

**Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land  
und der Shackleton Range (Antarktis) basierend  
auf Spaltspur-Analysen**

**Thermo-tectonic Evolution of Oates Land  
and the Shackleton Range (Antarctica) based on  
Fission-Track-Analysis**

---

**Thorsten Schäfer**

**Ber. Polarforsch. 263 (1998)  
ISSN 0176 - 5027**

Thorsten Schäfer

Geologie der Polargebiete  
Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen  
Postfach 330 440  
28334 Bremen

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung der Dissertation, die 1997 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen unter gleichem Titel vorgelegt wurde.

## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung .....	3
Summary .....	4
1. Einleitung und Zielsetzung .....	5
2. Geographischer und geologischer Überblick der Arbeitsgebiete .....	7
2.1. Oates Land .....	7
2.2. Shackleton Range .....	10
3. Spaltspurdatering .....	14
3.1. Einleitung .....	14
3.2. Methodik .....	15
3.2.1. Entstehung natürlicher Spaltspuren .....	15
3.2.2. Bestimmung des Urangehalts .....	17
3.2.3. Extern-detektormethode .....	17
3.2.4. Spaltspuraltersgleichung .....	18
3.2.5. Zeta-Kalibrierung .....	19
3.2.6. Fehler der Altersbestimmung .....	20
3.2.7. Analyse der Altersverteilung ( $\chi^2$ -Anpassungstest) .....	21
3.3. Geologische Anwendung der Spaltspurmethode .....	23
3.3.1. Spaltspurstabilität .....	23
3.3.2. Spaltspurlängenverteilungen .....	26
3.4. Interpretation von Spaltspurdaten .....	27
3.4.1. Konventionelle und dynamische Betrachtungsweise .....	27
3.4.2. Modellierung der Temperatur-Zeit-Pfade .....	30
4. Probenaufbereitung, Datierungsverfahren und Darstellung der Spaltspurdaten .....	32
4.1. Probenaufbereitung .....	32
4.2. Datierungsverfahren .....	36
4.3. Darstellung der Spaltspurdaten .....	37

5. Ergebnisse und Interpretation der Spaltspuruntersuchungen .....	39
5.1. Oates Land .....	39
5.1.1. Ergebnisse der Spaltspuruntersuchungen in Oates Land .....	39
5.1.2. Interpretation der Spaltspurergebnisse von Oates Land .....	47
5.1.3. Diskussion der thermo-tektonischen Entwicklung Oates Lands .....	51
5.2. Shackleton Range .....	55
5.2.1. Ergebnisse der Spaltspuruntersuchungen in der Shackleton Range .....	55
5.2.2. Interpretation der Spaltspurergebnisse aus der Shackleton Range .....	62
5.2.3. Diskussion der thermo-tektonischen Entwicklung in der Shackleton Range .....	63
6. Der Gondwanazerfall und seine Bedeutung für Oates Land und die Shackleton Range .....	67
7. Literaturverzeichnis .....	71
8. Anhang .....	83
Danksagung .....	107

## **Zusammenfassung**

Durch Spaltspuruntersuchungen in Oates Land (northern Victoria Land) und in der Shackleton Range konnten die postjurassische Fragmentierung Gondwanas und die thermo-tektonische Entwicklung des Westantarktischen Riftsystems als dreiphasiger Prozeß nachgewiesen werden.

In Oates Land wurde nach einer seit dem Ordovizium dauernden Phase stabiler Kratonisierung das Grundgebirge permo-triassisch gehoben. Die subsequente Effusion großer Doleritdecken im Jura (Ferrar-Event) ging mit einer Aufheizung des gestörten präkambrischen Basements, nicht jedoch mit signifikanter Hebung/Denudation einher. Parallel dazu wurde das Grundgebirge der Shackleton Range um 175 Ma rasch abgekühlt.

Postjurassisch lassen sich in Oates Land im Zusammenhang mit der weiteren Fragmentierung Gondwanas zwei Riftphasen mittels Apatit-Spaltspuruntersuchungen belegen. Um 100 Ma führten Riftprozesse zur Anlage des Rennick-Grabens. Das Grundgebirge von Oates Land wurde insbesondere entlang des paläozoisch angelegten Störungssystems thermisch überprägt. Die Apatit-Spaltspurdaten der Shackleton Range belegen für diesen Zeitraum auch eine Hebung/ Denudation des Basements. Das Fehlen einer geologischen, zeitexakt definierten Referenzoberfläche in der Shackleton Range gestattet es jedoch nur, relative Hebungs-/ Denudationsbeträge (ca. 2 bis 3 km) anzugeben.

Mit dem Känozoikum setzte die entscheidende Entwicklung des Westantarktischen Riftsystems ein. Sie führte zur episodischen Heraushebung des Transantarktischen Gebirges und zur Hebung/ Denudation von northern Victoria Land/ Oates Land. Seit dem Eozän-Oligozän wurde das Grundgebirge von Oates Land um 2 bis 3 km gehoben. Zeitgleich begann auch in der Shackleton Range die finale Hebung/ Denudation des Basements. Diese Hebung/ Denudation war begleitet von intensiver Blocktektonik mit Versatzbeträgen von mindestens 900 m.

## Summary

Using fission-track analysis in Oates Land (northern Victoria Land) and the Shackleton Range the thermo-tectonic evolution of the post-Jurassic fragmentation of Gondwana and the West Antarctic Rift System could be demonstrated as a three-stage evolution.

The basement of Oates Land, cratonized since the Ordovician, was uplifted within Permian-Triassic times. The subsequent Jurassic intrusion of dolerites (Ferrar Event) led to the reheating of the faulted Paleozoic basement without significant uplift/ denudation. At 175 Ma rapid cooling of the basement of the Shackleton Range occurred.

Two distinct stages of post-Jurassic activity could be verified by apatite fission-track analysis. An early rifting phase at about 100 Ma led to the evolution of the Rennick Graben as a failed rift. This phase caused the thermal overprint of the basement of Oates Land, especially the Paleozoic fault system was influenced. At the same time apatite fission-track data document an uplift/ denudation phase in the Shackleton Range. Only an apparent amount of uplift/ denudation (about 2 up to 3 km) could be estimated.

The Cenozoic main rift phase of the West Antarctic Rift System was characterized by episodic uplift of the Transantarctic Mountains and the uplift/ denudation of northern Victoria Land and Oates Land. Since the Eocene-Oligocene the basement of Oates Land was uplifted about 2 to 3 km. In the Shackleton Range uplift/ denudation processes occurred at this time, too. These processes were accompanied by block faulting with maximum vertical offsets of at least 900 m.

## 1. Einleitung und Zielsetzung

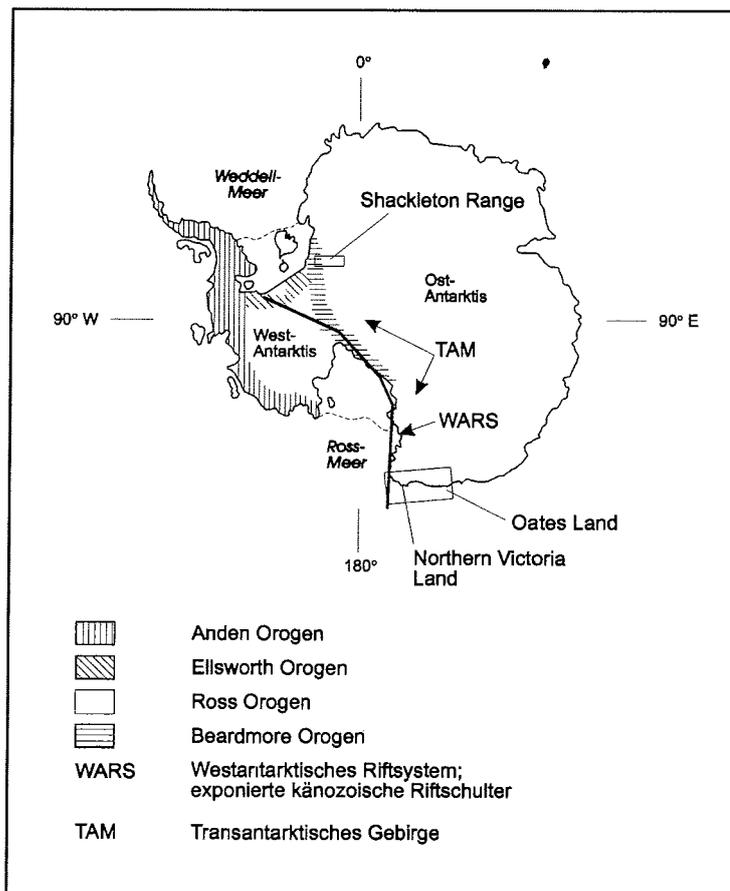
Der antarktische Kontinent umfaßt eine Fläche von 14,11 Mio km<sup>2</sup>, von denen jedoch nur ca. 2% einer geologischen Erforschung zugänglich sind. 98% des Kontinents liegen unter einer bis zu 4500 m mächtigen Eisbedeckung. Trotz dieser nur begrenzten Aufschlußmöglichkeiten ist die Antarktis ein wichtiges Objekt internationaler Forschung. Zusammen mit Afrika, Australien, Südamerika und Vorderindien bildete die Antarktis bis zum Jura den Großkontinent Gondwana. Für eine Rekonstruktion dieses Superkontinents und seines anschließenden Zerfall in die uns heute bekannten Kontinente spielt die Antarktis eine wichtige Rolle. Sowohl geographisch als auch geologisch läßt sich die Antarktis in zwei Großeinheiten unterteilen (z.B. DALZIEL et al., 1987), die durch das Transantarktische Gebirge voneinander getrennt sind (Abb. 1.1).

Der präkambrische **Ostantarktische Kraton** bildet mit ca. zwei Dritteln den größten Bereich der Antarktis. Er wird aus kristallinem Grundgebirge —Gneisen, Granuliten, Granodioriten— archaischen bis altproterozoischen Alters aufgebaut. Dieses Grundgebirge wird stellenweise von mesozoischen Sedimenten und von jurassischen Plateaubasalten überlagert.

Die wesentlich jüngere **Westantarktis** wurde im Zuge von vier Orogenesen gebildet und sukzessive dem Ostantarktischen Kraton angelagert (JANKOWSKY & DREWRY, 1981). Zur Westantarktis wird auch der größte Gebirgsgürtel der Antarktis, das Transantarktische Gebirge, gezählt.

Vor etwa 680 - 600 Ma bildete sich während der Beardmore-Orogenese der zentrale Bereich des Transantarktischen Gebirges (STUMP et al., 1991). Kambro-ordovizisch (~500 Ma) wurde dieses Orogen durch das Ross-Orogen überprägt, welches den Gesamtbereich des Transantarktischen Gebirges erfaßte. Die beiden jüngsten Orogenesen fanden im Mesozoikum statt. Um ca. 200 Ma wurden kambrische bis devonische Gesteinsfolgen im Gebiet des Rønne Shelves durch die Ellsworth-Orogenese überprägt. Während der Anden-Orogenese vor etwa 100 Ma bildete sich das Anden-Orogen heraus, welches die Antarktische Halbinsel um ältere spätpaläozoische Kerne bildet und als Fortsetzung der südamerikanischen Anden anzusprechen ist.

Der Zerfall Gondwanas begann an der Wende des Paläozoikums zum Mesozoikum mit der Abtrennung Afrikas von der Antarktis. Das beginnende Rifting ist am Ostrand des Weddell Meeres geochronologisch durch das Auftreten jurassischer Vulkanite belegt (PETERS, 1989) und läßt sich in der Antarktis im Uhrzeigersinn verfolgen (DALZIEL & ELLIOT, 1982). Während der Kreide vollzog sich im Bereich des Ross Meeres die Hauptextensionsphase zwischen dem Ross-Embayment und dem Campbell Plateau. In diesem Stadium trennten sich Australien/ Tasmanien von der Antarktis (z.B. LAWVER & SCOTese, 1987). Das Känozoikum ist in der Antarktis geprägt durch erneute Extension verbunden mit Alkali-Magmatismus im Ross-Embayment (LE MASURIER & THOMSON, 1990), durch die Hebung des Transantarktischen Gebirges (FITZGERALD et al., 1986; FITZGERALD & GLEADOW, 1988) und die Ausbildung der Eiskappe (WEBB, 1990).



**Abb. 1.1:** Geologische Gliederung der Antarktis mit Westantarktischem Riftsystem (nach TESSENHORN, 1984; BEHRENDT et al., 1991a, b, c). Nur die Position der westlichen Riftschulter ist bekannt. Die Lage der Untersuchungsgebiete ist durch Rechtecke markiert.

Sowohl in der Shackleton Range (Weddell Meer-Bereich) als auch in Oates Land (Ross Meer-Bereich) lässt sich die jurassische bis känozoische thermo-tektonische Entwicklung der Antarktis als Teil Gondwanas sehr gut untersuchen. Als sich der Zerfall von Gondwana im Jura in der Weddell Meer-Region fortsetzte, kam es zur Effusion größerer Mengen mafischer Schmelzen sowie zur Intrusion zahlreicher mafischer Gänge im Transantarktischen Gebirge. Diese Gänge lassen sich sowohl in der Shackleton Range (SPAETH, 1995) als auch in Northern Victoria Land (NVL) (ROLAND & TESSENHORN, 1987) finden. Parallel zu diesen Gängen können submarine sowie subglaziale Riftbecken, die für eine intrakontinentale extensionale Beanspruchung sprechen, sowohl im Weddell Meer als auch im Ross Meer und entlang des Transantarktischen Gebirges

ausgehalten werden (z.B. WILSON, 1993). Dieses jurassische Rift-System entspricht dem von SCHMIDT & ROWLEY (1986) beschriebenen "Jurassic Transantarctic Rift". Die kretazischen und känozoischen Extensionsbewegungen im Ross Meer Bereich mündeten während des Känozoikums in die Entwicklung des Westantarktischen Riftsystems und die Heraushebung des Transantarktischen Gebirges (z.B. FITZGERALD et al., 1986).

Mit Hilfe der Spaltspurmethode an Titaniten, Zirkonen und Apatiten wurde die Niedrigtemperaturgeschichte und die Hebungsgeschichte des heute bis zu 4500 m hohen Transantarktischen Gebirges unter folgenden Fragestellungen rekonstruiert:

- Wie verlief die thermische Entwicklung der beiden Untersuchungsgebiete bei Temperaturen niedriger als 300° C?
- Welchen Einfluß hatte der jurassische Magmatismus auf die thermische Entwicklung der beiden Untersuchungsgebiete?
- Lassen sich in den beiden Gebieten Phasen tektonischer Ruhe von solchen beschleunigter Heraushebung/ Denudation unterscheiden und sind sie mit dem Gondwanazerfall und/oder mit weiteren tektonischen Ereignissen korrelierbar?

## **2. Geographischer und geologischer Überblick der Arbeitsgebiete**

### **2.1. Oates Land**

Im pazifischen Sektor, zwischen 158° und 172° östlicher Länge sowie 68° und 74° südlicher Breite, liegt NVL (Abb. 1.1). Begrenzt im Osten durch das Ross Meer, reicht es im Westen bis an das antarktische Polarplateau heran, welches die südliche und südwestliche Begrenzung darstellt. NVL kann aufgrund des Rennick Gletschersystems und des schneebedeckten Plateaus Evans Neve in einen nordwestlichen und einen südöstlichen Bereich eingeteilt werden. Oates Land selbst ist integrierter Bestandteil von NVL und bildet den nordwestlichsten Bereich im Übergang zum antarktischen Polarplateau.

Nachdem Scott mit seiner Expedition 1910/11 erste geologische Erkundungen durchführte, erfolgte seit dem Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957 eine umfassende Kartierung und geologische Bearbeitung von NVL (KLIMOV & SOLOVIEV, 1958a, b, 1959; SOLOVIEV, 1960; GUNN & WARREN, 1962; MCLEOD, 1964; WEBB et al., 1964; MCLEOD & GREGORY, 1967; GAIR, 1967; LECOUTEUR & LEITCH, 1967; NATHAN & SCHULTE, 1967; SKINNER & RICKER, 1968a, b; STUMP & CARRYER, 1970; GAIR et al., 1972; NATHAN & SKINNER, 1972). Weitere Detailkartierungen wurden durch deutsche sowie italienische Expeditionen durchgeführt (GANOVEX-TEAM, 1987; CARMIGNANI et al., 1987) und publiziert. Insbesondere die GANOVEX (German Antarctic North Victoria Land Expedition) Expeditionen zwischen 1980 und 1993 ermöglichten eine intensive geologische und geophysikalische Untersuchung von NVL.

Aufgrund seiner typischen Basement-Einheiten lässt sich NVL in drei NW-SE verlaufende Terranes gliedern (Abb. 2.1): Wilson Terrane, Bowers Terrane und Robertson Bay Terrane (CRADDOCK, 1972).

(I) Das **Wilson Terrane** im Westen von NVL besteht aus spätkambrischen relativ gleichförmigen Metasedimenten und Gneisen bis Migmatiten (GAIR et al., 1969; ADAMS, 1986b; KREUZER et al., 1987), welche von mindestens zwei Deformationsphasen während der Ross Orogenese amphibolitfaziell überprägt wurden (KLEINSCHMIDT & SKINNER, 1981).

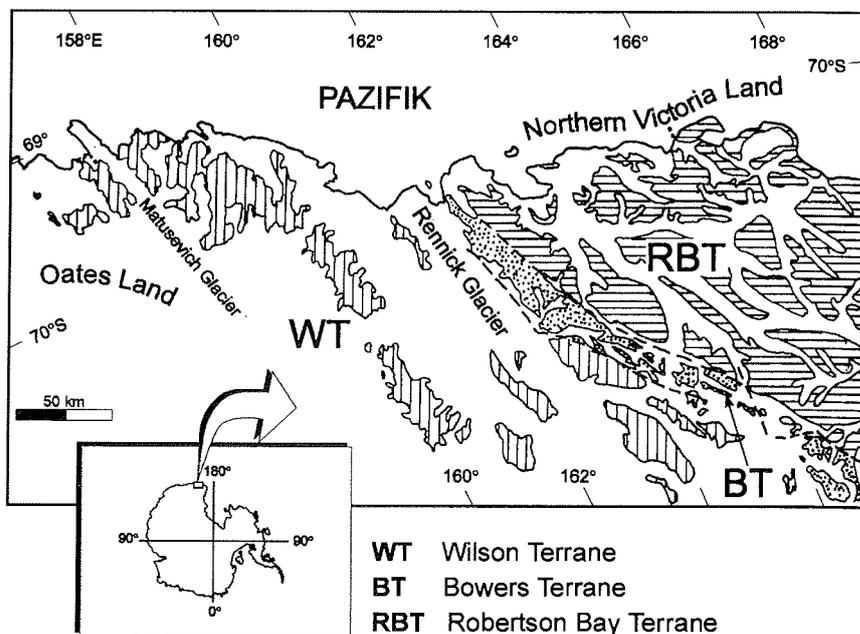


Abb. 2.1: Geologische Übersichtskarte von Northern Victoria Land (NVL).

(II) Das **Bowers Terrane** ist eine durch Verwerfungen begrenzte, 20-40 km breite Zone zwischen dem Wilson Terrane und dem sich im Osten anschließenden Robertson Bay Terrane. Nach LAIRD (1981), COOPER et al. (1982), LAIRD et al. (1982, 1983) sowie TESSENHORN (1984) wird das Bowers Terrane aus drei Gruppen aufgebaut, die zwischen dem mittleren Kambrium und dem Ordovizium abgelagert wurden. Die Basis bilden die nur schwach metamorphen Sedimente und spilitischen Vulkanite der Sledgers Gruppe. Überlagert wird diese Gruppe von mittelkambrischen Sandsteinen und Konglomeraten der Molar Formation. Darauf folgen marine Kalksteine und Tonsteine mit zwischengelagerten Sandsteinen sowie Konglomeraten der Mariner Gruppe (BRADSHAW & LAIRD, 1983).

(III) Der weitaus größte Bereich von NVL wird von den Gesteinen des **Robertson Bay Terranes** aufgebaut. Dieses Terrane besteht aus mächtigen Serien turbiditischer Grauwacken und siltiger Tonsteine des mittleren

Kambriums bis untersten Ordoviziums (HARRINGTON et al., 1964; STURM & CARRYER, 1970; WRIGHT, 1981; FIELD & FINDLAY, 1983; ADAMS & KREUZER, 1984).

NVL wird von zwei Gruppen granitoider Gesteine, den Granite Harbour Intrusives und den Admiralty Intrusives (nach HARRINGTON, 1958), intrudiert. Die mit der Ross Orogenese assoziierten Granite Harbour Intrusives intrudierten syn- bis posttektonisch vorwiegend in die Gesteine des Wilson Terranes. Es handelt sich hierbei sowohl um I-Typ als auch um S-Typ Granite (WYBORN, 1981; VETTER et al., 1983; BORG et al., 1986, 1987; BORG & STUMP, 1987; OLESCH et al., 1996). FENN (1993) teilt diese Granite petrologisch in Hornblende-(±Titanit, ±Allanit)-Granitoide und Muskovit-(±Granat)-Granite. Ausschließlich in die Gesteine der Bowers- und Robertson Bay Terranes intrudierten die Admiralty Intrusives um  $360 \pm 10$  Ma (KREUZER et al., 1981) in ein hohes Krustenniveau (WYBORN, 1981; GANOVEX-TEAM, 1987). Sie bilden hier relativ homogene Plutone von I-Typ Tonaliten, Granodioriten und Monzograniten.

Neben den granitoiden Intrusionen finden sich in NVL Ferrar-Dolerite und Kirkpatrick-Basalte, die als Belege des antarktischen jurassischen Ferrar-Ereignisses gelten und in Zusammenhang mit dem initialen Auseinanderbrechen Gondwanas stehen (z.B. ROLAND & TESSENHORN, 1987; ELLIOT, 1982). Ein weiteres thermisches Ereignis setzte in der Kreide ein (TESSENHORN, 1994) und initiierte im Ross Meer-Bereich das Auseinanderbrechen Gondwanas. Im weiteren Verlauf des Rift-Prozesses kam es zur Hebung des Transantarktischen Gebirges während des Känozoikums (z.B. FITZGERALD, 1986; FITZGERALD & GLEADOW, 1990). Begleitet wird diese thermo-tektonische Entwicklung von alkalischem Magmatismus, der bis heute aktiv ist.

Die aus den geologischen und geophysikalischen Arbeiten gewonnenen Daten mündeten in den letzten Jahren in plattentektonische Interpretationen NVL's. BORG & STUMP (1987) forderten für das Wilson Terrane und das Bowers/Robertson Bay Terrane getrennte Druck-Temperatur- sowie Deformationspfade. Hiernach soll die Terrane-Akkretion des Wilson Terranes und des Bowers/Robertson Bay Blockes nach der Intrusion der devonischen Admiralty Intrusives und vor Ablagerung der permo-triassischen Beacon Gruppe stattgefunden haben. KLEINSCHMIDT & TESSENHORN (1987) und FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT (1991a) favorisieren westgerichtete Subduktion im Wilson und Bowers Terrane. FINDLAY (1987a) nimmt für NVL eine ostfallende Subduktion im Bowers Terrane an, welche erst unmittelbar vor der Terrane-Akkretion ihre Subduktionsrichtung geändert haben soll ("Crosscut event"). Für die Entwicklung aus einer zweiseitig subduzierten Platte und anschließender Akkretion des Bowers/Robertson Bay Terranes an das Wilson Terrane spricht die Arbeit von MATZER (1995).

Das Wilson Terrane von Oates Land bildete während der Ross Orogenese einen Teil des aktiven Kontinentalrandes Gondwanas. Infolge eines erhöhten Wärmeflusses in dem über der Subduktionszone gelegenen Krustenabschnitt kam es hierbei zu einer Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose (z.B. KLEINSCHMIDT & TESSENHORN, 1987). Die unter diesen Bedingungen entstandenen Paragneise der Wilson Gneise bildeten sich zu drei parallelen Zonen aus,

die nun das Basement von Oates Coast darstellen (MCLEOD, 1964; SCHÜSSLER, 1994). Durch Eineigungstektonik wurde der Basementkomplex Oates Lands während der Ross Orogenese abgeschert und sowohl nach Osten als auch nach Westen entlang der Wilson- und Exiles-Störungszone auf sehr schwach metamorphe Sedimente überschoben (FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT, 1991a, b, 1993).

Bisherige Spaltspuruntersuchungen in Victoria Land konzentrierten sich vorwiegend auf Gebiete südlich bzw. östlich Oates Lands (GLEADOW et al., 1984; FITZGERALD, 1986, 1992; FITZGERALD et al., 1986; GLEADOW & FITZGERALD, 1987; FITZGERALD & GLEADOW, 1988, 1990; WAGNER et al., 1989; STUMP & FITZGERALD, 1992; REDFIELD et al., 1994; BALESTRIERI et al., 1994a, b; LISKER, 1996), jedoch nur in geringem Maße auf Oates Land selbst (SCHNELLBACH, 1992; LISKER, 1996). Insbesondere für Oates Land wurde erstmals mit der vorliegenden Arbeit die thermo-tektonische Entwicklung basierend auf Apatit-, Titanit- und Zirkon-Spaltspuranalysen unterhalb von ca. 350° C rekonstruiert.

Alle Proben aus Oates Land wurden während der Antarktisexpedition GANOVEX V durch Prof. Olesch, Universität Bremen, im Gelände genommen.

## **2.2. Shackleton Range**

Die Shackleton Range bildet eine Gebirgsregion südöstlich der Weddell-See in unmittelbarer Nähe zum Filchner Schelfeis (Abb. 1.1). Ihre regionale Erstreckung reicht von 19° bis 31° westlicher Länge und 80° bis 81° südlicher Breite. Eingeraht wird die Shackleton Range vom nördlich verlaufenden Slessor- sowie vom südlich verlaufenden Recovery-Gletschersystem. In weiterer Entfernung zur Shackleton Range befinden sich im Norden die Theron Mountains und im Süden die zur Argentina Gebirgskette gehörenden Pensacola Mountains. Nach ROLAND et al. (1988, Abb. 2.2) bilden mehrere orographische Einheiten die Shackleton Range: So bilden die Stephenson-Bastion und Read-Mountains den südlichen Bereich der Shackleton Range. Im Westen sind dies die Otter-Highlands sowie Haskard-Highlands mit dem Mount Provender. In west-ost verlaufender Richtung sind die Lagrange-Nunataks, Herbert-Mountains und das Pioneers Escarpment die nördliche Grenze. Die zentralen Nunataks des Fuchs-Dome sind die höchsten Erhebungen (1800 m) dieser Region.

Argentinische Befliegungen des Bereiches südlich des Filchner Schelfeises erreichten im Dezember 1955 die Shackleton Range (PUJATO, 1977). Jedoch zeigte Argentinien nachfolgend kein weiteres Interesse an der Shackleton Range, so daß diese im Oktober 1957 während der Commonwealth Trans-Antarctic Expedition 1955-1958 unter der Leitung des britischen Geologen Stephenson erreicht wurde (CLARKSON, 1995). Erst in den sechziger Jahren gelangten Geologen des British Antarctic Survey in die östlichsten Bereiche (Pioneers Escarpment), und eine regelmäßige geologische Bearbeitung der Shackleton Range begann (STEPHENSON, 1966; FUCHS, 1969; CLARKSON, 1971, 1972, 1977; THOMSON, 1972). 1966 stellte Stephenson die erste geologische Karte der Shackleton Range vor. Sowjetische Expeditionen (1976/77 und 1977/78) in Zusammenarbeit mit Geologen der Deutschen Demokratischen Republik führten aero-geophysikalische, tiefenseismische sowie geologische Untersuchungen durch

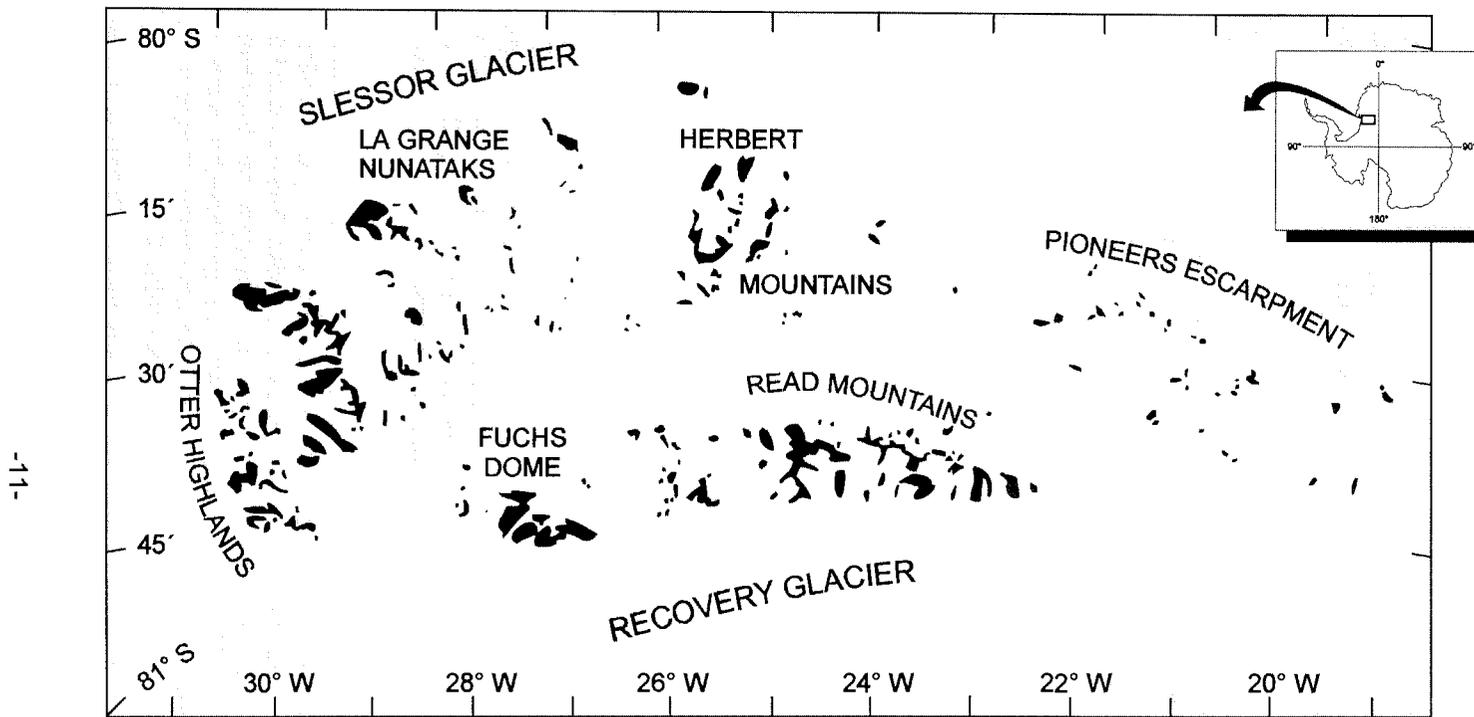
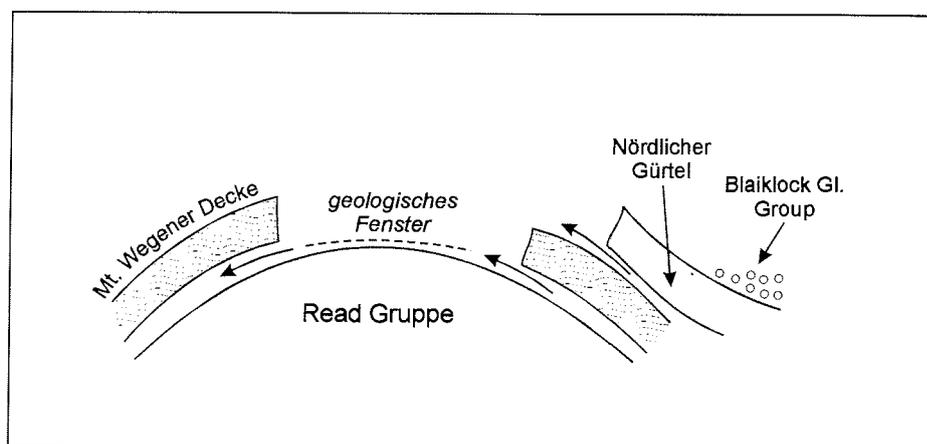


Abb. 2.2: Geographische Übersicht der Shackleton Range. Dargestellt sind die wichtigsten orographischen Einheiten nach ROLAND et al. (1988).

(HOFMANN & PAECH, 1980). Während des Südsommers 1987/88 führte die German Expedition in the Shackleton Range (GEISHA) in die Region südlich des Filchner Schelfeis. Diese Expedition ermöglichte die erneute geologische Aufnahme sämtlicher Gebirgsregionen der Shackleton Range. EUROSHACK 1994/95 war die letzte Expedition mit bundesdeutscher Teilnahme in die Shackleton Range. Proben für die Spaltspurenanalyse dieser Expedition wurden freundlicherweise von Dr. Henjes-Kunst (BGR) genommen und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt.

Die grundlegende Stratigraphie der Shackleton Range wurde erstmals von STEPHENSON (1966) und CLARKSON (1972, 1982a, 1983) aufgestellt und in den folgenden Jahren durch HOFMANN (1982), HOFFMANN & PAECH (1980, 1983), MARSH (1983a, 1983b, 1984) und CLARKSON & WYETH (1993) erweitert.



**Abb. 2.3:** Darstellung der tektonischen Grundeinheiten der Shackleton Range (nach: BUGGISCH et al., 1994a)

Demnach ist die Shackleton Range aus Magmatiten und Metamorphiten des präkambrischen Grundgebirges aufgebaut. Überlagert wird dieses Grundgebirge von spät-präkambriischen Sedimenten, sehr niedriggradigen bis niedriggradigen Metamorphiten und früh-phanerozoischen Phylliten und Schiefen sowie mittel-kambriischen Trilobitenschiefern und post-orogenen phanerozoischen red beds.

Während der GEISHA-Expedition 1987/88 mußten aufgrund der erneuten geologischen Aufnahme der Shackleton Range die bis dahin gebräuchlichen Formations- und Gruppen-Namen teilweise revidiert werden. Basierend auf den Ergebnissen eines internationalen Workshops zur Geologie der Shackleton Range in Hannover 1992 (Ergebnisse wurden als geologische Karte mit Erläuterungen publiziert; THOMSON, 1995) kann die Shackleton Range in drei tektono-stratigraphische Einheiten eingeteilt werden (Abb. 2.3):

(I) Den **Ostantarktischen Kraton**, welcher aus magmatischen und metamorphen Gesteinen der Read Gruppe (K/Ar-Alter 1650 - 1400 Ma; BUGGISCH et

al., 1994b) sowie ihrem autochthonen spät-präkambri-schen sedimentären Deckgebirge (Watts Needle Formation) besteht. Das Grundgebirge der Read Mountains (Read Gruppe) zeigt keine Überprägung durch die Ross Orogenese, wogegen die sedimentären Einheiten eine Zunahme der metamorphen Überprägung entlang der Mount Wegener Thrust aufweisen (KLEINSCHMIDT et al., 1992; BUGGISCH et al., 1994b; OLESCH et al., 1995).

(II) Die allochthone **Mount Wegener Decke**. Diese tektonisch homogen erscheinende Decke besteht aus einer präkambrischen Basis (Stephenson Bastion Formation und Wyeth Heights Formation?) und einer kambrischen Überdeckung (Mount Wegener Formation). Eine nur sehr schwache bis schwache metamorphe Überprägung der Mount Wegener Formation mit einer nord-nordwestlichen Zunahme wurde hier von BUGGISCH et al. (1994a) nachgewiesen.

(III) Den **nördlichen Gürtel** der Shackleton Range, der aus Grundgebirge (Pioneers Group und Stratton Group) und dessen ordovizischen(?) autochthonen sedimentären Bedeckungen (Blaiklock Glacier Group) besteht. Welche Stellung innerhalb dieses Gürtels mittel-kambrische Trilobitenschiefern (THOMSON et al., 1995) haben, ist noch ungeklärt (tektonischer Span oder Reste einer allochthonen Einheit?).

Aufgrund der Stratigraphie, Metamorphose und der tektonischen Entwicklung haben KLEINSCHMIDT & BUGGISCH (1994) sowie KLEINSCHMIDT et al. (1995) plattentektonische Modelle der Shackleton Range diskutiert. Der Bereich der südlichen Shackleton Range (Read Gruppe) ist als autochthone kontinentale Kruste mit epikontinentaler sedimentärer Bedeckung (Watts Needle Formation) anzusehen. Alle Schersinn-Indikatoren weisen auf einen südwärts gerichteten Transport der Back-arc-Ablagerungen der Mt. Wegener Formation über die südliche Shackleton Range hin. KLEINSCHMIDT & BUGGISCH (1994) folgern, daß die Struktur der Read Mountains somit als "Foreland-Thrusting" anzusehen ist. Abhängig von der Lage der Subduktionszone ist die Zuordnung der Basement-Gesteine der Pioneers- und Stratton-Gruppe (nördliche Shackleton Range) zu einem anderen Kontinent (Mikrokontinent, Terrane) oder als Teil des magmatischen Bogens vorzunehmen.

Die Hauptüberschiebungsphase der Mt. Wegener Decke in der Shackleton Range ist assoziiert mit der Ross Orogenese (~480-500 Ma). KLEINSCHMIDT & BUGGISCH (1994) leiteten dies aus Fossil-Funden (z.B. *Epiphyton sp.*, Echinodermen, Spurenfossilien, z.B. *Oldhamia radiata* und Mikrofossilien) in den allochthonen Gesteinen (BUGGISCH et al., 1990, BUGGISCH et al., 1994a, BUGGISCH et al., 1995a, BUGGISCH et al., 1995b) ab, die für eine Sedimentation der Mount Wegener Formation im frühen (bis mittleren) Kambrium sprechen. Als weitere Indizien werden Metamorphosealter zwischen 485-515 Ma (BUGGISCH et al., 1994b; vgl. auch PANKHURST et al., 1995), die in Zusammenhang mit Kompressionsbewegungen während der Ross Orogenese stehen, angesehen.

Frühere tektono-metamorphe Ereignisse in der Shackleton Range lassen sich in der Read Gruppe und in den Haskard Highlands (Mt. Weston Gneis) nachweisen. Hier deuten K/Ar-Alter zwischen 1,82 und 1,4 Ga auf ein regionalmetamorphes Ereignis (REX, 1972; HOFMANN et al., 1980; PANKHURST et al., 1983; vgl. auch PANKHURST et al., 1995; OLESCH et al., 1995) hin.

Magmatische Ereignisse in der Shackleton Range werden durch mafische Gänge, hauptsächlich kontinentale Tholeiite, belegt (SPAETH et al., 1995). SPAETH et al. (1995) teilen, in Anlehnung an die Arbeit von HOTTON (1993), die auftretenden mafischen Gänge aufgrund radiometrischer Datierungen, ihrer chemischen Zusammensetzung und der Verbandsverhältnisse in vier Ganggruppen ein. Geochronologisch umfassen diese Ganggruppen das Mittelproterozoikum, Jungproterozoikum, Altpaläozoikum (oberes Ordovizium? - mittleres Devon) und unteren Jura. Nach HOTTON (1993) sind die jurassischen Gänge ("Initial Rift Tholeiites"-Charakter; SPAETH, 1995) zeitgleich äquivalent zu den Ferrar Doleriten des Transantarktischen Gebirges und stehen im Zusammenhang mit dem beginnenden break-up von Gondwana (SPAETH, 1995; TECHMER et al., 1995). Diese Gänge finden sich nur in den nordwestlichen Bereichen der Shackleton Range und sind parallel zum Kontinentalrand, welcher sich nach dem Auseinanderdriften Gondwanas bildete, ausgerichtet (SPAETH, 1995). Für die jüngere thermo-tektonische Entwicklung der Shackleton Range gibt es bisher nur sehr wenig Hinweise basierend auf vier Apatit-Spaltspuruntersuchungen von SCHNELLBACH (1992) sowie zwei Apatit-Spaltspuralter von Evans & Clarkson (mündliche Mitteilung).

### **3. Spaltspurdatierung**

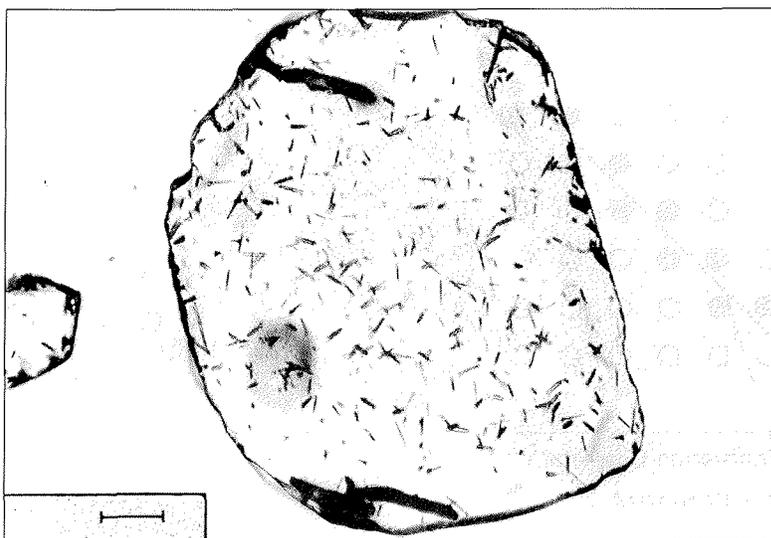
#### **3.1. Einleitung**

Erste Spaltspuren (Abb. 3.1) in Form von Ätzgruben in Apatiten wurden bereits 1894 von BAUMHAUER beschrieben. Seit den Experimenten von PRICE & WALKER (1962, 1963) sowie FLEISCHER et al. (1965) sind Spaltspuren als Geothermochronometer im Niedrigtemperaturbereich zwischen etwa 60° C und 250° C in der Geologie, Kosmologie und Archäologie als Datierungsmethode etabliert.

Die Spaltspurmethode (*fission-track*) ist eine radiometrische Altersbestimmung. Sie beruht auf der Akkumulation von Störungen der atomaren Nahordnung uranhaltiger Materialien (Minerale und natürliche Gläser), welche durch die spontane Spaltung des Uranisotopes  $^{238}\text{U}$  unterhalb einer materialspezifischen Schließungstemperatur erhalten bleiben. Die Dichte der Gitterschäden ist sowohl proportional dem Urangehalt der Probe als auch dem Zeitraum der Akkumulation unterhalb der Schließungstemperatur. Hierdurch ist es bei bekanntem Urangehalt möglich, das Alter der Probe nach Unterschreiten der Schließungstemperatur zu bestimmen.

Neben der Altersbestimmung können aus dem Ausheilverhalten und den Längenverteilungen von Spaltspuren Hinweise auf die thermische Entwicklung von Gesteinen der oberen Kruste, insbesondere Aussagen über Hebungs-/Denudationsbeträge und -alter und zur Entwicklung tektonischer Ereignisse erhalten werden. Aufgrund der beschriebenen thermischen Eigenschaften ist die Spaltspuranalyse im Niedrigtemperaturbereich ein wichtiges Hilfsmittel, welches von keiner anderen radiogenen Datierungsmethode ersetzt werden kann. Die Untersuchung der Abkühlungs-, Hebungs- und Denudationsgeschichte von Gebirgs-gürteln und kontinentalen Rifts ist heute eine wichtige Aufgabe der Spaltspur-

analytik (z.B. WAGNER et al., 1975; GREEN, 1986; MOORE et al., 1986; OMAR et al., 1989; WAGNER et al., 1992; O'SULLIVAN et al., 1996).



