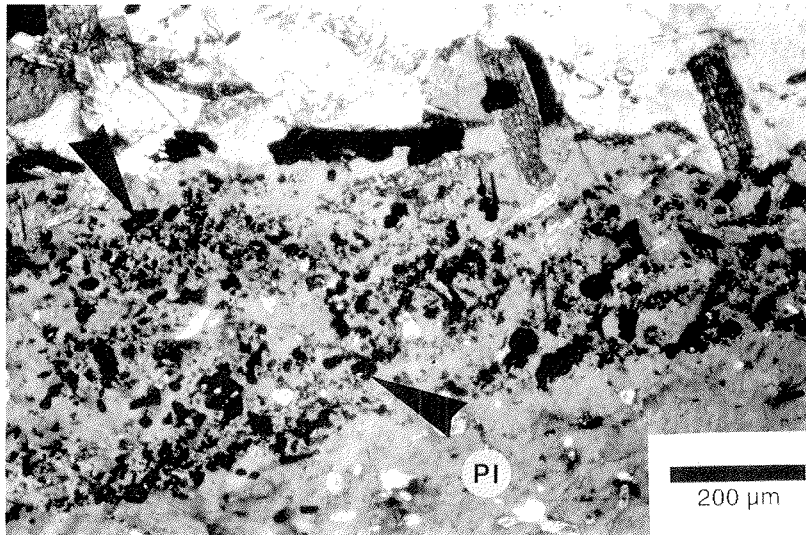
Die pyrop- und grossularreichen Granatkerne der Metapelite haben mit großer Wahrscheinlichkeit die Bedingungen des thermalen Peaks bei der Temperung der D3-Gefüge eingefroren. Während D4 wächst Granat weiter und wird nachfolgend von post-D4-Plagioklas-Poikiloblasten übersproßt. Hierbei wurde in einem Fall auch eine Resorption des Granats beobachtet (Abb. 5-3).

Auf die prograde Entstehung des Staurolith ergeben sich keine Hinweise. Die Bildung von Granat und Disthen läßt sich aus dem Zerfall prograd gebildeten Staurolith nach der Reaktion



herleiten.





† **Abb. 5-3:** Granat-Resorption in einem Plagioklas-Porphyroblast. Xenomorphe Granatkörner (Pfeile), Biotit und Hellglimmer wurden in einem postkinematischen D4-Porphyroblast (PI) eingeschlossen (Granat-Disthen-Sillimanit-Stauroolith-Glimmerschiefer (Probe AB 202A, Mathys Bank, nordwestliche Lagrange Nunataks). Gekreuzte Nicols.

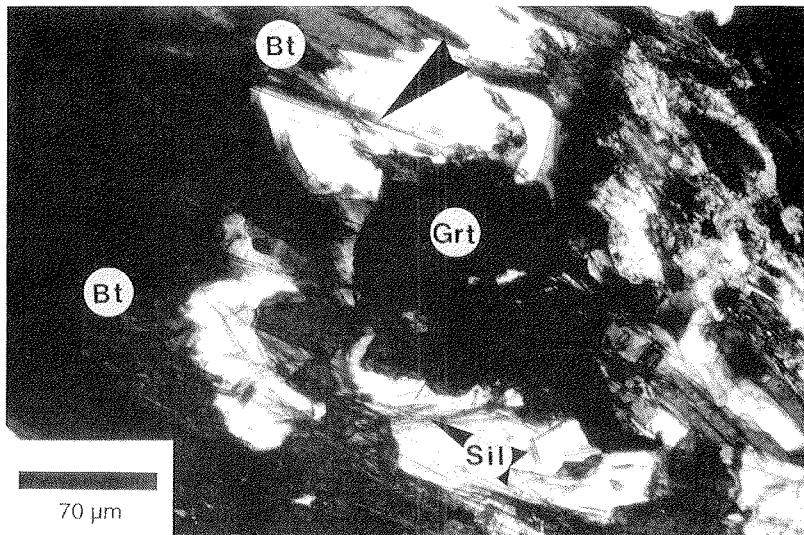
Stauroolith bleibt während der D3 - D4-Gefügeentwicklung stabil und zeigt parallel zu den F4-Faltenachsebenen vereinzelt randliche Korrosion.

Sowohl die Equilibrierung der D3-Gefüge unter Peak-Bedingungen als auch die partielle D4-Reequilibrierung werden durch das Stabilitätsfeld Stauroolith + Quarz begrenzt. Dabei sind Disthen und Stauroolith zusammen stabil. Das gemeinsame Vorkommen von Granat, Stauroolith und Disthen bei Abwesenheit von Schmelze limitiert die Peak-Bedingungen auf  $T_{\max} = 670$  °C bei 7,5 kbar (XU *et al.*, 1994). Nach dem aus dem KFMASH-Netz von XU *et al.* (1994) abgeleiteten T-X-Pseudoschnitt ist die direkte Koexistenz von Grt + Ky + St nur bei stofflichen Inhomogenitäten im Gestein möglich (ZEH, 1996), da sich in Mg-reichen Domänen Ky + St, in Fe-reichen hingegen St + Grt bilden würden. Eventuell spielen hier aber Fluide oder die nachfolgende Bildung von Cordierit eine Rolle, da ein Cordieritwachstum auf Kosten des Disthen bevorzugt die Paragenese St + Grt stabilisieren würde.

Vermutlich aufgrund der für die Reaktion notwendigen, relativ hohen Aktivierungsenergie wird die direkte Umwandlung

- Disthen  $\Rightarrow$  Sillimanit (R5)

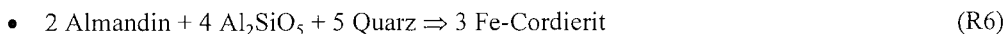
im Dünnschliff nur selten beobachtet (vgl. Abb. 4-11). Entsprechend verdrängt Sillimanit in den meisten Fällen Biotit oder Hellglimmer (Abb. 5-4).



↑ **Abb. 5-4:** Im Zuge der D4-Reequilibrierung verdrängen frei in der Matrix wachsende feinprismatische Sillimanitnadeln (Sil) Biotit (Bt). Granat- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Cordierit-Stauroolith-Biotitgneis, Mathys Bank, nordwestliche Lagrange Nunataks. Ungekreuzte Nicols.

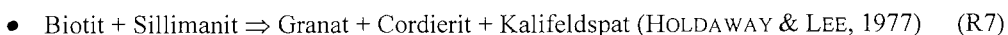
Nach dem petrogenetischen KFMASH-Netz von XU *et al.* (1994) schneiden sich die Reaktionen R4 und R5 bei 645 °C und 7,05 kbar (BROMMER *et al.*, im Druck).

Da neben Cordierit kein Kalifeldspat beobachtet wurde, kommt als Cordierit-produzierende Reaktion



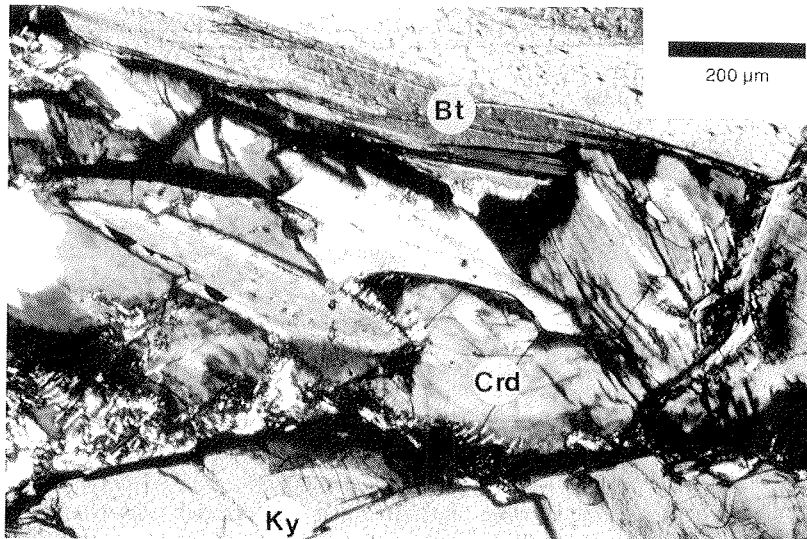
in Frage. Für diese Reaktion setzt das gemeinsame Auftreten von Disthen und Sillimanit nach HOLDAWAY & MUKHOPADHYAY (1993) für die D4-Niedrigdruck-Überprägung Mindestdrucke von  $P > 3,75 \text{ kbar}$  und Temperaturen  $T > 501 \text{ °C}$  voraus.

Der Zerfall von Biotit und Sillimanit zu Cordierit gemäß

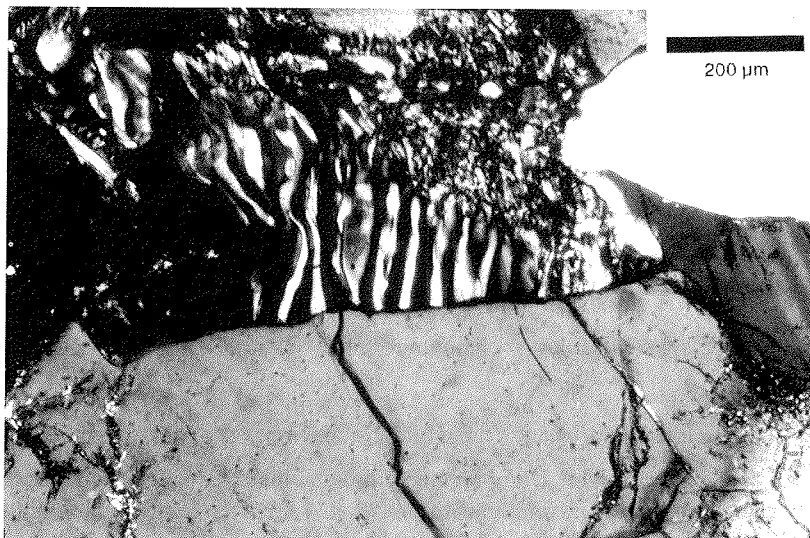


mit einer flach ansteigenden Reaktionsgerade (630 °C bei 2,0 kbar bzw. 800 °C bei 5,0 kbar, SPEAR & CHENEY, 1989) ist theoretisch ebenfalls denkbar, die Cordieritbildung wäre aber von einem Granatneuwachstum begleitet, wofür sich aber keine petrologischen Hinweise finden lassen.

Die Koexistenz von Cordierit mit Hellglimmer (Einschlüsse) zeigt die Bildung des Cordierit unterhalb der Muskovit-Zerfallsreaktion, obwohl der Na-Gehalt in Cordierit (0,048 pfu) nach MIRWALD (1986) wesentlich höhere Bildungstemperaturen von ~ 750 °C anzeigt.

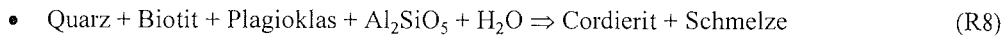


↑ **Abb. 5-5:** Cordierit-produzierende Reaktion im Dünnschliff. Der Cordierit (Crd) wächst im Kontaktbereich Aluminosilikat/Biotit und ist stark pinitisiert (Granat- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Cordierit-Stauroolith-Biotitgneis, Mathys Bank, nordwestliche Lagrange Nunataks). Gekreuzte Nicols.



↑ **Abb. 5-6:** Symplektitisch-granophyrische Verwachsung von Cordierit (dunkel) und Quarz (hell) in einem Granat-Cordierit-Sillimanit-Disthen-Stauroolith-Biotitgneis (Meade Nunatak, Pioneers Escarpment). Vgl. Text. Gekreuzte Nicols.

Dagegen kann Cordierit ebenfalls bei partieller Schmelzbildung gebildet worden sein, so daß die Reaktionsisograde



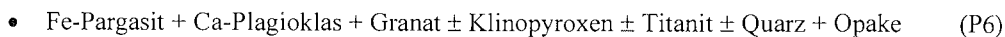
(660 °C bei 3 - 6 kbar; DEER *et al.*, 1992) überschritten wurde (Abb. 5-6).

Ein Hinweis auf diese mögliche Teilaufschmelzung stellen symplektitisch-granophyrische Cordierit-Quarz-Verwachsungen (Abb. 5-6) dar, die ein Beleg für eine Mobilisierung von Partialschmelze, wenn auch nur in geringem Umfang, liefern. Dieses Phänomen wurde aber nur in einer Probe eines alumosilikatreichen Biotitgneis aus dem Pioneers Escarpment (Meade Nunatak) beobachtet.

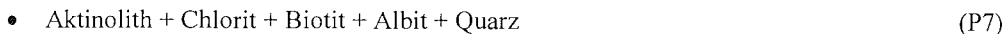
Durch die Koexistenz von Staurolith (+ Quarz) und Cordierit, der Anwesenheit von Muskovit und der Metastabilität von Disthen ist das mögliche P-T Feld für die Cordieritbildung auf einen relativ schmalen Temperaturkorridor von 620 - 640 °C bei  $P_{\min} = 3,5$  kbar und 650 - 670 °C bei  $P_{\max} = 6,5$  kbar einzuschränken. Dieser Bereich kann nicht die D3-equilibrierenden Peak-Bedingungen, insbesondere ein  $P_{\max}$  widerspiegeln (s. o.), sondern stellt die Bedingungen der noch verhältnismäßig hochgradigen retrograden D4-Überprägung der Metapelite im Bereich der Amphibolitfazies dar.

### 5.1.3 Metabasite

In basischen Gesteinen tritt meist einheitlich die D3-equilibrierende Peak-Paragenese



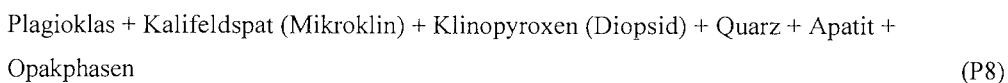
auf. Die Bildung des Titanit resultiert aus der retrograden Umwandlung des Ilmenit. Die retrograde Paragenese



resultiert dabei aus der grünschieferfaziellen Umwandlung von Amphibol und Klinopyroxen.

### 5.1.4 Basischer Granulitgneis

Der Pyroxen-Biotitgneis umfaßt die wasserfreie D3-equilibrierende Peak-Paragenese



und ist diaphthoritisch (D5) überprägt. Dabei bildet sich Biotit retrograd.

Klinopyroxen zeigt als retrograde Überprägung lediglich eine schwache randliche Resorption und nur selten die marginale Umwandlung zu ebenfalls retrograd gebildetem Amphibol. Die retrograden Biotite sind zum größten Teil bereits deutlich chloritisiert.

## 5.2 Geothermobarometrie

Zur Abschätzung der Metamorphosebedingungen an metabasischen und metapelitischen Gesteinen wurden acht konventionelle Geothermometer bzw. -barometer angewendet (Tab. 5-1). Ziel der Untersuchungen sollte die Bestimmung der deformationsbegleitenden Drucke und Temperaturen sein. Der überwiegende Teil der beobachteten Paragenesen ist für die geothermobarometrische Ableitung der P-T-Bedingungen gut geeignet, da fazieskritische Mineralphasen, wie Granat, Alumosilikate, Amphibol, Plagioklas und Glimmer weit verbreitet sind und zudem häufig auch kogenetisch vorliegen.

Die hier durchgeführten Druck- und Temperaturabschätzungen basieren auf der Grundlage der P-T-bedingten Abhängigkeit von Reaktionsgleichgewichtskonstanten zwischen den an der Reaktion beteiligten Mineralphasen. Hierbei lassen sich kontinuierlich ablaufende Ionenaustauschreaktionen von diskontinuierlichen Massentransferreaktionen, für die das Auftreten bzw. das Verschwinden einer oder mehrerer Phasen charakteristisch ist, unterscheiden (SPEAR, 1993). Bei dem zuerst genannten Reaktionstyp handelt es sich überwiegend um temperaturgesteuerte, einfache ( $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mg}$ ) oder gekoppelte (z. B.  $2 \text{Al} \leftrightarrow \text{Si} + \text{Mg}$ ) Austauschreaktionen mit relativ großem  $\Delta S$  und  $\Delta H$ , die aber nur eine geringe Änderung von  $\Delta V$  beinhalten und deshalb die Grundlage für die unten aufgeführten Geothermometer bilden. Dementsprechend führt die Neubildung bzw. der Verlust einer Mineralphase meist zu einer signifikanten Volumenänderung (großes  $\Delta V$ ) und einer dadurch bedingten Volumenabhängigkeit der Gleichgewichtskonstanten, weshalb diese Massentransferreaktionen als Geobarometer Verwendung finden. Umfassende Erläuterungen zum theoretischen Hintergrund geothermobarometrischer Methoden finden sich u. a. bei SPEAR (1993). Im folgenden sind nur die der jeweiligen Methode zugrundeliegende Gleichgewichtsreaktion und die Berechnungsformel für T [°C] bzw. P [kbar] aufgeführt.

Zur Beurteilung der Gleichgewichtsverhältnisse ist vor der Mikrosondenanalyse (Kap. 4) immer eine sorgsame polarisationsmikroskopische Bearbeitung der Mikrogefüge notwendig. Ungleichgewichte zwischen den Phasen lassen sich im Schliff meist an Mineralzonierungen oder Reaktionssäumen erkennen.

Die Mikrosondenanalysen können teilweise zur Anwendung mehrerer geothermobarometrischer Methoden bzw. Kalibrierungen herangezogen werden, so daß sich die Möglichkeit zu einem Vergleich der Ergebnisse ergibt. Abweichungen der kalkulierten P-T-Daten resultieren meist aus der in der Literatur verwendeten unterschiedlichen Aktivitätsmodelle. Zur Geothermobarometrie wurden ausschließlich Mineralanalysen verwendet, die hohe Analysengüten aufweisen (vgl. Kap. 4). Aufgrund der Vielzahl bei P-T-Änderungen möglicher diskontinuierlicher Reaktionen wurden Al-reiche Metapelite bevorzugt untersucht (Tab. 5-1).

Die Berechnung der geothermobarometrischen Daten erfolgte mittels Framework<sup>®</sup>-Software. Für die Granat-Biotit-Thermometrie wurde zusätzlich das Programm THERBARO von KLEEMANN & REINHARDT (1994), für die Granat-Plagioklas-Amphibol-Thermobarometrie ein Programm von A. ZEH verwendet. Die Software zur Berechnung der Feldspat-Temperaturen wurden dankenswerterweise von H. KROLL (F-E-L-THERM, 1992) und von H. NEKVASIL (SOLV CALC 1.0<sup>®</sup>) zur Verfügung gestellt.

Gesteinstyp	Proben-Nr.	Lokalität	Phase	Methode
D2-Amphibol-Gneismylonit	AB 26A	Mount Sheffield	Kf, Pl, Am	5
Granat-Amphibolit	AB 43B	Mount Sheffield	Grt, Am, Pl	4, 5, c
Granat-Amphibolit	AB 68	Mount Sheffield	Grt, Am, Pl	4, 5 c
Grt-Ky-Sil-St-Crd-Biotitgneis	AB 195A	Mathys Bank	Grt, Pl, Bt, Ms	1, 2, a, b
St-Sil-Zweiglimmerschiefer	AB 209	Mathys Bank	Bt, Ms	2
Grt-Ky-Sil-St-Crd-Glimmerschiefer	AB 219A	Mathys Bank	Grt, Pl, Bt, Ms	1, 2, a, b
Grt-Ky-Sil-St-Crd-Biotitgneis	AB 262A	Meade Nunatak	Grt, Pl, Bt, Ms	1, 2, a, b
Pyroxen-Biotitgneis	AB 284A	Sludanoy Ridge	Kf, Pl	3
	AB 284B	Sludanoy Ridge	Kf, Pl	3
Grt-Ky-Zweiglimmerschiefer	AB 286A	Sludanoy Ridge	Grt, Pl, Ms, Bt	1, 2, a, b
Qtz-Fsp-Grt-Biotitgneis	AB 309	Kendall Basin	Grt, Am, Pl, Bt	1
Kf-Augengneis	AB 330	Charlesworth Cliffs	Bt, Ms	2
Granat-Amphibolit	AB 332A	Charlesworth Cliffs	Grt, Am, Pl	4, 5, c
Grt-St-Ky-Crd-Biotitgneis	AB 336A1	Meade Nunatak	Grt, Bt, Pl, Ms	2, a, b
	AB 336A2	Meade Nunatak	Grt, Bt, Pl, Ms	1, 2, a, b

↑ **Tab. 5-1:** Geothermobarometrisch untersuchte Proben aus der nördlichen Shackleton Range. Probenahmepunkte und verwendete Methoden: Geothermometer: (1) Granat-Biotit (KLEEMANN & REINHARDT, 1994), (2) Muskovit-Biotit (HOISCH, 1989), (3) Zwei-Feldspat (KROLL *et al.*, 1993), (4) Granat-Hornblende (GRAHAM & POWELL, 1984), (5) Plagioklas-Amphibol (HOLLAND & BLUNDY, 1994). Geobarometer: (a) Granat- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Quarz-Plagioklas (NEWTON & HASELTON, 1981; KOZIOL & NEWTON, 1988), (b) Granat-Plagioklas-Biotit-Muskovit (HOISCH, 1990), (c) Granat-Plagioklas-Amphibol-Quarz (KOHN & SPEAR, 1990).

Ob es sich bei den Ergebnissen der Geothermo- und -barometrie um realistische Werte handelt, hängt neben einer guten Mikrosondenanalytik auch stark von der statistischen Betrachtung der Einzelergebnisse ab (POWELL & HOLLAND, 1994). Es wurde deshalb auf Kosten einer hohen Probenzahl verstärkt auf eine ausreichend große Anzahl analysierter Paragenesen innerhalb

jeder Probe Wert gelegt. Die Verteilung der ermittelten Drucke und Temperaturen ist für jede Methode in Form von Histogrammen dargestellt (Abb. 5-7 bis 5-14).

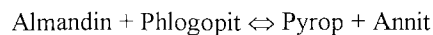
### 5.2.1 Geothermometrie

Mit Ausnahme des Zwei-Feldspat-Thermometers, bei dem es sich um ein Solvus-Thermometer handelt, stellt der Austausch von  $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$  oder der Tschermaks-Komponente die Grundlage für die hier vorgestellten Geothermometer dar. Für die Ableitung der Metamorphose-temperaturen wurden folgende Geothermometer verwendet:

- für D3 - D5-geprägte Gesteine mit pelitischer Zusammensetzung (Quarz-Feldspat-Granat-Biotitgneise,  $Al_2SiO_5$ -führende Zweiglimmerschiefer und Biotitgneise) und basische Granulite (Pyroxen-Biotitgneis):
  1. Granat-Biotit-Thermometer nach FERRY & SPEAR (1978), PERCHUK & LAVRENT'ÉVA (1983), INDARES & MARTIGNOLE (1985) und KLEEMANN & REINHARDT (1994)
  2. Muskovit-Biotit-Thermometer nach HOISCH (1989)
  3. Zwei-Feldspat-Thermometer nach KROLL *et al.* (1993)
- für in die Gneismigmatite (Stratton Group) eingeschaltete, D3-geprägte Granat-Amphibolite und amphibolführende D2-Gneismylonite:
  4. Granat-Hornblende-Thermometer nach GRAHAM & POWELL (1984)
  5. Plagioklas-Hornblende-Thermometer nach HOLLAND & BLUNDY (1994)

#### 5.2.1.1 Granat-Biotit-Geothermometer

Der Austausch von  $Fe^{2+}$  und  $Mg^{2+}$  zwischen Granat und Biotit entsprechend der Endglieder-Reaktion



bildet die Grundlage für dieses Thermometer.

Mit steigender Temperatur wird Granat Mg-reicher, Biotit hingegen Fe-reicher, wobei die Druckabhängigkeit der Reaktion äußerst gering ist (THOMSON, 1976; FERRY & SPEAR, 1978). Für diese Reaktion existieren bereits eine Vielzahl von Kalibrierungen (HODGES & SPEAR, 1982; PERCHUK & LAVRENT'ÉVA, 1983; INDARES & MARTIGNOLE, 1985; HOINKES, 1986; KLEEMANN & REINHARDT, 1994), die sich durch das verwendete Probenmaterial (natürliche oder synthetische Mineralphasen) und die Art der Kalibrierung (experimentell oder empirisch) sowie die Berücksichtigung verschiedener Komponenten, z. B. bei nicht-idealer Mischkristallbildung, voneinander unterscheiden. Welche geothermobarometrische Kalibrierung letztendlich realistische Ergebnisse liefert, läßt sich anhand von Vergleichen, z. B. mit den  $Al_2SiO_5$ -Stabilitätsbereichen (HOLDAWAY, 1971; PATTISON & HARTE, 1985; HOLDAWAY & MUKHOPADHYAY, 1993) und unter Berücksichtigung der univarianten Phasengleichgewichte (Kap. 5.1) beurteilen.

FERRY & SPEAR (1978) verwenden für ihr Granat-Biotit-Thermometer ausschließlich synthetische Mineralphasen. Es hat gegenüber anderen Methoden den Vorteil einer experimentellen Kalibrierung ( $T = 550 - 800 \text{ }^\circ\text{C}$  bei  $P = 2,07 \text{ kbar}$ ). Vereinfachend wird hierbei von einem idealen Mischverhalten der beteiligten (reinen) Phasen bezüglich  $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}$  ausgegangen. Dieser Zustand tritt aber in natürlichen Systemen nicht auf. Zusätzliche Komponenten (z. B. Ca-, Ti-, Al-Gehalte) bleiben somit unberücksichtigt. Die teilweise hohen Abweichungen werden wahrscheinlich durch die Nichtberücksichtigung erhöhter Ca-Gehalte ( $> 20 \text{ Mol.-%}$ ) im Granat verursacht.

Die Kalibrierung von PERCHUK & LAVRENT'ÉVA (1983) basiert ebenfalls auf experimentellen Untersuchungen an synthetischen Phasen bei Temperaturen von 575 bis 950  $^\circ\text{C}$ , bezieht aber das nicht-ideale Mischverhalten der Grossular-Komponente im Granat mit in die Berechnungsformel ein. Die angegebene Gleichung gilt strenggenommen nur bei einer Druckvorgabe von 6,00 kbar. Der nur sehr geringe Einfluß von  $\Delta V$  läßt sich vernachlässigen, da die parallel zur Thermometrie ermittelten Drucke in diesen Bereich fallen.

Das von Mineralanalysen granulitfazieller Proben extrapolierte Granat-Biotit-Thermometer nach INDARES & MARTIGNOLE (1985) verwendet hingegen ausschließlich natürliche Granat/Biotit-Paare. Dabei werden sowohl der Ersatz von  $\text{Mg}/\text{Fe}^{2+}$  durch  $\text{Ti}/\text{Al}^{\text{VI}}$  in Biotit als auch die Substitution von Mn und Ca in Granat berücksichtigt. Die Methode liefert mit der Korrektur vergleichsweise niedrigere Temperaturen als ohne diese (SPEAR, 1993). Die Berechnungsformel stellt eine Kombination von experimenteller Kalibrierung für den idealen Teil der Austauschreaktion und einer empirischen für die Abweichung vom idealen Modell dar.

Im Unterschied zu den vorher genannten beinhaltet das Thermometer von KLEEMANN & REINHARDT (1994) das Aktivitätsmodell für Granat von BERMAN (1990) und ein zusätzliches Aktivitätsmodell für Biotit, das das nicht-ideale Mischverhalten von Mg,Fe-Al sowie Mg,Fe-Ti in die Berechnungsformel miteinbezieht, da nach KLEEMANN & REINHARDT (1994) sowohl oktaedrisch koordiniertes Al als auch Ti einen starken Einfluß auf die Temperaturbestimmung haben. Die beste Übereinstimmung ergaben die empirische Kalibrierung von KLEEMANN & REINHARDT (1994) mit der experimentellen Kalibrierung von PERCHUK & LAVRENT'ÉVA (1983).

Die Berechnung der Temperatur [ $^\circ\text{C}$ ] erfolgte nach der Formel:

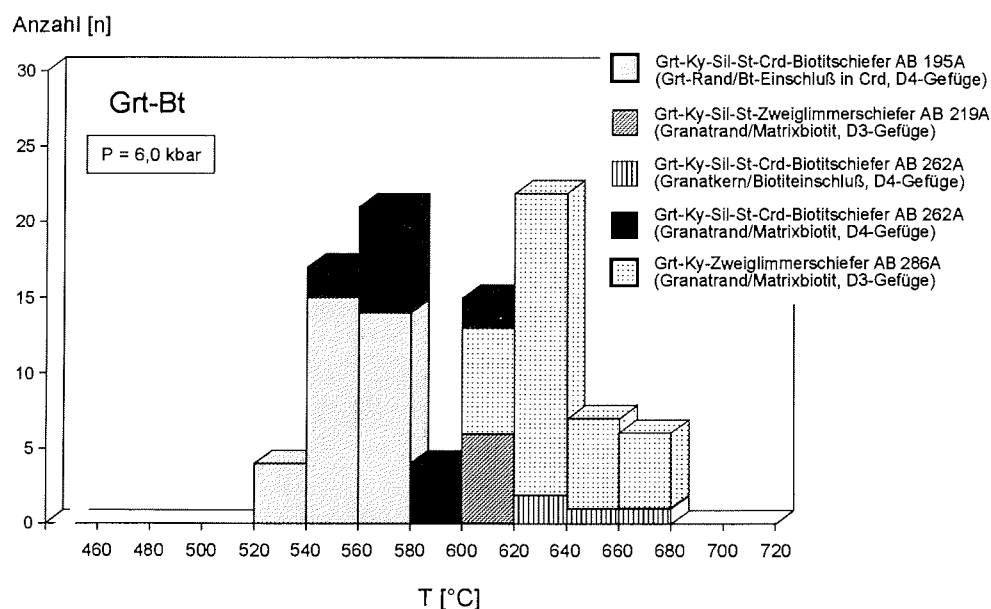
$$T [^\circ\text{C}] = \left[ \frac{(20253 + \Delta W_{\text{H}}^{\text{Grt}} + 77785 X_{\text{Al}}^{\text{Bt}} - 18138 X_{\text{Ti}}^{\text{Bt}} + (\Delta V^0 + \Delta W_{\text{V}}^{\text{Grt}} P) / (10,66 - R \ln K_{\text{D}} + \Delta W_{\text{S}}^{\text{Grt}} + 94,1 X_{\text{Al}}^{\text{Bt}} - 11,7 X_{\text{Ti}}^{\text{Bt}})}{1} \right] - 273$$

Es wurden zum einen gezielt Proben aus D3-geprägten Domänen (Proben AB 286A, Maclaren Monolith; AB 219A, Mathys Bank), zum anderen Proben aus den F4-Faltenscheiteln (Proben AB 195A, 262A) entnommen. Letztere zeigen das Gefügeinventar der jüngeren D4-Deformation verbunden mit synkinematisch gebildetem Cordierit (AB 195A) und der postkinematischen Sproßung von einschlußreichen Plagioklas-Porphroblasten. Bei fast allen untersuchten D3-Phasenbeziehungen handelt es sich um Granatränder und Biotite der Matrix. Um chemische Ungleichgewichte so weit wie möglich zu eliminieren, wurden innerhalb der Matrix bevorzugt kleine Biotitkristalle analysiert. In einigen Fällen wurden zusätzlich Granat-Biotit-Berührungsparagenesen gemessen. In der Probe AB 262A (D4-Paragenese) wurden zudem die Gleichgewichtstemperaturen (Peak-Bedingungen) zwischen den gegenüber den Granaträndern Mg-reicheren Kernen und Biotiteinschlüssen bestimmt.



Bei einem Druck von 6,00 kbar fallen die nach KLEEMANN & REINHARDT (1994) abgeleiteten Temperaturen aller Proben in einen Bereich von 530 - 675 °C, wobei die einzelne Probe jeweils in einem ca. 20 - 70 °C breiten Temperaturintervall streut. Einschlußgefüge in Kernen retrograd zonierter Granate (AB 262A) und Paragenesen aus D3-Hochtemperaturgefügen (AB 219A, 286A) ergeben grundsätzlich Temperaturen > 610 °C, während die Ergebnisse der partiell reequilbrierten D4-Gefüge immer deutlich niedriger liegen (530 - 620 °C). Die Ergebnisse der Temperatur-abschätzung mit dem Granat-Biotit-Thermometer nach KLEEMANN & REINHARDT (1994) sind in einem Histogramm dargestellt (Abb. 5-7).

Als Ursache für die probeninternen Abweichungen ist neben einer domänenhaften primären Elementverteilung innerhalb der Minerale besonders eine lokal unterschiedliche D4-Teilequilibration des Biotit zu vermuten. Da Granat in Metapeliten fast immer zoniert ist, geben die Randzusammensetzungen nicht die Bildungstemperatur sondern die Temperatur der Gefügeequilibration wieder. Das Fehlen einer Zonierung im Biotit wird in diesem Zusammenhang ebenfalls auf die retrograde Gleichgewichtseinstellung im Biotit zurückgeführt. Eine Koexistenz mit der Kernzusammensetzung des Granat ist daher unwahrscheinlich.



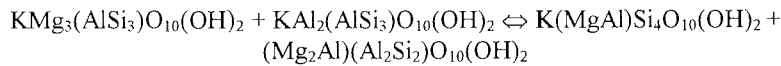
↑ **Abb. 5-7:** Ergebnisse der Temperaturbestimmungen mit dem Granat-Biotit-Geothermometer nach KLEEMANN & REINHARDT (1994).

### 5.2.1.2 Muskovit-Biotit-Geothermometer

Das auf der Grundlage von 41 Proben empirisch kalibrierte Muskovit-Biotit-Thermometer (HOISCH, 1989) basiert auf dem stark P-T-abhängigen Austausch der Mg-Tschermaks-

Komponente zwischen koexistierendem Biotit und Muskovit entsprechend  $2 \text{Al}^{3-}_{\text{Ms}} + (\text{Mg}^{2-}\text{Si}^{4-})_{\text{Bt}} \leftrightarrow (\text{Mg}^{2-}\text{Si}^{4-})_{\text{Ms}} + 2 \text{Al}^{3-}_{\text{Bt}}$ . Vereinfacht läßt sich die gekoppelte Reaktion als Gleichgewicht der Endglieder beschreiben:

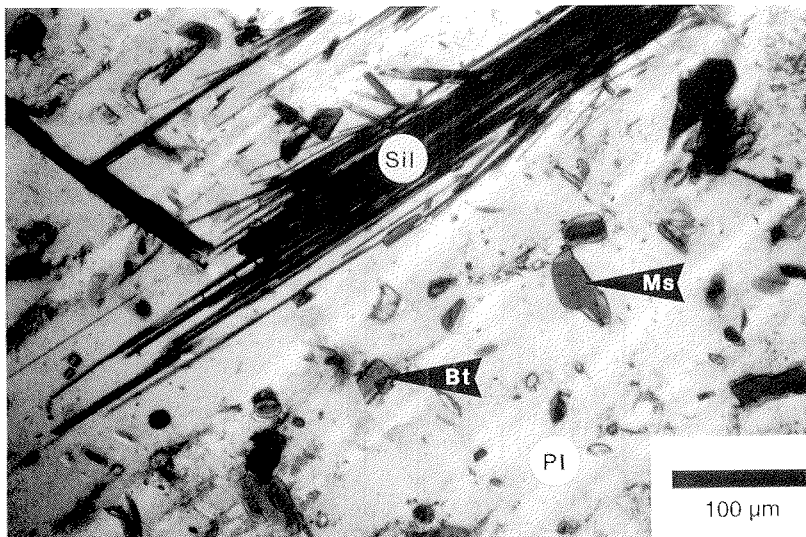
Phlogopit + Muskovit  $\leftrightarrow$  Celadonit + Eastonit



Bei seiner Anwendung ist zu berücksichtigen, daß das Thermometer im Vergleich zum Granat-Biotit-Thermometer wesentlich stärker P-abhängig ist, weshalb parallel zur T-Bestimmung immer eine Druckabschätzung (KOZIOL & NEWTON, 1988; HOISCH, 1990) erfolgen sollte. Die Temperatur läßt sich dabei nach der Formel

$$T [^\circ\text{C}] = [(500,11 + 0,014789 P [\text{bar}] - 878,745 (X_{\text{Mg}_{\text{Bt}}} - X_{\text{Al}^{\text{VI}}_{\text{Bt}}}) - 4532,67 (X_{\text{Mg}_{\text{Ms}}} X_{\text{Mg}_{\text{Ms}}} - 2)) / (1 + 0,0237527 R/mK)] - 273$$

berechnen.



↑ **Abb. 5-8:** Einschlüsse von fibrolithischem Sillimanit (Sil), Biotit (Bt) und Muskovit (Ms) in einem posttektonisch gesproßten Plagioklas-Poikiloblast (Pl). Während Biotit als große Scheite F4-achsenparallelen auch einen Hauptbestandteil der Matrix bildet, kommt Muskovit in Probe 336A nur innerhalb der Poikiloblasten ( $\text{An}_{27}$ ) vor. Die während des Plagioklaswachstums im Innern des Kristalls konservierte Paragenese Muskovit + Biotit + Alumosilikat bildet die Grundlage für Temperaturabschätzungen nach HOISCH (1989). Granat-Disthen-Sillimanit-Staurolith-Cordierit-Biotitgneis, Meade Nunatak. Gekreuzte Nicols.

Um die Reproduzierbarkeit der an sechs Proben (AB 195A, 209, 219A, 286A, 330, 336A) abgeschätzten Temperaturen, d. h. ihre Vergleichbarkeit mit dem bei der Kalibrierung verwendeten Datensatz zu gewährleisten, wurde das Geothermometer nur unter Einhaltung der mineralchemischen Toleranzgrenzen (HOISCH, 1989, Tab. 4) und bei Anwesenheit einer puffernden Alumosilikatphase angewendet (Abb. 5-8). Eine Ausnahme stellt diesbezüglich der Augengneis der Probe AB 330 dar, der über keinen Al-Puffer i. e. S. verfügt. Die Paragenese enthält aber als Al-reiche Phase magmatisch (d. h. D3-präkinematisch) gebildeten Kalifeldspat. In wenigen Fällen liegt bei Muskovit der XMg-Wert außerhalb des vorgegebenen Toleranzbereichs der Kalibrierung, was aber keinen signifikanten Einfluß auf die Ergebnisse hat. Unter Beachtung der genannten Bedingungen ist das Thermometer bei Drucken von 2,0 - 9,6 kbar für einen Temperaturbereich von 450 - 700 °C anwendbar. In Anlehnung an die Literaturangaben liegt der anzusetzende Fehler im Bereich von  $\pm 40$  °C.

