

**Geodynamik des Westantarktischen  
Riftsystems basierend auf  
Apatit-Spaltspuranalysen**

**Geodynamics of the West Antarctic  
Rift System based on  
Apatite Fission Tracks**

---

**Frank Lisker**

**Ber. Polarforsch. 198 (1996)  
ISSN 0176 - 5027**

Frank Lisker

Geologie der Polargebiete  
Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen  
Postfach 330440  
28334 Bremen

*Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung der Dissertation, die 1995 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen unter gleichem Titel vorgelegt wurde.*

## Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	3
Summary	4
1. Einleitung	5
2. Geologie der Arbeitsgebiete	8
2.1 Marie Byrd Land	8
2.2 North Victoria Land	11
2.3 Oates Coast	14
3. Petrographie	15
3.1 Methodik	15
3.2 Marie Byrd Land	16
3.2.1 Byrd Coast Granite	17
3.2.2 Ford Granodiorite	21
3.3 North Victoria Land	22
3.3.1 Granite Harbour Intrusives	22
3.3.2 Admiralty Intrusives	24
3.4 Oates Coast	26
3.4.1 Granite Harbour Intrusives	26
3.4.2 Wilson Metamorphite	29
3.4.3 Ferrar Dolerite	30
4. Die Spaltspurmethode	31
4.1 Einleitung	31
4.2 Allgemeines, Methodik	32
4.2.1 Entstehung und Identifikation von Spaltspuren	32
4.2.2 Datierungsmethoden	33
4.2.3 Altersgleichung	34
4.2.4 Die Zeta-Kalibrierung	35
4.2.5 Fehlerkalkulation und $\chi^2$ -Test	37
4.3 Geologische Anwendung der Spaltspurmethode	39
4.3.1 Rekonstruktion thermotektonischer Ereignisse anhand der Spaltspuren- Dichte	39
4.3.2 T-t-Pfad und Längenverteilung von Spaltspuren	41
4.3.3 Interpretation von Spaltspurdaten	43
5. Probenaufbereitung und Datierung	45
5.1 Probennahme und Aufbereitung	45
5.2 Datierung und Modellierung	47
5.3 Darstellung der Ergebnisse	49

6.	Ergebnisse und Interpretation der Spaltspuruntersuchungen	51
6.1	Marie Byrd Land	51
6.1.1	Ergebnisse Marie Byrd Land	51
6.1.2	Interpretation der Spaltspur-Ergebnisse Marie Byrd Lands	63
6.2	North Victoria Land	70
6.2.1	Ergebnisse North Victoria Land	70
6.2.2	Interpretation der Spaltspur-Ergebnisse North Victoria Lands	74
6.3	Oates Land	77
6.3.1	Ergebnisse Oates Land	77
6.3.2	Interpretation der Spaltspur-Ergebnisse Oates Lands	81
7.	Thermotektonische Entwicklung des Westantarktischen Riftsystems auf der Grundlage der Apatit-Spaltspurdaterungen	90
	Literaturverzeichnis	94
	Danksagung	107

## Zusammenfassung

Das senkrecht zum pazifischen Rand der Antarktis verlaufende Westantarktische Riftsystem, mit ca. 3000 km Längserstreckung eines der weltweit größten kontinentalen Riftsysteme, ist gekennzeichnet durch eine asymmetrische Entwicklung seiner beiden Riftschultern. Anhand von Apatit-Spaltspuruntersuchungen konnte die Hebungs-/ Denudationsgeschichte der flacheren Amundsen-Bellinghausen-Riftflanke (Marie Byrd Land) mit der der steilen westlichen Riftschulter des Transantarktischen Gebirges (North Victoria Land) bis zum Rand des Ostantarktischen Kratons verglichen werden. Hierzu wurden im wesentlichen Byrd Coast Granite (Marie Byrd Land) sowie Granite Harbour Intrusives, Admiralty Intrusives und Wilson Metamorphite (North Victoria Land und Oates Land) beprobt.

Lediglich in Oates Land wurde der Einfluß des antarktischen jurassischen Ferrar-Events nachgewiesen, welches das initiale Auseinanderbrechen Gondwanas begleitete. Die Intrusion großer Doleritdecken ging offensichtlich mit einer Aufheizung des gestörten präkambrischen Basements, nicht jedoch mit signifikanter Hebung/ Denudation einher.

Anhand von Apatit-Spaltspuruntersuchungen lassen sich im Westantarktischen Riftsystem im Zusammenhang mit der weiteren Fragmentierung Gondwanas postjurassisch zwei Riftphasen nachweisen. Eine frühe mittelkretazische Riftphase um 100 Ma führte in North Victoria Land zu diffuser Krustenausdünnung und Anlage des Rennick Grabens sowie thermischer Advektion im Bereich der großen Verwerfungszonen, insbesondere der Wilson Thrust. In Marie Byrd Land ist sie mit der Intrusion der Byrd Coast Granite und Hebungs-/ Denudationsprozessen verbunden. Die Apatit-Spaltspurdaten der Edward VII Peninsula und der Ford Ranges implizieren eine zweistufige Hebung/ Denudation geringerer Intensität.

Im Känozoikum, ab ca. 50 Ma, begann die zweite, entscheidende Riftphase des Westantarktischen Riftsystems. Sie führte zur episodischen Heraushebung des bis zu 4000 m hohen Transantarktischen Gebirges und zu anhaltender Hebung/ Denudation ganz North Victoria Lands. Die Hebungsbeträge nehmen sukzessive von der unmittelbaren Riftschulter (10 km/ Transantarktisches Gebirge) in Richtung des Ostantarktischen Kratons ab (ca. 2 km/ Oates Land).

Mit 10 Ma Verzögerung begann die Hebung/ Denudation Marie Byrd Lands, die von erneut einsetzendem anorogenem Alkalivulkanismus begleitet war. Der känozoische Hebungsbetrag Marie Byrd Lands liegt bei ca. 2 km.

## Summary

The West Antarctic Rift System is one of the major rift systems extending for more than 3000 km inland from the Pacific continental margin of Antarctica. Its most characteristic feature is an asymmetric evolution of both rift shoulders. Using apatite fission track analysis the uplift/ denudation history of the lower Amundsen-Bellinghousen rift flank (Marie Byrd Land) has been compared with the scarp, well defined western rift shoulder of the Transantarctic Mountains (North Victoria Land) and the margin of the east Antarctic craton. Samples were collected predominantly from the Byrd Coast Granites (Marie Byrd Land), the Granite Harbour Intrusives, the Admiralty Intrusives and the Wilson Metamorphics (North Victoria Land and Oates Land).

The Antarctic-wide Ferrar event which accompanies the initial break-up of Gondwana can be traced by apatite fission tracks. The intrusion of the Ferrar Dolerites led to the reheating of the faulted Palaeozoic basement of Oates Land without significant uplift/ denudation.

Associated with the fragmentation of Gondwana, two distinct phases of post-Jurassic activity are documented in the West Antarctic Rift System. An early rifting phase at about 100 Ma has been interpreted to cause diffuse crustal attenuation followed by the development of the Rennick Graben and thermal advection near the large thrust zones of North Victoria Land and Oates Land, especially the Wilson Thrust. The Byrd Coast Granites intruded Marie Byrd Land and, thus, indicate uplift/ denudation processes. The apatite fission track data of the Edward VII Peninsula and the Ford Ranges reveal a mid-Cretaceous probably two stage exhumation history.

The second rifting phase of the West Antarctic Rift System is characterised by strong but episodic uplift of the Transantarctic Mountains from 50 Ma to the present. The amounts of uplift and denudation gradually decrease from 10 km within the Transantarctic Mountains to 2 km in Oates Land adjacent to the east Antarctic craton.

10 Ma later the uplift/ denudation of Marie Byrd Land started, accompanied by renewed onset of orogenic alkaline volcanism. The amount of Cenozoic uplift and denudation is estimated to be about 2 km.

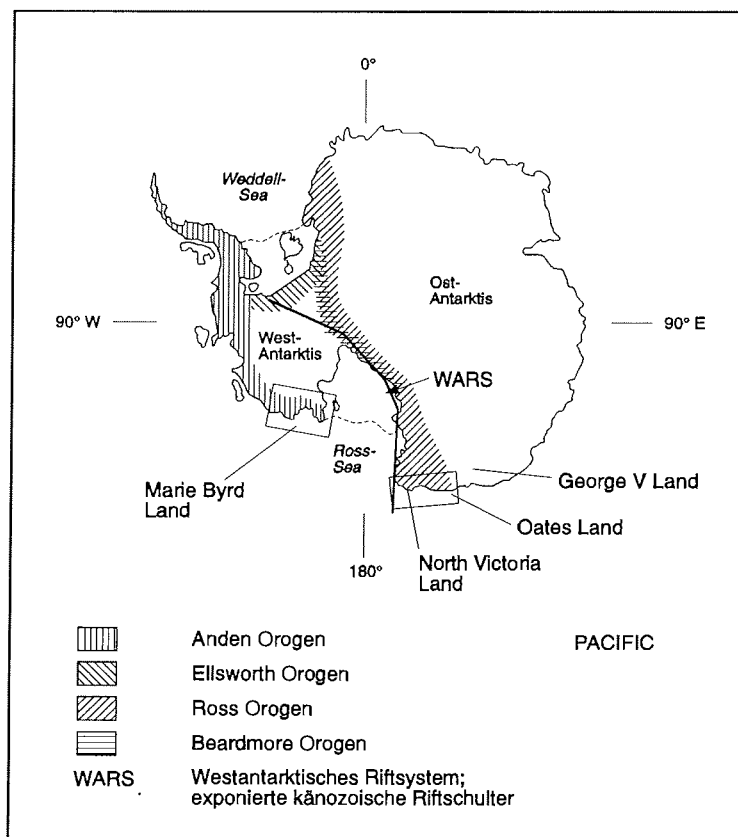
## 1. EINLEITUNG

Im Verbund mit Afrika, Australien, Südamerika und dem indischen Subkontinent bildete die Antarktis bis zum Beginn des Jura den Großkontinent Gondwana. Für die Rekonstruktion des Gondwana-Zerfalls kommt der Antarktis, ursprünglich zentraler Teil des Großkontinents, entscheidende Bedeutung zu. Der antarktische Kontinent umfaßt eine Fläche von 14,11 Mio km<sup>2</sup>, von denen jedoch ca. 98% wegen der bis zu 4500 m mächtigen Eisbedeckung einer unmittelbaren geologischen Erforschung nicht zugänglich sind. Trotz dieser begrenzten Aufschlußverhältnisse läßt sich eine Untergliederung in die beiden Groseinheiten des präkambrischen Ostantarktischen Schildes und der wesentlich jüngeren Westantarktis mit dem Transantarktischen Gebirge als augenfälliger Grenzlinie vornehmen (z. B. DALZIEL et al., 1987) (Abb. 1.1).

Der Ostantarktische Kraton vereinnahmt mit ca. zwei Dritteln den größten Teil der Festlandsfläche der Antarktis. Er besteht aus kristallinem Basement – Gneise, Granulite, Granitoide – archaischen bis altproterozoischen Alters. Dieses Grundgebirge wird stellenweise von mesozoischen Sedimenten und von jurassischen Plateaubasalten überlagert sowie von mit ihnen assoziierten Doleritgängen durchschlagen.

Demgegenüber besteht die Westantarktis aus vier Gebirgsgürteln, die im Verlauf von vier Orogenesen entstanden und sukzessive dem Kraton angeschweißt wurden (JANKOWSKY & DREWRY, 1981). Heute wichtigste und morphologisch herausragendste Einheit ist das Transantarktische Gebirge.

Während der Beardmore-Orogenese vor ungefähr 680 - 600 Ma bildete sich der zentrale Bereich des Transantarktischen Gebirges heraus (STUMP et al., 1991). Überprägt wurde dieses Orogen vor ca. 500 Ma von der den Gesamtbereich des Transantarktischen Gebirges erfassenden Ross-Orogenese, deren aufgefaltete paläozoische, z.T. metamorphe Gesteinsserien lokal von den devonischen bis jurassischen Sedimenten der Beacon-Gruppe überlagert werden. Flachmarine jungkambrische bis devonische Gesteinsfolgen im Gebiet des Ronne Shelves wurden vor ca. 200 Ma von der Ellsworth-Orogenese überprägt. Die Anden-Orogenese als jüngste Gebirgsbildung schuf vor etwa 100 Ma das Anden-Orogen. Dieses bildet als Antarktische Halbinsel die Fortsetzung der südamerikanischen Anden und besteht hauptsächlich aus gefalteten jurassischen und kretazischen Sedimenten.



**Abb. 1.1:** Geologische Gliederung der Antarktis mit Westantarktisches Riftsystem (ergänzt nach TESSENHORN, 1984 und BEHRENDT et al., 1991) und Lage der Arbeitsgebiete von GANOVEX VII.

Die jurassische bis känozoische Geschichte der Antarktis läßt sich in drei Etappen gliedern, die jeweils durch ein Rifting-Ereignis gekennzeichnet sind (ELLIOT, 1991, 1994). Vom mittleren Jura bis zur mittleren Kreide begann Gondwana im Uhrzeigersinn auseinanderzubrechen und der antarktische Kontinent nahm seine heutige Lage nahe der Pol-Position ein (DALZIEL & ELLIOT, 1982). Von der mittleren Kreide bis zum frühen Känozoikum erstreckte sich die Haupt-Extensionsphase der Region zwischen Ross-Embayment und Campbell-Plateau, gefolgt vom Auseinanderdriften der Antarktis und Australiens (z.B. LAWVER & SCOTESE, 1987). Das Känozoikum ist hauptsächlich geprägt durch erneute Extension und Alkali-Vulkanismus im Ross-Embayment und entlang des pazifischen Kontinentalrandes (LE MASURIER & THOMSON, 1990), durch die Blockhebung des Transantarktischen Gebirges (FITZGERALD et al., 1986; FITZGERALD & GLEADOW, 1988) und durch die Ausbildung und Wanderung der Eiskappe (WEBB, 1990).



Aus diesen Ereignissen ergibt sich die herausragende Bedeutung des Westantarktischen Riftsystems (bzw. Ross Sea Riftsystems) für die jüngere Geschichte der Antarktis. Das Westantarktische Riftsystem erstreckt sich zwischen dem Transantarktischen Gebirge North Victoria Lands und Marie Byrd Land über ein 3000 x 750 km großes überwiegend eisbedecktes Gebiet vom Ross Meer bis zur Basis der Antarktischen Halbinsel, vergleichbar in seiner Ausdehnung mit dem Ostafrikanischen Riftsystem oder der Basin & Range Province (BEHRENDT et al., 1991, 1993; TESSENSOHN & WÖRNER, 1991). Es zeigt eine ausgeprägte Asymmetrie. Während das Transantarktische Gebirge eine steil verworfene bis 4000 m hohe Hochgebirgskette bildet (Abb. 2.3), ist an der gegenüberliegenden Amundsen-Bellinghausen-Flanke Marie Byrd Lands eine scharf definierte Riftschulter nicht erkennbar (Abb. 1.2). Unter dem in drei bis 14 km tiefe Tröge gegliederten Rift ist die Kruste von > 40 km (Transantarktisches Gebirge) bzw. 32 km (Marie Byrd Land) auf 20-28 km ausgedünnt. Für das Westantarktische Riftsystem wurden zwei Phasen tektonischer Aktivität nachgewiesen. Eine frühe Phase ist möglicherweise mit dem Auseinanderbrechen von Australien und der Antarktis assoziiert (VEEVERS, 1986) und hauptsächlich durch fehlenden Vulkanismus und diffuse Krustenausdünnung gekennzeichnet. Die zweite Riftphase ist charakterisiert durch Heraushebung und Kippung des Transantarktischen Gebirges von 50 Ma bis rezent (FITZGERALD et al. 1986), asymmetrische Absenkung der Rifttröge und dem Einsetzen des Alkalimagmatismus um 25 Ma. Tektonische Aktivitäten und riftingtypischer Magmatismus konzentrieren sich auf die westliche Riftflanke entlang des Transantarktischen Gebirges.

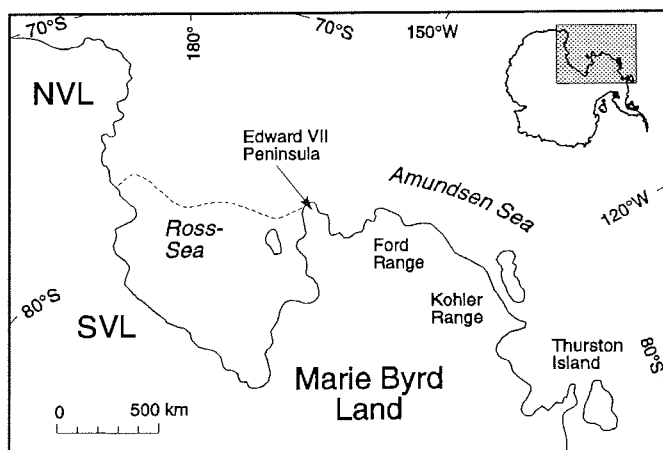


**Abb. 1.2:** Weit verstreute Aufschlüsse mit flachem Relief und niedrige Topographie sind typisch für Marie Byrd Land. Im Vordergrund: Mount Paterson, dahinter Breckinridge Peak (Rockefeller Mountains, Edward VII Peninsula).