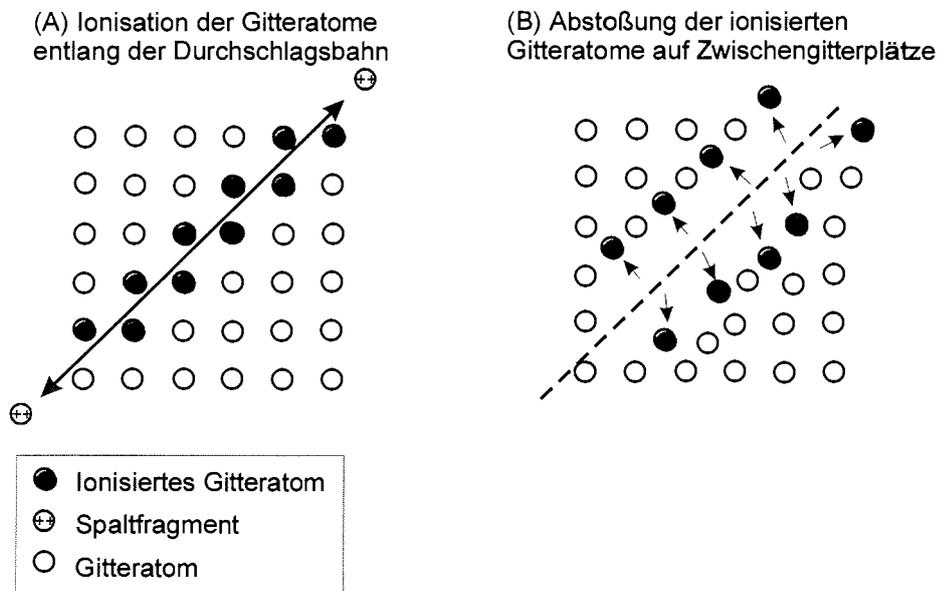
**Abb. 3.1:** Typische Spaltspuren in einem Apatit. Probe aus der Shackleton Range (SH 21). Maßstab 25  $\mu\text{m}$ .

## 3.2. Methodik

### 3.2.1. Entstehung natürlicher Spaltspuren

Spontane Spaltung findet bei schweren Nucleiden der Ordnungszahl  $Z \geq 90$  und einer Atommasse  $M \geq 230$ , also Nucleiden der Actinoiden-Reihe (Th, Pa, U, Np, Pu etc.), statt. Von den auftretenden schweren Nucleiden finden sich in meßbaren Größenordnungen nur  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$  und  $^{238}\text{U}$  als primäre Isotope in natürlichen Materialien. Für eine Altersbestimmung wird lediglich nur  $^{238}\text{U}$  genutzt. Thorium und  $^{235}\text{U}$  besitzen eine zu geringe bzw. zu lange Halbwertszeit und/oder sind in zu geringen Konzentrationen in den natürlichen Materialien vorhanden, so daß diese Isotope nicht für eine Altersbestimmung herangezogen werden. (vgl. Tab. 1.1 in WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992; STEIGER & JÄGER, 1977; HOLDEN, 1989; BAARD et al., 1989).  $^{238}\text{U}$  zerfällt durch die Emission von  $\alpha$ -Teilchen ( $^{238}\text{U} \rightarrow ^{234}\text{Th} + ^4\text{He}$ ), von denen eine Zerfallsreihe für die U-Pb-Datierung genutzt wird. Die spontane Spaltung von  $^{238}\text{U}$  ist ein nur relativ selten (Halbwertszeit  $8,2 \times 10^6$  Ga) stattfindender Pro-

zess. Hierbei wird der Uran-Nucleus in zwei leichtere Nuclei der Massen 85 bis 105 und 130 bis 150 gespalten und eine kinetische Energie von ca. 200 MeV freigesetzt (WAGNER, 1972; DUMITRU, 1996). Die Bildung von Spaltspuren läßt sich durch das Ionenexplosionsmodell nach FLEISCHER et al. (1975) folgendermaßen erklären (Abb. 3.2).



**Abb. 3.2:** Ionenexplosionsmodell nach FLEISCHER et al. (1975). (A) Die Spaltfragmente hinterlassen auf ihrer Durchschlagsbahn einen etwa 15  $\mu\text{m}$  langen ionisierten Bereich im Trägermaterial. (B) Bedingt durch eine hohe Ionisationsladung der Gitteratome stoßen sich diese auf Zwischengitterplätze zurück. Hierdurch entsteht ein Bereich erhöhter Leerstellendichte, welcher durch geeignete chemische Reagenzien angeätzt werden kann. In Apatiten sind durch spontane Spaltung des Urans die latenten Spaltspuren etwa 17  $\mu\text{m}$  lang und 0,008  $\mu\text{m}$  im Durchmesser (DONELICK et al., 1990; PAUL & FITZGERALD, 1992).

Aufgrund ihrer hohen Ladung und der freigewordenen Energie werden die beiden Nuclei in entgegengesetzter Richtung voneinander abgestoßen. Hierbei durchdringen sie das Trägermaterial in gerader Flugbahn und verlieren ihre Energie durch Ionisation der Gitteratome des Trägermaterials entlang der Durchschlagsbahn. Die Ionisation führt zur gegenseitigen Abstoßung der Gitteratome auf Zwischengitterplätze, so daß Bereiche mit erhöhter Leerstellendichte resultieren. Von den Spaltfragmenten verursachte Strahlenschäden werden als Spaltspuren (*fission tracks*) bezeichnet.

Bedingt durch ihre sehr geringe Größe sind latente Spaltspuren im Trägermaterial mikroskopisch nicht zu erkennen, jedoch chemisch reaktiver als ihre ungestörte Umgebung. Geeignete chemische Reagenzien können so die Par-

tikelspuren bevorzugt angreifen, wodurch diese zu feinen Ätzkanälen und Ätzgruben erweitert werden, die für eine lichtmikroskopische Beobachtung zur Verfügung stehen. Wichtige Merkmale von Spaltspuren sind (GLEADOW, 1984, WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992): Die Spaltspuren sollen gerade sein und materialabhängig eine Länge von 5 bis maximal 20 µm besitzen. Ihre Orientierung im Trägermaterial ist anisotrop und analog dem  $^{238}\text{U}$  statistisch verteilt. Minerale, in denen eine isotrope Verteilung und/oder Versätze zu erkennen sind, sollten von der Altersbestimmung ausgeschlossen werden.

### 3.2.2. Bestimmung des Urangehalts

Die Spaltspurendichte in einem Material ist eine Funktion des Urangehalts und des Zeitraums der Spurensakkumulation. Es ist somit bei bekanntem Urangehalt möglich, das Spaltspuralter einer Probe durch die Ermittlung der Spurendichte zu bestimmen. Dabei wird die  $^{238}\text{U}$ -Konzentration nicht direkt gemessen, sondern indirekt über das konstante Verhältnis  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  ( $7,2527 \times 10^{-3}$ ; COWAN & ADLER, 1976) bestimmt. Es wird ausgenutzt, daß  $^{235}\text{U}$  einen großen Spaltquerschnitt für thermale Neutronen (580,2 barn bzw.  $580,2 \times 10^{-24}$ , nach WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992) besitzt. Während der Bestrahlung mit thermischen Neutronen wird  $^{235}\text{U}$  sehr viel häufiger als andere Nucleide zur spontanen Spaltung angeregt. In Masse und Energie sind die Spaltfragmente des  $^{235}\text{U}$  denen von  $^{238}\text{U}$  sehr ähnlich und hinterlassen praktisch identische latente Partikelspuren.

Die durch Neutronenbestrahlung induzierten Spaltspuren sind neben dem  $^{235}\text{U}$ -Gehalt auch proportional der thermischen Neutronendosis, welche durch Monitore gemessen wird. Diese Monitore sind in der Regel Gold-, Kobalt- oder Kupfer-Folien bzw. -Drähte, deren neutroneninduzierte Aktivität mit Germanium (Lithium)-Detektoren gemessen werden kann.

Für die Datierung von Spaltspuraltern lassen sich verschiedene Methoden anwenden: Populations-, Subtraktions-, Re-Polier-, Re-Ätz sowie die Externdetektor-Methode (FLEISCHER et al., 1975; GLEADOW, 1981; HURFORD & GREEN, 1982). Bei allen Methoden werden die fossilen (spontanen) mit den induzierten Spuren verglichen. In der Praxis kommt jedoch seit einigen Jahren nur der Externdetektor-Methode besondere Bedeutung zu.

### 3.2.3. Externdetektormethode

Bei dieser Methode wird vom Probenmaterial ein Streupräparat hergestellt, angeschliffen, poliert und abschließend angeätzt. Auf die polierte, angeätzte Oberfläche des Streupräparates wird ein Detektor (uranfreier Glimmer) montiert. Die so präparierte Probe wird in einem Reaktor mit thermischen Neutronen bestrahlt. Dabei werden durch die induzierte  $^{235}\text{U}$ -Spaltung im Probenmaterial Spaltspuren erzeugt, die sich im Detektormaterial fortsetzen. Nach der Bestrahlung wird der Detektor von der Probe entfernt und geätzt. Hierdurch sind im

Detektor die induzierten Spuren als Spiegelbild der Probe zu erkennen. So ist es möglich, für jedes Einzelkorn spontane und induzierte Spuren zu ermitteln.

Diese Methode hat den Vorteil, daß weniger Probenmaterial benötigt wird, spontane und induzierte Spuren an jeweils einem identischen Mineralkorn bestimmt werden und Inhomogenitäten im Urangehalt bei der Altersbestimmung nicht zu einer erhöhten Fehlerrate führen. Ein weiterer Grund liegt in der Tatsache, daß durch diese Methode sowohl thermische Ereignisse, welche auf das Probenmaterial eingewirkt haben, als auch Mischalter der Proben identifiziert werden können.

### 3.2.4. Spaltspuraltersgleichung

Wie auch bei anderen radiometrischen Datierungsmethoden wird bei der Spaltspurdatering von einem geschlossenen System ausgegangen. Bei bekannter Zerfallskonstante ( $\lambda$ ) eines radiogenen Isotops kann aus dem Mengenverhältnis von neuentstandenen Tochterisotop (T) zu Mutterisotop (M) ein Alter (t) für ein solches System nach einer aus Gleichung (1) abgeleiteten Gleichung (2) bestimmt werden.

$$(1) \quad T = M(e^{\lambda t} - 1)$$

$$(2) \quad t = \frac{1}{\lambda} \times \ln \left( \frac{T}{M} + 1 \right)$$

mit:

T = Tochterisotop

M = Mutterisotop

$\lambda$  = Zerfallskonstante in  $a^{-1}$

t = Dauer des Zerfallsprozesses

Für die Bestimmung des Spaltspuralters wird unter der Annahme eines geschlossenen Uran-Spaltspur-Systems die Anzahl der  $^{238}\text{U}$ -Isotope als Mutterisotop und die Anzahl der spontanen Spaltspuren pro Flächeneinheit ( $p$ ) als Tochterisotop in Gleichung (2) substituiert. Wird auch die Urankonzentration durch induzierte Spaltspuren des  $^{235}\text{U}$  bestimmt, dann ergibt sich für die allgemeine Spaltspuraltersgleichung (3) (PRICE & WALKER, 1963; NEASER, 1967):

$$(3) \quad t = \frac{1}{\lambda_t} \times \ln \left[ 1 + \left( \frac{\lambda_t}{\lambda_r} \right) g \left( \frac{p_s}{p_i} \right) / a\phi \right]$$

mit:

$p_s$  = gemessene spontane Spurendichte ( $\text{cm}^{-2}$ )

$p_i$  = gemessene induzierte Spurendichte ( $\text{cm}^{-2}$ )

$\lambda_t$  = Gesamtzerfallskonstante ( $\alpha$  + spontane Spaltung) von  $^{238}\text{U}$  ( $1,55125 \times 10^{-10}$ ; JAFFEY et al., 1971)

$\lambda_f$  = Zerfallskonstante der spontanen Spaltung von  $^{238}\text{U}$  ( $8,46 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$  nach GALLIKER et al. (1970) wird heute üblicherweise benutzt; WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992)<sup>1)</sup>

$I = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  Isotopenverhältnis ( $7,2527 \times 10^{-3}$ ; COWAN & ADLER, 1976)

$a = ^{235}\text{U}$  thermaler Neutronenquerschnitt ( $584,25 \times 10^{-24} \text{ cm}^2 \text{ Neutronen}^{-1}$ ; nach ENDF-B VI, 1990/ in WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992)

$\phi$  = Neutronendosis des Reaktors (Neutronen/ $\text{cm}^2$ )

$g$  = Geometriefaktor (1 für die Populationsmethode und 0,5 für die Extern-detektormethode). Dieser Faktor berücksichtigt bei der Extern-detektormethode die Tatsache, daß hier aufgrund der angeschliffenen internen Mineraloberfläche nur die Hälfte des uranhaltigen Volumens vor der Bestrahlung erfaßt wird und somit nur die Hälfte der tatsächlich induzierten Spuren im Detektor abgebildet werden (vgl. WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

<sup>1)</sup> Die spontane Spaltkonstante ( $\lambda_f$ ) des  $^{238}\text{U}$  ist nur unzureichend bekannt und variiert in der Literatur zwischen  $6,85 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$  (FLEISCHER et al., 1964) und  $8,46 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$  (GALLIKER et al., 1970).

Für Spaltspuralter jünger als etwa 100 Ma kann die Abnahme des  $^{238}\text{U}$ -Gehalts aufgrund der großen Halbwertszeit (4,47 Ga) ignoriert werden (Fehler < 1%). Diese Tatsache und die Einführung eines Prozeßfaktors  $Q$  (HURFORD & GREEN, 1982) simplifizieren die allgemeine Spaltspuraltersgleichung (3) zu:

$$(4) \quad t \approx \frac{1}{\lambda_f} \left( \frac{p_s}{p_i} \right) gQ/a\phi$$

### 3.2.5. Zeta-Kalibrierung

In der Praxis zeigte sich, daß die Bestimmung von  $\lambda_f$  nur ungenau war und daß zudem —abhängig von Labor und Bearbeiter— die apparativen Größen  $a, \phi$  und  $I$  mit erheblichen Fehlern behaftet sein konnten. In den 70er Jahren wurde nach einer Möglichkeit zur Kalibrierung der Spaltspuralter gesucht. Der Ansatz ist hierbei der Vergleich gesicherter Altersstandards (z.B.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ -Alter) mit Proben unbekanntes Alters (FLEISCHER & HART, 1972; FLEISCHER et al., 1975)

HURFORD & GREEN (1982, 1983) definierten einen Kalibrierungsfaktor  $\zeta$ :

$$(5) \quad \zeta = \frac{IaB}{\lambda_f} = \frac{Ia\phi}{p_d \lambda_f}$$

In der Gleichung (5) wird  $B = \phi/p_d$  als Kalibrierungsfaktor zwischen der gemessenen Spurendichte in einem Dosimeterglas ( $p_d$ ) und der absoluten Neutronendosis ( $\phi$ ) eingesetzt. Dies wurde aufgrund immer exakterer Bestimmungsmethoden des absoluten Neutronenflusses in einem Reaktor möglich. Durch Substitution von (5) in Gleichung (3) ergibt sich somit für die allgemeine Spaltspuraltersgleichung mit unbekanntem Probenalter ( $t_u$ ):

$$(6) \quad t_u = \frac{1}{\lambda_t} \times \ln \left[ \lambda_t g \left( \frac{p_s}{p_i} \right) p_d \zeta + 1 \right]$$

Wird nun eine Probe mit bekanntem Isotopenalter ( $t_s$ ) analysiert, kann  $\zeta$  empirisch bestimmt werden:

$$(7) \quad t_s = \frac{1}{\lambda_t} \times \ln \left[ \left( \frac{p_s}{p_i} \right) g \lambda_t p_d \zeta + 1 \right]$$

$$(8) \quad \zeta = \left( \frac{1}{\lambda_t} \right) (e^{t_s \lambda_t} - 1) \left( \frac{p_s}{g p_i} \right) \left( \frac{1}{p_d} \right)$$

Gleichung (8) kann nun in Gleichung (6) substituiert werden, um Proben mit unbekanntem Alter zu datieren. In der Praxis wird  $\zeta$  an mehreren Standardproben bekannten Isotopenalters ermittelt und anschließend wird das gewichtete Mittel von  $\zeta$  in Gleichung (6) eingesetzt (GREEN, 1985).

Der ermittelte Kalibrierungsfaktor  $\zeta$  ist für jedes Mineral sowie für jeden Bearbeiter eine individuelle Größe und sollte nach jeder Bestrahlung erneut bestimmt werden. Der Gesamtfehler in der Altersbestimmung sollte bei Anwendung der  $\zeta$ -Methode im  $1\sigma$ -Konfidenzintervall 5% nicht überschreiten (vgl. WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

### 3.2.6. Fehler der Altersbestimmung

Der Fehler eines Spaltspuralters ist abhängig von der Genauigkeit, mit der das Spurenverhältnis  $R (= p_s/p_i)$  von spontanen zu induzierten Spuren sowie von der Präzision, mit der der Neutronenfluß  $\phi$  (direkt oder indirekt im Falle von Altersstandards) ermittelt wurden. Wie alle radioaktiven Prozesse verläuft auch

die Spontanspaltung von  $^{238}\text{U}$  zufällig. Die Häufigkeitsverteilung dieser Reaktionen kann mit der konventionellen Poissonverteilung beschrieben werden.

Der relative Fehler für das Spaltspuralter wird ermittelt nach GREEN (1981a) und entspricht dem allgemeinen Fehlerfortpflanzungsgesetz:

$$(9) \quad \frac{\sigma_t}{t} = K \times \sqrt{\left(\frac{\sigma_R}{R}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_\phi}{\phi}\right)^2}$$

Hierbei sind  $\sigma_R/R$  und  $\sigma_\phi/\phi$  jeweils die relativen Fehler von R und  $\phi$ . K ist  $\approx 1$  für Proben mit einem Spaltspuralter  $< 600$  Ma.

Bei Anwendung der Extern-detektormethode ist der relative Fehler von R abhängig von den gezählten fossilen ( $N_s$ ) und induzierten ( $N_i$ ) Spuren einer Probe, und für  $\sigma_R/R$  gilt dann:

$$(10) \quad \frac{\sigma_R}{R} = \sqrt{\frac{1}{N_i} + \frac{1}{N_s}}$$

Wird zur Bestimmung von  $\phi$  ein Altersstandard benutzt ( $\zeta$ -Methode), ist der relative Fehler  $\sigma_\phi/\phi$  abhängig von der Genauigkeit, mit der die Spurdichte  $p_d$  im Dosimeterglas ermittelt wurde. Der aus (9) berechnete Fehler beinhaltet das  $1\sigma$ -Konfidenzintervall, d.h. eine Wahrscheinlichkeit von  $\approx 68\%$  dafür, daß das wahre Alter der Probe innerhalb der errechneten Fehlergrenzen liegt.

### 3.2.7. Analyse der Altersverteilung ( $\chi^2$ -Anpassungstest)

Bei der Extern-detektormethode werden jeweils Einzelkornalter der Proben erfaßt. Der Schwankungsbereich der individuellen Einzelalter einer Probe ist abhängig von mehreren Einflüssen (GREEN, 1981a): Zählerfahrung des Bearbeiters, Auftreten anderer Gitterdefekte, variabler Kontakt zwischen Probe und Glimmer, Schwankung des Neutronenflusses, vertikale Uran-Inhomogenitäten sowie extrem hohe oder niedrige Spurdichten. Neben diesen Prozeßfaktoren treten natürlich differierende Spaltspuralter auf: Thermische Einflüsse auf die Probe, unterschiedlicher Detritus in sedimentären Ablagerungen oder Schwankungen im  $p_s/p_i$ -Verhältnis vulkanogener und sedimentärer Gesteine. Dies führte dazu, daß spezielle statistische Methoden entwickelt wurden, um die Verteilungsmuster der Altersdaten zu analysieren. Ein Verfahren ist der  $\chi^2$ -Test nach GALBRAITH (1981).

Dieser Test vergleicht eine empirische mit einer theoretischen Verteilung und dient zur Prüfung der  $H_0$ -Hypothese, ob eine Gleichverteilung (Normalverteilung) vorliegt. Dazu werden zunächst die erwarteten Häufigkeiten der einzelnen Körner für die spontanen (11) sowie induzierten (12) Spaltspuren aus den Summen der beobachteten Häufigkeiten ( $N_s$  und  $N_i$ ) und den jeweiligen Einzelkornspuren ( $N_{sj}$  und  $N_{ij}$ ) ermittelt:

$$(11) \quad \overline{N}_{sj} = \frac{N_s}{N_s + N_i} (N_{sj} + N_{ij})$$

$$(12) \quad \overline{N}_{ij} = \frac{N_i}{N_s + N_i} (N_{sj} + N_{ij})$$

Die Berechnung von  $\chi^2$  erfolgt dann aus (13):

$$(13) \quad \chi^2 = \sum_{j=1}^n \frac{(N_{sj} - \overline{N}_{sj})^2}{N_{sj}} + \sum_{j=1}^n \frac{(N_{ij} - \overline{N}_{ij})^2}{N_{ij}}$$

Mit der Prüfgröße  $\chi^2_{(\alpha, f)}$  für die entsprechende Anzahl der Freiheitsgrade ( $f$ ) und der vereinbarten Irrtumswahrscheinlichkeit ( $\alpha$ ) kann dann die Annahme oder Ablehnung der  $H_0$ -Hypothese erfolgen. Üblicherweise wird in der Spaltspuranalytik für Proben mit  $(n-1)$  Freiheitsgraden (Anzahl der gezählten Körner - 1) und einer Irrtumswahrscheinlichkeit ( $\alpha$ ) von 0,05 (5%), also einer Prüfgröße  $\chi^2_{(0,05; n-1)}$ , gearbeitet. Die Zurückweisung von  $H_0$  erfolgt dann, wenn  $\chi^2 < \chi^2_{(0,05; n-1)}$  ist.

Bei Ablehnung der  $H_0$ -Hypothese wird das Alter einer Probe entweder über das mittlere  $p_s/p_i$ -Verhältnis (*mean age*) —also direkt über das  $N_s/N_i$ -Verhältnis— (JOHNSON et al., 1979; GREEN, 1981a) oder über ein gewichtetes *mean age* (*central age*) (GALBRAITH & LASLETT, 1993) bestimmt. Da das mittlere Alter einer Probe nur vom  $N_s/N_i$ -Verhältnis abhängig ist und das tatsächliche Verhältnis der Einzelkörner nicht berücksichtigt wird, wird in der Literatur (z.B. O'SULLIVAN et al., 1996) bei Zurückweisung der  $H_0$ -Hypothese zunehmend das gewichtete Alter (*central age*) verwendet. Dieses Alter hat den Vorteil, daß es bei sehr kleiner Standardabweichung mit dem *pooled age* (wird verwendet bei akzeptierter  $H_0$ -Hypothese) vergleichbar ist und entspricht dem *pooled age* bei einer Standardabweichung von Null (GALBRAITH & LASLETT, 1993). Das heißt, die Disper-

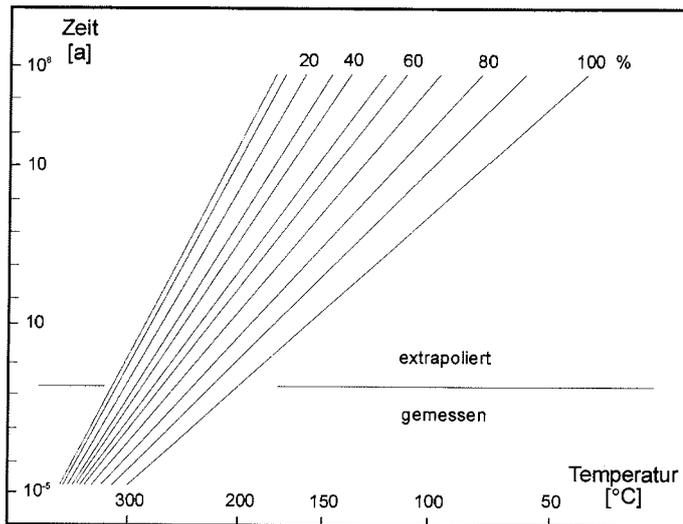
sion der Einzelkornalter einer Probe wird mit der Berechnung des *central age* besser berücksichtigt als bei der Bestimmung des *mean age*. In der vorliegenden Arbeit wurde bei verfehltem  $\chi^2$ -Anpassungstest das *central age* verwendet.

### 3.3. Geologische Anwendung der Spaltspurmethode

#### 3.3.1. Spaltspurstabilität

Die Stabilität von Spaltspuren wird durch mehrere Faktoren beeinflusst. Aus geologischer Sicht sind Zeit, Temperatur, hydrostatischer Druck, intergranulare Lösungen sowie Ionisationsstrahlung die wichtigsten Parameter. FLEISCHER et al. (1965b) konnten zeigen, daß die Temperatur den größten Einfluß auf die Spurenstabilität hat. Die Ergebnisse aus Experimenten (z.B. WAGNER & REIMER, 1975; YAMADA et al., 1995) und in situ Bohrlochmessungen (HAMMERSCHMIDT et al., 1984) ergaben, daß latente Spaltspuren materialspezifisch nur unterhalb einer bestimmten Temperatur stabil sind. Oberhalb dieser Temperatur gelangen die durch Spontanspaltung auf Zwischengitterplätze verdrängten Gitteratome des Trägermaterials durch Diffusion zurück auf ihren Ursprungsplatz. Die Wiederherstellung der materialspezifischen atomaren Nahordnung des Materials wird als Ausheilung bezeichnet. HAMMERSCHMIDT et al. (1984) beschrieben an Proben der Geothermiebohrung Urach III, daß die Spaltspuren in Apatit oberhalb von ca. 140° C ausheilen und praktisch keine Spuren mehr akkumuliert werden. Unterhalb dieser Temperatur verläuft der Prozeß der Ausheilung langsamer, bis er unterhalb von 60° C so langsam ist, daß er für geologische Fragestellungen nicht mehr relevant ist und von Spurstabilität gesprochen werden kann. Allerdings heilen Spaltspuren bei jeder Temperatur aus, lediglich die Rate der Ausheilung variiert mit der Temperatur (GLEADOW & DUDDY, 1981; GREEN et al., 1985, 1986).

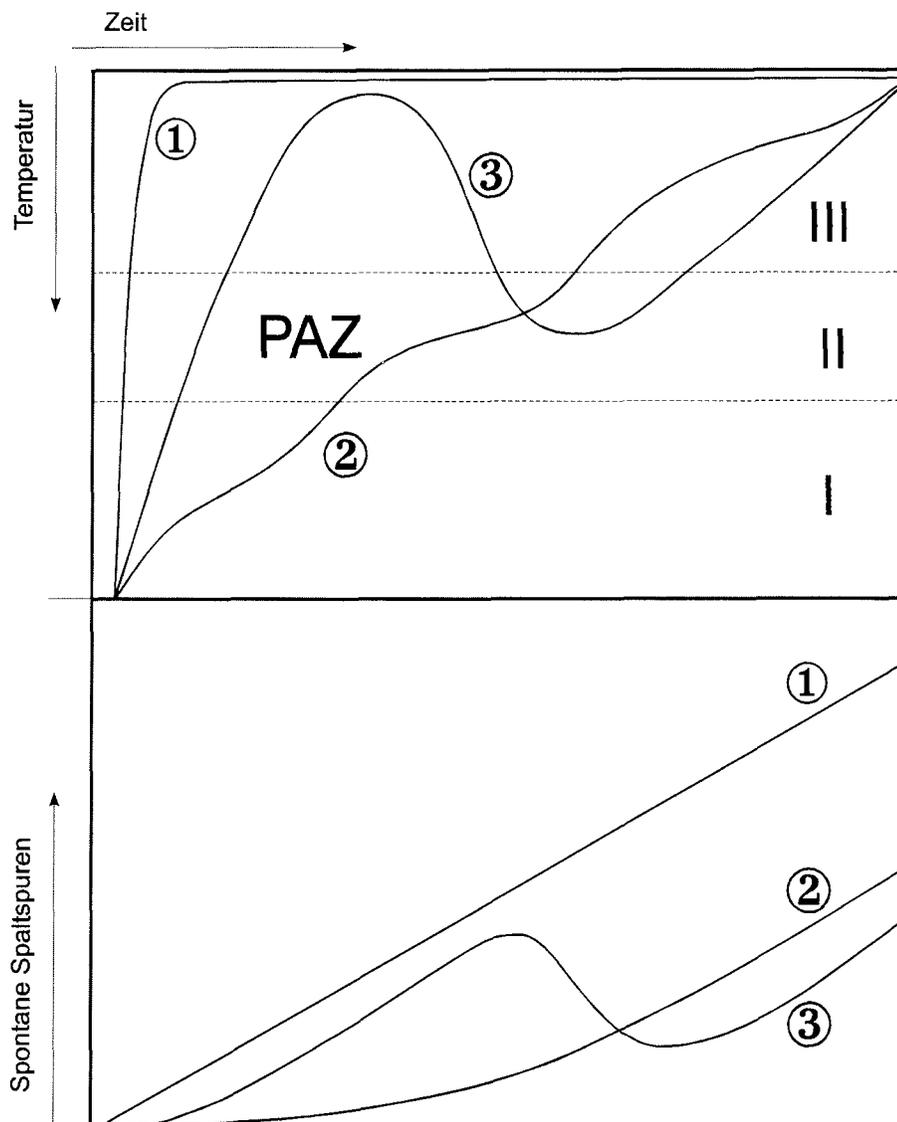
In der Praxis wird für Apatit eine effektive Schließungstemperatur von  $100 \pm 20^\circ$  C (z.B. WAGNER & REIMER, 1972) angenommen. Die effektive Schließungstemperatur entspricht derjenigen Temperatur, bei der die Hälfte der anätzbaren Spurlängen über geologische Zeiträume stabil bleibt. Dieser Bereich liegt etwa zwischen 60° C und 120° C und wird als partielle Ausheilungszone (PAZ) bezeichnet (Abb. 3.3). Die PAZ ist somit ein Temperaturbereich, innerhalb welchem latente Spaltspuren je nach Verweildauer mehr oder weniger ausheilen. Über 120° C findet keine Spurakkumulation statt, und unterhalb von 60° C ist für geologische Fragestellungen von Spurstabilität auszugehen.



**Abb. 3.3:** Arrhenius-Plot nach WAGNER & REIMER (1972). Dargestellt sind Geraden gleicher prozentualer Spurenausheilung in Abhängigkeit von der Ausheilungstemperatur und -zeit.

Effektive Schließungstemperaturen variieren je nach Mineral, Mineralchemismus und Abkühlungsgeschwindigkeit. GLEADOW et al. (1983) und GREEN (1981, 1988) zeigten, daß Cl-Apatite eine um etwa 20° C höhere Schließungstemperatur als F-Apatite aufweisen. Nach NAESER & FAUL (1969) beträgt die effektive Schließungstemperatur von Apatit 94° C bei einer Abkühlungsrate von 10° C/Ma, 78° C bei 1° C/Ma und 62° C bei 0,1° C/Ma. Totale Ausheiltemperaturen von Titanit und Zirkon sind nur unzureichend bekannt. Aktuelle Arbeiten über Zirkone deuten auf eine partielle Ausheilungszone (ZPAZ) im Bereich von ~230° (± 30° C) bis etwa 330° C (± 50° C) für einen Zeitraum von ~10<sup>6</sup> Jahren (TAGAMI & SHIMADA, 1996) bzw. ~170° bis ~390° C (± 50° C, 2σ) für einen Zeitraum von etwa 10<sup>7</sup> Jahren (YAMADA et al., 1995) sowie eine Schließungstemperatur von ~240° C. Schließungstemperaturen für Titanit werden mit etwa 250° ± 40° C von WAGNER & VAN DEN HAUTE (1992) abgeschätzt.

Problematisch wird das Konzept der PAZ für Proben, welche sehr geringen Hebungsraten, zeitweiliger Subsidenz oder erhöhtem thermischen Gradienten ausgesetzt waren. Hier wäre die Interpretation als reines Abkühlungsalter falsch (Abb. 3.4).



**Abb. 3.4:** Akkumulation von Spaltspuren in Abhängigkeit von der thermischen Geschichte (nach: WAGNER, 1972b).

① Schnelle Abkühlung wie z.B. bei Vulkaniten. Hier durchfährt das Material die PAZ sehr schnell und die Gesteine erreichen die Zone III in kurzer Zeit. Aufgrund der sofortigen Spaltspur-Akkumulation entspricht das Spaltspuralter dem Bildungsalter der Gesteine.

② Langsame, allmähliche Abkühlung, wie z.B. für ein kristallines Grundgebirge. Erste Spaltspuren bilden sich bereits innerhalb der PAZ. Mit sinkender Temperatur nimmt die Akkumulationsrate der Spaltspuren zu, bis sie in der Zone III konstant bleibt.

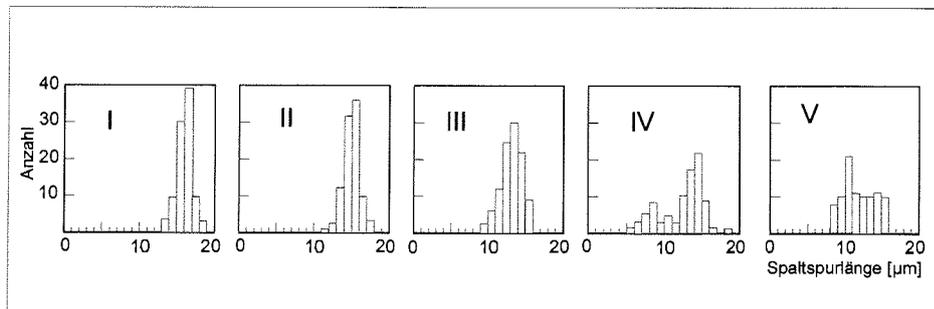
③ Komplexe Abkühlung mit erneuter thermischer Überprägung. Hierbei kann das Gestein zeitweilig einer Subsidenz unterzogen, oder durch einen sich ändernden Paläogradienten thermisch überprägt worden sein. Latente Spaltspuren werden innerhalb der PAZ verkürzt oder ausgeheilt, neue Spaltspuren bei sinkender Temperatur akkumuliert. Typisch ist für die Spaltspurlängenverteilung ein bimodales Muster. Das Spaltspuralter entspricht einem Mischalter.

Sämtliche Spaltspuren stammen aus den Zonen II und III (Abb. 3.4). In der Zone II (PAZ) können Spaltspuren zugleich entstehen und ausheilen, so daß ihre Netto-Akkumulation (pro Flächeneinheit) von der Temperatur abhängig ist. Mit abnehmender Temperatur steigt die Akkumulationsrate, bis sie in Zone III konstant wird. Über die Spaltspurdichte wird jedoch nicht nur der Akkumulationszeitraum der Spuren ermittelt. Zusätzlich können Informationen über den Temperatur-Zeit-Verlauf innerhalb der PAZ gewonnen werden. Unterschiedliche Verweilzeiten in der PAZ werden durch Unterschiede in der Einzelkornalter-Verteilung der Gesteine repräsentiert.

### 3.3.2. Spaltspurlängenverteilungen

FLEISCHER et al. (1964b) und FLEISCHER & PRICE (1964c) beschrieben nicht nur die völlige Ausheilung, sondern auch die Verkürzung von Spaltspuren in Ausheilexperimenten.

Jeder Temperatur-Zeit-Pfad hinterläßt ein bestimmtes Muster der Spurlängenverteilung. Minerale, welche sehr langsam innerhalb der PAZ abkühlen, akkumulieren relativ kurze Spaltspuren. Demgegenüber bewirkt ein schneller Durchgang die Anreicherung von relativ langen Spaltspuren. Eine interkristalline Einheitsfläche schneidet bei gleicher Spurdichte mehr lange als kurze Spuren, was sich auf das scheinbare Spaltspuralter auswirkt (GREEN, 1988; DUDDY et al., 1988). Bezogen auf Abb. 3.4 ergeben sich für den Abkühlungspfad ① schmale Spurlängenverteilungen mit relativ langen Spuren, im Fall ② werden breitere Spurlängenverteilungen resultieren und Pfad ③ hinterläßt bimodale Muster der Längenverteilungen.



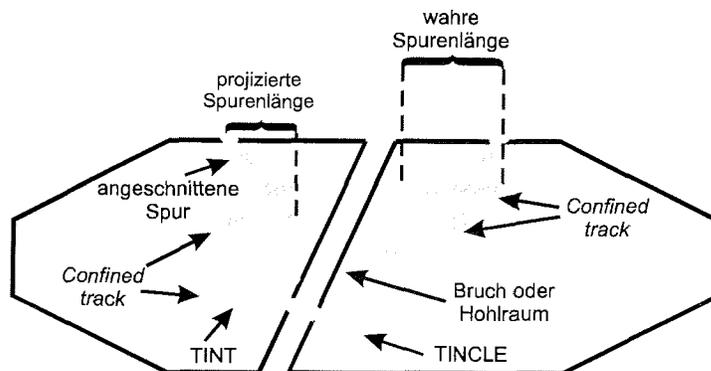
**Abb. 3.5:** Typische Verteilungsmuster von mittleren Spaltspurlängen nach GLEADOW et al. (1986b). Die einzelnen Histogramme zeigen deutlich den Einfluß unterschiedlicher thermischer Entwicklung auf die Spurlängen von Apatiten. I: induzierte Spuren, II: schnelle Abkühlung (z.B. Vulkanite), III: langsame Abkühlung (z.B. Grundgebirge), IV und V: Proben mit Mischaltern (erneuter thermischer Einfluß).

Die mit etwa 15,5 - 17 µm und einer sehr schmalen Verteilung längsten Spuren in Apatiten sind induzierte Spuren. Sehr schnell abgekühlte Gesteine, z.B. Vulkanite, haben mittlere Spurlängen von 14 - 15,5 µm, und Basementgesteine

besitzen mittlere Spurlängen von 11,4 - 14  $\mu\text{m}$ . Spurlängen von  $<11 \mu\text{m}$  werden bei Gesteinen beobachtet, welche erneut in den Bereich der PAZ gelangen. Ihre Verteilungsbreite ist entsprechend groß (Abb. 3.5).

Die Verteilung von Spurlängen in Titaniten und Zirkonen wurde bisher nicht systematisch beschrieben. Für die vorliegende Arbeit sind anhand des Mt. Dromedary Titanit-Standards (Anhang Abb. A.4 ) Spaltspurlängenverteilungen ermittelt worden. Der verwendete Standard hat mittlere Spurlängen von  $13,2 \pm 0,8 \mu\text{m}$ . Für Zirkone wurden aufgrund der geringen Qualität des vorhandenen Materials keine Vergleichsmessungen durchgeführt.

Zur Messung von Spurlängen werden zwei Typen von Spaltspurlängen genutzt. Dies sind *projected tracks* (projizierte Spuren) (z.B. WAGNER & STORZER, 1975) und *confined tracks* (wahre Spuren) (z.B. GLEADOW & DUDDY, 1981). Projizierte Spurlängen sind an der Mineraloberfläche angeschnittene Spuren. Wahre Spurlängen werden an Spuren innerhalb des Minerals ermittelt (Abb. 3.6). *Confined tracks* werden unterschieden in TINTs (Tracks IN Tracks) und TINCLEs (Tracks IN CLEavages) (BHANDARI et al., 1971).



**Abb. 3.6:** Die zwei für die Spaltspuruntersuchung relevanten Spurtypen (projizierte und wahre) sind als TINT's und TINCLE's in einem Mineral dargestellt.

In der vorliegenden Arbeit wurden nur *confined tracks* gemessen, welche annähernd parallel mit einem Schnittwinkel  $< 15^\circ$  zur Oberfläche auftreten. Eine Verschiebung der mittleren Spaltspurlängen zu höheren Werten ist aber nicht zu vermeiden, da die Anzahl der von Klüften, Rissen und anderen Spaltspuren geschnittenen *confined tracks* direkt proportional zur Spurlänge ist (LASLETT et al., 1982). Vollständige Spuren sind charakterisiert durch gut abgerundete Endpunkte mit einem parallelen Verlauf zur Betrachtungsebene (GLEADOW, 1984).

### 3.4. Interpretation von Spaltspurdaten

#### 3.4.1. Konventionelle und dynamische Betrachtungsweise

Das scheinbare Spaltspuralter und die Spurlängenverteilung einer Gesteinsprobe können unterschiedlich interpretiert werden. So kann die er-

mittelte Abkühlungsrate sowohl das Resultat einer tektonischen (konventionelle Betrachtungsweise) als auch einer thermischen (dynamische Betrachtungsweise) Ursache sein (z.B. GREEN, 1986; WAGNER, 1990; OLESCH, 1994; O'SULLIVAN et al., 1996) .

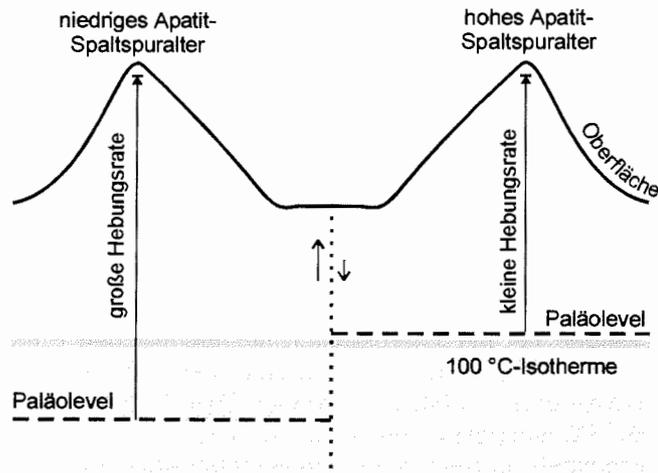
Bei der **konventionellen** Betrachtung (Abb. 3.7, A) wird eine gleichmäßige, vertikale Isothermenverteilung in der Erdkruste vorausgesetzt (*steady state*). Das resultierende scheinbare Spaltspuralter entspricht dem Durchgang der apatitführenden Gesteine durch die 100° C-Isotherme. Die Tiefe dieser Isotherme hängt von dem thermischen Gradienten der Kruste ab. So liegt die 100° C-Isotherme bei einem thermischen Gradienten von 20°/km bis 40°/km in 5 bis 2,5 km Krustentiefe. Eine hieraus abgeleitete Hebungs-/Denudationsrate ist direkt abhängig vom Spaltspuralter.

Werden die Spaltspuralter gegen die Probenhöhe aufgetragen, so ergibt sich eine scheinbare Hebungs-/Denudationsrate. Diese Rate entspricht aber nur dann der wahren Hebungs-/Denudationsrate, wenn die Isothermen horizontal verlaufen (unbeeinflusst von der Oberflächentopographie oder veränderter thermischer Konduktivität), die Isothermen ihre Tiefenlage bezüglich der Oberfläche unabhängig von der Hebungsrate beibehalten und wenn Hebung und Erosion im Betrag gleich sind (PARRISH, 1993).

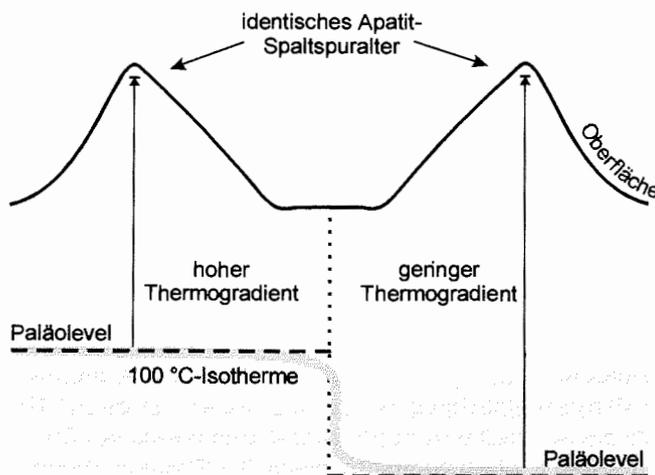
Für Hebungsraten >300 m/Ma kann eine solche Gleichsetzung von scheinbarer und wahrer Rate nicht angewendet werden. Schnelle Hebung führt zu einer Anhebung der Isothermen. Diese sinken im Verlauf des Hebungs-/Denudationsprozesses in ihre ursprüngliche Tiefenlage zurück. Erst dann kann sich das Gleichgewicht zwischen Hebung und Erosion einstellen (NEASER, 1979; PARRISH, 1985).

Zu ganz anderen Aussagen gelangt man unter Anwendung der **dynamischen Betrachtungsweise** (Abb. 3.7, B), bei der von einem Durchgang der 100° C-Isotherme durch die Kruste ausgegangen wird. Dieser Durchgang repräsentiert somit einen veränderten geothermischen Paläogradienten, der —z.B. durch veränderten Wärmefluß— zu einem *non steady state* der Isothermen führt. Gleiche Spaltspuralter können somit unterschiedliche Hebungs-/Denudationsraten widerspiegeln und umgekehrt.

