

**Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika:  
Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und  
Paläomagnetik.**

**The Mafic Dykes of the Shackleton Range / Antarctica:  
Petrography, Geochemistry, Isotope Geochemistry and  
Palaeomagnetism.**

---

**Rüdiger Hotten**

27.2.93

*Herrn Prof. Fütterer  
mit freundlichen Grüßen  
Rüdiger Hotten*

Anschrift des Autors:  
Rüdiger Hotten  
Lehr- und Forschungsgebiet für Geologie - Endogene Dynamik  
am Geologischen Institut der  
Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen  
Lochnerstraße 4 - 20  
D-5100 Aachen

---

Druckfassung einer Dissertation  
Fakultät für Bergbau, Hüttenwesen und Geowissenschaften  
der RWTH Aachen

D 82 (Diss. RWTH Aachen)

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	4
Zusammenfassung	6
Summary	8
1. Einleitung	11
1.1. Zielsetzung der Arbeit und Arbeitsprogramm	11
1.2. Geographie der Shackleton Range	13
1.3. Geologischer Rahmen	14
1.3.1. Petrographie und Petrologie des kristallinen Grundgebirges der Shackleton Range	16
1.3.1.1. Read Mountains Metamorphic Complex	18
1.3.1.2. North Shackleton Range Metamorphic Complex	19
1.3.2. Stratigraphie, Petrographie und Fazies der sedimentären Hüllserien	20
1.3.2.1. Watts Needle Formation	20
1.3.2.2. Turnpike Bluff Group	21
1.3.2.3. Haskard Highlands Formation	22
1.3.2.4. Blaiklock Glacier Group	22
1.3.3. Tektonische Verhältnisse	23
1.3.3.1. Read Mountains	23
1.3.3.2. Nördliche und nordwestliche Shackleton Range	25
1.4. Die mafischen Gänge der Shackleton Range: Geländebefunde	26
1.4.1. Vorkommen und Ausbildung der Gänge	27
1.4.2. Die tektonische Beanspruchung der Gänge	30
1.5. Die mafischen Gänge der Heimefrontfjella, W-Neuschwabenland	37
1.6. Zusammenfassender Überblick	39
2. Untersuchungen am Gesteinsmaterial der mafi- schen Gänge	41
2.1. Petrographische Untersuchungen an den Gang- gesteinen	41
2.1.1. Methodik	41
2.1.2. Die mafischen Gänge der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range	43
2.1.2.1. Gesteinsbildende Silikatminerale und sekundäre Überprägung der Dykes	46
2.1.2.2. Erzmineralgehalt der Ganggesteine	53
2.1.3. Die mafischen Gänge der Read Mountains	61
2.1.3.1. Gesteinsbildende Silikatminerale und sekundäre Überprägung der Dykes	62
2.1.3.2. Erzmineralgehalt der Ganggesteine	69
2.1.4. Petrographie eines Granodioritganges	75

2.1.5. Petrographie der mafischen Gänge der Heimefrontfjella	76
2.1.6. Zusammenfassung der petrographischen Untersuchungsergebnisse	80
2.2. Geochemische Untersuchungen am Probenmaterial der Dykes	83
2.2.1. Methodik	83
2.2.2. Mobilität der Haupt- und Nebenelemente	84
2.2.3. Geochemische Charakterisierung der mafischen Gänge	92
2.2.3.1. Nördliche und nordwestliche Shackleton Range	92
2.2.3.2. Read Mountains	101
2.2.3.3. Die mafischen Gänge der Heimefrontfjella / Westneuschwabenland	107
2.2.3.4. Diskussion der Ergebnisse	111
2.2.4. Zusammenfassung der geochemischen Untersuchungsergebnisse	114
2.3. Isotopengeochemische Bestimmung von Mineral- und Gesamtgesteinsaltern der Gänge	116
2.3.1. Methodik	116
2.3.2. Ergebnisse der K-Ar-Messungen und deren Diskussion	118
2.3.3. Ergebnisse der Sm-Nd-Messungen und deren Diskussion	121
2.3.4. Zusammenfassung der Ergebnisse der isotopengeochemischen Untersuchungen	124
2.4. Paläomagnetische Untersuchungen an den Ganggesteinen	126
2.4.1. Methodik	127
2.4.1.1. Gesteinsmagnetische Untersuchungsmethoden	127
2.4.1.1.1. Thermomagnetische Messungen	127
2.4.1.1.2. Messung magnetischer Hysteresis-Kurven	129
2.4.1.2. Messung und Darstellung von magnetischen Richtungsvektoren und Paläopollagen	133
2.4.2. Ergebnisse	136
2.4.2.1. Gesteinsmagnetik	136
2.4.2.1.1. Thermomagnetische Messungen	136
2.4.2.1.2. Messung magnetischer Hysteresis-Kurven	144
2.4.2.1.3. Zusammenfassende Beurteilung der gesteinsmagnetischen Daten	150
2.4.2.2. Bestimmung der charakteristischen remanenten Magnetisierungsrichtungen	151
2.4.2.2.1. Die ChRM mafischer Gänge der Basaltgruppe I (nördliche Shackleton Range)	155
2.4.2.2.2. Die ChRM mafischer Gänge der Basaltgruppe II (nördliche Shackleton Range)	162

2.4.2.2.3. Die ChRM mafischer Gänge der Basaltgruppen IV und V (Read Mountains)	169
2.4.3. Zusammenfassung der Ergebnisse der paläomagnetischen Untersuchungen und deren Bedeutung für die Bestimmung der Intrusionsalter	179
3. Zusammenfassende Diskussion aller Arbeitsergebnisse und Schlußfolgerungen	184
3.1. Bedeutung der Ergebnisse bezüglich der Krustenentwicklung der Shackleton Range	184
3.1.1. Extensionsphasen	184
3.1.2. Alter der Intrusionen und deren Einordnung in das großtektonische Geschehen	185
3.2. Bedeutung der Ergebnisse bezüglich der geotektonischen Stellung der Shackleton Range	197
Literaturverzeichnis	201
Anhang:	214
A Datenblätter zu den petrographischen Modalanalysen	215
B Datenblätter zu den Röntgenfluoreszenzanalysen	217
C Datenblatt zur K/Ar-Altersbestimmung	225





## Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des von der DFG geförderten Forschungsvorhabens "Geodynamik am pazifischen Rand Gondwanas - Orogenesen, Metamorphosen und Magmatismus in der Shackleton Range/Antarktika" (Sp 235/4) am Geologischen Institut der RWTH Aachen angefertigt. Das den durchgeführten Untersuchungen zugrundeliegende Proben- und Datenmaterial kann dort, am Lehr- und Forschungsgebiet für Geologie - Endogene Dynamik, eingesehen werden.

Für die Anregung zu dieser Arbeit, für die sie begleitende Unterstützung, die anregenden Diskussionen und die sorgfältige Durchsicht des Manuskripts spreche ich Herrn Prof. Dr. G. Spaeth, Lehr- und Forschungsgebiet für Geologie - Endogene Dynamik der RWTH Aachen, meinen herzlichen Dank aus.

Der DFG danke ich für die finanzielle Förderung des Projekts. Für die Vorbereitung und Durchführung der Expedition in die Shackleton Range 1987/88, in deren Verlauf die dieser Arbeit zugrundeliegenden Geländearbeiten vorgenommen wurden, möchte ich dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) in Bremerhaven wie auch der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover meinen Dank aussprechen. Dem AWI danke ich darüberhinaus für die Drucklegung der Arbeit.

Herrn Prof. Dr. G. Friedrich, Lehrstuhl und Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH Aachen, und Herrn Prof. Dr. J. Wohlenberg, Lehr- und Forschungsgebiet Angewandte Geophysik der RWTH Aachen, danke ich für die Übernahme der Korreferate.

Ein Teil des bearbeiteten Probenmaterials, ohne den die vorliegende Arbeit in diesem Umfang nicht möglich gewesen wäre, wurde vom Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre (IGDL) der Universität Göttingen zur Verfügung gestellt. Mein besonderer Dank gebührt deshalb auch Herrn Prof. Dr. K. Weber, IGDL Göttingen und Herrn Dr. M. Peters, AWI, ehem. IGDL Göttingen, der darüberhinaus die orientierte Beprobung der mafischen Gänge für die paläomagnetische Bearbeitung vorgenommen hatte. Herrn Dr. K. Wemmer und Herrn Dr. H. Ahrend, ebenfalls IGDL der Universität Göttingen, sei für die freundliche Unterstützung bei der Probenvorbereitung und für die Durchführung der K-Ar-Analysen gedankt.

Herrn Prof. Dr. J. Untiedt, Institut für Geophysik der Universität Münster, bin ich für die Möglichkeit der Durchführung paläomagnetischer Untersuchungen zu Dank verpflichtet. Meinen herzlichen Dank spreche ich Frau Dr. E. Schnepf, Institut für Geophysik der Universität Münster, für die Einarbeitung in die paläomagnetischen Arbeitsmethoden und für die geduldige und hilfreiche Unterstützung bei den Messungen und bei der Diskussion und Interpretation der paläomagnetischen Arbeitsergebnisse aus. Ihr wie auch Herrn Dr. H.P. Thominski, ehem. Lehr- und Forschungsgebiet Angewandte Geophysik der RWTH Aachen, danke ich für die kriti-



sche Durchsicht des Paläomagnetik-Kapitels.

Für die Einführung in die Arbeitsmethoden der Geochronologie, für die Betreuung während der Probenvorbereitung und für die Durchführung der Sm-Nd-Isotopenanalysen am Massenspektrometer im Zentrallaboratorium für Geochronologie (ZLG) der Universität Münster gilt mein Dank Herrn Dr. U. Kramm. Gedankt sei auch allen weiteren Mitarbeitern des ZLG, die an der Vorbereitung und Durchführung der Sm-Nd-Messungen beteiligt waren.

Herrn Prof. Dr. G. Friedrich, Lehrstuhl und Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH Aachen, danke ich weiterhin für die Möglichkeit der Durchführung der geochemischen Analysen, der erzmikroskopischen Untersuchungen, der Röntgendiffraktometeranalysen sowie der Benutzung der Mikrosonde.

Herrn Dr. W.L. Plüger, Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH Aachen, spreche ich für die freundliche Unterstützung bei den Röntgenfluoreszenzanalysen meinen Dank aus. Gedankt sei auch den Mitarbeitern des geochemischen Labors, die die Durchführung der RFA-Messungen übernahmen.

Herrn Dr. R. Gussone, ebenfalls Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH Aachen, danke ich für die freundliche Unterstützung bei den erzpetrographischen Untersuchungen. Frau G. Siebel übernahm dankenswerterweise die Durchführung der Röntgendiffraktometeranalysen. Mein Dank gilt auch Frau Dr. A. Wiechowski und Frau B. Thiele für die Betreuung an der Mikrosonde.

Einen besonderen Dank aussprechen möchte ich ferner Frau cand. geol. G. Dieken, Frau cand. geol. D. Lenzen und Frau cand. geol. M. Willuweit für ihre zuverlässige und fleißige Mithilfe bei der Aufbereitung des umfangreichen Probenmaterials für die geochemischen und isotopengeochemischen Messungen und bei der graphischen Darstellung der Meßergebnisse. Darüberhinaus danke ich allen weiteren Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Geologischen Instituts, allen voran Frau W. Sye und Herrn W. Kraus, die durch ihre Unterstützung zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

### Zusammenfassung

Die Shackleton Range/Antarktika gehört zu den inneren Bereichen des kompliziert gebauten pazifischen Randes von Gondwana. Südöstlich des Filchner-Schelfeises im atlantischen Sektor am westlichen Rand des Ostantarktischen Schilddes gelegen, besteht sie überwiegend aus präkambrischem, kristallinem Grundgebirge. Teilweise überlagern nicht- bzw. nur niedriggradig metamorphe Sedimentserien das Basement. Die strukturelle Hauptrichtung zeigt sich in einem E-W-Trend der Streichrichtungen von Falten und Störungen.

Das kristalline Grundgebirge, z.T. auch die überlagernden Sedimentserien, werden diskordant von mafischen Gängen durchschlagen. Während der deutschen Expedition in die Shackleton Range 1987/1988 wurden insgesamt 26 dieser Gänge systematisch beprobt. Die petrographische, geochemische, isotopengeochemische und paläomagnetische Bearbeitung dieses Gangmaterials, Gegenstand der vorliegenden Arbeit, leistet einen Beitrag zur Ermittlung der geotektonischen Stellung der Shackleton Range, der Analyse ihrer Krustenentwicklung und der Alter ihrer Gesteinsverbände.

Petrographische Untersuchungen erlauben eine Untergliederung der Gänge nach fünf verschiedenen Basaltgruppen. Unterschieden werden die Basaltgruppen I bis III für die Gänge der nördlichen Shackleton Range sowie zwei weitere Basaltgruppen IV und V für die Gänge der im südlichen Teil der Shackleton Range gelegenen Read Mountains. Alle Ganggesteine zeigen ein fein- bis mittelkörniges, subophitisches Gefüge. Primärmagmatische Hauptkomponenten sind Plagioklas, Augit und opake Minerale; Orthopyroxen, Biotit, Olivin, Hornblende, Alkalifeldspat und Apatit können in verschiedenen hohen Anteilen enthalten sein. Neben Unterschieden in der primärmagmatischen Zusammensetzung ist die Abgrenzung der Basaltgruppen untereinander wesentlich auf Art und Ausmaß sekundärer Umwandlungsprozesse zurückzuführen. Während die Gänge der Basaltgruppen I bis III ausschließlich eine hydrothermale Beanspruchung - in sehr unterschiedlicher Intensität - erkennen lassen, kann aus Mineralum- und -neubildungen in Gesteinen der Basaltgruppen IV und V auf eine sehr niedriggradige bis niedriggradige Metamorphose geschlossen werden.

Eine nähere Untersuchung der Erzminerale erfolgte in Ergänzung zu den gesteinsmagnetischen Untersuchungen durch Auflichtmikroskopie, Röntgendiffraktometer- und Mikrosondenanalysen. Neben Titanomagnetit und Ilmenit treten untergeordnet Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und Hämatit auf. Titanomagnetit zeigt Hochtemperatur-Oxidation der Klassen 1 bis 3. Darüberhinaus ist Titanomagnetit ebenso wie Ilmenit in unterschiedlichem Ausmaß durch hydrothermale Prozesse und/oder durch Tieftemperatur-Oxidation umgewandelt.

Die petrographische Untergliederung der Gänge in die Basaltgruppen I, IV und V zeigt sich auch in geochemischen Gemeinsamkeiten der einzelnen Gruppen zugeordneten Gänge. Die Proben der Gruppen II und III sind geochemisch

weniger eindeutig gegeneinander abzugrenzen; sie folgen einem gemeinsamen Differentiationstrend. Einen deutlichen, kontinuierlichen Trend zeigen auch die Proben der Basaltgruppe IV.

Durch eine weiterführende Auswertung weitgehend immobilier Elemente in verschiedenen Diagrammdarstellungen können die Basaltgruppen unterschiedlichen Stamm-Magmen und den im folgenden Absatz aufgeführten geotektonischen Positionen zugeordnet werden.

In Verbindung mit Altersbestimmungen nach der K-Ar- und der Sm-Nd-Methode sowie weiteren Altershinweisen durch die Bestimmung von paläomagnetischen Pollagen und deren Vergleich mit bekannten Polpositionen Ostantarktikas erweisen sich die Gänge der Basaltgruppe I (nördliche Shackleton Range) als jurassische tholeiitische Flutbasalte oder mit Riftprozessen in Verbindung stehende Intraplattenbasalte.

Bei den Gängen der Basaltgruppen II und III (nördliche Shackleton Range) handelt es sich um untersilurische bis mitteldevonische transitionale bis alkalische kontinentale Intraplattenbasalte, die in der Reihenfolge ihres räumlichen Auftretens von West nach Ost zunehmend höher differenziert sind.

Für die Gänge der Basaltgruppe IV (Read Mountains) können jungproterozoische Alter um 800 Ma angenommen werden; diese Gänge weisen die tholeiitische Zusammensetzung kontinentaler Flutbasalte auf und sind in unterschiedlichem Ausmaß differenziert.

Auf erheblich höhere Alter - um 1200 Ma - lassen die Untersuchungsergebnisse der Gänge der Basaltgruppe V (Read Mountains) schließen; sie besitzen einen alkalischen Chemismus und sind einem Intraplattenmagmatismus zuzuordnen.

Entsprechend den genannten Intrusionsaltern der Gänge werden für das Gebiet der Shackleton Range seit dem mittleren Proterozoikum insgesamt vier Extensionsphasen angenommen. Krustendehnungen, verbunden mit den Intrusionen der mafischen Gänge, fanden den Untersuchungsergebnissen der vorliegenden Arbeit zufolge jeweils vor der jungpräkambrischen Nimrod-Orogenese, zwischen der Nimrod- und der kambrischen Ross-Orogenese, im Anschluß an die Ross-Orogenese und in Verbindung mit dem Abdriften Ostantarktikas vom südlichen Afrika im Jura statt.

Die paläomagnetischen Daten lassen weitere Rückschlüsse auf die Krustenentwicklung zu. Vermutungen, die Hauptstreichrichtung der Shackleton Range, die von derjenigen des Ross-Orogens deutlich abweicht, sei auf eine Rotation oder Verschiebung des Shackleton Range-Krustenblocks aus einer ursprünglich in der Hauptstreichrichtung des Ross-Orogens orientierten Lage hin in die heutige Position zurückzuführen, können nicht bestätigt werden. Sowohl die Übereinstimmung der paläomagnetisch ermittelten Pollagen mit Polpositionen gleichaltriger Gesteine anderer Gebiete Ostantarktikas als auch - nach einer rechnerisch simulierten Rekonstruktion Gondwanas und der damit verbundenen Verschiebung der ermittelten Pollagen - ihre Positionen in der paläozoisch-mesozoischen Polwanderkurve für den Gondwa-

na-Kontinent sprechen gegen eine solche Rotation und für eine autochthone Position des Shackleton Range-Krustenblocks. Geotektonisch kann dieser als ein ausgefaltetes Aulakogen oder aber auch als Teil eines Subduktionsorogens betrachtet werden.

### Summary

The Shackleton Range in Antarctica belongs to the inner part of the complexly structured Pacific edge of Gondwana. Located in the south east of the Filchner Ice Shelf on the western edge of the East Antarctic Shield, the Shackleton Range consists predominantly of a high-grade to medium-grade metamorphic Precambrian basement, partly covered by low-grade to non-metamorphic sediments of Proterozoic and Paleozoic age. The structural main direction is represented by the east-west oriented strike directions of folds and faults.

Mafic dykes (basalt or dolerite intrusions) cut through these series.

During the German expedition in the Shackleton Range 1987/1988, samples from 26 mafic dykes were taken. The petrographic, geochemical, isotope geochemical, and paleomagnetic analyses of these samples, subject of the present paper, contribute to the investigation of the geotectonic position of the Shackleton Range as well as to the analysis of its crustal development and the ages of its rock formations.

Petrographic investigations show that five "basalt groups" can be distinguished. The dykes in the northern part of the Shackleton Range are divided into basalt groups I, II, and III, the dykes of the Read Mountains, situated in the southern part of the Shackleton Range, into basalt groups IV and V. All dyke rocks have a fine to medium-grained subophitic texture. Magmatic components are plagioclase, augite, and opaque minerals; orthopyroxene, biotite, olivine, hornblende, alkali feldspar, and apatite can also be found. In addition to differences in the magmatic composition, the definition of the basalt groups is based on the degree of alteration and, in some cases, on metamorphism. The dykes of the basalt groups I to III are only hydrothermally altered at different intensities, whereas the composition of secondary minerals in the rocks of the basalt groups IV and V reveal a very low-grade to low-grade metamorphism.

Magnetic investigations of the samples were conducted and their results supported by analyses of the opaque minerals performed under microscope, by X-ray diffraction, and microprobe. In addition to titanomagnetite and ilmenite pyrite, chalcopyrite, sphalerite, and hematite occur in smaller percentages. Titanomagnetite shows high-temperature oxidation of classes 1 to 3. Hydrothermal alteration of different intensities can also be observed in titanomag-

netite and ilmenite.

The subdivision into the basalt groups I, IV, and V is also based on geochemical similarities of dykes belonging to one group. On the other hand, the samples of groups II and III are less similar in their geochemical characteristics than the other groups but follow a common line of differentiation, instead. The samples of the basalt group IV also show a clear and continuous line of differentiation.

The basalt groups can be assigned to different parental magmas and geotectonic positions by plotting the geochemical features in discrimination diagrams which are based on elements or element ratios that are insensitive to secondary processes.

Through age determinations by potassium/argon- and samarium/neodymium-analyses and by defining and comparing paleomagnetic pole positions, the dykes belonging to basalt group I (northern Shackleton Range) proved to be Jurassic tholeiitic flood basalts or within-plate basalts which are connected to rift processes.

The dykes of basalt groups II and III (northern Shackleton Range) are transitional to alkaline continental within-plate basalts, intruded during the Early Silurian up to the Middle Devonian. These dykes show, depending on their occurrence, from the western to the eastern part of the northern Shackleton Range an increasing degree of differentiation.

The dykes of the basalt group IV (Read Mountains) can assumed to be of Late Proterozoic age, probably ageing about 800 million years. These dykes appear as tholeiitic continental flood basalts and can also be differentiated to different degrees.

The analysis of the dykes of basalt group V (Read Mountains) show distinctly higher ages, about 1,200 million years. The dykes of this group are of alkaline composition and can be assigned to a within-plate magmatism.

Corresponding to the calculated ages, four phases of crust extensions from the Middle Proterozoic onward are assumed for the Shackleton Range. Such extensions, causing the intrusions of the dykes, occurred directly before the Nimrod orogeny of Late Proterozoic age, between the Nimrod orogeny and the Cambrian Ross orogeny, following the Ross orogeny and in connection with the Jurassic Gondwana break-up.

The paleomagnetic data allow some more conclusions to be made with reference to the development of the crust. The structural main direction of the Shackleton Range deviates clearly from the main direction of the Ross orogen. A rotation or shifting of the Shackleton Range crust block from a former main structural direction corresponding to

the one of the Ross orogen to its current position could not be proved. The paleomagnetic pole positions, defined by the demagnetisation of the dyke samples, correspond to other pole positions determined on rocks of the same age of other East Antarctic regions. In addition, the pole positions conform to the apparent polar wander path of Gondwana for the Paleozoic and Mesozoic after a simulated rotation of East Antarctica back to its former Gondwana position in relation to Africa. Both statements contradict a rotation hypothesis and suggest an autochthonous position of the Shackleton Range. Therefore, the Shackleton Range may be considered in geotectonic terms as a folded aulacogen or as part of a subduction orogen.

## 1. Einleitung

Die Shackleton Range/Antarktika gehört zu den inneren Bereichen des kompliziert gebauten pazifischen Randes von Gondwana. Im Grenzbereich des Ostantarktischen Schildes und der jüngeren Orogenzonen (Ellsworth-, Ross-, Beardmore-Orogen) gelegen, wird sie als Schlüsselgebiet für die Klärung vieler noch offener geologischer Fragestellungen betrachtet. Ein Grundgedanke der 1987/88 vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (Bremerhaven) und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) ausgerichteten geologischen Expedition in die Shackleton Range war daher, die bisherigen deutschen Antarktisaktivitäten - Ellsworth-Mountains/Ellsworth-Orogen, Victoria-Land/Ross-Orogen, Neuschwabenland/Ostantarktischer Schild - in der Shackleton Range zu bündeln (KLEINSCHMIDT & ROLAND 1988). Auf der Grundlage der Geländedaten dieser Expedition sollen die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit einen Beitrag liefern zur Ermittlung der geotektonischen Stellung der Shackleton Range, zur Analyse ihrer Krustenentwicklung und zum Alter ihrer Gesteinsverbände.

### 1.1. Zielsetzung der Arbeit und Arbeitsprogramm

Die Kenntnisse über die geologischen Verhältnisse in der Shackleton Range beruhen bisher auf den Ergebnissen der Commonwealth Trans-Antarctic Expedition 1955-58, britischer Expeditionen (1967, 1968-71, 1977/78) und sowjetischer Expeditionen (1976/77, 1978/79 unter Beteiligung ostdeutscher Geologen). Grundzüge des geologischen Aufbaus der Shackleton Range sind daher bekannt; ebenso existieren bereits zahlreiche Daten zur chronologischen Einstufung der metamorphen, magmatischen und sedimentbildenden Ereignisse. Eine Vielzahl von Fragen ist jedoch noch offen. Durch stratigraphische Unsicherheiten ist die Zuordnung von Deformations- und Metamorphose-Ereignissen noch nicht abschließend geklärt. Die Beziehung der einzelnen Einheiten zueinander und die Art ihrer gegenseitigen Grenzen waren und sind weiterhin z.T. umstritten. Ebenso unklar ist die geotektonische Stellung der Shackleton Range; teilweise wird diese als ein Abzweig des Ross-Orogens bzw. als Aulakogen betrachtet, teilweise wird sie auch als ein rotiertes Krustenstück bzw. ein "allochthonous terrane" diskutiert (Literatur im folgenden Text, Kapitel 3.2.).

Durch die bisher erfolgte Auswertung der Geländeaufnahmen der deutschen geologischen Expedition in die Shackleton Range 1987/88 wurden bereits wesentliche Fortschritte in der Klärung strukturgeologischer, petrologischer und geochronologischer Fragestellungen erzielt. In diesem Zusammenhang ist auch die vorliegende Arbeit über die mafischen Gänge der Shackleton Range zu betrachten. Eine möglichst vollständige Erfassung der mafischen Gänge nach Raumlage, Verbands- und Altersverhältnissen sowie deren umfangreiche Beprobung für Altersdatierung, Geochemie und Paläomagnetik

insbesondere in den Read Mountains und den Haskard Highlands waren Programmpunkte der Expedition. Unter "mafischen Gängen" werden in dieser Arbeit Basalt führende, nicht oder nur niedriggradig metamorphe, diskordante, gangartige Intrusionen verstanden; in der englischen Literatur wird in diesem Zusammenhang von "dolerite dykes" gesprochen.

Obwohl die mafischen Gänge nur einen sehr geringen Teil des betrachteten Krustenausschnitts ausmachen, sind die Kenntnisse über die Häufigkeit ihres Auftretens, ihrer Verbands- und Lagerungsverhältnisse und ihrer stofflichen Zusammensetzung von besonderem Interesse hinsichtlich der geotektonischen Entwicklung der betrachteten Regionen. Anzahl, Raumlage und Mächtigkeit geben Aufschluß über Ausmaße und Richtungen von Krustendehnungen. Die Bestimmung der Intrusionsalter gibt den Zeitraum für derartige krustale Extensionsphasen an; darüberhinaus ist diese auch von hohem Wert für die altersmäßige Fixierung der von den Gängen durchschlagenen Gesteinskomplexe. Geochemische Daten geben Hinweise auf die geotektonische Position der Untersuchungsgebiete zur Zeit der Intrusionen. Paläomagnetische Untersuchungen können durch den Vergleich mit paläomagnetischen Daten anderer Regionen die Frage klären helfen, ob die Shackleton Range in ihrem geotektonischen Werdegang als Krustenstück größere Driftwege zurückgelegt hat oder/und Rotationen unterworfen war. Das Studium der mafischen Gänge ist auch von Bedeutung für die weitere Aufklärung der geotektonischen Entwicklung des pazifischen Randes des Ostantarktischen Schildes und des Zerfalls von Gondwana (vgl. hierzu auch PETERS & SPAETH 1988).

Zur Klärung dieser Fragestellungen wurden petrographische, geochemische, isotopengeochemische und paläomagnetische Untersuchungen am Material der mafischen Gänge der Shackleton Range durchgeführt. Neben den basaltischen Dykes wurde ein weiterer Gang, und zwar von granodioritischer Zusammensetzung in die Untersuchungen mit einbezogen.

Darüberhinaus wurden zwei mafische Gänge der Heimefrontfjella (Westneuschwabenland) bearbeitet. Ebenso wie die Shackleton Range und das Transantarktische Gebirge liegt Westneuschwabenland am bzw. nahe dem pazifischen Rand des Ostantarktischen Kratons. Während jedoch präkambrische Gesteinsformationen Westneuschwabenlands tektonische Strukturen aufweisen, deren Richtungen zu einem gewissen Grad mit denen des Transantarktischen Gebirges in Bezug gebracht werden können, stellen diejenigen der Shackleton Range aufgrund ihrer vollständig verschiedenen Richtung eine tektonische Anomalie dar (vgl. Kapitel 1.3.). Paläomagnetische Untersuchungen im Verbund mit der isotopengeochemischen Datierung der Gänge sollten daher Aufschluß über die geotektonische Stellung und Relationen beider Regionen zueinander, insbesondere in Bezug auf die Einflüsse der Ross-Orogenese und des mesozoischen Gondwana-Zerfalls, ergeben. Da jedoch die paläomagnetischen Messungen am Gesteinsmaterial der Heimefrontfjella-Dykes nicht zu verwertbaren Daten führten, ihre Altersbestimmung darüberhinaus im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich war und somit ein Vergleich der Daten beider Regionen nicht zu den



gewünschten Aussagen führen kann, beschränken sich die weiteren Ausführungen bezüglich der untersuchten Heimefrontfjella-Gänge nur auf eine kurze Darstellung der Petrographie und der geochemischen Eigenschaften.

Jedoch auch ohne den direkten Vergleich zu den Gängen der Heimefrontfjella sind paläomagnetische Untersuchungen ein wertvolles Instrumentarium für die Beantwortung vielseitiger Fragestellungen. Zusätzlich zu isotopengeochemischen Altersbestimmungen lassen sich durch den Vergleich von ermittelten Paläopollagen der Shackleton Range-Dykes mit bereits bekannten Paläopolpositionen datierter Magmatitvorkommen anderer Regionen weitere Hinweise auf die Altersstellung der Gänge gewinnen. Sollte die abweichende Streichrichtung der Shackleton Range tatsächlich auf Rotation dieses Krustenblocks zurückzuführen sein, müßte sich diese Lageveränderung gegenüber der Ausgangsposition auch in den Pollagen solcher Dykes widerspiegeln, deren Intrusion (bzw. Erwerb einer stabilen remanenten Magnetisierung, vgl. Kapitel 2.4.) vor der Krustenbewegung erfolgte. Darüberhinaus können die datierten Paläopolpositionen der Gänge zur weiteren Definition der bislang unvollständigen Polwanderkurve Ostantarktikas beitragen. Die Darstellung der paläomagnetischen Arbeitsergebnisse ist deshalb ein wesentlicher Anteil der vorliegenden Arbeit.

## 1.2. Geographie der Shackleton Range

Die Shackleton Range liegt am südöstlichen Rand des Filchner-Schelfeises zwischen  $30^{\circ}30'W$  und  $19^{\circ}W$  und zwischen  $80^{\circ}07'S$  und  $80^{\circ}50'S$  (Abb. 1). Bei einer N-S-Erstreckung von etwa 75 km und einer E-W-Erstreckung von etwa 200 km umfaßt sie eine Fläche von ca. 15000 km<sup>2</sup>. Im Norden wird sie vom Slessor-Gletscher, im Süden vom Recovery-Gletscher umflossen; beide Eisströme münden im Westen der Range in das Filchner-Schelfeis. Im Osten verliert sich das Gebirge unter dem Eis des Polarplateaus.

Die bereichsweise mächtige Eisbedeckung bedingt eine Untergliederung der Shackleton Range in mehrere Teilgebirge (Abb. 2): Im Norden befinden sich die Lagrange Nunataks und die Herbert Mountains, im Osten das Pioneers Escarpment. Im Süden erstrecken sich die Gebirgszüge der Read Mountains und Stephenson Bastion, im Westen schließen sich die Otter und Haskard Highlands an. Das Gebirge weist ein deutliches Gefälle nach N auf. Mit Werten um knapp über 1800 m ü. NN werden die größten Höhen in den Read Mountains erreicht, die niedrigsten Höhen liegen um 800 m ü. NN in den nördlichen Haskard Highlands. Mit Ausnahmen in den Read Mountains und um Stephenson Bastion ist das in nördliche Richtung geneigte Gefälle auch gut an mehr als 25 unterschiedlich großen Gipfelplateaus zu erkennen. Dem Gefälle entsprechend fließt der größere Teil des die Berge bedeckenden Eises nach N zum Slessor Gletscher, der kleinere Teil nach Süden zum Recovery Gletscher aus (HÖFLE 1988).

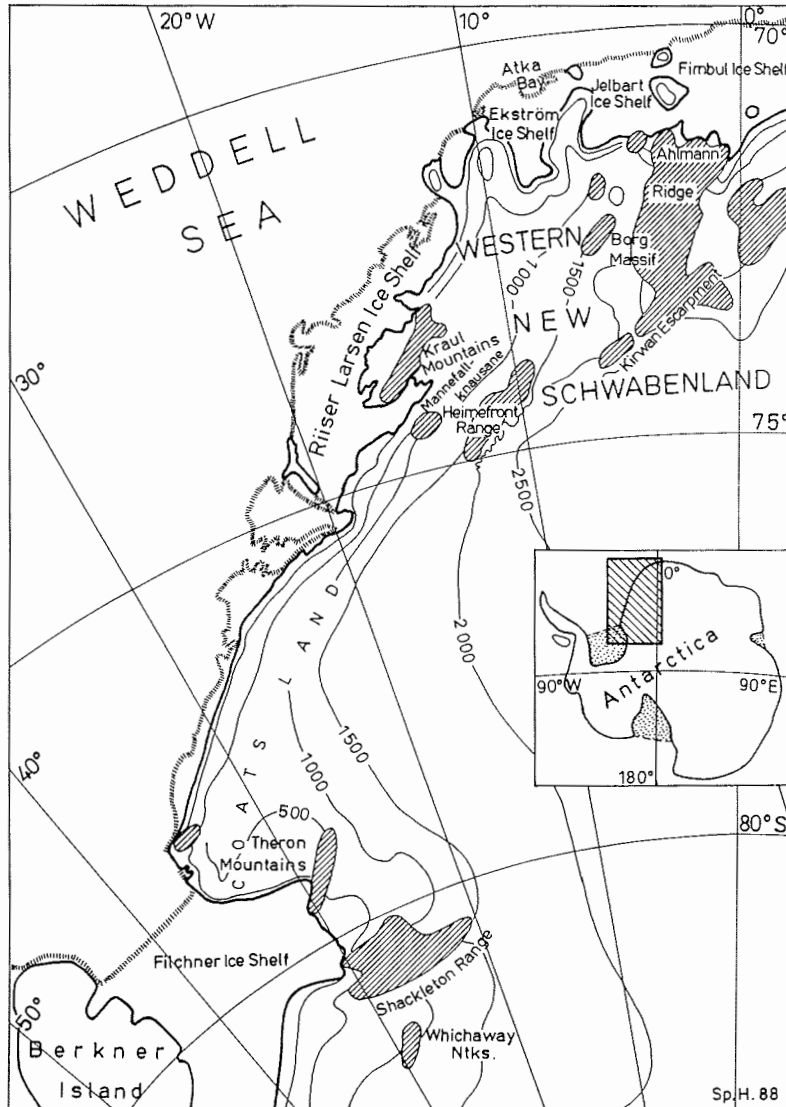


Abb. 1: Geographische Übersichtskarte des Gebietes östlich des Weddel-Meereres (SPAETH & FIELITZ 1991).

### 1.3. Geologischer Rahmen

Der größte Teil der Shackleton Range besteht aus präkambrischem kristallinem Grundgebirge, dem Shackleton Range Metamorphic Complex. Untergliedert wird das Grundgebirge in einen Read Mountains Metamorphic Complex und einen North

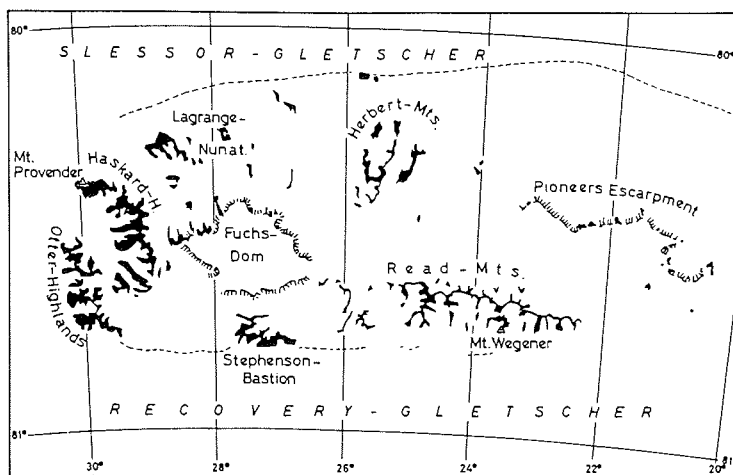


Abb. 2: Die Shackleton Range und ihre Teilgebirge (KLEIN-SCHMIDT & ROLAND 1988).

Shackleton Range Metamorphic Complex, die sich in ihrer metamorphen Überprägungsgeschichte und ihrer tektonischen Situation voneinander unterscheiden (BUGGISCH et al. 1990). Im Süden und Südosten wird das Kristallin durch die Sedimente der Watts Needle Formation und einer schwach metamorphen Schiefer- und Quarzitfolge, der Turnpike Bluff Group, überlagert (Abb. 3). Während die Watts Needle Formation allgemein als spätproterozoisch angesehen wird, ist das Alter der Turnpike Bluff Group umstritten; unterschiedliche Interpretationen der Verbandsverhältnisse, Metamorphosegrade und der bekannten Altersdaten führen zu einer spätproterozoischen oder kambrischen Einstufung. Ähnlich umstritten ist auch, ob die Grenze zwischen beiden Einheiten auf deckentektonisches Geschehen zurückgeht (BUGGISCH et al. 1990; PAECH 1990; PAECH et al. 1991). Im Westen und Nordwesten (Otter und Haskard Highlands) bedeckt die ca. 3000 m mächtige, ordovizische Blaiklock Glacier Group, nicht-metamorphe Molassebildungen aus vorwiegend Sandsteinen und Konglomeraten, das Kristallin. Mafische Gänge durchschlagen sowohl Gesteine beider Basement-Complexe als auch der Blaiklock Glacier Group, nicht jedoch der Watts Needle Formation und der Turnpike Bluff Group.

Die grundlegende stratigraphische Gliederung der Shackleton Range geht auf CLARKSON (1972) zurück und wurde zwischenzeitlich mehrfach modifiziert (CLARKSON 1982a, 1982b, 1983; MARSH 1983a, 1983b; PAECH 1986, 1990; BUGGISCH et al. 1990; PAECH et al. 1991). Tab. 1 stellt eine Gliederung nach den genannten stratigraphischen Einheiten dar, die der auf dem "Internationalen Workshop zur Geologie der

Tab. 1: Gliederung der stratigraphischen Einheiten der Shackleton Range (INTERNATIONALER WORKSHOP ZUR GEOLOGIE DER SHACKLETON RANGE, 1990).

Blaiklock Glacier Group	Otter Highlands Formation Mount Provender Formation	nichtmetamorphe Sedimentite
	Haskard Highlands Formation	
Turnpike Bluff Group	Weyth Heights Formation Stephenson Bastion Formation Flett Crags Formation Mount Wegener Formation	i.w. Schiefer und Quarzite
	Watts Needle Formation	
North Shackleton Range Metamorphic Complex	Williams Ridge Formation Nostoc Lake Formation Mount Gass Formation	suprakrustale Metamorphite
	Mount Weston Gneis Pratts Peak Pyroxenite	infrakrustale Gesteine
Read Mountains Metamorphic Complex		infrakrustale Gesteine

Shackleton Range" im April 1990 in Hannover (BRD) für die Erstellung einer geologischen Karte beschlossenen Gliederung entspricht; einige neue Erkenntnisse dieses Arbeitstreffens, die noch nicht veröffentlicht sind, werden in der vorliegenden Arbeit unter Berufung auf den Workshop angeführt.

Tabelle 2 zeigt die zeitliche Einordnung der lithostratigraphischen Einheiten nach BUGGISCH et al. (1990). In den folgenden Kapiteln werden diese im einzelnen beschrieben.

### 1.3.1. Petrographie und Petrologie des kristallinen Grundgebirges der Shackleton Range

Die allgemeinen Gründe für eine Untergliederung des kristallinen Grundgebirges, des Shackleton Range Metamorphic Complex, in einen Read Mountains Metamorphic Complex und einen North Shackleton Range Metamorphic Complex sind im wesentlichen in der metamorphen Überprägungsgeschichte zu suchen. Während die Gesteine des North Shackleton Range Metamorphic Complex durch die Ross Orogenese stark betroffen und teilweise verjüngt wurden (GREW & HALPERN 1979;

Abb. 3: Geologische Karte der Shackleton Range und Lage der mafischen Gänge (Topographie nach einer topographischen Karte der Shackleton Range 1 : 250.000 des Britisch Antarctic Survey, 1980; Geologie in Anlehnung an BUGGISCH et al. 1990).

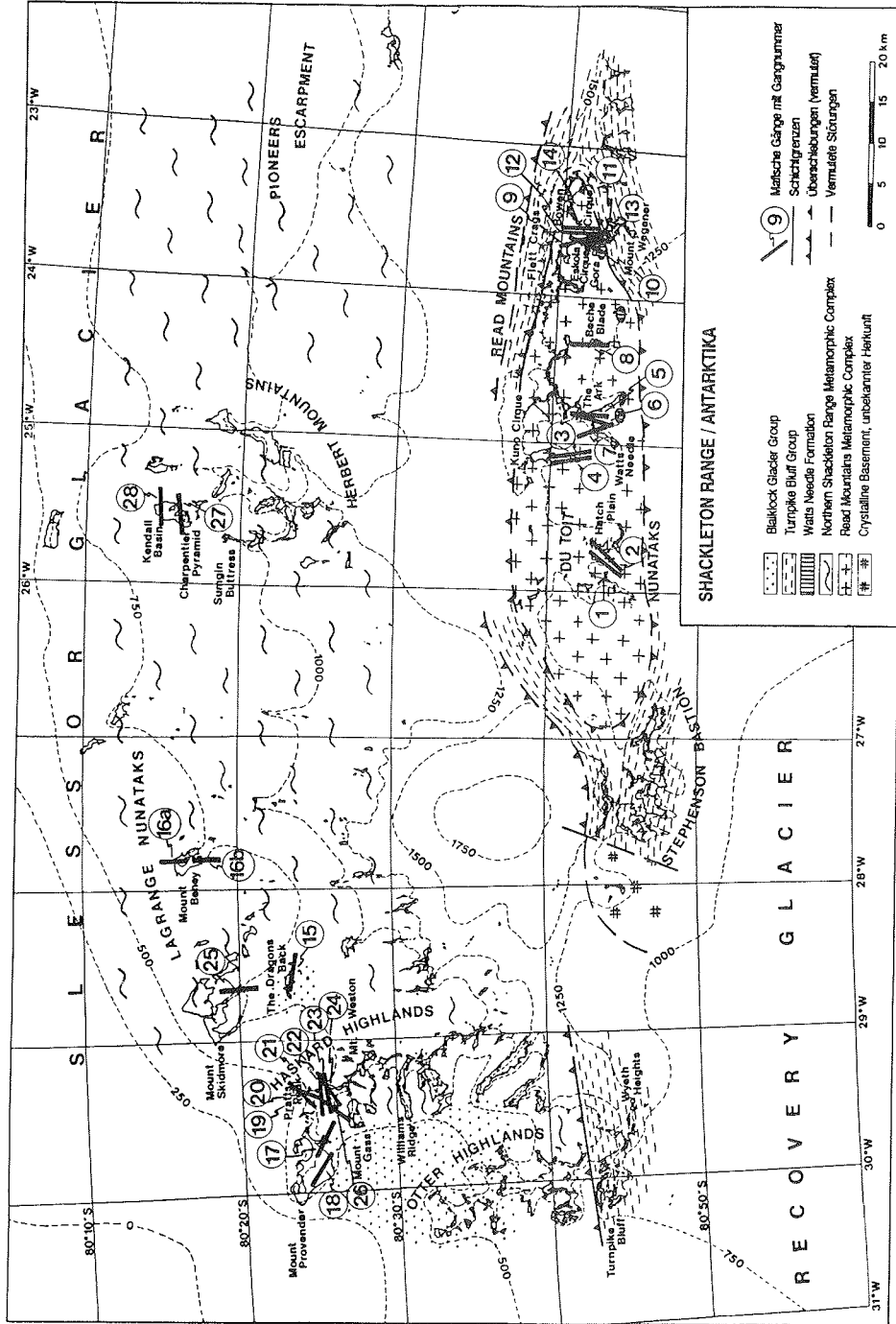


Abb. 3

**Tab. 2:** Zeitliche Einordnung der lithostratigraphischen Einheiten der Shackleton Range (BUGGISCH et al. 1990).

SHACKLETON RANGE				
	South		North	New evidence by
ORDOVICIAN			Blaiklock Glacier Group	Paleomagnetism Trace fossils K-Ar
UPPER	C			
	A			
	M			
MIDDEL	B		Haskard Highlands Fm.	
	R			
	I			
	A	Turnpike		<i>Oldhamia sp.</i>
LOWER	N	Bluff Group	?	<i>Epiphyton sp.</i>
LATE PRECAMBRIAN	Watts Needle Formation			
PRECAMBRIAN	Read Mts. Basement Complex		Northern Shackleton R. Basement Complex	

GREW & MANTON 1980; HOFMANN et al. 1980; HOFMANN et al. 1981; PANKHURST et al. 1983), konnten die Metamorphite und Magmatite des Read Mountains Metamorphic Complex präkambri-sche K-Ar- und Rb-Sr-Signale weitgehend bewahren (REX 1972; HOFMANN et al. 1980; PANKHURST et al. 1983).

#### 1.3.1.1. Read Mountains Metamorphic Complex

Bereits in frühen Arbeiten über das kristalline Grundgebirge der Shackleton Range wird eine Unterteilung des Shackleton Range Metamorphic Complex in zwei verschiedene Einheiten, einen "Basement Complex" und "Metasedimente", vorgenommen (MARSH 1983a). Während der "Basement Complex" im wesentlichen aus Gneisen, Migmatiten und granulitfaziellen Relikten besteht (HOFMANN 1982), setzen sich die "Metasedimente" aus Abfolgen von verschiedenen Schiefen, Marmoren, Quarziten und Amphiboliten zusammen.

OLESCH & SCHUBERT (1988) beschreiben die Ausbildung des Kristallins der mittleren und westlichen Read Mountains.

Die Gesteine der mittleren Read Mountains zeichnen sich durch einen mittleren Metamorphosegrad aus. Biotit-Glimmer-

schiefer bis Biotit-Gneise und Hornblende-Biotit-Schiefer bilden wenig abwechslungsreiche Abfolgen. In häufig auftretenden Scherzonen sind die Biotit-dominierten Metamorphite retrograd vergrünt (Chloritisierung der Biotite); Hornblende-führende Gesteine weisen Neubildung von aktinolithischer anstelle gemeiner Hornblende und bzw. oder Epidotisierung auf. Blastomylonite treten in Zonen bis zu mehreren Metern Mächtigkeit auf. Zahlreiche Stöcke von mittel- bis grobkörnigen Magmatiten, nach ihrer Feldansprache in die Granit-Granodiorit-Quarzdiorit-Reihe gehörend, intrudierten in die Schiefer- und Gneis-Serien. Diese kalkalkali-betonten Magmatite legen einen intrakontinentalen Bildungsbereich nahe. Weiterhin durchschlagen zahlreiche Aplit-Gänge von bis zu 4 m Mächtigkeit diskordant bis subkonkordant die Schiefer, ohne daß die Beziehungen zu größeren Intrusivkörpern immer klar nachzuvollziehen sind (OLESCH & SCHUBERT 1988).

Kennzeichnend für das Kristallin der westlichen Read Mountains sind mittlere bis hohe Metamorphosegrade. Auffallend ist das Auftreten migmatitischer Gefüge mit deutlichen Restitanteilen; darüberhinaus finden sich - als Relikte einer granulitfaziellen Metamorphose - enderbitische, Hypersthen- und Quarz-führende Gneise (W. SCHUBERT, mündl. Mitteilung während des Shackleton Range Workshops im April 1990 in Hannover). Weitverbreitete Gesteinsvarietäten umfassen helle, Biotit-arme und dunklere, Biotit- bzw. Hornblende-reiche Gneise. Ehemalig stärker basische Anteile liegen als konkordante Schichtglieder von Hornblendegneisen, Amphiboliten, Granatamphiboliten und Pyroxengneisen vor (OLESCH & SCHUBERT 1988).

Rb-Sr-Isochronenalter, die an Kristallin-Material des Read Mountains Metamorphic Complex ermittelt wurden, variieren sehr breit. Zwei Isochronen ergaben Alter von 1763 +/-21 Ma und 1599 +/-38 Ma (PANKHURST et al. 1983). Das höhere Alter wird als Alter von magmatischer Platznahme gedeutet. Ein niedriges Initialverhältnis von  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  spricht für inkorporiertes Mantelmaterial. Das niedrigere Alter wird als Zeitpunkt einer metamorphen Rückstellung des Isotopensystems betrachtet. Weitere 20 Rb-Sr-Daten ergeben Isochronenalter zwischen 1820 +/-160 Ma und 1550 Ma. Für Granodiorit-Gänge, die in Granit-Gneise und umgebende Migmatite eingedrungen sind, werden Rb-Sr-Isochronenalter zwischen ca. 1900 und 1300 Ma angegeben (PANKHURST et al. 1983). Für einen dieser Granodiorit-Gänge ermittelte REX (1972) ein K-Ar-Gesamtgesteinsalter von 1454 +/-60 Ma.

#### 1.3.1.2. North Shackleton Range Metamorphic Complex

Während der Read Mountains Metamorphic Complex überwiegend aus infrakrustalem Gesteinsmaterial besteht, werden die Gesteine des North Shackleton Range Metamorphic Complex in infrakrustale und suprakrustale Serien untergliedert (Tab. 1).

OLESCH & SCHUBERT (1988) beschreiben das kristalline Base-

ment im Mount Provender Bereich der Haskard Highlands. Charakteristisch ist ein hoher Metamorphosegrad. Es treten Migmatite, Orthogneise, helle biotitarne Gneise, Granatamphibolite, Amphibolite und Ultramafitite auf. Innerhalb der Marmore sind Kalksilikatbänder mit Wollastonit, Diopsid, Grossular, Vesuvian und rötlichem Korund anzutreffen.

Die Benennung der Mount Gass, Nostoc Lake und Williams Ridge Formation (Tab. 1) wurde von MARSH (1983b) eingeführt. Im wesentlichen stellen sie suprakrustale metamorphe Folgen sedimentären Ursprungs dar. Neuere Untersuchungen legen die Vorstellung nahe, daß es sich bei diesen möglicherweise um höhergradig metamorphe Äquivalente der nicht bzw. niedriggradig metamorphen Sedimente der Watts Needle Formation und der Turnpike Bluff Group handelt. Der "Pratts Peak Pyroxenite" und der "Mount Weston Gneiss" (Tab. 1) dagegen werden dem älteren kristallinen Basement zugeordnet (Ergebnisse des Shackleton Range Workshops im April in Hannover, s.o.). Infra- und suprakrustale Serien treten jedoch nicht durchgehend als einheitliche Abfolge, sondern überwiegend tektonisch verschuppt auf.

PANKHURST et al. (1983) ermittelten an Gneisen und Pegmatiten des kristallinen Basements der Haskard Highlands und der Lagrange Nunataks Rb-Sr-Alter zwischen 1550 Ma und 2700 Ma (Isochronen, Errorchronen und Modellalter). Ein archaisches Alter dieser Gesteine wurde durch diese Ergebnisse bestätigt; deren Metamorphose war im mittleren Proterozoikum abgeschlossen. Mineralpräparate eines Gneises (K-Feldspat, Biotit) und ein Gesamtgesteinspräparat ergaben eine Rückstellung des Isotopensystems auf 504 +/-6 Ma (Isochrone). Amphibolitfazielle Granitgneise in den Metasediment-Formationen ergaben ebenfalls Rb-Sr- und U-Pb-Alter zwischen 500 - 600 Ma (PANKHURST et al. 1983). Eine Rückstellung des Isotopensystems wird auch für das Gebiet der Herbert Mountains angenommen. HOFMANN et al. (1981) ermittelten für zwei Granatglimmerschiefer-Proben Rb-Sr-Isochronenalter von 1384 +/-180 Ma, drei weitere Proben ergaben jedoch ein Alter von 460 +/-35 Ma. Die Daten legen eine "Verjüngung" und damit eine deutliche Beanspruchung der Gesteine des North Shackleton Range Metamorphic Complex während der Ross Orogene nahe.

### 1.3.2. Stratigraphie, Petrographie und Fazies der sedimentären Hüllserien

Sedimentäre Deckschichten überlagern in verschiedenen Bereichen das kristalline Grundgebirge. Die Sedimente unterscheiden sich sowohl lithofaziell als auch in ihrer Altersstellung und Überprägungsgeschichte (Tab. 1 u. 2).

#### 1.3.2.1. Watts Needle Formation

An fünf isolierten Lokalitäten innerhalb der Read Moun-



tains ist die Transgression von klastischen Sedimenten und Karbonatgesteinen (Watts Needle Formation) über das Kristallin des Grundgebirges erschlossen. Von den meisten Autoren wurde die Watts Needle Formation bisher als Basis der folgenden Turnpike Bluff Group betrachtet (CLARKSON 1972, 1982b, 1983; PAECH 1982, 1986). Die Definition dieser Transgressionsserie als eigene Einheit geht auf MARSH (1983a) zurück und wird nach neuen Ergebnissen bestätigt (BUGGISCH et al. 1990). Sie transgrediert über eine weitgehend eingerumpfte Penepplain mit einem lokalen Relief, das stellenweise einige Meter erreicht. Dieses Relief ist mit Verwitterungsschutt verfüllt. Es folgen bis zu 25 m-mächtige, weißgraue, quarzitisches, m- bis dm-gebankte und großdimensional schräggeschichtete Sandsteine sowie plattige bis dünnblättrige Mergel mit deutlichen Drucklösungerscheinungen und bankige Kalke von zusammen ca. 60 m Mächtigkeit. Am Mount Wegener wird die Watts Needle Formation mit 12 m-mächtigen grünen Schiefen mit dm-großen Kalklin sen abgeschlossen. BUGGISCH et al. (1990) gliedern die gesamte Formation in ein basales "Sandstone Member", ein "Carbonat Member" und ein "Shale Member". Faziell ist die Watts Needle Formation als transgressive Serie mit kontinentaler Basis, Strandsanden, einem supratidalen bis subtidalen Karbonatwatt und mit subtidalen Peliten zu interpretieren (BUGGISCH 1988, BUGGISCH et al. 1990).

Basierend auf Stromatolithen (GOLOVANOV et al. 1979), Acritarchen (WEBER 1989) und einem Rb-Sr-Modellalter an einer Schieferprobe von 720 Ma (PANKHURST et al. 1983) wird die Watts Needle Formation dem späten Proterozoikum zugeordnet.

#### 1.3.2.2. Turnpike Bluff Group

Die Turnpike Bluff Group ist in den Read Mountains, der Stephenson Bastion und den südlichen Otter Highlands aufgeschlossen. CLARKSON (1972) untergliedert sie in vier verschiedene Formationen (vgl. Tab. 1). In den Read Mountains werden eine südliche Mt. Wegener und eine nördliche Flett Crags Formation unterschieden. Da sie beide derselben Deckeneinheit angehören und sedimentologisch ähnlich ausgebildet sind, sollten sie nach BUGGISCH et al. (1990) zusammengefaßt werden. Sie bestehen überwiegend aus Konglomeraten, grob- bis mittelkörnigen Areniten und Schiefen. Dünn- bis mittelbankige Arenite können gradiert geschichtet sein und unvollständige Bouma-Zyklen bilden. Einschaltungen von feinkörnigen Areniten sind selten. Als Ablagerungsraum nennt BUGGISCH (1988) "ein sich eintiefendes oder verflachendes Becken mit küstennahem Bewegtwasser bis Stillwasser unterhalb der Wellenbasis". An der Stephenson Bastion entwickeln sich die Sedimente von feldspatreichen Konglomeraten zu einer Folge von Peliten und meist feinkörnigen Areniten (Stephenson Bastion Formation). Die Wyeth Heights Formation schließlich ist durch das häufige Auftreten von Quarziten charakterisiert (BUGGISCH 1988).

Alle Vorkommen der Turnpike Bluff Group zeigen eine sehr niedriggradige bis niedriggradige metamorphe Überprägung. Da die Turnpike Bluff Group nach neuerer Auffassung (BUGGISCH et al. 1990) mit dem Kristallin der Read Mountains bzw. der Watts Needle Formation nicht in sedimentärem Kontakt steht, sondern dort an einer Deckenbahn über die Watts Needle Formation überschoben wurde, ist ihre Altersstellung strittig. Rb-Sr-Isotopenmessungen an 13 Proben der Mount Wegener Formation ergaben ein Isochronenalter von 526 +/-6 Ma (PANKHURST et al. 1983). Verschiedene Autoren (PANKHURST et al. 1983; BUGGISCH et al. 1990; u.a.) interpretieren dieses Alter trotz Vorliegen dieser Gesteine in schwachmetamorphem Zustand als Diagenesealter. Somit wäre die Formation dem Kambrium zuzuordnen. Ein unterkambrisches Alter legen auch verschiedenartige Spurenfossilien nahe (BUGGISCH et al. 1990). Eine andere Auffassung vertreten PAECH (1990) und PAECH et al. (1991): Sie deuten das Isochronenalter als Zeitpunkt der metamorphen Überprägung und stellen die Turnpike Bluff Group in das oberste Proterozoikum.

#### 1.3.2.3. Haskard Highlands Formation

Graue Schiefer und Siltsteine, im Süden des Mount Provender aufgeschlossen und nach Brachiopoden- und Trilobitenfunden (SOLOVIEV & GRIKUROV 1978; CLARKSON et al. 1979) dem Kambrium zugeordnet, wurden bislang als Bestandteil der Mount Provender Formation (Tab. 1) aufgefaßt. BUGGISCH et al. (1990) betrachten diese neuerdings als eigene stratigraphische, kambrische Einheit, als Haskard Highlands Formation (Tab. 1 u. 2).

#### 1.3.2.4. Blaiklock Glacier Group

Die Klastika der Blaiklock Glacier Group sind in den nördlichen Otter Highlands, in den Haskard Highlands sowie in "The Dragons Back" (Lagrange Nunataks) aufgeschlossen; sie stellen eine typische Molasse-Sedimentation dar (BUGGISCH et al. 1990). Anzeichen einer metamorphen Überprägung sind nicht vorhanden. Nach CLARKSON (1972) und CLARKSON & WYETH (1983) wird diese Gruppe in eine Mt. Provender Formation (unten) und eine Otter Highlands Formation (oben) unterteilt (Tab.1). Die Mt. Provender Formation lagert mit sedimentärem Kontakt auf dem kristallinen Basement. Gekennzeichnet ist sie durch rote Siltsteine, die mit gröberen Klastika wechsellagern. Der tiefere Teil besteht aus wenig weit transportierten Konglomeraten bis Brekzien. Das Material ist bei schlechter Sortierung und Rundung von geringer Reife und läßt auf ein relativ trockenes Klima mit gelegentlich stärkeren Regenfällen schließen, das zur Ausbildung von Fanglomeraten führte. Der höhere Teil besteht aus einer mehrere 100 m mächtigen Wechselfolge von roten Siltsteinen und Fein- bis Mittelsandsteinen. Schrägschichtung und con-

volute bedding in den Areniten und Trockenrisse sowie Bioturbation in den Peliten sind häufig. Faziell stellt die Mt. Provender Formation fluviatile Konglomerate und Sandsteine über basalen Wadisedimenten dar. Die tonigen Siltsteine bildeten sich in Tümpeln zwischen den temporären Fluß- und Bachläufen (BUGGISCH 1988, BUGGISCH et al. 1990).

Die Otter Highlands Formation ist die jüngste bekannte sedimentäre Einheit. Sie besteht vorwiegend aus Grobsandsteinen, weniger aus Mittelsandsteinen und Konglomeraten. Vereinzelt finden sich Kristallinkomponenten bis zu mehreren dm Durchmesser; mit Ausnahme von Rhyolithen sind sie aus dem lokalen kristallinen Untergrund herleitbar. Flachwinklige trogförmige Schrägschichtungskörper, Schwermineralseifen, Entwässerungsstrukturen und vereinzelte Trockenrisse lassen auf ein fluviatiles Ablagerungsmilieu schließen (BUGGISCH 1988).

Ein Rb-Sr-Isochronenalter an roten Schieferen der Mount Provender Formation wird von PANKHURST et al. (1983) mit 482 +/-11 Ma angegeben. Spurenfossilien (det. Prof. Seilacher, Tübingen) weisen auf ein kambrisches bis unterdevonisches Alter. Paläomagnetische Inklinationsmessungen (Dr. Pohl, München) an Sandsteinen sowohl der Mt. Provender Formation als auch der Otter Highlands Formation und der Vergleich mit ähnlichen Gesteinseinheiten Südafrikas ergeben weitere Hinweise auf ein ordovizisches Alter (BUGGISCH et al. 1990).

### 1.3.3. Tektonische Verhältnisse

In der Shackleton Range werden zwei strukturelle Hauptrichtungen beobachtet: ein älterer, bevorzugt auftretender E-W-Trend sowie ein kambro-ordovizischer N-S-Trend. Während der allgemein vorherrschende E-W-Trend des Basements und der jüngeren Schiefer und Quarzite sowohl präkambrisch als auch kambrisch angelegt wurde, wird die ausschließlich im Westen der Shackleton Range auftretende N-S-Richtung auf den Einfluß der Ross-Orogenese zurückgeführt (BUGGISCH et al. 1990, CLARKSON 1982b).

Die Grenzen zwischen den verschiedenen Gesteinseinheiten werden hauptsächlich als Störungen (CLARKSON 1972, 1983), teilweise auch als Diskordanzen (HOFMANN & PAECH 1980) oder als Überschiebungs- bzw. Deckenbahnen (MARSH 1983a, 1983b; BRAUN, KLEINSCHMIDT & SPAETH 1988; KLEINSCHMIDT et al. 1991) interpretiert.

#### 1.3.3.1. Read Mountains

In den Gesteinen des Read Mountains Metamorphic Complex bilden die s-Flächen den Lagenbau der sedimentären Edukte (Paragesteine) bzw. das Parallelgefüge von Glimmern und

deformierten Feldspat-Phänokristallen (Para- und Orthogesteine) ab. Die Streichrichtungen der s-Flächen verlaufen im allgemeinen W-E. Saure Gesteine, in denen keine oder fast keine Paralleltexur entwickelt ist, finden sich überwiegend im Süden. Nach ihren Gefügeverhältnissen und ihrem stellenweise als diskordant erkennbaren Verband zu den Paragesteinen sind sie als spät- bis posttektonisch bezüglich der Steilstellung des Lagenbaus anzusehen. Für den Basement-Komplex ergibt sich das Bild eines W-E-verlaufenden Antiklinoriums, innerhalb dessen sich kleinere Falten im m- bis 100-m-Bereich erkennen lassen. Sie streichen ebenfalls W-E und sind offensichtlich demselben Faltungsakt zuzuordnen wie die Großfalte. Ihre Achsenflächen fallen steil nach Norden ein. Als Hinweise auf einen oder mehrere ältere Deformationsakte treten zusätzlich Kleinfalten und Intrafolialfalten auf, deren B-Achsen zum großen Teil steil nach NNE abtauchen (BRAUN, KLEINSCHMIDT & SPAETH 1988).

Im gesamten Basement befinden sich zahlreiche W-E-streichende Scherzonen. In der Mehrzahl handelt es sich um duktile Auf- und Überschiebungen von stellenweise mehreren Metern Mächtigkeit, die flach bis halbsteil in nördliche Richtung einfallen und damit häufig parallel oder im spitzen Winkel zum Lagenbau liegen. Chlorit und andere Minerale in Myloniten (auch Phylloniten), die in diesen Bewegungsbahnen auftreten, weisen auf eine Entstehung unter grünschieferfaziellen Bedingungen hin (BRAUN, KLEINSCHMIDT & SPAETH 1988). K-Ar-Datierungen an Hellglimmern eines solchen Mylonits ergaben ein Bildungsalter um 550 Ma (TECHMER et al., im Druck). Diese Alter sind der Ross-Orogenese zuzuordnen.

Die Sedimente der Watts Needle Formation liegen mit ihrer Basis unmittelbar auf der alten Verwitterungsoberfläche des kristallinen Basements. Sie weisen generell kaum interne Deformationen auf, Schichtflächen liegen horizontal oder sind flach geneigt. Eine Schieferung ist nur zum Hangenden hin entwickelt. Interne Strukturen beweisen eine normale Lagerung der Watts Needle Formation (BRAUN, KLEINSCHMIDT & SPAETH 1988).

Die Turnpike Bluff Group am nördlichen Rand der Read Mountains ist intensiv verfaltet, lokal sind mitunter zwei Deformationsakte erkennbar. Dementsprechend ist zu der vorherrschenden Schieferung s<sub>1</sub> gelegentlich auch ein s<sub>2</sub> entwickelt. Die Turnpike Bluff Group am südlichen Rand der Read Mountains ist in ihrem Nordteil generell zweifach deformiert; s<sub>2</sub> ist in seiner Ausbildung im Süden weitgehend dem generellen s im Norden ähnlich. Verschiedene B-Achsenlagen sprechen für mehrphasige Faltendeformation. Im Gegensatz zur Watts Needle Formation liegt der unmittelbar überlagernde Teil der Turnpike Bluff Group strukturell invers. Aus diesen Befunden geht hervor, daß die Grenze zwischen diesen beiden Einheiten tektonischer Natur ist (Überschiebung). Gneis-, Granit- und Pegmatit-Schürflinge vom kristallinen Basement der Read Mountains, die in die Grenze eingeklemmt sind, stützen diese Beobachtung. Har-

nisch-Lineationen um die Schürflinge und die Streckungsfaser insbesondere in den Metakonglomeraten zeigen eine etwa N-S-verlaufende Bewegungsrichtung. Scherindikatoren zeigen einheitlich einen Südschub des Hangenden an. Die Turnpike Bluff Group der Read Mountains stellt damit eine von Norden stammende Decke mit einer Mindestschubweite von 20 km dar (BRAUN, KLEINSCHMIDT & SPAETH 1988; BUGGISCH et al. 1990).

Diese Auffassung wird jedoch nicht einheitlich vertreten. PAECH (1990) betrachtet die Sedimente der Watts Needle Formation aus litho- und biofaziellen Gründen als Basischichten der Turnpike Bluff Group. Tektonische Flächen, die nach PAECH (1990) nicht mit der lithostratigraphischen Grenze beider Einheiten übereinstimmen, werden nicht als großräumige Deckenbahnen, sondern einfach nur als Überschiebungen mit begrenzter Überschiebungsweite interpretiert.

#### 1.3.3.2. Nördliche und nordwestliche Shackleton Range

Ebenso wie beim Read Mountains Metamorphic Complex ist auch im metamorphen Basement der nördlichen Shackleton Range der strukturelle E-W-Trend vorhanden. E-W- und N-S-verlaufende große Störungen zerteilen das Kristallin der Herbert Mountains in einzelne Blöcke. E-W-streichende, südvergente Faltenstrukturen im km-Maßstab weisen flach nach E eintauchende Faltenachsen auf (HOFMANN & PAECH 1983).

Das Basement der Haskard Highlands ist ähnlich ausgebildet. Kennzeichnend ist ein ausgeprägter Faltenbau, der den Lagenbau wie auch die ältere Hauptschieferung verstellt. Die Faltenachsen tauchen jedoch im gesamten Gebiet nach Westen ab (BRAUN, KLEINSCHMIDT & SPAETH 1988). Die Vergenz der Falten, flachen Überschiebungen und steileren Scherzonen zeigt überwiegend nach Süden; vereinzelt, hauptsächlich im Norden, auch in nördliche Richtung (PAECH 1985; SPAETH & FIELITZ 1991).

Im Westen der Shackleton Range wird ein weiterer, vermutlich jüngerer Faltentrend in deutlich abweichender N-S-Ausrichtung beobachtet. Die Sedimente der Blaiklock Glacier Group wurden nur an wenigen Stellen in kleine Falten gelegt (NW-Ende von Wedge Ridge: BRAUN, KLEINSCHMIDT & SPAETH 1988), sie überlagern ansonsten ungefaltete das Kristallin; ihre Einfallrichtung weist jedoch im Westen nach Südwest und im Osten nach Südost, sie beschreiben daher eine nach Süden hin abtauchende große Antiklinalstruktur. Ein ähnlicher N-S-Trend kann auch in einigen der älteren Gesteinsfolgen beobachtet werden. Jüngeres Basement in den zentralen Haskard Highlands zeigt Anzeichen einer Faltung um eine horizontale N-S-Achse, dasselbe gilt für gleichaltrige Gesteine weiter im Osten der Haskard Highlands. Diese Strukturen, deren Richtung repräsentativ für das Ross-Orogen ist, werden auf den Einfluß tektonogenetischer Prozesse im Kambro-Ordoviz zurückgeführt. Der Westen der Shackleton Range könnte daher die östliche Begrenzung des

eigentlichen Ross-Orogens in dieser Region darstellen (CLARKSON 1982b).

Die Natur der Grenzflächen zwischen den einzelnen Einheiten (Tab. 1 und Abb. 3) erscheint vielfach problematisch. Die Grenze zwischen Basement-Bereichen und solchen mit Sedimenten der Blaiklock Glacier Group in den Otter Highlands wird von allen Bearbeitern als einfache Abschiebung angesehen. Die Grenze zwischen Basement und der Turnpike Bluff Group im Süden der Otter Highlands stellt nach MARSH (1983b) und BRAUN, KLEINSCHMIDT & SPAETH (1988) eine Überschiebung des Basements auf die Sedimente dar.

Genetisch unklar erscheinen die Grenzen zwischen den von MARSH (1983b) erstmals beschriebenen lithostratigraphischen Einheiten des North Shackleton Range Metamorphic Complex (Mount Gass, Nostoc Lake und Williams Ridge Formation, vgl. Tab. 1). Grobkörnige Grenzhorizonte z.B. könnten hier Blastomylonite oder auch Meta-Konglomerate sein. Lediglich die tektonische Natur der Grenze zwischen der Mt. Gass Formation und dem Mt. Weston Gneis als eine Scherzone scheint durch eine Vielzahl auftretender Scherindikatoren gesichert zu sein (BRAUN, KLEINSCHMIDT & SPAETH 1988).

Die Blaiklock Glacier Group schließlich überdeckt westlich vom Mt. Gass (Haskard Highlands) transgressiv die Metamorphite des Basements, die diskordante Grenzfläche wurde jedoch später durch eine Störung überformt (BRAUN, KLEINSCHMIDT & SPAETH 1988).

#### 1.4. Die mafischen Gänge der Shackleton Range: Geländebe-funde

Alle dieser Arbeit zugrundeliegenden Geländearbeiten an Ganggesteinen der Shackleton Range wurden von Prof. Dr. G. Spaeth (Geol. Inst. der RWTH Aachen) und Dr. M. Peters (ehem. Geol. Inst. der Univ. Göttingen) während der Expedition in die Shackleton Range 1987/1988 durchgeführt. Das entnommene Probenmaterial wurde von beiden Bearbeitern für die Durchführung der in den folgenden Kapiteln erörterten Arbeiten zur Verfügung gestellt. Insgesamt wurden 29 mafische (d.h. Basalt führende Gänge) aufgefunden; 26 davon wurden beprobt und weiterbearbeitet. Zusätzlich konnten vier Granodioritgänge (Read Mountains) beprobt werden. Zwei Proben eines solchen Granodioritgangs wurden parallel zu den Basalten petrographisch und geochemisch untersucht; die Resultate werden im folgenden ebenfalls dargestellt.

Bei der Suche nach den mafischen Gängen im Gelände waren einige, fast immer gemeinsam auftretende Merkmale hilfreich. PETERS & SPAETH (1988) nennen hier insbesondere die dunkelbraune, auf Verwitterung zurückgehende Farbe der Gesteinsoberfläche sowie in selteneren Fällen, bei frischen Anbrüchen, auch deren dunkelgraue bis schwarze Farbe. Durch den zum Streichen der Nachbargesteine diskordanten Verlauf, weiterhin durch die für Basalte typische und

meist sehr intensive Säulenklüftung ("columnar jointing") sind die Gangausbisse fast immer stärker abgetragen als das Nebengestein und erscheinen in den Felswänden und Graten als Kerben.

Die eigentliche Geländearbeit bestand in der Feststellung und Kompaßeinmessung der Gangbegrenzungen (Salbänder), im Abmessen der Gangmächtigkeiten, im Studium des petrographischen Erscheinungsbildes der Gänge und des Nebengesteins, in der Einmessung tektonischer Strukturen im Nebengestein und in der Photodokumentation. Für spätere Laboruntersuchungen zur Petrographie, Geochemie und Isotopengeochemie wurden im allgemeinen bis zu vier, mehrere Kilogramm schwere, möglichst frische und nach verschiedenen Gesichtspunkten über die Gangmächtigkeit verteilte Gesteinsproben gewonnen. Für paläomagnetische Untersuchungen wurden lediglich die stofflich gut erhaltenen, d.h. die wenig oder nicht vergrüneten Gänge beprobt. Diesen wurden drei bis sieben mit dem Kompaß orientierte Proben je Gang (Gewicht durchschnittlich 5 bis 15 kg) entnommen. Dabei mußte sichergestellt sein, daß keine Verstellungen des anstehenden Beprobungsbereichs durch Frostsprengung oder andere Auflockerungen vorlagen (PETERS & SPAETH 1988).

#### 1.4.1. Vorkommen und Ausbildung der Gänge

Die Ergebnisse der betreffenden Geländearbeiten während der Expedition 1987/88 werden erstmals in PETERS & SPAETH (1988) beschrieben. Eine weitergehende Auswertung der tektonischen Daten liegt in SPAETH & FIELITZ (1991) vor. Die folgende Darstellung über Vorkommen und Ausbildung der mafischen Gänge der Shackleton Range erfolgt, sofern keine weiteren Quellen angeführt sind, unter Berufung auf die oben genannten Veröffentlichungen sowie auf Feldbuchaufzeichnungen und weitere, mündliche Auskünfte von Prof. Spaeth.

In den Read Mountains wurden insgesamt 14 mafische Gänge festgestellt; drei der Gänge konnten wegen schlechter Zugänglichkeit nicht beprobt werden. Von den verbleibenden 11 Gängen wurde Probenmaterial gewonnen, die Beprobung für paläomagnetische Arbeiten mußte jedoch in einem Fall wegen starker Vergrünung unterbleiben.

Das Auftreten der mafischen Gänge der Read Mountains beschränkt sich auf die höher metamorphen Gesteine des kristallinen Basements (Abb. 3). Auffällig ist ihr völliges Fehlen in den nicht- bzw. schwach metamorphen Sedimenten der Watts Needle Formation und der Turnpike Bluff Group. Die Häufigkeit der Gänge nimmt von Westen nach Osten zu. Während im Bereich der Du Toit Nunataks (westliche Read Mountains) nur zwei Gänge gefunden wurden, sind zwischen Eskola Cirque und Bowen Cirque, nördlich des Mount Wegener (östliche Read Mountains) auf relativ engem Raum dagegen sechs Gänge aufgeschlossen (Abb. 3). Die Gangmächtigkeiten liegen zwischen 2 und 25 m, Mächtigkeiten zwischen 10 und 20 m überwiegen. In Streichrichtung sind die Gänge immer

über die gesamte Ausdehnung des eisfreien Bereichs, d.h. über mehrere 10 bis 100 Meter, zu verfolgen (prinzipiell gilt dies auch für die Dykes der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range). Eine Verfolgung über längere Strecken (km) ist aufgrund von Eis- oder Schuttbedeckung nicht möglich.

Auffällig ist die relativ einheitliche räumliche Ausrichtung der Dykes. Durchweg steil einfallend oder seiger stehend weisen sie weit überwiegend N-S-ausgerichtete Streichrichtungen auf. Lediglich in zwei Fällen liegt NE-SW-Streichen vor (Abb. 4a). Das Vorherrschen von im wesentlichen nur einer Streichrichtung führte zu der Vermutung, daß möglicherweise alle Gänge der Read Mountains einer gemeinsamen Ganggeneration angehören könnten.

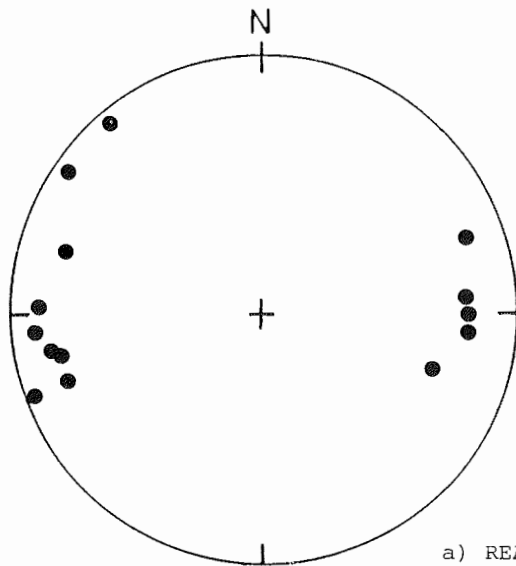
Makroskopisch wird das Gangmaterial allgemein als dichtes oder feinkörniges basaltisches Gestein ohne Feldspateinsprenglinge beschrieben. Durch sekundäre Prozesse ist es in unterschiedlichem Ausmaß vergrünt, auf Klüftflächen finden sich gelegentlich gut entwickelte Harnische mit Epidotbelägen.

In einigen Fällen lassen die Aufschlußverhältnisse (Verlauf mit Versatz) vermuten, daß die Gänge von W-E-streichenden, N-fallenden Störungen (vermutlich Aufschiebungen) geschnitten werden (NE' der Bucht des Eskola Cirques, Abb. 3); aufgrund der Eisbedeckung war eine solche Kreuzung eines Ganges mit einer Scherzone jedoch nirgends unmittelbar zu beobachten. Die in diesen Störungszonen auftretenden Mylonite (Phyllonite) weisen mit ihren Mineralparagenesen (u.a. Chlorit, Serizit und Epidot) auf grünschieferfazielle Bildungsbedingungen hin. Möglicherweise hat nach der Intrusion der mafischen Gänge ein nur die Scherzonen hervorrufender tektonischer Akt unter grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen stattgefunden.

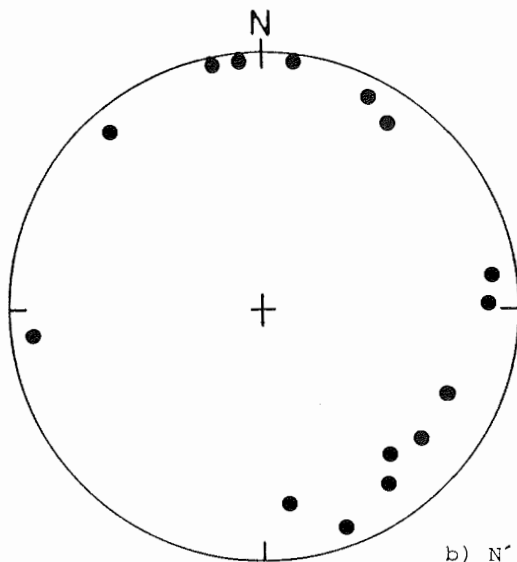
In den nördlichen Haskard Highlands, Lagrange Nunataks und Herbert Mountains wurden insgesamt 15 mafische Gänge aufgefunden. Alle Gänge konnten beprobt werden, die Probennahme für paläomagnetische Untersuchungen unterblieb jedoch in vier Fällen wegen der zu starken Vergrünung der Dykes.

Im Gegensatz zu den Gängen der Read Mountains variieren die Streichrichtungen hier deutlich (Abb. 4b). Die Gänge stehen ausnahmslos steil, ihre Mächtigkeit liegt zwischen 0,3 und 12 Metern. Nach ihrem makroskopischen Erscheinungsbild können zwei Gangtypen unterschieden werden. Typ I besteht aus feinkörnigen, meist stark vergrüntem Basalten mit vereinzelt ca. 0,3 bis 0,5 cm langen Feldspateinsprenglingen und sulfidischen Erzanreicherungen. Am meist scharfen Kontakt zum Nebengestein sind ausgeprägte chilled margins (Abschreckungskontakte) zu beobachten. Eine parallel zum Salband stehende Klüftung und, mit dieser einhergehend, die Intensität sekundärer Mineralumwandlungen nimmt zum Gangzentrum hin zu. Sekundäre Mineralveränderungen äußern sich in einer intensiven Vergrünung des Gesteins mit hydrothermalen Mineralneubildungen. Die Verbindung mit Querstörungen und in einigen Fällen Gangaufspaltungen sind





a) READ MOUNTAINS



b) N' SHACKLETON RANGE

Abb. 4: Polpunkt-Diagrammdarstellungen der Raumlagen der mafischen Gänge (nach Geländeaufnahmen von SPAETH, 1988).

für diesen Typ kennzeichnend.

Porphyrische Basalte mit Olivineinsprenglingen in feinkörniger Mesostasis, bestehend aus Feldspat und Pyroxen, kennzeichnen den Typ II. Im Gegensatz zu Typ I wurde hier keine Vergrünung festgestellt. Er zeichnet sich lediglich durch eine auffällige Verkrustung mit Eisenoxiden und -hydroxiden aus.

Das Auftreten der Dykes in den Read Mountains ausschließlich im kristallinen Basement, nicht jedoch in den überlagernden spätproterozoischen bzw. kambrischen Sedimentfolgen führte zu der Vermutung, daß sich die Intrusionen vor der Sedimentation der Hüllserien ereigneten, die Gänge damit präkambrischen Alters sind. Die Feststellung ihrer Alter ergäbe somit das Höchstalter für die Ablagerung der Sedimente.

Die deutlich unterschiedlichen Erscheinungsbilder und die starke Streuung der Streichrichtungen der Dykes in den nördlichen Haskard Highlands, Lagrange Nunataks und Herbert Mountains weisen auf mindestens zwei weitere unterschiedliche Gangtypen oder Ganggenerationen. Beide Gangtypen treten überwiegend in den höhermetamorphen Gesteinsserien dieser Regionen auf. Da sie vereinzelt jedoch auch in der nichtmetamorphen Blaiklock Glacier Group vertreten sind, gibt deren Datierung das Mindestalter für die Ablagerung der Blaiklock Glacier Group an.

In Tabelle 3 sind die einzelnen Gänge mit Kurzbeschreibung der jeweiligen Lokalität, Mächtigkeit, Raumlage, Gesteinsausbildung und Nebengestein aufgelistet. Die Zusammenstellung erfolgte nach den Feldbuchaufzeichnungen von Prof. Spaeth. Die in der Tabelle angegebenen Koordinaten wurden der topographischen Karte der Shackleton Range 1 : 250.000 des British Antarctic Survey (1980) entnommen und verstehen sich - dem Maßstab entsprechend - als grobe Anhaltswerte. Karten größeren Maßstabs standen zur Bearbeitungszeit nicht zur Verfügung.

Soweit einzelne Gänge bzw. deren Alter bereits aus der Literatur bekannt sind, sind entsprechende Angaben gemacht; z.T. ist jedoch die Übereinstimmung bereits bekannter Gänge mit den in dieser Arbeit behandelten Gängen fraglich. Derartige Angaben sind mit Fragezeichen versehen. Die Gänge sind in Tabelle 3 nach Region und Reihenfolge der Aufnahme angeordnet und durchnummeriert. Die Bezeichnungen der Gänge in den folgenden Kapiteln (Dyke 1 bis Dyke 28; Dyke 29 ist der mitbearbeitete Granodioritgang der Read Mountains, Dykes HF I und HF II sind mafische Gänge der Heimefrontfjella) beziehen sich auf die in Tabelle 3 eingeführte Nummerierung.