## 2. GEOLOGIE DER ARBEITSGEBIETE

### 2.1 Marie Byrd Land

Marie Byrd Land liegt im pazifischen Sektor der Antarktis und erstreckt sich von der Küste des Ross-Meereres im Westen bis zum westlichen Ansatz des Anden-Orogens der Antarktischen Halbinsel. Verglichen mit anderen küstennahen Gebieten, z.B. North Victoria Land, ist Marie Byrd Land nur relativ lückenhaft erkundet. Die Ursachen hierfür sind sowohl im verhältnismäßig schwierigen Zugang als auch in den weiten Entfernungen zwischen den einzelnen Aufschlüssen zu suchen. Erste Proben wurden jedoch bereits 1911 während Amundsens Expedition entnommen und ausgewertet (PRESTRUD, 1912). Mehrere amerikanische Expeditionen zwischen 1928 und 1941 dienten zunächst der geographischen Aufnahme, später auch der geologischen und geophysikalischen Erschließung dieses Gebietes (BYRD, 1930; STEWART, 1945; WADE, 1945). Nach einer weiteren US-Expedition 1967 wurden die ersten geologischen Karten publiziert (WADE, 1977 a, b, c, 1978). Neuere Untersuchungen beziehen sich auch auf die Granitoide der Edward VII Peninsula bzw. der Ford Ranges (WADE & WILBANKS, 1972; ADAMS, 1987; WEAVER et al. 1989; ADAMS et al. 1989). RICHARD et al. (1994) und ADAMS et al. (1995) führten hier erste Spaltspuren-Untersuchungen an Apatiten über die Hebungsgeschichte der östlichen Riftschulter des Ross-Riftsystems durch.



**Abb. 2.1:** Lageskizze der Arbeitsgebiete im westlichen und zentralen Marie Byrd Land. Untersucht wurden Granitoide der Edward VII Peninsula und der westlichen Ford Ranges.  
NVL = North Victoria Land, SVL = South Victoria Land.

Marie Byrd Land ist, neben Thurston Island, der Antarktischen Halbinsel und den Ellsworth Whitemore Mountains, einer der vier Krustenblöcke der heutigen West-Antarktis, welche als Folge tektonischer und magmatischer Akkretion des pazifischen Randes von Gondwana phanerozoisch dem Ostantarktischen Kraton angegliedert wurden (DALZIEL & ELLIOTT, 1982). Es besteht aus einer Inselgruppe von kontinentalem Krustenmaterial mit einer durchschnittlichen Krustenmächtigkeit von 30 km (DALZIEL, 1992). Geographisch setzt es sich aus der Edward VII Peninsula, den Ford Ranges und der Kohler Range zusammen (Abb. 2.1). Das unmittelbare Arbeitsgebiet der Expedition GANOVEX VII (**G**erman **A**ntarctic **N**orth **V**ictoria Land **E**Xpedition) umfaßte jedoch lediglich die Alexandra Mountains und Rockefeller Mountains (Edward VII Peninsula) sowie die westlichsten Ausläufer der Ford Ranges. Die Aufschlußverhältnisse sind hier sehr begrenzt und beschränken sich zumeist auf die obersten Bereiche weit verstreuter Nunataks. Die Edward VII Peninsula und die Ford Ranges haben eine ähnliche geologische Geschichte und können als Bestandteile eines gemeinsamen Komplexes betrachtet werden (WADE & WILBANKS, 1970). Als wichtigste geologische Einheiten der Edward VII Peninsula werden die Metasedimente der Swanson Formation und die Byrd Coast Granite, sowie einzelne Aufschlüsse von Paragneisen in den Alexandra Mountains, ausgehalten. Zusätzlich treten weiter östlich, im zentralen Marie Byrd Land, die spätproterozoischen Ford Granodiorite sowie die hochmetamorphen Gesteine des Fosdick Metamorphic Complex und junge känozoische Vulkanite auf.

Die Swanson Formation besteht aus einer spätproterozoischen bis frühordovizischen quarzitischen Metaflysch-Abfolge, welche im späten Ordovizium (432 - 421Ma) schwach regionalmetamorph überprägt wurde (WADE & WILBANKS, 1972; BRADSHAW et al., 1983; ADAMS, 1986 a; FINDLAY, 1989). Sie beinhaltet Metagrauwacken, Hornfelse, Schiefer, seltener Marmore, Metavulkanite und Spillite. Während der mittleren Kreide kam es infolge der Intrusion der Byrd Coast Granite zu einer weiteren Metamorphose, auf welche die Gesteine des Alexandra Metamorphic Complex der Edward VII Peninsula und des Fosdick Metamorphic Complex in den Ford-Ranges – Paragneise und Migmatite – zurückzuführen sind (WADE & COUCH, 1982; ADAMS & WEAVER, 1990).

Die Metamorphite der Swanson Formation wurden vor 380 - 350 Ma von großen Plutonen der spätpaläozoischen Ford Granodiorite (I-Typ-Granitoide) intrudiert. Dies sind biotitreiche, hornblendeführende Granodiorite bis Monzonite, die petrologisch eine deutliche Ähnlichkeit zu den Admiralty Intrusives von North Victoria Land aufweisen (ADAMS, 1987; WEAVER et al., 1991). Als Ursache für diese Intrusion werden posttektonischer Magmatismus während der Hebung und adiabatische Aufschmelzung von Krustenmaterial (VETTER & TESSENHORN, 1987) bzw. subduktionsbezogener Magmatismus und Anlagerung von exotic terranes (GRINDLEY & DAVEY, 1982; BORG et al., 1987) diskutiert.

Im Untersuchungsgebiet am weitesten verbreitet sind die Byrd Coast Granite, relativ homogene biotitreiche Syeno- und Monzogranite, die vor 140 bzw. 110 Ma in zwei Impulsen in ein flaches Krustenniveau intrudierten (HALPERN, 1972; WEAVER et al., 1991, 1992; ADAMS & WEAVER, 1990; RICHARD et al., 1994). Wird die Intrusion von I-Typ-Graniten im zentralen Marie Byrd Land vor ~140 Ma noch auf die Subduktion des pazifischen Phoenix Ridges zurückgeführt (BRADSHAW, 1989, 1991), so ist die Platznahme der Byrd Coast Granite zwischen 110 und 100 Ma eine Folge beginnender kontinentaler Riftprozesse und des Auseinanderdriftens von Marie Byrd Land und dem New Zealand-Chatham Rise-Block in der mittleren Kreide (SPÖRLI & CRADDOCK, 1981; WEAVER & PANKHURST, 1991; WEAVER et al., 1991, 1994; PALAIS et al., 1993). Eine mögliche Quelle dieser A-Typ-Granite wären die aufgeschmolzenen devonisch-karbonischen I-Typ-Granodiorite und -Tonalite.

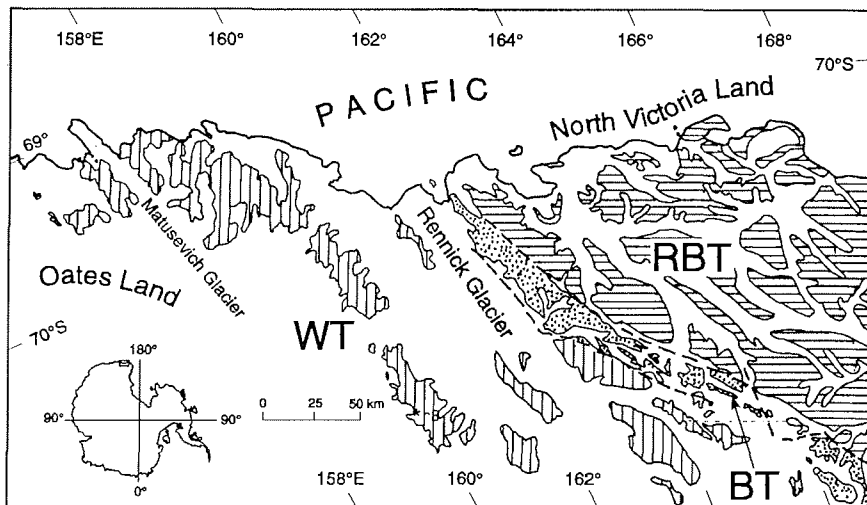
Auffallend ist das Fehlen spätproterozoischer oder mesozoischer Sedimente im Westen Marie Byrd Lands. Nach dem Auseinanderbrechen Gondwanas und der Ausbildung des Westantarktischen Riftsystems setzte erneuter, offensichtlich störungsgebundener Alkali-Vulkanismus ein, der die Entwicklung eines E-W-orientierten Störungssystems vermuten läßt (LUYENDYK et al., 1991, 1992). Die Ursache hierfür sehen HOLE & LE MASURIER (1994) in einem Mantel-Plume.

## 2.2 North Victoria Land

North Victoria Land, ebenfalls im pazifischen Sektor der Antarktis liegend, erstreckt sich vom Ross-Meer im Osten bis an den Rand des Polarplateaus. Auch im Süden/ Südwesten wird es vom Polarplateau begrenzt. Nach ersten geologischen Erkundungen durch die Expeditionen SCOTT's (1910/ 11) und der Auswertung des gewonnenen Probenmaterials (z.B. RASTALL & PRIESTLEY, 1921) erfolgte erst im Anschluß an das Internationale Geophysikalische Jahr 1957 eine umfassende Kartierung im Küstenbereich North Victoria Lands durch sowjetische (KLIMOV & SOLOVIEV, 1958 a, b, 1959; SOLOVIEV, 1960), australische (MC LEOD, 1964; WEBB et al., 1964; MC LEOD & GREGORY, 1967) bzw. landeinwärts durch neuseeländische (HARRINGTON, 1958, 1964; GAIR, 1967; LE COUTEUR & LEITCH, 1967; NATHAN & SCHULTE, 1967; SKINNER & RICKER, 1968 a, b; STURM & CARRYER, 1970) Expeditionen. Erste Zusammenfassungen dieser Arbeiten erschienen zu Beginn der 70-er Jahre (GAIR et al., 1969, 1972; NATHAN & SKINNER, 1972). Detailkartierungen wurden durch deutsche und italienische Expeditionen (GANOVEX-Team, 1987; CARMIGNANI et al., 1987) durchgeführt. Parallel dazu begann eine Phase vielfältiger spezifischer Untersuchungen, wobei sich die Arbeiten zunächst auf die fossilführenden Ablagerungen des Bowers-Terranes, später auf petrologische und tektonische Aspekte konzentrierten. Im letzten Jahrzehnt wurden auch die ersten plattentektonischen Interpretationen North Victoria Lands erstellt. Dabei steht einer Interpretation der Wilson-, Bowers- und Robertson Terranes als exotic terranes bzw. allochtoner Krustenblock (BORG & STUMP, 1987) das Modell einer mehrphasigen westwärts gerichteten Subduktion (KLEINSCHMIDT & TESSENHORN, 1987; FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT, 1993) bzw. einer zweiseitig subduzierten Platte (MATZER, 1994) gegenüber.

Geologisch läßt sich North Victoria Land anhand seiner typischen Basement-Einheiten in drei SE-NW verlaufende Terranes gliedern: Robertson Bay Terrane, Bowers Terrane und Wilson Terrane (CRADDOCK, 1972) (Abb. 2.2). Der weitaus größte Teil North Victoria Lands wird von den paläozoischen Gesteinen des Robertson Bay Terranes, einer mächtigen turbiditischen Abfolge von Schiefen und Grauwacken, bedeckt. Diese Gesteine sind nur schwach metamorphisiert und werden ins Kambrium bis Ordovizium datiert (HARRINGTON et al., 1964; STURM & CARRYER, 1970; WRIGHT, 1981; ADAMS & KREUZER, 1984). Dem schließt sich nach SE, von zwei Störungen begrenzt, das 20 bis 40 km schmale Bowers Terrane an. Nach LAIRD (1981), COOPER et al. (1982), LAIRD et al. (1982, 1983) und TESSENHORN (1984) wird es aus drei Gruppen aufgebaut, die zwischen dem mittleren Kambrium und dem Ordovizium abgelagert wurden. Lediglich die Sledgers-Gruppe im Liegenden (Sedimente und spilitische Vulkanite) unterlag einer schwachen Metamorphose. Darauf lagern Ton- und Sandsteine sowie Konglomerate der Mariner-Gruppe und diskordant marine Kalksteine, Tonsteine und Konglomerate der Leap-Year-

Gruppe. Das Wilson Terrane im Westen North Victoria Lands besteht aus spätpräkambrischen relativ gleichförmigen Metasedimenten und Gneisen bis Migmatiten und ist von Graniten und aplitischen Gängen durchschwärmt (GAIR et al., 1969; ADAMS, 1986 b; KREUZER et al., 1987). Diese Gesteine wurden während der Ross-Orogenese in mindestens zwei Deformationsphasen amphibolitfaziell überprägt und z.T. intensivst deformiert (KLEINSCHMIDT & SKINNER, 1981).



**Abb. 2.2:** Geologische Übersichtskarte von North Victoria Land.  
BT = Bowers Terrane, RBT = Robertson Bay Terrane, WT = Wilson Terrane

Im gesamten Gebiet von North Victoria Land treten granitoide Gesteine auf, welche sich prinzipiell in zwei Gruppen unterteilen lassen, Granite Harbour Intrusives und Admiralty Intrusives. Während des Kambriums und Ordoviziums intrudierten syn- bis posttektonisch die Granite Harbour Intrusives vorwiegend in die Gesteine des Wilson Terranes. Es handelt sich hierbei sowohl um I-Typ-Granite (homogene Hornblende-Biotit-Granite, Granodiorite und Tonalite) als auch um S-Typ-Granite (heterogene Biotit-Granodiorite bis leukokrate Granat-Biotit-Turmalin-Granite/ WYBORN, 1981; VETTER et al., 1983; BORG et al. 1986, 1987; BORG & STUMP, 1987). Dem entspricht FENN'S (1993) grundlegende petrologische Gliederung in Hornblende-(±Titanit, ±Allanit)-Granitoide (I-Typ) und Muscovit-(±Granat)-Granite, welche vermutlich pelitischen Edukten entstammen. Die Platznahme dieser Granite wird auf eine Kontinent-Inselbogen-Kollision zurückgeführt. Proben der Granite Harbour Intrusives wurden in der Lanterman Range entnommen.

Ausschließlich in den verfalteten Sedimenten des Bowers Terranes und im Robertson Bay Terrane treten die devonischen Admiralty Intrusives (nach HARRINGTON, 1958) auf. Sie bilden relativ homogene Plutone von I-Typ-Tonaliten, Granodioriten und Monzograniten, die um  $360 \pm 10$  Ma in ein hohes Krustenniveau intrudierten (KREUZER et al., 1981; WYBORN, 1981; GANOVEX-Team, 1987). Admiralty Intrusives wurden in der Everett Range und in der Yule Bay beprobt.

Die neben den Granitoiden in North Victoria Land zu findenden Ferrar-Dolerite und Kirkpatrick-Basalte sind Belege des antarktischen jurassischen Ferrar-Ereignisses, welches das initiale Auseinanderbrechen Gondwanas begleitete (z.B. ROLAND & TESSENSOHN, 1987; ELLIOT, 1992). Lediglich im Robertson Bay Terrane fehlt diese Überprägung. In der mittleren Kreide setzte eine erneute tektonothermale Aktivität ein, die mit der Hebung des Transantarktischen Gebirges und alkalischem Magmatismus im Känozoikum ihren Höhepunkt fand.

Für die Zerblockung und Verwerfung North Victoria Lands sind nach TESSENSOHN et al. (1981) und TESSENSOHN (1984) zwei Ereignisse verantwortlich, das Bowers-Ereignis (postkambro-ordovizisch, prädevonisch), das zwei Krustenblöcke unterschiedlichen Metamorphosegrades gegeneinander verstellte, und das Rennick-Ereignis (post-Ferrar). Unsicher ist, ob die Hauptphase dieser Blockverwerfungen in der frühen und mittleren Kreide einsetzte oder zeitgleich mit dem Rifting des Ross-Embayments und / oder der Heraushebung des Transantarktischen Gebirges verlief (TESSENSOHN et al. 1981; GRINDLAY & OLIVER, 1983).



**Abb 2.3:** Die Aufschlußverhältnisse in North Victoria Land und Oates Land (hier: Williamson Head) sind deutlich besser als die von MBL.

## 2.3 Oates Land

Eigentlich ist Oates Coast integrierter Bestandteil von North Victoria Land, aber sowohl die petrographischen Besonderheiten als auch seine relativ isolierte geographische Lage am Rand des Ostantarktischen Kratons und nicht zuletzt die Gliederung von GANOVEX VII in drei Fahrtabschnitte rechtfertigen eine separate Betrachtung des Gebiets. Oates Land bildet den nordwestlichsten Teil North Victoria Lands und grenzt bei ca. 154°E unmittelbar an das Polarplateau (Abb. 2.2). Seine Erkundung ist eng verknüpft mit der North Victoria Lands. So erfolgten bereits unmittelbar nach dem Internationalen Geophysikalischen Jahr punktuelle Landungen an der Oates Coast durch eine sowjetische Antarktisexpedition (KLIMOV & SOLOVIEV, 1958 a, b) bzw. durch drei australische Expeditionen zwischen 1958 und 1962, deren Ergebnisse in den folgenden Jahren von MC LEOD (1964), GRINDLEY & WARREN (1964), MC LEOD & GREGORY (1967) und STURM & CARRYER (1970) publiziert wurden. Auch in den folgenden Jahren waren Untersuchungen in Oates Land regelmäßiger Bestandteil von Expeditionen in North Victoria Land (siehe 2.3.). Spezielle Altersdatierungen anhand von Spaltspuren in Apatiten wurden von SCHNELLBACH (1992) vorgenommen.

Das Wilson Terrane Oates Lands bildete während der Ross-Orogenese vor ca. 500 Ma einen Teil des aktiven Kontinentalrandes. Dabei kam es infolge erhöhten Wärmefflusses in dem über der Subduktion gelegenen Krustenteil zu einer Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose (z.B. KLEINSCHMIDT & TESSENHORN, 1987). Die unter diesen Bedingungen entstandenen und mit zahlreichen aplitischen und migmatitischen Gängen durchsetzten Biotit-Plagioklas-Quarz-Paragneise der Wilson Gneise bilden nun in drei parallelen Zonen das Basement von Oates Coast (MC LEOD, 1964; SCHÜSSLER, 1994). Durch Einengungstektonik während der Gebirgsbildung wurde der gesamte Metamorphitkomplex abgeschert und nach Osten und Westen entlang der Wilson- und Exiles-Störungszonen auf sehr schwachmetamorphe Sedimente überschoben (FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT, 1991 a, b, 1993). In diese intensiv deformierten Gesteinsserien intrudierten kambro-ordovizische Granite Harbour Intrusives (siehe auch 2.2.).