A) Tektonisches Modell (Konventionell)



B) Thermisches Modell (Dynamisch)



**Abb. 3.7:** Darstellung der konventionellen (a) und dynamischen (B) Betrachtungsweise von Spaltspuraltem. Eine horizontale Differenz in den scheinbaren Spaltspuraltem ist entweder bedingt durch unterschiedliche Hebungs-/ Denudationsraten (A) oder durch einen unterscheidbaren thermischen Gradienten. Bei einem veränderten Paläogradienten (B) repräsentieren identische Spaltspuralter jeweils differierende Hebungs-/ Denudationsraten.

### 3.4.2. Modellierung der Temperatur-Zeit-Pfade

Spaltspuralter sind nicht generell das Resultat eines diskreten Ereignisses (wie z.B. das Bildungsalter bei vulkanogenen Gesteinen). Sie sind häufiger das Resultat komplexer, aufeinanderfolgender thermischer Ereignisse, die sich in der statistischen Verteilung der Spaltspurdaten widerspiegeln. In den letzten zehn Jahren wurden quantitative Modelle erarbeitet, um die Temperaturabhängigkeit von Spurlängenverteilungen in Apatiten numerisch zu beschreiben (CROWLEY, 1985; LASLETT et al., 1987; DUDDY et al., 1988; GREEN et al., 1989a; GALLAGHER, 1995). KOSHIMIZU (1993), YAMADA et al. (1995a, 1995b) und TAGAMI & SHIMADA (1996) versuchen, auch für Zirkone eine quantitative Beschreibung ihres Ausheilverhaltens zu erstellen.

Die Modelle werden bei der Interpretation der thermischen Entwicklung von Riftstrukturen, sedimentären Becken, Orogenzonen etc. (z.B. GREEN et al., 1989b; O'SULLIVAN et al., 1996) angewendet. Zwei Programme, **LENMODEL** (CROWLEY, 1992, PC-kompatibel) und **MONTE TRAX** (GALLAGHER, 1992, Apple-Macintosh-kompatibel), wurden in der vorliegenden Arbeit für die Modellierung von T-t-Pfaden genutzt. Die Programme errechnen aufgrund von Algorithmen nach LASLETT et al. (1987), CROWLEY et al. (1991), CARLSON (1990), DONNELICK (1991) sowie GALLAGHER et al. (1991) jeweils mögliche T-t-Pfade für die ermittelten Spaltspurdaten.

Entscheidend für die Anwendung eines bestimmten Modells ist die chemische Zusammensetzung der Apatite. Als mögliche Endglieder können hierbei Fluor-, Durango-Typ- (durchschnittliche Fluor-), Misch- oder Chlor-Apatite zugrundegelegt werden. Stichprobenartig durchgeführte Untersuchungen mittels Energie-Dispersiver Röntgenmikroanalyse zeigten, daß es sich bei den untersuchten Apatiten um durchschnittliche Fluor-Apatite (1 bis maximal 5 %) mit einem Chlor-Gehalt unterhalb der Nachweisgrenzen handelt. Typisch für Fluor-Apatite ist ein Fluor-Gehalt von ca. 3,5 bis 3,8 % (DEER et al., 1965; RÖSLER, 1979). Aufgrund der deutlichen Schwankungen im Chemismus wurde das Durango-Modell (LASLETT et al., 1987) auf die untersuchten Apatite angewendet.

Während **LENMODEL** dazu geeignet ist, eine favorisierte thermische Entwicklung auf ihre Wahrscheinlichkeit hin zu überprüfen, ist es mit **MONTE TRAX** möglich, mittels der ermittelten Einzelkornalter und jeweiligen Spurlängenverteilungen der einzelnen Proben wahrscheinliche T-t-Pfade zu modellieren. Hierzu werden die aus der Spaltspuruntersuchung hervorgegangenen spezifischen Daten (Spurlängen- und Einzelkornalters-Verteilung) zusammen mit Eckdaten für die thermische Geschichte nach eigener vorläufiger Interpretation eingegeben. Für die Kalkulation der verschiedenen T-t-Pfade auf der Basis der eingegebenen Daten und Modell-Algorithmen stehen bei **Monte Trax** zwei unterschiedliche Lösungswege zur Verfügung. Zum einen kann der Benutzer mittels einer einfachen zufallsgenerierten **Monte Carlo Simulation** anhand der gewählten Parameter eine Modellierung der thermischen Entwicklung durchführen lassen. Hierbei können maximal 120 Simulationsdurchläufe für das jeweils zu testende T-t-Modell durchlaufen werden. Es ist jedoch zu beachten, daß jeder Durchlauf zufällig und von den übrigen Läufen unabhängig ist. Als Ergebnis

werden die errechneten T-t-Pfade mit dem beobachteten Spaltspuralter sowie der Spurlängen-Verteilung und Standardabweichung verglichen. Nur T-t-Pfade, welche mit allen drei Parametern in einem vorgegebenen Fehlerbereich zur Deckung kommen, werden als mögliche thermische Entwicklungen angesehen.

Desweiteren kann eine Simulation der T-t-Geschichte mittels eines **genetischen Algorithmus** (GALLAGHER et al., 1991; GALLAGHER & SAMBRIDGE, 1994; GALLAGHER, 1995) durchgeführt werden. Diese Simulationsmethode ist genau genommen eine spezielle Monte Carlo Simulation, bei der zu Beginn zufällig eine mögliche T-t-Entwicklung (Initialgeneration) ausgewählt wird. Anders als bei der Monte Carlo Simulation werden die sich aus der Initialgeneration ergebenden T-t-Modelle auf ihre Kompatibilität mit den beobachteten Spaltspurdaten hin überprüft. Wurden bei diesem Vorgang T-t-Modelle mit einer guten Näherung an die beobachteten Werte gefunden, so werden diese Modelle genutzt, um eine neue Generation von möglichen T-t-Pfaden zu generieren. Das heißt, genau wie bei der Monte Carlo Simulation werden hier T-t-Modelle errechnet. Der Informationsgehalt (wie gut ist die Übereinstimmung mit den beobachteten Werten?) wird jedoch mit neuen Generationen kombiniert, um möglichst sehr gute Übereinstimmungen mit den errechneten und beobachteten Daten zu erhalten. Neben der Eingabe der beobachteten Spaltspurdaten und der nach eigener Interpretation wahrscheinlichen Zeit-Temperatur-Verläufen müssen bei dem genetischen Algorithmus noch fünf spezifische Kenngrößen übergeben werden, welche die Kontrollalgorithmen steuern:

- I. Populationsgröße bzw. Anzahl der thermischen Modelle jeder einzelnen Generation
- II. Anzahl der Generationen bzw. Iterationen
- III. Auswahlwahrscheinlichkeit für das Modell mit den besten Eigenschaften („*Tournament selection probability*“)
- IV. Wahrscheinlichkeit der Vererbung („*Crossover probability*“)
- V. Wahrscheinlichkeit der Mutation.

Die Größen I und II beeinflussen sich hierbei direkt. I ist ein Maß für die Diversität innerhalb einer Generation bzw. Population und II kontrolliert, wie oft eine neue Generation gebildet wird. Ist I zu klein, so ist die Diversität zu gering, um geeignete neue Generationen zu bilden. Es werden nur noch degenerierte Populationen ohne neue Merkmale gebildet. Der Effekt ist, daß sehr schnell ein T-t-Modell dominiert, welches aber mit den tatsächlich besten Übereinstimmungen nichts gemeinam haben muß. Anders ist es, wenn I zu groß gewählt wird. Dann werden mehr Populationen benötigt, um geeignete T-t-Pfade zu generie-

ren. Wird für II ein zu kleiner Wert eingegeben, so ist das Ergebnis eher mit der einfachen Monte Carlo Simulation zu vergleichen. Geeignete Größen für I und II sind abhängig von der Anzahl der Zeit-Temperatur-Daten. Je mehr Datenpaare benötigt werden, desto größer sollten auch I und II gewählt werden. Die Parameter III bis V entscheiden über die Auswahl der geeigneten T-t-Modelle, welche eine neue Generation bilden. Die Größe III sollte Werte zwischen 0,7 und 0,85 besitzen. Was bedeutet, daß in einem Vergleich von zwei T-t-Modellen das bessere eine Chance von 70 bis 85% besitzt, als Modell für die nächste Generation herangezogen zu werden, und daß das zweite eine Chance von 30 bis 15% besitzt. Daher haben auch gute Merkmale anderer Modelle eine Möglichkeit, in der neuen Generation vertreten zu sein. Aus jeweils zwei über III ermittelten T-t-Pfade werden sog. Eltern, welche wiederum in der neuen Generation zwei neue T-t-Pfade generieren. Die Größe IV gibt dabei an, mit welcher Wahrscheinlichkeit Merkmale beider Eltern-Pfade auf die neu gebildeten T-t-Pfade vererbt werden. Diese Wahrscheinlichkeit sollte etwa zwischen 70 bis 100% liegen. Würde die Kontrollgröße IV gleich Null gesetzt, wäre jeder neugebildete T-t-Pfad die exakte Kopie eines Eltern-Pfades. Die letzte Kontrollgröße (V) verhindert, daß es aufgrund der oben beschriebenen Vererbung zur Stagnation der Population kommt. Sie ermöglicht eine ständige Mutationswahrscheinlichkeit, wobei diese Größe Werte zwischen 0,05 und 0,02 besitzen sollte.

Alle Proben sind zunächst mit dem genetischen Algorithmus modelliert und die erhaltenen T-t-Pfade mittels LENMODEL auf ihre Wahrscheinlichkeit hin kontrolliert worden. Folgende Werte für die Kontrollgrößen erwiesen sich für die vorliegende Arbeit als sinnvoll:

- I. Populationsgröße = 150
- II. Anzahl der Generationen = 20
- III. Tournament selection probability = 0,80
- IV. Crossover probability = 0,85
- V. Mutations-Wahrscheinlichkeit = 0,02

#### **4. Probenaufbereitung, Datierungsverfahren und Darstellung der Spaltspurdaten**

##### **4.1. Probenaufbereitung**

Die Probenaufbereitung wurde in mehreren Arbeitsschritten vollzogen (Abb. 4.1). Zur Gewinnung der Schwerminerale Apatit, Titanit und Zirkon wurden die ca. 1 bis 3 kg schweren Proben mit dem Vorschlaghammer grob zerkleinert und anschließend in einem Backenbrecher auf ca. 5 bis 10 mm gebrochen. Das so gewonnene Probenmaterial wurde dann mit einer Scheibenschwingmühle der

Firma Retsch 60 s gemahlen. Durch Sieben wurde die Fraktion <0,25 mm abgetrennt und in dem darauffolgenden Arbeitsgang auf dem Naßrütteltisch (Wilfey Table, Firma KHD) entsprechend ihrer Dichte in vier Fraktionen getrennt. Nach dem Trocknen der schwersten Fraktion wurden mittels Frantz-Magnetscheider die Mineralphasen in mehreren Schritten selektiert. Zu Beginn des Scheidevorgangs wurden die ferromagnetischen Mineralkomponenten (z.B. Magnetit) abgetrennt (Vorwärtsneigung 30°, Seitenneigung 20°, Stromstärke 0,4 A). In einem weiteren Schritt folgten dann Biotit, Epidot und Hornblende (Vorwärtsneigung 22°, Seitenneigung 20°, Stromstärke 0,8 A). Apatit, Titanit und Zirkon wurden in einem letzten Durchgang (Vorwärtsneigung 10°, Seitenneigung 2°, Stromstärke 1,4 A) von Verunreinigungen abgetrennt. Mit Hilfe von 1,1,2,2-Tetrabromethan (Dichte = 2,96-2,97) wurden die restlichen Quarze und Feldspäte im Scheidetrichter von Apatit, Titanit und Zirkon abgetrennt. Zur Gewinnung wurden die Schwerminerale dann mit Methylenjodid (Dichte = 3,32) separiert. Titanit und Zirkon wurden anschließend in einem letzten Trennungsschritt mittels Magnetscheider voneinander separiert (Vorwärtsneigung: 15°, Seitwärtsneigung: 25°, Stromstärke: 1,0 A). Eine endgültige Reinigung erfolgte manuell unter dem Binokular.

Im darauffolgenden Arbeitsschritt wurden die jeweiligen Mineralkonzentrate eingebettet und anschließend poliert. Apatit und Titanit wurden mittels Epoxidharz (Firma Buehler, No. 20-8130-032) und Härter (Firma Buehler, No. 20-8132-008) im Verhältnis 6:1 fixiert. Nach einer etwa zweistündigen Trocknung bei 50° C konnten die ausgehärteten Gießlinge mit Schleifpapier (P600) angeschliffen werden. Eine endgültige Politur mit Aluminiumoxid (0,05 µm) von ca. 10-15 min. sorgte für eine kratzfreie Oberfläche. Das Einbetten der Zirkone erfolgte in PFA-Teflon. Hierzu wurden kleine 1,5 x 1,0 cm Teflonplättchen vorbereitet. Ein Objekträger wurde mit ca. 100 bis 150 Zirkonen je Probe bestreut und anschließend auf einer Heizplatte bei 230° C ± 1° C aufgeheizt. Hierauf wurde ein Teflonplättchen gelegt und mittels eines zweiten, ebenfalls aufgeheizten Objekträgers wurde dieses "Sandwich" zusammengedrückt. Nach dem Abkühlen konnten die Teflonpräparate mit Schleifpapier (P1000) leicht angeschliffen werden. Dies mußte sehr vorsichtig geschehen, da die Zirkone im Teflon nur schwach gehalten werden. Auch bei diesen Präparaten wurde mittels einer endgültigen Politur mit Aluminiumoxid (0,05 µm) eine kratzfreie Oberfläche erzielt.

Der sich anschließende Ätzvorgang ist für jedes Mineral spezifisch und kann je nach Ätzmittel sehr zeitaufwendig sein. Die Apatitpräparate wurden mit 0,5 N HNO<sub>3</sub> bei 20° C 60 s geätzt. Danach wurden die Proben ca. 3-4 h gewässert und einer optischen Kontrolle unterzogen. Bei allen Apatitpräparaten wurden durch diesen Vorgang sehr gute Ergebnisse erzielt, so daß kein erneutes Ätzen erforderlich wurde.

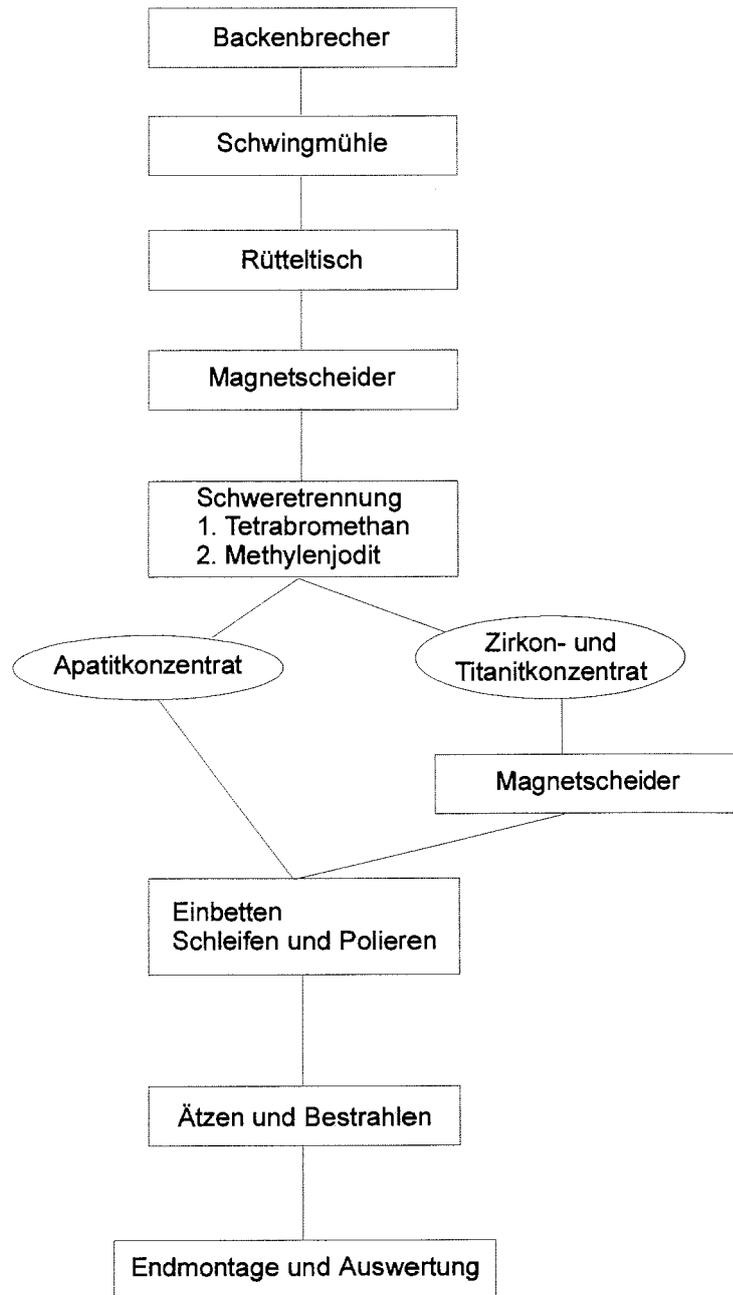


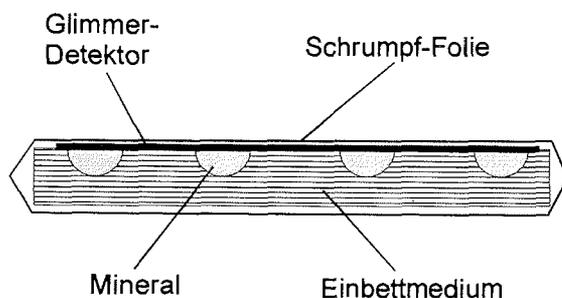
Abb. 4.1: Flußdiagramm der Probenaufbereitung

Für Titanit wurde das nach NEASER & MCKEE (1970) vorgeschlagene Verfahren angewendet. Dazu wurde eine Lösung aus konz. HF: konz. HNO<sub>3</sub>: konz. HCl:H<sub>2</sub>O im Verhältnis 1:2:3:6 hergestellt. Bei 20° C wurden die Titanitpräparate zunächst 15 min geätzt. Nach einer gründlichen Reinigung wurden die Präparate optisch kontrolliert. Bei einigen Proben waren noch keine vollständig angeätzten Spaltspuren erkennbar, so daß je nach Ätzfortschritt noch 2 bis 10 min weiter geätzt werden mußte.

Die Ätzprozedur der Zirkone erfolgte nach einer Einweisung von Dr. Brix (Ruhr Universität Bochum). Die Präparate wurden zunächst 4 h bei 215° C in einem eutektischen Gemisch aus KOH und NaOH (22,4g KOH : 16,0g NaOH) geätzt. Aufgrund des extrem aggressiven Ätzmediums mußten die Proben für mindestens 24 h unter fließendem Wasser gespült werden. Anschließend wurde der Ätzfortschritt unter dem Mikroskop kontrolliert. Die meisten Proben aus Oates Land waren nicht für eine Spaltspuruntersuchung geeignet. In den meisten Fällen waren die Zirkone sehr eng verzwillingt oder besaßen einen so hohen Urangehalt, daß sie bereits innerhalb kürzester Ätzperioden aufgrund einer intensiven Metamiktisierung zerfielen. Die als geeignet eingestuften Proben mußten je nach Ätzfortschritt noch bis zu 20 h weitergeätzt werden. Dieser Vorgang mußte jedoch nach jeweils max. 2-3 h unterbrochen werden, um das Ergebnis zu kontrollieren. Es zeigte sich, daß von 20 ausgewählten Proben nur 4 als wirklich gut einzustufen waren und für eine Spaltspuruntersuchung herangezogen werden konnten.

Nach dem Ätzen wurden die Präparate für die Bestrahlung mit einem nahezu uranfreien Glimmer versehen und als kleine einzelne Päckchen in Kunststoffolie eingeschweißt (Abb. 4.2). Die so präparierten Minerale wurden dann zusammen mit Altersstandards und uranhaltigen Glasmonitoren in

Kunststoffbehälter gegeben. Je nach Mineral wurden diese Probenbehälter mit einer definierten Dosis Neutronen im Forschungsreaktor Risø (Dänemark) bestrahlt.



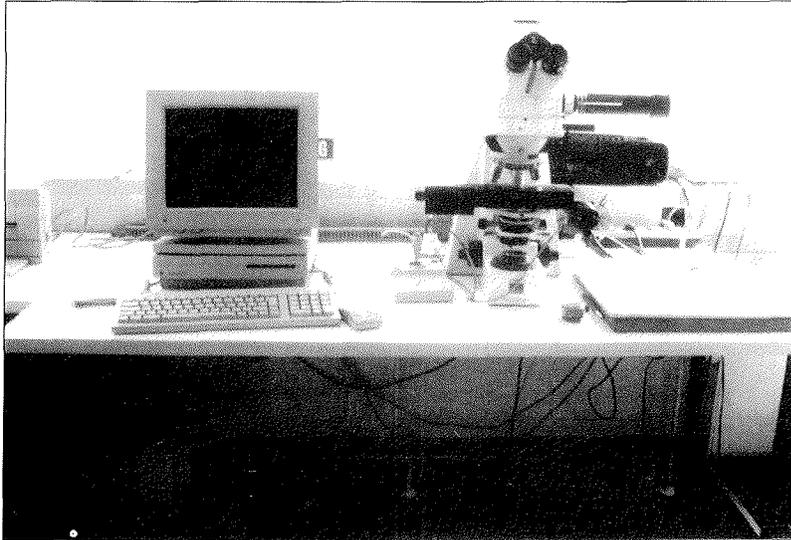
**Abb. 4.2:** Skizze einer zur Bestrahlung verpackten Probe. Glimmerdetektor und Probenoberfläche werden durch die Schumpf-Folie in sehr engem Kontakt gehalten, um ein Verrutschen zu vermeiden.

Nach der Bestrahlung der Proben wurden die Einzelpräparate weiterbearbeitet. Hierzu wurde der jeweilige Glimmer von den Proben entfernt und in 0,5 N HF 15 min geätzt. Dies ermöglichte die Identifikation der induzierten Spaltspuren. Da nur der Glimmer geätzt wurde, können nach diesem Verfahren die fossilen (in den Mineralen bereits angeätzten Spuren) mit den induzierten (nur im Glimmer als Abbild vorhandenen) verglichen werden. Jede Probe wurde zusammen mit ihrem Glimmer auf einen Objekträger montiert, so daß die Spaltspuren ausgezählt bzw. die Spurlängen vermessen werden konnten.

#### 4.2. Datierungsverfahren

Die Auszählung und Längenvermessung erfolgte nach den Vorschlägen von GLEADOW (1984), GLEADOW et al. (1986a) sowie WAGNER & VAN DEN HAUTE (1992). Für die Beobachtung der Spaltspuren wurde ein ZEISS-Axioskope mit montiertem Zeichentubus und zusätzlichem Zwischentubus (Vergrößerungsfaktor 1x, 1,6x, 2,0x) benutzt (Abb. 4.3). Die Apatit- und Titanit-Präparate wurden bei einer Gesamtvergrößerung 1000-fach (Obj. 100 x (Luft), Okul. 10 x) bzw. die Zirkone bei einer Gesamtvergrößerung 2000-fach (Obj. 100 X (Öl), Okul. 10 X, Vergrößerungsfaktor 2,0 x) im Durchlicht ausgezählt. Als Referenzfläche diente ein mit Hilfe eines Eichmikrometers ausgemessenes Okulgitter. Um reproduzierbare Zählergebnisse zu erhalten, wurden die induzierten und spontanen Spuren einer jeweiligen Probe unmittelbar nacheinander gezählt und längere Zählpausen vermieden. Spurendichten  $> 10^7$  Spuren/cm<sup>2</sup> konnten aufgrund der Überschneidungen optisch nicht mehr individuell aufgelöst werden, und aufgrund der statistischen Ungenauigkeit wurden Spurendichten  $< 10^3$  Spuren/cm<sup>2</sup> nicht berücksichtigt. Bereiche mit inhomogener Uranverteilung und/oder Versätzen in den Körnern wurden nicht für die Auswertung herangezogen. In der Regel wurden je nach Probenqualität zwischen 10 und 20 Körner ausgezählt.

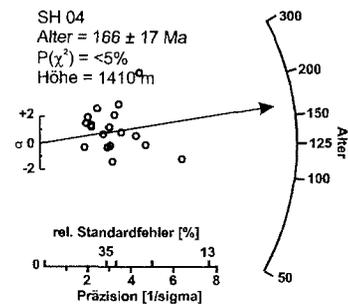
Die Messung und Auswertung der Spaltspurlängen-Verteilung erfolgte mit dem Auswertungsprogramm „FT-Stage“ (DUMITRU, 1993), das auf einem Apple-Macintosh-Computer installiert und mittels hochauflösendem Digitalisieretablett (CalComp Drawing Board II™, Auflösung 0,1 µm) realisiert wurde. Das Auswertungsprogramm ermöglicht ebenfalls die Mikroskopsteuerung, so daß für die jeweilige Probe alle relevanten Daten (Koordinaten der ausgezählten Körner und der dazugehörigen Abbilder auf den Glimmern sowie die jeweilige Spurlängen-Verteilung) gespeichert werden konnten. Es wurden, sofern möglich, 50 bis 100 horizontale Spuren je Probe vermessen.



**Abb. 4.3:** Mikroskopeinrichtung mit angeschlossener Computereinheit zur Auszählung und Vermessung von Spaltspuren.

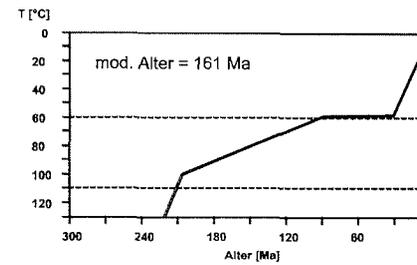
#### **4.3. Darstellung der Spaltspurdaten**

Zur Darstellung der Spaltspurdaten wurden herkömmliche Alter-Höhe- und Temperatur-Zeit-Diagramme sowie Alters- und Längenhistogramme angewendet. Neben diesen üblichen Diagrammformen wurden die Spaltspuraltersdaten durch Radialplots nach GALBRAITH (1988, 1990) dargestellt. Eine kurze Beschreibung der verwendeten Diagramme ist Abbildung 4.4 zu entnehmen. Vorteil der Radialplots ist, daß innerhalb eines Diagramms neben selten auftretenden Ausreißern in einer Probe die Präzision einzelner Messungen visualisiert wird. In den Radialplots wird der Standardfehler einer Probe (linke y-Achse) gegen den reziproken relativen Standardfehler der einzelnen Spaltspuralter (x-Achse) aufgetragen. Die zweite Ordinate wird als Halbkreis dargestellt, auf dem die einzelnen Spaltspuralter einer Probe ablesbar sind. Für jede Einzelmessung ist so bei gleichem Standardfehler (y-Achse) entlang der x-Achse in Richtung zweiter Ordinate die sich erhöhende Genauigkeit der Messung abzulesen. Alle Proben gleichen Alters sind hierbei entlang einer gedachten Geraden dargestellt, welche vom Ursprung (Nullpunkt) zum jeweiligen Alter auf dem Halbkreis gezogen werden kann. Ein Pfeil in den einzelnen Radialplots soll hierbei das jeweilige scheinbare Alter der Probe darstellen und entspricht je nach  $\chi^2$ -Anpassungstest entweder dem *pooled age* oder dem *central age*.



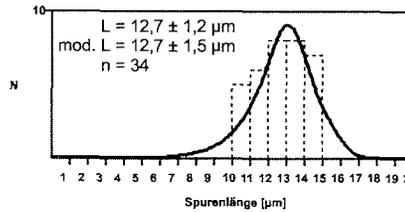
#### Radialplot

Die Achsen aller Plots sind normiert. Die Probennummer, Probenalter,  $P(\chi^2)$ -Wahrscheinlichkeit und die topographische Höhe der Probe stehen über dem Plot.



#### Zeit Temperatur-Pfad

Die T-t-Pfade wurden mit **Monte Trax** (GALLAGHER, 1992) ermittelt. Innerhalb der Diagramme steht das modellierte Alter. Die PAZ ist als gestrichelte Linie zwischen 60° und 120° C eingezeichnet.



#### Längenhistogramm

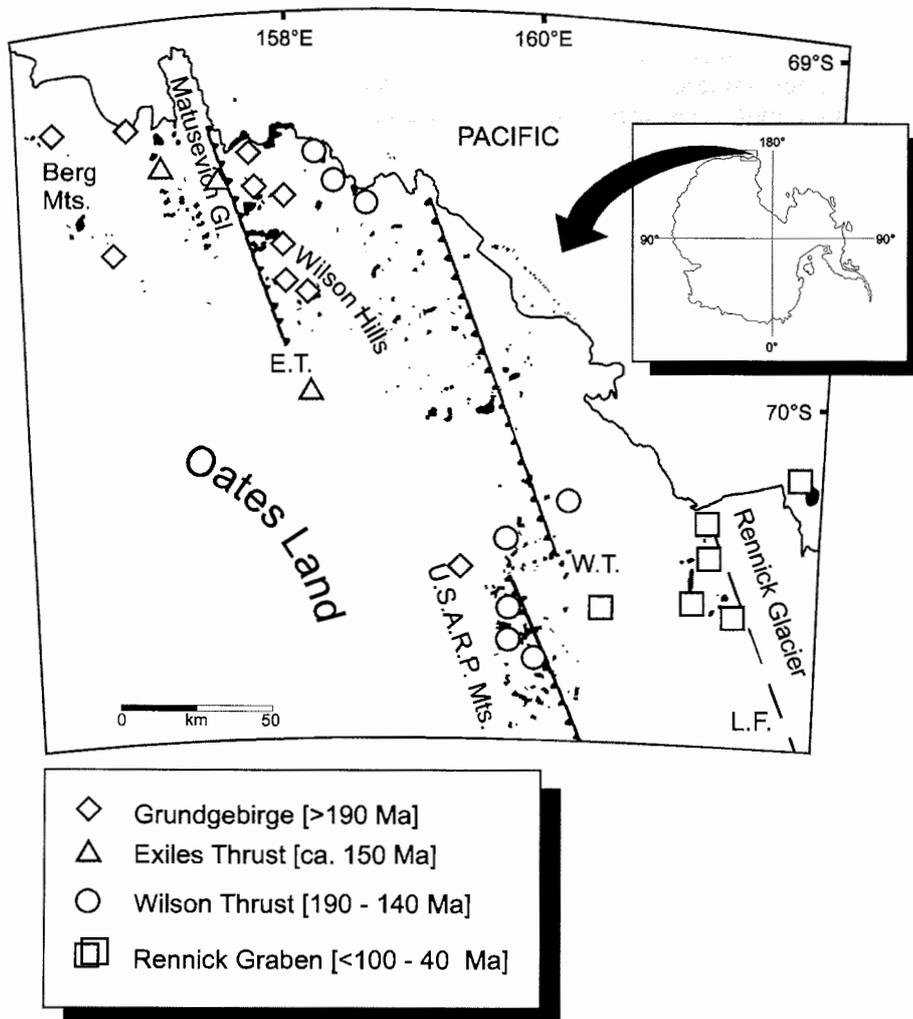
Angegeben wurden die ermittelten Spurlängen (Histogramm) und die modellierten Spurlängen (Kurve). L = gemessene Spurlänge, mod. L = modellierte Spurlänge und n = Anzahl der gemessenen Spuren.

Abb. 4.4: Darstellung der für die Interpretation verwendeten Diagrammtypen.

## 5. Ergebnisse und Interpretation der Spaltspuruntersuchungen

### 5.1. Oates Land

#### 5.1.1. Ergebnisse der Spaltspuruntersuchungen in Oates Land

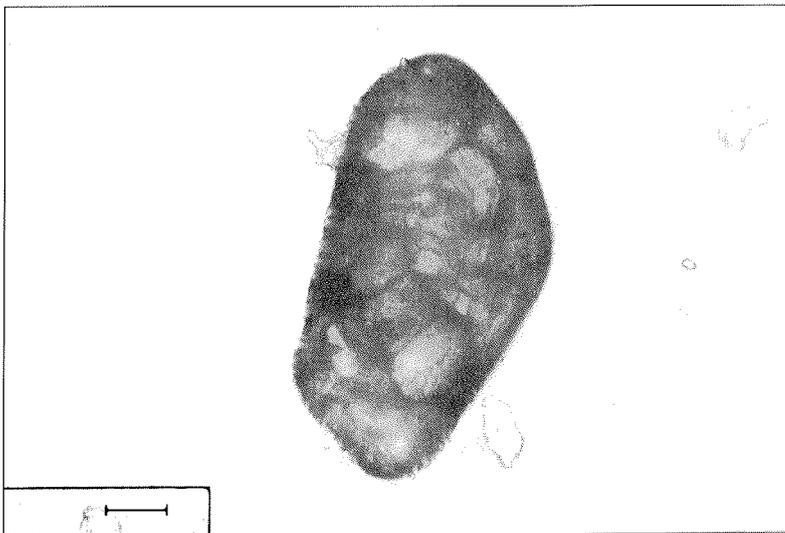


**Abb 5.1:** Ergebnisse der Apatit-Spaltspuruntersuchungen in Oates Land. Dargestellt sind die scheinbaren Apatit-Spaltspuralter in Abhängigkeit zu ihrer regionalen Verbreitung. E.T.: Exiles Thrust; W.T.: Wilson Thrust; L.F.: Lanterman Fault.

In Oates Land wurden insgesamt von 27 Apatit-, 4 Zirkon- und 5 Titanit-Proben die Spaltspuralter analysiert (Abb. 5.1, 5.3; Tab. 5.1, 5.2). Eine oft sehr hohe Spurdichte, extrem engständige Verwachsungen und/oder zahlreiche

Einschlüsse innerhalb der Zirkone (Abb. 5.2) sowie oft zu beobachtende Metamiktisierung verhinderte die Auswertung weiterer Zirkonpräparate. Der geringe Titanitgehalt der meisten Proben ermöglichte lediglich an 5 Proben Spaltspuruntersuchungen.

Etwa 50% der **Apatit**-Spaltspurdaten verfehlten den  $\chi^2$ -Anpassungstest, was auf die sehr hohe Spurdichte der granitoiden Gesteine zurückzuführen sein kann, wahrscheinlich aber durch eine große Differenz der Einzelkornalter innerhalb der jeweiligen Probe bedingt ist. Ähnliches wurde auch von LISKER (1996) an den Proben aus Oates Land beobachtet. Die scheinbaren Apatit-Spaltspuralter variieren zwischen  $275 \pm 14$  Ma und  $43 \pm 4$  Ma (Fehler im folgenden immer  $\pm 1\sigma$ , wenn nicht anders angegeben). Die mittleren wahren



**Abb. 5.2:** Metamiktisches Zirkonpräparat mit engständiger Verwachsung. Zirkone dieser Qualität sind oft in den Proben von Oates Land zu beobachten und können für eine Spaltspuruntersuchung nicht herangezogen werden. (Maßstab 25  $\mu\text{m}$ )

Spurlängen von  $11,1 \pm 0,2$   $\mu\text{m}$  bis  $13,1 \pm 0,2$   $\mu\text{m}$  sind relativ kurz. Ihre Standardabweichungen liegen zwischen 1,2  $\mu\text{m}$  bis 1,5  $\mu\text{m}$ . Die untersuchten Granitoide und Gneise weisen keine signifikanten Unterschiede bezüglich der Altersverteilung auf. Die Ergebnisse sind vergleichbar mit denen von SCHNELLBACH (1992) und LISKER (1996).

Im Bereich der beiden Hauptstörungen (Wilson- und Exiles Thrust) sind scheinbare Apatit-Spaltspuralter zwischen  $<190$  Ma und  $\sim 140$  Ma konzentriert. Demgegenüber finden sich die ältesten scheinbaren Apatit-Spaltspuralter ( $>190$  Ma) in einem größeren Abstand zu den Hauptstörungen, z.B. nördlich der Berg Mountains ( $255 \pm 17$  Ma) oder in den Wilson Hills ( $257 \pm 12$  Ma;  $275 \pm 14$  Ma) und USARP Mountains ( $209 \pm 7$  Ma). Oberkretazische bis eozäne Apatit-Spaltspuralter sind entlang der westlichen Flanke des Rennick Gletschers akkumuliert. Diese Proben besitzen zudem die längsten wahren Spurenlängen

(>12  $\mu\text{m}$ ). Keine der Proben verfehlte bei der Berechnung der scheinbaren Alter den  $\chi^2$ -Anpassungstest, was für eine homogene Altersverteilung der Einzelkornalter innerhalb der jeweiligen Probe spricht.

Die scheinbaren **Titanit**-Spaltspuralter variieren zwischen  $266 \pm 17$  Ma und  $217 \pm 16$  Ma (Abb. 5.3 und Tab. 5.2) mit wahren Spurenlängen von  $13,1 \pm 0,2$   $\mu\text{m}$  bis  $13,4 \pm 0,1$   $\mu\text{m}$  und Standardabweichungen zwischen  $0,8$   $\mu\text{m}$  und  $1,0$   $\mu\text{m}$ . Ein Vergleich mit den wahren Spurenlängen des Mt. Dromedary Titanit-Alterstandards (Spurlängen  $13,2 \pm 0,8$   $\mu\text{m}$  mit einer Standardabweichung von  $0,8$   $\mu\text{m}$ , Mt. Dromedary, vgl. auch Anhang Abb. A.4) deutet auf eine schnelle Abkühlung der Proben unterhalb der Schließungstemperatur.

Scheinbare **Zirkon**-Spaltspuralter (Abb. 5.3 und Tab. 5.2) variieren zwischen  $279 \pm 54$  Ma und  $135 \pm 19$  Ma. Hohe Werte des  $\chi^2$ -Anpassungstests zwischen 63 bis 100 % belegen jedoch die homogene Altersverteilung der Einzelkörner. Die schlechte Qualität der Proben ermöglichte keine Längenbestimmungen an den Zirkonen, so daß über eine eventuelle thermische Überprägung keine Aussage getroffen werden kann. Eine Zirkonprobe (801) mit einem scheinbaren Alter von  $135 \pm 19$  Ma wird später noch zu interpretieren sein.

Tab. 5.1: Probenbeschreibung, Lage und Ergebnisse der Apatit-Spaltspuruntersuchung in Oates Land (Erläuterungen am Tabellenende)

Probe (Körner)	Lithologie	Lokalität [S/E]	Höhe [m]	Nd (Pd)	Ns (Ps)	Ni (pi)	Uran [ppm]	P( $\chi^2$ ) [%]	Alter [Ma $\pm 1\sigma$ ]	Länge [ $\mu\text{m} \pm 1\sigma$ ] (Spuren)	StD. [ $\mu\text{m}$ ]
805 (29)	Granit	70°14' / 161°51'	250	4110 (1,36)	608 (0,54)	2306 (2,05)	19	<5	60 $\pm$ 4	n.b.	n.b.
807 (20)	Granit	70°31' / 160°09'	1400	4502 (0,99)	2289 (1,92)	5237 (4,40)	56	<5	51 $\pm$ 3	13,1 $\pm$ 0,2 (100)	1,2
808 (18)	Granit	70°34' / 159°50'	2010	4502 (0,99)	4049 (3,57)	3275 (2,89)	36	53,9	142 $\pm$ 7	11,1 $\pm$ 0,2 (69)	1,5
809 (17)	Granit	70°31' / 159°43'	2420	4502 (0,99)	2693 (3,52)	1772 (2,31)	29	<5	175 $\pm$ 7	11,4 $\pm$ 0,2 (94)	1,6
810 (20)	Granit	70°27' / 159°41'	2040	4502 (0,99)	3983 85,25)	3183 (4,20)	53	<5	144 $\pm$ 5	11,8 $\pm$ 0,2 (102)	1,6
811 (25)	Granit	70°22' / 159°47'	1670	4110 (1,36)	3920 (3,21)	3819 83,13)	28	<5	209 $\pm$ 7	11,7 $\pm$ 0,2 (65)	1,5
812 (17)	Gneis	70°17' / 159°51'	1420	4110 (1,36)	912 (1,80)	1027 (2,03)	18	7,1	180 $\pm$ 10	11,8 $\pm$ 0,2 (100)	1,5
813 (16)	Granit	70°14' / 160°02'	900	4110 (1,36)	722 (1,81)	885 (2,22)	20	<5	169 $\pm$ 13	11,7 $\pm$ 0,2 (30)	1,4
815 (20)	Gneis	70°19' / 161°05'	130	4110 (1,36)	1187 (1,96)	2467 (4,07)	37	<5	101 $\pm$ 8	12,2 $\pm$ 0,2 (100)	1,6
820 (20)	Anatexit	69°30' / 157°07'	990	4502 (0,99)	3231 (5,80)	2631 (4,73)	60	<5	142 $\pm$ 5	11,6 $\pm$ 0,2 (102)	1,5
821 (20)	Granit	69°58' / 158°01'	1500	4502 (0,99)	2076 (2,32)	1477 (1,65)	21	42,5	161 $\pm$ 9	11,6 $\pm$ 0,2 (100)	1,8

Tab. 5.1: (Fortsetzung)

Probe (Körper)	Lithologie	Lokalität [S/E]	Höhe [m]	Nd (Pd)	Ns (Ps)	Ni (pi)	Uran [ppm]	P( $\chi^2$ ) [%]	Alter [Ma $\pm 1\sigma$ ]	Länge [ $\mu\text{m} \pm 1\sigma$ ] (Spuren)	StD. [ $\mu\text{m}$ ]
822 (20)	Diatexit	69°40'/ 158°13'	1300	4110 (1,36)	2309 (3,33)	1813 (2,62)	24	67,5	257 $\pm$ 12	11,5 $\pm$ 0,2 (100)	1,7
823 (29)	Granit	69°29'/ 157°54'	1070	4110 (1,36)	3178 (5,93)	2840 (5,30)	48	37,4	226 $\pm$ 10	11,4 $\pm$ 0,2 (100)	1,5
825 (17)	Migm.- Granulit	69°19'/ 157°38'	760	4110 (1,36)	771 (3,42)	821 (3,64)	33	97,2	191 $\pm$ 12	12,0 $\pm$ 0,2 (100)	1,5
830 (17)	Gneis	69°14'/ 156°57'	470	4502 (0,99)	3844 (7,56)	3071 (6,04)	76	<5	145 $\pm$ 5	11,8 $\pm$ 0,2 (100)	1,7
832 (16)	Granit	69°12'/ 156°02'	410	4110 (1,36)	684 (2,12)	541 (1,68)	15	42,8	255 $\pm$ 17	11,5 $\pm$ 0,2 (100)	1,6
845 (20)	Migm.- Granitoid	69°14'/ 158°11'	750	4502 (0,99)	1410 (2,21)	975 (1,53)	19	92,7	166 $\pm$ 10	11,7 $\pm$ 0,2 (100)	1,5
846a (25)	Migm.- Granitoid	69°14'/ 158°14'	100	4502 (0,99)	2257 (1,85)	1634 (1,34)	17	28,7	159 $\pm$ 8	11,8 $\pm$ 0,2 (101)	1,6
846b (20)	Granit	69°14'/ 158°14'	100	4502 (0,99)	3286 (5,39)	2053 (3,37)	42	<5	183 $\pm$ 7	12,5 $\pm$ 0,2 (100)	1,6
850 (20)	Granit	69°20'/ 157°55'	1020	4110 (1,36)	1804 (1,96)	1322 (1,44)	13	55,9	275 $\pm$ 14	12,2 $\pm$ 0,2 (100)	1,4
851 (20)	Migmatit	69°35'/ 158°01'	1000	4502 (0,99)	3512 (5,59)	1971 (3,14)	40	22,9	204 $\pm$ 10	13,1 $\pm$ 0,2 (100)	1,3
855 (12)	Apl.-Granit	69°11'/ 156°47'	150	4110 (1,36)	663 (2,90)	587 (2,57)	23	70,3	229 $\pm$ 15	12,0 $\pm$ 0,2 (100)	1,7

Tab. 5.1: (Fortsetzung)

Probe (Körner)	Lithologie	Lokalität [S/E]	Höhe [m]	Nd (Pd)	Ns (Ps)	Ni (pi)	Uran [ppm]	P( $\chi^2$ ) [%]	Alter [Ma $\pm 1\sigma$ ]	Länge [ $\mu\text{m} \pm 1\sigma$ ] (Spuren)	StD. [ $\mu\text{m}$ ]
856 (20)	Granit	69°12' / 158°02'	470	4502 (0,99)	2567 (4,14)	1469 (2,37)	30	<5	201 $\pm$ 10	12,1 $\pm$ 0,2 (100)	1,4
859 (20)	Granit	69°27' / 156°25'	1060	4502 (0,99)	2904 (5,01)	1837 (3,17)	40	<5	183 $\pm$ 8	12,3 $\pm$ 0,2 (100)	1,6
864 (15)	Granit	70°27' / 161°01'	890	4110 (1,36)	458 (1,41)	1489 (4,58)	42	<5	67 $\pm$ 7	12,6 $\pm$ 0,2 (105)	1,7
865 (18)	Granit	70°29' / 161°15'	140	4502 (0,99)	293 (0,76)	635 (1,64)	21	58,4	53 $\pm$ 4	13,1 $\pm$ 0,2 (69)	1,8
866 (15)	Granit	70°19' / 161°05'	120	4110 (1,36)	166 (0,52)	791 (2,49)	23	68,8	43 $\pm$ 4	12,2 $\pm$ 0,2 (37)	1,7

-44-

Die Messung der Spaltspurdaten erfolgte mit dem Program FT-Stage (DUMITRU, 1993) (Objektiv 100 x 10 Luft). Standard und induzierte Spuren wurden mittels Externedetektor (Glimmer), fossile Spuren an internen Mineraloberflächen ermittelt. Nd, Ns und Ni beziehen sich auf die Anzahl der gezählten Standard-, spontanen und induzierten Spuren. Pd, Ps und Pi entsprechen den Spurendichten ( $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$ ). StD. = Standardabweichung der mittleren wahren Spurenlängen. Zur Bestimmung der Spaltspuralter wurde die Zeta-Methode nach HURFORD & GREEN (1983) sowie GREEN (1986) angewendet [ $\zeta = 303,3 \pm 9,6$  für das Dosimeterglas SRM612 (U.S. National Bureau of Standards),  $\zeta = 234,3 \pm 8,6$  für das Dosimeterglas CN5 (Corning Museum)]. Bei einer  $P(\chi^2)$ -Wahrscheinlichkeit von <5% ist das *central age* (GALBRAITH & LASLETT, 1993), sonst das *pooled age* angegeben. Spurenlängenmessungen sind ausschließlich an *confined tracks* nach LASLETT et al. (1984) vorgenommen worden. Durango Apatit (Mexico) und Fish Canyon Tuff Apatit (Colorado) wurden als Alters-Standards eingesetzt. Die Bestrahlung des Probenmaterials erfolgte in der University of Wyoming (USA) sowie im Forschungsreaktor von Risø (Dänemark) jeweils mit  $1 \times 10^6$  Neutronen  $\text{cm}^{-2}$ .