#### 1.4.2. Die tektonische Beanspruchung der Gänge

Aus den bisherigen Ausführungen wird ersichtlich, daß nur ein geringer Teil der untersuchten Gänge von tektonischen Prozessen betroffen wurde bzw. stärker intern deformiert wurde. Für die Interpretation der in den folgenden Kapiteln dargestellten Untersuchungsergebnisse sind jedoch

**Tab. 3:** Die mafischen Gänge der Shackleton Range und der Heimefrontfjella.  
(Raumlage: Einfallrichtung/Einfallgröße)

Dyke-Nr.	Lokalität	Mächtigkeit	Raumlage	beprobt	Gesteinsausbildung, Nebengestein (NG), frühere Bearbeitung/Datierung, sonstige Angaben
<u>S h a c k l e t o n   R a n g e</u>					
<u>Read Mountains</u>					
1	25°49'W; 80°44'S nahe W-Rand von Hatch Plain	12 m	126°/85°	X	schwach vergrünt, mit "chilled margins"; NG: Augengneis
2	25°48'50"W; 80°44'S nahe W-Rand von Hatch Plain, 80 m E von Dyke 1	4 m	140°/85°	X	schwach vergrünt; NG: Augengneis
3	25°5'W; 80°41'30"S S Nunatakgruppe am W-Rand des Kuno Cirques	9 m	78°/70°	X	stark vergrünt; ophitisches Gefüge noch erkennbar; NG: Parametamorphite
4	25°5'10"W; 80°41'33"S 100 m SW von Dyke 3 am Westrand des Kuno Cirques	10 m	80°/72°		stark vergrünt; NG: Parametamorphite
5	24°50'W; 80°42'30"S N-Ecke der großen Bucht zwischen Watts Needle und The Ark	12 m	92°/78°	X	relat. frischer, grober Basalt mit Säulenklüftung und "chilled margin"; NG: dunkles Kristallin mit Pegmatit- und Granitgangschwärmen
6	24°50'05"W; 80°42'30"S N-Ecke der großen Bucht zwischen Watts Needle und The Ark, ca. 50 m W von Dyke 5	10 m	106°/70°	X	unregelmäßiger Gangverlauf; frisch erscheinender, feinkörniger Basalt; NG: dunkles Kristallin mit Pegmatit- und Granitgangschwärmen
7	24°54'W; 80°42'50"S Kamm am W-Rand der Bucht von Watts Needle, ca. 2 km NNE von Watts Needle	12 m	70°/70°	X	relativ frischer, dichter bis feinkörniger Basalt; NG: schwach vergneistes, helles, granitisches Gestein
8	24°20'W; 80°42'10"S W-Flanke von Beche Blade-Nordteil	2 m	85°/80°	X	schwach vergrünt, Säulenklüftung; NG: überwiegend heller, schwach parallel texturierter Orthogneis, auch Parametamorphite

Tab. 3 (Fortsetzung)

Dyke-Nr.	Lokalität	Mächtigkeit	Raumlage	beprobt	Gesteinsausbildung, Nebengestein (NG), frühere Bearbeitung/Datierung, sonstige Angaben
9	23°38'W; 80°40'50"S NE' Bucht des Eskola Cirques, N-Seite	18 m	250°/75°	X	deutl. vergrünt, erkennbar tektonisch beansprucht, d.h. Epidot-besetzte Harnische auf den Klüften; K/Ar-Alter: 823 +/-67 Ma, nach PAECH, mündl. Mitteilung auf dem Shackleton Range Workshop im April 1990 in Hannover; NG: groblagige Parametamorphite mit Granat
10	23°38'W; 80°41'S E-Flanke des Eskola Cirques, ca. 300 m S' Dyke 9	3 m	288°/60°		NG: Parametamorphite
11	23°37'W; 80°42'S kleiner Nunatak am W-Rand des Bowen Cirques	16 m	70°/86°	X	Säulenklüftung, auf Klüften Epidot; NG: lagige Parametamorphite mit kleiner Granitintrusion
12	23°36'W; 80°41'30"S Felspartie im Eisfall der NW-Seite des Bowen Cirques	20 m	270°/70°	X	NG: Parametamorphite
13	23°37'W; 80°42'S W-Seite des Bowen Cirques, E-Flanke von Gora Rudatschenka	25 m	275°/70°	X	im Streichen 4x aufgeschlossen; Säulenklüftung; NG: groblagige Parametamorphite mit Orthogneis-Einschüben
14	23°33'W; 80°41'S Felspartie in der Eisflanke am N-Rand des Bowen Cirques	5 m	265°/70°		

**Tab. 3 (Fortsetzung)**

Dyke-Nr.	Lokalität	Mächtigkeit	Raumlage	beprobt	Gesteinsausbildung, Nebengestein (NG), frühere Bearbeitung/Datierung, sonstige Angaben
<u>Lagrange Nunataks und N<sup>o</sup> Haskard Highlands</u>					
15	28°33'W; 80°23'20"S Südausläufer des Dragons Back-Nunatak	10 m	190°/90°	X	recht frisches Ganggestein; entspricht Proben-Nr. Z.736.4+5 in CLARKSON (1981); K-Ar-Alter nach REX (1972): 297 +/-12 Ma; NG: Sand- u. Siltsteine der Blaiklock Glacier Group
16a	27°48'W; 80°16'S E-Teil des Mt. Beney	4 m	267°/78°	X	frisches Ganggestein, Säulenklüftung; NG: Gneise, z.T. migmatitisch, Amphibolite
16b	27°47'W; 80°17'30"S E-Teil des Mt. Beney, S <sup>o</sup> Dyke 16a (vermutlich S <sup>o</sup> Fortsetzung von Dyke 16a)	3-4 m	261°/80°	X	frisches Ganggestein; NG: lagiges helles Kristallin mit wenig dunklen Lagen; entspr. möglicherweise Nr. Z.726 (?) in CLARKSON (1981)
17	29°40'W; 80°25'S Nunatak ca. 7 km ESE <sup>o</sup> von Mt. Provender	1,5 m	210°/80°	X	undeutlich begrenzter Gang; feinkörniges, deutlich vergrüntes Ganggestein, z.T. mit Einsprenglingen; entspr. möglicherweise Proben-Nr. Z. 1039.14+15 (?) in CLARKSON (1981); NG: Grobklastite der Blaiklock Glacier Group
18	29°47'W; 80°24'40"S isolierter Nunatak ca. 2 km S <sup>o</sup> vom Mt. Provender	4 m	214°/80°	X	z.T. intensiv parallel zum Salband geklüftet; teils dichtes bis feinkörniges ("chilled margin"), teils gröber körniges, stark vergrüntes Ganggestein; entspr. Proben-Nr. Z.1036.11+12+13 in CLARKSON (1981); NG: Gneise, granatführend;
19	29°21'W; 80°23'45"S 1., nördlichster Gang im Pratts Peak	0,6 m	142°/65°	X	NG: Ultramafitite

Tab. 3 (Fortsetzung)

Dyke-Nr.	Lokalität	Mächtigkeit	Raumlage	beprobt	Gesteinsausbildung, Nebengestein (NG), frühere Bearbeitung/Datierung, sonstige Angaben
20	29°21'W; 80°23'45"S 2. Gang im Pratts Peak, dicht S von Dyke 19	0,3 m	320°/65°	X	NG: Ultramafitite
21	29°21'W; 80°23'50"S 3. Gang im Pratts Peak, S von Dyke 19 und 20	1 m	296°/70°	X	entspr. möglicherweise Proben-Nr. Z.1044.11+12 (?) in CLARKSON (1981); NG: Pyroxenite
22	29°22'W; 80°25'S 1. Gang im W-Teil der Nunatak-Gruppe S vom Pratts Peak	1 m	353°/67°	X	schlecht aufgeschlossen; NG: Gneise, granatführend
23	29°22'W; 80°25'10"S 2. Gang in der Nunatak-Gruppe S vom Pratts Peak, dicht E Dyke 22	3 m	170°/90°	X	Gang aufspaltend; NG: Gneise, granatführend
24	29°22'W; 80°25'30"S 3. Gang der Nunatak-Gruppe S vom Pratts Peak, im E-Teil ca. 80 m E von Dyke 23	1,5 m	325°/75°	X	Gang aufspaltend; NG: Gneise, granatführend
25	28°40'W; 80°20'S SE-Ausläufer vom Mt. Skidmore	3 m	84°/80°	X	frisches Ganggestein; entspr. möglicherweise Gang mit K/Ar-Datierung Nr. 8 (?) der Shackleton Range mit 195 +/-20 Ma nach HOFMANN et al. (1980); NG: lagige Gneise und Amphibolite
26	29°23'W; 80°26'S isolierter kleiner Nunatak NNE vom Mt. Gass	12 m	310°/70°	X	deutlich vergrüntes Ganggestein, Gang sitzt einer Störung auf; entspr. möglicherweise Proben-Nr. Z.1043.16+20 (?) in CLARKSON (1981); NG: Hornblendegneise, granatführend

Tab. 3 (Fortsetzung)

Dyke-Nr.	Lokalität	Mächtigkeit	Raumlage	beprobt	Gesteinsausbildung, Nebengestein (NG), frühere Bearbeitung/Datierung, sonstige Angaben
<u>Herbert Mountains</u>					
27	25°37'W; 80°16'20"S N-Flanke der Charpentier Pyramid	10 m	340°/85°	X	undeutliche Säulenklüftung; entspr. Proben-Nr. Z.912.4+5 in CLARKSON (1981); evt. auch Gang mit K-Ar-Alter Nr. 2 (?) der Shackleton Range nach HOFMANN et al. (1980); NG: Paragneise und Amphibolite
28	25°32'W; 80°14'45"S N-Teil des Massivs von Kendall Basin	8 m	175°/90°	X	Ganggestein stark geklüftet und verwittert, Gang sitzt vermutlich einer Störung auf; entspr. Proben-Nr. Z.916.2+3 in CLARKSON (1981); NG: Folge von Gneisen, Amphiboliten und Quarziten
<u>Granodioritgang der Read Mountains</u>					
29	25°47'W; 80°44'30"S SE-Flanke von Hatch Plain	einige dm	290°/80°	X	frisches Ganggestein; NG: Orthogneis
<u>Heimefrontfjella</u>					
HF I	11°10'W; 74°35'S NW-Fuß des Torsviktoppen am SW-Rand des Scharffenbergbotnen, Sivorgfjella	20 m	69°/70°	X	granathaltiges mafisches Ganggestein; NG: Kalifeldspat-Orthogneis
HF II	11°14'W; 74°34'30"S NE-Ende des Haldorsentoppen, S' der schwedischen Sommerstation "Swea" am SW-Rand des Scharffenbergbotnen	2 m	90°/83°	X	granathaltiges mafisches Ganggestein; NG: Kalifeldspat-Orthogneis

nicht nur interne Deformationserscheinungen von Bedeutung; insbesondere für die Berechnung von Paläopollagen (Kapitel 2.4.) stellt sich die Frage nach einer tektonischen Verstellung (Kippung, Rotation) der Gänge und der damit verbundenen eventuellen Notwendigkeit einer tektonischen Korrektur der Meßwerte. In Kapitel 2.4. wird deshalb an entsprechender Stelle auf die folgenden Überlegungen Bezug genommen.

Grundsätzlich sprechen zwei Beobachtungen gegen eine tektonische Verstellung der Basaltgänge.

Zunächst entsprechen deren sehr steile bis seigere Lagerungsverhältnisse der bei Dykes im allgemeinen zu erwartenden primären Raumlage und können somit als Hinweis darauf gewertet werden, daß die Gänge nicht in größerem Ausmaß gekippt (d.h. verflacht) wurden.

Darüberhinaus zeigen die Dykes - von wenigen Ausnahmen abgesehen - keinerlei Anzeichen interner Deformation. Außer der oft gut ausgebildeten, für Basalte charakteristischen Säulenklüftung wurde nur in seltenen Ausnahmefällen (Dyke 18) eine weitere Zerklüftung festgestellt, niemals aber Anzeichen einer intensiven Zerschierung. Ganginterne Verstellungen der Klufftkörper, die zu einer Verfälschung der paläomagnetischen Daten führen könnten, können also ebenfalls in den meisten Fällen ausgeschlossen werden.

Ausnahmen bilden lediglich einige, z.T. stark vergrünte Dykes, die sich etwa in der Nähe von Scherzonen befinden oder Störungen aufsitzen, welche möglicherweise auch noch nach der Intrusion aktiv waren. In den Read Mountains betrifft dies die Gänge 4, 9, 10 und 14. Von diesen wurde lediglich Dyke 9 beprobt (vgl. Kapitel 1.4.1.). Dieser Gang weist auf Klufftflächen Epidot-besetzte Harnische auf, die auf eine tektonische Beanspruchung hinweisen. Im Bereich der nördlichen Shackleton Range wurden zwei Gänge (Dykes 26 und 28) beobachtet, die, im Fall von Dyke 28 allerdings nur vermutlich, entlang einer Störung intrudierten. Das Ganggestein von Dyke 28 ist stark geklüftet und verwittert. Beide Gänge wurden jedoch nicht orientiert beprobt, d.h. paläomagnetische Untersuchungen waren am Probenmaterial nicht vorgesehen.

Verschiedene Hinweise sprechen weiterhin gegen eine externe Verkippung oder Rotation der Dykes. Neben den oben erwähnten steilen Raumlagen geht diese Annahme auf folgende Überlegungen zurück:

Die Ausbildung und diskordante Lagerung der basaltischen Gänge im kristallinen Grundgebirge der Read Mountains zeigt, daß die Dykes erst nach der Hauptdeformation und -metamorphose des Grundgebirges intrudierten. Sie sind jedoch vermutlich älter als die Sedimente der Watts Needle Formation und der Turnpike Bluff Group, in denen keine mafischen Gänge angetroffen wurden. Damit wären sie dem Proterozoikum zuzuordnen, tektonischen Prozessen während der Ross-Orogenese (Kambrium) also ausgesetzt gewesen. Die Ross-Orogenese führte im Bereich der Read Mountains jedoch



nicht zu einer erneuten Faltung, sondern vielmehr zu einer Zerschneidung des kristallinen Basements, die eine südvergente, E-W-streichende Aufschuppung zur Folge hatte (BRAUN, KLEINSCHMIDT & SPAETH 1988); eine faltentektonische Verstellung der Dykes kann somit ausgeschlossen werden. Die Verschiebung bewirkte mit hoher Wahrscheinlichkeit ausschließlich eine Höhenverstellung, nicht jedoch eine Rotation der Krustenschollen; dies zeigen die in mehreren Aufschlüssen, insbesondere in der Nähe der Dykes (z.B. an "Watts Needle") horizontal gelagerten Sedimente der Watts Needle Formation (SPAETH, pers. Mitteilung). Eine Verkipfung der Gänge in Streichrichtung ist damit ebenfalls unwahrscheinlich.

Die bekannten Altersdaten der mafischen Gänge der nördlichen Shackleton Range (REX 1972; HOFMANN et al. 1980) wie auch das diskordante Auftreten der vergrüneten Gänge innerhalb der Sedimente der Blaiklock Glacier Group sprechen für die Intrusion dieser Dykes nach der Ross-Orogenese sowie für ein maximal ordovizisches Alter. Die größtenteils horizontale Lagerung der Blaiklock Glacier Group ist ein wichtiger Hinweis darauf, daß diese, wie auch das eingeebnete kristalline Basement, während und nach der Intrusion der Dykes nicht mehr verkippt wurden. Also auch in diesem Bereich der Shackleton Range ist mit einer Verkipfung oder Rotation der Gänge kaum zu rechnen. Deutliches Einfallen der Blaiklock Glacier Group ist lediglich im Bereich von Dyke 17 (ESE' Mount Provender) erkennbar (SPAETH, pers. Mitteilung). Dieser Gang wurde jedoch aufgrund seines schlechten Erhaltungszustands, d.h. wegen seiner starken Vergrünung für paläomagnetische Zwecke nicht beprobt.

Die letzte Möglichkeit einer tektonischen Verkipfung bestand während der meso-känozoischen horstartigen Heraushebung des Shackleton Range-Krustenblocks. Neben der erwähnten, größtenteils horizontalen Lagerung der Blaiklock Glacier Group sprechen die an einigen Stellen zu beobachtenden, in etwa horizontalen Reste einer permischen Einebnungsfläche gegen eine stärkere postpermische Verkipfung (SPAETH, pers. Mitteilung).

Aufgrund der vorangegangenen Argumentation ist mit wesentlichen Rotationen der mafischen Dykes nicht zu rechnen. Geringfügige tektonische Verstellungen können allerdings nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden; solche sind jedoch nicht quantifizierbar.

#### 1.5. Die mafischen Gänge der Heimefrontfjella, W-Neuschwabenland

Die Heimefrontfjella ist, wie die Shackleton Range, Bestandteil des pazifischen Randes des Ostantarktischen Kratons (Abb. 1). In NE-SW-Erstreckung liegt sie etwa zwischen  $9^{\circ}$  W und  $13^{\circ}$  W und zwischen  $74^{\circ}10'$  S und  $75^{\circ}10'$  S. Sie stellt ein stark zergliedertes Escarpment dar, das von

2000 - 2600 m ü. NN auf 1200 - 1500 m ü. NN abfällt. Die Heimefrontfjella wird in vier, durch Gletscher voneinander getrennte Gebirgsblöcke untergliedert: Von NE nach SW sind dies die Kottasberge (= Milorgfjella), XU-Fjella, Sivorgfjella und Tottanfjella.

Der größte Teil der Heimefrontfjella besteht aus Metavulkaniten und Metasedimenten, die von granitischen, amphibolitfaziell metamorphisierten Intrusionen durchsetzt sind. Unterschieden werden sechs Gesteinseinheiten: (1) präkambrische, stark zerscherte Metamorphite einer breiten Scherzone, (2) präkambrische granulitfazielle Metamorphite, (3) präkambrische Orthogneise, (4) präkambrische Metamorphite sedimentär-vulkanogener Herkunft, (5) permische Sedimente und (6) jurassische Magmatite. Eine Beschreibung dieser Einheiten liegt vor in SPAETH & FIELITZ (1987).

Die metamorphen Komplexe unterlagen einer polyphasen Deformation. Neben einem älteren, NW-SE gerichtetem, NE-vergentem Faltenrend wurde ein jüngerer, NE-SW gerichteter, teils NW-, teils auch SE-vergenter Faltenrend beobachtet (SPAETH & FIELITZ 1987; FIELITZ & SPAETH 1991). Während der jüngeren Faltungsphase entwickelten sich im nordöstlichen Teil der Heimefrontfjella zahlreiche, E-W bis NE-SW streichende Überschiebungen, deren Bewegungssinn von S nach N bzw. von SE nach NW gerichtet war (SPAETH & FIELITZ 1991). Die tektonischen Großstrukturen (NE-SW streichende Überschiebungen, NE-SW verlaufende Falten) stellen durch Richtung und Alter einen Bezug zum Ross-Orogen her. Wahrscheinlich wurden im Zuge der Ross-Orogenese die kristallinen Gesteinseinheiten der Heimefrontfjella tektonisch beeinflusst und teilweise "verjüngt" (SPAETH & FIELITZ 1987).

Die Intrusion einer großen Anzahl vorherrschend NNE-SSW ausgerichteter, in unterschiedlichem Ausmaß metamorphosierter Gänge ging der jüngeren Faltung und der Anlage der Überschiebungen voraus (FIELITZ & SPAETH 1991). Altersbestimmungen der Metamorphose am Gesteinsmaterial des ehemals sedimentär-vulkanogenen Gesteinskomplexes (4, s.o.) ergaben nach ARNDT et al. (1986) und WEBER et al. (1987) Alter zwischen 1032 Ma (Granatamphibolit) und 1158 Ma (Metarhyolith), die mit dem älteren Faltungsereignis korrelierbar sind (SPAETH & FIELITZ 1991). Die meisten mafischen Gänge sind jünger als dieses Ereignis. Ein Dyke konnte mit einem Alter um 455 Ma (K-Ar, Gesamtgestein) datiert werden (REX 1972). Tektonische Verformungen an anderen Dykes zeigen, daß diese bereits vor der Hauptdeformationsphase an der Wende vom Mittel- zum Jungproterozoikum intrudierten. Neben altpaläozoischen und/oder jungproterozoischen existieren daher auch mittel- bzw. altproterozoische Dykes. Jurassische Basaltgänge verlaufen NE-SW gerichtet etwa parallel zu einer Hauptstörungsrichtung (SPAETH & SCHÜLL 1987).

Während der deutschen Expedition in die Heimefrontfjella 1989/1990 wurden zwei der nicht tektonisch verformten, aufgrund der Gesteinsausbildung vermutlich jungproterozoi-

schen mafischen Gänge beprobt. Die Probennahme erfolgte durch Dipl.-Geol. S. Kreuzer (Geol. Inst. der RWTH Aachen). Ähnlich wie bei den Dykes der Shackleton Range wurden je Gang fünf, über den Gangausbiß verteilte, mehrere kg schwere, mit dem Kompass orientierte Gesteinsproben entnommen.

Zur Unterscheidung der Dyke-Bezeichnungen von denen der Shackleton Range im folgenden Text und in Tabelle 3 werden diese mit römischen Ziffern und dem Zusatz "HF" (für Heimelfrontfjella) gekennzeichnet.

#### 1.6. Zusammenfassender Überblick

Die Shackleton Range, südöstlich des Filchner-Schelfeises im atlantischen Sektor am westlichen Rand des Ostantarktischen Kratons gelegen, ist, bedingt durch die mächtige Eisbedeckung, in mehrere Teilgebirge untergliedert: Lagrange Nunataks und Herbert Mountains im Norden, Pioneers Escarpment im Osten, Read Mountains und Stephenson Bastion im Süden sowie Otter Highlands und Haskard Highlands im Westen.

Der überwiegende Teil der Shackleton Range besteht aus präkambrischem, kristallinem Grundgebirge, dem Read Mountains Metamorphic Complex im Süden und dem North Shackleton Range Metamorphic Complex im Norden der Range. Die Metamorphite des südlichen Kristallins bestehen überwiegend aus Biotit-Glimmerschiefern, Biotit-Gneisen und Hornblende-Biotit-Schiefern, die von intermediären bis sauren Orthogesteinen durchschlagen werden. Der nördliche Kristallinkomplex wird neben krustalen, hochmetamorphen bis migmatitischen Gesteinen auch aus jüngeren suprakrustalen Metamorphiten sedimentären Ursprungs gebildet.

In den Read Mountains überlagern nicht- bzw. nur niedriggradig metamorphe Sedimentserien der spätproterozoischen Watts Needle Formation und der kambrischen Turnpike Bluff Group das kristalline Basement. Im Westen und Nordwesten wird das Basement von den ordovizischen, nichtmetamorphen Molassesedimenten der Blaiklock Glacier Group bedeckt.

Zwei strukturelle Hauptrichtungen prägen kristallines Grundgebirge und sedimentäre Hüllserien. Der bevorzugt anzutreffende, präkambrisch angelegte E-W-Trend zeigt sich in Streichrichtungen von Faltenstrukturen verschiedener Dimensionen, Störungen und Überschiebungen.

Im Westen der Range zeigen sich, neben dem E-W-Trend, in den sedimentären Deckschichten, jedoch auch in den jüngeren Metamorphiten Faltenstrukturen in N-S-Ausrichtung, die möglicherweise kambro-ordovizisch im Zuge der Ross Orogenese angelegt wurden.

Während der deutschen Expedition in die Shackleton Range 1987/1988 wurden insgesamt 26 mafische Gänge basaltischer Zusammensetzung beprobt, die das kristalline Basement, z.T. auch die Sedimente der ordovizischen Blaiklock Gla-

cier Group diskordant durchschlagen. Die Probennahme erfolgte für petrographische, geochemische, isotopengeochemische und paläomagnetische Untersuchungen, durch die mit der vorliegenden Arbeit ein Beitrag zur Ermittlung der geotektonischen Stellung der Shackleton Range, der Analyse ihrer Krustenentwicklung und der Alter ihrer Gesteinsverbände geliefert werden soll. Neben den genannten basaltischen Gängen werden ein weiterer Gang granodioritischer Zusammensetzung sowie zwei mafische Gänge der nordöstlich, d.h. in W-Neuschwabenland gelegenen Heimefrontfjella, die während der deutschen Antarktis-Expedition 1989/1990 zu gleichen Zwecken beprobt wurden, in die Untersuchungen mit einbezogen.

## 2. Untersuchungen am Gesteinsmaterial der mafischen Gänge

Die mafischen Gänge wurden auf vielfältige Weise untersucht. Insbesondere kamen petrographische, geochemische, isotopengeochemische und paläomagnetische Untersuchungsmethoden zur Anwendung, deren Ergebnisse in den folgenden Kapiteln dargestellt werden.

### 2.1. Petrographische Untersuchungen an den Ganggesteinen

Wesentliches Ziel der petrographischen Untersuchungen war es, neben der Bestimmung der mineralogischen Zusammensetzung der Ganggesteine Art und Ausmaß sekundärer Überprägungen zu charakterisieren. Ergänzend zu mikroskopischen Untersuchungen an Dünn- und Anschliffen wurden röntgendiffraktometrische und Mikrosonde-Analysen durchgeführt.

#### 2.1.1. Methodik

Die Bearbeitung der Proben begann mit der Anfertigung jeweils eines Dünnschliffs je Handstück. Anschließend erfolgte dessen qualitative (Struktur, Textur, Mineralbestand) und quantitative Auswertung im Durchlichtmikroskop. Die Bestimmung des quantitativen Modalbestandes (Vol.-%) wurde im Punktzählverfahren mittels eines Integrationsokulars durchgeführt. Als Hauptkomponenten werden Minerale mit Volumenanteilen  $> 5\%$  bezeichnet, Nebengemengteile beinhalten zwischen 1 und 5 Vol.-%, Akzessorien sind mit weniger als 1 Vol.-% im Gestein enthalten.

Ausgezählt wurden sowohl primärmagmatische als auch sekundäre Minerale. Aus deren Verhältnis (primär/sekundär) errechnet sich ein "Index", der an dieser Stelle eingeführt wird, um eine Maßzahl für den Grad der sekundären Mineralumwandlung zu erhalten. Je höher der Wert dieser Indexzahl, desto weniger Sekundärminerale sind vorhanden. In den Abbildungen 6 und 19 sind die Gänge der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range bzw. der Read Mountains anteilmäßig dem nach ihrem jeweiligen Modalbestand errechneten Index zugeordnet. In diesen halbquantitativen Darstellungen sind die Indizes in Klassen von "0-1" (primäre Minerale nahezu vollständig durch Sekundärminerale ersetzt) bis ">20" (nahezu unveränderter Primärmineralbestand) aufgeteilt.

Die Intensität der sekundären Gesteinsumwandlung war ein wichtiges Probenauswahlkriterium für die weiteren Untersuchungsmethoden.

Der Anorthitgehalt der Plagioklase wurde nach der Zonenmethode von RITTMANN (1929) durch Messung der Auslöschungsschiefe ermittelt. Besonders häufig zeigt sich, hervorgerufen durch eine von außen nach innen fortschreitende Albitisierung der Plagioklase, zoniertes Auslöschungsverhalten. In solchen Fällen gibt der größte Auslöschungswinkel im Zentrum des Minerals den maximalen Anorthitgehalt an.

Die Bestimmung der Erzminerale war notwendige Ergänzung für die gesteinsmagnetischen Untersuchungen und diente der Interpretation der Ergebnisse. Zu diesem Zweck wurden die Kopfflächen von bis zu drei Kernproben aus jedem der paläomagnetisch untersuchten Gänge (vgl. Kapitel 2.4.) im Anschluß an die Wechselfeld-Entmagnetisierung poliert und mit dem Auflichtmikroskop untersucht. Von zwei Proben, deren Erzminerale nicht eindeutig bestimmt werden konnten, wurden darüberhinaus Erzmineralkonzentrate angereichert und diese röntgendiffraktometrisch analysiert.

Die im Rahmen der Gesteinsmagnetik durchgeführten Untersuchungen ließen z.T. Titanomagnetite verschiedener Generationen mit unterschiedlich hohen Titan-Gehalten vermuten. Aus diesem Grund wurden im erzpetrographischen Untersuchungsrahmen vier entsprechende Kernproben ausgewählt, an denen die chemische Zusammensetzung der enthaltenen Titanomagnetite durch Mikrosonde-Analysen bestimmt wurde. Diese erfolgten am Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH-Aachen mit einer ARL-SEM-Q-Elektronenstrahlmikrosonde. Zur Standardisierung der Cr-, Fe-, Al-, Mg- und Mn-Messungen diente ein natürlicher Chromit der Tiebaghi Mine, New Caledonia, für die Ti-Messungen wurde ein Augit aus Kakanui, New Zealand als Standard verwendet. Proben und Standards wurden zur Erzeugung elektrischer Leitfähigkeit mit einer Kohlenstoffschicht bedampft. Die unteren Nachweisgrenzen betragen für FeO 0,1 Gew.-%, MnO 0,08 Gew.-%, TiO<sub>2</sub> 0,09 Gew.-%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,06 Gew.-%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,06 Gew.-% und MgO 0,07 Gew.-%.

Während der Messungen wurde versucht, Titanomagnetite unterschiedlicher Ausprägung zu erfassen. Aufgrund der z.T. sehr geringen Korngrößen der Einzelkörner oder aber der fortgeschrittenen Ilmenit-Entmischung, durch die die einzelnen "Magnetit-Felder" in den Gitter-Zwischenräumen sehr klein werden, war häufig eine präzise Ausrichtung des Elektronenstrahls ausschließlich auf die Magnetit-Komponente nicht möglich, so daß mit der Messung auch angrenzende Minerale randlich erfaßt wurden. In solchen Fällen beträgt die Summe der Meßwerte aller Elemente, aufgeführt in den Tabellen 6 und 8, deutlich unter 100 Gew.-%. Soweit möglich, werden in den Tabellen ausschließlich Analysen mit Summenwerten von 100 +/- 2 Gew.-% aufgeführt. Da die Messungen jedoch weniger dem Zweck dienen, quantitativ genaue Analysewerte zu erhalten, sondern vielmehr eventuelle qualitative Unterschiede im Chemismus verschiedener Titanomagnetit-Typen herauszustellen, werden in solchen Fällen, in denen genauere Werte nicht ermittelt werden konnten, auch Analysen geringerer Genauigkeit aufgeführt.

Die Ergebnisse der Erzmikroskopie und der ergänzenden Röntgendiffraktometrie- und Mikrosondenuntersuchungen werden in diesem Kapitel zusammen mit der Dünnschliffpetrographie dargestellt. Der Bezug zur Paläomagnetik erfolgt in Kapitel 2.4. "Paläomagnetismus".

Besonders auffällig in dem überwiegenden Teil der untersuchten Basalte ist das Auftreten sekundärer Mineralbildungen. In der vorliegenden Arbeit wird unterschieden zwi-

schen hydrothermalen, autohydrothermalen und sehr niedriggradig bzw. niedriggradig metamorphen Mineralumwandlungen oder Mineralneubildungen.

Unter hydrothermalen Bildungen sind hier zwei Typen nach Form und Bildungsweise zu unterscheiden. Zum einen handelt es sich um Mineralbildungen in Spalten und anderen Hohlräumen im Gestein (z.B. Gasblasen). Zum anderen finden Mineralbildungen unter Umwandlung und Verdrängung der primär-magmatischen Minerale statt; dieser Vorgang gehört in die Kategorie hydrothermal-metasomatischer Prozesse (WIMMENAUER 1985).

Autohydrothermale Prozesse sind in vielen Plutoniten und Subvulkaniten weit verbreitet. Unter diesen sind in Bezug auf die eigentliche magmatische Kristallisation sekundäre oder deuterische, metasomatische Mineralbildungen zu verstehen, die im Endstadium der Abkühlung des intrudierten Magmas eine Verdrängung bestehender Kristalle im praktisch schon verfestigten Gestein bewirken. Diese Art der Metasomatose wird durch hydrothermale Medien bewirkt, die dem Vorrat an flüchtigen Bestandteilen des betreffenden Magmas selbst angehören (WIMMENAUER 1985). Der hier verwendete Begriff der autohydrothermalen Gesteinsumwandlung ist identisch mit dem Begriff der Autometasomatose.

Im Gegensatz zu diesen allochemischen Prozessen, bei denen durch den Einfluß fluider Phasen Stoffverschiebungen z.T. in erheblichem Ausmaß stattfinden, stehen isochemische Prozesse der thermodynamischen Regionalmetamorphose. Hierbei bleibt bei Druck-Temperatur-Veränderungen und tektonischen Bewegungen der chemische Bestand des Ausgangsgesteins meist weitgehend unverändert (WIMMENAUER 1985). Regionalmetamorphe Umkristallisationen wurden in einem sehr niedriggradig bis niedriggradig metamorphen Stadium an den Proben einiger Dykes der Read Mountains beobachtet. Ein für basische Vulkanite spezifisches Problem ist jedoch die Unterscheidung autohydrothermalen von niedriggradig metamorphen Prozessen (WIMMENAUER 1985). Die in den Proben beobachteten Sekundärminerale belegen, daß auch in solchen Gängen, in denen mit einer regionalmetamorphen Überprägung gerechnet werden kann, zusätzlich hydrothermale bzw. autohydrothermale Prozesse einwirkten (s.u.).

#### 2.1.2. Die mafischen Gänge der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range

Von 15 mafischen Gängen der nördlichen Haskard Highlands, Lagrange Nunataks und Herbert Mountains wurden insgesamt 27 Dünnschliffe angefertigt.

Die strukturellen und texturellen Eigenschaften aller Gänge sind sehr ähnlich. Meist zeigen sie ein wechselkörniges, subophitisches Gefüge. Makrokristalline, fein- bis mittelkörnige, richtungslos angeordnete Komponenten bilden ein weitgehend homogenes Mineralgemenge, in welchem lediglich Plagioklas, seltener auch Augit, porphyrisch auftreten.

ten können. Die Kornausbildung der primären, magmatischen Minerale ist innerhalb einzelner Gänge unterschiedlich; hypidiomorphe bis xenomorphe Formen sind vorherrschend; opake Minerale, Plagioklas, Biotit, zum Teil auch Augit neben eher akzessorisch auftretendem Olivin, Alkalifeldspat oder Apatit können idiomorph ausgebildet sein. Vereinzelt sind durch Sekundärminerale ausgefüllte Kluftrisse oder Blasen vorhanden.

Einige Gänge weisen mehr oder weniger gut ausgeprägte, teilweise glasig erstarrte Abschreckungskontakte (chilled margins) auf. Proben aus derartigen Kontaktbereichen sind ungleichkörnig-porphyrisch, Anteil der Grundmasse und Korngrößendifferenz zwischen Grundmasse und Einsprenglingen differieren jedoch in Abhängigkeit von der Entfernung der Probe zum Salband. So besitzen einige Proben eine dichte bis sehr feinkörnige Matrix mit fein- bis mittelkörnigen Plagioklas-, Augit-, z.T. auch Olivin-Einsprenglingen (Abb. 5 a).

Andere Proben verdeutlichen den Übergang zum Gefüge der Gangmitte. Deren feinkörnige Grundmasse zeigt bereits ein subophitisches Gefüge, die Probe insgesamt ist jedoch deutlich porphyrisch (Abb. 5 b). Teilweise bilden die Einsprenglinge auch ein Gerüst, dessen Zwischenraum von feinkörniger Matrix ausgefüllt wird. Zum Zentrum hin nimmt die Korngröße zu, die Gesteine zeigen ein subophitisches Gefüge (Abb. 5 c).

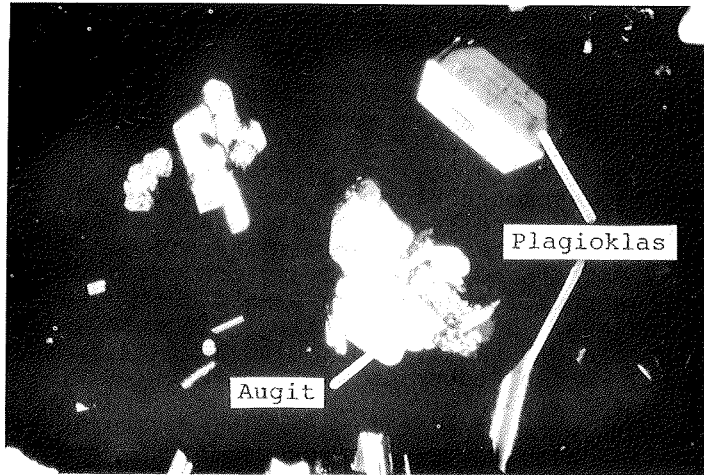
Bereits bei der Geländeansprache konnte anhand des Vergrünungsgrades eine Untergliederung in stark und gering überprägte Basaltgänge (Vergrünung durch Sekundärminerale) vorgenommen werden. Diese makroskopische Unterteilung der Gänge ist auch mikroskopisch nachvollziehbar und weiter zu differenzieren. So lassen sich sowohl nach ihrer primärmagmatischen Zusammensetzung als auch nach ihrem Anteil an Sekundärmineralen drei Basaltgruppen voneinander unterscheiden. Mit zunehmendem Umwandlungsgrad der Primärminerale ergibt sich eine Einteilung in folgende Gruppen, auf die in den weiteren Kapiteln dieser Arbeit Bezug genommen wird:

- Basaltgruppe I
- Basaltgruppe II
- Basaltgruppe III.

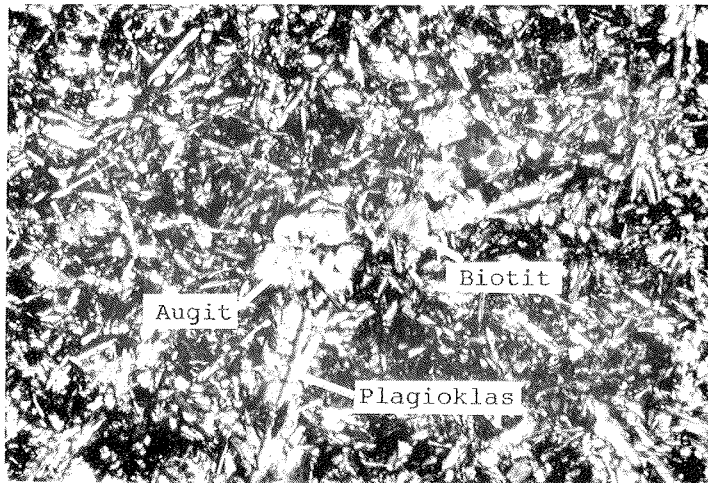
---

**Abb. 5:** Veränderung des Gesteinsgefüges vom Salband (a) in Richtung Zentrum (b u. c). Während die Proben aus Salband-Nähe ein porphyrisches Gefüge mit dichter Matrix aufweisen, nimmt die Korngröße zur Gangmitte hin zu, das Gefüge wird subophitisch. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 3,18 mm)

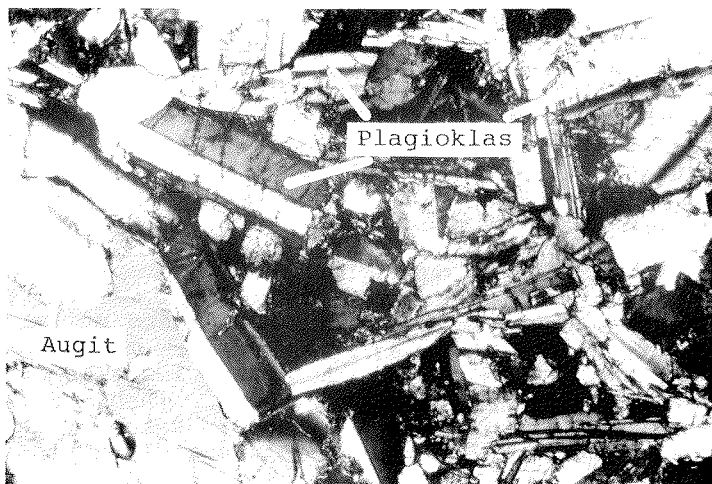




a



b



c

### 2.1.2.1. Gesteinsbildende Silikatminerale und sekundäre Überprägung der Dykes

Tabelle 4 zeigt einen Überblick über die primärmagmatische Zusammensetzung der genannten Basaltgruppen sowie über deren Sekundärminerale (vgl. hierzu auch Anhang A). Kreuze geben in der Tabelle die Umwandlungsprodukte der jeweiligen primärmagmatischen Minerale an. Zusätzlich aufgeführt sind die Volumenanteile der Primär- und Sekundärbildungen. Sofern der Anteil der Primärminerale mit "0" bezeichnet ist, ist ein solcher ursprünglich vorhanden gewesen, nun jedoch wesentlich durch den Ersatz durch Sekundärminerale reduziert. Sekundärminerale, die ausschließlich in Gesteinshohlräumen auftreten, sind in der Tabelle nicht aufgeführt, werden jedoch im Text genannt.

Im folgenden wird eine petrographische Charakterisierung der einzelnen Basaltgruppen vorgenommen:

#### a) Basaltgruppe I

Gänge dieser Gruppe finden sich ausschließlich in den Lagrange Nunataks. Hierzu gehören die Dykes 16a, 16b (beide Mount Beney) und 25 (Nähe Mount Skidmore).

Als Hauptkomponenten treten Plagioklas (55 - 60 Vol.-%), Augit (19 - 29 Vol.-%) und opake Minerale (4-17 Vol.-%) auf, Nebengemengteile sind Orthopyroxen (2,4 - 4,5 Vol.-%) und Biotit (<1 - 3,3 Vol.-%; Abb. 5). Akzessorisch sind grüne Hornblende, Olivin, Kalifeldspat und Apatit vorhanden.

Plagioklas liegt mit Anorthit-Gehalten um 45 Mol.-% (bis maximal 60 Mol.-% in Dyke 25) als Andesin, selten als Labradorit vor. Leistenförmig bis tafelig ausgebildet, selten zoniert, ist er meist polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz und nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Zwillingbildung zeigt auch Augit; häufig ist zu beobachten, daß dieser Plagioklasleisten partiell oder vollständig umschließt. Biotit, reich an opaken Einschlüssen, ist lediglich in den Basaltgängen des Mount Beney (Dykes 16a und 16b) in blättriger bis dünnschichtiger Ausbildung enthalten. Ti-Entmischung führte teilweise unter Abscheidung sekundären Rutil zu einer Sagenit-Gitterung. In wenigen Fällen tritt auf Oxidationsprozesse zurückzuführende Opacitierung auf. Der Gang in der Nähe des Mount Skidmore (Dyke 25) enthält keinen Biotit.

Bei geringem Überprägungsgrad aller Proben sind die im Methodik-Kapitel erläuterten Indizes der sekundären Mineralumwandlung entsprechend hoch. Beginnend bei einem Index von 13 steigt das Verhältnis der Primär- zu den Sekundärmineralen bei nahezu unverändertem Ausgangsmaterial in einigen Schliffen bis auf ca. 450 an (Abb. 6). Dementsprechend gering ist der Anteil der Sekundärminerale am Gesamtgesteinsvolumen. Häufigstes Umwandlungsprodukt (bis zu 9,5 Vol.-% in Dyke 16a, maximal 3,5 Vol.-% in Dyke 25)

**Tab. 4:** Primärmagmatischer Mineralbestand und Sekundärmineralisation der Basaltgruppen I - III. Dargestellt sind die primärmagmatischen Minerale (obere Zeile), deren Volumenanteil und deren Umwandlungsprodukte (X). (Erläuterung: Plag. = Plagioklas; O-Pyr. = Orthopyroxen; K-Fsp. = Alkalifeldspat; Amphibol und sekundärer Uralit sind teilweise nicht unterscheidbar, der Wert für Amphibol ist dann eingeklammert.)

		primärmagmatische Minerale								
		Plag.	Augit	O-Pyr.	Biotit	Olivin	Amphibol	K-Fsp.	Apatit	Opake
<b>Basaltgruppe I</b>										
Vol.-%		55-60	19-29	2,4-4,5	<1-3,3	<1	<1	<1	<1	4-17
<b>Sekundärminerale:</b>										
Serizit	(<1%)	X						X		
Kaolinit	(<1%)	X								
Prehinit	(<1%)	X								
Epidot	(<1%)	X	X							
Chlorit	(<9,5%)		X	X	X					
Iddingsit	(<1%)					X				
Chrysotil	(<1%)					X				
<b>Basaltgruppe II</b>										
Vol.-%		45-63	12-18	<2,4	<1,8	<1,5	(<1)	<1	<1	7-19
<b>Sekundärminerale:</b>										
Serizit	(<3,4%)	X						X		
Kaolinit	(<1%)	X								
Prehinit	(<1%)	X								
Chlorit	(0,2-24%)		X	X	X		X			
Iddingsit	(<1%)					X				
Chrysotil	(<3,8%)					X				
Uralit	(<1%)		X							
Seladonit	(<1%)		X							
<b>Basaltgruppe III</b>										
Vol.-%		33-52	8-22	<1-2,6		<1	<1	<1	<1	10-19
<b>Sekundärminerale:</b>										
Serizit	(<1-11%)	X						X		
Kaolinit	(<1-9,6%)	X								
Prehinit	(<1%)	X								
Kalzit	(<1-1,6%)	X								
Chlorit	(7,4-25%)		X	X			X			
Chrysotil	(<1-10%)					X				

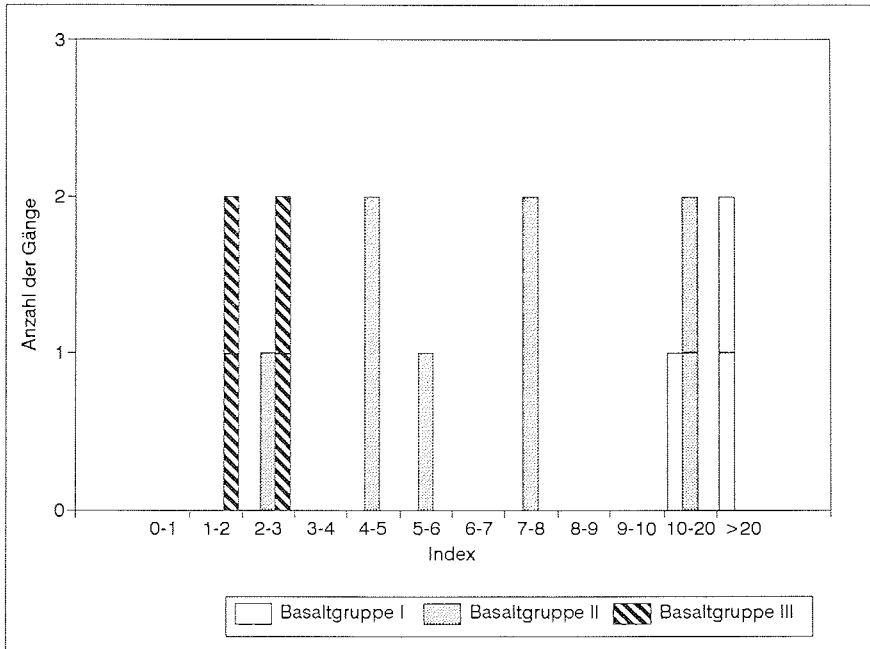


Abb. 6: Ausmaß sekundärer Mineralumwandlungen in den Gängen der Basaltgruppen I bis III. Der Index (Quotient Primär-/Sekundärminerale) wird mit zunehmender Überprägung der Dykes kleiner.

ist Chlorit, der auf eine autohydrothermale Umwandlung von Augit, Orthopyroxen und Biotit zurückgeht. Derselbe Prozeß führt - in weitaus geringeren Mengen (< 1 Vol.-%) - zur Kristallisation von Quarz in Zwickeln und zur Bildung von Prehnit und Epidot innerhalb der Plagioklas-Individuen. Mit dem (hier nur geringen) Zerfall der Anorthit-Komponente ist eine undeutliche zonare Auslöschung der Plagioklase verbunden. Einige Augite zeigen ebenfalls autohydrothermale Epidotbildung. Plagioklas ist darüberhinaus stellenweise hydrothermal serizitisiert und kaolinitisiert. Z.T. intensive, häufig jedoch nur randlich und entlang von Spaltrissen auftretende Iddingsitisierung, teilweise auch Serpentinisierung des Olivins ist ebenfalls auf hydrothermale Prozesse zurückzuführen.

#### b) Basaltgruppe II

Gänge dieser Basaltgruppe treten in allen Arbeitsgebieten der nordwestlichen und nördlichen Shackleton Range auf. Der Gruppe werden zugeordnet:

Dykes 19, 20, 21, 23, 24, 26 (nördliche Haskard Highlands);  
Dyke 15 (Lagrange Nunataks);  
Dyke 27 (Herbert Mountains).

Im Unterschied zu den Gesteinen der Basaltgruppe I zeichnen sich die Proben der Gruppe II durch ihre Orthopyroxengehalte aus: Orthopyroxen fehlt vollständig oder ist nur akzessorisch vorhanden, dann jedoch gut erhalten und teilweise mit Augit oder Plagioklas verwachsen. Häufiger als in den Dykes der Basaltgruppe I findet sich dagegen Olivin, der, in der Regel idiomorph ausgebildet, Volumenanteile bis zu 1,5 % erreichen kann.

Hauptkomponenten sind Plagioklas (45-63 Vol.-%), Augit (12 - 18 Vol.-%) und opake Minerale (7 - 19 Vol.-%), Biotit tritt selten als Nebengemengteil, häufiger akzessorisch auf (<1 - 1,8 Vol.-%).

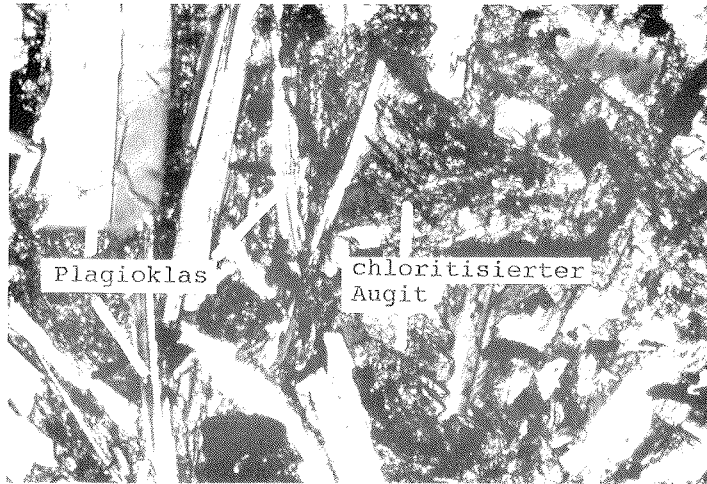
Plagioklas zeigt meist die für hypabyssische Basalte typische subophitische Verwachsung mit Augit. Tritt er porphyrisch auf, kann er leistenförmig bis tafelig ausgebildet Kantenlängen bis zu 3,5 mm erreichen. Verzwillingungen nach dem Albit-Gesetz sind die Regel, weniger häufig sind Zwillingsbildungen nach dem Karlsbader oder Periklin-Gesetz. Oft sind feinstkörnige, mikroskopisch nicht identifizierbare Einschlüsse erkennbar. Der Plagioklas zeigt ausnahmslos zonare Auslöschung. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 30 und 60 Mol.-% (Oligoklas bis Labrador, meist jedoch Andesin). Vereinzelt ist randlich oder entlang von Spaltrissen Vergrünung durch den Einbau von Chlorit zu beobachten.

Augit, mit Korndurchmessern bis zu 1,5 mm, tritt in der Regel in Verwachsung mit Plagioklasleisten auf. Mikrokristalline, nicht näher bestimmbare Einschlüsse können vorhanden sein. Neben unverzwillingten sind einfach verzwilligte Augite typisch.

Biotit, in der Regel gut erhalten, teilweise jedoch auch intensiv chloritisiert, liegt in dicktafeliger Ausprägung, oft mit opaken Mineraleinschlüssen, vor.

Akzessorisch können darüberhinaus grüne Hornblende, z.T. verzwilligter, selten auch Kalifeldspat und - eingeschlossen in Plagioklas - sehr feinkörniger, idiomorpher, kurz-säuliger bis nadeliger Apatit vorhanden sein.

Indizes sekundärer Mineralumwandlung zwischen 2,3 und 17 belegen eine unterschiedlich hohe, im allgemeinen jedoch deutlich intensivere Überprägung der Primärminerale als in den Gesteinen der Basaltgruppe I (Abb. 6). Häufigstes Sekundärmineral ist Chlorit (bis zu 24 Vol.-%). Dementsprechend sind wesentlich mafische Minerale von Umwandlungsprozessen betroffen, während Plagioklas meist gut erhalten ist (Abb. 7). Letzterer kann schwach hydrothermal serizitisiert (max. 3,4 Vol.-%) und kaolinitisiert (< 1 Vol.-%) sein, Saussuritisierung hat in wenigen Fällen zur Bildung von Prehnit (< 1 Vol.-%) geführt. Höhere Volumenanteile erreicht darüberhinaus lediglich Chrysotil (max. 3,8



**Abb. 7:** Sekundäre Überprägung einer Basaltprobe der Gruppe II. Während Plagioklas gut erhalten ist, sind mafische Minerale häufig chloritisiert. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 1,3 mm)

Vol.-%). Dieser ist, ebenso wie der selten auftretende Iddingsit (< 1 Vol.-%), durch hydrothermale Umwandlung des Olivins entstanden (Abb. 8). Alle übrigen Sekundärminerale, Uralit, Seladonit, Quarz und Kalzit, sind selten zu beobachten und erreichen Volumenanteile von jeweils deutlich unter 1 %. Quarz, Kalzit, darüberhinaus auch Chlorit und Serpentin, finden sich als Sekundärausscheidungen in Kluftrissen, Blasen und Zwickeln.

### c) Basaltgruppe III

Vier Dykes, von denen drei in den Metamorphiten und Sedimentgesteinen der nördlichen Haskard Highlands (Dykes 17, 18 und 22), einer in den Metamorphiten der Herbert Mountains (Dyke 28) aufgefunden wurden, sind dieser Gruppe zuzuordnen.

Der maßgebliche Unterschied zu den übrigen Gängen der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range ist die auffällige Vergrünung des Gesteins, welche bereits während der Geländearbeiten zu einer makroskopischen Differenzierung geführt hat.

Die Indizes der sekundären Mineralumwandlung liegen zwischen 1,5 und 2,7 und weisen auf den hohen Umwandlungsgrad der primärmagmatischen Minerale hin (Abb. 6). Insbesondere Plagioklas (33 - 52 Vol.-%) ist nahezu vollständig durch Sekundärminerale ersetzt. Zwillingslamellen sind nicht mehr zu erkennen; eine optische Bestimmung des An-Gehaltes



Abb. 8: Pseudomorpher Ersatz des Olivins durch Chrysotil in einer Probe der Basaltgruppe II. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 1,3 mm)

ist daher nicht möglich.

Ebenfalls von sekundären Umwandlungsprozessen betroffen, wenn auch in geringerem Ausmaß als Plagioklas, sind die übrigen Haupt- und Nebenkompontenten.

Augit (8 - 22 Vol.-%) tritt in Einzelfällen zoniert oder verzwillingt auf. Orthopyroxen erreicht Volumina bis maximal 2,6 %. Sowohl in Augit als auch in Orthopyroxen finden sich Einschlüsse von Plagioklasleisten. Akzessorisch sind grüne Hornblende, idiomorpher Olivin, nadelförmiger idiomorpher Apatit und zonierter Alkalifeldspat enthalten. Biotit kann in keinem Dünnschliff festgestellt werden.

Die Volumenanteile der Sekundärminerale am Gesamtgestein sind hoch. Serizit (<1 - 11 Vol.-%), Kaolinit (<1 - 9,6 Vol.-%), Kalzit (<1 - 1,6 Vol.-%) und Prehnit (<1 Vol.-%) treten als hydrothermale bzw. autohydrothermale Umwandlungsprodukte des Plagioklas auf. Auch der akzessorische Kalifeldspat kann serizitisiert sein. Chloritisierung (7,4 - 25 Vol.-%) als häufigster Umwandlungsprozess der mafischen Minerale ist in Augit, Orthopyroxen und Hornblende zu beobachten. Auffällig ist eine z.T. weit fortgeschrittene Vergrünung der Plagioklase durch den Einbau von Chlorit. Olivin zeichnet sich durch Serpentinisierung aus. Chrysotil (i.w. als Sekundärbildung aus Olivin, <1 - 10 Vol.-%), Prehnit und Kalzit, darüberhinaus Quarz (<1 Vol.-%) finden sich weiterhin als Sekundärausscheidungen in Blasen, Kluftrissen und Zwickeln (Abb. 9).

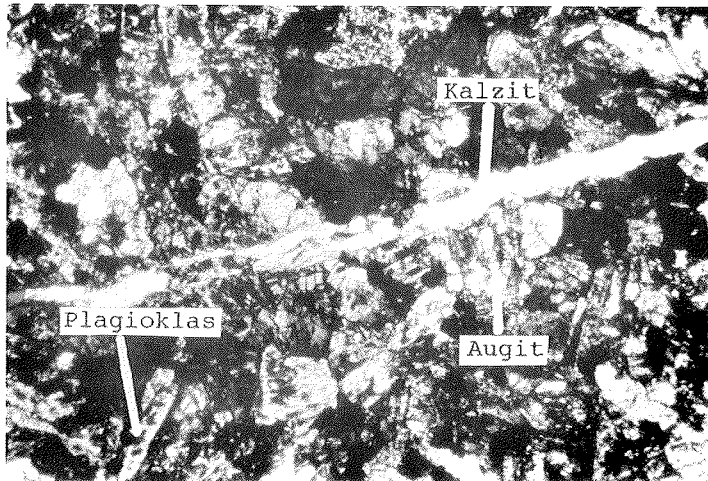


Abb. 9: Hydrothermal überprägte Probe der Basaltgruppe III. Mafische Minerale sind i.w. chloritisiert, Plagioklas ist durch Serizit und Kaolinit ersetzt. Der Kluftriß ist kalzitgefüllt. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 3,18 mm)

Trotz unterschiedlicher Intensitäten sind die Umkristallisationen der primärmagmatischen Minerale aller drei Basaltgruppen auf dieselben Prozesse zurückzuführen. Häufigste Umwandlungserscheinungen in Feldspat sind Serizitisation und Kaolinitisation. Saussuritisation führt zur Bildung von Prehnit und Kalzit, z.T. auch von Epidot aus der Anorthit-Komponente der Plagioklase. Chloritisation, Serpentinisation, Iddingsitisation, Uralitisation und Seldonitisation treten in den verschiedenen mafischen Mineralen auf. Alle Sekundärminerale können auf hydrothermale bzw. autohydrothermale Prozesse zurückgeführt werden. Insbesondere die Propylitisation der Plagioklase in Form von Albitisation, Serizitisation, z.T. auch Kalzitisation in Gesteinen der Basaltgruppen II und III zeigt sowohl auto- als auch fremdhydrothermale Einwirkung an. Obwohl ein Teil der Sekundärminerale ebenso epizonal entstehen kann, sind eindeutige Hinweise auf eine Regionalmetamorphose nicht vorhanden. Das Fehlen sowohl von Lawsonit, der bei verstärktem gerichteten Druck Prehnit ersetzt, als auch von Pumpellyit spricht gegen eine regionalmetamorphe Einwirkung. Der Stabilitätsbereich von Prehnit und Epidot läßt Druck-Temperatur-Bedingungen von etwa 2 kb und ca. 300°C vermuten (ADE-HALL et al. 1971). Jüngere Arbeiten über isländische Bohrungen sprechen von Kristallisations-



temperaturen zwischen 240 - 280°C für die Paragenese Epidot + Chlorit (KRISTMANNSDOTTIER 1982) und von einer typischen Mineralvergesellschaftung von Chlorit + Epidot + Quarz bei 900 m Tiefe und einem erhöhten geothermischen Gradienten (VIERECK et al. 1982). Letztgenannte Mineralparagenese findet sich in Basalten der Gruppe I.

#### 2.1.2.2. Erzmineralgehalt der Ganggesteine

Ebenso wie in ihrem Silikatmineralbestand zeigen die oben definierten Basaltgruppen auch in ihren Erzmineralgehalten charakteristische Unterschiede. Da die erzmikroskopischen Untersuchungen im wesentlichen dem Verständnis der gesteinsmagnetischen Ergebnisse dienen sollen, wurden ausschließlich von entmagnetisierten Bohrkernproben einzelner Handstücke der Basaltgruppen I und II polierte Anschliffe angefertigt und mikroskopiert. Dykes der Basaltgruppe III wurden während der Geländearbeiten aufgrund ihres hohen Überprägungsgrades für paläomagnetische Untersuchungen nicht beprobt und folgedessen auch nicht erzmikroskopisch bearbeitet.

Ziel der erzpetrographischen Untersuchungen ist im vorliegenden Fall zunächst die Identifikation der im Gestein enthaltenen magnetischen Minerale. Weiterhin können Aussagen zum Hoch- und Tieftemperatur-Oxidationsgrad sowie zur hydrothermalen Überprägung der in Basalten vorherrschenden Titanomagnetite gemacht werden. Die Auswirkungen dieser Umwandlungsmechanismen auf die Fe-Ti-Oxyde werden im folgenden kurz erläutert.

Bei Temperaturen > 350 °C (Hochtemperaturoxidation) findet während der Abkühlung des Gesteins eine Entmischung der Titanomagnetite zunächst in die Komponenten Magnetit und Ilmenit statt. Diese hängt im wesentlichen von der Abkühlgeschwindigkeit und der Sauerstoffugazität ab. Der Entmischungsgrad wird nach WILSON & WATKINS (1967), ADE-HALL et al. (1968) durch die Hochtemperaturoxidationszahl  $M_{ox}$  in sechs mikroskopisch bestimmbare Oxidationsklassen eingeteilt. Klasse 1 bezeichnet den homogenen, unentmischten Titanomagnetit. Die Klassen 2 und 3 sind durch einen zunehmenden Anteil an Ilmenitentmischungslamellen gekennzeichnet. Titanomagnetite der Klasse 4 zeichnen sich durch die Bildung von "Metalmentit" aus: Die Entmischungslamellen verlieren ihre scharf definierten Umrisse, bekommen hellere Farbe und fleckiges Aussehen. Bei weiter fortschreitender Oxidation kommt es zum Auftreten von Rutil-Titanohämatit-Verwachsungen (Klasse 5) und schließlich zum Maximalgrad der Oxidation bei vollständiger Umwandlung des Titanomagnetits unter der Bildung von Pseudobrookit (Klasse 6).

Tieftemperaturoxidation findet bei Temperaturen < 300-350°C statt. Sie ist auf die Emigration von Eisen aus dem thermodynamisch instabilen Gitter der Titanomagnetite zu-

rückzuführen (PETERSEN et al. 1979). Nach JOHNSON & HALL (1978) wird der Oxidationsgrad in fünf Klassen eingeteilt, welche ebenfalls mikroskopisch bestimmt werden können. Klasse 1 bezeichnet auch hier den nicht-oxidierten Titanomagnetit. Tieftemperaturoxidation äußert sich zunächst durch die Bildung von Titanomaghemit ("Maghemitisierung"). Als Folge der geringeren Gitterkonstante von Maghemit erzeugt der damit verbundene Volumenschwund feine Risse in den äußeren Kornregionen (Klasse 2). Mit zunehmender Maghemitisierung verstärkt sich die Ribbildung, die Risse weiten sich auf und werden mit Sekundärmineralen gefüllt. Aus Titanomaghemit kann sich Magnetit, Hämatit, Titanit und/oder, bei Ca- und Si-Zuführung, Perowskit bilden. Fe-Auswanderung kann zu einer Rotfärbung der umgebenden Silikatminerale führen (Klassen 3 - 4). Titanomaghemit der Klasse 5 ist vollständig durch Sekundärminerale ersetzt.

Tieftemperaturoxidation geht in subaerischen Basalten häufig in hydrothermale Umwandlungsprozesse über. Diese nimmt in ihrer Art eine Mittelstellung zwischen Hoch- und Tieftemperaturoxidation ein und findet in einem Temperaturbereich zwischen 50°C und 400°C statt (PETERSEN 1982). Temperaturen um 150°C führen zur Granulation, zu einer unregelmäßigen feinkörnigen Struktur des Titanomagnetits, die auf die Bildung von Fe-Spinellen und Rutil zurückzuführen ist (ADE-HALL et al. 1968). Höhere Temperaturen führen zur Umwandlung des Ilmenits in Titanit und andere nicht-opake Minerale, Titanomagnetit kann bei fortschreitender hydrothermalen Umwandlung vollständig durch Titanohämatit ersetzt werden (ADE-HALL et al. 1971).

In natürlichen Proben ist es häufig schwierig, zwischen den drei genannten Prozessen klar zu unterscheiden, da diese oft kontinuierlich ineinander übergehen. Die angegebenen Temperaturgrenzen können deshalb nur als grobe Richtwerte verstanden werden (PETERSEN 1982).

In Tabelle 5 sind Erzmineralisationen, Oxidationsklassen und Intensitäten hydrothermalen Überprägung der einzelnen Dykes innerhalb verschiedener Basaltgruppen aufgelistet.

#### a) Basaltgruppe I: Dykes 16a, 16b, 25

Ähnlich den Silikatmineralen sind auch die Erzminerale dieser Dykes nicht oder nur geringfügig durch hydrothermale Prozesse umgewandelt. Ihr Anteil am Gesamtmineralbestand beträgt 4 - 17 Vol.-%. Hauptkomponenten sind Titanomagnetit und Ilmenit. Primärmagmatisch ist darüberhinaus Pyrit vorhanden.

Dykes 16a und 16b weisen ähnliche Vererzungen auf. Titanomagnetit der Hochtemperatur-Oxidationsklasse 2 bis maximal 3 ist häufig idiomorph bis hypidiomorph, teilweise auch skelettförmig und tritt bis zu Korngrößen von maximal 0,3 mm auf. Beginnende Maghemitisierung, vereinzelt an Schrumpfungsrissen erkennbar, weist auf eine geringe Tieftemperaturoxidation der Klasse 1 - 2 (Abb. 10). Hydrothermale

**Tab. 5:** Ergebnisse der erzmikroskopischen Untersuchungen. Abkürzungen: d<sub>max</sub>: maximale Korngröße; Vol%: prozentualer Anteil am Gesamtmineralbestand; HTO, TTO: Klasse der Hoch- bzw. Tieftemperaturoxidation; (m)TiMa / mTiMa: sehr gering maghemitisiert/maghemitis. Titanomagnetit; x-xxxxx: zunehmende Intensität hydrothermalen Mineralumwandlungen.

Dyke	d <sub>max</sub> (mm)	Vol%	HTO	TTO	hydroth. Min.-Umw.	Erzminerale
Basaltgruppe I						
16a	0,15	4.2	2-3	1-2	x	(m)TiMa, Ilmenit, Pyrit
16b	0,3	9.3	3	1-2	x	(m)TiMa, Ilmenit, Pyrit, Ti-Hämatit
25	<0,01	17.4	1-2	1-2	xxx	mTiMa, TiMa, Ilmenit, Pyrit, Ti-Hämatit
Basaltgruppe II						
15	0,4	11.7	2	3	x	mTiMa, TiMa, Ilmenit, Ti-Hämatit, Zinkblende
19	0,3	18.0	2	1	xx	TiMa, Pyrit, Ilmenit, Kupferkies, Zinkblende, Hämatit
21	0,15	14.4	3	2	xx	(m)TiMa, Ilmenit, Pyrit, Kupferkies
23	0,15	10.7	2-3	2-3	xxx	mTiMa, Ilmenit, Pyrit, Zinkblende
24	0,3	12.9	2-3	2	xx	(m)TiMa, Ilmenit, Pyrit, Ti-Hämatit
27	0,4	11.9	3	3	xxx	mTiMa, TiMa, Ilmenit, Pyrit, Zinkblende, Hämatit
Basaltgruppe IV						
1	0,8	4.9	2-3	3	xxx	mTiMa, TiMa, Ilmenit, Pyrit, Ti-Hämatit
2	0,7	3.1	2-3	?	xxxxx	ehem. TiMa, völlig zersetzt; Ilmenit, Pyrit, Ti-Hämatit
7	0,5	4.6	2-3	?	xxxxx	ehem. TiMa, völlig zersetzt, z.T. Magnetit-Anwachssäume; Ilmenit, Ti-Hämatit
8	0,3	8.5	1	3-4	xxxx	mTiMa, Ilmenit, Pyrit
9	1,0	6.2	2-3	?	xxxxx	ehem. TiMa, stark zersetzt, z.T. Magnetit-Anwachssäume; Ilmenit, Pyrit, Ti-Hämatit
11	0,4	4.1	2-3	?	xxxxx	ehem. TiMa, völlig zersetzt; Ilmenit, Pyrit
12	0,3	1.2	?	?	xxxxx	ehem. TiMa, völlig zersetzt, vereinzelt Neubildungen; Ilmenit, Pyrit, Ti-Hämatit
13	1,4	7.0	2-3	3-4	xxx	mTiMa, TiMa, Ilmenit, Pyrit, Ti-Hämatit
Basaltgruppe V						
5	2,0	11.6	2-3	3-4	xxxxx	mTiMa, TiMa, Ilmenit, Pyrit, Ti-Hämatit, Hämatit
6	0,8	8.9	2-3	?	xxxxx	ehem. TiMa, völlig zersetzt, z.T. feinkörn. Reste oder Neubildungen; Ilmenit, Pyrit, Ti-Hämatit

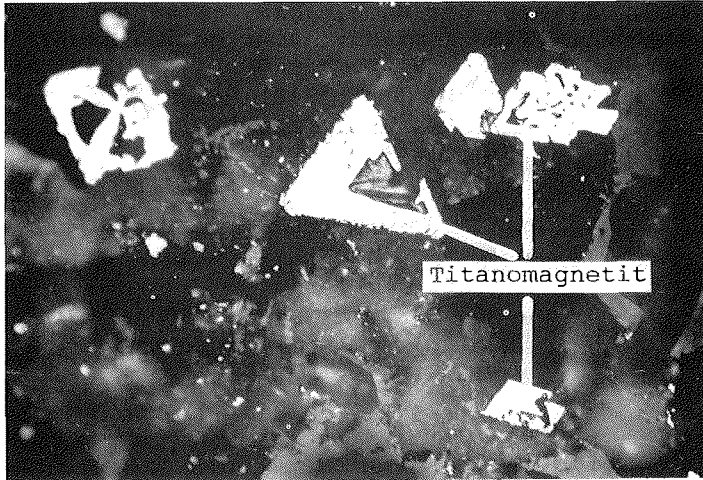


Abb. 10: Idiomorpher bis hypidiomorpher Titanomagnetit einer Basaltprobe der Gruppe I. Vereinzelt Schrumpfrisse weisen auf beginnende Maghemitisation. (Nicols parallel, unterer Bildrand = 0,53 mm)

Umwandlung des Titanomagnetits ist selten zu beobachten und stellenweise an einer Umwandlung in Titanohämatit oder aber an der Schwarzfärbung von Ilmenit-Lamellen zu erkennen, die auf die Bildung von eisenhaltigem Titanit zurückgeführt wird (ADE-HALL et al. 1971). Gemeinsames Merkmal aller Titanomagnetite ist eine ungewöhnliche, anisotrope Felderung (Abb. 11). Sehr feine Körner weisen keine sichtbaren Oxidationserscheinungen auf.

Ilmenit ist als Einzelmineral säulig bis nadelig ausgebildet. Eine randliche Neubildung nicht-opaker Minerale (Titanit) ist ebenfalls auf hydrothermale Umwandlungsprozesse zurückzuführen.

Abweichend von den beiden übrigen Gängen der Basaltgruppe I enthält Dyke 25 Titanomagnetit ausschließlich in Korngrößen  $< 0,01$  mm. Neben relativ grobkörnigeren, idiomorphen, randlich maghemitisierten Titanomagnetiten ist eine große Anzahl feinkörnigerer Individuen erkennbar, welche keine Anzeichen einer Tieftemperaturoxidation erkennen lassen. Hochtemperaturoxidation hat kaum stattgefunden; wenige Titanomagnetite lassen sich der Klasse 2 zuordnen.

Neben diesen als primärmagmatisch zu bezeichnenden Erzmineralen hat, hervorgerufen durch Opacitisation des Biotits



**Abb. 11:** Anisotrop gefelderter Titanomagnetit der Hochtemperatur-Oxidationsklasse 2-3 einer Basaltprobe der Gruppe I. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 0,53 mm)

(Oxybiotit) und hydrothormaler Umwandlung des Pyroxens, Titanomagnetit-Neubildung stattgefunden (Abb. 12). Z.T. ist dieser in Titanohämatit umgewandelt.

b) Basaltgruppe II:

Die im Vergleich zur Gruppe I intensivere hydrothermale Beanspruchung zeigt sich ebenfalls in Umwandlungserscheinungen und Neubildung der Erzminerale, die Anteile zwischen 7 und 19 % des Gesamtgesteinsvolumens erreichen. Titanomagnetit in den Hochtemperatur-Oxidationsklassen 2 und 3 zeichnet sich häufig durch Schrumpfungsrisse im gesamten Kornbereich aus; Maghemitisierung kann bis zur Tieftemperatur-Oxidationsklasse 3 fortgeschritten sein (Abb. 13). Hydrothermale Mineralumwandlung ist anhand z.T. sehr deutlicher Granulation der Magnetit-Komponente, z.T. auch durch deren Ersatz durch Titanohämatit festzustellen (Abb. 14); ein Ersatz des Magnetits durch nicht-opake Minerale kann soweit fortgeschritten sein, daß nur noch die Ilmenit-Lamellen gitterförmig oder skelettartig hervortreten (Abb. 15). Ilmenit-Lamellen, wie auch Ilmenit-Einzelkörner, die in mittel- bis grobkörniger, säuliger Form vorliegen, können - meist im Randbereich - zu schwarzem, Fe-haltigem Titanit umgewandelt sein (Abb. 16).

Ein weiteres Kennzeichen des Titanomagnetits ist seine deutlich anisotrope Felderung, wie sie ähnlich in den

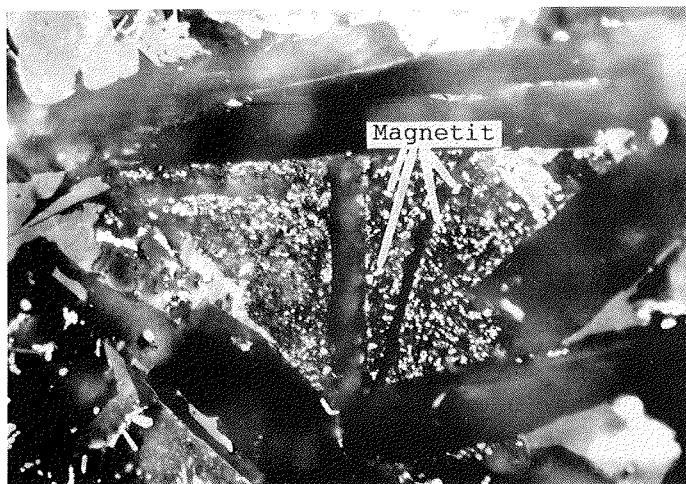


Abb. 12: Feinkörniger Magnetit in vollständig hydrothermal zersetztem Pyroxen (Bildmitte) einer Probe aus Dyke 25. (Nicols parallel, unterer Bildrand = 0,53 mm)

Proben der Basaltgruppe I festgestellt wurde. Hohe Bireflexion ist für Titanomagnetit untypisch, deshalb wurde zur Kontrolle eine Probe aus Dyke 15 röntgendiffraktometrisch untersucht. Das Ergebnis bestätigt das Vorhandensein von Magnetit und/oder Maghemit als häufigste Erzminerale neben Ilmenit.

Zahlreiche feinkörnige (Titanomagnetite) zeigen keine Anzeichen einer Oxidation. Möglicherweise sind sie Neubildungen eines hydrothermalen Stadiums. Auch feinkörnig verteilte Sulfide, xenomorpher Pyrit, Zinkblende und Kupferkies, die in einer Vielzahl der Anschliffe erkennbar sind und u.a. in Spaltrissen auftreten, können auf hydrothermale Prozesse zurückgeführt werden.

Tab. 6 zeigt die Ergebnisse der Mikrosonde-Messungen an Titanomagnetiten jeweils einer Probe der Basaltgruppen I und II. Die Meßergebnisse lassen zwei Typen unterscheiden. Überwiegend treten in den Proben beider Basaltgruppen Titanomagnetite mit höheren  $TiO_2$ -Gehalten zwischen 13 und 21 Gew.-% (BG I) bzw. zwischen 15 und 26 Gew.-% (BG II) auf. Diese Werte wurden an den bei weitem überwiegenden primär-magmatischen, hoch- bzw. tieftemperaturoxidierten Körnern beider Proben ermittelt. Feinkörnige, nicht oxidierte Magnetitkörner, deren Kristallisation möglicherweise auf ein hydrothermales Stadium zurückzuführen ist, besitzen dagegen sehr geringe  $TiO_2$ -Gehalte  $< 0,3$  bzw.  $< 6$  Gew.-%. Weiter-

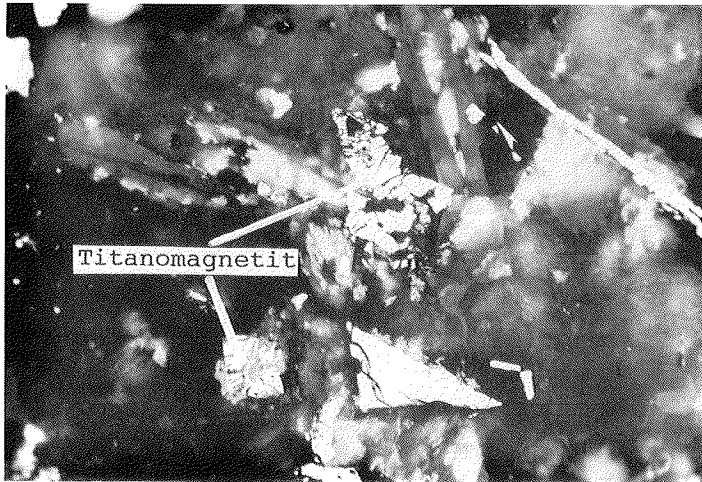


Abb. 13: Tieftemperaturoxidierter Titanomagnetit der Klasse 3 einer Probe der Basaltgruppe II. Deutlich zu erkennen sind die durch zunehmende Magnetitsierung aufgeweiteten Schrumpfrisse. (Nicols parallel, unterer Bildrand = 0,53 mm)

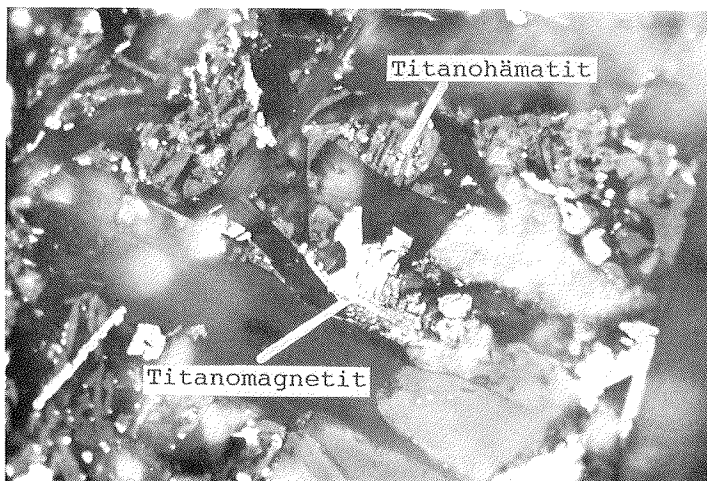


Abb. 14: Hydrothermal granulierter Titanomagnetit (Bildmitte) mit vereinzelter Neubildung von Titanohämatit einer Probe der Basaltgruppe II. (Nicols parallel, unterer Bildrand = 0,53 mm)

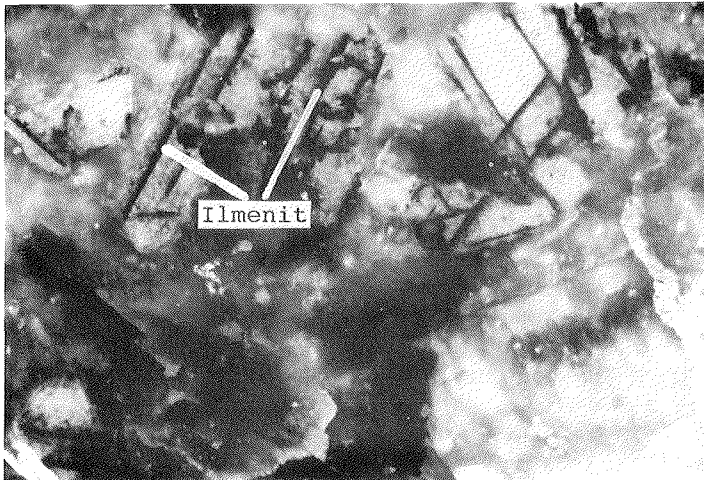


Abb. 15: Vollständiger Ersatz der Magnetit-Komponente durch nicht-opake Minerale in einer Probe der Basaltgruppe II. Lediglich die Ilmenit-Lamellen sind erhalten. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 0,87 mm)

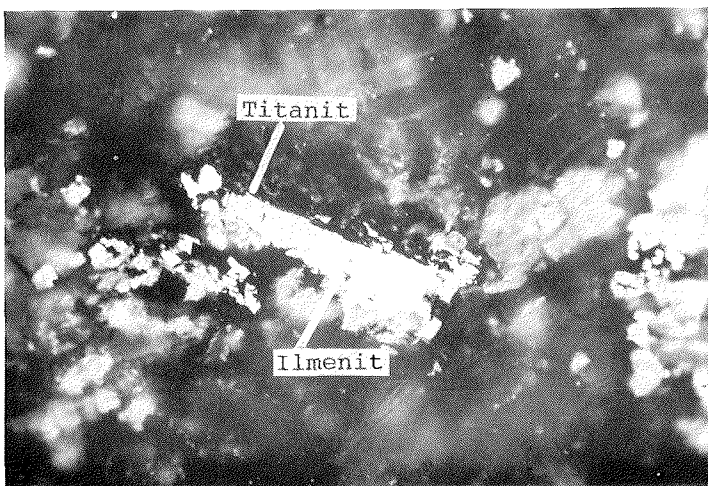


Abb. 16: Ilmenitkorn (Bildmitte) einer Probe der Basaltgruppe II mit randlicher hydrothermalen Umwandlung in schwarzen, Fe-haltigen Titanit. (Nicols parallel, unterer Bildrand = 0,53 mm)



re Unterschiede zeigen sich in meist geringeren FeO- und MnO-, dagegen deutlich höheren Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalten der Ti-armen Magnetite.

Tab. 6: Ergebnisse der Mikrosonde-Messungen an Titanomagnetiten jeweils einer Probe der Basaltgruppen (BG) I und II (Angaben in Gew.-%).

	FeO	MnO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Summe
BG I	47,01	0,11	20,83	0,00	1,20	0,00	19,59	88,74
	39,31	0,48	16,45	0,00	6,99	0,11	12,20	75,54
	35,06	0,87	13,28	0,00	1,21	0,78	28,00	79,21
	35,50	0,91	13,35	0,00	1,41	0,87	29,24	81,01
	29,14	0,16	0,22	0,25	0,09	0,14	64,40	94,40
BG II	54,00	0,84	25,44	0,00	1,78	0,00	17,44	99,51
	49,76	0,76	20,77	0,00	2,07	0,00	26,06	99,42
	48,55	0,93	21,32	0,01	1,22	0,70	25,64	98,38
	52,42	0,84	23,25	0,00	2,06	0,01	22,28	100,9
	47,91	0,74	19,86	0,01	1,18	0,43	28,62	98,75
	50,48	0,76	21,74	0,00	1,15	0,00	25,20	99,32
	48,66	0,76	20,08	0,00	2,02	0,05	26,64	98,22
	51,16	0,83	22,67	0,04	1,45	0,00	22,64	98,79
	49,58	0,76	20,43	0,08	2,08	0,07	27,18	100,2
	49,69	0,87	21,01	0,01	2,42	0,00	24,52	98,61
	44,24	0,63	15,45	0,06	1,63	0,14	35,94	98,09
	31,98	0,27	5,59	0,00	1,34	1,08	51,52	91,77
	27,60	0,14	1,80	0,00	2,47	1,60	56,94	90,56

### 2.1.3. Die mafischen Gänge der Read Mountains

Die Auswertung von 36 Dünnschliffen aus insgesamt 11 mafischen Gängen der Read Mountains führt, ähnlich wie bei den Gängen der nördlichen und nordwestlichen Gebiete, zu einer Untergliederung in zwei weitere Basaltgruppen. Deren Abgrenzung sowohl untereinander als auch von den Basaltgruppen I - III (vgl. Kapitel 2.1.2.) erfolgt aufgrund ihrer Primär- und Sekundärmineralisationen, z.T. auch aufgrund verschiedener Gefügemerkmale. Den vorgenannten Basaltgruppen folgend wird eine Aufteilung in

und  
 - Basaltgruppe IV  
 - Basaltgruppe V  
 vorgenommen.

Das Gesteinsgefüge der Dykes beider Basaltgruppen ist makrokristallin, wechselkörnig und kann als subophitisch bezeichnet werden. Fein- bis mittelkörnige Minerale sind richtungslos angeordnet und meist hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet. Lediglich Erzminerale und Plagioklas, seltener auch Augit und einzelne Akzessorien können idiomorph sein. In einigen Fällen läßt die starke sekundäre Überprägung des Probenmaterials die ursprünglichen Mineralformen nicht mehr erkennen.

Basalte der Gruppe IV besitzen ein Gerüst aus Plagioklasleisten mit Kantenlängen bis zu 3 mm, die sich häufig gegenseitig durchdringen, z.T. auch sphärolithisch verwachsen sind. Die Zwischenräume sind mit deutlich kleinkörnigeren, in der Regel xenomorphen Augiten ausgefüllt (Abb. 17). Im Unterschied hierzu sind in Basalten der Gruppe V um die Plagioklasleisten herum mittelkörnige, idiomorphe bis hypidiomorphe Augit-Individuen mit Durchmesser bis zu 2,5 mm kristallisiert und umschließen die Plagioklase z.T. vollständig (Abb. 18).

Das Gefüge beider Basaltgruppen ist im allgemeinen homogen, vereinzelt treten Gasblasen oder Kluftrisse auf, die mit Sekundärmineralen ausgefüllt sind.

Chilled margins sind lediglich in den Dykes 1 und 5 ausgebildet. Das Material innerhalb dieser Abschreckungskontakte besitzt eine porphyrische Struktur aus devitrifizierter, mikrokristalliner, sehr feinkörniger Grundmasse mit makrokristallinen, fein- bis kleinkörnigen, meist idiomorphen Plagioklas- und Erzmineraleinsprenglingen.

#### 2.1.3.1. Gesteinsbildende Silikatminerale und sekundäre Überprägung der Dykes

Eine Übersicht über Primär- und Sekundärmineralisationen gibt Tabelle 7 (vgl. hierzu auch Anhang A). Einzelheiten werden im folgenden angeführt.

##### a) Basaltgruppe IV

Dieser Gruppe werden die Dykes 1, 2, 3, 7, 8, 9, 11, 12 und 13 zugeordnet.

Hauptkomponenten sind Plagioklas (21 - 50 Vol.-%), Augit (15 - 39 Vol.-%), in einigen Gängen auch Amphibol (bis zu 13 Vol.-%; primär als Hornblende, zum Teil jedoch sekundär aus der Uralitisierung des Pyroxens hervorgegangen). Orthopyroxen (bis zu 3,3 Vol.-%) und opake Minerale (1,2 - 8,5 Vol.-%) treten überwiegend als Nebenkomponten auf. Akzessorisch können Biotit, Olivin, Kalifeldspat, Titanaugit und Apatit vorhanden sein. Der Grund für die hohen Differenzen zwischen den Volumenanteilen insbesondere von Plagioklas und Augit ist weniger eine unterschiedliche primärmagmatische Zusammensetzung, sondern vielmehr die unterschiedlich intensive sekundäre Überprägung und der dadurch bedingte Ersatz durch Sekundärminerale (vgl. Tab. 7).