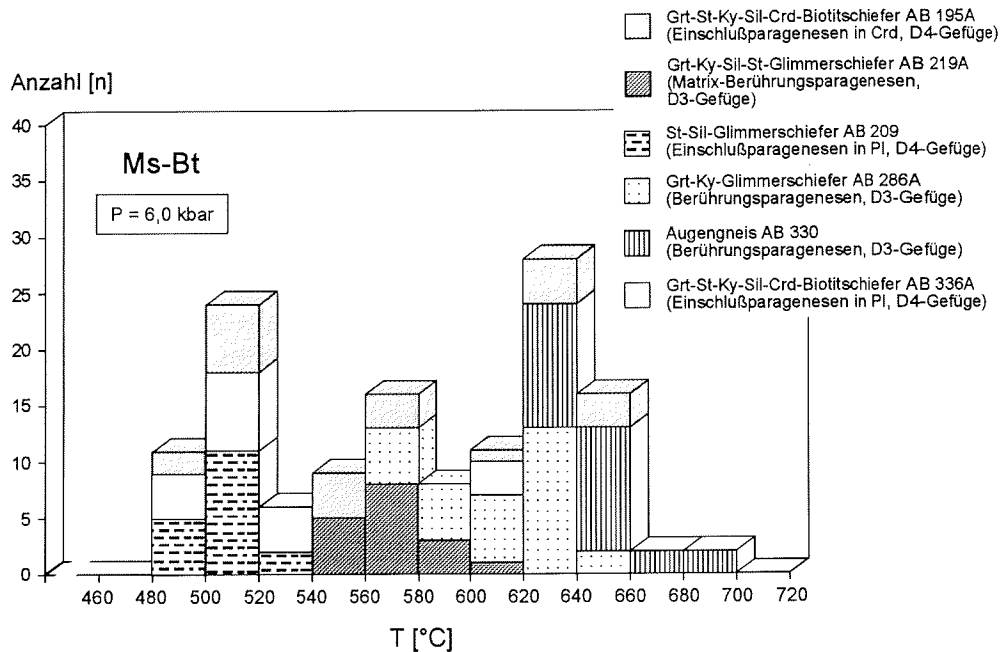
Bezüglich ihrer mikrostrukturellen Stellung handelt es sich bei den gemessenen Paragenesen überwiegend um koexistierende Muskovit-Biotiteinschlüsse in postkinematischen (D4) Plagioklas-Porphyroblasten (AB 209, 336A) oder in synkinematischem (D4) Cordierit (AB 195A). Zur Berechnung wurden Einschlüsse deshalb bevorzugt verwendet, weil sie verglichen mit Matrixglimmern meist eine sichere Beurteilung ihrer Gleichgewichtsverhältnisse erlauben. Sowohl Cordierit als auch Plagioklas sind in den untersuchten Proben F4-achsenparallel orientiert. Der xenomorphe Cordierit ist deutlich deformiert, während der poikiloblastische Plagioklas mit vereinzelt auftretenden Deformationszwillingen einen nur schwachen Strain zeigt.

Die Untersuchungen in Kap. 4.4.3 haben bereits gezeigt, daß zwischen den Glimmereinschlüssen in post-D4-Plagioklas und in den die F4-Achsenparallel orientierten Matrixglimmern mineralchemisch keine Unterschiede auftreten, so daß davon ausgegangen werden muß, daß Plagioklas das S4-Planargefüge und somit kein verfallenes D3-Reliktgefüge überwächst. Demnach sollten auch die gemessenen Muskovit-Biotit-Paare die auf D4 folgende thermische Equilibrierung dieses Gefüges wiedergeben.

Zusätzlich wurden die Metamorphosetemperaturen mittels Biotit-Muskovit-Berührungsparagenesen entlang Top-West-gerichteter hochtemperierter S3-Flächen (AB 219A, 286A, 330) ermittelt. Oft sind beide Glimmer in diesen Fällen miteinander verwachsen und als kogenetische SC-Scherbandgefüge ausgebildet.

Alle für  $P = 6,00$  kbar berechneten Temperaturen fallen in die Bereiche der oberen Grünschiefer- bis Amphibolitfazies. Die mit Ausnahme von AB 195A probenintern konsistenten Temperaturen zeigen im Unterschied zur Granat-Biotit-Thermometrie aber eine wesentlich breitere Streuung (Abb. 5-9). Die starken Abweichungen der in Cordierit eingeschlossenen Glimmer (AB 195A) sind dabei ausschließlich auf die chemische Variabilität der Hellglimmer zurückzuführen. Hierfür sprechen auch die Ergebnisse der Granat-Biotit-Thermometrie, bei der diese Variabilität der Ergebnisse nicht auftritt (5.2.1.1). Offenbar wurde eine Gleichgewichtseinstellung zwischen Muskovit und Cordierit stark behindert, so daß die Ergebnisse bezüglich dieser Probe möglicherweise nicht repräsentativ sind. Die Unterschiede der ermittelten Temperaturen von S3-Scherflächen-assoziierten Glimmern (AB 219A, 286A, 330) und Einschlüssen (AB 195A, 209, 336A) sind signifikant: Muskovit-Biotit-Paare aus Einschlußparagenesen ergeben durchschnittlich niedrigere Temperaturen der oberen Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies, während S3-parallel orientierte Glimmer (AB 219A, 286A, 330) eine höhergradige Equilibrierung im Bereich der höhergradigen

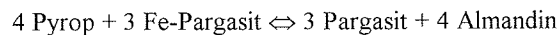
Amphibolitfazies (~ 620 °C) konserviert haben, die zudem auch von höheren Metamorphosedrucken begleitet werden (vgl. 5.2.2).



↑ **Abb. 5-9:** Das Histogramm zeigt die Ergebnisse der Temperaturbestimmungen mit dem Muskovit-Biotit-Geothermometer nach HOISCH (1989) berechnet für eine Druckvorgabe von 6,00 kbar.

### 5.2.1.3 Granat-Hornblende-Geothermometer

Das von GRAHAM & POWELL (1984) an amphibolitfaziellen Gesteinen empirisch kalibrierte Granat-Hornblende-Thermometer beruht auf der temperaturabhängigen  $Fe^{2+}/Mg$ -Verteilung zwischen koexistierendem Granat und Amphibol entsprechend der Austauschreaktion (Endglieder):



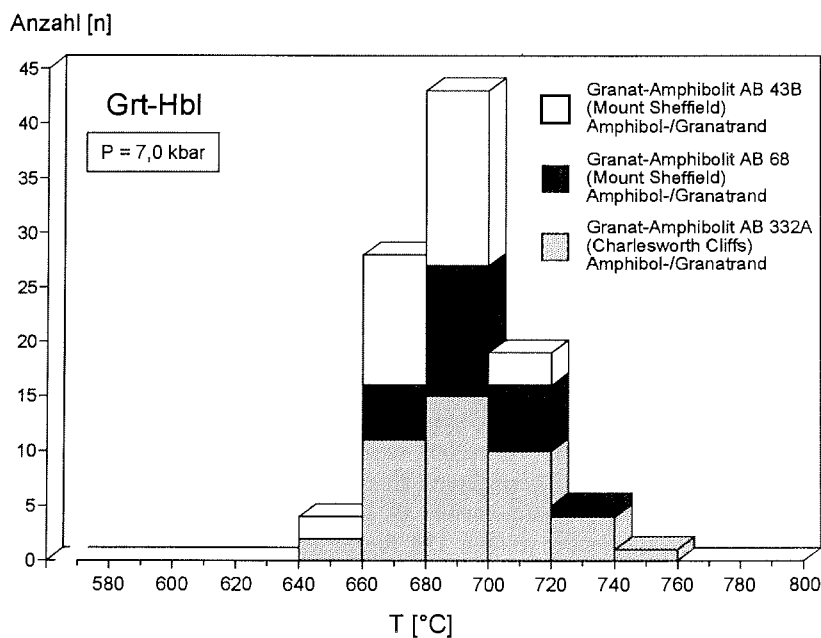
Die Temperatur läßt sich nach der Formel

$$T [^\circ\text{C}] = [(2880 + 3280 X_{\text{CaGrt}}) / (\ln K_D + 2,426)] - 273$$

berechnen.

Das Geothermometer eignet sich für die Temperaturabschätzung in grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Gesteinen bis 850 °C und setzt neben geringen  $O_2$ -Aktivitäten einen Mn-armen Granat voraus. Unter diesen Voraussetzungen ist es für Amphibole verschiedenster Zusammensetzung gültig, hat aber den Nachteil, daß das thermodynamisch nicht-ideale Mischverhalten von Granat unberücksichtigt bleibt, d. h. die Konzentrationen zusätzlich vorhandener Phasen, wie z. B. Ca in Granat, das Gleichgewicht zusätzlich beeinflussen können (POWELL, 1985).

In dieser Arbeit dient das Granat-Hornblende-Thermometer der Temperaturbestimmung in den drei Granat-Amphiboliten der Proben AB 43B, 68 (beide Mount Sheffield) und 332A (Charlesworth Cliffs). Bei den analysierten Mineralpaaren handelt es sich fast ausschließlich um Berührungsparagenesen. Nur bei Probe AB 332A mußte aufgrund des innerhalb von Plagioklas-Aggregaten isolierten Granat auf dieses Kriterium verzichtet werden und die Granatzusammensetzungen ohne eine eindeutige Gleichgewichtsbeziehung mit denen der Amphibolränder verrechnet werden.



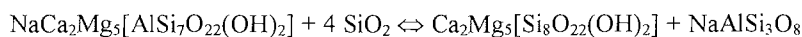
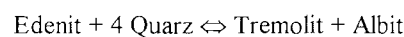
↑ **Abb. 5-10:** Die mit dem Granat-Hornblende-Geothermometer (GRAHAM & POWELL, 1984) berechneten Metamorphosetemperaturen zeigen für die untersuchten Proben eine glockenförmige Normalverteilung mit einem gemeinsamen Maximum bei etwa 690 °C. Erläuterung siehe Text.

Die Granat-Hornblende-Thermometrie liefert Metamorphosetemperaturen von 649 - 707 °C für AB 43B, 667 - 727 °C für AB 68 und 649 - 741 °C für AB 332A, wobei alle drei Proben eine glockenförmige Normalverteilung mit einem gemeinsamen Maximum bei ~ 690 °C

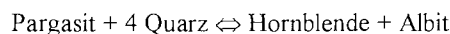
aufweisen (Abb. 5-10). Im Vergleich zum Plagioklas-Amphibol-Thermometer (HOLLAND & BLUNDY, 1994) liegen die Temperaturen im Durchschnitt niedriger (Abb. 5-11). Da der equilibrierte Granat in seiner Zusammensetzung meist sehr homogen ist (Kap. 4.1.2) und keine retrograde Umwandlung zeigt, ist davon auszugehen, daß es sich bei den berechneten Temperaturen um konservierte Peak-Bedingungen handelt. Einzig in Probe AB 68 ist eine randliche retrograde Abnahme der Pyrop-Komponente im Granat festzustellen. Da der beteiligte Amphibol aber unzoniert ist, führen Amphibol-Granatkern-Beziehungen zu nur geringfügig höheren Temperaturen.

#### 5.2.1.4 Plagioklas-Amphibol-Geothermometer

Das von BLUNDY & HOLLAND (1990) experimentell kalibrierte und später von HOLLAND & BLUNDY (1994) anhand eines größeren Datensatzes modifizierte Plagioklas-Amphibol-Geothermometer nutzt die stark temperaturabhängige Al-Substitution  $(\text{Na,K}) + \text{Al}^{\text{IV}} \leftrightarrow (-) + \text{Si}$  in Amphibol, welcher mit Plagioklas koexistiert. Die möglichen Gleichgewichtsreaktionen der Endglieder lauten:



und



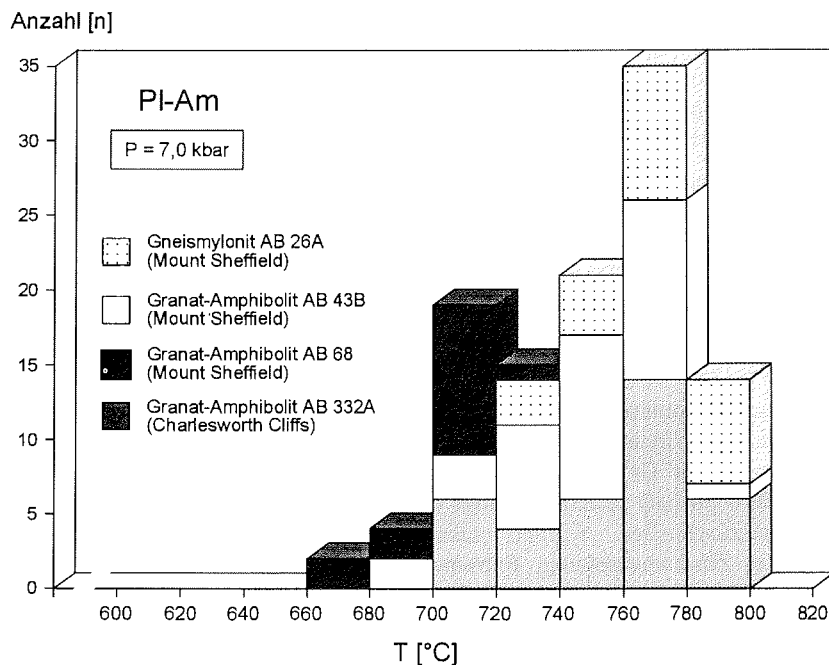
In der vorliegenden Arbeit findet das Plagioklas-Amphibol-Thermometer ausschließlich in seiner erweiterten Form (HOLLAND & BLUNDY, 1994) Verwendung. Diese Methode berücksichtigt sowohl das nicht-ideale Mischverhalten in Plagioklas mittels DARKEN'S-Gleichung (HOLLAND & POWELL, 1992) als auch die nicht-idealen Beziehungen in Amphibol. Bei ihrer Kalibrierung verwendeten HOLLAND & BLUNDY (1994) neben 92 synthetischen zusätzlich 215 natürliche Mineralpaare. Basierend auf dieser deutlich höheren Datendichte liefert die Kalibrierung realistischere Werte und weist mit  $\pm 35 - 40 \text{ }^\circ\text{C}$  gegenüber  $\pm 75 \text{ }^\circ\text{C}$  (BLUNDY & HOLLAND, 1990) einen geringeren Fehler auf. Das Thermometer kann sowohl für  $\text{SiO}_2$ -gesättigte (Edenit-Tremolit-Thermometer) als auch für quarzfreie Paragenesen (Edenit-Richterit-Thermometer) angewendet werden. Der für dieses Geothermometer vorgeschriebene P-T-Bereich von  $400 - 1000 \text{ }^\circ\text{C}$  und  $1 - 15 \text{ kbar}$  sowie die bei BLUNDY & HOLLAND (1990) angegebenen maximal zulässigen Toleranzen für  $\text{An}_{\text{Pl}} < 92 \text{ Mol.}\%$  und  $\text{Si}_{\text{Am}} < 7,8 \text{ pfu}$  wurden eingehalten.

Gemäß HOLLAND & BLUNDY (1994) läßt sich für das Edenit-Tremolit-Thermometer (+ Quarz) T [ $^\circ\text{C}$ ] nach der Formel

$$T_a \text{ [}^\circ\text{C]} = [(-76,95 + 0,79 \text{ P [kbar]} + Y_{\text{Ab}} + 39,4 X_{\text{Na}}^{\text{Am}} + 22,4 X_{\text{K}}^{\text{Am}} + (41,5 - 2,89\text{P}) X_{\text{Al}}^{\text{M2}}) / (-0,0650 - R \ln (\{27 X_{\text{D}}^{\text{Am}} X_{\text{Si}}^{\text{T1}} X_{\text{Ab}}^{\text{Pl}}\} / \{256 X_{\text{Na}}^{\text{Am}} X_{\text{Al}}^{\text{T1}}\}))] - 273$$

berechnen. Zur Überprüfung der Ergebnisse wurde bei  $\text{SiO}_2$ -gesättigten Paragenesen in einigen Fällen zusätzlich das Edenit-Richterit-Thermometer herangezogen.

Zur Temperaturabschätzung wurden in den Granat-Amphiboliten AB 43B, 68 und 332A ausschließlich Plagioklas-Amphibol-Berührungsparagenesen verwendet. An Tripelpunkten stehen beide Mineralphasen mit Granat im Gleichgewicht, so daß in diesen Fällen parallel zur T-Bestimmung der Metamorphosedruck ermittelt werden konnte (5.2.2). Die Temperaturabschätzungen wurden einheitlich für eine Druckvorgabe von  $P = 7,00$  kbar durchgeführt. Bei der Mikrosondenanalyse wurde darauf geachtet, daß randlich serizitisierte Bereiche des Plagioklas und diaphthoritisch überprägter (biotitisierter) Amphibol nicht gemessen wurden. Im hochtemperierten Gneismylonit (AB 26A) wurden hiervon abweichend räumlich voneinander getrennte Plagioklas- bzw. Amphibol-Porphyrklasten analysiert. Das Größenwachstum der Plagioklas-Porphyrklasten verbunden mit einer schwachen prograden Zonierung zeigt die Abkopplung der Kernbereiche vom randlichen Austausch. Da Plagioklas hier einen prograden Zonarbau aufweist, Amphibol hingegen unzoniert vorliegt, wurde letzterer bevorzugt mit den Plagioklas-Rändern verrechnet. Dabei wird vorausgesetzt, daß die Amphibole während des Plagioklaswachstums vollständig reequilbriert wurden. Bei der Verwendung von Plagioklas-Kernzusammensetzungen liegen die Temperaturen geringfügig niedriger ( $\sim 10$  °C).



↑ **Abb. 5-11:** Ergebnisse der Temperaturbestimmungen mit dem Plagioklas-Amphibol-Geothermometer nach HOLLAND & BLUNDY (1994). Die ermittelten Temperaturen werden mit einer Ausnahme (AB 68, Rekristallisate) als Peak-Bedingungen interpretiert. Bei den zur Plagioklas-Amphibol-Geothermometrie verwendeten Phasen handelt es sich um Berührungsparagenesen, im Fall von AB 26A (Gneismylonit, Mount Sheffield) um Plagioklas- und Amphibol-Porphyrklasten.

Im Vergleich zu dem Granat-Hornblende-Thermometer sind die abgeleiteten Temperaturen bis zu 40 °C höher und die Streubreite der Ergebnisse ist insgesamt größer (Abb. 5-11). Die berechneten Temperaturen aller Proben fallen in ein Intervall von 663 - 797 °C, wobei ein Maximum zwischen 740 - 780 °C erkennbar ist. Bei der Berechnung der Temperaturen zeigt sich der starke Einfluß einer Fe<sup>3+</sup>-Rückrechnung in Amphibol auf die Ergebnisse: Analysen mit einer Kalkulation des Fe<sup>3+</sup>-Gehalts ergeben um 5 - 30 °C abweichende Temperaturen von denen, die die Valenz des Fe nicht berücksichtigen. Die relativ große Schwankungsbreite ist eventuell durch die schwache Na-Besetzung der M4-Position des Amphibol bedingt (SCHULZE, 1992). Die Zusammensetzungen der Plagioklas-Amphibol-Paare der Probe AB 68 (Mount Sheffield) zeigen niedrigere Temperaturen an (700 - 720 °C). Möglicherweise ist dies aber auf die spätere Reequilibrierung beider Phasen während der retrograden D4-Entwicklung zurückzuführen.

#### 5.2.1.5 Zwei-Feldspat-Geothermometer

Abweichend von den übrigen verwendeten Ionenaustausch-Thermometern nutzt die Zwei-Feldspat-Thermometrie die zu niedrigeren Temperaturen hin abnehmende Mischbarkeit ternärer Feldspäte. Die Form des Solvus und die Zusammensetzung der zwei auftretenden Mischphasen zwischen den Komponenten Albit und Orthoklas (Alkalifeldspat) bzw. Albit und Anorthit (Plagioklas) ist stark temperaturkontrolliert und erlaubt bei vorausgesetzter Koexistenz eine Temperaturabschätzung (BROWN & PARSONS, 1988; FUHRMAN & LINDSLEY, 1988; ELKINS & GROVE, 1990; LINDSLEY & NEKVASIL, 1989).

Bei der geothermometrischen Untersuchung stellt der Nachweis der Koexistenz beider beteiligten Feldspäte das größte Problem dar, zumal Feldspäte aufgrund ihrer Gerüststruktur und der hohen Alkalienghalte für retrograde Einflüsse (Fluide) besonders anfällig sind (EVANGELAKAKIS *et al.*, 1993). Aus diesem Grund wurde dieses Geothermometer nur auf die koexistierenden Plagioklas-Kalifeldspat-Entmischungen im Pyroxen-Biotitgneis (AB 284) angewendet. Bei ihnen ist die Gleichgewichtsbeziehung wegen des Vorhandenseins von ursprünglich einer Phase direkt nachweisbar.

Die antiperthitischen Entmischungslamellen und -flecken des Alkalifeldspat wurden zusammen mit dem Plagioklas-Wirtskristall an der Mikrosonde analysiert (Abb. 4-9 ,4-10). Alle Ergebnisse wurden auf Or + Ab + An = 100 Mol.% normalisiert, wobei die Celsian-Komponente (Ba-Feldspat) unberücksichtigt blieb. Um Mischanalysen zwischen Lamelle und Wirtskristall auszuschließen, wurden ausschließlich Feldspat-Analysen verwendet, die hinsichtlich ihrer Zusammensetzung Extremwerte aufweisen. KROLL *et al.* (1993) haben gezeigt, daß Feldspäte hinsichtlich des Na-K-Austausches bis in niedrige Temperaturbereiche (< 500°C) hinein offene Systeme darstellen, der für die Entmischung entscheidende Si-Al-Austausch aber relativ früh während der Abkühlungsgeschichte zum Erliegen kommt. Die Berechnung der Metamorphosetemperaturen erfolgte nach KROLL *et al.* (1993). Dabei wurden die Margules-Parameter aus den Arbeiten von FUHRMAN & LINDSLEY (1988), LINDSLEY & NEKVASIL (1989) und ELKINS & GROVE (1990) übernommen (pers. Mittl. H. KROLL, 1992). Als realistischen Fehlerbereich geben KROLL *et al.* (1993) ± 50 °C an. Die ermittelten Temperaturen sind in folgender Tabelle gegenübergestellt:



Verwendete Margules-Parameter nach:	Ø T [°C]	max. T [°C]	min. T [°C]	Anzahl Kf/Pl
FUHRMAN & LINDSLEY (1988)	513	536	484	n = 12
LINDSLEY & NEKVASIL (1989)	499	527	476	n = 12
ELKINS & GROVE (1990)	532	576	508	n = 12

↑ **Tab. 5-2:** Ergebnisse der Zwei-Feldspat-Geothermometrie nach KROLL *et al.* (1993) berechnet für eine Druckvorgabe von  $P = 7,00$  kbar ohne Berücksichtigung der Celsian-Komponente (Ba). Die Zusammensetzung des Alkalifeldspat wurde integriert. Bei der Verwendung unterschiedlicher Margules-Parameter ergeben sich Abweichungen von bis zu 40 °C, wobei generell gilt:  $T(\text{ELKINS \& GROVE}) > T(\text{FUHRMAN \& LINDSLEY}) > T(\text{LINDSLEY \& NEKVASIL})$ . Die verwendete Druckvorgabe wurde aus den Paragenesen assoziierter Metapelite abgeleitet. Die Ergebnisse repräsentieren die Schließungstemperatur des intrakristallinen Si-Al-Austauschs, unterhalb dessen sich das Alkalifeldspat-Plagioklas-Paar nicht mehr im Gleichgewicht befand.

Die Zwei-Feldspat-Thermometrie (KROLL *et al.*, 1993) liefert für koexistierende Feldspat-Paare bei integrierter Zusammensetzung des Alkalifeldspat und einer Druckvorgabe von  $P = 7,00$  kbar Temperaturen von  $\sim 520$  °C (Tab. 5-2). Die errechneten Temperaturen liegen deutlich unter denen der Granat-Biotit- und Muskovit-Biotit-Thermometrie an vergleichbaren S3-Gefügen assoziierter Metapelite. Sie entsprechen deshalb wahrscheinlich nicht den Peak-Bedingungen z. Zt. der D3-Gefügeequilibration, sondern repräsentieren vermutlich die Schließungstemperatur des intrakristallinen Si-Al-Austauschs, unterhalb dessen sich das Alkalifeldspat-Plagioklas-Paar nicht mehr im Gleichgewicht befand.

### 5.2.2 Geobarometrie

Für die Ableitung der Metamorphosedrucke wurden in dieser Arbeit folgende Geobarometer verwendet:

- für Gesteine mit pelitischer Zusammensetzung:
  1. *GASP-Barometer* (Granat- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Quarz-Plagioklas) nach NEWTON & HASELTON (1981) und KOZIOL & NEWTON (1988)
  2. *Granat-Plagioklas-Muskovit-Biotit-Barometer* nach HOISCH (1990)
- für Granat-Amphibolite:
  3. *Granat-Plagioklas-Amphibol-Quarz-Barometer* nach KOHN & SPEAR (1990)

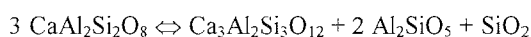
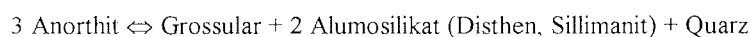
Auf eine Druckabschätzung nach dem Plagioklas-Hornblende-Geobarometer von PLYUSNINA (1982), welches auf dem Al-Gehalt der Amphibole und dem Ca-Anteil koexistierender Plagioklase basiert, wurde verzichtet, da die mineralchemischen Rahmenbedingungen ( $\text{Ca}_{\text{Hbl}} \geq 1,50$  pfu und  $\text{Na}_{\text{Hbl}} < 1,00$  pfu) nicht erfüllt sind, bzw. ein Al-Puffer (Zoisit, Epidot) fehlt.

In den hochtemperierten D2-Gneismyloniten (Mount Sheffield) war es aufgrund fehlender Paragenesen nicht möglich eine Druckbestimmung durchzuführen.

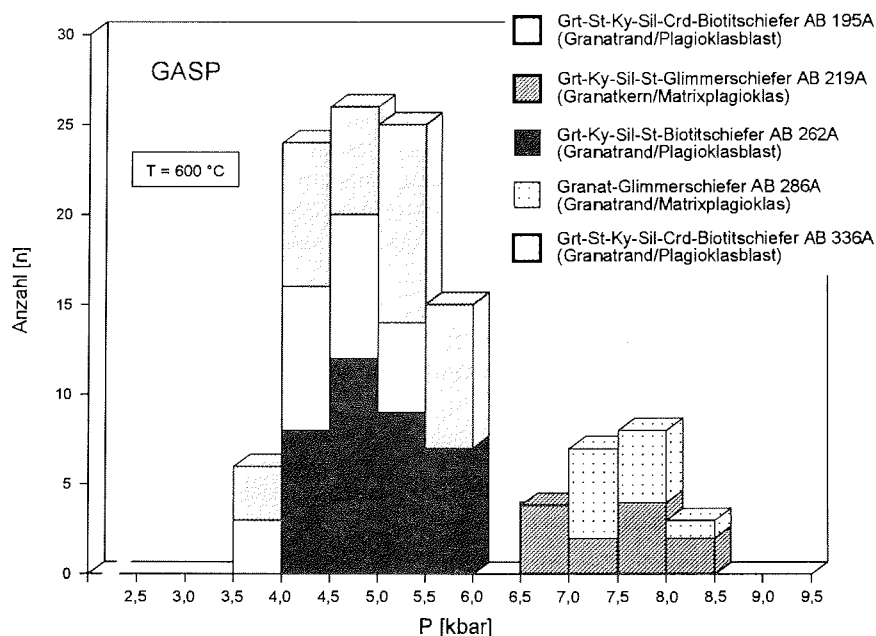
Wegen der allgemein nur gering variierenden Si-Gehalte der Hellglimmer ( $\bar{\phi}$  6,10; max. 6,35 pfu) ist in Metapeliten eine Druckabschätzung anhand des Phengit-Gehaltes in Hellglimmer (MASSONNE & SCHREYER, 1987) nicht sinnvoll. Da aber in einer Probe (Augengneis AB 330) das Gleichgewicht durch Kalifeldspat abgepuffert ist, läßt sich auf mittlere bis niedrige Metamorphosedrucke < 7,5 kbar während der Hellglimmersproßung schließen.

### 5.2.2.1 Granat- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Quarz-Plagioklas-Geobarometer (GASP)

Grundlage für das Granat- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Quarz-Plagioklas (GASP)-Geobarometer (GHENT, 1976; GHENT *et al.*, 1979; NEWTON & HASELTON, 1981; POWELL & HOLLAND, 1988; KOZIOL & NEWTON, 1988; KOZIOL, 1989) bildet der Zerfall von anorthitreichem Plagioklas zu Alumosilikat, Granat und Quarz nach der Reaktion:



Das GASP-Barometer wurde nach den Kalibrierungen von NEWTON & HASELTON (1981) sowie KOZIOL & NEWTON (1988) angewendet.



↑ **Abb. 5-12:** Ergebnisse der Granat- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Quarz-Plagioklas-Geobarometrie (GASP) nach KOZIOL & NEWTON (1988). Alle Druckabschätzungen wurden an Gesteinen mit pelitischem Chemismus durchgeführt, die einen Al- ( $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Polymorphe) sowie einen Si-Puffer (Quarz) enthalten. Es handelt sich bei den gemessenen Phasen überwiegend um Granatrand-Matrixplagioklas-Beziehungen, seltener um Granat-Plagioklas-Berührungsparagenesen. Eine weitere GASP-Kalibrierung nach NEWTON & HASELTON (1981) wurde ebenfalls verwendet. Die ermittelten Drucke sind hierbei um 0,2 - 0,8 kbar niedriger. Erläuterung siehe Text.

Der Metamorphosedruck wurde an den fünf Proben AB 195A, 219A, 262A, 286A, 336A für vorgegebene Temperaturen von 500, 600 und 700 °C abgeschätzt (Abb. 5-12), wobei aufgrund der geothermometrisch bestimmten Temperaturen  $T = 600$  °C die repräsentativen Ergebnisse liefert.

Die erforderlichen Drucke wurden überwiegend an Granaträndern und Matrixplagioklasen, seltener an Granat-Plagioklas-Berührungsparagenesen ermittelt, wobei Quarz und Disthen/Sillimanit stets in der Paragenese mitenthalten sind. Sowohl  $P$  [kbar] für Sillimanit ( $P_{\text{Sil}}$ ) als auch  $P_{\text{Ky}}$  wurden berechnet, auch wenn nicht notwendigerweise beide im Mineralbestand vorhanden sind (Abb. 4-11).

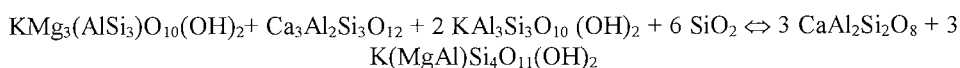
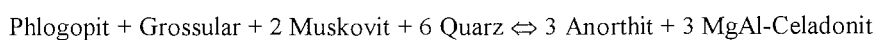
Die in diesem Geobarometer beinhalteten internen Unsicherheiten von  $\pm 0,65$  kbar bei 600 °C (KOZIOL & NEWTON, 1988) sind auf die notwendige Extrapolation der experimentellen Daten (900 - 1250 °C) und den niedrigen Ca-Gehalt des Granat, der automatisch zu verhältnismäßig großen Analysefehlern führt, zurückzuführen (BUCHER & FREY, 1994).

Die für eine Vorgabe von  $T = 600$  °C errechneten Metamorphosedrucke fallen probenabhängig in einen Bereich von 3,50 - 8,49 kbar. Dabei lassen sich zwei Gruppen unterscheiden: D3-Paragenesen (AB 219A, 286A) fallen in ein Intervall von 6,73 - 8,49 kbar, während D4-Paragenesen (AB 195A, 262A, 336A) niedrigere Drucke im Bereich 3,50 - 5,93 kbar eingefroren haben (Abb. 5-12). Bei letzterer Gruppe ist in der Verteilung ein Maximum (4,0 - 5,5 kbar) erkennbar. Die nach KOZIOL & NEWTON (1988) abgeschätzten Druckbedingungen ergeben um 0,2 - 0,8 kbar höhere Drucke als die nach dem Barometer von NEWTON & HASELTON (1981) berechneten. Die resultierenden Abweichungen ergeben sich im wesentlichen aus den unterschiedlich experimentell ermittelten thermodynamischen Grunddaten und durch die Verwendung von je nach Kalibrierung verschiedener Aktivitätsmodelle für Granat und Plagioklas.

### 5.2.2.2 Granat-Plagioklas-Muskovit-Biotit-Geobarometer

Das von HOISCH (1990) aus der Paragenese Granat + Plagioklas + Hellglimmer + Biotit + Quarz  $\pm \text{Al}_2\text{SiO}_5$  (GHENT & STOUT, 1981; POWELL & HOLLAND, 1988) abgeleitete Geobarometer basiert auf sechs Gleichgewichtsreaktionen (R1 - R6), die sich je nach vorliegendem Mineralbestand zur Druckabschätzung in pelitischen Gesteinen eignen. Bei einem Gleichgewichtszustand sollten sich die Reaktionsgeraden der Teilreaktionen in einem Punkt schneiden.

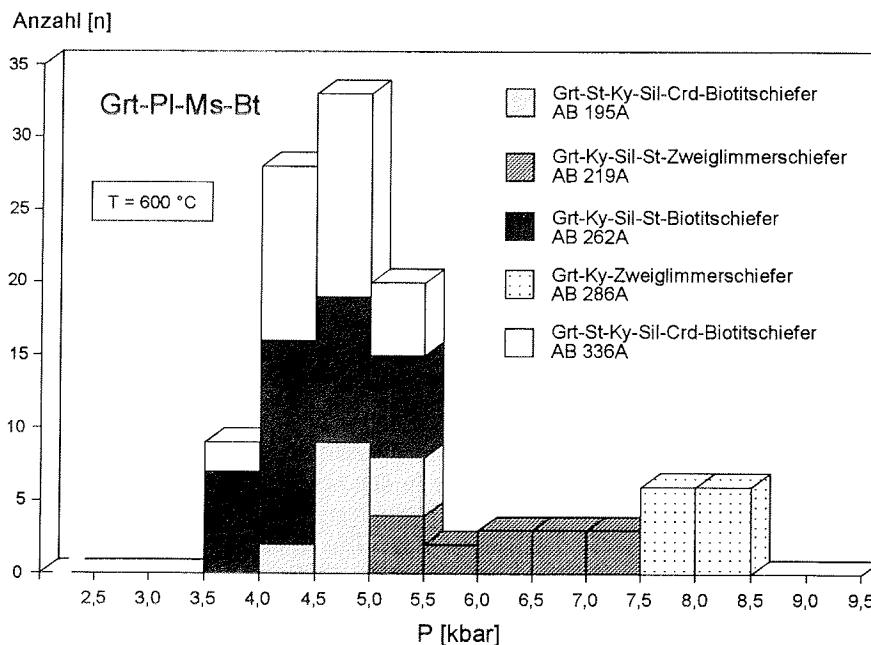
Die von HOISCH (1990) empirisch durchgeführte Kalibrierung basiert auf der P-sensitiven Änderung der Koordination von Al und Mg/Fe in den beteiligten Phasen (GHENT & STOUT, 1981). Das Geobarometer ist auch bei Abwesenheit einer Phase, z. B. von Hellglimmer (R1, R2), Biotit (R3) oder Quarz (R5, R6) anwendbar. Das Gleichgewicht läßt sich nach der Reaktionsgleichung R4 (HOISCH, 1990) folgendermaßen ausdrücken:



In der vorliegenden Arbeit wurde der Valenzzustand des Fe lediglich bei Granat berücksichtigt. Für die Glimmer und Plagioklas gilt deshalb  $\text{Fe}_{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$ . Alle untersuchten Paragenesen enthalten Sillimanit und/oder Disthen. Ergänzend zum GASP-Barometer (s. o.) wird in dieser

Arbeit das Granat-Plagioklas-Muskovit-Biotit-Barometer auf dieselben Paragenesen der Proben AB 195A, 219A, 262A, 286A und 336A angewendet. Parallel zur Druckabschätzung wurden die Metamorphosetemperaturen mittels der Granat-Biotit- (KLEEMANN & REINHARDT, 1994) sowie der Muskovit-Biotit-Thermometrie (HOISCH, 1989) abgeleitet. Die Berechnung erfolgte wegen der starken Temperaturabhängigkeit der Gleichgewichte schrittweise für Temperaturvorgaben von 550, 600, 650 und 700 °C.

Die untersuchten Phasen stehen dabei in enger Beziehung zu den D3- bzw. D4-Mikrogefügen. Bei den verwendeten Gleichgewichten handelt es sich zum einen um Berührungsparagenesen (Randbeziehungen) der Matrix, wobei die analysierten Glimmer und Plagioklas streng S3-parallel orientiert sind (AB 219A, 286A). Zum anderen wurden Hellglimmer- und Biotiteinschlüsse in Plagioklas (AB 195A, 262A, 336), der postkinematisch das überprägende D4-Gefüge (S4-Faltenachsenenebenenschieferung) übersproßt, untersucht. Die Plagioklas-Poikiloblasten enthalten neben zahlreichen Glimmern zusätzlich Sillimanit und Quarz, seltener Granat. Da in einem Fall neben Glimmern ein Granateinschluß im Plagioklas mit derselben Zusammensetzung wie die Ränder der übrigen Granate der Matrix vorliegt, ist davon auszugehen, daß Plagioklas mit den Rändern der Matrixgranaten im Gleichgewicht steht, so daß zusätzlich einige Glimmereinschlüsse mit den Granaträndern der Matrix verrechnet werden konnten.



↑ **Abb. 5-13:** Verteilung der mit dem Granat-Plagioklas-Muskovit-Biotit-Geobarometer (HOISCH, 1990) ermittelten Metamorphosedrucke für  $Al_2SiO_5$ - und quarzreiche Schiefer und Biotitgneise. Erläuterung siehe Text.

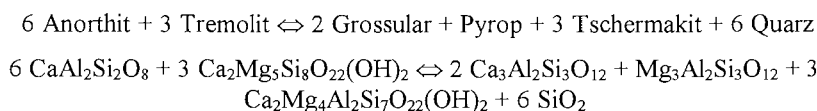
Die Verteilung der abgeleiteten Metamorphosedrucke ist als Histogramm (Abb. 5-13) dargestellt. An den Proben AB 219A und 286A (D3-Paragenesen) wurden weit streuende Drucke in einem Bereich von 5,33 - 8,48 kbar ohne ein klares Verteilungsmuster ermittelt. Für AB 219A sind sie niedriger (5,33 - 7,50 kbar), während AB 286A die höchsten Metamorphosedrucke (7,51 - 8,48 kbar) innerhalb der Metapelite liefert. Dabei fallen die Ergebnisse in den Stabilitätsbereich von Disthen (HOLDAWAY & MUKHOPADHYAY, 1993). Die Streuung der Ergebnisse wird dabei vor allem durch die variable Zusammensetzung der Hellglimmer verursacht.

Im Unterschied dazu wurden an den Proben AB 195A, 262A und 336A für eine Temperaturvorgabe von 600 °C konsistente Drucke von 3,61 - 5,49 kbar ermittelt. Es ergibt sich für die drei Proben insgesamt ein deutliches Verteilungsmaximum zwischen 4,0 und 5,0 kbar. Die Ergebnisse fallen in das Sillimanit-Feld (HOLDAWAY & MUKHOPADHYAY, 1993) und liegen deutlich unterhalb des Stabilitätsbereiches von Disthen, der zwar in der Paragenese ebenfalls vorkommt, aber deutlich D4-deformiert ist. Die Daten spiegeln demzufolge nicht dessen Bildungsbedingungen, sondern die späte unvollständige D4-Reequilibrierung des Gefüges unter Bildung der Niedrigdruck-Paragenese (Sillimanit, Cordierit) wider.