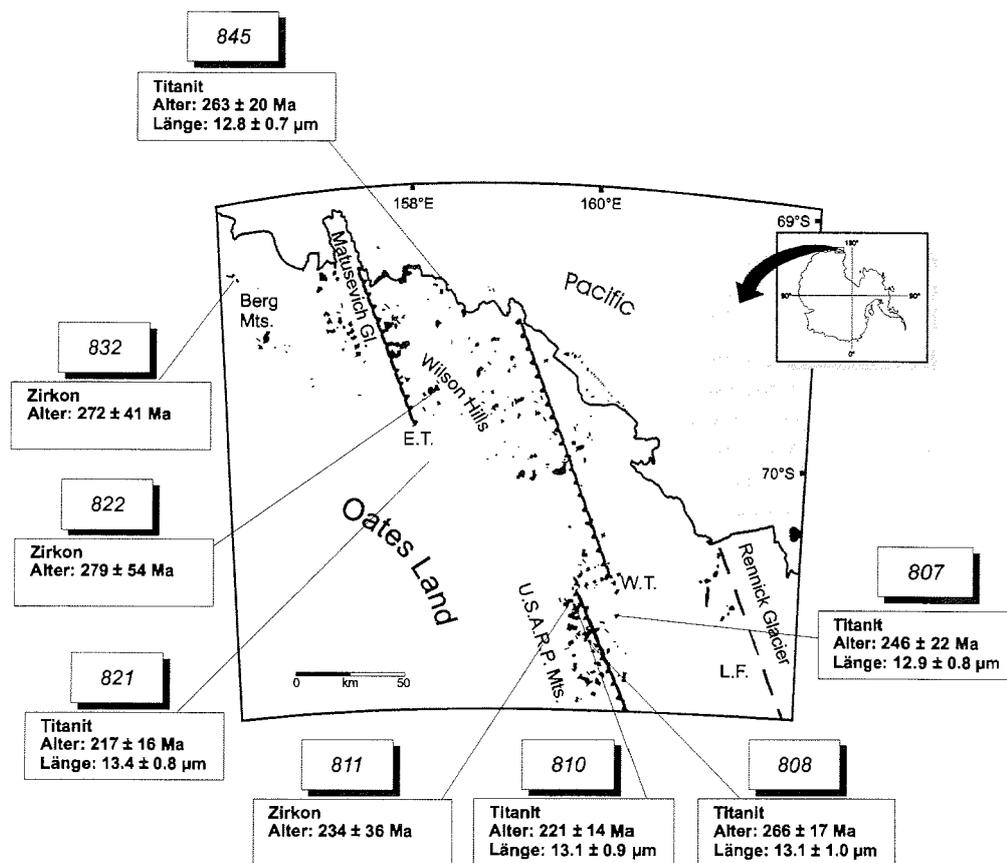
Tab. 5.2: Probenbeschreibung, Lage und Ergebnisse der Titanit- und Zirkon-Spaltspuruntersuchung in Oates Land (Erläuterungen am Tabellenende)

Probe (Körner)	Lithologie (Mineral)	Lokalität [S/E]	Höhe [m]	Nd (Pd)	Ns (Ps)	Ni (pl)	Uran [ppm]	$P(\chi^2)$ [%]	Alter [Ma $\pm 1\sigma$ ]	Länge [ $\mu\text{m} \pm 1\sigma$ ] (Spuren)	StD. [ $\mu\text{m}$ ]
807 (7)	Granit (Titanit)	70°31' / 160°09'	1400	4424 (1,46)	487 (5,28)	209 (2,26)	57	52,4	246 $\pm$ 22	12,9 $\pm$ 0,1 (36)	0,75
808 (13)	Granit (Titanit)	70°34' / 159°50'	2010	4424 (1,46)	1384 (4,22)	548 (1,67)	42	86,0	266 $\pm$ 17	13,1 $\pm$ 0,1 (40)	1,0
810 (14)	Granit (Titanit)	70°27' / 159°41'	2040	4424 (1,46)	1226 (3,45)	587 (1,65)	41	18,1	221 $\pm$ 14	13,1 $\pm$ 0,1 (40)	0,9
821 (12)	Granit (Titanit)	69°58' / 158°01'	1500	4424 (1,46)	702 (6,27)	341 (3,05)	77	100	218 $\pm$ 17	13,4 $\pm$ 0,1 (36)	0,8
845 (10)	Migm.- Granitoid (Titanit)	70°29' / 161°3'	750	4424 (1,46)	751 (8,71)	301 (3,49)	88	48,8	263 $\pm$ 20	12,8 $\pm$ 0,1 (46)	0,7
801 (6)	Leukogranit (Zirkon)	70°33' / 164°04'	30	1186 (0,82)	273 (31,6)	101 (11,7)	521	63,3	136 $\pm$ 19	n.b.	n.b.
811 (10)	Granit (Zirkon)	70°22' / 159°47'	1670	1186 (0,82)	324 (22,5)	69 (4,79)	214	100	234 $\pm$ 36	n.b.	n.b.
822 (7)	Diatexit (Zirkon)	69°40' / 158°13'	1300	1186 (0,82)	208 (20,6)	37 (3,67)	164	100	279 $\pm$ 54	n.b.	n.b.

Tab. 5.2: (Fortsetzung)

Probe (Körner)	Lithologie (Mineral)	Lokalität [S/E]	Höhe [m]	Nd (Pd)	Ns (Ps)	Ni (pi)	Uran [ppm]	P( $\chi^2$ ) [%]	Alter [Ma $\pm$ 1 $\sigma$ ]	Länge [ $\mu\text{m} \pm 1\sigma$ ] (Spuren)	StD. [ $\mu\text{m}$ ]
832 (8)	Granit (Zirkon)	69°12' / 157°6'	410	1186 (0,82)	384 (33,3)	70 (6,08)	271	100	272 $\pm$ 41	n.b.	n.b.

Die Messung der Spaltspurdaten erfolgte mit dem Program FT-Stage (DUMITRU, 1993) (Titanit: Objektiv 100 x 1,6 x 10 Luft; Zirkon: Objektiv 100 x 2,0 x 10 Öl). Standard und induzierte Spuren wurden mittels Externedetektor (Glimmer), fossile Spuren an internen Mineraloberflächen ermittelt. Nd, Ns und Ni beziehen sich auf die Anzahl der gezählten Standard-, spontanen und induzierten Spuren. Pd, Ps und Pi entsprechen den Spurendichten ( $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$ ). StD. = Standardabweichung der mittleren wahren Spurenängen. Zur Bestimmung der Spaltspuralter wurde die Zeta-Methode nach HURFORD & GREEN (1983) sowie GREEN (1986) angewendet [(Titanit.- = 147  $\pm$  5 für das Dosimeterglas CN5; Zirkon.- = 123  $\pm$  9 für das Dosimeterglas CN2 (Corning Museum)]. Bei einer P( $\chi^2$ )-Wahrscheinlichkeit von <5% ist das *central age* (Galbraith & Laslett, 1993), sonst das *pooled age* angegeben. Spurenängenmessungen wurden ausschließlich an horizontalen ("confined tracks") nach Laslett et al. (1984) vorgenommen. Mt. Dromedary Titanit (Australien) und Fish Canyon Tuff Zirkon (Colorado) sind als Alters-Standards eingesetzt worden. Die Bestrahlung des Probenmaterials erfolgte im Forschungsreaktor von Risø (Dänemark). Die Neutronendosis war für Titanit  $1 \times 10^{16}$  und für Zirkon  $1 \times 10^{15}$  Neutronen pro  $\text{cm}^2$ .



**Abb. 5.3:** Ergebnisse der Titanit- und Zirkon-Spaltspuranalysen in Oates Land. Angegeben sind sowohl die scheinbaren Alter als auch die mittleren wahren Spurenlängen. E.T.: Exiles Thrust; W.T.: Wilson Thrust; L.F.: Lanterman Fault.

### 5.1.2. Interpretation der Spaltspurenergebnisse von Oates Land

Die Ergebnisse der Spaltspuruntersuchungen von Oates Land lassen auf eine komplexe niedrigthermale Entwicklung unterhalb etwa 350° C schließen.

Sowohl die Titanit- (266 ± 17 bis 217 ± 16 Ma), Zirkon- (279 ± 54 bis 135 ± 19 Ma) als auch die scheinbaren Apatit-Spaltspuralter zwischen 275 ± 14 Ma und 43 ± 4 Ma sind wesentlich jünger als durch konventionelle radiometrische Datierungsverfahren gewonnene Basementalter des Untersuchungsgebietes (z.B. ADAMS, 1986; KREUZER et al., 1981, 1987).

Erst permo-triassisch (260 ± 20 Ma) erfuhr das Grundgebirge von Oates Land eine rasche Abkühlung, welche durch die Titanit- und Zirkon-Spaltspurdaten

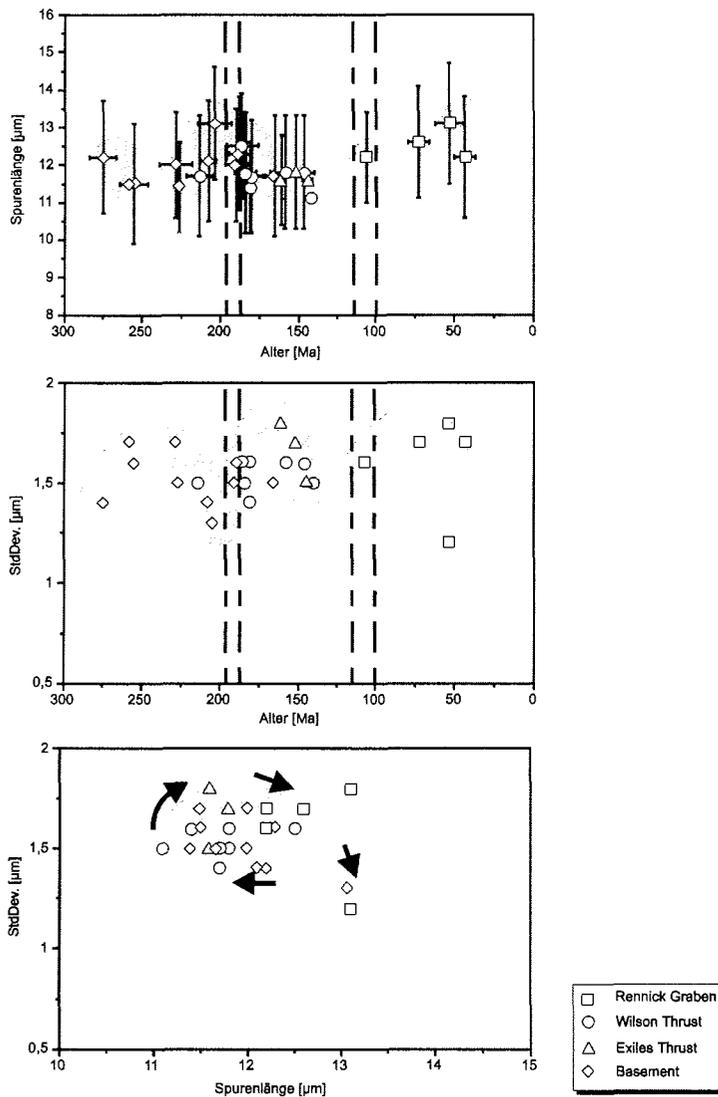
angezeigt wird. Das Grundgebirge wurde auf Temperaturen unterhalb von ca. 280° C bis 250° C (Titanit- bzw. Zirkon-Spaltspur-Schließungstemperatur) abgekühlt. Die langen wahren Titanit-Spaltspuren beweisen, daß das Grundgebirge sehr schnell durch die Titanit-PAZ (vgl. Kapitel 3.3.2.) gehoben wurde.

Mit Ausnahme der Rennick Proben repräsentieren die Apatit-Spaltspurdaten Mischalter. Entlang der Störungssysteme belegen die Apatit-Spaltspurdaten zwei ausgeprägte thermo-tektonische Überprägungen während des Jura und in der mittleren Kreide. Dokumentiert wird dies sowohl durch das Verhältnis von Apatit-Spaltspuraltern zu den wahren mittleren Spurenlängen als auch durch das Verhältnis von Apatit-Spaltspuraltern zu den Standardabweichungen der mittleren wahren Spurenlängen (Abb. 5.4).

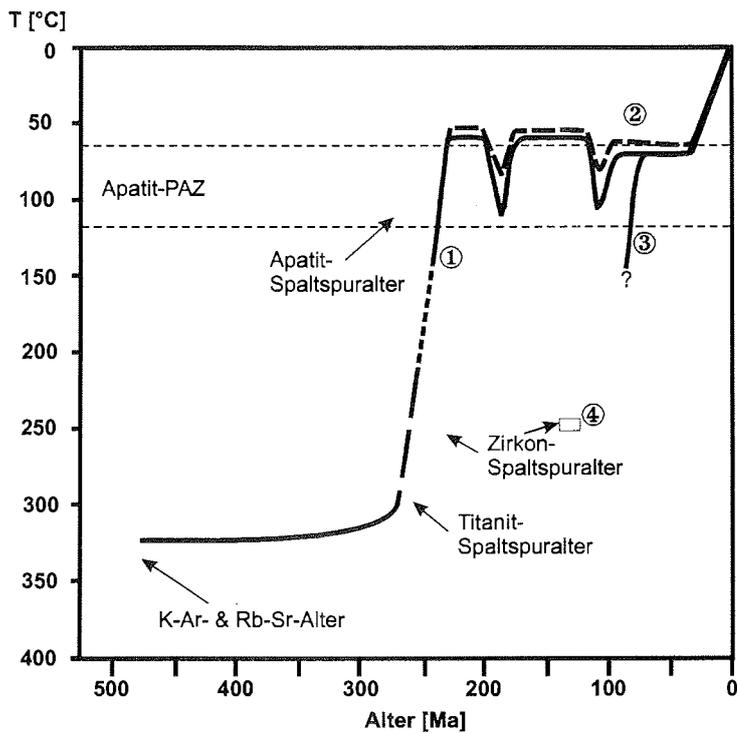
In Abbildung 5.4 wird deutlich, daß sowohl die ältesten als auch die jüngsten Proben zu relativ langen wahren Spurenlängen tendieren (12,9 bis 13,1  $\mu\text{m}$ ). Im Jura (~185 Ma) und während der Kreide (~100 Ma) werden erneut relativ lange Spuren (~13  $\mu\text{m}$ ) mit dazu korrespondierenden geringeren Standardabweichungen akkumuliert. Demgegenüber weisen alle übrigen Proben kürzere mittlere wahre Spurenlängen mit größeren Standardabweichungen auf. Solche Muster ("Boomerang-Plot") spiegeln ein thermisches Ausheilen bzw. thermisch bedingtes Verkürzen von latenten Spaltspuren unter erhöhten Paläotemperaturen mit anschließender erneuter Abkühlung wieder (z.B. GREEN, 1986; O'SULLIVAN et al., 1996).

Aufgrund der vorliegenden Apatit-Spaltspurenergebnisse ist eine Interpretation der prä-kretazischen Entwicklung nur durch die Modellierung der Daten möglich. Um  $180 \pm 10$  Ma werden die Gesteine Oates Lands durch ein thermisches Ereignis überprägt, was durch die Modellierungen der Apatit-Spaltspurdaten wiedergegeben wird (Abb. 5.5 und Anhang Abbildungen A.1 bis A.3). Abhängig von der regionalen Lage werden die Proben unterschiedlich von diesem Ereignis erfaßt. Insbesondere im Bereich der Exiles und Wilson Thrust verursachte das jurassische Ereignis erhöhte Paläotemperaturen. Hieraus resultierten kurze wahre mittlere Spurlängen und junge (jurassische) scheinbare Apatit-Spaltspuralter. In größerer Entfernung zu den Störungssystemen wurden die Proben ebenfalls thermisch beeinflusst, jedoch in geringerem Ausmaß. In diesen Bereichen erhielten sich die älteren scheinbaren Apatit-Spaltspuralter aufgrund einer geringeren thermischen Überprägung. Im Anschluß an das jurassische Ereignis kühlten die Gesteine innerhalb von maximal 5 Ma auf Temperaturen zwischen 60°C und etwa 45° C ab. Während der mittleren Kreide um  $100 \pm 10$  Ma (Abb 5.5) wurde das Basement erneut thermisch überprägt. Dabei wurden störungsgebundene und störungsferne Proben auf Temperaturen zwischen 90 und 60° C aufgeheizt.

Entlang des Rennick-Gletschers wurden die Proben erst in der mittleren bis oberen Kreide auf Temperaturen der Apatit-PAZ und darunter rasch abgekühlt. Eine mögliche Abkühlung während der unteren Kreide oder früher ist wegen des raschen Durchlaufens durch die PAZ um 100 Ma nicht mehr nachzuweisen. Im Anschluß an dieses kretazische Ereignis stabilisiert sich das Temperaturfeld und das Basement verblieb bis zum Känozoikum im Bereich von 65° C bis 45° C. Während des Eozäns-Oligozäns begann die endgültige Abkühlung und Heraushebung/ Denudation des Grundgebirges (Abb. 5.5).



**Abb. 5.4:** Beziehung zwischen der Verteilung der wahren Spurlängen und der geologischen Interpretation der Apatit-Spaltspuralter Oates Lands. Die Spurlängen-Maxima und -Minima deuten auf zwei thermische Ereignisse hin um 180 bzw. 110 Ma. Die in der unteren Abbildung angegebene Schleife deutet den Gang vom Abkühlungsalter hin zu den Überprägungsaltern an.



**Abb. 5.6:** Darstellung der thermo-tektonischen Entwicklung von Oates Land. Nach der metamorphen Überprägung und Intrusion der Granite um 480 Ma (K-Ar & Rb-Sr-Alter) kam es zur thermischen Stabilisierung des Grundgebirges. Erst um 260 Ma (Titanit- und Zirkon-Spaltspuralter) begann die schnelle Abkühlung und Hebung/Denudation von Oates Land. Die modellierten Apatit-Spaltspuralterergebnisse belegen im Jura (~180 Ma) eine thermische Überprägung des Basements. Diese Überprägung führte zu differenzierter Beeinflussung der Proben. **Pfad 1** entspricht Proben entlang der paläozoisch angelegten Störungen, **Pfad 2** Proben im ungestörten Bereich des Grundgebirges. Nach diesem thermischen Ereignis kühlte das Basement auf Temperaturen im Top-Bereich der PAZ ab. Nach einer Phase längerer thermischer und tektonischer Ruhe kam es in der mittleren Kreide zu einer erneuten thermischen Überprägung des Grundgebirges. Die Proben verblieben nach diesem Ereignis bis zum Eozän-Oligozän in einem Temperaturbereich innerhalb der PAZ. Mit dem Eozän-Oligozän begann die Heraushebung/Denudation des Grundgebirges von Oates Land. **Pfad 3** entspricht Proben entlang des Rennick Grabens (NVL). Diese Proben kühlten erst um 100 Ma rasch ab und gelangten in das Temperaturfeld der PAZ. Auch entlang des Rennick Grabens führten Hebungs-/ Denudationsprozesse seit dem Eozän-Oligozän zur Ausbildung der orogenen Einheiten. Das Zirkon-Spaltspuralter (4) stammt von einer Probe aus dem Robertson Bay Bereich und ist als Mischalter zu interpretieren (Vergleiche dazu 5.1.2 und 5.1.3).

### 5.1.3. Diskussion der thermo-tektonischen Entwicklung Oates Lands

Nach der Platznahme der Granitoide und metamorphen Überprägung des Grundgebirges von Oates Land zwischen 490 und 470 Ma (KREUZER et al. 1981, 1987; SCHÜSSLER & HENJES-KUNST, 1994) kühlte das Basement im Oberkambrium-Ordovizium auf Temperaturen unter 350 bis 300° C ab. Die von Schüssler et al. (1995a, b, 1997) berechneten Abkühlraten von 15 bis 18° / Ma zwischen 468 ± 5 und 473 ± 5 Ma müssen sich noch im unteren Paläozoikum signifikant verändert haben. Die vorliegenden Titanit- und Zirkon-Spaltspuralter belegen für das Perm Temperaturen von 250° bis 280° C (Spaltspur-Schließungstemperaturen) im Grundgebirge von Oates Land (Abb. 5.5).

Die mittleren wahren Spaltspurlängen der Titanitproben von ~13 µm sind Indiz für das Einsetzen einer schnellen permo-triassischen Abkühlung des Grundgebirges von Oates Land (SCHÄFER et al., 1997). Diese rasche Abkühlung impliziert, daß das Grundgebirge zu permo-triassischer Zeit eine intrakratonale Hebung/ Denudation im Bereich von Oates Land/ NVL erfahren hat. Die permo-triassische rasche Hebung/ Denudation des Grundgebirges von NVL steht wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Mobilisation von Magmen in oberen Krustenstockwerken (WOOLFE & BARRETT, 1995). Hierdurch wurden Bereiche des Grundgebirges gehoben und es kam zeitgleich zur Ausbildung eines intrakontinentalen Beckens (Abb. 5.6). WOOLFE & BARRETT (1995) diskutieren die Sedimentation permo-triassischer Sedimente (Beacon Supergroup) in Victoria Land innerhalb dieses Beckens. Schon SCHMIDT & ROWLEY (1986) gehen von einem überwiegend extensionalen Szenario aus und vermuten die Anlage eines kontinentalen Rifts während des Juras längs des Transantarktischen Gebirges. WOOLFE & BARRETT (1995) nehmen vergleichbares für NVL an und geben einen triassischen bis früh jurassischen Mantel-Plume als Ursache an, der im Jura die Ausbildung eines kontinentalen "failed rift" im Ross Meer-Bereich initiierte (Abb. 5.6).

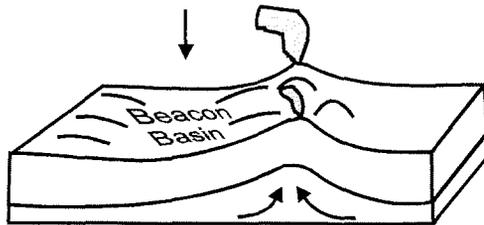
Aufgrund von geochemischen Untersuchungen devonischer Granodiorite in Tasmanien und NVL vermuten FIORETTI et al. (1997), daß beide magmatische Provinzen von einer gemeinsamen granitischen Quelle stammen ("Gondwanian granite source terrane"). In beiden Gebieten lassen sich granodioritische Plutone entlang der Oberfläche aushalten, die ursprünglich in unterschiedliche Krustenniveaus intrudierten. Die Heraushebung dieser Plutone führte in Tasmanien zur Sedimentation der permischen Parmeener Supergroup. FIORETTI et al. (1997) nehmen vergleichbare vertikale Bewegungen für NVL vor dem eigentlichen Auseinanderbrechen Gondwanas an, die zur Sedimentation der Beacon Supergroup führten.

Während des Jura (~180 Ma) führte das Ferrar-Ereignis zur thermischen Überprägung entlang der paläozoischen Störungen und des Grundgebirges. Jurassische Vulkanite lassen sich jedoch nur noch vereinzelt im Westen von Oates Land nachweisen. Während des Ferrar-Ereignisses kam es im Grundgebirge zu keinen Hebungsprozessen, was anhand von Modellierungen festgestellt werden kann (Abb. 5.5). Im Anschluß an dieses Ereignis wurden die Isothermen nicht rasch abgesenkt. Wahrscheinlich läßt sich das sehr junge scheinbare Zirkon-Spaltspuralter der Probe 801 (135 ± 19 Ma) auf das Ferrar

Ereignis zurückführen. Diese Probe stammt aus dem Robertson Bay Terrane, östlich vom Rennick Graben. Im Vergleich zu den anderen Zirkon-Spaltspuraltern (~260 Ma) sind in dieser Probe die reliktschen Alter ausgeheilt bzw. verjüngt worden.

Während der mittleren Kreide ( $110 \pm 10$  Ma) wurden die Grundgebirgseinheiten von einem weiteren thermischen Ereignis erfaßt (Abb. 5.6), welches in Zusammenhang mit der Trennung von Australien/ Tasmanien und der Antarktis steht. Tessensohn (1994) beschreibt die Separierung und Ausbildung des Westantarktischen Riftsystems (WARS) als ein dreistufiges Szenario. In einer ersten *continental shearing* Phase um 100 Ma (*"Rennick Thermal Event"* nach ROLAND & TESSEN SOHN, 1987) wurden das Rennick Becken (onshore) und das Victoria Land Becken (offshore) sowie der Rennick Graben als failed rift ausgebildet. Die Datierung dieses initialen Ereignisses konnte bisher nur indirekt vorgenommen werden. Zahlreiche Hinweise in den jurassischen vulkanogenen Gesteinen des Rennick Grabens und seiner Flanken (120-90 Ma K/Ar-Alter; KREUZER et al., 1981) und kretazisch beeinflusste Alter in der Mesa Range (ELLIOT & FOLAND, 1986; MENSING et al., 1988; FLEMING et al., 1993; FOLAND et al., 1993) belegen dieses thermische Ereignis.

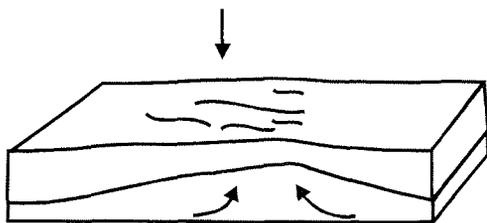
**(A) Perm-Trias**



- Titanitalter weisen auf erhöhte Paläotemperaturen
- Verbreiteter saurer Vulkanismus

Erste Mobilisation von Ferrar Magmen (mantle plume ?) in die obere Kruste

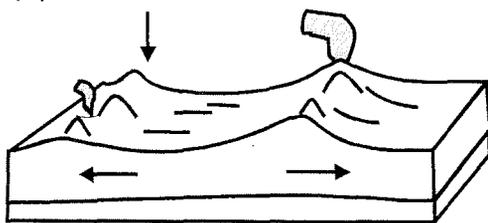
**(B) Obere Trias-Unterer Jura**



- Titanit-Spaltspurlängen deuten auf eine schnelle Hebung/ Denudation

Weitere Mobilisation von Ferrar Magmen (mantle plume ?) in die obere Kruste

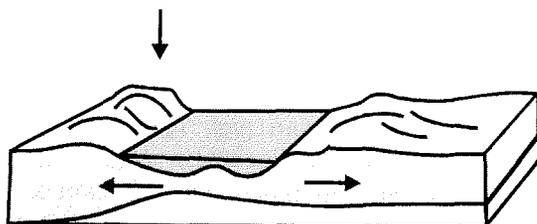
**(C) Mittlerer Jura**



- Apatit-Spaltspursystem wird durch ein thermisches Ereignis (Ferrar Event) beeinflusst
- Weitverbreiteter tholeiitischer Magmatismus (~180 Ma)

Anlage eines intrakontinentalen Riftsystems ?

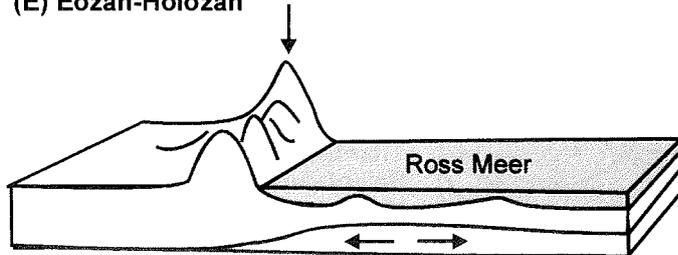
**(D) Untere bis Obere Kreide**



- Apatit-Spaltspurdaten datieren die initiale Phase des WARS
- Die Modellierungen deuten auf keine nennenswerten Hebungsprozesse

**Abb. 5.6:** Blockdiagramm der thermo-tektonischen Entwicklung von Oates Land und NVL. (Erläuterungen siehe 5.1.3). WARS (Westantarktische Riftsystem), TAM (Transantarktische Gebirge). Pfeil markiert die Lage des TAM.

(E) Eozän-Holozän



- Beginn der Hebung/ Denudation des TAM um  $40 \pm 10$  Ma wird durch die Apatit-Modellierungen angezeigt
- In Richtung ostantarktischen Kraton abnehmende Hebungs-/ Denudations-Beträge

Abb. 5.6: (Fortsetzung).

Angesichts der vorliegenden Daten ist jedoch nicht von einer Heraushebung/ Denudation des Transantarktischen Gebirges seit der mittleren Kreide auszugehen. Vielmehr sind nach der initialen Phase des WARS (~100 Ma) basierend auf den Modellierungen der vorliegenden Apatit-Spaltpuruntersuchungen keine vertikalen Bewegungen nachzuweisen. Dieses führte dazu, daß die untersuchten Proben im Topbereich der PAZ oder unmittelbar darüber bis ins Eozän verblieben (Abb. 5.5). In der zweiten Phase ( $\pm 60$  Ma) wurden Australien/ Tasmanien endgültig von der Antarktis getrennt. HINZ et al. (1990) geben für diese Phase auf der tasmanischen Seite ein Alter von 53 Ma an. Diese Phase wird offensichtlich auf der antarktischen Seite nur von expansiven Bewegungen begleitet (Abb. 5.5 und 5.6). Seit dem Spät-Eozän (~40 Ma) findet in einer dritten Phase die endgültige Entwicklung des WARS statt. Die Anlage von N-S gerichteten Extensionsstrukturen sowie NE-SW orientierter Verwerfungen charakterisieren diese letzte Phase, welche von riftbezogenem Alkali-Vulkanismus und Plutonismus begleitet wird.

Für die letzte Phase belegen die Daten und Modellierungen der Apatit-Spaltpuruntersuchungen rasche Hebungs-/ Denudationsprozesse (Abb. 5.5 und Anhang Abb. A.1 bis A.3) und sind vergleichbar mit den Daten von LISKER (1996). Erst während der endgültigen Entwicklung des WARS (~40 Ma) kommt es auch zu Vertikalbewegungen innerhalb des Grundgebirges (Abb. 5.6), was durch die raschen Abkühlungspfade in den Modellen (vgl. Abb. 5.5) zum Ausdruck kommt. Bisherige Spaltspurdaten in NVL und southern Victoria Land datieren ebenfalls zu dieser Zeit (50-40 Ma) eine Hauptphase der Hebung des Transantarktischen Gebirges (z.B. FITZGERALD et al., 1986; FITZGERALD & GLEADOW, 1988, 1990; FITZGERALD, 1992; BALESTRIERI et al., 1994a).

Zu Beginn der Hebung/ Denudation im Eozän-Oligozän befanden sich die Proben am Top oder unmittelbar oberhalb der Apatit-PAZ. Die tiefergelegenen Proben (Probe 812, Höhe = 1420 m) befanden sich zu dieser Zeit im Bereich der 65° C-Isotherme, topografisch höhergelegene Proben (Probe 809, Höhe = 2420 m) vermutlich im Bereich von 40 °C (Anhang Abb. A.1 ). Dieser Differenz entspricht ein thermischer Gradient von ca. 25 °C/km. D.h., die Proben befanden sich in einer relativen Tiefe von ca. 2,6 bis 1,4 km. Somit ist ein scheinbarer Denudationsbetrag von ca. 4 km für die Region westlich des Rennick Gletschers anzunehmen. Setzt man ein bereits vorhandenes Relief von bis zu 500 m voraus, so ist das Basement seit dem Eozän-Oligozän um etwa 3,5 km gehoben worden, was einer Hebungsrate von bis zu 85 m/Ma entsprechen würde. Dieser Betrag ist vergleichbar mit Hebungsbeiträgen früherer Arbeiten und zeigt deutlich die abnehmende Tendenz der scheinbaren Hebungs-/ Denudationsbeiträge von southern Victoria Land (~10 km) nordwestwärts in Richtung Oates Land (3-4 km) (GLEADOW & FITZGERALD, 1988; BALESTRIERI et al., 1994b; LISKER, 1996). Die Ergebnisse der vorliegenden Titanit-, Zirkon- und Apatit-Spaltspuruntersuchung belegen eine mehrstufige thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land wie sie bereits von LISKER (1996) postuliert wurde.

Die vorliegende Arbeit zeigt deutlich die Kombination der konventionellen und dynamischen thermischen Beeinflussung des Apatit-Spaltspursystems, was sich sowohl in den Mischaltern als auch in der Spaltspurlängen-Verteilung und den Modellierungen der Proben ausdrückt. Es ist anzunehmen, daß bevorzugt entlang der kambro-ordovizischen Störungssysteme (Exiles und Wilson Thrust) während des Ferrar-Ereignisses und während des Rennick Thermal Events Fluide migrierten und zu einer thermischen Überprägung des Nebengesteins führten. Diese Fluide bewirkten ein Anheben der Isothermen innerhalb der Kruste (*“thermal doming”*, SCHÄFER & OLESCH, 1996, 1997; LISKER & SCHÄFER, 1996) und der damit verbundenen Anhebung der Apatit-PAZ. Hieraus resultieren die teilweise bis vollständig ausgeheilten Spaltspuren und die relativ jungen scheinbaren Apatit-Spaltspuralter.

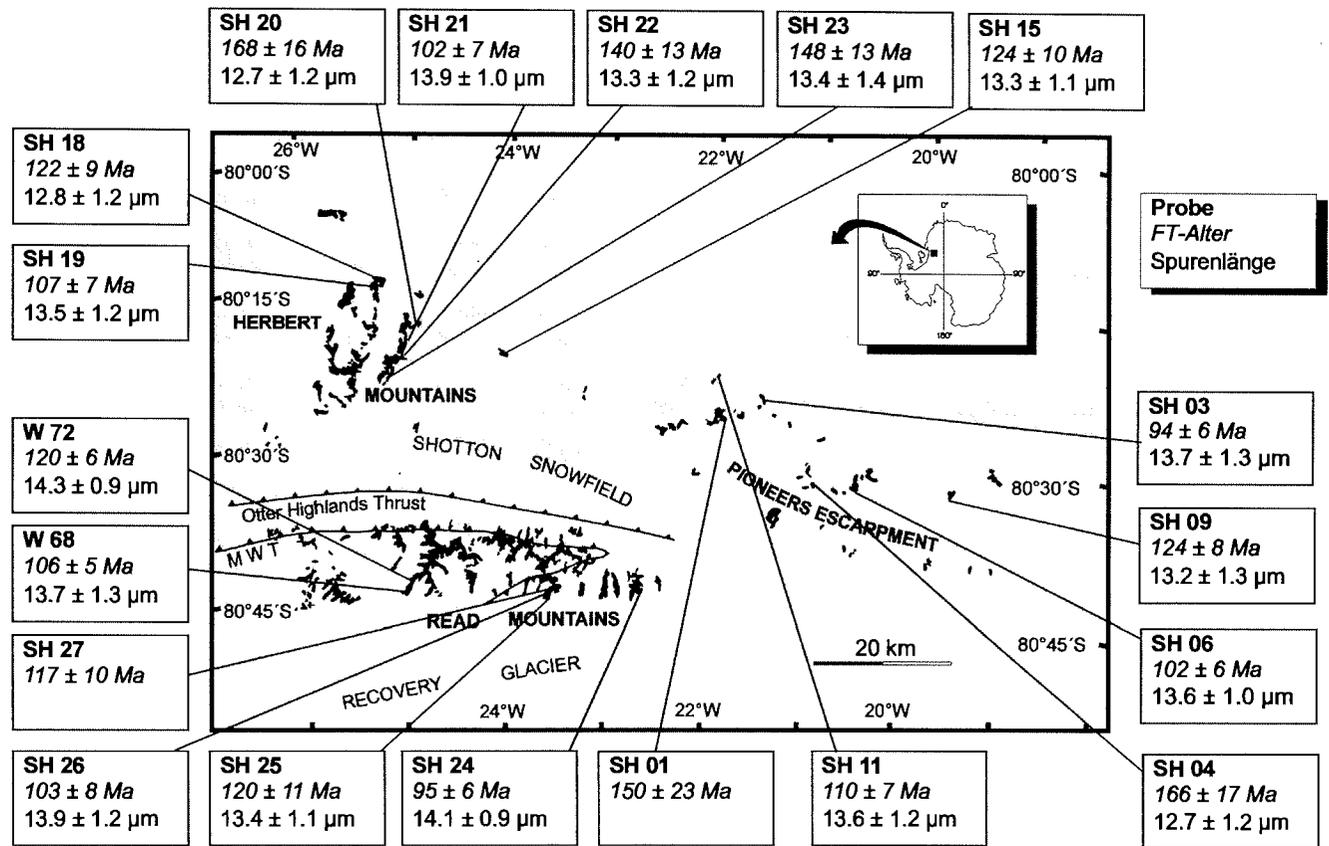
## **5.2. Shackleton Range**

### **5.2.1. Ergebnisse der Spaltspuruntersuchungen in der Shackleton Range**

In der Shackleton Range wurden 7 Apatit-Proben aus den Herbert Mountains, 6 Proben aus dem Pioneers Escarpment sowie 4 Proben aus den Read Mountains analysiert (Abb. 5.7; Tab. 5.3 ). Nur eine Probe (SH 04) verfehlte den  $\chi^2$ -Anpassungstest, wobei alle anderen Ergebnisse sehr hohe  $P(\chi^2)$ -Werte erzielten. Dies spricht für eine homogene Verteilung der Einzelkornalter innerhalb der jeweiligen Probe. Die scheinbaren Apatit-Spaltspuralter der Shackleton Range variieren zwischen  $168 \pm 16$  Ma und  $94 \pm 6$  Ma (Abb. 5.7). Deutlich zeigen die Apatit-Spaltspuralter regionale Unterschiede (Abb. 5.7). Die scheinbaren Apatit-Spaltspuralter korrelieren deutlich mit den Probenhöhen (Abb. 5.8). Um  $110 \pm 10$  Ma ändert sich jedoch der Gradient der Höhen-Alter-Relation sowohl für die Proben der Herbert Mts. als auch für die des Pioneers

Escarpment. Die Proben oberhalb der Gradientenänderung tendieren zu kürzeren Spurlängen (Abb. 5.8). Diese Gradientenänderung ist in den Herbert Mts. zwischen 900-1000 m und im Pioneers Escarpment um 1300 m topographischer Höhe aufgeschlossen.

Die mittleren wahren Spaltspurlängen von  $14,1 \pm 0,1 \mu\text{m}$  bis  $12,7 \pm 0,2 \mu\text{m}$  bei Standardabweichungen von 0,9 bis  $1,3 \mu\text{m}$  sind relativ lang, belegen jedoch einen thermischen Einfluß auf einige der Proben. Auch die Spaltspurlängen korrelieren mit der Probenhöhe und zeigen ebenfalls die unterschiedliche Höhenlage der Gradientenänderung an. Hierauf soll später noch eingegangen werden. Untersuchungen von SCHNELLBACH (1992) lieferten vergleichbare Ergebnisse. Allerdings konnten die von SCHNELLBACH (1992) vorgelegten einheitlichen Alter von  $100 \pm 20 \text{ Ma}$  nicht bestätigt werden.



**Abb. 5.7:** Ergebnisse der Apatit-Spaltspuruntersuchung und regionale Verteilung der Proben in der Shackleton Range. Dargestellt sind Probennummer (fett), scheinbares Spaltspurafter (kursiv) und mittlere Spurlängen.