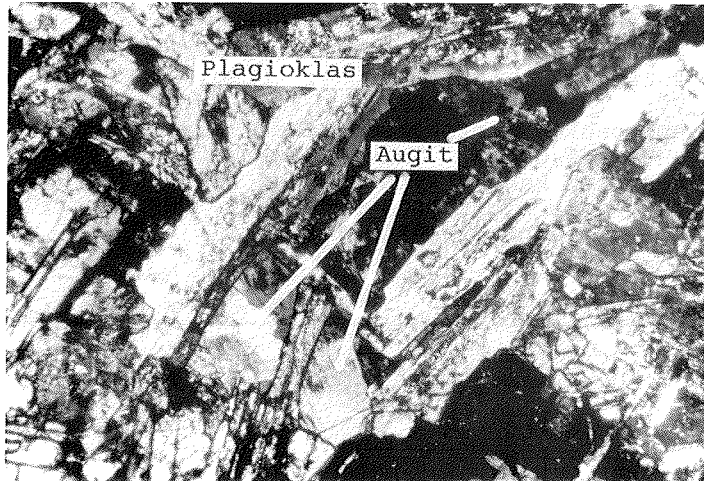


Abb. 17: Subophitisches Gefüge einer Probe der Basaltgruppe IV. Ein Gerüst aus Plagioklasleisten umschließt xenomorphe Augit-Kristalle. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 3,18 mm)

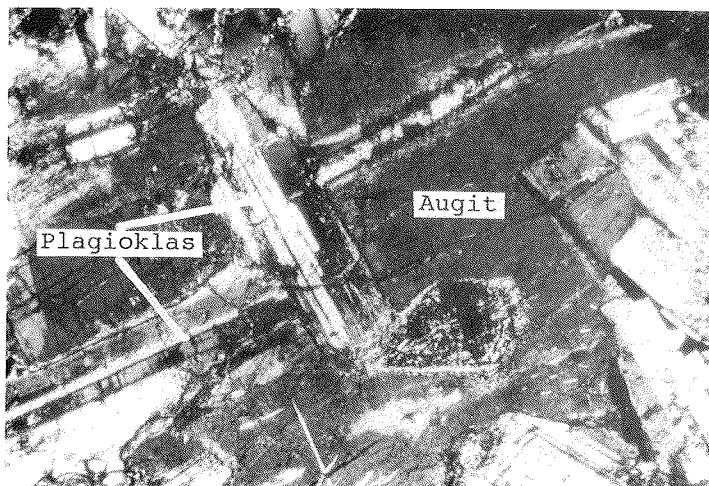


Abb. 18: Subophitisches Gefüge einer Probe der Basaltgruppe V. Mittelkörniger, idiomorpher bis hypidiomorpher Augit umschließt idiomorphen Plagioklas. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 3,18 mm)

**Tab. 7:** Primärmagmatischer Mineralbestand und Sekundärmineralisation der Basaltgruppen IV und V. Dargestellt sind die primärmagmatischen Minerale (obere Zeile), deren Volumenanteil und deren Umwandlungsprodukte (X). (Erläuterung: Plag. = Plagioklas; O-Pyr. = Orthopyroxen; K-Fsp. = Kalifeldspat; \* = epizonales mikrokristallines Mineralgemenge, welches aus Quarz, Talk, Kalzit, Chlorit, Epidot u.a. bestehen kann; Amphibol und sekundärer Uralit sind teilweise nicht unterscheidbar, der Wert für Amphibol ist dann eingeklammert.)

		primärmagmatische Minerale								
		Plag.	Augit	O-Pyr.	Biotit	Olivin	Amphibol	K-Fsp.	Apatit	Opake
<b>Basaltgruppe IV</b>										
Vol.-%		21-50	15-39	<3,3	<1	<1	(<1-13)	<1	<1	1,2-8,5
<b>Sekundärminerale:</b>										
Serizit (<1-10%)	X									
Kaolinit (<1-5 %)	X									
Prehnit (<1%)	X									
Kalzit (<1-4,7%)	X	X					X			
Klinozoisit (<1%)	X									
Epidot (<1%)	X	X	X				X			
Uralit (<1-13%)	X	X								
Seladonit (<2,4%)	X	X								
Chlorit (<1-37%)	X	X	X	X			X			
Iddingsit (<1%)	X					X				
Chrysotil (<1-7,5%)	X	X	X			X				
epiz. Min (<1%)	X						X			
Leukoxen (<1-12%)	X									X
<b>Basaltgruppe V</b>										
Vol.-%		32-46	6-13	<1,9	1-1,8	0	<1		<1	9-16
<b>Sekundärminerale:</b>										
Serizit (<3%)	X									
Kaolinit (<2,4%)	X									
Prehnit (<1%)	X									
Chrysotil (5-20%)	X		X			X				
Chlorit (5,5-28%)	X	X	X	X			X			
Seladonit (<1%)	X	X								
Leukoxen * (<1%)	X									X
epiz. Min (<1%)	X						X			

Der Anorthitgehalt der Plagioklase schwankt zwischen 15 und 65 Mol.-%. Andesin überwiegt in den meisten Proben, Oligoklas und Labrador treten deutlich untergeordnet auf. Während Oligoklas ausschließlich in intensiv überprägten Gängen zu finden ist, zeigt sich gerade bei den Andesinen

eine deutliche zonare Auslöschung, welche auf eine fortschreitende Albitisierung zurückzuführen ist. Dieser Albitisierungsprozess führt im fortgeschrittenen Stadium zur Bildung der Anorthit-ärmeren Oligoklasse.

Dicktafeliger bis leistenförmiger, teilweise zonierter Plagioklas ist nach dem Albit-Gesetz verzwillingt; häufig finden sich Kombinationen mit Karlsbader, seltener mit Periklin-Zwillingen. Fortgeschrittener Ersatz durch Sekundärminerale macht das Erkennen von Zwillingslamellen und damit die genaue Bestimmung der Plagioklasse in einigen Schlifften unmöglich (Dyke 3).

Einschlüsse, z.T. feinkörniger Apatit oder mikrokristallines Erz, sind häufig. Dyke 13 enthält myrmekitische, antiperthitische Verwachsungen.

Augit ist meist xenomorph zwischen Plagioklasen eingeschlossen (Abb. 17). Einige Individuen sind zoniert oder einfach verzwillingt. Teilweise zeigen sich Ummantelungen aus Aegirinaugit, Orthopyroxen oder sekundärem Amphibol, höhere Fe-Gehalte können zu einer randlichen blau-grünen Verfärbung führen. Selten sind Pigeonit-Lamellen zu beobachten (Dyke 13).

Der Volumenanteil des Amphibols schwankt zwischen < 1 und 3,3 %. Im Ausnahmefall (Dyke 3) ergaben Auszählungen an mehreren Dünnschlifften Volumina bis zu 13 %. Das intensive Ausmaß sekundärer Mineralumwandlungen, erkennbar in allen Dünnschlifften dieses Ganges, läßt allerdings vermuten, daß ein großer Teil des Amphibols auf eine Umwandlung des Augits zurückgeht. Durch diesen Uralitisierungsprozess bildet sich sowohl Aktinolith als auch Hornblende; eine Unterscheidung zwischen Primär- und Sekundärmineralen ist häufig nicht möglich. Nur in wenigen Fällen lassen Kopfbilder Pseudomorphosen nach Pyroxen erkennen.

Eine auf verschiedene Prozesse zurückgehende Umwandlung der Primärminerale (die Indizes sekundärer Mineralumwandlung schwanken zwischen 1,1 und 6,8, liegen jedoch in den meisten Fällen unter 4, vgl. Abb. 19) hat zu einer Vielfalt an Sekundärmineralen geführt (vgl. Tab. 7). Auf auto- und/oder fremdhydrothermale Einflüsse zurückgehend sind Serizitisierung (<1 - 10 Vol.-%), Kaolinitisierung (<1 - 5 Vol.-%) und Saussuritisierung des Plagioklas. Auf Saussuritisierung ist die Bildung von Prehnit (<1 Vol.-%), Kalzit (<1 - 4,7 Vol.-%), Klinozoisit (<1 Vol.-%) und Epidot (<1 Vol.-%) zurückzuführen. Kalzitisierung und Epidotisierung sind darüberhinaus auch in Pyroxen und Hornblende zu beobachten. Uralit und Seladonit (<1 - 2,4 Vol.-%) sind weitere häufige Umwandlungsprodukte des Augits (Abb. 20). Häufigstes Sekundärmineral, hervorgegangen aus Pyroxenen, Biotit und Hornblende, ist Chlorit. Je nach Intensität der Mineralumwandlung kann Chlorit einen Großteil dieser Primärminerale ersetzen und so in wenigen Fällen Volumenanteile bis zu > 30 % erreichen. Chrysotil (<1 - 7,5 Vol.-%) ist im wesentlichen auf hydrothermale Umwandlung des Pyroxens zurückzuführen. Selten auftretender Olivin zeigt neben Iddingsitisierung ebenfalls Chrysotilbildung entlang von Spaltrissen.

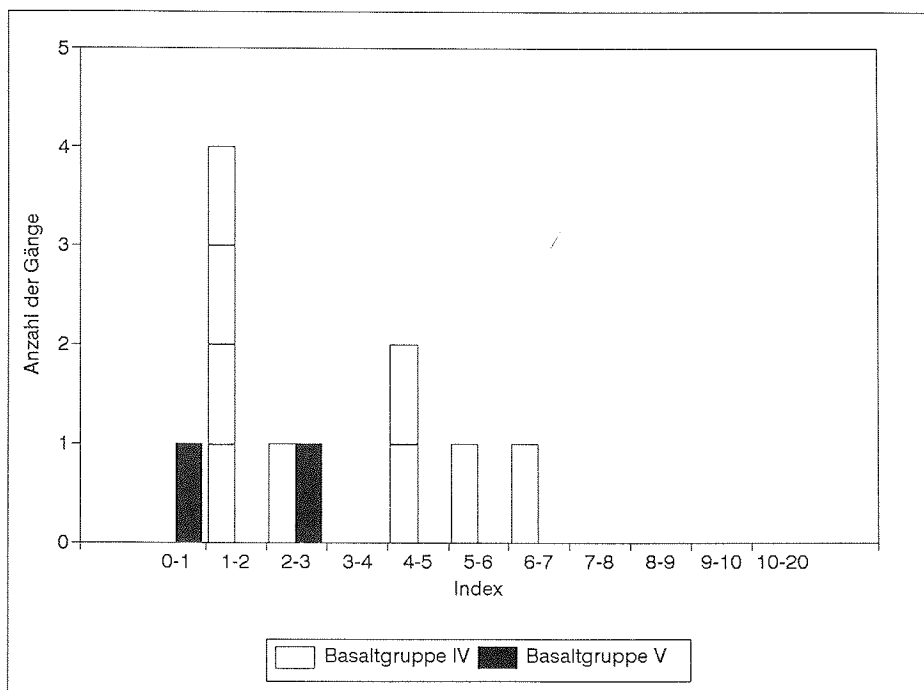


Abb. 19: Ausmaß sekundärer Mineralumwandlungen in den Gängen der Basaltgruppen IV und V. Der Index (Quotient Primär-/Sekundärminerale) wird mit zunehmender Überprägung der Dykes kleiner.

Die häufig weit fortgeschrittene Umwandlung der Primärminerale läßt vermuten, daß neben einer mit der postintrusiven Abkühlung der Gänge einhergehenden autohydrothermalen Überprägung auch noch spätere thermische Ereignisse zu einer Veränderung des Mineralbestandes geführt haben. Die unterschiedlichen Intensitäten sekundärer Mineralumwandlungen in den einzelnen Gängen zeigen jedoch, daß nicht alle Dykes dieser Basaltgruppe in gleichem Maße von derartigen Ereignissen betroffen sind.

Neben auto- und fremdhydrothermalen Bildungen lassen - im Gegensatz zu den Basalten der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range (Basaltgruppen I - III) - Sekundärminerale einiger Gänge der Basaltgruppe IV auf Umwandlungsprozesse schließen, die unter niedriggradig metamorphen Bedingungen stattgefunden haben. So ist die Kalzitisierung von Hornblende (Dyke 1) ein Hinweis auf niedriggradige Metamorphose (vgl. Tab. 7). Verschiedene Augite zeigen typische Umwandlungserscheinungen zunächst zu Uralit, der

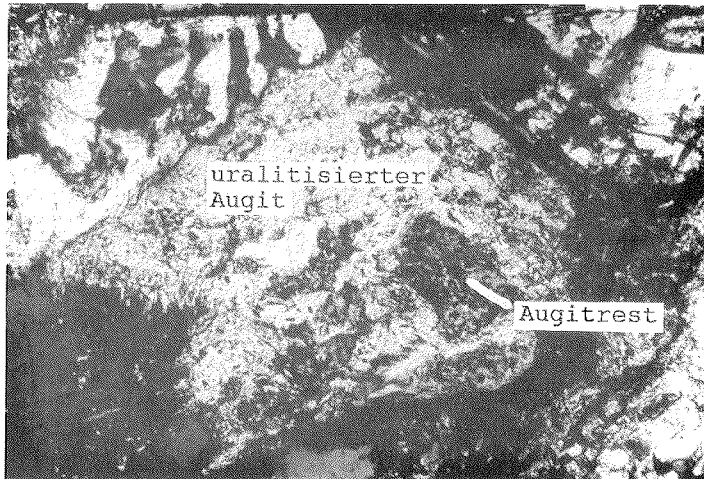


Abb. 20: Uralitisierte Augit (Bildmitte) einer Probe der Basaltgruppe IV. Der primärmagmatische Augit, nur noch in Resten erhalten (dunkle Bereiche innerhalb des Kornes), ist nahezu vollständig uralitisiert (hell). (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 1,3 mm)

dann in ein feinkörniges Mineralgemenge zerfällt, welches aus Talk, Chlorit, Epidot, Quarz und Kalzit bestehen kann (Dyke 9). In Hohlräumen kann neben Quarz (<1 - 3,7 Vol.-%) Kalzit, Chlorit und Serpentin auch Pumpellyit als typischer Vertreter einer sehr niedriggradigen Metamorphose auskristallisiert sein (Dyke 9).

#### b) Basaltgruppe V

Basalte der Gruppe V, zu diesen gehören die Dykes 5 und 6, weichen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung deutlich von denen der Gruppe IV ab. Neben einem höheren Volumenanteil opaker Minerale (9 - 16 Vol.-%, vgl. Kapitel 2.1.3.2.) zeichnen sie sich durch einen höheren Gehalt an Biotit (1 - 1,8 Vol.-%) und - allerdings vollständig serpentinisiertem - Olivin (erkennbar an der Kornform) aus. Der Augit-Anteil ist dagegen mit 6 - 13 Vol.-% niedriger. Orthopyroxen erreicht bis zu 1,9 Vol.-%, Hornblende und Apatit treten akzessorisch auf (vgl. Tab. 7). Indizes sekundärer Mineralumwandlung < 3 und < 1 (Abb. 19) weisen auf die intensive sekundäre Umwandlung des Gesteins hin.

Abgesehen von grobkörnigerem Augit (s.o.) unterscheiden

sich die primärmagmatischen Minerale in ihrer Ausbildung nicht wesentlich von denen der Basaltgruppe IV. Plagioklas mit bis zu 2 mm Kantenlänge liegt mit Anorthitgehalten zwischen 30 und 55 Mol.-% meist als Andesin, seltener als Labrador vor. Oligoklas wurde nicht identifiziert.

Biotit tritt in beiden Dykes in Korngrößen bis maximal 0,5 mm auf. Teilweise können opake Minerale eingeschlossen sein. Olivin, ursprünglich ebenfalls in beiden Basaltgängen enthalten, ist vollständig hydrothermal serpentinisiert (Abb. 21). Chrysotil-Pseudomorphosen bis zu 0,6 mm maximaler Durchmesser sind in allen Schliffen vorhanden. Chrysotil erreicht Volumenanteile zwischen 5 und 20 %, jedoch geht ein Teil dessen auch auf partielle Serpentinisierung des Orthopyroxens zurück.

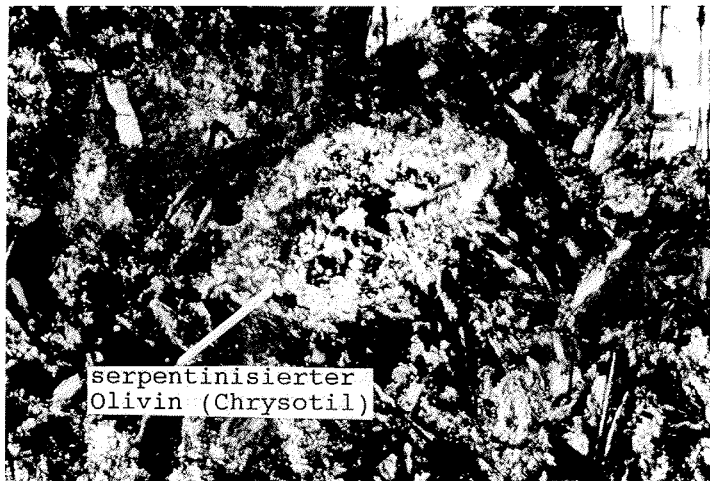


Abb. 21: Pseudomorpher Ersatz des Olivins durch Chrysotil (Bildmitte) einer Probe der Basaltgruppe V. Das Ausgangsmineral ist anhand der Kornform identifizierbar. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 1,3 mm)

Serizit (<1 - 3 Vol.-%), Kaolinit (<1 - 2,4 Vol.-%), selten auch Prehnit (<1 Vol.-%) sind auto- und fremdhydrothermale Umwandlungsprodukte des Plagioklas. Augit ist teilweise chloritisiert, gelegentlich seladonitisiert. Chlorit als häufigstes Umwandlungsmineral mafischer Komponenten (neben Augit kann auch Hornblende chloritisiert sein) erreicht hohe Volumenanteile zwischen 5,5 und - in



wenigen Dünnschliffen - 28 %. Quarz tritt gelegentlich als Füllmaterial von Kornzwischenräumen auf.

Hinweise auf schwache Metamorphosebedingungen sind, ähnlich wie in Gesteinen der Basaltgruppe IV, gelegentlich an der Umwandlung uralitisierten Augits in ein sehr niedriggradig metamorphes, feinkörniges Mineralgemisch festzustellen. Weitere Indikatoren wie z.B. Pumpellyit fehlen jedoch.

Verschiedene Mineralparagenesen in Dykes beider Basaltgruppen der Read Mountains lassen also darauf schließen, daß zumindest einige der Gänge neben den allgemein beobachteten hydro- bzw. autohydrothermalen Veränderungen darüberhinaus erhöhten Druck-Temperatur-Bedingungen ausgesetzt waren (Dykes 1, 6, 9). Das Auftreten von Pumpellyit in Paragenese mit Quarz und Chlorit ist ein Indikator für Umgebungsbedingungen einer Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies in einem Temperaturbereich zwischen 350 - 400°C (WINKLER 1976). Die weit verbreitete Paragenese Prehnit-Quarz-Chlorit, z.T. auch mit Epidot, kann unter denselben Bedingungen entstanden sein. Ob allerdings das Auftreten von Prehnit und Epidot auf eine sehr niedriggradige Metamorphose zurückzuführen ist, ob möglicherweise der nur geringe Volumenanteil an Prehnit und Pumpellyit bereits den Übergang zur Grünschieferfazies bedeutet, kann auf der Basis der vorliegenden Untersuchungen nicht entschieden werden. Prehnit, Epidot, Chlorit und Quarz können ebenso autohydrothermal kristallisiert sein.

#### 2.1.3.2. Erzmineralgehalt der Ganggesteine

Die Erzmineralisationen der Basaltgruppen IV und V sind ähnlich und werden deshalb gemeinsam beschrieben. Die Ergebnisse der Auflichtmikroskopie sind in Tabelle 5 zusammengefaßt. Der Anteil der opaken Minerale beträgt zwischen 1,2 und 8,5 Vol.-% in der Gruppe IV, zwischen 9 und 16 Vol.-% in der Gruppe V.

Titanomagnetit ist auch in den Basaltgängen der Read Mountains häufigstes Erzmineral. Auffällig sind die im Vergleich zur Vererzung der Basalte der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range z.T. deutlich höheren Korngrößen mit Durchmessern bis zu 2 mm. Titanomagnetit gehört in allen Gängen, mit Ausnahme von Dyke 8, der Hochtemperatur-Oxidationsklasse 2 - 3 an (vgl. Abb. 23 - 27). Dyke 8 zeigt keine Anzeichen einer Hochtemperaturoxidation. Maghemitisation geht in allen Proben mit intensiver hydrothermalen Mineralumwandlung einher, so daß in vielen Fällen beide Prozesse nicht voneinander zu unterscheiden sind. Teilweise zeigen Schrumpfungsriss, durch fortgeschrittene Maghemitisation aufgeweitet, Tieftemperaturoxidation bis zu den Klassen 3 - 4 an (Abb. 22, vgl. Tab. 5).

Primärmagmatischer Titanomagnetit zeichnet sich durch idiomorphe Kornformen aus. Teilweise sind die geradlinigen Um-

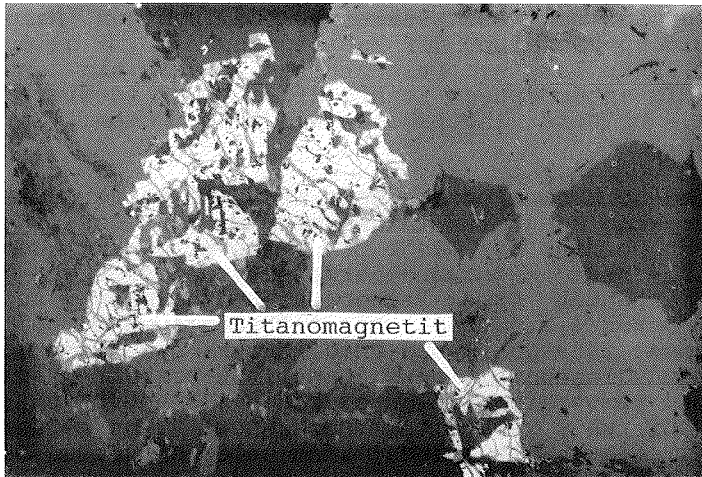


Abb. 22: Durch fortgeschrittene Maghemitisierung aufgeweitete Schrumpfrisse in Titanomagnetiten (helle Körner) einer Probe der Basaltgruppe IV. (Nicols parallel, unterer Bildrand = 0,87 mm)

risse durch Korrosionsbuchten unterbrochen. Wie bereits in Kapitel 2.1.2.2. beschrieben, ist auch hier häufig eine anisotrope Felderung des Magnetits zu beobachten (Abb. 23). Die röntgendiffraktometrische Untersuchung einer Probe aus Dyke 5 bestätigt jedoch auch in diesem Fall Magnetit und/oder Maghemit neben Ilmenit als anteilmäßig wichtigste Erzminerale.

Hydrothermale Mineralumwandlung ist in den Titanomagnetiten besonders deutlich ausgeprägt. Diese zeigt sich in Granulation und einem pseudomorphen Ersatz des Magnetits durch nicht-opake Minerale ("Leukoxen") sowie Titanohämatit (Abb. 24, 25) und kann bis zur vollständigen Umwandlung des gesamten primärmagmatischen Magnetits fortgeschritten sein (Abb. 26, 27). Letzteres ist für die gesteinsmagnetischen Untersuchungen von besonderer Bedeutung, da mit einer vollständigen Umwandlung des primärmagmatischen Magnetits auch die Träger einer primären, während der Abkühlung der Intrusion erworbenen thermoremanenten Magnetisierung zerstört werden (vgl. Kapitel 2.4). Betroffen sind insbesondere die Dykes 2, 6, 7, 9, 11 und 12. Auch Ilmenit-Lamellen innerhalb des Titanomagnetits haben hydrothermale Umwandlung zu nicht-opaken Mineralen (Fe-haltiger Titanit) erfahren und sind z.T. nur in Resten erhalten (Abb. 27). Dyke 1 enthält neben dem beschriebenen Titanomagnetit feinkörnigen, xenomorphen (Titano?-) Magnetit, der keinerlei Anzeichen einer Oxidation bzw. hydro-

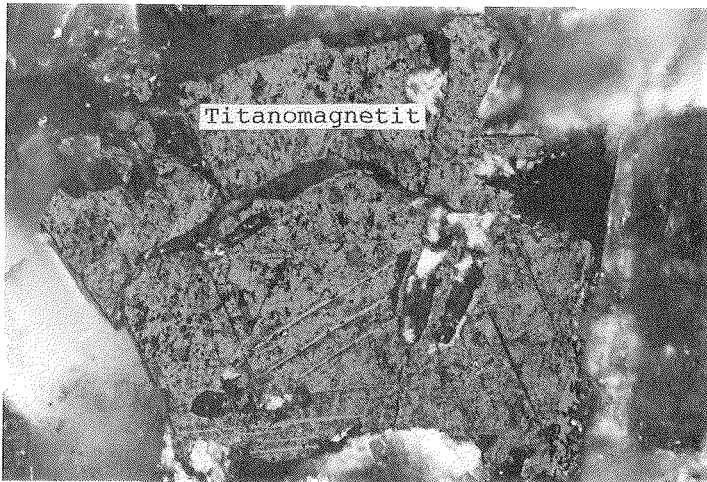


Abb. 23: Entmischter Titanomagnetit (HTO 2 - 3) in einer Probe der Basaltgruppe IV. Die dunklen Flecken innerhalb der Magnetit-Komponente sind auf anisotrope Eigenschaften des Minerals zurückzuführen. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 0,87 mm)

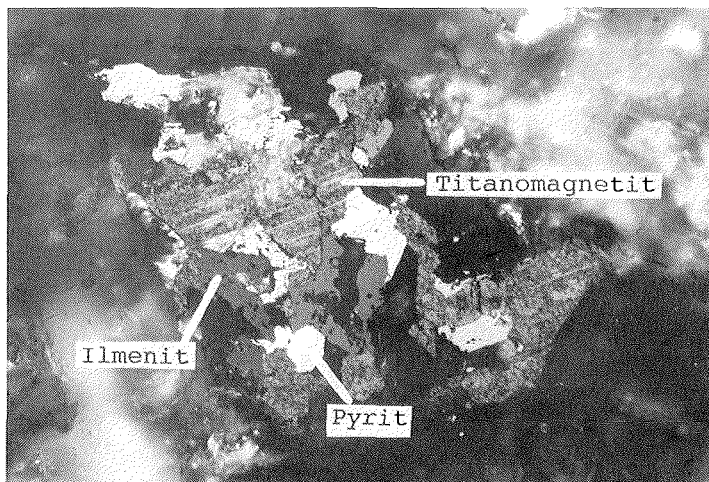


Abb. 24: Pyrit (weiße Körner), Ilmenit (dunkelgraue Körner) und entmischter (HTO 2 - 3), durch hydrothermale Prozesse granulierter Titanomagnetit (mittelgraue Körner) in einer Probe der Basaltgruppe IV. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 0,87 mm)

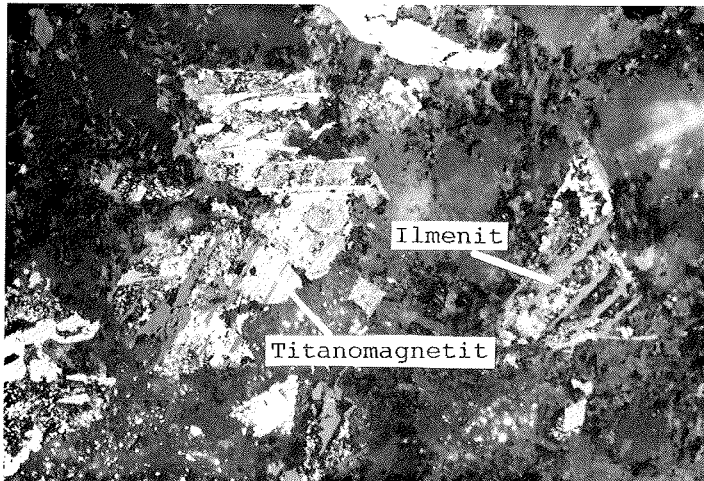


Abb. 25: Titanomagnetit (Bildmitte und rechts) der HTO 2 - 3 und Ilmenit in einer Probe der Basaltgruppe V. Während Ilmenit (Entmischungslamellen und Einzelkörner, z.B. oberer Bildrand) gut erhalten ist, ist der entmischte Magnetit weitgehend hydrothermal granuliert oder durch Titanohämatit ersetzt. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 0,87 mm)



Abb. 26: Ehemaliger Titanomagnetit und Ilmenit in einer Probe der Basaltgruppe IV. Titanomagnetit ist nahezu vollständig durch nicht-opake Minerale ersetzt. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 0,87 mm)

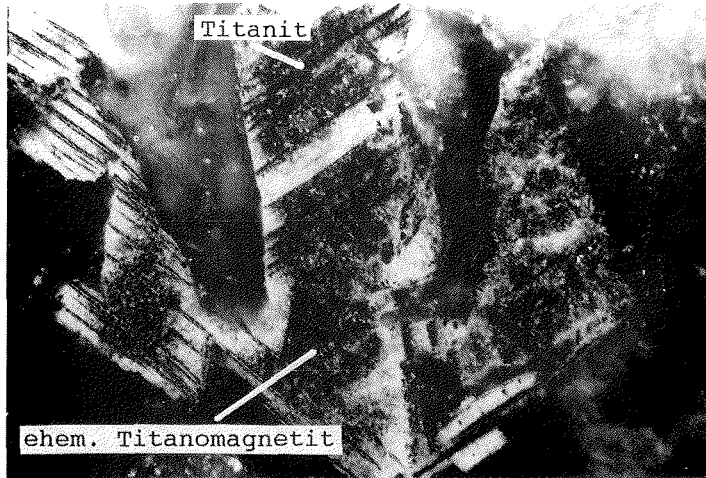


Abb. 27: Granulierter, z.T. durch nicht-opake Minerale ersetzter Titanomagnetit in einer Probe der Basaltgruppe IV. Ilmenit-Entmischungslamellen sind häufig durch schwarzen (Fe-haltigen) Titanit ersetzt und nur teilweise erhalten. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 0,87 mm)

thermalen Umwandlung aufweist. Ebenfalls z.T. unveränderte (Titanio?)Magnetit-Anwachssäume an partiell oder vollständig hydrothermal umgewandelten Titanomagnetitkörnern wurden in den Gesteinen der Dykes 7, 9 und 12 beobachtet. Auffällig sind Magnetit-Neubildungen innerhalb chloritisierter Augite des Dykes 5; feinkörnige Magnetitkörner in großer Anzahl finden sich dort gemeinsam mit Hämatit und Pyrit.

Tab. 8 zeigt die Ergebnisse der Mikrosonde-Messungen an Titanomagnetiten jeweils einer Probe der Basaltgruppen IV und V. Ebenso wie an den Proben der Basaltgruppen I und II wurde auch an der Probe der Basaltgruppe IV sowohl grobkörniger, oxidiertes primärmagmatischer Titanomagnetit als auch feinkörniger, offensichtlich sekundär gebildeter Magnetit gemessen. Während oxidierte Titanomagnetit-Körner  $\text{TiO}_2$ -Gehalte zwischen 19 und 25 Gew.-% aufweisen, sind die feinkörnigen Neubildungen mit  $\text{TiO}_2$ -Gehalten  $< 0,3$  Gew.-% nahezu titanfrei. Weitere Unterschiede bestehen auch hier in geringeren FeO- und MnO-, dagegen deutlich höheren  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalten der Ti-armen Magnetite. Messungen an Titanomagnetiten einer Probe der Basaltgruppe V ergaben  $\text{TiO}_2$ -Gehalte zwischen 11 und 28 Gew.-%. Auch hier kann angenommen werden, daß die ebenfalls vorhandenen, jedoch aufgrund ihrer Feinkörnigkeit nicht gemessenen, vermutlich sekundä-

Tab. 8: Ergebnisse der Mikrosonde-Messungen an Titanomagnetiten jeweils einer Probe der Basaltgruppen (BG) IV und V (Angaben in Gew.-%).

	FeO	MnO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Summe
BG IV	52,25	1,35	24,19	0,00	2,64	0,09	18,70	99,21
	51,05	1,39	23,34	0,01	2,47	0,05	19,62	97,94
	47,89	1,09	19,11	0,04	1,48	0,07	30,43	100,1
	48,83	1,44	22,05	0,05	0,84	0,54	24,40	98,14
	30,07	0,12	0,22	0,21	0,11	0,09	66,20	97,02
	29,19	0,08	0,16	0,35	0,08	0,16	64,56	94,58
	29,33	0,08	0,13	0,18	0,09	0,11	64,95	94,87
	30,07	0,12	0,22	0,21	0,11	0,09	66,20	97,02
BG V	40,36	0,53	11,27	0,28	0,07	0,05	45,64	98,19
	49,99	0,95	22,13	0,39	0,08	0,08	24,57	98,19
	55,23	1,18	27,58	0,16	0,31	0,04	14,66	99,16
	49,27	0,54	19,90	0,23	0,00	0,07	31,22	101,2
	48,95	0,84	19,98	0,18	0,09	0,00	30,49	100,5
	45,81	0,73	17,14	0,26	0,10	0,00	34,53	98,57
	45,45	0,61	15,72	0,45	0,10	0,01	38,96	101,3

ren Magnetit-Körner ähnliche Unterschiede im Chemismus aufweisen wie diejenigen in den Proben der übrigen Basaltgruppen.

Ilmenit ist ebenso wie Titanomagnetit ein häufiges, in allen Basaltgängen vertretenes Erzmineral (Abb. 24, 25). Z.T. feinkörnig, meist jedoch mittel- bis grobkörnig, leistenförmig, tafelig oder als Anwachssaum an Titanomagnetit auftretend, sind in der Regel stellenweise hydrothermale Umwandlungen (schwarzer, Fe-haltiger Titanit) zu beobachten. Allgemein ist Ilmenit jedoch deutlich weniger durch Sekundärminerale ersetzt als Titanomagnetit.

Pyrit (Abb. 24) ist mit Ausnahme von Dyke 7 in den Proben aller Read Mountains-Dykes vorhanden. Mittel- bis grobkörniger, hypidiomorpher Pyrit ist jedoch nur in Dyke 1 und 11 enthalten. Darüberhinaus ist der Pyrit in Form fein- bis mittelkörniger, xenomorpher Individuen oder aber größerer zusammenhängender Aggregate ausgebildet.

Insgesamt zeigen die Erzminerale der Basaltgruppen IV und V, insbesondere Titanomagnetit (als wichtigster Träger einer remanenten Magnetisierung), bedingt durch eine intensivere hydrothermale Einwirkung, z.T. auch durch höhergradige Tieftemperaturoxidation, stärkere Umwandlungserscheinungen als die Erzminerale der Basaltgruppen I und II. Insofern lassen neben den Dünnschliffbefunden auch die Ergebnisse der erzmikroskopischen Untersuchungen vermuten,

daß die mafischen Gänge der Read Mountains nach ihrer postintrusiven Abkühlung zumindest einer weiteren Aufheizung, möglicherweise unter sehr niedriggradig bis niedriggradig metamorphen Bedingungen, ausgesetzt waren.

#### 2.1.4. Petrographie eines Granodioritganges

Neben elf Basaltgängen der Read Mountains wurde in den DuToit Nunataks, am Südrand von Hatch Plain, ein weiterer Gang beprobt. Nach den Ergebnissen der Modalanalyse handelt es sich um ein Ganggestein granodioritischer Zusammensetzung (Abb. 28).

Hauptkomponenten sind Plagioklas (45,7 Vol.-%), Alkalifeldspat (7,9 Vol.-%), Quarz (14,3 Vol.-%) und Biotit (23,6 Vol.-%). Klinopyroxen, Amphibol, Apatit, Titanit, Zirkon und opake Minerale sind mit Volumenanteilen von oft weit unter 1 % vertreten (vgl. Anhang A). Während Quarz und Kalifeldspat xenomorph ausgebildet sind, zeigen die übrigen Minerale idiomorphe oder hypidiomorphe Formen. Makrokristallin, fein- bis mittelkörnig sind sie mosaikartig miteinander verwachsen und bilden ein relativ massiges, homogenes Gestein, in dem sich durch eine bevorzugte Ausrichtung der Plagioklase eine undeutliche Fluidaltextur abzeichnet.

Der Anorthitgehalt der Plagioklase schwankt zwischen 15 und 35 Mol.-%, Andesin ist jedoch selten. Die Plagioklase mit Albit-Zwillingen, oft kombiniert mit Karlsbader- und Periklin-Zwillingen, sind meist tafelig mit Kantenlängen bis zu 1,5 mm ausgebildet. Kalifeldspat, tafelig bis 0,9 mm Kantenlänge, kann Periklin-Zwillinge zeigen oder Mikroperthit enthalten. Selten sind Apatit-Einschlüsse vorhanden. Quarzkörner, mit Durchmessern bis zu 1,1 mm, zeigen undulöse Auslöschung und Felderung. Häufig sind perlschnurartig angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse, gelegentlich auch Apatit- oder Biotit-Einschlüsse enthalten. Tafeliger Biotit tritt in Korngrößen bis zu 0,8 mm auf. Opake Minerale können idiomorph ausgebildet sein, treten jedoch überwiegend xenomorph in Zwickeln oder fein verteilt, vermutlich als sekundäre Bildungen, innerhalb umgewandelter Minerale auf.

Sekundärminerale sind nur in geringen Anteilen vorhanden (Der Index sekundärer Mineralumwandlung beträgt ca. 13). Chloritbildung (2,5 Vol.-%) in Klinopyroxen und Amphibol ist weit fortgeschritten und läßt deren nähere Bestimmung nicht zu; Biotit ist gelegentlich randlich chloritisiert.

Serizitisierung (2,2 Vol.-%) und Kaolinitisierung (ca. 1 Vol.-%) sind in Plagioklas und Kalifeldspat zu beobachten. Als Folge einer Saussuritisierung kann Plagioklas stellenweise kalzitisiert sein. Kalzit (insgesamt 1,5 Vol.-%) tritt darüberhinaus als Zwickelfüllung auf. Alle Sekundärminerale können auf hydrothermale Umwandlungsprozesse zurückgeführt werden.

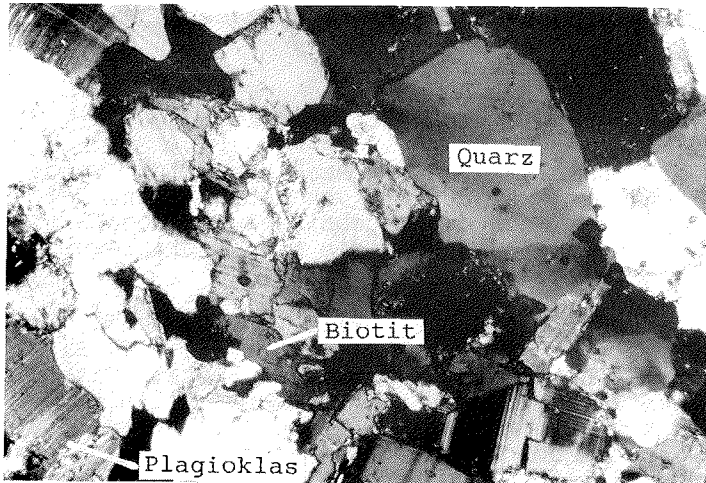


Abb. 28: Quarz, Plagioklas und Biotit einer Granodiorit-Probe. (Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 3,18 mm)

#### 2.1.5. Petrographie der mafischen Gänge der Heimefrontfjella

Von beiden der in der Heimefrontfjella beprobten mafischen Gänge wurden Dünnschliffe sowohl aus Salbandnähe als auch aus der Gangmitte angefertigt. Während der nur 2 m-mächtige Dyke HF II (NE-Ende des Haldorsentoppen) durchweg stark sekundär überprägt ist (Index sekundärer Mineralumwandlung ca. 1), sorgt in dem 20 m-mächtigen Dyke HF I (NW-Fuß des Torsviktoppen) eine Abnahme der Intensität sekundärer Mineralumwandlung vom Rand (Index < 1) hin zur Gangmitte (Index = 3,6) für erhebliche Modalunterschiede innerhalb des Ganges (vgl. Tabelle 9 und Anhang A). Auffällig in beiden Gängen ist eine Granatführung von mehreren Vol.-%.

Beide Gänge besitzen ein homogenes Gefüge richtungslos angeordneter, fein- bis mittelkörniger Minerale. Dyke HF I zeigt im Zentrum ausgeprägte subophitische, zum Rand hin porphyrische Struktur, während für Dyke HF II eine Mosaikstruktur charakteristisch ist (Abb. 29, 30).



**Tab. 9:** Primärmagmatischer Mineralbestand und Sekundärmineralisation der mafischen Gänge der Heimefrontfjella. Dargestellt sind die primärmagmatischen Minerale (obere Zeile), deren Volumenanteil und deren Umwandlungsprodukte (X). (Erläuterung: Plag. = Plagioklas; O-Pyr. = Orthopyroxen; Amphibol und Biotit sind z.T. sekundär und nicht von Primärmineralen unterscheidbar, in solchen Fällen sind die aufgeführten primärmagmatischen Volumenanteile eingeklammert.)

	primärmagmatische Minerale						
	Plag.	Augit	O-Pyr.	Biotit	Amphibol	Apatit	Opake
<b>Dyke HF I</b>							
Vol.-%	16-46	0-22	<1	(<2,5)	(11-56)		3,9-6,4
Sekundärminerale:							
Serizit (<1-3%)	X						
Kaolinit (<1-1,7%)	X						
Amphibol (11-56%)		X					
Seladonit (0-12%)		X					
Chlorit (3-20%)		X		X			
Serpentin (<1%)			X				
Biotit (<1-2,5%)					X		
Granat (<2,2%)							
	Plag.	Augit	O-Pyr.	Biotit	Amphibol	Apatit	Opake
<b>Dyke HF II</b>							
Vol.-%	31,9	0		(12,6)	(17,5)	<1	7,0
Sekundärminerale:							
Serizit (<1,5%)	X						
Amphibol (<17,5%)		X					
Seladonit (16-20%)		X					
Chlorit (8,6-11%)		X		X			
Biotit (<12,6%)					X		
Granat (2,2%)							

Primärmagmatische Hauptkomponenten von Dyke HF I sind Plagioklas (16 - 46 Vol.-%) und - in der Regel - Augit (0 - 22 Vol.-%). Biotit (<2,5 Vol.-%) und opake Minerale (3,9 - 6,4 Vol.-%) treten als Nebengemengteile auf. Orthopyroxen, z.T. auch Biotit, können akzessorisch vorhanden sein.

Sehr hohe Volumenanteile (11 - 56 %) können Amphibole erreichen. Meist liegen diese in Form grüner Hornblende vor, daneben findet sich jedoch auch Aktinolith.

Plagioklas in unterschiedlicher Kornausbildung (idiomorph bis xenomorph) ist meist nach dem Albit-, Karlsbader-

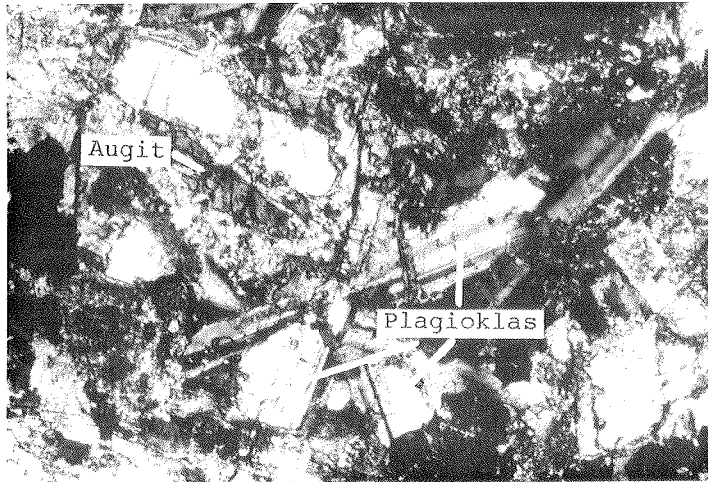


Abb. 29: Subophitische Struktur einer Probe aus Dyke HF I.  
(Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 1,3 mm)

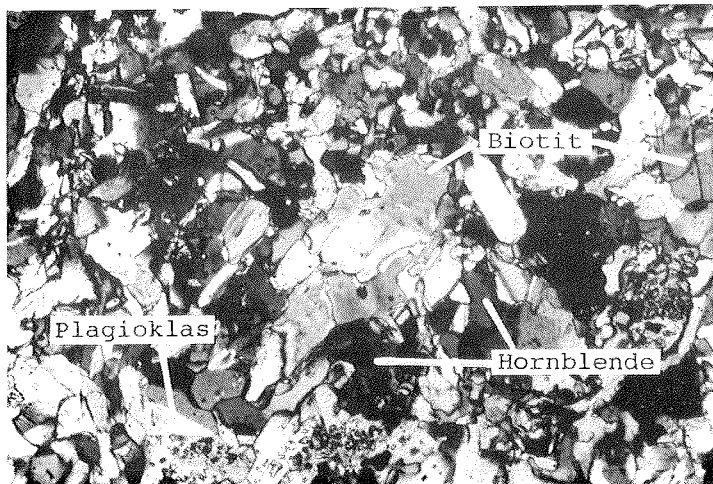


Abb. 30: Mosaikartige Struktur einer Probe aus Dyke HF II.  
(Nicols gekreuzt, unterer Bildrand = 1,3 mm)

und/oder Periklin-Gesetz verzwillingt und zonar auslöschend. Die Anorthitgehalte zeigen unterschiedliche Werte zwischen 12 und 55 Mol.-%. Einschlüsse (Biotit, Hornblende, Apatit, Granat) sind häufig. Stellenweise tritt Serizitisierung (<1 - 3 Vol.-%) oder Kaolinitisierung (<1 - 1,7 Vol.-%) auf.

Im Gegensatz zu den Shackleton Range-Dykes enthalten die Gänge der Heimefrontfjella poikiloblastischen Granat. In Dyke HF I erreicht dieser Korngrößen bis zu maximal 1 mm, ist idiomorph und häufig von Plagioklas umschlossen.

Die mafischen Komponenten des Gesteins sind in Abhängigkeit von ihrer Entfernung zum Salband gering bis vollständig durch Sekundärminerale ersetzt. Besonders deutlich zeigt sich diese Abhängigkeit am Erhaltungszustand des Augits. In der Mitte des Dykes ist dieser besser erhalten und in geringerem Ausmaß chloritisiert, seladonitisiert und uralitisiert. Im Randbereich ist Augit dagegen vollständig umgewandelt. Chlorit nimmt von der Mitte zum Rand hin von 3 auf 20 Vol.-%, Seladonit von 3 auf 12 Vol.-%, Amphibol insgesamt auf mehr als 50 Vol.-% zu. Häufig ist primärmagmatischer von sekundär gebildetem Amphibol nicht zu unterscheiden. Uralit kann wiederum biotitisiert, Biotit randlich chloritisiert sein. Selten zu beobachten sind Chrysotil, Prehnit und Quarz (je < 1 Vol.-%). Quarz zeigt allgemein undulöse Auslöschung und submikroskopische Einschlüsse.

Dyke HF II ist durchgehend stark sekundär überprägt und besitzt nur noch geringe Volumenanteile primärmagmatischer Minerale. Mit 31,9 Vol.-% ist Plagioklas am besten erhalten. Überwiegend liegt Oligoklas, z.T. auch Albit vor (Anorthitgehalte 9 - 17 Mol.-%). Häufig treten Karlsbader Zwillinge auf, Verzwillingungen nach dem Albit-Gesetz sind vergleichsweise selten. Plagioklas ist oft xenomorph ausgebildet und reich an Biotit-, Hornblende-, Granat- und Apatit-Einschlüssen. Einziges, stellenweise auftretendes Sekundärmineral in Plagioklas ist Serizit (1,2 Vol.-%).

Granat (2,2 Vol.-%) ist hypidiomorph bis idiomorph, poikiloblastisch und mit Korngrößen bis zu 0,25 mm häufig in Plagioklas eingeschlossen. Apatit mit Korngrößen unter 0,1 mm tritt akzessorisch auf. Opake Minerale, bis zu 0,6 mm Durchmesser aufweisend, erreichen einen Volumenanteil von 7 %, sind nur selten leistenförmig-idiomorph. Teilweise finden sie sich als Einschlüsse in Biotit oder als sehr feinkörnige, gleichmäßig verteilte Erzminerale in Hornblende.

Biotit (12,6 Vol.-%) und Amphibol (17,5 Vol.-%, Abb. 30) sind nur zu einem geringen Anteil primärmagmatisch. Amphibol liegt zu einem großen Teil als Sekundärbildung vor, ebenso wie Seladonit (16 - 20 Vol.-%, z.T. pseudomorph nach Augit) und Chlorit (8,6 - 11 Vol.-%) aus vollständig umgewandeltem Augit hervorgegangen. Biotit kann randlich chloritisiert sein; ein Teil des Biotits ist auf die Umwandlung der Hornblende zurückzuführen. Weitere, in Hohl-

räumen auftretende Sekundärminerale sind Quarz und Kalzit (je <1 Vol.-%).

Abgesehen vom Granat können alle sekundären Mineralbildungen beider Gänge grundsätzlich auch auf auto- und fremdhydrothermale Einflüsse zurückgeführt werden. Das Auftreten von Granat in mafischen Magmatiten zeigt jedoch metamorphe Umgebungsbedingungen an. In Verbindung mit dem hohen Anteil sekundären Amphibols +/- sekundären Biotits sind amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen anzunehmen. Das massige Gesteinsgefüge der Dykes - Paralleltexur ist nicht vorhanden - zeigt allerdings, daß primär eine Erhöhung der Umgebungstemperatur und des allseitigen Drucks für die Gesteinsmetamorphose ausschlaggebend, gerichteter Druck dagegen nicht wirksam war.

#### 2.1.6. Zusammenfassung der petrographischen Untersuchungsergebnisse

Die Basaltgänge der Shackleton Range werden nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung und dem Ausmaß sekundärer Mineralumwandlung in fünf Gruppen untergliedert.

- Basaltgruppe I: Dykes 16a, 16b, 25  
sehr schwach hydrothermal überprägt, deutlicher Orthopyroxen- und Biotitanteil, sehr selten Olivin.
- Basaltgruppe II: Dykes 15, 19, 20, 21, 23, 24, 26, 27  
i.d.R. intensiver hydrothermal überprägt als Basalte der Gruppe I, geringerer Pyroxen- u. Biotitgehalt, höherer Olivinanteil.
- Basaltgruppe III: Dykes 17, 18, 22, 28  
sehr stark hydrothermal überprägt, kein Biotit, selten Olivin.
- Basaltgruppe IV: Dykes 1, 2, 3, 7, 8, 9, 11, 12, 13  
sowohl hydrothermal als auch sehr niedriggradig bis niedriggradig regionalmetamorph überprägt, nahezu Biotit- und Olivin-frei.
- Basaltgruppe V: Dykes 5, 6  
sowohl hydrothermal als auch sehr niedriggradig bis niedriggradig regionalmetamorph überprägt, deutlicher primärer Olivingehalt (vollständig serpentiniert), deutlicher Gehalt an Biotit, höherer Volumenanteil opaker Minerale als Basalte der Gruppe IV, dagegen geringerer Augit-Anteil.

Basaltgruppen I - III sind in der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range, IV und V in den Read Mountains

vertreten.

Alle Gänge zeigen das für hypabyssische mafische Gesteine typische fein- bis mittelkörnige, subophitische Gefüge. Verschiedentlich sind Abschreckungskontakte mit porphyrischer Struktur ausgebildet. Die Grundmasse ist in der Regel feinkörnig, hyaline Matrix wurde nur in Dyke 16a festgestellt.

Primärmagmatische Hauptkomponenten sind Plagioklas, Augit und opake Minerale; Orthopyroxen, Biotit, Olivin, Hornblende, Kalifeldspat und Apatit können enthalten sein.

Die Gänge sind in unterschiedlichem Ausmaß von sekundären Umwandlungsprozessen betroffen. Serizitisierung, Kaolinitisierung, Saussuritisierung, Chloritisierung, Serpentinisierung, Uralitisierung und Seladonitisierung zeugen von auto- und fremdhydrothormaler Beanspruchung. Während in den Gängen der Gruppen I - III keine eindeutigen Hinweise auf Metamorphose festgestellt werden können, läßt das Auftreten von Pumpellyit, kalzitisierten Hornblende und der Zerfall des uralitisierten Augits in einigen Dykes der Basaltgruppen IV und V auf sehr niedrig- bis niedriggradige Metamorphose schließen.

Erzmikroskopische Untersuchungen wurden in Ergänzung zu gesteinsmagnetischen Messungen an allen beprobten Shackleton Range-Dykes mit Ausnahme der Gänge der Basaltgruppe III durchgeführt. Gänge der Basaltgruppe III wurden aufgrund ihrer deutlichen Vergünung für paläomagnetische Untersuchungen nicht beprobt und folgedessen erzmikroskopisch nicht bearbeitet.

Häufige Erzminerale sind Titanomagnetit und Ilmenit, untergeordnet treten Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und Hämatit bzw. Titanohämatit auf.

Titanomagnetit zeigt Hochtemperatur-Oxidationserscheinungen bis zur Klasse 3. Die Umwandlung des Magnetits und Ilmenits durch hydrothermale Prozesse und/oder Tieftemperaturoxidation ist analog zur Umwandlung der Silikatminerale in den einzelnen Gängen sehr unterschiedlich ausgeprägt. Allgemein hat sie sich in der Basaltgruppe II stärker ausgewirkt als in der Gruppe I, in den Gruppen IV und V können beide Prozesse bis zum vollständigen Ersatz des Magnetits durch nicht-opake Minerale oder Titanohämatit fortgeschritten sein.

Neben den Basaltgängen wurde ein Granodiorit-Gang der Read Mountains in die Untersuchungen miteinbezogen. Hauptkomponenten sind Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz und Biotit. Fein- bis mittelkörnig, mosaikartig miteinander verwachsen, bilden sie ein relativ massiges, homogenes Gestein. Klinopyroxen, Amphibol, Apatit, Titanit, Zirkon und opake Minerale können akzessorisch vorhanden sein. Sekundärminerale sind nur in geringen Volumenanteilen enthalten und auf hydrothermale Chloritisierung, Serizitisierung, Kaolinitisierung und Saussuritisierung zurückzuführen.

Die beiden, aus Vergleichsgründen zu den Shackleton Range-Dykes untersuchten mafischen Gänge der Heimefrontfjella besitzen zwar eine ähnliche mineralogische Zusammensetzung, unterscheiden sich jedoch im Gefüge und im Ausmaß einer hydrothermalen Beanspruchung. Dyke HF I (NW-Fuß des Torsviktoppen) zeigt im Inneren subophitisches, nach außen zunehmend porphyrisches Gefüge. Für Dyke HF II (NE-Ende des Haldorsentoppen) ist eine Mosaikstruktur charakteristisch.

Hauptkomponenten sind Plagioklas, Augit (z.T. vollständig umgewandelt) und opake Minerale, daneben können Orthopyroxen, Biotit, Granat und Amphibol auch in größeren Volumenanteilen auftreten. Biotit und Amphibol können zum Teil hydrothermal-sekundär kristallisiert sein, ebenso wie Serizit, Kaolinit, Seladonit, Chlorit, Serpentin, Prehnit, Quarz und Kalzit. Das Auftreten von Granat neben größeren Anteilen sekundären Amphibols +/- sekundären Biotits läßt jedoch auf eine Gesteinsmetamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen schließen.

## 2.2. Geochemische Untersuchungen am Probenmaterial der Dykes

Geochemische Untersuchungen erfolgten an Präparaten aller vorliegenden Gesteinsproben. Insgesamt wurden von 65 Gesteinsproben aus der Shackleton Range und weiteren 10 Proben aus der Heimefrontfjella jeweils ein Präparat für Hauptelement-, ein weiteres für Spurenelementanalysen hergestellt (s.u.).

Geochemische Daten mafischer Gänge der Shackleton Range wurden bereits von CLARKSON 1981 veröffentlicht. Dessen Untersuchungen beschränkten sich jedoch auf einige Dykes der nördlichen Shackleton Range (nördliche Haskard Highlands, Lagrange Nunataks, Herbert Mountains und Pioneers Escarpment, vgl. Kapitel 1.4.1.).

Parallel zu den eigenen Analysenarbeiten wurden am Geochemischen Institut der Universität Göttingen Gesteinsproben der hier behandelten mafischen Gänge der Shackleton Range ebenfalls geochemisch bearbeitet (TECHMER et al., im Druck). Bei einem geringeren Probenumfang (27 Proben) wurden von TECHMER et al. (im Druck) auch die mit der Röntgenfluoreszenzanalyse nicht erfaßbaren Elemente, insbesondere Seltene Erden-Elemente, bestimmt. Diese liefern weitere Hinweise in der Diskussion der Ergebnisse.

Geochemische Messungen am eigenen Probenmaterial waren primär zur sinnvollen Probenauswahl für die isotopengeochemischen Untersuchungen notwendig (insbesondere Rb-, Sr-, La-, K-Gehalte). Darüberhinaus werden die Daten in diesem Kapitel zur Gesteinsklassifizierung und - soweit möglich - zur geotektonischen und petrogenetischen Interpretation der Basalte herangezogen. Einer detaillierten petrogenetischen Analyse sind allerdings durch das für diesen Zweck noch nicht ausreichende Datenmaterial Grenzen gesetzt.

### 2.2.1. Methodik

Die geochemischen Analysen wurden am Lehrstuhl und Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre, Abteilung Angewandte Lagerstättenlehre, angefertigt. Dazu wurden die Gesteinsproben von Verwitterungskrusten befreit, mit einem Hammer zerkleinert und im Achatmörser analysenfein gemahlen.

Die Anfertigung von Schmelztabletten diente der Ermittlung der Hauptelemente, die Spurenelementanalysen erfolgten an Pulverpreßlingen. 2,5 g des Gesteinspulvers wurden 24 h bei 110°C getrocknet und zur Ermittlung des Glühverlustes 2-3 h bei 1100°C geglüht. 0,5 g des geglühten Materials, vermischt mit 5 g Spektromelt (A 12, Fa. Merck), wurden in einem Schmelzofen homogenisiert und zu einer Tablette verschmolzen.

Die Zugabe des Flußmittels dient der Unterdrückung von gesteinspezifischen Matrixeffekten und der Erniedrigung des

Schmelzpunktes. Die Hauptelement-Analysen sind unter Einbeziehung des Glühverlustes (LOI = loss of ignition) auf bei 110°C getrockneter Substanz zurückgerechnet. Der gesamte Fe-Gehalt wurde als Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> gemessen.

Die Herstellung der Pulverpreßlinge erfolgte aus 8 g ungeglühtem Probenmaterial, welches zur Erhöhung der Festigkeit mit Elvasit vermischt wurde. Gemessen wurde mit einem Philips PW 1400 Röntgenfluoreszenz-Spektrometer. Die Kalibrierung der Meßprogramme für die Elementbestimmung erfolgte mit Hilfe 20 internationaler Gesteinsstandards. Die unteren Nachweisgrenzen (durch "<" angegeben) sind zusammen mit den Analyseergebnissen Anhang B zu entnehmen.

### 2.2.2. Mobilität der Haupt- und Nebenelemente

Sekundäre Prozesse können den primären Chemismus eines Gesteins bedeutend verändern. Stoffverschiebungen müssen deshalb bei der Interpretation geochemischer Daten berücksichtigt werden und schränken die Anwendbarkeit einer Vielzahl der üblichen Diagrammdarstellungen und Normberechnungen bei sekundär verändertem Probenmaterial von vornherein ein. Als besonders mobil gelten allgemein Elemente mit einem Ionenpotential < 3 (insbesondere Na, K, Ca, Rb, Sr, Ba, Cu, Zn), während sich Elemente mit Ionenpotentialen zwischen 3 und 10 vergleichsweise immobil verhalten (PEARCE 1983). Da jedoch auch sogenannte immobile Elemente in Abhängigkeit von den Umwandlungsbedingungen unterschiedlich hohe Mobilitäten aufweisen können, wird im folgenden eine qualitative Abschätzung der sekundären Stoffverschiebungen vorgenommen. Eine solche wird möglich, indem die Elementgehalte (Gew.-% bzw. ppm) gegen den inkompatiblen und als sehr immobil geltenden Parameter Zirkon (ppm) aufgetragen werden. Bei unverändertem Gestein ergibt sich mit den inkompatiblen Elementen eine positive, mit den kompatiblen Elementen eine negative Korrelation. Ist der Korrelationskoeffizient für ein Elementpaar hoch, so ist dessen Verhältnis mit hoher Wahrscheinlichkeit von sekundären Umwandlungsprozessen unbeeinflusst geblieben. Ergibt sich dagegen keine oder eine nur undeutliche Korrelation, weist dies auf die Mobilität eines der beteiligten Elemente hin (CANN 1970). Da die Anreicherung des inkompatiblen Elementes Zr und die damit verbundene relative Erhöhung des Zr-Gehaltes mit einer zunehmenden Differentiation der Gesteinsschmelze einhergeht, werden durch diese Darstellungsform gleichzeitig eventuell vorhandene, auf Mineralfraktionierung zurückgehende Differentiationstrends ersichtlich.

Elemente, die häufig zur Klassifizierung mafischer Magmatite oder zur weitergehenden Interpretation der geochemischen Daten herangezogen werden, sind auf diese Weise in den Abbildungen 31 bis 35 dargestellt. Differentiationstrends können jedoch nur bei den Basalten der Gruppe IV abgeleitet werden, da nur für diese, vermutlich genetisch



zusammengehörende Gruppe die Anzahl der beprobten Dykes ausreichend hoch ist. Für diese Proben sind erkennbare Trends in den Abbildungen durch einen ausgezogenen Pfeil gekennzeichnet. Im übrigen können bei einzelnen Basaltgruppen keine Trends abgeleitet werden. In der Regel zeigt sich jedoch, daß für solche Elemente, welche in der Basaltgruppe IV einen hohen Korrelationskoeffizienten aufweisen, die Streuung der dargestellten Analysepunkte von Proben chemisch ähnlicher Dykes der übrigen Basaltgruppen niedriger ist als für Elemente mit niedrigen Korrelationskoeffizienten. Mit dem Ausmaß der Streuung ist somit auch ohne erkennbaren Trend abzuschätzen, ob ein sekundärer Stoffaustausch stattgefunden hat. Deutlich wird dies z.B. an den Proben der Basaltgruppe I (Abb. 31 - 35): Während die Analysepunkte dieser petrographisch und geochemisch sehr ähnlichen Dykes bei wenig mobilen Elementen (P, Mg, Ti etc.) eine engbegrenzte Gruppe bilden, ist deren Streuung bei mobilen Elementen (z.B. Ca, Si) höher. Noch deutlicher sind die Unterschiede innerhalb der Basaltgruppen II und III, deren Proben höhere Anteile sekundärer Minerale aufweisen.

Einen hohen Korrelationskoeffizienten aufweisend und damit vergleichsweise immobil sind nach Auswertung der Diagramme die Hauptelemente P, Mg, Ti, Mn, für die Gänge der Read Mountains darüberhinaus Al und Fe, für Gänge der nördlichen Shackleton Range außerdem Cr und V. Von den Spurenelementen können Zr, Y, Ni und evt. Nb (häufig allerdings unterhalb der Nachweisgrenze gelegen), für die Dykes der Read Mountains auch Ba als relativ immobil angesehen werden.

Bei allen übrigen Elementen müssen auf sekundäre Prozesse zurückgehende An- oder Abreicherungen angenommen werden. Dies gilt insbesondere für die Basaltgruppen II bis V; der sekundäre Stoffaustausch innerhalb der nur geringfügig veränderten Gänge der Basaltgruppe I ist vergleichsweise niedrig. Diagrammdarstellungen dieser Elemente werden deshalb weiterhin nicht verwendet mit Ausnahme der Spiderdiagramme, die als Multielementdarstellungen unter Berücksichtigung eventueller Verschiebungen bei den mobilen Elementen dennoch eine sinnvolle Ergänzung der Diskriminationsdiagramme darstellen (s.u.). Mit diesem Bezug allein auf wenig mobile Elemente sind die Interpretationsmöglichkeiten bezüglich petrogenetischer Prozesse deutlich eingeschränkt. Ebenso wird aufgrund der offensichtlichen Mobilität einiger der mit höheren Gewichtsprozenten auftretenden Hauptelemente (insbesondere  $\text{SiO}_2$ , CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) auf die Berechnung von Gesteinsnormen verzichtet.

Die in den Diagrammen (Abb. 31 - 35) verwendeten Symbole repräsentieren die fünf petrographisch voneinander unterschiedenen Basaltgruppen (vgl. Kapitel 2.1). Proben gleicher regionaler Herkunft der Basaltgruppen I, II und III sind umrahmt. Insbesondere in solchen Diagrammen, in denen die wenig mobilen Elemente dargestellt sind, wird augenfällig, daß die petrographisch getroffene Gliederung der Basalte auch geochemisch nachvollziehbar ist. So zeigen die Analysen der Basaltgruppe IV (Read Mountains) in allen

Diagrammen einen Trend, von dem sich die Analysen der Basaltgruppe V (Read Mountains) deutlich abheben.

Eine eigene Gruppe bilden auch die Analysedaten der Basaltgruppe I in den Lagrange Nunataks, die sich deutlich von den Werten der übrigen Proben aus den Lagrange Nunataks, aber auch der nördlichen Haskard Highlands und der Herbert Mountains absetzen. Obwohl die Daten der Basaltgruppe I häufig mit denen der Basaltgruppen II und III einen gemeinsamen Trend zu bilden scheinen, muß diese Gruppe aufgrund der verschiedenen Altersstellung (frühmesozoisch im Gegensatz zu den vermutlich altpaläozoischen Gängen der Gruppen II und III, vgl. Kapitel 2.3. und 2.4.) gesondert betrachtet werden. Ein möglicher Differentiationstrend bei gemeinsamer Betrachtung der Gruppen II und III ist in den Abb. 31 - 35 durch gestrichelte Pfeile dargestellt. Eine systematische geochemische Trennung der Gänge der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range in die Basaltgruppen II und III ist dagegen weniger augenfällig, da die Werte für die beiden Gruppen der nördlichen Haskard Highlands einerseits, die der Lagrange Nunataks und der Herbert Mountains andererseits häufig dicht beieinander liegen. In beiden Bereichen setzen sich jedoch auch hier die Analysedaten der Gruppe II von denen der Gruppe III ab. Möglicherweise handelt es sich bei den Gängen beider Gruppen, unabhängig von dem unterschiedlichen Umwandlungsgrad der Gesteine, um Differentiate desselben Stamm-Magmas. Auf die petrologisch-petrogenetische Interpretation wird im folgenden näher eingegangen.

Teilweise lassen die Daten chemische Unterschiede auch innerhalb einzelner Dykes erkennen (Anhang B); besonders ausgeprägt sind diese zwischen chilled margins und den inneren Gangbereichen. In wenigen Fällen, insbesondere in sehr mächtigen Dykes (z.B. in dem ca. 20 m mächtigen Dyke HF I in der Heimfrontfjella) deuten sich weitere ganginterne Magmendifferenzierungen an (vgl. Abb. 31 a - d, Analysepunkte der Heimfrontfjella-Dykes). Da jedoch die Beprobung für Untersuchungen solcher Differenzierungsvorgänge nicht durchgängig systematisch genug erfolgte, darüberhinaus im Rahmen der vorliegenden Arbeit die regionale Betrachtungsweise der Analyseergebnisse von vorrangiger Bedeutung ist, wird die Problematik der ganginternen Differenzierung nicht weiter verfolgt.

---

**Abb. 31 - 35:** Identifizierung der Elementmobilität durch Korrelation der Gehalte verschiedener Hauptelemente (in Gew.-%) und Spurenelemente (in ppm) gegen das immobile Element Zr (in ppm). Durchgezogene Pfeile markieren Differentiationstrends innerhalb der Basaltgruppe IV, gestrichelte Pfeile zwischen den Basaltgruppen II und III. Diskriminierung alkalisch/tholeitisch (Abb. 31 a und e) nach FLOYD & WINCHESTER (1975).

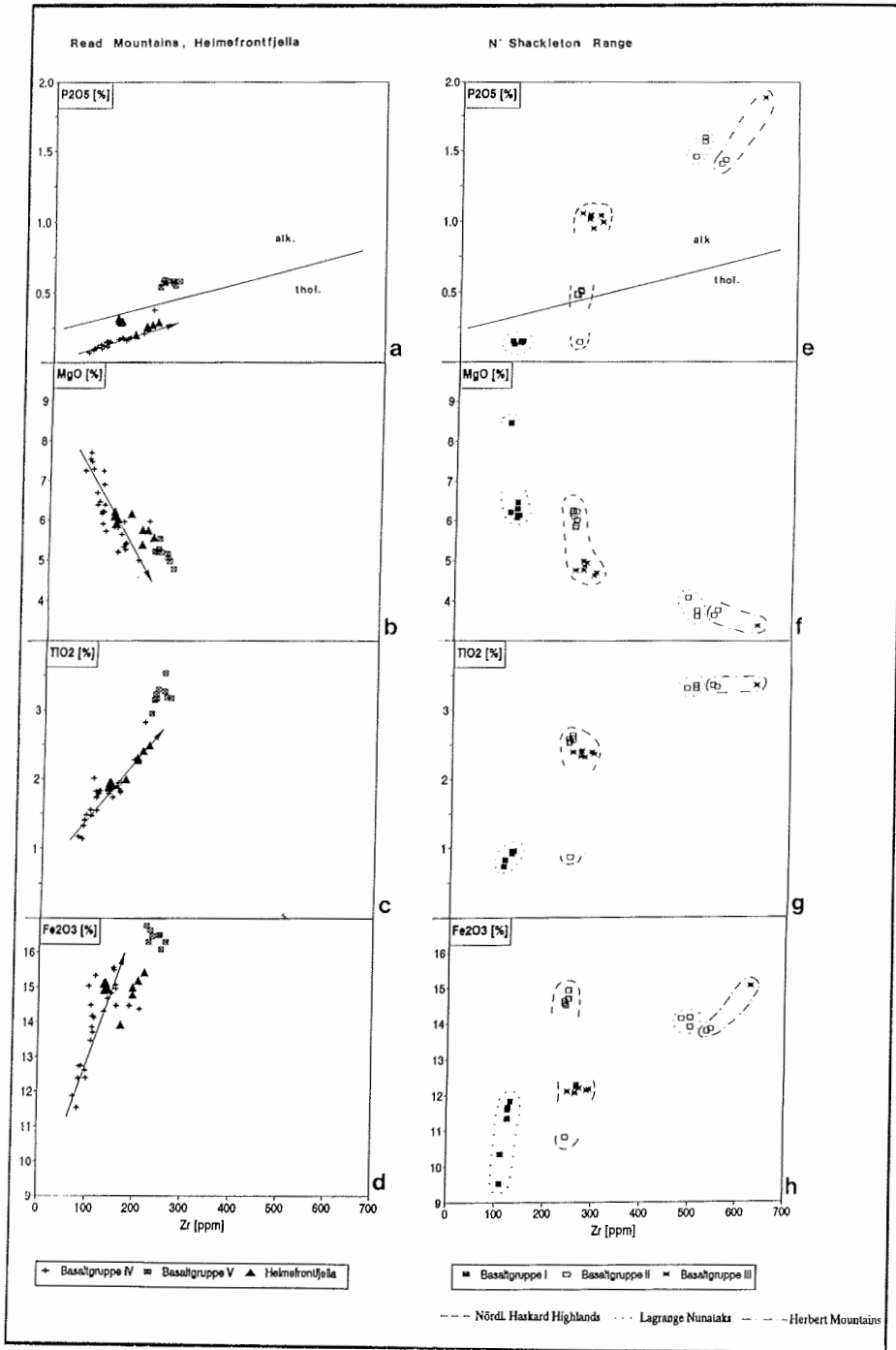


Abb. 31

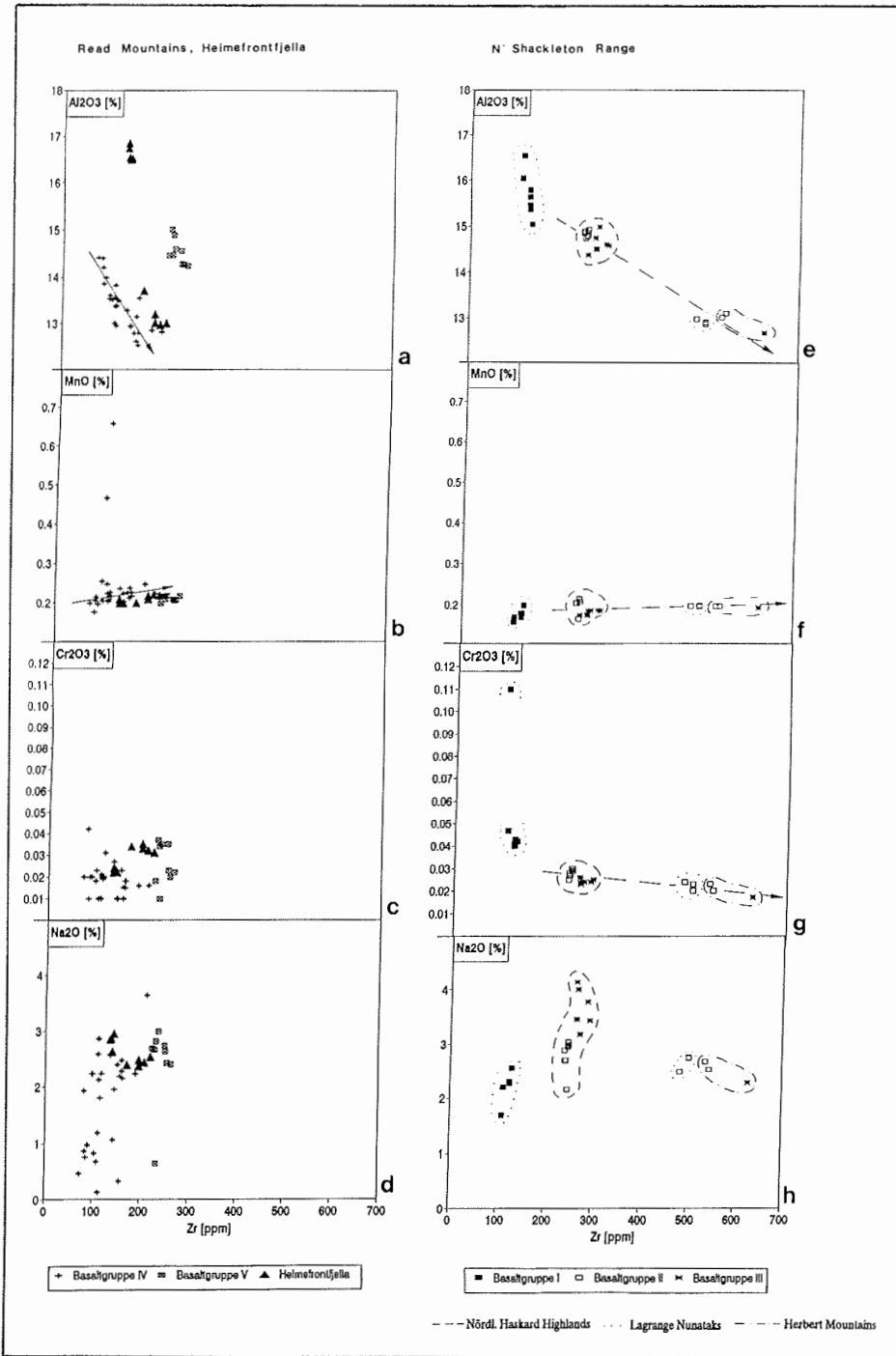


Abb. 32 (Erläuterung siehe Seite 86)

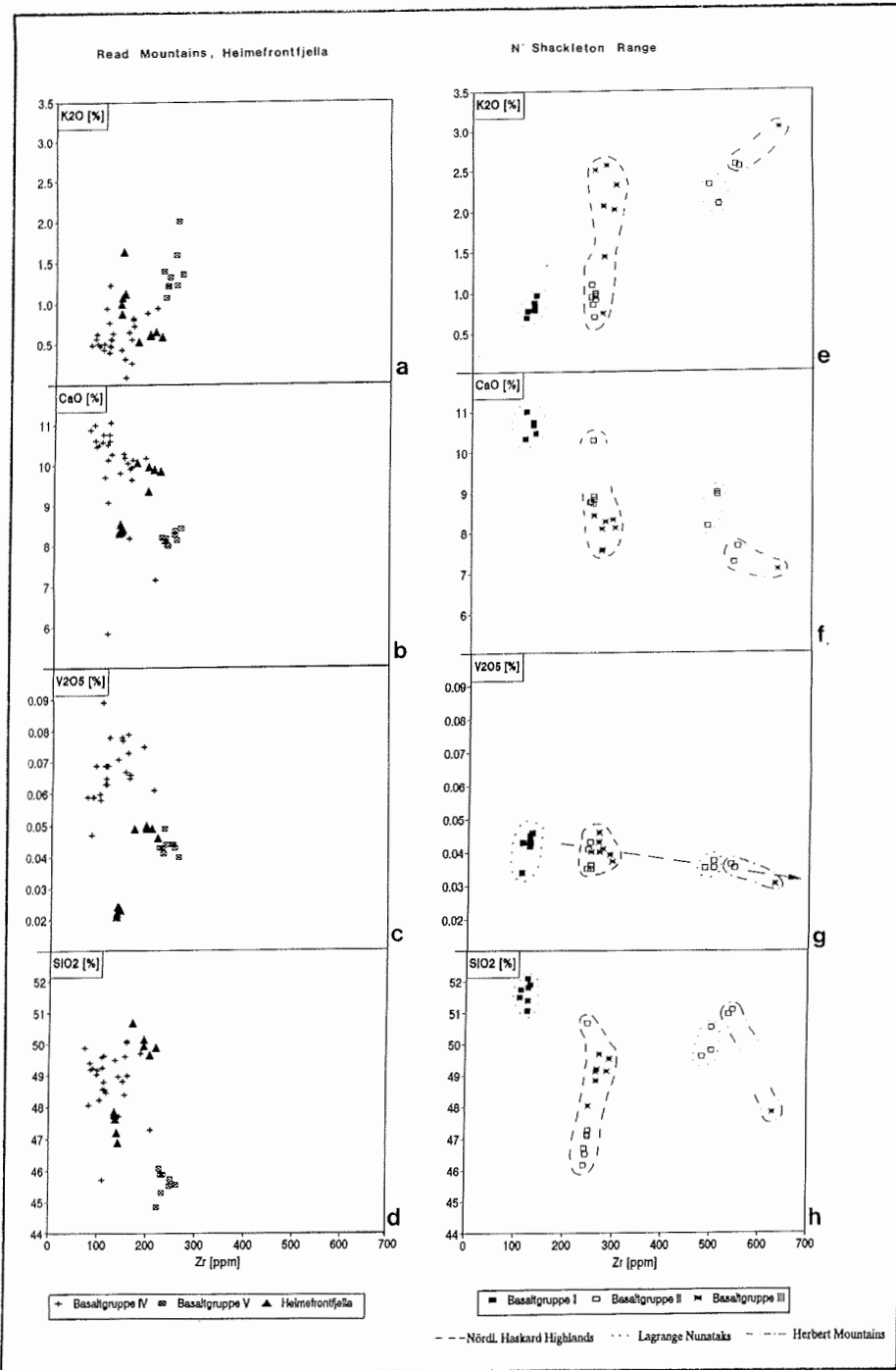


Abb. 33 (Erläuterung siehe Seite 86)

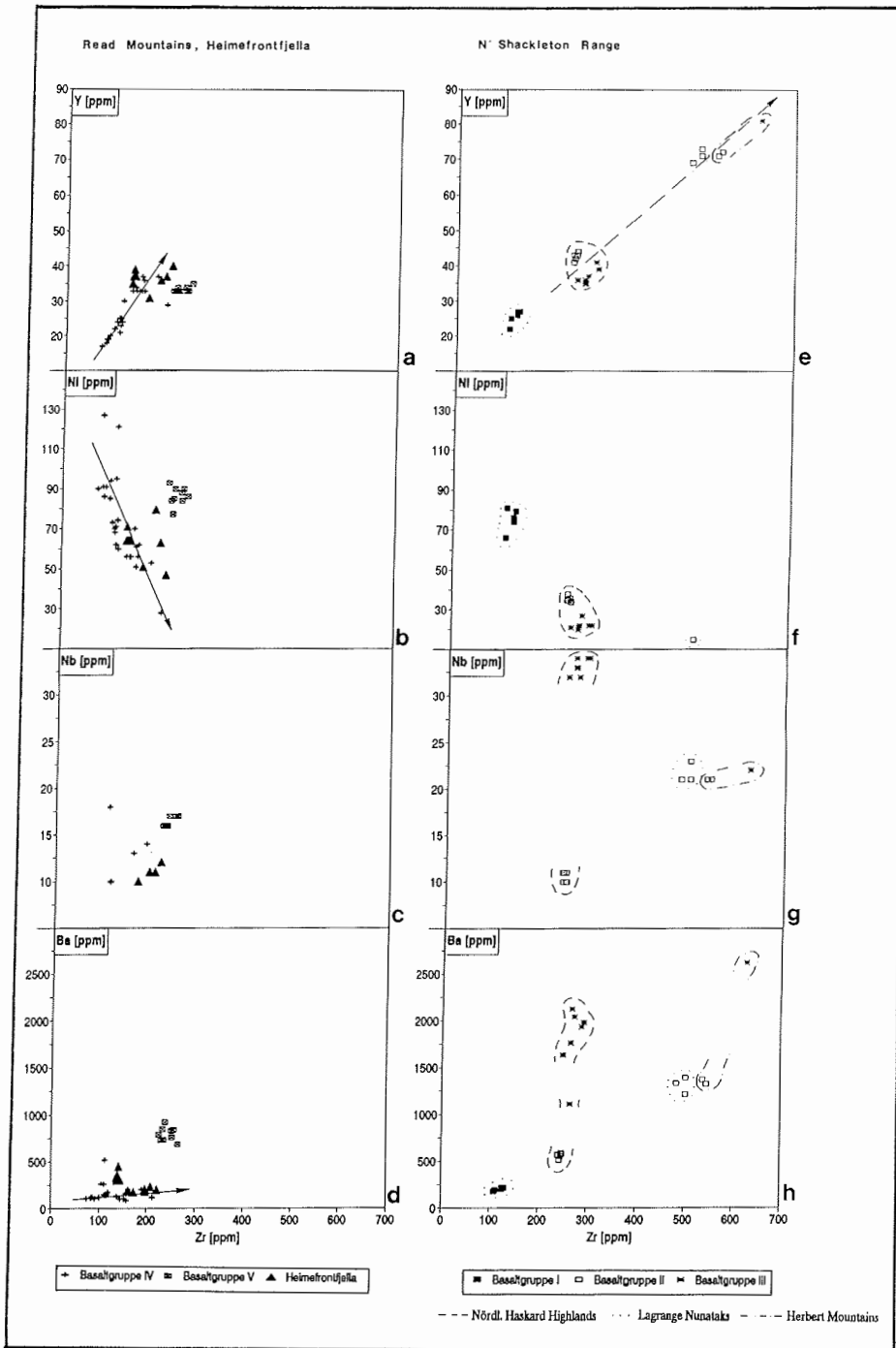


Abb. 34 (Erläuterung siehe Seite 86)

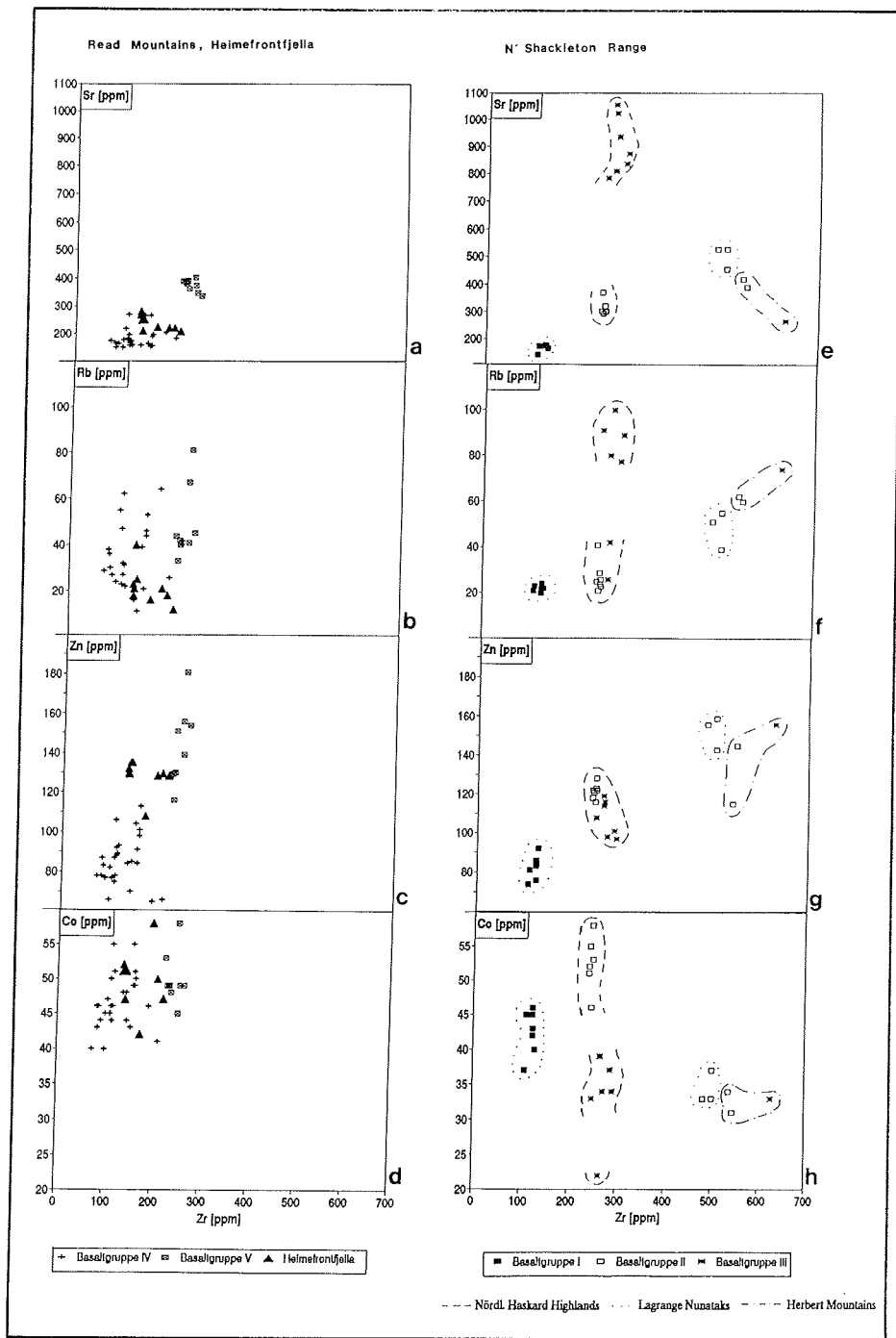


Abb. 35 (Erläuterung siehe Seite 86)

### 2.2.3. Geochemische Charakterisierung der mafischen Gänge

Basierend auf der Verwendung mobiler Spurenelemente haben verschiedene Autoren Diskriminationsdiagramme entworfen, welche Aussagen zur geotektonischen Position der Basalte ermöglichen (vgl. entsprechende Literaturhinweise im folgenden Text). Nach PEARCE & CANN (1973) und PEARCE (1983) müssen für die Anwendbarkeit solcher Diagramme einige Randbedingungen erfüllt sein. So sollen die Gesteine nicht über eine grünschieferfazielle Metamorphose hinaus überprägt sein. Weiterhin soll der Gehalt an  $\text{CaO}+\text{MgO}$  zwischen 12 und 20 Gew.-% betragen; die Anwendbarkeit ist auf mafische Gesteine beschränkt und darf nicht auf intermediäre oder saure Magmen ausgedehnt werden. Problematisch ist darüberhinaus die Anwendung auf präkambrische, insbesondere auf archaische Basalte (HOLM 1982), da Diskriminationsdiagramme auf rezenten Mantelheterogenitäten basieren, welche sich von den im Archaikum herrschenden Verhältnissen möglicherweise wesentlich unterscheiden. Während die erstgenannte Randbedingung erfüllt ist - alle Gänge unterlagen maximal einer sehr niedriggradigen bis niedriggradigen Metamorphose - müssen die übrigen Voraussetzungen von Fall zu Fall überprüft werden. Eine weitere Unsicherheit besteht darin, daß bei allen untersuchten Gängen grundsätzlich auch mit Kontamination durch Krustenmaterial gerechnet werden muß.