Vor allem im äußersten Westen von Oates Coast, an der Grenze zum Ostantarktischen Kraton, finden sich größere Aufschlüsse fein- bis mittelkörniger Doleritgänge, die während des jurassischen Ferrar-Ereignisses vor ca.  $174 \pm 10$  Ma intrudierten (GANOVEX-Team, 1987; BROTZU et al., 1989).



### 3. PETROGRAPHIE

#### 3.1 Methodik

Insgesamt wurden 54 Aufschlüsse, vorwiegend Granite, aber auch Gneise sowie zwei Dolerite, beprobt. Für deren qualitative polarisationsoptische Untersuchung wurden jeweils ein oder zwei Dünnschliffe analysiert. Lediglich die Menge und Qualität von Probe 1111 (Mount Swadener) war hierfür nicht ausreichend. Die Gesteinsansprache erfolgte nach der IUGS-Nomenklatur (LE MAITRE, 1989), anhand der in das STRECKEISEN-Diagramm abgetragenen Modalanteile an Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas. Für die Korngrößen-Klassifikation der Gesteine wurde die Einteilung von THORPE & BROWN (1985) übernommen:

sehr grobkörnig:	> 10 mm
grobkörnig	5-10 mm
mittelkörnig	1- 5 mm
feinkörnig	0,05-1 mm
sehr feinkörnig	< 0,05 mm.

Die Namen der Minerale wurden i. d. R. vollständig ausgeschrieben. Ist dies (z.B. in Tabellen) nicht der Fall, so folgen die Abkürzungen KRETZ (1983):

Aln:	Allanit
Grt:	Granat
Hbl:	Hornblende
Ms:	Muskowit
Ttn:	Titanit

Für die lichtmikroskopischen Untersuchungen der Gesteinsdünnschliffe und die Anfertigung der Fotos von Dünnschliffen und Spaltspur-Präparaten wurde ein Polarisationsmikroskop Axiophot der Firma ZEISS benutzt. Die Ermittlung des Modalbestandes erfolgte mittels Punktzählmethode, wobei in Abhängigkeit von der Korngröße jeweils 500 - 900 Punkte pro Dünnschliff ausgezählt wurden. Dabei liegt der relative Fehler zwischen 6 und 15 % (VAN DER PLAS & TOBI, 1965).

### 3.2 Marie Byrd Land

Sämtliche Proben aus Marie Byrd Land entstammen aufgeschlossenen Granit-Plutonen und -Stöcken bzw. granitoiden Gängen, welche die metamorphen Cordierit-Biotit-Paragneise der Swanson-Formation und des Fosdick Metamorphic Complex durchschlagen. Dabei handelt es sich mit einer Ausnahme (1139/ West Chester Mountains: Ford Granodiorites) ausschließlich um Byrd Coast Granite.

**Tab.3.1:** Lage der Probenpunkte in Marie Byrd Land, Klassifizierung der Plutone nach WEAVER et al. (1992). Alle Proben (außer 1139: Ford-Granodiorit) sind Byrd Coast Granite. Die Granit-Typen a und b entsprechen den beiden Varietäten der Byrd Coast Granite (vgl. 3.2.1). Die geringe Menge und Qualität von Probe 1111 (Mt Swadener) ließen die Anfertigung eines Dünnschliffes nicht mehr zu.

	Probe	Lokalität	Granit-Typ (Pluton)	Lat. S	Long. W	Höhe [m]
Alexandra Mts.	1103	Bowmans Pk	b (Bowman Group)	74°28'	153°30'	300
	1110	Prestrup Rock	a	77°13'	154°31'	620
	1111	Mt Swadener		77°16'	153°45'	420
Rockefeller Mts.	1104	Mt Paterson	a (Paterson Group)	78°02'	155°	540
	1105	Mt Paterson	a (Paterson Group)	78°03'	155°02'	450
	1107	Mt Nilson	a	78°03'	155°20'	700
	1108	Strider Rock	b	78°02'	155°24'	620
	1120	Tennant Pk	a (Butler Group)	78°09'	155°44'	285
	1123	Mt Butler	a (Butler Group)	78°09'	155°47'	210
	1124	Gould Pk	a (Butler Group)	78°08'	155°40'	450
	1125	Breckinridge Pk	b	78°05'	155°27'	555
	1126	Mt Frazier	a (Frazier Group)	77°52'	155°27'	870
	1127	Mt Jackling	a (Frazier Group)	77°54'	155°19'	840
	1128	Mt Fitzsommons	a (Frazier Group)	77°54'	155°16'	850
1129	Mt Shideler	a (Frazier Group)	77°55'	155°13'	810	
Zentrales MBL	1114	Mc Kinley Pk	a	77°54'	148°19'	620
	1131	Mt Ronne	a	77°34'	146°04'	575
	1132	Mt Ronne	a	77°33'	146°01'	480
	1134	Mt Douglas	b	77°20'	145°20'	600
	1135	Bilboard	a	77°04'	145°46'	950
	1136	Barela Rock	a	77°09'	145°53'	250
	1137	Mitchell Pk	a	76°24'	147°26'	610
	1138	Clark Knoll	a	76°53'	146°59'	400
	1139	W Chester Mts	Ford-Granodiorit	76°41'	145°49'	230

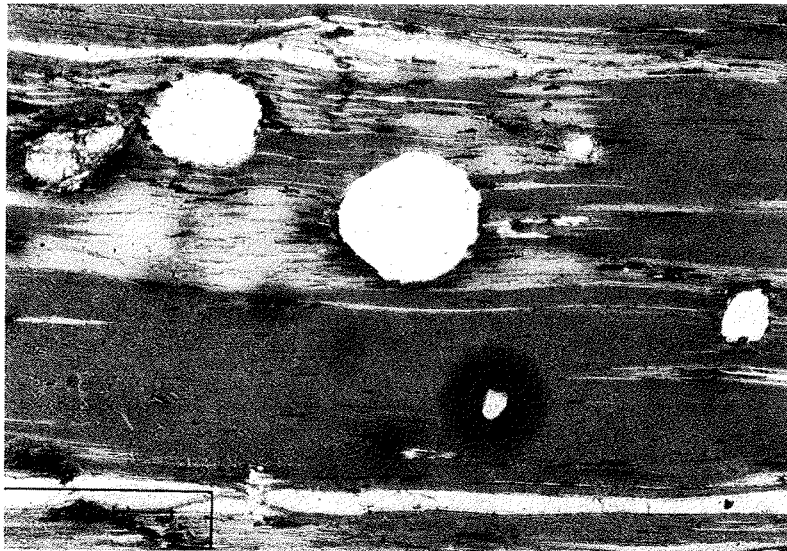
### 3.2.1 Byrd Coast Granite

Die Byrd Coast Granite führen als Hauptmineralbestand Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und Biotit. Akzessorisch treten stets Apatit, Zirkon, Fluorit sowie opake Phasen auf. Die beprobten Gesteine sind relativ homogen und zeichnen sich durch eine nur geringe Variation ihrer mineralogischen Zusammensetzung aus. WEAVER et al. (1992) unterscheiden die granitischen Nunataks der Edward VII Peninsula unter petrologischen und geochemischen Aspekten in fünf Gruppen: Bowers-, Frazier-, Paterson-, Washington- und Butler-Pluton, sowie einzelne kleinere Plutone ohne besondere Zuordnung. Diese Einteilung läßt sich anhand der Petrographie des untersuchten Probenmaterials nicht exakt nachvollziehen. Eine Gliederung in zwei Gruppen analog zu ADAMS et al. (1989) ist jedoch ohne weiteres möglich (Tab. 3.1- 3.3, Abb. 3.2):

a) Hypidiomorph equigranulare, grobkörnige bis sehr grobkörnige hellgraue leukokrate Granite und Granodiorite (IUGS-Klassifikation aufgrund von Modalanalysen, Abb. 3.2).

Die Granitoide führen bis zu 60 mm große Kalifeldspat-Einsprenglinge, die in den vier quarzreichen Aufschlüssen der nördlichen Rockefeller Mountains (1126 bis 1129) vereinzelt sogar bis über 100 mm Kantenlänge erreichen können. Ausschließlich in diesen Graniten der Frazier-Gruppe ist auch eine deutliche Einregelung der Feldspäte zu erkennen. Bereits makroskopisch lassen sich neben den Feldspäten Quarz und Biotit unterscheiden. Weißer bis hellgrauer Perthit und Rauchquarz scheinen im Feldbefund gegenüber Plagioklas zu dominieren, was jedoch auf die Größe der Kalifeldspäte zurückzuführen sein dürfte. Die oft sericitisierten Alkalifeldspäte treten in der Matrix meist xenomorph, als Großkristalle jedoch stets idiomorph auf und sind häufig von perthitischen Entmischungslamellen durchzogen. Gelegentlich kommt es zu Verzwillingungen nach dem Karlsbader Gesetz. Mikrographische Verwachsungen mit Quarz sind sehr selten, ebenso bilden Gitterverzwillingungen nach dem Albit- und Periklingesetz im Mikroklin die Ausnahme. Die in der Regel hypidiomorphen Plagioklase sind gewöhnlich nach dem Albitgesetz verzwillingt. Einzelne Kristalle treten als Schachbrettalbit auf. Die Plagioklase sind fast nie zoniert, aber häufig sericitisiert bis hin zu einzelnen feinschuppigen Sericit-Aggregaten. Quarz, in den Proben der Frazier-Gruppe mit besonders hohem Anteil, bildet xenomorphe Zwickelfüllungen zwischen den Feldspäten und mafischen Mineralen und löscht undulös aus. Die Biotite treten in Form xenomorpher bis hypidiomorpher Einzelkristalle und Aggregate mit deutlichem Pleochroismus von gelblich nach rotbraun (seltener grünlich) auf. Sowohl die Biotite als auch die nur vereinzelt beobachteten Hornblendensind z.T. intensiv chloritisiert. Manchmal sind die Ränder der Biotite opacitisiert ("Trauerränder"). Muscovit ist sowohl sekundär als auch vereinzelt primär zu finden. Häufig lassen sich akzessorische Mineralphasen, vor allem Apatite, Zirkone oder

opake Komponenten, als Einschlüsse in den Biotiten beobachten. Die Apatite sind charakteristisch kurzprismatisch idiomorph und hypidiomorph mit z.T. gerundeten Kanten. Sie sind regelmäßig als Einsprenglinge in Biotit (Abb. 3.1) oder Feldspäten zu finden, bilden aber auch gelegentlich Nester.



**Abb. 3.1:** Biotit mit rechtwinklig zur c-Achse geschnittenem idiomorphen Apatit, Zirkon (mit pleochroitischem Hof) und Muskowit bei gekreuzten Polarisatoren. Maßstab: 100  $\mu\text{m}$ .

Idiomorphe oder abgerundete Zirkone, vorwiegend als Einschlüsse in Biotiten und mit pleochroitischen Höfen umgeben, fehlen in keinem der beprobten Gesteine. Fluorit erscheint durchweg als xenomorphe Zwickelfüllung mit deutlicher Spaltbarkeit. Gelegentlich zeigen sich farbige Höfe um radioaktive Einschlüsse. Das Auftreten von Fluorit kann als charakteristischer Beleg für A-Typ-Granite betrachtet werden (CHAPPELL & WHITE, 1974; WHITE & CHAPPELL, 1983). Weitere mitunter auftretende Akzessorien sind idiomorpher, spitz-rautenförmiger Titanit sowie idiomorpher orange-brauner, teilweise zonierter Allanit (Proben 1128/ Mt. Fitzsommons, 1132/ Mt. Ronne). Xenothim wurde ebenfalls in zwei Proben gefunden (1103/ Bowmans Peak, 1124/ Gould Peak). Der Anteil an Opakphasen ist in den meisten Proben gering, wobei es sich in der Regel um Ilmenit handelt, aber auch Magnetit und Hämatit konnten identifiziert werden.

**Tab. 3.2:** Modalbestände [Vol.-%] der Byrd Coast Granite der Edward VII Peninsula, Marie Byrd Land. x ≤ 2 Vol.-%. FS = Feldspat.

Probe	1103	1104	1105	1107	1108	1110	1120	1123	1124	1125	1126	1127	1128	1129
Plagioklas	19	31	31	21	19	42	22	35	32	16	22	17	17	25
Alkali-FS	37	27	7	40	44	6	32	19	30	45	25	32	37	23
Quarz	37	34	39	33	31	40	41	39	31	33	42	49	43	48
Biotit	5	6	21	3	4	9	3	6	6	4	9	x	x	3
Muscovit	x	x						x		x	x	x		x
Apatit	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Zirkon	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Titanit			x	x										
Hbl			x	x		x			x					
Allanit					x								x	
Granat										x				
Opak	x		x	x	x	x	x	x	x		x	x		
Xenotim	x								x					
Fluorit	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x

**Tab. 3.3:** Modalbestände [Vol.-%] der Byrd Coast Granite und des Ford-Granodiorits (Probe 1139) im zentralen Marie Byrd Land. x ≤ 2 Vol.-%.

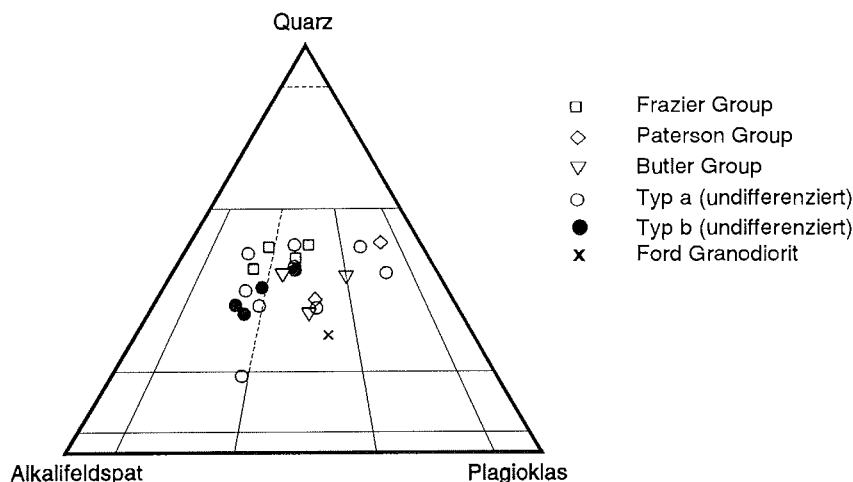
Probe	1114	1131	1132	1134	1135	1136	1137	1138	1139	
Plagioklas		22	17	34	24	24	26	12	32	28
Alkali-Feldspat		26	42	12	28	29	51	35	28	22
Quarz		48	38	46	41	44	17	44	32	20
Biotit		3	x	7	6	x	x	6	7	6
Muscovit		x		x		x	x	x		
Apatit		x	x	x	x	x	x	x	x	x
Zirkon		x	x	x	x	x	x	x	x	x
Titanit		x	x	x			x			x
Hornblende						x				22
Allanit				x						
Epidot										x
Opak		x	x	x	x		x	x	x	x
Fluorit		x	x	x	x	x	x	x	x	x

b) Hypidiomorphe inequigranular hiatale, mittel- bis grobkörnige, leukokrate Granite (IUGS-Klassifikation aufgrund von Modalanalysen, Abb. 3.2).

Diese massigen Granite enthalten eine Vielzahl kaum eingeregelter z.T. nach dem Karlsbader Gesetz verwilligter pinkfarbener Kalifeldspat-Blasten, welche jedoch nur eine Größe von etwa 25 mm erreichen. In Probe 1134 (Mount Douglas) schwimmen diese Feldspäte als augenförmige Einsprenglinge in einer feinkörnigen Matrix. In dieser Gesteinsgruppe dominieren Perthit und

Quarz gegenüber den Plagioklasen. Typisch für die Feldspäte sind hier graphische Verwachsungen mit Quarz und Myrmekitisierungen. Der trikline Tieftemperatur-Feldspat Mikroklin kommt nicht vor. Die gewöhnlich hypidiomorphen und nach dem Albit-Gesetz verzwilligten Plagioklase sind nur vereinzelt zoniert. Quarz ist stets als xenomorphe Zwickelfüllung kristallisiert und in der Regel undulös auslöschend. Die Biotite liegen als xenomorphe bis hypidiomorphe Kristalle oder Aggregate vor, variieren aber, im Gegensatz zu den unter Punkt a) beschriebenen Graniten, deutlich von grün bis gelblich und braun. ADAMS (1989) erklärt diesen Unterschied – ebenso wie die Färbung der Perthite und somit das Auftreten der beiden Granitvarietäten überhaupt – mit unterschiedlichen Oxidationsbedingungen der Magmen während der Kristallisation. Alle beprobten Gesteine enthalten akzessorisch Apatit, Zirkon, Fluorit sowie opake Mineralphasen. Aufgrund der skelettartigen Struktur bzw. des vier- oder sechseckigen Umrisses wurde Ilmenit als wahrscheinlich identifiziert. Hornblenden und Titanit wurden nicht registriert.

Lediglich in dem anatektischen feinkörnigen Granit vom Breckinridge Peak (Probe 1125) wurde ein einzelner zerbrochener hypidiomorpher Granat festgestellt. Dieser abgerundete 1,5 mm große Granat ist von unregelmäßigen quarz- und glimmergefüllten Rissen und Spalten durchzogen und von Biotit-Nestern umgeben. Der feinkörnige Granit selbst zeigt ein hypidiomorphes gneisartiges Gefüge mit deutlicher Foliation der Feldspäte.