Tab. 5.3: Probenbeschreibung, Lage und Ergebnisse der Apatit-Spaltspuruntersuchung in der Shackleton Range (Erläuterungen am Tabellenende)

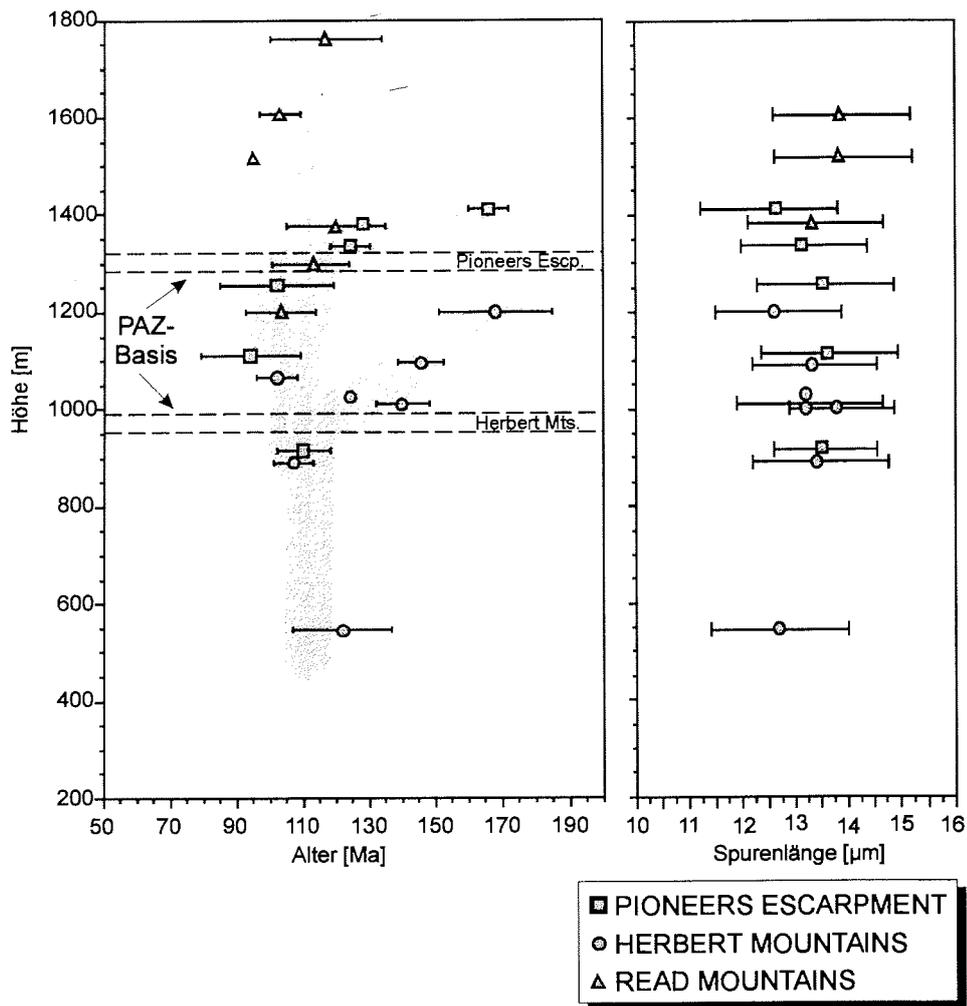
Probe (Körner)	Lithologie	Lokalität [W/S]	Höhe [m]	Nd (Pd)	Ns (Ps)	Ni (pi)	Uran [ppm]	P( $\chi^2$ ) [%]	Alter [Ma $\pm 1\sigma$ ]	Länge [ $\mu\text{m} \pm 1\sigma$ ] (Spuren)	StD. [ $\mu\text{m}$ ]
SH 01 (17)	Meta- Turbidit	21°54' / 80°26,5'	1380	3171 (1,05)	185 (1,33)	151 (1,09)	13	5,1	150 $\pm$ 23	n.b.	n.b.
SH 03 (20)	Meta- Turbidit	21°32' / 80°25,3'	1110	3171 (1,05)	1036 (1,63)	1156 (1,82)	22	56,1	94 $\pm$ 6	13,7 $\pm$ 0,1 (88)	1,3
SH 04 (19)	Myl.-Gneis	20°45' / 80°33,0'	1410	3171 (1,05)	670 (1,35)	429 (0,86)	10	<5	166 $\pm$ 17	12,7 $\pm$ 0,2 (34)	1,2
SH 06 (20)	Gneis	20°33' / 80°32,2'	1255	3171 (1,05)	1572 (2,35)	1614 (2,41)	29	10,3	102 $\pm$ 6	13,6 $\pm$ 0,1 (71)	1,0
SH 09 (20)	Gneis	19°36' / 80°32,7'	1335	3171 (1,05)	821 (0,43)	689 (0,36)	4	98,8	124 $\pm$ 8	13,2 $\pm$ 0,2 (68)	1,3
SH 11 (20)	Gneis	21°58' / 80°22,4'	915	3171 (1,05)	1004 (1,90)	950 (1,79)	21	74,7	110 $\pm$ 7	13,6 $\pm$ 0,1 (92)	1,1
SH 15 (20)	Gneis	24°2' / 80°20,7'	1025	3171 (1,05)	496 (0,83)	416 (0,69)	8	85,6	124 $\pm$ 10	13,3 $\pm$ 0,2 (44)	1,1
SH 18 (12)	Migm. Gneis	25°15' / 80°13,6'	545	3171 (1,05)	573 (2,51)	492 (2,15)	26	34,3	122 $\pm$ 9	12,8 $\pm$ 0,2 (30)	1,2
SH 19 (15)	Migm. Gneis	25°15' / 80°15,4'	890	3171 (1,05)	693 (2,36)	674 (2,30)	27	48,1	107 $\pm$ 7	13,5 $\pm$ 0,3 (13)	1,2
SH 20 (15)	Migm. Gneis	24°55' / 80°18,2'	1200	3171 (1,05)	389 (1,66)	241 81,03	12	57,7	168 $\pm$ 16	12,7 $\pm$ 0,2 (26)	1,2
SH 21 (20)	Migm. Gneis	24°58' / 80°19,1'	1065	3171 (1,05)	864 (1,31)	889 (1,35)	16	77,8	102 $\pm$ 7	13,9 $\pm$ 0,1 (86)	0,9

Tab. 5.3: (Fortsetzung)

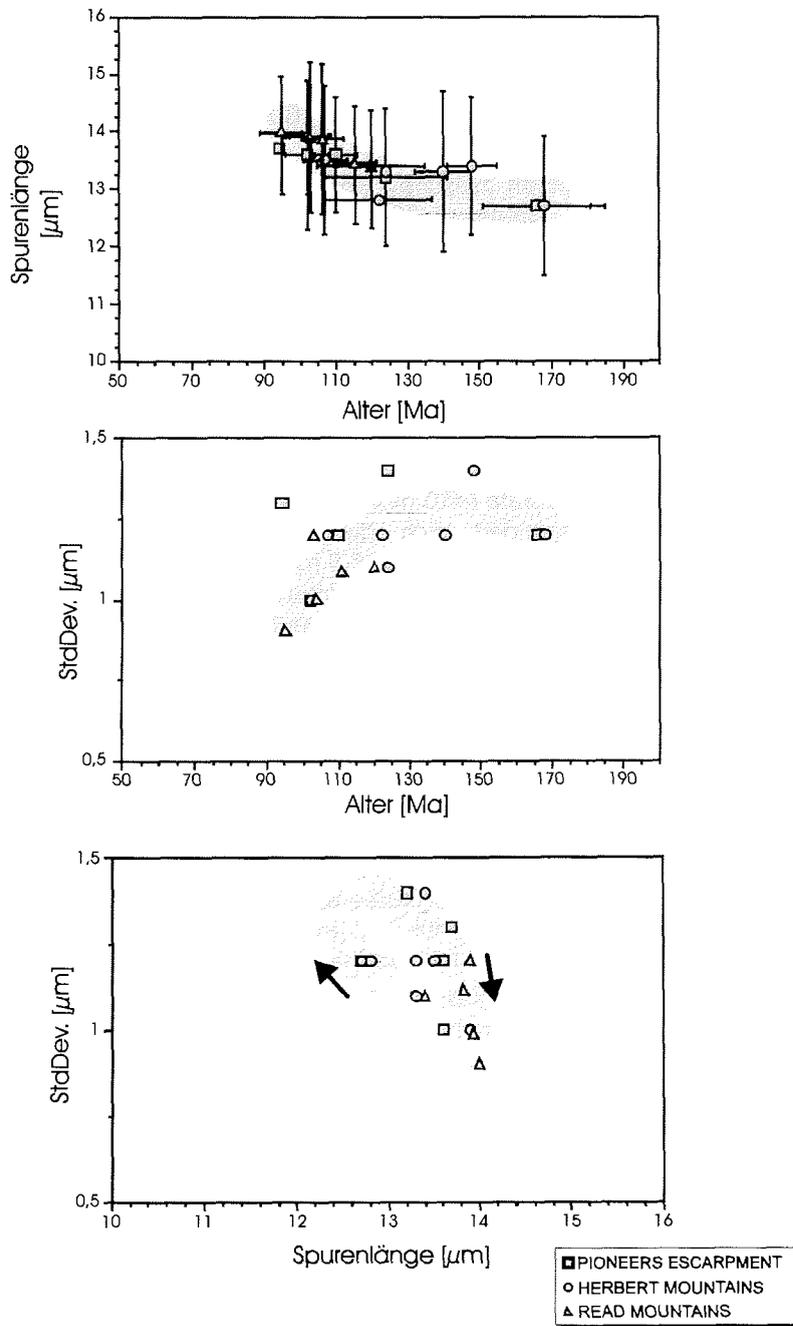
Probe (Körner)	Lithologie	Lokalität [W/S]	Höhe [m]	Nd (Pd)	Ns (Ps)	Ni (pi)	Uran [ppm]	P( $\chi^2$ ) [%]	Alter [Ma $\pm 1\sigma$ ]	Länge [ $\mu\text{m} \pm 1\sigma$ ] (Spuren)	StD. [ $\mu\text{m}$ ]
SH 22 (20)	Gneis	25°11' 80°20,9'	1010	3171 (1,05)	385 81,119	287 (0,83)	10	78,2	140 $\pm$ 13	13,3 $\pm$ 0,2 (28)	1,2
SH 23 (18)	Gneis	25°6' 80°22,4'	1340	3171 (1,05)	460 (1,02)	323 (0,71)	9	53,8	148 $\pm$ 13	13,4 $\pm$ 0,3 (31)	1,4
SH 24 (20)	Meta- Turbidit	22°41' 80°41,8'	1515	3171 (1,05)	988 (1,92)	1088 (2,11)	25	47,5	95 $\pm$ 6	14,1 $\pm$ 0,1 (52)	0,9
SH 25 (15)	Meta- Turbidit	23°34' 80°44,0'	1375	3171 (1,05)	376 (1,81)	327 (1,58)	19	96,7	120 $\pm$ 11	13,4 $\pm$ 0,4 (7)	1,1
SH 26 (13)	Meta- Turbidit	23°29' 80°43,3'	1605	3171 (1,05)	432 (1,98)	438 (2,01)	24	79,2	103 $\pm$ 8	13,9 $\pm$ 0,2 (78)	1,1
SH 27 (10)	Gneis	23°37' 80°40,8'	1760	3171 (1,05)	378 (2,84)	337 (2,53)	30	80,5	117 $\pm$ 10	n.b.	n.b.

-50-

Die Messung der Spaltspurdaten erfolgte mit dem Program FT-Stage (DUMITRU, 1993) (Objektiv 100 x 10 Luft). Standard und induzierte Spuren wurden mittels Externdetektor (Glimmer), fossile Spuren an internen Mineraloberflächen ermittelt. Nd, Ns und Ni beziehen sich auf die Anzahl der gezählten Standard-, Spontanen und induzierten Spuren. Pd, Ps und Pi entsprechen den Spurendichten ( $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$ ). StD. = Standardabweichung der mittleren wahren Spurenlängen. Zur Bestimmung der Spaltspuralter wurde die Zeta-Methode nach HURFORD & GREEN (1983) und GREEN (1986) angewendet [ $\zeta = 201,2 \pm 8,1$  für das Dosimeterglas Dosimeterglas CN5 (Corning Museum)]. Bei einer  $P(\chi^2)$ -Wahrscheinlichkeit von <5% wurde das *central age* (GALBRAITH & LASLETT, 1993), sonst das *pooled age* angegeben. Spurenlängenmessungen sind ausschließlich an horizontalen ("confined tracks") nach Laslett et al. (1984) vorgenommen worden. Durango Apatit (Mexico) wurde als Alters-Standards eingesetzt. Die Bestrahlung des Probenmaterials erfolgte im Forschungsreaktor von Risø (Dänemark) jeweils mit  $1 \times 10^6$  Neutronen  $\text{cm}^{-2}$ .



**Abb. 5.8:** Diagramm der Apatit-Spaltspuralter und -Spaltspurlängen gegen die Probenhöhe der Shackleton Range. Deutlich zu erkennen ist die unterschiedliche topographische Höhe der aufgeschlossenen Paläo-PAZ (Herbert Mountains und Pioneers Escarpment). Dieser Trend ist auch durch die Spurlängen gegen die Probenhöhe wiedergegeben.



**Abb. 5.9:** Beziehung zwischen der Verteilung der wahren Spurlängen und der geologischen Interpretation der Apatit-Spaltspurdaten der Shackleton Range. Die Spurlängen-Maxima und Minima der Standardabweichungen deuten auf zwei thermische Ereignisse um 180 Ma bzw. 100 Ma, die jeweils die Akkumulation neuer Spaltspuren zur Folge hatten. Zwischen diesen Ereignissen kam es zur Verkürzung der 180 Ma Spaltspuren. Die Schleife zeigt den Trend zwischen dem ersten und zweiten thermischen Ereignis.

### 5.2.2. Interpretation der Spaltspurenergebnisse aus der Shackleton Range

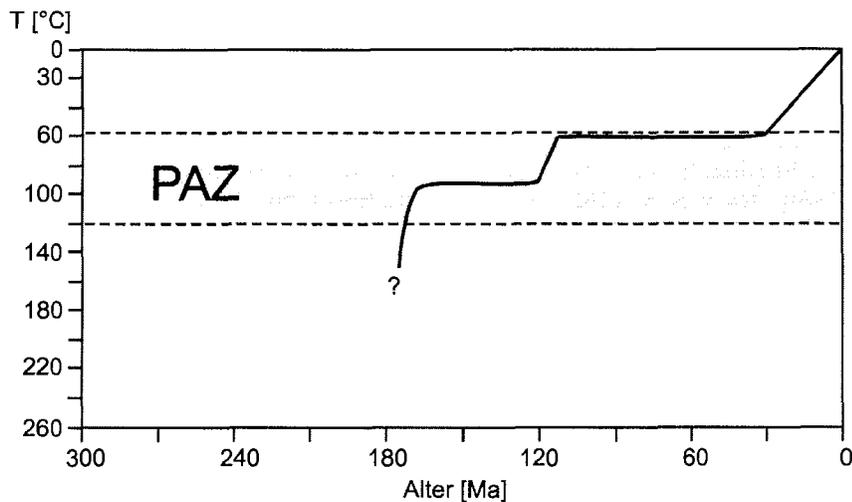
Alle scheinbaren Apatit-Spaltspuralter in der Shackleton Range sind nicht älter als etwa 170 Ma. Sie sind deutlich jünger als K/Ar-Alter, Rb/Sr-Alter und U/Pb-Alter zwischen  $548 \pm 5$  Ma und  $454 \pm 5$  Ma (BUGGISCH et al., 1994b; PANKHURST et al., 1995).

Sowohl die Beziehungen zwischen Spaltspuraltern und Spaltspurlängen als auch zwischen den Spaltspuraltern und den Standardabweichungen der Spaltspurlängen (Abb. 5.9) zeigen die Tendenz von relativ kurzen Spuren mit größeren Standardabweichungen im Jura hin zu relativ langen Spuren und kleineren Standardabweichungen in der mittleren Kreide. Dieses Muster weist auf teilweises bis vollständiges Ausheilen der latenten Apatit-Spaltspuren bei erhöhten Paläotemperaturen im Grundgebirge (vgl. z.B. GREEN, 1986). Kühlt sich das Grundgebirge weiter ab, werden relativ lange Spaltspuren mit kleinen Standardabweichungen akkumuliert.

Die scheinbaren Apatit-Spaltspuralter  $>120$  Ma implizieren eine sehr geringe Hebungs-/ Denudationsrate ( $<10$  m/Ma) bis zur mittleren Kreide. Während der mittleren Kreide verändert sich die Rate auf  $80 \pm 20$  m/Ma. Die Gradientenänderung in der Abbildung 5.8 markiert hierbei die Basisfläche einer gehobenen fossilen Apatit-PAZ. Das unterschiedliche Aufschlußniveau der fossilen Apatit-PAZ im Pioneers Escarpment und in den Herbert Mountains deutet auf junge tektonische Bewegungen mit Versatzbeträgen von mindestens 300 m hin, was auch durch die mittleren wahren Spaltspurlängen zum Ausdruck kommt. Die Spurlängen korrelieren ebenfalls mit der Probenhöhe und sind für alle Untersuchungsgebiete identisch. Proben mit scheinbaren Apatit-Spaltspuraltern zwischen 170 und 120 Ma lagen in dieser PAZ und wurden hier je nach Verweildauer und Lage innerhalb dieses Temperaturfeldes (zwischen ca.  $110^\circ\text{C}$  bis  $60^\circ\text{C}$ ) teilweise ausgeheilt bzw. latente Spaltspuren wurden verkürzt. Proben unterhalb der Basisfläche der Apatit-PAZ waren bis zur mittleren Kreide in einem Temperaturbereich  $> 90^\circ\text{C}$  und wurden erst um  $120 \pm 10$  Ma sehr rasch durch die Apatit-PAZ gehoben. Hieraus resultierten dann die relativ langen Spaltspuren mit kleinen Standardabweichungen.

Abbildung 5.10 zeigt die modellierte thermo-tektonische Entwicklung (vgl. 3.4.2.) repräsentativ für die untersuchten Regionen in der Shackleton Range.

Die prä-jurassische thermische Entwicklung der Shackleton Range ist anhand der Apatit-Spaltspurdaten nicht nachvollziehbar. Im mittleren Jura ( $\sim 175$  Ma) kommt es zur schnellen Abkühlung des Grundgebirges (Abb. 5.10). Diese rasche Abkühlung, wie sie durch die modellierten Daten wiedergegeben wird, führte je nach Lage innerhalb der PAZ zur Akkumulation von kurzen bzw. längeren Spaltspuren. Bis zur mittleren Kreide fand keine weitere Abkühlung statt. Das Grundgebirge verbleibt im Temperaturbereich der PAZ bei Temperaturen von etwa  $100$  bis  $90^\circ\text{C}$ .



**Abb. 5.10:** Thermische Entwicklung der Shackleton Range basierend auf den Apatit-Spaltspurenergebnissen. Dargestellt ist der Zeit-Temperaturpfad der sich aus den Modellierungen und der Interpretation der Spaltspuralter-Höhenbeziehung sowie der Alter-Spurenlängen-Beziehung ergibt. Die modellierten Einzelpfade sind im Anhang aufgeführt.

In der mittleren Kreide (~110 Ma) kommt es zur schnellen Hebung/ Denudation des Grundgebirges. Bei einem angenommenen thermischen Gradienten von etwa 25-30° C kann für diesen Zeitraum ein Hebungsbeitrag ermittelt werden. Während der mittleren Kreide befand sich das Grundgebirge im Temperaturbereich der 90°-Isotherme, und kühlte sehr rasch auf Temperaturen von ca. 60°C ab (Abb. 5.10). Dies entspricht einer relativen Hebung von etwa 1 km. Es kommt zur allmählichen Akkumulation relativ langer Spaltspuren mit dazu korrespondierenden kleinen Standardabweichungen (Abb. 5.8 und Abb. 5.10). Von der oberen Kreide bis ins Känozoikum lassen sich in der Shackleton Range keine Hebungs-/ Denudationsprozesse nachweisen. Mit dem Eozän-Oligozän (40 ± 10 Ma) beginnt die finale Hebung/ Denudation der Shackleton Range (Abb. 5.8).

### 5.2.3. Diskussion der thermo-tektonischen Entwicklung in der Shackleton Range

Während der kambro-ordovizischen (Ross-Orogen) Überprägung (BUGGISCH et al., 1994b) befand sich das Grundgebirge in einem Temperaturbereich von ca. 300 - 350°C. Syn- bis post-Orogen finden sich Molasseablagerungen in der nördlichen Shackleton Range (Blaiklock Glacier Group; BUGGISCH et al., 1994b), die für ein bereits teilweise exponiertes Hinterland sprechen. Folgende

post-orogene geologische Entwicklung ist für die Shackleton Range anzunehmen:

Während des Jura entwickelten sich große magmatische Provinzen innerhalb Gondwanas (vgl. Abb. 6.1). Diese Provinzen bildeten einen durchgehenden Gürtel vom südlichen Afrika (Karoo-Provinz; COX, 1988) durch die Antarktis (Ferrar-Provinz; ELLIOT, 1992) bis nach Australien (Tasman-Provinz; HERGT et al., 1989). DALY et al. (1992) führen die Existenz der Karoo-Provinz aufgrund des Volumens und der chemischen Zusammensetzung der Vulkanite sowie der Hebungsgeschichte Südafrikas auf einen mantle plume zurück. Die Auswirkungen eines solchen mantle plumes auf einen extensionalen Krustenbereich innerhalb Gondwanas führten zu jurassischem Magmatismus in der Karoo-Provinz, Queen Maud-Region (Antarktis) und zur Entwicklung des Weddell Rifts (White & McKenzie, 1989). Offensichtlich führten die mit dem postulierten jurassischen mantle plume - mit einem Durchmesser von mehr als 2000 km- in Verbindung stehenden Effusionen sowie die damit assoziierten dynamischen Veränderungen der Isothermenverteilung innerhalb der Kruste zu einer Überprägung der Grundgebirgseinheiten in der Shackleton Range.

Im nordwestlichen Bereich der Shackleton Range finden sich noch jurassische mafische Gänge mit "Initial Rift Tholeiites"-Charakter (SPAETH et al., 1995). Möglicherweise wurde die Shackleton Range mit diesen jurassischen Effusionen überdeckt. Anschließend kühlte das Grundgebirge um ~175 Ma rasch ab, und die Isothermen stabilisierten sich (Abb. 5.10 und 5.11). Bis in die mittlere Kreide verblieb das Basement in einem Temperaturbereich von 100 bis 90° C.

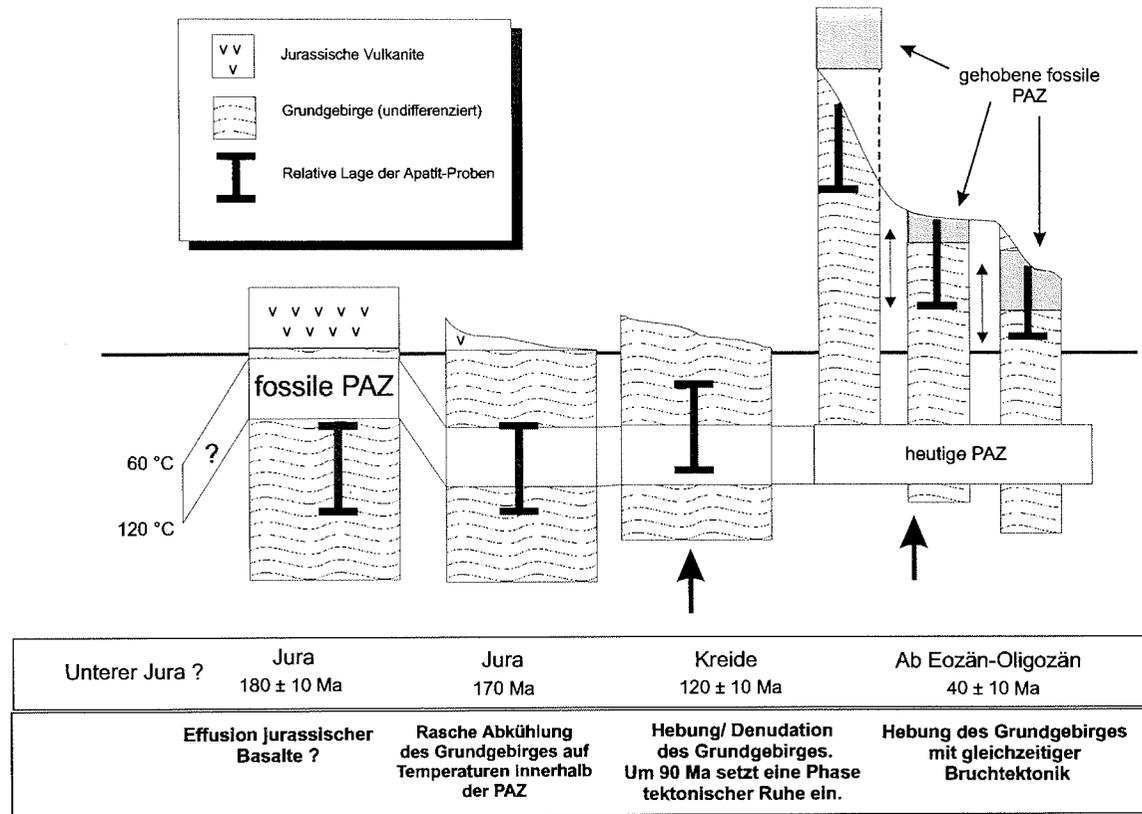
Die Entwicklung des WARS (~100 Ma) (TESSENSOHN, 1994) begann in NVL mit der Anlage des Rennick-Grabens als failed rift. Auch in der Shackleton Range führte ein mittelkretazisches Ereignis um  $110 \pm 10$  Ma zur schnellen Hebung/ Denudation des Grundgebirges (Abb. 5.8; 5.10 und 5.11). Noch während der mittleren Kreide kommt es zur Stagnation dieser Hebungs-/ Denudationsprozesse, und das Grundgebirge verblieb bis ins Eozän im Top-Bereich der Apatit-PAZ (ca. 65 - 55° C) (Abb. 5.10).

Im Eozän-Oligozän begann die finale Hebung/ Denudation des Grundgebirges. Unter Voraussetzung eines seit der Kreide stabilen Isothermenverlaufs läßt sich anhand der modellierten Zeit-Temperatur-Pfade ein thermischer Gradient von 25 - 30° C für die Shackleton Range annehmen (vgl. Anhang; Probe SH21 und SH 18). Aufgrund des Fehlens einer geologischen Referenzfläche muß die Probenhöhe als Referenzfläche angenommen werden. Zusammen mit der scheinbaren Tiefenlage der Proben während des Tertiärs (Abb. 5.10; ca. 60° C-Isotherme) läßt sich hieraus der Hebungs-/ Denudationsbetrag kalkulieren. Für die Shackleton Range ergibt sich hiernach eine **scheinbare** Hebung/ Denudation von etwa 2 km seit dem Eozän-Oligozän. Zusammen mit der mittelkretazischen Hebung sind dies etwa 3 km scheinbare Hebung/ Denudation des Grundgebirges.

In Abbildung 5.8 befinden sich die Basisflächen der beiden aufgeschlossenen Apatit-Ausheilungszonen in unterschiedlicher topographischer Höhe. Zwischen den Herbert Mountains und dem Pioneers Escarpment liegt eine Differenz von ca. 300 Metern. Die fossile PAZ in den Read Mountains wurde während der

Hebung/ Denudation des Grundgebirges bereits erodiert. Allerdings kann aus Abbildung 5.8 eine Mindesthöhe für diese PAZ ermittelt werden. In den Read Mountains ist die fossile PAZ in einer Höhe von mindestens 1900 m zu erwarten. Dieses würde für maximale Versatzbeträge von mindestens 900 m sprechen. Betrachtet man Abbildung 5.8, so läßt sich der Höhenunterschied der Basisflächen auch in der Spurlängenverteilung gegen die topographische Höhe erkennen.

Da hier lediglich eine Höhendifferenz und nicht zusätzlich eine entsprechende Differenz in den mittleren wahren Spurlängen zu beobachten ist, müssen die korrespondierenden Proben von einer einheitlichen Hebungs-/ Denudationsentwicklung begleitet worden sein, bis sie auf Temperaturen unterhalb der Apatit-PAZ abgekühlt waren. Erst mit Einsetzen der finalen Hebung/ Denudation im Eozän-Oligozän fand auch die Bruchtektonik und somit das Auftreten der Versätze statt. Dies wird auch durch die oben beschriebene thermo-tektonische Entwicklung deutlich. Seit dem Tertiär befanden sich die Proben der Shackleton Range außerhalb der Apatit-PAZ, so daß keine Spaltspuren mehr akkumuliert werden konnten.



**Abb. 5.11:** Schematische Darstellung der thermo-tektonischen Entwicklung in der Shackleton Range. Abgeleitet aus den Apatit Spaltspurenergebnissen und den Modellierungen ergibt sich folgende zeitliche Abfolge: Im Jura (~170 Ma) kühlte das Grundgebirge auf Temperaturen innerhalb der PAZ ab. Bis in die mittlere Kreide verblieb das Basement in einer stabilen Lage. Ab 120 Ma fand eine erste rasche Hebung/ Denudation der Shackleton Range statt. Nach einer Phase tektonischer Ruhe wurde ab dem Eozän-Oligozän die Shackleton Range weiter gehoben.

## 6. Der Gondwanazerfall und seine Bedeutung für Oates Land und die Shackleton Range

Der Zerfall Gondwanas begann im Bereich von Kenia (REEVERS et al., 1987) wahrscheinlich bereits im Permokarbon, zeitgleich mit der Ablagerung der Karoo-Basalte. In der Gondwana Rekonstruktion (Abb. 6.1) befindet sich die Küste der Ostantarktis (Queen Maud Land, Heimefrontfjella, Shackleton Range) gegenüber Südafrika und den Falkland Inseln (TAYLOR & SHAW, 1989). In allen Bereichen finden sich Schwärme doleritischer Gänge vergleichbarer Orientierung und Alter (HUNTER & REID, 1987; SPEATH & SHULL, 1987; GRANTHAM & HUNTER, 1991). Ein ähnliches Bild ergibt sich auf der pazifischen Seite der Antarktis entlang der Grenze zu Australien und Tasmanien (SCHMIDT & MCDUGALL, 1977) und deutet auf eine Fortsetzung der transantarktischen Ferrar-Provinz hin (WILSON, 1993). Betrachtet man alle mit dem initialen Gondwana-Aufbruch in Zusammenhang gebrachten Gänge, so sind diese entlang eines ca. 5000 km langen Gürtels (Abb. 6.1) innerhalb Gondwanas anzutreffen.

Der jurassische Magmatismus und die Krustenextension in der Ostantarktis standen in Zusammenhang mit der Anlage eines failed rift im Weddell-Meer-Bereich (KRISTOFFERSON & HINZ, 1991; STOREY, 1991). WILSON (1993) vermutet aufgrund des parallelen Verlaufes jurassischer Gänge mit Beckenstrukturen im offshore-Bereich des Ross-Meereres die initiale Anlage dieser Schwächezonen bereits zu jurassischer Zeit. Somit wären die Becken des Ross Embayments analog dem failed rift des Weddell-Meereres eine Zone extensionaler Bewegungen im Jura, welche den antarktischen Teil Gondwanas durchzog. Dieses jurassische Rift-System korrespondiert mit dem von SCHMIDT & ROWLEY (1986) beschriebenen "Jurassic Transantarctic Rift".

WHITE & MCKENZIE (1989) vermuten den Einfluß eines mantle plume auf eine sich ausdehnende Krustenzone innerhalb der Lithosphäre Gondwanas. Dies führte zu dem jurassischen Magmatismus in der Karoo Provinz, Queen Maud Land Region und dem Vulkanismus im Weddell Rift (Abb. 6.1). HEIMANN et al. (1994) konnten zeigen, daß die Haupteffusionsphase der Ferrar Magmatite um  $176,6 \pm 1,8$  Ma lag, und vergleichbar mit neuen  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  Altern um  $182 \pm 2$  Ma (HOOPER et al., 1993) in der Karoo Provinz sind. Für die Ferrar Effusion nehmen HEIMANN et al. (1994) eine Zeitdauer von weniger als 1 Ma an, was vergleichbar ist mit vielen anderen Flood-Basalt-Provinzen (STOREY, 1995).

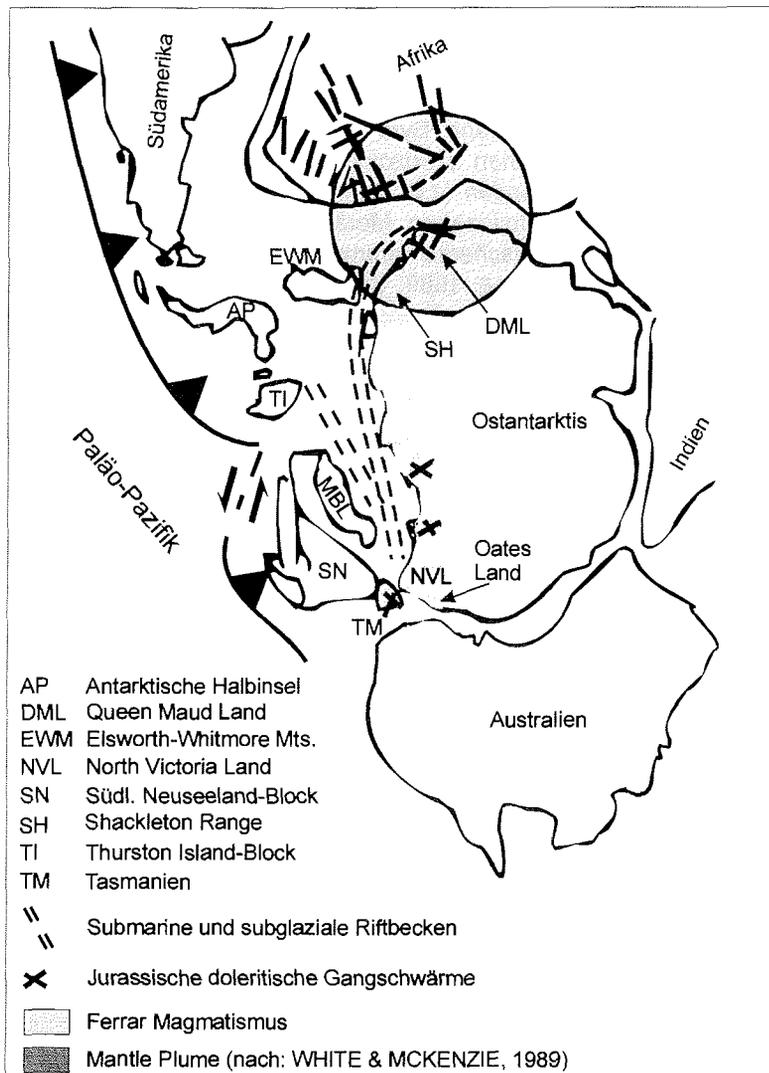
Die zeitgleiche Platznahme mafischer Gänge entlang eines 5000 km langen Gürtels innerhalb Gondwanas spricht nicht für das Überfahren der Lithosphäre über einen mantle plume oder hot spot und ist nicht kompatibel mit der kreisförmigen Struktur eines mantle plume Kopfes. Die Bildung eines langgezogenen magmatischen Gürtels impliziert eher einen Plume-Schwarm oder eine Zone ausgeprägter Wärmeanomalie unterhalb des Mantels (ANDERSON, 1982; GURNIS, 1988) oder aber das Vorhandensein eines Super-plume (STOREY, 1997).

Die Ergebnisse der Titanit- und Zirkon-Spaltspuruntersuchungen aus Oates Land belegen eine erste schnelle Hebung/ Denudation bzw. thermische Beeinflussung zu permo-triassischer Zeit. Dieses Ereignis ist mit der ersten Mobilisierung von Magmen in die obere Kruste verbunden, die im Jura zur

Effusion der Ferrar-Magmatite führte. Die Ergebnisse der Apatit-Spaltspuranalysen und -Modellierungen zeigen deutlich die jurassische Überprägung der Shackleton Range und Oates Land. In der Shackleton Range führte das jurassische Ereignis zur vollständigen Ausheilung der Apatit-Spaltspuren. Im Gegensatz dazu ist in Oates Lands ein differenzierteres Überprägen der Grundgebirgseinheiten zu vermerken. Störungsgebundene Proben wurden stärker beeinflusst als Proben in weiterem Abstand zu dem vorhandenen Störungssystem.

Während der mittleren Kreide (~110 Ma) beginnt die Trennung Australiens von der Antarktis. Mögliche Ursache dieses Ereignisses ist ein Superplume bei 170°W 10°S, wie von LARSON (1991) beschrieben. LANYON et al. (1993) spekulieren aufgrund einer zu verfolgenden Hot Spot-Spur, daß die Öffnung der Tasmanischen See synchron mit dem Auftreten des Balleny Plume in der Kreide verlief. Der plötzliche Übergang von subduktionsbezogenem zu riftassoziiertem Magmatismus (WEAVER et al., 1994), Extensionstektonik in NVL (ROLAND & TESSENHORN, 1987) sowie die Anlage des West Antarktischen Riftsystems (JANKOWSKY & DREWRY, 1981; BENTLEY & ROBERTSON, 1982; JANKOWSKY et al., 1983; BEHREND et al., 1991c; DI VENERE et al., 1994; DAVEY, 1994) sprechen ebenfalls für den Einfluß eines Superplumes.

In der Shackleton Range führte ein mittel-kretazisches Ereignis ( $110 \pm 10$  Ma) zu Hebungs-/ Denudationsprozessen mit Beträgen von bis zu 1 km. Ausschließlich entlang des Rennick-Grabens (NVL) finden sich kretazische Apatit-Abkühlalter und stehen im Zusammenhang mit der ersten Phase der Anlage des Westantarktischen Riftsystems. Die Auswertung der Apatit-Spaltspurenergebnisse von Oates Land zeigt deutlich die dreistufige Entwicklung dieses Riftsystems, welche von TESSENHORN (1994) formuliert wurde. Es läßt sich anhand der vorliegenden Spaltspurenergebnisse analog TESSENHORN (1994) ein "*continental shearing*" während der mittleren Kreide, eine Phase der kontinentalen Separation an der Kreide/ Tertiär-Grenze (~60 Ma) sowie das endgültige Ross Sea Rifting im Eozän (~40 Ma) nachweisen. Die Modellierungen der vorliegenden Spaltspurdaten beider Gebiete weisen darauf hin, daß es während der Kreide zu unterschiedlichen thermischen und tektonischen Ereignissen gekommen ist. Im Ross Meer Embayment lassen sich extensionale Bewegungen nachweisen und keine Hebungs-/ Denudations-Prozesse. Zeitgleich erfolgt im Weddell Meer Bereich eine erste Hebung/ Denudation des Grundgebirges. Eine kretazische Hebungs-/ Denudationsphase im atlantischen Sektor der Ostantarktis wurde auch durch JACOBS (1991) für die Heimefrontfjella nachgewiesen.



**Abb. 6.1:** Gondwanarekonstruktion nach RUNOW et al. (1991). Dargestellt sind die jurassischen Gänge und dazu parallelen Rift-Strukturen nach WILSON (1993). Nach WHITE & MCKENZIE (1989) ist der mantle plume im Bereich Ostantarktis-Afrika-Falkland Inseln eingezeichnet. Beide Untersuchungsgebiete befinden sich im Einflußbereich des jurassischen "magmatischen Gürtels" (Erläuterungen im Text).

Die finale Heraushebung/ Denudation des Transantarktischen Gebirges erfolgte in der Shackleton Range und in Oates Land seit dem Eozän-Oligozän ( $40 \pm 10$  Ma). Neben den hier vorgestellten Spaltspurenergebnissen wird die känozoische Hebung/ Denudation auch durch frühere Apatit-Spaltspurenergebnisse in NVL, southern Victoria Land und Marie Byrd Land (vgl. 5.1.3) belegt. Weitere Hinweise auf einen episodischen känozoischen Hebungsprozess lassen sich durch geophysikalische Methoden (z.B. BEHRENDT & COOPER, 1991; DELISLE, 1994), Versetzung von spätpliozänen Moränen (MECKELVEY et al., 1991), glaziale Terrassen und Gletscherschrammen in 600 - 1000 m über der gegenwärtigen Vereisung (HÖFLE, 1989; VAN DER WATEREN et al., 1994) sowie durch pliozäne marine Fossilien im Transantarktischen Gebirge (WEBB et al., 1984) belegen.