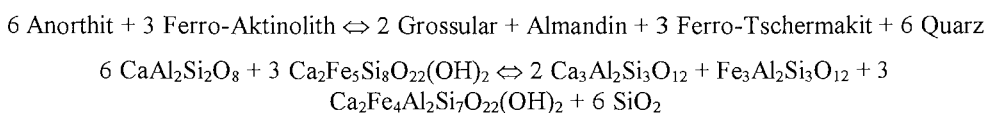
### 5.2.2.3 Granat-Plagioklas-Amphibol-Geobarometer

Die in den geothermobarometrisch untersuchten Granat-Amphiboliten (AB 43B, 68, und 332B) enthaltene Paragenese Granat + Amphibol + Plagioklas + Quarz eignet sich für das von KOHN & SPEAR (1989) entwickelte Geobarometer. In dieser Arbeit stellt es die einzige Methode einer zuverlässigen Druckabschätzung in den Metamorphiten mit basischem Gesamtgesteinschemismus dar. In der vorliegenden Arbeit wurden dabei alle Druckabschätzungen mit der hinsichtlich ihres Anwendungsbereichs (500 - 800 °C; 2,5 - 13,0 kbar) erweiterten Kalibrierung von KOHN & SPEAR (1990) vorgenommen. Die Kalibrierung beinhaltet Aktivitätsmodelle für Granat, Plagioklas und Amphibol aus den Arbeiten von HODGES & SPEAR (1982), HODGES & ROYDEN (1984) bzw. KOHN & SPEAR (1989). Das empirische Geobarometer basiert auf der gekoppelten Reaktion (Tschermaks-Reaktion) gemäß der Gleichgewichtsreaktionen:

(für Mg-Endglieder)



(für Fe-Endglieder)



Die flache Steigung der Gleichgewichtsreaktion im P-T-Diagramm (-2 bis +8 bar pro °C) ist in nur geringem Maß von der Temperaturvorgabe abhängig und deshalb für eine Druckbestimmung günstig. Der Metamorphosedruck läßt sich nach der Formel

$$P_{\text{Mg}} [\text{kbar}] = \{ [79507 + T [^\circ\text{C}] (29,14 + 8,3144 \ln K_{\text{eq}})] / 10,988 \} - 273$$

bzw.

$$P_{\text{Fe}} [\text{kbar}] = \{ [35327 + T [^{\circ}\text{C}] (56,09 + 8,3144 \ln K_{\text{eq}}) ] / 11,906 \} - 273$$

berechnen. Die bei KOHN & SPEAR (1990) aufgeführten mineralchemischen Toleranzbereiche für die beteiligten Phasen wurden dabei eingehalten. Der interne Fehler der Druckbestimmung soll demnach  $\pm 0,50 - 1,00$  kbar nicht übersteigen.

Die Abschätzung der Metamorphosedrucke an Granat-Amphiboliten erfolgte an Berührungsparagenesen. Dazu wurden i. d. R. Tripelpunktparagenesen der drei relevanten Phasen verwendet. Eine Ausnahme stellt Probe AB 332A dar, bei der kein Kornkontakt Granat-Amphibol vorliegt. Da Granat hier ausschließlich innerhalb von Plagioklas-Aggregaten vorkommt, wurden deshalb nur diejenigen Plagioklase ausgewählt, die eine gemeinsame Korngrenze sowohl zu Granat als auch zu Amphibol aufweisen. Bei den an Probe AB 68 abgeschätzten Drucken zeigen sich aber keine signifikanten Abweichungen zu den übrigen Ergebnissen.

In Probe AB 68 ist Granat schwach zoniert und somit eine ursprüngliche Gleichgewichtsbeziehung gestört. Bei allen Abschätzungen wurde der  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalt von Amphibol und Granat berücksichtigt.

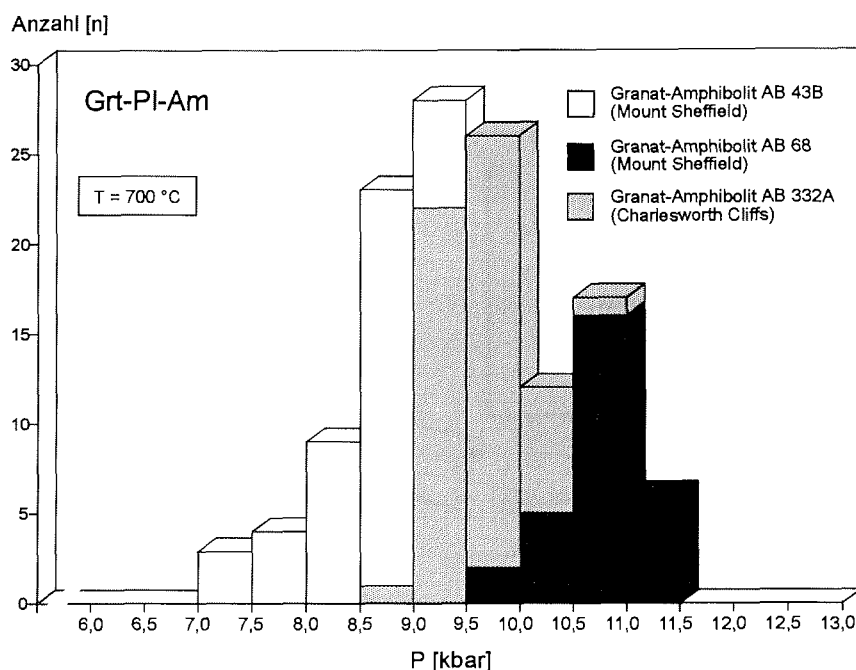
Für die drei untersuchten Granat-Amphibolite der Proben AB 43B, AB 68 (beide Mount Sheffield) und AB 332A (Charlesworth Cliffs) wurden Metamorphosedrucke zwischen 7,19 und 11,21 kbar ermittelt. Innerhalb der einzelnen Proben ergeben sich dabei deutliche Verteilungsmaxima bei 8,5 kbar für Probe AB 43B, 9,5 kbar für AB 68 und 10,5 kbar für AB 332A (Abb. 5-14). Alle Drucke wurden für eine Temperaturvorgabe von 700 °C berechnet und repräsentieren Bedingungen des thermalen Metamorphosepeaks. Sie sind korrelierbar mit den mittels der Granat-Hornblende- (5.2.1.3) und Plagioklas-Amphibol-Thermometrie (5.2.1.4) abgeleiteten Peak-Temperaturen.

Die ermittelten Drucke liegen deutlich über den für die  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -führenden Metapelite berechneten D3-Equilibrierungsbedingungen. Da Amphibol mineralchemisch eindeutig weder dem Mg- noch dem Fe-Endglied zuzuordnen ist, wurden die Druckabschätzungen sowohl mit der Fe- als auch Mg-Reaktion vorgenommen. Gegenüber den Ergebnissen für Fe-Endglieder ergeben sich bei der Annahme eines Mg-Endglieds jeweils um 0,1 - 0,4 kbar höhere Drucke (Abb. 5-15).

### 5.2.3 Interpretation geothermobarometrischer Ergebnisse

Granat-Plagioklas-Amphibol-Quarz-Paragenesen der Metabasite spiegeln in allen untersuchten Proben höchstgradig amphibolitfazielle bis niedriggradig granulitfazielle Peak-Bedingungen wider. Hochgradig-granulitfazielle Metamorphosebedingungen sind geothermobarometrisch nicht nachweisbar. Daneben spricht als ein weiteres Argument gegen höhergradig-granulitfazielle Bedingungen das Fehlen von Orthopyroxen neben Granat in den Paragenesen assoziierter Gneismigmatite.

Undeutliche Hinweise auf ein progrades druckbetontes Metamorphosestadium lassen sich eventuell durch die vereinzelt vorkommenden Rutileinschlüsse in Granatkernen vermuten, so daß höhere Metamorphosedrucke während der prograden Metamorphose nicht gänzlich ausgeschlossen werden können.



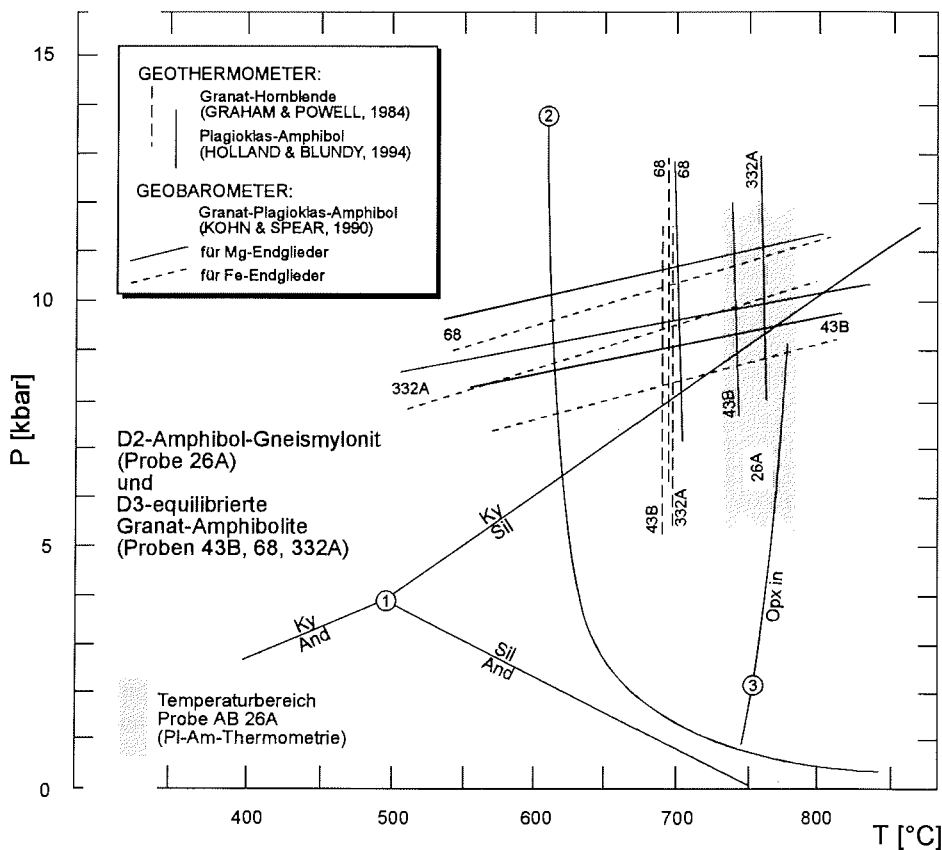
↑ **Abb. 5-14:** Ergebnisse der Metamorphosedruck-Bestimmungen an Granat-Amphiboliten mit der Granat-Plagioklas-Amphibol-Geobarometrie nach KOHN & SPEAR (1990). Innerhalb der einzelnen Proben ergeben sich Verteilungsmaxima bei 8,5 kbar für Probe AB 43B, 9,5 kbar für AB 68 und 10,5 kbar für AB 332A. Alle Drücke wurden für eine Temperaturvorgabe von 700 °C berechnet und repräsentieren die D3-Gefügeequilibration des Gesteins nahe am thermalen Metamorphosepeak.

Die Ergebnisse der P-T-Bestimmung mittels Plagioklas-Amphibol- und Granat-Hornblende-Thermometrie sind korrelierbar, wobei die mit dem Plagioklas-Amphibol-Thermometer ermittelten Temperaturen der Gefügeequilibration mit durchschnittlich 40 °C höher (niedriggradige Granulitfazies) als die Ergebnisse der Granat-Hornblende-Thermometrie (hochgradige Amphibolitfazies) liegen.

Da Kern-Einschluß-Beziehungen wegen der vollständigen Equilibration der Gefüge vernachlässigbar sind, lassen sich die ermittelten Daten als P-T-Bedingungen der postkinematischen Temperung der D3-Gefüge interpretieren.

Die ermittelten Peak-Bedingungen tempern somit die Hauptfoliation S3 und Lineation L3. Dies gilt sowohl für den innerhalb der Gneismigmatite D3-boudinierten Metabasit AB 332 (Charlesworth Cliffs) als auch für die beiden durch die nachfolgende Faltung (F4) nur schwach überprägten Granat-Amphibolite des Mount Sheffield. Lediglich Probe AB 68 tendiert zu etwas höheren Drücken (~ 10,5 kbar), zeigt aber bezüglich der Plagioklas-Amphibol-Thermometrie vergleichsweise niedrigere Temperaturen von ~ 700 °C an. Dies ist vermutlich

durch eine nachfolgende D4-Rekristallisation und die damit verbundene retrograde Gleichgewichtsverschiebung, die vor allem den Plagioklas erfaßt hat, bedingt.



↑ **Abb. 5-15:** P-T-Bedingungen abgeleitet für die Granat-Amphibolite AB 43B, 68 und 332A sowie den D2-Amphibol-Gneismylonit AB 26A. Das Diagramm zeigt für jede Probe die Lage der thermobarometrisch bestimmten und gemittelten Gleichgewichtsgeraden im P-T-Feld. Die Daten repräsentieren Peak-Bedingungen im Bereich der hochgradigen Amphibolit- bis unteren Granulitfazies. 1  $Al_2SiO_5$ -Tripelpunkt nach HOLDAWAY & MUKHOPADHYAY (1993), 2 Granitsolidus nach HOLLAND (1979) und 3 Opx-in Reaktion nach SPEAR (1993). Verwendete Geothermobarometer wie angegeben.

Es ist zu berücksichtigen, daß die Abschätzung der Drucke gegenüber den vergleichsweise zuverlässigen Temperaturbestimmungen in Amphiboliten mit größeren Unsicherheiten behaftet ist, zumal auch keine zweite Methode für die Druckableitung herangezogen werden konnte.

Bei dem durch Mylonitisierung und synkinematische Blastese von Plagioklas und Amphibol gekennzeichneten Amphibolgneis handelt es sich um ein retrogrades, lokal angelegtes D2-



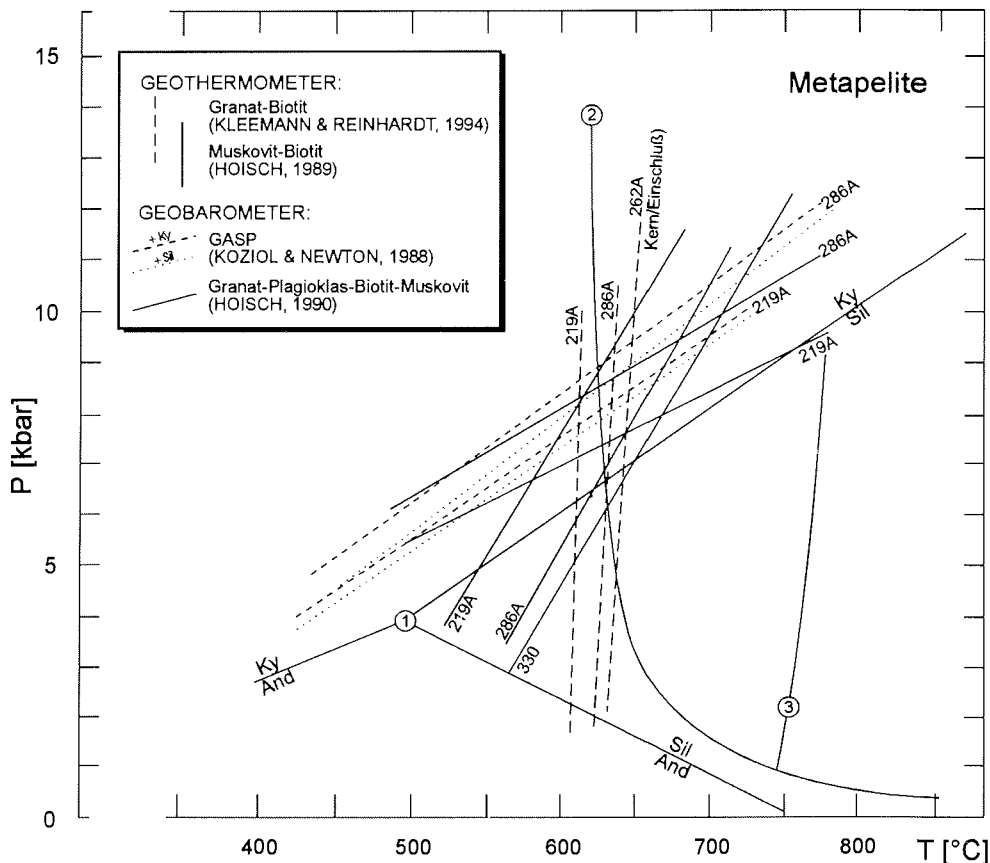
Hochtemperaturgefüge, welches unter Bedingungen der Granulitfazies equilibrierte. Der randlich steigende Anorthitgehalt im Plagioklas kann dabei entweder auf steigende Metamorphosetemperaturen und/oder isothermale Dekompression zurückgeführt werden. Da die Plagioklas-Amphibol-Thermometrie keine schlüssigen Hinweise auf unterschiedliche Temperaturen liefert und Amphibol unzoniert ist, kann davon ausgegangen werden, daß die prograde Plagioklaszonierung im wesentlichen in einer isothermal geprägten Druckentlastung des Gesteins (BOHLEN, 1991) begründet liegt.

Gegenüber den Metabasiten sind aufgrund der relativen Reaktionsträgheit basischer Paragenesen pelitische Gesteine im wesentlichen durch die retrograde post-D3 Metamorphoseentwicklung geprägt. Die in den Metabasiten konservierten hochgradigen Peak-Bedingungen sind selbst an Einschlußbeziehungen in Metapeliten nicht nachzuweisen. Die vorhandenen Paragenesen der Metapelite würden diesbezüglich auch nur geringfügig höhere Gleichgewichtsbedingungen als die festgestellten zulassen.

Die P-T-Daten für unterschiedlich strukturell positionierte Metapelite (Abb. 5-16, 5-17) zeigen ein D3-equilibrierendes Mitteldruck-Frühestadium im Stabilitätsfeld von Disthen (+ Rt, Ilm) und eine partielle D4-Reequilibration unter Niedrigdruck-Bedingungen (+ Crd) im Sillimanit-Feld an. Da die Einschlußparagenesen in Disthen und Granat nur selten direkt einem D3-Gefüge zugeordnet werden können, wurde auf deren thermobarometrische Analyse verzichtet. Weitere mögliche Druckabschätzungen an Einschlüssen, insbesondere mit dem GRAIL- (BOHLEN *et al.*, 1983) und GRIPS-Geobarometer (BOHLEN & LIOTTA, 1986) wären diesbezüglich aber durchaus möglich.

Die D4-Paragenese equilibriert statisch bei LP/MT-Bedingungen. Sie wird von der postkinematischen Blastese großer Plagioklas-Poikiloblasten begleitet. Dies läßt sich regional an Proben sowohl vom Meade Nunatak (Pioneers Escarpment) als aus den Lagrange Nunataks im Westen des Arbeitsgebietes belegen. Es bleibt hingegen unklar, wann und unter welchen Bedingungen das Cordierit-Wachstum einsetzt. Eine direkte Verknüpfung mit einem der beiden Ereignisse ist deshalb nicht möglich, da Cordierit einerseits unter den ermittelten Drucken zusammen mit Disthen instabil ist, andererseits in Probe AB 195A deutlich deformiert ist und unter Niedrigdruck-Bedingungen gesproßte Glimmer überwächst. Da das assoziierte Gefüge aber noch bei verhältnismäßig hohen Temperaturen getempert wurde, ist von einem post-D3-Wachstum auszugehen. Die F4-Verfaltung mit der Deformation des Cordierit erfolgte erst später. Im Hinblick auf die lokal unterschiedliche D4-Faltungsintensität würde dies erklären, warum an den Shaler Cliffs auch undeformierte Individuen beobachtet wurden. Die Beobachtung einer D3-Equilibration und einer nachfolgenden Niedrigdruck-Reequilibration (D4) unterschiedlicher Gefüge stellt ein starkes Argument für das Vorhandensein zweier, kinematisch nicht aneinander gekoppelter amphibolitfazieller Deformations-/Metamorphosestadien D3 und D4 dar.

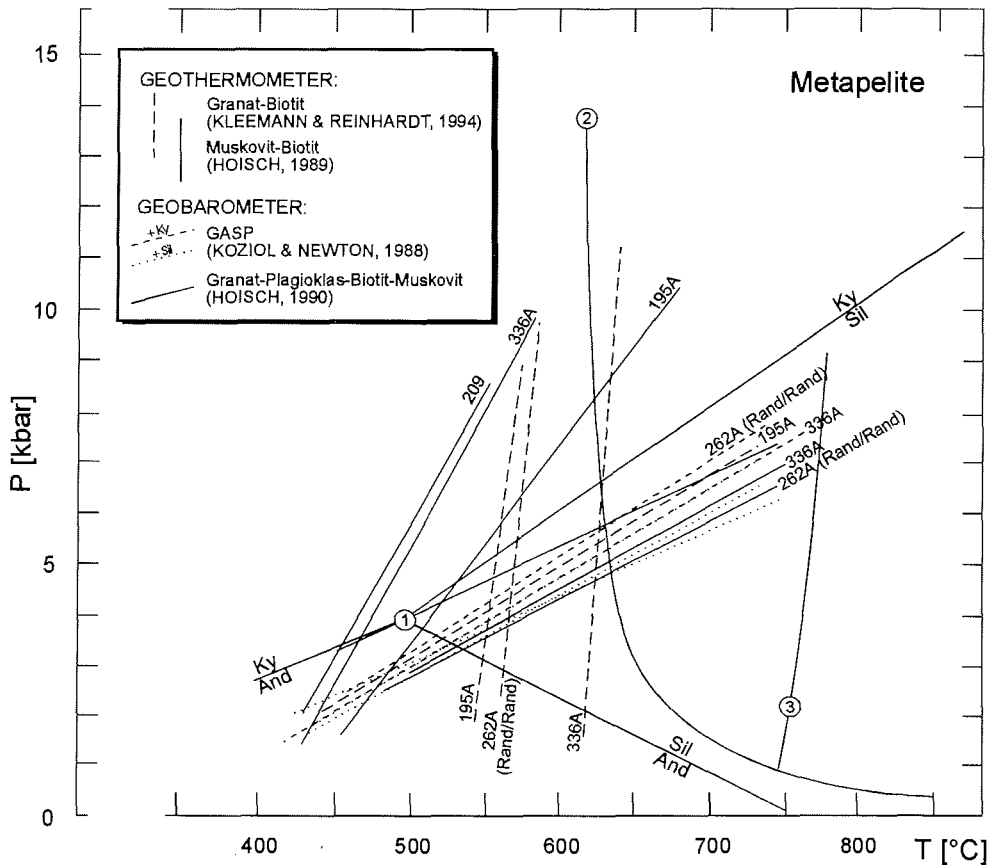
Die Ergebnisse der Muskovit-Biotit-Geothermometrie verdeutlichen ebenfalls das Vorhandensein von mindestens zwei an die Planargefüge S3 und S4 gekoppelter Glimmergenerationen, auch wenn eine Einregelung älterer Schichtsilikate und somit eine partielle Reequilibration der älteren Generation nicht ausgeschlossen werden kann. S3-parallel orientierte Muskovit-Biotit-Paare zeigen Gleichgewichtstemperaturen um 620 °C, während S4-parallele Glimmer aus D4-Gefügen niedrigere Temperaturen (< 600 °C) konserviert haben. Grünschieferfazieller später Muskovit (Serizit) und retrograder Biotit bilden eine dritte (D5) Glimmergeneration.



↑ **Abb. 5-16:** P-T-Diagramm für D3-Paragenesen Al-reicher Metapelite (Granat-Glimmerschiefer, Biotitgneise) zeigt zusammenfassend die Ergebnisse der Granat-Biotit-Thermometrie (KLEEMANN & REINHARDT, 1994), Muskovit-Biotit-Thermometrie (HOISCH, 1989), GASP-Barometrie (KOZIOL & NEWTON, 1988) und Granat-Plagioklas-Muskovit-Biotit-Barometrie (HOISCH, 1990). Die Gleichgewichte wurden alle mit einer größeren Anzahl analysierter Mineralphasen berechnet und anschließend gemittelt. Die Ergebnisse hier nicht aufgeführter Kalibrierungen sind tabellarisch im Anhang dargestellt. 1  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Tripelpunkt nach HOLDAWAY & MUKHOPADHYAY (1993), 2 Granitsolidus nach HOLLAND (1979), 3 Orthopyroxen-in nach SPEAR (1993).

### 5.3 P-T-Entwicklung der nördlichen Shackleton Range

Die geothermobarometrisch abgeleiteten P-T-Bedingungen lassen sich unter Einbeziehung der beobachteten Mineralreaktionen zusammenfassend in einzelne Metamorphosestadien gliedern. Eine zeitliche Einordnung der Metamorphosestadien und ihre Deutung bezüglich der Krustengenese erfolgt in Kapitel 7.



↑ **Abb. 5-17:** P-T-Bedingungen abgeleitet für D4-Paragenesen, die das Stadium der partiellen Reequilibration des Gesteins repräsentieren. Verwendete Geothermobarometer wie angegeben. Erläuterungen wie in Abb. 5-16.

- **MP/HT-Stadium (M1, ?M2), Granulit- bis hochgradige Amphibolitfazies**

Für die D1-Reliktgefüge begleitende Metamorphose (Migmatisierung) in den Gneismigmatiten der Stratton Group lassen sich Bedingungen von  $T_{\min} > 640 - 670 \text{ }^\circ\text{C}$  und  $P_{\min} > 4 - 6 \text{ kbar}$  belegen. Für die nachfolgende Hochtemperatur-Mylonitisierung (D2) der Migmatite läßt sich indes nur eine Abschätzung der Metamorphosetemperaturen ( $\sim 750 \text{ }^\circ\text{C}$ ) angeben, wobei die Gleichgewichtsbeziehungen relativ unsicher sind. Die strukturellen Beziehungen rechtfertigen aber eine Abgrenzung zu M1. Die prograde Zonierung der Plagioklasblasten liefert einen deutlichen Hinweis auf eine isothermale Druckentlastung und/oder Temperaturzunahme, wodurch sich ein zweiter P-T-Punkt (M2) ergibt. Das MP-HT-Stadium endet mit der Abkühlung des Gesteins unter die  $600 \text{ }^\circ\text{C}$ -Isotherme. Eventuell wurde bei der Abkühlung die K-Ar-Schließungstemperatur für Amphibol ( $520 - 550 \text{ }^\circ\text{C}$ ) unterschritten (BROMMER & HENJES-KUNST, im Druck; vgl. Diskussion Kap. 6).

- **MP/HT-Stadium (M3), hochgradige Amphibolitfazies**

Ein frühes HP/HT-Stadium mit Peak-Temperaturen von 680 - 760 °C bei Drucken von 8,5 - 10,5 kbar ist in den D3-deformierten und anschließend equilibrierten Granat-Amphiboliten der nördlichen Herbert Mountains und des Mount Sheffields konserviert. Dabei wurden die assoziierten Gneismigmatite mitüberprägt.

Eine typische Barrow-Paragenese zeigen die  $Al_2SiO_5$ -reichen Metapelite. Die im Stabilitätsfeld des Disthen equilibrierten D3-Gleichgewichte ergeben je nach geothermobarometrischer Methode Peak-Temperaturen von 600 - 660 °C bei Druckbedingungen von 6,5 - 8,0 kbar. Die mittels Geothermobarometrie ermittelten P-T-Daten lassen sich mit den Bedingungen der Temperung der dominanten Planar- (S3) und Lineargefüge (L3) parallelisieren. Gegenüber den Metabasiten zeigen sie eine niedriggradigere D3-Gefügeequilibrierung an. Vermutlich ist dabei der Einfluß der späteren D4-Überprägung in den Metapeliten wesentlich stärker. Offen hingegen bleibt die Frage nach den möglichen in den pelitischen Paragenesen eingefrorenen prograden Maximaldrucken.

- **Retrogrades LP/MT-Stadium (M4), niedriggradige Amphibolitfazies**

Unter Bedingungen von 530 - 610 °C bei  $P \sim 4,0 - 5,5$  kbar equilibriert M4 statisch die an die zweiphasigen Verfaltung gekoppelten D4-Gefüge. Die Reequilibrierung der älteren D3-Gefüge muß dabei unvollständig erfolgt sein und wird auf einen isothermal geprägten Dekompressionspfad (BOHLEN, 1991) zurückgeführt. Das Hinzukommen von Sillimanit und Cordierit in die Paragenese sowie die umfangreiche postkinematische Blastese von Plagioklas repräsentieren ebenfalls dieses Stadium der D4-Überprägung.

- **Retrograde LP/LT-Überprägung (M5), Grünschieferfazies**

Die Umwandlung von Biotit zu Chlorit, die Serizitisierung von Feldspat sowie die Neusproßung von Biotit und Serizit entlang retrograder D5-Scherzonen unter Bedingungen von etwa 450 - 500 °C (M5) markieren das finale Stadium der metamorphen Entwicklung vor dem Übergang zum spröden Verformungsregime (D6).

## 6 GEOCHRONOLOGIE

Dieses Kapitel ergänzt die in den Kapiteln 2 - 5 diskutierten strukturellen und petrologischen Ergebnisse durch neue Altersdaten. Es wurden K-Ar-Datierungen an Hellglimmer, Biotit und Amphibol aus zwei Proben des Pyroxen-Biotitgneises (AB 284, 285), einer Probe des Hochtemperatur-D2-Gneismylonits (AB 12), Proben von vier z. T. granatführenden Amphiboliten (AB 332, 336, ESh 1/1, 2/1) und zwei Pegmatiten (AB 290, Esh-AZ) der nördlichen und zentralen Herbert Mountains durchgeführt (BROMMER & HENJES-KUNST, im Druck). Die geochronologischen Ergebnisse sowie die regionale Verteilung der ermittelten Alterswerte sind in Tabelle 6-2 und Abbildung 6-4 dargestellt. Die entsprechenden Analyseergebnisse sind im Anhang (A6) aufgeführt. In Zusammenarbeit mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) wurden die isotopenchemischen K-Ar-Analysen von Herrn F. HENJES-KUNST durchgeführt.

Die ermittelten Abkühlalter erlauben die zeitliche Erfassung der spät-tektonothermalen Entwicklung des Kristallins der nördlichen Shackleton Range in einem Temperaturintervall von ca. 520 - 300 °C. Sie können daher auch nur indirekt Aufschluß über die zeitliche Beziehung der Deformationsereignisse sowie den Zeitpunkt der Peak-Metamorphose geben. Desweiteren dient die K-Ar-Geochronologie zur Beurteilung der analytischen Eignung des Probenmaterials für die aussagekräftigere <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar-Methode, deren Ergebnisse an anderer Stelle publiziert werden (BROMMER *et al.*, in Vorber.). Die insbesondere für das in Kapitel 7 folgende krustendynamische Modell wichtigen Intrusions- und Metamorphosealter beziehen sich auf die Arbeiten von BROMMER *et al.* (im Druck), TALARICO *et al.* (im Druck) und ZEH *et al.* (im Druck). Die dort genannten U-Pb- und Sm-Nd-Untersuchungen wurden in Kooperation mit dem British Antarctic Survey von Herrn I. MILLAR am NERC Isotope Laboratory in Nottingham (U. K.) durchgeführt.

### 6.1 Edukt- und Metamorphosealter (U-Pb, Sm-Nd)

Neben der auf die späte tektonometamorphe Entwicklung abzielenden K-Ar-Methode (s. u.) stellen die mittels U-Pb- und Sm-Nd-Datierungen bestimmten Intrusions- und Metamorphosealter wichtige Punkte auf dem P-T-d-t-Pfad der Metamorphite der nördlichen Shackleton Range dar. Sie erlauben teilweise die zeitliche Einordnung der in Kapitel 2 dargestellten Deformationsereignisse. Bisher publizierte Intrusionsalter (U-Pb an Zirkonen) zeigen, daß es sich bei den Migmatiten der nordwestlichen Lagrange Nunataks (Mathys Gneis) um Ross-reaktivierte proterozoische Orthogneise handelt (BROMMER *et al.*, im Druck). Diese Alter aus dem westlichen Teil des Arbeitsgebietes lassen sich direkt auf die migmatischen Gneise des Mount Sheffield, des Kendall Basin, der Shaler und Charlesworth Cliffs (Charpentier Gneis) extrapolieren, da gesteinschemische Untersuchungen und Nd-Modellalter (pers. Mittl. I. MILLAR, 1997) eine isotopenchemische Verwandtschaft zwischen dem Mathys Gneis und dem Charpentier Gneis belegen.

Aus den U-Pb-Untersuchungen an Zirkonen (Abb. 6-1) lassen sich für die nördliche Shackleton Range (Lagrange Nunataks, Herbert Mountains) drei krustengenetische Ereignisse ableiten: (1) Die Bildung früher Kruste zu Beginn des Proterozoikum ( $2328 \pm 47$  Ma) in Form von intrusiven granitoiden Schmelzen, (2) die mittelperozoische Migmatisierung des Gesteins bei  $1715 \pm 6$  Ma (D1, ?D2) und (3) eine amphibolitfaziale, D3 - D5 begleitende

Überprägung im Oberkambrium bei  $522 \pm 118$  Ma (BROMMER *et al.*, im Druck). Das Intrusionsalter der Orthogneise liegt dabei innerhalb des Fehlers der Rb-Sr-Gesamtgesteins-Errorchrone ( $2310 \pm 126$  Ma) von PANKHURST *et al.* (1983).

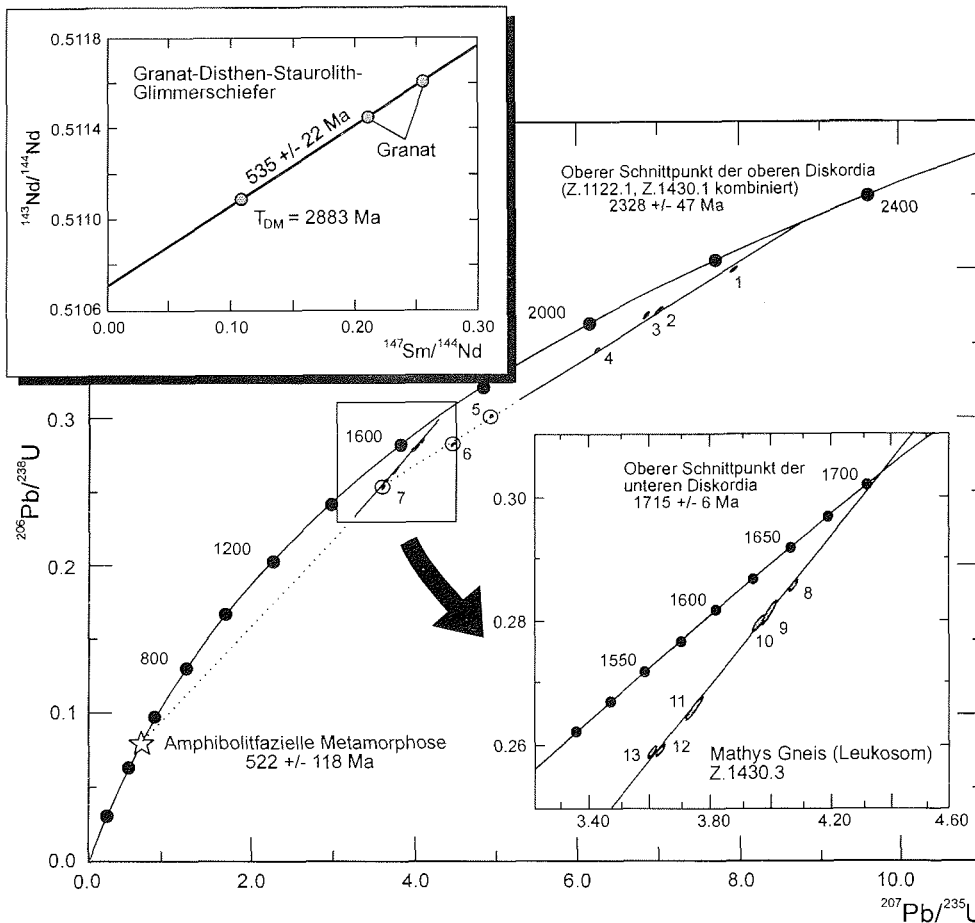
Sm-Nd-Alter metamorph gewachsener Granate (Granat-Disthen-Stauroolith-Glimmerschiefer, Mathys Bank) deuten ebenfalls auf einen Ross-Metamorphosepeak bei  $535 \pm 22$  Ma hin (Abb. 6-1). Ähnliche Alter liefern auch die Migmatite der Haskard Highlands, die für den Mount Weston Gneis einen mittelperozoischen Metamorphosepeak zwischen 1810 - 1665 Ma mit anschließender Abkühlung  $< 600$  °C und für die Ross-Reaktivierung eine metamorphe Überprägung zwischen 532 - 500 Ma ergeben (ZEH *et al.*, im Druck).

## 6.2 K-Ar-Datierung

K-Ar-Alter repräsentieren im Unterschied zu den Ergebnissen der U-Pb- oder Sm-Nd-Datierung (s. o.) nicht Mineralbildungsalter, sondern den Zeitpunkt bei dem der diffusive Argonverlust in dem untersuchten System (Mineral, Gesamtgestein) für das K-Ar-Verhältnis nicht mehr signifikant ist, d. h. das System für K und Ar geschlossen ist. Dieses ist gleichbedeutend mit dem Durchgang durch eine spezifische Isotherme, die der Schließungstemperatur des jeweiligen Minerals entspricht. Sie liegt für Amphibol mit  $\sim 520$  °C beträchtlich höher als für Muskovit ( $350 \pm 50$  °C) oder Biotit ( $300 \pm 50$  °C; PURDY & JÄGER, 1976). Aus den Temperaturunterschieden im Schließungsverhalten lassen sich u. U. Abkühlungsgeschichten von metamorphen und magmatischen Gesteinen rekonstruieren. Fallen die Alterswerte für Glimmer und Amphibole zusammen, so ist von einer  $\pm$  raschen Abkühlungsgeschichte mit hoher Hebungsrate auszugehen, während deutliche Altersdiskordanzen für eine langsame Abkühlung sprechen. Durch mehrphasige thermische Entwicklung(en) oder eine postmetamorphe niedrigtemperierte Überprägung sind Störungen der K-Ar-Systeme möglich. In beiden Fällen resultieren Alterswerte, die nicht mit den geologischen Altern gleichzusetzen sind.