**Abb. 3.2:** Modale Quarz-, Alkalifeldspat- und Plagioklas-Gehalte der Granitoide Marie Byrd Lands im Q-A-P-Diagramm nach LE MAITRE (1989). Außer des Ford Granodiorits sind alle Proben Byrd Coast Granite. Die offenen und geschlossenen Symbole repräsentieren Granite vom Typ a resp. Typ b.

### 3.2.2 Ford-Granodiorit

Als einziges der beprobten Gesteine Marie Byrd Lands muß Probe 1139 (West Chester Mountains) den Ford Granodioriten zugerechnet werden. Dabei handelt es sich um einen hypidiomorph equigranularen, grobkörnigen, grauen, leukokraten Biotit-Hornblende-Granit (Abb. 3.2). Plagioklase und Alkalifeldspäte dominieren gegenüber Quarz. Die Alkalifeldspäte sind gewöhnlich hypidiomorph, wenn auch einzelne größere idiomorphe Blasen auftreten. Häufig findet man Karlsbader Zwillinge. Auch nach dem Albit- und Periklin-gesetz vergitterte Mikrokline liegen vor. Unter den hypidiomorphen Plagioklasen tritt Schachbrettalbit ebenso auf wie zonierte Plagioklase. Myrmekitisierungen infolge Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklasen hingegen wurden nicht beobachtet. Insgesamt sind die Feldspäte intensiv korrodiert. Quarz bildet xenomorphe Zwickelfüllungen zwischen den Feldspäten und löscht undulös aus. Die Probe enthält viel vorwiegend hypidiomorphen Biotit, welcher Pleochroismus von gelb nach braun, aber auch grün zeigt und teilweise randlich chloritisiert ist. Typisch sind die pleochroitischen Höfe, welche durch in der Regel idiomorphe Apatit-, Zirkon- und einzelne Titaniteinschlüsse in vielen Biotiten hervorgerufen werden. Die Hornblende ist hypidiomorph mit deutlichem Pleochroismus von gelblich grün nach olivgrün. Randlich und entlang der Spaltrisse ist eine beginnende Umwandlung in Epidot zu verzeichnen. Opake Substanzen treten als Ilmenit, Magnetit(?) und vermutlich Hämatit (bräunlich-rote Eigenfarbe) auf.

### 3.3 North Victoria Land

In North Victoria Land wurden ausschließlich Granitoide beprobt, von denen die vier Proben aus der Lanterman Range Granite Harbour Intrusives, die beprobten Gesteine der Everett Range (Lillie-Granit) sowie der Yule Bay (Yule-Bay-Batholith) jedoch Admiralty Intrusives repräsentieren (Abb. 3.3, Tab. 3.4, 3.5).

Tab. 3.4: Lage der Probenpunkte in North Victoria Land  
AI = Admiralty Intrusives, GHI = Granite Harbour Intrusives

Probe	Lokalität	Granit-Typ	Pluton	Lat. S	Long. E	Höhe [m]
1160	Lilli Hut	AI	Lillie	71°12'	164°30'	680
1161	Mt. Cobourg	AI	Lillie	71°12'	164°30'	850
1162	Griffith Ridge	AI	Lillie	71°21'	164°28'	730
1163	Mt. Redskinner	AI	Lillie	71°24'	164°36'	770
1164	Lanterman Range	GHI (Hbl-Ttn-Aln)		71°32'	162°47'	1930
1165	Lanterman Range	GHI (Hbl-Ttn-Aln)		71°35'	162°42'	590
1166	Lanterman Range	GHI (Ms-Grt)		71°45'	162°60'	850
1167	Lanterman Range	GHI (Ms-Grt)		71°45'	162°95'	980
1168	Mt. Craven	AI	Yule Bay	71°07'	165°12'	1310
1169	Sentry Rocks	AI	Yule Bay	70°45'	167°24'	80
1170	Birthday Ridge	AI	Yule Bay	70°47'	167°02'	175
1171	Mt. Kappen	AI	Yule Bay	70°51'	167°05'	1115
1172	Ackroyd Point	AI	Yule Bay	70°46'	166°33'	225
1173	Cape North	AI	Yule Bay	70°43'	165°57'	775
1174	Sputnik Island	AI	Yule Bay	70°20'	163°31'	20

#### 3.3.1 Granite Harbour Intrusives

Die Granite Harbour Intrusives führen stets Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und Biotit sowie akzessorisch Apatit, Zirkon und meist einen gewissen Anteil opaker Phasen. Alle Proben enthalten einen höheren Anteil an Alkalifeldspäten als die Admiralty Intrusives North Victoria Lands (Abb. 3.3). Analog FENN (1993) lassen sich die Granite Harbour Intrusives in Muscovit-(±Granat)-Granite und Hornblende-(±Titanit ±Allanit)-Granite unterteilen, wobei Muscovit nicht gemeinsam mit Titanit oder Allanit auftritt. Granate oder Hornblenden wurden allerdings in den während GANOVEX VII beprobten Granite Harbour Intrusives nicht beobachtet. G. FENN weist jedoch darauf hin, daß granatführende Granitoide nur im küstennahen Bereich gefunden wurden.



a) Muscovit-(±Granat)-Granite.

Als Muscovit-Granite wurden die Proben 1166 und 1167 (SW-Rand Hunter Glacier) klassifiziert. Beide Proben zeigen ein hypidiomorphes Gefüge. 1166 wurde als fein- bis mittelkörnig porphyrisch leukokrat, 1167 dagegen als feinkörniger equigranularer leukokrater Mikrogranit angesprochen. Die Alkalifeldspäte sind meist xenomorph, größere Kristalle in 1167 auch idiomorph und zumeist perthitisch ausgebildet. Häufig sind sie sericitisiert, relativ selten treten sie nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt auf. Sowohl Mikroklingitterung als auch mikrographische Verwachsungen mit Quarz sind auffällig. Die i.d.R. hypidiomorphen Plagioklase weisen charakteristische Verzwillingung nach dem Albitgesetz auf und sind teilweise zoniert, Quarz ist xenomorph, interstitial und z.T. undulös auslöschend. Biotit bildet hypidiomorphe bis xenomorphe Einzelkristalle oder Aggregate mit gelblichem bis dunkelbraunem Pleochroismus. Randlich setzt Opacitierung ein. Muscovit ist kaum anzutreffen. Die Apatite zeigen einen typischen idiomorphen kurzprismatischen Habitus und sind gelegentlich kantengerundet. Zirkone bilden überwiegend Einschlüsse in Biotit und sind dort gewöhnlich von pleochroitischen Höfen umgeben. Sehr kleine Kristalle sind an letzteren identifizierbar. Die Muscovit-Granite der Lanterman Range haben einen bemerkenswert geringen Gehalt xenomorpher opaker Anteile (Ilmenit und/ oder Magnetit). Granate treten in den während GANOVEX VII beprobten, relativ küstenfernen Granite Harbour Intrusives nicht auf.

b) Hornblende-(±Titanit ±Allanit)-Granite.

Die Proben 1164 und 1165 (NW Orr Glacier) sind leukokrate titanit- ± allanit-führende "Hornblende"-Granite mit hypidiomorphem mittelkörnigem equigranularem Gefüge ohne erkennbare Feldspat-Einregelung. Während beide Proben akzessorisch Titanit enthalten, ist lediglich in 1164 Allanit zu finden. Die ursprünglich namensgebende Hornblende konnte nicht nachgewiesen werden. Die hypidiomorphen Kalifeldspäte sind gewöhnlich mikroperthitisch entmischt, z.T. nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und weisen vereinzelt Mikroklingitterung auf. Albitverzwillingung sowie häufige Zonierung zeichnet die hypidiomorphen leistenförmigen bis tafeligen Plagioklase aus. Quarz bildet xenomorphe Zwickelfüllungen und löscht nur gelegentlich undulös aus. Der Pleochroismus der Biotite variiert von gelb nach dunkelbraun und die hypidiomorphen bis xenomorphen Kristalle bzw. Aggregate haben vereinzelt "Trauerränder" durch Opacitierung. Oftmals enthalten sie von pleochroitischen Höfen umgebene Apatite und Zirkone. Charakteristisch ist das Auftreten idiomorphen "briefkuvertförmigen" Titanits. Der Allanit in Probe 1164 ist idiomorph, lebhaft orange-braun gefärbt und deutlich zoniert. Fehlen in Probe 1165 opake Phasen völlig, so zeigt Probe 1164 noch einen geringen Anteil opaker Komponenten.

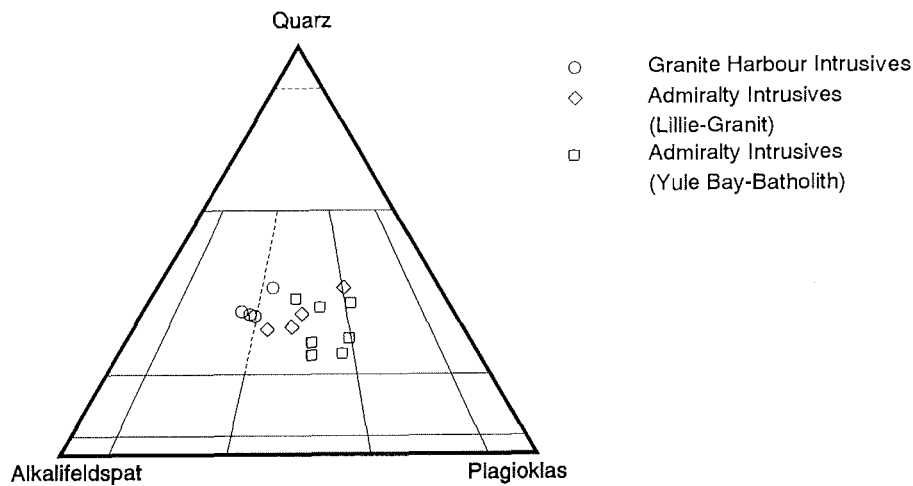
**Tab. 3.5:** Modalbestände [Vol.%] der Granite Harbour Intrusives und der Admiralty Intrusives, North Victoria Land. x ≤ 2 Vol.%. GHI = Granite Harbour Intrusives, AI = Admiralty Intrusives, FS = Feldspat

Probe	1160	1161	1162	1163	1164	1165	1166	1167	1168	1169	1170	1171	1172	1173	1174
	AI	AI	AI	AI	GHI	GHI	GHI	GHI	AI	AI	AI	AI	AI	AI	AI
Plagioklas	25	31	32	33	21	22	19	24	43	36	32	28	32	45	40
Alkali-FS	37	33	30	17	37	32	41	40	23	31	24	29	27	27	19
Quarz	27	29	32	34	30	38	32	32	26	21	32	35	23	24	34
Biotit	7	5	4	10	10	6	5	2	4	10	10	6	16	3	6
Muscovit							x	x							
Apatit	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Zirkon	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Titanit	x	x			x	x			x	x	x	x	x	x	x
Hbl	x			3					3						
Allanit		x	x	x	x				x	x			x		
Opak	x	x		x	x		x	x	x	x	x	x			x
Xenotim		x													

### 3.3.2 Admiralty Intrusives

Die Admiralty Intrusives treten nur in diesem Teil des Expeditionsgebietes auf, da sie ausschließlich in die Serien des Robertson Bay Terranes und des Bowers Terranes intrudierten. Dabei handelt es sich um hypidiomorphe, mehr oder weniger equigranulare mittel- bis grobkörnige leukokrate Granite und Granodiorite (IUGS-Klassifikation aufgrund von Modalanalysen, Abb. 3.4). Die Alkalifeldspäte sind meist xenomorph bis hypidiomorph, häufig sericitisiert und infolge mikroperthitischer Entmischung getrübt, aber auch bis zu 80 mm große idiomorphe pinkfarbene Phänokristalle liegen gelegentlich vor. Auffallend ist, daß die Phänokristalle des Yule Bay Batholiths (Proben 1168 bis 1174) im Durchschnitt größere Dimensionen erreichen als die der beprobten Lillie- und Champness-Granite (Proben 1160 bis 1163). Möglicherweise liegt darin die Ursache für den scheinbar geringeren Anteil der Alkalifeldspäte am Modalbestand der Yule-Bay-Proben (Proben 1168-1174). Karlsbader Zwillinge treten z.T. auf, Mikroklingitterung nicht. Die Plagioklase sind ebenfalls zumeist hypidiomorph und von variierender Größe, können auch mehrere Zentimeter erreichen. Oft sind sie deutlich zoniert, seltener kommt es zu myrmekitischen Verwachsungen mit Kalifeldspäten. Quarz bildet xenomorphe Zwickelfüllungen und ist nur in Ausnahmen undulös auslöschend. Die Biotite zeigen Pleochroismus von gelblich nach blaßbraun, selten grünlich. Häufig führen sie von pleochroitischen Höfen umgebene Einschlüsse von Apatiten, Zirkonen oder Opakmineralen und sind chloritisiert. Die idiomorphen Apatite und Zirkone sind in allen Admiralty Intrusives, Hornblende und briefkuvertförmiger, mitunter auch xenomorpher Titanit hauptsächlich in den Proben des Yule Bay Batholiths anzutreffen. Die Hornblendens sind hypidiomorph, pleochroitisch von braun nach blaßgrün, führen eine Reihe von Einschlüssen (Biotit, Plagioklas, Apatit,

Zirkon, Opakminerale) und weisen vereinzelt Übergänge zu Epidot auf. Orange-brauner Allanit ist bevorzugt mit den Hornblenden vergesellschaftet. Er ist idiomorph mit z.T. gerundeten Kanten und mit dunklen Rändern und Spaltrissen sowie häufig zoniert. Der Anteil opaker Phasen in den Admiralty Intrusives schwankt deutlich.



**Abb. 3.3:** Modale Quarz-, Alkalifeldspat- und Plagioklas-Gehalte der Granitoide North Victoria Lands im Q-A-P-Diagramm nach LE MAITRE (1989). Die Granite Harbour Intrusives haben deutlich höhere Gehalte an Alkalifeldspat als die Admiralty Intrusives.

### 3.4 Oates Land

Bezüglich der beprobten Gesteine zeigt Oates Land die größte petrographische Vielfalt unter den Arbeitsgebieten von GANOVEX VII. Wurden in Marie Byrd Land und im zentralen North Victoria Land ausschließlich Granitoide entnommen, so wurden an der Oates Coast auch Proben der metamorphen Wilson-Gneise und Ferrar-Dolerite gewonnen.

Tab.3.6: Lage der Probenpunkte in Oates Land  
GHI = Granite Harbour Intrusives, WM = Wilson Metamorphite

Probe	Lokalität	Gestein	Lat. S	Long. E	Höhe [m]
1140	Knight Nunatak	GHI (Ms-Grt-Granit)	69°26'	158°52'	300
1141	Mt. Conrad	GHI (Hbl-Ttn-Aln- Granit)	69°25'	158°46'	730
1142	Paternoster Gl.	GHI (Ms-Grt- Granit)	69°26'	158°49'	650
1143	E Goodman Hills	GHI (Hbl-Ttn-Aln- Granit)	69°32'	158°36'	960
1144	Goodman Hills	WM (Hbl-Gneis)	69°30'	158°38'	850
1145	Goodman Hills	GHI (Hbl-Ttn-Aln- Granit)	69°26'	158°49'	480
1147	Stevenson Bluff	WM (Ms-Gneis)	69°52'	158°28'	1160
1148	Kartografov Island	GHI (Ms-Grt-Granit)	69°12'	157°42'	80
1149	Leningradskaja	GHI (Ms-Grt-Granit)	69°30'	159°24'	360
1150	Parkinson Peak	WM (Ms-Gneis)	69°33'	159°00'	735
1151	Drake Head	GHI (Ms-Grt-Granit)	69°14'	158°15'	155
1153	Stanwix Ridge	WM (Ms-Gneis)	69°19'	158°21'	610
1155	Scare Bluffs	Ferrar-Dolerit	68°48'	153°32'	220
1156	Anxiety Nts.	Ferrar-Dolerit	68°32'	153°47'	60
1157	Stanwix Ridge	GHI (Hbl-Ttn-Aln- Granit)	69°19'	158°23'	400

#### 3.4.1 Granite Harbour Intrusives

Bereits makroskopisch weisen die Granitoid-Proben von Oates Land deutliche Unterschiede in Gefüge, Korngröße und Mineralisation auf. Ihr Modalbestand (Abb. 3.4) variiert von Alkalifeldspat-Granit (Probe 1151) und quarzreichem Granit (Probe 1148) über "gewöhnliche" Granite bis hin zu Granodiorit (Probe 1145). Auch sie lassen sich jedoch grob in Muscovit-(±Granat)-Granite und Hornblende-(±Titanit ±Allanit)-Granitoide gliedern. Muscovit oder Granat liegen in keiner Probe gemeinsam mit Hornblende, Titanit oder Allanit vor. Die Muscovit-(±Granat)-Granite zeichnen sich im Vergleich zu den Hornblende-(±Allanit)-Granitoiden durch einen signifikant höheren Gehalt an Alkalifeldspat und Quarz gegenüber Plagioklas aus.