## 7. Literaturverzeichnis

- ADAMS, C.J. (1986): Age and ancestry of metamorphic rocks in the Daniels Range, USARP Mountains, Antarctica. - in: STUMP, E., Ed., *Geological Investigations in North Victoria Land. Antarctic Research Series*, **46**, American Geophysical Union: 25-38
- ADAMS, C.J.D. & KREUZER, H. (1984): Potassium-argon age studies of slates and phyllites from the Bowers and Robertson Bay terranes, Northern Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, **B60**: 265-288
- ANDERSON, D.L. (1982): Hotspots, polar wander, Mesozoic convection, and the geoid. - *Nature*, **297**: 391-393
- ARNE, D.C. (1994): Phanerozoic exhumation history of Prince Charles Mountains (East Antarctica). - *Antarctic Science*, **6/1**: 69-84
- ARNE, D.C., KELLY, P.R., BROWN, R.W., GLEADOW, A.J.W.: (1993): Reconnaissance apatite fission-track data from the East Antarctic Shield. - in: FINDLAY, R. H., UNRUG, R., BANKS, M. R., VEEVERS, J. J., Eds., *Gondwana Eight*, Balkema, Rotterdam: 605-611
- BAARD, J. H., ZIJP, W. L., NOLTHENIUS, H. J. (1989): *Nuclear Data Guide for Reactor Metrology*. - Kluwer Akad. Publ., Dordrecht
- BABCOCK, R.S., PLUMMER, C.C., SHERATON, J.S. ADAMS, C.J. (1986): Geology of the Daniels Range, North Victoria Land, Antarctica. - *Amer. Geophys. Union, Antarctic Res. Ser.*, **46**: 1-24
- BALESTRIERI, M.L., BIGAZZI, G., GHEZZO, C., LOMBARDO, B. (1994 a): Fission track dating of apatites from the Granite Harbour Intrusive Suite and uplift-denudation history of the Transantarctic Mountains in the area between the Mariner and David Glaciers (Northern Victoria Land, Antarctica). - *Terra Antarctica*, **1/1**: 82-87
- BALESTRIERI, M.L., BIGAZZI, G., GHEZZO, C., LOMBARDO, B. (1994 b): A Review of Apatite Fission Track Data from Northern Victoria Land and a First Indication of a Late Cretaceous Uplift Phase. - *Terra Antarctica*, **1/3**: 539-540
- BAUMHAUER, H. (1894): Die Resultate der Aetzmethode. - Leipzig
- BEHRENDT, J.C. & COOPER, A. (1991): Evidence of rapid Cenozoic uplift of the shoulder scarpment of the Cenozoic West Antarctic rift system and a speculation on possible climate forcing. - *Geology*, **19**: 315-319
- BEHRENDT, J.C., LE MASURIER, W.E., COOPER, A.K., TESSENHORN, F., TREHU, A., DAMASKE, D. (1991 a): Geophysical Studies of the West Antarctic Rift System. - *Tectonics*, **10**: 1257-1273
- BEHRENDT, J.C., LE MASURIER, W.E., COOPER, A.K., TESSENHORN, F., TREHU, A., DAMASKE, D. (1991 b): The West Antarctic Rift System: A Review of Geophysical Investigations. - *Contributions to Antarctic Research II. Antarctic Research Series*, **53**: 67-112
- BEHRENDT, J.C., DUERBAUM, H.C., DAMASKE, D., SALTUS, R., BOSUM, W., COOPER, A.K. (1991 c): Extensive volcanism and related tectonism beneath the western Ross Sea continental shelf, Antarctica: Interpretation of an aeromagnetic survey. - in: THOMSON, M. R. A., CRAME, J. A., THOMSON, J. W., Eds., *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge: 299-304 .
- BENTLEY, C.R. & ROBERTSON, J.D. (1982): Isostatic gravity anomalies in West Antarctica. - in: CRADDOCK, C., Ed., *Antarctic Geoscience*, University of Wisconsin Press, Madison: 949-954
- BHANDARI, N., BHAT, S.G., LAL, D., RAJAGOPALAN, G., TAMHANE, A.S. J., VENKATAVARADAN, V. S. (1971): Fission fragment tracks in apatite: recordable track lengths. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **13**: 191-199
- BORG, S.G., STUMP, E., HOLLOWAY, J.R. (1986): Granotoids of Northern Victoria Land, Antarctica: A Reconnaissance Study of Field Relations, Petrography and Geochemistry. - in: STUMP, E., Ed., *Geological Investigations in North Victoria Land. Antarctic Research Series*, Vol. **46**, American Geophysical Union: 115-188
- BORG, S.G. & STUMP, E. (1987): Paleozoic magmatism and associated tectonic problems of Northern Victoria Land, Antarctica. - in: MC KENZIE, Ed., *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, American Geophysical Union, *Geophys. Monogr.*, **40**: 67-75

- BORG, S.G., STUMP, E., CHAPPELL, B.W., MC CULLOCH, M.T., WYBORN, D., ARMSTRONG, R.L., HOLLOWAY, J. R. (1987): Granotoids of Northern Victoria Land, Antarctica: Implications of chemical and isotopic variations to regional crustal structure and tectonics. - *American Journal of Science*, **287**: 127-169
- BRADSHAW, J.D. & LAIRD, M.G. (1983): The pre-Beacon geology of Northern Victoria Land: a review. - in: Oliver, R.L., James, P.R., Jago, J.B. Eds., *Antarctic Earth Sciences*, Austr. Acad. Sci., Canberra; 98-101
- BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G., KREUZER, H., KRUMM, S. (1990): Stratigraphy, metamorphism and nappe-tectonics in the Shackleton Range (Antarctica). - *Geodät. Geophys. Veröffentl.*, R.1, **15**: 64-86
- BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G., HÖHNDORF, A., POHL, J. (1994a): Stratigraphy and Facies of Sediments and Low-Grade Metasediments in the Shackleton Range, Antarctica. - *Polarforschung*, **63**, 9-31
- BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G., KREUZER, H., KRUMM, S. (1994b): Metamorphic and Structural Evolution of the Southern Shackleton Range during the Ross Orogeny. - *Polarforschung*, **63**: 33-56
- CARLSON, W. D. (1990): Mechanisms and kinetics of fission track annealing. - *American Mineral.*, **75**: 1120-1139
- CARMIGNANI, L., GHEZZO, C., GOSSO, G., LOMBARDO, B., MECCHERI, M., MONTRASIO, A., PERTUSATI, P. C., SALVINI, F. (1987): Geology of the Wilson Terrane in the area between David and Mariner Glaciers, Victoria Land (Antarctica). - *Mem. Soc. Geol. It.*, **33**: 77-97
- CLARKSON, P.D. (1971): Shackleton Range geological survey 1970-1971. - *Ant. Jour. United States*, **6(4)**: 121-122
- CLARKSON, P.D. (1972): Geology of the Shackleton Range: a preliminary report. - *Brit. Ant. Surv. Bull.*, **31**: 1-15
- CLARKSON, P.D. (1982): Geology of the Shackleton Range: I. The Shackleton Metamorphic Complex. - *Brit. Ant. Surv. Bull.*, **51**: 257-283
- CLARKSON, P.D. (1983): Geology of the Shackleton Range: II. The Turnpike Bluff Group. - *Brit. Ant. Surv. Bull.*, **52**: 109-124
- CLARKSON, P.D. (1995): Introduction. - in: Thomson, J.W., Ed., *Geological map of Shackleton Range, Antarctica*, British Antarctic Survey, Cambridge, 1-7
- CLARKSON, P.D. & WYETH, R.B. (1983): Geology of the Shackleton Range: III. The Blaiklock Glacier Group. - *Brit. Ant. Surv. Bull.*, **52**: 233-244
- COOPER, R.A., JAGO, J.B., MAC KINNON, D.I., SHERGOLD, J.H., VIDAL, G. (1982): Late Precambrian and Cambrian Fossils from Northern Victoria Land and their Stratigraphic Implications. - in: CRADDOCK, C., Ed., *Antarctic Geoscience*, University of Wisconsin Press, Madison: 629-633
- COWAN, G.A. & ADLER, H.H. (1976): The variability of natural abundance of  $^{235}\text{U}$ . - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**: 1487-1490
- COX, K.G. (1988): The Karoo Province. - in: MacDougall, J.D., Ed., *Continental Flood Basalts*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht: 239-272
- CRADDOCK, C. (1972): Antarctic tectonics. - in: ADIE, R. J., Ed., *Antarctic Geology and Geophysics*, Universitetsforlaget, Oslo: 449-455
- CROWLEY, K.D. (1985): Thermal significance of fission track lengths. - *Nuclear Tracks*, **10**: 311-322
- CROWLEY, K. D. (1992): LENMODEL. - Computerprogramm, Miami University
- CROWLEY, K. D., CAMERON, M., SCHAEFFER, R. L. (1991): Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**: 1449-1465
- DALY, M.C., LAWRENCE, S.R., KIMUNA, D., BINGA, M. (1991): Late Paleozoic deformation in central Africa: a result of distant collision? - *Nature*, **350**: 605-607
- DALZIEL, I. W. D. & ELLIOT, D. H. (1982): West Antarctica: Problem child of Gondwanaland. - *Tectonics*, **1**: 3-19

- DALZIEL, I.W.D. & PANKHURST, R.J. (1987): Joint U.K.-U.S. West Antarctic tectonics project: An introduction. - in: McKenzie, G.D., Ed., *Gondwana Six*, Geophys. Monogr. Ser., 40: 107-108
- DALZIEL, I. W. D., GARRETT, S. W., GRUNOW, A. M., PANKHURST, R. J., STOREY, P. C., VENNUM, W. R. (1987a): The Ellsworth-Whitemore Mountains crustal block: Its role in the tectonic evolution of West Antarctica. - in: MC KENZIE, Ed., *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, American Geophysical Union, *Geophys. Monogr.*, 40: 173-182
- DALZIEL, I.W.D., STOREY, B.C., GARRETT, A.M., GRUNOW, A.M., HERROD, L.D.B. , PANKHURST, R.J. (1987b): extensional tectonics and the fragmentation of Gondwanaland. - in: Coward, M.P., Dewey, J.F. , Hancock, P.L., Eds., *Continental Extensional Tectonics*, Spec. Publ. Geol. Soci. London, 28: 433-441
- DAVEY, F.J. (1994): Bathymetrie and Gravity of the Ross Sea, Antarctica. - *Terra Antarctica*, 1/2: 357-358
- DEER, W.A., HOWIE, R. A., ZUSSMANN, J. (1965): Rock Forming Minerals. - Longmans, London
- DELISLE, G. (1994): Subice Topography and Its Implications on the Glacial Erosion History and Tectonic Evolution of Victoria Land during the Cenozoic. - *Terra Antarctica*, 1/2: 441-443
- DI VENERE, V.J., KENT, D.V., DALZIEL, I. W. D. (1994): Mid-Cretaceous paleomagnetic results from Marie Byrd Land, West Antarctica: A test of post-100 Ma relative motion between East and West Antarctica. - *Journal of Geophysical Research*, 99 - B8: 15115-15139
- DONELICK, R. A. (1991): Crystallographic orientation of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observations.- *American Mineral.*, 76: 83-91
- DONELICK, R. A., RODEN, M. K., MOOERS, J. D., CARPENTER, B. S., MILLER, D. S. (1990): Etachable length reduction of induced fission tracks in apatite at room temperature (+23°C): Crystallographic orientation effects and "initial" mean lengths. - *Nuclear Tracks*, 17: 261-265
- DUDDY, I. R., GREEN, P. F., LASLETT, G. M. (1988): Thermal annealing of fission tracks in apatite 3. Variable temperature behaviour. - *Chem. Geol.*, 73: 25-38
- DUMITRU, T. (1993): FT-Stage. - Computerprogramm, Stanford University
- ELLIOT, D. H. (1992): Jurassic magmatism and tectonism associated with Gondwanaland break-up: an Antarctic Perspective. - in: STOREY, B. C., ALABASTER, T., PANKHURST, R.J., Eds., *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Geological Society Special Publication No 68: 165-184
- ELLIOT, D. H. & FOLAND, K. A. (1986): K-Ar age determinations of the Kirkpatrick Basalt, Mesa Range. - in: Stump, E., Ed., *Geological Investigations in North Victoria Land. Antarctic Research Series*, Vol. 46, American Geophysical Union: 279-288
- FENN, G. (1993): Petrogenese der Granite Harbour Intrusives von Nord Victoria Land und den Prince Albert Mountains (Antarktis). - Dissertation, Universität Bremen
- FIELD, B.D. & FINDLEY, R.H. (1983): The sedimentology of the Robertson Bay Group, Northern Victoria Land. - in: Oliver, R.L., James, P.R. , Jago, J.B. Eds., *Antarctic Earth Sciences*, Austr. Acad. Sci., Canberra; 102-106
- FINDLEY, R.H. (1987): A review of the problems important for interpretation of the Cambro-Ordovician paleogeography of Northern Victoria Land (Antarctica), Tasmania, and New Zealand. - in: McKenzie, G.D. , Ed., *Gondwana Six*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Series, 40: 49-66
- FIORETTI, A.M., VARNE, R. , VISONÁ, D. (1997): Correlation of Devonian magmatism of Northern Victoria Land (Antarctica) and Tasmania. - *Terra Nova*, 9, *Abstract Suplement No. 1*, EUG 9: 217
- FITZGERALD, P.G. (1986): Fission-track tectonic studies of the Transantarctic Mountains, Beardmore Glacier area. - *Antarctic Journal of the U. S.*, 21: 38-41
- FITZGERALD, P.G. (1992): The Transantarctic Mountains of the southern Victoria Land: The application of apatite fission track analysis to a rift shoulder uplift. - *Tectonics*, 11: 334-362
- FITZGERALD, P.G., SANDIFORD, M., BARRETT, P. J., GLEADOW, A. J. W. (1986): Asymmetric extension associated with uplift and subsidence in the Transantarctic Mountains and Ross Embayment. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 81: 67-78

- FITZGERALD, P.G. & GLEADOW, A.J.W. (1988): Fission-track geochronology, tectonics and structure of the Transantarctic Mountains in Northern Victoria Land, Antarctica. - *Chem. Geol.*, **73**: 169-198
- FITZGERALD, P.G. & GLEADOW, A.J.W. (1990): New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool: Examples from the Transantarctic Mountains. - *Nuclear Tracks*, **17**: 351-357
- FITZGERALD, P.G. & STUMP, E. (1991): Early Cretaceous Uplift in the Ellworth Mountains of West Antarctica. - *Science*, **254**: 92-94
- FITZGERALD, P.G. & STUMP, E. (1992): Early Cretaceous Uplift of the Sentinel Range, Ellworth Mountains, West Antarctica. - in: YOSHIDA, Y., KAMINUMA, K., SHIRAISHI, K., Eds., *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Terrapub, Tokio: 331-340
- FLEISCHER, R.L. & PRICE, P.B. (1964): Glass dating by fission fragment tracks. - *Jour. Geophys. Res.*, **69**: 331-339
- FLEISCHER, R. L., PRICE, P. B., WALKER, R. M., HUBBARD, E. L. (1964a): Track registration in various solid-state nuclear track detectors. - *Physical Review*, **133-5A**:1433-1449
- FLEISCHER, R.L., PRICE, P.B., SYMES, E.M., MILLER, D.S. (1964b): Fission track ages and track annealing behaviour of some micas. - *Science*, **143**: 349-351
- FLEISCHER, R. L., PRICE, P. B., WALKER, R. M. (1965): The ion explosion spike mechanism for formation of charged particle tracks. - *J. Appl. Phys.*, **36**: 3645-3652
- FLEISCHER, R. L., PRICE, P. B., WALKER, R. M. (1975): Nuclear Tracks in Solids. - University California Press, Berkeley
- FLEMING, T. H., ELLIOT, D. H., FOLAND, G. A., JONES, L. M., BOWMAN, J. R. (1993): Disturbance of Rb-Sr and K-Ar isotopic systems in the Kirkpatrick Basalt, north Victoria Land, Antarctica: Implications for middle Cretaceous tectonism. - in: FINDLAY, R. H., UNRUG, R., BANKS, M. R., VEEVERS, J. J., Eds., *Gondwana Eight*, Balkema, Rotterdam: 411-423
- FLÖTTMANN, T. & KLEINSCHMIDT, G. (1991 a): Opposite thrust systems in Northern Victoria Land, Antarctica: Imprints of Gondwana's Paleozoic accretion.- *Geology*, **19**: 45-47
- FLÖTTMANN, T. & KLEINSCHMIDT, G. (1991 b): Kinematics of major structures of North Victoria and Oates Land, Antarctica. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **46**: 273-282
- FLÖTTMANN, T. & KLEINSCHMIDT, G. (1993): The Structure of Oates Land and Implications for the Structural Style of Northern Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, E **47**: 419-436
- FOLAND, K.A., FLEMING, T.H., HEIMANN, A., ELLIOT, D.H. (1993): Potassium-argon dating of fine-grained basalts with massive Ar loss: application of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  technique to plagioclase and glass from the Kirkpatrick Basalt, Antarctica. - *Chem. Geol.*, **107**: 173-190
- FUCHS, V.E. (1969): Shackleton Range traverse. - *Ant. Jour. United States*, **4(4)**: 139-140
- GAIR, H. S. (1967): The geology from the upper Rennick Glacier to the coast, Northern Victoria Land. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **10**: 309-344
- GAIR, H. S., STURM, A., CARRYER, S. J., GRINDLEY, G. W. (1969): The geology of Northern Victoria Land. - in: BUSHNELL, V. C., CRADDOCK, C., Eds., *Antarctic Map Folio Ser.*, New York, Am. Geogr. Soc., Folio 12, plate XII
- GALBRAITH, R. F. (1981): On Statistical Models for Fission Track Counts. - *Mathematical Geology*, **13**: 471-478
- GALBRAITH, R. F. (1988): Graphical display of estimates having differing standard errors. - *Technometrics*, **30**: 271-281
- GALBRAITH, R. F. (1990): The radial plot: graphical assessment of spread in ages. - *Nucl. Tracks*, **17**: 207-214
- GALBRAITH, R.F. & LASLETT, G.M. (1993): Statistical models for mixed fission track ages. - *Nucl. Tracks*, **21**: 459-470
- GALLAGHER, K. (1992): MONTE TRAX. - Computerprogramm, UCL London
- GALLAGHER, K. (1995): Evolving temperature histories from apatite fission-track data. - *Earth Plant. Sci. Lett.*, **136**: 421-435

- GALLAGHER, K. & SAMBRIDGE, M. (1994): Genetic algorithms: a powerful method for large scale non-linear optimisation problems. - *Comput. Geosci.*, **20**: 1229-1236
- GALLAGHER, K., SAMBRIDGE, M., DRIJKONINGEN G. (1991): Genetic algorithms: An evolution from Monte Carlo methods for strongly non-linear geophysical optimization problems. - *Geophys. Res. Lett.*, **18**, **12**: 2177-2180
- GALLIKER, D., HUGENTOBLE, E., HAHN, B. (1970): Spontane Kernspaltung von <sup>238</sup>U und <sup>241</sup>Am. - *Helv. Phys. Acta*, **43**: 593-606
- GANOVEX-Team (1987): Geological map of North Victoria Land, Antarctica, 1:500000 - Explanation notes. - *Geol. Jb.*, **B 66**: 7-79
- GLEADOW, A.J.W. (1981): Fission track dating methods: What are the real alternatives?. - *Nuclear Tracks*, **5**: 3-14
- GLEADOW, A.J.W. (1984): Fission track dating methods II - A manual of principles and techniques. - *Workshop on fission track analysis, principles and applications*, J. Cook University, Townsville: 1-35
- GLEADOW, A.J.W. & DUDDY, I.R. (1981): A natural long term annealing experiment for apatite. - *Nuclear Tracks*, **5**: 169-174
- GLEADOW, A.I.W., DUDDY, I.R., LOVERING, J.F. (1983): Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. - *Austr. Petrol. Expl. Ass. T.*, **23**: 93-102
- GLEADOW, A.J.W., MC KELVEY, B.C., FERGUSON, K.U. (1984): Uplift History of the Transantarctic Mountains in the Dry Valleys area, Antarctica, from apatite fission track ages. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **27**: 457-464
- GLEADOW, A.J.W., DUDDY, I.R., GREEN, P.F., LOVERING, J. F. (1986 a): Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. - *Contrib. Mineral. Petrology*, **94**: 405-415
- GLEADOW, A.J.W., DUDDY, I.R., GREEN, P.F., HEGARTY, K.A. (1986 b): Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **78**: 245-254
- GLEADOW, A.J.W. & FITZGERALD, P.G. (1987): Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: New evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, southern Victoria Land. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **82**: 1-14
- GRANTHAM, G.H. & HUNTER, D.R. (1991): The timing and nature of faulting and jointing adjacent to the Pencksokket, western Dronning Maud Land, Antarctica. - in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W., Eds., *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge: 47-51
- GREEN, P.F. (1981 a): A new look at statistics in the fission track dating. - *Nuclear Tracks*, **5**: 77-86
- GREEN, P.F. (1981 b): "Track-in-track" length measurements in annealed apatites. - *Nuclear Tracks*, **5**: 121-128
- GREEN, P.F. (1985): Comparison of zeta calibration baselines for fission track dating of apatite, zircon and sphene. - *Chem. Geol.*, **58**: 1-22
- GREEN, P.F. (1986): On the thermo-tectonic evolution of Northern England: Evidence from fission track analysis. - *Geol. Mag.*, **123**: 493-506
- GREEN, P.F. (1988): The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **89**: 335-352
- Green, P.F. (1989): Thermal and tectonic history of the East Midlands shelf (onshore UK) and surrounding regions assessed by apatite fission track analysis. - *Jour. Geol. Soc. London*, **146**: 755-773
- GREEN, P.F., DUDDY, I.R., GLEADOW, A.J.W., TINGATE, P.T., LASLETT, T.M. (1985): Fission-track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot. - *Nuclear Tracks*, **10**: 323-328

- GREEN, P.F., DUDDY, I.R., GLEADOW, A.J.W., TINGATE, P.T., LASLETT, T.M. (1986): Thermal annealing of fission tracks in apatite: 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. - *Isotope Geoscience*, **79**: 155-182
- GREEN, P.F., DUDDY, I.R., GLEADOW, A.J.W., LOVERING, J.F. (1989a): Apatite fission track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. - in: Neaser, N.D., McCulloh, T.H., Eds., *Thermal histories of sedimentary Basins: Methods and Case Histories*, Springer, New York, 181-195
- GREEN, P.F., DUDDY, I.R., LASLETT, G.M., HEGARTY, K.A., GLEADOW, A.J.W., LOVERING, J.F. (1989b): Thermal annealing of fission tracks in apatite: 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. - *Chem. Geol.*, **79**: 155-182
- GUNN, B.M. & WARREN, G. (1962): geology of Victoria Land between the Mawson and Mulock Glaciers, Antarctica. - *Bull. N. Z. Geol. Surv.*, **71**: 1-157
- GURNIS, M. (1988): Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. - *Nature*, **332**: 695-699
- HAMMERSCHMIDT, K., WAGNER, G. A., WAGNER, M. (1984): Radiometric dating on research drill core Urach III: a contribution to its geothermal history. - *J. Geophys.*, **54**: 97-105
- HARRINGTON, H.J. (1958): Nomenclature of rock units in the Ross Sea region, Antarctica. - *Nature*, **182**: 4631
- HARRINGTON, H.J., WOOD, B.L., MC KELLAR, I.C., LENSEN, G.J. (1964): The geology of Cape Hallett-Tucker Glacier district. - in: ADIE, R. J., Ed., *Antarctic Geology*, North Holland Publ. Comp., Amsterdam: 220-228
- HEIMANN, A., FLEMING, T.H., ELLIOT, D.H., FOLAND, K.A. (1994): A short interval of Jurassic continental flood basalt volcanism in Antarctica as demonstrated by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**: 19-41
- HERGT, J.M., CHAPPEL, B.W., FAURE, G., MENSING, T.M. (1989): The geochemistry of Jurassic dolerites from Portal Peak, Antarctica. - *Contr. Mineral. Petrol.*, **102**: 298-305
- HOFMANN, J. (1982): Tektonische Untersuchungen in den Herbert Mountains (Shackleton Range, Antarctica). - *Freiberger Forschungshefte*, **C 371**, 9-40
- HOFMANN, J. & PEACH, H.J. (1980): Zum strukturgeologischen Bau am westrand der Ostantarktischen Tafel. - *Zeitschr. Geol. Wiss.*, **8(4)**: 425-435
- HOFMANN, J. & PEACH, H.-J. (1983): Tectonics and relationships between structural stages in the Precambrian of the Shackleton Range, western margin of the East Antarctic Craton. - in: Oliver, R.L., James, P.R., Jago, J.B. Eds., *Antarctic Earth Sciences*, Austr. Acad. Sci., Canberra; 183-189
- HÖFLE, H. C. (1989): The glacial history of the Outback Nunataks area in western north Victoria Land. - *Geol. Jb.*, **E38**: 335-355
- HOLDEN, N. E. (1989): Total and spontaneous fission half-lives for uranium, plutonium, americium and curium nuclides. - *Pure Appl. Chem.*, **61**
- HOTTON, R. (1993): Die mafischen Gänge der Shackleton Range/ Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik. - *Ber. Polarf.*, **188**, 225 S.
- HUNTER, D.R. & REID, D.L. (1987): Mafic dyke swarms in southern Africa. - in: Hall, H.C., Fahrig, W.F., Eds., *Mafic Dyke Swarms*, *Geol. Assoc. Canada*, **34**: 445-457
- HURFORD, A. J. (1990): Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. subcommission on Geochronology. - *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **80**: 175-178
- HURFORD, A. J. & GREEN, P. F. (1982): A users guide to fission track dating calibration. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**: 343-354
- HURFORD, A. J. & GREEN, P. F. (1983): The zeta age calibration of fission track dating. - *Isotope Geosci.*, **1**: 285-317
- JACOBS, J. (1991): Structural evolution and cooling history of the Heimefrontfjella Mountains (western Dronning Maud Land / Antarctica). - *Ber. Polarforsch.*, **97**: 1-141

- JACOBS, J., HEJL, E., WAGNER, G.A., WEBER, K. (1992): Apatite fission track evidence for contrasting thermal and uplift histories of metamorphic basement blocks in western Dronning Maud Land. - in: YOSHIDA, Y., KAMINUMA, K., SHIRAISHI, K., Eds., *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Terrapub, Tokio: 323-330
- JAFFEY, A.H., FLYNN, K.F., GLENDENIN, L.E., BENTLEY, W.C., ESSLING, A.M. (1971): Precision measurements of half-lives and specific activities of  $^{235}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$ . - *Phys. Rev.*, **C4**: 1889-1906
- JANKOWSKY, E. J. & DREWRY, D. J. (1981): The structure of West Antarctica from geophysical studies. - *Nature*, **291**: 17-21
- JANKOWSKI, E. J., DREWRY, D. J., BEHRENDT, J. C. (1983): Magnetic studies of upper crustal structure in West Antarctica and the boundary with East Antarctica. - in: OLIVER, R. L., JAMES, P. R., JAGO, J. B., Eds., *Antarctic Earth Science*, Australian Academy of Science, Canberra: 197-203
- JOHNSON, N.M., MC GEE, V.E., NAESER, C.W. (1979): A practical method of estimating standard error of age in the fission track dating method. - *Nuclear Tracks*, **3**: 93-99
- KLEINSCHMIDT, G. & SKINNER, D.N.B. (1981): Deformation styles in the basement rocks of North Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, **B41**: 155-199
- KLEINSCHMIDT, G., TESSENSOHN, F. (1987): Early Paleozoic westward directed subduction at the Pacific margin of Antarctica. - in: MC KENZIE, Ed., *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, American Geophysical Union, *Geophys. Monogr.*, **40**: 89-105
- KLEINSCHMIDT, G. & BUGGISCH, W. (1994): Plate Tectonic Implications of the Structure of the Shackleton Range, Antarctica. - *Polarforschung*, **63**: 57-62
- KLEINSCHMIDT, G., BUGGISCH, W., FLÖTTMANN, T. (1992): Compressional causes for the Early Paleozoic Ross orogen - evidence from Victoria Land and the Shackleton Range. - in: YOSHIDA, Y., KAMINUMA, K., SHIRAISHI, K., Eds., *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Terrapub, Tokio: 227-233
- KLEINSCHMIDT, G., CLARKSON, P.D., TESSENSOHN, F., GRIKUROV, G.E., BUGGISCH, W. (1995): Geological history and regional implications. - in: Thomson, J.W., Ed., *Geological map of Shackleton Range, Antarctica*, British Antarctic Survey, Cambridge, 57-60
- KLIMOV, L.V. & SOLOVIEV, D.S. (1958 a): Some characteristics of the geological structure of the coast of Wilkes Land, King Georges Land and Oates Coast (russ.). - *Dokl. Akad. Nauk SSSR*; **123**: 141-144
- KLIMOV, L.V. & SOLOVIEV, D.S. (1958 b): A preliminary communication about geological observations in the Eastern Antarctic. - *Inf. Bull. Sov. Antarct. Exped.*, **1**: 27-30
- KLIMOV, L.V. & SOLOVIEV, D.S. (1959): Correlation of geological formations of the Ross Sea region and Oates Coast. - *Inf. Bull. Sov. Antarct. Exped.* (engl.), Elsevier, Amsterdam, **114**: 171-174
- KOSHIMIZU, S. (1993): Comparison of thermal stability between internal and external surfaces of zircon. - *Nucl. Tracks*, **22**: 1-4
- KREUZER, H., HÖHNDORF, A., LENZ, H., VETTER, U., TESSENSOHN, F., MÜLLER, P., JORDAN, H., HARRE, W., BESANG, C. (1981): K/Ar and Rb/Sr Dating of Igneous Rocks from North Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, **B41**: 267-273
- KREUZER, H., HÖHNDORF, A., LENZ, H., MÜLLER, P., VETTER, U. (1987): Radiometric ages of pre-Mesozoic rocks from Northern Victoria Land, Antarctica. - in MC KENZIE, Ed., *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, American Geophysical Union, *Geophys. Monogr.*, **40**: 31-47
- KRISTOFFERSEN, Y. & HINZ, K. (1991): Evolution of the Gondwana plate boundary in the Weddell Sea area. - in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W., Eds., *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge: 225-230
- LAIRD, M.G. (1981): Lower Paleozoic rocks of Antarctica. - in: HOLLAND, C. H., Ed., *Lower Paleozoic of the Middle East, Eastern and Southern Africa, and Antarctica*, John Wiley and Sons Ltd., 257-314

- LAIRD, M. G., BRADSHAW, J. D., WODZICKI, A. (1982): Stratigraphy of the Upper Precambrian and Lower Paleozoic Bowers Supergroup, Northern Victoria Land, Antarctica. - in: CRADDOCK, C., Ed., *Antarctic Geoscience*, University of Wisconsin Press, Madison: 353-542
- LAIRD, M.G. & BRADSHAW, J.D. (1983): New Data on the Lower Paleozoic Bowers Supergroup, Northern Victoria Land. in: OLIVER, R. L., JAMES, P. R., JAGO, J. B., Eds., *Antarctic Earth Science*, Australian Academy of Science, Canberra: 123-126
- LANYON, R., VARNE, R., CRAWFORD, A. J. (1993): Tasmanian Tertiary basalts, the Balleny Plume, and opening of the Tasman Sea (southwest Pacific Ocean). - *Geology*, **21**: 555-558
- LARSON, R. L. (1991): Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous Superplume. - *Geology*, **19**: 547-550
- LASLETT, G.M., KENDALL, W.S., GLEADOW, A.J.W., DUDDY, I.R. (1982): Bias in measurement of fission track length distributions. - *Nuclear Tracks*, **6**: Nr.2/3-79
- LASLETT, G.M., GLEADOW, A.J.W., DUDDY, I.R. (1984): The relationship between fission track length and track density in apatite. - *Nucl. Tracks*, **9**: 29-38
- LASLETT, G. M., GREEN, P. F., DUDDY, I. R., GLEADOW, A. J. W. (1987): Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2. A quantitative analysis. - *Chem. Geol.*, **65**: 1-13
- LAWVER, L. A. & SCOTSESE, C. R. (1987): A revised reconstruction of Gondwanaland. - in: MC KENZIE, Ed., *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, American Geophysical Union, *Geophys. Monogr.*, **40**: 17-23
- LECOUTEUR, P. C. & LEITCH, E. C. (1964): Preliminary report on the geology of an area south west of the upper Tucker Glacier, Northern Victoria Land. - in: ADIE, R. J., Ed., *Antarctic Geology*, North Holland Publ. Comp., Amsterdam: 229-236
- LEMASURIER, W. E. & THOMSON, J. W. (Eds.) (1990): Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans. - *Antarct. Res. Ser., Amer. Geophys. Union*, Washington DC, 48
- LISKER, F. (1996): Geodynamic des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen, *Ber. Polarf.*, **198**: 108 S.
- LISKER, F. & SCHÄFER, T. (1996): Rekonstruktion der Niedrigtemperatur-Geschichte Oates Lands, Antarktis, anhand von Apatit-Spaltspuren. - *Mitt. Deut. Geophys. Gesell.*, 83-86
- MARSH, P.D. (1983b): The Late Precambrian and Early Palaeozoic history of the Shackleton Range, Coats Land. - in: Oliver, R.L., James, P.R., Jago, J.B. Eds., *Antarctic Earth Sciences*, Austr. Acad. Sci., Canberra; 190-193
- MARSH, P.D. (1983a): The stratigraphy and structure of the metamorphic rocks of the Haskard Highlands and Otter Highlands of the Shackleton Range. - *Brit. Ant. Surv. Bull.*, **60**: 23-43
- MARSH, P.D. (1984): The stratigraphy and structure of the Lagrange Nunataks, Northern Fuchs Dome and Herbert Mountains of the Shackleton Range. - *Brit. Ant. Surv. Bull.*, **63**: 19-40
- MATZER, S. (1995): Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in North Victoria Land – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane. - *Ber. Polarforsch.*, **173**
- MCLEOD, I.R. (1964): Geological observations in Oates Land. - in: ADIE, R. J., Ed., *Antarctic Geology*, North Holland Publ. Comp., Amsterdam: 482-486
- MCLEOD, I.R. & GREGORY, C.M. (1967): Geological Investigations along the Antarctic Coast between Longitudes 108°E and 166°E. - *report No. 78 Department of National Development, Bureau of Mineral Resources: Geology and geophysics*, 78
- MCKELVEY, B.C., WEBB, P.N., HARWOOD, D.M., MABIN, M.C.G. (1991): The Dominion Range Sirius Group - A record of the late Pliocene-early Pleistocene Beardmore glacier. - in: THOMSON, M. R. A., CRAME, J. A., THOMSON, J. W., Eds., *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge: 675-682
- NAESER, C.W. (1967): The use of apatite and sphene for fission track age determinations. - *Geological Society of America Bulletin*, **78**: 1523-1526
- NAESER, C.W. (1979): Fission track dating and geologic annealing of fission tracks. - in: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C., Eds., *Lectures in Isotope Geology*, Springer, New York: 154-169

- NAESER, C.W. & FAUL, H. (1969): Fission track annealing in apatite and sphene. - *Jb. Geophys. Res.*, **74**: 705-710
- NEASER, C.W. & MCKEE, E.H. (1979): Fission-track and K-Ar ages of tertiary ash-flow tuffs, north-central Nevada. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**: 3375-3384
- NATHAN, S. & SCHULTE, F.J. (1967): Recent thermal and volcanic activity on Mount Melbourne, Northern Victoria Land, Antarctica. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **10/2**: 422-430
- NATHAN, S. & SKINNER, D.N.B. (1972): Recent Advances in the Pre-Permian Geology of Northern Victoria Land. - in: ADIE, J., Ed., *Antarctic Geology and Geophysics*, Universitetsforlaget, Oslo: 333-337
- OLESCH, M. (1994): Was bedeuten die 100 Ma - Spaltspuralter in der Antarktis? - *Ber. Polarforschung*, **170**: 104-107
- Olesch, M., Braun, H.-M., Kamenev, E.N., Kameneva, G.J., Schubert, w. (1995): Read Group. - in: Thomson, J.W., Ed., *Geological map of Shackleton Range, Antarctica*, British Antarctic Survey, Cambridge, 8-13
- OLESCH, M., ROLAND, N.W., FENN, G., KRAUSS, U. (1996): Petrogenesis of Granitoid Rocks of OateLand, Antarctica. - *Geol. Jb.*, **B89**, 195-245
- O'SULLIVAN, P.B., FOSTER, D.A., KOHN, B.P., GLEADOW, A.J.W. (1996): Multiple postorogenic denudation events: An example from the eastern Lachlan fold belt, Australia. - *Geol.*, **24**: 563-566
- 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 Sciences*, Austr. Acad. Sci., Canberra; 176-182
- PANKHURST, R.J., KREUZER, H., HÖHNDORF, A., BELYATSKY, B. (1995): Geochronology. - in: Thomson, J.W., Ed., *Geological map of Shackleton Range, Antarctica*, British Antarctic Survey, Cambridge, 53-56
- PARRISH, R.R. (1983): Cenozoic thermal evolution and tectonics of the Coast Mountains of British Columbia, 1. Fission-track dating, apparent uplift rates, and patterns of uplift. - *Tectonics*, **2**: 601-632
- PARRISH, R.R. (1985): Some cautions which should be excised when interpreting fission track and other dates with regard to uplift rate calculations. - *Nuclear Tracks*, **10**: 425
- PETERS, M. (1989): Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika. Petrographie, Geochemie, Geochronologie, Paläomagnetismus, geotektonische Implikationen. - *Ber. Polarf.*, **61**: 186 S.
- PRICE, P.B. & WALKER, R.M. (1962 a): Observations of charged-particle tracks in solids. - *J. Appl. Phys.*, **33**: 3400-3406
- PRICE, P.B. & WALKER, R.M. (1962 b): Chemical etching of charged-particle tracks in solids. - *J. Appl. Phys.*, **33**: 3407-3412
- PRICE, P.B. & WALKER, R.M. (1963): Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. - *Journal of Geophysical Research*, **68**: 4847-4862
- PUJATO, H. (1977): Los vuelos precursores del General Pujato. - *Antártida*, **8**: 32-39
- REDFIELD, T.F., GRIMM, R.E., FITZGERALD, P.G., STUMP, E. (1994): The Transantarctic Mountains and the breakup of Gondwana: underplating, uplift, and flexural suppression. - *Eight Int. Conf. on Geochron., Cosmochron. and Isotope Geology (ICOG 8). Abstracts*, USGS Circ. **1107**: 262
- REEVES, C.V., KARANJA, F.M., MCLEOD, I.N. (1987): Geophysical evidence for a failed Jurassic rift and triple junction in Kenya. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**: 299-311
- 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*. Universitetsforlaget, Oslo, 133-136

- RICHARD, S.M., SMITH, C.H., KIMBROUGH, D.L., FITZGERALD, P.G., LUYENDYK, B.P., MC WILLIAMS, M.O. (1994): Cooling history of the Northern Ford Ranges, Marie Byrd Land, West Antarctica. - *Tectonics*, **13**: 837-857
- ROLAND, N.W. & TESSENHORN, F. (1987): Rennick Faulting - an early phase of Ross Sea Rifting. - *Geol. Jb.*, **66**: 203-229
- ROLAND, N.W., KLEINSCHMIDT, G., BUGGISCH, W. (1988): Geological expedition to the Shackleton Range. - GEISHA 1987/88 - Nappe structure and a meteoroid find. - *BGR Circular*, **7**: 3-20
- RÖSLER, H. J. (1979): Lehrbuch der Mineralogie. - VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie Leipzig, Leipzig
- SCHÄFER, T. & OLESCH, M. (1996): The thermo-tectonic evolution of Oates Land (North Victoria Land, Antarctica) based on apatite fission track analysis. - *International Workshop on Fission-Track Dating, Abstracts, Gent*: 98
- SCHÄFER, T. & OLESCH, M. (1997): Multiple thermal evolution of Oates Land (Northern Victoria Land, Antarctica): evidence from apatite fission track analysis. - *Kluwer Acad. Publ., Dordrecht*: eingereicht
- SCHÄFER, T., LISKER, F., OLESCH, M. (1997): Pre-Jurassic rifting in the Wilson terrane, Antarctica? Evidences from sphene fission-track analysis.- *Terra Nova*, **9**, *Abstract Supplement No. 1, EUG 9, Strassbourg*: 225
- SCHMIDT, P.W. & MCDUGALL, I. (1977): Palaeomagnetic and potassium-argon dating studies of the Tasmanian dolerites. - *Jour. Geol. Soc. Australia*, **25**: 321-328
- SCHMIDT, D.L., ROWLEY, P.D., (1986): Continental rifting and transform faulting along the Jurassic Transantarctic rift, Antarctica. - *Tectonics*, **5**: 279-292
- SCHNELLBACH, U. (1992): Neue Erkenntnisse der Hebungsgeschichte des Transantarktischen Gebirges mittels Spaltspurenanalyse. - Dissertation, Universität Bremen
- SCHÜSSLER, U. (1994): Metamorphite im NW-Teil des Wilson Terranes, Oates Coast, Antarktis. - Kurzfassung zum DFG-Berichtskolloquium "Terrestrische Geowissenschaften" im DFG-Schwerpunkt "Antarktisforschung", 4.-5. Nov. 1994, Frankfurt/ Main
- SCHÜSSLER, U. & HENJES-KUNST, F. (1994): Petrographical and Geochronological Investigations on a Garnet-Tourmaline Pegmatite from Ringgold Knoll, Oates Coast, Antarctica. - *Chemie der Erde*, **54**: 297-318
- SCHÜSSLER, U., BRÖCKER, M., WILL, T., HENJES-KUNST, F. (1995 a): Petrologische und geochronologische Untersuchungen in der Zentralzone des Wilson-Kristallins an der Oates Coast, Antarktis. - Kurzfassung zum Treffen des Arbeitskreises "Geologie der Polargebiete" der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung, 28.-29.4.1995, Aachen
- SCHÜSSLER, U., BRÖCKER, M., WILL, T., HENJES-KUNST, F. (1995 b): P-T-t conditions of the Wilson Terrane metamorphics at the Oates Coast, Antarctica. - *Ber. Dt. Min. Ges., Beiheft 1 zum Eur. J. Mineral.*, **7**, 222
- SCHÜSSLER, U., BRÖCKER, M., HENJES-KUNST, F., WILL, T. (1997): P-T-t Evolution of the Northern Wilson Terrane, Oates Coast, Ross Orogenic Belt, Antarctica. - *Terra Nova*, **9**, *Abstract Supplement No. 1, EUG 9*: 216
- SKINNER, D.N.B. & RICKER, J. (1968 a): The geology and the region between the Mawson and Priestley Glaciers, north Victoria Land, Antarctica. Part I - Basement metasedimentary and igneous rocks. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **11/4**: 1009-1040
- SKINNER, D.N.B. & RICKER, J. (1968 b): The geology and the region between the Mawson and Priestley Glaciers, north Victoria Land, Antarctica. Part II - Upper Paleozoic to Quaternary Geology. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **11/4**: 1041-1075
- SOLOVIEV, D.S. (1960): The Lower Paleozoic metamorphic slates of the Oates Coast. - *Nauk. Issled. Inst. Geol. Arkt.*, **113**
- SPEATH, G. & SCHULL, P. (1987): A survey of Mesozoic dolerite dikes from western Neuschwabenland, Antarctica, and their geotectonic significance. - *Polarforschung*, **57**: 93-113

- SPEATH G., HOTTON R., PETERS, R., TECHMER, K. (1994): Mafic Dykes in the Shackleton Range, Antarctica. - *Polarforschung*, **63**: 101-121
- SPEATH, G., HOTTON, R., PETERS, M., TECHMER, A. (1995): Mafic dykes in the Shackleton Range, Antarctica. - *Polarforschung*, **63**, 101-121
- 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
- STEPHENSON, P.J. (1966): geology, 1. Theron mountains, Shackleton Range and Whichaway Nunataks (with a section on palaeomagnetism of the dolerite intrusions by D.J. Blundell). - *Trans-Antarctic Expedition Scientific Reports*, **8**: 79 S.
- STOREY, B.C. (1995): The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. - *Nature*, **337**: 301-308
- STUMP, E., KORSCH, R.J., EDGERTON, D.G. (1991): The myth of the Nimrod and Beardmore Orogenies. - in: THOMSON, M. R. A., CRAME, J. A., THOMSON, J. W., Eds., *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge: 143-147
- STUMP, E. & FITZGERALD, P.G. (1992): Episodic Uplift of the Transantarctic Mountains. - *Geology*, **20**: 161-164
- STURM, A. & CARRIER, S. J. (1970): Geology of the region between the Matusevich and Tucker Glaciers, North Victoria Land, Antarctica. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **13/2**: 408-435
- TAGAMI, T. & SHIMADA, C. (1996): Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton. - *Jour. Gephys. Res.*, **101**, **B4**: 8245-8255
- TAYLOR, G.K. & SHAW, J. (1989): The Falkland Islands: New palaeomagnetic data and their origin as a displaced terrane from southern Africa. - in: Hillhouse, J.W., Ed., *Deep Structure and Past Kinematics of Accreted Terranes*, Geophys. Monogr., 50: 59-72
- TECHMER, K.S., PETERS, M., SPEATH, G., WEBER, K., LEAT, P.T. (1995): Mafic dykes. - in: Thomson, J.W., Ed., *Geological map of Shackleton Range, Antarctica*, British Antarctic Survey, Cambridge, 48-52
- TESSENSOHN, F. (1984): Geological and Tectonic History of the Bowers Structural Zone, North Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, **B60**: 371-396
- TESSENSOHN, F. (1994): The Ross Sea Region, Antarctica: Structural Interpretation in Relation to the Evolution of the Southern Ocean. - *Terra Antarctica*, **1/3**: 553-558
- THOMSON, M.R.A. (1972): Inarticulate Brachiopoda from the Shackleton Range and their stratigraphical significance. - *Brit. Ant. Surv. Bull.*, **31**: 17-20
- THOMSON, M.R.A., SOLOV'EV, I.A., BUGGISCH, W. (1995): Trilobite Shales. - in: Thomson, J.W., Ed., *Geological map of Shackleton Range, Antarctica*, British Antarctic Survey, Cambridge, 42-44
- VAN DEN HAUTE, P. (1986): Apatite fission-track dating applied to Precambrian terranes. - *Chem. Geol.*, **57**: 155-165
- VAN DER WATEREN, F.M., LUYENDYK, B.P., VERBERS, A.L.L.M., SMITH, C.H. (1994): Landscape Evolution Model of the West Antarctic Rift System Relating Tectonic and Climatic of the Rift Margins. - *Terra Antarctica*, **1/2**: 453-456
- VETTER, U., ROLAND, N. W., KREUZER, H., HÖHNDORF, A., LENZ, H., BESANG, C. (1983): Geochemistry, petrography and geochronology of the Cambro-Ordovician and Devonian-Carboniferous granitoids of Northern Victoria Land, Antarctica. - in: OLIVER, R. L., JAMES, P. R., JAGO, J. B., Eds., *Antarctic Earth Science*, Australian Academy of Science, Canberra: 140-143
- WAGNER, G.A. (1972 a): Spaltspuren von Mineralen und natürlichen Gläsern: eine Übersicht. - *Fortschritte Mineralogie*, **49**: 114-145
- WAGNER, G.A. (1972 b): Apatite fission-track length geochrono-thermometer to 60°C: Projected length studies. - *Chem. Geol.*, **72**: 145-153
- WAGNER, G.A. (1990): Apatite fission track dating of the crystalline basement of Middle Europe: Concepts and results. - *Nuclear Tracks*, **17**: 277-282

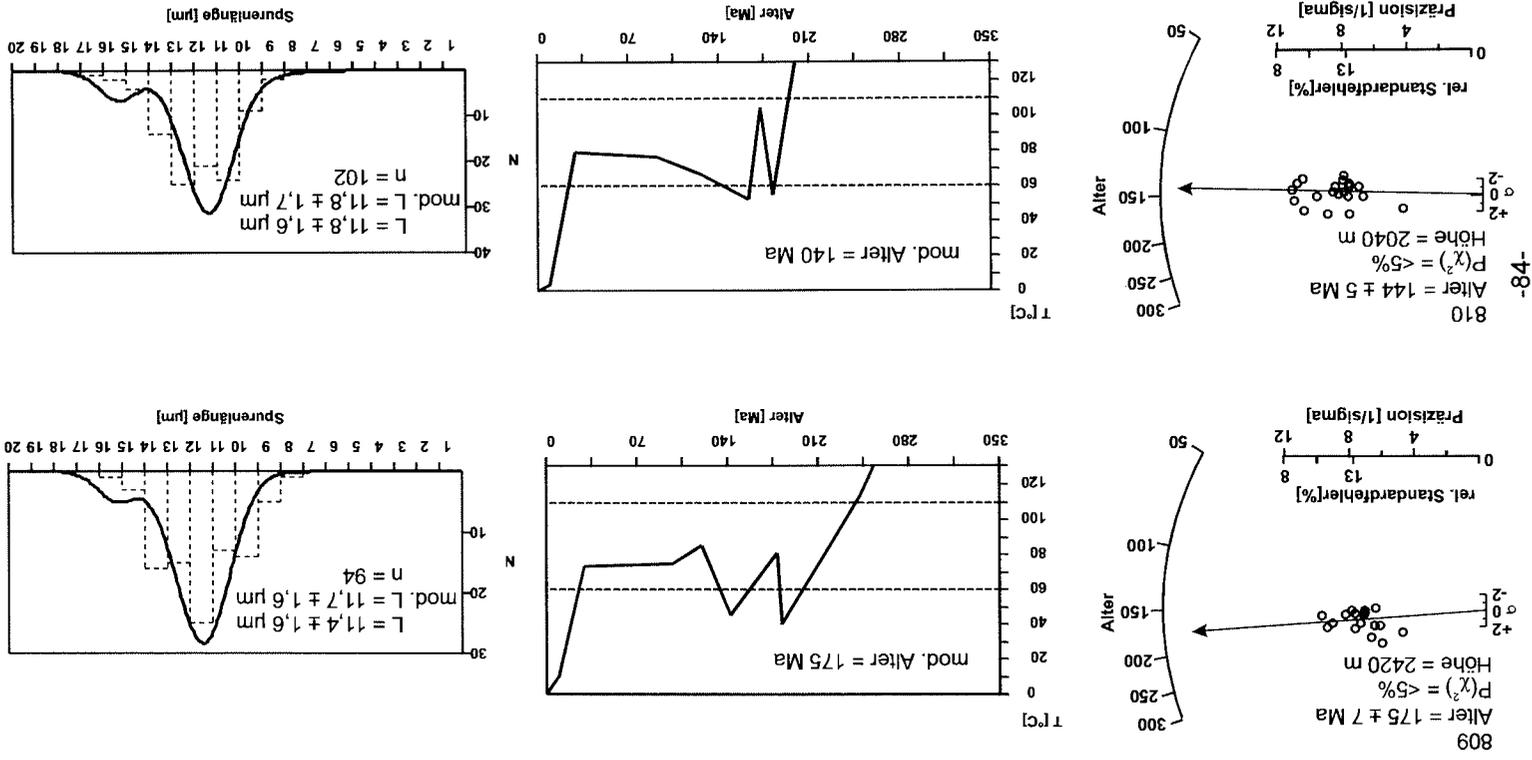
- WAGNER, G.A. & REIMER, G.M. (1972): Fission track tectonics: The tectonic interpretation of fission track apatite ages. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**: 263-268
- WAGNER, G.A. & STORZER, D. (1975): Spaltspuren und ihre Bedeutung für die thermische Geschichte des Odenwaldes. - *Aufschluss*, **27**: 79-85
- WAGNER, G.A., GLEADOW, A.J.W., FITZGERALD, P.G. (1989): The significance of the partial annealing zone in apatite fission track analysis: Projected track length measurements and uplift chronology of Transantarctic Mountains. - *Chem. Geol.*, **79**: 295-305
- WAGNER, G.A. & VAN DEN HAUTE, P. (1992): Fission-Track Dating. - Enke, Stuttgart
- WAGNER, M., ALTHERR, R., VAN DEN HAUTE, P. (1992) Apatite fission-track analysis of Kenyan basement rocks: constraints on the thermotectonic evolution of the Kenya dome. A reconnaissance study. - *Tectonophysics*, **204**:93-110
- WEAVER, S.D., STOREY, B.C., PANKHURST, R.J., MUKASA, S.B, DI VENERE, V.J., BRADSHAW, J.D. (1994): Antarctica-New Zealand rifting and Marie Byrd Land lithospheric magmatism linked to ridge subduction and mantle plume activity. - *Geology*, **22**: 811-814
- WEBB, P.-N. (1990): The Cenozoic history of Antarctica and its global impact. - *Antarctic Science*, **2/1**: 3-21
- WEBB, P.-N. (1994): Paleo-Drainage Systems of East Antarctica and Sediment Supply to West Antarctic Rift System Basins. - *Terra Antarctica*, **1/2**: 457-461
- WEBB, P. N., MC DOUGALL, I., COOPER, J. A. (1964): Potassium-argon dates from Vincennes Bay region and Oates Land, East Antarctica. - *1st Int. Symp. Antarct. Geol.*, Cape Town, Amsterdam: 597-600
- WHITE, R.S. & MC KENZIE, D.P. (1989): Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. - *J. Geophys. Res.*, **94**, **B6**: 7685-7729
- WILSON, T. (1993): Jurassic faulting and magmatism in the Transantarctic Mountains: Implication for Gondwana break up. - in: Findley, R.H., Unrug, R., Banks, M.R., Veevers, J.J. Eds., *Gondwana Eight*, Balkema, Rotterdam: 565-572
- WOOLFE, K.J. & BARRETT, P.J. (1995): Constraining the Devonian to Triassic tectonic evolution of the Ross Sea Sector. - *Terra Antarctica*, **2(1)**: 7-21
- WRIGHT, T. O. (1981): Sedimentology of the Robertson Bay Group, Northern Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, **B41**: 127-138
- WYBORN, D. (1981): Granitoids of Northern Victoria Land, Antarctica - Field and petrographic observations. - *Geol. Jb.*, **B41**: 229-249
- YAMADA, R. TAGAMI, T., NISHIMURA, S., ITHO, H. (1995a): Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study. - *Chem. Geol.*, **122**: 249-258
- YAMADA, R., TAGAMI, T., NISHIMURA, S. (1995b): Confined fission-track length measurement of zircon: assesment of factors affecting the paleotemperature estimate. - *Chem. Geol.*, **119**: 293-306

## **8. Anhang**

Auf den folgenden Seiten wurden alle modellierten Proben der vorliegenden Arbeit aufgeführt. Die Beschreibung der Abbildungen ist unter Kapitel 4.3. detailliert angegeben.