Während der Chemismus vieler Basalte mehr oder weniger eindeutige Rückschlüsse auf deren geotektonischen Bildungsraum ermöglicht, kann eine derartige Klassifizierung in verschiedenen Fällen jedoch problematisch sein. Dieses betrifft insbesondere kontinentale Flutbasalte bzw. solche Basalte, die während eines beginnenden Riftprozesses aufgestiegen sind. Deren sehr komplexer Chemismus entspricht nicht immer dem erwarteten Intraplattenbasalt-Charakter (Within-Plate Basalts, WPB) und kann zu Fehlinterpretationen führen, sofern die geologischen Randbedingungen nicht ausreichend berücksichtigt werden (PEARCE 1983). Im vorliegenden Fall kann z.B., da alle Dykes kontinentales Krustengestein durchschlagen und darüberhinaus ophiolithische Gesteinskomplexe fehlen, die Existenz mittelozeanischer Rücken-Basalte (Mid-Ocean Ridge Basalts, MORB) ausgeschlossen werden. Die geotektonischen Interpretationsmöglichkeiten beschränken sich deshalb auf die Unterscheidung von WPB und Basalten vulkanischer Bögen (Volcanic Arc Basalts, VAB) bzw. sogenannter transitorischer Positionen (z.B. Kontinentalrift über Subduktionszonen, Kollisionzonen, Back-arc basins u.a., vgl. PEARCE 1983).

#### 2.2.3.1. Nördliche und nordwestliche Shackleton Range

Zur Überprüfung der basischen Zusammensetzung der analysierten Ganggesteine eignet sich besonders das Ti/Zr-Verhältnis (WINCHESTER & FLOYD 1977, STILLMAN & WILLIAMS 1978), da dieses durch Olivin, Pyroxen und Feldspat als dominierende Kristallisationsphasen in basischen Magmen



nicht signifikant beeinflusst wird (Abb. 36). Eine Änderung des Ti/Zr-Verhältnisses tritt erst durch eine kontinuierliche relative Anreicherung des Zr ein, sobald durch die Kristallisation einer Ti-haltigen Phase die Restschmelze an Ti verarmt. Da dieser Vorgang mit einem Anstieg des  $\text{SiO}_2$ -Gehaltes korreliert ist, geht der Wechsel von einer basischen zu einer sauren Schmelze mit der Verringerung des Ti/Zr-Verhältnisses einher.

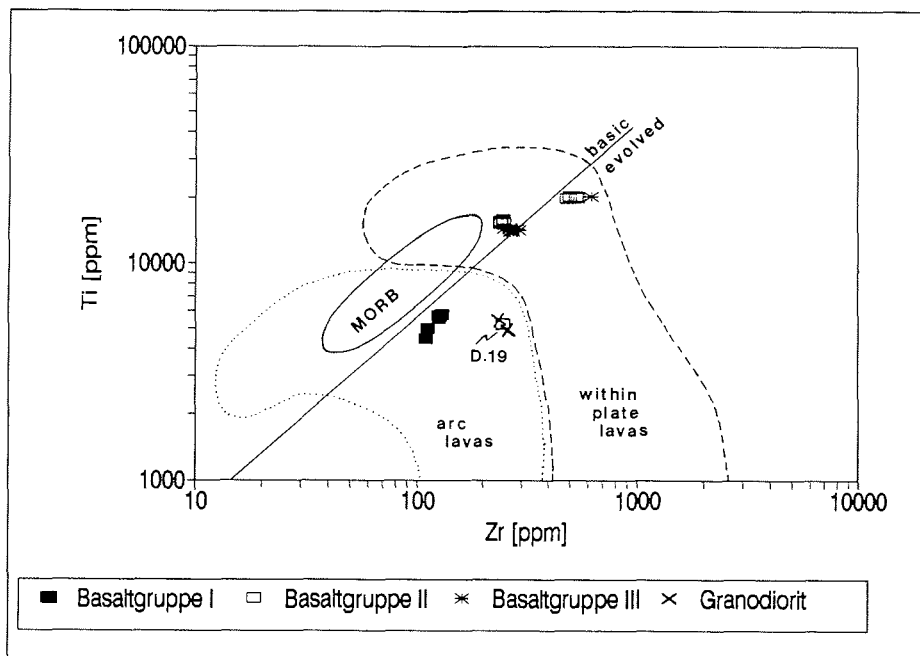


Abb. 36: Ti-Zr-Diagramm zur Unterscheidung zwischen basischen und höher entwickelten Magmen und zur Diskriminierung zwischen verschiedenen geotektonischen Positionen (PEARCE 1983). MORB: Mid Ocean Ridge Basalts; D.19: Dyke 19.

Das in Abb. 36 dargestellte Diagramm diskriminiert auf diese Weise zwischen basischen und höher entwickelten Laven. Die Abbildung zeigt die Analysepunkte der Basaltgruppen I bis III im Grenzbereich beider Felder. Eine Probe (Dyke 19) liegt deutlich unterhalb der Trennlinie im Bereich der beiden Granodiorit-Proben, die zum Vergleich

ebenfalls dargestellt sind. Diese Verschiebung kann eventuell mit einer Kontamination dieses Ganggesteins während des Aufstiegs durch die kontinentale Kruste erklärt werden. Der Gang wird deshalb in der weiteren geochemischen Auswertung nicht berücksichtigt.

Kritisch betrachtet werden müssen auch die Proben der Dykes 27 und 28 der Herbert Mountains, da deren CaO+MgO-Gehalte mit Werten zwischen 10,5 und 11,5 Gew.-% unterhalb des von PEARCE & CANN (1973) genannten Minimums (12 Gew.-%) liegen (vgl. Anhang B).

Aufgrund unterschiedlich hoher Anreicherungen in Tholeiit- und Alkalibasalten sind die Elemente Ti, Zr und P geeignet, zwischen beiden zu unterscheiden (PEARCE 1983). So zeigen die Diagramme  $P_2O_5$  gegen Zr (Abb. 31e) und  $TiO_2$  gegen  $Zr/P_2O_5$  (Abb. 37, beide nach FLOYD & WINCHESTER 1975) verschiedene Affinitäten der Basalte der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range. Während die Dykes der Basaltgruppe I (Lagrange Nunataks) eine tholeiitische Zusammensetzung aufweisen, zeigen die Gänge der Basaltgruppen II und III einen transitionalen (Basaltgruppe II in den nördlichen Haskard Highlands) bis alkalischen Charakter.

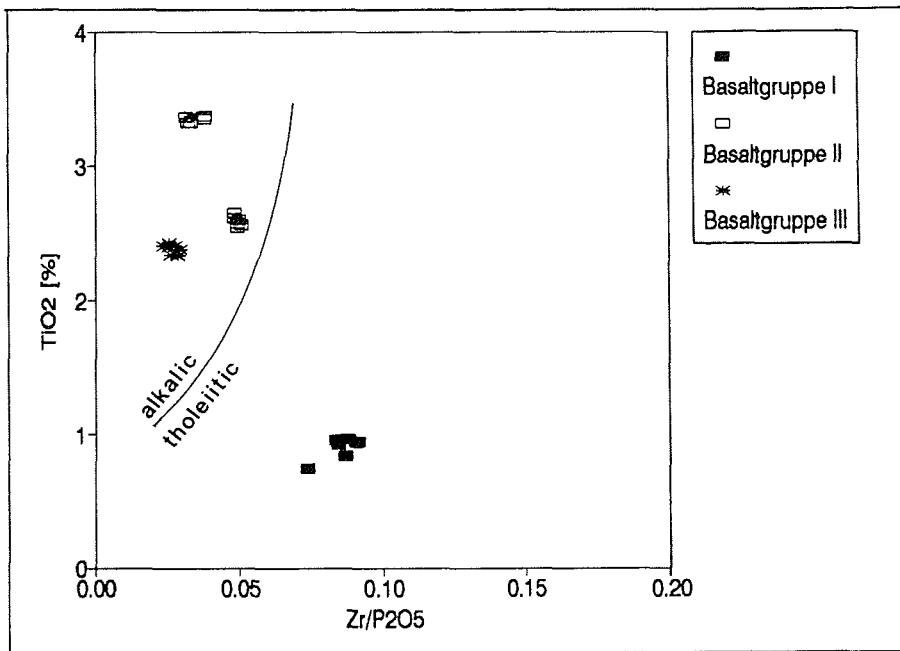


Abb. 37:  $TiO_2$  (Gew.-%)- $Zr/P_2O_5$ -Diagramm zur Unterscheidung tholeiitischer und alkalischer Magmatypen (FLOYD & WINCHESTER 1975).

Zur Diskrimination von Intraplattenbasalten werden insbesondere die Elemente Ti, Zr und Y herangezogen (PEARCE & CANN 1973, PEARCE & GALE 1977, CANN & HEATH 1976, PEARCE & NORRY 1979). In Abb. 38 a - d sind die Analysepunkte in verschiedenen Diagrammen dargestellt. Deutlich wird im vorliegenden Fall jedoch vor allem die Problematik einer derartigen Auswertung: Abb. 38a zeigt die Analysen der Basaltgruppen II und III im Grenzbereich von WPB zu VAB; die Analysen der Basaltgruppe I erscheinen als VAB. Abb. 38b stellt alle Analysen als WPB dar, die Basalte der Gruppe I zeigen jedoch einen eher transitionalen Charakter; Abb. 38c läßt die Basalte der Gruppen I und II als Produkte eines Vulkanbogens (VAB) erscheinen, lediglich die Analysepunkte der Basaltgruppe III liegen im WPB-Feld; Abb. 38d wiederum stellt alle Punkte im MORB-Feld bzw. transitional zu VAB oder WPB dar.

Zuverlässigere Aussagen erlaubt die Betrachtung größerer Elementspektren. Eine solche erfolgt in den Spider-Diagrammen (Abb. 39). Die Gehalte wichtiger Elemente werden mit den Durchschnittswerten des typischen tholeiitischen MORB (n-type-MORB, PEARCE 1983<sup>1</sup>) normiert und nebeneinander dargestellt. Auf der linken Seite erscheinen die mobilen Elemente mit niedrigen Ionenpotentialen (Sr, K, Rb, Ba), nach rechts folgen die immobilen Elemente, die ihrerseits von links nach rechts nach abnehmender Inkompatibilität geordnet sind.

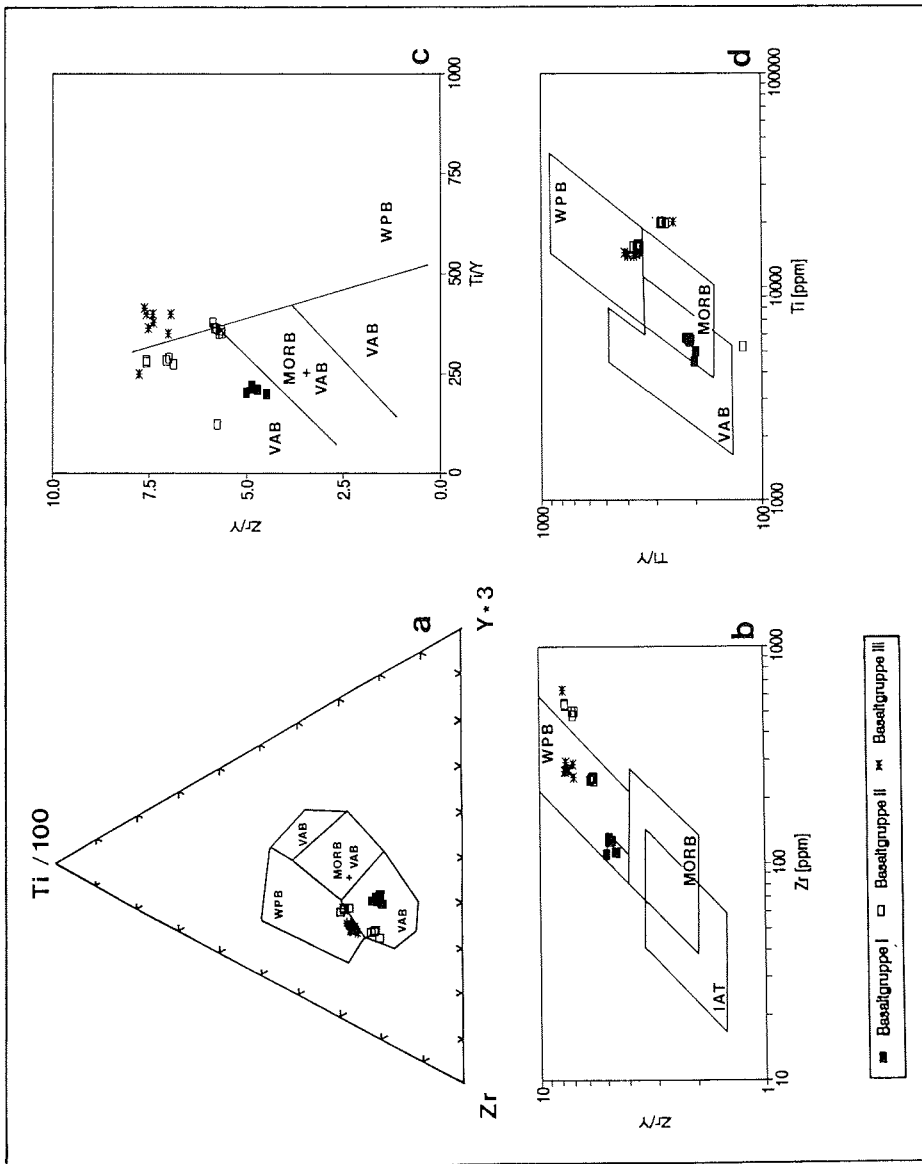
Sofern mehrere Präparate von einem Gang analysiert wurden, wurde für die Spider-Darstellung eine Probe etwa mittlerer Zusammensetzung ausgewählt. Präparate von Gesteinsproben aus chilled margins wurden nicht berücksichtigt.

Abgesehen von kompatiblen Elementen wie Sr, Cr, Yb wird die Kurvenform von partiellen Aufschmelzungsprozessen und Differentiationsvorgängen durch Mineralfraktionierung nicht wesentlich beeinflusst. Daher gehen unterschiedliche Kurvenverläufe primär auf Anreicherungsprozesse während der Magmenbildung oder auf Kontamination durch Mantel- oder Krustenmaterial während des Magmenaufstiegs zurück. Intraplattenbasalte zeigen generell eine Anreicherung aller Elemente außer Y, Yb, Sc und Cr; der Grad der Anreicherung ist bei alkalischen Gesteinen höher als bei tholeiitischen. Basalte vulkanischer Bögen sind im Gegensatz dazu nicht gleichmäßig, sondern selektiv (insbesondere an Sr, K, Rb, Ba und Th) angereichert und zeigen daher einen eher "gezackten" Kurvenverlauf (PEARCE 1983).

In den in Abb. 39 dargestellten Spider-Diagrammen sind einige der genannten Elemente aufgrund des geringeren Ana-

---

<sup>1</sup> Durchschnittliche Zusammensetzung eines n-type-MORB nach PEARCE 1983 (bezogen auf die in den Spider-Diagrammen verwendeten Elemente): Sr 120 ppm; K<sub>2</sub>O 0,15 %; Rb 2 ppm; Ba 20 ppm; Nb 3,5 ppm; P 0,12 %; Zr 90 ppm; TiO<sub>2</sub> 1,5 %; Y 30 ppm; Cr 250 ppm.



**Abb. 38:** Verschiedene Diagrammdarstellungen zur Diskriminierung der Basalte der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range in Within Plate Basalts (WPB), Mid Ocean Ridge Basalts (MORB) oder Volcanic Arc Basalts (VAB) bzw. Island Arc Tholeiites (IAT). (a: PEARCE & CANN 1973; b: PEARCE & NORRY 1979; c: CANN & HEATH 1976, PEARCE & GALE 1977; d: PEARCE 1983.)

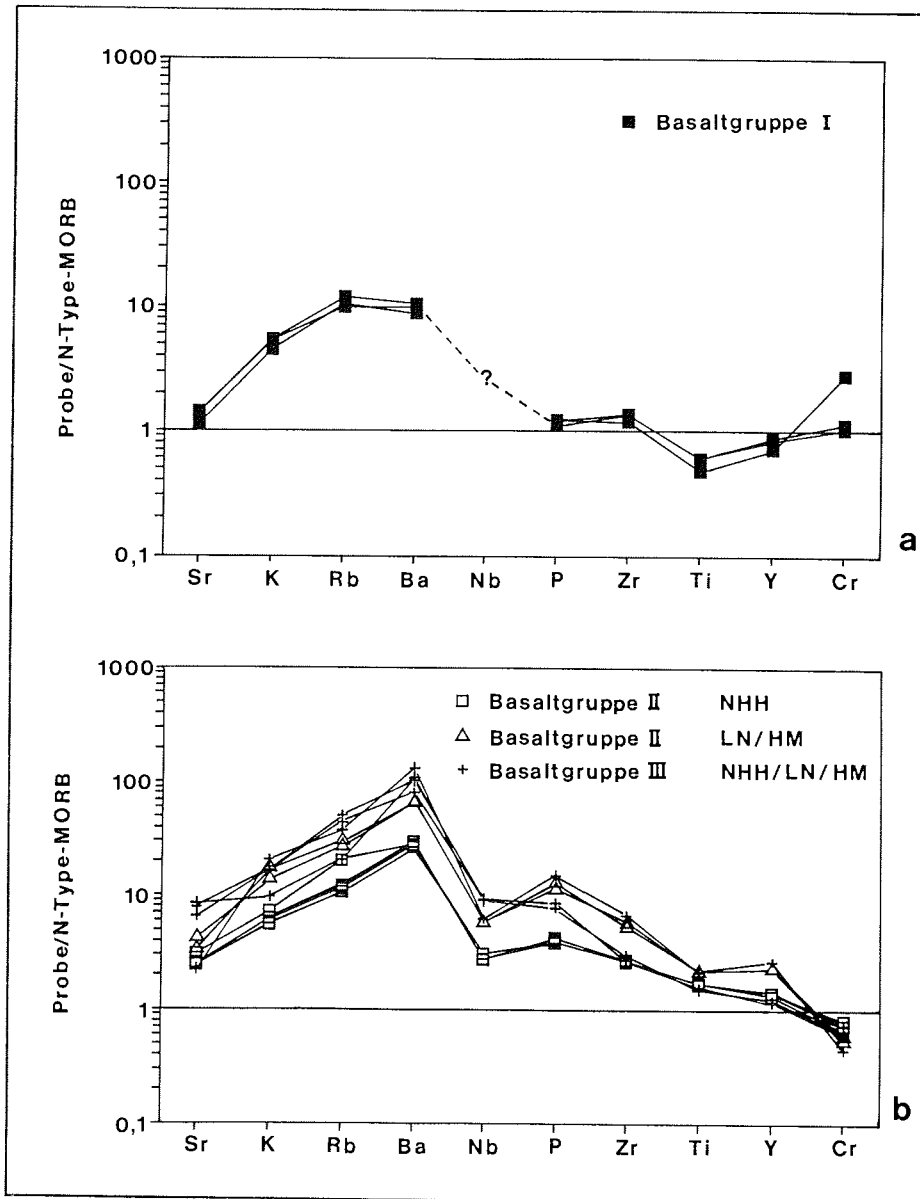


Abb. 39: Spider-Diagrammdarstellungen repräsentativer Analysen von Basaltproben der Gruppen I, II und III (chemische Zusammensetzung des N-Type-MORBs nach PEARCE 1983). NHH: Nördliche Haskard Highlands; LN: Lagrange Nunataks; HM: Herbert Mountains.

lyseumfangs (ein Teil der o.g. Elemente wurde nicht gemessen) nicht dargestellt. Die Nb-Gehalte liegen z.T. unterhalb der Nachweisgrenze von 10 ppm; in solchen Fällen ist das Verhältnis Probe/N-Type-MORB durch ein Fragezeichen gekennzeichnet.

Betrachtet man die Verteilung der Elemente (Abb. 39), fällt folgendes auf:

- die Kurvenverläufe der Gruppe-I-Basalte (Abb. 39a) sind sich untereinander sehr ähnlich, unterscheiden sich jedoch durch die fehlende Anreicherung der Elemente Y bis P und die geringeren Anreicherungsgrade der Elemente Sr bis Ba charakteristisch von denen der Basaltgruppen II und III (Abb. 39b);
- die Kurvenverläufe der Basaltgruppen II und III (Abb. 39b) sind untereinander ähnlich; Unterschiede ergeben sich jedoch in der Höhe der Anreicherung gegenüber dem normierenden n-type-MORB. So sind die Basalte der Gruppe II aus dem Bereich der nördlichen Haskard Highlands ("NHH" in der Abb.) weniger angereichert als die übrigen Basalte beider Gruppen.

Signifikante Anreicherungen bei den Gruppe-I-Basalten sind erst ab Ba erkennbar. Die negative Ti-Anomalie ist möglicherweise auf eine Fraktionierung von Titanomagnetit zurückzuführen. Der Kurvenverlauf verdeutlicht den transitionalen Charakter dieser Gänge: Er entspricht etwa dem eines tholeiitisch-alkalischen WPB oder aber dem eines tholeiitischen MORB-WPB (PEARCE 1983). Da für diese Typen ebenso wie bei Vulkanbogenbasalten sehr niedrige Zr-, Ti- und Y-Gehalte typisch sind, werden die Proben der Basaltgruppe I in entsprechenden Diagrammen der Abb. 36 und 38 als VAB diskriminiert; der Anreicherungsgrad der übrigen Elemente spricht jedoch gegen Vulkanbogenmagmatismus.

Die Basalte der Gruppen II und III sind dagegen bereits ab Y und Ti angereichert und zeigen den typischen Verlauf tholeiitisch-alkalisch-transitionaler bis alkalischer Intraplattenbasalte (PEARCE 1983). Die Nb-Anomalie (eher typisch für Vulkanbogenbasalte) zeigt einen WPB-VAB-transitionalen Charakter an, der auch in Abb. 38a und 38c zum Ausdruck kommt.

Den unterschiedlichen Spurenelementmustern folgend sind die Basalte der Gruppe I auf der einen und die Basalte der Gruppen II und III auf der anderen Seite unterschiedlichen Stamm-Magmen zuzuordnen.

Der sehr ähnliche Kurvenverlauf der Basaltgruppen II und III läßt vermuten, daß die Ganggesteine dieser Gruppen aus einer gemeinsamen Ausgangsschmelze hervorgegangen sind. Unterschiedlich hohe Anreicherungen können auf Differentiationsprozesse zurückgeführt werden. Diese Annahme wird dadurch unterstützt, daß die Analysedaten aller Dykes häufig bei gemeinsamer Betrachtung einen Differentiationstrend erkennen lassen (vgl. Abb. 31 - 35, Abb. 40, Abb. 41).

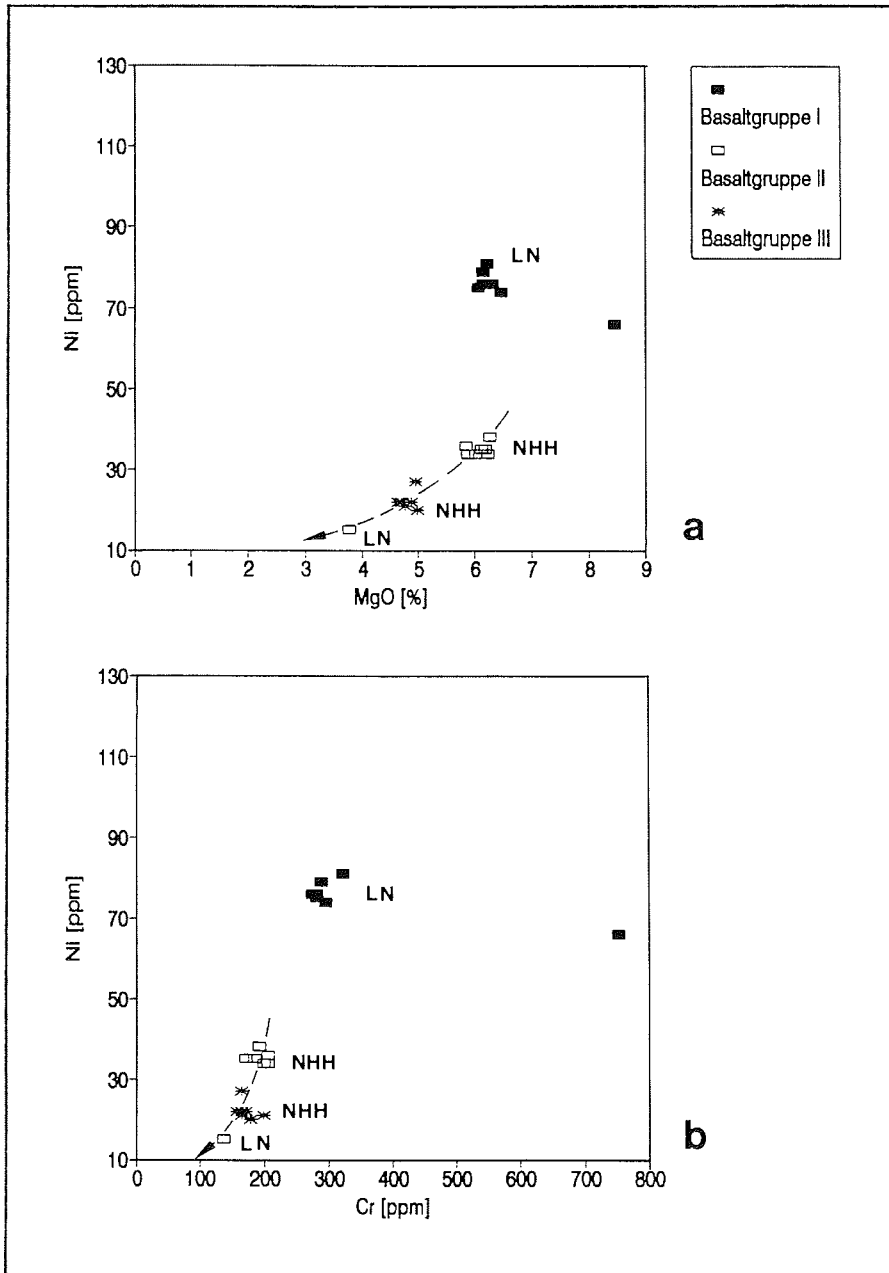
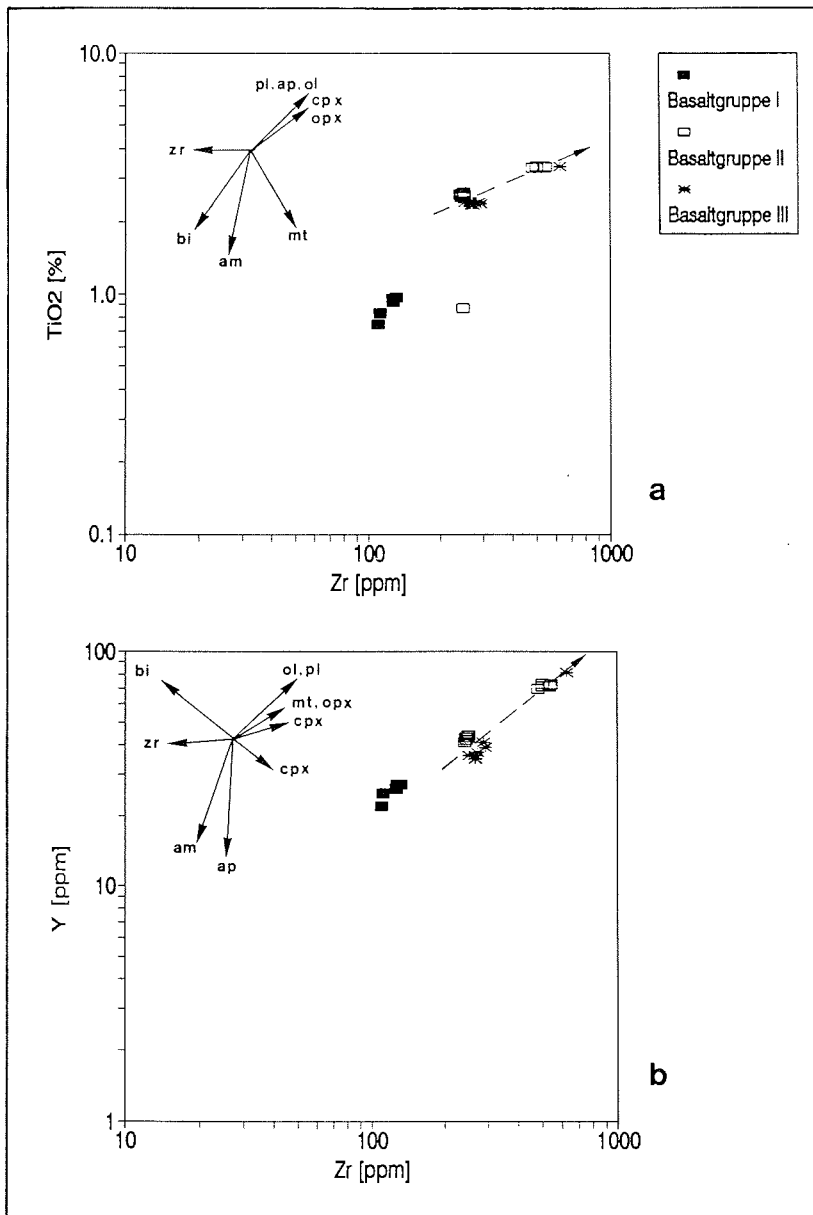


Abb. 40: Darstellung der Ni (ppm)- und MgO (Gew.-%)-Konzentrationen (a) und der Ni (ppm)- Cr (ppm)-Konzentrationen (b). Die Basalte der Gruppen II und III lassen einen gemeinsamen Entwicklungstrend erkennen. NHH: Nördliche Haskard Highlands; LN: Lagrange Nunataks.



**Abb. 41:** Fraktionierungsverhalten in den Basaltgruppen der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range dargestellt in den Digrammen TiO<sub>2</sub> (Gew.-%) gegen Zr (ppm) (a) und Y (ppm) gegen Zr (ppm) (b). Die Basaltgruppen II und III lassen einen Differentiationstrend erkennen, der auf eine Fraktionierung von Magnetit, Olivin, Pyroxen und Plagioklas zurückgeführt werden kann (Fraktionierungsvektoren nach PEARCE & NORRY 1979).



Indizien für eine Differenzierung der Basalte der Gruppen II und III durch Fraktionierung ergeben sich auch aus der Korrelation von Ni gegen Mg und Cr (Abb. 40 a und b). Nach MENGEL et al. (1987) weisen undifferenzierte Basalte MgO-Gehalte > 8 Gew.-% und Cr-Gehalte > 300 ppm auf. Alle Proben liegen unterhalb dieser Werte und zeigen damit Fraktionierung unterschiedlichen Ausmaßes an. Die Basalte der Gruppe II der Lagrange Nunataks und die der Herbert Mountains sind offensichtlich höher differenziert als die der nördlichen Haskard Highlands. Die zunehmende Ni-, MgO- und Cr-Verarmung kann eventuell auf die Fraktionierung von Magnetit, Olivin und Pyroxen zurückgeführt werden.

In Abb. 41 a und b sind TiO<sub>2</sub> gegen Zr sowie Y gegen Zr zusammen mit von PEARCE & NORRY (1979) berechneten Fraktionierungsvektoren einzelner Mineralphasen dargestellt. Die Diagramme lassen erkennen, daß die aufgezeigten Trends mit einer fraktionierten Kristallisationsdifferenziation, die von den Hauptphasen Magnetit, Olivin, Pyroxen und Plagioklas getragen wird, zu erklären ist.

Die der Basaltgruppe I zugehörigen Gänge sind mit MgO-Gehalten zwischen ca. 6 und > 8 Gew.-% bzw. Cr-Gehalten um 300 ppm deutlich weniger differenziert (vgl. Abb. 40 a u. b). Insbesondere Dyke 25 mit einem MgO-Anteil von über 8 Gew.-% entspricht in seiner Zusammensetzung einem undifferenzierten Basalt direkter Magmenabstammung aus dem Mantel (MENGEL et al. 1987).

Aufgrund des überwiegend hohen Umwandlungsgrades vieler Primärminerale ist es schwierig, geochemisch begründete Mineralfraktionierungen petrographisch nachzuvollziehen. So stehen den höheren Ni-Werten der Basalte der Gruppe I (gering differenziert) zwar Augit-Gehalte von 19 - 29 Vol.-% gegenüber, während die Augit-Anteile der Gruppen II und III (höher differenziert) zwischen 8 und 22 Vol.-%, also deutlich niedriger liegen (vgl. Kapitel 2.1.), zumindest zum Teil sind die niedrigeren Augit-Gehalte jedoch auf sekundäre Mineralumwandlungen zurückzuführen. Eine direkte (quantitative) Korrelierbarkeit der petrographischen Daten - auch innerhalb der Basaltgruppen II und III - mit den Ergebnissen der Geochemie ist nicht gegeben.

#### 2.2.3.2. Read Mountains

Bei den mafischen Gängen der Read Mountains kommt hinzu, daß neben der im vorigen Kapitel angeführten Problematik nun ihr vermutetes proterozoisches Alter die Aussagekraft der Diskriminationsdiagramme außerdem noch in Frage stellt. Wie oben beschrieben, sind die Variablen, welche die rezente Magmengenese kontrollieren, nicht ohne Vorbehalt auf entsprechende präkambrische Prozesse übertragbar (PEARCE & CANN 1973). Im wesentlichen betrifft dies jedoch archaische Gesteine (PEARCE 1983). Aus diesem Grund werden die Daten der mit hoher Wahrscheinlichkeit mittel- bis spätproterozoischen Read Mountains-Gänge auf die gleiche

Weise ausgewertet wie die Daten der meso- und paläozoischen Gänge der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range.

Nach Abb. 42 weisen die Proben ausschließlich basische Zusammensetzungen auf (mit dargestellt sind hier wie in den folgenden Abbildungen die Analysen beider Dykes der Heimfrontfjella, auf die in Kapitel 2.2.3.3. Bezug genommen wird). Alle weiteren der oben (Kapitel 2.2.3.) genannten Randbedingungen für die Anwendung der Diskriminationsdiagramme sind ebenfalls erfüllt.

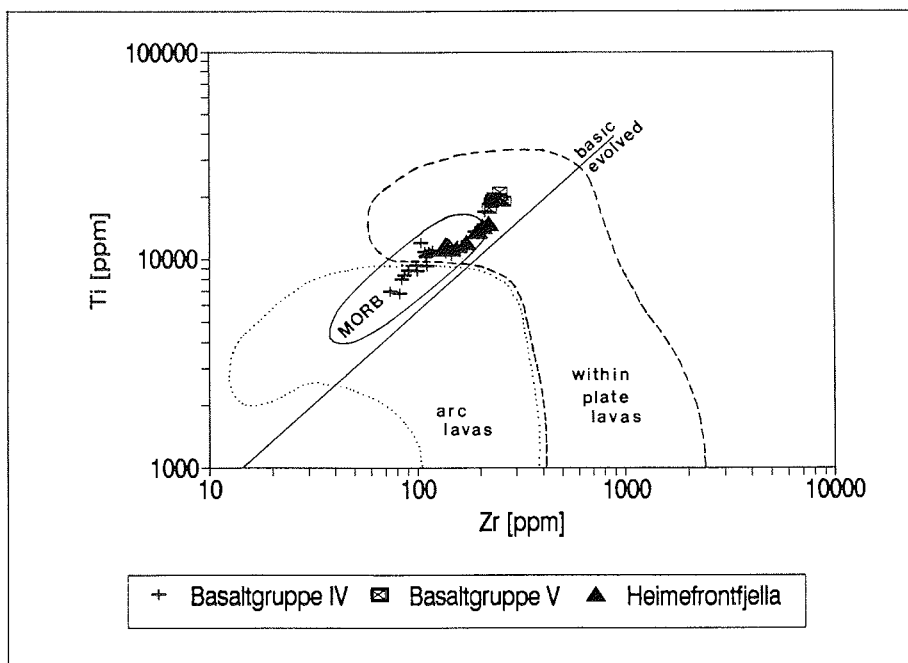


Abb. 42: Ti-Zr-Diagramm zur Unterscheidung zwischen basischen und höher entwickelten Magmen und zur Diskriminierung zwischen verschiedenen geotektonischen Positionen (PEARCE 1983). MORB: Mid Ocean Ridge Basalts.

Eine Unterscheidung alkalischer und tholeiitischer Schmelzen erfolgt auch hier durch die Betrachtung der Zr- und  $P_2O_5$ -Gehalte (vgl. Abb. 31a und Abb. 43). Während die Dykes, welche der Basaltgruppe IV zugeordnet wurden, tho-

leitiitische Zusammensetzungen aufweisen, handelt es sich bei den Olivinbasalten der Gruppe V offensichtlich um Alkaligesteine.

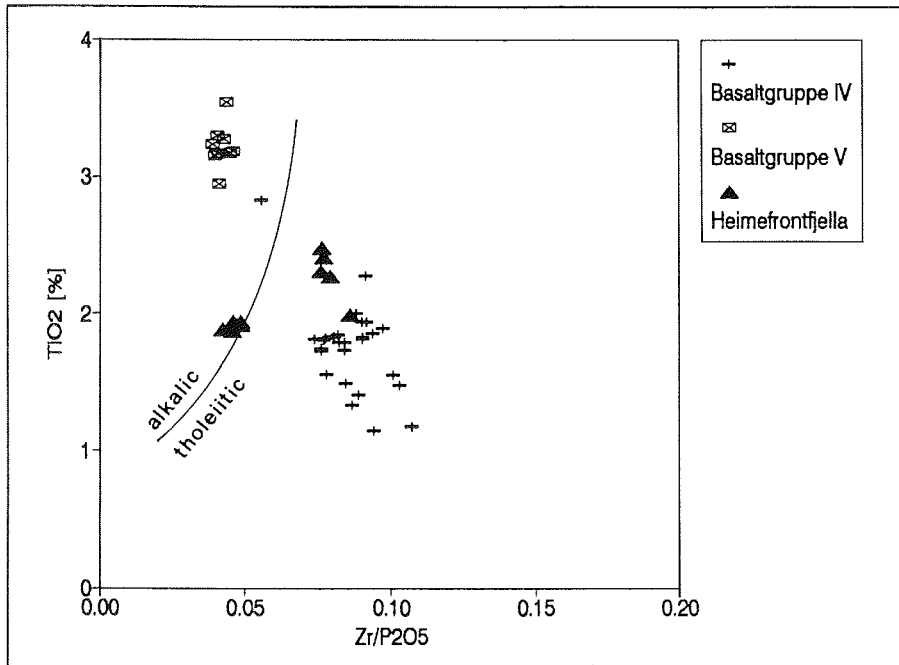


Abb. 43: TiO<sub>2</sub> (Gew.-%)-Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-Diagramm zur Unterscheidung tholeiitischer und alkalischer Magmatypen (FLOYD & WINCHESTER 1975).

In Abb. 42 wird der transitionale Charakter der Gruppe-IV-Basalte bezüglich ihrer geotektonischen Position deutlich. Alle Punkte liegen im MORB-Feld, schneiden jedoch sowohl das WPB- als auch das VAB-Feld. Ähnliche Ergebnisse liefern die Diagramme der Abb. 44 a - d: In den Diagrammen a, c und d erscheinen die Daten im Überschneidungsbereich der drei aufgeführten Basaltprovinzen; lediglich Abb. 44b weist sie allein als WPB aus.

Anders dagegen die Basalte der Gruppe V: Abb. 42 stellt ihre Datenpunkte im Feld der Intraplattenbasalte dar; sie überschneiden sich jedoch mit dem MORB-Bereich; die Diagramme der Abb. 44 a - d zeichnen sie aber eindeutig als Intraplattenbasalte aus.

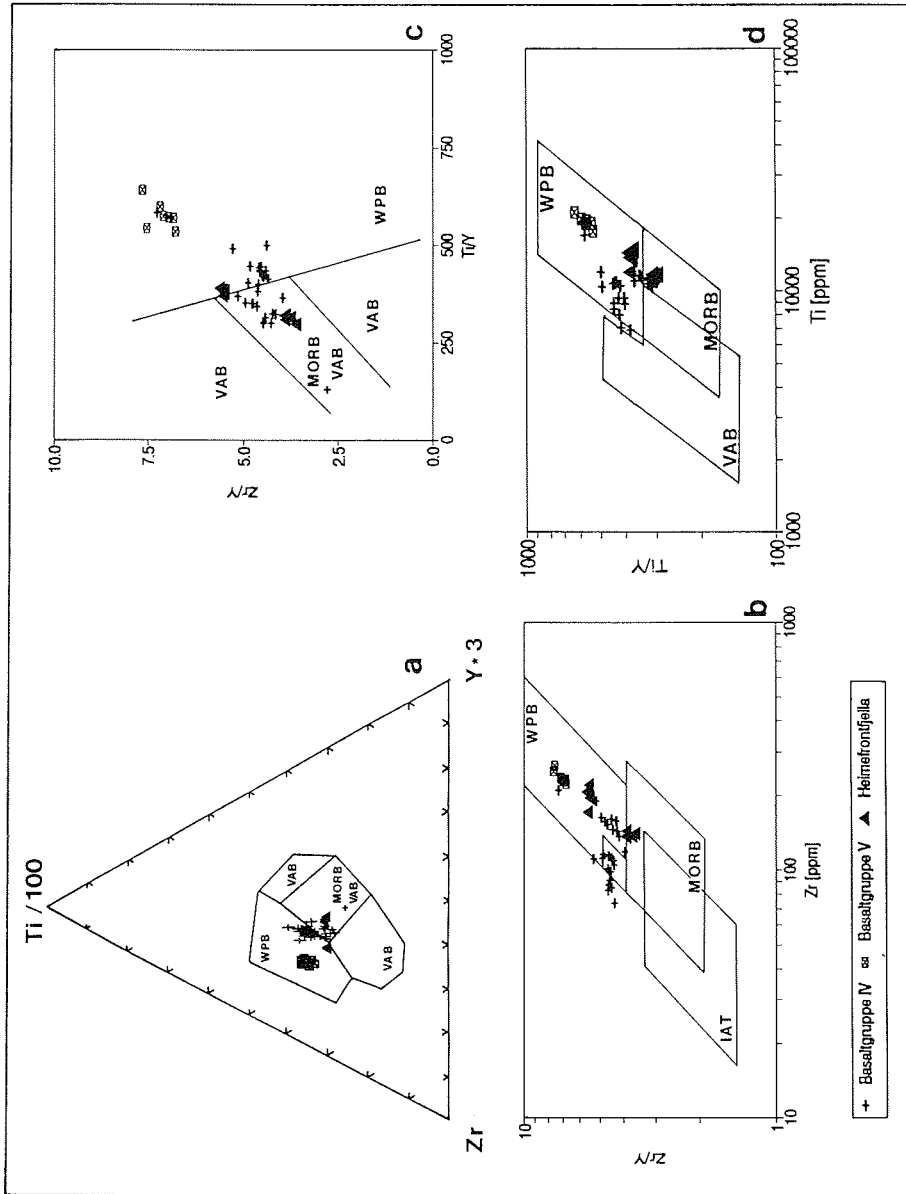


Abb. 44: Verschiedene Diagrammdarstellungen zur Diskriminierung der Basalte der Read Mountains und der Heimefrontfjella in Within Plate Basalts (WPB), Mid Ocean Ridge Basalts (MORB) oder Volcanic Arc Basalts (VAB) bzw. Island Arc Tholeiites (IAT). (a: PEARCE & CANN 1973; b: PEARCE & NORRY 1979; c: CANN & HEATH 1976, PEARCE & GALE 1977; d: PEARCE 1983.)

Die in Abb. 45 a u. b dargestellten Spider-Diagramme lassen weitere Aussagen zu:

- Die Basalte der Gruppe V zeigen eine Anreicherung aller Elemente außer Y und Cr. Der Grad der Anreicherung wächst von Ti bis Ba und von Sr bis Ba.
- Beide Kurven der Basaltgruppe V verlaufen im Bereich der immobilen Elemente identisch und weichen nur bei den mobilen Elementen K, Rb und Cr voneinander ab.
- Die Kurven der Basalte der Gruppe IV unterscheiden sich von denen der Gruppe V durch überwiegend niedrigere Elementanreicherungen, insbesondere jedoch durch nahezu einheitlich auftretende Phosphoranomalien und deutlich niedrigere Ba-Gehalte.
- Die Proben der Basaltgruppe IV weisen - insbesondere im Bereich der immobilen Elemente - ähnliche Kurvenverläufe auf, unterscheiden sich jedoch untereinander in ihren Anreicherungsgraden. Während die Proben der Dykes 1 und 7 (Abb. 45a, die beiden untersten Kurven) an den Elementen Cr bis P in Relation zum n-type-MORB leicht verarmt sind, zeigen die übrigen Gänge in diesem Bereich keine bis leichte Anreicherung. Erst ab Nb (soweit nachgewiesen) bis Rb und von Sr bis Rb ist eine zunehmende Anreicherung festzustellen.

Die hohe Anreicherung inkompatibler Elemente in den Basalten der Gruppe V ist nach PEARCE (1983) typisch für alkalische Intraplattenbasalte. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, daß die vergleichsweise hohe Anreicherung der mobilen Elemente K, Rb und Ba (und der dadurch angezeigte alkalische Charakter) auf sekundäre, postmagmatische Prozesse oder eventuell auch auf Kontamination durch Krustenmaterial zurückzuführen ist. Da sich jedoch die aus dem Spider-Diagramm und den Diskriminationsdiagrammen getroffenen Aussagen gegenseitig bestätigen, kann davon ausgegangen werden, daß der Chemismus der mafischen Dykes dieser Basaltgruppe dem Chemismus von WPB mit alkalischer Zusammensetzung eher entspricht als solchem mit tholeiitischer Zusammensetzung.

Keine oder nur geringe Elementanreicherungen von Cr bis P, verbunden mit mittleren bis hohen Anreicherungen der übrigen Elemente außer Sr, wie sie bei den Proben der Basaltgruppe IV zu beobachten sind, entsprechen nach PEARCE (1983) MORB-WPB-transitionalen Basalten. Die negative P-Anomalie ist möglicherweise auf eine Fraktionierung von Apatit zurückzuführen. Der im Vergleich zu den Basalten der Gruppe V geringere Anreicherungsgrad der inkompatiblen Elemente zeigt - auch hier unter der Voraussetzung primärer Gehalte - die eher tholeiitische Affinität der Basalte der Gruppe IV an, die auch in den Diskriminationsdiagrammen der Abb. 31a ( $P_2O_5$  - Zr) und der Abb. 43 zum Ausdruck kommt.

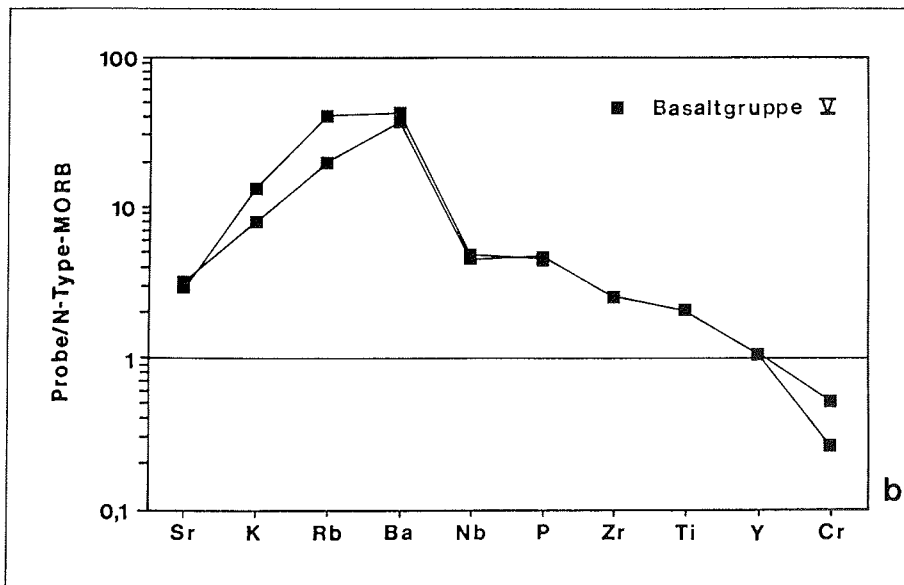
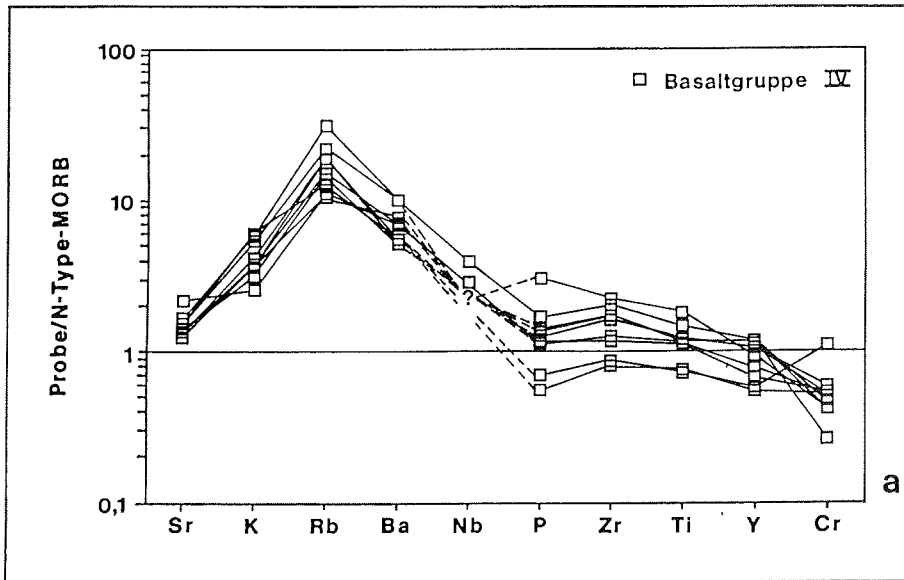


Abb. 45: Spider-Diagrammdarstellungen repräsentativer Analysen von Basaltproben der Gruppen IV und V (chemische Zusammensetzung des N-Type-MORBs nach PEARCE 1983).

Während die Daten der Basaltgruppe V sich durch ihre Position in den Diskriminationsdiagrammen der Abb. 31 - 35 und der Abb. 42 als eine mehr oder weniger dicht gedrängte Gruppierung deutlich von den Gängen der Gruppe IV abheben, zeigen die der Gruppe IV in denselben Darstellungen einen zusammenhängenden Differentiationstrend. Dieser läßt, ebenso wie die sehr ähnlichen Kurvenverläufe im Spider-Diagramm (Abb. 45a), den Schluß auf unterschiedlich hoch differenziertes Material eines für alle Dykes der Gruppe IV identischen Stamm-Magmas zu. Diese Aussage bleibt jedoch von hypothetischem Charakter, solange nicht nachgewiesen ist, daß die Dykes auch in einer entsprechenden Altersbeziehung zueinander stehen.

Die Gänge der Basaltgruppe V sind offensichtlich - aufgrund ihres abweichenden Chemismus - einer eigenen, vom Stamm-Magma der Gruppe IV verschiedenen Ausgangsschmelze zuzuordnen.

Unter der Voraussetzung, daß die Basalte der Gruppe IV tatsächlich eine Differentiationsreihe aus einem gemeinsamen Stamm-Magma darstellen, können weitere Überlegungen zum Fraktionierungsverhalten in der Schmelze angestellt werden. Das in Abb. 46 dargestellte Ni-MgO-Diagramm - auf die Ni-Cr-Darstellung wird hier aufgrund der hohen Cr-Mobilität in den Dykes der Read Mountains verzichtet - zeigt ebenfalls eine Differenzierung unterschiedlichen Ausmaßes. Die Proben der Basaltgruppe V liegen auch hier außerhalb des Trends. Proben mit MgO-Werten zwischen 7 und 8 Gew.-% sind nur gering differenziert und kommen nach MENGEL et al. (1987) der Zusammensetzung eines undifferenzierten Basalts direkter Mantelabstammung sehr nahe. Der Grad der Differenzierung steigt mit zunehmender MgO- und Ni-Verarmung an, welche möglicherweise auf eine Fraktionierung von Pyroxen und evt. Olivin zurückgeführt werden kann.

Ein Vergleich mit den Fraktionierungsvektoren nach PEARCE & NORRY (1979) in den Darstellungen TiO<sub>2</sub>-Zr und Y-Zr (Abb. 47 a und b) bestätigt, daß die Differentiationstrends auf eine Fraktionierung von Olivin, Pyroxen und darüberhinaus Plagioklas zurückzuführen sind.

Sekundäre Mineralumwandlungen lassen eine genaue quantitative petrographische Analyse des primären Mineralbestandes nicht mehr zu (Kapitel 2.1.). Aus diesem Grund sind auch die hier aufgezeigten Trends und vermuteten Mineralfraktionierungen nicht mit mikroskopisch bestimmten Mineralgehalten korrelierbar.

#### 2.2.3.3. Die mafischen Gänge der Heimefrontfjella / Westneuschwabenland

Aussagen zu den mafischen Dykes der Heimefrontfjella sind aufgrund der geringen Probenanzahl nur sehr begrenzt möglich. Differentiationstrends lassen sich aus den Proben zweier Gänge nicht ableiten.

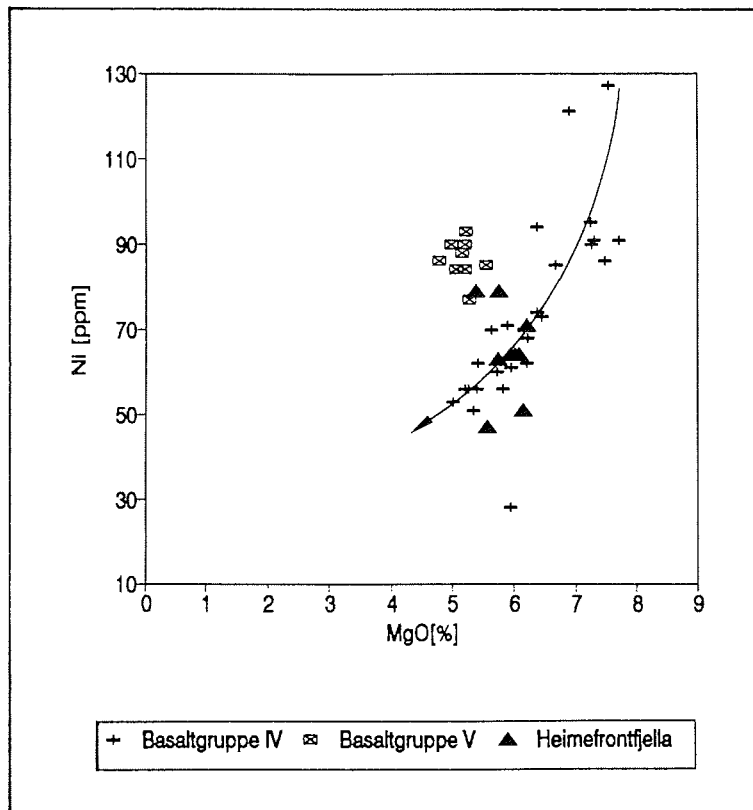


Abb. 46: Darstellung der Ni (ppm)- und MgO (Gew.-%)-Konzentrationen der Basaltproben der Read Mountains und der Heimefrontfjella. Der eingezeichnete Differentiationstrend (Pfeil) bezieht sich ausschließlich auf die Analysendaten der Basaltgruppe IV.

Die Analysedaten - soweit für die Interpretation von Interesse - sind in den Diagrammen der Gänge der Read Mountains mit dargestellt. Auffällig ist die geochemische Ähnlichkeit der Dykes der Heimefrontfjella zu den mafischen Gängen der Read Mountains, die in allen Diagrammdarstellungen zum Ausdruck kommt. Nach Abb. 31a ( $P_2O_5$ -Zr) und Abb. 43 weist der Gang HF I eine tholeiitische, HF II eher eine tholeiitische bis alkalische Zusammensetzung auf. Abb. 42 zeigt die Proben beider Dykes auf der basischen Seite im Überschneidungsbereich MORB-WPB. Die Zuordnung zu Basaltprovinzen läßt sich weiter differenzieren: In Abb. 44 a - d erscheinen die Proben des Ganges HF I als Intraplattenbasalte, z.T. transitional zu VAB oder MORB, die Proben des Ganges HF II dagegen liegen in den Feldern MORB+VAB oder MORB.



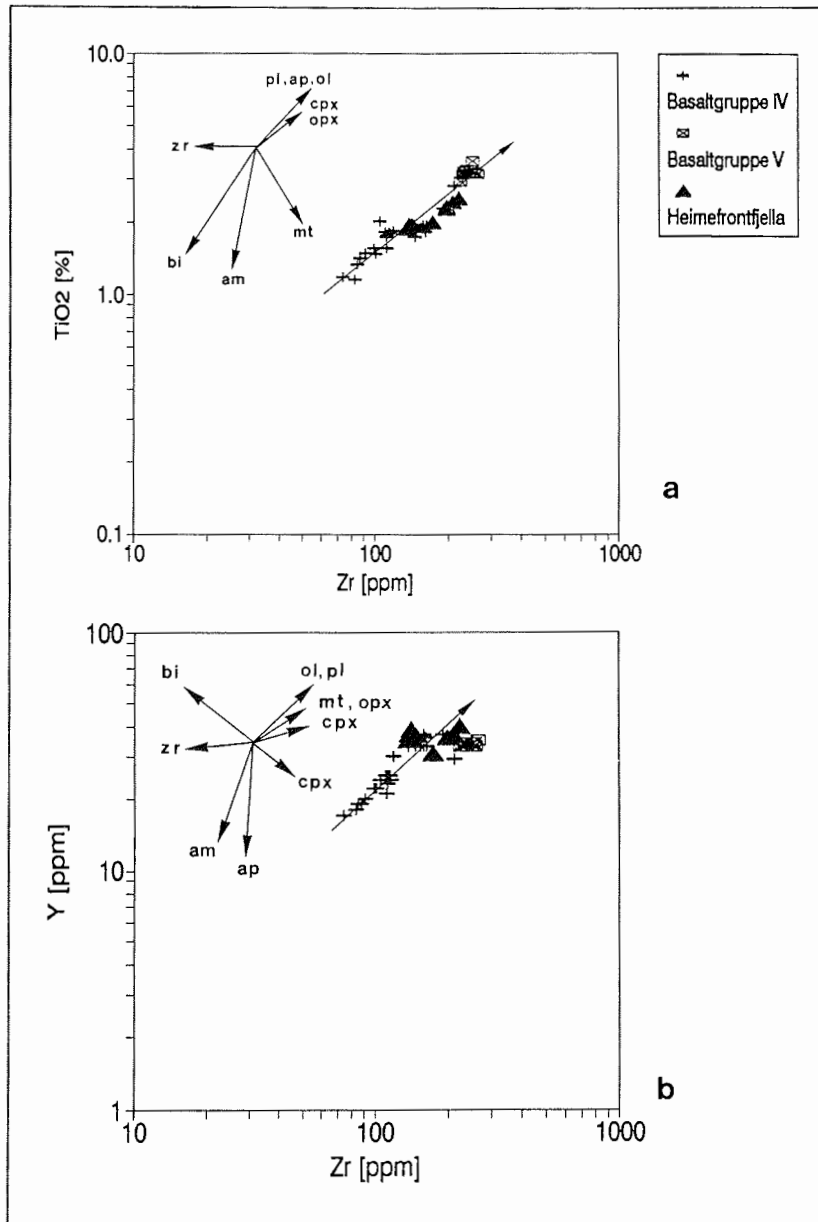


Abb. 47: Fraktionierungsverhalten in den Basaltgruppen der Read Mountains und der Heimefrontfjella dargestellt in den Digrammen TiO<sub>2</sub> (Gew.-%) gegen Zr (ppm) (a) und Y (ppm) gegen Zr (ppm) (b). Die Daten der Basaltproben der Gruppe IV lassen einen Differentiationstrend (Pfeil) erkennen, der auf eine Fraktionierung von Olivin, Pyroxen und Plagioklas zurückgeführt werden kann (Fraktionierungsvektoren nach PEARCE & NORRY 1979).

Im Spider-Diagramm (Abb. 48) sind beide Gänge gemeinsam dargestellt. Beide Kurven zeigen mit niedriger Anreicherung der Elemente Ti bis P und zunehmender Anreicherung von P bis Ba bzw. Sr bis Ba einen für tholeiitische bis tholeiitisch-alkalische Intraplattenbasalte typischen Verlauf. Der eher transitional-tholeiitisch-alkalische Charakter des Dykes HF II, der in den Diskriminationsdiagrammen (Abb. 31a, Abb. 43) zum Ausdruck kommt, zeigt sich im Spider-Diagramm durch die vergleichsweise höhere Anreicherung der Elemente Sr bis Ba, sofern die Unterschiede nicht auch hier eventuell auf deren Mobilität während sekundärer Überprägungen zurückzuführen sind. Primäre Unterschiede zeigen sich jedoch ebenfalls bei den wenig mobilen Elementen Ti, Zr und P. Aufgrund der Unterschiede im Chemismus können für beide Dykes verschiedene Stamm-Magmen vermutet werden.

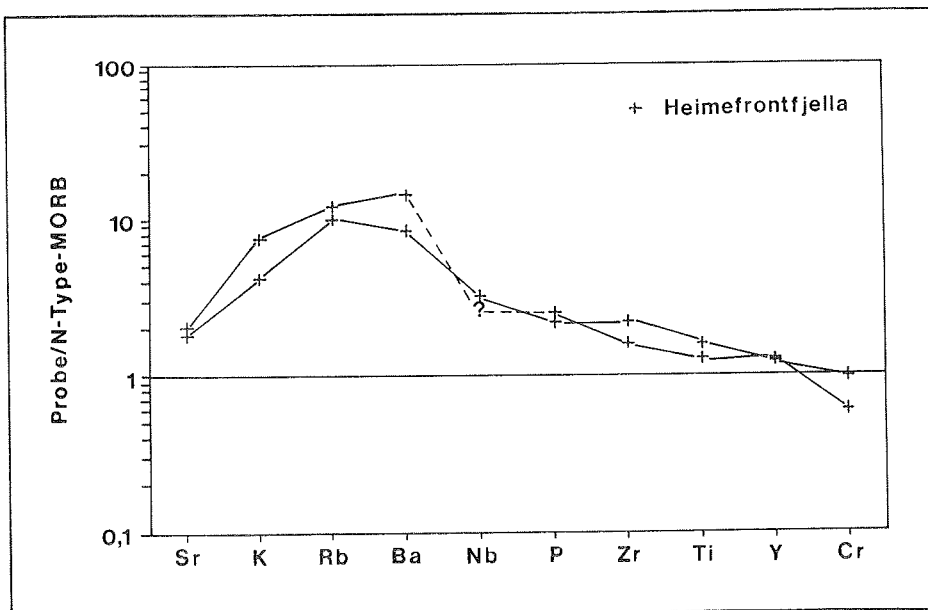


Abb. 48: Spider-Diagrammdarstellungen repräsentativer Analysen von Proben beider Basaltgänge der Heimfrontfjella (chemische Zusammensetzung des N-Type-MORBs nach PEARCE 1983).

Da tholeiitisch-alkalische WPB ebenso wie Basalte mittelozeanischer Rücken nach PEARCE (1983) in den Elementen Ti und Y nicht oder sehr gering angereichert sind, führt dieses in den Diagrammen der Abb. 44 zur MORB-Diskriminie-

rung der Proben des Dykes HF II. Der hohe Anreicherungsgrad der Elemente Zr bis Sr spricht jedoch gegen einen MORB-Chemismus.

#### 2.2.3.4. Diskussion der Ergebnisse

In den Ausführungen der vorangegangenen Kapitel wird deutlich, daß die aus den Auswertungsdiagrammen erzielten Aussagen oft mehrdeutig und nicht ohne Vorbehalte zu werten sind.

Fehlermöglichkeiten in der Interpretation ergeben sich aus

- einer eventuellen Kontamination durch kontinentales Krustenmaterial,
- der hohen Mobilität vieler Elemente während sekundärer Mineralumwandlungen,
- einer - wenn auch geringen - Mobilität der allgemein als immobil angesehenen Elemente insbesondere bei stofflich sekundär veränderten Proben,
- dem vermutlich proterozoischen Alter der Read Mountains-Basalte, durch das die Aussagekraft der verwendeten Diskriminationsdiagramme weiter eingeschränkt wird sowie
- aus der unbekanntem Altersstellung insbesondere der Basalte der Gruppe III und der einzelnen Read Mountains-Gänge bezüglich einer Ableitung von Differentiationstrends.

Unter Berücksichtigung dieser Unsicherheitsfaktoren zeichnet sich folgendes Bild ab:

Die Gangbasalte der nördlichen Shackleton Range sind genetisch von mindestens zwei verschiedenen Stamm-Magmen ableitbar. Während die Gänge der Basaltgruppe I alle einem eigenen Ausgangsmagma zuzuordnen sind, scheinen die Dykes der Basaltgruppen II und III unterschiedlich hoch differenzierte Produkte eines weiteren gemeinsamen Stamm-Magmas zu sein. Der abweichende Chemismus innerhalb der Basaltgänge der Gruppen II und III kann möglicherweise auf eine Fraktionierung von Magnetit, Olivin, Pyroxen und Plagioklas zurückgeführt werden; das Ausmaß der Differenzierung nimmt offensichtlich von den Gängen der nördlichen Haskard Highlands über die Lagrange Nunataks bis hin zu den Dykes der Herbert Mountains zu (vgl. gestrichelte Fraktionierungsvektoren in Abb. 31 - 35 sowie Abb. 40).

Diese Interpretation der eigenen Daten wird unterstützt durch die bereits angeführten geochemischen Untersuchungen an denselben mafischen Gängen, die parallel am Geochemischen Institut der Universität Göttingen durchgeführt wurden. Die dort von TECHMER et al. (im Druck) ermittelten Verteilungen (Spider-Diagramme) der Seltene-Erden-Elemente (REE) bestätigen ebenfalls die chemische Ähnlichkeit der Basalte der Gruppe I zum einen und der Basalte der Gruppen II und III zum anderen. Auch hier ist ein Basalt der Herbert Mountains (Dyke 27) bei einem sehr ähnlichen Kur-

venverlauf höher angereichert als die Basalte der Haskard Highlands. Die bei allen Proben erkennbaren deutlichen negativen Eu-Anomalien führen TECHMER et al. (im Druck) auf unterschiedlich ausgeprägte Plagioklasfraktionierung zurück. Aus der dort ebenfalls festgestellten Mg-, Ni- und Cr-Verarmung wird auf Pyroxen- und eventuell Olivin- und Spinellfraktionierung geschlossen.

Aus verschiedenen Stamm-Magmen lassen sich auch die Gruppen IV und V der Read Mountains-Basalte ableiten. Die Basalte der Gruppe V liegen in den meisten Darstellungen außerhalb des Trends der Proben der Basaltgruppe IV und zeichnen sich darüberhinaus durch andere Verteilungsmuster in der Spider-Diagrammdarstellung aus. Der einheitliche Trend innerhalb der Gruppe IV sowie ähnliche Kurvenverläufe bei unterschiedlich hohen Anreicherungen im Spider-Diagramm lassen ein genetisch einheitliches Ausgangsmagma bei unterschiedlich hoher Differenzierung des Gangmaterials vermuten. Hier kann eine Fraktionierung von überwiegend Olivin, Pyroxen und Plagioklas angenommen werden. Eine Fraktionierung von Plagioklas deutet sich nach TECHMER et al. (im Druck) auch durch Eu-Anomalien in der REE-Verteilung an. Der Unterschied zwischen beiden Basaltgruppen wird in der REE-Verteilung durch die etwas höhere Anreicherung der LREE (Sm bis La) bei der Basaltgruppe V deutlich.

Wenig eindeutig ist die Zuordnung der Basaltgruppen zu bestimmten geotektonischen Environments. Mit Ausnahme der Proben der Basaltgruppe V zeigen die Gesteine aller übrigen Gruppen chemische Zusammensetzungen, die zwischen mehreren Positionen vermitteln bzw. auf mehr als eine Position hinweisen.

So entspricht der Chemismus der Basalte der Gruppe I am ehesten dem tholeiitischer bis alkalischer WBP oder tholeiitischer MORB bis WPB (vgl. Kapitel 2.2.3.1.). PEARCE (1983) hebt hervor, daß sowohl kontinentale Flutbasalte als auch Basalte, die während einer beginnenden Ozeanöffnung aufsteigen, aufgrund ihres sehr komplexen Chemismus nicht immer den erwarteten WPB-Charakter zeigen. Ein MORB-ähnlicher Chemismus bei offensichtlich kontinentalen Intraplattenbasalten, wie er im vorliegenden Fall annäherungsweise erkennbar ist, kann möglicherweise hierauf zurückgeführt werden.

Die Basalte der Gruppen II und III, deren gemeinsamer Trend in vielen Diagrammen (vgl. Kapitel 2.2.3.1.) eine genetische Verwandtschaft als wahrscheinlich erscheinen läßt, zeigen transitionale bis alkalische Affinitäten. Diskriminiert werden sie - je nach Art der Diagrammdarstellung - als Intraplattenbasalte, Vulkanbogenbasalte, oder aber sie nehmen eine Zwischenstellung zwischen diesen beiden ein. Die Multielementdarstellung der Spider-Diagramme zeigt im wesentlichen einen für WPB typischen Verlauf; die negative Nb-Anomalie kann allerdings auch auf Vulkanbogen-Magmatismus hinweisen. Nach PEARCE (1983) treten solche WPB-VAB-transitionale Gesteine bevorzugt in Bereichen kontinentaler Riffe oberhalb von Subduktionszonen oder in

Kollisionszonen auf. Insbesondere auf "ausgedünnter" kontinentaler Kruste entstehen durch die sub-kontinentale Lithosphäre, die als Reservoir für Schmelzen mit Vulkanbogen-, Intraplatten- und alkalischem Chemismus dienen kann, Komplikationen, die eine eindeutige chemische Zuordnung zu bestimmten geotektonischen Provinzen nicht zulassen. Da diese Situation ebenso bei kontinentalen Flutbasalten möglich ist, kann auch im vorliegenden Fall keine eindeutige Entscheidung vorgenommen werden. Als am wahrscheinlichsten erscheint eine kontinentale Intraplattenposition; eine Subduktionsbezogenheit ist aufgrund des geologischen Umfeldes, insbesondere des Fehlens assoziierter intermediärer Magmatite in der nördlichen Shackleton Range, unwahrscheinlich.

Auf Intrusionen in Flutbasalt-Provinzen mit eventuell stark ausgedünnter Lithosphäre können nach PEARCE (1983) auch die in Diskriminationsdiagrammen (vgl. Kapitel 2.2.3.2.) zwischen WPB, VAB und MORB vermittelnden Tholeiite der Gänge der Gruppe IV zurückgeführt werden. Mehrere Interpretationsmöglichkeiten sind jedoch möglich:

- a) Der in vielen Diskriminationsdiagrammen gemeinsame Trend sowie die Ähnlichkeit der Kurven in den Spider-Diagrammdarstellungen täuschen eine genetische Zusammengehörigkeit lediglich vor. In diesem Fall könnten, da genaue Intrusionsalter nicht bekannt sind, die Basalte tatsächlich auf sehr unterschiedliche geotektonische Ereignisse zurückgehen.
- b) Die Basalte der Gruppe IV besitzen eine gemeinsame Abstammung; chemische Unterschiede sind auf Differentiationsprozesse zurückzuführen. Diese Möglichkeit erscheint nach den Ausführungen in Kapitel 2.2.3.2. als sehr wahrscheinlich. In diesem Fall besitzen die Basalte den aufgezeigten transitionalen Charakter, der besonders bei kontinentalen Flutbasalten angetroffen werden kann.
- c) Eine eindeutige Zuordnung zu geotektonischen Positionen ist deshalb nicht zu erreichen, weil eine Diskriminierung der vermutlich proterozoischen Basalte in den verwendeten Diagrammen aufgrund von möglichen Unterschieden zwischen rezemem und präkambrischem geodynamischem Geschehen nicht durchführbar ist.

Der unter c) genannte Aspekt ist bereits mehrfach angesprochen worden und betrifft ebenso die Basalte der Gruppe V. Da jedoch die Proben der Basaltgruppe V in allen Darstellungen übereinstimmend alkalischen Intraplattenbasalten zugeordnet werden, erscheint diese Aussage als verhältnismäßig gesichert.

Die mafischen Gänge der Heimefrontfjella besitzen einen für tholeiitische bis tholeiitisch-alkalische Intraplattenbasalte typischen Chemismus. Die chemische Ähnlichkeit zu den Dykes der Read Mountains läßt vergleichbare geotektonische Verhältnisse vermuten. Endgültige Aussagen sind je-

doch aufgrund der geringen Probenzahl von nur zwei beprobten Gängen nicht möglich.

#### 2.2.4. Zusammenfassung der geochemischen Untersuchungsergebnisse

Die Interpretation der geochemischen Daten beruht wesentlich auf einer Auswertung weitgehend immobilier Elemente. Diese Vorgehensweise ist aufgrund der überwiegend deutlichen sekundären Veränderung der Basalte notwendig und schließt die Anwendung einiger Diagrammdarstellungen zur Diskriminierung und Normberechnungen aus. Eine qualitative Abschätzung der Mobilität erfolgt durch die Korrelation der einzelnen Elemente mit dem als immobil geltenden Element Zr. Als wenig mobil erweisen sich hierbei lediglich die Elemente P, Mg, Ti, Mn, Zr, Y, Ni und Nb, bei den Ganggesteinen der Read Mountains darüberhinaus Al und Fe, bei denen der nördlichen Shackleton Range auch noch Cr und V.

Die bisher auf petrographischen Kriterien beruhende Untergliederung in fünf verschiedene Basaltgruppen zeigt sich weitgehend auch in geochemischen Gemeinsamkeiten der den einzelnen Gruppen zugeordneten Gänge. Dies trifft insbesondere für die Basaltgruppen I, IV, und V zu. Die Einteilung in die Gruppen II und III, die petrographisch wesentlich auf dem unterschiedlichen Ausmaß sekundärer Mineralveränderungen beruht, ist geochemisch weniger gut nachvollziehbar, vielmehr scheinen die Proben beider Gruppen, geochemisch zusammengehörig, einem gemeinsamen Differentiations-trend zu folgen. Die Proben der Basaltgruppe IV zeigen ebenfalls einen deutlichen, kontinuierlichen Trend.

Der häufig festgestellte transitionale Charakter der Basaltproben aller Gruppen (mit Ausnahme der Gruppe V) sowie die teilweise unsicheren Intrusionsalter (Kapitel 2.3. und 2.4.), insbesondere der Gänge der Gruppen III, IV und V, lassen eine eindeutige Aussage bezüglich eventueller Differentiationstrends und eine sichere Zuordnung zu geotektonischen Positionen nicht zu. Unter der Prämisse, daß die Basalte der Gruppen II und III einerseits und diejenigen der Gruppe IV andererseits genetisch jeweils zusammengehören - entsprechende Hinweise ergeben sich aus den Diagrammdarstellungen - sowie bei Nichtberücksichtigung des vermutlich proterozoischen Alters der Gänge der Read Mountains, das aufgrund der möglichen Unterschiede zwischen rezenten und präkambrischen geodynamischen Prozessen zu weiteren Komplikationen bei der Interpretation führen könnte, erscheint folgende Deutung der geochemischen Daten als am wahrscheinlichsten:

Unterschieden werden vier genetisch voneinander unabhängige Suiten, die jeweils einem eigenen Stamm-Magma zuzuordnen sind:

- a) Stamm-Magma I (proterozoisch?)  
Dieser Ausgangsschmelze entstammen die Read Mountains-Basalte der Basaltgruppe V. Es handelt sich um Gesteine alkalischer Affinität, die einem Intraplattenvulkanismus zuzuordnen sind.
- b) Stamm-Magma II (proterozoisch?)  
Einer weiteren - möglicherweise ebenfalls proterozoischen - Ausgangsschmelze sind die Dykes der Basaltgruppe IV zuzuordnen. Sie weisen die tholeiitische Zusammensetzung kontinentaler Flutbasalte auf und sind in unterschiedlichem Ausmaß differenziert. Die Differenzierung kann auf eine Fraktionierung von Olivin, Pyroxen und Plagioklas zurückgeführt werden.
- c) Stamm-Magma III (paläozoisch?)  
Auf diese Mutterschmelze gehen die Ganggesteine der Basaltgruppen II und III zurück. Bei ihnen handelt es sich um transitionale bis alkalische kontinentale Intraplattenbasalte, die, beginnend bei den Gängen der nördlichen Haskard Highlands über die Lagrange Nunataks bis hin zu den Dykes der Herbert Mountains, zunehmend höher differenziert sind. Hier kann eine Fraktionierung von Magnetit, Olivin, Pyroxen und Plagioklas angenommen werden.
- d) Stamm-Magma IV (mesozoisch?)  
Dieser Schmelze entstammen die Gänge der Basaltgruppe I. Sie entsprechen in ihrer chemischen Zusammensetzung - kaum differenziert - nahezu einer Schmelze direkter Mantelabstammung. In den Diagrammdarstellungen als Tholeiite ausgewiesen, stellen sie entweder kontinentale Flutbasalte oder aber Intraplattenbasalte dar, die in Verbindung mit Riftprozessen stehen.

Aussagen zu den mafischen Gängen der Heimfrontfjella sind aufgrund der geringen Probenanzahl nur begrenzt möglich. Beide beprobten Dykes weisen eine für tholeiitische bis tholeiitisch-alkalische Intraplattenbasalte typische Zusammensetzung auf. Differenzen im Chemismus, die sowohl in den Diskriminations- als auch in den Spider-Diagrammen zum Ausdruck kommen, lassen eventuell auf unterschiedliche Stamm-Magmen schließen.

### 2.3. Isotopengeochemische Bestimmung von Mineral- und Gesamtgesteinsaltern der Gänge

Neben petrographischen, geochemischen und paläomagnetischen Untersuchungen umfaßte das Arbeitsprogramm die isotopengeochemische Datierung einer Auswahl der Shackleton Range-Dykes. Die Wahl des Datierungsverfahrens fiel zunächst auf die Sm-Nd-Methode. Diese erschien aufgrund der besonders geringen Mobilität der Seltene-Erden-Elemente in sekundär umgewandeltem Gesteinsmaterial besonders geeignet. Nach ersten vorbereitenden petrographischen und geochemischen Untersuchungen wurden deshalb für die Sm-Nd-Isotopenmessungen, die am Zentrallaboratorium für Geochronologie (ZLG) der Universität Münster erfolgten, vier Dykes der Read Mountains sowohl tholeiitischer als auch alkalibasaltischer Zusammensetzung ausgewählt. Durch Messung der Sm- und Nd-Isotopen an jeweils zwei Gesamtgesteinsproben je Gang sollte die Eignung dieser Methode für das vorliegende Gesteinsmaterial geprüft werden. Aus Gründen, die im Kapitel 2.3.3. näher erläutert werden, führten die Versuchsmessungen jedoch nicht zu dem gewünschten Erfolg.

Nach der Beendigung der Arbeiten am ZLG erfolgte die Datierung verschiedener Dykes nach der K-Ar-Methode. Ein Teil der Probenaufbereitung und die Messung der K-Gehalte und Ar-Isotopen wurden am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre (IGDL) der Universität Göttingen durchgeführt. Um die Verlässlichkeit der ermittelten Altersdaten auch an sekundär überprägtem Gesteinsmaterial abschätzen zu können, wurden über Gesamtgesteinsproben hinaus Plagioklas-, Pyroxen- und Biotitpräparate gemessen. Die Herstellung der Mineralpräparate erfolgte am Geologischen Institut der RWTH Aachen. Da nur eine begrenzte Anzahl an Datierungen möglich war und diese insbesondere einer zeitlichen Zuordnung paläomagnetisch ermittelter Polpositionen (vgl. Kapitel 2.4.) diene, wurden schwerpunktmäßig die Dykes der nördlichen Shackleton Range bearbeitet. Eine K-Ar-Datierung der Read Mountains-Basalte, deren paläomagnetische Bearbeitung zu keinen verwertbaren Ergebnissen führte, mußte auf einen Gang beschränkt bleiben.

#### 2.3.1. Methodik

Die Probenaufbereitung erfolgte in mehreren Schritten. Nach dem Abtrennen von Verwitterungskrusten und einer groben Zerkleinerung der Handstücke im Backenbrecher wurden die Proben in einer Scheibenschwingmühle jeweils kurzzeitig gemahlen und nach jedem Mahlvorgang zur Gewinnung von Kornfraktionen abgeseibt. Von jedem Handstück wurde zusätzlich eine Gesamtgesteinsprobe analysefein gemahlen.

Zur Gewinnung der Mineralpräparate für die K-Ar-Altersbestimmungen wurden Fraktionen der Korngrößen 500 - 315  $\mu$ m, 315 - 250  $\mu$ m, 250 - 125  $\mu$ m, 125 - 63  $\mu$ m und <63  $\mu$ m hergestellt, zur Reinigung mit entionisiertem Wasser geschlämmt und im Ultraschallbad gewaschen. Die Auswahl der



für die Mineralanreicherung jeweils geeigneten Kornfraktion erfolgte nach einer optischen Beurteilung der Plagioklasse und Pyroxene. Zur weiteren Bearbeitung gelangten wahlweise die Fraktionen 315 - 250  $\mu$ m oder 250 - 125  $\mu$ m (vgl. Tab. 10).

Die Anreicherung der Plagioklasse und Pyroxene erfolgte mit einem FRANTZ-Magnetscheider. Während sich auf diese Weise sehr reine Plagioklaspräparate gewinnen ließen, wiesen die Pyroxene einiger Proben Verwachsungen mit Plagioklasresten auf. In solchen Fällen wurden die Mineralpräparate mit einem Achat-Handmörser vorsichtig zerrieben und der Plagioklas in einer Bromoform-Lösung abgetrennt. Dadurch konnten auch die Pyroxene sehr hoch angereichert werden.

Der Versuch, mit Hilfe eines "Mica Jets" Biotit zu separieren, scheiterte am niedrigen Biotit-Gehalt der Proben und an dessen zu geringen Korngrößen.

Die Mineralpräparate wurden wiederum im Ultraschallbad mit entionisiertem Wasser gereinigt und optisch (Binokular) sowie röntgendiffraktometrisch begutachtet.

Die in Münster zum Zweck der Sm-Nd-Altersbestimmung zerkleinerten Proben der Read Mountains-Dykes wurden in die Fraktionen 180 - 100  $\mu$ m, 100 - 80  $\mu$ m, 80 - 60  $\mu$ m und <60  $\mu$ m abgeseibt und auf dieselbe Weise wie oben beschrieben gesäubert.