### 6.2.1 Methode

Das für die K-Ar-Datierung relevante natürlich vorkommende, radioaktive  $^{40}\text{K}$ -Isotop macht lediglich 0,01167 Gew.-% des in der Natur vorkommenden Gesamtkaliums aus, welches sich aus den Isotopen  $^{41}\text{K}$ ,  $^{40}\text{K}$  und  $^{39}\text{K}$  zusammensetzt (STEIGER & JÄGER, 1977). 11,2 % des  $^{40}\text{K}$  zerfällt unter Elektroneneinfang und Positronen-Emission zum stabilen radiogenen Tochterisotop  $^{40}\text{Ar}^*$ . Der weitaus größere Teil (88,8 %) wird bei diesem Prozeß zu  $^{40}\text{Ca}$  umgewandelt. Die Zerfallskonstante für  $^{40}\text{K} \Rightarrow ^{40}\text{Ar}^*$  beträgt  $\lambda_e = 0,581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ , was einer Halbwertszeit von  $1,25 \times 10^9$  a entspricht (FAURE, 1986). Durch die für beide Zerfallsprozesse bekannten Konstanten ist es möglich mittels quantitativer Bestimmung von  $^{40}\text{K}$  und  $^{40}\text{Ar}^*$  in Mineral- oder Gesamtgesteinsproben ein Alter zu berechnen (Anhang A6). Da die Atmosphäre ebenfalls geringe Mengen an nicht-radiogenem  $^{40}\text{Ar}$  enthält, müssen die Werte für  $^{40}\text{Ar}^*$  der Proben über das  $^{40}\text{Ar}$ - $^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis der Luft (295,5) für den nicht-radiogenen  $^{40}\text{Ar}$ -Anteil korrigiert werden. Ausführlichere Angaben zum theoretischen Hintergrund der K-Ar-Methode finden sich u. a. bei FAURE (1986).



↑ **Abb. 6-1:** Das Diskordia-Diagramm zeigt die Ergebnisse der U-Pb-Datierung an Zirkonen (1 - 13) der Gneismigmatite (Mathys Gneis-Melanosom, obere Diskordia) und assoziierter Leukosome (untere Diskordia, siehe vergrößerter Ausschnitt) aus den nordwestlichen Lagrange Nunataks. Aus den beiden Diskordia lassen sich drei krustengenetische Ereignisse ableiten: (1) Die Bildung früher Kruste (Intrusion) zu Beginn des Proterozoikum in Form granitoider Schmelzen (oberer Schnittpunkt der oberen Diskordia bei  $2328 \pm 47$  Ma), (2) die mittelproterozoische Migmatisierung des Gesteins (oberer Schnittpunkt der unteren Diskordia bei  $1715 \pm 6$  Ma) und (3) eine amphibolitfaziale Metamorphose bei  $\sim 500$  Ma (erzwungener unterer Schnittpunkt der unteren Diskordia bei  $522 \pm 118$  Ma) verbunden mit Bleiverlust (aus: BROMMER *et al.*, im Druck). Diagramm links oben: Sm-Nd-Metamorphosealter ( $535 \pm 22$  Ma), das an metamorph gewachsenem Granat eines Granat-Disthen-Staurolith-Glimmerschiefers bestimmt wurde. Das ermittelte Alter liegt nahe am metamorphen Peak der Ross-Orogenese (aus: BROMMER *et al.*, im Druck).

Mineral	Gesteinstyp	Probe	Lokalität	Fraktion [µm]	K-Ar [Ma]	2 σ	575	550	525	500
<b>Amphibol</b>	Amphibol-Gneis	AB 12	Mt. Sheffield	250-125	598	± 14	⊕			
	Grt-Amphibolit	AB 332	Charlesworth Cliffs	125-63	551	± 12		⊕		
	Grt-Amphibolit	AB 335	Kendall Basin	125-63	588	± 13	⊕			
	Amphibolit	ESh 1/1	Kendall Basin	160-80	581	± 17	⊕			
	Amphibolit	ESh 2/1	Shaler Cliffs	200-63	508	± 12				⊕
<b>Biotit</b>	Px-Biotitgneis	AB 284	Sludanoy Ridge	250-125	495	± 5				⊕
		AB 284		125-63	497	± 5				⊕
	Px-Biotitgneis	AB 285	Sludanoy Ridge	500-250	496	± 5				⊕
		AB 285		250-125	494	± 5				⊕
		AB 285		125-63	502	± 5				⊕
	Tur-Ms-Pegmatit	AB 290	Maclaren Monolith	500-315	500	± 5				⊕
		AB 290		315-200	501	± 5				⊕
	Grt-Ms-Pegmatit	ESh-AZ	Maclaren Monolith	500-250	502	± 5				⊕
		ESh-AZ		250-160	496	± 5				⊕
<b>Muskovit</b>	Tur-Ms-Pegmatit	AB 290	Maclaren Monolith	500-315	504	± 5				⊕
		AB 290		315-200	506	± 5				⊕
	Grt-Ms-Pegmatit	ESh-AZ	Maclaren Monolith	500-250	503	± 5				⊕
		ESh-AZ		250-160	506	± 5				⊕

↑ **Tab. 6-2:** Ergebnisse der K-Ar-Datierungen aus den nördlichen Herbert Mountains nach BROMMER & HENJES-KUNST (im Druck). Im Unterschied zu den sehr konsistenten Biotit- und Muskovit-Altern, die bei geringen 2σ-Fehlern um 500 Ma liegen, handelt es sich bei den weit streuenden Resultaten der Amphibol-Datierung um gestörte Mischalter (551 - 598 Ma). Während die Phyllosilikate ausschließlich die Phase der postorogenen Abkühlung (Ross) eingefroren haben, ist in den Amphibolen ein älteres thermisches Signal, das durch die Ross-Aufheizung nur unvollständig überprägt wurde, konserviert.

Muskovit, Biotit und Amphibol wurden nach der Probenaufbereitung (Reinigung, Backenbrecher, Scheibenschwingmühle bzw. Walzenmahlwerk) und der Anreicherung mittels Magnetscheider, z. T. mittels Trockenschütteltisch separiert. Die quantitative Bestimmung des <sup>40</sup>K erfolgte dann nach einem Vollaufschluß des Probenmaterials (Probeneinwaagen für



Amphibol ca. 200 mg, für Muskovit-Biotit ca. 50 mg) in HF, HClO<sub>4</sub>- mittels induktivgekoppelter Plasmaanalyse oder Flammenphotometrie.

Ar wurde im Ultrahochvakuum massenspektrometrisch analysiert. Je nach zu erwartenden Alterswerten und K-Gehalten wurden dazu Probeneinwaagen von 40 - 50 mg (Muskovit, Biotit) und 300 - 750 mg (Amphibol) verwendet. Die Proben wurden durch langsames Aufheizen bis zum Aufschmelzen bei ca. 1500 °C vollständig entgast, und das Ar über Kühlfallen, Titanschwämme und SORC-ACs von den unedleren Gaskomponenten (Kohlenwasserstoffe, CO<sub>2</sub>, CO, H<sub>2</sub>) abgetrennt. Die Bestimmung der Ar-Isotopenverhältnisse erfolgte anschließend mittels statistischer Analyse an einem MAT-CH 4 Massenspektrometer.

Die analysetechnisch bedingte mittlere Standardabweichung beträgt in Abhängigkeit vom K-Gehalt für Amphibole ca. 2,5 % und für Glimmer ca. 1 %. Bei der <sup>40</sup>Ar-Bestimmung liegt der Fehler bei ca. 0,3 %. Basierend auf der Statistik für Standardanalysen bezieht sich der jeweils angegebene Fehler (Tab. 6-2) auf ein Konfidenzintervall von 95 % (2σ).

### 6.2.2 K-Ar-Abkühlalter

Bereits publizierte K-Ar-Gesamtgesteinsabkühlalter von Metamorphiten aus den Herbert Mountains liegen zwischen 434 - 268 Ma (HOFMANN *et al.*, 1980). Diese Alter sind aber auf der Grundlage eigener Untersuchungen als zu jung einzustufen. Die Ursache für die niedrigen Alter liegt vermutlich in einem diffusiven Langzeit-Argonverlust, der sich aus der Verwendung hinsichtlich des K-Ar-Systems langfristig instabiler Minerale (Phasenumwandlungen in Feldspäten, z. B. Orthoklas ⇒ Mikroklin) und/oder nicht-quantifizierbarer Alterationen ergibt. Die neu bestimmten K-Ar-Abkühlalter von Muskovit/Biotit einerseits und Amphibol andererseits weichen systematisch voneinander ab. Die Ergebnisse sind in Tab. 6-2 zusammengefaßt.

### 6.3 Amphibolite, Granat-Amphibolite und mylonitische Amphibolgneise

K-Ar-Analysen wurden an zwei Fraktionen Fe-pargasitischer Amphibole des Hochtemperatur-Gneismylonits (Mount Sheffield) sowie an zwei Fraktionen aus vier z. T. granatführender Amphibolite der nördlichen Herbert Mountains durchgeführt. Dabei wurde besonders Wert darauf gelegt, daß alle Präparate frei von Biotit-Kontaminationen waren.

Bezüglich ihrer strukturellen Stellung können die datierten Amphibole in zwei Gruppen eingeteilt werden: (a) Syn-D2 gesproßte Porphyroblasten (Gneismylonit, AB 12) und (b) während D3 reorientierte und teilweise rekristallisierte Amphibole. Die letztgenannte Gruppe umfaßt sowohl boudinierte massige Amphibolitlinsen innerhalb der migmatischen Gneise (ESh 1/1, Kendall Basin; AB 332, Charlesworth Cliffs; AB 335, Kendall Basin) als auch mächtigere Amphibolite, die an den südlichen Shaler Cliffs in Migmatite eingefaltet sind (ESh 2/1). Die analysierten Amphibole ergaben sehr diskordante Alterswerte von 598 ± 14, 588 ± 13, 551 ± 12, 581 ± 17 und 508 ± 12 Ma, wobei ein Trend zu jüngeren Altern in Richtung Süden festzustellen ist (Abb. 6-4).

#### 6.4 Pyroxen-Biotitgneis

Retrograd entlang der dominanten mylonitischen Foliation (S3) gesproßter Biotit aus dem Pyroxen-Biotitgneis (Proben AB 284, 285) wurde ebenfalls K-Ar-isotopenchemisch analysiert. Beide Proben wurden am Gipfel des langgestreckten Nunataks („Sludanoy Ridge“) entnommen, der sich zwischen Maclaren Monolith und Charlesworth Cliffs befindet. Von den fünf analysierten Biotit-Fraktionen ergaben vier nahezu konkordante Alter von  $494 \pm 5$  bis  $497 \pm 5$  Ma. Bei einer  $125 - 63 \mu\text{m}$  Fraktion der Probe AB 285 liegt das ermittelte K-Ar-Alter davon abweichend bei  $502 \pm 5$  Ma. Im Gegensatz zu den Alterswerten der Amphibole kann davon ausgegangen werden, daß es sich bei den konsistenten Biotitaltern um Abkühlalter im eigentlichen Sinn handelt, bei denen das Isotopenverhältnis noch während der späten Ross-Entwicklung vollständig zurückgestellt wurde.

#### 6.5 Pegmatite

Neben kleineren Biotitkristallen wurden sehr grobkörnige, bis zu 5 cm große Muskovitkristalle aus zwei leukokraten Pegmatiten vom Maclaren Monolith separiert (AB 290, ESh-AZ). Bei beiden Proben besteht die Matrix aus grobkörnigem Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz. AB 290 enthält neben Muskovit idiomorphen Turmalin, ESh-AZ vereinzelt Granat. Bezogen auf die während D3 angelegte, nachfolgend durch D4 und D5 retrograd überprägte S3-Foliation, ist der Pegmatit (Probe AB 290) eindeutig als posttektonisch einzustufen (Abb. 6-3), während die Glimmer im deformierten Pegmatoid ESh-AZ foliationsparallel orientiert sind.

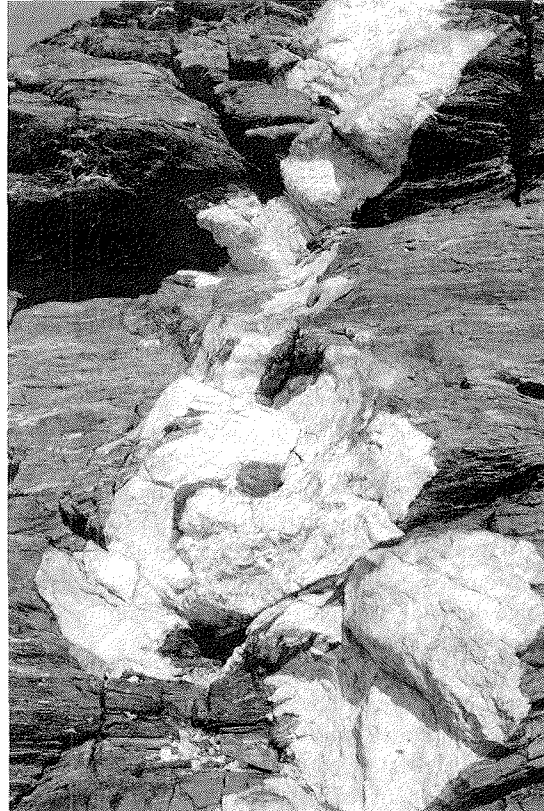
Von insgesamt vier Biotit-Fraktionen für beide Proben ergeben drei Fraktionen konkordante K-Ar-Alter von  $500 \pm 5$  bis  $502 \pm 5$  Ma mit einem resultierenden mittleren Modellalter von  $501 \pm 3$  Ma. Eine  $250 - 160 \mu\text{m}$  Fraktion (ESh-AZ) weicht mit  $496 \pm 5$  Ma von den übrigen Ergebnissen ab. Die Abweichung ist wahrscheinlich auf analysetechnische Ungenauigkeiten bei der Kaliumbestimmung zurückzuführen.

Grobkörniger Muskovit liefert für jeweils zwei Fraktionen beider Proben etwas höhere, aber wie für Biotit ebenfalls konkordante Alter von  $503 \pm 5$  und  $506 \pm 5$  Ma (ESh-AZ) bzw.  $504 \pm 5$  und  $506 \pm 5$  Ma (AB 290), die in einem mittleren Muskovit-Modellalter von  $505 \pm 3$  Ma resultieren. Die geringfügig höheren Abkühlalter für Muskovit sind dabei wahrscheinlich auf die gegenüber Biotit höhere Schließungstemperatur von Muskovit zurückzuführen.

#### 6.6 Interpretation der geochronologischen Ergebnisse

Die an Biotit und Muskovit bestimmten K-Ar-Alterswerte von 506 - 494 Ma wurden als geologisch signifikante Abkühlalter für das finale Stadium der Ross-orogenen Krustenentwicklung interpretiert. Zu diesem Zeitpunkt war die tektonometamorphe Entwicklung der nördlichen Shackleton Range einschließlich der grünschieferfaziellen D5-Scherung abgeschlossen. Ob eine Hellglimmerbildung (Serizit) während der D5-Scherung möglicherweise nahe oder unterhalb der Schließungs-temperaturen für Glimmer erfolgte, ist nicht zu belegen. Wahrscheinlich bieten die Glimmer-Abkühlalter aber eine gute Annäherung an diesen Zeitpunkt. Nachfolgend ist von einem schnellen Durchgang des Gesteins durch das Temperaturintervall  $350 - 300 \text{ }^\circ\text{C}$  auszugehen, da die Ergebnisse von Muskovit und Biotit innerhalb des  $2\sigma$ -Fehlers liegen und somit als nahezu konkordant anzusehen sind. Aus den Werten läßt sich eine mittlere Abkühlrate von  $50 \text{ }^\circ\text{C}$  in 6,5 Ma bzw. von ca.  $8 \text{ }^\circ\text{C}$  pro Ma

ableiten. Eine schnelle Abkühlung belegen auch die probenübergreifend sehr homogenen Ergebnisse der sowohl syn- (AB 284, 285, ESh-AZ) als auch postdeformativen Phyllosilikate (AB 290).



→ **Abb. 6-3:** Posttektonisch intrudierter Pegmatitgang durchschlägt einen stark foliierten Granat-Disthen-Zweiglimmerschiefer (nahe der Scherzone am Maclaren Monolith, Herbert Mountains). Der diskordante Pegmatitgang (AB 290) enthält neben idiomorphem Turmalin große undeformierte Muskovitkristalle mit bis zu mehreren cm Durchmesser, an denen K-Ar-Abkühlalter und Rb-Sr-Mineralbildungsalter (BROMMER *et al.*, in Vorber.) bestimmt wurden.

Eine bei Muskovit und Biotit aufgrund ihrer unterschiedlichen Schließungstemperaturen zu erwartende Altersdiskordanz ist trotz der relativ hohen Auflösung der ermittelten Altersdaten nicht offensichtlich. Eine höher auflösende, d. h. quantitative Erfassung der Exhumierung läßt sich aufgrund der sehr hohen Exhumierungsrate mit diesen Ergebnissen somit nicht durchführen. Die bei allen Proben tendenziell höheren Muskovit-Alter lassen eventuell die höhere Schließungstemperatur für das K-Ar-System erkennen. Die rasche Abkühlung der Gesteine ohne deutliche Muskovit-Biotit-Diskordanz korreliert gut mit dem vorangegangenen isothermalen Abkühlungspfad (Kap. 7).

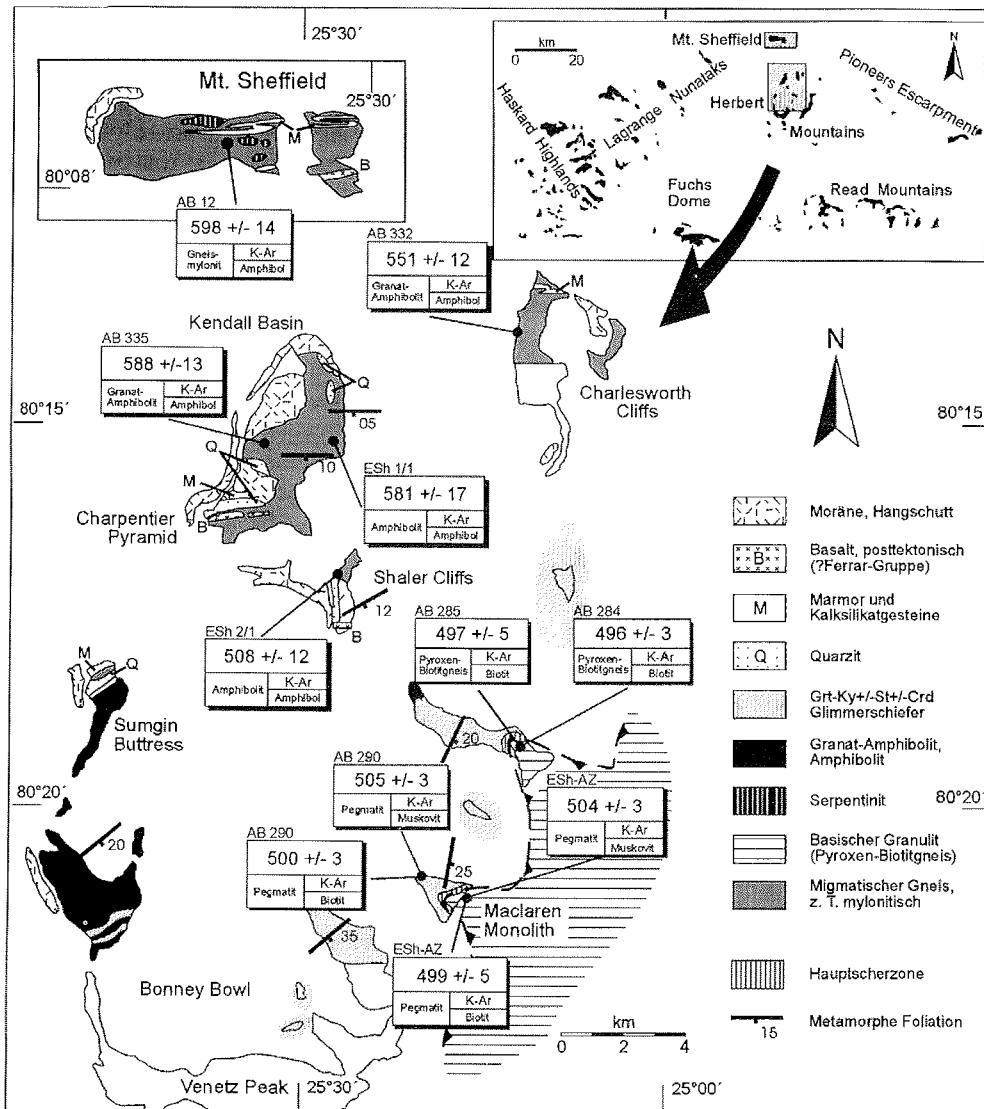
Im Unterschied zu den Ergebnissen der Glimmerdatierung erbrachten die K-Ar-Untersuchungen an Amphibolen keine konsistenten Modellalter. Obwohl aufgrund der höheren Schließungstemperatur für Amphibol mit durchschnittlich höheren Altern zu rechnen war, erfordert die sehr breite chronologische und regionale Streuung der Daten (Abb. 6-4) eine von den Glimmerdatierungen abweichende Interpretation. Es wird angenommen, daß es sich bei den stark streuenden Alterswerten der Amphibole um geologisch nicht-signifikante Mischalter

handelt, die durch unterschiedlich stark gestörte Isotopensysteme infolge einer multiphasen metamorphen Entwicklung verursacht werden. Als einzige Ausnahme spiegelt lediglich die Amphibolitprobe ESh 2/1 (Shaler Cliffs) mit  $508 \pm 12$  Ma ein annähernd typisches Ross-Abkühlalter wider, so wie es für die südlichen Herbert Mountains charakteristisch ist (TALARICO *et al.*, im Druck). In allen übrigen Amphibolen wurde das K-Ar-Isotopensystem während der Ross-Überprägung nur unvollständig zurückgestellt. In Richtung Süden sind die Amphibolalter deutlich verjüngt, was auf eine Intensitätsabnahme der Ross-Überprägung in Richtung Norden erklärt werden kann. Die gestörten Amphibol-Alter lassen sich als eine zeitlich ausgedehnte Ross-Orogenese mit einem metamorphen Frühstadium im Zeitraum von 600 - 550 Ma erklären, wobei die Schließungstemperatur des K-Ar-Systems in Amphibol ( $\sim 520$  °C) in den nachfolgenden Zeit nur äußerst langsam unterschritten wurde. Das finale Stadium der Abkühlung unter 350 °C wäre somit erst ca. 50 - 100 Ma später erfolgt (s. o.). Diese Interpretation widerspricht aber weitgehend dem für die nördliche Shackleton Range abgeleiteten P-T-d-Pfad, der zumindest für die hochtemperierte Ross-Entwicklung (D3 - D4) einen schnellen isothermalen Aufstieg des Gesteins in ein höheres Krustenstockwerk anzeigt.

Die an Biotit und Muskovit ermittelten Altersdaten zeigen eine gute Annäherung an den Zeitpunkt der thermischen Überprägung (500 Ma) in den synorogenen Metaturbiditen der Mount Wegener Decke im Süden der Shackleton Range, deren Sedimentationsalter bei 530 - 525 Ma liegen (BUGGISCH & HENJES-KUNST, im Druck). Ebenfalls einen langandauernden kontinuierlichen Abkühlungs- bzw. Exhumierungsprozeß in einem im heutigen Norden der Shackleton Range gelegenen Liefergebiet dokumentieren dabei die K-Ar-Alter detritischer Muskovite. Beides spricht für die Annahme einer im Zeitraum 600 - 500 Ma kontinuierlichen Krustenverdickung und Hebung im Norden. Ob die Überprägung vor 500 Ma die alleinige Folge der südgerichteten Deckenstapelung im Süden der Shackleton Range war oder die finale thermische Phase der Ross-Orogenese widerspiegelt, muß auf der hier vorgestellten Datengrundlage offen bleiben. K-Ar-Modellalter detritischer Muskovite der postorogenen, vermutlich ordovizischen Blaiklock Glacier Group von 510 - 496 Ma (BUGGISCH & HENJES-KUNST, im Druck) fallen ebenfalls in den Variationsbereich der hier vorgestellten K-Ar-Daten. Diese Alter bestätigen unabhängig voneinander eine hohe Exhumierungsrate, die Erosion als alleinigen Exhumierungsfaktor unwahrscheinlich macht, und als zusätzlichen Mechanismus eine synchron zur mittelkrustalen Krustenstapelung erfolgte oberkrustale Extensionstektonik möglich erscheinen läßt.

Zum anderen ergibt sich eine weitere Interpretationsmöglichkeit aus den von ZEH *et al.* (im Druck) und BROMMER *et al.* (im Druck) publizierten Sm-Nd- und U-Pb-Altersdaten, die für die migmatischen Gneise und somit auch für die assoziierten Metabasite ein wesentlich älteres, alt- bis mittelproterozoisches Entwicklungsstadium angeben. Weitergehende  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen an den Amphiboliten (BROMMER *et al.*, in Vorber.) bestätigen diese Vermutung, da auch hier Basement-Amphibolite gegenüber den Amphiboliten der südlichen Herbert Mountains deutlich ältere Stufenalterswerte zeigen. Für diese geologisch mögliche Interpretation spricht neben der sich nach Süden zunehmende Verjüngung der Alter auch die strukturelle Stellung der beprobten Amphibolite und Gneisderivate, so daß die Altersdaten das Vorhandensein zweier unterschiedlich alter Metabasitgenerationen belegen könnten: [1] Proterozoische Metabasite assoziiert mit Gneismigmatiten sowie [2] Ross-Metabasite des Ophiolith-Komplex. Die variablen Ergebnisse in [1] werden vermutlich durch die partielle Rekristallisation und eine randlich auftretende chemische Korrosion der Amphibole verursacht. Hierdurch kommt es zu einer unterschiedlich starken Störung des K-Ar-Systems und dem

partiellen Auslöschungen eines älteren (?proterozoischen) Isotopensignals. Abweichende Nd-Modellalter von 2,7 - 2,3 Ga für [1] bzw.  $\leq 1,0$  Ga für [2] (TALARICO *et al.*, im Druck) weisen ebenfalls auf eine voneinander unabhängige krustale Entwicklung beider Amphibolit-Typen hin.



↑ **Abb. 6-4:** Regionale Verteilung der ermittelten K-Ar-Abkühlalter in den nördlichen Herbert Mountains (BROMMER & HENJES-KUNST, im Druck). Während Muskovit und Biotit konkordante Ross-Abkühlalter ( $\sim 500$  Ma) liefern, variieren die Ergebnisse für die untersuchten Amphibole beträchtlich. Auffällig ist die Tendenz zu einer Verjüngung in Richtung Süden (vgl. Text).

## 7 TEKTONOMETAMORPHE ENTWICKLUNG

Eine Rekonstruktion der Krustengenese der nördlichen Shackleton Range ist durch die Ross-orogene Überprägung von bereits proterozoisch konsolidierten Krustenteilen erschwert. Die zeitliche Einordnung von Deformationsphasen und begleitender Metamorphose muß daher in zwei Orogenesezyklen erfolgen. Die nördliche Shackleton Range ist damit eines der wenigen Segmente des Ross-Orogens, wo die 500 Ma-Reaktivierung eines älteren Basements (2,3 - 1,7 Ga) identifizierbar ist. Darüberhinaus ist für den nördlichen Gürtel der Shackleton Range, insbesondere im Hinblick auf plattentektonische Interpretationen, die Einbeziehung ozeanischen Krustenmaterials in die Tektogenese von Bedeutung (TESSENHORN, 1995; TALARICO *et al.*, im Druck). Eine synthetische Zusammenfassung der tektonometamorphen Entwicklung des Kristallins der nördlichen Shackleton Range gibt Tab. 7-1 wieder.

### 7.1 P-T-d-t-Entwicklung der nördlichen Shackleton Range

#### 7.1.1 Proterozoische Krustenentwicklung

Das erste tektonometamorphe Ereignis in der nördlichen Shackleton Range stellt die Intrusion granitoider Orthogneise bei 2,3 Ga dar, wobei die Rahmengesteine der Orthogneise bislang unbekannt sind. Im Mittelproterozoikum (1,7 Ga) erfolgte bei Temperaturen > 640 - 670 °C und Drucken > 4 - 6 kbar die durchgreifende tektonothermale Reaktivierung der Granitoide in Form umfangreicher Migmatisierung und hochplastischer Deformation (D1).

Die Gneismigmatite wurden von jüngeren, lediglich lokal angelegten D2-Hochtemperatur-Scherzonen durchsetzt, deren zeitliche Einordnung bislang ungeklärt ist. Die Anlage der assoziierten hochplastischen Gefüge ist aber nachweislich postmigmatisch. Für die *solid-state*-D2-Hochtemperaturgefüge wurden Equilibrierungstemperaturen von 720 - 760 °C ermittelt. Aufgrund ungeeigneter Paragenesen war eine Druckbestimmung parallel zur Ableitung der Metamorphose-temperaturen nicht möglich. Nach der Migmatisierung und der Anlage der postmigmatischen D2-Gefüge im Mittelproterozoikum kühlte das Basement auf Temperaturen < 600 - 550 °C ab (BROMMER *et al.*, im Druck). Über die prä-Ross-Kinematik der proterozoischen Gneiskomplexe lassen sich keine genauen Angaben machen. Isotopen-geochemische Untersuchungen von MILLAR (pers. Mittl., 1997) zeigen aber keine signifikanten Unterschiede zwischen den proterozoischen Gesteinen des Ostantarktischen Kratons im Süden der Shackleton Range (Read Group, OLESCH *et al.*, 1995; BRAUN, 1995; BRAUN, in Vorber.) und den Gneismigmatiten der nördlichen Shackleton Range.

#### 7.1.2 Altpaläozoische (Ross-orogene) Krustenentwicklung

Die Ross-Reaktivierung des Basements erfolgte in der nördlichen Shackleton Range sehr früh. Dies belegen insbesondere die gestörten K-Ar-Abkühlalter der Amphibole aus den in die Basement-Gneise eingeschalteten Amphiboliten, die wahrscheinlich eine kontinuierliche von 598 bis 508 Ma andauernde tektonothermale Aktivität mit nachfolgender Hebung im Norden der Shackleton Range belegen. Hierbei ist eine deutliche Verjüngung der Amphibol-Abkühlalter in Richtung Süden festzustellen. Eine langanhaltende, zweiphasige tektonothermale Aktivität über einen vergleichbaren Zeitraum (560 - 470 Ma) wurde auch von GOODGE & DALLMEYER (1996) aus den Central Transantarctic Mountains berichtet.

Bezüglich der überprägenden Ross-Orogenese lassen sich aufeinanderfolgend ein D3-equilibrierendes Mitteldruckstadium, ein temperaturbetontes, D4-equilibrierendes Niedrigdruckstadium und ein diaphthoritisches Metamorphosestadium (D5) unterscheiden. Der ableitbare P-T-d-t-Pfad verläuft im Uhrzeigersinn zu Beginn der Exhumierung isothermal (Abb. 7-2), was auf eine die Kontinent-Kontinent-Kollision begleitende starke Krustenverdickung und schnelle Hebung hindeutet. Isothermale Dekompression signalisiert auch das späte Wachstum von Hochtemperatur-Niedrigdruck-Mineralen, wie Cordierit und Sillimanit. Danach erfolgte die Abkühlung wesentlich rascher (D5).

Bei einem Vergleich der untersuchten Teilgebiete (Herbert Mountains, Lagrange Nunataks, westliches Pioneers Escarpment) lassen sich anhand der Geländebefunde, der mikrotexturellen Ergebnisse und der ermittelten P-T-Daten keine Hinweise auf eine regional unterschiedlich abgelaufene metamorphe Entwicklung finden. Wohl aber ist die Verformung sehr heterogen.

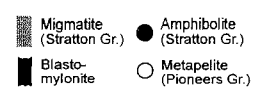
Die Verschuppung aller Einheiten erfolgte während D3 mit einem Top-West-Schersinn unter hochgradig amphibolitfaziellen bis niedriggradig granulitfaziellen Bedingungen. Die D3-Gefüge equilibrieren bei Peak-Temperaturen von 690 - 740 °C und 8,5 - 10,5 kbar (Metabasite), während die D3-Gefüge in Metapeliten, wahrscheinlich bedingt durch die retrograde D4-Überprägung, geringere Gleichgewichtsbedingungen von 620 - 660 °C und 6,5 - 8,0 kbar anzeigen. Als strukturell höchste Einheit sind höhergradige basische Granulitgneise involviert, die der Beleg für einen Deckenbau mit inverser metamorpher Stapelung sind, bei dem heißes Material einer verdickten Oberplatte über eine kühle Unterplatte geschoben wurde.

Der initiale Top-West-Deckenbau (D3) wurde in einem hohen Stockwerk der Mittelkruste erneut deformiert. Die Kinematik (N-S- bis NW-SE-Einengung) der F4-Faltung weicht gegenüber der D3-Deformationsphase ab. Dabei wurden Basement-Gneise älterer Kruste mitverfaltet, die Deformation ist aber streng partitioniert und betrifft vorwiegend rheologisch kontrastierende Gesteine. Abschließend fand die partielle dekompressive D4-Reequilibrierung der Gesteine unter Niedrigdruckbedingungen statt. Die Reequilibrierung der D4-Faltung und ihrer begleitenden Gefüge erfolgte unter Drucken von 4,0 - 5,5 kbar mit einer gegenüber D3 geringen Temperaturabnahme (530 - 610 °C). Das tektonische Regime ist, ebenfalls wie bei der Hauptphase der Krustenstapelung, kompressiv, obwohl während dieser Phase im höheren Stockwerk der Oberkruste das Tektogen bereits kollabiert.

Aufgrund mit der im Süden der Shackleton Range übereinstimmenden Kinematik (südgerichteter Hangendtransport im Süden der Shackleton Range und N-S-Einengung im Norden) und vorliegender Altersdaten scheint eine direkte Korrelation von D4 mit dem südgerichteten Deckenbau (BUGGISCH *et al.*, 1990; BUGGISCH *et al.*, 1994b; BUGGISCH & KLEINSCHMIDT, im Druck) möglich. Demzufolge würde die nördliche Shackleton Range ein entsprechend tieferes strukturelles Stockwerk darstellen.

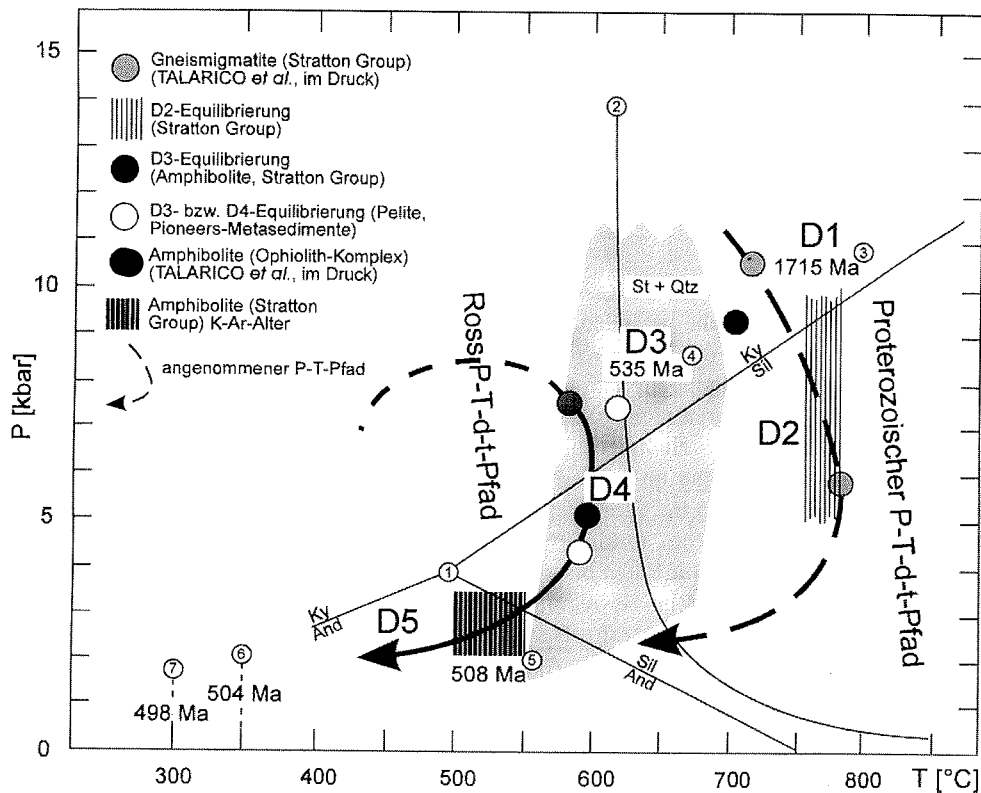
Der kinematische Rahmen der überwiegend flach bis mittelsteil abschiebenden D5-Scherung ist schwierig zu bestimmen, da mehrere Richtungen des tektonischen Transports beobachtet wurden. Allerdings dominiert ein nach Westen bzw. nach Süden gerichteter Hangendtransport, bei dem das ältere D3-Planargefüge vielfach reaktiviert wurde. In den Bernhardt Heights wurde auch eine nach Norden abschiebende Scherzone beobachtet (TALARICO *et al.*, im Druck).

Deformations-phase	Alter	Makrostrukturen	Kinematik	Regionales Ereignis	Mikrogefüge/ Deformation	Krit. Paragenese/ Metamorphose	P-T-Pfad	
		2328 +/- 47 Ma (U-Pb/Zirkon)					Intrusion (Orthogneise)	
Mittelproterozoikum	D1	1715 +/- 6 Ma (U-Pb/Zirkon)	metamorpher Lagenbau Schmelzsegregation superimposed folding	? (kompressiv)	Migmatisierung	migmatische Reliktgefüge	Kf - Pl - Qtz - Grt T > 640 - 670 °C P > 4 - 6 kbar	
	D2	?	Scherzonen in Gneismigmatiten (Blastomylonite)	? (kompressiv)	Intrusion (Basalte) lokale Scherung ? Exhumierung	Pl - + Am-Blastese	Kf - Pl - Am T = 720 - 760 °C	
Ross-Orogenese (Kambro-Ordovizium)	D3	535 +/- 35 Ma (Sm-Nd/Granat) 522 +/- 118 Ma (U-Pb/Zirkon)	Hauptplanar- und lineargefüge (S3, L3)	Top-nach-W (kompressiv)	schräge Konvergenz Kollision Krustenstapelung	z. T. Prismen-[c]- Gleiten in Quarz Equilibrierung	Grt - Ky - St - Bt - Ms - Rt T = 620 - 660 °C P = 6,5 - 8,0 kbar	
	D4	?	polyphase Falten (F4, S4, L4)	N-S (kompressiv)	Krustenverdickung	Rhomböeder-<a>- Gleiten in Quarz Reequilibrierung	Sil - Crd - Pl - Ms - Bt T = 530 - 610 °C P = 4,0 - 5,5 kbar	
	D5	508 +/- 12 Ma (K-Ar/Amphibol) 504 +/- 5 Ma (K-Ar/Muskovit) 498 +/- 5 Ma (K-Ar/Biotit)	retrograde Scherzonen Scherbandgefüge (S5, S5'...) Gänge, Pegmatite Kink-bands	Top-West, teilweise Top-Süd sinistral, z.T. dextral		Basis-<a>-Gleiten in Quarz, Sprödverformung (Grt, Ky, St, Cpx, z.T. Fsp)	Bt - Ms - Chl T = 400 - 500 °C T < 350 °C T < 300 °C	
D6	175 - 110 Ma (Spaltspuren)*	N-S-Störungen SE-NW-Störungen Gänge, Basalte	E-W-Extension NE-SW-Extension	finale Exhumierung		T < 110 - 90 °C*		





← **Tab. 7-1:** Tabellarische Übersicht der tektonometamorphen Ereignisse in der nördlichen Shackleton Range. Die strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallin-gürtels lässt sich in zwei Orogenesezyklen, d. h. in proterozoische sowie altpaläozoische Ereignisse, untergliedern. \* = Apatit-Spaltspurenalter nach SCHÄFER (1997).