Tab. 3.7: Modalbestände [Vol.-%] der Granitoide und Gneise von Oates Land.  $x \leq 2$  Vol.%. FS = Feldspat

Probe	1140	1141	1142	1143	1144	1145	1147	1148	1149	1150	1151	1153	1157
Plagioklas	19	18	19	30	32	44	8	7	18	19	4	9	20
Alkali-FS	39	41	26	23	30	20	41	19	46	47	54	52	35
Quarz	33	29	37	36	31	18	42	47	33	33	37	32	30
Biotit	7	10	16	10	x	17	8	25	x	x	3	5	13
Muscovit	x		x				x	x	x		x	x	
Apatit	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Zirkon	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Titanit													x
Hbl	x			x	6	x							3
Allanit						x							
Epidot						x							x
Granat							x	x	x		x	x	
Opak			x	x		x		x			x		x

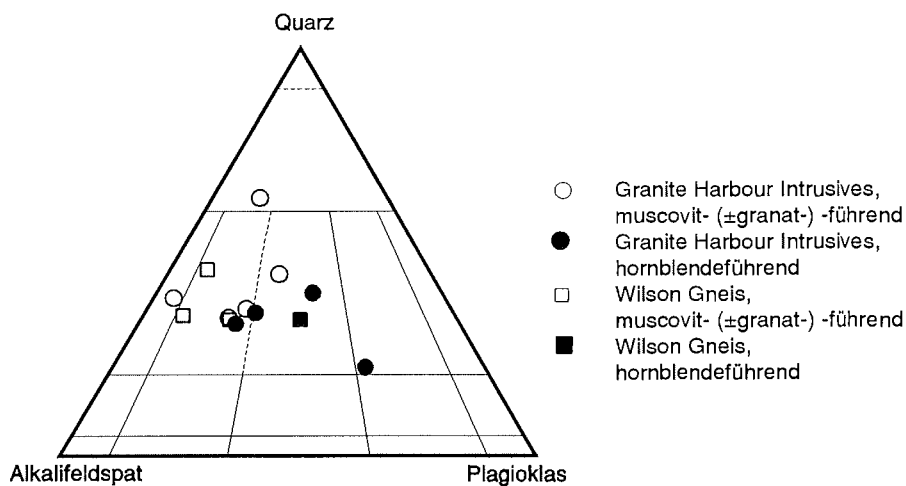
a) Muscovit-(±Granat)-Granite.

Diese Gruppe tritt am häufigsten unter den beprobten Gesteinen Oates Lands auf. Dabei sind vier dieser Granite ausschließlich muscovitführend, drei weitere Proben enthalten zusätzlich Granat. Auffallend ist, daß sich die granatführenden Granite in unmittelbarer Küstennähe, granatfreie Granite jedoch relativ küstenfern befinden (vgl. FENN, 1993).

Beide granatfreien muscovitführenden Granitproben von Oates Land entstammen einem SE-NW-streichenden Massiv (1140/ Knight Nunatak, 1142/ Paternoster Glacier), ca. 0,5 bzw. 25 km von der Küste entfernt. Dabei handelt es sich um massige, hypidiomorphe, fein- bis überwiegend mittelkörnige equigranulare Granite von pinkfarbener bis hellgrauer Färbung. Die meist xenomorphen Feldspäte zeigen partiell mikroperthitische Entmischung; Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz ist selten. Hypidiomorphe Plagioklase sind häufig zoniert und erscheinen gelegentlich als Schachbrettalbit. Quarz bildet xenomorphe Zwickelfüllungen und löscht nur z.T. undulös aus. In der südlichen Probe (1142/ Paternoster Glacier) kommt es zu mikrographischen Verwachsungen mit Feldspäten. Der Anteil von hypidiomorphem bis xenomorphem Biotit schwankt in Größe und Gehalt, meist mit hell- bis dunkelbraunem Pleochroismus. Die Proben enthalten akzessorisch viel idiomorphen Apatit, während der Anteil der Zirkone stark vom Biotitgehalt abhängig ist. Muscovit ist stets, wenngleich in kleinen Mengen, vorhanden. Beiden Proben ist ein charakteristischer Mangel an opaken Phasen eigen.

Die Aufschlüsse der muscovit- und granatführenden Granite liegen unmittelbar an der Küste (1149/ Leningradskaja, 1151/ Drake Head) bzw. auf einer vorgelagerten Insel (1148/ Kartografov Island). Es sind hypidiomorphe

mittel- bis grobkörnige equigranulare leukokrate Granite mit mehr oder minder deutlicher Foliation der Feldspäte. Die Kalifeldspäte sind hauptsächlich xenomorph, als größere Phänokristalle auch idiomorph, selten mikroperthitisch entmischt und manchmal mikroklinvergittert. Vereinzelt kommt es zu graphischer Verwachsung mit Quarz. Insgesamt weisen diese granatführenden Granite die höchsten Quarz- und Alkalifeldspat-Gehalte der Gesteine von Oates Land auf. Bei den hypidiomorphen, albitverzwillingten Plagioklasen wurden keine Zonierungen verzeichnet. Typisch für diese Gruppe sind große, in der Regel hypidiomorphe und mit meist biotitgefüllten Rissen durchzogene dunkelrote Granate. Die Gesteine führen einen relativ geringen Anteil an hypidiomorphen bräunlichen Biotit. Wie bei den nur muscovitführenden Proben existiert Zirkon hauptsächlich als Einschluss im Biotit, hier aber auch in Granat. Es gibt nur sehr wenige bis keine Opakphasen.



**Abb. 3.4:** Modale Quarz-, Alkalifeldspat- und Plagioklas-Gehalte der Granitoide und Gneise Oates Lands im Q-A-P-Diagramm nach LE MAITRE (1989). Die Granite Harbour Intrusives Oates Lands zeigen die gleiche mineralogische Zusammensetzung wie diejenigen North Victoria Lands (vgl. Abb. 3.3).

b) Hornblende-(±Titanit ±Allanit)-Granitoide.

In diese Gruppe fallen vier Proben von ausschließlich feinkörnigen leukokraten granitoiden Gängen, welche in den metamorphen Komplex von Oates Land intrudierten: 1141 (Mt. Conrad), 1143, 1145 (Goodman Hills) und 1157 (Stanwix Ridge). Diese Granite und Granodiorite haben ein hypidiomorph porphyrisches Gefüge und enthalten relativ wenig Alkalifeldspat. Dieser ist oft durch Sericitisierung getrübt. Auch die hypidiomorphen Plagioklase sind stark

korrodiert und zeigen keine Zonierung. Vor allem die Probe vom Stanwix Ridge enthält wenig Quarz. Im allgemeinen ist Quarz undulös auslöschend. Vorwiegend hypidiomorpher Biotit ist hellbraun gefärbt und zeigt nur schwach ausgeprägten Pleochroismus. Häufig ist der Biotit chloritisiert. Hornblende tritt eher selten auf und ist z.T. bereits intensiv zersetzt. Während Probe 1157 akzessorisch gut ausgebildeten briefkuvertförmigen Titanit führt, ist in Probe 1145 etwas Allanit zu finden. Apatit und Zirkon sind in beiden Proben ebenso vorhanden wie ein ziemlich hoher Anteil opaker Substanzen.

### 3.4.2 Wilson Metamorphite

Da im Gebiet der Oates Coast die Präsenz von Granitoiden nicht überall gewährleistet ist, wurden auch Paragneise des Wilson-Terranes beprobt und bezüglich ihres Modalbestandes analysiert (Tab. 3.7, Abb. 3.4). Bei diesen monotonen Metagrauwacken wechsellagern quarz- und feldspatreiche Partien im cm-Bereich mit biotitreichen Lagen, welche von zahlreichen charakteristischen, in der Regel nur wenige Millimeter oder Zentimeter mächtigen Quarz-Feldspat-Adern durchsetzt sind. Bereits makroskopisch ist das Gneisgefüge gut erkennbar, vereinzelt sind Kalifeldspatblasten als "Feldspat-Augen" ausgebildet. Die Farbe der Gneise variiert entsprechend dem Biotitgehalt zwischen weiß und dunkelgrau. Insgesamt wurden vier Proben den Wilson Metamorphiten zugeordnet. Dabei kann man wiederum zwei Gruppen unterscheiden, muscovit- und hornblendeführende Gneise. Bei den muscovitführenden Gesteinen dominieren Alkalifeldspat und Quarz deutlich gegenüber Plagioklas.

#### a) Muscovit-Gneise

Der mittelkörnige leukokrate Gneis von Probe 1147 (Stevenson Bluff) zeigt eine ausgeprägte Foliation mit lagig angeordneten, Quarz und Feldspat umhüllenden Biotiten und streng eingeregelt, bis zu 5 mm großen pinkfarbenen Kalifeldspat-Augen. Xenomorpher Quarz ist oft durch Subkorn-grenzen geteilt. Die Biotite sind z.T. chloritisiert. Außerdem ist viel Muscovit enthalten und es sind bis zu mehrere Millimeter große Granatporphyroblasten im Gestein verteilt. Die Granate sind gewöhnlich hypidiomorph, mehr oder weniger abgerundet und von zahlreichen Rissen durchzogen. Gefüllt sind diese Risse häufig mit Hellglimmern, seltener mit Quarz. Die Probe enthält relativ wenig Apatit und Zirkon.

Zwei der beprobten Muscovit-Gneise (1150/ Parkinson Peak, 1153/ Stanwix Ridge) entstammen dem Leukosom migmatitischer Schlieren. Dieses leukokrate Material weist ein mittel- bis grobkörniges Richtungsgefüge auf und besteht nahezu ausschließlich aus Quarz und Feldspäten. Auffallend sind

intensive Myrmekitisierungen und graphische Verwachsungen von Kalifeldspat und Quarz in Probe 1153. Biotit tritt kaum auf. Dafür sind neben Muscovit akzessorisch Sericit sowie Apatit und Zirkon anzutreffen. Opakphasen fehlen nahezu.

#### b) Hornblendeführender Gneis

Als hornblendeführender Gneis wurde nur eine einzige Probe (1144) von den Goodman Hills angesprochen. Sie ist leukokrat und zeigt ein gneisartiges, inequigranular hiatales Gefüge. Hypidiomorphe Kalifeldspäte sind kaum perthitisch entmischt, indes mehr oder minder sericitisiert. Die Plagioklase sind häufig zoniert. Quarz bildet xenomorphe Zwickelfüllungen und zeigt Subkorn-  
grenzen. Weiterhin fallen wenig hell- bis dunkelbrauner, z.T. grünlicher Biotit, einzelne Apatite und Zirkone sowie etwas zersetzte Hornblende und Spuren opaker Komponenten auf.

### 3.4.3 Ferrar Dolerite

Die beiden doleritischen Proben entstammen den nördlichsten bekannten Aufschlüssen der Ferrar Group, Scare Bluffs und Anxiety Nunataks. Geographisch sind sie bereits dem George V Land zugehörig. Der mittel- bis grobkörnige Dolerit Scare Bluffs wird als Gang, die aufgeschlossenen sehr grobkörnigen betont ophitischen Gesteine der Anxiety Nunataks als Kern eines massiven Gangs interpretiert (HORNIG, 1993).

Die Dolerite sind mittel- bis grobkörnige tholeiitische Basalte mit subophitischem bis ophitischem Gefüge. Leistenförmige Plagioklas-Einsprenglinge sind häufig von hypidiomorphen Pyroxenen (Pigeonite und/ oder Orthopyroxene) oder Augiten umgeben. Alkalifeldspäte und Quarz treten sehr untergeordnet, meist als granophyrische Verwachsungen in der Grundmasse von Probe 1156 (Anxiety Nunataks) auf. Mafische Phasen sind, zumindest in den untersuchten Schlifften, selten. Es wurde kein Olivin beobachtet. Apatite konnten im Dünnschliff aufgrund ihrer geringen Größe und Häufigkeit kaum wahrgenommen werden.



## 4. DIE SPALTSPURMETHODE

### 4.1 Einleitung

Bereits 1894 beschrieb der deutsche Geologe BAUMHAUER Ätzfiguren in Apatiten, doch erst über ein halbes Jahrhundert später wurden intensivere Experimente an diesen Spuren durchgeführt (YOUNG, 1958; SILK & BARNES, 1959). Durch die Untersuchungen von PRICE und WALKER (1962 a, b, 1963) sowie FLEISCHER et al. (1965) etablierte sich die Spaltspurmethode (fission tracks) wenig später als Gesteinsthermochronometer für den Niedrigtemperaturbereich in der geologischen Forschung.

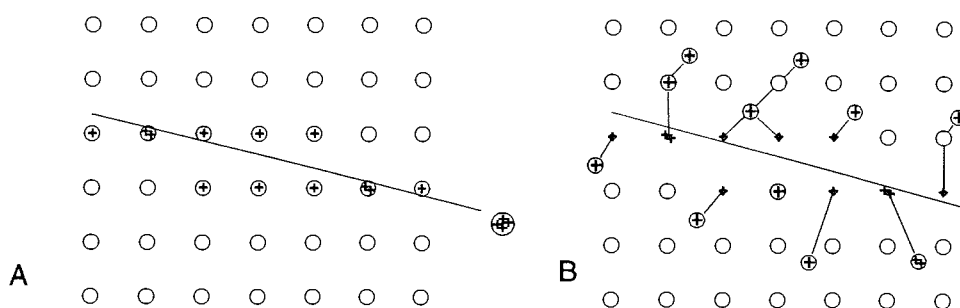
Spaltspuren sind Veränderungen im Kristallgitter, die beim spontanen Zerfall von  $^{238}\text{U}$  entstehen und unter dem Mikroskop ausgezählt werden können. Die Dichte der Spaltspuren ist sowohl zum Akkumulations-Zeitraum unterhalb der mineralspezifischen Schließungstemperatur als auch zum Urangehalt der Probe proportional. Für die Spaltspurdatering geeignete und am häufigsten verwendete Minerale sind Apatit, Titanit und Zirkon. So lassen sich an Apatiten anhand der Spaltspurendichte Abkühlungsalter auf Temperaturen zwischen 60 und 120°C ermitteln. Darüberhinaus liefern Ausheilung und Verkürzung der Spuren sowie Spurenlängenverteilung wichtige Informationen über die thermische Geschichte von Gesteinen der oberen Kruste, so daß unter anderem Aussagen über Hebungs-/ Denudationsalter und -raten sowie eine differenzierte Interpretation tektonischer Ereignisse getroffen werden können. Aus dieser hohen Sensibilität gegenüber thermischen Einflüssen, die mit keiner anderen Datierungsmethode erfaßt werden können, ergibt sich die große Bedeutung der Spaltspurmethode. Heute ist sie ein wichtiges Hilfsmittel für die Enthüllung der Abkühlungs-, Hebungs- und Denudationsgeschichte von Gebirgsgürteln (z. B. WAGNER et al., 1977; GRUNDMANN & MORTEANI, 1985; BENJAMIN et al., 1987) und kontinentalen Rifts (z. B. MOORE et al., 1986; OMAR et al., 1989; WAGNER et al., 1992).

In der Antarktis sind Apatit-Spaltspuruntersuchungen in South Victoria Land und dem Transantarktischen Gebirge (GLEADOW et al., 1984; FITZGERALD, 1986, 1992; FITZGERALD et al., 1986; GLEADOW & FITZGERALD, 1987; FITZGERALD & GLEADOW, 1990; WAGNER et al., 1989; STUMP & FITZGERALD, 1992; REDFIELD et al., 1994), North Victoria Land (FITZGERALD & GLEADOW, 1988; BALESTRIERI et al., 1994 a, b), Oates Land (SCHNELLBACH, 1992), Marie Byrd Land (FITZGERALD & STUMP, 1991, 1992; RICHARD et al., 1994) Dronning Maud Land (JACOBS, 1991; JACOBS et al., 1992) sowie am Lambert-Rift bzw. punktuell am Rand des Ostantarktischen Kratons (ARNE et al., 1993; ARNE, 1994) durchgeführt worden.

## 4.2 Allgemeines, Methodik

### 4.2.1 Entstehung und Identifikation von Spaltspuren

Spaltspuren sind Schäden im Kristallgitter, die bei der Spontanspaltung schwerer instabiler Nuclide (Ordnungszahl  $Z \geq 90$  und Atommasse  $M \geq 230$ ), in elektrisch nichtleitenden Kristallen und Gläsern entstehen. Die wichtigsten natürlich auftretenden schweren Nuclide sind neben  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{234}\text{U}$  und  $^{235}\text{U}$ . Für eine experimentelle Anwendung zu Altersdatierungen ist jedoch wegen der geringen Verbreitung sowie der zu kurzen oder zu langen Halbwertszeit der anderen Nuclide ausschließlich das  $^{238}\text{U}$  geeignet (STEIGER und JÄGER, 1977; HOLDEN, 1989; BAARD et al., 1989). Infolge der Spaltreaktion zerfallen die instabilen Nuclide unter Freisetzung von Energie (ca. 200 MeV) in zwei Tochternuclide. Die Häufigkeitsmaxima der Massen dieser Tochternuclide des  $^{238}\text{U}$ -Zerfalls liegen bei 95 und 140. Diese Fragmente entfernen sich in entgegengesetzte Richtung voneinander. Dabei hinterlassen sie einen 10 bis 20  $\mu\text{m}$  langen Kanal mit einem Durchmesser von ca. 50  $\text{\AA}$  (FLEISCHER et al., 1975) im umgebenden Material. Eine Erklärung für die Entstehung solcher Spaltspuren bietet das Ionenexplosionsmodell von FLEISCHER et al. (1965, Abb. 4.1). Demnach wirken die Spaltfragmente wie Geschossteilchen und erzeugen entlang ihrer Bewegungsbahn eine Zone positiv ionisierter Teilchen. Diese verdrängen sich infolge gleicher Ladung gegenseitig auf Zwischengitterplätze und hinterlassen so einen Bereich erhöhter Leerstellendichte. Latente Spaltspuren sind nur unter einem Transmissions-Elektronenmikroskop sichtbar. Wegen seiner verbesserten chemischen Reaktivität läßt sich dieser Bereich durch Anätzen vergrößern und so lichtmikroskopisch sichtbar machen.



**Abb. 4.1:** Ionenexplosionsmodell nach FLEISCHER et al. (1965). (A) Das Spaltfragment hinterläßt auf seiner Durchschlagsbahn einen etwa 15  $\mu\text{m}$  langen ionisierten Bereich im Trägermaterial. (B) Bedingt durch eine hohe Ionisationsladung der Gitteratome des Trägermaterials werden diese auf Zwischengitterplätze verdrängt. Hierdurch entsteht ein Bereich großer Leerstellendichte, welcher durch geeignete chemische Reagenzien angeätzt werden kann.