Da ursprünglich an eine Ermittlung der Alter durch Mineral-Isochronen (neben Gesamtgestein) gedacht war, wurde bei einer Probe mit der Herstellung eines Biotitpräparates begonnen (Fraktion 180 - 100  $\mu$ m). Aufgrund des geringen Biotitgehaltes der Gesteinsprobe und der auch hier nur sehr geringen Korngröße des Biotits konnte unter hohem zeitlichen Aufwand mittels Magnetscheider, Schwereretrennung in verschiedenen Schwerelösungen unterschiedlicher Dichte, Ausnutzung der elektrostatischen Eigenschaften und der Kornform (elektrostatische Haftung in Kunststoffbehältern, Abrollverhalten auf einer schrägen Glasplatte oder Papier) lediglich eine Anreicherung von ca. 50 % erreicht werden. Mit einer Präpariernadel gelang es unter dem Binokular, wenige Milligramm reinen Biotits zu separieren.

Da die Arbeiten am ZLG in Münster vorzeitig beendet werden mußten, wurde zu einem späteren Zeitpunkt die Ar-Isotopie der Biotite am IGDL in Göttingen massenspektrometrisch bestimmt. Für die Messung des Kalium-Gehaltes war die vorhandene Menge jedoch nicht ausreichend, so daß ein Alter lediglich abgeschätzt werden kann (s.u.).

Die Bestimmung der Ar-Isotopie erfolgte im Isotopenverdünnungsverfahren mit einem Edelgas-Massenspektrometer der Firma Vacuum Generators (VG 1200 C, 60° Ionenstrahlableitung). Als Spike diente hochreines  $^{39}\text{Ar}$  (SCHUMACHER 1975). Die extrahierten Gase wurden mit Titan-Getteröfen gereinigt.

In jeder Meßreihe wurden 14 Proben unbekanntes Alters und zwei Biotitstandards HD-B1, gegen die der Spike kalibriert wurde (FUHRMANN et al. 1987), gemessen. Vor jeder Meßreihe

wurde für die verwendeten Titan-Getteröfen ein aktueller Blankwert bestimmt. Die Isotopie des Blank-Argons entspricht in ihrer Zusammensetzung der des natürlich vorkommenden Luft-Argons.

Die Menge des radiogenen  $^{40}\text{Ar}^*$  errechnet sich aus der bekannten Ar-Isotopie der Atmosphäre, der Ar-Isotopie und der genau bekannten Menge des verwendeten Spikes, der ermittelten Ar-Isotopie der Probe unter der Verwendung der Formel nach DALRYMPLE & LANPHERE (1969: 57) sowie der Zerfallskonstanten der "Subcommission on Geochronology" (STEIGER & JÄGER 1977). Der durchschnittliche Fehler für die Bestimmung der Ar-Isotopie wurde im Göttinger Labor mit 0,82 % für Biotitstandards gemessen und pauschal mit 1 % für unbekannte Altersproben angesetzt. Die Bestimmung der  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte erfolgte in Doppelbestimmung auf naßchemischem Wege mit einem Flammen-AAS der Firma Perkin Elmer (Typ 400) gegen Eichlösungen. Eine genaue Beschreibung der in Göttingen gebräuchlichen K-Ar-Meßmethodik einschließlich einer Fehlerbetrachtung zur Abschätzung des Gesamtfehlers erfolgt in WEMMER (1991).

Die massenspektrometrische Analyse der Sm- und Nd-Isotopien wurde an einem Teledyne Typ: NBS 12" 90° Festkörpermassenspektrometer vorgenommen. Vorher wurde das abgewogene Gesteinspulver in Flußsäure gelöst und mit einem Sm-Nd-Mischspike versetzt. In zwei Arbeitsgängen erfolgte dann mittels eines Katalysatorharzes zunächst die Abtrennung der Seltene-Erden-Elemente mit HCl, anschließend des Samariums und Neodyms mit Buttersäure (alpha-HIBA).

Die gemessenen Isotopenverhältnisse wurden einer Fraktionierungskorrektur unterzogen ( $^{149}\text{Sm}/^{152}\text{Sm} = 0,516826$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm} = 0,560810$ ;  $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 1,141737$ ;  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,721906$ ).

Die Bestimmung der Probenalter aus den ermittelten K-Ar- und Sm-Nd-Daten erfolgte - soweit möglich - nach den allgemeinen Altersgleichungen. Auf eine Herleitung der Grundlagen isotopengeochemischer Altersbestimmungen wird hier verzichtet und auf die Literatur verwiesen. Ausführliche Darstellungen finden sich z.B. in DALRYMPLE & LANPHERE (1969), FAURE (1986) und JÄGER & HUNZIKER (1979).

### 2.3.2. Ergebnisse der K-Ar-Messungen und deren Diskussion

Datiert wurden die drei Dykes der Basaltgruppe I (Lagrange Nunataks), drei Dykes der Basaltgruppe II (jeweils einer aus den nördlichen Haskard Highlands, den Lagrange Nunataks und den Herbert Mountains) und ein Dyke der Basaltgruppe V (Read Mountains). An insgesamt drei Gängen der Basaltgruppen I und II wurden neben Gesamtgesteinsmessungen Mineralalter von Plagioklasen und Pyroxenen bestimmt. An einem Biotit-Präparat des Read Mountains-Dykes (Basaltgruppe V) konnte die Argon-Isotopie ermittelt werden. Die Ergebnisse der Messungen und die errechneten K-Ar-Alter sind zusammen mit den 2-Sigma-Fehlern in Tabelle 10 angegeben. Weitere Daten zur K-Ar-Altersbestimmung sind

in Anhang C aufgeführt.

Die bisherige Vermutung, daß die Dykes dieser Basaltgruppen, wie in den vorangegangenen Kapiteln dargelegt, unterschiedlichen Generationen angehören, wird durch die K-Ar-Datierungen bestätigt.

Die an den Gesamtgesteins- und Mineralpräparaten der Dykes 16a und 16b (Basaltgruppe I) ermittelten Alter überschneiden sich jeweils innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen und ergeben Werte um 180 Ma. Ein vergleichbar hohes Alter wurde auch an der Gesamtgesteinsprobe aus Dyke 25 (ebenfalls Basaltgruppe I) ermittelt (Tab. 10).

Im Gegensatz dazu treten zwischen Mineral- und Gesamtgesteinsaltern der Basaltprobe aus Dyke 15 (Basaltgruppe II) deutliche Differenzen auf (Tab. 10). Der Vergleich zeigt, daß sich aus den Isotopenbestimmungen des Pyroxen-Präparates das höchste Alter (ca. 370 Ma), aus denen des Plagioklas-Präparates das niedrigste Alter (ca. 280 Ma) ergibt.

Bereits in den Dünnschliff-Untersuchungen wurde der hohe Serizitisierungsgrad der Plagioklase dieses paläozoischen Basaltganges deutlich. Auch eine röntgendiffraktometrische Analyse dieses Plagioklas-Präparates vor der K- und Ar-Bestimmung ergab einen deutlichen Serizit-Anteil. Bei dem Pyroxen-Präparat konnte röntgendiffraktometrisch dagegen ein fast 100 %iger Reinheitsgrad festgestellt werden, eine Verunreinigung durch andere K-tragende Minerale wie z.B. Hornblende kann ausgeschlossen werden. Diese Ergebnisse zeigen, daß das K-Ar-Alter des Plagioklases aus dem paläozoischen Dyke 25 durch eine spätere Serizitisierung herabgesetzt worden ist, während das Pyroxen-Alter, da auch hier eine Herabsetzung nicht mit Sicherheit auszuschließen ist, ein Minimumalter darstellt, welches jedoch dem wahren Intrusionsalter des Dykes mit großer Wahrscheinlichkeit sehr nahe kommt. Der Zeitpunkt der Serizit-Bildung ist jünger als das an dem Plagioklaspräparat ermittelte Alter, so daß dieses als Mischalter zwischen der Bildung des Plagioklas und der Serizitisierung zu betrachten ist. Das Gesamtgesteinsalter liegt konsequent zwischen beiden Mineralaltern. Dieses Bild läßt vermuten, daß auch die übrigen Gesamtgesteinsalter der Dykes 24 und 27 (Basaltgruppe II) infolge sekundärer Mineralveränderungen herabgesetzt sind und somit Minimumalter darstellen, die einige Ma jünger sein können als die wahren Abkühlungsalter der Gänge.

Anders als bei den Plagioklasen der Gesteinsprobe aus Dyke 25 lassen röntgendiffraktometrische Untersuchungen an den beiden Feldspat-Präparaten des Probenmaterials der mesozoischen Dykes keinen Serizitanteil erkennen. Verunreinigungen der Pyroxen-Präparate durch andere K-tragende Minerale können röntgendiffraktometrisch ebenfalls ausgeschlossen werden. Deshalb - und aufgrund der guten Übereinstimmung der Analysenergebnisse der Gesamtgesteins-, Plagioklas- und Pyroxen-Präparate - kann davon ausgegangen werden, daß die ermittelten Alter der Dykes der Basaltgruppe I den tatsächlichen Abkühlungsaltern der Gänge sehr nahe kommen.

Tab. 10: Ergebnisse der K-Ar-Altersbestimmungen. (Fehlerangabe: 2 Sigma; NHH = nördliche Haskard Highlands; LN = Lagrange Nunataks; HM = Herbert Mountains; RM = Read Mountains)

Probenbezeichnung	Dyke-Nr.	Fraktion µm	K <sub>2</sub> O Gew.-%	<sup>40</sup> Ar* nl/g STP	<sup>40</sup> Ar* %	Alter Ma	Fehler Ma
XIV/1 Gesamtgestein	16a(LN)	-	0,88	5,34	75,42	179,2	4,9
XIV/1 Plagioklas	16a(LN)	125-250	0,62	3,85	94,40	182,9	11,3
XIV/1 Pyroxen	16a(LN)	125-250	1,81	11,12	97,26	181,2	4,4
XIX/3 Gesamtgestein	16b(LN)	-	0,84	5,02	76,62	176,6	4,7
XIX/3 Plagioklas	16b(LN)	250-325	0,20	1,24	91,61	182,1	8,2
XIX/3 Pyroxen	16b(LN)	250-325	1,51	9,11	97,10	178,0	3,7
XX/3 Gesamtgestein	25 (LN)	-	0,74	4,49	50,56	179,1	7,2
XIII/1 Gesamtgestein	15 (LN)	-	2,23	27,97	95,03	352,3	7,5
XIII/1 Plagioklas	15 (LN)	125-250	1,44	14,10	97,74	280,8	6,5
XIII/1 Pyroxen	15 (LN)	125-250	1,60	21,16	97,76	369,7	4,2
XVIII/1 Gesamtgestein	24 (NHH)	-	0,90	13,21	48,04	406,0	16,9
XXI/4 Gesamtgestein	27 (HM)	-	2,45	37,90	96,71	425,6	9,1
V Gesamtgestein	5 (RM)	-	1,22	39,62	90,05	800,5	15,8
AS 33 Biotit	5 (RM)	100-180	-	579,74	98,91	(1250-1350)	

Folgende Intrusionszeiträume können deshalb für die untersuchten Dykes angenommen werden:

Dykes 16a, 16b, 25 (Basaltgruppe I): mittlerer Jura  
 Dykes 15, 24 (Basaltgruppe II): mittleres und unteres Devon  
 Dyke 27 (Basaltgruppe II): unteres Silur

Die K-Ar-Datierung des Read Mountains-Dykes (Dyke 5) ergab ein Gesamtgesteinsalter von ca. 800 Ma (Tab. 10). Die in den Read Mountains festgestellten Anzeichen einer sehr niedriggradigen bis niedriggradigen Metamorphose der Dykes, die möglicherweise auf den Einfluß der Ross-Orogenese zurückzuführen sind, lassen dieses Alter als primäres Abkühlungsalter der Intrusion ausschließen. Glaubwürdiger ist dagegen eine Datierung des primärmagmatischen und, soweit optisch erkennbar, unveränderten Biotits. Die separierte Menge des Biotits war jedoch weder für eine Bestimmung des K-Gehaltes noch für eine röntgendiffraktometrische Kontrolluntersuchung ausreichend. Lediglich die Menge des radiogenen <sup>40</sup>Ar\* konnte bestimmt werden (Tab. 10). Legt man für eine Altersabschätzung K<sub>2</sub>O-Gehalte des Biotits zwischen 9 und 10 Gew.-% zugrunde, errechnen sich für diesen folgende Alter:

9,0 Gew.-% K <sub>2</sub> O:	1345,2 Ma
9,2 Gew.-% K <sub>2</sub> O:	1324,5 Ma
9,4 Gew.-% K <sub>2</sub> O:	1304,4 Ma
9,6 Gew.-% K <sub>2</sub> O:	1284,9 Ma
9,8 Gew.-% K <sub>2</sub> O:	1266,1 Ma
10,0 Gew.-% K <sub>2</sub> O:	1247,8 Ma

Diese Zahlen lassen auf ein Alter des Dykes von mindestens 1250 - 1350 Ma schließen. Eine Verwitterung des Biotits (die zwar optisch nicht zu erkennen, jedoch nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden kann) hätte zu einer Verringerung des K<sub>2</sub>O-Gehaltes geführt, so daß in dem Fall ein noch höheres Alter angenommen werden müßte. Das Gesamtgesteinsalter von ca. 800 Ma (Tab. 10) kann als Mischalter zwischen der primären Abkühlung der Schmelze und einem sekundären Überprägungsereignis, durch welches das K-Ar-System teilweise "zurückgestellt" wurde, betrachtet werden. Dieses Überprägungsereignis fand dann später als 800 +/-16 Ma statt und könnte demnach der Ross-Orogenese entsprechen. Wenn auch die K-Ar-Daten dieses Dykes eine genauere Datierung nicht zulassen, bestätigen sie dennoch das Vorhandensein zumindest eines proterozoischen Basaltganges sowie dessen sekundäre Überprägung durch ein jüngeres Ereignis.

### 2.3.3. Ergebnisse der Sm-Nd-Messungen und deren Diskussion

Sm- und Nd-Isotopien wurden an insgesamt vier Dykes der Read Mountains bestimmt. Untersucht wurden drei Gänge der Basaltgruppe IV (Dyke 1, 9, 13) und ein Gang der Basaltgruppe V (Dyke 5).

Durch die mechanische und chemische Aufbereitung der ausgewählten Handstücke entstanden jeweils acht "Sm- und Nd-Präparate". Bis auf eine "Sm-Probe" wurden alle Präparate massenspektrometrisch analysiert. Tab. 11 zeigt die Meßergebnisse.

Während bei den Tholeiit-Basalten der Basaltgruppe IV ähnliche Konzentrationswerte auftreten, zeigen die Alkali-Basalte der Gruppe V charakteristisch höhere Sm- und Nd-Gehalte, niedrigere Werte jedoch in deren Isotopenverhältnissen. Die Ermittlung der Alter anhand der Isotopenverhältnisse sollte ursprünglich nach der Isochronenmethode erfolgen. Wichtige Voraussetzungen hierfür wären gewesen

- a) isotopische Homogenität des cogenetischen Gesteinsmaterials (in diesem Fall also des jeweiligen Ganges) zum Zeitpunkt der Intrusion,
- b) variable  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse bei ausreichend geringen Fehlergrenzen der  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Werte.

Die in Tab. 11 dargestellten Meßwerte machen deutlich, daß letztere Voraussetzung nicht erfüllt ist. Die geringe Varianz innerhalb der  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse zusammengehöriger Proben desselben Ganges macht die Berechnung sinn-

Tab. 11: Ergebnisse der massenspektrometrischen Sm- und Nd-Messungen.

Probe	Dyke-Nr.	Basalt-Grp.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
AS 7	1	IV	3,760 +-0,012	14,758 +- 0,005	0,1540 +-0,0006	0,512382 +-0,000014
I.2	1	IV	2,852 +-0,003	10,457 +- 0,004	0,1649 +-0,0002	0,512469 +-0,000022
AS 32	5	V	8,601 +-0,012	40,298 +- 0,014	0,1290 +-0,0002	0,511891 +-0,000018
AS 33	5	V	8,171 +-0,013	38,467 +- 0,039	0,1284 +-0,0004	0,511924 +-0,000020
AS 60	9	IV	4,666 +-0,005	17,245 +- 0,004	0,1636 +-0,0002	0,512289 +-0,000019
IX.4	9	IV	4,164 +-0,004	15,328 +- 0,010	0,1642 +-0,0002	0,512395 +-0,000029
XII.2	13	IV	3,987 +-0,003	15,078 +- 0,005	0,1599 +-0,0002	0,512463 +-0,000013
XII.4	13	IV	--	15,311 +- 0,006	--	0,512468 +-0,000016

voller Isochronenalter unmöglich. Hinzu kommt die teilweise Überschneidung innerhalb der  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse. Die folgenden "Altersberechnungen" anhand der hier ermittelten "Isochronen" der Dykes 1 und 9 verdeutlichen dieses:

Samarium-Neodym Isochronenalter:

Dyke 1: 1215,59 (+/- 635,27) Ma

Dyke 9: 24875,47 (+/- 62430,27) Ma

Im Fall von Dyke 5 sind die Nd-Isotopien innerhalb der erzielten Fehlerspanne identisch und liefern daher kein Alter. Dasselbe gilt auch für den unvollständig bearbeiteten Dyke 13, so daß eine Bestimmung des Samariums hier ebenfalls zu keinem besseren Ergebnis geführt hätte und auf diese deshalb verzichtet wurde.

Eine Datierung mittels der Sm-Nd-Isochronenmethode erschien daher für das vorliegende Gangmaterial nicht möglich; die Untersuchungen wurden deshalb von Seiten des ZLG

der Universität Münster abgebrochen. Auch die Möglichkeit einer Altersbestimmung durch Mineralisochronen wurde nicht weiter verfolgt.

Eine weitergehende Auswertung der bis dahin bereits ermittelten Sm-Nd-Daten kann jedoch durch die Berechnung von Modellaltern erfolgen. Modellalter können jedoch nicht ohne weiteres mit tatsächlichen Altern gleichgesetzt werden.

Während der Abspaltung einer Schmelze von einem einheitlichen Ausgangsmaterial (Uniform-Reservoir, UR) gehen leichte Seltene-Erden-Elemente (REE) bevorzugt in Schmelze, während die schweren REE entsprechend angereichert zurückbleiben. Diese Fraktionierung bewirkt eine Verringerung des Sm-Nd-Verhältnisses innerhalb der Schmelze. Durch den radioaktiven Zerfall des Samariums wird dementsprechend die Differenz der  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse zwischen Ausgangsmaterial und Schmelze mit der Zeit größer. Durch Rückrechnung der zeitintegrierten Entwicklung des Proben-Nd kann - sofern entsprechende Kenntnisse über die Zusammensetzung des UR vorhanden sind - der Zeitpunkt der Aufschmelzung ermittelt werden (zur Berechnung von Modellaltern vgl. z.B. FAURE 1986).

Tab. 12 zeigt diese Modellalter für die sieben vollständig gemessenen Proben. Zugrundegelegt wurde ein Ausgangsmaterial (UR) chondritischer Zusammensetzung (Achondrit Juvinas):

$$\begin{aligned}^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} &= 0,1936 \\^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} &= 0,512636\end{aligned}$$

Die Modellalter der jeweils zusammenhängenden Proben überschneiden sich innerhalb der Fehlergrenzen. Eine Ausnahme bildet Dyke 9 (vgl. Tab. 12). Trotz petrographischer und geochemischer Ähnlichkeiten mit den übrigen Tholeiit-Basalten der Basaltgruppe IV erscheint dieser Gang älter. Da jedoch auch die Werte beider Proben desselben Ganges stark voneinander abweichen, kann in diesem Fall möglicherweise mit Kontamination gerechnet werden.

Anders dagegen verhält es sich mit dem Alkali-Basalt der Basaltgruppe V. Da die Alterswerte beider Proben sehr ähnlich sind, kann hier evt. auf ein tatsächlich höheres Alter geschlossen werden.

Für derartige Rückschlüsse müssen jedoch zwei Voraussetzungen erfüllt sein:

- a) das UR besaß tatsächlich eine chondritische Zusammensetzung (denkbar wäre z.B. auch verarmtes Mantelmateriale),
- b) das Probenmaterial entstammt der primären Schmelze; diese hat nach der Abspaltung vom UR keine Veränderung mehr erfahren.

Wie die geochemischen Untersuchungen gezeigt haben (vgl. Kapitel 2.2.), stellen jedoch vermutlich alle Gänge der

Tab. 12: Sm-Nd-Modellalter der Proben unter der Annahme eines chondritisch zusammengesetzten Uniform-Reservoirs.

Probe	Dyke-Nr.	Basalt-Grp.	Modellalter (Ma)
AS 7	1	IV	978 (+-68)
I.2	1	IV	888 (+-123)
AS 32	5	V	1753 (+-48)
AS 33	5	V	1661 (+-57)
AS 60	9	IV	1758 (+-108)
IX.4	9	IV	1249 (+-158)
XII.2	13	IV	783 (+-64)
XII.4	13	IV	--

Basaltgruppe IV der Read Mountains mehr oder weniger hohe Differentiate eines Ausgangsmagmas dar, welche nicht mehr der Zusammensetzung der primären Schmelze entsprechen. Da auch zu der Zusammensetzung des UR keine Aussage gemacht werden kann, sind die angegebenen Modellalter äußerst fragwürdig. Hinzu kommt, daß die Messung der Ar-Isotopie an den Biotiten der Probe AS 33 auf ein Abkühlungsalter zwischen 1250 - 1350 Ma (s.o.) schließen läßt, dem ein Sm-Nd-Modellalter von 1661 +/-57 Ma (Tab. 12) gegenübersteht. Sofern nicht die Zeit von der Abspaltung der Schmelze vom UR (Modellalter) bis zur Abkühlung tatsächlich über 300 Mio Jahre gedauert hat, liegt hier ein Widerspruch vor, der das errechnete Modellalter zu hoch erscheinen läßt. Darüberhinaus ist unklar, inwieweit die Sm-Nd-Isotopie in den gemessenen Gesamtgesteinsproben trotz der geringen Mobilität des Samariums und Neodyms durch sekundäre Überprägungsereignisse dennoch Veränderungen erfahren hat, welche die Altersberechnungen zusätzlich verfälschen.

Die Diskussion dieser Zahlen macht deutlich, daß die errechneten Modellalter kaum aussagekräftige Altersangaben für die bearbeiteten Dykes darstellen. Bestenfalls bestätigen sie die Hypothese, daß die Read Mountains-Dykes proterozoische Intrusionen darstellen.

#### 2.3.4. Zusammenfassung der Ergebnisse der isotopengeochemischen Untersuchungen

Sechs mafische Gänge der nördlichen Shackleton Range-Gebiete und ein mafischer Gang der Read Mountains konnten mit Hilfe der K-Ar-Altersbestimmung datiert werden. Da beabsichtigt war, die Ergebnisse der magnetischen Paläopolbe-



stimmungen zeitlich zu fixieren, lag der Schwerpunkt der Arbeiten auf den besser erhaltenen Gängen der nördlichen Haskard-Highlands, der Lagrange Nunataks und der Herbert Mountains.

Um den Einfluß sekundärer Mineralumwandlungen auf die Altersbestimmung abschätzen zu können, wurden von drei Gängen der nördlichen Shackleton Range über die Gesamtgesteinsproben hinaus hochangereicherte Plagioklas- und Pyroxen-Präparate gemessen. Die Meßdaten der Präparate von Gesteinsproben der Basaltgruppe I ergeben innerhalb der Fehlergrenzen übereinstimmende Alter; röntgendiffraktometrische Untersuchungen lassen keine Verunreinigungen der Mineralpräparate durch Fremdminerale erkennen. Im Fall eines Dykes der Basaltgruppe II wurde dagegen am Pyroxen-Präparat das höchste, am Plagioklas-Präparat das niedrigste und am Gesamtgesteinspräparat ein zwischen beiden mittelndes Alter festgestellt. Da die Plagioklase durchlichtmikroskopisch erkennbar und röntgendiffraktometrisch nachweisbar serizitisiert sind, die Pyroxene jedoch in röntgendiffraktometrischen Analysen keine Sekundärmineralumwandlungen erkennen lassen, kann davon ausgegangen werden, daß das Alter des Plagioklas-Präparats ein Mischalter zwischen den Zeitpunkten der Plagioklasbildung und der Serizitisierung darstellt und somit herabgesetzt ist. Entsprechend erniedrigt ist demnach auch das Gesamtgesteinsalter. Das an dem Pyroxen-Präparat ermittelte Alter entspricht am ehesten dem wirklichen Abkühlungsalter des Ganges.

Ausgehend von diesen Überlegungen können für die drei Gänge der Basaltgruppe I (Lagrange Nunataks) mitteljurasische, für zwei Gänge der Basaltgruppe II (jeweils ein Gang der nördlichen Haskard Highlands und der Lagrange Nunataks) mittel- und unterdevonische und für einen weiteren Gang der Basaltgruppe II (Herbert Mountains) ein unter-silurisches Abkühlungsalter angenommen werden.

Ein Read Mountains-Dyke der Basaltgruppe V ergibt ein Gesamtgesteinsalter von ca. 800 Ma. An einem Biotit-Präparat desselben Ganges konnte die Ar-Isotopie gemessen werden. Unter der Annahme, daß der  $K_2O$ -Gehalt des Biotits (für eine Messung war die vorhandene Menge des separierten Biotits nicht ausreichend) zwischen 9,0 und 10,0 Gew.-% liegt, errechnen sich Alter zwischen ca. 1250 - 1350 Ma. Das Biotit-Alter ist als Mindestalter für die Abkühlung des Dykes zu verstehen, während das sehr viel jüngere Gesamtgesteinsalter ein Mischalter zwischen der Gesteinsabkühlung und einem sekundären Überprägungsereignis (möglicherweise der Ross-Orogenese) darstellt.

Messungen der Samarium- und Neodym-Isotopien an Proben aus vier Basaltgängen der Read-Mountains führten aufgrund der zu geringen  $^{147}Sm/^{144}Nd$ -Varianz bei gleichzeitiger Überschneidung innerhalb der Fehlergrenzen der  $^{143}Nd/^{144}Nd$ -Verhältnisse nicht zu den erwünschten Isochronenaltern. Die errechneten Modellalter zwischen 783 +/-64 Ma und 1758 +/-108 Ma sind für eine Bestimmung der wahren Alter der Dykes als äußerst fragwürdig zu bewerten und bestätigen bestenfalls deren proterozoische Genese.

#### 2.4. Paläomagnetische Untersuchungen an den Ganggesteinen

Während der Expedition in die Shackleton Range 1987/88 wurden 21 mafische Gänge speziell für paläomagnetische Zwecke orientiert beprobt. Die übrigen im Rahmen dieser Expedition aufgefundenen Dykes waren aufgrund des schlechten Erhaltungsgrades des primären Mineralbestands, z.T. jedoch auch wegen schwerer Zugänglichkeit von einer orientierten Beprobung für solche Zwecke ausgenommen. Zu diesen gehören die vier Dykes der Basaltgruppe III (vgl. Kapitel 2.1.). Den Gängen der übrigen Basaltgruppen wurden insgesamt 94 jeweils mehrere kg (z.T. > 20 kg) schwere Gesteinsproben unverwitterten anstehenden Gesteins orientiert entnommen (je nach Mächtigkeit drei bis sieben Gesteinsproben pro Gang, über die gesamte Ausbißbreite verteilt). Abhängig von der Größe der einzelnen Gesteinsproben wurden in Göttingen jeweils ein oder zwei orientierte Kerne mit einem Durchmesser von 2,5 cm erbohrt; auf diese Weise entstanden insgesamt 134 Kerne. Für die paläomagnetischen Untersuchungen wurden von jedem dieser Kerne zwei Kernproben von je 2,2 cm Länge abgesägt. Das so formatierte Probenmaterial wurde vom Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre (IGDL) der Universität Göttingen zur weiteren Bearbeitung zur Verfügung gestellt.

Die Bearbeitung der insgesamt 268 Kernproben erfolgte am Institut für Geophysik der Universität Münster. Die Ergebnisse sind in Kapitel 2.4.2. ausführlich erläutert.

Neben den üblichen Entmagnetisierungsverfahren (vgl. 2.4.1.2.) wurden in Ergänzung zu erzmikroskopischen Untersuchungen für die Bestimmung und Charakterisierung der Remanenzträger umfangreiche gesteinsmagnetische Untersuchungen durchgeführt. Diese sind aufgrund der hydrothermalen und z.T. niedrigmetamorphen Umwandlung des Gangmaterials und einer daraus resultierenden teilweisen Überprägung einer primären Magnetisierung (s.u.) für Verständnis und Bewertung der Ergebnisse wichtig und werden deshalb ausführlich behandelt.

Der ursprünglich geplante paläomagnetische Vergleich der Shackleton Range-Gänge mit den mafischen Gängen der Heimefrontfjella/Westneuschwabenland konnte nicht durchgeführt werden. Sowohl thermomagnetische Messungen als auch die Bestimmung magnetischer Hysteresis-Kurven (vgl. Kapitel 2.4.2.) an Kernproben der Heimefrontfjella-Gänge ließen nahezu ausschließlich paramagnetisches Verhalten erkennen. Eine weitergehende paläomagnetische Bearbeitung dieser stark vergrünten Dykes erschien daher aussichtslos und wurde nicht vorgenommen.

#### 2.4.1. Methodik

Da bei der Interpretation der paläomagnetischen Daten häufig auf methodische Grundlagen zurückgegriffen wird, ist eine etwas ausführlichere Darstellung der Methodik notwendig, die den Inhalt der folgenden Teilkapitel ausmacht.

##### 2.4.1.1. Gesteinsmagnetische Untersuchungsmethoden

Erste Hinweise auf die Art und Veränderung vorhandener Magnetisierungsträger ergeben sich bereits aus den Ergebnissen der Erzmikroskopie.

Die lichtmikroskopisch untersuchten ferri- und antiferromagnetischen Minerale besitzen aufgrund ihrer Korngröße (> 0,1 mm) häufig eine magnetisch weiche Mehrbereichstruktur (DAY et al. 1977; DUNLOP 1981). Für die Paläomagnetik sind aus diesem Grund sehr viel kleinere Korngrößen von Bedeutung. Derartige Einbereichs- oder Pseudoeinbereichsteilchen (DAY et al. 1977; DUNLOP 1981) sind - mit Ausnahme von Hämatit - lichtmikroskopisch nicht zu identifizieren. Mit verschiedenen magnetischen Eigenschaften kann jedoch indirekt auf Art und Größe solcher Remanenzträger geschlossen werden.

Nach Durchführung der Entmagnetisierungsversuche wurden aus jedem Gang je nach Entmagnetisierungsverhalten ein bis drei Kernproben ausgewählt, deren magnetische Eigenschaften mit Hilfe unterschiedlicher Verfahren untersucht wurden. Soweit es für das Verständnis von Auswertung und Interpretation der Meßergebnisse notwendig ist, werden diese Verfahren im folgenden erläutert.

##### 2.4.1.1.1. Thermomagnetische Messungen

Thermomagnetische Untersuchungen dienen der Bestimmung von Curie- bzw. Blockungstemperaturen, welche wichtige Hinweise auf die Art der Magnetisierungsträger liefern. Die Curietemperatur kennzeichnet den Punkt, an dem bei einem ferri- oder antiferromagnetischen Mineral die spontane Magnetisierung auftritt und sein magnetisches Moment entsprechend dem äußeren Feld ausgerichtet wird. Bei Erreichen der Blockungstemperatur während der weiteren Abkühlung wird das magnetische Moment "eingefroren", es kann äußeren Feldänderungen von diesem Zeitpunkt an nicht mehr folgen.

Zur Bestimmung von Curie-Temperaturen wird eine kleine Menge Probenmaterials, eingebaut in eine Curiewaage, in einem starken magnetischen Feld kontinuierlich auf ca. 700°C erhitzt und wieder abgekühlt. Die induzierte Magnetisierung wird in Abhängigkeit von der Temperaturvariation gemessen. Daraus resultiert eine thermomagnetische Aufheiz- und eine Abkühlkurve. Diese sind, bedingt durch chemisch-kristallographische Veränderungen während der Erhitzung, in der Regel nicht identisch (irreversibler Kur-

venverlauf). Gleichförmige Kurven (reversibler Kurvenverlauf) ergeben sich nur dann, wenn aufgrund der Zusammensetzung der Ausgangsminerale derartige Veränderungen nicht stattfinden. Der Vergleich von Aufheiz- und Abkühlkurve gibt damit also Hinweise auf die Ausgangsminerale und deren Umwandlungsprodukte (z.B. O'REILLY & READMAN 1971; WORM 1981; BÖHNEL 1985).

Die Curie-Temperatur einer Probe hängt von der Zusammensetzung der vorhandenen Minerale ab (z.B. STACEY & BANERJEE 1974; O'REILLY 1984). Häufigste Träger der remanenten Magnetisierung sind Titanomagnetite ( $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$ ) der Mischreihe Magnetit ( $x = 0$ ) - Ulvöspinell ( $x = 1$ ) sowie Minerale der Mischreihe Ilmenit - Hämatit ( $\text{Fe}_{2-y}\text{Ti}_y\text{O}_3$ ,  $y = 0$  für Hämatit,  $y = 1$  für Ilmenit). Titanomagnetite zeigen mit fallendem  $x$ -Wert einen fast linearen Anstieg der Curie-Temperatur ( $T_c$ ) von etwa  $-153^\circ\text{C}$  (Ulvöspinell) auf  $585^\circ\text{C}$  (Magnetit). Curie-Temperaturen der Ilmenit-Hämatit-Mischreihe liegen zwischen  $-218^\circ\text{C}$  (Ilmenit) und  $675^\circ\text{C}$  (Hämatit; alle Angaben zur Curie-Temperatur nach THOMPSON & OLDFIELD 1986). Maghemitisierung der Titanomagnetite durch Tieftemperaturoxidation, deren Grad durch den Parameter  $z$  (Anteil der durch Oxidation in  $\text{Fe}^{3+}$ -Ionen umgewandelten  $\text{Fe}^{2+}$ -Ionen; BLEIL & PETERSEN 1982) beschrieben wird, führt zu einer Erhöhung der Curie-Temperatur. Im Zuge der Hochtemperaturoxidation bewirkt die Entmischung des Titanomagnetits zu Magnetit und Ilmenit, bei fortschreitender Oxidation dann die Bildung von Hämatit aus entmischem Ilmenit, ebenfalls eine Erhöhung der Curie-Temperatur. Außerdem kann die hydrothermale Veränderung der Minerale eine Erhöhung bewirken (ADE-HALL et al. 1971; BLEIL & PETERSEN 1982).

Neben den genannten Fe-Ti-Oxyden sind für den Gesteinsmagnetismus noch Pyrrhotin ( $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ ;  $0 < x \leq 0,182$ ) sowie Goethit ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ) von Bedeutung. Die geringen Beimengungen von primärem Pyrrhotin in magmatischen Gesteinen können jedoch fast immer vernachlässigt werden (PETERSEN 1982). Goethit ist ein typisches Verwitterungsmineral und tritt daneben hauptsächlich in Sedimenten auf; in den hier untersuchten, weitgehend unverwitterten Basalten spielt er keine Rolle.

Die Bestimmung der Curie-Temperatur aus der thermomagnetischen Kurve, bei der die Sättigungsmagnetisierung ( $M_s$ ) gegen die Temperatur aufgetragen wird, erfolgt mit Hilfe des Tangentenverfahrens (PREVOT et al. 1981): An den steilsten Kurvenabschnitt wird eine Tangente angelegt, deren Schnittpunkt mit der Tangente des darauf folgenden flachen Kurvenabschnitts die Curie-Temperatur festlegt.

Die Auswertung der thermomagnetischen Kurven erfolgt u.a. durch Vergleich mit "Referenzkurven", die an Gesteinen mit bekannten Magnetisierungsträgern ermittelt wurden. Hierzu wird auf die Arbeiten von WORM (1981) und BÖHNEL (1985) verwiesen, deren Klassifizierung und Interpretation der Kurven auf der Grundlage eigener und anderweitig publizierter Daten sowie erzpetrographischer Untersuchungen und

Mikrosondenmessungen beruhen. Abb. 49 zeigt hierfür einige Kurvenbeispiele und deren Interpretationen. ADE-HALL et al. (1971) und LØVLIE (1987) führten thermomagnetische Messungen an hydrothermal veränderten Proben durch (Abb. 50).

Über solche Vergleichskurven hinaus werden zur Auswertung die Ergebnisse der weiteren gesteinsmagnetischen und erzpetrographischen Untersuchungen hinzugezogen.

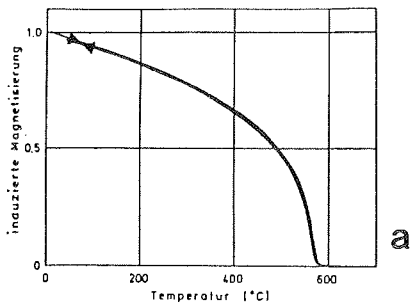
Die für die Messungen am Institut für Geophysik der Universität Münster verwendete Curiewaage ist ausführlich bei GRUGEL (1990) beschrieben.

Aussagen zur Magnetomineralogie lassen sich auch durch eine stufenweise thermische Entmagnetisierung gewinnen. Die Methode wird in Kapitel 2.4.1.2. beschrieben. Im Gegensatz zu den bereits erläuterten Curie-Temperaturmessungen wird hier keine induzierte, sondern die nach jedem Aufheisschritt verbleibende remanente Magnetisierung bestimmt. Die Messung der Remanenz nach jedem Entmagnetisierungsschritt, aufgetragen gegen die Temperatur, ergibt eine Kurve, aus der das Blockungstemperaturspektrum abgeleitet werden kann (z.B. STACEY & BANERJEE 1974). Da die Blockungstemperaturen dicht unterhalb der jeweiligen Curie-Temperaturen liegen, sind ähnliche Rückschlüsse auf die Trägerminerale der remanenten Magnetisierung wie bei dem oben beschriebenen Verfahren möglich. Der Vorteil dieser Methode liegt darin, daß man bei gleichzeitiger Messung der magnetischen Richtungen diese wie auch eventuelle Richtungsänderungen direkt bestimmten Blockungstemperaturen und den entsprechenden Remanenzträgern zuordnen kann, sofern es sich um eine thermo- oder chemoremanente Magnetisierung handelt (s.u.). Ein Nachteil gegenüber der Messung der Sättigungsmagnetisierung bei kontinuierlich ansteigender Temperatur ist dagegen möglicher Remanenzverlust bei der Mineralneubildung, da sich während der Abkühlung durch unvollständige Abschirmung gegen das äußere Feld oder durch das Eigenfeld der Proben störende partielle Thermoremanenzen bilden können. Bei den kontinuierlich gemessenen Kurven sind im übrigen feinere Details erkennbar.

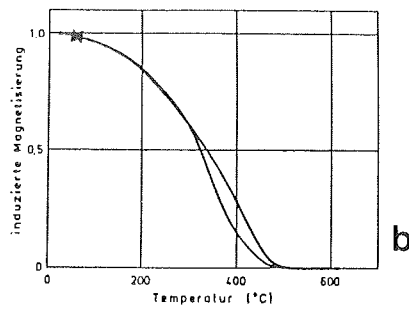
#### 2.4.1.1.2. Messung magnetischer Hysteresis-Kurven

Hysteresis-Messungen geben Auskunft über die Remanenzträger und ihre magnetischen Bereichsstrukturen. Die Form einer Hysteresis-Schleife wird durch die Sättigungsmagnetisierung  $M_s$ , Sättigungsremanenz  $M_{rs}$  und die Koerzitivfeldstärke  $H_c$  charakterisiert. Diese Parameter sind von der chemischen Zusammensetzung und von den Bereichsstrukturen der ferri- bzw. antiferromagnetischen Minerale abhängig.

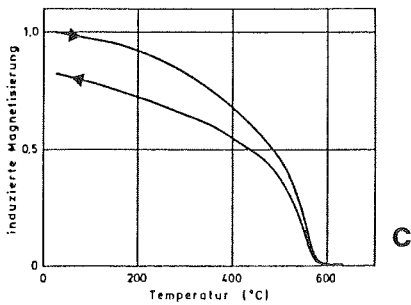
Wird eine Kernprobe stufenweise aufmagnetisiert und nach jedem Magnetisierungsschritt die resultierende isothermale remanente Magnetisierung, IRM, gemessen, erhält man eine IRM-Erwerbsskurve. Neben der Sättigungsremanenz  $M_{rs}$  ist aus dieser Kurve die Feldstärke  $H_{cr}'$  zu ermitteln, bei der die



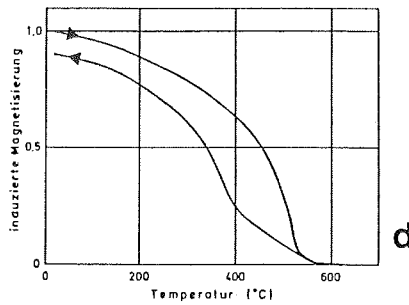
Reversible Kurve;  $T_C > 500^\circ\text{C}$   
Magnetit-naher Titanomagnetit



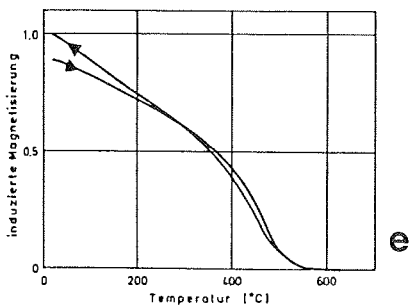
Reversible Kurve;  $T_C < 500^\circ\text{C}$ . Homogener  
TiMa. Vorliegende Kurve nicht ganz re-  
versibel, evt. TiMa leicht maghemitisiert.



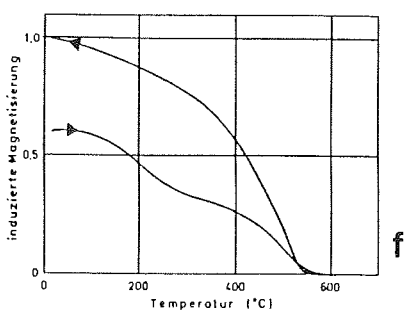
Irreversible Kurve;  $M/M' > 1$ ;  $T_C = T_C' \approx 570^\circ\text{C}$ .  
Ti- armer mTiMa zerfällt zu Ma und Hä.



Irreversible Kurve;  $M/M' > 1$ ;  $T_C > T_C'$ .  
TiMagh zerfällt zu TiMa oder TiHä; sub-  
mikroskopische Entmischung von TiMa.



Irreversible Kurve;  $M/M' < 1$ ;  $T_C > T_C'$ .  
Ti- armer TiMagh zerfällt zu TiHä und  
TiMa.



Irreversible Kurve;  $M/M' < 1$ ;  $T_C < T_C'$ .  
Unterschiedlich stark maghemitisierte  
Titanomagnetite.

Abb. 49: Thermomagnetische Kurven für Magnetisierungsträger unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung, normiert auf die größte jeweils auftretende Magnetisierung (BÖHNEL 1985).

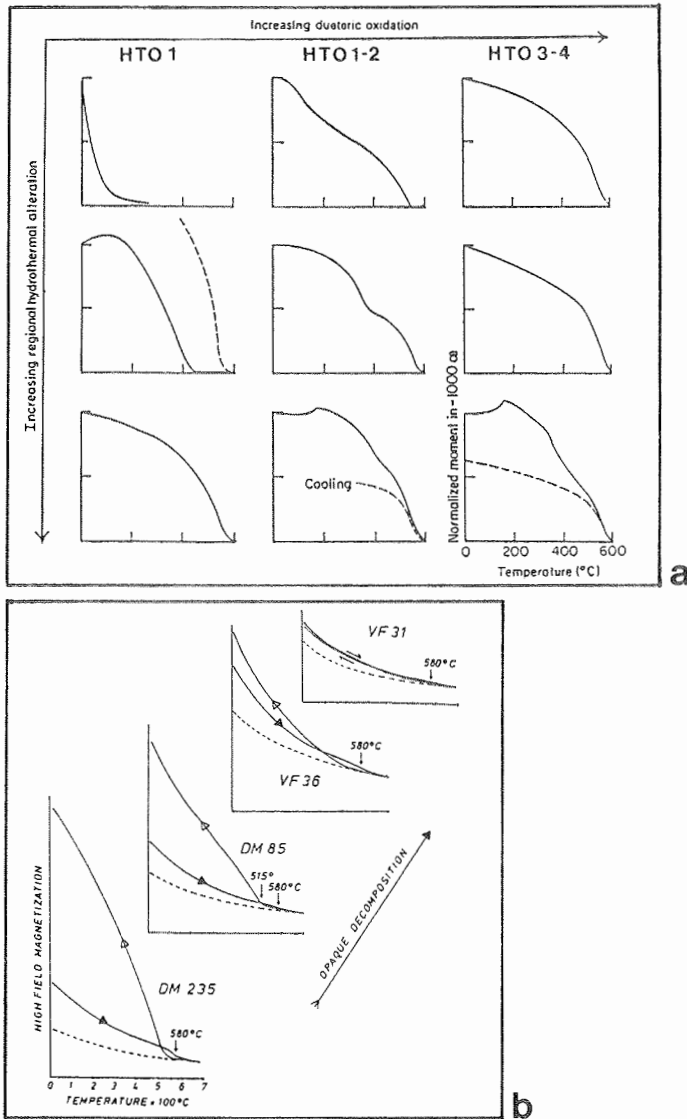


Abb. 50: a: Entwicklung thermomagnetischer Kurven bei zunehmendem Oxidations- und hydrothermalen Überprägungsgrad des Materials. Mit zunehmender Hochtemperaturoxidation (HTO 1 bis HTO 3-4) werden immer mehr Titanomagnetite oxidiert; damit verbunden ist ein Anstieg der Curie-Temperatur (modifiziert nach ADE-HALL 1971). b: Entwicklung thermomagnetischer Kurven für Titanomagnetite der Hochtemperaturoxidationsstufen 2 - 3 bei hydrothermalen Mineralumwandlung. Aufheiz-/Abkühlkurven sind durch ausgefüllte/offene Pfeile gekennzeichnet. Mit zunehmender hydrothermalen Zersetzung der opaken Minerale wird der Abstand M zu M' immer geringer (LØVLIE 1987).

IRM den halben Wert von  $M_{rs}$  erreicht. Nach Erreichen der gemessenen Sättigungsmagnetisierung wird die Kernprobe einem sukzessive ansteigenden antiparallelen Feld ausgesetzt, bis die IRM auf Null reduziert ist. Auf diese Weise erhält man die remanente Koerzitivfeldstärke  $H_{cr}$ .

IRM-Erwerbsskurven sind besonders zur Unterscheidung der Minerale der Magnetit-Ulvöspinellreihe von denen der Hämatit-Ilmenitreihe geeignet. Die Sättigungsmagnetisierung von Magnetit z.B. ist charakteristisch höher als die von Hämatit und wird schon bei viel geringeren Feldstärken erreicht.  $H_{cr}$  von Magnetit ist geringer als die von Hämatit. Maghemit und Pyrrhotin verhalten sich dagegen ähnlich wie Magnetit. Eine einfache Möglichkeit der Mineralunterscheidung bietet daher der Quotient  $H_{cr}'/H_{cr}$ . Als relativ korngroßenunabhängiger Wert liegt er für Hämatit etwa bei 1, für Titanomagnetit je nach Entmischungs- und Maghemitierungsgrad im Bereich um 1,3 und für Magnetit meist oberhalb von 1,5 (DANKERS 1978; HAARSTRA 1982).

Nicht nur Hinweise auf die vorhandenen Mineralarten lassen sich aus den Hysteresis-Parametern gewinnen, sondern sie ermöglichen darüberhinaus Angaben zu deren Domänenstruktur.  $H_c$  und  $H_{cr}$  variieren aufgrund unterschiedlicher Zusammensetzungen von Titanomagnetit oder Titanohämatit wesentlich weniger als aufgrund von Korngroßenänderungen solcher Minerale (O'REILLY 1984). Abb. 55 zeigt diese Zusammenhänge. So nimmt  $H_{cr}$  bei fallender Korngröße in geringerem Umfang zu als  $H_c$ . Dadurch wird der Quotient  $H_{cr}/H_c$  mit fallender Korngröße kleiner. Maghemitierung von Titanomagnetiten führt bei starken Oxidationsgraden zu einer Abnahme der Koerzitivfeldstärke.

Einbereichsteilchen (single domain, SD) liegen vor, wenn die Beziehung  $1,1 < H_{cr}/H_c < 1,5$  erfüllt ist (DUNLOP 1981). Im Falle von Titanomagnetiten (mit  $x = 0,1$  bis  $0,72$ ) entspricht dies einer Korngröße kleiner etwa  $0,5 \mu m$  (SOFFEL & APPEL 1982). Mehrbereichsteilchen (multi domain, MD, mit mehr als etwa vier Domänen) haben Werte von  $H_{cr}/H_c > 4$ . Dies entspricht einem Magnetit und unentmischem Titanomagnetit ( $x = 0,6$ ) bzw. entmischem Titanomagnetit ( $x = 0,1$ ) und maghemitisiertem Titanomagnetit ( $x < 0,3$ ) der Korngröße von ca. 10 bis  $40 \mu m$  (HAARSTRA 1982). Zwischenwerte weisen auf Pseudo-Einbereichsteilchen (pseudo single domain, PSD) hin, die mehrere Domänen aufweisen, sich aber weitgehend wie SD-Teilchen verhalten. Quotienten  $> 10$  weisen oft auf einen superparamagnetischen Anteil (SP) hin.

Die Parameter  $M_s$  und  $M_{rs}$  hängen neben der Korngröße auch vom Volumenanteil der ferri- und antiferromagnetischen Minerale im Gestein ab (O'REILLY 1984). Alleinstehend sind sie daher für Aussagen zur Domänenstruktur ungeeignet. Solche ermöglicht jedoch der Quotient  $M_{rs}/M_s$  (DAY et al. 1977; DUNLOP 1981). Einbereichsteilchen liegen bei einem Quotienten  $> 0,5$  vor. Werte  $< 0,1$  für Titanomagnetit ( $x = 0,6$ ) bzw.  $< 0,05$  für Magnetit weisen auf Mehrbereichsteilchen hin. In natürlichen Proben, in denen in der Regel



ferrimagnetische Minerale unterschiedlicher Korngrößen und Zusammensetzungen vorhanden sind, sind die Verhältnisse allerdings komplizierter. Die Interpretation der Hysteresis-Parameter gibt jedoch Hinweise auf Art und Struktur der dominierenden Magnetisierungsträger.

Die Messung der Hysteresis-Kurven erfolgte mit einem computergesteuerten VSM (Vibrating Sample Magnetometer). Die IRM wurde in einem Gerät erzeugt, in dem Hochspannungskondensatoren über eine Spule entladen werden. Eine ausführliche Beschreibung der Geräte geben u.a. PIPER (1987) und TARLING (1983).

#### 2.4.1.2. Messung und Darstellung von magnetischen Richtungsvektoren und Paläopollagen

Die natürliche remanente Magnetisierung (NRM) von Vulkaniten setzt sich normalerweise aus der primären, bei der Abkühlung erworbenen, thermoremanenten Magnetisierung (TRM) und eventuell weiteren, sekundären Komponenten zusammen. Solche sind viskose remanente Magnetisierungen (VRM; durch Lagerung im Erdfeld), isothermale remanente Magnetisierungen (IRM; z.B. durch Blitzschlag), chemische remanente Magnetisierungen (CRM; durch Verwitterung, Metamorphose) oder auch partielle TRM (PTRM; z.B. durch Wiederaufheizung).

Die Bestimmung der charakteristischen remanenten Magnetisierung (ChRM) erfolgte durch Anwendung zweier Verfahren, schrittweiser Wechselfeld-Entmagnetisierung und thermischer Entmagnetisierung. Als ChRM wird diejenige remanente Magnetisierung bezeichnet, die während der Abkühlung des Magmas oder aber auf Grund eines besonderen Ereignisses, wie z.B. Metamorphose, erworben wurde.

Thermische und chemische remanente Magnetisierungen weisen normalerweise höhere Koerzitivfeldstärken auf als isothermale und viskose remanente Magnetisierungen. Durch die Wechselfeldentmagnetisierung können störende sekundäre Remanenzen wie IRM und VRM in der Regel beseitigt und dadurch die Richtung der stabileren Magnetisierung ermittelt werden. Eine Trennung von CRM und TRM ist jedoch auf diese Weise meist nicht möglich; hier kann die thermische Entmagnetisierung weiterhelfen.

Bei der Wechselfeldentmagnetisierung wird eine Kernprobe in einem magnetischen Wechselfeld um mindestens zwei zum Feld senkrechte Drehachsen gedreht, so daß sie taumelnde Bewegungen durchführt (COLLINSON 1983). Die Maximalamplitude des Wechselfeldes wird in einem Zeitintervall kontinuierlich verringert. Erzminerale, deren Koerzitivfeldstärken kleiner als die Maximalamplitude sind, folgen mit der Richtung ihres magnetischen Moments dem abnehmenden Feld; ihre Momente werden so in eine statistische Richtungsverteilung überführt. Durch die Steigerung der Maximalamplitude bei jedem Entmagnetisierungsschritt erfolgt eine

schrittweise Entmagnetisierung.

Ähnlich dem Koerzitivfeldstärkenspektrum, welches auf die Verschiedenheit magnetischer Minerale nach Zusammensetzung, Korngrößen und -formen zurückgeht, besitzt eine Probe in der Regel ein Spektrum unterschiedlicher Blockungstemperaturen. Auch die Blockungstemperatur eines Minerals ist von dessen chemischer Zusammensetzung, Korngröße und Art der Magnetisierung abhängig. Im allgemeinen haben VRM und IRM eine geringere Blockungstemperatur als die CRM oder TRM desselben Mineralkorns. Dies wird bei der thermischen Entmagnetisierung ausgenutzt. Durch Erhitzung der Kernprobe, beginnend bei niedrigen und schrittweise erhöhten Temperaturen, wird die Remanenz aller magnetischen Minerale mit Blockungstemperaturen unterhalb der Aufheiztemperatur "entblockt". Wirkt bei der anschließenden Abkühlung kein äußeres Feld, verteilen sich die "entblockten" magnetischen Momente statistisch. Beide Methoden werden ausführlich z.B. in PIPER (1987) und TARLING (1983) beschrieben.

Für die Remanenzmessung stand ein Digico-Spinnermagnetometer (MOLYNEAUX 1971) zur Verfügung, welches zur Erhöhung der Empfindlichkeit mit einem zusätzlichen Vorverstärker und Bandpaßfilter ausgestattet war (HAVERKAMP 1982).

Die Entmagnetisierung der Kernproben erfolgte etwa zur Hälfte mit einer in Münster gebauten, mit einem Dreiachsen-Taumler ausgestatteten Wechselfeld-Entmagnetisierungsanlage. Für die thermische Entmagnetisierung der übrigen Kernproben stand ein durch  $\mu$ -Metall und Helmholtzspule abgeschirmter, zur Minimierung des Restfeldes in der Abkühlkammer ost-west-ausgerichteter Ofen zur Verfügung (Eigenbau, SCHNEPP 1991).

Die Darstellung der Entmagnetisierungsergebnisse einzelner Kernproben erfolgt in unterschiedlichen Diagrammen. Die jeweilige Magnetisierungsintensität aufgetragen gegen die Stärke des Wechselfeldes bzw. gegen die Aufheizungstemperatur ergibt eine Kurve, aus der sich das Koerzitivfeldstärken- bzw. Blockungstemperaturspektrum ablesen läßt.

Richtung und Magnitude des Magnetisierungsvektors werden in der orthogonalen Projektion (Zijderfeld-Diagramm) dargestellt (ZIJDERFELD 1967). In den Abbildungen (Abb. 56 - 59, 61, 62, 65 - 67) sind die Horizontalkomponente (Deklination) und die Vertikal- gegen die Horizontalkomponente (Inklination) aufgetragen.

Darüberhinaus werden die Remanenzrichtungen und die Richtungen der Differenzvektoren (Differenz der Magnetisierungsvektoren von zwei aufeinanderfolgenden Entmagnetisierungsschritten) in einer flächentreuen stereographischen Projektion (Schmidtsches Netz) dargestellt. Sofern Kernproben nur eine remanente Magnetisierung aufweisen, oder aber mehrere stabile remanente Magnetisierungskomponenten aufweisen, deren Koerzitivfeldstärke- bzw. Blockungstemperaturspektren sich nicht oder nur unvollständig überlap-

pen, lassen sich deren Richtungen sowohl aus der orthogonalen als auch aus der stereographischen Projektion unmittelbar ablesen (vgl. 2.4.2.2.). Bei vollständiger Überlappung wird ein stabiler Endpunkt jedoch nicht erreicht; dann bewegen sich die Remanenzrichtungen während der Entmagnetisierung auf Großkreisen. Durch die Auswertung solcher Großkreise lassen sich ebenfalls Magnetisierungs-komponenten analysieren (HALLS 1976, 1978; HOFFMAN & DAY 1978).

Begonnen wurden die paläomagnetischen Arbeiten mit der Messung der natürlichen remanenten Magnetisierung vor und nach einer vierwöchigen, durch  $\mu$ -Metall vom Erdmagnetfeld abgeschirmten Lagerung aller Kernproben. Mit dieser Vorgehensweise sollte die magnetische Viskosität des Probenmaterials abgeschätzt werden; eine hohe magnetische Viskosität schließt die Ermittlung stabiler remanenter Magnetisierungsrichtungen häufig aus. Außerdem wurde die Anfangssuszeptibilität ( $\kappa$ ) aller Kernproben ermittelt.

Zur Bestimmung der charakteristischen remanenten Richtung wurden zunächst pro Gangaufschluß jeweils eine, im Zweifelsfall zwei Kernproben thermisch bzw. im Wechselfeld entmagnetisiert. Zur besseren Vergleichbarkeit der Ergebnisse wurden für beide Verfahren Kernproben desselben Kerns ausgewählt. In Abhängigkeit vom Entmagnetisierungsverhalten der so getesteten Kernproben ließen sich dann das geeignete Entmagnetisierungsverfahren sowie die Anzahl der Entmagnetisierungsschritte für die übrigen Kernproben des jeweiligen Ganges festlegen. Meist wurden beide Verfahren gleichermaßen angewendet.

Ein in Münster entwickeltes Computerprogramm errechnet aus den Werten für Deklination, Inklinaton und Magnetisierungsintensität der einzelnen Entmagnetisierungsschritte Intensität und Richtung der Differenzvektoren, die Feldstärke bzw. Temperatur, bei der die NRM der Kernprobe auf die Hälfte entmagnetisiert ist (mean destructive field/temperature; MDF/MDT) und, zusammen mit der Suszeptibilität, ein modifiziertes Königsberger- $Q_{\text{mod}}$ -Verhältnis (STACEY & BANERJEE 1974), bei dem die Intensität des Erdmagnetfeldes, welche für die Zeit des Remanenzwerbes nicht bekannt ist, unberücksichtigt bleibt. MDF und MDT geben die Wechselfeld- bzw. die thermische Stabilität der Magnetisierung der jeweiligen Kernprobe an; die Höhe des Königsberger-Verhältnisses läßt eine Abschätzung der magnetischen Stabilität zu (PIPER 1987).

Aus den Meßergebnissen der einzelnen Kernproben wurden mit einem weiteren Programm nach der FISHER-Statistik (FISHER 1953) zunächst die Kernmittelwerte, dann die Mittelwerte der Kerne einer jeweiligen Gesteinsprobe und schließlich die Gangaufschluß-Mittelwerte der charakteristischen remanenten Magnetisierungsrichtungen und daraus die Virtuellen Geomagnetischen Pole (VGP) für die einzelnen Gänge errechnet. Die Darstellung der mittleren ChRM-Richtung erfolgt in einer äquatorialen flächentreuen stereographischen Projektion (Schmidtsches Netz), die VGPs werden in einer polständigen, flächentreuen stereographischen Projektion

(untere Halbkugel; Projektionsebene: Äquatorebene) eingezeichnet. Weiterhin wurden die Präzisionsparameter  $k$  sowie die  $\alpha_{95}$ -Konfidenzwinkel nach FISHER (1953) für die Aufschlußmittel bestimmt.

#### 2.4.2. Ergebnisse

Im folgenden werden die Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Untersuchungen und der Entmagnetisierungsarbeiten dargestellt und diskutiert.

##### 2.4.2.1. Gesteinsmagnetik

Die Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Untersuchungen dienen - zusammen mit den Ergebnissen der Erzmikroskopie - der Interpretation der durch Wechselfeld- und thermische Entmagnetisierung ermittelten Remanenzen. Durchgeführt wurden sowohl thermomagnetische Messungen als auch die Bestimmung von Hysteresis-Kurven.

##### 2.4.2.1.1. Thermomagnetische Messungen

Die erzmikroskopischen Untersuchungen zeigten in nahezu allen Anschliffen durch das Auftreten von Ilmenit-Entmischungslamellen in den primären Titanomagnetiten eine Hochtemperaturoxidation der Stufen "2" bis maximal "3" (nach WILSON & WATKINS 1967; ADE-HALL et al. 1968; vgl. Tab. 5) an. Größere Unterschiede ergaben sich erzmikroskopisch beim Tieftemperaturoxidationsgrad der Titanomagnetite (Maghemitisierung, Stufen "1" bis "4"; nach JOHNSON & HALL 1978) und bei dem Ausmaß hydrothermalen Mineralveränderungen zwischen den jüngeren (mesozoischen), von Mineralveränderungen wenig betroffenen und den stärker veränderten (paläozoischen?) Basalten der nördlichen Shackleton Range sowie den z.T. niedriggradig metamorphen (proterozoischen?) Basalten der Read Mountains. Tieftemperaturoxidation geht in subaerischen Basalten häufig in hydrothermale Prozesse über (PETERSEN 1982; vgl. zur Verwendung des Begriffs "hydrothermal" auch Kapitel 2.1.1.); die Auswirkungen beider Vorgänge sind sowohl mikroskopisch als auch gesteinsmagnetisch meistens nicht zu unterscheiden.

Diese Umwandlungsprozesse sind deshalb von Bedeutung, weil sie gesteinsmagnetische Eigenschaften verändern. So führen sie zu einem Anstieg der Curie-Temperaturen auf max.  $680^{\circ}\text{C}$  (PETERSEN 1982). Die Hochtemperaturoxidation, die bei magmatischen Gesteinen als synmagmatisch zu interpretieren ist, bewirkt durch die bei der Entmischung entstehenden Ilmenit-Lamellen eine Verringerung der effektiven Korngrößen und somit eine größere Stabilität der primären, thermoremanenten Magnetisierung. Tieftemperaturoxidation bzw. hydrothermale Mineralveränderungen können jedoch dage-

gen Folgen autohydrothermaler als auch postmagmatischer, z.B. regionalmetamorpher Prozesse sein. Da sie zeitlich nicht festlegbar sind, ist jeweils zu prüfen, ob sie nicht zur Bildung einer CRM geführt haben. Eine solche kann, wie auch eine durch erneute Aufheizung erworbene TRM, die primär während der Abkühlung der Schmelze erworbene Thermo-remanenz völlig überprägen.

Ist der Mineralbestand eines Gesteins durch Oxidations- bzw. hydrothermale Prozesse beeinflusst, zeigt sich dieses auch im Verlauf der thermomagnetischen Aufheiz- und Abkühlkurven. Die nachfolgend beschriebenen Versuchsergebnisse sind gut mit den erzmikroskopischen Beobachtungen korrelierbar; darüberhinaus sind sie noch von zusätzlicher Aussagekraft, weil sie auch durch die aufgrund ihrer geringen Korngröße mikroskopisch nicht mehr erkennbaren magnetischen Minerale bestimmt werden. Die Komplexität der möglichen Mineralveränderungen und Mineralneubildungen während des Aufheizvorgangs im Versuch, abhängig sowohl vom vorhandenen Mineralspektrum und unterschiedlichen chemischen Mineralzusammensetzungen als auch von der Höhe der erreichten Maximaltemperatur, führt allerdings häufig zur Mehrdeutigkeit der Kurven.

Viele Meßvorgänge ergaben ähnliche thermomagnetische Kurvenverläufe. Vergleichbare Kurven wurden jeweils zu einem normierten Kurventyp zusammengefaßt (Abb. 51 und 52). Grundsätzlich lassen sich zwei Gruppen unterscheiden. Zur ersten Gruppe gehören solche Kurven, deren Sättigungsmagnetisierung vor dem Aufheizen einen höheren Wert aufweist als nach dem Abkühlen (Quotient  $M/M' > 1$ , Typ I). Die Kurven der zweiten Gruppe zeigen nach der Abkühlung einen höheren Wert für die Sättigungsmagnetisierung als vor der Aufheizung ( $M/M' < 1$ , Typ II). Beide Gruppen lassen sich aufgrund unterschiedlicher Größenverhältnisse  $M/M'$  sowie der Curie-Temperaturen während der Aufheizung ( $T_c$ ) und während der Abkühlung ( $T_c'$ ) weiter unterteilen. In allen Fällen war der Aufheizprozeß jedoch mit einer Verringerung der maximalen Curie-Temperaturen verbunden.

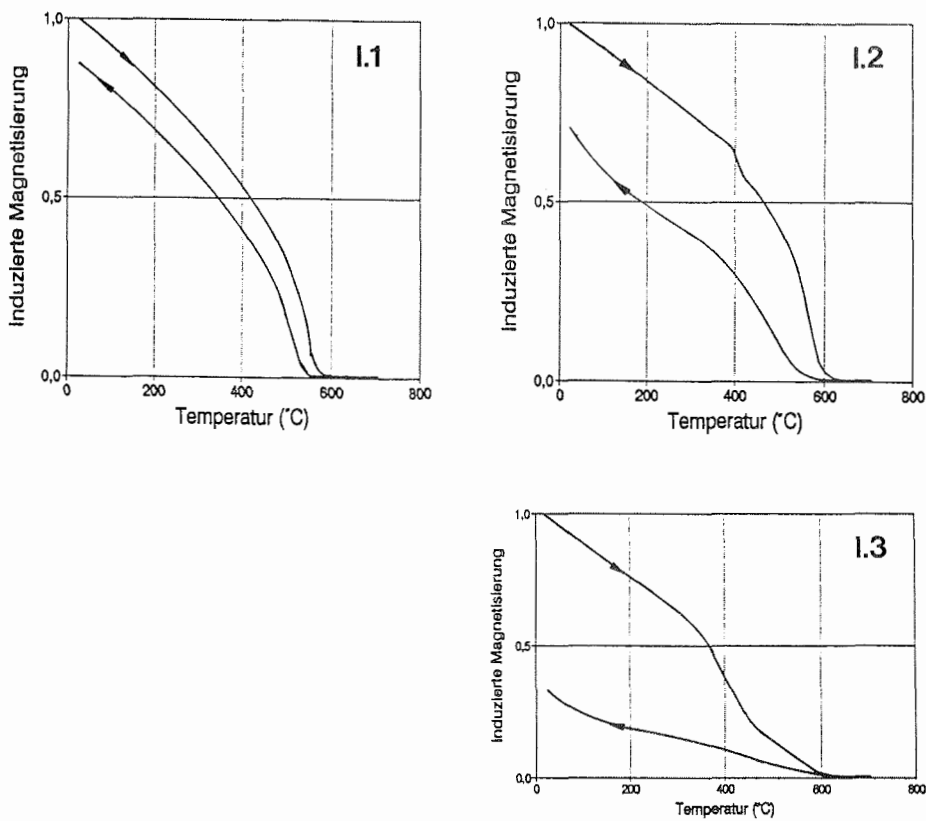
Tab. 13 gibt einen Überblick über die thermomagnetisch ermittelten Daten. Die Beurteilung der Auswirkungen oxidativer oder hydrothermaler Prozesse erfolgt durch den Vergleich mit thermomagnetischen Kurven der in der Tabelle angeführten Literatur. Z.T. ergeben sich Unterschiede zu den erzmikroskopischen Beobachtungen (vgl. Tab. 5); diese können damit erklärt werden, daß entweder mineralverändernde Prozesse auf submikroskopische Korngrößen intensiver einwirken oder aber z.B. feinstkörnige Magnetitkristalle in Wirtsminerale (Biotit, Pyroxen) eingeschlossen und somit vor Veränderungen besser geschützt sind.

#### a) Kurven des Typs I

zeigen überwiegend Ti-arme und/oder entmischte und maghemitisierte Magnetite bzw. Titanomaghemite an, die beim Erhitzen zu einer unmagnetischen oder schwachmagnetischen Mine-

ralphase (Hämoilmenit, Hämatit) und (Ti-)Magnetit zerfallen. Nach der Abkühlung ergibt sich dadurch eine geringere Sättigungsmagnetisierung als vor dem Aufheizen (BÖHNEL 1985).

Kurve I.1 (vgl. Abb. 51) zeigt vor und nach der Aufheizung nahezu identische Magnetisierung. Bei der Abkühlung ergeben sich mit 519 und 540°C (Tab. 13) deutlich niedrigere



**Abb. 51:** Typisierte thermomagnetische Kurven der Shackleton Range-Proben, normiert auf die größte jeweils auftretende Magnetisierung. Vor dem Aufheizen der Proben ist die induzierte Sättigungsmagnetisierung höher als nach dem Abkühlen.

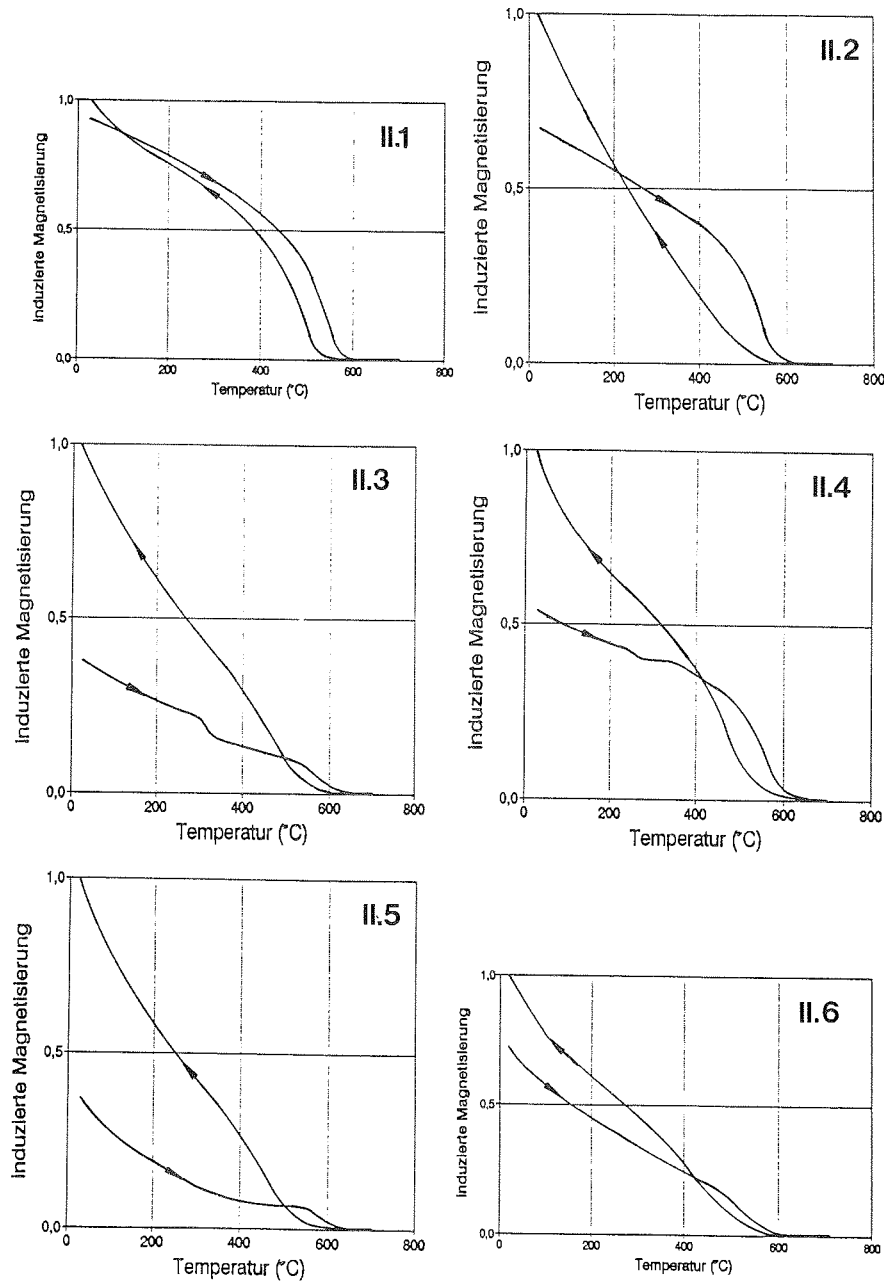


Abb. 52: Typisierte thermomagnetische Kurven der Shackleton Range-Proben, normiert auf die größte jeweils auftretende Magnetisierung. Vor dem Aufheizen der Proben ist die induzierte Sättigungsmagnetisierung geringer als nach dem Abkühlen.

Tab. 13: Ergebnisse der thermomagnetischen Messungen. Abkürzungen: mTiMa = maghemitisierte Titanomagnetit; TiMagh = Titanomaghemit; Häm = Hämatit; T<sub>c</sub>: Curie-Temperaturen; HTO: Hochtemperaturoxidation; x-xxxxx: zunehmende Intensität hydroth. Mineralumwandlungen; sek = sekundär.

Dyke	Probe	Kurventyp	T <sub>C1</sub> (°C)	T <sub>C2</sub> (°C)	T <sub>C</sub> (°C)	HTO *	hydroth. Min.-Umw. *, **	Magnetisierungs- träger *, **, ***
Basaltgruppe I								
16a	XIV 2A	I.2	300	572	497	2-3	(x)	TiMagh oder TiMa
16b	XIX 2B	I.2	279	567	532	1-2	(x)	TiMagh oder TiMa
	XIX 4.1B	I.2	259	573	548	2	(x)	TiMagh oder TiMa
25	XX 3B	II.4	287	572	527	2	xxxx	mTiMa
	XX 5.2B	II.4	287	527	522	2	xxxx	mTiMa
Basaltgruppe II								
15	XIII 3.1A	I.2	409	587	527	2	x	TiMagh oder TiMa
19	XV 1.1A	II.2	-	572	517	3-4	xx	TiMagh
21	XVI 3.2B	II.2	-	586	522	3-4	xx	TiMagh
	XVI 5B	II.2	-	586	544	3-4	xx	TiMagh
23	XVII 1B	II.2	-	577	546	3-4	xx	TiMagh
	XVII 3.2B	II.2	-	575	542	3-4	xx	TiMagh
	XVII 4B	II.2	-	572	557	3-4	xx	TiMagh
24	XVIII 2.2A	II.2	-	577	547	3-4	xx	TiMagh
	XVIII 3A	II.2	-	572	531	3-4	xx	TiMagh
27	XXI 5.1A	I.3	456	606	586	3-4	xx	TiMagh oder TiMa, Häm
Basaltgruppe IV								
1	I 1A	II.2	-	549	532	3-4	xx	TiMagh
	I 5.1A	II.1	-	550	525	1(sek)	xxxxxx	mTiMa
2	II 3A	II.3	314	552	539	2-3	xxx	mTiMa
7	VII 2.2B	II.3	330	577	539	2-3	xxx	mTiMa
	VII 4.1B	II.5	-	565	500	?	xxxxx	mTiMa
8	VIII 1B	II.1	-	550	522	1(sek)	xxxxxx	mTiMa
	VIII 2B	II.1	-	554	517	1(sek)	xxxxxx	mTiMa
9	IX 1.1B	II.3	314	562	524	2-3	xxx	mTiMa
	IX 4.2A	II.3	320	577	527	2-3	xxx	mTiMa
11	X 1.1B	II.5	-	557	512	4	xxxxxx	mTiMa
	X 3A	II.6	-	557	532	4	xxxxxx	mTiMa
12	XI 1A	II.5	-	572	502	4	xxxxxx	mTiMa
13	XII 1.1A	II.1	-	555	537	1(sek)	xxxxxx	mTiMa
	XII 4.1A	II.6	-	555	537	4	xxxxxx	mTiMa
Basaltgruppe V								
5	V 2.1A	I.1	-	546	519	1(sek)	xxxxxx	mTiMa
	V 3.1A	I.1	-	552	540	1(sek)	xxxxxx	mTiMa
6	VI 2A	II.6	-	567	530	3-4	xxxxxx	mTiMa

\* vgl. ADE-HALL et al. (1971); \*\* vgl. LØVLIE (1987); \*\*\* vgl. WORM (1981) u. BÖHNEL (1985).



Curie-Temperaturen als beim Erhitzen (546 und 552°C; Tab. 13). Dieses Verhalten läßt als Träger der Magnetisierung eventuell maghemitisierte, titanarme Titanomagnetite vermuten, die zu Magnetit und Hämatit zerfallen (BÖHNEL 1985; vgl. Abb. 49c).

Kurven dieses Typs werden von den Proben des Dykes 5 gebildet. Mikroskopisch, sowohl im Durchlicht als auch im Auflicht, zeigt sich in diesen Proben ein deutlich überprägtes, sekundäre Bildungen führendes Gesteinsmaterial (Kapitel 2.1.), in dem verschiedene Generationen von Erzmineralen differenziert werden können. Als primäre Bildung ist Ilmenit-entmischter, tieftemperaturoxidierter und hydrothermal veränderter, z.T. granulierter Titanomagnetit vorhanden. Daneben zeigen sich jedoch innerhalb chloritisierten und/oder serpentinierten Augit-Körner sehr feinkörniger Magnetit, Pyrit und Hämatit, die sich mit hoher Wahrscheinlichkeit sekundär gebildet haben. Der hier vorliegende Kurventyp ist ein Hinweis darauf, daß es sich bei diesen sekundären Magnetiten um die eigentlichen Träger der Magnetisierung handelt, während die primären ferrimagnetischen Minerale so stark zersetzt und durch paramagnetische Minerale ersetzt sind, daß sie den Kurvenverlauf kaum noch beeinflussen; die Proben anderer, ähnlich sekundär veränderter Read Mountains-Gänge, in denen jedoch Reste des primären Titanomagnetits erhalten sind, zeigen einen völlig anderen Kurvenverlauf (s.u.). Im Falle des Kurventyps I.1 ist damit zu rechnen, daß eine durch die schrittweise Entmagnetisierung ermittelte ChRM auf eine später erworbene CRM, nicht jedoch auf die primäre TRM zurückgeht.

Kurven des Typs I.2 (Abb. 51) lassen ein deutlich geringeres  $M'$  erkennen. Sie charakterisieren das gut erhaltene Gesteinsmaterial der (mesozoischen) Dykes 16a und 16b, jedoch auch die Probe des hydrothermal beanspruchten (paläozoischen) Ganges 15. In der Aufheizkurve sind zwei Curie-Temperaturen erkennbar. Eine niedrigere ( $T_{c1}$ ), die sich nur schwach abzeichnet, liegt zwischen 260 und 300°C für das nahezu unveränderte, bei 409°C für das hydrothermal veränderte Material.  $T_{c2}$  liegt zwischen 567 und 573°C bzw. 587°C.  $T_c'$  liegt allgemein zwischen 497 und 548°C.

Kurven dieses Typs entstehen, wenn Titanomaghemit beim Erhitzen zu Titanomagnetit oder Titanohämatit zerfällt (WORM 1981; BÖHNEL 1985, vgl. Abb. 49d). Im ersten Fall werden die freiwerdenden Sauerstoff-Anionen durch reduzierende Gase gebunden, so daß daraus eine weitere Reduktion der Fe-Ti-Oxide resultiert. Dadurch bildet sich wieder ein stöchiometrischer Titanomagnetit, dessen Fe/Ti-Verhältnis gleich dem des Materials vor dem Erhitzen ist. Seine Curie-Temperatur liegt niedriger (WORM 1981). Nach PRICE (1980) kann auch eine Entmischung von Titanomagnetiten, ähnlich der der Hochtemperaturoxidation, im submikroskopischen Bereich vorliegen. Während die Curie-Temperatur der titanreichen Lamellen unterhalb der Raumtemperatur liegt, besitzen die eisenreichen Bereiche eine höhere Curie-Temperatur als das Ausgangsmaterial. Eine solche engräumige Entmischung kann eventuell bei Temperaturen über 600°C zurückgebildet werden, da die Titanomagnetite bei diesen

Temperaturen eine lückenlose Mischreihe bilden.

Tc<sub>1</sub> und Tc<sub>2</sub> entsprechend liegen als Träger der Magnetisierung Titanomagnetite oder Titanomagnetite zweier verschiedener Zusammensetzungen (d.h. verschiedener Ti-Gehalte) vor. Aufheizkurven dieser Art (I.2, Abb. 51) sind charakteristisch für nicht bis gering-hydrothermal verändertes Material einer Hochtemperaturoxidationsstufe von ca. "2" (ADE-HALL 1971; vgl. Abb. 50a). Typisch für subaerische Basalte wie auch für Gabbros ist eine "interne Oxidation" ohne den Zutritt von Luftsauerstoff. Titanomagnetite werden hier aufgrund einer internen Pufferung des weitgehend als abgeschlossenes System abkühlenden Gesteinskomplexes oxidiert. Nach der Abkühlung bilden die ursprünglichen Fe-Ti-Oxyde Verwachsungen von Ilmenit und Magnetit. Bevor es zu einer "internen Oxidation" und/oder Entmischung kommt, weisen Titanomagnetite bei der Ausscheidung aus der Silikatschmelze Curie-Temperaturen von 244 bis -41°C auf ( $0,5 < x < 0,85$ ). Der geschilderte Prozess führt zu einem Anstieg der Curie-Temperatur bis zu 580°C (HARGRAVES & PETERSEN 1971). In Abb. 50a (nach ADE-HALL 1971; vgl. Kurvenverläufe der oberen drei Beispiele in der Abbildung) erkennt man anhand der Verschiebung der Curie-Temperaturen, wie dieser Prozess abhängig vom Oxidationsgrad zunächst wenige Minerale erfaßt (d.h. in der mittleren Darstellung sind noch zwei Curie-Temperaturen erkennbar), bis schließlich sämtliche Körner oxidiert sind und nur noch eine hohe Curie-Temperatur auftritt. Tatsächlich zeigen auch die erzmikroskopischen Untersuchungen an den hier gemessenen Kernproben Titanomagnetite in unterschiedlichen Entmischungsstadien.

Unterschiedlich hohe Titan-Gehalte in Titanomagnetiten einiger Kernproben aus verschiedenen Basaltgruppen wurden bereits durch Mikrosonde-Messungen nachgewiesen (Kapitel 2.1.2.2. und 2.1.3.2.; Tab. 6 und 8): Erkennbar primärmagmatische Titanomagnetite ergaben TiO<sub>2</sub>-Gehalte zwischen 11 und 28 Gew.-%; die TiO<sub>2</sub>-Gehalte feinkörniger, nicht oxidiertes, möglicherweise sekundärer Magnetite liegen überwiegend unter einem Gewichtsprozent. Verschieden hohe Curie-Temperaturen können eventuell auch auf unterschiedliche Magnetit-Generationen mit voneinander abweichender Zusammensetzung zurückgeführt werden.

Kurventyp I.3 zeigt einen ähnlichen Verlauf für Kernproben des Dykes 27, jedoch ist der Abstand zwischen M und M' wesentlich größer. Unterschiede ergeben sich auch in den Curie-Temperaturen. Gut ausgeprägt ist Tc<sub>1</sub> bei 456°C. Die induzierte Magnetisierung ist jedoch zu diesem Zeitpunkt noch hoch. Bei weiterem Temperaturanstieg zeigt sich eine weitere lineare Abnahme der Magnetisierung, die bei 606°C eine weitere, schwach ausgeprägte Tc<sub>2</sub> erkennen läßt. Eine solche Curie-Temperatur läßt vermuten, daß neben Titanomagnetit oder -magnetit ein größerer Anteil Hämatit vorliegt. Diese Vermutung deckt sich mit den erzmikroskopischen Beobachtungen an derselben Kernprobe, welche tatsächlich einen hohen Hämatitanteil aufweist und insgesamt etwas stärker hydrothermal beeinflusst ist als die Kernproben des Kurven-

typs I.2. Die dadurch erfolgte Korngrößenverkleinerung macht die Körner während des Aufheizvorgangs wahrscheinlich anfälliger für Veränderungen und verstärkt so die oben aufgeführten Umwandlungsprozesse, die zu einer geringeren Sättigungsmagnetisierung nach dem Abkühlen führen. ADE-HALL et al. (1971) stellten ähnliche Kurven an stark hydrothermal überprägten Gesteinen fest.

#### b) Kurven des Typs II

zeigen nach der Abkühlung eine höhere Sättigungsmagnetisierung als vor dem Erhitzen (vgl. Abb. 52).

Die Kurve des Typs II.1 ähnelt in ihrem Verlauf der Kurve I.1. Der ähnliche Kurvenverlauf bei nahezu identischen Curie-Temperaturen ( $T_c$ : 550 - 555°C,  $T_c'$ : 517 - 537°C) läßt auch hier einen Ti-armen, maghemitisierten Titanomagnetit als Träger der Magnetisierung vermuten, der beim Erhitzen zu Magnetit und Hämatit zerfällt (BÖHNEL 1985, s.o.). Nach der Abkühlung ergibt sich jedoch ein geringfügig höheres  $M'$ ; möglicherweise ist dieses auf eine Neubildung von Magnetit aus nicht-opaken Fe-haltigen Mineralen bei Temperaturen > 600°C zurückzuführen (LØVLIE 1987). Einen solchen Kurvenverlauf zeigen Kernproben der Dykes 1, 8 und 13, welche ebenso wie die Kernproben von Dyke 5 (Typ I.1) hydrothermal bzw. niedriggradig metamorph (Kapitel 2.1.) beanspruchten Gängen der Read Mountains entnommen wurden. Auch in diesen Kernproben wurden mikroskopisch Titanomagnetite bzw. Magnetite zweier verschiedener Generationen beobachtet. Neben primären, hoch- und tieftemperatur oxidierten sowie hydrothermal überprägten, teilweise granulierten fein- bis mittelkörnigen, idiomorphen Körnern zeigen sich feinkörnige, xenomorphe, unveränderte Magnetite oder schmale Magnetit-Anwachssäume, so daß auch hier mit einer sekundären CRM gerechnet werden muß, welche eventuell die primäre TRM überlagert.