↑ **Abb. 7-2:** P-T-d-t-Entwicklung für die verschiedenen tektonometamorphen Einheiten der nördlichen Shackleton Range. **1:**  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Tripelpunkt ( $504 \pm 20$  °C und  $3,75 \pm 0,25$  kbar) und Stabilitätsbereiche von Sillimanit, Disthen und Andalusit nach HOLDAWAY & MUKHOPADHYAY (1993); **2:** Granitsolidus nach HOLLAND (1979); **3:**  $1715 \pm 6$  Ma (U-Pb an Zirkon), **4:**  $535 \pm 22$  Ma (Sm-Nd an Granat) beide nach BROMMER *et al.* (im Druck); **5:**  $508 \pm 12$  Ma (K-Ar an Amphibol), **6:**  $504 \pm 5$  Ma (K-Ar an Muskovit), **7:**  $498 \pm 5$  Ma (K-Ar an Biotit); vgl. Kap. 6 und Tab. 7-1.

### 7.1.3 Exhumierung

Durch eine stärkere Verdickung der Kruste im Norden der Shackleton Range und entsprechend höhere Exhumierungsraten wurden um 500 Ma beide strukturellen Stockwerke nivelliert. Diese deutliche Asymmetrie setzt im Norden einen effektiveren

Exhumierungsprozeß voraus. Eine weiträumige höhertemperierte Krustenextension scheint aber für den Nordrand der Shackleton Range nur eine untergeordnete Rolle gespielt zu haben. Die Deformationsstadien D1 - D4 sind alle durch kompressive Strukturen charakterisiert, allenfalls für D5 läßt sich aufgrund der großen Variabilität der Richtungen des tektonischen Transports ein Hinweis auf ein extensives Regime finden, die ein oberkrustales Auseinandergleiten des Orogens bei gleichzeitiger Verdickung der mittleren Kruste repräsentieren könnte. Daneben scheint für die nördliche Shackleton Range Erosion den wesentlichen Exhumierungsfaktor darzustellen.

Wie die ermittelten K-Ar-Abkühlalter der Glimmer zeigen, haben sich seit dem Unterordovizium (500 - 495 Ma) die Metamorphite der nördlichen Shackleton Range in einem sehr oberflächennahen Krustenniveau befunden. Diesen Zeitrahmen spiegeln auch die von JACOBS *et al.* (1995) publizierten panafrikanischen Abkühlalter aus dem westlichen Dronning Maud Land wider.

Einen Beweis dafür, daß sich die Gesteine der nördlichen Shackleton Range bereits im Ordovizium an der Oberfläche befanden, stellt die Ablagerung der postorogenen Molasse der Blaiklock Glacier Group dar. Nach SCHÄFER (1997) ist die prä-jurassische thermische Entwicklung nach dem Durchgang der Gesteine durch die 300 °C-Isotherme (vgl. Kap. 6) anhand von Apatit-Spaltspuren nicht zu rekonstruieren. Die an Apatit-Spaltspuren bestimmte, zweiphasig verlaufene finale Hebung der Shackleton Range erfolgte erst wesentlich später. Nach einer raschen Abkühlung im mittleren Jura (~ 175 Ma) verbleibt das Kristallin bis zur mittleren Kreide (~ 110 Ma) im Temperaturbereich von 100 - 90 °C. In zwei Schüben mit Hebungsraten < 10 m/Ma vom mittleren Jura bis zur mittleren Kreide und nachfolgend deutlich schnellerer Hebung mit Raten bis zu 80 m/Ma wird die Shackleton Range exhumiert. Hierbei wurden auch tektonische Bewegungen mit Versatzbeträgen von mindestens 300 m identifiziert (SCHÄFER, 1997). Ein Bezug zum Zeitraum der beschriebenen D6-Spröddverformung ist somit zu vermuten. Ähnliche Beobachtungen wurden auch von LISKER (1996) im Bereich des Westantarktischen Riftsystems gemacht.

## 7.2 Krustendynamisches Modell

Auf der Grundlage der in der nördlichen Shackleton Range beobachtbaren Gefüge sind, bezogen auf die Ross-orogene Gefügeentwicklung, zwei kinematische Modelle denkbar:

- 1-phasige Transpression (HARLAND, 1971; SANDERSON & MARCHINI, 1984) mit synchroner Anlage von Hauptfoliation, Linear und Faltung
- 2-phasige Kompression mit der diachronen Anlage von Hauptfoliation (D3) und jüngerer Faltung (D4)

Da steile Scherzonen im Arbeitsgebiet fehlen, ist bei Annahme des erstgenannten Modells eine extreme Partitionierung der Verformung notwendig (JONES & TANNER, 1995; ROBIN & CRUDEN, 1994; TIKOFF & GREENE, 1997), zumal auch steilstehende lineare Gefüge nicht beobachtet wurden. Die Akkomodierung der Lateralkomponente hätte deshalb außerhalb des aufgeschlossenen Gebietes (z. B. Slessor Glacier) erfolgen müssen, denn im Untersuchungsgebiet fanden sich bislang keine Hinweise auf hochtemperierte steile Scherzonen mit Lateralversatz.

Strukturell signifikant ist die im Arbeitsgebiet überwiegende Kolinearität von Lineation und Faltenachsen. Eine synchrone Anlage beider Gefügeelemente bei faltenachsenparalleler Extension (DIETRICH, 1989; JAMISON, 1991) und hohen Kompetenzkontrasten ist zwar mechanisch möglich (WATKINSON, 1975; KOBBERGER & ZULAUF, 1995; GRUJIC & MANCKTELOW, 1995), doch sprechen die untersuchten Mikrogefüge und unterschiedlichen Metamorphosebedingungen (vgl. Kap. 5) dafür, daß vor der Entwicklung der jüngeren F4-Falten bereits eine Foliation mit E-W-Linear existierte. Eine spätkinematische Rotation von Faltenachsen in Richtung einer älteren Lineation kann ebenfalls zur Parallelität der beiden Gefügeelemente führen (SANDERSON, 1973; ESCHER & WATTERSON, 1974; BELL, 1978; WILLIAMS, 1978), doch gibt es in den schwächer beanspruchten Gneisarealen keine Belege für die hierzu notwendigen hohen D4-Verformungsbeträge. Favorisiert wird in dieser Arbeit demnach das zweite Modell, wobei sich die Orientierung der jüngeren Faltenachsen nach der bereits bestehenden linearen D3-Anisotropie (L3) richtet. Daß dies mechanisch möglich ist, wurde sowohl experimentell als auch an natürlich deformierten Gesteinen nachgewiesen (COBBOLD & WATKINSON, 1981; RIDLEY, 1986). Bei Annahme eines orthogonalen Verformungsregimes ist die Einengungsrichtung N-S und steht damit senkrecht zum Translationsvektor der vorangegangenen Krustenstapelung. Geht man aber von einem stark anisotrop vorgezeichneten Krustenteil (Foliation, Lineation) aus, ist es durchaus möglich, daß sich der Verlauf jüngerer Falten der vorgegebenen linearen Anisotropie anpaßt. Dieses „Herumwickeln“ von Falten um ein älteres Linear und die daraus resultierende Kolinearität von Linear und Faltenachsen erfordert nach den experimentellen Untersuchungen eine nur sehr geringe Richtungsänderung des ursprünglichen Translationsvektors. LEBIT & CASEY (1996) haben gezeigt, daß sich selbst bei einer verhältnismäßig geringen Richtungsänderung (ca. 15 - 20 °) des Hauptspannungsvektors ( $\sigma_1$ ) jüngere Faltenachsen der vorgezeichneten linearen Orientierung folgen. Eine vollständige Rotation des Translationsvektors von 90 ° ist demnach nicht notwendig.

Die tektonische Erosion der Unterplatte verbunden mit basaler Akkretion des Krustenmaterials (ONCKEN, 1997) könnten die hohen D3-begleitenden Metamorphosedrucke und die nachfolgende schnelle Exhumierung stark verdickter Kruste im Norden der Shackleton Range erklären. Analog wäre in der südlichen Shackleton Range vermutlich frontale Akkretion ohne nachfolgende Akkumulation des Krustenmaterials der wesentliche krustengenetische Prozeß.

Sicher erscheint auch, daß die krustenverdickenden Phasen D1 bis D4 vor dem Übergang in die Oberkruste erfolgten. Dafür sprechen die recht klaren Orientierungen der Gefüge und die Kinematik. Die Kopplung der D5-Gefüge an ein Extensionsregime ist aber aufgrund der kinematischen Interpretation auf der Grundlage von SC-, SC'-Gefügen ... usw. (PLATT & VISSERS, 1980; BUTLER & FREEMAN, 1996) allein nicht möglich.

Nach den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit lassen sich bei einem schematischen Schnitt durch den nördlichen metamorphen Gürtel der Shackleton Range vier tektonometamorphe Einheiten auseinanderhalten:

- Basische Granulitgneise
- Pioneers-Metasedimente bzw. -vulkanite
- Ophiolith-Komplex

- Stratton-Migmatite

Bei vorausgegangener Subduktion (Abb. 7-3) würden sowohl die erste druckbetonte Metamorphose in den Pioneers-Metamorphiten als auch der Ophiolith-Komplex eine Zugehörigkeit beider Einheiten zur Unterplatte belegen, während es sich bei den basischen Granulitgneisen vermutlich um Unterkrustenmaterial der stark verdickten und somit heißen Oberplatte handelt. Ob die Stratton-Gneise zur Ober- oder Unterplatte gehören, ist noch unklar (vgl. 7.4).

Das krustendynamische Modell in Abb. 7-3 stellt eine Interpretation der strukturellen Entwicklung und Petrogenese der Shackleton Range im Hinblick auf plattentektonische Prozesse dar:

Abb. 7-3a: Krustenverdickung verbunden mit Deformation und Migmatisierung führen um 1,7 Ga in altproterozoisch konsolidierten Krustenbereichen (ca. 2,3 Ga) zur Bildung mobiler Gürtel (*mobile belts*). Diese Fragmente einer frühen Krustengenese wurden später in Form von mittelproterozoischen Gneiskomplexen (Stratton Group) während der Ross-Orogenese recycelt. Ob es sich bei den Stratton-Migmatiten um einen verdrifteten, d. h. einen „exotischen“ Basement-*terrane* eines südafrikanischen Kratons, wie in der Abbildung dargestellt, oder um einen reaktivierten Bestandteil des Ostantarktischen Kratons handelt, ist bislang Spekulation. Die proterozoische Deformation und Metamorphose entspricht den in dieser Arbeit beschriebenen Deformationsereignissen D1 und D2.

Abb. 7-3b: Plattenkonvergenz im Neoproterozoikum hat eine langanhaltende nordgerichtete Subduktion ozeanischer Kruste zur Folge, wobei der Ostantarktische Kraton im Bereich der heutigen Shackleton Range den Charakter eines passiven Kontinentalrandes beibehält. Die Konvergenz der Platten wird vermutlich durch das beginnende Rifting des Iapetus um 575 Ma (GRUNOW *et al.*, 1996; UNRUG, 1997) gesteuert. Während dieses Stadiums werden am dem Ostantarktischen Kraton gegenüberliegenden aktiven Kontinentalrand (oder magmatischen Bogen) pelitische Sedimente frontal akkretiert bzw. auch Ophiolithe obduziert. Die pelitischen Einheiten stellen möglicherweise die Abtragungsprodukte eines grenvillisch (1,0 - 1,1 Ga) geprägten Faltengürtels (z. B. Heimefrontfjella, Natal-Namaqua-Belt) dar.

Abb. 7-3c: Um ca. 550 Ma ist der Ozean fast vollständig geschlossen. Aufgrund schräger Konvergenz (TEYSSIER *et al.*, 1995; HAQ & DAVIS, 1997) der beiden Kontinentalplatten und tektonischer Erosion an der Plattengrenze gelangen basal Fragmente der relativ kalten ozeanischen Platte in die Oberplatte. Unterkrustale, z. T. granulitfazielle Gesteine der heißen Oberplatte werden nachfolgend auf die Unterplatte überschoben (PILI *et al.*, 1997). Eine hochtemperierte Mitteldruckmetamorphose begleitet die basale Akkretion. Dieses Stadium der tektonometamorphen Entwicklung ist mit D3 gleichzusetzen. Die niedriggradigen Metasedimente der Mount Wegener Decke bilden dabei den synorogenen, frontal akkretierten Flysch des Tektogens.

Abb. 7-3d: Erst im späten Stadium der Kontinent-Kontinent-Kollision kommt es durch den Unterschub der leichten kontinentalen Kruste des Ostantarktischen Kratons unter die Oberplatte zu einem dekompressiven Uplift, wobei die resultierende Temperaturabnahme gering ist. Während des Aufstiegs werden alle Einheiten in einem höheren kristallinen Stockwerk erneut kompressiv deformiert (D4-Faltung).

Die intensive D4-Faltentektonik im Norden der Shackleton Range verläuft synchron zum südgerichteten Deckentransport (oberkrustale Vorlandtektonik) im höheren strukturellen Stockwerk der südlichen Shackleton Range. Die dabei angelegten D4-Gefüge equilibrieren nachfolgend unter Bedingungen der unteren Amphibolitfazies. Aufgrund der starken Asymmetrie des Tektogens sind Krustenverdickung und Exhumierung im Norden wesentlich stärker. Die Verteilung der Strukturen in Richtung des Nordrandes der Shackleton Range kann auf das Vorhandensein einer orogenen Wurzelzone hindeuten.

### 7.3 Regionalgeologische Bedeutung der nördlichen Shackleton Range

Der Faltegürtel der Shackleton Range wird nach Norden und Süden von prä-Ross konsolidiertem Basement begrenzt, wobei aber die in der vorliegenden Arbeit näher untersuchten Stratton-Gneise (nördliche Shackleton Range) stärker als die Read Group im Süden von der tektonothermalen Reaktivierung durch die Ross-Orogenese betroffen sind. Im Unterschied zum Transantarktischen Gebirge (STUMP, 1992) handelt es sich bei der Shackleton Range nicht um das Segment eines reinen Subduktions-/Akkretionsorogens.

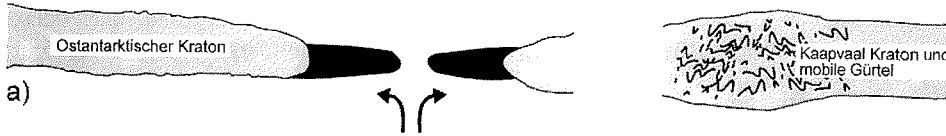
Auffallenderweise fehlen im Vergleich zum Transantarktischen Gebirge, trotz nachgewiesener starker Krustenverdickung und isothermaler Dekompression im nördlichen Teil der Shackleton Range, voluminöse syn- bis postorogene granitische Intrusiva. Ebenfalls finden sich keinerlei Beweise für ein bivergentes Überschiebungssystem, wie es aus dem Victorialand bekannt ist (FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT, 1991; FLÖTTMANN *et al.*, 1993). Das Fehlen der Magmatite und die Begrenzung des Faltegürtels durch älteres Basement sprechen für ein intrakontinentales Tektogen (TESSENHORN, 1995), dessen Genese aber in etwa zeitgleich zu der des übrigen Ross-Orogens erfolgte. Am Nordrand der Shackleton Range finden sich keine Hinweise auf einen nordgerichteten Vorland-Überschiebungsgürtel, dem ein bivergentes Überschiebungssystem *sensu* KLEINSCHMIDT *et al.* (1991) entsprechen würde.

Im Hinblick auf die von KLEINSCHMIDT & BUGGISCH (1994) vorgestellten kinematischen Modelle belegen die durchgeführten Untersuchungen ebenfalls eine orthogonale Kinematik, allerdings gilt dies nur für die späte Phase der Ross-Orogenese (D4). Transpressionsmodelle können, trotz des Fehlens von *strike slip*-Komponenten, wie z. B. steilen Scherzonen mit Blattverschiebungscharakter, für die frühe Phase basaler Akkretion während der Kontinent-Kontinent-Kollision nicht ausgeschlossen werden, doch erscheint dann eine Interpretation durch schiefe Plattenkonvergenz mit sinistralen Lateralversatz am wahrscheinlichsten.

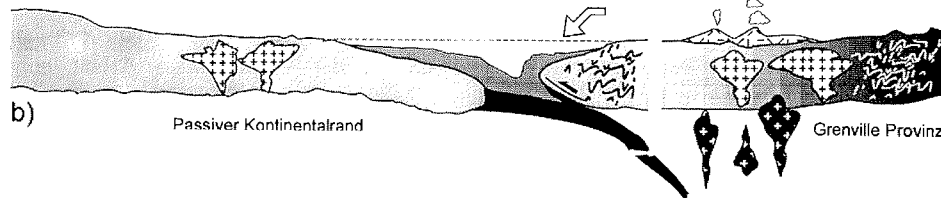
Eine Prägung des kontinentalen prä-Ross-Basements durch die grenvillische Orogenese, wie es die SWEAT-Hypothese (DALZIEL, 1991, 1992; MOORES, 1991; HOFFMANN, 1991) postuliert, ist in der nördlichen Shackleton Range nicht nachweisbar. Somit lassen sich die proterozoischen Stadien der Deformation und Metamorphose nicht mit den grenvillisch geprägten Provinzen der Heimefrontfjella- bzw. des Natal-Namaqua-Belts korrelieren (JACOBS *et al.*, 1993, 1996).

Bei den Al-reichen Metasedimenten der Pioneers Group könnte es sich aber durchaus, wie in Abb. 7-3b angedeutet, um die Abtragungsprodukte eines grenvillisch geprägten Faltegürtels (1,0 - 1,1 Ga) mit aktivem Kontinentalrand nördlich der Shackleton Range handeln.

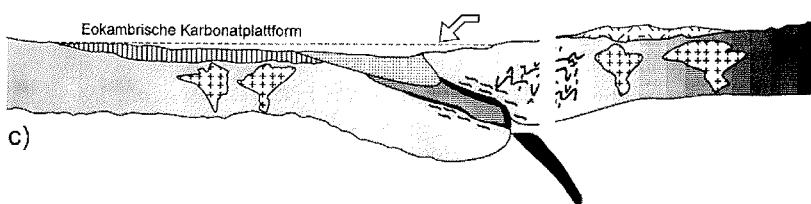
Mittelproterozoische Krustenverdickung ~ 1700 Ma, nachfolgend Rifting



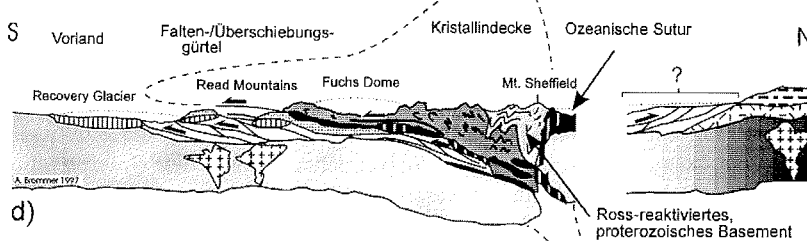
Neoproterozoische Subduktion (?1000) 575 - 550 Ma



Kontinent-Kontinent-Kollision: West-gerichtete Deckenstapelung ~ 550 - 505 Ma



Krustenverdickung und Exhumierung: Mittelkrustale Faltung und oberkrustaler süd-gerichteter Deckenbau ~ 505 - 495 Ma



← Pensacola Mts. S' Shackleton Range N' Shackleton Range Slessor Glacier Heimefrontjella →

	Sedimentation		Vulkanite (1.0 - 1.1 Ga)		abnehmende grenvillische Krustengeneration
	Rifting		Meta-vulkanische/sedimentäre Serie (Pioneers Group)		Proterozoische kontinentale Kruste
	Gondwana-Serie (Permokarbon)		Grenvillische Kruste (Natal-Heimefrontjella)		Ross-reaktiviertes, proteroz. Basement (Stratton-Group)
	Eokambrische Plattformsedimente (Watts Needie Fm.)		Ozeanische Kruste (Ophiolith-Komplex)		Archaich-proterozoisches Basement
	Meta-sedimentärer Flysch (Mount Wegener Decke)		Metabasite		Granitoide, Gabbros
			Ultrabasite		

← **Abb. 7-3:** Krustendynamisches Modell der tektonometamorphen Entwicklung der Shackleton Range vom Mittelproterozoikum (~ 1,7 Ga) bis zum Ende der kambro-ordovizischen Ross-Orogenese (495 Ma): Das schematische Modell zeigt sowohl die Reaktivierung alter, proterozoisch konsolidierter Basement-Migmatite (Stratton Group) als auch die Einbeziehung ozeanischen Krustenmaterials (Ophiolith-Komplex) in die Orogenese. Die Abbildung 7-3d zeigt die Shackleton Range unter Berücksichtigung des heutigen Erosionsniveaus. Erläuterung siehe Text.

---

Über das Alter der ozeanischen Kruste der nördlichen Shackleton Range läßt sich bislang nur spekulieren. Am wahrscheinlichsten ist, daß es sich um ozeanische Kruste des im Mittelproterozoikum bereits offenen Mozambique Ozeans handelt, der sich zum Ende des Neoproterozoikum schließt (TESSENHORN, pers. Mittl. 1996; DALZIEL, 1997, Abb. 11). Hingegen postulieren DALLA SALDA *et al.* (1992) auf der Grundlage der SWEAT-Hypothese (DALZIEL, 1991) ein Hineinreichen des südlichen Iapetus in die Shackleton Range (~ 520 Ma). Plattendivergenz verbunden mit Rifting zwischen der heutigen Grenville-Provinz im Norden und der Shackleton Range im Süden würde dem Modell in Abb. 7-3b entsprechen und relativ früh bei etwa 1,0 Ga beginnen. Demnach hätte über ein sehr langes Zeitintervall (1000 - 550 Ma) auf der gegenüberliegenden Seite des Ostantarktischen Kratons kontinuierlich subduziert werden müssen. Eine erst wesentlich später nach 750 Ma einsetzende Bildung ozeanischer Kruste ist als Folge des Rodinia-Zerfalls wahrscheinlicher, da für diesen Zeitraum Belege für umfangreiche Plattendivergenz und Rifting bereits existieren (UNRUG, 1997).

#### 7.4 Diskussion und Ausblick

Es stellt sich zunächst die Frage, ob es sich bei dem involvierten proterozoischen Krustenmaterial tatsächlich um einen exotischen *terrane*, z. B. um verdriftetes Basement eines südafrikanischen Kratons (z. B. des Kaapvaal Kratons) bzw. eines assoziierten *mobile belt* oder um Ross-reaktiviertes, d. h. tektonisch erodiertes Basement des Ostantarktischen Kratons, handelt (BROMMER *et al.*, in Vorber.). Dementsprechend würde der erste Fall eine ozeanische Suture zwischen nördlicher und südlicher Shackleton Range erfordern, während letzterer die Positionierung der Suture nördlich der Shackleton Range im Bereich des Slessor Glaciers notwendig macht. Bezüglich dieser Fragestellung könnten zukünftige Untersuchungen der  $\epsilon_{Nd}$ -Isotopen-Signatur klären, ob die Gneise der nördlichen Shackleton Range einen Bestandteil der Unterplatte oder Material der Oberplatte darstellen. Da nach Untersuchungen von MILLAR (pers. Mittl., 1997) jedoch keine wesentlichen isotopen-geochemischen Unterschiede zwischen den proterozoischen Gesteinen des Ostantarktischen Kratons im Süden der Shackleton Range und den Gneismigmatiten der nördlichen Shackleton Range erkennbar sind, wird demzufolge die Position der ozeanischen Suture, wie auch im krustendynamischen Modell in Abb. 7-3 dargestellt, nördlich der Shackleton Range angenommen.

Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß die D2-Scherzonen möglicherweise früh-Ross angelegte Gefüge darstellen. Diesbezüglich könnten Altersdatierungen an den Rändern gut zonierte Zirkone mit Hilfe der SHRIMP vielleicht Hinweise auf das genaue Alter dieses Ereignisses liefern.

Über die Polarität einer der Kontinent-Kontinent-Kollision vorangegangenen Subduktion, verbunden mit der teilweisen Obduktion ozeanischen Krustenmaterials, läßt sich im Moment nur spekulieren. Kratonwärts fehlen jedoch im hohen krustalen Stockwerk der südlichen Shackleton Range subduktionsbezogene kalkalkalische Magmatite, insbesondere Vulkanite, so daß ein Abtauchen der Subduktionszone nach Süden unter den Ostantarktischen Kraton unwahrscheinlich erscheint. Zudem haben die Sedimente passiven Kontinentalrand-Charakter (BUGGISCH *et al.*, 1994a; DALZIEL, 1995). Dies gilt in verstärktem Maße auch für die Pensacola Mountains, die ein gegenüber der Shackleton Range höheres strukturelles Stockwerk darstellen und, ähnlich wie der Süden der Shackleton Range, durch Vorlandtektonik charakterisiert sind (STOREY *et al.*, 1996). Da es sich bei der Shackleton Range, so wie es sich augenblicklich darstellt, um ein deutlich asymmetrisches Tektogen mit umfangreicher Krustenstapelung im Norden sowie Vorlandtektonik im Süden handelt, und die Verteilung der Strukturen in Richtung des Nordrandes der Shackleton Range eine plattentektonische Sutur- oder Wurzelzone andeutet, wird eine Subduktion in nördlicher Richtung wahrscheinlich. Die undeformierten Rhyolithe der Littlewood Nunataks sind vermutlich zu alt (1,0 Ga), als daß sie als Anzeiger eines gegenüberliegenden aktiven Kontinentalrandes gelten könnten.

Da eine Kontaktmetamorphose aufgrund der weiträumig vollständigen LP-MT-Homogenisierung, fehlender voluminöser Magmatite und der, trotz geeigneter Zusammensetzung, fehlenden typischen kontaktmetamorphen Paragenesen (z. B. mit Andalusit) weitgehend ausgeschlossen werden kann, müssen andere krustale Prozesse für die späte Niedrigdruck-Reequilibration der Gefüge am Nordrand der Shackleton Range verantwortlich sein. Eine Delamination der Mantellithosphäre ist als Prozeß zwar nicht auszuschließen, doch fehlen Hinweise auf eine hochtemperierte Krustenextension.

Da die amphibolitfaziellen LP-Paragenesen (D4) an kompressive Faltenstrukturen gebunden sind, scheint Krustendehnung (GIBSON, 1991) als Ursache für einen erhöhten Wärmefluß in die mittlere Kruste diesbezüglich keine wesentliche Rolle gespielt zu haben. Für mantelgesteuerte Prozesse, wie *magmatic underplating* (BARTON & HANSON, 1989), gibt es bislang ebenfalls keine Belege. Hingegen ist denkbar, daß ein erhöhter Wärmefluß entlang eines basalen Décollements im Bereich des Übergangs Mittel-/Unterkruste das spät-orogene LP-Ereignis in der nördlichen Shackleton Range verursacht hat. Derartige Décollements verbinden nach den Vorstellungen von OLDOW *et al.* (1990) die durch die Relativbewegungen von Ober- und Unterplatte gesteuerten schrägen Blattverschiebungen mit ihren kogenetischen Faltengürteln, in diesem Fall der Shackleton Range. Nicht auszuschließen ist auch eine durch die schnelle finale Exhumierung der nördlichen Shackleton Range bedingte thermale Anomalie an der Grenze Ober-/Mittelkruste, die eine deutliche Schwächung der Kruste in diesem Bereich zur Folge hat (KOONS, 1987). Diese bisher lediglich modellierten Schwächezonen würden dann den Bereichen hoher D4-Verformung entsprechen.



**8 LITERATURVERZEICHNIS**

- ALDAHAN, A.L., OUNCHANUM, P. & MORAD, S. (1988): Chemistry of micas and chlorite in Proterozoic acid metavolcanics and associated rocks from Hästefält area, Norberg ore district, central Sweden. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 100: 19-34.
- BARTON, M.D. & HANSON, R.B. (1989): Magmatism and the development of low pressure metamorphic belts: implications of the western United States and thermal modeling. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 1051-1065.
- BAUER, W. (1995): Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika). - *Ber. Polarforsch.*, 171, 222 S..
- BEHR, H.-J. (1968): Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges. - *Freiberger Forsch. H.*, C 219: 33-98; Leipzig (VEB Verlag für Grundstoffindustrie).
- BELL, T.H. (1978): Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: the Woodroffe thrust. - *Tectonophys.*, 44: 285-320.
- BELL, R.T. & JEFFERSON, C.W. (1987): An hypothesis for an Australian-Canadian connection in the Late Proterozoic and the birth of the Pacific Ocean. - *Proc. Pacific rim congr. 1987*, 39-50; Parkville, Victoria (Australian Institute of Mining and Metallurgy).
- BERGER, A. & STÜNITZ, H. (1997): Deformation mechanisms and reaction of hornblende: examples from the Bergell tonalite (Central Alps). - *Tectonophys.*, 257: 149-174.
- BERMAN, R.G. (1990): Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. - *Am. Mineral.*, 75: 328-344.
- BLINKINSOP, T.G. & TRELOAR, P.J. (1995): Geometry, classification and kinematics of S-C and S-C' fabrics in the Mushandike area, Zimbabwe. - *J. Struct. Geol.*, 17: 397-408.
- BLUMENFELD, P., MAINPRICE, D. & BOUCHEZ, J.-L. (1986): c-slip in quartz from subsolidus deformed granite. - *Tectonophys.*, 127: 97-115.
- BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J.B. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 104: 208-224.
- BOHLEN, S.R. (1991): On the formation of granulites. - *J. Metam. Geol.*, 9: 223-229.
- BOHLEN, S.R. & LIOTTA, J. (1986): A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. - *J. Petrol.*, 27: 1025-1034.
- BOHLEN, S.R., WALL, V.J. & BOETTCHER, A.L. (1983): Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. - *Am. Mineral.*, 68: 1049-1058.
- BRAUN, H.-M. (1995): Structural investigations in Proterozoic to Lower Palaeozoic rocks in the Read Mountains and the Haskard Highlands of the Shackleton Range, Antarctica. - *Polarforsch.*, 63: 63-99.
- BRAUN, H.-M. (in Vorber.): Strukturgeologische Untersuchungen im kristallinen Grundgebirge der Read Mountains und nördlichen Haskard Highlands, Shackleton Range, Antarktis. - 157 S.; Frankfurt a. M. (unveröff. Dissertation, J. W. Goethe-Universität Frankfurt a. M.).
- BREWER, T.S. (1989): Mesozoic dolerites from the Wichaway Nunataks. - *Antarct. Sci.*, 1: 151-155.
- BROMMER, A. & HENJES-KUNST, F. (1998, in press): Structural investigations and K/Ar-age determination in the northern Herbert Mountains, Shackleton Range. - *Terra Antartica*.

- BROMMER, A., MILLAR, I.L. & ZEH, A. (1998, in press): Geochronology, structural geology and petrology of the northwestern Lagrange Nunataks, Shackleton Range, Antarctica. - *Terra Antarctica*.
- BROMMER, A., MILLAR, I.L., HENJES-KUNST, F., TALARICO, F. & KLEINSCHMIDT, G. (in prep.): Panafrican reactivation of Proterozoic basement in the northern Shackleton Range (Antarctica) during the Neoproterozoic assembly of Gondwana.
- BROWN, W.L. & PARSONS, I. (1988): Intra- and intercrystalline exchange and geothermometry in granulite-facies feldspars. - *Terra cognita*, 8: 263.
- BUCHER, K. & FREY, M. (1994): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. - 308 pp.: Berlin (Springer Verlag).
- BUCHER-NURMINEN, K. & OHTA, Y. (1993): Granulites and garnet-cordierite gneisses from Dronning Maud Land, Antarctica. - *J. Metam. Geol.*, 11: 691-704.
- BUGGISCH, W. & HENJES-KUNST, F. (1998, in press): Stratigraphy, facies and provenance of the Mount Wegener Formation. - *Terra Antarctica*.
- BUGGISCH, W. & KLEINSCHMIDT, G. (1998, in press): Nappe-tectonics in the southern Shackleton Range - new evidence from the SW. - *Terra Antarctica*.
- BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G., KREUZER, H. & KRUMM, S. (1990): Stratigraphy, metamorphism and nappe-tectonics in the Shackleton Range (Antarctica). - *Geodät. u. geophys. Veröff.*, Reihe I, 15: 64-86.
- BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G., HÖHNDORF, A. & POHL, J. (1994a): Stratigraphy and facies of sediments and low-grade metasediments in the Shackleton Range, Antarctica. - *Polarforsch.*, 63: 9-32.
- BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G., KREUZER, H. & KRUMM, S. (1994b): Metamorphic and structural evolution of the southern Shackleton Range during Ross Orogeny. - *Polarforsch.*, 63: 33-56.
- BUTLER, R.W.H. & FREEMAN, S. (1996): Can crustal extension be distinguished from thrusting in the internal parts of mountain belts? A case history of the Entrelor shear zone, Western Alps. - *J. Struct. Geol.*, 18: 909-923.
- CAVARRETTA, G. & PUXEDDU, M. (1990): Schorl-Dravite-Ferridravite Tourmalines deposited by hydrothermal magmatic fluids during early evolution of the Lardello geothermal field, Italy. - *Econ. Geol.*, 85: 1236-1251.
- CLARKSON, P.D. (1972): Geology of the Shackleton Range, a preliminary report. - *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, 31: 1-15.
- CLARKSON, P.D. (1981): Geology of the Shackleton Range, IV. The dolerite dykes. - *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, 53: 201-212.
- CLARKSON, P.D. (1982a): Tectonic significance of the Shackleton Range. - In: CRADDOCK, C. [ed.], *Antarctic Geoscience*, 835-839; Madison.
- CLARKSON, P.D. (1982b): Geology of the Shackleton Range, I. The Shackleton Range Metamorphic Complex. - *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, 51: 257-283.
- CLARKSON, P.D. (1995): 1 Introduction. - In: BRITISH ANTARCTIC SURVEY [ed.], *Geological map of the Shackleton Range*, GEOMAP Series, Sheet 4: 1-7.
- CLARKSON, P.D. & WYETH, R.B. (1983): Geology of the Shackleton Range, III: The Blaiklock Glacier Group. - *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, 52: 233-244.

- COBBOLD, P.R. & QUINQUIS, H. (1980): Development of sheath folds in shear regimes. - *J. Struct. Geol.*, 2: 119-126.
- COBBOLD, P.R. & WATKINSON, A.J. (1981): Bending anisotropy: a mechanical constraint on the orientation of fold axes in an anisotropic medium. - *Tectonophys.*, 58: 1-10.
- CURTIS, M.L. (1997): Gondwanian age dextral transpression and spatial kinematic partitioning within the Heritage Range, Ellsworth Mountains, West Antarctica. - *Tectonics*, 16: 172-181.
- DALLA SALDA, L.H., DALZIEL, I.W.D., CINGOLANI, C.A. & VARELA, R. (1992): Did the Taconic Appalachians continue into southern South America? - *Geology*, 20: 1059-1062.
- DALZIEL, I.W.D. (1991): Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. - *Geology*, 19: 598-601.
- DALZIEL, I.W.D. (1992): On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. - *Geol. Soc. Am. Today*, 2: 237-241.
- DALZIEL, I.W.D. (1995): Die Erde vor Pangäa. - *Spektr. d. Wiss.*, 95: 64-71.
- DALZIEL, I.W.D. (1997): Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109: 16-42.
- DE BETHUNE, P., LADURON, D. & BOCQUET, J. (1975): Diffusion processes in resorbed garnets. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 50: 197-204.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992): *An introduction to the rock-forming minerals*. - 696 pp.; Harlow (A. W. Longman Ltd.).
- DIETRICH, D. (1989): Fold-axis parallel extension in an arcuate fold-and-thrust belt: the case of the helvetic nappes. - *Tectonophys.*, 170: 183-212.
- DORNBUSCH, H.-J. (1995): Gefüge-, Mikrostruktur- und Texturuntersuchungen an Hochtemperatur-Scherzonen in granulitfaziellen Metabasiten der Ivrea-Zone. - *Geotekt. Forsch.*, 83, 94 S., Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- DUTROW, B.L. & HOLDAWAY, M.J. (1989): Experimental determination of the upper temperature stability of Fe-staurolite + quartz at medium pressures. - *J. Petrol.*, 30: 229-248.
- ELKINS, L.T. & GROVE, T.L. (1990): Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. - *Am. Mineral.*, 75: 544-559.
- ESCHER, A. & WATTERSÖN, J. (1974): Stretching fabrics, folds and crustal shortening. - *Tectonophys.*, 22: 223-231.
- ETCHECOPAR, A. & VASSEUR, G. (1987): A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. - *J. Struct. Geol.*, 9: 705-717.
- EVANGELAKAKIS, C., KROLL, H., VOLL, G., WENK, H.-R., MEISHENG, H. & KOEPKE, J. (1993): Low temperature coherent exsolution in alkali feldspars from high-grade metamorphic rocks of Sri Lanka. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 114: 519-532.
- FAURE, G. (1986): *Principles of isotope geology*. - 589 pp.; New York (John Wiley & Sons).
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 66: 113-117.
- FITZ GERALD, J.D. & STÜNITZ, H. (1993): Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. - *Tectonophys.*, 221: 269-297.

- FLETCHER, R.C. (1995): Three-dimensional folding and necking of a power-law layer: are folds cylindrical, and, if so, do we understand why? - *Tectonophys.*, 247: 65-83.
- FLETCHER, J.M. & BARTLEY, J.M. (1994): Constrictional strain in a non-coaxial shear zone: implications for fold and rock fabric development, central Mojave metamorphic core complex, California. - *J. Struct. Geol.*, 16: 555-570.
- FLÖTTMANN, T. & KLEINSCHMIDT, G. (1991): Opposite thrust systems in northern Victoria Land, Antarctica. - *Geology*, 19: 45-47.
- FLÖTTMANN, T., KLEINSCHMIDT, G. & FUNK, T. (1993): Thrust patterns of the Ross/Delamerian orogens in northern Victoria Land (Antarctica) and southeastern Australia and their implications for Gondwana reconstructions. - In: FINDLAY, R.H., UNRUG, R., BANKS, M.R. & VEEVERS, J.J. [eds.], *Gondwana Eight, assembly, evolution and dispersal*, Proceedings of the eighth Gondwana symposium Hobart, Tasmania/Australia/21-24 June 1991, 131-139; Rotterdam, Brookfield (A.A. Balkema).
- FUHRMAN, M.L. & LINDSLEY, D.H. (1988): Ternary-feldspar modeling and thermometry. - *Am. Mineral.*, 73: 201-215.
- GHEENT, E.D. (1976): Plagioclase-garnet- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. - *Am. Mineral.*, 61: 710-714.
- GHEENT, E.D. & STOUT, M.Z. (1981): Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 76: 92-97.
- GHEENT, E.D., ROBBINS, D.B. & STOUT, M.Z. (1979): Geothermometry, geobarometry and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia. - *Am. Mineral.*, 64: 874-885.
- GIBSON, R.L. (1991): Hercynian low-pressure-high-temperature regional metamorphism and subhorizontal foliation development in the Canigou Massif, Pyrenees, France - evidence for crustal extension. - *Geology*, 19 (4): 380-383.
- GOLANOV, N.P., MICHAJLOV, V.M. & SHULJATIN, O.G. (1980): Pervie diagnostiruemie stromatoliti Antarkiti i ich biostratigraficheskoe znachenie [First diagnostic stromatolites from Antarctica and their biostratigraphical significance.]. - *Antarktika*, 19: 159-159.
- GOODGE, J.W. & DALLMEYER, R.D. (1996): Contrasting thermal evolution within the Ross Orogen, Antarctica: evidence from mineral  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. - *J. Geol.*, 104: 435-458.
- GRAHAM, C.M. & POWELL, R.A. (1984): Garnet-hornblende geothermometer: calibration testing and application to the Pelona schist, Southern California. - *J. Metam. Geol.*, 184 (1): 13-31.
- GREEN, H.W., GRIGGS, D.T. & CHRISTIE, J.M. (1970): Syntectonic and annealing recrystallization of fine-grained quartz aggregates. - In: PAULITSCH, P. [ed.], *Experimental and natural rock deformation*, 272-335; Berlin, Heidelberg (Springer-Verlag).
- GREW, E.S. (1984): A review of Antarctic granulite-facies rocks. - *Tectonophys.*, 105: 177-191.
- GREW, E.S. & HALPERN, M. (1979): Rubidium-strontium dates from the Shackleton Range Metamorphic Complex in the Mount Provender area, Shackleton Range, Antarctica. - *J. Geol.*, 87: 325-32.
- GREW, E.S. & MANTON, W.I. (1980): Uranium-lead ages of zircons from Mount Provender, Shackleton Range, Transantarctic Mountains. - *Antarct. J. United States*, 15: 45-46.
- GROSS, A.F.K. & VAN HEEGE, J.P.T. (1973): The high-low-quartz transition up to 10 kb. - *J. Geol.*, 81: 717-724.