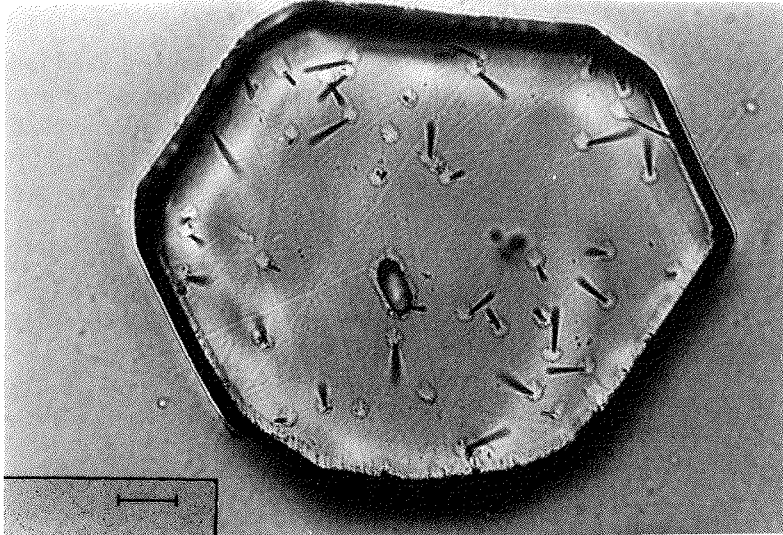
Spaltspuren lassen sich anhand mehr oder minder eindeutiger Merkmale identifizieren (FLEISCHER et al., 1975; GLEADOW, 1984). So müssen die Spuren gerade sein und haben -materialabhängig- eine Länge von durchschnittlich 5 bis 10 µm bzw. maximal 10 bis 20 µm. Sie zeigen in ihrer Orientierung keine Vorzugsrichtung und sind analog dem  $^{238}\text{U}$  statistisch verteilt. Bei entsprechender Erhitzung heilen sie aus. Nach YADA et al. (1981, 1987) beträgt die Spurbreite 1,5 bis 4 nm. FLEISCHER & PRICE (1964) und FLEISCHER et al. (1975) verweisen darauf, daß geätzte Spuren als deutliche Kanäle auftreten und keine Anisotropie in der Verteilung ihrer Richtungen, wohl aber in ihren Längen erkennen lassen.

#### 4.2.2 Datierungsmethoden

Für die Datierung von Spaltspuren lassen sich verschiedene Methoden anwenden: Populations-, Subtraktions-, Re-Polier-, Re-Ätz-, Externedetektor-Methode und andere (FLEISCHER et al., 1975; GLEADOW, 1981; HURFORD & GREEN, 1982). Besondere Bedeutung kommen der Populationsmethode und der Externen Detektormethode zu. Alle Methoden basieren jedoch auf dem Vergleich von überlieferten fossilen (spontanen) mit neu induzierten Spuren.

Bei der Populationsmethode dient das zu datierende Mineral selbst als Detektor. Die vorhandene Probenmenge wird in zwei Teilproben aufgeteilt. In einer Teilprobe werden die spontanen Spaltspuren ausgeheizt, anschließend wird sie mit thermischen Neutronen bestrahlt, so daß induzierte Spuren entstehen. Von beiden Teilproben werden Streupräparate hergestellt, diese angeschliffen, poliert und geätzt.

Auch bei der Externen Detektormethode wird zunächst ein geschliffenes, poliertes und angeätztes Streupräparat erstellt. Darauf wird ein Detektor (Folie, Glimmerblättchen) befestigt und anschließend erfolgt die Bestrahlung von Präparat und Detektor. Präparat und Detektor werden wieder voneinander getrennt. Da ungeätzte Spaltspuren submikroskopisch sind, erhält man die induzierten Spuren auf dem Detektor, wenn man lediglich diesen anätzt. In der Probe selbst bleiben die fossilen Spaltspuren erhalten (Abb. 4.2). Diese Methode hat den Vorteil, daß weniger Probenmaterial benötigt wird, spontane und induzierte Spuren an jeweils ein- und demselben Probenkorn ausgezählt und gemessen und der Einfluß von Inhomogenitäten in der Uranverteilung auf die Altersbestimmung reduziert werden können. Durch die Datierung einzelner Körner steigt die Zuverlässigkeit erheblich, so daß heute fast ausschließlich diese Methode angewendet wird.



**Abb. 4.2:** Spontane Apatit-Spaltspuren in Probe 1105. Der idiomorphe Apatitkristall ist senkrecht zur c-Achse geschnitten, die Spaltspuren verlaufen subparallel zur c-Achse. Deutlich erkennbar sind die trichterförmigen Ätzgruben an den Stellen, an denen die Spaltspuren die Kornoberfläche schneiden. Maßstab: 10  $\mu\text{m}$ .

### 4.2.3 Altersgleichung

Ähnlich wie bei anderen radioisotopischen Systemen basiert die Altersgleichung für die Spaltspur-Methode auf dem Verhältnis von Tochter- zu Mutterisotop:

$$(1) \quad N_D = N_P (e^{\lambda t} - 1)$$

mit:

$N_D$  = Anzahl der Tochteratome

$N_P$  = Anzahl der Mutteratome

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

$t$  = Dauer des Zerfallsprozesses

Setzt man unter der Annahme eines geschlossenen Uran-Spaltspur-Systems die Konzentration des  $^{238}\text{U}$  als Mutterisotop und die Anzahl der Spaltspuren pro Flächeneinheit ( $\rho$ ) als Tochterisotop ein und bestimmt die Urankonzentration durch induzierte Spaltspuren des  $^{235}\text{U}$ , dann kann die allgemeine Spaltspurenaltersgleichung (2) nach PRICE & WALKER (1963) und NAESER (1967) folgendermaßen formuliert werden:

$$(2) \quad t = \frac{1}{\lambda_d} \times \ln \left[ \frac{\lambda_d \Phi \sigma \rho_s}{\lambda_f \rho_i} + 1 \right]$$

mit:

$\lambda_d$  = Gesamtzerfallskonstante von  $^{238}\text{U}$  ( $1,55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ; JAFFEY et al., 1971)

$\lambda_f$  = Zerfallskonstante der spontanen Spaltung von  $^{238}\text{U}$  <sup>(1)</sup>

$\Phi$  = Neutronendosis

$\sigma$  =  $^{235}\text{U}$  thermale Neutronenquerschnitt (580,2 barn, HANNAH et al., 1969;

584,25 barn, nach ENDF-B VI, 1990/ in WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992)

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

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

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

<sup>(1)</sup> Die spontane Spaltkonstante ( $\lambda_f$ ) des  $^{238}\text{U}$  ist nur unzureichend bekannt und variiert in der Literatur von  $6,85 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$  (FLEISCHER et al., 1964) bis  $8,46 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$  (GALLIKER et al., 1970). Unabhängig von der jeweiligen Bestimmungsmethode für  $\lambda_f$  geben WAGNER & VAN DEN HAUTE (1992) einen Wert von  $8,46 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$  (GALLIKER et al., 1970) als Größenordnung für die spontane Spaltkonstante von  $^{238}\text{U}$  an.

In diese Gleichung finden noch der Geometriefaktor  $G$  ( $G = 1$  für interne bzw.  $G = 0,5$  für externe Oberflächen) sowie ein Prozeßfaktor  $Q$  Eingang (HURFORD & GREEN, 1982).  $Q$  gestattet für Probenalter unter 100 Ma eine, u.U. mit Fehlern verbundene, Vereinfachung der Altersgleichung zu:

$$(3) \quad t = \frac{1}{\lambda_f} \left( \frac{\rho_s}{\rho_i} \right) QGI\sigma\Phi$$

#### 4.2.4 Die Zeta-Kalibrierung

In der Praxis ergaben sich für die Bestimmung von  $\lambda_f$ , aber auch – abhängig von Labor und Bearbeiter – von  $\sigma$ ,  $\Phi$  und  $I$ , eine Reihe von Ungenauigkeiten. Aus diesem Grunde wurde in den 70-er Jahren ein System eingeführt, welches die Altersbestimmung über einen Vergleich mit Altersstandards ermöglicht (FLEISCHER et al., 1975). Durch eine Substitution von  $Z = QI\sigma / \lambda_f$  lautet die Altersgleichung:

$$(4) \quad t_u = \frac{1}{\lambda_d} \times \ln \left[ \lambda_d \left( \frac{\rho_s}{\rho_i} \right)_u GZ + 1 \right].$$

Der Wert  $Z$  ergibt sich durch die Analyse eines Standards bekannten Alters  $t_s$ , welcher zusammen mit der Probe unbekanntes Alters bestrahlt wurde. Für  $Z$  ergibt sich:

$$(5) \quad Z = \frac{e^{\lambda_d t_s} - 1}{\lambda_d \left( \frac{\rho_s}{\rho_i} \right)_s}$$

Praktikabler ist die von HURFORD & GREEN (1982, 1983) sowie GREEN (1985) eingeführte  $\zeta$ -Kalibrier-Methode. Zunächst werden die Altersstandards wiederholt bestrahlt und zusammen mit einem Glasmonitor analysiert, um einen  $\zeta$ -Faktor zu erhalten. Die Spurendichte des Glasmonitors  $\rho_m$  ist proportional zum Neutronenfluß ( $\Phi = B \rho_m$ ). Für (5) gilt somit:

$$(6) \quad \zeta = \frac{e^{\lambda_d t_s} - 1}{\lambda_d \left( \frac{\rho_s}{\rho_i} \right) \rho_m G} = I \sigma B / \lambda_d \quad [\text{a cm}^{-2}]$$

Werden Altersstandard und Probe gemeinsam bestrahlt, so kann die Altersbestimmung der unbekanntenen Probe über die Gleichung

$$(7) \quad t_u = \frac{1}{\lambda_d} \times \ln \left[ \lambda_d \left( \frac{\rho_s}{\rho_i} \right)_u \rho_m G \zeta + 1 \right]$$

erfolgen.

Der bei der  $\zeta$ -Methode ermittelte Kalibrierungsfaktor ist für jedes Mineral und für jeden Bearbeiter individuell. Die Erarbeitung dieses Faktors sollte nach GREEN (1985) etwa sechs Monate in Anspruch nehmen, um reproduzierbare Ergebnisse zu erhalten. Für Apatite werden unter Verwendung des Monitors SRM 612  $\zeta$ -Werte zwischen 310 und 360 zitiert. Der Gesamtfehler in der Altersbestimmung sollte bei Anwendung der  $\zeta$ -Methode im  $1\sigma$ -Konfidenzintervall von 68% um 5% liegen (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

Der eigene  $\zeta$ -Wert wurde entsprechend den Empfehlungen des IUGS (HURFORD, 1990) mit  $350,5 \pm 12,3$  (für  $2\sigma$ ) bestimmt. Dieser Wert wurde anhand mehrmonatigen Auszählens an SRM 612- und CN 1-Monitoren sowie sechs Apatit-Standardproben (je 2 x Durango-, Fish- Canyon- und Mount-Dromedar-Apatit) und abschließender Wichtung der einzelnen Daten (GREEN, 1985; GEYH & SCHLEICHER, 1990; SACHS, 1993) gewonnen.

#### 4.2.5 Fehlerkalkulation und $\chi^2$ -Test

Uran-Spaltspur-Reaktionen verlaufen, wie alle radioaktiven Zerfallsprozesse, zufällig. Deshalb unterliegt ihre statistische Häufigkeitsverteilung einer Poisson-Verteilung. Als Standardabweichung ergibt sich:

$$(8) \quad \sigma(\rho_s) = \frac{\sqrt{N_s}}{A_s}; \quad \sigma(\rho_i) = \frac{\sqrt{N_i}}{A_i}$$

mit:

$$\begin{aligned} \rho_s, \rho_i &= \text{spontane bzw. induzierte Spurendichte [cm}^{-2}\text{]} \\ N_s, N_i &= \text{Anzahl der spontanen bzw. induzierten Spuren} \\ A_s, A_i, \Sigma A_j &= \text{Anzahl der ausgezählten Flächen} \end{aligned}$$

In Verbindung mit  $\Phi$  (siehe 4.2.3.) als potentieller Fehlerkomponente für  $\zeta$  ergibt sich der „konventionelle“ Altersfehler für das Probenalter  $t$  (Green, 1981 a):

$$(9) \quad \frac{\sigma(t)}{t} = \sqrt{\left[\frac{\sigma(\rho_s)}{\rho_s}\right]^2 + \left[\frac{\sigma(\rho_i)}{\rho_i}\right]^2 + \left[\frac{\sigma(\Phi)}{\Phi}\right]^2}$$

Bei rasch oder linear verlaufender Abkühlung sollte sich ein in etwa einheitlicher Quotient zwischen  $N_s$  und  $N_i$  (bzw.  $\rho_s$  und  $\rho_i$ ) für die Körner einer Probe ergeben, da  $N_s$  und  $N_i$  demselben Betrag an Uran entstammen. Allerdings kann eine Reihe experimenteller Faktoren dieses Verhältnis beeinflussen (GREEN, 1981 a): Erfahrung des Bearbeiters, Auftreten anderer Gitterdefekte, unterschiedlich enger Kontakt zwischen Kristall und Glimmer, Zuordnung eines falschen Detektor-Prints beim Auszählen, Schwankung des thermischen Neutronenflusses, vertikale Uran-Inhomogenitäten, aber auch extrem hohe oder niedrige Spurendichte. Neben diesen Prozeßfaktoren verursachen differierende Alter von Einzelkörnern insbesondere vulkanischer oder sedimentärer Gesteine Schwankungen im  $N_s/N_i$ -Verhältnis. Mittels  $\chi^2$ -Test entwickelte GALBRAITH (1981) ein Verfahren, diese zusätzlichen Fehler zu eliminieren:

$$(10) \quad \chi^2 = \sum_{j=1}^n \frac{(N_{s_j} - \hat{N}_{s_j})^2}{\hat{N}_{s_j}} + \sum_{j=1}^n \frac{(N_{i_j} - \hat{N}_{i_j})^2}{\hat{N}_{i_j}}$$

mit:

$$(11) \quad \hat{N}_{s_j} = \frac{N_s}{N_s + N_i} (N_{s_j} + N_{i_j}) \quad ; \quad \hat{N}_{i_j} = \frac{N_i}{N_s + N_i} (N_{s_j} + N_{i_j})$$

Für Proben, welche bei  $(n-1)$  Freiheitsgraden (Anzahl gezählter Körner - 1) die 5%- Irrtumswahrscheinlichkeit nicht erfüllen, erfolgt die Fehlerkalkulation mit Hilfe des mittleren  $\rho_s/\rho_i$ -Verhältnisses (JOHNSON et al., 1979; GREEN, 1981 a):

$$(12) \quad \sigma\left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right) = \frac{\sqrt{\sum_{j=1}^n \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)_j^2 - \left[\sum_{j=1}^n \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)_j\right]^2}}{n(n-1)}$$

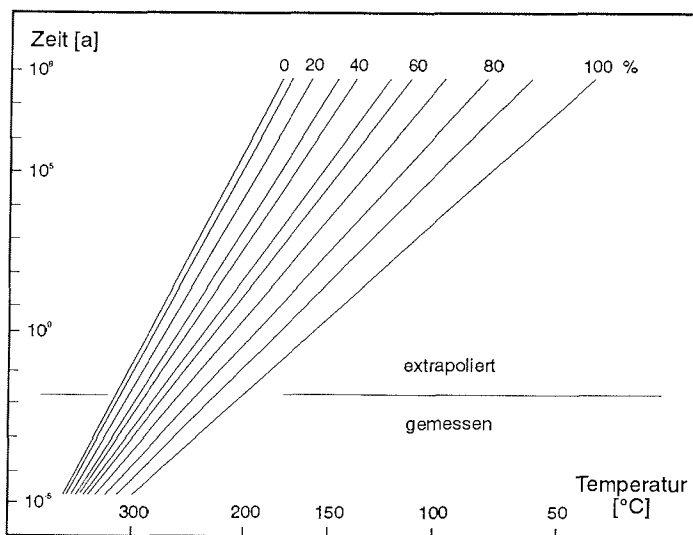
Analog dazu kommt dieses Verhältnis bei der Altersbestimmung zur Anwendung. Somit muß unterschieden werden zwischen Einzelkorn-Altern (single grain ages), gemeinsamen Altern (pooled ages) und mittleren Altern (mean ages). Einzelkorn-Alter bestimmen das Alter einzelner Apatitkristalle und können in Abhängigkeit von Chemismus und thermischer Geschichte innerhalb einer Probe deutlich schwanken. Sie können Entstehungs- oder Überprägungsalter sein. Pooled Ages sind mediane Alter einer homogen zusammengesetzten Probe, die eine relativ zuverlässige Interpretation von Abkühlungs- und Hebungs-/ Denudationsabläufen ermöglichen. Voraussetzung dafür ist ein bestandener  $\chi^2$ -Test. Bei verfehltem  $\chi^2$ -Test verwendet man Mean Ages, die aus dem arithmetischen Mittel der Einzelalter errechnet werden. Die Einzelalter streuen hier z.T. extrem. Häufig verbergen sich hinter solchen Daten Mischalter, die komplizierte thermotektonische Prozesse repräsentieren.



## 4.3 Geologische Anwendung der Spaltspurmethode

### 4.3.1 Rekonstruktion thermotektonischer Ereignisse anhand der Spaltspuren-Dichte

Latente Spaltspuren repräsentieren einen metastabilen Zustand. D.h., bei Erreichen einer bestimmten Temperatur und im Verlauf der Zeit diffundieren die durch spontane Spaltung auf Zwischengitterplätze verdrängten Ionen in ihre Ausgangspositionen zurück. Dies läßt sich in Form der Reduzierung von Spurendichte und -länge beobachten (Abb. 4.3).