Kurven vom Typ II.2 beobachtet man größtenteils bei Kernproben der hydrothermal überprägten Gänge der nördlichen Shackleton Range: Die Dykes 19, 21, 23 und 24 gehören hierzu. Lediglich eine Kernprobe aus Dyke 1 (Read Mountains) verhält sich gleichermaßen. Erkennbar ist jeweils eine gut ausgeprägte Curie-Temperatur während des Aufheizens ( $T_c$ : 572 - 586°C; Dyke 1: 549°C) und des Abkühlens ( $T_c'$ : 517 - 557°C; Dyke 1: 532°C).

Nach DOELL & COX (1965) wird hier als Ausgangsmineral ein Titanomaghemit vermutet, der zu Titanohämatit und Titanomagnetit zerfällt; dieser Titanomagnetit besitzt dann eine geringere Curie-Temperatur, jedoch eine höhere Sättigungsmagnetisierung als das maghemitisierte Ausgangsmineral. Möglicherweise ist aber auch hier der Anstieg der Sättigungsmagnetisierung nach der Abkühlung auf eine Neubildung von Magnetit zurückzuführen.

Die Kurven der Typen II.3, II.4, II.5 und II.6 sind vergleichbar einer von LØVLIE (1987) beschriebenen Entwick-

lung für titanomagnetithaltige Kernproben der Hochtemperaturoxidationsstufe "2" bis "3" drei bei zunehmender hydrothermalen Zersetzung der opaken Minerale (vgl. Abb. 50b). Der Abstand M zu M', zunächst sehr groß, wird mit zunehmendem Zersetzungsgrad immer geringer. Die hohen Werte für M' können eventuell teilweise auf den Zerfall von Titanomaghemit zurückgeführt werden. LØVLIE (1987) vermutet eine Neubildung von Magnetit aus nicht-opaken, Fe-haltigen Mineralen, durch welche die Sättigungsmagnetisierung erhöht wird.

Dieser Zusammenhang läßt sich auch an den eigenen Kernproben nachweisen. So zeigt sich z.B. in einer Kernprobe aus Dyke 6 ein deutlich höherer Zersetzungsgrad als in einer Kernprobe aus Dyke 2 (vgl. Tab. 13). Entsprechend ergibt sich im ersten Fall eine thermomagnetische Kurve vom Typ II.6, im zweiten Fall vom Typ II.3. Unterschiedlich hohe hydrothermale Überprägungen mit entsprechenden Kurventypen zeigen sich jedoch z.T. auch an verschiedenen Kernproben innerhalb eines Ganges (z.B. Dyke 7, vgl. Tab. 13).

Kurven vom Typ II.3 ergeben sich aus Messungen an Kernproben der Dykes 2, 7 und 9, vom Typ II.4 an Kernproben des Dykes 25. Gemeinsam sind beiden Typen zwei Curie-Temperaturen während des Erhitzens ( $T_{c1}$ : 287 - 330°C;  $T_{c2}$ : 527 - 577°C) und einer Curie-Temperatur  $T_{c'} < T_{c2}$  ( $T_{c'}$ : 522 - 539°C) während der Abkühlung. Diese können für Fe-Ti-Minerale mit geringerem und höherem Ti-Gehalt bzw. für unterschiedlich stark maghemitisierte Minerale sprechen. Die Ursache für unterschiedliche Maghemitierungsgrade ist vermutlich in verschiedenen Korngrößen zu suchen (WORM 1981).  $T_{c1}$  ist in II.4 weniger deutlich ausgeprägt als in II.3. Curie-Temperaturen um 320°C, wie sie in II.3 auftreten, können auch auf die Anwesenheit von Pyrrhotin zurückzuführen sein. Mikroskopisch wurde solcher jedoch nicht beobachtet.

Im Gegensatz dazu tritt bei den Typen II.5 und II.6 nur eine  $T_c$  auf. Curie-Temperaturen von 555 bis 572°C weisen auf Ti-armen Titanomagnetit oder maghemitisierten Titanomagnetit als Träger der Magnetisierung hin. Entmischung oder Neubildung führt zu Titanomagnetiten mit einer niedrigeren  $T_{c'}$  von 500 bis 537°C (s.o.). Kurventyp II.5 kann den Kernproben der Dykes 7, 11 und 12, Typ II.6 den Kernproben der Dykes 6, 11 und 13 zugeordnet werden. Erzmikroskopisch zeigen sich hier teilweise Ilmenit-entmischte Titanomagnetit-Körner, deren Magnetit-Anteil zwischen den Ilmenit-Lamellen völlig hydrothermal zersetzt und mikroskopisch nicht mehr zu erkennen ist (z.B. bei Dyke 11).

#### 2.4.2.1.2. Messung magnetischer Hysteresis-Kurven

Neben der Ermittlung der Curie-Temperaturen wurden am Material derselben Kernproben durch die Messung magnetischer Hysteresis-Kurven weitere gesteinsmagnetische Parameter bestimmt. Sie sind in Tab. 14 aufgeführt.

Abb. 53 und 54 zeigen typische IRM-Kurvenverläufe sowie mittels VSM gemessene Hysteresis-Kurven (vgl. Kapitel 2.4.1.1.2.).

Wie bei den thermomagnetischen Kurven ergeben sich auch hier verschiedene Kurventypen: a, b, c und d in Abb. 53 und 54. Kurvenverläufe vom Typ a und b mit hohen Werten für induzierte und remanente Sättigungsmagnetisierung, jedoch geringen Koerzitivfeldstärken sind typisch für titanomagnetithaltige Proben. Je höher der Anteil der Einbereichsteilchen ist, um so stabiler wird die remanente Magnetisierung, d.h. um so größer wird die Koerzitivfeldstärke bei gleichbleibend hoher Sättigungsmagnetisierung (THOMPSON & OLDFIELD 1986). Dagegen führt zunehmende Magnetisierung zu einer Abnahme der Koerzitivfeldstärke. Wohl aus diesem Grund sind die stärker tieftemperaturoxydierten Kernproben der Read Mountains-Gänge häufiger dem Typ a (niedrigere Koerzitivfeldstärken), die Kernproben der Dykes der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range eher dem Typ b (höhere Koerzitivfeldstärken) zuzuordnen.

Kurven vom Typ c mit vergleichsweise niedrigen Werten für Sättigungs- und remanente Sättigungsmagnetisierung, jedoch hohen Koerzitivfeldstärken weisen auf Hämatit als einen der Magnetisierungsträger hin.

In allen in Abb. 54 gezeigten Beispielen (insbesondere Abb. 54 b und c) wird die Sättigungsmagnetisierung nicht erreicht, sondern es stellt sich bei höheren Magnetisierungsfeldern ein linearer Anstieg der Hysteresis-Kurve ein. Diese Steigung ist bedingt durch die paramagnetische Suszeptibilität der Silikat-Gesteinsmatrix. Die von den ferri- bzw. antiferromagnetischen Mineralkomponenten herührende Sättigungsmagnetisierung  $M_S$  ergibt sich aus dem Schnittpunkt der Verlängerung des geradlinigen Kurvenastes mit der Ordinate (nach SCHMIDBAUER 1975).

Abb. 54d zeigt die Hysteresis-Schleife einer Kernprobe mit sehr geringem Anteil an ferri- bzw. antiferromagnetischen Mineralen; entsprechend niedrige Werte ergeben sich auch für die Sättigungsremanenzen (vgl. Abb. 53d). Der Kurvenverlauf wird hauptsächlich durch die paramagnetische Komponente bestimmt. Die Bestimmung der Magnetisierungsparameter aus solchen Kurven erwies sich als sehr ungenau. Die Verhältnisse  $M_{RS}/M_S$  und  $H_{CR}/H_C$  wurden deshalb hier nicht ermittelt (Tab. 14).

Der überwiegende Teil der untersuchten Kernproben kann den Kurventypen a und b zugeordnet werden, womit also Titanomagnetit unterschiedlicher Korngrößen als dominierender Remanenzträger bestätigt wird. Entsprechend liegt der Quotient  $H_{CR}'/H_{CR}$  zwischen 1,3 und 1,5 (vgl. Tab. 14), wobei Werte nahe 1,5 auf einen sehr titanarmen Magnetit hinweisen (vgl. Kap. 2.4.1.1.2.). Die Sättigungsremanenzen  $M_{RS}$  betragen i.d.R. mehrere hundert bis über tausend A/m, die remanenten Koerzitivfeldstärken  $H_{CR}$  weisen überwiegend Werte zwischen ca. 18 und 68 kA/m auf (Tab. 14).

**Tab. 14:** Gesteinsmagnetische Parameter der Shackleton Range-Basalte. Ms: Sättigungsmagnetisierung; MRS: Sättigungsremanenz; Hc: Koerzitivfeldstärke; HCR: reman. Koerzitivfeldst.; HCR': HCR bei 1/2 MRS; Susz: Anfangssuszeptibilität; Q<sub>mod</sub>: modifiziertes Königsberger-Verhältnis; TiMa: Titanomagnetit (kann maghemitisiert sein); TiMa<<Ti: TiMa mit sehr geringem Titananteil; PM: paramagn., kaum ferrimagn. Anteil; Häm: Hämatit; SD: Single Domain-Teilchen; PSD: Pseudo-Singeldomain-Teilchen.

Dyke	Probe	remanente Hyst.			H <sub>CR</sub> '/H <sub>CR</sub>	M <sub>RS</sub> /M <sub>S</sub>	H <sub>CR</sub> /H <sub>C</sub>	Susz. x10 <sup>-6</sup> (SI)	Q <sub>mod</sub> (A/m)	vermutl. Magnetis.- Träger	
		M <sub>RS</sub> (A/m)	H <sub>CR</sub> (kA/m)	H <sub>CR</sub> ' (kA/m)							
Basaltgruppe I											
16a	XIV 2A	900.8	50.3	65.1	1.294	0.370	1.397	10106	372.0	TiMa, PSD	
16b	XIX 28	1058.6	68.3	84.4	1.236	0.423	1.525	8281	419.6	"	"
	XIX 4.1B	809.9	59.0	74.1	1.256	0.403	1.639	7300	392.0	"	"
25	XX 3B	281.8	146.0	158.5	1.086	0.610	1.443	1353	1357.3	TiMa, Häm	
	XX 5.28	254.6	136.4	150.7	1.105	0.650	1.451	1263	1171.4	SD-PSD	"
Basaltgruppe II											
15	XIII 3.1A	1196.3	51.2	66.4	1.297	0.265	2.286	19841	90.1	TiMa, PSD	
19	XV 1.1A	916.1	31.7	41.3	1.302	0.307	1.617	15148	28.2	"	"
21	XVI 3.2B	1042.3	36.0	47.2	1.311	0.322	1.552	16286	29.8	"	"
	XVI 5B	924.8	37.8	49.7	1.314	0.338	1.524	12798	38.6	"	"
23	XVII 1B	854.0	37.5	49.4	1.317	0.349	1.512	11966	46.3	"	"
	XVII 3.2B	721.2	36.8	49.2	1.337	0.331	1.484	10155	49.0	"	"
	XVII 4B	565.9	40.2	52.6	1.310	0.358	1.621	8596	21.0	"	"
24	XVIII 2.2A	1069.2	57.1	75.9	1.330	0.426	1.586	9331	39.5	"	"
	XVIII 3A	1286.9	74.8	92.2	1.233	0.495	1.461	9837	14.8	TiMa, SD-PSD	
27	XXI 5.1A	424.5	24.8	35.9	1.447	0.173	2.696	20954	22.5		
Basaltgruppe IV											
1	I 1A	461.3	19.9	29.6	1.488	0.128	2.487	30837	17.6	TiMa<<Ti, PSD	
	I 5.1A	674.9	21.6	31.3	1.449	0.137	2.455	40159	23.1	TiMa, PSD	
2	II 3A	163.9	37.1	43.2	1.164	0.218	2.728	1399	42.1	TiMa, PSD	
7	VII 2.2B	22.1	57.6	76.2	1.323	-	-	745	34.9	PM	
	VII 4.1B	2.3	70.5	55.9	0.793	-	-	652	10.9	PM	
8	VIII 1B	1013.2	21.5	31.2	1.451	0.185	1.920	39330	37.8	TiMa, PSD	
	VIII 2B	877.0	25.0	35.8	1.433	0.226	1.736	25463	46.5	"	"
9	IX 1.1B	125.6	20.2	26.6	1.317	0.192	2.295	5023	33.1	"	"
	IX 4.2A	77.3	53.4	53.4	1.000	-	-	1313	40.2	PM	
11	X 1.1B	11.9	32.2	42.4	1.317	-	-	1222	14.5	PM	
	X 3A	91.9	44.9	59.0	1.314	0.238	3.621	3683	17.7	TiMa, PSD	
12	XI 1A	10.3	35.5	41.5	1.169	-	-	968	32.2	PM	
13	XII 1.1A	589.6	18.1	26.9	1.486	0.121	2.382	33331	33.0	TiMa<<Ti, PSD	
	XII 4.1A	451.6	55.7	73.1	1.312	0.249	3.027	12940	28.8	TiMa, PSD	
Basaltgruppe V											
5	V 2.1A	766.9	30.9	41.9	1.357	0.152	2.664	30337	23.7	TiMa, PSD	
	V 3.1A	833.0	19.9	28.6	1.437	0.117	2.487	53661	19.8	"	"
6	VI 2A	90.4	26.0	34.5	1.326	0.224	2.321	4091	29.9	"	"

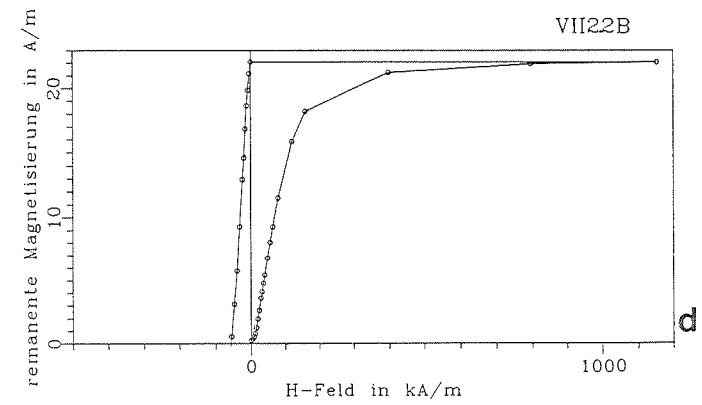
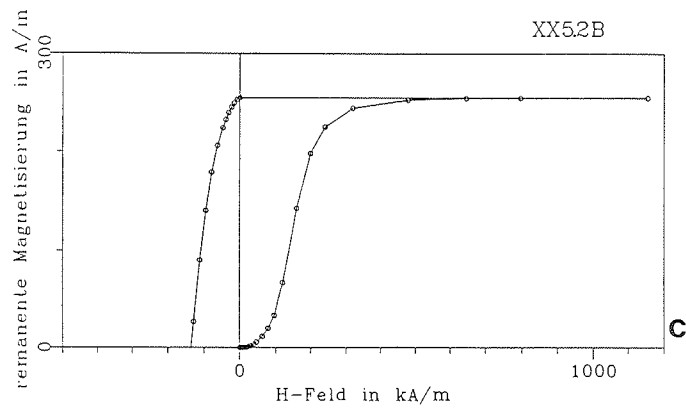
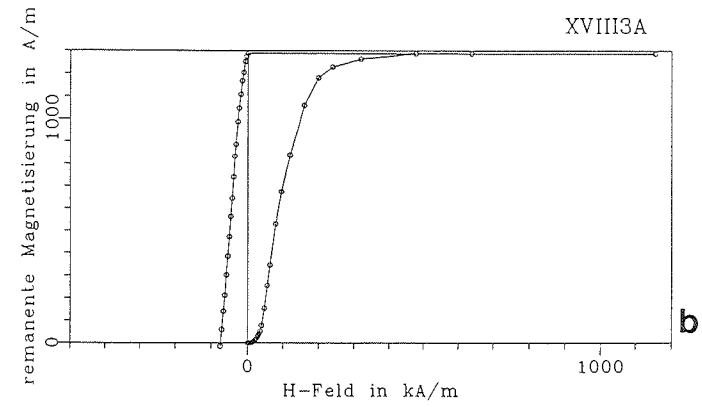
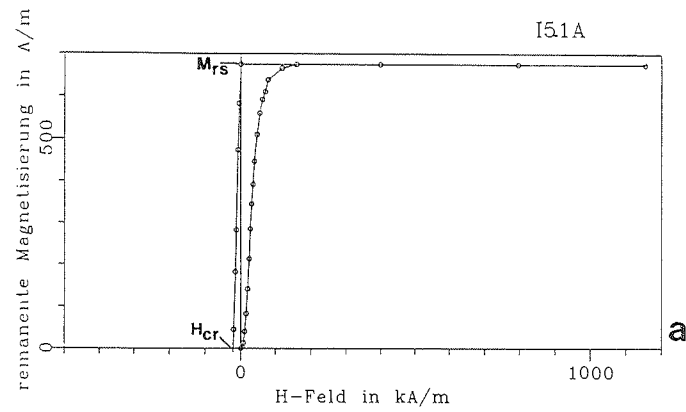
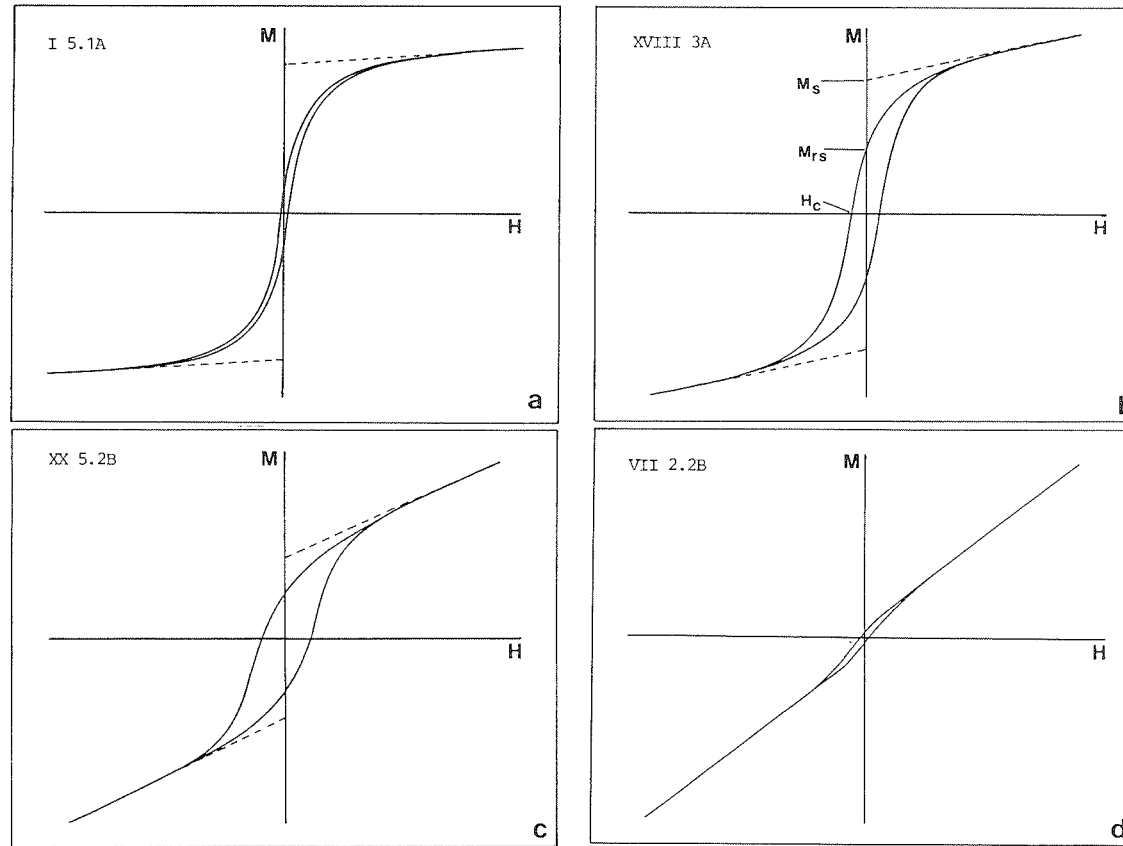


Abb. 53: Typische Kurvenverläufe isothermaler remanenter Magnetisierungen für die Kernproben der Shackleton Range-Gänge.  $M_{rs}$ : remanente Sättigungsmagnetisierung;  $H_{cr}$ : remanente Koerzitivfeldstärke.



**Abb. 54:** Typische Verläufe von Hysterisis-Schleifen für die Kernproben der Shackleton Range-Gänge.  
 $M_s$ : Sättigungsmagnetisierung;  $M_{rS}$ : remanente Sättigungsmagnetisierung;  $H_c$ : Koerzitivfeldstärke.



Hinweise auf Hämatit (Kurventyp c) ergeben sich insbesondere bei Kernproben des Dykes 25.  $H_{CR}'/H_{CR}$  beträgt nur knapp über 1,0 bei relativ geringen  $M_{RS}$  von 255 bzw. 282 A/m, jedoch sehr hohen  $H_{CR}$  von 136 bzw. 146 kA/m.

Nur wenige Kernproben der thermisch überprägten Read Mountains-Gänge (7, 9, 11 und 12) zeigen überwiegend paramagnetisches Verhalten vom Typ d.  $H_{CR}'/H_{CR}$  mit z.T. Werten um 1,0 weisen auch hier auf die Anwesenheit von Hämatit hin. Erzpetrographische Untersuchungen zeigten, daß die ursprünglichen Titanomagnetite in diesen Kernproben u.a. unter Bildung von Ti-Hämatit sehr stark oder völlig zersetzt sind. Auf den Ersatz durch paramagnetische Minerale sind die geringen Anteile ferrimagnetischer Mineralkomponenten und damit die niedrigen Sättigungsremanenzen mit Werten von sogar unter 10 A/m (Tab. 14) zurückzuführen.

Die Quotienten  $M_{RS}/M_S$  und  $H_{CR}/H_C$  erlauben eine Diagnose der magnetischen Bereichsstruktur. In Abb. 55 sind diese Verhältnisse gegeneinander aufgetragen. Ebenfalls dargestellt sind die Grenzen zwischen SD-, PSD- und MD-Teilchen

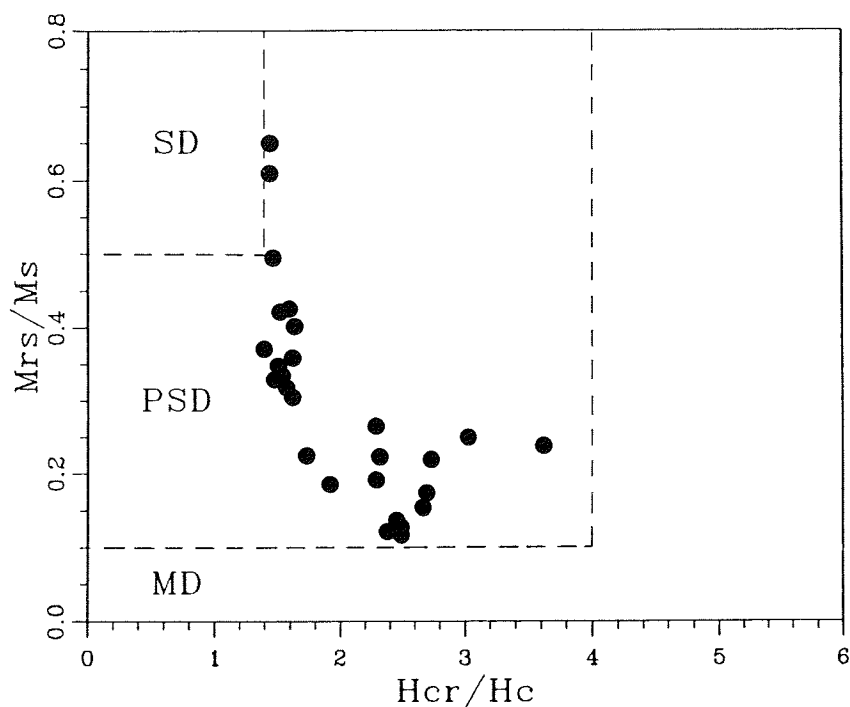


Abb. 55: Darstellung der Verhältnisse  $M_{RS}/M_S$  gegen  $H_{CR}/H_C$  mit Bereichen für Einbereich- (SD), Pseudoeinbereich- (PSD) und Mehrbereich-Titanomagnetitkörnern nach DUNLOP (1981).

von Titanomagnetit (für  $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$  mit  $x = 0,6$ , vgl. Kapitel 2.4.1.1.2.) nach DUNLOP (1981). Die Meßpunkte liegen überwiegend im PSD-Feld, wenige im Grenzbereich zwischen PSD- und SD-Körnern. MD-Strukturen sind in keinem Fall dominierend und kommen aufgrund ihres geringen Anteils im Diagramm der Abb. 55 nicht zur Darstellung. Aufgrund der magnetischen Stabilität von PSD-Teilchen kann davon ausgegangen werden, daß die Magnetisierung, sowohl die TRM als auch eine mögliche CRM, geologische Zeiträume weitgehend unverändert überstehen konnte.

#### 2.4.2.1.3. Zusammenfassende Beurteilung der gesteinsmagnetischen Daten

##### a) Mafische Gänge der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range (Basaltgruppen I u. II)

Mikroskopisch wurde Titanomagnetit, z.T. maghemitisiert, beobachtet. Hydrothermale Prozesse führten partiell zur Bildung von (Titan-)Hämatit, eventuell auch von Magnetit. Die Hochtemperaturoxidation weist Grade von etwa "2" bis "3" auf; Tieftemperaturoxidation bzw. hydrothermale Mineralveränderungen sind in der Regel deutlich geringer als in den Gangbasalten der Read Mountains.

Die thermomagnetischen Kurven lassen dagegen überwiegend auf höhere Hochtemperatur-Oxidationsgrade schließen; dies ist möglicherweise auf stärkere Oxidation im submikroskopischen Bereich zurückzuführen. Während Kernproben der Basaltgruppe II infolge der offensichtlich höheren Hochtemperaturoxidation meist, jedoch nicht ausschließlich, Titanomagnetit mit geringen Ti-Gehalten enthalten, weisen die Kernproben der Gruppe I ausnahmslos Titanomagnetit sowohl mit höheren als auch mit geringen Ti-Gehalten auf. Unterschiedlich hohe Titan-Gehalte, wie sie hier aus den Ergebnissen der gesteinsmagnetischen Untersuchungen geschlossen werden können, werden durch die Meßdaten der Mikrosonde-Untersuchungen bestätigt (Kapitel 2.1.2.2.). Bei den Kernproben der Gruppen I und II kann aufgrund der zeitlich nicht festlegbaren hydrothermalen Mineralneubildungen mit einer eventuell die TRM überlagernden CRM gerechnet werden. Ob diese aber zeitlich unmittelbar - autohydrothermal - nach der TRM erworben wurde oder auf jüngere hydrothermale Prozesse zurückgeht und möglicherweise veränderte magnetische Richtungen ergibt, können erst die Entmagnetisierungsergebnisse zeigen. Zumindest Dyke 16a (Basaltgruppe I) läßt eine primäre Richtung erwarten, da keine sekundären ferri- oder antiferromagnetischen Minerale erkennbar sind.

##### b) Mafische Gänge der Read Mountains (Basaltgruppen IV und V)

Mikroskopisch konnte maghemitisierte Titanomagnetit neben

sekundärem Magnetit und Titanohämatit bestimmt werden. Die Hochtemperaturoxidation entspricht im allgemeinen der Klasse "2" - "3", die Tieftemperaturoxidation übersteigt z.T. Klasse "3" und ist oft nicht von den Auswirkungen der weit fortgeschrittenen hydrothermalen Mineralumwandlung zu unterscheiden.

Diese Ergebnisse werden durch die gesteinsmagnetischen Untersuchungen bestätigt. Thermomagnetische Kurven identifizieren unterschiedlich stark hydrothermal überprägten und/oder oxidierten Titanomagnetit bis Magnetit. Das Ausmaß der Kornersetzung spiegelt sich u.a. in entsprechend niedrigen Werten für die  $M_S$  und  $M_{RS}$  und in geringen Suszeptibilitäten wider. Aufgrund der Anwesenheit von sekundär gebildeten ferri- bzw. antiferromagnetischen Mineralen sind chemisch-remanente Magnetisierungskomponenten wahrscheinlich, welche möglicherweise die primäre TRM teilweise oder vollständig überlagern. Zumindest in den Kernproben der Dykes 5 und 8 scheinen primäre Titanomagnetite vollständig umgewandelt zu sein. Da der Zeitpunkt der sekundären Mineralbildung unbekannt ist, muß damit gerechnet werden, daß die ChRM-Richtung dieser Dykes nicht mehr der primären, während der Abkühlung der Gesteinsschmelze erworbenen, sondern einer zu einem möglicherweise jüngeren Zeitpunkt erworbenen ChRM entspricht.

#### 2.4.2.2. Bestimmung der charakteristischen remanenten Magnetisierungsrichtungen

Die durch die Entmagnetisierung ermittelten charakteristischen remanenten Magnetisierungsrichtungen (ChRM) werden von einigen Faktoren mitbestimmt, die zu einer Abweichung der gemessenen remanenten Magnetisierungsrichtung von der wahren Paläorientierung führen können. Hierzu gehören

- a) experimentelle Fehlerquellen:
  - ungenaue Orientierung der Gesteinsproben oder der Kerne,
  - Ungenauigkeit der Meßgeräte;
- b) "natürliche" Fehlerquellen:
  - Einfluß lokaler magnetischer Anomalien während der initialen Magnetisierung,
  - nicht rückführbare tektonische Verstellungen geringen Ausmaßes.

Diese Fehlerquellen führen zu einer Streuung der Meßwerte. Maße für Streuung und Genauigkeit des Mittelwertes sind der Präzisionsparameter  $k$  und der  $\alpha_{95}$ -Konfidenzwinkel nach FISHER (1953). Je höher  $k$  und je geringer  $\alpha_{95}$  ist, desto genauer stimmt die gemittelte Richtung mit der "wahren mittleren Richtung" überein. In Abhängigkeit von der Anzahl der Einzelrichtungen kann der Konfidenzwinkel jedoch bei gleichen  $k$ -Werten sehr unterschiedliche Werte annehmen: je höher in solch einem Fall die Anzahl der Einzelrichtungen ist, desto kleiner wird  $\alpha_{95}$ .

Aufgrund des in 2.4.1.2. beschriebenen statistischen Auswerteverfahrens (zunächst Mittelung der Abschnitte eines Kerns, dann Mittelung aller Kerne einer Gesteinsprobe) ergibt sich je Gesteinsprobe nur eine Richtung, welche in die FISHER-Statistik eingeht. Obwohl insgesamt 268 Kernproben, d.h. im Durchschnitt 12 bis 13 Kernproben je Gang bearbeitet wurden, resultieren aus den relativ wenigen Gesteinsproben, die jedem Dyke entnommen wurden, die aus diesem Grund z.T. großen  $\alpha_{95}$ -Werte (vgl. Tab. 15 und Tab. 16).

Eine dichtere Beprobung der mafischen Gänge wäre daher für die statistische Absicherung der Entmagnetisierungsergebnisse wünschenswert gewesen, war jedoch wegen des hohen Zeitaufwandes für die Probennahme und wegen der begrenzten Transportkapazitäten im Rahmen der Expedition nicht möglich.

Aus diesen Gründen werden - unabhängig vom Konfidenzwinkel - alle ChRMs in die weitere Datenauswertung und -interpretation einbezogen, deren Präzisionsparameter  $k > 10$  beträgt (vgl. FISHER 1953;  $k > 10$  läßt vermuten, daß der berechnete Mittelwert dem realen Wert sehr nahe kommt).

Tektonische Verstellungen der beprobten Gesteinseinheiten erfordern eine entsprechende tektonische Korrektur der paläomagnetischen Meßwerte. Für die beprobten mafischen Gänge muß daher geklärt werden, ob diese seit ihrer Intrusion einer internen Deformation (z.B. Rotation von Klufftkörpern, Interndeformation) oder möglicherweise einer Verstellung des gesamten Dyke-Körpers (Kippung, Externrotation) ausgesetzt waren.

Der Einfluß tektonischer Beanspruchung auf die Gänge wurde ausführlich in Kapitel 1.4.2. diskutiert. Hinweise auf interne Deformation finden sich in einigen Dykes der Read Mountains. Bei diesen handelt es sich um Gänge aus deutlich vergrüntem Gesteinsmaterial, die sich in der Nähe von Scherzonen befinden oder Störungen aufsitzen. Mit Ausnahme von Dyke 9 mit entsprechenden schwachen Anzeichen für tektonische Beanspruchung wurde jedoch keiner dieser Gänge für paläomagnetische Untersuchungen beprobt; in diesem Fall muß also mit einer gewissen internen Verstellung gerechnet werden.

Die allgemeinen Raumlage- und Verbandsverhältnisse von Gängen und Nebengesteinen erlauben die Schlußfolgerung, daß keiner der für die paläomagnetische Bearbeitung beprobten Gänge von einer externen Rotation oder Verkippung betroffen ist (vgl. Kapitel 1.4.2.). Geringfügige tektonische Verstellungen können nicht mit letzter Sicherheit ausgeschlossen werden. Solche sind jedoch nicht quantifizierbar, ebensowenig die eventuell erfolgte interne Deformation des Ganges 9. Eine tektonische Korrektur der Meßergebnisse wurde deshalb bei keinem der Gänge durchgeführt.

Tab. 15: Paläomagnetische Ergebnisse der Dykes in den nördlichen und nordwestlichen Gebieten der Shackleton Range. Vor den Klammern sind die arithmetischen Mittelwerte angegeben, innerhalb der Klammern der Wertebereich. Susz.: Suszeptibilität; NRM: Natürliche Remanente Magnetisierung; MDF: Mean Destructiv Field; Dek/Ink: Deklination/Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierungsrichtung; PLat/PLong: geogr. Breite/Länge des Virtuellen Geomagnetischen Pols; p: Polarität; +/-: normale/inverse Polarität; NH: Anzahl der statistisch ausgewerteten Handstücke; k,  $\alpha_{95}$ : statistische Parameter nach FISHER (1953).

Dyke	Susz $\times 10^{-6}$ (SI)	NRM (mA/m)	MDF (kA/m)	Dek (°)	Ink (°)	PLat (°)	PLong (°)	p	N <sub>H</sub>	k	$\alpha_{95}$ (°)
Basaltgruppe I											
16a	12293 (8631-17192)	2518 (1777-3759)	45.1 (19.1-78.2)	41.0	-60.7	48.7S	200.1E	+	6	320.4	3.7
16b	7566 (6825-8281)	2947 (2573-3577)	76.9 (63.6-88.1)	48.1	-62.3	49.6S	208.4E	+	3	101.1	12.3
25	1317 (1263-1396)	1682 (1464-1915)	162.2 (154.2-166.5)	4.4	-23.3	21.8S	156.8E	+	4	6.1	40.7
Basaltgruppe II											
15	22042 (18360-27615)	1605 (714-2042)	27.9 (13.4-65.3)	65.6	46.4	23.4S	32.9E	-	5	102.6	7.6
19	15014 (12119-16598)	493 (346-609)	17.5 (15.4-19.8)	28.0	61.7	34.3S	355.3E	-	3	125.1	11.1
21	14897 (12732-16588)	501 (455-586)	16.0 (10.9-20.0)	6.5	59.5	30.8S	336.4E	-	5	14.3	20.9
23	10141 (8915-12135)	401 (180-600)	13.6 (10.3-15.8)	35.1	62.0	35.2S	9.6E	-	4	44.7	7.3
24	9403 (8385-10787)	283 (146-375)	49.0 (24.9-95.1)	19.4	42.3	15.4S	349.0E	-	4	44.5	13.9
27	16531 (906-22784)	431 (69-643)	24.6 (2.1-75.9)	39.6	63.5	37.2S	8.8E	-	6	87.3	7.2

Tab. 16: Paläomagnetische Ergebnisse der Read Mountains Dykes. Vor den Klammern sind die arithmetischen Mittelwerte angegeben, innerhalb der Klammern der Wertebereich. Susz.: Suszeptibilität; NRM: Natürliche Remanente Magnetisierung; MDF: Mean Destructiv Field; Dek/Ink: Deklination/Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierungsrichtung; PLat/PLong: geogr. Breite/Länge des Virtuellen Geomagnetischen Pols; p: Polarität; +/-: normale/inverse Polarität; NH: Anzahl der statistisch ausgewerteten Handstücke; k,  $\alpha_{95}$ : statistische Parameter nach FISHER (1953); a) und b) bezeichnen zwei unterschiedliche, an den Kernproben eines Ganges ermittelte Richtungen.

Dyke	Susz. $\times 10^6$ (SI)	NRM mA/m	MDF kA/m	Dek°	Ink°	PLat°	PLong°	p	N <sub>H</sub>	k	$\alpha_{95}$ (°)
Basaltgruppe IV											
1a)	30171 (21743-43768)	640 (437-918)	6.5 (4.7-10.9)	354.2	-3.4	10.9S	148.3E	+	3	8.5	45.2
b)				109.0	-10.0	2.0S	263.7E	+	2	-	-
2	12300 (897-47450)	438 (31-1375)	10.0 (8.3-11.7)	212.6	13.9	14.8S	187.9E	-	3	13.0	35.7
7	759 (652-886)	17 (7-35)	36.7 (13.9-59.1)	-	-	-	-	-	-	-	-
8	34836 (25463-39330)	1495 (1184-1819)	8.9 (7.2-11.1)	171.1	-8.6	4.8S	147.6E	-	4	22.6	19.7
9	1313 (923-5023)	44 (9-166)	11.3 (4.3-22.8)	247.2	6.7	6.9S	224.4E	-	3	18.6	29.4
11a)	3673 (1026-12656)	57 (5-198)	12.5 (10.7-16.4)	39.9	42.7	17.5S	14.1E	-	4	16.8	23.1
b)				125.0	13.0	11.9S	100.2E	-	2	-	-
12	913 (873-968)	18 (4-43)	8.5 (6.0-11.9)	-	-	-	-	-	-	-	-
13	25002 (8936-35946)	661 (135-1100)	7.5 (6.7-9.9)	-	-	-	-	-	-	-	-
Basaltgruppe V											
5a)	38321 (21789-64743)	878 (422-1724)	8.1 (6.3-10.5)	220.9	-36.7	13.3S	14.3E	+	5	29.0	14.4
b)				294.0	-1.0	4.3S	88.8E	+	2	-	-
6	3987 (3062-5182)	159 (75-350)	7.1 (5.1-8.5)	223.8	-28.6	8.5S	17.6E	+	2	-	-
Granodiorit											
29	254 (196-335)	0.32 (0.14-0.51)									

#### 2.4.2.2.1. Die ChRM mafischer Gänge der Basaltgruppe I (nördliche Shackleton Range)

Zu dieser Gruppe gehören die Dykes 16a, 16b und 25. Während die Kernproben der beiden erstgenannten Gänge ein sehr ähnliches Entmagnetisierungsverhalten aufweisen, lassen die Kernproben von Dyke 25 zu diesen signifikante Unterschiede erkennen. Die Entmagnetisierungsergebnisse sind in Tab. 15 angegeben.

Die NRM-Messungen vor und nach der vierwöchigen abgeschirmten Lagerung zeigen eine nur sehr geringe magnetische Viskosität der Kernproben an. In einigen Fällen ist ein Intensitätsverlust bis zu maximal 2 % zu beobachten; NRM-Deklination und -Inklination weisen Unterschiede von maximal 4° bzw. 2° auf. Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, daß magnetische Mehrbereichsteilchen nur untergeordnet auftreten.

Die Dykes 16a und 16b zeigen hohe NRM-Intensitäten bei mittleren Suszeptibilitätswerten. Hohe MDF-Werte belegen die hohe Wechselfeldstabilität der Kernproben (vgl. Tab. 15; angegeben sind hier, wie auch in der Tab. 16, die NRM-Intensitäten, die nach der abgeschirmten Lagerung gemessen wurden).

Abb. 56 und 57 zeigen die Ergebnisse zweier Probenabschnitte desselben Kerns im Vergleich, von denen eine Kernprobe thermisch, die andere im Wechselfeld (AF) entmagnetisiert wurde.

Jeweils links oben ist die auf den Maximalwert normierte Entmagnetisierungskurve ( $M/M_{max}$ ) dargestellt. Die in dünnen Linien gezeichnete Treppenfunktion stellt den Quotienten aus Magnetisierungsänderung und progressiver Temperatur- bzw. Wechselfeldänderung in jedem Meßintervall dar ( $dM/dT$ ,  $dM/dH$ ).

Aus der thermischen Entmagnetisierungskurve läßt sich das Blockungstemperaturspektrum ablesen.

---

**Abb. 56, 57** (folgende Seiten): Entmagnetisierungsverhalten von Kernproben aus Dyke 16b. In den Abbildungen jeweils **links oben**: Entmagnetisierungskurve (dicke Linie, normiert auf den Maximalwert) und Quotient aus Magnetisierungsänderung und progressiver Temperatur- bzw. Wechselfeldänderung in jedem Meßintervall (dünne Linie); **links unten**: Zijdervelddiagramm mit Darstellung der Inklination (dicke Linie) und Deklination (dünne Linie); **rechts**: Lagekugelprojektion der Richtungsvektoren (Quadrate, dicke Linien) und Differenzvektoren (Rauten, dünne Linien). Die Anfangsrichtungen sind durch größere Symbole gekennzeichnet. Gestrichelte Linie: untere Halbkugel; durchgezogene Linie: obere Halbkugel.

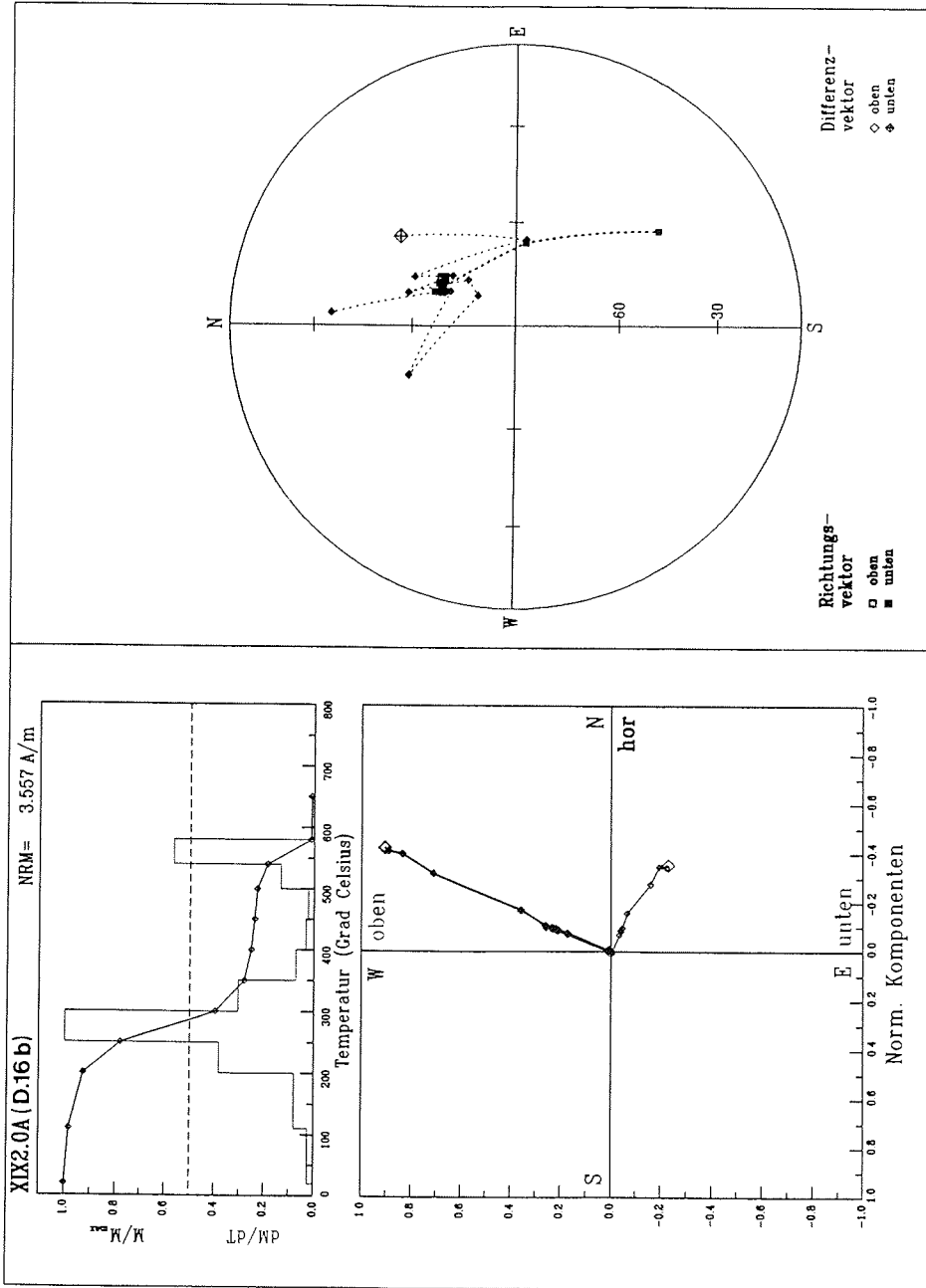


Abb. 56 (Erläuterung siehe Seite 155)



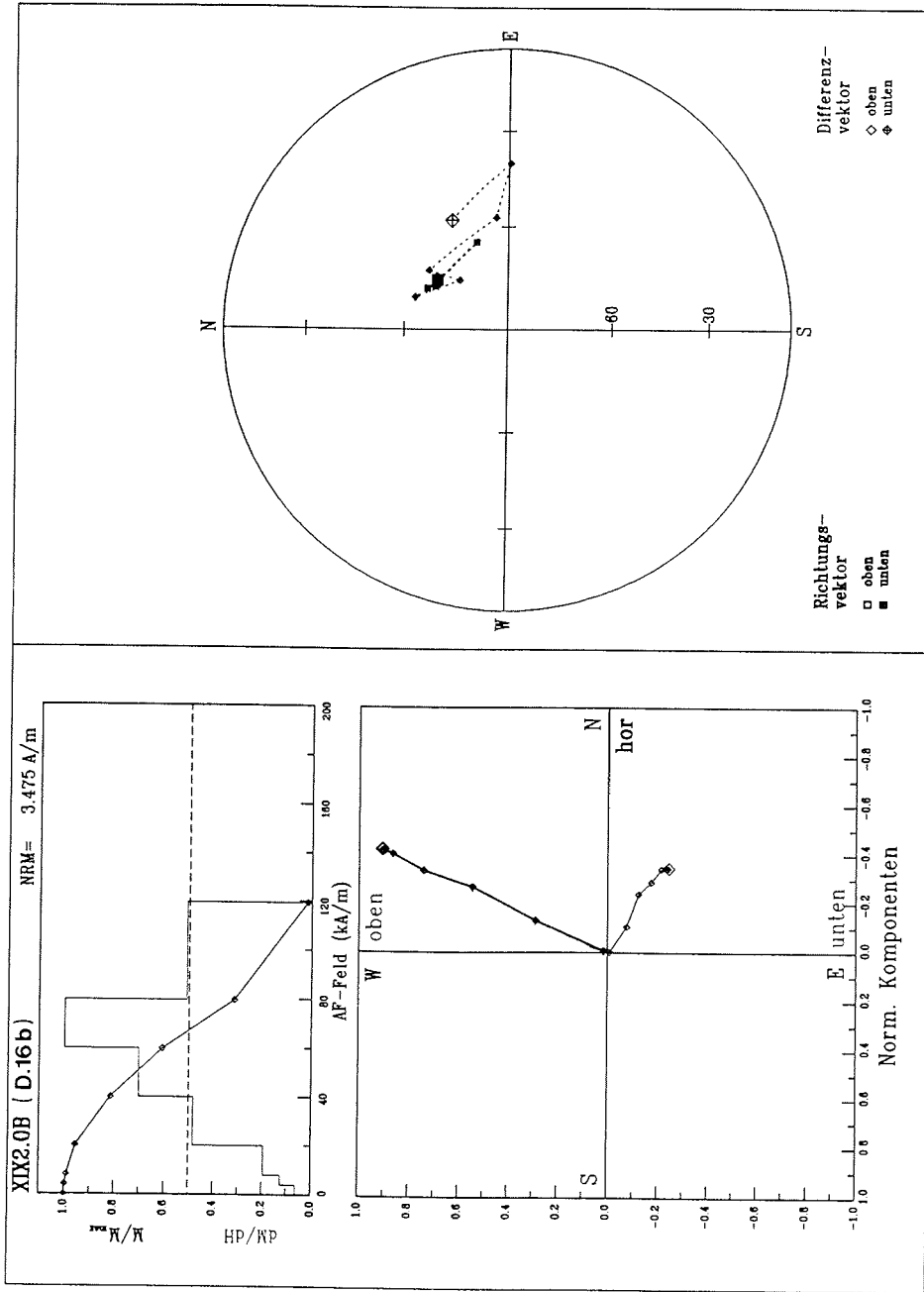


Abb. 57 (Erläuterung siehe Seite 155)

In dem Temperaturintervall zwischen 250 und 300°C ist eine deutliche Abnahme der Magnetisierung zu erkennen. Eine weitere ausgeprägte Abnahme findet zwischen 540 und 580°C statt. Dieses Blockungstemperaturspektrum zeigt eine gute Übereinstimmung mit den ermittelten Curie-Temperaturen an Material desselben Kerns:  $T_{C1} = 279^\circ\text{C}$ ,  $T_{C2} = 567^\circ\text{C}$  (vgl. Tab. 13, Kapitel 2.4.2.1.). Es wurde vermutet, daß  $T_{C2}$  auf die durch interne Hochtemperaturoxidationsprozesse fortschreitende Entmischung der primären Titanomagnetite ( $T_{C1}$ ) zurückzuführen ist, die während der Abkühlung des intrudierten Gesteinsmaterials erfolgte.

Im Zijdervelddiagramm (Abb. 56, links unten) sowie in der Lagekugelprojektion (rechts) wird ersichtlich, daß beide Titanomagnetitfraktionen identische Remanenzrichtungen aufweisen. Eine instabile Komponente, die nur geringfügig von der stabilen Richtung abweicht, ist bereits bei 200°C zerstört. Mit der weiteren kontinuierlichen Verringerung der Magnetisierung strebt der Magnetisierungsvektor nahezu geradlinig auf den Ursprung des Zijdervelddiagramms zu. Im Bereich beider Blockungstemperaturintervalle bleibt die Magnetisierungsrichtung stabil. Diese Ergebnisse lassen darauf schließen, daß beide remanenztragenden Mineralphasen geologisch gleiche Alter sowie eine primäre TRM aufweisen.

Die geringen, im Anschliff erkennbaren, hydrothermalen Titanohämatit-Bildungen machen sich in der Entmagnetisierungskurve nicht bemerkbar.

Deklination und Inklination der stabilen Richtung, definiert durch die dicht beieinanderliegenden Richtungsvektoren, lassen sich im Lagekugeldiagramm (rechts in der Abbildung) ablesen.

Die Ergebnisse der AF-Entmagnetisierung (Abb. 57) zeigen eine sehr gute Richtungsübereinstimmung mit den Ergebnissen der thermischen Entmagnetisierung. Richtungs- und Differenzvektoren erreichen bereits nach dem dritten Entmagnetisierungsschritt eine eindeutige stabile Richtung.

Die übrigen Kernproben der Dykes 16a und 16b weisen ähnliche Ergebnisse auf. Die gemittelten Deklinations- und Inklinationswerte für die charakteristischen remanenten Magnetisierungsrichtungen sowie die geographische Breite (Lat) und Länge (Long) der daraus errechneten virtuellen geomagnetischen Pole (VGPs) sind in Tab. 15 aufgeführt. Die Streuung der Daten von jedem der beiden Gänge ist gering, so daß sich hohe Werte für  $k$  ergeben.

Ein völlig abweichendes Verhalten zeigt Dyke 25. Die Suszeptibilität ist mit ca.  $1300 \times 10^{-6}$  erheblich niedriger (Tab. 15), auch die NRM (Mittel ca. 1700 mA/m) erreicht nur deutlich geringere Werte als bei den übrigen Gängen dieser Basaltgruppe. Etwa zwei- bis dreimal höhere MDF-Werte dagegen lassen erkennen, daß die Stabilität der Magnetisierung sehr viel größer ist.

Das Entmagnetisierungsverhalten ist in Abb. 58 und 59 dargestellt. Im Fall der thermischen Entmagnetisierung (Abb. 58) zeigt sich - bezüglich des Entmagnetisierungsverlaufs

- kaum ein Unterschied zu den vorgenannten Dykes. Auch hier sind zwei Blockungstemperatur-Intervalle zu unterscheiden: niedrigere Blockungstemperaturen ergeben sich aus der Abnahme der Magnetisierung bei Temperaturen um ca. 300°C, höhere in dem Temperaturintervall zwischen 540 und 580°C; die Curie-Temperaturen wurden zu 287°C bzw. 572°C ermittelt (vgl. Tab. 13).

Die Entmagnetisierungskurve der Wechselfeldentmagnetisierung (Abb. 59) zeigt, daß die Magnetisierung bis hin zu hohen Wechselfeldstärken erhalten bleibt. Der Grund für dieses Verhalten konnte nicht eindeutig geklärt werden. In erzmikroskopischen und gesteinsmagnetischen Untersuchungen (Kapitel 2.1.2.2. und 2.4.2.1.2.) wurde Hämatit festgestellt. Dieser zeigt sich jedoch - wohl aufgrund seines geringen Anteils - nicht in der thermischen Entmagnetisierungskurve, da bereits nach ca. 580°C keine Restmagnetisierung mehr vorhanden ist (vgl. Abb. 58). Darüberhinaus ist Titanomagnetit (mikroskopisch) ausschließlich in Korngrößen  $< 0,01$  mm vorhanden (Kapitel 2.1.2.2.), so daß möglicherweise der Anteil der im Wechselfeld stabileren Einbereichsteilchen höher ist als in den Kernproben der übrigen Dykes dieser Basaltgruppe (vgl. auch Abb. 55: Die Meßwerte der Kernproben aus Dyke 25 erscheinen unmittelbar an der Grenzlinie SD-PSD). Hierin könnte die Erklärung für das abweichende Entmagnetisierungsverhalten der Kernproben aus Dyke 25 liegen.

Zijderveld- und Lagekugeldiagramm zeigen in beiden Fällen (Abb. 58 und 59) nahezu übereinstimmende stabile Richtungen. Die nichtstabile Komponente ist bereits nach wenigen Entmagnetisierungsschritten beseitigt (vgl. Differenzvektor). Trotz der guten Übereinstimmung der Richtungen einer sehr stabilen Magnetisierung innerhalb der Kernproben einer Gesteinsprobe streuen die Mittelwerte der Gesteinsproben untereinander sehr stark ( $k = 6,1$ ). Dieses Verhalten konnte gesteinsmagnetisch nicht geklärt werden. Die ChRM dieses Ganges bleibt aufgrund des geringen  $k$ -Wertes ( $k < 10$ ) in den weitergehenden Betrachtungen unberücksichtigt.

---

**Abb. 58, 59** (folgende Seiten): Entmagnetisierungsverhalten von Kernproben aus Dyke 25. In den Abbildungen jeweils links oben: Entmagnetisierungskurve (dicke Linie, normiert auf den Maximalwert) und Quotient aus Magnetisierungsänderung und progressiver Temperatur- bzw. Wechselfeldänderung in jedem Meßintervall (dünne Linie); links unten: Zijdervelddiagramm mit Darstellung der Inklination (dicke Linie) und Deklination (dünne Linie); rechts: Lagekugelprojektion der Richtungsvektoren (Quadrate, dicke Linien) und Differenzvektoren (Rauten, dünne Linien). Die Anfangsrichtungen sind durch größere Symbole gekennzeichnet. Gestrichelte Linie: untere Halbkugel; durchgezogene Linie: obere Halbkugel.

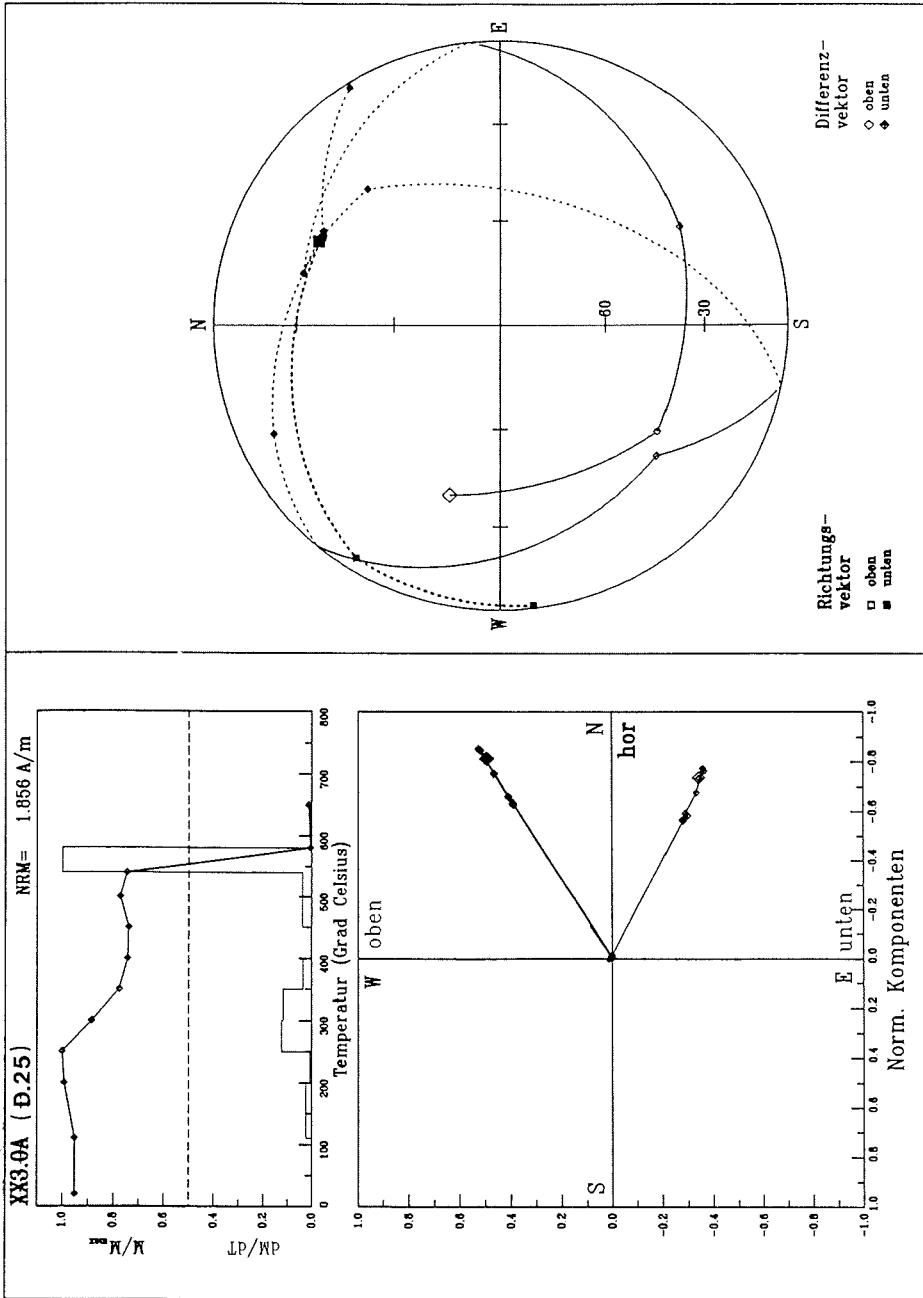


Abb. 58 (Erläuterung siehe Seite 159)

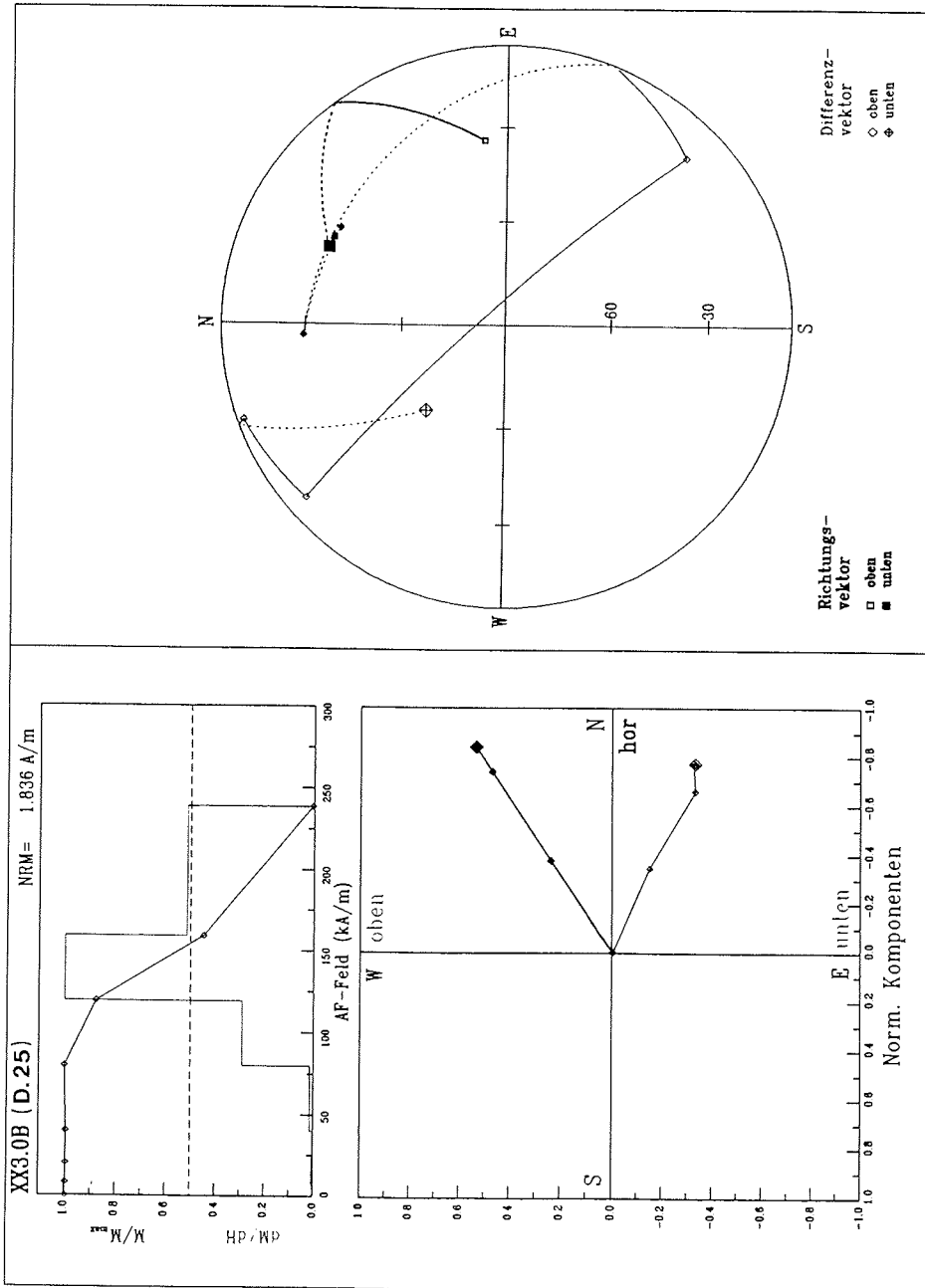


Abb. 59 (Erläuterung siehe Seite 159)

ChRM-Richtungen und VGP-Lagen der Dykes 16a und 16b sind in Abb. 60 dargestellt. Die stabilen Richtungen beider Gänge zeigen eine normale Polarität. Der gemittelte Pol errechnet sich zu

Lat 49,2°S; Long 204,2°E.

Da dieser Wert aus nur zwei VGPs gemittelt wurde, ist eine weitere statistische Betrachtung nicht möglich.

#### 2.4.2.2.2. Die ChRM mafischer Gänge der Basaltgruppe II (nördliche Shackleton Range)

Die Entmagnetisierungsergebnisse sind in Tab. 15 angegeben.

Trotz der deutlich stärkeren hydrothermalen Überprägung der Gesteine dieser Basaltgruppe konnten bei allen sechs Dykes VGPs mit ausreichender Präzision ( $k$ : 14 - 125, vgl. Tab. 15) bestimmt werden. Gesteinsmagnetische Untersuchungen zeigten bereits deutliche Unterschiede zu den Gängen der Basaltgruppe I auf. Diese Unterschiede spiegeln sich auch im Entmagnetisierungsverhalten der Kernproben wider.

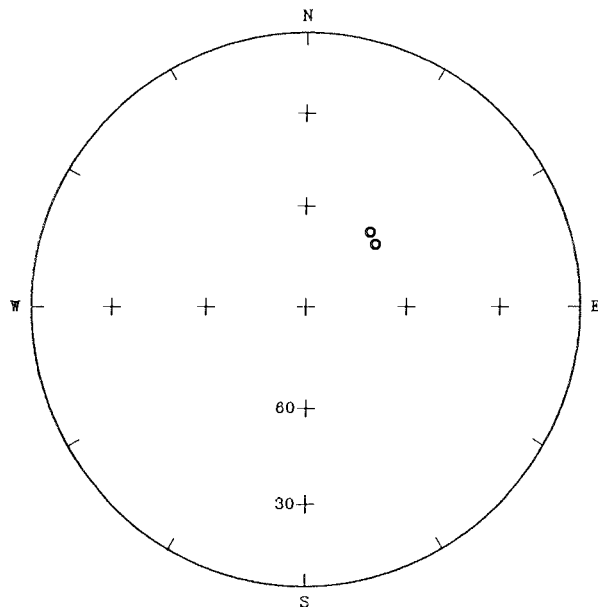
Ähnlich wie bei den Basalten der Gruppe I bewirkte die abgeschirmte Lagerung nur geringfügige Veränderungen in der NRM. Lediglich in einem Fall (Dyke 27) wurden größere Differenzen festgestellt (maximal 9 % geringere Magnetisierungsintensität als vor der Lagerung; Unterschiede zwischen den Deklinations- und Inklinationen vor und nach der Lagerung maximal 8° und 5°).

Die aus den einzelnen Kernproben der Gänge gemittelten Suszeptibilitäten sind mit Werten zwischen ca.  $9400 \times 10^{-6}$  und  $22.000 \times 10^{-6}$  vergleichsweise hoch (Tab. 15). Bedeutend niedriger sind in dieser Gesteinsgruppe die NRM-Werte, die mit Ausnahme von Dyke 15 weit unterhalb 1000 mA/m liegen. Diese niedrigen Magnetisierungsintensitäten sind wahrscheinlich auf den höheren Zersetzungsgrad der Titanomagnetite zurückzuführen. Daß die Magnetisierung darüberhinaus oft auch weniger stabil ist, zeigen die im Vergleich zu Basaltgruppe I in der Regel niedrigeren MDF-Werte.

Die sechs Gänge dieser Basaltgruppe lassen sich nach ihrem Entmagnetisierungsverhalten aufteilen in

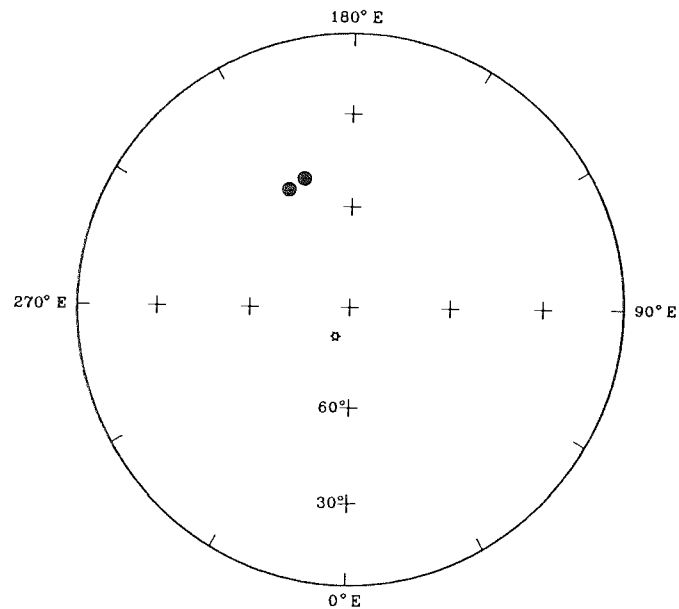
- a) Gänge, deren Kernproben im Verlauf der Entmagnetisierung stabile Richtungen erreichen, aus denen eine mittlere Aufschluß-ChRM ermittelt werden kann,
- b) Gänge, deren Kernproben nicht oder nur zum Teil eine stabile Richtung erreichen, bei denen sich die Durchstoßpunkte der Richtungsvektoren in der Lagekugeldarstellung jedoch mit zunehmender Entmagnetisierung entlang von konvergierenden Großkreisen ("remagnetization circle", KHRAMOV 1958) fortbewegen.

### ChRM-Richtungen



○ oben  
● unten

### VGPs



○ revers  
● normal    \* geographische Lage der Shackleton Range

Abb. 60: ChRM-Richtungen und VGPs für Gänge der Basaltgruppe I. Darstellung der ChRM-Richtungen im Schmidtschen Netz; Darstellung der VGPs in einer polständigen, flächentreuen stereographischen Projektion (untere Halbkugel; Projektionsebene: Äquatorebene).

Die Auswertung der Entmagnetisierungsergebnisse der unter a) genannten Gänge erfolgte ebenso wie bei den Dykes der Basaltgruppe I. Dies betrifft die Dykes 15, 19 und 27. Für die Ermittlung einer stabilen Magnetisierungsrichtung bei den unter b) genannten Gängen - es handelt sich um die Dykes 21, 23 und 24 - mußte eine andere Methode angewandt werden, die im folgenden Text an entsprechender Stelle erläutert wird.

In Abb. 61 und 62 sind die Ergebnisse einer thermisch und einer im Wechselfeld entmagnetisierten Kernprobe abgebildet, die stabile Richtungen erreichten.

Das Blockungstemperaturspektrum der in Abb. 61 dargestellten Kernprobe zeigt zwei Maxima innerhalb der Temperaturintervalle 300-330°C und 540-600°C. Als Träger der Remanenz wurde neben primärem, maghemitisiertem und hydrothermal z.T. umgewandeltem Titanomagnetit feinkörniger, wahrscheinlich sekundärer (Titanio-?) Magnetit bestimmt, bei dem - möglicherweise auch wegen der sehr geringen Korngrößen - keine hydrothermalen bzw. Oxidationserscheinungen erkennbar waren. Außerdem sind hydrothermale Umwandlungen zu Titanohämatit vorhanden. Magnetit bzw. Titanomagnetit unterschiedlicher Zusammensetzungen und Oxidationsgrade sowie Titanohämatit führen zu den beiden genannten Blockungstemperaturmaxima.

In der Zijderveld- und Lagekugeldiagrammdarstellung dieser Kernprobe (Abb. 61) ist erkennbar, daß eine instabile Magnetisierungskomponente schon bei ca. 200°C, also weit unterhalb des ersten Blockungstemperaturmaximums, beseitigt ist. Anschließend bleibt die Lage des Richtungsvektors bis zum 540°C-Heizschritt mit geringen Abweichungen stabil. Bei 570°C ist eine Restmagnetisierung von über 20 % vorhanden, die auf das Vorhandensein von Titanohämatit zurückgeführt werden kann. Während der letzten beiden Entmagnetisierungsschritte (570°C und 600°C) ändert der Richtungsvektor seine Lage. Die remanente Magnetisierungsrichtung der - wahrscheinlich sekundären - Minerale mit

---

**Abb. 61, 62** (folgende Seiten): Entmagnetisierungsverhalten von Kernproben der Dykes 15 und 27. In den Abbildungen jeweils **links oben**: Entmagnetisierungskurve (dicke Linie, normiert auf den Maximalwert) und Quotient aus Magnetisierungsänderung und progressiver Temperatur- bzw. Wechselfeldänderung in jedem Meßintervall (dünne Linie); **links unten**: Zijdervelddiagramm mit Darstellung der Inklination (dicke Linie) und Deklination (dünne Linie); **rechts**: Lagekugelprojektion der Richtungsvektoren (Quadrate, dicke Linien) und Differenzvektoren (Rauten, dünne Linien). Die Anfangsrichtungen sind durch größere Symbole gekennzeichnet. Gestrichelte Linie: untere Halbkugel; durchgezogene Linie: obere Halbkugel.



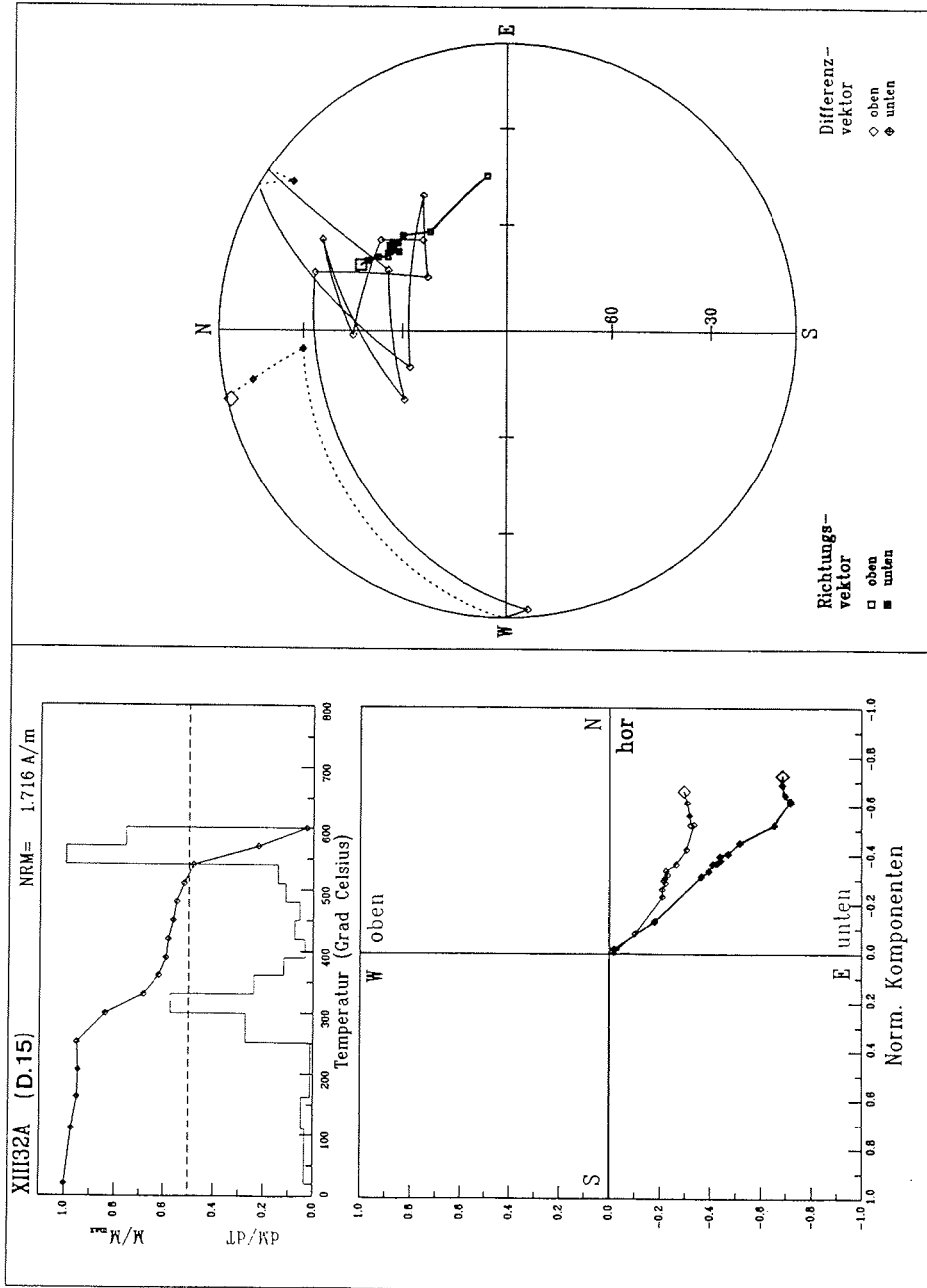


Abb. 61 (Erläuterung siehe Seite 164)

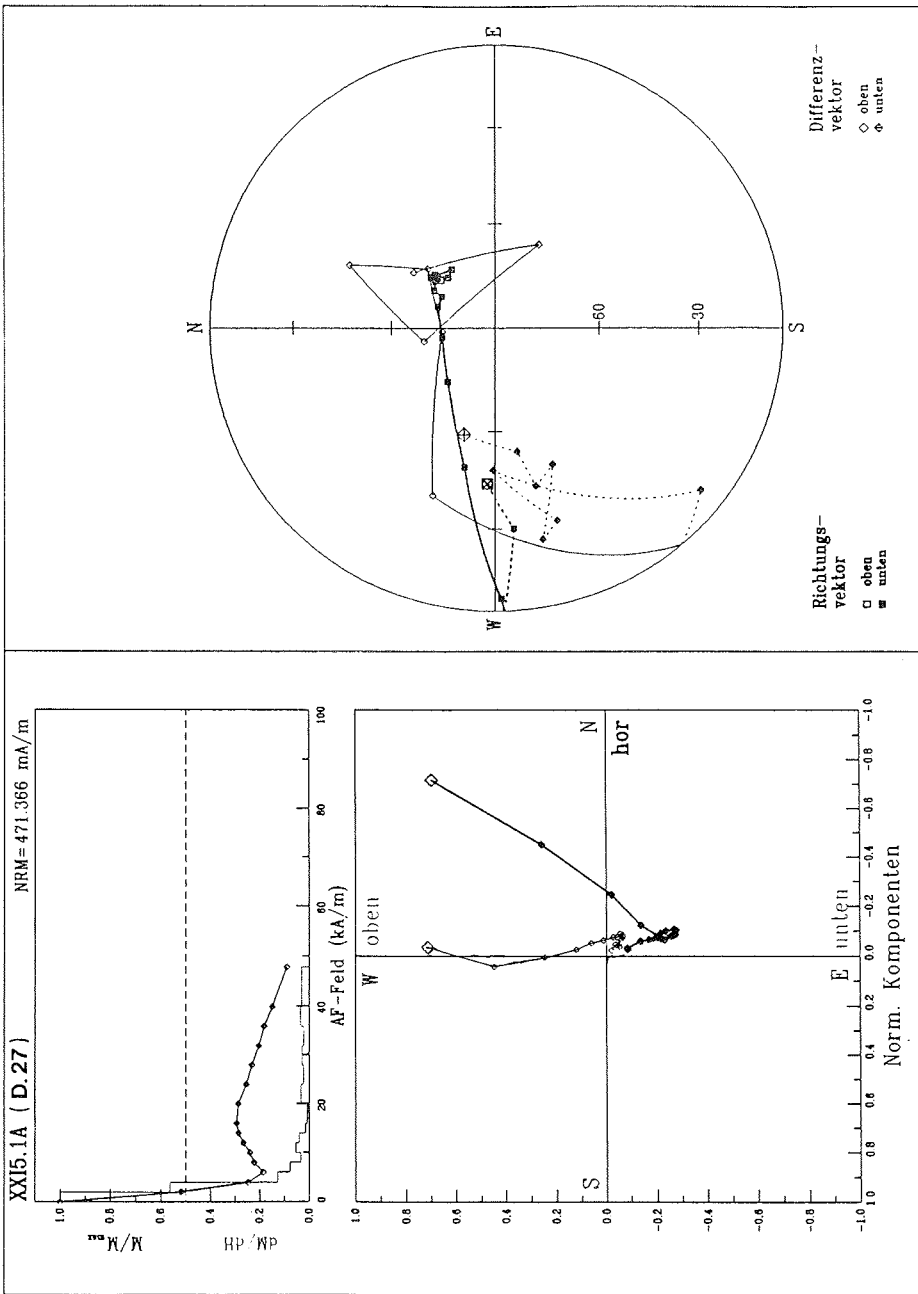


Abb. 62 (Erläuterung siehe Seite 164)

Blockungstemperaturen zwischen 540 und 600°C unterscheidet sich in diesem Fall von derjenigen der Magnetisierungssträger mit Blockungstemperaturen zwischen 300 und 330°C.

Abb. 62 stellt eine Wechselfeldentmagnetisierung dar, bei der zunächst eine deutlich ausgeprägte, weniger stabile Remanenz beseitigt wird, bis schließlich nur noch die magnetisch stabilere Richtungskomponente übrigbleibt. Dieses Verhalten wird besonders im Zijderveld-Diagramm deutlich. Die Magnetisierungsrichtung, deren Vektorkomponenten mit zunehmenden Wechselfeldstärken zunächst nicht auf den Ursprung des Koordinatensystems zulaufen, ändert sich ab ca. 8 kA/m (vierter Entmagnetisierungsschritt). Bei ca. 16 kA/m (achter Entmagnetisierungsschritt) ist die magnetisch instabilere Magnetisierungskomponente zerstört. Mit der Verringerung der verbleibenden Remanenz verlaufen anschließend die Richtungskomponenten direkt gegen den Koordinatenursprung.

Die Vektoren der beiden remanenten Magnetisierungen weisen hier in entgegengesetzte Richtungen, so daß sich mit der Zerstörung der weniger stabilen Richtungskomponente zunächst wieder ein Anstieg der Magnetisierungsintensität der Kernprobe insgesamt ergibt. Diese Zunahme der Intensität wird in der Entmagnetisierungskurve (links oben in der Abbildung) zwischen dem dritten und dem achten Entmagnetisierungsschritt sichtbar. Erst nachdem die weniger stabile Richtungskomponente vollständig abgebaut ist, führen die zunehmenden Wechselfeldstärken wieder zu einem Intensitätsverlust.

Die Lagekugeldarstellung läßt eine "Wanderung" des Richtungsvektors während der ersten acht Entmagnetisierungsschritte erkennen (Abb. 62, rechte Darstellung). Nach dem achten Entmagnetisierungsschritt nähert sich auch der Differenzvektor einer stabilen Richtung, die sich in diesem Beispiel bei Deklinations-/Inklinationswerten von ca. 45°/68° einstellt.

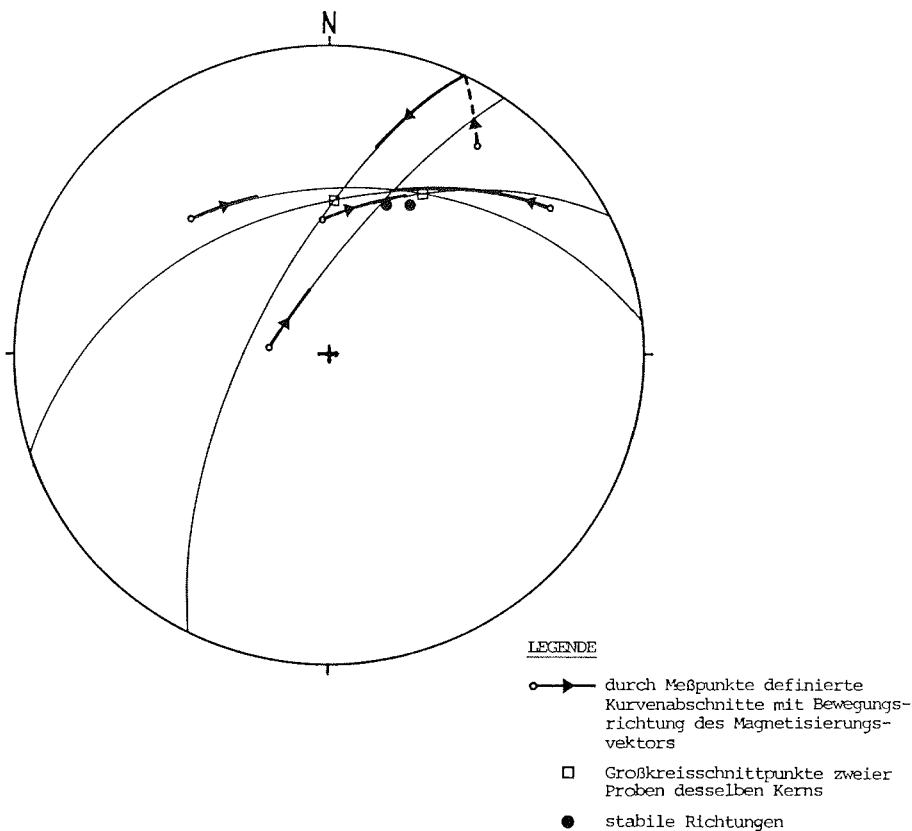
Die ChRM-Richtungen der oben unter b) genannten Gänge mußten, da während der Entmagnetisierung nur selten stabile Richtungen erreicht wurden, mit Hilfe einer weiteren Methode ermittelt werden:

In Abb. 62 (Lagekugeldiagramm) ist zu erkennen, daß die Magnetisierungsrichtungen sich während der schrittweisen Zerstörung der magnetisch weniger stabilen Magnetisierungskomponente entlang eines Großkreises fortbewegen. In dem hier gezeigten Beispiel wurde ein stabiler Endpunkt erreicht. Verschiedene Ursachen können jedoch dazu führen, daß bei einer Überlagerung der Koerzitivfeldstärke- oder Blockungstemperaturspektren verschiedener Remanenzen einer Kernprobe der Magnetisierungsvektor sich entlang eines Großkreises fortbewegt, ohne daß eine stabile Richtung erreicht wird. Dieser Fall tritt zum Beispiel ein, wenn die Spektren sich in ihrer gesamten Breite überlagern und beide Komponenten zum selben Zeitpunkt zerstört sind, oder aber, wenn die Spektren sich zwar nicht vollständig überla-

gern, die Magnetisierungsintensität nach der Entmagnetisierung der weniger stabilen Remanenz dann bereits so gering ist, daß die Richtung der stabileren Magnetisierungskomponente mit dem verwendeten Magnetometer nicht mehr festgestellt werden kann. Konvergieren die Großkreise, die durch die nach jedem Entmagnetisierungsschritt gemessenen Richtungen definiert werden, bei mehreren Kernproben eines Ganges gegen eine gemeinsame Richtung, kann aus den Schnittpunkten dieser Remagnetisierungskreise eine ChRM definiert werden (HALLS 1976, 1978).