- GRUJC, D. & MANCKTELOW, N.S. (1995): Folds with axes parallel to extension direction: an experimental study. - *J. Struct. Geol.*, 17: 279-292.
- GRUNOW, A., HANSON, R. & WILSON, T. (1996): Were aspects of Pan-African deformation linked to Iapetus opening. - *Geology*, 24: 1063-1066.
- GUIDOTTI, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks. - In: BAILEY, S.W. [ed.], *Micas*, Mineral. Soc. Am., Rev. Mineral., 13: 357-467.
- HANDY, M.R. & STREIT, J. (1996): Fabric and rheology of geological materials. - 193 pp.; Gießen (unpubl. lecture script).
- HANMER, S.K. & PASSCHIER, C.W. (1991): Shear-sense indicators: a review. - *Geol. Surv. Can. Pap.*, 90-17, 72 pp..
- HQA, S.S.B. & DAVIS, D.M. (1997): Oblique convergence and the lobate mountain belts of western Pakistan. - *Geology*, 25: 23-26.
- HARLAND, W.B. (1971): Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. - *Geol. Mag.*, 108: 27-42.
- HARLEY, S.L. (1989): The origin of granulites: a metamorphic perspective. - *Geol. Mag.*, 126: 215-247.
- HARLEY, S.L. & FITZSIMONS, C.W. (1991): Pressure-temperature evolution of metapelitic granulites in a polymetamorphic terrane: the Rauer Group, East Antarctica. - *J. Metam. Geol.*, 9: 231-243.
- HARVILL, G. (1969): Deformation history of the Pelona schists, California. - Los Angeles (unpubl. PhD thesis, University of California).
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklastite, Mylonite, zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. - *Eclog. Geol. Helv.*, 78: 273-286.
- HENRY, D.J. & GUIDOTTI, C.V. (1985): Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. - *Am. Mineral.*, 70: 1-15.
- HIBBARD, M.J. (1987): Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. - *J. Geol.*, 95: 543-561.
- HODGES, K.V. & ROYDEN, L. (1984): Geologic thermobarometry of retrograde metamorphic rocks: An indication of the uplift trajectory of a portion of the northern Scandinavian Caledonides. - *J. Geophys. Res.*, 89: 7077-7090.
- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. - *Am. Mineral.*, 67: 1118-1134.
- HOEPPENER, R. (1955): Tektonik im Schiefergebirge. - *Geol. Rdsch.*, 44: 26-58.
- HOFFMANN, P.F. (1991): Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? - *Science*, 252: 1409-1412.
- HÖFLE, H.-C. & BUGGISCH, W. (1995): Glacial geology and petrography of erratics in the Shackleton Range, Antarctica. - *Polarforsch.*, 63: 183-201.
- HOFMANN, J. (1982): Tektonische Untersuchungen in den Herbert Mountains (Shackleton Range, Antarktika). - *Freiberger Forsch. H. C* 371: 9-40; Leipzig (VEB Verlag für Grundstoffindustrie).
- HOFMANN, J., KAISER, G., KLEMM, W. & PAECH, H.-J. (1980): K/Ar-Alter von Doleriten und Metamorphiten der Shackleton Range und der Wichaway-Nunataks, Ost- und Südostumrandung des Filchner-Eisschelfs (Antarktis). - *Z. geol. Wiss.*, 8: 1227-1232.

- HOFMANN, J., PILOT, J., & SCHLICHTING, M. (1981): Das Rb/Sr-Alter von Metamorphiten der Herbert Mountains, Shackleton Range, Antarktika. - *Z. geol. Wiss.*, 9: 835-842.
- HOFMANN, J. & PAECH, H.-J. (1983): Tectonics and relationships between structural stages in the Precambrian of the Shackleton Range, western margin of the East Antarctic Craton. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. [eds.], *Antarctic Earth Science*, 183-189; Canberra.
- HOINKES, G. (1986): Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 92: 393-399.
- HOISCH, T.D. (1989): A muscovite-biotite geothermometer. - *Am. Mineral.*, 74: 565-572.
- HOISCH, T.D. (1990): Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 104: 225-234.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the alumo-silicate phase diagram. - *Am. J. Sci.*, 271: 91-131.
- HOLDAWAY, M.J. & LEE, S.M. (1977): Mg-Fe cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 63: 175-198.
- HOLDAWAY, M.J. & MUKHOPADHYAY, B. (1993): A reevaluation of the stability of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the aluminium silicates. - *Am. Mineral.*, 78: 298-315.
- HOLDAWAY, M.J., DUTROW, B.L. & SHORE, P. (1986): A model for the crystal chemistry of staurolite. - *Am. Mineral.*, 71: 1142-1159.
- HOLDAWAY, M.J., DUTROW, B.L. & HINTON, R.W. (1988): Devonian and Carboniferous metamorphism in west-central Maine: the muscovite-almandine geobarometer and the staurolite problem revisited. - *Am. Mineral.*, 73: 20-47.
- HOLLAND, T.J.B. (1979): Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H<sub>2</sub>O, and internally consistent thermodynamics data for part of the system Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, with application to eclogites and blueschists. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 68: 292-301.
- HOLLAND, T.J.B. & BLUNDY, J.D. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 116: 433-447.
- HOLLAND, T.J.B. & POWELL, R. (1992): Plagioclase feldspars: activity-composition relations based upon Darken's Quadratic Formalism and Landau theory. - *Am. Mineral.*, 77: 53-61.
- HOTTON, R. (1995): Palaeomagnetic studies on mafic dykes of the Shackleton Range, Antarctica and their geotectonic relevance. - *Polarforsch.*, 63: 123-151.
- INDARES, A. & MARTIGNOLE, J. (1985): Biotite-garnet-geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. - *Am. Mineral.*, 70: 272-278.
- JACOBS, J. (1991): Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella, Westliches Dronning Maud Land, Antarctica. - *Ber. Polarforsch.*, 97, 141 S.
- JACOBS, J., THOMAS, R.J. & WEBER, K. (1993): Accretion and indentation tectonics at the southern edge of the Kaapvaal craton during the Kibaran (Grenville) orogeny. - *Geology*, 21: 203-206.
- JACOBS, J., AHRENDT, H., KREUTZER, H. & WEBER, K. (1995): K-Ar, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar and apatite fission-track evidence for Neoproterozoic and Mesozoic basement rejuvenation events in the Heimefrontfjella and Mannefallknasane, East Antarctica. - *Precam. Res.*, 75: 251-262.

- JACOBS, J., BAUER, W., SPAETH, G., THOMAS, R.J. & WEBER, K. (1996): Lithology and structure of the Grenville-aged (~1.1 Ga) basement of Heimefrontfjella (East Antarctica). - *Geol. Rdsch.*, 85: 800-821.
- JAMES, P.R. & TINGEY, R.J. (1983): The Precambrian geological evolution of the East Antarctic metamorphic shield - a review. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. [eds.], *Antarctic Earth Science*, 5-10; Canberra.
- JAMISON, W.R. (1991): Kinematics of compressional fold development in convergent wrench terranes. - *Tectonophys.*, 190: 209-232.
- JOHANNES, W. (1984): Beginning of melting in the granite system Qz-Or-Ab-An-H<sub>2</sub>O. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 86, 264-273.
- JONES, R.R. & TANNER, P.W. (1995): Strain partitioning in transpression zones. - *J. Struct. Geol.*, 17 (6): 793-802.
- KING, S. (1995): Appendix 4 - Gazetteer of the Shackleton Range. - In: BRITISH ANTARCTIC SURVEY [ed.], *Geological map of the Shackleton Range*, GEOMAP Series, Sheet 4: 77-78; Cambridge.
- KLEEMANN, U. & REINHARDT, J. (1994): Garnet-biotite thermometry revisited: the effect of Al<sup>VI</sup> and Ti in biotite. - *Eur. J. Mineral.*, 6: 925-941.
- KLEINSCHMIDT, G. & BUGGISCH, W. (1994): Plate tectonic implications of the structure of the Shackleton Range, Antarctica. - *Polarforsch.* 63: 57-62.
- KLEINSCHMIDT, G. & BROMMER, A. (1997): Indications of late-orogenic collapse in the Ross orogen, Antarctica. - In: RICCI, C.A. [ed.], *The Antarctic Region - Geological Evolution and Processes*, Proceedings of the VII Symposium on Antarctic Earth Science, Siena, 237-243.
- KLEINSCHMIDT, G., BRAUN, H.-M. & BUGGISCH, W. (1991): Gondwana's pacific margin during the early Paleozoic: the Ross Orogen and its structure in the Shackleton Range and North Victoria Land. - In: ULBRICH, H. & ROCHA CAMPOS, A.C. [eds.], *Gondwana seven proceedings*, 19-32; São Paulo.
- KLEINSCHMIDT, G., BUGGISCH, W. & FLÖTTMANN, T. (1992): Compressional causes for the early Paleozoic Ross Orogen - evidence from Victoria Land and the Shackleton Range. - In: YOSHIDA, Y., KAMINUMA, K. & AHIRAIISHI, K. [eds.], *Recent progress in Antarctic earth science*, 227-233; Tokyo (Terra Scientific Publishing Company).
- KOBBERGER, G. & ZULAUF, G. (1995): Experimental folding and boudinage under pure constrictional conditions. - *J. Struct. Geol.*, 17: 1055-1063.
- KOHN, M.J. & SPEAR, F.S. (1989): Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. - *Am. Mineral.*, 74: 77-84.
- KOHN, M.J. & SPEAR, F.S. (1990): Two new barometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont. - *Am. Mineral.* 75: 89-96.
- KOONS, P.O. (1987): Some thermal and mechanical consequences of rapid uplift: an example from the Southern Alps, New Zealand. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86: 307-319.
- KOZIOL, A.M. (1989): Recalibration of the garnet-plagioclase-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz (GASP) geobarometer and application to natural parageneses. - *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 70: 493.
- KOZIOL, A.M. & NEWTON, R.C. (1988): Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz geobarometer. - *Am. Mineral.*, 73: 216-223.
- KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. - *Am. Mineral.*, 68: 277-279.

- KRETZ, R., HARTREE, R. & JONES, P. (1989): Metasomatic crystallization of muscovite in granite and tourmaline in schist related to pegmatite emplacement near Yellowknife, Canada. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 102: 191-204.
- KROHE, A. (1990): Local variations in quartz [c]-axis orientation in non-coaxial regimes and their significance for the mechanics of S-C fabrics. *J. Struct. Geol.*, 12: 995-1004.
- KROHE, A. (1994): Verformungsgeschichte in der mittleren Kruste eines magmatischen Bogens - der variszische Odenwald als Modellregion. - *Geotekt. Forsch.*, 80, 147 S., Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- KROLL, H., EVANGELAKAKIS, C. & VOLL, G. (1993): Two-feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 114: 510-518.
- KRUHL, J.H. (1986): Textures and c-axis orientations of deformed quartz crystals from porphyric dikes of the Alpine "Root Zone" (Western Alps). - *Geol. Rdsch.*, 75: 601-623.
- KRUHL, J.H. (1993): Spezielle Kapitel der Gefügekunde, Mineraltexturen und ihre Verwendung in der petrologisch-tektonischen Analyse. - 71 S. (unveröff. Vorlesungsskript; J.W. Goethe-Universität Frankfurt a. M.).
- KRUHL, J.H. (1996): Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermometer. - *J. Metam. Geol.*, 14: 581-589.
- LAIRD, M.G. (1981): Lower Palaeozoic rocks of Antarctica. - In: HOLLAND, C.H. [ed.], *Lower Palaeozoic of the Middle East, Eastern and Southern Africa, and Antarctica*, 257-314; Chichester (John Wiley and Sons).
- LAIRD, M.G. (1991): Lower-mid-Palaeozoic sedimentation and tectonic patterns on the palaeo-Pacific margin of Antarctica. - In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. [eds.], *Geological evolution of Antarctica*, Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 23-28 August, 177-185; Cambridge (Cambridge University Press).
- LAW, R.D. (1986): Relationships between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice quartzites of Plougastel, western Brittany. - *J. Struct. Geol.*, 8: 493-515.
- LAW, R.D. (1987): Heterogeneous deformation and quartz crystallographic fabric transitions: natural examples from the Moine Thrust zone at the Stack of Glencoul, northern Assynt. - *J. Struct. Geol.*, 9: 819-833.
- LAW, R.D. (1990): Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. - In: KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. [eds.], *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 54: 335-352.
- LAW, R.D., SCHMID, S.M. & WHEELER, J. (1990): Simple shear deformation and quartz crystallographic fabrics: a possible natural example from the Torridon area of NW Scotland. - *J. Struct. Geol.*, 12: 29-45.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. - *Am. Mineral.*, 63: 1023-1052.
- LEBIT, H. & CASEY, M. (1996): Die Interpretation axialer Orientierungen von Falten bei nicht-koaxialer Deformation. In: AMANN, G., HANDLER, R., KURZ, W. & STEYRER, H.P. [eds.], 6. *Symposium für Tektonik, Strukturgeologie und Kristallingeologie*, 10-15. April 1996, 247-248; Salzburg (Facultas-Universitätsverlag).
- LINDSLEY, D.H. & NEKVASIL, H. (1989): A ternary feldspar model for all reasons. - *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 70: 506.



- LISKER, F. (1996): Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspurenanalysen. - *Ber. Polarforsch.*, 198, 108 S..
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. (1979): Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. - *J. Struct. Geol.*, 1: 283-297.
- LISTER, G.S. & HOBBS, B.E. (1980): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. - *J. Struct. Geol.*, 2: 355-370.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. (1984): S-C mylonites. - *J. Struct. Geol.*, 6: 617-638.
- LOYD, G.E. & FREEMAN, B. (1994): Dynamic recrystallization of quartz under greenschist conditions. - *J. Struct. Geol.*, 16: 867-881.
- MAINPRICE, D., BOUCHEZ, J.-L., BLUMENFELD, P. & TUBIÁ, J.M. (1986): Dominant *c*-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. - *Geology*, 14: 819-822.
- MARSH, P.D. (1983a): The stratigraphy and structure of the Haskard Highlands and Otter Highlands of the Shackleton Range. - *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, 60: 23-43.
- MARSH, P.D. (1983b): The Late Precambrian and Early Paleozoic history of the Shackleton Range, Coates Land, Antarctica. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. [eds.], *Antarctic Earth Science*, 190-193; Canberra.
- MARSH, P.D. (1984): The stratigraphy and structure of the Lagrange Nunataks, northern Fuchs Dome and Herbert Mountains of the Shackleton Range. - *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, 63: 19-40.
- MARTIGNOLE, J. & NANTEL, S. (1982): Geothermometry of cordierite-bearing metapelites near the Morin anorthosite complex, Grenville Province, Quebec. - *Can. Mineral.*, 20: 307-318.
- MASSONNE, H.-J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 96: 212-224.
- MICHIBAYASHI, K. (1996): The role of intragranular fracturing on grain size reduction in feldspar during mylonitization. - *J. Struct. Geol.*, 18: 17-25.
- MIRWALD, P.W. (1986): Ist Cordierit ein Geothermometer? - *Fortschr. Mineral.*, 64: 119.
- MOORES, E.M. (1991): Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection, a hypothesis. - *Geology*, 19: 425-428.
- MORIMOTO, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. - *Mineral. Mag.*, 52: 535-550.
- MOYES, A.B., BARTON, J.M. & GROENEWALD, P.B. (1993): Late Proterozoic to Early Palaeozoic tectonism in Dronning Maud Land, Antarctica: supercontinent fragmentation and amalgamation. - *J. Geol. Soc. London*, 150: 833-842.
- NEWTON, R.C. & HASELTON, H.T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartz geobarometer. - In: NEWTON, R.C., NAVROTSKY, A. & WOOD, B.J. [eds.], *Thermodynamics of minerals and melts*, 131-141; New York..
- ODIN, G.S. (1982): Interlaboratory standards for dating purposes. - In: ODIN, G.S. [ed.], *Numerical dating in stratigraphy*, 123-150; New York (John Wiley & Sons).
- OLDOW, J.S., BALLY, A.W. & AVÉ LALLEMANT, H.G. (1990): Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. - *Geology*, 18: 991-994.

- OLESCH, M., BRAUN, H.-M., KAMENEV, E.N., KAMENEVA, G.I. & SCHUBERT, W. (1995): 2 Read Group. - In: BRITISH ANTARCTIC SURVEY [ed.]: *Geological map of the Shackleton Range*, GEOMAP Series, Sheet 4: 8-13.
- ONCKEN, O. (1997): Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). - *Geol. Rdsch.*, 86: 2-20.
- PAECH, H.-J. (1985): Tectonic structures of the Crystalline Basement in the Shackleton Range, Antarctica. - *Z. geol. Wiss.*, 13: 309-319.
- PAECH, H.-J., HAHNE, K. & VOGLER, P. (1991): Sedimentary palaeo-environments of the Rhiphaean Turnpike Bluff Group. - In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. [eds.], *Geological evolution of Antarctica*, Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 23-28. August, 123-128; Cambridge (Cambridge University Press).
- PANKHURST, R.J., MARSH, P.D. & CLARKSON, P.D. (1983): A geochronological investigation of the Shackleton Range. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. [eds.], *Antarctic Earth Science*, 176-182; Canberra (Australian Academy of Science and Cambridge University Press).
- PANKHURST, R.J., KREUZER, H., HÖHNDORF, A. & BELYATSKY, B. (1995): 4 Geochronology. - In: BRITISH ANTARCTIC SURVEY [ed.], *Geological map of the Shackleton Range*, GEOMAP Series, Sheet 4, 53-56; Cambridge.
- PAPIKE, J.J., CAMERON, K.L. & BALDWIN, K. (1974): Amphiboles and pyroxenes: Characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. - *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*, 6: 52-54.
- PASSCHIER, C.W. (1983): The reliability of asymmetric c-axis fabrics of quartz to determine the sense of vorticity. - *Tectonophys.*, 99: 9-18.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. - *J. Struct. Geol.*, 8: 831-843.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. (1996): *Microtectonics*. - 289 pp.; Berlin (Springer-Verlag).
- PATTISON, D. & HARTE, B. (1985): A petrogenetic grid for pelites in the Ballachulish and other Scottish thermal aureoles. - *J. Geol. Soc. London*, 142: 7-28.
- PERCHUK, L.L. & LAVRENT'eva, I.V. (1983): Experimental investigations of the exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. - In: SAXENA, S.K. [ed.], *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*, Adv. Phys. Geochem., 3: 199-240; New York (Springer-Verlag).
- PILI, E., SHEPPARD, S.M.F., LARDAUX, J.-M., MARTELAT, J.-E. & NICOLLET, C. (1997): Fluid flow versus scale of shear zones in the lower continental crust and the granulite paradox. - *Geology*, 25: 15-18.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. - *J. Struct. Geol.*, 2: 397-410.
- PLYUSNINA, L.P. (1982): Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 80: 140-146.
- POLDERVAART, R. E. & HESS, D. (1951): Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. - *J. Geol.*, 89: 472-489.
- POWELL, R. (1985): Regression diagnostics and robust regression in geothermometer-geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. - *J. Metam. Geol.*, 3: 231-243.

- POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B. (1988): An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations, 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. - *J. Metam. Geol.*, 6: 173-204.
- POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B. (1990): Calculated mineral equilibria in the pelite system KFMASH (K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O). - *Am. Mineral.*, 75: 367-380.
- POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B. (1994): Optimal geothermometry and geobarometry. - *Am. Mineral.*, 79: 120-133.
- PRICE, G.P. (1985): Preferred orientations in quartzites. - In: WENK, H.-R. [ed.], *Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*, 485-406; London (Academic Press).
- PURDY, J.W. & JÄGER, E. (1976): K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. - *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova*, 30: 19-40.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987): *The techniques of modern structural Geology II, Folds and fractures*, 309-700; London (Academic Press).
- REINHARD, M. (1931): *Universal-Drehtischmethoden. Einführung in die kristalloptischen Grundbegriffe und die Plagioklasbestimmung*. - 119 S.; Basel (Verlag von B. Wepf & Cie).
- RIBBE, P.H. (1983): The chemistry, structure and nomenclature of feldspars. - In: RIBBE, P.H. [ed.], *Feldspar mineralogy*, Mineral. Soc. Am., Rev. Mineral., 2: 1-19.
- RIDLEY, J. (1986): Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction - a model and observations. - *J. Struct. Geol.*, 8: 647-653.
- ROBIN, P.-Y. F. & CRUDEN, A.R. (1994): Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. - *J. Struct. Geol.*, 16: 447-466.
- ROLAND, N.W., KLEINSCHMIDT, G. & BUGGISCH, W. (1988): Geological Expedition to the Shackleton Range (GEISHA 1987/88). Nappe structure and a meteorite find. - *BGR-Circular 7*, 20 pp.; Hannover.
- ROLAND, N.W., OLESCH, M. & SCHUBERT, W. (1995a): Petrogenesis of the metasediments from the Pioneers Escarpment, Shackleton Range, Antarctica. - *Polarforsch.*, 63: 165-182.
- ROLAND, N.W., BRAUN, H.-M., HOFMANN, J., KAMENEV, E.N., KAMENEVA, G.I. KLEINSCHMIDT, G., OLESCH, M. & PAECH, H.-J. (1995b): 4 Pioneers Group. - In: BRITISH ANTARCTIC SURVEY [ed.], *Geological map of the Shackleton Range*, GEOMAP Series, Sheet 4: 20-28; Cambridge.
- ROWELL, A.J. & REES, M.N. (1991): Setting and significance of the Shackleton Limestone, Central Transantarctic Mountains. - In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. [eds.], *Geological evolution of Antarctica*, Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 23-28 August, 171-176; Cambridge (Cambridge University Press).
- SANDER, B. (1930): *Gefügekunde der Gesteine*. - 352 S.; Wien (Springer-Verlag).
- SANDERSON, D.J. (1973): The development of fold axes oblique to the regional trend. - *Tectonophys.*, 16: 55-70.
- SANDERSON, D.J. & MARCHINI, W.R.D. (1984): Transpression. - *J. Struct. Geol.*, 6: 449-458.
- SCHÄFER, T. (1997): Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen. - 117 S. (unveröff. Dissertation, Universität Bremen).

- SCHLIESTEDT, M. (1980): Phasengleichgewichte in Hochdruckgesteinen von Sifnos, Griechenland. - 143 S.; Braunschweig (unveröff. Dissertation, TU Braunschweig).
- SCHMID, S.M. & CASEY, M. (1986): Complete fabric analysis as some commonly observed quartz [c]-axes patterns. - *Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, 36: 263-286.
- SCHUBERT, W. & WILL, T. (1994): Granulite-facies rocks of the Shackleton Range, Antarctica. Conditions of formation and preliminary petrogenetic implications. - *Chem. Erde*, 54: 355-371.
- SCHUBERT, W. & OLESCH, M. (1995): Cordierite in the Shackleton Range, Antarctica, first recorded occurrence. - *Polarforsch.*, 63: 153-164.
- SCHUBERT, W., BRAUN, H.-M., KAMENEV, E.N. & OLESCH, M. (1995): 3 Stratton Group. - In: BRITISH ANTARCTIC SURVEY [ed.]: *Geological map of the Shackleton Range*, GEOMAP Series, Sheet 4: 14-19; Cambridge.
- SCHULZE, P. (1992): Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land, Antarktis). - *Ber. Polarforsch.*, 117, 321 S.
- SCHULZE, P. & OLESCH, M. (1990): Granulitfazielle Relikte im Pioneers Escarpment, Shackleton Range, Antarktis. - *Europ. J. Mineral.*, 2: 234.
- SEMOV, V.S. & SOLOV'EV, I.A. (1986): Pozdenarkheysko-ranneproterozoyskie metamorficheskie poyasa khrebt Shekltona i gor Princ Charles (Antarktika). [Late Archean-Early Proterozoic metamorphic belts of the Shackleton Range and the Prince Charles Mountains (Antarctica)]. - *Geotektonika*, 5: 35-52.
- SHELLEY, D. (1993): *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. - 445 pp.; London (Chapman & Hall).
- SIMPSON, C. & WINTSCH, R.P. (1989): Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. - *J. Metam. Geol.*, 7: 261-275.
- SKIDMORE, M.J. & CLARKSON, P.D. (1972): Physiography and glacial geomorphology of the Shackleton Range. - *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, 30: 69-80.
- SKROTZKI, W. (1990): Microstructure in hornblende of a mylonitic amphibolite. - In: KNIPE, R.J. & RUTTER, E. H. [eds.], *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 54: 321-325.
- SKROTZKI, W. (1992): Defect structure and deformation mechanisms in naturally deformed hornblende. - *Phys. Stat. Sol.*, 131: 606-624.
- SMITH, J.V. & BROWN, W.L. (1988): *Feldspar minerals*. - 828 pp. (Vol. I); Berlin (Springer-Verlag, 2nd edition).
- SOLOV'EV, I.A. & GRIKUROV, G.E. (1978): Pervye nakhodki Srednekembrijskikh trilobitov v khrebt Sheltova, Antarktika (First records of Middle Cambrian trilobites in the Shackleton Range). - *Antarktika*, 17: 187-189.
- SPEAR, F.S. (1989): Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. - In: SPEAR, F.S. & PEACOCK, S.M. [eds.], *Metamorphic pressure-temperature-time paths*, Am. Geophys. Union, Short course in Geology, 7: 1-56.
- SPEAR, F.S. (1993): *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*, Mineral. Soc. Am. Monogr. - 789 pp.; Washington D.C.
- SPEAR, F.S. & CHENEY, J.T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO-MgO-K<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub>O. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 101: 149-164.

- SPEAR, F.S. & KIMBALL, K.L. (1984): RECOMP - a FORTRAN IV program for estimating Fe<sup>3+</sup> contents in amphiboles. - *Comp. Geol.*, 10: 317-325.
- SPEAR, F.S. & SELVERSTONE, J. (1983): Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 83: 348-357.
- SPAETH, G., HOTTEN, R., PETERS, M. & TECHMER, K. (1995): Mafic dykes in the Shackleton Range, Antarctica. - *Polarforsch.*, 63: 101-121.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977): Subcommission on geochronology: the use of decay constants in geo- and cosmochronology. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359-362.
- STEPHENSON, P.J. (1966): Geology, I. Theron Mountains, Shackleton Range and Whichaway Nunataks, with a section on paleomagnetism of the dolerite intrusions by D.J. BLUNDELL. - *Trans-Antarctic Expedition 1955-1958 Scientific Reports*, 8: 1-79; London.
- STOREY, B.C. (1991): The crustal blocks of West Antarctica within Gondwana: reconstruction and break-up model. - In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. [eds.], *Geological evolution of Antarctica*, Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 23-28. August, 587-592; Cambridge (Cambridge University Press).
- STOREY, B.C., MACDONALD, D.I.M., DALZIEL, I.W.D., ISBELL, J.L. & MILLAR, I.L. (1996): Early Paleozoic sedimentation, magmatism, and deformation in the Pensacola Mountains, Antarctica: the significance of the Ross orogeny. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108: 685-707.
- STUMP, E. (1992): The Ross Orogen of the Transantarctic Mountains in light of the Laurentia-Gondwana split. - *Geol. Soc. Am. Today*, 2: 1, 30-31.
- STUMP, E. (1995): *The Ross Orogen of the Transantarctic Mountains*. - 284 pp.; Cambridge (Cambridge University Press).
- STUMP, E., KORSCH, R.J. & EDGERTON, D.G. (1991): The myth of the Nimrod and Beardmore orogenies. - In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. [eds.], *Geological evolution of Antarctica*, Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 23-28. August, 143-148; Cambridge (Cambridge University Press).
- TALARICO, F., KLEINSCHMIDT, G. & HENJES-KUNST, F. (1998, in press): First report of an ophiolitic complex in the northern Shackleton Range, Antarctica. - *Terra Antarctica*.
- TALBOT, C.J. & SOKOUTIS, D. (1992): The importance of incompetence. - *Geology*, 20: 951-953.
- TESSENHOHN, F. (1995): Shackleton Range, Ross Orogen and SWEAT-hypothesis. - *Abstracts of 7<sup>th</sup> International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, 371; Siena.
- TESSENHOHN, F. & THOMSON, M.R.A. (1990): European geological initiative for the Shackleton Range. - *Antact. Sci.*, 2: 265-266.
- TESSENHOHN, F. & WÖRNER, G. (1991): The Ross Sea rift system, Antarctica: structure, evolution and analogues. - In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. [eds.], *Geological evolution of Antarctica*, Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 23-28 August, 273-277; Cambridge (Cambridge University Press).
- TESSENHOHN, F., KLEINSCHMIDT, G. & THOMSON, M.R.A. (1995): EUROSHACK - ein praktisches Beispiel für Kooperation in der Antarktis. - *Ber. Polarforsch.*, 168: 92-93.
- TESSENHOHN, F., BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G. & HENJES-KUNST, F. (1997): Internationale geologische Expedition in die Shackleton Range. - *Ber. Polarforsch.*, 219: 149-169.
- TEYSSIER, C., TIKOFF, B. & MARKLEY, M. (1995): Oblique plate motion and continental tectonics. - *Geology*, 23: 447-450.

- THOMSON, A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Mg,Fe) phase relations. - *Am. J. Sci.*, 276: 425-454.
- THOMSON, M.R.A. (1972): Inarticulate Brachiopoda from the Shackleton Range and their stratigraphical significance. - *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, 31: 17-22.
- TIKOFF, B. & GREENE, D. (1997): Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. - *J. Struct. Geol.*, 19: 29-39.
- TRACY, R.J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. - In: FERRY, J.M. [ed.], *Characterization of metamorphism through mineral equilibria*, Mineral. Soc. Am., Rev. in Mineral., 10, 355-397; Washington D. C..
- TRÖGER, W.E. (1982): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1, Bestimmungstabellen (5. erweit. Aufl.). - 188 S.; Stuttgart (E. Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhandlung).
- TULLIS, J.A., CHRISTIE, J.M. & GRIGGS, D.T. (1973): Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 297-314.
- UNRUG, R. (1997): Rodinia to Gondwana: The geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. - *Geol. Soc. Am. Today*, 7: 1-6.
- UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY [ed.] (1983): Shackleton Range (Antarctica) 1:250.000. - *Antarctica Reconnaissance Series* SU 26-30/1\*, 20°W-31°W; Reston.
- VERNON, R.H. (1991): Questions about myrmekite in deformed rocks. - *J. Struct. Geol.*, 13: 979-985.
- VOLL, G. (1976): Recrystallisation of quartz, biotite, feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. - *Schweiz. Petrogr. Mitt.*, 56: 641-647.
- WATKINSON, A.J. (1975): Multilayer folds initiated in bulk plane strain, with the axis of no change perpendicular to the layering. - *Tectonophys.*, 28: 7-11.
- WEBER, B. (1990): Late Proterozoic microbiota from the Turnpike Bluff Group, Shackleton Range. - *Geodät. geophys. Veröff.*, R. I, 15: 118.
- WEBERS, G.F., CRADDOCK, C. & SPLETTSTOESSER, J.F. (1992): Geologic history of the Ellsworth Mountains, West Antarctica. - In: WEBERS, G.F., CRADDOCK, C. & SPLETTSTOESSER, J.F. [eds.], *Geology and Paleontology of the Ellsworth Mountains (West Antarctica)*, *Geol. Soc. Am. Memoir* 170, 1-8; Boulder.
- WENK, E. (1943): Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). - *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 23: 265 - 295.
- WENK, H.-R. & CHRISTIE, J.M. (1991): Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. - *J. Struct. Geol.*, 13: 1091-1110.
- WILLIAMS, G.D. (1978): Rotation of contemporary folds into the X-direction during overthrust processes in Laksefjord, Finnmark. - *Tectonophys.*, 48: 29-40.
- WILSON, K.M., ROSOL, M.J., HAY, W.W. & HARRISON, C.G.A. (1989): New model for the tectonic history of West Antarctica: a reappraisal of the fit of Antarctica in Gondwana. - *Eclog. Geol. Helv.*, 82: 1-35.
- WOODSWORTH, G.J. (1977): Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. - *Can. Mineral.*, 15: 230-242.

- WORLEY, B.A. & WILSON, C.J.L. (1996): Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressional orogenesis, an example from the Central Longmen Shan, China. - *J. Struct. Geol.*, 18: 395-411.
- XU, G., WILL, T. & POWELL, R. (1994): A calculated petrogenetic grid for the system  $K_2O$ - $FeO$ - $MgO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ , with particular reference to contact-metamorphosed pelites. - *J. Metam. Geol.*, 12: 99-120.
- YARDLEY, B.W.D. (1989): *An introduction to metamorphic petrology*. - 253 pp.; Harlow (Longman).
- ZEH, A. (1996): Die Druck-Temperatur-Deformations-Entwicklung des Ruhlaer Kristallins (Mitteldeutsche Kristallinzone). - *Geotekt. Forsch.*, 86, 212 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- ZEH, A., MILLAR, I.L., KRONER, U. & GÖRZ, I. (1998, in press): P-T-D-t-evolution of the northern Haskard Highland, Shackleton Range, Antarctica. - *Terra Antarctica*.