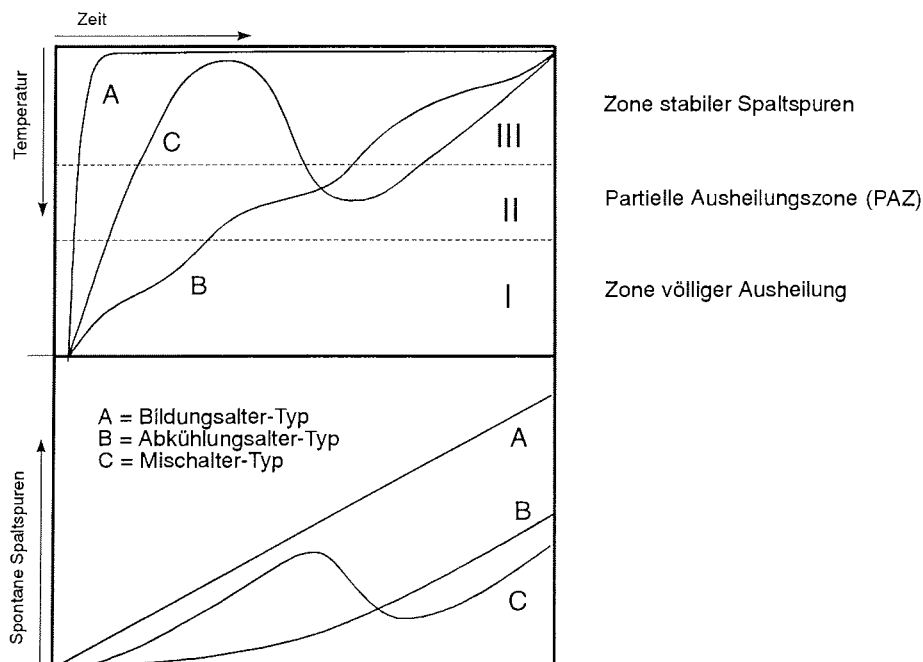


**Abb.4.3:** Ausheilungs-Stabilitätsfächer (Arrhenius-Plot) von Apatit nach WAGNER & REIMER (1972). Die geraden Linien verbinden alle Punkte derselben prozentualen Spuren-Ausheilung für verschiedene Ausheilzeiten und -temperaturen.

Sowohl aus Laborversuchen als auch durch in situ-Beobachtungen wurden Erkenntnisse über die Ausheil-Temperaturen verschiedener Minerale gewonnen. Da diese Ausheilung als allmählicher Prozeß verläuft, vollzieht sie sich in einem bestimmten Temperaturbereich, der partiellen Ausheilungszone (partial annealing zone: PAZ/ WAGNER, 1972 b). HAMMERSCHMIDT et al. (1984) gaben nach Auswertung der Geothermiebohrung Urach III die obere Schließungstemperatur, also den Bereich der vollständigen Ausheilung, von Apatit mit 140°C an. Darunter verheilen die Spuren langsamer, bis dieser Prozeß bei ca 60°C nahezu völlig zum Erliegen kommt. Unterhalb dieser Temperatur ist die weitere Spurenverkürzung vernachlässigbar gering, wenngleich Spaltspuren bei jeder Temperatur ausheilen und nur die Rate der Ausheilung mit der Temperatur variiert (GLEADOW & DUDDY, 1981; GREEN et al., 1985, 1986).

Bei Gesteinen mit konstanter Abkühlungsrate wird für die Altersbestimmung und geologische Interpretation eine effektive Schließungstemperatur abgeleitet. Sie entspricht der Temperatur innerhalb der PAZ, bei der die Hälfte der Spuren stabil bleibt. So wurden in Abhängigkeit von der Zusammensetzung der Minerale die durchschnittlichen Schließungstemperaturen für Apatit mit  $100 \pm 20 \text{ }^\circ\text{C}$ , für Zirkon mit  $210 \pm 40 \text{ }^\circ\text{C}$  und für Titanit mit  $250 \pm 40 \text{ }^\circ\text{C}$  ermittelt (ZAUN & WAGNER, 1985; WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992). Allerdings ist das Konzept der effektiven Schließungstemperatur für die Analyse einer differenzierten thermischen Geschichte nicht geeignet. Die Schließungstemperatur ist abhängig von der Abkühlungsgeschwindigkeit und sinkt bei verlangsamer Abkühlung. Nach NAESER & FAUL (1969) beträgt die effektive Schließungstemperatur von Apatit bei einer Abkühlungsrate von  $10^\circ/\text{Ma}$   $94^\circ\text{C}$ , bei  $1^\circ/\text{Ma}$   $78^\circ\text{C}$  und bei  $0,1^\circ/\text{Ma}$   $62^\circ\text{C}$ .

Zudem ist die Dichte – und damit das Alter – der Spaltspuren bei höheren Temperaturen stärker vom Ausheilprozeß betroffen als deren mittlere Länge (GREEN 1988; DUDDY et al. 1988). Weiterhin ist in Rechnung zu stellen, daß Cl-Apatite einen bis zu 20% höheren Schließungsbereich aufweisen und dementsprechend höhere Alter belegen als F-Apatite (GLEADOW et al., 1983; GREEN, 1981 b, 1988).



**Abb. 4.4:** Einfluß der thermischen Geschichte auf die Akkumulation von Spaltspuren (nach WAGNER, 1972 b)

(A) Bei schneller Abkühlung, z.B. von Vulkaniten, wird die PAZ schnell durchquert und das Gestein erreicht unmittelbar nach seiner Entstehung Zone III. Die Spaltspuren werden von Beginn an akkumuliert. Das Spaltspuralter entspricht nahezu dem Bildungsalter des Gesteins.

- (B) Langsame, allmähliche Abkühlung, wie bei Hebung des Grundgebirges. In der PAZ bilden sich die ersten Spaltspuren aus. Sie nehmen mit sinkender Temperatur allmählich zu. Mit Erreichen der Zone III wächst ihre Anzahl linear. Dieser Fall repräsentiert ein typisches Abkühlungsalter im kristallinen Basement.
- (C) Komplexe Abkühlung, z.B. nach thermischer Überprägung infolge zeitweiliger Absenkung oder bei sehr geringer Hebungsrates und erhöhtem Temperaturgradienten (PARRISH, 1985). Zunächst entstandene Spaltspuren wurden während des erneuten Aufenthalts in der PAZ teilweise oder vollständig ausgeheilt. Die gemessenen Alter sind wesentlich niedriger als das Entstehungsalter des Gesteins. Zur Interpretation eines solchen Mischalters ist eine Untersuchung der Spurenlängen unverzichtbar.

Entsprechend des PAZ-Konzepts läßt sich das geologische Umfeld eines Gesteins in drei Temperaturzonen untergliedern (Abb. 4.4):

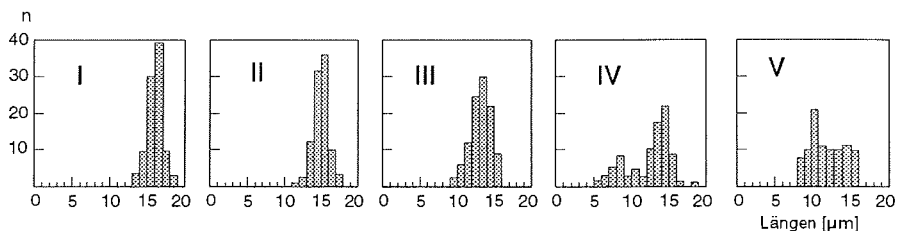
- (I) Instabile Zone der völligen Ausheilung aller Spuren
- (II) PAZ, zunehmende Stabilität der Spuren mit sinkenden Temperaturen
- (III) Stabile Zone, die Spuren bleiben bei niedrigen Temperaturen erhalten.

Sämtliche akkumulierten Spuren entstammen den Zonen II und III. Da in der Zone II (PAZ) Spaltspuren zugleich entstehen und ausheilen, hängt deren Netto-Akkumulation (pro Flächeneinheit) innerhalb der PAZ von der Temperatur ab; d.h. die Spaltspur-Akkumulationsrate steigt mit abnehmender Temperatur. In Zone III nehmen die Spaltspuren konstant zu. Somit widerspiegelt die Dichte der akkumulierten Spuren nicht nur die Dauer der Akkumulation, sondern auch einen Temperatur-Zeit-Pfad. Der Einfluß der Verweildauer eines Gesteins in der PAZ auf die Akkumulation der Spaltspuren wird in Abb. 4.4 illustriert. Somit haben die Aufenthaltsdauer einer Probe und deren Lage in der PAZ einen direkten Einfluß auf die Häufung der Einzelalter innerhalb dieser Probe.

#### 4.3.2 T-t-Pfad und Längenverteilung von Spaltspuren

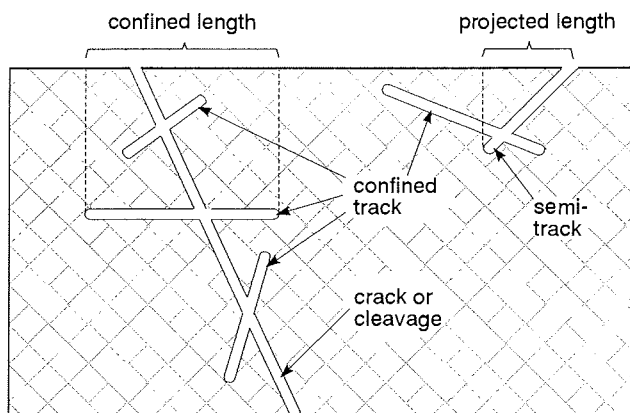
Der Grad der Spurenverkürzung und die Verteilung von Spaltspurenlängen in einer Probe gestatten Aussagen über ihre thermische Geschichte, d.h., jeder Temperatur-Zeit-Pfad (T-t-Pfad) hinterläßt ein bestimmtes Verteilungsmuster von Spurenlängen. Bei langsamer Abkühlung innerhalb der PAZ entstehen relativ viele kurze Spuren, während bei plötzlicher Abkühlung und somit schnellem Durchschreiten der PAZ ein größerer Anteil langer Spuren entsteht. Bezogen auf Abb. 4.4 ergibt sich ein Spurenlängen-Verteilungsmuster langer Spuren mit schmaler Verteilung für Abkühlungstyp A, eine breitere Verteilung langer Spuren für Typ B und ein bimodales Muster für Typ C. Die mit 15,5 - 17  $\mu\text{m}$  längsten mittleren Längen weisen induzierte Spaltspuren auf. Ihre Histogrammbreite ist sehr schmal. Sehr schnell abgekühlte Gesteine, z.B. Vulkanite, haben mittlere Längen von 14 - 15,5  $\mu\text{m}$ , die mittleren Spurenlängen von Basement-Gesteinen liegen zwischen 11,4 und 14  $\mu\text{m}$ . Gesteine, die nach ihrer Abkühlung noch einmal in den Bereich der PAZ geraten und ein zweites Mal abkühlen, können mittlere Spaltspurenlängen unter 11  $\mu\text{m}$  sowie eine

entsprechend große Histogrammbreite aufweisen (Abb. 4.5). Dies beeinflusst die Altersbestimmung auch insofern, als kurze Spuren eine Probenoberfläche mit geringerer Wahrscheinlichkeit schneiden als lange Spuren.



**Abb. 4.5:** Typische Verteilung wahrer Spurenlängen nach GLEADOW et al. (1986 b). Die Histogramme zeigen den Einfluß der thermischen Geschichte auf die Spaltspurenlängen von Apatiten. I: induzierte Spuren, II: schnelle Abkühlung z.B. von Vulkaniten (Typ A), III: langsame, allmähliche Abkühlung, z.B. von Basement-Gesteinen (Typ B), IV und V: Mischalter vom Typ C entsprechend Abb. 4.4

Für Spurenlängen-Untersuchungen kommen zwei Typen von Spaltspuren in Betracht: projected tracks und confined tracks (projizierte/ wahre). Zum ersten Typ zählen alle Spuren, die die Mineral-Oberfläche schneiden. Confined tracks hingegen befinden sich vollständig im Inneren des Kristalls und werden durch Risse oder Oberflächenspuren angeätzt. Sie können unterschieden werden in TINTs (Track IN Tracks) und TINCLEs (Tracks IN CLEavage) (BHANDARI et al., 1971) (Abb. 4.6).



**Abb. 4.6:** Zwei Typen von Spaltspuren werden für Spurenlängen-Untersuchungen genutzt: wahre und projizierte Spaltspuren (confined & projected tracks) (nach WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992)

Vermessen werden lediglich annähernd horizontale confined tracks mit einem Schnittwinkel von maximal  $15^\circ$  zur Oberfläche. Trotzdem läßt sich eine gewisse Verzerrung der Messungen nicht vermeiden, da die Anzahl der von Klüften und Rissen im Kristall geschnittenen Spaltspuren direkt proportional zu Spurenlänge ist (LASLETT et al., 1982). Somit kommt es stets zu einer Unterbewertung der kürzeren Spuren. Intakte confined tracks in Apatiten zeigen eine annähernde Normalverteilung mit einer durchschnittlichen Spurenlänge um  $16 \mu\text{m}$  und einer Standardabweichung von  $0,8 - 1 \mu\text{m}$  (GLEADOW et al., 1986 b). Parallel zur Oberfläche verlaufende Spuren ermittelt man durch Fokussieren des Objektivs bzw. unter Verwendung von Auflicht. Um ausschließlich vollständige Spuren zu messen, werden nur Spuren mit scharf definierten gerundeten Endpunkten verwendet, da diese bis zum Ende geätzt wurden (GLEADOW, 1984).

#### 4.3.3 Interpretation von Spaltspurdaten

Die aus Apatit-Spaltspuren ermittelte Abkühlungsrate bedarf näherer Untersuchung, da sie sowohl eine tektonische (konventionelle Betrachtungsweise) als auch eine thermische (dynamisches Modell) Entwicklung der beprobten Gesteine repräsentieren kann (z.B. WAGNER, 1990; OLESCH, 1994 a).

Voraussetzung für die *konventionelle Betrachtung* ist ein gleichmäßiger Isothermenverlauf in der Erdkruste. Die Isothermen besitzen ein statisches, ausgeglichenes Verteilungsmuster (steady state). Das scheinbare Spaltspuralter entspricht dem Durchgang der apatitführenden Gesteine durch die  $100^\circ\text{C}$ -Isotherme. Deren Lage wird durch den thermischen Gradienten der Kruste bestimmt. So liegt die  $100^\circ\text{C}$ -Isotherme bei einem thermischen Gradienten von  $20^\circ/\text{km}$  bis  $40^\circ/\text{km}$  in 5 bis 2,5 km Krustentiefe. Daraus kann die Heraushebungs-/ Denudations-Rate abgeleitet werden, die sich in direkter Abhängigkeit vom Spaltspuralter befindet.

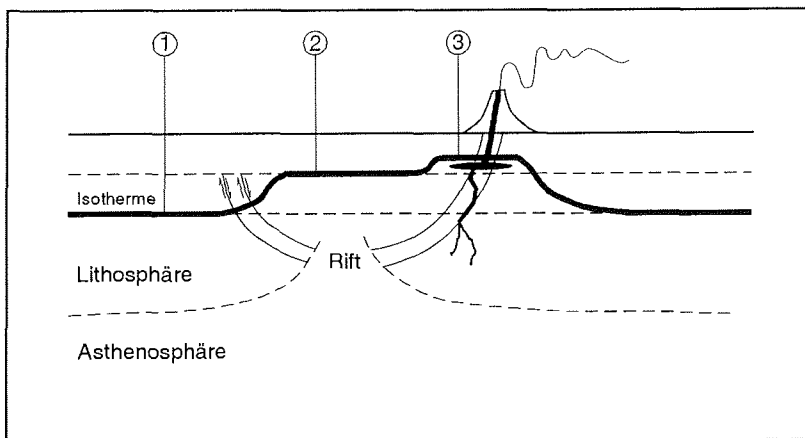
Trägt man die Apatit-Spaltspuralter gegen die Probenhöhen auf, so ergibt sich eine scheinbare Hebungs-/ Denudations-Rate. Diese entspricht der wahren Hebungs-/ Denudationsrate, wenn folgende Bedingungen erfüllt sind (PARRISH, 1983):

- (1) Die kritischen Isothermen müssen horizontal liegen und unbeeinflusst von der Oberflächentopographie oder veränderter thermischer Konduktivität sein.
- (2) Die kritischen Isothermen müssen, unabhängig von der Hebungsrate, in einer konstanten Tiefe bezüglich der Oberfläche verbleiben.
- (3) Hebung und Erosion müssen gleich sein.

Diese Gleichsetzung von scheinbarer und wahrer Hebungsrate gilt nur für Beträge bis ca.  $300 \text{ m/Ma}$ . Schnellere Hebung / Denudation verzerrt die scheinbare Hebungsrate, da es hier zu einer vorläufigen Anhebung der Isothermen

kommt. Erst im Verlauf des Hebungs-/ Denudationsprozesses bewegen sich die Isothermen – und somit die PAZ – in ihre alte Lage zurück und ein Gleichgewicht zwischen Hebung und Erosion kann sich einstellen (NAESER, 1979; PARRISH, 1985).

Bei der *dynamischen Betrachtungsweise* reflektiert das scheinbare Spaltspuralter den Zeitpunkt des Durchgangs der 100°C-Isotherme in der Erdkruste, wird also als veränderter geothermischer Paläogradient interpretiert. Die Isothermen befinden sich – z.B. durch veränderten Wärmefluß – in einem non steady state. Wie Abb. 4.7 verdeutlicht, können gleiche Spaltspuralter mit unterschiedlichen Hebungs-/ Denudations-Vorgängen verbunden sein und *vice-versa*.



**Abb. 4.7:** Schematischer Isothermenverlauf in einem Riftbereich mit aktivem Magmatismus oberhalb eines Plume (nach OLESCH, 1994 a). Für die Lokationen ① bis ③ ergeben sich bei gleichem Spaltspuralter unterschiedliche (jeweils halbierte) Heraushebungs- / Denudations-Beträge.