Auf diese Weise wurden die Entmagnetisierungsdaten für die Dykes 21, 23 und 24 ausgewertet.

Abb. 63 verdeutlicht beispielhaft das Entmagnetisierungsverhalten mehrerer Kernproben aus Dyke 24. Bei zwei der Kernproben kann eine stabile Richtung ermittelt werden (ausgefüllte Kreise). Die übrigen Kernproben ergeben keine stabilen Endpunkte, definieren jedoch die eingezeichneten



**Abb. 63:** Stabile Richtungen und Remagnetisierungskreise von insgesamt sieben Kernproben aus Dyke 24.

Remagnetisierungskreise. Die Großkreisabschnitte, die durch Datenpunkte belegt sind, sind fett dargestellt; die Pfeile geben die Bewegungsrichtung wieder. Die Großkreise schneiden sich in der Umgebung der beiden eingezeichneten stabilen Richtungen. Um eine mittlere ChRM-Richtung des Dykes zu ermitteln, wurden jeweils die Schnittpunkte der Kernproben desselben Gesteinskerns (in der Abbildung durch Rechtecke gekennzeichnet) als Einzelrichtung aufgefaßt. Zusammen mit den Werten der Kernproben, welche stabile Richtungen ergaben, dienten sie dann der statistischen Mittelwertbildung nach dem bereits beschriebenen Verfahren.

In Abb. 64 sind die ChRM-Richtungen und VGPs dieser sechs Dykes abgebildet. In allen Fällen ergibt sich eine inverse Magnetisierungsrichtung. Der Präzisionsparameter  $k$  bewegt sich in Werten zwischen ca. 14 und 125, der Konfidenzwinkel  $\alpha_{95}$  zwischen etwa  $7^\circ$  und  $21^\circ$  (vgl. Tab. 15). Eine aus den VGPs der Gänge dieser Basaltgruppe gemittelte Paläopolposition ergibt sich zu

Lat  $30,8^\circ\text{S}$ ; Long  $1,9^\circ\text{E}$  ( $k = 18,2$ ;  $\alpha_{95} = 16,1$ )

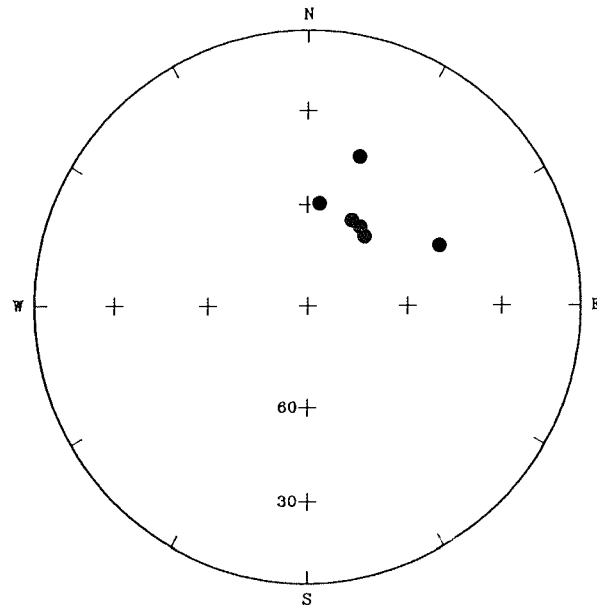
#### 2.4.2.2.3. Die ChRM mafischer Gänge der Basaltgruppen IV und V (Read Mountains)

In diese Gruppe fallen acht mafische Gänge der Basaltgruppe IV sowie zwei mafische Gänge der Basaltgruppe V. Die Entmagnetisierungsergebnisse sind in Tab. 16 aufgelistet. Ebenfalls dargestellt sind die Suszeptibilitäten und NRM-Intensitäten der Granodiorit-Kernproben. Die NRM-Richtungen der Granodioritproben streuen in einem weiten Bereich; aufgrund der sehr niedrigen Intensitätswerte (Gang-Mittelwert  $0,32$  mA/m) sind die mit dem Spinner-Magnetometer ermittelten NRM-Richtungen zwar noch meßbar; die Ermittlung von ChRM-Richtungen durch weitere schrittweise Entmagnetisierung war jedoch nicht möglich.

Die Kernproben der Read Mountains-Basaltgänge lassen zum überwiegenden Teil keine hohe magnetische Viskosität erkennen. Teilweise können die NRM-Differenzen vor und nach der abgeschirmten Lagerung jedoch höhere Werte annehmen. So beträgt z.B. für Dyke 12 der maximale Intensitätsverlust 16 %; bei der Deklination und Inklination ergeben sich Unterschiede bis zu  $54^\circ$  bzw.  $24^\circ$ . Dieses Verhalten läßt einen höheren Anteil magnetischer Mehrbereichsteilchen vermuten.

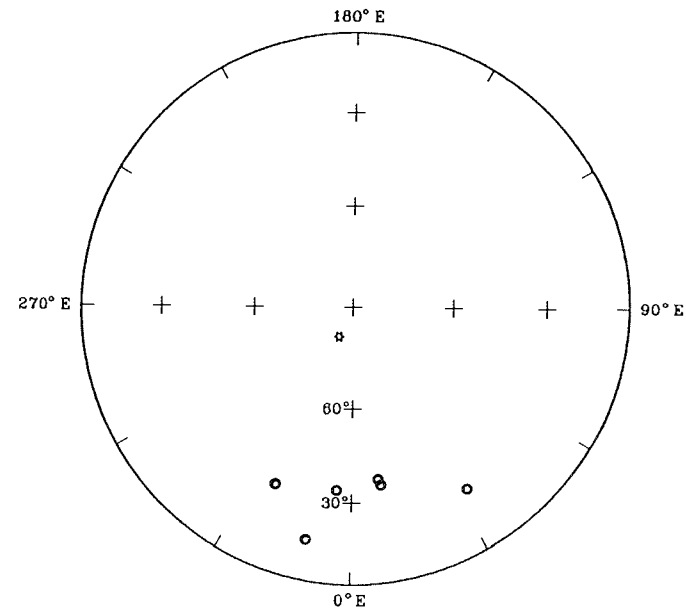
Die Suszeptibilitäts-, NRM- und MDF-Werte der Basalte überdecken einen weiten Bereich. Während Suszeptibilitäten von etwa  $760 \times 10^{-6}$  bis über  $38.000 \times 10^{-6}$  auftreten, schwanken die NRM-Intensitäten zwischen 17 und 1500 mA/m (Mittelwerte jeweils aller Kernproben eines Ganges, vgl. Tab. 16). Die MDF-Werte betragen meist um oder unter 10 kA/m und weisen auf allgemein wenig stabile Remanenzen hin. Die große Spannweite aller dieser Werte ist mit Unterschieden im primären Mineralbestand der Gänge allein nicht zu erklären. Vielmehr geht sie vermutlich auf zwei Ursachen zurück:

### ChRM-Richtungen



- oben
- unten

### VGPs



- revers
- normal
- \* geographische Lage der Shackleton Range

**Abb. 64:** ChRM-Richtungen und VGPs für Gänge der Basaltgruppe II. Darstellung der ChRM-Richtungen im Schmidtschen Netz; Darstellung der VGPs in einer polständigen, flächentreuen stereographischen Projektion (untere Halbkugel; Projektionsebene: Äquatorebene).

- Fortschreitende Tieftemperaturoxidation bzw. hydrothermale Prozesse zersetzten die primären ferrimagnetischen Minerale; je nach Ausmaß der Mineralumwandlung wurden die Suszeptibilitäten und Magnetisierungsintensitäten in unterschiedlichem Maße verringert.
- Sekundäre, neugebildete ferri- bzw. antiferromagnetische Erze führten wiederum zu einer Erhöhung der Magnetisierungsfähigkeit und -intensität, wurden jedoch gleichzeitig Träger einer CRM, welche die primäre, initiale TRM überlagerte.

Die in den vorherigen Kapiteln beschriebenen erzmikroskopischen und gesteinsmagnetischen Untersuchungen haben gezeigt, daß in allen Dykes der Read Mountains beide Prozesse, jedoch in unterschiedlichem Ausmaß, stattgefunden haben. Die folgenden Beispiele verdeutlichen dies.

Äußerst niedrige Werte für die Suszeptibilität und die NRM wurden an den Kernproben der Dykes 7 und 12 gemessen (vgl. Tab. 16). In beiden Fällen wurde in Probenanschliffen ehemaliger primärer, entmischter Titanomagnetit beobachtet, der vollständig durch nicht opake Minerale, neben geringen Mengen von Titanohämatit, ersetzt ist (Tab. 5). Unveränderter Magnetit tritt nur vereinzelt in Form von schmalen Anwachs säumen oder wenigen Neuspaltungen auf. Der Verlauf der thermomagnetischen Kurven entspricht dem hohen hydrothermalen Überprägungsgrad des Probenmaterials (Kurventypen II.3, II.5, vgl. Kapitel 2.4.2.1.1., Abb. 52). Extrem niedrige Sättigungsremanenzen (IRM-Messung) und die Hysteresis-Messungen zeigen ebenfalls, daß nur sehr geringe Mengen ferri- bzw. antiferromagnetischer Minerale erhalten geblieben sind (vgl. Kapitel 2.4.2.1.2., Abb. 53d, 54d; Tab. 14) und der Einfluß sekundärer Erzneubildungen gering ist.

Im Gegensatz dazu sind die Suszeptibilitäten und NRM-Intensitäten beispielsweise des Dykes 5 sehr hoch. Neben dem in unterschiedlichem Maße hydrothermal veränderten bis vollständig durch Titanohämatit und nicht opake Minerale ersetzten primären Titanomagnetit ist ein hoher Anteil an feinkörnigem, sekundärem Magnetit und Hämatit vorhanden, der neben Chlorit und Serpentin auf die nahezu vollständige niedriggradig metamorphe Umwandlung von Augit zurückzuführen ist. Daß nicht der von Umwandlungsprozessen betroffene primäre Titanomagnetit, sondern der sekundäre, neugebildete Magnetit der dominierende Remanenzträger ist, zeigen die im Vergleich zu den im vorigen Abschnitt genannten Dykes völlig verschiedenen Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Untersuchungen. So ist der Verlauf der thermomagnetischen Kurve im wesentlichen auf diese Magnetitneubildung zurückzuführen (Kurventyp I.1, vgl. Kapitel 2.4.2.1.1., Abb. 51). Entsprechende Unterschiede ergeben sich auch aus den IRM- und Hysteresis-Messungen (Kapitel 2.4.2.1.2., Abb. 53a, 54a; Tab. 14).

Für den Fall, daß die mafischen Gänge der Read Mountains wie vermutet - proterozoisch intrudierten und zu einem

späteren Zeitpunkt, möglicherweise während der Ross-Orogenese, thermisch überprägt wurden, können sich entsprechend unterschiedliche ChRM-Richtungen und VGP-Lagen ergeben. Unter diesem Aspekt werden die Pollagen im nachfolgenden Kapitel diskutiert.

Unabhängig von der Gliederung in die Basaltgruppen IV und V führte das Entmagnetisierungsverhalten zu einer Dreiteilung der Dykes:

- a) Gänge, für die weder durch schrittweise thermische noch durch Wechselfeldentmagnetisierung eine ChRM-Richtung ermittelt werden konnte,
- b) Gänge, bei denen die Ermittlung einer ChRM-Richtung möglich war
- c) sowie Gänge, bei denen sich neben einer vorherrschenden ChRM-Richtung bei einzelnen Kernproben eine weitere stabile Richtung abzeichnet (Tab. 16).

Zu a) gehören die Dykes 7, 12 und 13. Im Falle der beiden erstgenannten Gänge kann das Entmagnetisierungsverhalten auf die teilweise Umkristallisation der Remanenzträger und den damit verbundenen Magnetisierungsverlust zurückgeführt werden (s.o.). Selbst wenn eine primäre Magnetisierung noch erhalten geblieben sein sollte, ist diese aufgrund der geringen Ausgangsintensität und des raschen Intensitätsverlustes während der Entmagnetisierung (niedrige MDF-Werte) nicht mehr zu ermitteln.

Für Dyke 13 konnte trotz relativ hoher NRM-Intensitäten keine mittlere ChRM-Richtung bestimmt werden. Zwar ergaben die einzelnen Kernproben überwiegend stabile Richtungen; diese streuen jedoch, sogar bei verschiedenen Kernproben desselben Handstücks, sowohl mit positiven als auch mit negativen Inklinationenwerten nahezu über die gesamte Lagekugel. Vereinzelt entsprechen die Richtungen der des heutigen Erdmagnetfeldes. Die Stabilität der Remanenz ist gering (MDF = 7,5 kA/m). Die erzpetrographischen Untersuchungen zeigten überdurchschnittlich große Korngrößen der Titanomagnetite bis zu 1,4 mm. Möglicherweise gehen die ungünstigen Entmagnetisierungsergebnisse dieses Ganges auf einen überdurchschnittlich hohen Anteil magnetischer Mehrbereichsteilchen zurück.

Die ChRM-Richtungen der unter b) und c) genannten Gänge gehen sowohl auf die Ermittlung stabiler Endpunkte als auch auf Großkreisanalysen zurück. Allgemein sind Entmagnetisierungsverhalten und -ergebnisse weniger eindeutig als bei den Dykes der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range, bei denen eine metamorphe Überprägung nicht nachgewiesen wurde und deren Erzminerale weniger intensiven Umwandlungsprozessen unterlagen. Vereinzelt ergaben weder Wechselfeld- noch thermische Entmagnetisierung von Kernproben stabile Richtungen oder Remagnetisierungskreise, ohne daß dieses Verhalten im einzelnen geklärt werden konnte. Sie wurden bei der Bestimmung der mittleren ChRM des



betreffenden Ganges nicht berücksichtigt. Einzelne der in Tab. 16 aufgeführten Richtungen sind somit durch weniger als drei Gesteinsproben definiert; sie ließen eine Auswertung mit der FISHER-Statistik nicht zu. Solche Richtungen können nicht als "ChRM" im strengen Sinne betrachtet werden. Sie sind für die Interpretation der Ergebnisse zwar interessant (s.u.), dürfen jedoch voll bewertet, sondern lediglich als zusätzliche Hinweise betrachtet werden.

In Abb. 65 und 66 sind die Ergebnisse von schrittweisen thermischen Entmagnetisierungen abgebildet. Beide Kernproben besitzen ein mehr oder weniger kontinuierliches Blockungstemperaturspektrum. Im Fall der Kernprobe V3.2B (Abb. 65) stellt sich bereits ab dem 100°C-Heizschritt eine stabile Richtung ein (vgl. Richtungs- und Differenzvektor); die nach 570°C verbleibende Restmagnetisierung von ca. 22 % ist auf Hämatit zurückzuführen.

Anders verhält sich der Richtungsvektor der Kernprobe X3.0B (Abb. 66). Zu Beginn der Entmagnetisierung zeigen sich auch hier sehr flache Inklinationen. Der Richtungsvektor wandert jedoch, bis sich etwa ab dem fünften Entmagnetisierungsschritt (400°C) eine stabile Richtung bei einer Deklination von ca. 52° und einer Inklination von ca. 57° einstellt. Ein derartiges Verhalten zeigen insbesondere solche Kernproben, die bei einer weitgehenden Umwandlung des primären Titanomagnetits einen hohen Anteil an sekundär gebildeten Erzmineralen aufweisen. Daher muß davon ausgegangen werden, daß solche an hohe Blockungstemperaturen gebundene Richtungen, welche auch bei weiteren mineralogisch vergleichbaren Kernproben ähnliche Deklinations- und Inklinationen zeigen, eine sekundäre, zu einem geologisch jüngeren Zeitpunkt erworbene CRM repräsentieren.

Dyke 5 ist ein Beispiel für einen Gang, in dem neben einer gut definierten ChRM eine weitere, durch nur wenige Kernproben bestimmte Richtung erkennbar ist. Es wurde bereits gezeigt (Kapitel 2.4.2.1.3.), daß hier sekundärer Magnetit der dominierende Träger der Remanenz ist. Abb. 67 läßt

---

**Abb. 65 - 67** (folgende Seiten): Entmagnetisierungsverhalten von Kernproben der Dykes 5 und 11. In den Abbildungen jeweils links oben: Entmagnetisierungskurve (dicke Linie, normiert auf den Maximalwert) und Quotient aus Magnetisierungsänderung und progressiver Temperaturänderung in jedem Meßintervall (dünne Linie); links unten: Zijdervelddiagramm mit Darstellung der Inklination (dicke Linie) und Deklination (dünne Linie); rechts: Lagekugelprojektion der Richtungsvektoren (Quadrate, dicke Linien) und Differenzvektoren (Rauten, dünne Linien). Die Anfangsrichtungen sind durch größere Symbole gekennzeichnet. Gestrichelte Linie: untere Halbkugel; durchgezogene Linie: obere Halbkugel.

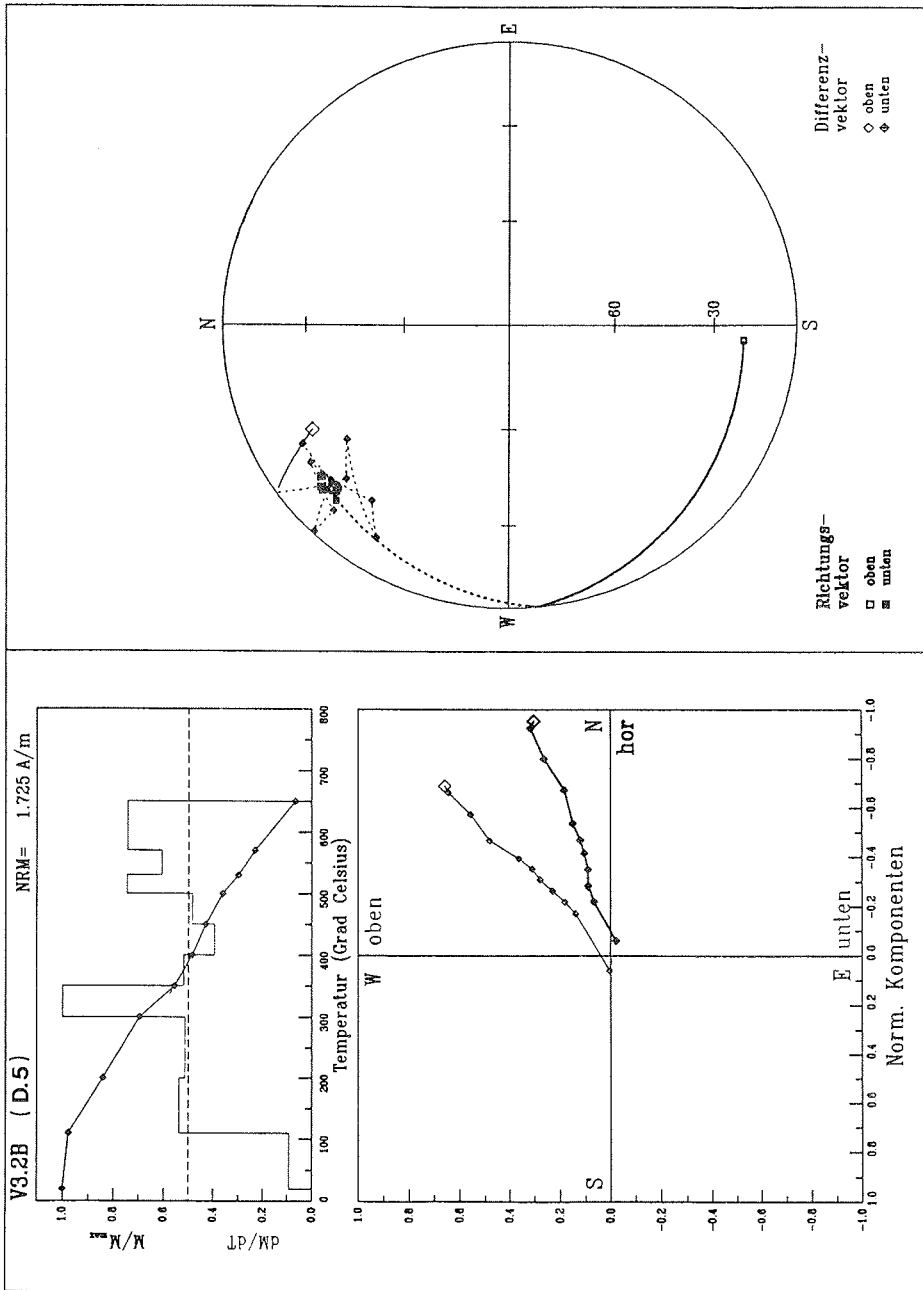


Abb. 65 (Erläuterung siehe Seite 173)

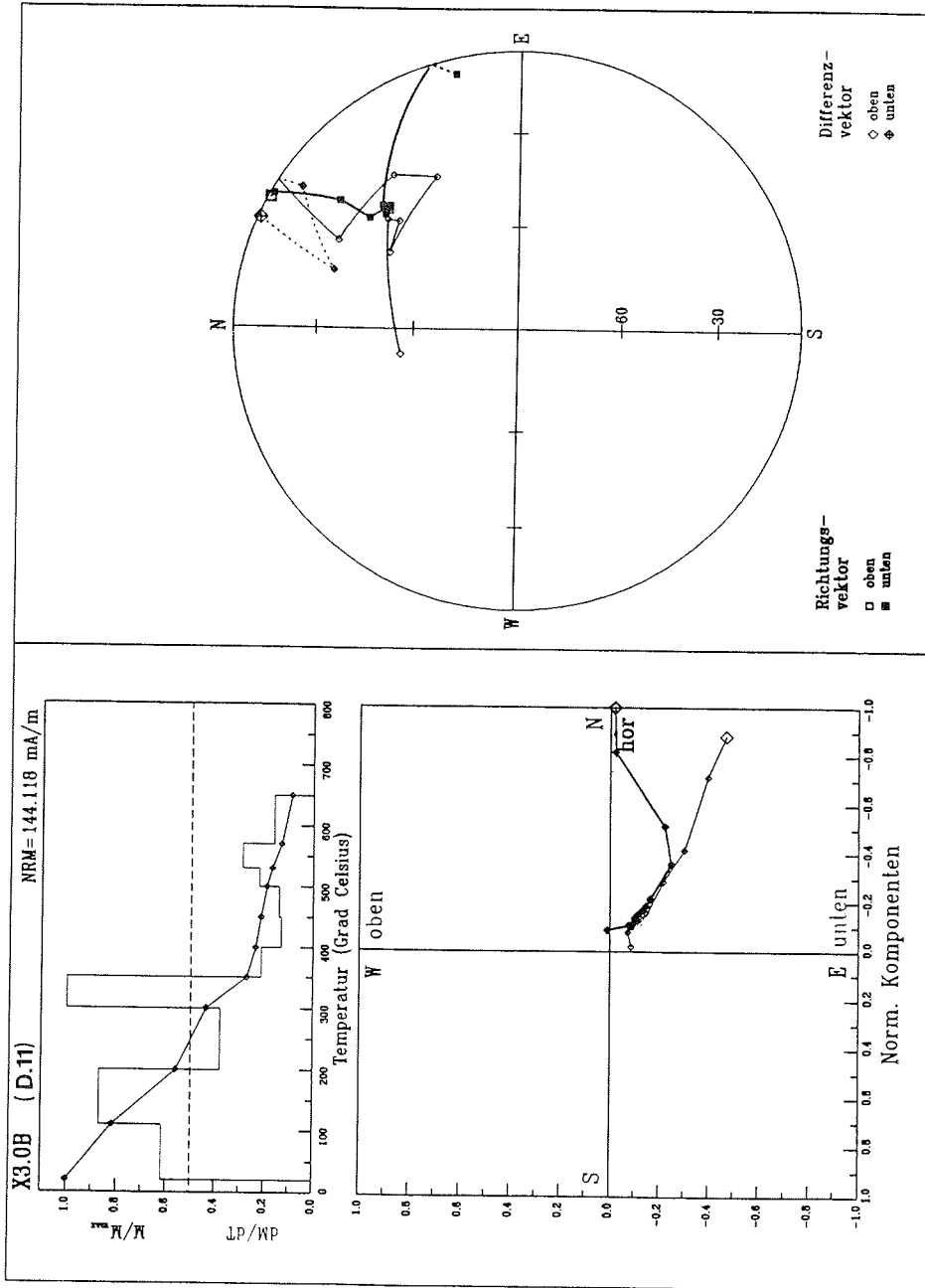


Abb. 66 (Erläuterung siehe Seite 173)

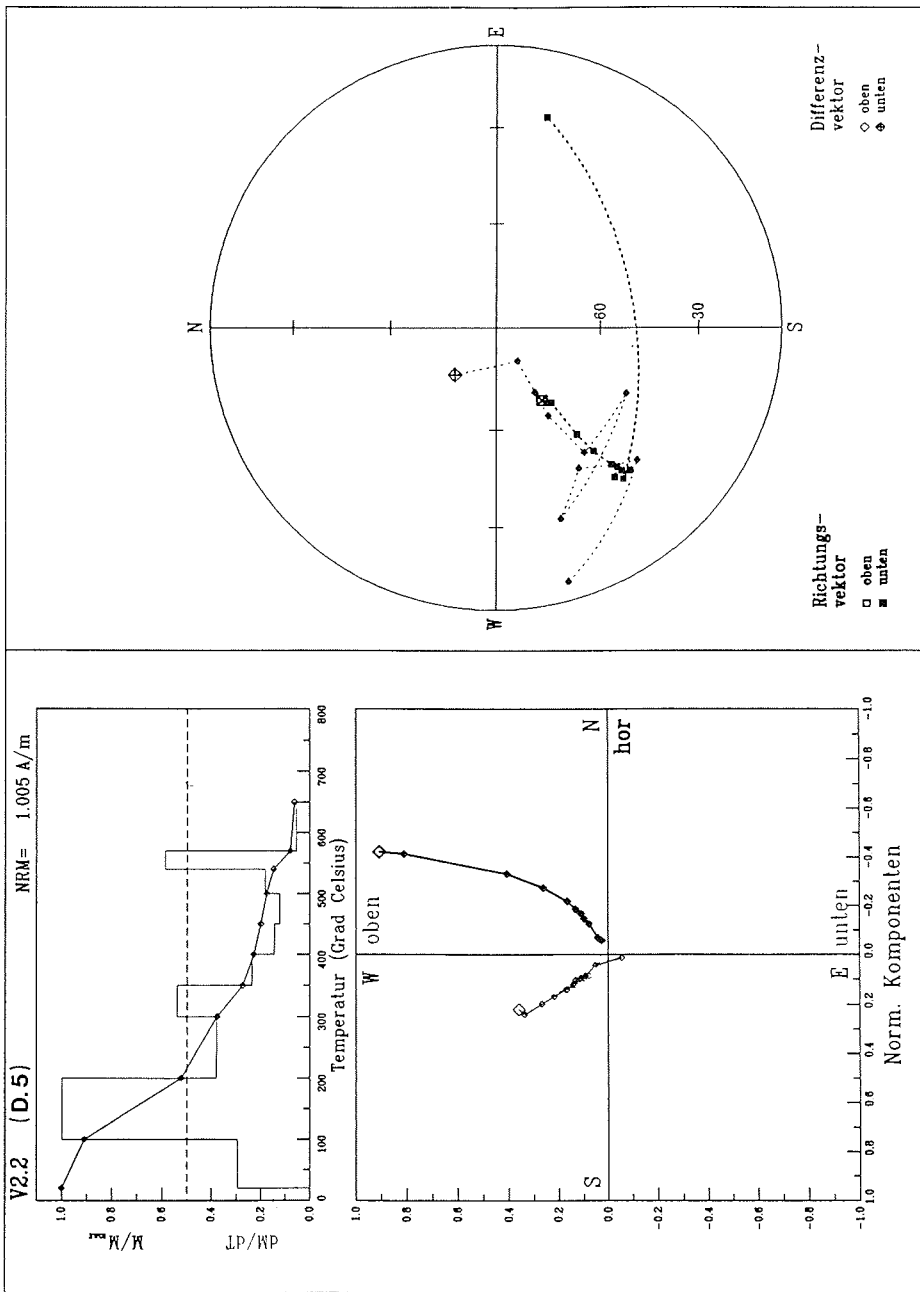


Abb. 67 (Erläuterung siehe Seite 173)

auch in diesem Fall deutlich erkennen, daß die stabile Richtung mit Inklinationen von etwa  $33^\circ$  sich erst bei Temperaturen oberhalb von etwa  $350^\circ\text{C}$  einstellt. Neben sekundären Erzmineralen sind primäre Titanomagnetite in unterschiedlichen Erhaltungszuständen vorhanden. Möglicherweise stammen die Kernproben, welche die zweite Richtung mit einer sehr flachen Inklination von  $-1^\circ$  (Tab. 16) ergeben, aus Gesteinsbereichen, welche in geringerem Maße von Magnetitneubildungen betroffen sind, so daß hier die primäre Richtung erhalten blieb.

Ähnliche Ergebnisse erbringen die Messungen an den Kernproben des Dykes 11 (Tab. 16). Auch für Dyke 1 werden zwei Richtungen ermittelt; beide zeigen jedoch flache Inklinationen und unterscheiden sich in ihren resultierenden Pollagen von den Dykes 11 und 5.

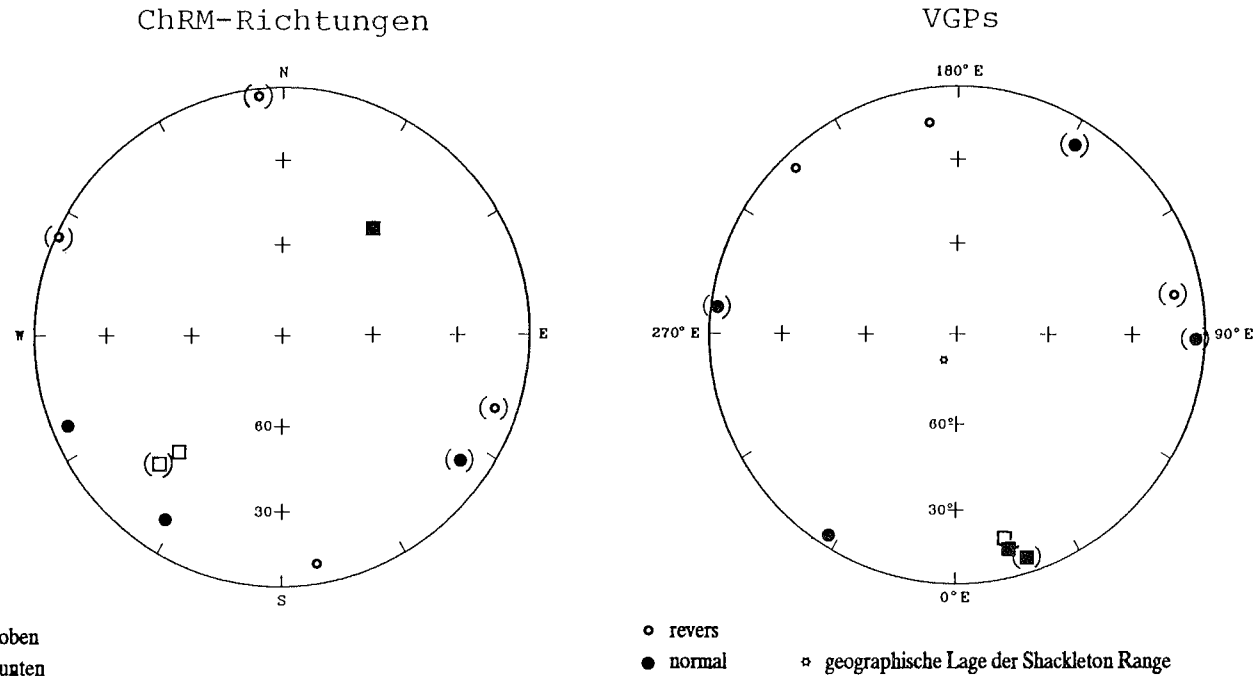
Die aufgeführten Beispiele repräsentieren nicht nur zwei unterschiedliche Verhaltensweisen der Entmagnetisierung, sondern auch die für die Read Mountains-Gänge typischen ChRM-Richtungen. Einmal sind dies Richtungen mit flachen Inklinationen (max.  $14^\circ$ ), die für eine äquatornahe Lage der Gänge zur Zeit des Remanenzzerfalls sprechen; die Deklinationswerte dieser Gänge sind sehr unterschiedlich (Dykes 1, 2, 8, 9; vgl. Tab. 16); die resultierenden Pollagen zeigen keine Ähnlichkeit mit bisher angeführten Pollagen (Tab. 15).

Die magnetischen Richtungen anderer Intrusionen (Dykes 11a; 5a; 6) zeichnen sich durch deutlich steilere Inklinationen (bis zu ca.  $43^\circ$ ) sowie Deklinationswerte aus, welche untereinander ähnliche Pollagen ergeben (bei normaler und reverser Orientierung). Sie entsprechen etwa den Pollagen der Gänge der Basaltgruppe II der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range (Tab. 15). Der Mittelwert dieser VGPs errechnet sich zu

$$\text{Lat } 13,1^\circ\text{S}; \text{ Long } 15,4^\circ\text{E} \quad (k = 274; \alpha_{95} = 7,5^\circ).$$

Die Richtungen, die dieser Polposition zugrunde liegen, werden nach den obigen Ausführungen als sekundäre, chemo-remanente Überprägungsrichtungen betrachtet. Sie sind offensichtlich jünger als die durch flache Inklinationen charakterisierten Richtungen. Fraglich ist jedoch, ob die übrigen Richtungen mit flachen Inklinationen in allen Fällen jeweils der primären TRM entsprechen, oder ob auch diese Richtungen nicht zumindest teilweise Überprägungsrichtungen darstellen.

In Abb. 68 sind die charakteristischen remanenten Richtungen (ChRM) und virtuellen geomagnetischen Pollagen (VGPs) der Gänge der Read Mountains abgebildet. ChRM-Richtungen und VGPs, deren Berechnungen auf Mittelwerten von weniger als drei Gesteinsproben beruhen oder aber deren Werte für  $k$  unter 10 liegen (vgl. Tab. 16), sind eingeklammert. Die drei CRM-Überprägungsrichtungen (steilere Inklinationen) und daraus resultierende VGPs der Dykes 5, 6 und 11 sind zur Unterscheidung in Rechteck-Signatur dargestellt.



**Abb. 68:** ChRM-Richtungen und VGPs für Gänge der Basaltgruppen IV und V. Als Kreis dargestellt sind primäre Magnetisierungsrichtungen und daraus errechnete VGPs, Quadrate stellen die sekundären (CRM-) Richtungen und daraus ermittelte VGPs dar. Richtungen/VGPs, die aus Entmagnetisierungsdaten von weniger als zwei Gesteinsproben ermittelt wurden bzw. für die  $k$  unter 10 liegt, sind eingeklammert. Darstellung der ChRM-Richtungen im Schmidt'schen Netz; Darstellung der VGPs in einer polständigen, flächentreuen stereographischen Projektion (untere Halbkugel; Projektionsebene: Äquatorebene).

#### 2.4.3. Zusammenfassung der Ergebnisse der paläomagnetischen Untersuchungen und deren Bedeutung für die Bestimmung der Intrusionsalter

Die ermittelten virtuellen geomagnetischen Pollagen verdienen bezüglich ihrer Interpretierbarkeit eine unterschiedliche Bewertung. Die Gänge der Basaltgruppe I erweisen sich - mit Ausnahme des Dykes 25 - als Träger einer TRM, die mit hoher Genauigkeit bestimmt werden konnte (Kapitel 2.4.2.2.1.). Beide Pole sind statistisch nicht unterscheidbar, so daß ein ähnliches Intrusionsalter bei den Dykes vermutet werden kann. Dieses sollte sogar identisch sein (vgl. Kapitel 2.3.), denn nach den Altersbestimmungen und nach den Geländebeziehungen muß angenommen werden, daß beide Gangaufschlüsse (16a und 16b) demselben Gang zuzurechnen sind (vgl. Tab. 3). Da lediglich zwei VGPs ermittelt wurden, muß aufgrund der Säkularvariation des Erdmagnetfeldes mit einer Abweichung der berechneten mittleren Pollage von der tatsächlichen paläomagnetischen Pollage gerechnet werden. Zur Berechnung eines paläomagnetischen Pols, der das paläomagnetische Feld des untersuchten Zeitabschnittes repräsentieren soll, müßten die Nicht-dipolanteile des Erdmagnetfeldes bzw. die Paläosäkularvariation über einen Zeitraum von einigen zehntausend Jahren durch Mittelung über eine ausreichend große Anzahl VGPs eliminiert werden (z.B. PIPER 1987). Bei nur zwei VGPs, die zwar am Gesteinsmaterial verschiedener Aufschlüsse, wahrscheinlich jedoch desselben Ganges ermittelt wurden, kann eine solche Mittelung ausgeschlossen werden.

Schwieriger als bei den Dykes der Basaltgruppe I erweist sich die Bestimmung der primären Magnetisierungsrichtungen einiger Dykes der Basaltgruppe II. Durch die Auswertung sowohl von stabilen Richtungen als auch von Remagnetisierungskreisen können jedoch auch hier bei allen sechs Dykes eine ChRM-Richtung ermittelt und VGPs berechnet werden (Tab. 15, Abb. 64). Die Ähnlichkeit der Pollagen läßt ebenfalls auf eine altersmäßige Nachbarschaft der Gänge schließen.

Weniger zuverlässig sind dagegen die paläomagnetischen Ergebnisse der Gänge der Read Mountains (Basaltgruppen IV und V). Deren hydrothermale sowie z.T. niedriggradig regionalmetamorphe Überprägung erschwerte die Ermittlung von stabilen Richtungen, machte sie z.T. auch unmöglich. Auf die Problematik dieser Ergebnisse wurde im vorherigen Kapitel eingegangen. Es wird noch einmal darauf hingewiesen, daß die paläomagnetischen Daten dieser Dykes nur mit großer Vorsicht interpretiert werden dürfen. Die VGPs streuen in einem weiten Bereich; ähnliche Pollagen, die auf ein untereinander ähnliches Intrusionsalter der Gänge schließen ließen, sind im Gegensatz zu den Dykes der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range nicht vorhanden.

K-Ar-Datierungen an den Dykes der Basaltgruppe I ergeben übereinstimmend jurassische Alter (Kapitel 2.3.). Für die Gänge des Mount Beney (Lagrange Nunataks; Dykes 16a und

16b, Basaltgruppe I) wurde ein mittlerer VGP zu

Lat 49,2°S, Long 204,2°E

bestimmt. Eine Angabe der statistischen Parameter  $k$  und  $\alpha_{95}$  nach FISHER (1953) ist nicht möglich, da lediglich zwei VGPs ermittelt werden konnten.

Ein Vergleich mit jurassischen Paläopollagen anderer Gebiete Ostantarktikas, u.a. der benachbarten Theron Mountains und Whichaway Nunataks, zeigt eine gute Übereinstimmung (vgl. Tab. 17 und Abb. 69). Insbesondere PETERS (1989) ermittelte sehr ähnliche Pollagen (Lat 47,8°S, Long 206,7°E) für jurassische Basalte von Vestfjella (Neuschwabenland).

Tab. 17: Jurassische Polpositionen Ostantarktikas.  
(Abkürzungen: PLat/PLong = geographische Breite/Länge der Pole.)

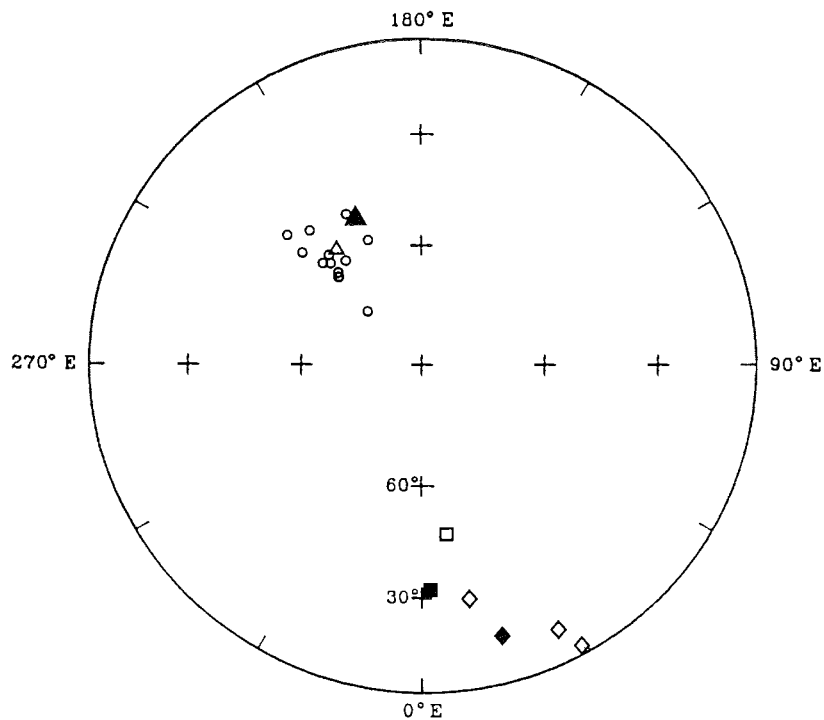
PLat°S	PLong°E	Lokalität	Autoren
49,2	204,2	Shackleton Range, Lagrange Nunataks	diese Arbeit
48	207	Neuschwabenland, Vestfjella	PETERS 1989
42	226	Neuschwabenland, Vestfjella	LØVLIE 1979
54	224	Theron Mountains u. Whichaway Nunataks	BLUNDELL 1966
49	227	Queen Alexandra Range	OSTRANDER 1971
58	218	Ferrar Glacier, Ferrar Dolerites	TURNBULL 1959
45	220	Wright- und Victoria Valley, Ferrar Dol.	BULL et al. 1962
59	221	Beardmore Glacier, Ferrar Dolerites	BRIDEN & OLIVER 1963
56	202	Dufek Intrusion, Pensacola Mountains	BECK 1972
60	223	Forrestal Gabbro, Dufek Intrusion	BECK et al. 1979
54	220	Ferrar Dolerite d. Transantarkt. Geb.	IRVING 1964
71	226	Litell Rocks, Ferrar Soupergroup	DELISLE & FROMM 1984
55	222	David Glacier, Kirkpatrick Basalts	McINTOSH et al. 1982
53	218	Mittlere Pollage für die E-Antarktis	LIVERMORE et al. 1984

Einen mittleren jurassischen Pol für Ostantarktika errechneten LIVERMORE et al. (1984) mit Lat 53,5°S, Long 218,5°E.

Die gute Übereinstimmung der Pollagen bestätigt ein jurassisches Intrusionsalter beider Mount Beney-Gangaufschlüsse, die vermutlich zu ein und demselben Gang gehören.

Die übrigen paläomagnetisch untersuchten Gänge der nördlichen Haskard Highlands, der Lagrange Nunataks und der Herbert Mountains (Gänge der Basaltgruppe II) zeigen im Vergleich zu den jurassischen Dykes wie schon in den vorangegangenen petrographischen und geochemischen Untersuchungen auch in ihren Paläorichtungen abweichende Ergeb-





**LEGENDE**

- ▲ mittlerer VGP der Basaltgruppe I (2 Werte)
- mittlerer VGP der Basaltgruppe II (6 Werte)
- ◆ mittlerer VGP chemoremanent magnetisierter Basaltgänge der Read Mountains, Basaltgruppe IV und V (3 Werte)
  
- jurassische Polpositionen verschiedener Regionen Ostantarktikas \*
- △ mittlere jurassische Polposition für Ostantarktika nach LIVERMORE et al. (1984)
- mitteldevonische Polposition für Ostantarktika \*
- ◇ kambrisch-ordovizische Polpositionen verschiedener Regionen Ostantarktikas \*

\* : vgl. Literaturhinweise in den Tabellen 17 und 18

**Abb. 69:** Vergleich jurassischer, einer mitteldevonischen und kambrisch-ordovizischer Polpositionen nach versch. Autoren (vgl. Tab. 17 und 18) mit den mittleren VGPs der Shackleton Range-Gänge.

nisse. Eine aus den sechs VGPs der Gänge der Basaltgruppe II gemittelte Paläopolposition ergibt sich zu

Lat  $30,8^{\circ}\text{S}$ ; Long  $1,9^{\circ}\text{E}$  ( $k = 18,2$ ;  $\alpha_{95} = 16,1^{\circ}$ ).

Aufgrund der Altersunterschiede der Dykes der Basaltgruppe II muß der hier angegebene Mittelwert jedoch als fiktiver Wert bezeichnet werden, der nur eine ungefähre Polposition für einen längeren altpaläozoischen Zeitabschnitt widerspiegelt.

K-Ar-Datierungen einiger Gänge der Basaltgruppe II ergaben silurisch-devonische Alter (Kapitel 2.3.). Datiert werden konnten jedoch nur drei der sechs Dykes dieser Gruppe (Dyke 15, 24, 27). Die untereinander ähnlichen VGPs aller Dykes der Basaltgruppe II lassen vermuten, daß die übrigen Gänge dieser Basaltgruppe ebenfalls silurisch-devonischen Alters sind.

Neben in dieser Arbeit ermittelten mittleren VGPs sind in Tab. 18 eine mitteldevonische, drei unterordovizische sowie eine proterozoische Paläopolposition aufgelistet. Abb. 69 veranschaulicht die Lage der Pole. Der Vergleich zeigt, daß der mittlere VGP der Dykes der Basaltgruppe II eine ähnliche Position einnimmt wie die paläozoischen Pole aus der in Tab. 18 genannten Literatur. Da auch die Gänge dieser Basaltgruppe als Träger einer primären thermoremanenten Magnetisierung betrachtet werden (vgl. Kapitel 2.4.2.2.2.), entspricht das Remanenzzerwerbsalter deren Intrusions- bzw. Abkühlungsalter. K-Ar-Datierungen am Material einiger Gänge der Basaltgruppe II ergaben silurisch-devonische Alter (vgl. Kapitel 2.3.). Die Position des mittleren VGPs der Gänge dieser Basaltgruppe im Bereich zwischen den kambrisch-ordovizischen und mitteldevonischen Polpositionen aus der Literatur ist daher gut mit den Ergebnissen der K-Ar-Datierungen in Einklang zu bringen. In jedem Fall stellt der Vergleich des ermittelten VGPs mit den Literaturdaten eine Bestätigung des altpaläozoischen Alters dieser Dykes dar.

Mehrere Gründe, die bereits in vorangegangenen Kapiteln ausführlich erläutert wurden, sprechen für proterozoische Intrusionsalter der Gänge der Read Mountains (räumliche Verbreitung, K-Ar-Alter, Sm-Nd-Modellalter; vgl. Kapitel 1.4.1. und Kapitel 2.3.).

Drei dieser Gänge erweisen sich als Träger ausschließlich einer sekundären chemoremanenten Magnetisierung. Eine primäre Remanenz kann nicht mehr ermittelt werden. Die CHRM-Richtungen und VGPs der Gänge sind - unter Berücksichtigung verschiedener Polaritäten - sehr ähnlich und lassen ein im geologischen Sinne gleiches Remanenzzerwerbsalter vermuten (vgl. Kapitel 2.4.2.2.2. Abb. 68 und Tab. 16). Der mittlere VGP dieser drei Dykes mit

Lat  $13,1^{\circ}\text{S}$ ; Long  $15,4^{\circ}\text{E}$  ( $k = 274$ ;  $\alpha_{95} = 7,5^{\circ}$ )

zeigt eine bessere Übereinstimmung mit den kambrisch-ordovizischen Paläopollagen anderer Regionen Ostantarktikas (vgl. Abb. 69 und Tab. 18) als mit dem mittleren VGP der

**Tab. 18:** Paläozoische und proterozoische Polpositionen Ost-antarktiskas. (Abkürzungen: PLat/PLong = geographische Breite/Länge der Pole; QML = Queen Maud Land)

PLat°S	PLong°E	Lokalität	Alter	Autoren
30,8	1,9	N Shackleton Range	Silur-Devon	diese Arbeit
13,1	15,4	Read Mts, Shackleton Range	Ross-Overprint?	diese Arbeit
47	8	Northern Victoria Land	M-Devon (361 +/-5 Ma)	DELISLE 1983
9	27	Taylor Valley, Victoria Land	U-Ordoviz. (470 Ma)	MANZONI & NANNI 1977
28	10	Sör Rondane Mountains, QML	U-Ordoviz. (480 Ma)	ZIJDERVELD 1968
2	29	Mirny Station	Kambr.-Ord. (502 Ma)	McQUEEN et al. 1972
9	240	Ahlmannryggen, Neuschwabenl.	Proteroz. (1100-1200 Ma?)	PETERS 1989

altpaläozoischen Gänge der Basaltgruppe II (s.o.). Das Überprägungsereignis und damit der Erwerb der CRM haben daher vermutlich ebenfalls im Altpaläozoikum, im Kambrium oder Ordovizium, stattgefunden.

Die übrigen VGPs der Gänge der Read Mountains lassen sich aufgrund ihrer breiten Streuung keinem einheitlichen Ereignis zuordnen. Auffällig sind jedoch die in allen Fällen kleinen Inklinationswerte, aus denen äquatornahe Polpositionen resultieren (vgl. Abb. 68 und Tab. 16). Zum Zeitpunkt des Remanenzzerwerbs befand sich das Gebiet der Shackleton Range demnach in einer äquatornahen Lage. PETERS (1989) ermittelte für mafische Gänge Neuschwabenlands eine proterozoische Polposition zu

$$\text{Lat } 8,8^{\circ}\text{S, Long } 239,9^{\circ}\text{E } (\alpha_{95} = 5,5^{\circ})$$

(vgl. Tab. 18). Für diese Gänge wird nach K-Ar-Isotopenmessungen an Biotitpräparaten ein Alter von 1100 bis 1200 Ma angegeben.

Dyke 9 der Read Mountains weist einen VGP auf, welcher nahe dieser proterozoischen Polposition anzutreffen ist (vgl. Tab. 16). Möglicherweise kann hierfür ebenfalls ein entsprechendes Remanenzzerwerbsalter angenommen werden. Allerdings wurden die Gesteinsproben des Ganges 9 (als einzige!) einem Gang entnommen, bei dem aufgrund von zahlreichen Harnischen auf Kluftflächen mit internen Verstellungen gerechnet werden muß (vgl. Kapitel 2.4.2.2.). Die Übereinstimmung der Pollagen kann daher gerade in diesem Fall zufällig sein.

### 3. Zusammenfassende Diskussion aller Arbeitsergebnisse und Schlußfolgerungen

Nach der Darstellung der Arbeitsergebnisse in den vorangegangenen Kapiteln werden diese abschließend im Zusammenhang des gesamten Untersuchungsprogramms diskutiert. Im ersten Kapitel der Arbeit wurde die Problematik umrissen, die eine Bearbeitung der mafischen Gänge sinnvoll erscheinen ließ. Ein Teil der dort angeführten Fragestellungen kann auch nach Abschluß der Arbeiten nicht endgültig geklärt werden; insbesondere ist dies auf die in vielen Fällen erfolgte Veränderung des primären Mineralbestandes und damit z.T. auch des primären Chemismus der Ganggesteine durch hydrothermale und niedriggradig metamorphe Prozesse zurückzuführen. Überwiegend wurden jedoch Ergebnisse erzielt, welche die Beantwortung zahlreicher Fragen ermöglichen und damit zur Klärung der Krustenentwicklung der Shackleton Range vom Proterozoikum bis zum beginnenden mesozoischen Gondwanazerfall beitragen.

Zu den untersuchten Gängen der Heimefrontfjella sind, bedingt durch die geringe Probenanzahl sowie wegen starker hydrothermalen bzw. metamorpher Überprägung derselben, nur sehr begrenzt Aussagen möglich. Isotopengeochemische Altersbestimmungen und paläomagnetische Messungen wurden aus den genannten Gründen nicht durchgeführt. Die Ergebnisse der geochemischen Bearbeitung zeigen jedoch deutliche Ähnlichkeiten mit den mafischen Gängen der Read Mountains (Shackleton Range, vgl. Kapitel 2.2.). Die Ähnlichkeit läßt auf eine gleiche geotektonische Position (kontinentale Intraplattenbasalte, eventuell in ausgedünnter Kruste, vgl. Kapitel 2.2.3.4.), schließen. Möglicherweise bestehen zwischen den Dykes der Read Mountains und der Heimefrontfjella genetische Zusammenhänge, die auf ein geotektonisches Ereignis - oder auch mehrere? - im Proterozoikum zurückzuführen sind. Diese Vermutung bleibt jedoch, da sie ausschließlich auf geochemischen Aussagen beruht, spekulativ.

#### 3.1. Bedeutung der Ergebnisse bezüglich der Krustenentwicklung der Shackleton Range

Die Untersuchungsergebnisse ermöglichen Aussagen sowohl zu Anzahl und Ausmaß der die Intrusion der Gangbasalte bedingenden Krustenextensionen als auch, über die Altersbestimmungen an den mafischen Gängen, zur zeitlichen Einordnung solcher Extensionsphasen.

##### 3.1.1. Extensionsphasen

Mindestens drei Extensionsphasen für den Bereich der Shackleton Range (proterozoisch, paläozoisch und mesozoisch) ließen bereits die Ergebnisse der Geländearbeiten vermuten (Kapitel 1.4.1.); diese Annahme wurde durch die Bearbei-

tung des Probenmaterials im wesentlichen bestätigt. Proterozoische Krustendehnungen belegen die 14 Dykes der Read Mountains. Überwiegend N-S streichend (Abb. 3 u. 4) sind sie als Folge E-W gerichteter Extension zu verstehen. Deren Mindest-Ausmaß läßt sich andeutungsweise anhand der Gangmächtigkeiten abschätzen; danach betrug sie mindestens 160 m bezogen auf einen Bereich von ca. 60 km Länge.

Paläozoische und mesozoische Extensionsbewegungen konnten im Norden und Nordwesten der Shackleton Range nachgewiesen werden. Mesozoische Gänge treten nur in geringer Anzahl auf und streichen wie die Dykes der Read Mountains N-S. Für mesozoische Krustenbewegungen kann daher hier ebenfalls, bezogen auf die heutige Lage Ostantarktikas, eine E-W gerichtete Extension angenommen werden. Das durch die Gangmächtigkeiten erkennbare Ausmaß solcher Bewegungen beträgt jedoch nur wenige Meter ( $< 10$  m) und ist auf die nördlichen Lagrange Nunataks beschränkt (Abb. 3).

Im Gegensatz zu den proterozoischen und mesozoischen Dykes streichen die mafischen Gänge des Paläozoikums etwa E-W; die Streichrichtungen variieren allerdings in einem Bereich zwischen NW-SE und SW-NE (vgl. Abb. 3 u. 4, Kapitel 1.4.1.). Sie verlaufen damit nicht senkrecht, sondern annähernd parallel zur Hauptstreichrichtung der Shackleton Range. Diese Beobachtung legt einen Bezug zu einer Tektogenese nahe, durch welche auch die erkennbaren Einengungsstrukturen wie Faltenbau, Überschiebungen etc. mit überwiegend E-W-Achsen- und Streichrichtungen angelegt wurden. Ebenso wie die Einengung erfolgte die Extension - im umgekehrten Bewegungssinn und zeitlich nachher - in N-S-Richtung. Die Gangmächtigkeiten der zehn paläozoischen (bzw. z.T. vermutlich paläozoischen; nicht alle Gänge konnten datiert werden) Dykes der nördlichen Haskard Highlands und der Lagrange Nunataks betragen zusammengerechnet etwa 35 m; aufgeschlossen sind diese Gänge über einen in N-S-Richtung ca. 10 km breiten Krustenbereich (vgl. Abb. 3, Kapitel 1.3.). Weitere zwei paläozoische Gänge finden sich nahe beieinanderliegend (2 - 3 km) in den nördlichen Herbert Mountains; ihre Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 18 m.

Die aus den Gangmächtigkeiten abgeschätzten Mindestausmaße der Extensionen verstehen sich nur als grobe Angaben; für statistisch abgesicherte Extensionsberechnungen sind die vorhandenen Daten bei weitem nicht ausreichend. Darüberhinaus wurden möglicherweise nicht alle der in den betrachteten Krustenbereichen auftretenden Gänge erfaßt.

### 3.1.2. Alter der Intrusionen und deren Einordnung in das großtektonische Geschehen

Ein wesentlicher Untersuchungspunkt der vorliegenden Arbeit war die Bestimmung der Intrusionsalter und damit die möglichst genaue zeitliche Fixierung der oben genannten Extensionsphasen. Zu diesem Zweck wurden K-Ar-Altersdatie-

rungen durchgeführt; weitere Hinweise ergeben sich aus der Bestimmung der Sm- und Nd-Isotopien, besonders jedoch auch aus der paläomagnetischen Bearbeitung der Gänge.

a) Bestimmung der Intrusionsalter nach isotopengeochemischen Daten:

Auf die Existenz von jurassischen Basaltgängen in der Shackleton Range weisen bereits K-Ar-Gesamtgesteinsmessungen von HOFMANN et al. (1980) hin. So wurde an einem mafischen Gang des Myashiro Ridge (SE' von Mt. Skidmore, Lagrange Nunataks) ein Alter von 195  $\pm$  20 Ma festgestellt. Allerdings wird dieses Alter aufgrund des niedrigen Kalium-Gehaltes der gemessenen Probe von den Autoren als ungenau bezeichnet.

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten K-Ar-Messungen sowohl an Mineralpräparaten als auch an Gesamtgesteinsproben (Dykes der Basaltgruppe I, vgl. Kapitel 2.1.) belegen übereinstimmende Abkühlalter um 180 Ma (Kapitel 2.3., Tab. 10).

Während die unter- bis mitteljurassischen Dykes der Lagrange Nunataks einen relativ kurzen Intrusionszeitraum angeben, reicht die zeitliche Ausdehnung des paläozoischen basischen Magmatismus nach allen bisher bekannten K-Ar-Daten etwa vom mittleren Ordovizium bis zum Mitteldevon. Die in dieser Arbeit ebenfalls sowohl an Mineralpräparaten als auch an Gesamtgesteinsproben ermittelten K-Ar-Alter (Kapitel 2.3.) ergeben Intrusionszeitpunkte zwischen etwa 425 und 370 Ma (Tab. 10; Dykes der Basaltgruppe II, vgl. Kapitel 2.1.).

Tab. 19 zeigt vier weitere, von REX (1972) und HOFMANN et al. (1980) publizierte K-Ar-Gesamtgesteinsalter von Basaltgängen der nördlichen Shackleton Range. HOFMANN et al. (1980) datierten zwei Basaltgänge der Herbert Mountains als silurisch-devonische Intrusionen; möglicherweise entspricht einer der beiden Gänge dem Dyke 27 der vorliegenden Arbeit; eine genaue Zuordnung war nicht möglich (vgl. Kapitel 1.4.1.). Die von REX (1972) untersuchten Basaltgänge von Lundström Knoll (Pioneers Escarpment) und Dragons Back (Lagrange Nunataks) wurden als ordovizisch bzw. karbonisch datiert. Das karbonische Alter (Dragons Back) muß jedoch nach der hier erneut durchgeführten Datierung des Ganges (Dyke 15) revidiert werden; nach einem an einem Pyroxen-Präparat bestimmten K-Ar-Alter kann dieser Gang als mitteldevonisch bezeichnet werden (vgl. Kapitel 2.3.2.). Für karbonische Intrusionsereignisse liegen demnach keine Hinweise mehr vor.

Unbekannt bleibt das Alter der Gänge der Basaltgruppe III (Kapitel 2.1.), die aufgrund ihrer bereits makroskopisch deutlich sichtbaren sekundären Überprägung (Vergrünung) auch für paläomagnetische Messungen nicht beprobt wurden. Das Auftreten des Dykes 17 (Basaltgruppe III) in paläozoischen Sedimenten sowie die in Kapitel 2.2. herausgestell-

Tab. 19: K-Ar-Gesamtgesteinsalter paläozoischer Basaltgänge der Shackleton Range.

Lokalität	Alter (Ma)	Autoren
Herbert Mountains, Sumgin Buttres N-Seite	391 +/-31	HOFMANN et al. 1980
Herbert Mountains, Charpentier Pyramid, SE-Seite	417 +/-33	HOFMANN et al. 1980
Lagrange Nunataks, The Dragons Back	297 +/-12	REX 1972
Pioneers Escarpment, Lundström Knoll	457 +/-18	REX 1972

ten geochemischen Ähnlichkeiten mit Dykes der Basaltgruppe II legen allerdings die Vermutung nahe, daß die Gänge der Basaltgruppe III ebenfalls altpaläozoischen Alters sind. Der geochemisch begründeten Aussage, daß alle Dykes der Gruppen II und III von einer gemeinsamen Mutterschmelze abstammen (Kapitel 2.2.3.4.), steht allerdings entgegen, daß Dyke 27 mit 425 +/-9 Ma als ältester der datierten Gänge dieser Gruppen dann am wenigsten differenziert sein sollte; in entsprechenden Diagrammdarstellungen erscheint dieser jedoch vergleichsweise hoch differenziert. Andererseits liegt der Gang aufgrund seines sehr ähnlichen Chemismus in allen geochemischen Diagrammdarstellungen in unmittelbarer Nähe des deutlich jüngeren, als mitteldevonisch datierten Dykes 15 der Lagrange Nunataks. Endgültig kann daher auch die Frage der gegenseitigen genetischen Beziehungen der paläozoischen Gänge der Shackleton Range (bzw. der Gänge der Basaltgruppen II und III) nicht geklärt werden. Entweder ist der paläozoische mafische Magmatismus der nördlichen Shackleton Range komplexer als aufgrund der geochemischen Ergebnisse anzunehmen ist, oder aber die bisher ermittelten K-Ar-Gesamtgesteinsalter, bei denen ein direkter Vergleich mit interpretierbaren Mineralaltern nicht gegeben ist, müssen zumindest teilweise infrage gestellt werden.

Die Messung des radiogenen Ar-Gehaltes eines Biotit-Präparats (Dyke 5, Basaltgruppe V) ergab ein Alter zwischen ca. 1250 und 1350 Ma (bei geschätztem K<sub>2</sub>O-Gehalt zwischen 9 - 10 Gew.-%, vgl. Kapitel 2.3.). Dieses Alter wird als Abkühlungsalter interpretiert. Eine Gesamtgesteinsprobe desselben Ganges wurde mit 770 +/-28 Ma datiert. Die Altersdaten wurden bereits in Kapitel 2.3.2. diskutiert; das jüngere Alter stellt ein Mischalter zwischen der Intrusion und einem jüngeren Überprägungsereignis dar. Für einen weiteren Gang der Read Mountains, der dem Dyke 9 (Basaltgruppe IV) der vorliegenden Arbeit entspricht, wurde auf dem "International Workshop on Antarctic Geochronology" im April 1989 ein an Pyroxenen ermitteltes K-Ar-Alter von 823 +/-67 Ma genannt (H.-J. PAECH, unveröffentlicht). Die Altersbestimmung an Pyroxenen läßt vermuten,

daß es sich hier ebenfalls um ein Abkühlalter und nicht um ein Mischalter handelt. Wäre dies der Fall, dann wäre Dyke 9 der Basaltgruppe IV ca. 500 Ma jünger als Dyke 5 der Basaltgruppe V.

Weitere Hinweise auf mindestens zwei Ganggenerationen in den Read Mountains, repräsentiert durch die beiden petrographisch und geochemisch voneinander unterschiedenen Basaltgruppen IV und V, ergeben sich aus den Sm-Nd-Modellaltern (Kapitel 2.3.3.): Für Dyke 5 (Basaltgruppe V) errechnet sich in diesem Fall ein Alter um 1700 Ma; Modellalter der Dykes 1 und 13 (Basaltgruppe IV) bewegen sich zwischen ca. 780 und 980 Ma. Die geringe Aussagekraft dieser Modellalter bezüglich der tatsächlichen Alter wurde bereits eingehend diskutiert (Kapitel 2.3.3.); die große Differenz zwischen den genannten Werten kann jedoch dahingehend interpretiert werden, daß - ohne aus den Modellaltern auf "absolute" Alter schließen zu wollen - neben einer jüngeren eine weitere, ältere Ganggeneration existiert. Analog zu den K-Ar-Mineraldatierungen kann, unter der Voraussetzung, daß alle Gänge der jeweiligen Basaltgruppen tatsächlich denselben Generationen angehören, für die Dykes der Basaltgruppe V ein Intrusionsalter in der Größenordnung von etwa 1300 Ma, für die Dykes der Basaltgruppe IV von etwa 800 Ma angenommen werden.

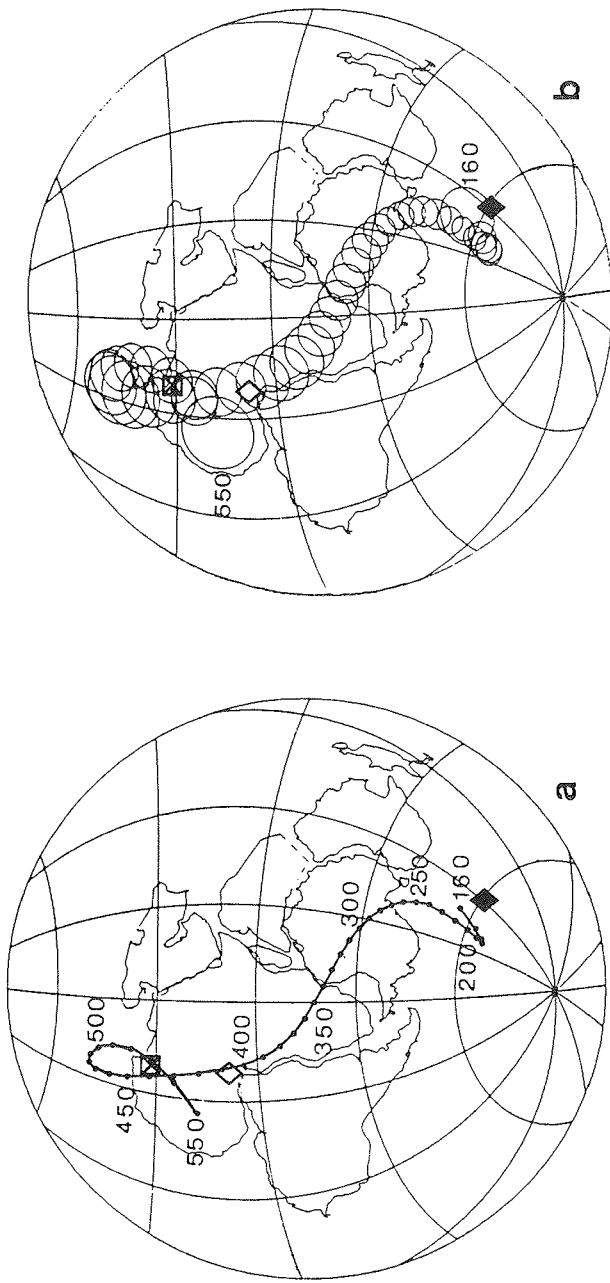
b) Ermittlung von Altern nach paläomagnetischen Daten:

Auch die paläomagnetischen Daten liefern Hinweise auf die Alter, in diesem Fall die Remanenzzerwerbsalter, der mafischen Gänge. In Kapitel 2.4.3. wurden die ermittelten Paläopollagen mit bereits bekannten Paläopollagen datierter mesozoischer und paläozoischer Magmatitvorkommen Ostantarktikas verglichen. Weitere überregionale Vergleichsmöglichkeiten bieten sich mit der "scheinbaren Polwanderkurve" (APWP = Apparent Polar Wander Path, APWP) des Gondwana-Großkontinents für die fraglichen Zeiträume.

THOMPSON & CLARK veröffentlichten 1982 eine solche APWP des Gondwana-Superkontinents für den Zeitraum von 550 bis 160 Ma. Sie basiert auf einer statistischen Auswertung von 219 entsprechend ihrer Zuverlässigkeit ausgewählten Pollagen der Gondwana-Kontinente, die auf der Grundlage der Gondwana-Rekonstruktion von SMITH & HALLAM (1979) relativ zu einem stationären afrikanischen Kontinent zurückrotiert wurden.

Um über die wenigen bekannten Paläopolpositionen der Ostantarktis hinaus weitere Informationen und Vergleichsmöglichkeiten zu erhalten, wurden die in dieser Arbeit ermittelten virtuellen geomagnetischen Pollagen (VGPs) ebenfalls nach dem Modell von SMITH & HALLAM (1970) rotiert (Rotation von  $58,4^\circ$  um einen Euler-Pol bei  $1,3^\circ$  N' Breite,  $324^\circ$  E' Länge; Rekonstruktionswerte für Ostantarktika). Dieser Schritt erlaubt einen Vergleich der Daten mit der Gondwana-Polwanderkurve. In Abb. 70 sind die in der vorliegenden Arbeit ermittelten mittleren VGPs (vgl. Kapitel 2.4.3.) zusammen mit der APWP dargestellt.





- ◆ mittlerer VGP der Basaltgruppe I (2 Werte)
- ◇ mittlerer VGP der Basaltgruppe II (6 Werte)
- ▣ mittlerer VGP chemoremanent magnetisierter Basaltgänge der Read Mountains, Basaltgruppe IV und V (3 Werte)

Abb. 70: 550 bis 160 Ma-APWP für Gondwana in 10 Ma-Intervallen (a) und mit zugehörigen  $\alpha_{95}$ -Vertrauensovalen (b) (THOMPSON & CLARK 1982). Hinzugefügt sind die nach dem Gondwana-Rekonstruktionsmodell von SMITH & HALLAM (1979) rotierten, mittleren VGPs der Shackleton Range.

Erwartungsgemäß erscheint der gemittelte VGP (vgl. Kapitel 2.4.2.2.3) der Mount Beney-Basaltgänge (Basaltgruppe I) in der Nähe des jurassischen Kurvenabschnitts (rotierter mittlerer VGP bei  $62,0^{\circ}\text{S}'$  Breite;  $97,3^{\circ}\text{E}'$  Länge). Die Abweichung von der Kurve ist möglicherweise mit der nicht eliminierten Paläosäkularvariation, bedingt durch die geringe Anzahl der bestimmten VGPs (vgl. Kapitel 2.4.3.), zu erklären. Ein jurassisches Alter wird jedoch annäherungsweise auch in dieser Darstellung bestätigt.

Der mittlere VGP der sechs paläomagnetisch untersuchten Gänge der Basaltgruppe II erscheint auf dem paläozoischen Abschnitt der APWP und weist auf ein Alter von ca. 400 - 410 Ma (rotierter mittlerer VGP bei  $10,8^{\circ}\text{N}'$  Breite;  $11,6^{\circ}\text{E}'$  Länge). Die Lage des mittleren VGP stimmt somit gut mit dem durch K-Ar-Datierungen ermittelten silurisch-devonischen Alter der Gänge überein.

Ein weiterer mittlerer VGP ergibt sich durch die chemoremanente Magnetisierung einiger Dykes der Read Mountains (Dykes 5 (a), 6 und 11 (a); vgl. Tab. 16 in Kapitel 2.4.). Diese Magnetisierung wurde auf eine sekundäre Überprägung der mafischen Gänge zurückgeführt (vgl. Kapitel 2.4.2.2.3.); der daraus ermittelte VGP entspricht demnach einem zum Zeitpunkt der Überprägung herrschenden Magnetfeld. Ebenfalls nach der Anwendung des Gondwana-Modells von SMITH & HALLAM (1970) kann auch hier eine Übereinstimmung mit der scheinbaren Polwanderkurve nach THOMPSON & CLARK (1982) festgestellt werden (rotierter Pol bei  $32,4^{\circ}\text{N}'$  Breite;  $9,6^{\circ}\text{E}'$  Länge, vgl. Abb. 70). Eine eindeutige Alterszuordnung ist allerdings aufgrund des schleifenförmigen Verlaufs der Kurve in diesem Bereich nicht möglich. Es zeichnet sich jedoch ein deutlich höheres Alter als für die Paläopollagen der Dykes der nördlichen Shackleton Range ab. Dieses ist in etwa mit dem Alter der Ross-Orogenese korrelierbar, die ihren Höhepunkt im Kambrium erreichte und auf die wahrscheinlich - im Zuge der niedrig metamorphen Beanspruchung dieser Gesteine der Read Mountains - der Erwerb der sekundären CRM zurückzuführen ist.

Weitere paläozoische Polwanderkurven für Gondwana wurden von BACHTADSE & BRIDEN (1990) sowie KENT & VAN DER VOO (1990) veröffentlicht.

Beide Kurven unterscheiden sich von der APWP THOMPSON & CLARK's (1982) wesentlich durch eine rückläufige Entwicklung des Kurvenverlaufs vom oberen bzw. mittleren Silur bis zum Unterdevon bzw. Oberdevon.

Der Vergleich der paläozoischen mittleren VGP's der Shackleton Range mit beiden Kurven zeigt befriedigende Übereinstimmungen im Bereich der ordovizisch-silurischen Kurvenabschnitte. Differenzen zu der APWP BACHTADSE & BRIDEN's (1990) resultieren aus der von diesen Autoren angewandten Gondwana-Rekonstruktion nach LAWVER & SCOTESE (1987), durch welche sich die Paläopole West-Gondwanas, im Vergleich zum Rekonstruktionsmodell SMITH & HALLAM's (1970), um etwa  $15^{\circ}$  nach Westen verlagern; entsprechend verschiebt sich die Polwanderkurve. Dennoch bestätigt auch der Vergleich mit diesen APWP's ein altpaläozoisches Magnetisie-

rungsalter der Gänge der Basaltgruppe II bzw. der chemoremanent magnetisierten Gänge der Read Mountains.

Eine proterozoische scheinbare Polwanderkurve für das südliche Afrika wurde von McWILLIAMS & KRÖNER (1981) ermittelt. Unter Anwendung desselben Gondwana-Rekonstruktionsverfahrens wie für die Dykes der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range (siehe oben) sind auch die VGPs der Gänge der Read Mountains relativ zu Afrika rotiert worden und werden mit der proterozoischen APWP verglichen.

Folgende Koordinaten errechnen sich für die rotierten Polpositionen, ausgehend von den paläomagnetisch ermittelten Pollagen, die der Tab. 16, Kapitel 2.4., zu entnehmen sind:

Dyke	geogr. Breite	geogr. Länge
1 (a)	9,9°N	318,0°E
1 (b)	48,8°S	284,9°E
5	45,4°N	336,1°E
5 (b)	40,7°S	284,5°E
8	6,2°N	322,9°E
9	63,9°N	34,3°E
11 (b)	27,5°S	288,4°E

Ein Vergleich mit der oben genannten proterozoischen APWP (McWILLIAMS & KRÖNER 1981) ist aus mehreren Gründen problematisch. Eine erste Unsicherheit ergibt sich aus den der APWP zugrundeliegenden Daten selbst. Diese ist nach paläomagnetischen Daten sowohl des Kongo- als auch des Kalaharikratons (südliches Afrika) erstellt. Eine solche Vorgehensweise ist nur dann gerechtfertigt, wenn während des gesamten Betrachtungszeitraumes Relativbewegungen zwischen diesen beiden Kratonen ausgeschlossen werden können. Im Gegensatz zu den Vorstellungen von BURKE et al. (1976), die auf einen Kollisionscharakter der Panafrikanischen Geotektonik hinweisen, ist diese Situation jedoch nach McWILLIAMS & KRÖNER (1981) gegeben. Weitreichende Bewegungen werden dort ausgeschlossen, weil sowohl für die Zeit vor als auch während der Panafrikanischen Orogenese übereinstimmende Paläopollagen beider Kratone festgestellt wurden.

Eine weitere Unsicherheit ergibt sich aus der äquatornahen Lage der in der vorliegenden Arbeit ermittelten VGPs (Abb. 68, Kapitel 2.4.2.2.3.). Die verhältnismäßig großen statistischen Fehler der ChRM-Richtungen und der Polpositionen (Tab. 16, Kapitel 2.4.2.2.3.) machen eine Unterscheidung von Nord- und Südpollagen unmöglich. Dadurch bleibt unklar, welche Polposition mit der durch Südpollagen definierten scheinbaren Polwanderkurve verglichen werden darf.

Darüberhinaus ist ein Vergleich mit einer proterozoischen Polwanderkurve Südafrikas nur dann statthaft, wenn von einer maßgeblichen Trennung West- und Ost-Gondwanas in dem Vergleichszeitraum abgesehen werden kann. Verschiedene Autoren (McWILLIAMS 1981, DALZIEL 1991, KRÖNER 1991) vermu-

ten, u.a. aufgrund paläomagnetischer Untersuchungen an Gesteinen verschiedener Regionen West- und Ost-Gondwanas, eine Trennung beider Teilkontinente; DALZIEL (1991) postuliert die Existenz eines sogenannten "Mozambique-Ozeans" zwischen West- und Ost-Gondwana, dessen Schließung erst zum Ende des Jungproterozoikums erfolgt sein soll. McWILLIAMS (1981) weist jedoch auch auf die Unsicherheiten der auf paläomagnetischen Daten proterozoischer Gesteine beruhenden Aussagen, z.B. der sehr geringen Datendichte, Unsicherheiten bezüglich der Magnetisierungsalter bzw. der tektonischen Beanspruchung der beprobten Einheiten etc., hin. Widersprüchliche Aussagen über das proterozoische Gondwana bestätigen, daß der vorpaläozoische Werdegang des Kontinents bzw. seiner einzelnen Krustenabschnitte nur sehr unzureichend bekannt ist.

Die vergleichende Interpretation der vermutlich proterozoischen VGPs ist also mit großen Unsicherheiten behaftet. Dyke 5, mit einem Biotit-Alter von 1250 - 1350 Ma datiert (s.o.), kann in etwa einem vergleichbar alten Kurvenabschnitt auf der APWP nach McWILLIAMS & KRÖNER (1981) zugeordnet werden (Abb. 71). Dyke 9, für den PAECH ein Alter von 823 +/-67 Ma angibt (unveröffentlicht, s.o.), erscheint auf der Kurve allerdings bei ca. 1,2 Ma. Aufgrund der festgestellten internen Deformation dieses Dykes (Epidot-besetzte Harnische auf Klufthörpern, vgl. Kapitel 1.4.2.) kann jedoch gerade in diesem Fall eine fehlerhafte Lage des VGP nicht ausgeschlossen werden.

Auffällig ist, daß sich alle VGPs auf oder in der Nähe dieser Kurve anordnen (Abb. 71). In Ergänzung zu den bisherigen Überlegungen bezüglich der Altersstellung der Read Mountains-Gänge wird dies als weiterer Hinweis auf ein mittel- bis jungproterozoisches Alter der Gänge betrachtet. Genauere Aussagen sind jedoch auf der Basis der paläomagnetischen Daten nicht möglich.

Die oben angenommenen Intrusionsalter der proterozoischen Dykes (um 1300 und 800 Ma) erscheinen auch deshalb plausibel, weil sie jeweils in Zeiträume fallen, die gebirgsbildenden Prozessen vorausgehen (Tab. 20).

Für die Zeit des höheren Proterozoikums werden in der Literatur zwei orogene Höhepunkte postuliert. Der Begriff der Nimrod-Orogenese wurde für ein tektonothermales Geschehen geprägt, welches die Deformation und Metamorphose der Nimrod-Gruppe (Miller Range, Transantarktisches Gebirge) bewirkte (GRINDLEY & LAIRD 1969). K-Ar-Datierungen an Hornblenden führten zu der Annahme eines Alters dieser Orogenese um 1000 Ma (McDOUGALL & GRINDLEY 1965; GRINDLEY & McDOUGALL 1969).

Strukturgeologische Beobachtungen in dem der Miller Range benachbarten Cotton Plateau und Cobham Range (LAIRD et al. 1971) ließen einen weiteren orogenen Höhepunkt in der Zeit zwischen der Nimrod- und der kambro-ordovizischen Ross-Orogenese vermuten. GRINDLEY & McDOUGALL (1969) führten für ein Deformationsereignis, beobachtet an den in diesen Regionen auftretenden Gesteinen der Beardmore-Gruppe, den

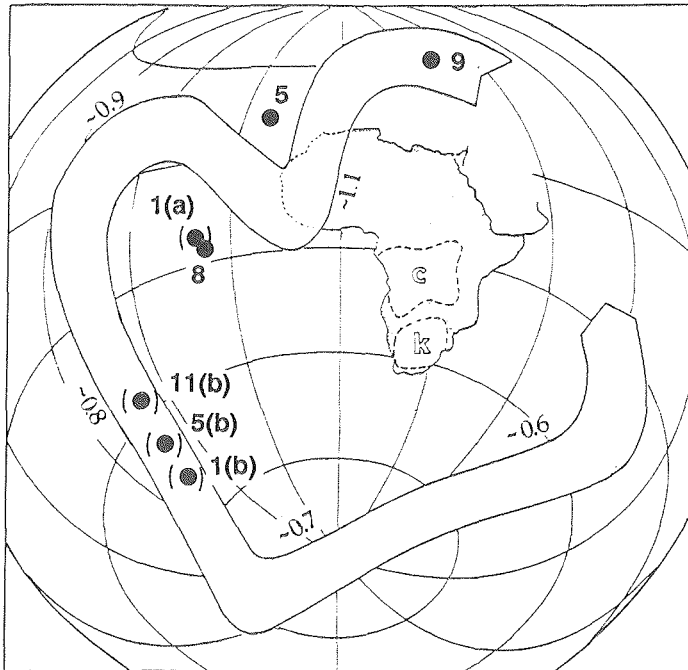


Abb. 71: 1,2 bis 0,6 Ga-APWP für den Congo- (c) und den Kalahari- (k) Kraton, südl. Afrika (McWILLIAMS & KRÖNER 1981). Die Punkte repräsentieren die nach dem Gondwana-Rekonstruktionsmodell von SMITH & HALLAM (1979) rotierten VGPs der Read Mountains-Gänge.

Begriff der Beardmore-Orogenese ein. Seit der Datierung magmatischer Aktivitäten - allerdings an Magmatiten ca. 600 km südöstlich der genannten Lokalitäten - mit Altern um 620 - 680 Ma (FORD et al. 1963; FORD 1964; FAURE et al.

---

Tab. 20 (folgende Seite): Intrusion der mafischen Gänge der Shackleton Range (= Extensionszeiträume) im zeitlichen Vergleich mit regional und überregional festzustellenden Einengungszeiträumen und dem Gondwana-Zerfall. Nimrod-Alter sind in der Shackleton Range selbst nicht bekannt; die Nimrod-Orogenese ist deshalb in Klammern dargestellt. (Abkürzungen: N' Sh.R. = nördliche Shackleton Range; Read Mts. = Read Mountains.)

Tab. 20 (Erläuterung siehe S. 193)

Zeit	regionales und überregionales tektonisches Geschehen	Krustenextensionsphasen im Bereich der Shackleton Range	
		Dyke-Intrusionen	geochem. Charakterisierung der Gangbasalte
JURA	Abbruch Ostantarktikas vom südlichen Afrika	Basaltgruppe I, N' Sh. R. (ca. 180 Ma)	tholeiitische kontinentale Intraplattenbasalte
DEVON			
SILUR			
ORDOVIZIUM			
KAMBRIUM			
M			
C			
C			
O			
I			
K			
O			
N			
O			
F			
O			
T			
P			
M			
i			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			
t			

1968) wird diese Zeitspanne als Orogenese-Alter der Beardmore-Orogenese angenommen. Neuere Untersuchungen (STUMP et al. 1991) zeigen jedoch, daß die Beardmore-Deformation bedeutend älter sein muß als die oben angeführten spätpräkambrischen magmatischen Ereignisse. Rb-Sr-Datierungen (PANKHURST et al. 1988) lassen zudem vermuten, daß dieser Magmatismus eher einer Zeit um ca. 490 Ma zuzuordnen ist. K-Ar-Alter, die zwischen den Zeiten der Nimrod- und der Ross-Orogenese liegen, können nach STUMP et al. (1991) als "Mischalter" interpretiert werden; nach diesen Autoren ist die Beardmore-Orogenese gleichzustellen mit der Nimrod-Orogenese und kein eigenes Ereignis.

Die Intrusion der proterozoischen Gänge der Read Mountains, die nach den geochemischen Eigenschaften ihrer Gesteine einem Intraplattenvulkanismus zugeordnet werden (Kapitel 2.2.3.4.), fand - analog zu den oben angegebenen Alterseinstufungen der Basaltgruppen - in Zeiten vor und nach der Nimrod-Orogenese statt (Tab. 20). Die Alkali-Basalte der Basaltgruppe V sind möglicherweise präorogenen geotektonischen Prozessen zuzuordnen. Nimrod-Alter um 1000 Ma und damit angezeigte tektonothermale Ereignisse sind aus den Read Mountains selbst allerdings nicht bekannt. Offensichtlich war dieser Krustenabschnitt nicht unmittelbar von den tektonogenetischen Prozessen betroffen. HOFMANN & PAECH (1983) ordnen allerdings das mit 1400-1450 Ma (REX 1972; HOFMANN et al. 1980) datierte tektonothermale Ereignis innerhalb des Read Mountains-Kristallins (Bildung der Antiform, Granitoid-Intrusionen, Metamorphose und Anatexis) der Nimrod-Orogenese zu; diese Zuordnung stimmt jedoch nicht mit der Altersangabe für die Nimrod-Orogenese der im vorigen Abschnitt angegebenen Autoren überein.