## 9 ANHANG

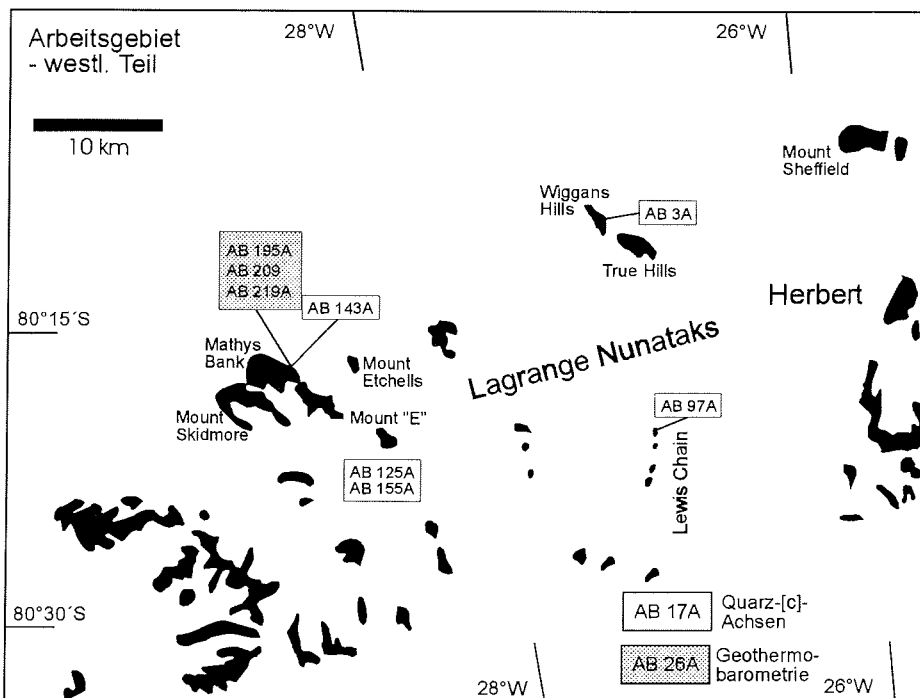
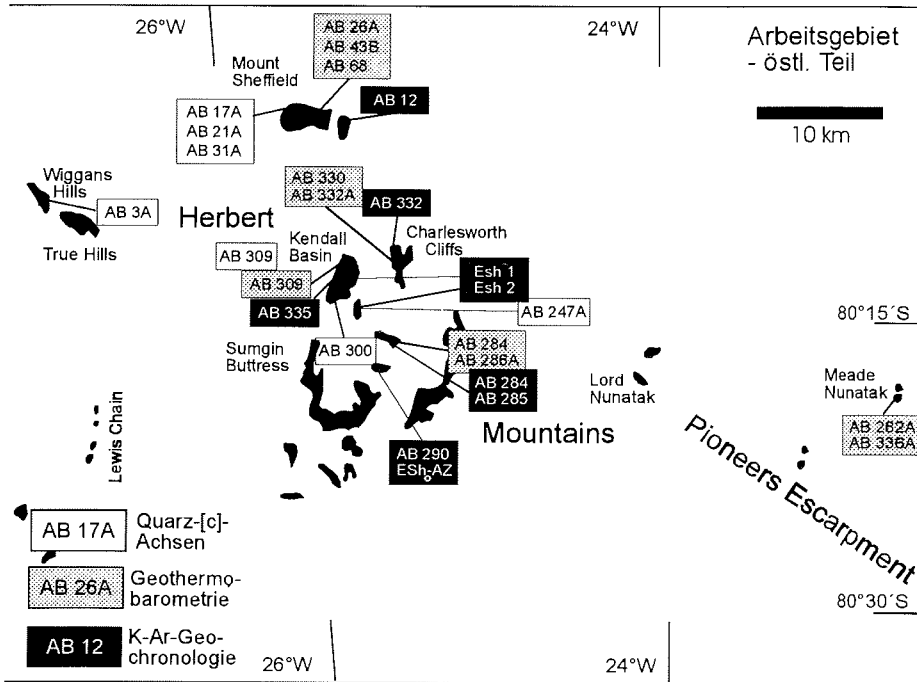
### A1 Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

Für häufig verwendete Bezeichnungen und Mineralnamen wurden folgende Abkürzungen verwendet (Mineralnamen nach KRETZ, 1983):

Ab	Albit	Pl	Plagioklas
Act	Aktinolith	Prg	Pargasit
Ad	Andradit	Prp	Pyrop
Alm	Almandin	Qtz	Quarz
Als	Alumosilikat	rel.	Reliktphase
Am	Amphibol	Rt	Rutil
An	Anorthit	Ser	Serizit
And	Andalusit	Sid	Siderophyllit
Ann	Annit	Sil	Sillimanit
Ap	Apatit	Sps	Spessartin
Aug	Augit	Srp	Serpentin
Bt	Biotit	St	Staurolith
Cc	Kalzit	Tlc	Talk
Ce	Celsian	Tnt	Titanit
Cel	Celadonit	Trm	Tremolit
Cpx	Klinopyroxen	Tur	Turmalin
Crd	Cordierit	V	Gasphase
Crn	Korund	Wo	Wollastonit
Di	Diopsid	Won	Wonesit (Na-Biotit)
Eas	Eastonit	Uv	Uwarowit
En	Enstatit	Zrn	Zirkon
Ep	Epidot		
Fs	Ferrosilit		
Grs	Grossular		
Grt	Granat		
Hbl	Hornblende		
Hd	Hedenbergit		
Hem	Hämatit		
Ilm	Ilmenit		
Kf	Kalifeldspat		
Ky	Kyanit (Disthen)		
Ma	Margarit		
Mgn	Magnetit		
Mcl	Mikroklin		
Ms	Muskovit		
n <sub>e</sub>	Rotationachse der Indikatrix		
Ol	Olivin		
Opx	Orthopyroxen		
Or	Orthoklas		
pfu	per formula unit/pro Formeleinheit		
Pa	Paragonit		
Phe	Phengit		
Phl	Phlogopit		



A2 Aufschlußkarte



### A3 Beprobte Aufschlüsse

Geographische Lage der im Text erwähnten Lokationen in der Shackleton Range (nach KING, 1995):

Absalom. Mount	80°24'S, 25°24'W	Shaler Cliffs	80°17'S, 25°29'W
Baines Nunatak	80°19'S, 23°58'W	Sheffield. Mount	80°10'S, 25°42'W
Benev. Mount	80°16'S, 27°45'W	Shotton Snowfield	80°35'S, 23°40'W
Bernhardi Heights	80°20'S, 25°00'W	Skidmore. Mount	80°19'S, 28°57'W
Blaiklock Glacier	80°35'S, 29°40'W	Slessor Glacier	79°50'S, 26°00'W
Bonney Bowl	80°22'S, 25°36'W	Stephenson Bastion	80°46'S, 27°12'W
Charlesworth Cliffs	80°14'S, 25°18'W	Stratton Glacier	80°25'S, 28°50'W
Charpentier Pyramid	80°16'S, 25°37'W	Sungin Buttress	80°18'S, 25°44'W
Clarkson Cliffs	80°28'S, 27°04'W	Theron Mountains	79°02'S, 28°05'W
Dragons Back. The	80°23'S, 28°33'W	Truë Hills	80°13'S, 26°51'W
Du Toit Nunataks	80°44'S, 25°50'W	Venez Peak	80°23'S, 25°30'W
Etchells. Mount	80°18'S, 28°21'W	Watts Needle	80°44'S, 24°59'W
Fuchs Dome	80°36'S, 27°50'W	Wegener. Mount	80°44'S, 23°31'W
Geikie Nunatak	80°24'S, 25°52'W	Weston. Mount	80°28'S, 29°10'W
Haskard Highlands	80°30'S, 29°15'W	Whichaway Nunataks	81°33'S, 28°26'W
Herbert Mountains	80°20'S, 25°30'W	Stratton Glacier	80°25'S, 28°50'W
Högbom Outcrops	80°15'S, 24°52'W	Sungin Buttress	80°18'S, 25°44'W
Hollingworth Cliffs	80°26'S, 25°33'W	Theron Mountains	79°02'S, 28°05'W
Kendall Basin	80°15'S, 25°39'W	True Hills	80°13'S, 26°51'W
Lagrange Nunataks	80°18'S, 27°50'W	Venez Peak	80°23'S, 25°30'W
Lewis Chain	80°23'S, 26°50'W	Watts Needle	80°44'S, 24°59'W
Lord Nunatak	80°21'S, 24°01'W	Wegener. Mount	80°44'S, 23°31'W
Maclaren Monolith	80°20'S, 25°23'W	Weston. Mount	80°28'S, 29°10'W
Mathys Bank	80°19'S, 28°30'W	Whichaway Nunataks	81°33'S, 28°26'W
Meade Nunatak	80°23'S, 21°58'W		
Nostoc Lake	80°24'S, 30°05'W		
Otter Highlands	80°38'S, 30°00'W		
Pensacola Mountains	83°45'S, 55°00'W		
Provender. Mount	80°23'S, 29°55'W		
Ramsay Wedge	80°26'S, 25°43'W		
Read Mountains	80°42'S, 24°15'W		
Recovery Glacier	81°10'S, 25°30'W		
Schimper Glacier	80°20'S, 25°12'W		

**Tab. A4-1:**  
Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Granaten (Grt-Ampibolite AB 43B, 68, 332A) auf der Basis von 24 Sauerstoffatomen mit Fe<sup>3+</sup>-Rückrechnung

Probe	AB 43					AB 68									
	K2b Grt1	K2b Grt2	K2b Grt3	K2 Grt1	K2 Grt2	K2 Grt1	K2 Grt2	K2 Grt3	K2 Grt4	K2 Grt5	K1 Grt2	K1 Grt6	K1 Grt8	K6 Grt1	
Analyse:	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	
SiO <sub>2</sub>	38,97	38,72	39,21	39,04	39,23	38,27	37,88	37,73	37,87	37,84	36,65	37,35	36,91	36,97	
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,01	0,04	0,00	0,05	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,01	0,00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,91	22,11	22,11	22,22	22,17	21,14	21,5	21,33	21,08	21,22	20,46	20,93	20,54	20,76	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,08	0,05	0,02	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,55	0,55	0,54	0,55	1,09	0,41	0,59	0,76	0,44	1,76	1,41	2,13	1,52	
MgO	9,55	9,46	9,70	9,31	9,09	4,67	4,24	4,37	4,28	4,46	2,39	2,08	2,17	2,22	
CaO	3,53	3,64	3,60	4,68	4,69	7,54	7,27	7,42	7,60	7,29	8,49	8,73	8,69	8,59	
MnO	0,91	0,85	0,84	0,82	0,78	1,73	2,62	2,09	2,33	2,28	2,58	2,72	2,72	2,71	
FeO	24,46	24,31	24,41	23,71	24,11	26,21	26,06	26,02	25,69	25,76	26,71	27,57	27,11	27,10	
Summe:	99,95	99,68	100,48	100,31	100,67	100,71	100,09	99,62	99,67	99,32	99,08	100,84	100,29	99,87	
Kationen O = 24															
Si	5,971	5,947	5,969	5,953	5,969	5,978	5,962	5,961	5,983	5,988	5,915	5,93	5,902	5,922	
Ti	0,003	0,002	0,005	0,000	0,006	0,005	0,004	0,002	0,004	0,004	0,005	0,002	0,001	0,000	
Al	3,957	4,003	3,967	3,994	3,975	3,892	3,988	3,971	3,925	3,957	3,892	3,916	3,871	3,919	
Cr	0,005	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,010	0,006	0,002	0,001	0,000	0,004	0,001	0,000	
Fe <sup>3+</sup>	0,064	0,064	0,063	0,062	0,063	0,128	0,049	0,070	0,091	0,052	0,214	0,168	0,256	0,183	
Mg	2,181	2,166	2,201	2,116	2,062	1,087	0,995	1,029	1,008	1,052	0,575	0,492	0,517	0,530	
Ca	0,580	0,599	0,587	0,765	0,765	1,262	1,226	1,256	1,286	1,236	1,468	1,485	1,489	1,474	
Mn	0,118	0,111	0,108	0,106	0,101	0,229	0,349	0,28	0,312	0,306	0,353	0,366	0,368	0,368	
Fe <sup>2+</sup>	3,134	3,123	3,107	3,023	3,068	3,424	3,43	3,438	3,395	3,408	3,606	3,66	3,626	3,63	
XFe	0,59	0,59	0,59	0,59	0,60	0,76	0,78	0,77	0,76	0,76	0,86	0,88	0,88	0,87	
XMn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,07	0,06	0,07	0,06	0,08	0,08	0,08	0,08	
Formelbesetzung:															
Si	5,971	5,947	5,969	5,953	5,969	5,978	5,962	5,961	5,983	5,988	5,915	5,93	5,902	5,922	
Al	0,029	0,053	0,031	0,047	0,031	0,022	0,038	0,039	0,017	0,012	0,085	0,070	0,098	0,078	
Tetraeder	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	
Ti	0,003	0,002	0,005	0,000	0,006	0,005	0,004	0,002	0,004	0,004	0,005	0,002	0,001	0,000	
Al	3,928	3,950	3,936	3,947	3,944	3,869	3,95	3,932	3,907	3,945	3,807	3,846	3,773	3,841	
Cr	0,005	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,01	0,006	0,002	0,001	0,000	0,004	0,001	0,000	
Fe <sup>3+</sup>	0,064	0,064	0,063	0,062	0,063	0,128	0,049	0,070	0,091	0,052	0,214	0,168	0,256	0,183	
Oktaeder	4,000	4,018	4,006	4,009	4,012	4,004	4,012	4,011	4,004	4,002	4,026	4,020	4,032	4,024	
Mg	2,181	2,166	2,201	2,116	2,062	1,087	0,995	1,029	1,008	1,052	0,575	0,492	0,517	0,530	
Ca	0,580	0,599	0,587	0,765	0,765	1,262	1,226	1,256	1,286	1,236	1,468	1,485	1,489	1,474	
Mn	0,118	0,111	0,108	0,106	0,101	0,229	0,349	0,28	0,312	0,306	0,353	0,366	0,368	0,368	
Fe <sup>2+</sup>	3,134	3,123	3,107	3,023	3,068	3,424	3,43	3,438	3,395	3,408	3,606	3,66	3,626	3,630	
X-Position	6,013	5,999	6,004	6,010	5,994	6,002	6,000	6,002	6,001	6,002	6,002	6,003	6,000	6,003	
Summe:	16,013	16,017	16,010	16,019	16,007	16,007	16,012	16,013	16,005	16,004	16,027	16,024	16,032	16,027	
Endglieder:															
Uv	0,12	0,06	0,06	0,00	0,00	0,06	0,25	0,16	0,06	0,03	0,00	0,09	0,03	0,00	
Ad	1,68	1,63	1,70	1,54	1,71	3,31	1,30	1,81	2,35	1,39	5,47	4,26	6,43	4,57	
Grs	7,95	8,35	8,08	11,18	11,04	17,7	19,08	19,08	19,07	19,2	19,00	20,45	18,37	19,99	
Alm	52,06	52,03	51,72	50,30	51,18	57,01	57,02	57,18	56,53	56,77	60,08	60,91	60,41	60,48	
Sps	1,96	1,84	1,80	1,76	1,68	3,81	5,81	4,65	5,19	5,09	5,88	6,09	6,14	6,13	
Prp	36,23	36,09	36,64	35,21	34,39	18,11	16,54	17,12	16,79	17,52	9,58	8,19	8,62	8,83	

Tab. A4-2:

Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Granaten (Metapelite AB 195A, 219, 262A, 286A, 309, 336A) auf der Basis von 24 Sauerstoffatomen mit Fe<sup>3+</sup>-Rückrechnung

Probe	AB 195A			AB 219		AB 286A		AB 262A		AB 309		AB 336			
	K4 Grt1	K4 Grt4	K4 Grt7	K9 Grt1	K9 Grt2	K1 Grt1	K1 Grt2	K4 Grt2	K4 Grt4	K4 Grt5	Grt 9	Grt 11	K3 Grt1	K3 Grt3	K3 Grt4
<b>Analyse:</b>	Rand	Rand	Kern	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand
SiO <sub>2</sub>	36,84	36,95	37,19	36,91	37,09	37,46	37,15	37,02	37,12	37,06	36,47	36,38	37,51	37,6	37,64
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,00	0,00	0,02	0,04	0,05	0,01	0,00	0,01	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,10	21,27	21,31	20,84	20,96	21,20	21,14	21,12	21,26	20,97	20,49	20,22	21,41	21,13	21,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	0,21	0,80	0,95	0,32	0,11	0,04	0,58	0,24	0,65	1,35	1,01	0,18	0,18	0,19
MgO	3,37	2,88	4,21	3,08	3,13	3,31	3,29	4,19	3,17	3,22	0,56	0,67	5,71	5,22	5,19
CaO	0,96	1,05	1,23	0,85	0,82	3,24	3,40	1,40	1,36	1,32	6,87	4,03	1,25	1,13	1,33
MnO	0,94	1,00	0,81	1,53	1,62	2,63	1,66	0,87	1,35	1,32	5,91	5,79	0,49	0,54	0,63
FeO	36,57	36,96	35,14	36,45	36,25	32,19	32,49	34,51	35,91	35,88	28,36	31,53	33,00	32,94	33,47
Summe:	100,92	100,32	100,69	100,64	100,23	100,19	99,21	99,69	100,43	100,46	100,05	99,67	99,61	98,78	99,67
<b>Kationen O = 24</b>															
Si	5,906	5,955	5,926	5,943	5,979	5,988	5,988	5,948	5,960	5,956	5,927	5,968	5,961	6,024	5,995
Ti	0,006	0,000	0,000	0,002	0,005	0,006	0,001	0,000	0,001	0,006	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002
Al	3,986	4,040	4,002	3,955	3,982	3,994	4,016	3,999	4,023	3,972	3,925	3,910	4,010	3,990	3,978
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,004	0,001	0,001
Fe <sup>3+</sup>	0,131	0,025	0,096	0,116	0,039	0,013	0,004	0,071	0,029	0,078	0,165	0,125	0,022	0,022	0,022
Mg	0,805	0,692	1,000	0,739	0,752	0,789	0,791	1,004	0,759	0,771	0,136	0,164	1,353	1,247	1,232
Ca	0,165	0,181	0,210	0,147	0,142	0,555	0,587	0,241	0,235	0,227	1,196	0,708	0,213	0,194	0,227
Mn	0,128	0,137	0,109	0,209	0,221	0,356	0,227	0,118	0,184	0,180	0,814	0,805	0,066	0,073	0,085
Fe <sup>2+</sup>	4,903	4,982	4,683	4,909	4,886	4,303	4,379	4,637	4,822	4,822	3,854	4,326	4,387	4,414	4,458
XFe	0,86	0,88	0,82	0,87	0,87	0,85	0,85	0,82	0,86	0,86	0,97	0,96	0,76	0,78	0,78
XMn	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,07	0,04	0,02	0,03	0,03	0,17	0,15	0,01	0,01	0,01
<b>Formelbesetzung:</b>															
Si	5,906	5,955	5,926	5,943	5,979	5,988	5,988	5,948	5,960	5,956	5,927	5,968	5,961	6,024	5,995
Al	0,094	0,045	0,074	0,057	0,021	0,012	0,012	0,052	0,040	0,044	0,073	0,032	0,039	0,000	0,005
Tetraeder	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Ti	0,006	0,000	0,000	0,002	0,005	0,006	0,001	0,000	0,001	0,006	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002
Al	3,892	3,995	3,928	3,898	3,961	3,981	4,004	3,947	3,983	3,928	3,852	3,878	3,972	3,990	3,973
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,004	0,001	0,001
Fe <sup>3+</sup>	0,131	0,025	0,096	0,116	0,039	0,013	0,004	0,071	0,029	0,078	0,165	0,125	0,022	0,022	0,022
Oktaeder	4,029	4,020	4,023	4,016	4,005	4,000	4,015	4,018	4,013	4,012	4,023	4,008	4,000	4,016	3,999
Mg	0,805	0,692	1,000	0,739	0,752	0,789	0,791	1,004	0,759	0,771	0,136	0,164	1,353	1,247	1,232
Ca	0,165	0,181	0,210	0,147	0,142	0,555	0,587	0,241	0,235	0,227	1,196	0,708	0,213	0,194	0,227
Mn	0,128	0,137	0,109	0,209	0,221	0,356	0,227	0,118	0,184	0,180	0,814	0,805	0,066	0,073	0,085
Fe <sup>2+</sup>	4,903	4,982	4,683	4,909	4,886	4,303	4,379	4,637	4,822	4,822	3,854	4,326	4,387	4,414	4,458
X-Position	6,001	5,992	6,002	6,003	6,001	6,003	5,983	6,000	5,999	6,000	6,000	6,003	6,019	5,928	6,003
Summe:	16,030	16,012	16,025	16,019	16,006	16,003	15,998	16,017	16,013	16,013	16,023	16,011	16,018	15,967	16,002
<b>Endglieder:</b>															
Uv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06	0,09	0,03	0,03
Ad	3,40	0,63	2,39	2,93	1,11	0,47	0,14	1,76	0,76	2,11	4,21	3,17	0,61	0,62	0,62
Grs	0,00	2,40	1,11	0,00	1,25	8,77	9,66	2,25	3,16	1,68	15,72	8,62	2,92	2,65	3,16
Alm	81,16	83,15	78,02	81,36	81,42	71,69	73,09	77,28	80,38	80,36	64,2	72,02	72,81	74,44	74,25
Sps	2,11	2,28	1,82	3,46	3,69	5,93	3,78	1,97	3,06	2,99	13,55	13,39	1,09	1,24	1,42
Prp	13,33	11,55	16,66	12,25	12,53	13,14	13,20	16,73	12,65	12,86	2,26	2,73	22,46	21,02	20,52

Tab. A4-3:

Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Klinopyroxenen (Cpx-Biotitgneis AB 284, Grt-Amphibolit AB 332A) auf der Basis von 6 Sauerstoffatomen mit Fe<sup>3+</sup>-Rückrechnung

Probe	AB 284										AB 332A				
	Cpx 2 Kern	Cpx 3 Kern	Cpx 4 Kern	Cpx 5 Rand	Cpx 6 Rand	Cpx 7 Rand	Cpx 8 Kern	Cpx 9 Kern	Cpx 10 Rand	Cpx 13 Kern	Cpx 14 Kern	Cpx 1 Kern	Cpx 2 Kern	Cpx 3 Kern	Cpx 4 Kern
<b>Analyse:</b>															
SiO <sub>2</sub>	53,08	52,99	52,83	52,62	52,46	52,38	52,71	52,07	52,89	51,99	52,18	51,82	49,92	50,27	50,35
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,00	0,03	0,02	0,03	0,06	0,03	0,01	0,05	0,08	0,05	0,15	0,14	0,13	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,34	0,74	0,65	0,86	0,49	1,39	1,37	0,46	1,46	0,88	1,56	1,62	1,49	1,66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,19	0,19	1,14	1,02	1,17	1,05	1,13	0,19	1,28	1,87	2,00	2,62	2,71	3,02
MgO	12,56	12,79	12,37	12,48	12,40	12,59	12,39	12,34	12,75	12,27	12,59	9,35	9,02	9,65	9,41
CaO	24,56	24,42	24,54	24,44	24,50	24,59	24,37	24,31	24,20	24,46	24,59	22,44	22,10	22,62	22,77
MnO	0,42	0,38	0,40	0,41	0,34	0,43	0,35	0,33	0,46	0,33	0,40	0,34	0,39	0,30	0,26
FeO	8,22	8,20	8,32	7,87	7,79	7,39	7,65	7,43	8,41	7,06	6,73	13,95	12,40	11,12	11,44
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,13	0,19	0,26	0,25	0,19	0,38	0,29	0,14	0,35	0,21	0,68	0,57	0,54	0,56
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Summe:</b>	100,22	99,45	99,63	99,88	99,69	99,31	100,33	99,29	99,56	99,29	99,52	100,32	98,79	98,86	99,64
<b>Kationen O = 6</b>															
Si	1,989	1,995	1,988	1,977	1,974	1,978	1,967	1,964	1,991	1,960	1,964	1,977	1,942	1,942	1,936
Ti	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,004	0,004	0,004	0,004
Al	0,026	0,015	0,033	0,029	0,038	0,022	0,061	0,061	0,020	0,065	0,039	0,070	0,074	0,068	0,075
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,015	0,005	0,005	0,032	0,029	0,033	0,030	0,032	0,005	0,036	0,053	0,000	0,077	0,079	0,087
Mg	0,701	0,718	0,694	0,699	0,696	0,709	0,689	0,694	0,716	0,690	0,707	0,532	0,523	0,556	0,540
Ca	0,985	0,985	0,989	0,984	0,988	0,995	0,975	0,982	0,976	0,988	0,992	0,917	0,921	0,937	0,938
Mn	0,013	0,012	0,013	0,013	0,011	0,014	0,011	0,011	0,015	0,011	0,013	0,011	0,013	0,010	0,009
Fe <sup>2+</sup>	0,257	0,258	0,262	0,247	0,245	0,233	0,239	0,234	0,265	0,222	0,212	0,445	0,403	0,364	0,369
Na	0,015	0,009	0,014	0,019	0,018	0,014	0,027	0,021	0,010	0,026	0,016	0,050	0,043	0,041	0,042
K	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Summe:</b>	4,000	3,999	4,000	4,001	4,001	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,996	4,008	4,000	4,001	4,000
<b>POLDERVAART &amp; HESS (1951):</b>															
CaSiO <sub>3</sub>	50,0	49,8	50,4	49,8	50,2	50,1	50,1	50,3	49,4	50,7	50,2	48,1	47,5	48,1	48,3
MgSiO <sub>3</sub>	35,5	36,3	35,4	35,4	35,3	35,7	35,5	35,5	36,2	35,4	35,8	27,9	27,0	28,6	27,8
FeSiO <sub>3</sub>	14,5	13,9	14,3	14,8	14,5	14,1	14,4	14,2	14,4	13,8	14,0	23,9	25,5	23,3	23,9
<b>ACF-Diagramm:</b>															
A	2,0	0,8	1,5	3,3	3,4	3,1	4,4	4,7	1,1	5,1	5,4	2,1	7,7	7,7	8,6
C	52,6	52,9	53,0	52,3	52,5	52,9	52,1	52,2	52,2	52,6	52,5	53,4	46,4	47,8	47,4
F	45,4	46,3	45,5	44,4	44,0	43,9	43,6	43,1	46,7	42,3	42,1	44,5	45,8	44,5	44,0
aDi	0,69	0,71	0,69	0,69	0,69	0,71	0,67	0,68	0,70	0,68	0,70	0,49	0,48	0,52	0,51
aHd	0,25	0,25	0,26	0,24	0,24	0,23	0,23	0,23	0,26	0,22	0,21	0,41	0,37	0,34	0,35

9 Anhang

Tab. A4-4:

Mikrosondenanalysen und Formelberechnung (wasserfrei) von Amphibolen (Amphibolgneis AB 26A, Amphibolite AB 43B, 68, 177, 332A) mit Fe<sup>3+</sup>-Rückrechnung (Ca = 15)

Probe	AB 26A					AB 43B			AB 68		AB 177			AB 332A		
	K2 Am2	K2 Am4	K2 Am6	K2 Am7	K2 Am8	K2 Am9	K2 Am6	K2 Am14	K1 Am2	K2 Am2	K2 Am4	K1 Am1	K1 Am2	K3 Am3	K3 Am5	
<b>Analyse:</b>	<b>Kern</b>	<b>Rand</b>	<b>Rand</b>	<b>Kern</b>	<b>Rand</b>	<b>Rand</b>	<b>Rand</b>	<b>Rand</b>	<b>Rand</b>	<b>Rand</b>	<b>Rand</b>	<b>Rand</b>	<b>Rand</b>	<b>Rand</b>	<b>Rand</b>	
SiO <sub>2</sub>	40,01	42,60	40,51	39,94	40,11	41,08	41,62	42,59	42,58	42,85	41,31	40,10	40,12	39,17	38,83	
TiO <sub>2</sub>	1,58	1,50	1,82	1,61	1,99	1,81	1,15	1,30	1,38	0,97	0,75	0,30	0,36	1,72	1,59	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,10	10,14	11,39	12,00	11,40	10,95	14,5	13,31	10,17	10,49	12,19	15,86	16,01	12,48	13,15	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,02	0,08	0,02	0,08	0,05	0,09	0,16	0,03	0,03	0,12	0,00	0,00	0,02	0,01	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,02	1,68	1,81	1,67	1,48	1,49	1,53	0,43	1,67	1,94	2,23	0,71	0,24	3,07	3,37	
FeO	17,53	16,28	17,36	17,57	18,52	17,79	12,43	12,54	17,26	16,28	16,2	20,79	21,03	19,49	19,25	
MgO	8,45	9,84	8,58	8,34	8,10	8,76	12,7	13,32	9,75	10,23	9,64	6,85	6,98	6,42	6,19	
MnO	0,62	0,65	0,66	0,70	0,64	0,55	0,15	0,10	0,23	0,25	0,25	0,43	0,44	0,25	0,28	
CaO	11,56	11,79	11,75	11,52	11,40	11,63	10,54	10,11	11,24	11,22	11,26	9,43	9,22	11,72	11,56	
Na <sub>2</sub> O	1,51	1,39	1,56	1,61	1,58	1,51	2,28	2,02	1,6	1,62	1,84	2,32	2,29	1,56	1,48	
K <sub>2</sub> O	1,96	1,28	1,60	1,76	1,63	1,55	0,48	0,49	0,81	0,75	0,99	0,46	0,47	1,50	1,55	
<b>Summe:</b>	<b>97,39</b>	<b>97,16</b>	<b>97,11</b>	<b>96,73</b>	<b>96,93</b>	<b>97,16</b>	<b>97,46</b>	<b>96,37</b>	<b>96,71</b>	<b>96,62</b>	<b>96,78</b>	<b>97,24</b>	<b>97,16</b>	<b>97,4</b>	<b>97,26</b>	
Si	6,176	6,492	6,253	6,200	6,233	6,329	6,148	6,325	6,512	6,524	6,310	6,144	6,147	6,104	6,081	
Ti	0,184	0,171	0,211	0,188	0,233	0,209	0,127	0,146	0,159	0,111	0,086	0,034	0,041	0,201	0,187	
Al	2,201	1,821	2,071	2,195	2,088	1,989	2,524	2,329	1,833	1,883	2,195	2,864	2,890	2,293	2,428	
Cr	0,005	0,003	0,010	0,002	0,010	0,006	0,011	0,019	0,004	0,004	0,014	0,000	0,000	0,003	0,002	
Fe <sup>3+</sup>	0,235	0,193	0,211	0,196	0,173	0,173	0,171	0,048	0,192	0,223	0,256	0,082	0,027	0,360	0,204	
Fe <sup>2+</sup>	2,263	2,075	2,240	2,281	2,406	2,293	1,535	1,557	2,208	2,073	2,069	2,665	2,694	2,540	2,714	
Mg	1,944	2,236	1,975	1,930	1,877	2,011	2,797	2,949	2,223	2,322	2,196	1,566	1,594	1,491	1,444	
Mn	0,081	0,084	0,086	0,092	0,084	0,072	0,019	0,012	0,030	0,032	0,032	0,056	0,057	0,034	0,038	
Ca	1,912	1,925	1,943	1,916	1,897	1,920	1,668	1,609	1,841	1,830	1,843	1,548	1,514	1,957	1,939	
Na	0,451	0,410	0,465	0,485	0,476	0,452	0,654	0,580	0,473	0,478	0,546	0,688	0,681	0,471	0,449	
K	0,387	0,248	0,316	0,348	0,323	0,305	0,090	0,093	0,157	0,146	0,194	0,090	0,091	0,299	0,310	
<b>Summe:</b>	<b>15,839</b>	<b>15,657</b>	<b>15,781</b>	<b>15,832</b>	<b>15,799</b>	<b>15,757</b>	<b>15,744</b>	<b>15,668</b>	<b>15,630</b>	<b>15,623</b>	<b>15,741</b>	<b>15,737</b>	<b>15,739</b>	<b>15,752</b>	<b>15,796</b>	
<b>Formelbesetzung:</b>																
(T)Si	6,176	6,492	6,253	6,200	6,233	6,329	6,148	6,325	6,512	6,524	6,310	6,144	6,147	6,104	6,081	
(T)Al <sup>V</sup>	1,824	1,508	1,747	1,800	1,767	1,671	1,852	1,675	1,488	1,476	1,690	1,856	1,853	1,896	1,919	
<b>Summe:</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	
(M2)Al <sup>VI</sup>	0,377	0,313	0,324	0,395	0,320	0,318	0,672	0,654	0,345	0,406	0,505	1,009	1,038	0,397	0,508	
(M2)Ti	0,184	0,171	0,211	0,188	0,233	0,209	0,127	0,146	0,159	0,111	0,086	0,034	0,041	0,201	0,187	
(M2)Cr	0,005	0,003	0,010	0,002	0,010	0,006	0,011	0,019	0,004	0,004	0,014	0,000	0,000	0,003	0,002	
(M2)Fe <sup>3+</sup>	0,235	0,193	0,211	0,196	0,173	0,173	0,171	0,048	0,192	0,223	0,256	0,082	0,027	0,360	0,204	
Mg	1,944	2,236	1,975	1,930	1,877	2,011	2,797	2,949	2,223	2,322	2,196	1,566	1,594	1,491	1,444	
Fe <sup>2+</sup>	2,263	2,075	2,240	2,281	2,406	2,293	1,535	1,557	2,208	2,073	2,069	2,665	2,694	2,540	2,714	
Mn	0,081	0,084	0,086	0,092	0,084	0,072	0,019	0,012	0,030	0,032	0,032	0,056	0,057	0,034	0,038	
(M4)Ca	1,912	1,925	1,943	1,916	1,897	1,920	1,668	1,609	1,841	1,83	1,843	1,548	1,514	1,957	1,939	
(M4)Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
<b>Summe:</b>	<b>15,001</b>	<b>15,000</b>	<b>15,000</b>	<b>15,000</b>	<b>15,000</b>	<b>15,000</b>	<b>14,999</b>	<b>14,994</b>	<b>15,000</b>	<b>14,999</b>	<b>15,001</b>	<b>14,959</b>	<b>14,966</b>	<b>14,982</b>	<b>15,036</b>	
(A)Na	0,451	0,410	0,465	0,485	0,476	0,452	0,654	0,580	0,473	0,478	0,546	0,688	0,681	0,471	0,449	
(A)K	0,387	0,248	0,316	0,348	0,323	0,305	0,090	0,093	0,157	0,146	0,194	0,090	0,091	0,299	0,310	
<b>Summe:</b>	<b>15,839</b>	<b>15,657</b>	<b>15,781</b>	<b>15,832</b>	<b>15,799</b>	<b>15,757</b>	<b>15,744</b>	<b>15,668</b>	<b>15,630</b>	<b>15,623</b>	<b>15,741</b>	<b>15,737</b>	<b>15,739</b>	<b>15,752</b>	<b>15,796</b>	

Tab. A4-5:

Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Biotiten (Metapelite AB 195A, 209, 219A, 262A, 284, 286A, 330, 336A) auf der Basis von 22 Sauerstoffatomen (wasserfrei)

Probe	AB 195A		AB 209		AB 219A		AB 262A		AB 286A		AB 284		AB 330		AB 336A		K1 B19
Analyse:	K4 Bt1	K4 Bt2	Bt1	Bt5	K10 Bt1	K10 Bt2	K5 Bt1	K5 Bt3	K1 Bt1	K1 Bt2	Bt 2	K1 Bt5	K1 Bt8	K1 Bt7			
SiO <sub>2</sub>	36,64	35,99	34,85	34,68	34,83	34,85	35,82	36,3	34,91	35,08	37,52	34,84	34,95	36,31			36,26
TiO <sub>2</sub>	1,83	1,63	2,02	2,50	1,65	1,80	1,66	1,66	2,55	2,43	2,44	4,18	3,77	1,77			1,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,91	19,33	19,85	19,48	19,73	19,56	19,25	19,24	19,15	19,05	16,30	17,19	17,20	19,64			19,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,10	0,02	0,04	0,02	0,01	0,03	0,08	0,02	0,00	0,02	0,05	0,02	0,15			0,11
MgO	10,65	10,63	8,53	8,65	8,60	8,60	10,55	10,92	9,5	9,36	13,02	8,5	8,63	11,61			11,00
CaO	0,00	0,03	0,09	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,19	0,00	0,04	0,01			0,05
MnO	0,00	0,03	0,18	0,18	0,00	0,05	0,02	0,03	0,13	0,21	0,16	0,29	0,25	0,02			0,01
FeO	18,25	18,30	20,41	19,76	21,07	21,07	18,67	18,53	19,30	18,74	16,81	19,96	20,86	16,66			17,70
BaO	0,06	0,11	0,00	0,00	0,11	0,06	0,26	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16			0,09
Na <sub>2</sub> O	0,37	0,30	0,2	0,17	0,47	0,45	0,37	0,37	0,15	0,11	0,04	0,08	0,08	0,40			0,35
K <sub>2</sub> O	8,53	8,59	8,76	8,87	8,84	8,70	8,53	8,56	9,23	9,36	9,01	9,66	9,61	8,41			8,59
Summe:	95,32	95,04	94,91	94,36	95,12	95,15	95,16	95,84	94,94	94,35	95,51	94,75	95,41	95,14			95,07
Kationen O = 22																	
Si	5,501	5,433	5,337	5,334	5,340	5,343	5,417	5,437	5,334	5,382	5,610	5,388	5,385	5,424			5,454
Ti	0,207	0,185	0,233	0,289	0,190	0,207	0,189	0,187	0,293	0,280	0,274	0,486	0,437	0,199			0,21
Al	3,346	3,439	3,582	3,531	3,565	3,534	3,431	3,396	3,449	3,445	2,872	3,133	3,124	3,458			3,379
Cr	0,009	0,012	0,002	0,005	0,002	0,001	0,004	0,009	0,002	0,000	0,003	0,006	0,002	0,018			0,013
Mg	2,384	2,392	1,947	1,983	1,966	1,966	2,379	2,438	2,164	2,141	2,902	1,960	1,982	2,586			2,466
Ca	0,000	0,005	0,015	0,005	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,030	0,000	0,007	0,002			0,008
Mn	0,000	0,004	0,023	0,023	0,000	0,006	0,003	0,004	0,017	0,027	0,020	0,038	0,033	0,003			0,001
Fe	2,292	2,310	2,614	2,542	2,701	2,702	2,361	2,321	2,466	2,405	2,102	2,581	2,688	2,081			2,227
Ba	0,004	0,007	0,000	0,000	0,007	0,004	0,015	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009			0,005
Na	0,108	0,088	0,059	0,051	0,140	0,134	0,108	0,107	0,044	0,033	0,012	0,024	0,024	0,116			0,102
K	1,634	1,654	1,711	1,740	1,690	1,701	1,646	1,636	1,799	1,832	1,719	1,906	1,889	1,603			1,648
Summe:	15,485	15,528	15,524	15,504	15,601	15,599	15,553	15,545	15,569	15,547	15,543	15,521	15,571	15,498			15,514
X(Fe)	0,490	0,491	0,573	0,562	0,579	0,579	0,498	0,488	0,533	0,529	0,42	0,568	0,576	0,446			0,475
Formelbesetzung:																	
Si	5,501	5,433	5,337	5,334	5,340	5,343	5,417	5,437	5,334	5,382	5,610	5,388	5,385	5,424			5,454
Al <sup>IV</sup>	2,499	2,567	2,663	2,666	2,660	2,657	2,583	2,563	2,666	2,618	2,390	2,612	2,615	2,576			2,546
Tetraeder:	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000			8,000
Al <sup>VI</sup>	0,848	0,872	0,919	0,865	0,905	0,878	0,849	0,833	0,783	0,827	0,482	0,521	0,509	0,882			0,834
Cr	0,009	0,012	0,002	0,005	0,002	0,001	0,004	0,009	0,002	0,000	0,003	0,006	0,002	0,018			0,013
Ti	0,207	0,185	0,233	0,289	0,190	0,207	0,189	0,187	0,293	0,28	0,274	0,486	0,437	0,199			0,210
Fe <sup>2+</sup> total	2,292	2,310	2,614	2,542	2,701	2,702	2,361	2,321	2,466	2,405	2,102	2,581	2,688	2,081			2,227
Mn	0,000	0,004	0,023	0,023	0,000	0,006	0,003	0,004	0,017	0,027	0,020	0,038	0,033	0,003			0,001
Mg	2,384	2,392	1,947	1,983	1,966	1,966	2,379	2,438	2,164	2,141	2,902	1,960	1,982	2,586			2,466
Oktaeder:	5,740	5,775	5,738	5,708	5,765	5,760	5,784	5,792	5,725	5,681	5,783	5,592	5,652	5,769			5,750
Ba	0,004	0,007	0,000	0,000	0,007	0,004	0,015	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009			0,005
Ca	0,000	0,005	0,015	0,005	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,03	0,000	0,007	0,002			0,006
Na	0,108	0,088	0,059	0,051	0,140	0,134	0,108	0,107	0,044	0,033	0,012	0,024	0,024	0,116			0,102
K	1,634	1,654	1,711	1,74	1,690	1,701	1,646	1,636	1,799	1,832	1,719	1,906	1,889	1,603			1,648
Zwischenlage:	1,745	1,753	1,785	1,796	1,836	1,839	1,77	1,753	1,844	1,866	1,761	1,930	1,920	1,730			1,764
Ba-Bt	0,18	0,33	0,00	0,00	0,33	0,18	0,77	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47			0,27
Ti-Bt	10,33	9,25	11,63	14,46	9,51	10,37	9,44	9,35	14,65	14,02	13,72	24,31	21,85	9,94			10,52
Tic-Min	12,56	12,01	10,73	10,19	7,86	7,88	10,74	11,95	7,82	6,68	11,97	3,51	4,02	13,05			11,55
Ms	2,53	1,73	1,24	0,01	2,14	1,55	1,13	0,80	0,00	1,93	0,00	0,00	0,00	1,26			1,63
Eas-Sid	37,34	40,12	43,47	43,24	40,97	40,77	40,17	40,04	39,14	37,51	24,11	26,03	25,45	41,59			38,43
Won	5,39	4,39	2,97	2,53	6,99	6,69	5,42	5,37	2,22	1,64	0,58	1,20	1,20	5,79			5,10
Phl-Ann	31,67	32,18	29,96	29,55	32,20	32,55	32,32	32,07	36,17	38,23	49,62	44,94	47,49	27,89			32,50

Tab. A4-6:

Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Hellglimmern (Metapelite AB 195A, 209, 219A, 286A, 330) auf der Basis von 22 Sauerstoffatomen (wasserfrei)