Aus den Ergebnissen der Modellierungen und der Spaltspuruntersuchungen wurde die dargestellte thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range abgeleitet.

**Abb. A.1:** Diagramme und Modellierungen der Spaltspurdaten entlang der paläozoischen Störungssysteme Oates Lands. Alle Diagramme sprechen für eine sehr komplexe Abkühlungsgeschichte. Während des Ferrar Ereignisses vor ~175 Ma wurden die latenten Spaltspuren teilweise vollständig (Probe 810) ausgeheilt bzw. fossile Spaltspuren verkürzt.



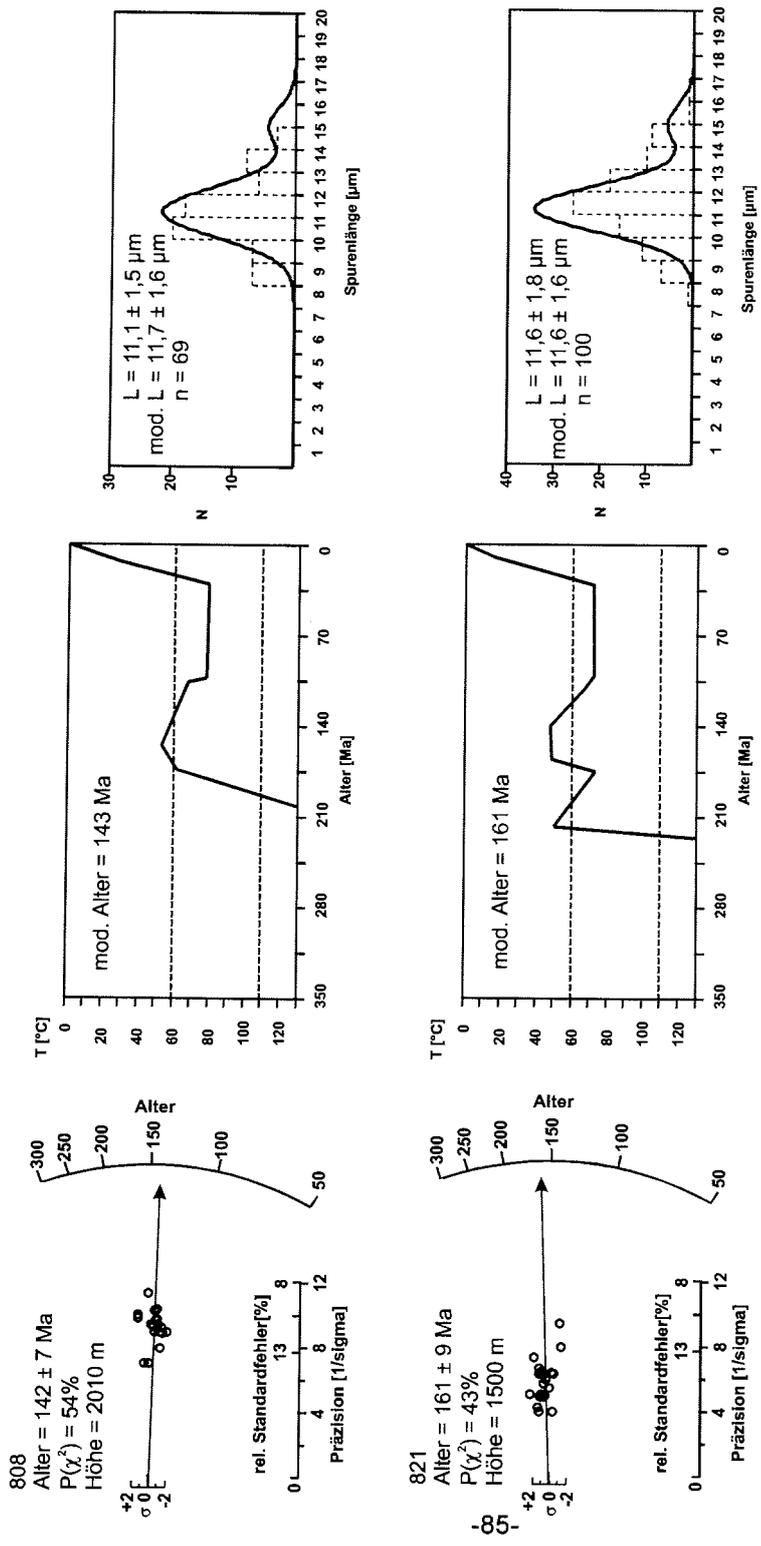


Abb. A.1 (Fortsetzung)

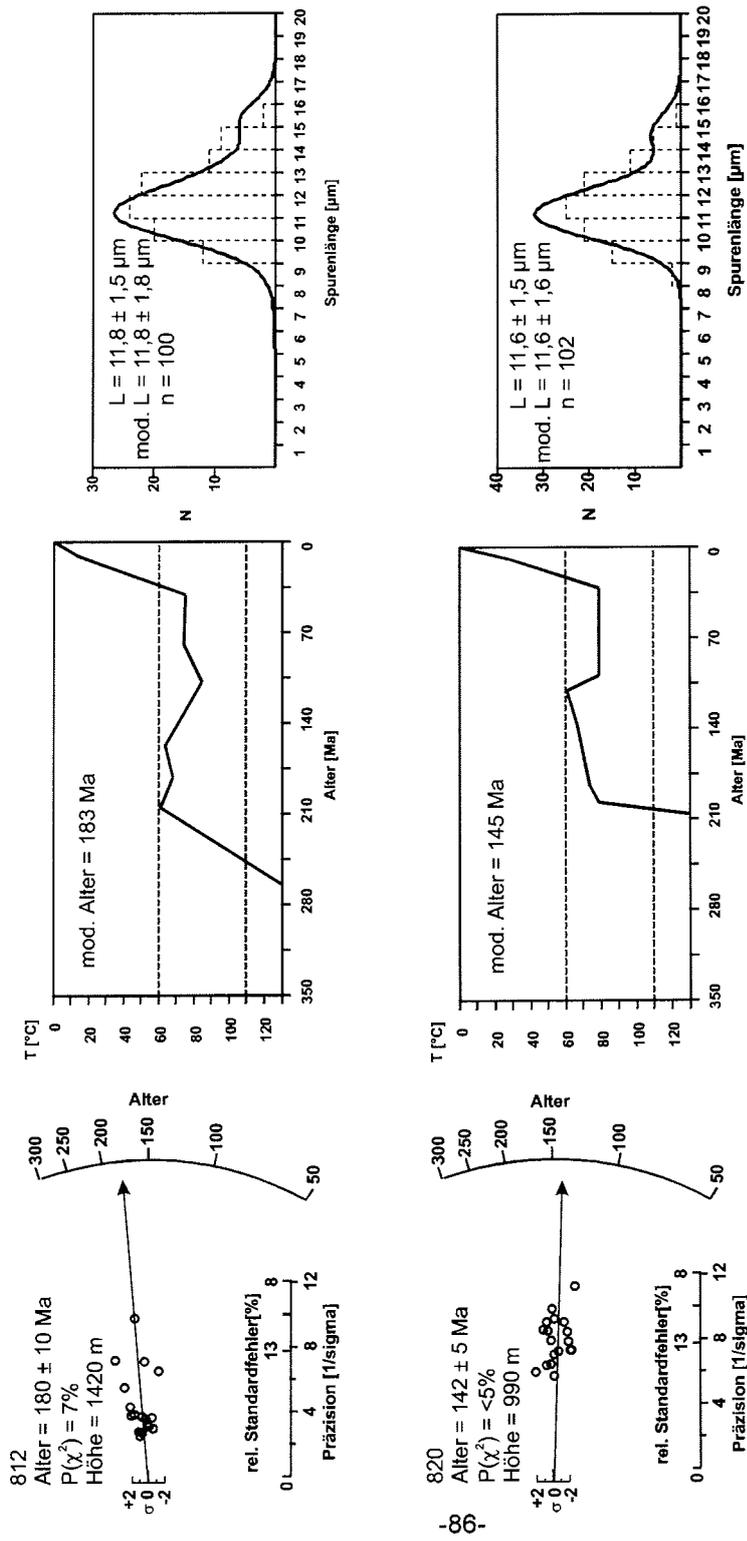


Abb. A.1 (Fortsetzung)

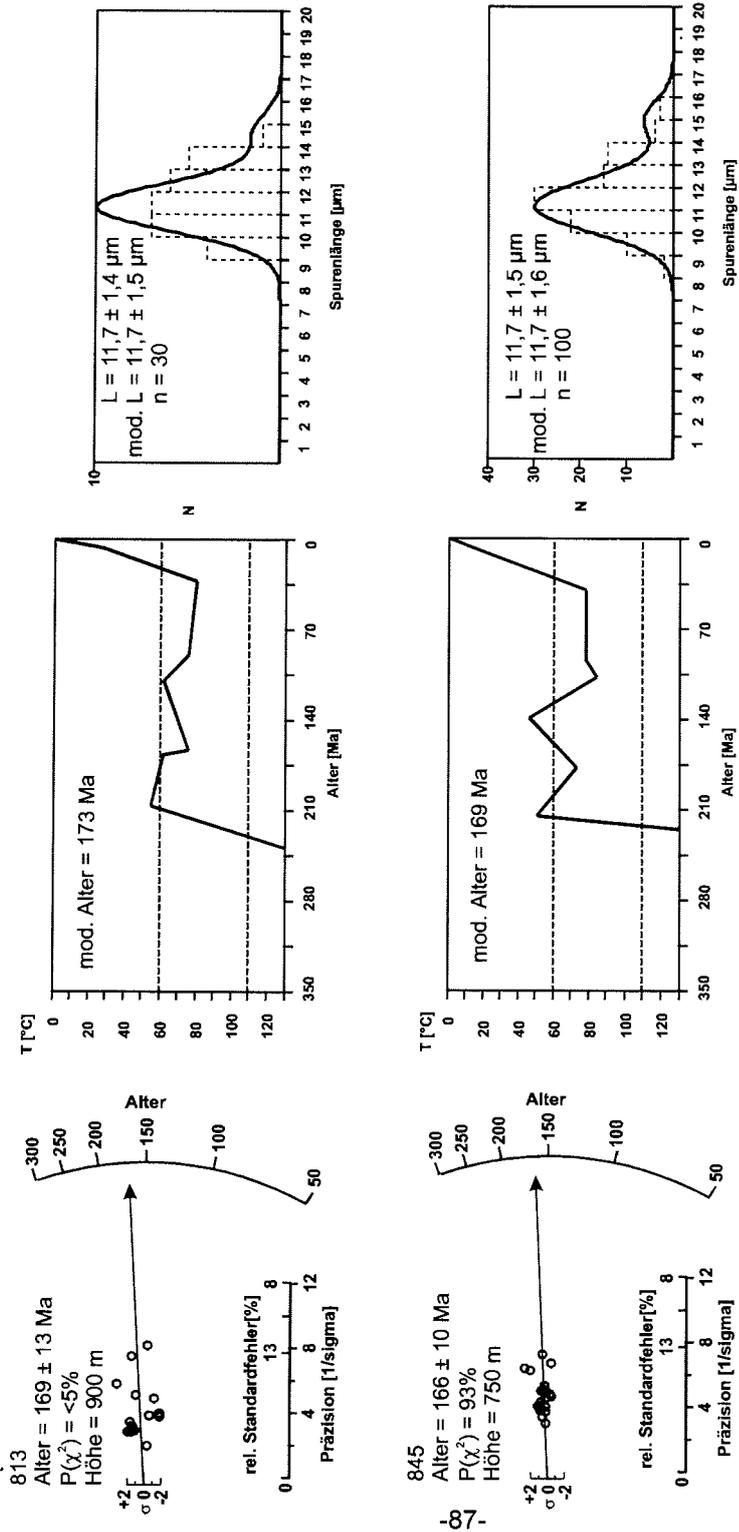


Abb. A.1 (Fortsetzung)

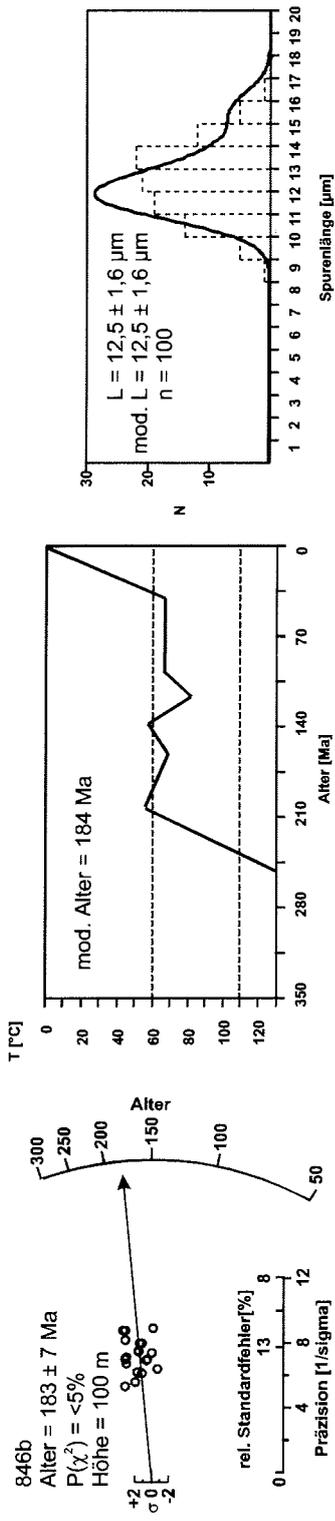
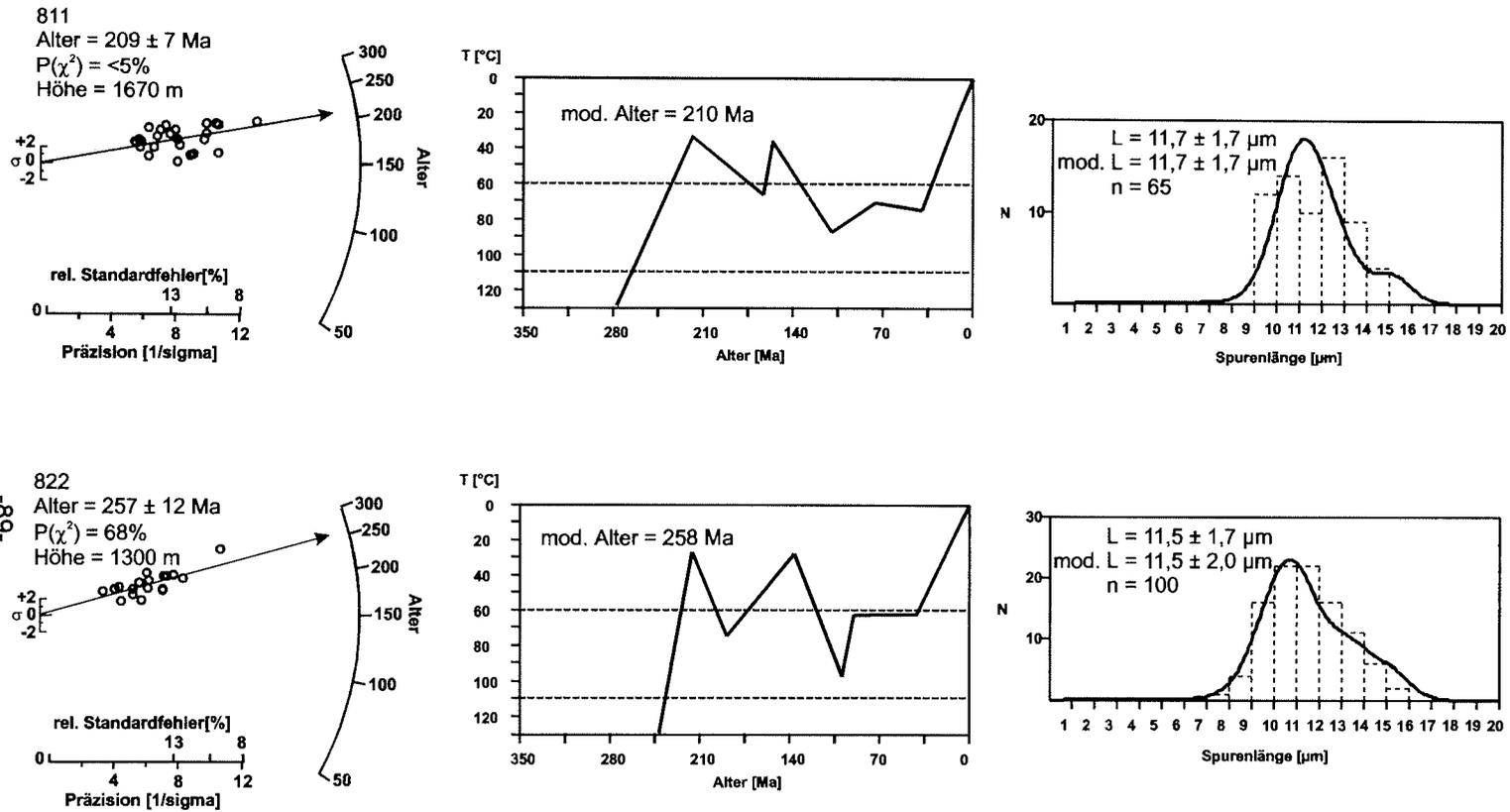


Abb. A.1 (Fortsetzung)



**Abb. A.2:** Diagramme und Modellierungen der Spaltspurdaten von Basementproben Oates Lands. Das Ferrar Ereignis ist in allen Proben nachweisbar. Zwischen dem Ferrar Ereignis und dem Rennick Ereignis sind die Isothermen relativ konstant; mit abnehmender Höhe wandert der T-t-Pfad weiter in die PAZ. Von der mittleren Kreide bis ins Känozoikum deuten die Modellierungen auf einen erhöhten Paläogradienten. Im Eozän-Oligozän erfolgt die endgültige Hebung der Proben.

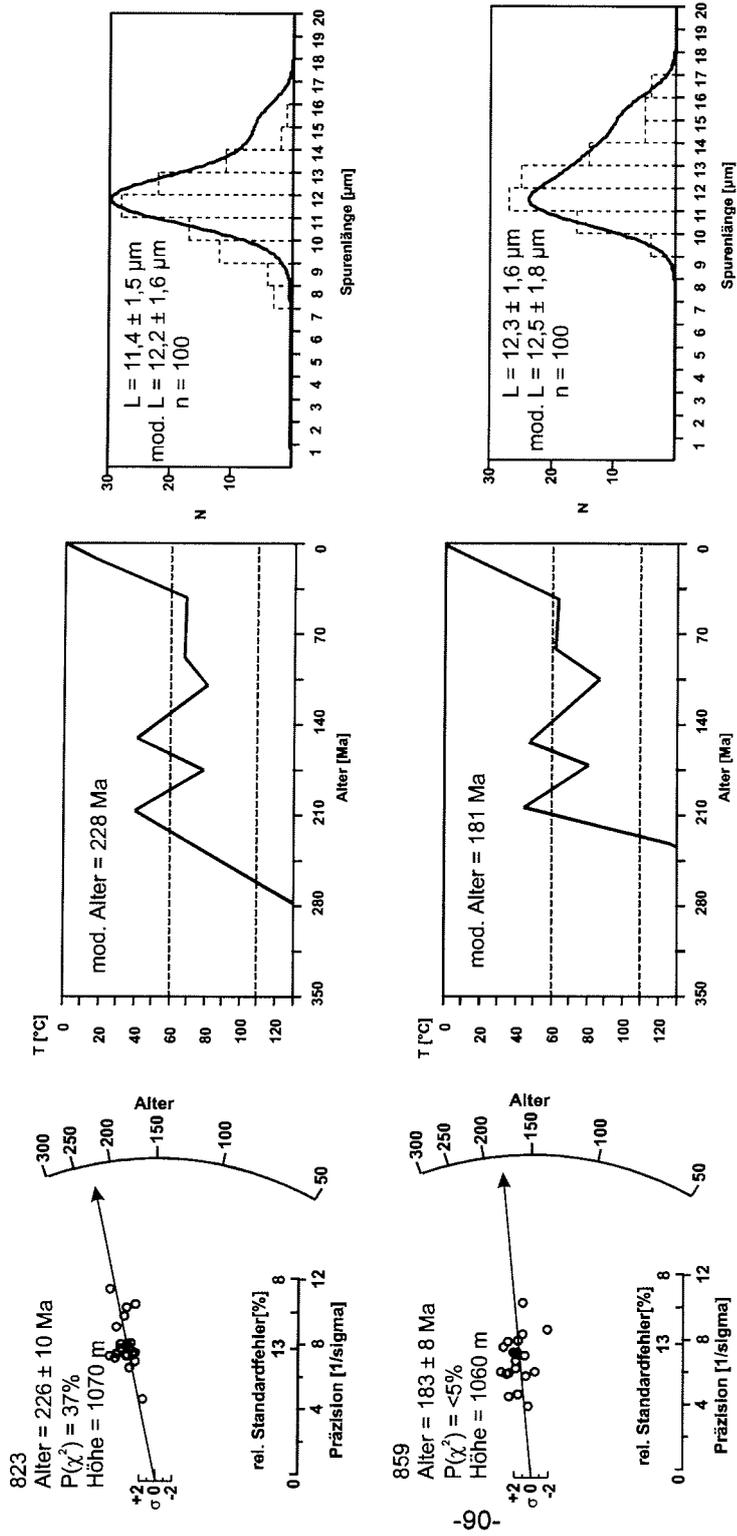


Abb. A.2 (Fortsetzung)

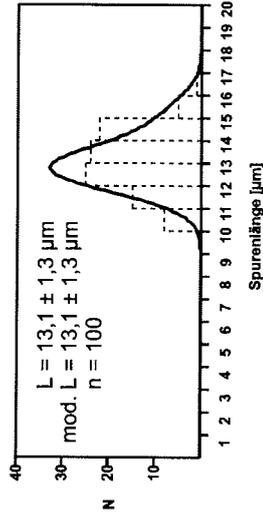
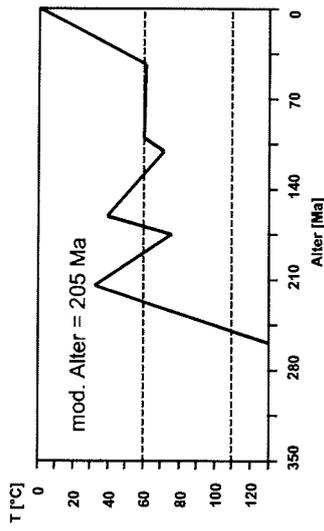
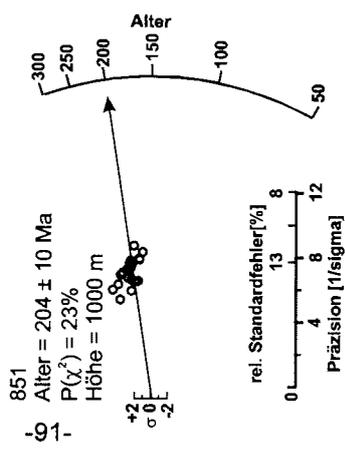
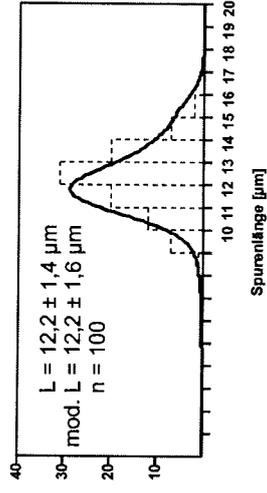
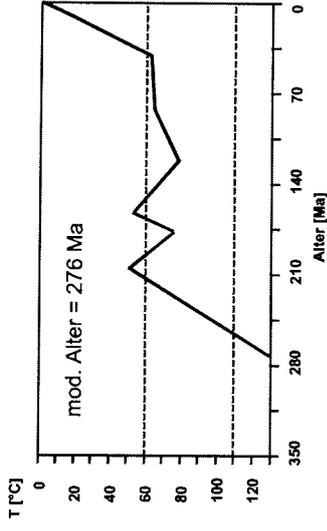
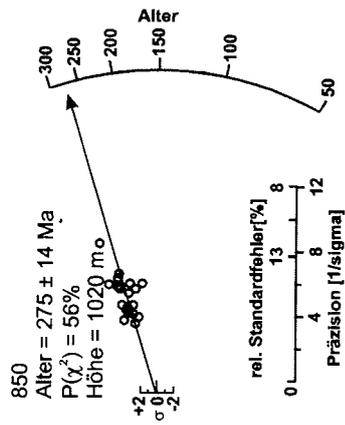


Abb. A.2 (Fortsetzung)

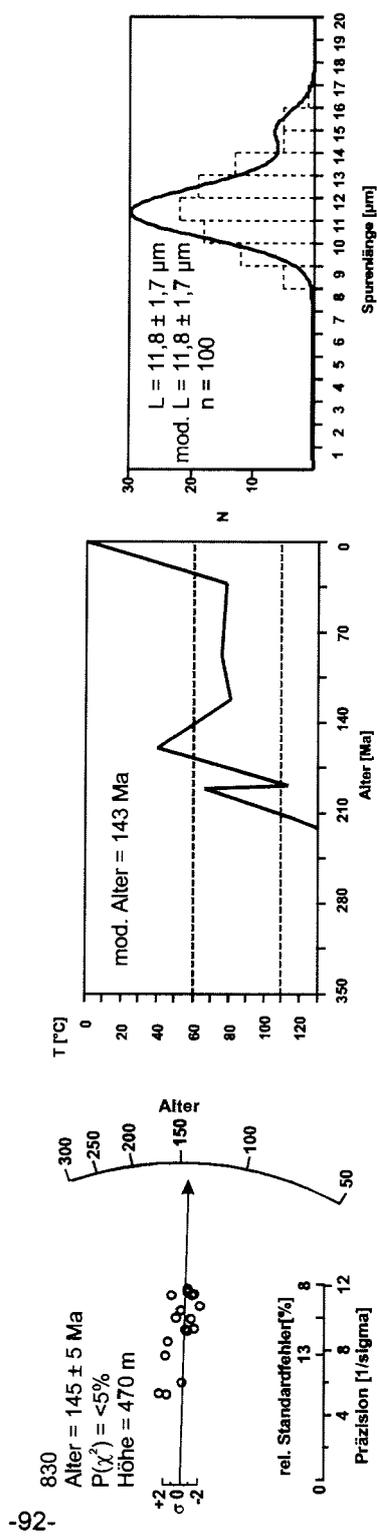
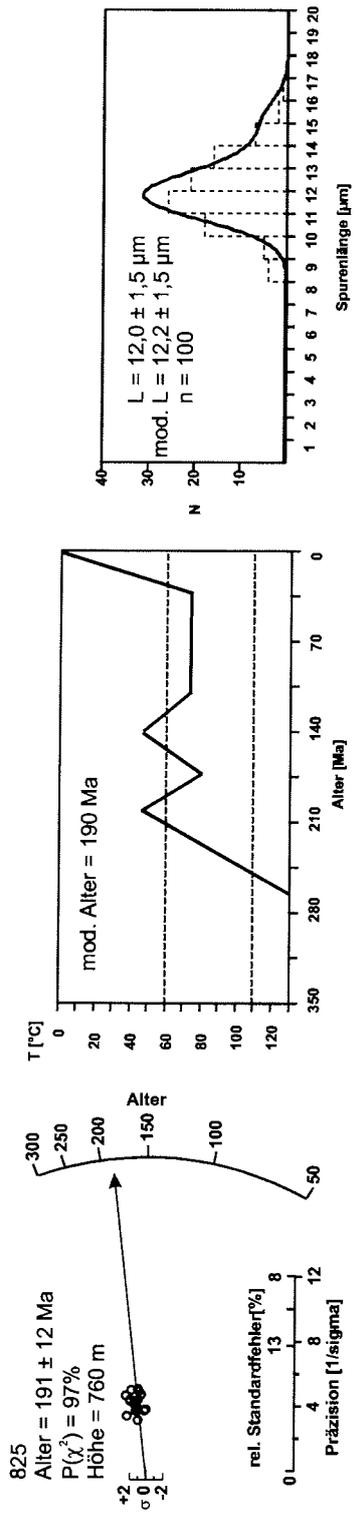
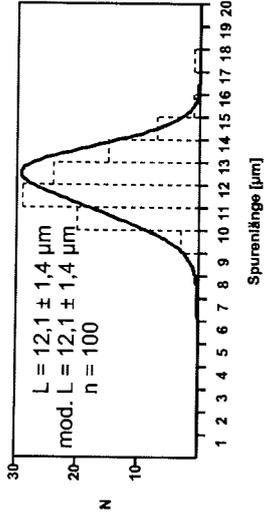
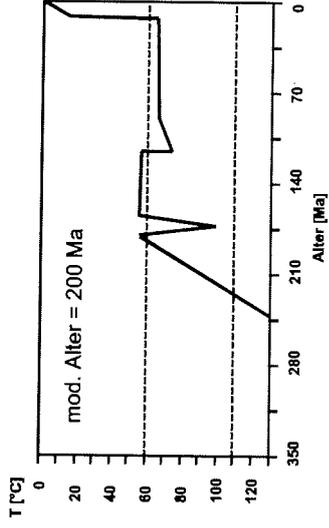
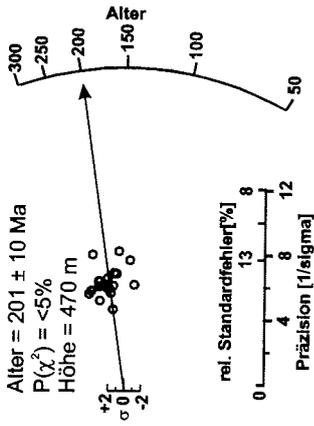


Abb. A.2 (Fortsetzung)

856  
Alter =  $201 \pm 10$  Ma  
 $P(\chi^2) = <5\%$   
Höhe = 470 m



855  
Alter =  $229 \pm 15$  Ma  
 $P(\chi^2) = 70\%$   
Höhe = 150 m

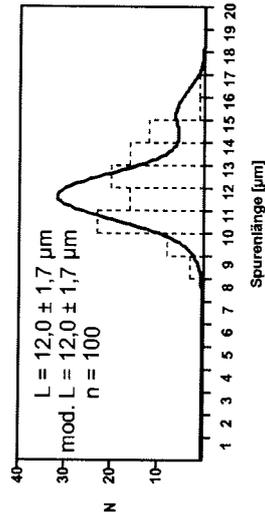
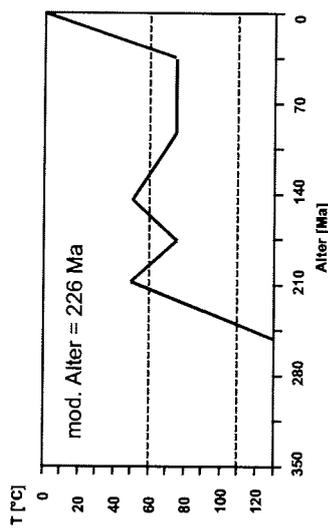
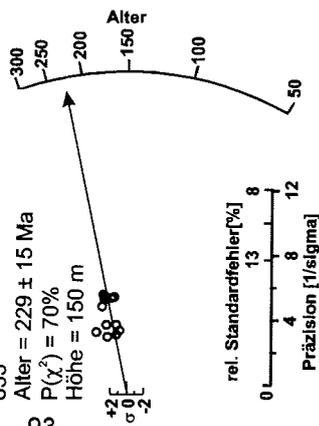


Abb. A.2 (Fortsetzung)

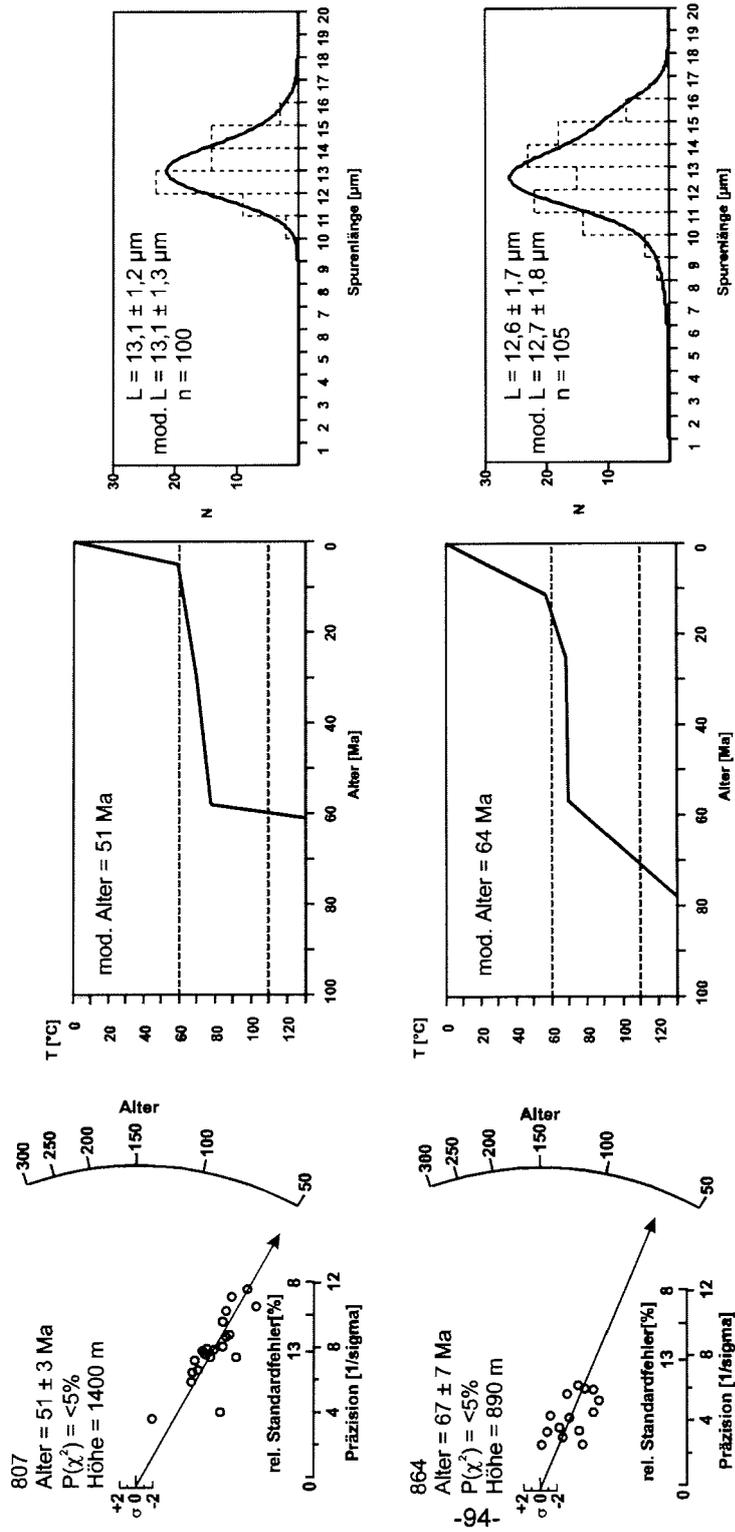


Abb. A.3: Diagramme und Modelle der Spaltspurdaten von Proben entlang des Rennick Grabens Oates Lands. Deutlich ist die sehr junge Abkühlung der Proben während der Entwicklung des West Antarktischen Rift Systems zu erkennen.