Die offensichtlich jüngeren, tholeiitischen Basalte der Basaltgruppe IV (ca. 800 Ma, s.o.) wurden als Intrusionen in einer Flutbasalt-Provinz mit eventuell stark ausgedünnter Lithosphäre interpretiert (Kapitel 2.2.3.4.). Sie intrudierten zu einer Zeit zwischen der Nimrod- und einer jüngeren Orogenese, der Beardmore-Orogenese bzw., gemäß den Überlegungen von STUMP et al. (1991), der Ross-Orogenese (Tab. 20). Möglicherweise sind sie Anzeichen eines frühen Riftprozesses, durch welchen ein neuer geotektonischer Großzyklus, eventuell der Ross-Zyklus, eingeleitet wurde. Die Auswirkungen der späteren Ross-Orogenese zeigen sich in den Dykes in einer Verjüngung von K-Ar-Altern, in einer Veränderung der paläomagnetischen Eigenschaften und in der teilweise erkennbaren niedriggradig metamorphen Beanspruchung. Die aufgrund der wenigen und vergleichsweise unscharfen Altersangaben insgesamt weniger abgesicherte chronologische Einstufung der Gänge der Read Mountains erschwert jedoch eine Interpretation dieser Gänge bezüglich des geotektonischen Rahmens.

Das Alter der Ross-Orogenese wird mit etwa 500 +/-50 Ma angegeben (McDOUGALL & GRINDLEY 1965; GRINDLEY & McDOUGALL 1969; GUNNER & FAURE 1972; GUNNER & MATTINSON 1975; ADAMS et al. 1982). Ross-Alter wurden in der Shackleton Range

mehrfach nachgewiesen (vgl. Kapitel 1.3.1.2. und 1.3.3.1.). Alter von 450 - 400 Ma sprechen nach GRIKUROV et al. (1976) und CLARKSON (1977) für ein Spätstadium oder das Ausklingen der Ross-Orogenese.

Die altpaläozoischen mafischen Gänge der nördlichen und nordwestlichen Shackleton Range (Basaltgruppe II, eventuell Basaltgruppe III) können möglicherweise als postorogene Intrusionen angesehen werden, die mit den Spätstadien der Ross-Orogenese zeitlich korrespondieren (HOFMANN & PAECH 1983; Tab. 20). Seit dem Paläozoikum erfuhr die Shackleton Range eine horstartige Heraushebung (SPAETH & FIELITZ 1991). Im Zuge dieses Prozesses wurde die gesamte Range entlang steiler Störungen in einige große und zahlreiche kleine Blöcke frakturiert (SPAETH & FIELITZ 1991). Die Anlage der paläozoischen, etwa E-W-streichenden Gänge kann im Zusammenhang mit dieser postorogenen Bruchtektonik erfolgt sein. Möglicherweise sind diese Gänge aber auch bereits als frühe Anzeichen des Gondwana-Aufbrechens zu deuten.

Die jurassischen Tholeiite der Basaltgruppe I zeigen einen kontinentalen Flutbasalten oder mit Riftprozessen in Verbindung stehenden Intraplattenbasalten zuzuordnenden Chemismus (Kapitel 2.2.3.4.). Ihre N-S-Streichrichtung verläuft etwa parallel zum ehemaligen Gondwana-Abbruchrand dieses Teils des ostantarktischen Kontinents. CLARKSON (1981) stellt geochemische Ähnlichkeiten zwischen einem Mount Beney-Gang, der einem der als jurassisch datierten Dykes 16a oder 16b der vorliegenden Arbeit entspricht, und mesozoischen Tholeiiten in Dronning Maud Land und dem Transantarktischen Gebirge fest. Die Proben dieses Ganges liegen geochemisch sowohl im Trend entsprechender Heimelfrontfjella-Tholeiite (JUCKES 1972) als auch in dem, in den Gesteinen der Theron Mountains beobachteten Ferrar-Tasmanischen Trend (BROOK 1972). Diese in der Antarktis weit verbreiteten Gangbasalte werden meist als cotemporäre Bildungen der jurassischen Deckenbasalte (Ferrar-Gruppe) des Transantarktischen Gebirges betrachtet. Sie stehen in Verbindung zu dem im frühen Jura erfolgten initialen Aufbrechen des Gondwana-Superkontinents (z.B. COX 1978). Als solche sind auch die jurassischen mafischen Gänge der Basaltgruppe I zu verstehen (Tab. 20).

Auffällig ist die Verteilung der unterschiedlich alten Gänge über das Gebiet der Shackleton Range. Während in den Read Mountains ausschließlich proterozoische Dykes erkannt wurden, finden sich jüngere Basaltgänge nur im Norden und Nordwesten der Range. Das scheinbare Fehlen präkambrischer Basalt-Intrusionen in den nördlichen Regionen wird jedoch durch eine Betrachtung der unterschiedlich hohen Beanspruchung beider Teilgebiete durch die Ross-Orogenese erklärbar. In Kapitel 1.3.1. wurde darauf hingewiesen, daß der North Shackleton Range Metamorphic Complex, abzuleiten aus den häufig auftretenden Ross-Altern (PANKHURST et al. 1983; HOFMANN et al. 1981), im Zuge der Ross-Orogenese höhergradig metamorph beansprucht wurde als der Read Mountains Metamorphic Complex. Die Auswirkungen der Ross-Oroge-



nese sind in den Read Mountains deutlich geringer; sie zeigen sich dort in der Zerschierung des Kristallins in großen Scherzonen (Ross-Alter eines Phyllonits nach TECHMER et al. 1991; vgl. Kapitel 1.3.3.1.) sowie in einer inhomogen verteilten, sehr niedriggradigen bis niedriggradigen Metamorphose, u.a. bemerkbar an der z.T. sehr geringen, z.T. makroskopisch auch nicht erkennbaren metamorphen Überprägung der Dykes (vgl. Kapitel 2.1.). Zu vermuten ist also, daß auch in den übrigen Regionen der Shackleton Range präkambrische, ursprünglich basaltische Dykes vorhanden waren; diese sind jedoch wahrscheinlich während der Ross-Orogenese amphibolitisiert und zerschert worden und heute nicht mehr deutlich als solche zu erkennen.

Das Auftreten der jüngeren, insbesondere der jurassischen Dykes kann mit dem phanerozoischen Zerfall Gondwanas in Verbindung gebracht werden (s.o.). Deren Fehlen in den Read Mountains ist möglicherweise auf die größere Entfernung der Read Mountains zum ostantarktischen Aufbruchrand, heute westlich und nordwestlich der Shackleton Range gelegen, zurückzuführen. Die Umkehrung dieser Schlußfolgerung begründet, warum jurassische Gänge ausschließlich im äußersten Nordwesten der Range auftreten.

### 3.2. Bedeutung der Ergebnisse bezüglich der geotektonischen Stellung der Shackleton Range

Das von der Hauptstreichrichtung des Ross-Orogens (N-S bis NE-SW) deutlich abweichende, E-W-ausgerichtete Generalstreichen der Shackleton Range ist Anlaß unterschiedlicher Betrachtungsweisen bezüglich deren allochthoner oder autochthoner geotektonischen Stellung (Literatur s.u.).

Diskutiert wird die Frage einer möglichen Drift und Rotation des Shackleton Range-Krustenblocks aus einer ursprünglich mit seiner Längsachse parallel zum Westrand des Ostantarktischen Schildes bzw. in der Hauptstreichrichtung des Ross-Orogens orientierten Lage hin in die heutige Position. Eine solche Rotation könnte mit dem Auseinanderbrechen des Gondwana-Superkontinents in Zusammenhang stehen. Hierbei würde es sich um einen Vorgang handeln, wie er ähnlich auch z.B. für den Ellsworth Mountains-Block angenommen wird (SCHOPF 1969). Verschiedene Autoren gehen jedoch auch von einer autochthonen Stellung und Entwicklung der Shackleton Range aus. Als solche wird diese als Produkt eines aufgefalteten Aulakogens oder auch als Orogen über einer Subduktionszone entstanden betrachtet (vgl. zu dieser Problematik HOFMANN & PAECH 1980; KAMENEV & SEMENOV 1980; CLARKSON 1982b; MARSH 1983a; PANKHURST et al. 1983; BUGGISCH et al. 1990.). Das eigentliche Ross-Orogen muß im Falle der Deutung der Shackleton Range als Aulakogen dann weiter westlich vermutet werden (HOFMANN & WEBER 1983; SPAETH & FIELITZ 1991).

Die paläomagnetischen Daten dieser Arbeit können zur Klärung dieser geotektonischen Problematik einen wichtigen

Beitrag leisten:

Die gute Übereinstimmung mesozoischer und paläozoischer Pollagen der Shackleton Range sowohl mit gleichaltrigen Polpositionen anderer Gebiete Ostantarktikas, insbesondere auch mit der von PETERS (1989) ermittelten Pollage für jurassische Basalte von Vestfjella, Neuschwabenland (vgl. Kapitel 2.4.3.) als auch mit der gut dokumentierten Polwanderkurve für Gondwana nach THOMPSON & CLARK (1982) spricht für eine autochthone Position der Shackleton Range und macht umfangreiche Krustenblockdrehungen oder -verschiebungen unwahrscheinlich.

Um zu testen, welche Polpositionen sich aus den paläomagnetischen Meßdaten bei einer anderen als der heutigen Orientierung der Shackleton Range ergeben, wurden Rotationen der Shackleton Range rechnerisch simuliert. Auf diese Weise sollte geprüft werden, ob sich möglicherweise bei anderen Ausgangspositionen ebenfalls Übereinstimmungen der mittleren VGPs mit der Gondwana-Polwanderkurve nach THOMPSON & CLARK (1982) ergeben, z.B. im Fall einer Verschiebung der Polpunkte parallel zur Polwanderkurve. Zu diesem Zweck wurden die mittleren virtuellen geomagnetischen Pole um einen Punkt bei 80,5°S' Breite, 334,0°E' Länge (etwa zentraler Teil der Shackleton Range) in Schritten von 5° sowohl im als auch entgegen dem Uhrzeigersinn rotiert und wiederum unter der Anwendung des Rekonstruktionsmodells nach SMITH & HALLAM (1970) mit der paläozoisch-mesozoischen Gondwana-Polwanderkurve verglichen. Die sich hieraus ergebende "Bewegungsbahn" der VGPs ist bis zu einem Rotationswinkel von +/- 45° in Abb. 72 dargestellt.

Die Graphik verdeutlicht, daß die so ermittelten Polpositionen der Shackleton Range sich durch die simulierte Rotation rasch von der scheinbaren Polwanderkurve wegbewegen. Sollte sich also die Shackleton Range zur Zeit der Magnetisierung entsprechender Ganggesteinsminerale (also zur Zeit der Intrusion und Abkühlung der mesozoischen und paläozoischen Gänge bzw. der chemoremanenten Überprägung der proterozoischen Dykes) in einer deutlich anderen Position als der heutigen befunden haben, wäre eine Übereinstimmung mit der Polwanderkurve nicht gegeben.

Eine größere Rotation des Krustenblocks in seine heutige Position ist daher abzulehnen. Nach den vorliegenden Ergebnissen kann eine autochthone Stellung der Shackleton Range als sehr wahrscheinlich angesehen werden.

Unter dieser Voraussetzung ist auch bezüglich der Extensionsbewegungen, deren Richtungen durch den Verlauf der unterschiedlich alten Dykes angezeigt werden, ein überregionaler Vergleich möglich.

Sowohl jurassische als auch jungpräkambrische mafische Gänge sind in den Pensacola Mountains (ca. 500 km südwestlich der Shackleton Range) bekannt. Jungpräkambrische Dykes treten dort im Bereich des Washington Escarpments auf (SCHMIDT et al. 1978). Die bevorzugte Streichrichtung dieser Gänge ist etwa NE-SW. Ebenfalls ca. NE-SW streicht ein mafischer

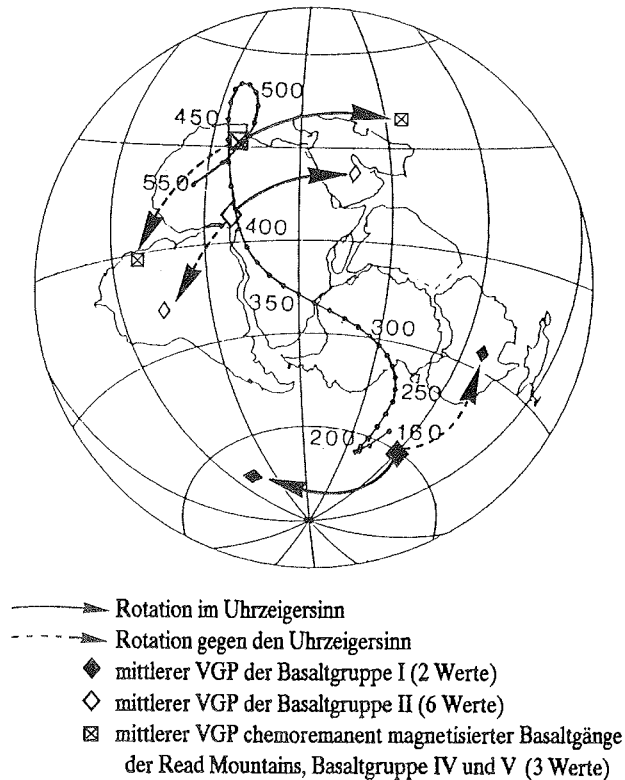


Abb. 72: Mittlere VGPs der Shackleton Range mit Darstellung der Gondwana-APWP nach THOMPSON & CLARK (1982). Die Shackleton Range wurde im und entgegen dem Uhrzeigersinn bis zu einem Winkel von 45° rotiert; die daraus resultierenden "Bewegungsbahnen" der VGPs sind durch Pfeile dargestellt.

Gang bei Rosser Ridge. Dessen Nähe zur Dufek Intrusion legt ein jurassisches Alter nahe (FORD et al. 1978).

In sehr viel größerer Anzahl treten vergleichbare mafische Dykes in Westneuschwabenland auf. Weit verbreitet in Heimfrontfjella sind "ältere" Gänge in Milorgfjella, Sivorgfjella und Tottanfjella (SPAETH & FIELITZ 1987), die überwiegend N-S bis NE-SW streichen. Das genaue Alter dieser Dykes ist unbekannt; strukturelle Verhältnisse weisen für die meisten auf Alter, die jünger als 1100 Ma sind. REX (1972) gibt für einen Gang, der an der permischen Diskordanz abstößt, ein Alter von etwa 455 Ma an. Möglicherweise handelt es sich jedoch um ein Alter, das eine Überprägung im Spätstadium der Ross-Orogenese widerspiegelt (SPAETH & FIELITZ 1987). Wahrscheinlich ist, daß diese älteren mafischen Gänge, ebenso wie die präkambrische Basaltgruppe IV

der Read Mountains, auf eine Dehnungsphase zwischen der Nimrod- (bzw. einer zeitlich äquivalenten) und der Ross-Orogenese zurückgehen. Eine Vielzahl jüngerer mafischer Gänge tritt in Vestfjella, Ahlmannryggen, Heimefrontfjella und Mannefallknausane auf (PETERS et al. 1986; SPAETH & SCHÜLL 1987; PETERS 1989). K-Ar-Altersbestimmungen und paläomagnetische Untersuchungen (PETERS 1989) bestätigen deren bereits vorher aufgrund der Verbandsverhältnisse vermutete frühmesozoische Alter. Die Gänge kommen in zwei, annähernd senkrecht aufeinanderstehenden Scharen vor; NE-SW-gerichtete Dykes dominieren. Richtungsmäßig fallen sie damit mit der mesozoischen und jüngeren Bruchtektonik zusammen (SPAETH & SCHÜLL 1987). Durch die Anwendung eines Gondwana-Rekonstruktionsmodells nach McELHINNY (1973) konnte gezeigt werden (SPAETH & SCHÜLL 1987), daß die Ausrichtung mesozoischer Dyke-Schwärme Westneuschwabenlands vergleichbar ist mit derjenigen ähnlicher mafischer Ganggesellschaftungen, wie sie auch mit gleichen Altern im südlichen Afrika vorhanden sind. Vermutet wird, daß die Orientierung solcher Gänge sowie mesozoischer und post-mesozoischer Bruchsysteme auf Strukturen zurückgeht, die bereits präkambrisch und möglicherweise frühpaläozoisch angelegt wurden. Die mesozoischen Riftprozesse wurden durch das Vorhandensein solcher Schwächezonen gesteuert (SPAETH & SCHÜLL 1987).

Die Dykes der Pensacola Mountains, der Shackleton Range und Westneuschwabenlands intrudierten demnach sowohl im späten Proterozoikum als auch im Jura in gleicher oder ähnlicher Ausrichtung (N-S bis NE-SW). Dieses Verhalten ist ein Hinweis darauf, daß in beiden Zeiträumen die Kruste im weiteren Umfeld des Ross-Orogens bei einem in etwa gemeinsamen Spannungsplan Extensionsprozessen unterworfen war; diese waren nicht lokal begrenzt, sondern betrafen einheitlich einen großen Bereich Ostantarktikas und - zumindest im Jura - weiterer Regionen Gondwanas. Die Phasen der Extensionstektonik, so wie sie in der Shackleton Range durch die Intrusion mafischer Gänge zwischen zwei orogenen Zyklen während des Proterozoikums und darüberhinaus während des Paläozoikums und des Jura zum Ausdruck kommen, lassen sich bei einer Betrachtung der Shackleton Range als autochthones Krustenstück gut in den globaltektonischen, Gondwana betreffenden Gesamtrahmen einordnen.

Literaturverzeichnis

- ADAMS, C.J.D., GABITES, J. & GRINDLEY, G.W. (1982): Orogenic History of the Central Transantarctic Mountains: New K-Ar Age Data on the Precambrian-Early Paleozoic Basement. - In: CRADDOCK, C. (ed.): Antarctic Geoscience; University of Wisconsin Press: 817-826; Madison.
- ADE-HALL, J.M., KHAN, M.A., DAGLEY, P. & WILSON, R.L. (1968): A Detailed Opaque Petrological and Magnetic Investigation of a Single Tertiary Lava from Skye, Scotland. - Part I and II. Geophys. J. 16: 374-399.
- ADE-HALL, J.M., PALMER, H.C. & HUBBARD, T.P. (1971): The Magnetic and Opaque Petrological Response of Basalts to Regional Hydrothermal Alteration. - Geophys. J. R. Astr. Soc. 24: 137-174.
- ARNDT, T.N., TAPFER, M. & WEBER, K. (1986): Die Kottasberge Neuschwabenlands (Antarktika) - Teil eines polyphas geformten Orogens? - Nachr. Dt. Geol. Ges. 35: 9-10; Hannover.
- BACHTADSE, V. & BRIDEN, J.C. (1990): Palaeomagnetic Constraints on the Position of Gondwana during Ordovician to Devonian times. - In: MCKERROW, W.S. & SCOTSESE, C.R. (Eds): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. - Geological Society Memoir 12: 43-48.
- BECK, M.E. (1972): Palaeomagnetism and Magnetic Polarity Zones in the Jurassic Dufek Intrusion, Pensacola Mountains, Antarctica. - Geophys. J. R. Astr. Soc. 28: 49-63.
- BECK, M.E., Jr, BURMESTER, R.F. & SHERIFF, S.D. (1979): Field Reversal and Paleomagnetic Pole for Jurassic Antarctica. - EOS, Transactions of the American Geophysical Union 60: 818.
- BLEIL, U. & PETERSEN, N. (1982): Magnetische Eigenschaften der Minerale. - In: G. ANGENHEISTER (Hrsg.): Landolt-Börnstein, Physikalische Eigenschaften der Gesteine, Band 1. Springer-Verlag, Berlin.
- BLUNDELL, D.J. (1966): Palaeomagnetism of the Dolerite Intrusions, pt. 4, in Geology-(pt).1, Theron Mountains, Shackleton Range and Whichaway Nunataks. - Scientific Reports. Trans-Antarctic-Expedition 1955-1958, 8: 61-67; London.
- BÖHNEL, H. (1985): Paläomagnetische Untersuchungen an jurassischen bis quartären Gesteinen aus Zentral- und Süd Mexiko. - Dissertation, Inst. Geophys. Univ. Münster: 234 S.

- BRAUN, H.-M., KLEINSCHMIDT, G. & SPAETH, G. (1988): Strukturgeologie der Shackleton Range. - In: FÜTTERER, D.K. (Hrsg.): Expedition ANTARKTIS-VI mit FS "Polarstern" 1987/1988, Ber. Polarforsch. 58: 208-218; Bremerhaven.
- BRIDEN, J.C. & OLIVER, R.L. (1963): Paleomagnetic Results from the Beardmore Glacier Region, Antarctica. - N.Z. J. Geol. Geophys. 6: 388-394.
- BROOK, D. (1972): Geology of the Theron Mountains, Antarctica. - Ph.D. thesis, University of Birmingham, 267 pp. (unpublished).
- BUGGISCH, W. (1988): Stratigraphie und Fazies der sedimentären Serien in der Shackleton Range. - In: FÜTTERER, D.K. (Hrsg.): Die Expedition ANTARKTIS-VI mit FS "Polarstern" 1987/1988, Ber. Polarforsch. 58: 218-222; Bremerhaven.
- BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G., KREUZER, H. & KRUMM, S. (1990): Stratigraphy, Metamorphism and Nappe-Tectonics in the Shackleton Range (Antarctica). - Geol. Geophys. Veröff. R.I H.15: 64-86; Berlin.
- BULL, C., IRVING, E. & WILLIS, I. (1962): Further Paleomagnetic Results from South Victoria Land, Antarctica. - Geophys. J. R. Astron. Soc. 6: 320-336, London.
- BURKE, K.C.A., DEWEY, J.F. & KIDD, W.S.F. (1976): Precambrian Paleomagnetic Results Compatible with Contemporary Operation of the Wilson Cycle. - Tectonophysics 33: 287-299.
- CANN, J.R. (1970): Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some Ocean Floor Basaltic Rocks. - Earth Planet. Sci. Lett. 10: 7-11; Amsterdam.
- CANN, J.R. & HEATH, R. (1976): Some Trace Elements in Basalts from Leg 34. - In: DSDP Initial Reports leg 34 (T. Vallier, ed.): 289-292, U.S. Government Printing Office, Washington.
- CLARKSON, P.D. (1972): Geology of the Shackleton Range: A Preliminary Report. - Br. Antarct. Surv. Bull. 31: 1-15.
- CLARKSON, P.D. (1977): Tectonic Significance of the Shackleton Range. - 3rd Internat. Symp. Antarct. Geol. Geophys., 10 S., preprint, Madison.
- CLARKSON, P.D. (1981): Geology of the Shackleton Range; IV, The Dolerite Dykes. - British Antarctic Survey Bulletin 53: 201-212.
- CLARKSON, P.D. (1982a): Geology of the Shackleton Range; I. The Shackleton Range Metamorphic Complex. - Bull. Br. Antarct. Surv. 51: 257-283.

- CLARKSON, P.D. (1982b): Tectonic Significance of the Shackleton Range. - In: Craddock, C., (ed.), Antarctic Geoscience: 835-839; Univ. Wisconsin Press, Madison.
- CLARKSON, P.D. (1983): Geology of the Shackleton Range: II. The Turnpike Bluff Group. - Bull. Br. Antarct. Surv. 52: 109-112.
- CLARKSON, P.D., HUGES, C.P. & THOMSON, M.R.A. (1979): Geological Significance of Middle Cambrian Fauna from Antarctica. - Nature 279: 791-792; London.
- CLARKSON, P.D. & WYETH, R.B. (1983): Geology of the Shackleton Range: III. The Blaiklock Glacier Group. - Bull. Br. Antarct. Surv. 52: 244-244.
- COLLINSON, D.W. (1983): Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism. - Chapman and Hall, London - New York: 503 S.
- COX, K.G. (1978): Flood Basalts, Subduction and the Break-up of Gondwanaland. - Nature, London 274: 47-49.
- DALRYMPLE, G.B. & LANPHERE, M.A. (1969): Potassium-Argon Dating. Principles, Techniques and Applications to Geochronology. - W.H. Freeman: 258 pp., San Francisco.
- 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.
- DANKERS, P.H.M. (1978): Magnetic Properties of Disposed Natural Iron-Oxides of Known Grain-Size. - Proefschrift Rijksuniv. Utrecht.
- DAY, R. & FULLER, M. & SCHMIDT, V.A. (1977): Hysteresis Properties of Titanomagnetites Grain-Size and Compositional Dependence. - Phys. Earth Planet. Int. 13: 260-267; Amsterdam.
- DELISLE, G. (1983): Results of Paleomagnetic Investigations in Northern Victoria Land, Antarctica. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Eds): Antarctic Earth Science. - Proc. 4th int. Symp. on Antarctic Earth Sciences: 146-149, Canberra.
- DELISLE, G. & FROMM, K. (1984): Paleomagnetic Investigation of Ferrar Supergroup Rocks, North Victoria Land, Antarctica. - Geol. Jb. B60: 41-55; Hannover.
- DOELL, R.R. & COX, A. (1965): Palaeomagnetism on Hawaii. - J. Geophys. Res. 70: 3377.
- DUNLOP, D.J. (1981): The Rock Magnetism of Fine Particles. - Phys. Earth Planet. Inter. 26: 1-26; Amsterdam.

- FAURE, G. (1986): Principles of Isotope Geology. - John Wiley & Sons: 589 pp., New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore.
- FAURE, G., MURTAUGH, J.G. & MONTIGNY, R.J.E. (1968): The Geology and Geochronology of the Basement Complex of the Central Transantarctic Mountains. - Canadian Journal of Earth Sciences 5(3): 555-560.
- FIELITZ, W. & SPAETH, G. (1991): A Structural Survey of Precambrian Rocks, Heimfrontfjella, Western Neuschwanbenland, with Spezial Reference to the Basic Dykes. - In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A., & THOMSON, J.W. (Eds): Geological Evolution of Antarctica: 67-72; Cambridge University Press, Cambridge U.K.
- FISHER, R.A. (1953): Dispersion on a Sphere. - Proc. R. Soc. A 217: 295-305, London.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975): Magma Type and Tectonic Setting Discrimination Using Immobile Elements. - Earth Planet. Sci. Lett. 27: 211-218; Amsterdam.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1978): Identification and Discrimination of Altered and Metamorphosed Volcanic Rocks Using Immobile Elements. - Chem. Geol. 21: 291-306; Amsterdam.
- FORD, A.B. (1964): Cordierite-Bearing Hypersthene-Quartz-Monzonite Porphyry in the Thiel Mountains, and its Regional Importance. - In: ADIE, R.J. (ed.): Antarctic Geology, Amsterdam; North-Holland Publishing Company: 429-441.
- FORD, A.B., HUBBARD, H.A. & STERN, T.W. (1963): Lead-Alpha Ages of Zircon in Quartz Monzonite Porphyry, Thiel Mountains, Antarctica. A Preliminary Report. - US Geological Survey Professional Paper 450-E: 105-107.
- FORD, A.B., SCHMIDT, D.L. & BOYD (jr.), W.W. (1978): Geologic Map of the Davis Valley Quadrangle and Part of the Cordiner Peaks Quadrangle, Pensacola Mountains, Antarctica. - U.S. Antarctic Research Program Map, published by the U.S. Geological Survey.
- FUHRMANN, U., LIPPOLT, H.J. & HESS, J.C. (1987): Examination of some Proposed K-Ar-Standards:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Analyses and Conventional K-Ar-Data. - Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), 66: 41-51; Amsterdam.
- GOLOVANOV, N.P., MILSTEIN, V.E., MICHAJLOV, V.M. & SHULJATIN, O.G. (1979): Stromatolity i mikrofitolity chrebta Shekltona (Zapadnaja Antarktida). - Dokl. Akad. Nauk. SSSR 249: 977-979.



- 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: 325-332.
- GREW, E.S. & MANTON, W.I. (1980): Uranium-Lead Ages of Zircons from Mount Provender, Shackleton Range, Transantarctic Mountains. - *Ant. J. US Rev.* vol. 15(5): 40-45.
- GRIKUROV, G.E., ZNACHKO-YAVORSKIJ, G.A., KAMENEV, E.N. & RAVICH, M.G. (1976): Geologic Map of Antarctica 1:5.000.000. - Leningrad: Naucno-Issl. Inst. Geol. Ark-tiki Antarktiki, 83 S.
- GRINDLEY, G.W. & LAIRD, M.G. (1969): Geology of the Shackleton Coast. - In: BUSHNELL, V.C. & CRADDOCK, C. (ed.) Pl. XIV: Antarctic Map Folio Series, Folio 12. Washington, DC; American Geographical Society.
- GRINDLEY, G.W. & McDOUGALL, I. (1969): Age and Correlation of the Nimrod Group and Other Precambrian Rock Units in the Central Transantarctic Mountains, Antarctica. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 12(2 & 3): 391-411.
- GRUGEL, W. (1990): Aufbau einer Curie-Waage zur Untersuchung des thermomagnetischen Verhaltens von Gesteinen. - unveröffentl. Dipl.-Arb., Inst. f. Geophysik, Westf. Wilhelms-Univ. Münster.
- GUNNER, J.D. & FAURE, G. (1972): Rubidium-Strontium Geochronology of the Nimrod Group, Central Transantarctic Mountains. - In: ADIE, R.J. (ed.): *Antarctic Geology and Geophysics*, Oslo; Universitetsforlaget: 305-311.
- GUNNER, J.D. & MATTINSON, J.M. (1975): Rb-Sr and U-Pb Isotopic Ages of Granites in the Central Transantarctic Mountains. - *Geological Magazine* 112(1): 25-31.
- HAARSTRA, R.L. (1982): Some Magnetic Parameters for Natural Iron-Titanium Oxides. - Proefschrift Rijksuniv. Utrecht.
- HALLS, H.C. (1976): A Least Squares Method to find a Remanence Direction from Converging Remagnetisation Circles. - *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 45: 297-304.
- HALLS, H.C. (1978): The Use of Converging Remagnetisation Circles in Palaeomagnetism. - *Phys. Earth Planet. Int.* 16: 1-11; Amsterdam.
- HARGRAVES, R.B. & PETERSEN, N. (1971): Notes on the Correlation between Petrology and Magnetic Properties of Basaltic Rocks. - *Z. Geophysik* 37: 367-382.
- HAVERKAMP, B. (1982): Paläomagnetische Untersuchungen an Maarsedimenten aus der Eifel. - unveröffentl. Dipl.-Arb., Inst. f. Geophysik, Westf. Wilhelms-Univ. Münster.

- HOFFMAN, K.A. & DAY, R. (1978): Separation of Multi-Component NRM: a General Method. - Earth Planet. Sci. Lett. 40: 433-438; Amsterdam.
- HOFMANN, J. (1982): Tektonische Untersuchungen in den Herbert Mountains (Shackleton Range, Antarctica). - Freiburger Forsch.-H. v. c371: 9-40; Freiberg.
- HOFMANN, J., KAISER, G., KLEMM, W. & PAECH, H.-J. (1980): K/Ar-Alter von Doleriten und Metamorphiten der Whichaway-Nunataks, Ost- und Südostumrandung des Filchner-Eisschelfs (Antarktis). - Z. geol. Wiss. 8: 1227-1232; Berlin.
- HOFMANN, J. & PAECH, H.J. (1980): Zum strukturgeologischen Bau am Westrand der Ostantarktischen Tafel. - Z. geol. Wiss. 8: 425-437; Berlin.
- 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.H. (eds.): Antarctic Earth Science: 183-189; Canberra.
- 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; Berlin.
- HOFMANN, J & WEBER, W. (1983): A Gondwana Reconstruction between Antarctica and South Africa. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Eds): Antarctic Earth Science: 584-589; Canberra.
- HOLM, P.E. (1982): Non-recognition of Continental Tholeiites Using the Ti-Y-Zr Diagram. - Contrib. Mineral. Petrol. 79: 308-310; Berlin - Heidelberg - New York.
- HÖFLE, H.-C. (1988): Vereisungsgeschichte der Shackleton Range. - In: FÜTTERER, D.K. (Hrsg.): Die Expedition ANTARKTIS-VI mit FS "Polarstern" 1987/1988, Ber. Polarforsch. 58: 229-234.
- IRVING, E. (1964): Paleomagnetism and its Application to Geological and Geophysical Problems. - John Wiley and Sons Inc., New York, 399 S.
- JÄGER, H. & HUNZIKER, J.C. (1979): Lectures in Isotope Geology. - Springer Verlag: 329 pp., Berlin, Heidelberg, New York.
- JOHNSON, H.P. & HALL, J.M. (1978): A Detailed Rock Magnetic and Opaque Mineralogy Study of the Basalts from the Nazca Plate. - Geophys. J. 52: 45-64.

- JUCKES, L.M. (1972): The Geology of North-Eastern Heimfrontfjella, Dronning Maud Land. - British Antarctic Survey Scientific Reports, No. 65, 44 pp.
- KAMENEV, E.N. & SEMENOV, V.S. (1980): Regional Metamorphism in Antarctica. - In: Cresswell, M.M. & Vella, P., (eds.): Gondwana Five: 209-215; A.A. Balkema, Rotterdam.
- KENT, D.V. & VAN DER VOO, R. (1990): Palaeozoic Palaeogeography from Palaeomagnetism of the Atlantic-Bordering Continents. - In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. - Geological Society Memoir 12: 49-56.
- KHRAMOV, A.N. (1958): Palaeomagnetism and Stratigraphic Correlation. - In: E. IRVING, Paleomagnetism and Its Application to Geological and Geophysical Problems. - Wiley, New York, N.Y., 1964, p. 75.
- 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 (Antarctica). - In: ULBRICH, H. & ROCHA CAMPOS, A.C.: Gondwana Seven Proceedings; Sao Paulo.
- KLEINSCHMIDT, G. & ROLAND, N.W. (1988): Einführung in die Geologie der Shackleton Range und Zielsetzung von GEISHA. - In: FÜTTERER, D.K. (Hrsg.): Die Expedition ANTARKTIS-VI mit FS "Polarstern" 1987/1988, Ber. Polarforsch. 58: 196-199.
- KRISTMANNSDOTTIR, H. (1982): Alteration in the IRDP Drill Hole Compared with other Drill Holes in Iceland. - Iceland Research Drilling Projekt. American Geophysical Union. J. geophys. Res., Vol. 87/B8: 6526-6531.
- KRÖNER, A. (1991): African Linkage of Precambrian Sri Lanka. - Geologische Rundschau 80/2: 429-440; Stuttgart.
- LAIRD, M.G., MANSERGH, G.D. & CHAPPELL, J.M.A. (1971): Geology of the Central Nimrod Glacier Area, Antarctica. - New Zealand Journal of Geology and Geophysics 14(3): 427-468.
- LAWVER, L.A. & SCOTESE, C.R. (1987): A Revised Reconstruction of Gondwanaland. - In: MCKENZIE, G.D. (Ed.): Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics. - American Geophysical Union, Monograph, 40: 17-23; Washington, D.C.
- LIVERMORE, R.A., VINE, F.J. & SMITH, A.G. (1984): Plate Motions and the Geomagnetic Field - II. Jurassic to Tertiary. - Geophys. J. R. A. Soc. 79: 939-961.

- LØVLIE, R. (1979): Mesozoic Palaeomagnetism in Vestfjella, Dronning Maud Land, East Antarctica. - *Geophys. J. R. astr. Soc.* **59**: 529-537.
- LØVLIE, R. (1987): Evidence for Deuteric Magnetization in Hydrothermally Altered Mesozoic Basaltic Rocks from East Antarctica. - *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **52**: 352-364, Amsterdam.
- MANZONI, M. & NANNI, T. (1977): Palaeomagnetism of Ordovician Lamprophyres from Taylor Valley, Victoria Land, Antarctica. - *Pure Appl. Geophys.* **115**: 961-977.
- MARSH, P.D. (1983a): The Late Precambrian and Early Palaeozoic History of the Shackleton Range, Coats Land. - In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & LAGO, J.H. (eds.), *Antarctic Earth Science: 190-193*; Canberra.
- MARSH, P.D. (1983b): The Stratigraphy and Structure of the Metamorphic Rocks of the Haskard Highlands and Otter Highlands of the Shackleton Range. - *Brit. Antarc. Surv. Bull.* **60**: 23-43.
- MCDUGALL, I. & GRINDLEY, G.W. (1965): Potassium-Argon Dates on Micas from the Nimrod-Beardmore-Axel Heiberg Region, Ross Dependency, Antarctica. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **8**(2): 304-313.
- MCLEHINNY, M.W. (1973): *Paleomagnetism and Plate Tectonics*. - Cambridge University Press, 358 pp., Cambridge.
- MCINTOSH, W.C., KYLE, P.R., CHERRY, E.M. & NOLTIMER, H.C. (1982): Paleomagnetic Results from the Kirkpatrick Basalt Group, Victoria Land. - *Antarctic J.U.S.* Vol. **17**, No. 4: 20-22, Washington.
- MCQUEEN, D.M., SCHARNBERGER, L., SCHARON, L. & HALPERN, M. (1972): Cambro-Ordovician Palaeomagnetic Pole Position and Rubidium-Strontium Total Rock Isochron for Charnockitic Rocks from Mirny Station, East Antarctica. - *Earth Planet. Sci. Lett.* **16**: 433-438; Amsterdam.
- MCWILLIAMS, M.O. (1981): Palaeomagnetism and Precambrian Tectonic Evolution of Gondwana. - In: KRÖNER, A. (Ed.): *Developments in Precambrian Geology 4, Precambrian Plate Tectonics: 648-687*; Elsevier, Amsterdam.
- MCWILLIAMS, M.O. & KRÖNER, A. (1981): Paleomagnetism and Tectonic Evolution of the Pan-African Damara Belt, Southern Africa. - *Journal of Geophysical Research* **86**, No. B6: 5147-5162.
- MENGEL, K., BURSUK, A.M., GURBANOV, A.G., WEDEPOHL, K.-H., BAUMANN, A. & HOEFS, J. (1987): Origin of Spilitic Rocks from the Southern Slope of the Greater Caucasus. - *LITHOS* **20**: 115-133.

- MOLYNEAUX, L. (1971): A Complete Result Magnetometer for Measuring the Remanent Magnetizations of Rocks. - Geophys. J. 24: 429-433.
- OLESCH, M. & SCHUBERT, W. (1988): Petrologie des kristallinen Grundgebirges der südlichen und nordwestlichen Shackleton Range. - In: FÜTTERER, D.K. (Hrsg.), Die Expedition ANTARKTIS-VI mit FS "Polarstern" 1987/1988, Ber. Polarforsch. 58: 205-208; Bremerhaven.
- O'REILLY, W. & READMANN, P.W. (1971): The Preparation and Unmixing of Cation-Deficient Titanomagnetites. - Z. Geophys. 37: 321-327.
- O'REILLY, W. (1984): Rock and Mineral Magnetism. - Chapman and Hall, New York.
- OSTRANDER, J.H. (1971): Paleomagnetic Investigations of the Queen Victoria Range, Antarctica. - Ant. J.U.S. 6(S): 183-185, Washington.
- PAECH, H.-J. (1982): Als Geologe in den Read Mountains. - In: LANGE, G. (ed.): Bewährung in Antarktika. Antarktisforschung der DDR: 159-164; Leipzig.
- PAECH, H.-J. (1985): Tectonic Structures of the Crystalline Basement in the Shackleton Range, Antarctica. - Z. geol. Wiss. 13: 309-319; Berlin.
- PAECH, H.-J. (1986): Vergleich der Entwicklung des südlichen Afrika mit der des antarktischen Kontinents. - Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde 87: 1-205; Potsdam (Akad. Wiss. DDR).
- PAECH, H.-J. (1990): Comments on 'Stratigraphy, Metamorphics and Nappe-Tectonics in the Shackleton Range (Antarctica) by BUGGISCH, W. et al.'. - Geod. Geoph. Veröff. R.I 15: 87-91; Berlin.
- PAECH, H.-J., HAHNE, K. & VOGLER, P. (1991): Sedimentary Palaeoenvironments of the Rhiphaean Turnpike Bluff Group, Shackleton Range. - In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. (Eds.), Geological Evolution of Antarctica (Cambridge University Press): 123-128; Cambridge.
- 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.
- PANKHURST, R.J., STOREY, B.C., MILLAR, I.L., MACDONALD, D.I.M. & VENNUM, W. (1988): Cambrian-Ordovician Magmatism in the Thiel Mountains, Transantarctic Mountains, and Implications for the Beardmore Orogeny. - Geology 16(3): 246-249.

- PEARCE, J.A. (1983): A "Users Guide" to Basalt Discrimination Diagrams. - Unveröffentl. Bericht, The Open University, Milton Keynes: 37 S.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic Settings of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analysis. - Earth Planet. Sci. Lett. 19: 290-300; Amsterdam.
- PEARCE, J.A. & GALE, G.M. (1977): Identification of Ore-Deposition Environment from Trace Element Geochemistry of Associated Igneous Host Rocks. - In: Volcanic Processes in Ore Genesis. - Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 7: 14-21.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. - Contrib. Mineral. Petrol. 69: 33-47; Berlin - Heidelberg - New York.
- PETERS, M. (1989): Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika. Petrographie, Geochemie, Geochronologie, Paläomagnetismus, geotektonische Implikationen. - Ber. Polarforsch. 61: 186 S; Bremerhaven.
- PETERS, M., BEHR, H.J., EMMERMANN, R., KOHNEN, H. & WEBER, K. (1986): Alter und geodynamische Stellung der Vulkanitserien im westlichen Neuschwabenland (Antarktika). - Nachr. Dt. Geol. Ges. 35: 64-65, Hannover.
- PETERS, M. & SPAETH, G. (1988): Basische Gänge in der Shackleton Range. - In: FÜTTERER, D.K. (Hrsg.): Die Expedition ANTARKTIS-VI mit FS "Polarstern" 1987/1988, Ber. Polarforsch. 58: 222-227; Bremerhaven.
- PETERSEN, N. (1982): Gesteinsmagnetismus. - unveröffentl. Manusk. Inst. Allg. Angew. Geophys. Univ. München: 71 S.
- PETERSEN, N., EISENACH, P. & BLEIL, U. (1979): Low Temperature Alteration of the Magnetic Minerals in Ocean Floor Basalts. - American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 2: 169-209.
- PIPER, J.D.A. (1987): Palaeomagnetism and the Continental Crust. - Open University Press and Halsted Press, New York - Toronto, 434 S.
- PREVOT, M. & LECAILLE, A. & MANKINEN, E.A. (1981): Magnetic Effects of Maghemitisation of Oceanic Crust. - J. Geophys. Res. 86: 4009-4020.
- PRICE, G.D. (1980): Exolution Microstructures in Titanomagnetites. - Phys. Earth Planet. Int. 23: 2; Amsterdam.

- REX, D.C. (1972): K-Ar Age Determinations on Volcanic and Associated Rocks from the Antarctic Peninsula and Dronning Maud Land. - In: ADIE, R.J. (Ed.): Antarctic Geology and Geophysics. - Oslo, Universitetsforlaget, 133-136.
- RITTMANN, A. (1929): Die Zonenmethode - Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithischen. - Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 9: 1-46.
- SCHMIDBAUER, E. (1975): Magnetic Hysteresis Loops and Magnetisation Versus Temperature Curves of some Basalt Samples Containing Titanomagnetite Ore either Single-Phase or with an Intergrowth of Ilmenite Lamellae. - J. Geophys. 41: 615-632.
- SCHMIDT, D.L., WILLIAMS, P.L. & NELSON, W.H. (1978): Geologic Map of the Schmidt Hills Quadrangle and Part of the Gambacorta Peak Quadrangle, Pensacola Mountains, Antarctica. - U.S. Geol. Survey Antarctic Geol. Map A-8, scale 1 : 250 000.
- SCHNEPP, E. (1991): Die erdmagnetische Paläointensität im quartären Vulkanfeld der Westeifel. - Dissertation Inst. Geophys. Univ. Münster.
- SCHOPF, J.M. (1969): Ellsworth Mountains: Position of West Antarctica due to Sea Floor Spreading. - Science 164: 63-66.
- SCHUMACHER, E. (1975): Herstellung von 99,9997 %  $^{39}\text{Ar}$  für  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  Geochronologie. - Geochron. Chemica 24: 441-442.
- SMITH, A.G. & HALLAM, A. (1970): The Fit of the Southern Continents. - Nature 225: 139-144, London.
- SOFFEL, H.C. & APPEL, E. (1982): Domain Structure of Small Synthetic Titanomagnetite Particles and Experiments with IRM and TRM. - Phys. Earth Planet. Int. 30: 348-355; Amsterdam.
- SOLOVIEV, I.A. & GRIKUROV, G.E. (1978): Pervye nachdokie sredned kembiriskich trilobitov v chrebtie Sheklton (Antarktida). - Antarktika 17: 187-203.
- SPAETH, G. & FIELITZ, W. (1987): Structural Investigations in the Precambrian of Western Neuschwabenland, Antarctica. - Polarforschung 57: 71-92.
- SPAETH, G. & FIELITZ, W. (1991): Structural Evolution of Western Neuschwabenland and the Shackleton Range - a Comparison. - In: ULBRICH, H. & ROCHA CAMPOS, A.C.: Gondwana Seven Proceedings; Sao Paulo.

- SPAETH, G. & SCHÜLL, P. (1987): A Survey of Mesozoic Dolerite Dikes from Western Neuschwabenland, Antarctica, and their Geotectonic Significance. - *Polarforschung* 57 (1/2): 93-113, Bremerhaven.
- STACEY, F.D. & BANNERJEE, S.K. (1974): *The Physical Principles of Rock-Magnetism*. - Elsevier, Amsterdam, 195 S.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977): Subcommission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 36: 359-362; Amsterdam.
- STILLMAN, C.J. & WILLIAMS, C.T. (1978): Geochemistry and Tectonic Setting of some Upper Ordovician Volcanic Rocks in East and Southeast Ireland. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 41: 288-310; Amsterdam.
- 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. (ed.): *Geological Evolution of Antarctica. Proceedings of the Fifth International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, Cambridge: 143-147.
- TARLING, D.H. (1983): *Palaeomagnetism. Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology*. - Chapman and Hall, New York, 379 S.
- TECHMER, K., SPAETH, G., AHREND, H., PETERS, M., WEBER, K. (im Druck): Mafic Dykes. - Erläuterungen zur geologischen Karte der Shackleton Range 1 : 250.000 [nach Beschluß des Shackleton Range Workshops im April 1990 in Hannover]; *Brit. Antarct. Survey*, Cambridge, U.K.
- THOMPSON, R. & CLARK, R.M. (1982): A Robust Least-Squares Gondwanan Apparent Polar Wander Path and the Question of Palaeomagnetic Assessment of Gondwanan Reconstructions. - *Earth and Planet. Sci. Lett.* 57; Elsevier: 152-158, Amsterdam.
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): *Environmental Magnetism*. - Allen & Unwin (Publishers) Ltd, London.
- TURNBULL, G. (1959): Some Palaeomagnetic Measurements in Antarctica. - *Arctic* 12: 151-157, Montreal.
- VIERECK, L.G., GRIFFIN, B.J., SCHMINKE, K.-K. & PRITCHARD, R.G. (1982): Volcaniclastic Rocks of the Reydarfjodur Drill Hole, Eastern Iceland, 2. Alteration. - *Iceland Research Drilling Project. American Geophys. Union. J. geophys. Res.* Vol. 87/B8: 6459-6476.
- WEBER, B. (1989): Late Proterozoic Microbiota from the Turnpike Bluff Group, Shackleton Range. - *Symposium on Antarctic Research, Abstracts*: 52; Potsdam (Akad. Wiss. DDR).



- WEBER, K., ARNDT, N.T., BEHR, H.J., EMMERMANN, R., SCHENK, V. & TAPPER, M. (1987): Age and Geodynamic Setting of the Volcanite Series in Western Neuschwabenland. - 5th Intern. Symp. on Antarctic Earth Sciences, Cambridge, abstracts: 168.
- WEMMER, K. (1991): K/Ar-Altersdatierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich - Beispiele aus der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien). - Göttinger Arb. Geol. Paläont. 51: 61 S; Göttingen.
- WILSON, R.W. & WATKINS, N.D. (1967): Correlation of Petrology and Natural Magnetic Polarity in Columbia Plateau Basalts. - Geophys. J. R., astr. Soc. 12: 405-424.
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. - Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart: 382 S.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products Using Immobile Elements. - Chem. Geol. 20: 325-343; Amsterdam.
- WINKLER, H.G.F. (1976): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 4. Edition. - Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.
- WORM, H.-U. (1981): Experimentelle Untersuchungen thermomagnetischer Eigenschaften von magmatischen Gesteinen. - unveröffentlichte Diplomarbeit, Inst. Geophys. Univ. Bochum, 153 S.
- ZIJDERVELD, J.D.A. (1967): A.C. Demagnetization of Rocks: Analysis of Results. - In: COLLINSON, D.W., CREER, K.M. & RUNCORN, S.K. (Hrsg.): Methods in Palaeomagnetism: 254-286; Elsevier, Amsterdam.
- ZIJDERVELD, J.D.A. (1968): Natural Remanent Magnetisations of some Intrusive Rocks from the Sör Rondane Mountains, Queen Maud Land, Antarctica. - J. Geophys. Res. 73: 3773-3785.

**Anhang**

Seite

A	Datenblätter zu den petrographischen Modalanalysen	215
B	Datenblätter zu den Röntgenfluoreszenzanalysen	217
C	Datenblatt zur K/Ar Altersbestimmung	225

## Anhang A

Repräsentativer Querschnitt petrographischer Modalanalysen an Dünnschliffen der verschiedenen Basaltgruppen, des Granodiorits und der Gänge der Heimfrontfjella (Angaben in Vol.-%).

Probenbezeichnung	Basaltgruppe I			Basaltgruppe II				
	AS 98	AS 122	AS 124	AS 83	AS 112	AS 119	AS 126	AS 138
Plagioklas	58,3	56,5	54,7	61,9	44,9	58,6	48,5	58,4
Augit	28,8	29,1	19,2	16,2	12,1	16,9	14,3	17,7
Orthopyroxen	2,8	2,4	4,5	<1	---	2,4	<1	<1
Biotit	<1	2,4	<1	<1	---	<1	1,5	<1
Olivin	---	<1	<1	<1	<1	<1	<1	---
Amphibol	---	---	---	<1	---	---	---	<1
Kalifeldspat	1,1	---	<1	<1	---	---	<1	---
Apatit	---	---	---	<1	---	---	---	<1
opake Minerale	3,6	9,3	17,4	18,9	18	10,7	19,4	12,1
Chlorit	2,8	<1	3,5	<1	24,7	6,4	14,6	10,6
Serpentin	<1	---	<1	---	---	3,3	<1	<1
Serizit	<1	<1	---	---	<1	1,1	<1	<1
Kaolinit	<1	<1	---	---	---	---	---	---
Seladonit	---	---	---	---	---	---	---	---
Prehnit	---	---	---	---	---	---	---	---
Kalzit	---	---	---	---	<1	<1	<1	---
Quarz	---	---	---	<1	---	---	---	---

Probenbezeichnung	Basaltgruppe III			
	AS 103	AS 106	AS 118	AS 142
Plagioklas	37,2	38,8	33,5	51,8
Augit	14,7	9	22,3	8,1
Orthopyroxen	<1	1,6	2,6	2,5
Biotit	---	---	---	---
Olivin	<1	---	---	---
Amphibol	<1	<1	<1	---
Kalifeldspat	---	<1	---	---
Apatit	<1	---	---	<1
opake Minerale	15,3	16,5	19,2	10,7
Chlorit	17,9	7,4	14,9	24,3
Serpentin	3	9,8	1,7	1,8
Serizit	6,5	4,8	5	<1
Kaolinit	4,2	9,6	---	---
Seladonit	---	---	---	---
Prehnit	---	---	---	---
Kalzit	<1	1,6	<1	---
Quarz	---	<1	---	---

## Anhang A

Repräsentativer Querschnitt petrographischer Modalanalysen an Dünnschliffen der verschiedenen Basaltgruppen, des Granodiorits und der Gänge der Heimefrontfjella (Angaben in Vol.-%).

Probenbezeichnung	Basaltgruppe IV					Basaltgruppe V		
	AS 8	L1	AS 59	IX.5	AS 48	AS 33	V.2	AS 36
Plagioklas	49,5	43	36,3	37,4	50,8	45,5	39,3	32,1
Augit	31,2	35,4	25,9	32,9	26,3	10,8	14,6	4,4
Orthopyroxen	<1	<1	<1	---	1,5	1,9	<1	1,6
Biotit	<1	<1	<1	<1	---	1,7	1,8	<1
Olivin	<1	<1	---	---	---	---	---	---
Amphibol	<1	<1	2,8	3,4	<1	<1	<1	<1
Kalifeldspat	---	---	<1	---	---	---	---	---
Apatit	---	---	<1	<1	---	<1	<1	<1
opake Minerale	5	4,9	5	6,8	7,8	15,3	15,7	9,6
Chlorit	3,1	4,5	25,4	6,6	10,8	13,4	16,8	27,6
Serpentin	4,5	4,5	4,2	<1	---	5,1	8,5	18,8
Serizit	3,4	4,2	<1	3,6	<1	<1	<1	3
Kaolinit	1	2	---	5	---	2,1	<1	1
Seladonit	---	<1	---	1,4	---	<1	---	---
Prehnit	---	---	<1	<1	<1	---	<1	---
Klinozoisit	<1	<1	<1	---	---	---	---	---
Epidot	<1	<1	---	---	---	---	---	---
Pumpellyit	---	---	<1	<1	---	---	---	---
Kalzit	<1	<1	<1	---	---	---	---	---
Quarz	---	---	---	3,7	---	---	<1	<1
Leukoxen	---	---	---	---	1,5	---	---	---

Probenbezeichnung	Granodiorit Read Mountains		Heimefrontfjella			
	AS 12	AS 13	I.3	I.5	II.1	II.2
Plagioklas	44,4	47	31	16,7	33,3	30,5
Klinopyroxen	<1	1,1	22	---	---	---
Orthopyroxen	---	---	---	---	---	---
Biotit	26,6	20,6	<1	2,5	10,8	14,4
Olivin	---	---	---	---	---	---
Amphibol	---	<1	11,2	56	17,9	17
Kalifeldspat	11,9	3,9	---	---	---	---
Apatit	<1	<1	---	---	---	<1
Zirkon	<1	---	---	---	---	---
Titanit	<1	<1	---	---	---	---
Granat	---	---	2,2	1,6	<1	2,2
opake Minerale	<1	<1	3,9	5,5	4,4	9,5
Chlorit	2,3	2,7	20,7	3	10,9	8,6
Serpentin	---	---	<1	---	---	---
Serizit	1,7	2,8	3	<1	1,5	<1
Kaolinit	---	1,9	1,1	<1	---	---
Seladonit	---	---	3	12,2	20,2	16,5
Prehnit	---	---	---	---	---	---
Pumpellyit	---	---	---	---	---	---
Kalzit	<1	2,2	---	---	<1	---
Quarz	12,1	16,5	<1	2,3	<1	<1

## Anhang B

### Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen

#### Read Mountains

Dyke-Nr.	Dyke 1							Dyke 2	Dyke 3	Dyke 5
	AS 7	AS 8	AS 9	11	12	13	14			
Probenbezeichnung	AS 7	AS 8	AS 9	11	12	13	14	AS 10	AS 25	AS 32
Fe2O3 (Gew.-%)	13,846	12,391	12,619	12,735	12,375	11,881	12,746	14,378	14,827	16,305
MnO	0,203	0,206	0,255	0,215	0,206	0,198	0,197	0,223	0,226	0,218
Cr2O3	0,018	0,023	0,018	0,02	0,01	0,02	0,02	0,016	0,023	0,022
V2O5	0,065	0,058	0,06	0,059	0,059	0,059	0,069	0,061	0,067	0,04
TiO2	1,552	1,472	1,558	1,408	1,333	1,175	1,485	2,823	1,895	3,174
CaO	5,847	10,763	10,571	10,466	10,611	10,873	10,494	7,16	10,055	8,425
K2O	0,48	0,5	0,431	0,499	0,627	0,484	0,472	0,941	0,648	1,355
P2O5	0,111	0,098	0,127	0,098	0,098	0,069	0,108	0,378	0,157	0,583
SiO2	45,705	49,173	49,024	49,179	49,402	49,874	49,214	47,288	48,8	45,534
Al2O3	13,819	13,608	13,53	13,85	14,197	14,399	13,985	12,826	12,794	14,239
MgO	7,233	6,377	6,682	7,473	7,701	7,249	7,288	5,957	5,646	4,786
Na2O	2,863	2,237	2,234	0,753	0,862	0,464	0,974	3,638	2,396	2,403
LOI	7,63	1,89	2,03	2,19	2,02	1,24	1,65	2,98	1,81	1,12
SUMME	99,372	98,795	99,137	98,944	99,5	97,985	98,702	98,67	99,343	98,202
Pb (ppm)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
La	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	70
Ba	<50	115	118	114	113	106	107	115	102	688
Nb	18	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zr	112	101	99	87	85	74	91	211	153	264
Y	23	22	22	19	19	17	20	29	33	35
Sr	177	177	150	161	150	173	162	182	162	335
Rb	<10	<10	24	30	36	29	27	26	39	45
Ga	21	17	17	16	17	16	17	17	18	25
Zn	106	82	66	83	87	78	77	66	104	154
Ni	95	94	85	86	91	90	91	28	70	86
Co	50	45	40	46	43	40	44	41	43	49
Cu	106	170	149	130	143	144	150	30	154	75
Ti (ppm)	9304,24	8824,64	9340,21	8440,96	7991,34	7044,13	8902,58	16923,89	11360,53	19028,13
Cr (ppm)	123,16	157,37	123,16	136,84	68,42	136,84	136,84	109,47	157,37	150,52
V (ppm)	441,81	394,23	407,82	401,02	401,02	401,02	468,99	414,62	455,40	271,88
Zr/Y	4,87	4,59	4,50	4,58	4,47	4,35	4,55	7,28	4,64	7,54
Ti/Y	404,53	401,12	424,56	444,26	420,60	414,36	445,13	583,58	344,26	543,66
Ti/Cr	75,55	56,08	75,84	61,68	116,80	51,48	65,06	154,60	72,19	126,41
Nb/Y	0,78									
Zr/P2O5	0,10	0,10	0,08	0,09	0,09	0,11	0,08	0,06	0,10	0,05
Ti/V	21,06	22,38	22,90	21,05	19,93	17,57	18,98	40,82	24,95	69,99
Ti/100	93,04	88,25	93,40	84,41	79,91	70,44	89,03	169,24	113,61	190,28
Y x 3	69	66	66	57	57	51	60	87	99	105

## Anhang B

### Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen

Dyke-Nr.	Dyke 6						Dyke 7	Dyke 8		
	AS 33	AS 34	V.1	V.2	V.4	V.5	AS 35	AS 36	AS 37	AS 47
Probenbezeichnung	AS 33	AS 34	V.1	V.2	V.4	V.5	AS 35	AS 36	AS 37	AS 47
Fe2O3 (Gew.-%)	16,764	16,509	16,456	17,111	16,628	16,309	16,083	16,494	11,546	14,468
MnO	0,198	0,207	0,218	0,208	0,217	0,217	0,207	0,208	0,176	0,218
Cr2O3	0,018	0,023	0,035	0,01	0,034	0,037	0,02	0,035	0,042	0,018
V2O5	0,043	0,044	0,044	0,049	0,041	0,043	0,043	0,044	0,047	0,066
TiO2	2,947	3,537	3,301	3,163	3,231	3,149	3,185	3,271	1,146	1,94
CaO	8,209	8,368	8	8,037	8,191	8,115	8,145	8,282	10,998	10,134
K2O	1,394	1,225	1,318	1,216	1,215	1,076	2,002	1,591	0,568	0,722
P2O5	0,544	0,573	0,585	0,573	0,593	0,573	0,552	0,583	0,088	0,178
SiO2	44,831	45,735	45,877	45,303	45,873	46,073	45,578	45,51	48,054	48,995
Al2O3	14,459	14,277	14,602	14,887	14,464	15,005	14,259	14,557	14,396	13,538
MgO	5,222	5,059	5,204	5,545	5,276	5,203	4,98	5,159	7,541	5,423
Na2O	2,69	2,638	2,994	0,643	2,816	2,665	2,426	2,738	1,939	2,157
LOI	1,1	1,2	0,87	1,15	1,2	1,28	1,39	1,172	2,07	1,04
SUMME	98,419	99,395	99,503	97,894	99,779	99,744	98,97	99,644	98,61	98,897
Pb (ppm)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
La	<50	60	<50	<50	<50	<50	70	<50	<50	<50
Ba	795	759	924	735	847	734	844	829	111	156
Nb	16	<10	17	16	16	16	17	17	<10	13
Zr	224	252	237	234	232	229	255	250	83	163
Y	33	33	33	33	34	33	33	34	18	33
Sr	390	374	362	392	381	385	348	403	166	195
Rb	44	41	41	40	42	33	81	67	38	53
Ga	25	27	26	28	25	25	25	27	14	18
Zn	128	139	151	130	116	129	181	156	78	113
Ni	93	84	90	85	77	84	90	88	127	62
Co	53	45	48	49	49	49	49	58	46	50
Cu	68	71	93	66	68	77	77	79	102	110
Ti (ppm)	17667,27	21204,32	19789,50	18962,19	19369,85	18878,26	19094,08	19609,65	6870,27	11630,30
Cr (ppm)	123,16	157,37	239,47	68,42	232,63	253,15	136,84	239,47	287,36	123,16
V (ppm)	292,27	299,07	299,07	333,05	278,68	292,27	292,27	299,07	319,46	448,60
Zr/Y	6,79	7,64	7,18	7,09	6,82	6,94	7,73	7,35	4,61	4,94
Ti/Y	535,37	642,56	599,68	574,61	569,70	572,07	578,61	576,75	381,68	352,43
Ti/Cr	143,45	134,75	82,64	277,14	83,27	74,57	139,54	81,89	23,91	94,44
Nb/Y	0,48	0,52	0,48	0,48	0,47	0,48	0,52	0,50	0,39	0,39
Zr/P2O5	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,09	0,09
Ti/V	60,45	70,90	66,17	56,93	69,51	64,59	65,33	65,57	21,51	25,93
Ti/100	176,67	212,04	197,89	189,62	193,70	188,78	190,94	196,10	68,70	116,30
Y x 3	99	99	99	99	102	99	99	102	54	99

## Anhang B

### Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen

Dyke-Nr.	Probenbezeichnung	Dyke 9						Dyke 11		Dyke 12	
		AS 48	AS 59	AS 60	IX.2	IX.3	IX.4	IX.5	AS 69b	AS 70	AS 71
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Gew.-%)	14,467	15,569	14,883	15,502	14,681	15,325	14,31	14,957	15,07	13,467
	MnO	0,248	0,213	0,203	0,238	0,225	0,217	0,236	0,218	0,227	0,225
	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,016	0,015	0,01	0,01	0,01	0,031	0,027	0,015	0,018	0,021
	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,075	0,073	0,077	0,079	0,078	0,078	0,071	0,065	0,066	0,063
	TiO <sub>2</sub>	2,279	1,938	1,737	1,861	1,846	1,833	1,786	1,813	1,826	1,729
	CaO	10,177	8,186	10,193	9,909	10,286	10,259	9,805	9,955	9,652	10,137
	K <sub>2</sub> O	0,882	0,262	0,087	0,554	0,313	0,631	0,432	0,802	0,819	0,391
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,208	0,174	0,174	0,168	0,176	0,148	0,167	0,178	0,178	0,146
	SiO <sub>2</sub>	49,704	48,372	47,7	49,604	48,957	48,447	49,497	50,09	50,056	49,229
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,852	12,604	12,934	13,146	12,952	13,491	13,29	12,787	12,524	13,008
	MgO	5,004	5,958	5,202	5,336	5,822	5,726	5,82	5,26	5,398	6,221
	Na <sub>2</sub> O	2,239	2,189	1,959	0,327	1,074	2,237	2,572	2,278	2,477	2,588
	LOI	0,91	3,12	3,48	1,01	2,32	1,45	1,85	0,95	1,13	2,34
	SUMME	99,061	98,673	98,639	97,743	98,74	99,872	99,863	99,367	99,62	99,635
	Pb (ppm)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
	La	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
	Ba	203	85	<50	159	101	170	129	178	203	140
	Nb	14	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
	Zr	190	157	146	158	144	119	137	161	161	111
	Y	37	33	33	37	34	30	33	36	36	21
	Sr	203	266	266	153	202	158	157	155	187	270
	Rb	64	<10	<10	21	11	22	16	44	46	23
	Ga	19	17	18	21	17	18	18	18	18	15
	Zn	65	84	85	91	70	93	84	101	98	75
	Ni	53	61	56	51	56	60	56	56	56	68
	Co	46	55	44	49	48	51	48	49	51	45
	Cu	119	119	139	143	152	160	158	152	148	107
	Ti (ppm)	13662,61	11618,31	10413,32	11156,70	11066,77	10988,84	10707,07	10868,94	10946,87	10365,36
	Cr (ppm)	109,47	102,63	68,42	68,42	68,42	212,10	184,73	102,63	123,16	143,68
	V (ppm)	509,78	496,18	523,37	536,96	530,17	530,17	482,59	441,81	448,60	428,21
	Zr/Y	5,14	4,76	4,42	4,27	4,24	3,97	4,15	4,47	4,47	5,29
	Ti/Y	369,26	352,07	315,56	301,53	325,49	366,29	324,46	301,91	304,08	493,59
	Ti/Cr	124,80	113,21	152,20	163,06	161,75	51,81	57,96	105,90	88,89	72,14
	Nb/Y	0,38									
	Zr/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08
	Ti/V	26,80	23,42	19,90	20,78	20,87	20,73	22,19	24,60	24,40	24,21
	Ti/100	136,63	116,18	104,13	111,57	110,67	109,89	107,07	108,69	109,47	103,65
	Y x 3	111	99	99	111	102	90	99	108	108	63

## Anhang B

### Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen

Dyke-Nr.	Dyke 13						Granodiorit	
	AS 72	AS 73	XII.1	XII.2	XII.3	XII.4	AS 12	AS 13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Gew.-%)	14,121	13,689	14,498	14,175	15,03	14,17	5,882	5,221
MnO	0,227	0,216	0,248	0,208	0,466	0,658	0,079	0,079
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,019	0,01	0,02	0,01	0,02	0,019	0,021
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,069	0,063	0,069	0,069	0,089	0,069	0,017	0,013
TiO <sub>2</sub>	1,787	1,818	1,816	1,81	2,001	1,748	0,909	0,819
CaO	11,06	10,761	10,508	10,604	9,71	9,083	4,992	4,619
K <sub>2</sub> O	0,553	0,56	0,764	0,465	0,941	1,228	2,541	2,566
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,138	0,147	0,149	0,148	0,119	0,147	0,237	0,197
SiO <sub>2</sub>	48,545	48,781	49,565	49,618	48,222	48,55	59,779	61,357
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,509	12,952	13,555	13,394	13,515	13,355	17,359	16,975
MgO	6,379	6,211	6,162	6,895	6,45	5,902	2,501	2,181
Na <sub>2</sub> O	1,807	2,132	0,675	0,119	0,832	1,198	4,656	4,569
LOI	1,25	1,73	0,77	1,08	0,92	1,8	1,142	1,308
SUMME	99,467	99,079	98,789	98,605	98,306	97,928	100,115	99,925
Pb (ppm)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	15	18
La	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Ba	144	148	258	135	258	516	1173	927
Nb	10	10	<10	10	<10	<10	<10	15
Zr	116	114	110	114	105	112	247	236
Y	24	25	25	25	24	25	<10	13
Sr	172	157	182	167	217	194	702	578
Rb	31	32	47	27	55	62	148	148
Ga	18	17	20	17	20	18	24	23
Zn	89	88	87	92	77	78	78	75
Ni	74	62	70	121	73	71	<20	<20
Co	46	44	45	55	47	46	25	22
Cu	129	122	126	441	147	126	<20	<20
Ti (ppm)	10713,07	10898,91	10886,92	10850,95	11996,00	10479,26	5449,46	4909,91
Cr (ppm)	136,84	130,00	68,42	136,84	68,42	136,84	130,00	143,68
V (ppm)	468,99	428,21	468,99	468,99	604,93	468,99	115,55	88,36
Zr/Y	4,83	4,56	4,40	4,56	4,38	4,48		18,15
Ti/Y	446,38	435,96	435,48	434,04	499,83	419,17		377,69
Ti/Cr	78,29	83,84	159,12	79,30	175,33	76,58	41,92	34,17
Nb/Y	0,42	0,40		0,40				1,15
Zr/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,08	0,10	0,12
Ti/V	22,84	25,45	23,21	23,14	19,83	22,34	47,16	55,57
Ti/100	107,13	108,99	108,87	108,51	119,96	104,79	54,49	49,10
Y x 3	72	75	75	75	72	75	0	39



## Anhang B

### Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen

#### Nördliche Haskard Highlands

Dyke-Nr.	Dyke 17		Dyke 18				Dyke 19	Dyke 20	Dyke 21	Dyke 22
	AS 102	AS 103	AS 105	AS 106	AS 107	AS 108	AS 112	AS 113	AS 114	AS 118
Probenbezeichnung	AS 102	AS 103	AS 105	AS 106	AS 107	AS 108	AS 112	AS 113	AS 114	AS 118
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Gew.-%)	12,053	12,297	12,211	12,142	12,193	12,151	10,828	14,636	14,697	12,093
MnO	0,175	0,185	0,176	0,186	0,186	0,186	0,166	0,205	0,216	0,175
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,026	0,023	0,024	0,024	0,024	0,025	0,03	0,028	0,03	0,029
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,043	0,04	0,046	0,039	0,041	0,037	0,043	0,035	0,035	0,04
TiO <sub>2</sub>	2,333	2,421	2,393	2,399	2,329	2,373	0,876	2,534	2,607	2,395
CaO	7,552	7,573	8,098	8,313	8,269	8,121	10,292	8,766	8,716	8,422
K <sub>2</sub> O	0,739	1,439	2,061	2,017	2,564	2,315	0,701	1,096	0,954	2,502
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,011	1,04	1,035	1,038	0,949	0,991	0,146	0,489	0,512	1,052
SiO <sub>2</sub>	49,124	49,207	48,833	49,135	49,664	49,519	50,662	46,696	47,131	48,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,735	14,484	14,487	14,599	14,973	14,574	14,771	14,871	14,845	14,361
MgO	4,986	4,87	4,77	4,641	4,952	4,698	5,842	6,261	5,873	4,761
Na <sub>2</sub> O	4,141	4,005	3,458	3,78	3,18	3,433	2,162	2,7	2,951	2,979
LOI	2,802	2,791	2,315	2,083	2,14	1,923	2,63	2,167	1,625	2,635
SUMME	99,719	100,374	99,914	100,396	101,465	100,346	99,148	100,484	100,193	99,465
Pb (ppm)	17	12	14	15	15	<10	<10	<10	<10	13
La	<50	<50	<50	<50	<50	<50	70	<50	<50	<50
Ba	1112	2119	1760	1933	2040	1977	558	561	591	1637
Nb	33	33	34	34	32	34	10	10	10	32
Zr	265	267	266	288	273	293	247	242	248	250
Y	35	35	36	41	37	39	43	43	43	36
Sr	1054	1022	809	836	934	874	320	370	298	783
Rb	26	42	80	77	100	89	29	41	24	91
Ga	21	20	21	21	20	20	20	20	22	21
Zn	119	116	114	101	98	97	116	122	123	108
Ni	20	22	21	22	27	22	36	38	34	21
Co	22	39	39	37	34	34	46	52	58	33
Cu	27	28	28	<20	26	<20	21	26	24	28
Ti (ppm)	13986,34	14513,90	14346,03	14382,01	13962,36	14226,14	5251,62	15191,33	15628,97	14358,03
Cr (ppm)	177,89	157,37	164,21	164,21	164,21	171,05	205,26	191,58	205,26	198,42
V (ppm)	292,27	271,88	312,66	265,08	278,68	251,49	292,27	237,90	237,90	271,88
Zr/Y	7,57	7,63	7,39	7,02	7,38	7,51	5,74	5,63	5,77	6,94
Ti/Y	399,61	414,68	398,50	350,78	377,36	364,77	122,13	353,29	363,46	398,83
Ti/Cr	78,62	92,23	87,37	87,58	85,03	83,17	25,59	79,30	76,14	72,36
Nb/Y	0,94	0,94	0,94	0,83	0,86	0,87	0,23	0,23	0,23	0,89
Zr/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,17	0,05	0,05	0,02
Ti/V	47,85	53,38	45,88	54,25	50,10	56,57	17,97	63,86	65,70	52,81
Ti/100	139,86	145,14	143,46	143,82	139,62	142,26	52,52	151,91	156,29	143,58
Y x 3	105	105	108	123	111	117	129	129	129	108

## Anhang B

### Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen

#### Lagrange Nunataks

Probenbezeichnung	Dyke 23				Dyke 24				Dyke 26			Dyke 15			Dyke 16a	
	AS 119	AS 121	AS 126	AS 127	AS 119	AS 121	AS 126	AS 127	AS 83	AS 84	AS 85	AS 96	AS 97			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Gew.-%)	14,585	14,531	14,712	14,938	14,167	14,132	13,897	11,825	11,655							
MnO	0,206	0,206	0,208	0,208	0,2	0,198	0,197	0,198	0,179							
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,025	0,027	0,029	0,029	0,02	0,024	0,023	0,042	0,043							
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,035	0,041	0,035	0,036	0,035	0,035	0,037	0,046	0,043							
TiO <sub>2</sub>	2,588	2,556	2,572	2,643	3,365	3,32	3,324	0,961	0,946							
CaO	8,743	8,744	8,825	8,889	8,996	8,156	8,936	10,478	10,688							
K <sub>2</sub> O	0,941	0,852	0,91	0,99	20173,18	2,319	2,081	0,972	0,827							
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,48	0,48	0,505	0,515	1,597	1,457	1,568	0,149	0,139							
SiO <sub>2</sub>	46,175	46,531	47,262	47,081	50,519	49,6	49,78	51,903	51,819							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,859	14,737	14,91	14,789	12,899	12,972	12,862	15,043	15,36							
MgO	6,175	6,12	6,015	6,227	3,774	4,093	3,63	6,13	6,455							
Na <sub>2</sub> O	2,891	2,703	2,978	3,039	2,736	2,487	2,752	2,555	2,291							
LOI	1,985	2,082	1,064	1,008	0,16	0,899	1,368	0,967	0,387							
SUMME	99,668	99,608	100,024	100,391	100,554	99,692	100,455	101,087	100,833							
Pb (ppm)	<10	<10	<10	<10	12	15	14	<10	<10							
La	<50	<50	<50	<50	120	<50	<50	<50	<50							
Ba	574	514	578	591	1387	1331	1210	211	215							
Nb	11	11	10	11	21	21	23	<10	<10							
Zr	241	244	250	249	502	483	502	131	127							
Y	41	42	44	44	71	69	73	27	27							
Sr	301	292	302	300	524	523	452	162	171							
Rb	25	21	23	26	55	51	39	22	24							
Ga	21	21	23	23	20	23	24	18	19							
Zn	118	121	122	128	143	156	159	92	84							
Ni	35	35	34	34	15	<20	<20	79	74							
Co	51	55	53	58	33	33	37	40	43							
Cu	28	27	33	31	502	<20	<20	111	116							
Ti (ppm)	15515,06	15323,22	15419,14	15844,78	20173,18	19903,40	19927,38	5761,20	5671,27							
Cr (ppm)	171,05	184,73	198,42	198,42	136,84	164,21	157,37	287,36	294,21							
V (ppm)	237,90	278,68	237,90	244,69	237,90	237,90	251,49	312,66	292,27							
Zr/Y	5,88	5,81	5,68	5,66	7,07	7,00	6,88	4,85	4,70							
Ti/Y	378,42	364,84	350,44	360,11	284,13	288,46	272,98	213,38	210,05							
Ti/Cr	90,70	82,95	77,71	79,86	147,42	121,21	126,63	20,05	19,28							
Nb/Y	0,27	0,26	0,23	0,25	0,30	0,30	0,32									
Zr/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03	0,09	0,09							
Ti/V	65,22	54,99	64,81	64,75	84,80	83,66	79,24	18,43	19,40							
Ti/100	155,15	153,23	154,19	158,45	201,73	199,03	199,27	57,61	56,71							
Y x 3	123	126	132	132	213	207	219	81	81							

## Anhang B

### Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen

#### Herbert Mountains

Dyke-Nr.	Dyke 16b				Dyke 25	Dyke 27		Dyke 28
	AS 98	AS 99	AS 122	AS 123	AS 124	AS 138	AS 139	AS 142
Probenbezeichnung								
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Gew.-%)	10,348	11,341	11,344	11,602	9,538	13,838	13,778	15,047
MnO	0,169	0,179	0,169	0,179	0,158	0,198	0,198	0,195
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,047	0,041	0,041	0,04	0,11	0,02	0,023	0,017
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,043	0,045	0,043	0,042	0,034	0,035	0,036	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,833	0,936	0,926	0,957	0,743	3,353	3,37	3,376
CaO	11,003	10,734	10,676	10,705	10,321	7,656	7,265	7,074
K <sub>2</sub> O	0,774	0,787	0,873	0,797	0,693	2,542	2,567	3,025
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,129	0,139	0,149	0,15	0,149	1,434	1,408	1,883
SiO <sub>2</sub>	51,75	52,106	51,051	51,401	51,485	51,08	50,938	47,814
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,529	15,782	15,626	15,459	16,036	13,096	13,005	12,666
MgO	6,211	6,064	6,135	6,299	8,459	3,788	3,658	3,386
Na <sub>2</sub> O	2,212	2,31	2,301	2,283	1,694	2,532	2,676	2,283
LOI	0,787	0,428	0,408	0,327	0,952	1,085	0,88	2,421
SUMME	100,833	100,892	99,705	100,241	100,371	100,658	99,801	99,217
Pb (ppm)	<10	<10	<10	<10	<10	10	13	14
La	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Ba	190	205	203	200	180	1320	1366	2622
Nb	<10	<10	<10	<10	<10	21	21	22
Zr	112	126	126	126	110	545	537	628
Y	25	26	26	26	22	72	71	81
Sr	170	171	177	170	138	388	416	263
Rb	23	22	21	20	21	60	62	74
Ga	18	19	18	20	16	24	23	22
Zn	81	86	76	83	74	145	115	156
Ni	81	75	76	76	66	<20	<20	<20
Co	45	46	42	45	37	31	34	33
Cu	<20	109	113	111	35	22	21	25
Ti (ppm)	4993,84	5611,32	5551,37	5737,22	4454,29	20101,24	20203,15	20239,12
Cr (ppm)	321,57	280,52	280,52	273,68	752,62	136,84	157,37	116,31
V (ppm)	292,27	305,87	292,27	285,47	231,10	237,90	244,69	203,91
Zr/Y	4,48	4,85	4,85	4,85	5,00	7,57	7,56	7,75
Ti/Y	199,75	215,82	213,51	220,66	202,47	279,18	284,55	249,87
Ti/Cr	15,53	20,00	19,79	20,96	5,92	146,90	128,38	174,00
Nb/Y						0,29	0,30	0,27
Zr/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	0,08	0,08	0,07	0,04	0,04	0,03
Ti/V	17,09	18,35	18,99	20,10	19,27	84,50	82,57	99,26
Ti/100	49,94	56,11	55,51	57,37	44,54	201,01	202,03	202,39
Y x 3	75	78	78	78	66	216	213	243

## Anhang B

### Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen

Heimefrontfjella										
Dyke-Nr.	HF I					HF II				
Probenbezeichnung	HF I1	HF I2	HF I3	HF I4	HF I5	HF II 1	HF II 2	HF II 3	HF II 4	HF II 5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Gew.-%)	14,792	13,91	14,99	15,193	15,414	15,111	14,915	15,08	14,97	15,125
MnO	0,209	0,2	0,219	0,22	0,219	0,199	0,199	0,209	0,198	0,199
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,033	0,034	0,035	0,032	0,031	0,022	0,024	0,022	0,022	0,023
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,049	0,049	0,05	0,049	0,046	0,024	0,022	0,021	0,023	0,024
TiO <sub>2</sub>	2,271	1,99	2,304	2,406	2,481	1,942	1,872	1,881	1,912	1,942
CaO	9,364	10,06	9,963	9,892	9,854	8,537	8,364	8,301	8,392	8,344
K <sub>2</sub> O	0,598	0,53	0,618	0,649	0,588	1,076	0,876	0,995	1,12	1,633
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,249	0,2	0,259	0,27	0,289	0,299	0,299	0,319	0,297	0,289
SiO <sub>2</sub>	49,935	50,67	50,135	49,631	49,868	47,624	47,742	47,827	46,872	47,189
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,199	13,7	13,015	12,977	13,002	16,546	16,847	16,732	16,516	16,49
MgO	5,389	6,15	5,755	5,74	5,56	6,076	6,213	6,092	6,014	5,945
Na <sub>2</sub> O	2,48	2,4	2,374	2,436	2,541	2,869	2,858	2,857	2,952	2,629
LOI	0,388	0,18	0,268	0,18	0,364	0,388	0,433	0,465	0,926	0,425
SUMME	98,956	99,893	99,985	99,672	100,276	100,713	100,663	100,799	100,213	100,256
Pb (ppm)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
La	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Ba	201	169	174	227	194	352	296	324	296	446
Nb	11	10	11	11	12	10	10	12		12
Zr	197	172	197	208	221	138	137	136	144	141
Y	36	31	36	37	40	37	35	35	37	39
Sr	219	223	219	219	207	247	280	268	249	209
Rb	21	16	21	18	12	21	18	23	25	40
Ga	21	21	21	21	22	19	19	19	19	20
Zn	128	108	128	129	128	129	130	132	135	135
Ni	79	51	79	63	47	64	71	64	64	64
Co	58	42	58	50	47	51	52	51	51	47
Cu	173	76	173	121	78	29	43	36	44	41
Ti (ppm)	13614,65	11930,05	13812,48	14423,97	14873,60	11642,29	11222,64	11276,60	11462,44	11642,29
Cr (ppm)	225,79	232,63	239,47	218,94	212,10	150,52	164,21	150,52	150,52	157,37
V (ppm)	333,05	333,05	339,85	333,05	312,66	163,13	149,53	142,74	156,33	163,13
Zr/Y	5,47	5,55	5,47	5,62	5,53	3,73	3,91	3,89	3,89	3,62
Ti/Y	378,18	384,84	383,68	389,84	371,84	314,66	320,65	322,19	309,80	298,52
Ti/Cr	60,30	51,28	57,68	65,88	70,12	77,35	68,34	74,92	76,15	73,98
Nb/Y	0,31	0,32	0,31	0,30	0,30	0,27	0,29	0,34		0,31
Zr/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05
Ti/V	40,88	35,82	40,64	43,31	47,57	71,37	75,05	79,00	73,32	71,37
Ti/100	136,15	119,30	138,12	144,24	148,74	116,42	112,23	112,77	114,62	116,42
Y x 3	108	93	108	111	120	111	105	105	111	117

Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Goldschmidtstr. 3, 3400 GÖTTINGEN								
Datenblatt zur K/Ar Altersbestimmung für R. Hotten (Aachen)								
<b>Argonisotopie :</b>		<b>Spikelisotopie :</b>		<b>Zerfallskonstanten [1/a]:</b>		<b>Kalium:</b>		
40 Ar	99,6000%	40 Ar	0,0099980%	lambda e :	5,810E-11	40K :	0,011670%	
38 Ar	0,0630%	38 Ar	99,9890000%	lambda :	4,962E-10	K2O/K :	0,8301	
36 Ar	0,3370%	36 Ar	0,0009998%	lambda Lges:	5,543E-10	<b>Atommassen [g/mol]:</b>		
<b>Standard Temperature Pressure (STP)</b>				<b>Molares Normvolumen</b>		ges Ar :	39,9623	
0° C; 760 mm Hg				[ml] :		40Ar :	40,0000	
Normbedingungen (DIN 1343)						ges K :	39,1020	
273,15K; 1013,25 mbar								
Probenbezeichnung	Mineral	Spike (Ild. #)	K2O [Gew. %]	40 Ar* [nl/g] STP	40 Ar* [%]	Alter [Ma]	Fehler [Ma]	Fehler [%]

5	WR	603	1,22	39,62	90,05	800,5	15,8	2,0
5	Biotit	602		579,74	98,91			
13/1	WR	604	2,23	27,97	95,03	352,3	7,5	2,1
13/1	Plagioklas	627	1,44	14,10	97,74	280,8	6,5	2,3
13/1	Pyroxen	628	1,60	21,16	97,76	369,7	4,2	1,1
14/1	WR	608	0,88	5,34	75,42	179,2	4,9	2,7
14/1	Plagioklas	613	0,62	3,85	94,40	182,9	11,3	6,2
14/1	Pyroxen	630	1,81	11,12	97,26	181,2	4,4	2,4
18/1	WR	609	0,90	13,21	48,04	406,0	16,9	4,2
19/3	WR	610	0,84	5,02	76,62	176,6	4,7	2,7
19/3	Plagioklas	633	0,20	1,24	91,61	182,1	8,2	4,5
19/3	Pyroxen	631	1,51	9,11	97,10	178,0	3,7	2,1
20/3	WR	607	0,74	4,49	50,56	179,1	7,2	4,0
21/4	WR	605	2,45	37,90	96,71	425,6	9,1	2,1

Alle K2O-Werte sind nach HD - B1 korrigiert. In die Fehlerrechnung gehen ein:  
 K2O-Fehler aus einer Doppelbestimmung, 1% Pauschalfehler bei der Bestimmung der Menge des 40 Ar\*,  
 sowie der Anteil des radiogenen 40 Ar am Gesamt- 40 Ar. Der Fehler der Altersangabe entspricht 2 Sigma.