Probe	AB 195A		AB 209				AB 219A				AB 286A			AB 330		
Analyse:	K9 Ms1	K9 Ms5	K1 Ms1	K1 Ms2	K1 Ms4	K1 Ms5	K1 Ms1	K1 Ms2	K2 Ms1	K3 Ms1	K1 Ms2	K1 Ms3	K1 Ms4	K1 Ms4	K1 Ms5	
SiO <sub>2</sub>	45,61	46,42	46,27	46,10	46,32	45,50	46,65	46,20	46,39	46,71	46,32	46,33	46,14	46,17	45,8	
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,13	0,3	0,29	0,28	0,29	0,66	0,46	0,59	0,99	0,72	0,94	1,01	1,50	1,57	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40,08	40,01	35,23	34,88	35,28	35,63	34,74	35,60	34,56	35,23	36,51	35,87	35,53	34,74	35,27	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,06	0,03	0,02	0,00	
MgO	0,20	0,14	0,79	0,79	0,68	0,66	0,78	0,47	0,84	0,97	0,82	0,92	0,87	0,84	0,79	
CaO	0,72	0,58	0,00	0,04	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	
MnO	0,01	0,00	0,02	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,06	
FeO	0,27	0,15	2,58	2,59	2,29	2,57	2,04	2,03	2,11	1,22	1,48	1,48	1,31	1,54	1,41	
BaO	0,13	0,00	0,47	0,38	0,45	0,47	0,12	0,19	0,28	0,09	0,18	0,09	0,11	0,09	0,10	
Na <sub>2</sub> O	5,79	6,88	1,96	2,10	2,02	2,14	1,58	1,73	1,52	0,59	0,64	0,58	0,56	0,38	0,43	
K <sub>2</sub> O	2,87	1,34	7,96	7,95	8,08	7,88	8,71	8,45	8,63	10,37	10,09	10,21	10,40	10,77	10,63	
Summe:	95,87	95,68	95,61	95,15	95,54	95,18	95,33	95,15	94,98	96,25	96,86	96,51	95,99	96,08	96,06	
Kationen O = 22																
Si	5,863	5,928	6,139	6,148	6,147	6,071	6,191	6,138	6,188	6,155	6,067	6,092	6,104	6,124	6,071	
Ti	0,015	0,012	0,03	0,029	0,028	0,029	0,066	0,046	0,059	0,098	0,071	0,093	0,101	0,150	0,157	
Al	6,072	6,021	5,509	5,482	5,518	5,603	5,434	5,574	5,433	5,471	5,636	5,559	5,540	5,430	5,51	
Cr	0,004	0,003	0,003	0,002	0,005	0,002	0,002	0,001	0,001	0,004	0,002	0,006	0,003	0,002	0,000	
Mg	0,038	0,027	0,156	0,157	0,135	0,131	0,154	0,093	0,167	0,191	0,160	0,181	0,172	0,166	0,156	
Ca	0,099	0,079	0,000	0,006	0,004	0,003	0,004	0,001	0,004	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,001	0,000	0,002	0,001	0,007	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,007	
Fe	0,029	0,016	0,286	0,289	0,254	0,287	0,226	0,226	0,235	0,134	0,162	0,163	0,145	0,171	0,156	
Ba	0,007	0,000	0,024	0,020	0,023	0,025	0,006	0,010	0,015	0,005	0,009	0,005	0,006	0,005	0,005	
Na	1,443	1,703	0,504	0,543	0,520	0,554	0,407	0,446	0,393	0,151	0,163	0,148	0,144	0,098	0,111	
K	0,471	0,218	1,347	1,352	1,368	1,341	1,475	1,432	1,469	1,743	1,686	1,713	1,755	1,822	1,798	
Summe:	14,041	14,008	14,001	14,029	14,008	14,045	13,966	13,967	13,967	13,956	13,967	13,963	13,973	13,971	13,971	
X(Fe)	0,43	0,38	0,65	0,65	0,65	0,69	0,59	0,71	0,58	0,41	0,50	0,47	0,46	0,51	0,50	
Formelbesetzung:																
Si	5,863	5,928	6,139	6,148	6,147	6,071	6,191	6,138	6,188	6,155	6,067	6,092	6,104	6,124	6,071	
Al <sup>IV</sup>	2,137	2,072	1,861	1,852	1,853	1,929	1,809	1,862	1,812	1,845	1,933	1,908	1,896	1,876	1,929	
Tetraeder:	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
Al <sup>VI</sup>	3,935	3,949	3,647	3,630	3,664	3,674	3,625	3,712	3,621	3,626	3,703	3,651	3,645	3,554	3,582	
Cr	0,004	0,003	0,003	0,002	0,005	0,002	0,002	0,001	0,001	0,004	0,002	0,006	0,003	0,002	0,000	
Ti	0,015	0,012	0,030	0,029	0,028	0,029	0,066	0,046	0,059	0,098	0,071	0,093	0,101	0,150	0,157	
Fe <sup>2+</sup>	0,029	0,016	0,286	0,289	0,254	0,287	0,226	0,226	0,235	0,134	0,162	0,163	0,145	0,171	0,156	
Mn	0,001	0,000	0,002	0,001	0,007	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,007	
Mg	0,038	0,027	0,156	0,157	0,135	0,131	0,154	0,093	0,167	0,191	0,160	0,181	0,172	0,166	0,156	
Oktaeder:	4,022	4,007	4,125	4,108	4,093	4,123	4,074	4,078	4,086	4,058	4,101	4,097	4,068	4,046	4,058	
Ba	0,007	0,000	0,024	0,020	0,023	0,025	0,006	0,010	0,015	0,005	0,009	0,005	0,006	0,005	0,005	
Ca	0,099	0,079	0,000	0,006	0,004	0,003	0,004	0,001	0,004	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	
Na	1,443	1,703	0,504	0,543	0,520	0,554	0,407	0,446	0,393	0,151	0,163	0,148	0,144	0,098	0,111	
K	0,471	0,218	1,347	1,352	1,368	1,341	1,475	1,432	1,469	1,743	1,686	1,713	1,755	1,822	1,798	
Interlayer:	2,019	2,001	1,876	1,921	1,915	1,922	1,892	1,889	1,881	1,899	1,866	1,865	1,905	1,925	1,913	
Ma	4,93	3,97	0,00	0,30	0,23	0,15	0,23	0,08	0,23	0,00	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00	
Pa	71,69	85,13	27,23	28,55	27,47	29,17	21,56	23,71	21,07	7,96	8,75	7,95	7,56	5,09	5,79	
Cel	0,00	0,00	6,94	7,38	7,33	3,54	9,56	6,90	9,40	7,74	3,36	4,61	5,22	6,18	3,57	
Ms	23,38	10,91	65,83	63,77	64,98	67,14	68,65	69,31	69,31	84,3	87,44	87,44	87,21	88,73	90,64	



Tab. A4-7:

Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Staurolithen (Metapelite AB 195A, 209, 219A, 262A, 336A) auf der Basis von 23 Sauerstoffatomen (wasserfrei)

Probe	AB 195A				AB 209		AB 219A				AB 262A			AB 336A		
	K3 St 1 Kern	K3 St 2 Kern	K11 St 1 Rand	K11 St 2 Rand	St 1 Kern	St 2 Kern	St 4 Kern	K4 St 1 Kern	K4 St 2 Kern	K4 St 3 Kern	St 1 Kern	St 2 Kern	St 1 Kern	St 2 Kern		
<b>Analyse:</b>																
SiO <sub>2</sub>	27,21	27,57	27,37	26,79	27,99	27,64	28,38	27,44	27,06	27,05	27,88	27,70	28,04	27,69		
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,70	0,56	0,41	0,45	0,51	0,44	0,46	0,46	0,44	0,67	0,66	0,72	0,64		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52,98	53,38	53,44	54,54	52,44	52,28	52,61	52,37	53,62	53,22	53,08	52,77	53,35	54,11		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
MgO	1,82	1,62	2,03	1,91	2,69	2,56	2,64	1,96	1,78	1,80	1,87	1,93	1,91	1,77		
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
MnO	0,08	0,04	0,10	0,02	0,06	0,07	0,10	0,09	0,10	0,08	0,11	0,04	0,05	0,12		
FeO	13,45	12,92	13,32	13,60	13,45	13,75	13,64	14,68	14,11	14,68	14,06	14,13	13,65	13,03		
ZnO	0,87	0,91	0,70	0,71	0,09	0,03	0,12	0,24	0,14	0,16	0,38	0,36	0,34	0,37		
Summe:	97,17	97,12	97,51	97,99	97,17	96,83	97,92	97,25	97,27	97,42	98,04	97,59	98,06	97,73		
<b>Kationen O = 23</b>																
Si	3,818	3,855	3,820	3,726	3,908	3,879	3,933	3,858	3,789	3,794	3,874	3,869	3,884	3,839		
Ti	0,082	0,074	0,058	0,043	0,048	0,054	0,046	0,049	0,048	0,046	0,070	0,069	0,075	0,067		
Al	8,762	8,797	8,789	8,939	8,629	8,649	8,594	8,677	8,850	8,797	8,693	8,687	8,710	8,840		
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Mg	0,380	0,337	0,422	0,395	0,560	0,535	0,545	0,410	0,371	0,375	0,388	0,402	0,394	0,366		
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Mn	0,010	0,004	0,012	0,003	0,007	0,009	0,012	0,011	0,012	0,010	0,013	0,004	0,006	0,014		
Fe	1,578	1,511	1,554	1,581	1,571	1,614	1,581	1,726	1,653	1,721	1,634	1,650	1,582	1,510		
Zn	0,090	0,094	0,072	0,073	0,009	0,003	0,012	0,025	0,015	0,017	0,038	0,038	0,035	0,038		
<b>Formelbesetzung:</b>																
Si	3,818	3,855	3,820	3,726	3,908	3,879	3,933	3,858	3,789	3,794	3,874	3,869	3,884	3,839		
Al <sup>IV</sup>	0,182	0,145	0,180	0,274	0,092	0,121	0,067	0,142	0,211	0,206	0,126	0,131	0,116	0,161		
Tetraeder:	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000		
Al <sup>VI</sup>	8,580	8,653	8,609	8,665	8,536	8,528	8,528	8,535	8,639	8,591	8,567	8,555	8,594	8,679		
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Ti	0,082	0,074	0,058	0,043	0,048	0,054	0,046	0,049	0,048	0,046	0,070	0,069	0,075	0,067		
R <sup>3+</sup> -Oktaeder:	8,662	8,726	8,667	8,709	8,584	8,582	8,574	8,583	8,687	8,638	8,637	8,624	8,669	8,746		
Mg	0,380	0,337	0,422	0,395	0,560	0,535	0,545	0,410	0,371	0,375	0,388	0,402	0,394	0,366		
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Mn	0,010	0,004	0,012	0,003	0,007	0,009	0,012	0,011	0,012	0,010	0,013	0,004	0,006	0,014		
Fe <sup>2+</sup>	1,578	1,511	1,554	1,581	1,571	1,614	1,581	1,726	1,653	1,721	1,634	1,650	1,582	1,510		
Zn	0,090	0,094	0,072	0,073	0,009	0,003	0,012	0,025	0,015	0,017	0,038	0,038	0,035	0,038		
R <sup>2+</sup> -Tetraeder:	2,057	1,946	2,060	2,052	2,147	2,160	2,149	2,172	2,051	2,123	2,073	2,094	2,017	1,928		
Summe:	14,719	14,672	14,727	14,761	14,731	14,742	14,723	14,755	14,738	14,761	14,710	14,719	14,686	14,674		
XMg	0,193	0,182	0,212	0,200	0,262	0,248	0,255	0,191	0,182	0,178	0,191	0,196	0,199	0,194		
XMg/(1-XMg)	0,239	0,222	0,269	0,250	0,355	0,330	0,342	0,236	0,223	0,217	0,235	0,243	0,248	0,240		

9 Anhang

Tab. A4-8:

A.) Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Cordieriten (Metapelite AB 195A, 262A) auf der Basis von 18 Sauerstoffatomen (wasserfrei)

B.) Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Turmalinen (Metapelite AB 286A, 336A) auf der Basis von 29 Sauerstoff- und 3 Boratomen (wasserfrei)

Probe	AB 195A			AB 262A			AB 336A			AB 286A			
	K1 Crd1	K1 Crd2	K1 Crd3	K1 Crd4	K2 Crd1	K2 Crd2	K2 Crd3	Tur 1	Tur 2	Tur 1	Tur 3	K1 Tur 2	
<b>Analyse:</b>								<b>Analyse:</b>	Einschluß	Einschluß	Rand	Kern	Rand
SiO <sub>2</sub>	48,51	47,82	48,37	47,85	47,67	47,85	47,64	SiO <sub>2</sub>	36,59	36,17	36,55	35,25	35,47
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	TiO <sub>2</sub>	0,54	0,52	0,70	1,18	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,97	32,77	32,83	32,94	32,77	33,06	32,85	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,73	10,70	10,80	10,62	10,81
MgO	8,98	8,65	8,86	9,00	8,67	8,56	8,57	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,42	33,73	33,19	33,75	35,53
CaO	0,02	0,05	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,12	0,04	0,05	0,04
MnO	0,05	0,03	0,05	0,05	0,10	0,10	0,05	MgO	7,53	7,33	8,62	5,91	6,89
FeO	8,10	7,74	8,04	7,34	7,45	7,42	7,70	CaO	0,57	0,34	0,81	0,87	0,94
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,22	0,22	0,26	0,20	0,20	0,18	MnO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	FeO	5,11	5,64	4,02	7,22	5,33
Summe:	98,79	97,28	98,41	97,50	96,85	97,22	97,04	Na <sub>2</sub> O	1,99	1,99	2,39	1,97	1,83
								K <sub>2</sub> O	0,14	0,01	0,06	0,04	0,05
								Summe:	96,69	96,56	97,18	96,88	97,59
<b>Kationen O = 18</b>								<b>Kationen O = 29</b>					
Si	4,970	4,969	4,975	4,955	4,969	4,966	4,962	Si	5,926	5,875	5,880	5,768	5,703
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Ti	0,066	0,064	0,085	0,145	0,082
Al	3,981	4,013	3,980	4,019	4,025	4,044	4,032	B	2,999	3,000	2,999	2,999	3,000
Mg	1,371	1,339	1,358	1,391	1,347	1,324	1,331	Al	6,379	6,457	6,293	6,509	6,733
Ca	0,002	0,006	0,005	0,006	0,000	0,003	0,003	Cr	0,009	0,015	0,005	0,006	0,005
Mn	0,004	0,003	0,004	0,004	0,009	0,009	0,005	Mg	1,818	1,775	2,067	1,442	1,651
Fe <sup>2+</sup>	0,694	0,672	0,692	0,635	0,649	0,644	0,670	Ca	0,099	0,059	0,140	0,153	0,162
Na	0,032	0,045	0,044	0,051	0,040	0,040	0,036	Mn	0,000	0,001	0,000	0,003	0,003
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	Fe <sup>2+</sup>	0,692	0,766	0,541	0,988	0,717
Summe :	11,055	11,047	11,057	11,061	11,038	11,032	11,041	Na	0,625	0,627	0,745	0,625	0,570
XMg:	0,66	0,67	0,66	0,69	0,67	0,67	0,66	K	0,029	0,002	0,012	0,008	0,010
								Summe:	18,642	18,640	18,766	18,646	18,636
<b>Formelbesetzung:</b>								<b>Formelbesetzung:</b>					
Fe <sup>2+</sup>	0,694	0,672	0,692	0,635	0,649	0,644	0,670	Si	5,926	5,875	5,880	5,768	5,703
Mg	1,371	1,339	1,358	1,391	1,347	1,324	1,331	Al (T)	0,074	0,125	0,120	0,232	0,297
Mn	0,004	0,003	0,004	0,004	0,009	0,009	0,005	Tetraeder:	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Na	0,032	0,045	0,044	0,051	0,040	0,040	0,036	B	2,999	3,000	2,999	2,999	3,000
Ca	0,002	0,006	0,005	0,006	0,000	0,003	0,003	Al (Z)	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	Al (Y)	0,305	0,331	0,172	0,277	0,436
Oktaeder:	2,103	2,065	2,103	2,087	2,045	2,020	2,048	Ti	0,066	0,064	0,085	0,145	0,082
Si	4,970	4,969	4,975	4,955	4,969	4,966	4,962	Cr	0,009	0,015	0,005	0,006	0,005
Al	3,981	4,013	3,980	4,019	4,025	4,044	4,032	Fe	0,692	0,766	0,541	0,988	0,717
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	Mn	0,000	0,001	0,000	0,003	0,003
Tetraeder:	8,951	8,951	8,988	8,974	8,994	9,010	8,995	Mg	1,818	1,775	2,067	1,442	1,651
<b>Mix Fe-Mg:</b>								Oktaeder (Y):	2,890	2,953	2,870	2,861	2,894
x-Mg-Crd	0,4464	0,4697	0,4482	0,4608	0,4301	0,4537	0,4385	Ca	0,099	0,059	0,140	0,153	0,162
x-Fe-Crd	0,1107	0,1205	0,1130	0,1197	0,0907	0,1053	0,1038	Na	0,625	0,627	0,745	0,625	0,570
								K	0,029	0,002	0,012	0,008	0,010
								X-Position:	0,753	0,688	0,897	0,786	0,743

**Tab. A4-9:**  
 Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Feldspäten (Granat-Amphibolite AB 43B, 68, 332A, Amphibolgneis AB 26A) auf der Basis von 8 Sauerstoffatomen

Probe	AB 43				AB 68			AB 332A			AB 26A					Kf 2 Matrix	
	K3 PI 1	K3 PI 2	K1 PI 2	K1 PI 7	K1 PI 2	K1 PI 5	K1 PI 7	K3 PI 1	K3 PI 5	K3 PI 7	K6 PI 2 Kern	K6 PI 3 Kern	K6 PI 4 Rand	K6 PI 5 Rand			
<b>Analyse:</b>																	
SiO <sub>2</sub>	59,93	60,5	59,81	61,00	63,42	62,67	62,71	58,45	58,47	59,06	62,68	62,91	62,34	62,61	64,39		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,61	25,25	25,21	24,43	22,57	22,88	23,17	25,86	25,63	25,46	23,07	23,22	23,38	23,1	18,46		
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02		
CaO	7,07	6,62	6,70	5,78	3,98	4,57	4,71	7,90	7,40	7,19	4,62	4,61	4,78	4,73	0,00		
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
FeO	0,16	0,21	0,18	0,23	0,22	0,19	0,25	0,15	0,11	0,12	0,11	0,12	0,07	0,1	0,03		
BaO	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,10	0,02	0,1	0,02	0,00	0,55		
Na <sub>2</sub> O	7,55	7,83	7,84	8,39	9,04	8,84	8,65	7,08	7,31	7,46	8,78	8,73	8,8	8,72	1,23		
K <sub>2</sub> O	0,05	0,06	0,03	0,06	0,36	0,33	0,38	0,24	0,28	0,18	0,52	0,46	0,12	0,23	14,67		
<b>Summe:</b>	<b>100,37</b>	<b>100,49</b>	<b>99,77</b>	<b>99,93</b>	<b>99,59</b>	<b>99,48</b>	<b>99,87</b>	<b>99,71</b>	<b>99,25</b>	<b>99,57</b>	<b>99,80</b>	<b>100,15</b>	<b>99,51</b>	<b>99,49</b>	<b>99,35</b>		
<b>Kationen O = 8</b>																	
Si	2,661	2,681	2,671	2,715	2,816	2,791	2,783	2,624	2,634	2,650	2,785	2,785	2,774	2,786	2,991		
Al	1,340	1,319	1,327	1,281	1,181	1,201	1,212	1,368	1,361	1,346	1,208	1,212	1,226	1,211	1,011		
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001		
Ca	0,336	0,314	0,321	0,276	0,189	0,218	0,224	0,380	0,357	0,346	0,220	0,219	0,228	0,226	0,000		
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Fe	0,006	0,008	0,007	0,009	0,008	0,007	0,009	0,006	0,004	0,005	0,004	0,004	0,003	0,004	0,001		
Ba	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001		
Na	0,650	0,673	0,679	0,724	0,778	0,763	0,744	0,616	0,639	0,649	0,756	0,749	0,759	0,752	0,111		
K	0,003	0,003	0,002	0,003	0,020	0,019	0,022	0,014	0,016	0,010	0,029	0,026	0,007	0,013	0,869		
<b>Summe:</b>	<b>4,996</b>	<b>4,998</b>	<b>5,006</b>	<b>5,008</b>	<b>4,993</b>	<b>4,999</b>	<b>4,994</b>	<b>5,007</b>	<b>5,012</b>	<b>5,007</b>	<b>5,004</b>	<b>4,997</b>	<b>4,996</b>	<b>4,991</b>	<b>4,994</b>		
<b>Si+Al</b>	<b>4,001</b>	<b>3,999</b>	<b>3,998</b>	<b>3,996</b>	<b>3,997</b>	<b>3,992</b>	<b>3,995</b>	<b>3,991</b>	<b>3,995</b>	<b>3,996</b>	<b>3,993</b>	<b>3,997</b>	<b>4,000</b>	<b>3,997</b>	<b>4,001</b>		
<b>Na+Ca+K</b>	<b>0,989</b>	<b>0,991</b>	<b>1,001</b>	<b>1,004</b>	<b>0,988</b>	<b>1,000</b>	<b>0,990</b>	<b>1,010</b>	<b>1,013</b>	<b>1,007</b>	<b>1,006</b>	<b>0,996</b>	<b>0,994</b>	<b>0,991</b>	<b>0,990</b>		
<b>An (Si/Al)</b>	<b>33,88</b>	<b>31,76</b>	<b>32,70</b>	<b>28,13</b>	<b>17,79</b>	<b>19,88</b>	<b>20,83</b>	<b>36,59</b>	<b>35,66</b>	<b>34,35</b>	<b>20,34</b>	<b>20,63</b>	<b>22,44</b>	<b>20,91</b>	<b>0,12</b>		
<b>Ab (Si/Al)</b>	<b>65,83</b>	<b>67,86</b>	<b>67,13</b>	<b>71,46</b>	<b>80,15</b>	<b>78,25</b>	<b>76,99</b>	<b>62,00</b>	<b>62,67</b>	<b>64,45</b>	<b>76,70</b>	<b>76,58</b>	<b>76,84</b>	<b>77,77</b>	<b>11,07</b>		
<b>Diff. [%]:</b>	<b>0,12</b>	<b>0,04</b>	<b>0,68</b>	<b>0,67</b>	<b>0,10</b>	<b>0,20</b>	<b>0,02</b>	<b>1,01</b>	<b>0,39</b>	<b>0,01</b>	<b>0,02</b>	<b>0,01</b>	<b>0,05</b>	<b>1,86</b>	<b>1,20</b>		
<b>An (Na/Ca)</b>	<b>34,00</b>	<b>31,72</b>	<b>32,02</b>	<b>27,46</b>	<b>19,16</b>	<b>21,80</b>	<b>22,63</b>	<b>37,60</b>	<b>35,27</b>	<b>34,34</b>	<b>21,86</b>	<b>21,96</b>	<b>22,92</b>	<b>22,77</b>	<b>0,00</b>		
<b>Ab (Na/Ca)</b>	<b>65,71</b>	<b>67,90</b>	<b>67,81</b>	<b>72,13</b>	<b>78,77</b>	<b>76,32</b>	<b>75,2</b>	<b>60,98</b>	<b>63,05</b>	<b>64,47</b>	<b>75,18</b>	<b>75,26</b>	<b>76,36</b>	<b>75,91</b>	<b>11,19</b>		
<b>Or</b>	<b>0,29</b>	<b>0,34</b>	<b>0,17</b>	<b>0,34</b>	<b>2,06</b>	<b>1,87</b>	<b>2,17</b>	<b>1,36</b>	<b>1,59</b>	<b>1,02</b>	<b>2,93</b>	<b>2,61</b>	<b>0,69</b>	<b>1,32</b>	<b>87,80</b>		
<b>Ce</b>	<b>0,00</b>	<b>0,04</b>	<b>0,00</b>	<b>0,07</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,05</b>	<b>0,09</b>	<b>0,17</b>	<b>0,03</b>	<b>0,17</b>	<b>0,04</b>	<b>0,00</b>	<b>1,01</b>		
<b>ACF:</b>																	
A	50,10	49,94	49,68	49,36	49,19	48,19	48,88	48,91	49,42	49,52	48,52	49,43	49,95	49,3	85,67		
C	49,03	48,85	49,29	49,11	48,71	50,18	49,08	50,35	50,00	49,83	50,54	49,56	49,48	49,88	0,00		
F	0,87	1,21	1,03	1,53	2,10	1,63	2,03	0,75	0,58	0,65	0,94	1,01	0,57	0,82	14,33		

9 Anhang

Tab. A4-10:

Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Feldspäten (Metapelite AB 195A, 209, 262A, 286A, 336A, Augengneise AB 309, 330, Pyroxen-Biotitgneis AB 284) auf der Basis von 8 Sauerstoffatomen

Probe	AB 195A		AB 209		AB 262A		AB 284		AB 286		AB 309		AB 330		AB 336A
Analyse:	K9 PI1	K9 PI3	K1 PI3	K3 PI3	K9 PI1	K9 PI2	Kf 3	PI 2	PI 1	PI 2	PI 1	PI 2	PI 3	K3 PI 5	K2b PI 1
SiO <sub>2</sub>	62,81	62,58	64,76	64,95	60,13	60,41	63,69	55,75	59,83	60,42	63,05	63,4	64,66	60,21	59,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,28	23,41	21,56	21,34	24,55	24,43	18,55	27,46	25,22	24,39	22,76	22,57	21,76	24,33	25,65
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	4,74	4,77	2,25	2,32	6,41	6,13	0,03	9,91	6,76	6,08	4,13	4,00	3,22	6,11	7,06
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,07	0,02	0,09	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00	0,05	0,14	0,07	0,07	0,01	0,03	0,09
BaO	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,68	0,00	0,05	0,00	0,10	0,10	0,01	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	9,05	9,09	10,27	10,69	8,05	8,15	0,58	5,92	7,91	8,24	8,86	9,23	9,82	8,14	7,61
K <sub>2</sub> O	0,11	0,09	0,09	0,10	0,05	0,10	15,49	0,14	0,11	0,10	0,31	0,28	0,20	0,17	0,04
Summe:	100,17	99,96	99,02	99,42	99,19	99,29	99,04	99,18	99,93	99,37	99,28	99,65	99,68	98,99	99,68
Kationen O = 8															
Si	2,779	2,773	2,876	2,878	2,697	2,706	2,981	2,527	2,670	2,706	2,808	2,814	2,860	2,706	2,649
Al	1,214	1,223	1,128	1,114	1,298	1,290	1,023	1,467	1,326	1,287	1,195	1,181	1,134	1,289	1,352
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,225	0,226	0,107	0,110	0,308	0,294	0,002	0,481	0,323	0,292	0,197	0,190	0,153	0,294	0,338
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,003	0,001	0,003	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,005	0,003	0,003	0,000	0,001	0,003
Ba	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,012	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000
Na	0,776	0,781	0,884	0,918	0,700	0,708	0,053	0,520	0,684	0,715	0,765	0,794	0,842	0,709	0,660
K	0,006	0,005	0,005	0,006	0,003	0,006	0,925	0,008	0,006	0,006	0,018	0,016	0,011	0,010	0,002
Summe:	5,005	5,009	5,004	5,027	5,006	5,006	4,996	5,004	5,012	5,011	4,986	5,000	5,000	5,009	5,006
Si+Al	3,993	3,996	4,005	3,992	3,995	3,996	4,004	3,994	3,996	3,993	4,002	3,995	3,994	3,995	4,002
Na+Ca+K	1,009	1,012	0,996	1,034	1,011	1,009	0,991	1,101	1,015	1,013	0,981	1,002	1,006	1,013	1,001
An (Si/Al)	21,38	22,24	12,73	11,46	29,85	28,91	0,13	46,6	32,53	28,77	19,03	17,85	13,35	28,75	35,09
An (Si/Al)	77,82	77,25	86,76	87,99	69,87	70,45	5,33	52,6	66,77	70,67	79,00	80,39	85,51	70,29	64,69
Diff. [%]:	0,89	0,12	1,98	0,81	0,62	0,26	0,03	1,07	0,68	0,03	1,05	1,13	1,82	0,29	1,27
An (Na/Ca)	22,27	22,37	10,74	10,65	30,47	29,17	0,15	47,67	31,85	28,8	20,08	18,98	15,17	29,04	33,81
An (Na/Ca)	76,93	77,13	88,74	88,8	69,25	70,19	5,31	51,53	67,44	70,63	77,95	79,26	83,70	70,00	65,96
Or	0,62	0,50	0,51	0,55	0,28	0,57	93,28	0,8	0,62	0,56	1,79	1,58	1,12	0,96	0,23
Ce	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	1,26	0,00	0,09	0,00	0,18	0,17	0,02	0,00	0,00
ACF-Diagramm:															
A	48,69	49,00	51,98	46,19	49,12	49,38	90,90	49,37	49,44	48,80	50,78	49,00	47,87	49,09	50,24
C	50,72	50,84	46,56	53,45	50,88	50,43	5,98	50,63	50,27	50,30	48,58	50,31	52,01	50,71	49,27
F	0,58	0,17	1,45	0,36	0,00	0,19	3,11	0,00	0,29	0,90	0,64	0,69	0,13	0,19	0,49

Tab. A4-11:

A.) Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Ilmenit (Granat-Amphibolit AB 68, 332A, Metapelite AB 195A, 219A, 286A, 336A) auf der Basis von 6 Sauerstoffatomen mit Fe<sup>3+</sup>-Rückrechnung  
 B.) Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Rutil (Granat-Amphibolit AB 68, Metapelite AB 209, 219A, 330, 336A) auf der Basis von 4 Sauerstoffatomen  
 C.) Mikrosondenanalysen und Formelberechnung von Titanit (Granat-Amphibolit AB 332A) auf der Basis von 20 Sauerstoffatomen

A.)

Probe	AB 68		AB 195A		AB 219A		AB 286A		AB 332A		AB 336A	
	Ilm 1	Ilm 2	K9 Ilm 1	K9 Ilm 2	K3 Ilm 1	K3 Ilm 3	Ilm 2	Ilm 3	Ilm 1	Ilm 2	Ilm 3	Ilm 1
<b>Analyse:</b>	Kern	Rand	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern
SiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,00	0,04	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
TiO <sub>2</sub>	51,63	51,26	55,35	56,29	52,76	53,53	54,52	54,36	51,60	52,03	51,72	53,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,04	0,01	0,06	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,03	0,02	0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,06	1,57	2,10	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,58	0,63	0,67	0,74	0,85	0,87	1,78	1,96	1,18	1,04	1,18	0,38
FeO	47,92	48,16	43,72	42,42	46,52	44,86	43,65	44,33	46,76	45,76	45,38	45,69
Summe:	100,18	100,08	99,74	99,54	100,19	99,34	99,94	100,66	100,64	100,44	100,39	99,62
Kationen O = 6												
Si	0,001	0,000	0,000	0,002	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Ti	1,878	1,869	2,074	2,101	1,999	2,031	2,050	2,035	1,961	1,972	1,962	2,026
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe <sup>3+</sup>	0,220	0,230	0,085	0,110	0,020	0,042	0,040	0,032	0,020	0,040	0,060	0,045
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,024	0,026	0,028	0,031	0,036	0,037	0,075	0,083	0,050	0,044	0,050	0,016
Fe <sup>2+</sup>	1,860	1,873	1,822	1,760	1,960	1,893	1,825	1,846	1,996	1,949	1,934	1,925
Summe:	3,993	4,000	4,010	4,006	4,018	4,007	3,991	3,996	4,029	4,007	4,007	4,015

B.)

Probe	AB 68		AB 209		AB 219A		AB 330		AB 336A	
	K5 Rt1	K3 Rt1	Rt1	Rt2	Rt1	Rt2	K1 Rt1	K1 Rt2	Rt1	Rt2
<b>Analyse:</b>										
SiO <sub>2</sub>	0,09	0,02	0,00	0,00	0,09	0,04	0,01	0,04	0,03	0,00
TiO <sub>2</sub>	99,78	100,21	99,54	98,73	99,22	100,37	100,11	100,29	98,65	98,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,07	0,09	0,02	0,19	0,10	0,02	0,02	0,20	0,32
FeO	0,96	0,65	0,78	1,18	0,51	0,40	0,52	0,50	0,21	0,13
Summe:	100,88	100,94	100,40	99,94	100,01	100,90	100,65	100,85	99,09	99,30
Kationen O = 4										
Si	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Ti	1,986	1,991	1,990	1,986	1,989	1,993	1,994	1,993	1,994	1,993
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	0,001	0,002	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,004	0,007
Fe	0,021	0,014	0,018	0,026	0,011	0,009	0,011	0,011	0,005	0,003
Summe:	2,011	2,007	2,010	2,012	2,007	2,005	2,006	2,006	2,033	2,033

C.)

Probe	AB 332A	
	Tnt 1	Tnt 2
<b>Analyse:</b>		
SiO <sub>2</sub>	29,76	29,89
TiO <sub>2</sub>	38,45	38,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,21	1,44
CaO	29,16	29,24
FeO	0,67	0,52
Summe:	99,25	99,37
Kationen O = 20		
Si	3,55	3,55
Ti	3,45	3,42
Al	0,17	0,2
Ca	3,67	3,72
Fe	0,07	0,05
Summe:	10,91	10,94

**A5 K/Ar-Analysen\***K/Ar-Altersgleichung:

$$t = 1/\lambda \ln (1 + \lambda \cdot {}^{40}\text{Ar}^* / \lambda_e \cdot {}^{40}\text{K})$$

 $({}^{40}\text{Ar}^* = \text{radiogenes } {}^{40}\text{Ar})$ 
 $\lambda = 5,543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  (Gesamtzerfallskonstante)

 $\lambda_e = 0,581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  (Zerfallskonstante von  ${}^{40}\text{K}$  zu  ${}^{40}\text{Ar}$ )

Mineral	Lokalität	Probe	Siebfraction [µm]	K [Gew. %]	radiog. Ar		Alter [Ma]
					[STP nl/g]	[%]	
Amphibol	Mount Sheffield	AB 12-1	250 - 125	0.944	26.02	98.1	598 ± 14
	Charlesworth Cl.	AB 332-1	125 - 63	1.090	27.30	98.5	551 ± 12
	Kendall Basin	AB 335-1	125 - 63	0.893	24.13	98.3	588 ± 13
	Shaler Cliffs	ESh 1	160 - 80	0.380	10.126	93.7	581 ± 17
			200 - 63	0.587	13.393	98.0	508 ± 12
Biotit	Sludanoy Ridge	AB 284	250 - 125	7.76	171.8	99.3	495 ± 5
			125 - 63	7.89	175.3	99.4	497 ± 5
		AB 285	500 - 250	7.83	173.7	98.3	496 ± 5
			250 - 125	7.78	171.6	98.8	494 ± 5
	Maclaren M.	AB 290	500 - 315	7.00	156.6	98.7	500 ± 5
			315 - 200	7.20	161.6	97.8	501 ± 5
			ESh-AZ	500 - 250	6.43	144.8	97.3
		ESh-AZ	250 - 160	6.26	138.8	97.8	496 ± 5
			ESh-AZ	500 - 250	6.43	144.8	97.3
Muskovit	Maclaren M.	AB 290	500 - 315	8.80	198.9	94.0	504 ± 5
			315 - 200	8.65	196.2	98.5	506 ± 5
		ESh-AZ	500 - 250	8.53	192.3	98.1	503 ± 5
			250 - 160	8.18	185.5	98.3	506 ± 5

\* Ar-Konzentrationen in Nanoliter/Gramm bei Standardbedingungen (nl/g STP). Die mittlere Standardabweichung ( $2\sigma$ ) von radiogenem Argon liegt bei 0,3 %, bei K um 0,75 % für Glimmer und 2,5 % für Amphibol. Es wurden die von der IUGS empfohlenen Konstanten (STEIGER & JÄGER, 1977) benutzt. Die erzielten K/Ar-Ergebnisse des Standard-Glaukonits GL-O sind 1 % jünger als der Mittelwert der Kompilation nach ODIN (1982).

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

- \* **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“  
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“  
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- \* **Heft-Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS ‚Meteor‘“  
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge  
zusammengestellt von Norbert Klages.
- Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes ‚Meteor‘“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“  
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen  
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- \* **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982“  
by G. Hempel and R. B. Heywood
- \* **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“  
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polar-  
sirkel‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei  
zusammengestellt von R. Schneppenheim
- Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“  
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- \* **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“  
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982  
zusammengestellt von Dieter Adelung
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982 (II)“  
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“  
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundsleppnetzfüge und Liste der Probenahme an Robben  
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- \* **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur  
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- \* **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 –  
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“  
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- \* **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“  
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar  
and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.–16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ –  
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls  
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“  
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“  
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,  
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,  
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas–Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
- Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘  
und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“  
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula,  
February 1982“ by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski
- Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of  
the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven  
des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

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



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

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

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

- Heft-Nr. 155/1995** – "Benthos in polaren Gewässern", herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft-Nr. 156/1995** – "An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients", by Reiner Schlitzer.
- Heft-Nr. 157/1995** – "Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden", von Kirsten Fahl.
- \*\* Heft-Nr. 158/1995** – "Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis", von Cornelia Lüdecke.
- Heft-Nr. 159/1995** – "The distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters", by Dorothea Bauch.
- \* Heft-Nr. 160/1995** – "Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen", von Gerhard Schmiedl.
- Heft-Nr. 161/1995** – "Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin", von Jürgen Nothnagel.
- Heft-Nr. 162/1995** – "Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße", von Thomas Letzig.
- Heft-Nr. 163/1995** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS "Polarstern" 1993/94", herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft-Nr. 164/1995** – "Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis", von Thomas Frederichs.
- Heft-Nr. 165/1995** – "Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern", von Georg Hanke.
- Heft-Nr. 166/1995** – "Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer", von Holger Fischer.
- Heft-Nr. 167/1995** – "Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik", von Hans-Stefan Niebler.
- Heft-Nr. 168/1995** – "Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS 'Polarstern' 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2", herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft-Nr. 169/1995** – "Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation", von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften - Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft-Nr. 171/1995** – "Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimelfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)", von Wilfried Bauer.
- Heft-Nr. 172/1995** – "Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen", von Holger Mandler.
- Heft-Nr. 173/1995** – "Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane", von Stefan Matzer.
- Heft-Nr. 174/1995** – "The Expedition ARKTIS-X/2 of RV 'Polarstern' in 1994", edited by Hans-W. Hubberten.
- Heft-Nr. 175/1995** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994", edited by Christine Siegert and Dmitry Bolshiyarov.
- Heft-Nr. 176/1995** – "Russian-German Cooperation: Laptev Sea System", edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft-Nr. 177/1995** – "Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität", von Carsten J. Schubert.
- Heft-Nr. 178/1995** – "Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV 'Polarstern' in 1995: CTD-Report", by Jüri Sildam.
- Heft-Nr. 179/1995** – "Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean", von Jutta Wollenburg.
- Heft-Nr. 180/1995** – "Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor", von Wolfgang J. Bonn.
- Heft-Nr. 181/1995** – "Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 182/1995** – "Laptev Sea System: Expeditions in 1994", edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 183/1996** – "Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften", von Uwe Bergmann.
- Heft-Nr. 184/1996** – "Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas", by María Dolores Andrés Hernández.
- Heft-Nr. 185/1996** – "Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)", von Michael Stiller.
- Heft-Nr. 186/1996** – "Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{23}\text{Pa}$  and  $^{238}\text{U}$ : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Arctic Circumpolar Current System", by Martin Frank.
- Heft-Nr. 187/1996** – "The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994", by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft-Nr. 188/1996** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Heinz Müller und Hannes Grobe.
- Heft-Nr. 189/1996** – "Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS 'Polarstern' 1990", herausgegeben von Heinz Müller und Hannes Grobe.

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

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

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

**Heft-Nr. 288/1998** – “Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.

**Heft-Nr. 289/1998** – “Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Mia.

**Heft-Nr. 290/1998** – “Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.

\* vergriffen / out of print.

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