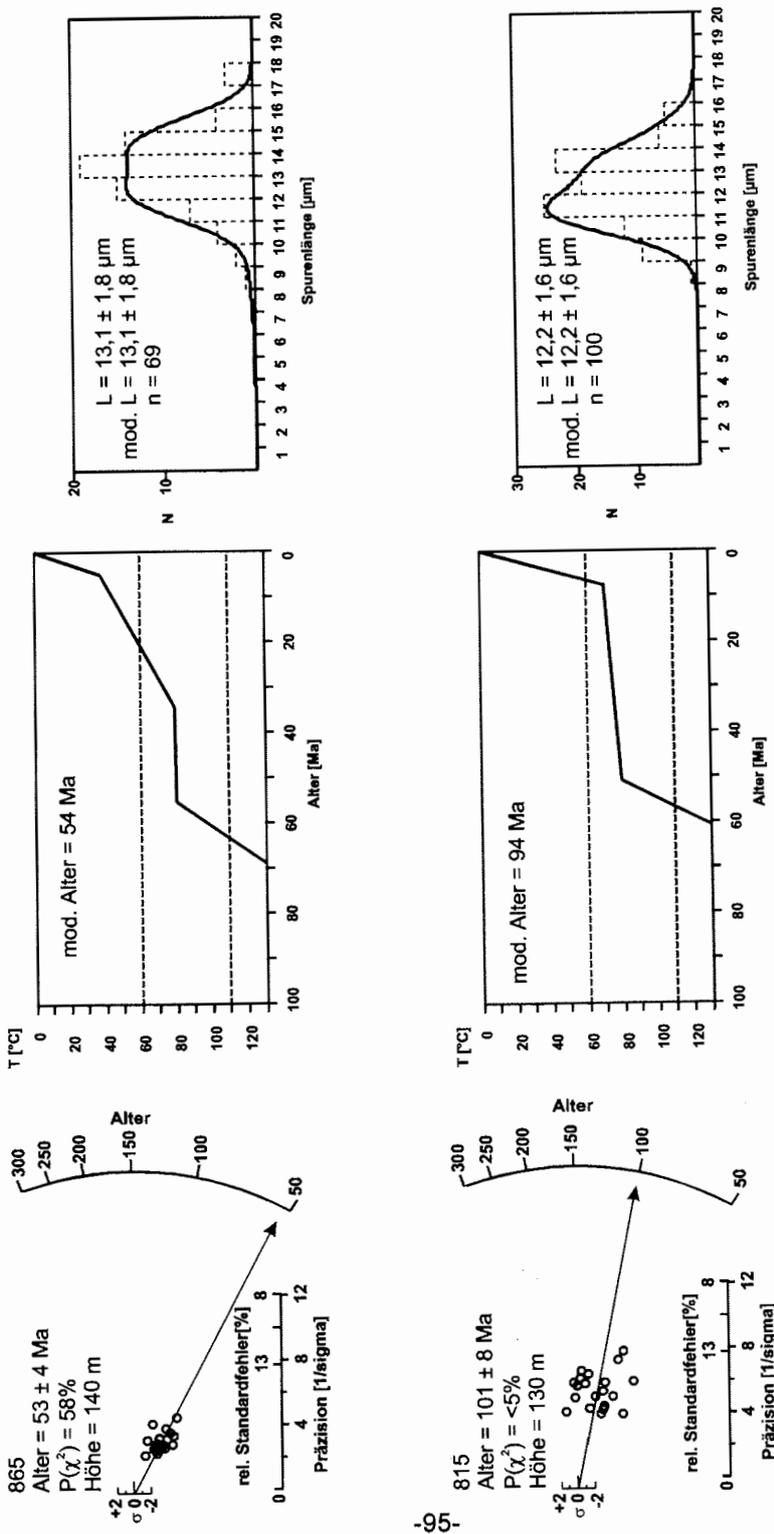


Abb. A.3 (Fortsetzung)

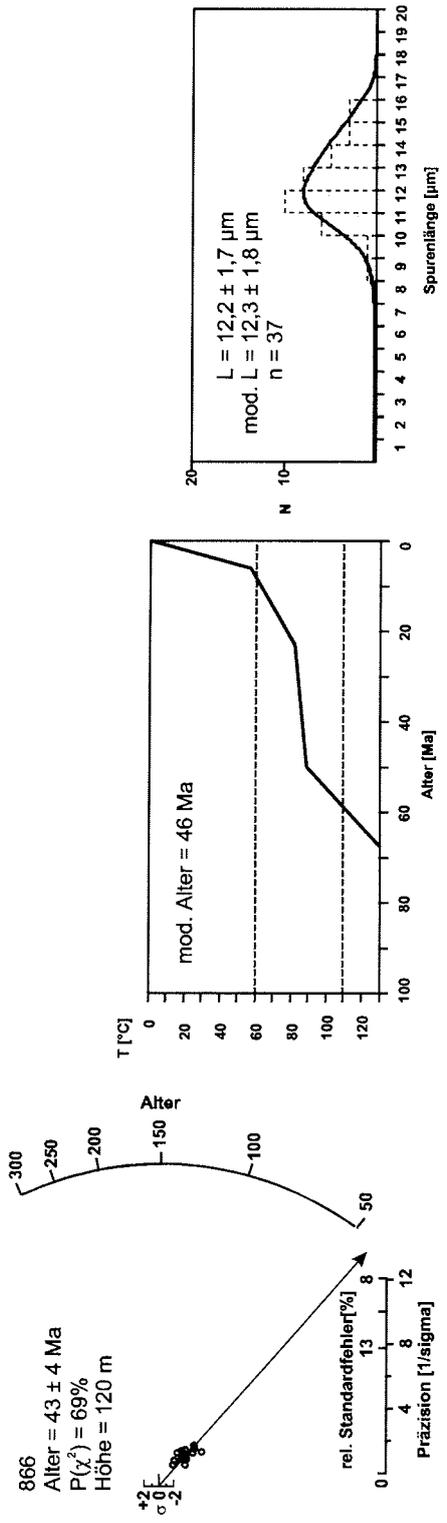
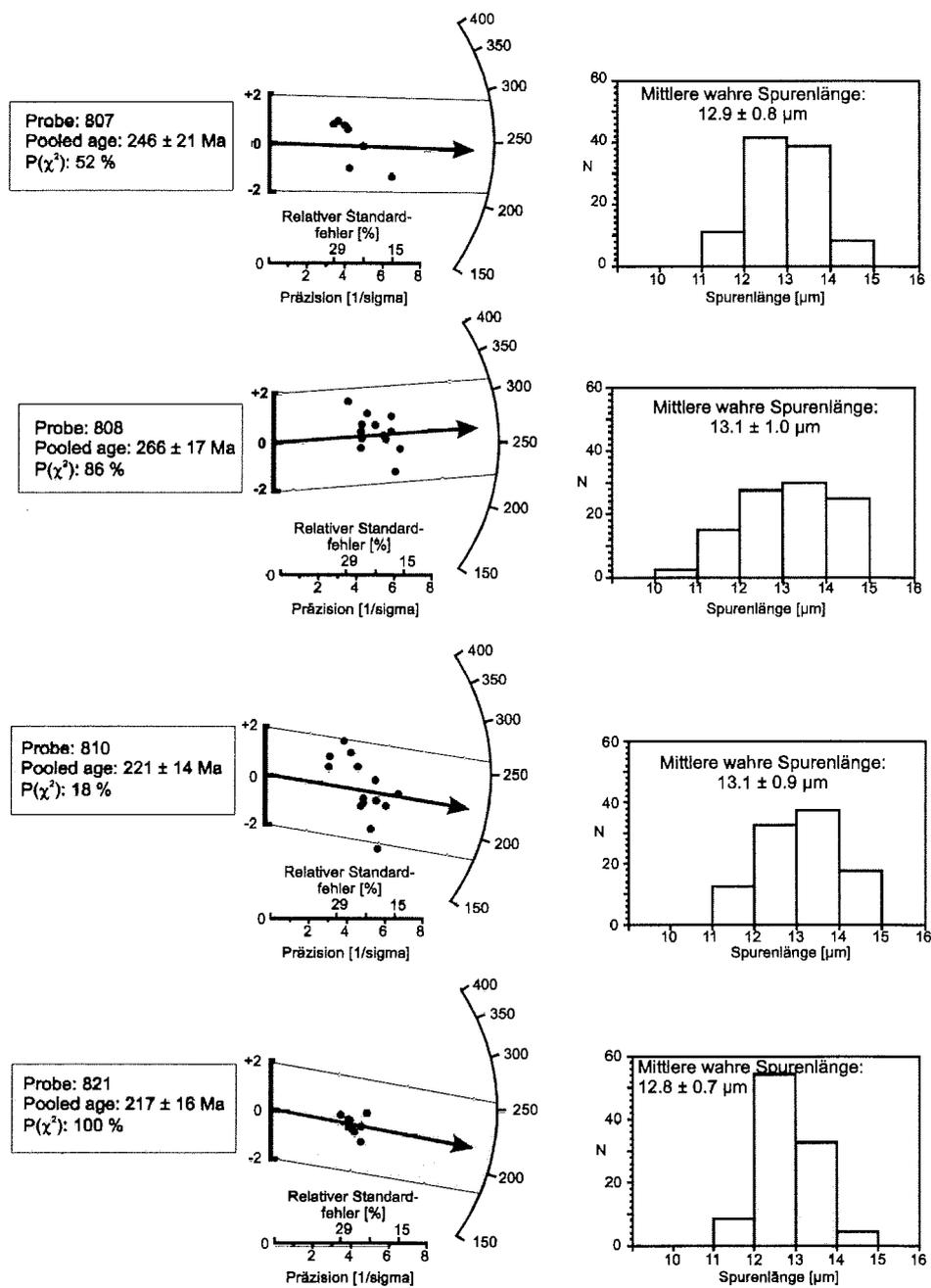


Abb. A.3 (Fortsetzung)



**Abb. A.4:** Darstellung der Radialplots und Längenhistogramme der Titanit Spaltspurdaten von Oates Land.

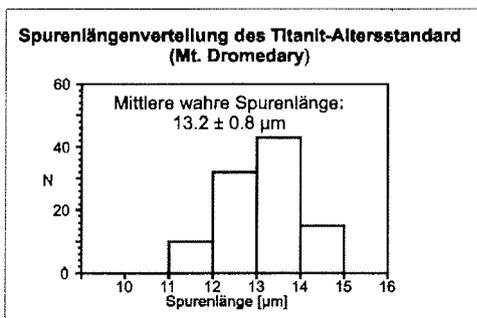
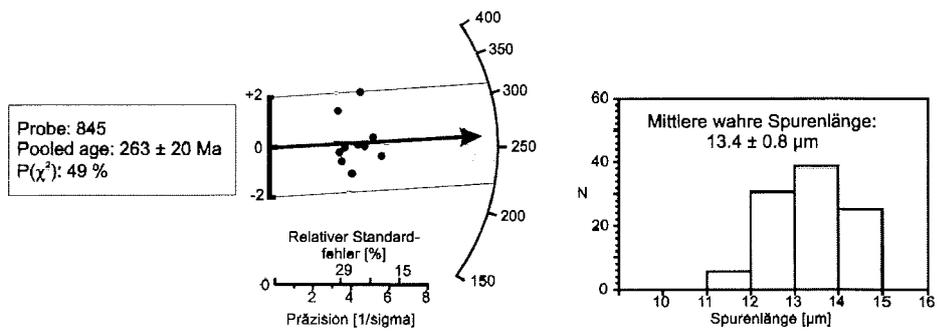
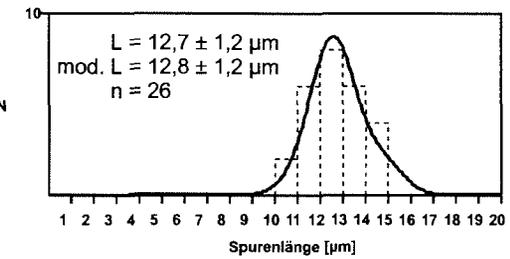
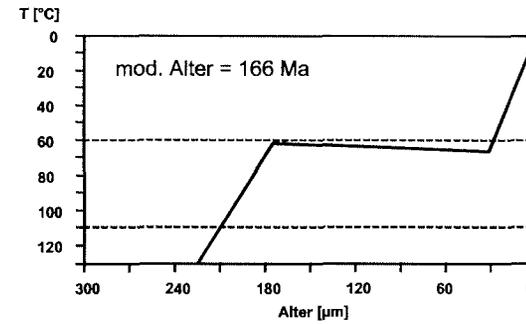
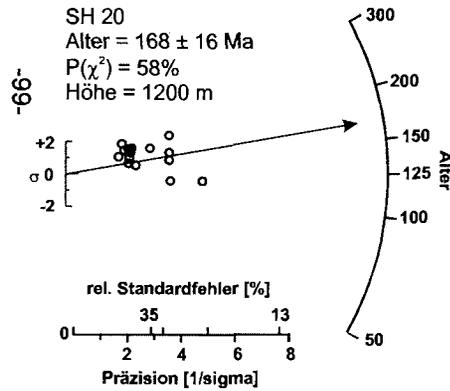
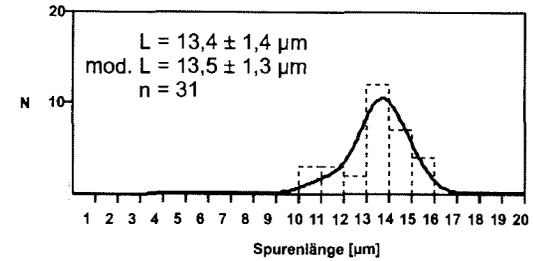
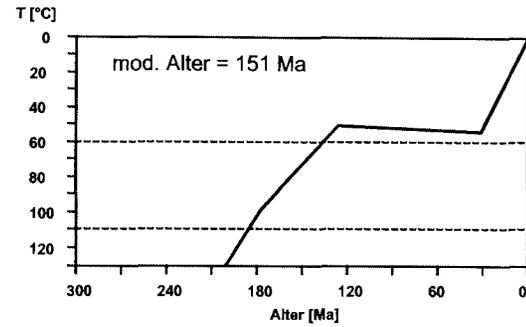
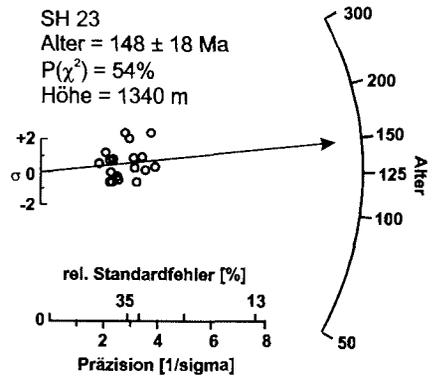


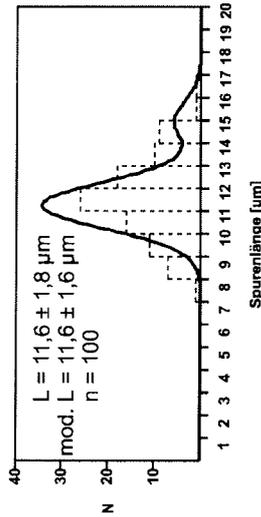
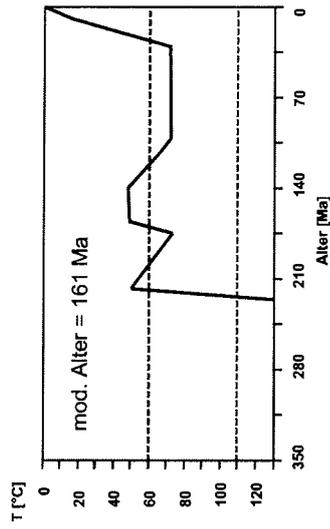
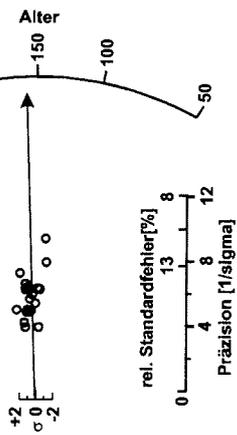
Abb. A.4 (Fortsetzung)



**Abb. A.5:** Diagramme und Modellierungen der Spaltspurdaten der Herbert Mountains (Shackleton Range). Deutlich ist die rasche Abkühlung während der Jura zu erkennen. Subsequent verblieben die Proben innerhalb der PAZ bis sie ab dem Eozän-Oligozän gehoben wurden. Die postulierte kretazische Hebung/Denudation ist aus den Modellen nicht zu erkennen. Über die Interpretation der Spaltspurdaten und der Alter-Höhen-Profile läßt sich aber diese erste mittelkretazische Hebung nachweisen.

821

Alter =  $161 \pm 9$  Ma  
 $P(\chi^2) = 43\%$   
 Höhe = 1500 m



SH 15

Alter =  $124 \pm 10$  Ma  
 $P(\chi^2) = 86\%$   
 Höhe = 1025 m

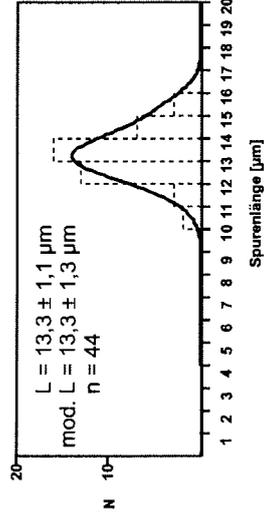
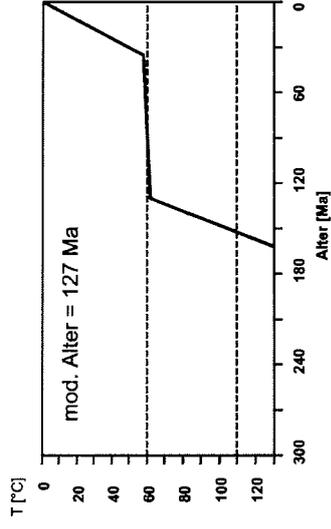
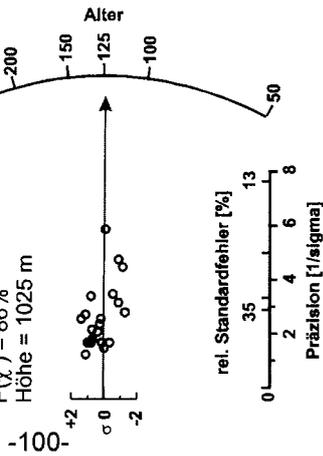


Abb. A.5 (Fortsetzung)

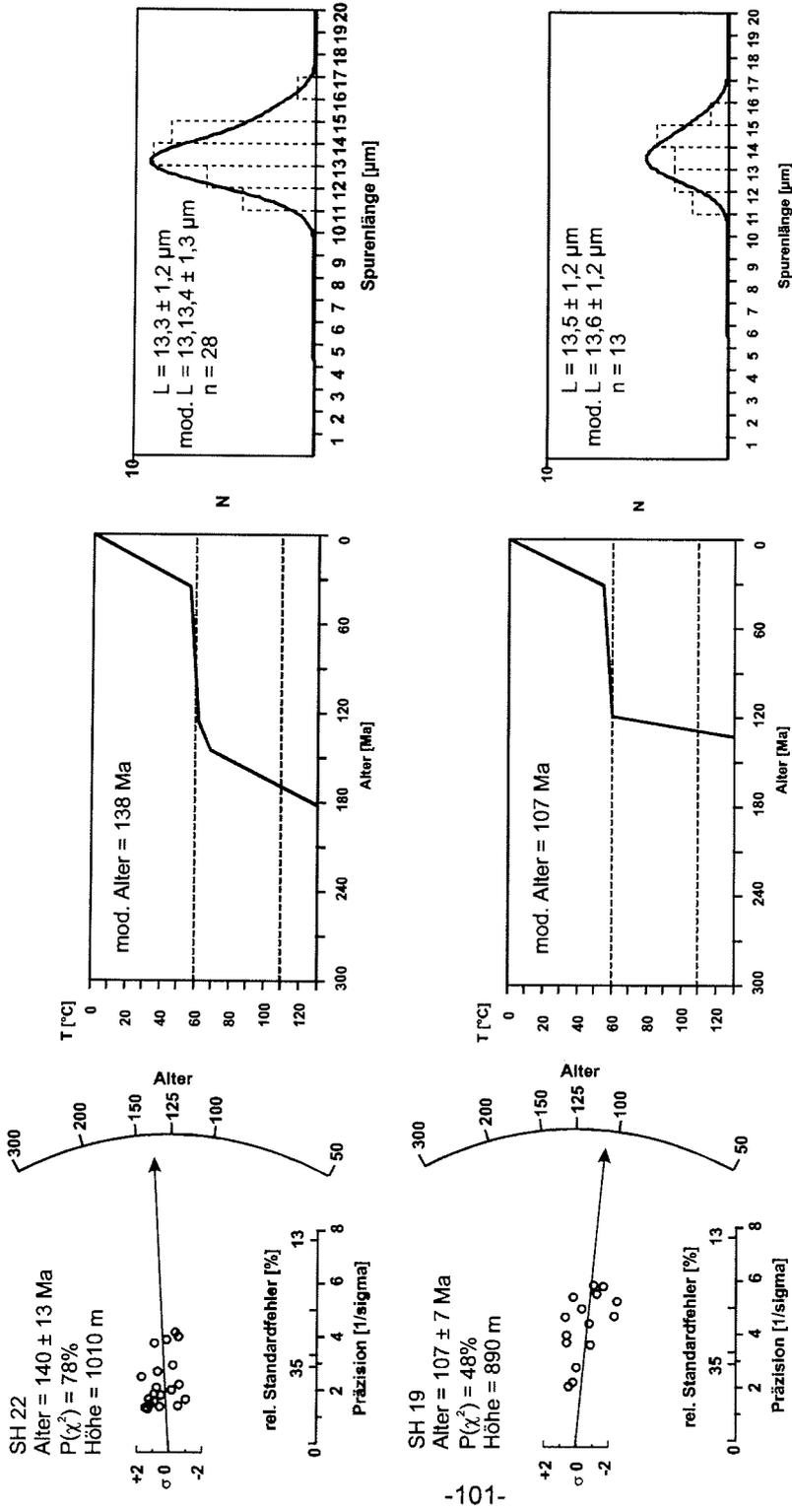


Abb. A.5 (Fortsetzung)

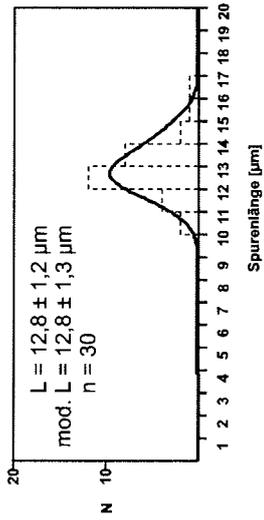
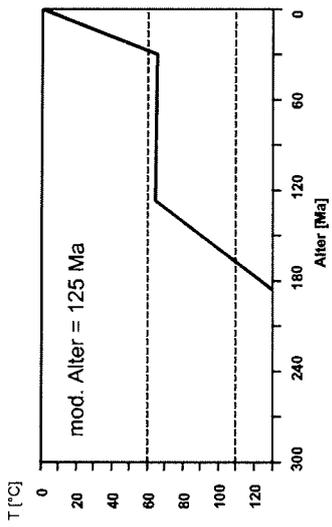
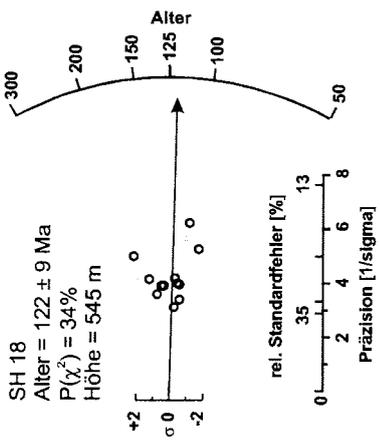
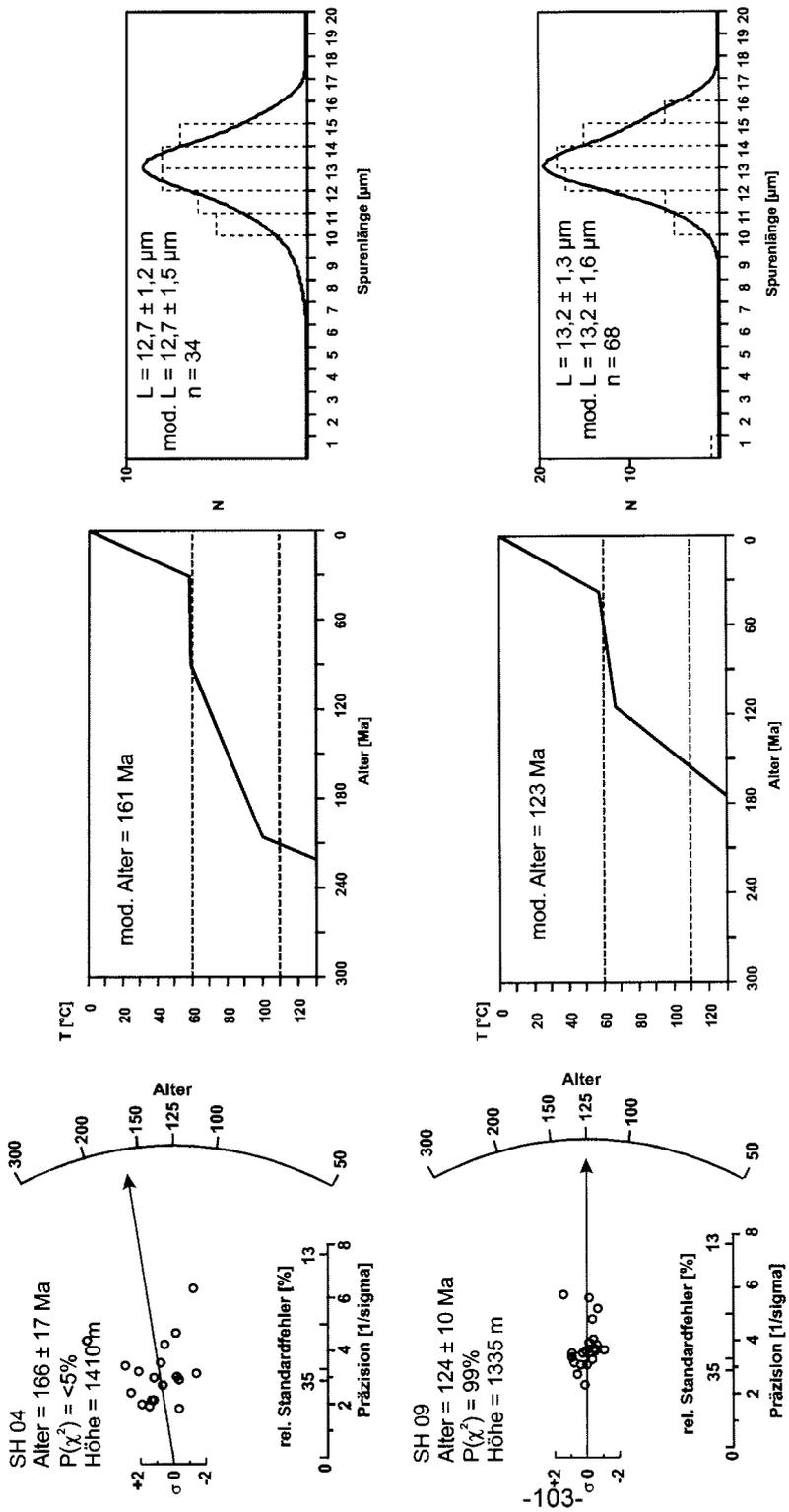


Abb. A.5 (Fortsetzung)



**Abb. A.6:** Diagramme und Modellierungen der Spaltspurdaten des Pioneers Escarpment (Shackleton Range). Deutlich ist die rasche Abkühlung während der Kreide zu erkennen (SH03, SH06, SH11). Subsequent verblieben die Proben innerhalb der PAZ bis sie ab dem Eozän-Oligozän gehoben wurden.

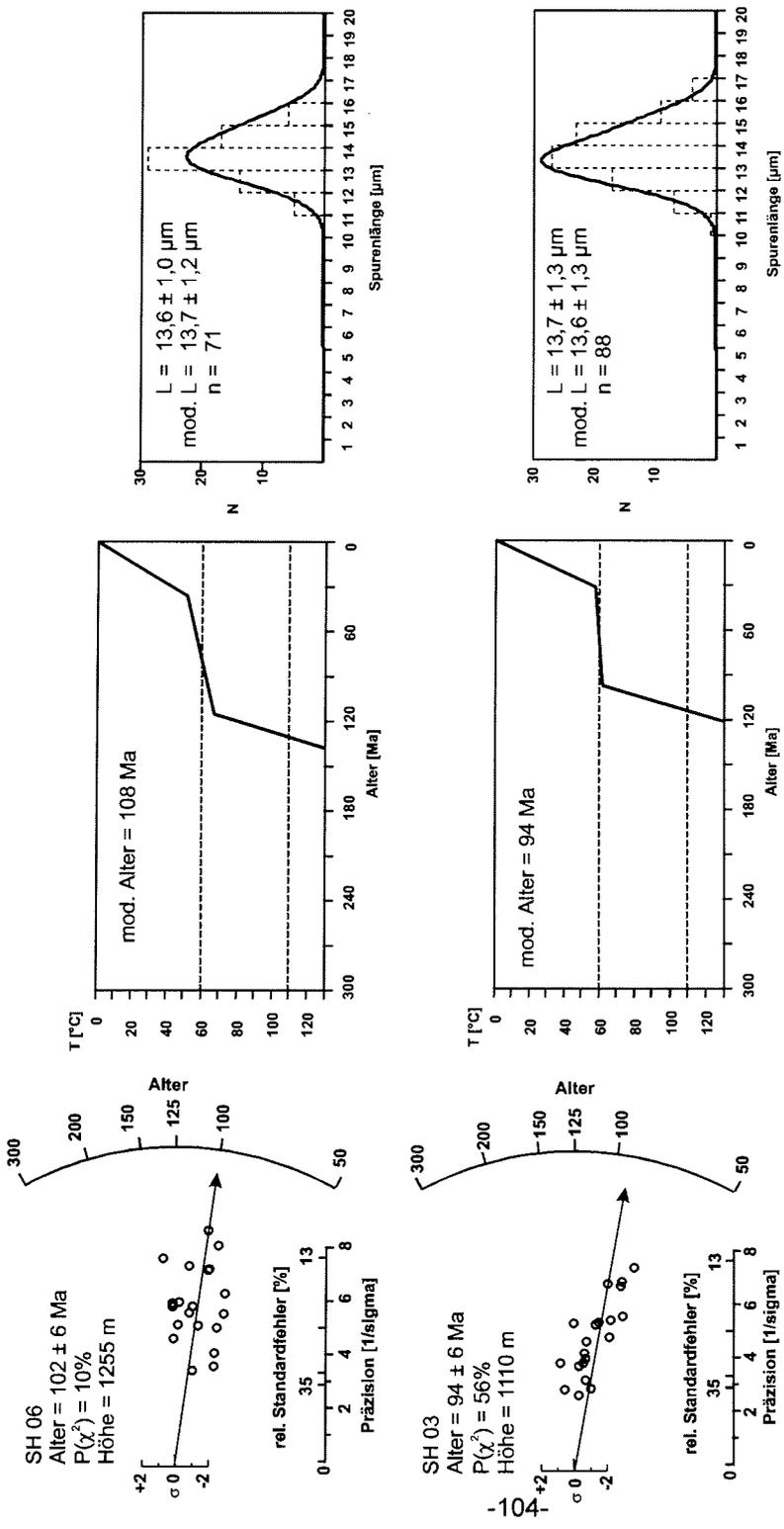


Abb. A.6 (Fortsetzung)

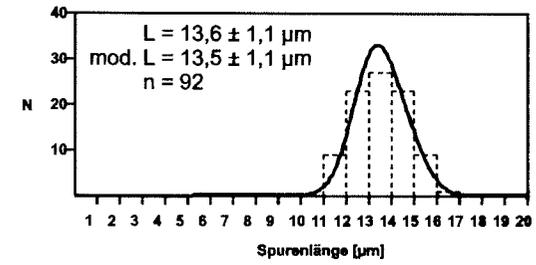
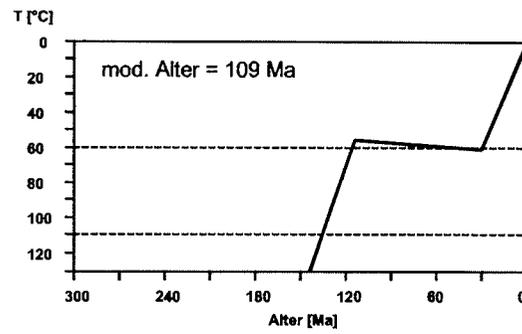
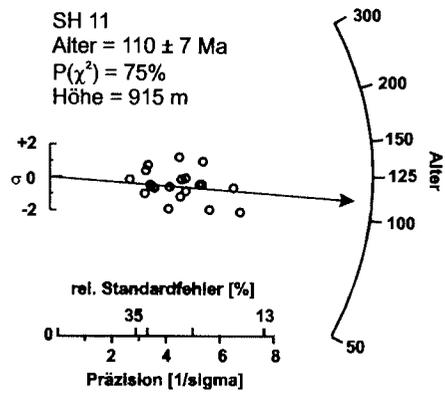


Abb. A.6 (Fortsetzung)

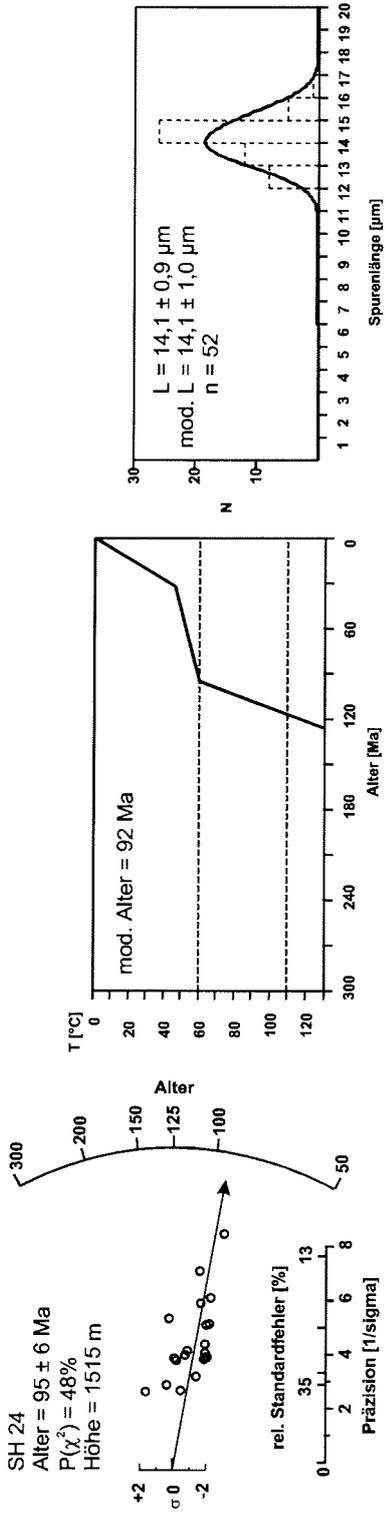


Abb. A.7: Diagramme und Modellierung der Spaltspurdaten des Read Mountains (Shackleton Range). Deutlich ist die rasche Abkühlung während der Kreide zu erkennen. Im Anschluß verblieben die Proben bis zum Känozoikum innerhalb der PAZ bis sie ab dem Eozän-Oligozän gehoben wurden.

## **Danksagung**

Für die Anregung und Betreuung der vorliegenden Arbeit möchte ich mich besonders bei Prof. Dr. M. Olesch bedanken. Prof. Dr. H. Schulz gilt mein Dank für die freundliche Übernahme des Korreferats.

Dr. M. Brix und Dr. S.N. Thomson (Ruhr Universität Bochum) danke ich für die Einführung in die Zirkon-Präparation und -Spaltspuranalytik.

Dr. F. Henjes-Kunst (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) danke ich für die Probennahme in der Shackleton Range.

Mein besonderer Dank gilt auch meinem Freund und Kollegen Dr. F. Lisker. Er hatte stets ein Interesse an meiner Arbeit und stand mir unermüdlich mit Kommentaren und Anregungen zur Seite.

Frau P. Witte, Frau V. Kolb und Frau B. Schröder halfen mir bei großen und kleinen Problemen, wofür ich mich bei ihnen bedanken möchte.

Darüber hinaus möchte ich mich bei allen bedanken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben: PD Dr. R. Klemd, Dr. J. Jacobs, Dr. J. Schaller, Dipl. Geol. J. Schramm, Dipl. Geol. T. Pache, Dipl. Geol. S. Meier, T. John, A. Schmidt, R. & A. Schlüter, M. & D. Schlüter, E. & G. Kolodziej, A. & J. Kolodziej, sowie bei meinen Eltern.

Der Freien Hansestadt Bremen und der Universität Bremen bin ich für die finanzielle Förderung durch die Vergabe eines Stipendiums dankbar.

Nicht zuletzt möchte ich mich bei meiner Frau Anke und meinen beiden Kindern Thorben Lucas und Anna Katharina bedanken. Sie haben mir während der Durchführung meiner Arbeit immer wieder Kraft gegeben und mich, wo immer sie konnten, unterstützt.



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

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

- Heft Nr. 21/1985** – "Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula, February 1982" by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski
- Heft Nr. 22/1985** – "Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean" by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana" von Hans-Peter Marschall
- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/Antarktika. Deutsche physio-geographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84" von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stablein, Wolfgang Zick
- \* **Heft-Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985" herausgegeben von Gotthilf Hempel.
- \* **Heft-Nr. 26/1985** – "The Southern Ocean"; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
- Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See" von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985" mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- \* **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft." Rückblick und Ausblick. Zusammenge stellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – "The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982" by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel" von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86" mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3–4" von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton" von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)" von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*" von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – "The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)" 1986 by Heinrich Hoeber and Marianne Gube-Lenhardt
- Heft Nr. 38/1987** – "The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984" by M. Gube-Lenhardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1–3)" herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – "Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16–September 10, 1986" by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)" von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – "The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic" by Werner Beckmann
- Heft Nr. 43/1988** – "Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3" Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- Heft Nr. 44/1988** – "Data Report for FV ‚Polarstern‘ Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts" by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)" von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – "Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)" by Eberhard Fahrbach
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres" von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station" von Arnold Brodscholl
- \* **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton" von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis" von Wolfgang Kobarg

- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekau
- Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
- \* **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
- Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
- Heft Nr. 55/1988** – “Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant V/3)” by Elke Mizdalski
- Heft Nr. 56/1989** – “Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3” by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede
- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“ Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4–5 von H. Miller und H. Oerter
- \* **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“ von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“ von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“ von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
- \* **Heft-Nr. 62/1989** – “The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV ‘Polarstern’ in 1988/89”, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – “Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)” by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
- Heft-Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“, edited by Adolf Kellermann
- Heft-Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‘Polarstern’ in 1989“, edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft-Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- Heft-Nr. 70/1990** – „Die beschalten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft-Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)“, von Dieter Cordes.
- Heft-Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft-Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“ von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft-Nr. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthos von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1990** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft-Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft-Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des  $\beta$ -Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft-Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 81/1991** – „Paläoglaziologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereseigenschaften: Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken

- Heft-Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeisen - numerische Simulationen mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft-Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study der Forschungsschiffe „Polarstern“ und „Akademik Fedorov“, von Ernst Augstein, Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft-Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
- Heft-Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit „FS Polarstern“ 1989/90. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-VIII / 5“, von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft-Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI / 1-4 of RV „Polarstern“ in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft-Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel
- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft-Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS „Polarstern“ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft-Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft-Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm
- Heft-Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS „Polarstern“, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft-Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft-Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft-Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft-Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft-Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- Heft-Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
- \* **Heft-Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes „Polarstern“ 1990/91“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft-Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meewasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft-Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- Heft-Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft-Nr. 104/1992** – „Mehrkanalige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft-Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
- Heft-Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- Heft-Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS „Polarstern“ 1991“, von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
- Heft-Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
- Heft-Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälchen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger.
- Heft-Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg.

- Heft-Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner.
- \* **Heft-Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865-1875“, von Reinhard A. Krause.
- Heft-Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV 'Polarstern' (EPOS II)“, by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo.
- Heft-Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze.
- Heft-Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten.
- \* **Heft-Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P.A. Wöhrmann.
- \* **Heft-Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarlo and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV. 'Dalnie Zelentsy'“, by D. Nürnberg and E. Groth.
- \* **Heft-Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas.
- Heft-Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek.
- \* **Heft-Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland.
- Heft-Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve.
- Heft-Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dorrien.
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg.
- Heft-Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV 'Polarstern': CTD-Report“, von Marek Zwierz.
- Heft-Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjewit
- Heft-Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogenierter Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX III)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- \* **Heft-Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft-Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft-Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- \* **Heft-Nr. 137/1994** – „Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)“, von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler.
- Heft-Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft-Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft-Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV 'Polarstern' Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG 'Polar Bear' cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft-Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov und Rüdiger Stein

- \* **Heft-Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV 'Polarstern' Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft-Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982-1992“, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo.
- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- \*\* **Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC' 93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS 'Polarstern' 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy.
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS 'Polarstern' 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional und seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter.
- Heft-Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft-Nr. 156/1995** – „An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes und mixing coefficients“, by Reiner Schlitzer.
- Heft-Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl.
- \*\* **Heft-Nr. 158/1995** – „Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke.
- Heft-Nr. 159/1995** – The distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters“, by Dorothea Bauch.
- \* **Heft-Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl.
- Heft-Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel.
- Heft-Nr. 162/1995** – „Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig.
- Heft-Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS 'Polarstern' 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft-Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs.
- Heft-Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke.
- Heft-Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer.
- Heft-Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler.
- Heft-Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS 'Polarstern' 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft-Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften - Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft-Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer.
- Heft-Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler.
- Heft-Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer.
- Heft-Nr. 174/1995** – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV 'Polarstern' in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten.
- Heft-Nr. 175/1995** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siebert and Dmitry Bolshiyarov.
- Heft-Nr. 176/1995** – „Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft-Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert.
- Heft-Nr. 178/1995** – „Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV 'Polarstern' in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam.
- Heft-Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg.

- Heft-Nr. 180/1995** – “Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor”, von Wolfgang J. Bonn.
- Heft-Nr. 181/1995** – “Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 182/1995** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1994”, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 183/1996** – “Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften”, von Uwe Bergmann.
- Heft-Nr. 184/1996** – “Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas”, by María Dolores Andrés Hernández.
- Heft-Nr. 185/1996** – “Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)”, von Michael Stiller.
- Heft-Nr. 186/1996** – “Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{231}\text{Pa}$  and  $^{238}\text{U}$ : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System”, by Martin Frank.
- Heft-Nr. 187/1996** – “The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994”, by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft-Nr. 188/1996** – “Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft-Nr. 189/1996** – “Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft-Nr. 190/1996** – “Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan ‚Victor Hensen‘ Campaign in 1994“, edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft-Nr. 191/1996** – “Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen”, von Frank Wilhelms.
- Heft-Nr. 192/1996** – “Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen”, von Gabriele Weykam.
- Heft-Nr. 193/1996** – “Heterogene Reaktionen von  $\text{N}_2\text{O}_5$  und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre”, von Sabine Seisel.
- Heft-Nr. 194/1996** – “Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)”, von Corinna Dahm.
- Heft-Nr. 195/1996** – “Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis”, von Doris Berberich.
- Heft-Nr. 196/1996** – “Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis”, von Birgit Heese.
- Heft-Nr. 197/1996** – “The Expedition ARKTIS-XI/2 of ‚Polarstern‘ in 1995”, edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 198/1996** – “Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen”, von Frank Lisker.
- Heft-Nr. 199/1996** – “The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV ‚Polarstern‘ Cruises ARKTIS IX/2 and 3”, by Gereon Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft-Nr. 200/1996** – “Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models”, by Gerrit Lohmann.
- Heft-Nr. 201/1996** – “Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)”, von Katrin Iken.
- Heft-Nr. 202/1996** – “Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)”, von Michael K. Schmid.
- Heft-Nr. 203/1996** – “Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis - Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell”, von Markus Harder.
- Heft-Nr. 204/1996** – “Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis”, von Dörthe Handorf.
- Heft-Nr. 205/1996** – “Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation”, by Thorsteinn Thorsteinsson.
- Heft-Nr. 206/1996** – “Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten”, von Kerstin Fieg.
- Heft-Nr. 207/1996** – “Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeiidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer”, von Cornelia Metz.
- Heft-Nr. 208/1996** – “Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern”, von Christoph Oelke.
- Heft-Nr. 209/1996** – “Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereiserkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen”, von Axel Bochert.
- Heft-Nr. 210/1996** – “Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna”, von Kathrin Kunzmann.

- Heft-Nr. 211/1996** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995”, by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten.
- Heft-Nr. 212/1996** – “Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin”, by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 213/1996** – “Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente”, von Barbara Niehoff.
- Heft-Nr. 214/1996** – “Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf”, von Christoph Mayer.
- Heft-Nr. 215/1996** – “Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95”, herausgegeben von Ulrich Wand.
- Heft-Nr. 216/1996** – “Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien”, von Uta Brathauer.
- Heft-Nr. 217/1996** – “Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung”, von Jörn Behrens.
- Heft-Nr. 218/1997** – “Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)”, by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.
- Heft-Nr. 219/1997** – “Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS ‘Polarstern’ 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3”, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 220/1997** – “Ein Beitrag zum Schwerefeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1”, von Tilo Schöne.
- Heft-Nr. 221/1997** – “Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes ‘Polarstern’ 1995/96”, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lucas und Victor Smetacek.
- Heft-Nr. 222/1997** – “Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data”, by László Oszkó.
- Heft-Nr. 223/1997** – “Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren”, von Christian Haas.
- Heft-Nr. 224/1997** – “Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen”, von Silke Wessel.
- Heft-Nr. 225/1997** – “Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises”, von Michael Poltermann.
- Heft-Nr. 226/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV ‘Polarstern’ in 1995”, edited by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 227/1997** – “Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arctica* (Chlorophyta der Arktis)”, von Katharina Kück.
- Heft-Nr. 228/1997** – “Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal”, von Katrin Linse.
- Heft-Nr. 229/1997** – “Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer”, von Hinrich Hanssen.
- Heft-Nr. 230/1997** – “Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung”, von Lutz-Peter Kurdelski.
- Heft-Nr. 231/1997** – “Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten”, von Christopher Zimmermann.
- Heft-Nr. 232/1997** – “Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen”, von Stephan Zimmermann.
- Heft-Nr. 233/1997** – “Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliana huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecoointei*”, von Doris Meyerdierks.
- Heft-Nr. 234/1997** – “Die Expedition ARCTIC '96 des FS ‘Polarstern’ (ARK XII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)”, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern.
- Heft-Nr. 235/1997** – “Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres”, von Jana Friedrich.
- Heft-Nr. 236/1997** – “Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic”, by Arndt Meier.
- Heft-Nr. 237/1997** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996”, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov.
- Heft-Nr. 238/1997** – “Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae”, by Iván M. Gómez.
- Heft-Nr. 239/1997** – “Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes ‘Polarstern’ 1996”, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft-Nr. 240/1997** – “Untersuchungen zur Chrom-Speziation im Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis”, von Heide Giese.

- Heft-Nr. 241/1997** – "Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris", by Seung-Il Nam.
- Heft-Nr. 242/1997** – "Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous site, Taymyr Peninsula, Siberia", by Julia Boike.
- Heft-Nr. 243/1997** – "Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen", von Andreas Mackensen.
- Heft-Nr. 244/1997** – "The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica. Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996", by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997** – "Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen", von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997** – "Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises", von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997** – "Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen", von Berit Kirchoff.
- Heft-Nr. 248/1997** – "Laptev Sea System: Expeditions in 1995", edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997** – "The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV 'Polarstern' to the eastern Weddell Sea in 1996", edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997** – "Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis", von Andreas Starmans.
- Heft-Nr. 251/1997** – "Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel", von Christoph Vogt.
- Heft-Nr. 252/1997** – "Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik", von Stephan Kühne.
- Heft-Nr. 253/1997** – "Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean", by Christine Klaas.
- Heft-Nr. 254/1997** – "Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunge-Oase, Ostantarktis", von Thomas Kulbe.
- Heft-Nr. 255/1997** – "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV 'Polarstern' in 1997", edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 256/1998** – "Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer", von Jürgen Sützenfuß.
- Heft-Nr. 257/1998** – "Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischen Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis", von Christoph Kleefeld.
- Heft-Nr. 258/1998** – "Bellinghausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells", von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft-Nr. 259/1998** – "The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV 'Polarstern' in 1997", by Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 260/1998** – "Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung", von Holger Cremer.
- Heft-Nr. 261/1998** – "Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen", von Estella Weigelt.
- Heft-Nr. 262/1998** – "The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV 'Polarstern' in 1997", by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 263/1998** – "Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen", von Thorsten Schäfer.

\* vergriffen / out of print.

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