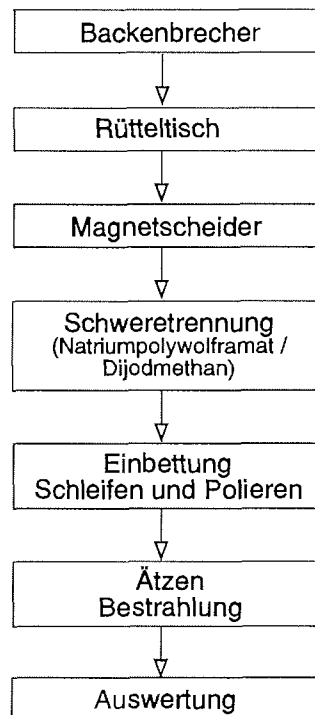
## 5. PROBENNAHME, AUFBEREITUNG UND DATIERUNG

### 5.1 Probenahme und Aufbereitung

Für die Durchführung der Apatit-Spaltspuruntersuchungen wurden während GANOVEX VII 54 Proben genommen. Deren Koordinaten wurden nach den Karten des U.S. Geological Survey (USGS, WADE et al., 1977 a, b, c, 1978) sowie Global Positioning System (GPS) und barometrischem Höhenmesser bestimmt. Sofern möglich, wurde frisches, unverwittertes Probenmaterial aus dem Anstehenden geschlagen. Leider war eine ausgiebige Beprobung größerer vertikaler Profile nicht möglich, da die meisten Aufschlüsse lediglich eine Höhe von wenigen Metern über der Eisbedeckung erreichten.

Zur Gewinnung der Apatite wurden die überwiegend granitoiden Gesteine dem in Abb. 5.1 dargestellten Aufbereitungsprozeß unterzogen.

Abb. 5.1: Flußdiagramm  
Aufbereitung / Präparation



Der erste Arbeitsgang bestand im Zerkleubern der 1 bis 8 kg schweren Gesteinsproben. Hierzu wurde zunächst die Verwitterungskruste mit dem Vorschlaghammer beseitigt und das Gestein im Backenbrecher auf ca. 5 bis 10 mm zerkleinert. Das so gewonnene Material wurde nun in einem Laborbackenbrecher der Firma Retsch in mehreren Durchgängen auf einen Durchmesser von maximal 0,3 mm zermahlen und anschließend auf einen Durchmesser von 0,25 mm gesiebt.

Als nächstes wurde die Siebfraction unter 0,25 mm auf dem Naßrütteltisch (Wilfey Table, Firma KHD) in vier Dichte-Fractionen getrennt. Die beiden schwersten, apatitführenden Fractionen wurden im FRANTZ-Magnetscheider in mehreren Schritten durch Variation des Neigungswinkels des Apparates und der elektrischen Stromstärke selektiert. Zunächst wurden die ferromagnetischen Komponenten Magnetit, evtl. Biotit (Vorwärtsneigung 30°, Seitenneigung 20°, Stromstärke 0,4 A), später Biotit, Epidot, Hornblenden, Amphibole, Rutil und Granate sowie Titanit (Vorwärtsneigung 22°, Seitenneigung 20°, Stromstärke 0,8 A), zuletzt Quarz (Vorwärtsneigung 10°, Seitenneigung 2°, Stromstärke 1,4 A) abgetrennt. Übrig blieben neben dem gesuchten Apatit, Zirkon, Fluorit und ein Rest von Sulfiden, Quarz und Feldspat.

Mit Hilfe von Natriumpolywolframat (Dichte 2,94 g/cm<sup>2</sup>) wurden im Folgenden Quarz und Feldspäte abgetrennt; anschließend wurde Apatit mit Hilfe von Dijodmethan/ DIM (Dichte 3,1 g/cm<sup>2</sup>) von verbliebenen Schwermineralen (Zirkon) separiert. Im Ergebnis dieser Schwerentrennung war das Apatitkonzentrat bereits relativ sauber und mußte nur noch per Hand unter dem Stereomikroskop ausgelesen werden.

Anschließend wurden die gewonnenen Apatite auf einem mittels Heizplatte auf 100°C erwärmten angerauten Glasträger in Araldit F eingebettet und bei 55°C im Trockenschrank ausgehärtet, sowie geschliffen, poliert und im Ultraschallbad mit Azeton gesäubert. In das Einbettungsmittel sollte nach Möglichkeit ein Vielfaches der benötigten Apatitkörner eingetragen werden, da nur ein Bruchteil der eingebetteten Körner auf jeweils einer Ebene liegt. Da wenigstens 20 Körner analysiert werden sollen, empfiehlt es sich, mindestens 100 Apatite einzubetten. Für die Präparation erwies sich in einer Reihe von Versuchen ein Verhältnis Araldit : Härter : Beschleuniger von 52 : 48 : 2,5 als geeignet. Geschliffen wurde das Präparat mit 800-er Schleifpulver, für die Politur wurde Diamantpaste mit der Körnung 6 µm und 1 µm benutzt.

Die weitere Präparation erfolgte bei SKITRACKS INTERNATIONAL (Geislingen), wo die Präparate ca. 60 s in 5 %iger HNO<sub>3</sub> geätzt und Detektorfolien aufmontiert wurden. Von dort aus wurden die Präparate nach Risø (Dänemark) geschickt, wo die Bestrahlung mit einem Neutronenfluß von 10<sup>6</sup> cm<sup>-1</sup> in einem gut thermalisierten Graphitreflektor durchgeführt wurde.



## 5.2 Datierung und Modellierung

Die Auszählung und Längenbestimmung der Spuren folgte weitgehend den Empfehlungen von GLEADOW (1984), GLEADOW et al. (1986 a) und WAGNER & VAN DEN HAUTE (1992). Sie erfolgte on line mit Hilfe des Auswerteprogramms „FT-Stage“ (T. DUMITRU, 1993), das auf einem Apple-Macintosh-Computer installiert und mittels hochauflösenden Digitalisieretablets (CalComp Drawing Board II <sup>TM</sup>, Auflösung 0,1  $\mu\text{m}$ ) realisiert wird (Abb. 5.2). Für die Beobachtungen wurde ein ZEISS-Axiophot mit einer Vergrößerung von 100 x 10 (Luft) benutzt. Dabei wurden die Spaltspuren generell im Durchlicht gezählt. Nur für die Auflösung sehr hoher Spurdichten und zur Lokalisierung der confined tracks für die Längenmessungen wurde auch Auflicht verwendet. Gezählt wurde innerhalb eines mittels Eichmikrometer kalibrierten Okulargitters. Um möglichst genaue Ergebnisse zu gewährleisten, wurden spontane und induzierte Spuren der jeweiligen Probe unmittelbar hintereinander gezählt und längere Unterbrechungen zwischen den Zählungen vermieden. Als kompliziert erwies sich die exakte Registrierung von Spurdichten  $>10^7$  Spuren/cm<sup>2</sup> bzw. – aufgrund der geringen statistischen Relevanz – die Auswertung von Dichten  $<10^3$  Spuren/cm<sup>2</sup>. Bei der Zählung wurden, sofern die Menge des vorhandenen Probenmaterials es zuließ, Körner mit Inhomogenitäten in der Uranverteilung nicht berücksichtigt. Die Bestimmung der Spurenlängen beruht, sofern möglich, auf der Vermessung von 50 bis 100 Spuren pro Probe. Es wurden nur horizontale Spuren mit gut definierten Endpunkten vermessen.

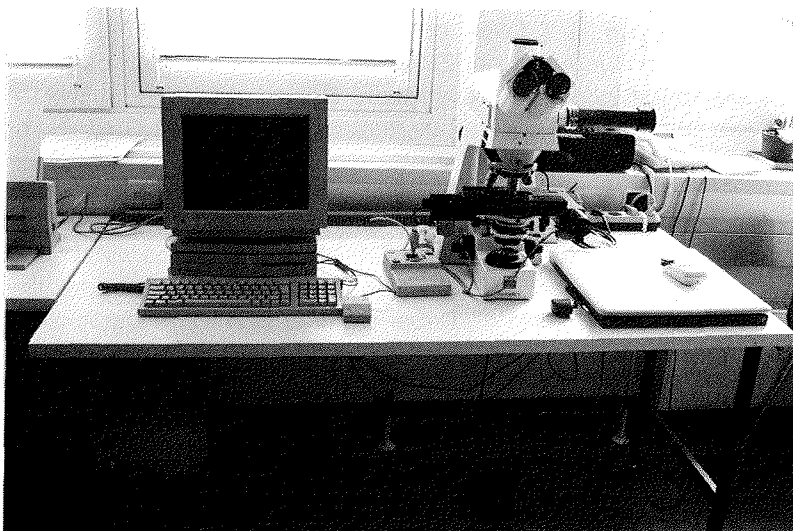


Abb. 5.2: Apparatur zur Auszählung und Vermessung von Spaltspuren.

Für die Modellierung der T-t-Pfade wurden zwei Programme verwendet: LENMODEL (CROWLEY, 1992/ PC-kompatibel) und MONTE TRAX (GALLAGHER, 1992/ Apple Macintosh). Basis für die Kalkulationen der Programme sind Modelle von LASLETT et al. (1987) und CROWLEY et al. (1991) (LENMODEL) bzw. von LASLETT et al. (1987), CARLSON (1990), CROWLEY et al. (1991) und DONELICK (1991) (MONTE TRAX). Während LENMODEL dazu geeignet ist, eine fest vorgegebene thermische Geschichte auf ihre Wahrscheinlichkeit zu testen, ist mit MONTE TRAX eine flexiblere Modellierung des Abkühlungsverlaufs möglich. Für alle Proben mit vermessenen confined tracks wurde zunächst ein T-t-Pfad mit MONTE TRAX modelliert. Hierzu werden die beobachteten Spaltspur-Parameter sowie spezifische Eckdaten der thermischen Geschichte nach eigener vorläufiger Interpretation eingegeben. Das Programm kalkuliert dann entsprechend des gewählten Modells verschiedene T-t-Pfade mit unterschiedlicher Annäherung an scheinbare Spaltspurenalter, -längen und -längenverteilungen sowie Standardabweichungen.

Entscheidend für die Wahl der Modellierung ist der Chemismus der Apatite. Es können Endglied-F-, Durango-Typ- (durchschnittliche F-), Misch- oder Cl-Apatite zugrunde gelegt werden. Semiquantitative Untersuchungen mittels EDX (Energie-Dispersive Röntgenmikroanalyse) zeigten, daß in keiner Probe Cl-Gehalte oberhalb der Nachweisgrenze (Prozent-Bereich) auftraten. Selbst die Anwendung der WDX (Wellen-Dispersive Röntgenmikroanalyse) ergab maximale Cl-Gehalte im Bereich weniger Promille. Jüngere Untersuchungen von SULLIVAN & PARRISH (1995) erwiesen jedoch, daß der Cl-Gehalt von Apatiten selbst innerhalb einer einzigen Probe von wenigen Kilogramm erheblich variieren und so die Altersbestimmung beeinflussen kann. Die F-Gehalte bewegten sich bei nahezu allen Proben innerhalb eines Spektrums von etwa 1 bis 4 % (MAI, Universität Bremen). Typisch für F-Apatite ist ein F-Gehalt von ca. 3,5 bis 3,8 % ( DEER et al., 1965; RÖSLER, 1979). Aufgrund der deutlichen Schwankungen in der Zusammensetzung erschien es gerechtfertigt, auf das Durango-Modell zurückzugreifen. GREEN et al. (1986) weisen zudem Apatite vom Durango-Typ als charakteristisch für granitoide Gesteine aus.

Die modellierten Daten können anschließend mit den gemessenen Werten verglichen werden. Für die Interpretation wurden nur T-t-Pfade berücksichtigt, die im Rahmen der vorgegebenen Fehlerlimits auf Übereinstimmung aller relevanten Parameter beruhen. Anschließend wurden die so kalkulierten T-t-Pfade mit LENMODEL getestet. Dabei ergaben sich keine signifikanten Unterschiede.

### 5.3 Darstellung der Ergebnisse

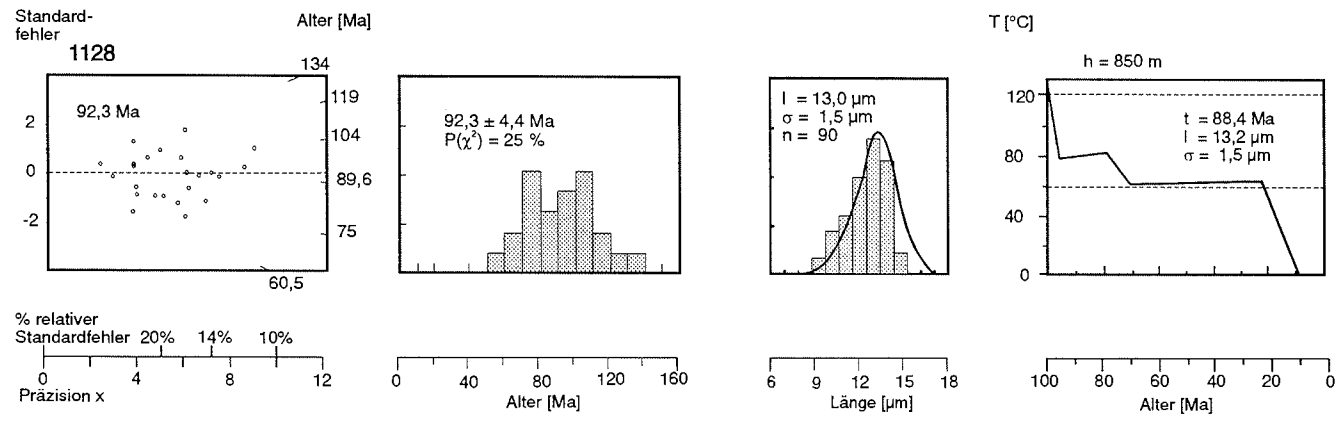
Bei der Darstellung der gewonnenen Daten wurde auf mehrere Möglichkeiten zurückgegriffen. So kamen neben orthogonalen Alter-Höhe- und T-t-Diagrammen sowie Alters- und Längenhistogrammen Radialplots (nach GALBRAITH, 1988, 1990) zur Anwendung (Abb. 5.3, 6.2, 6.5, 6.12, 6.15 und 6.17). Letztere ermöglichen eine gute visuelle Übersicht über die Verteilung einzelner Altersgruppen und die Bestimmung von selten auftretenden Ausreißern innerhalb einer Probe. Im Gegensatz zu Altershistogrammen wird bei Radialplots die unterschiedliche Präzision einzelner Messungen berücksichtigt. Dabei wird der Standard-Fehler einer Probe (linke y-Achse) gegen den reziproken annähernden relativen Standardfehler der einzelnen Spaltspuralter (x-Achse) aufgetragen. An einer zweiten Ordinate (rechte y- bzw. z-Achse) ist das scheinbare Alter des jeweiligen Apatitkorns ablesbar. Die Werte lassen sich wie folgt ermitteln:

$$x = \frac{1}{\text{Standardfehler}} = \sqrt{\frac{1}{N_s} + \frac{1}{N_i} + \frac{1}{N_d}}$$

$$y = \frac{\ln(\text{Kristallalter}) - \ln(\text{Durchschnittsalter})}{\text{Standardfehler}}$$

Da der Standardfehler auf der linken (y-) Achse für jede Messung eines Korns gleich bleibt, erhöht sich die Genauigkeit einer Messung entlang der x-Achse. Alle Messungen desselben Alters passieren innerhalb einer Linie den Ursprung des Plots. Die gestrichelte Linie verbindet den Ursprung des Plots mit dem scheinbaren mittleren Alter der Probe. Für die Erstellung der Radialplots wurde das Programm RADIAL PLOT (TALBOT, 1991/ Apple Macintosh), basierend auf Modellen von GALBRAITH (1988) sowie HURFORD & GREEN (1983) genutzt.

Bei den Histogrammen wurden alle Werte auf 100 normiert. Eine kurze Erläuterung der verwendeten Diagramme ist Abb. 5.3 zu entnehmen.



**Radialplot**

Die Achsen aller Plots sind normiert:  
 $x_{min} = 0$ ,  $x_{max} = 12$ ,  $y = 4$ .  
 Die Probennummer ist links oberhalb des Diagramms fett hervorgehoben. Innerhalb des Plots steht das errechnete Alter.

**Altershistogramm**

Die Werte der y-Achse sind auf 100 Einzelkörner normiert. Bimodale Verteilungen oder sehr große Histogrammbreiten sprechen für einen zwei- oder mehrstufigen T-t-Pfad. Im Diagramm sind das Alter der Probe  $\pm 1\sigma$  sowie das  $\chi^2$ -Test-Ergebnis eingetragen.

**Längenhistogramm**

Die Werte der y-Achse sind auf 100 confined tracks normiert. Die real errechneten Alter sind als Histogramme eingezeichnet und mit den Werten des modellierten T-t-Pfades als Kurve hinterlegt.  $l$  = mittlere Länge,  $\sigma$  = Standardabweichung der Länge,  $n$  = Anzahl der gemessenen Längen.

**T-t-Pfad**

Die T-t-Pfade wurden mit MONTE TRAX (GALLAGHER, 1992) und LENMODEL (CROWLEY, 1992) ermittelt. Über den Diagrammen: Höhe der entnommenen Proben. Die PAZ ist als gestrichelte Linie zwischen 60 und 120°C eingetragen. Die Werte für  $t$  (Alter),  $l$  (mittlere Spurenlänge) und  $\sigma$  (Standardabweichung der Länge) sind die modellierten Daten.

**Abb. 5.3:** Darstellung der für die Interpretation verwendeten Diagrammart.

## 6. ERGEBNISSE UND INTERPRETATION DER SPALTSPURUNTERSUCHUNGEN

### 6.1 Marie Byrd Land

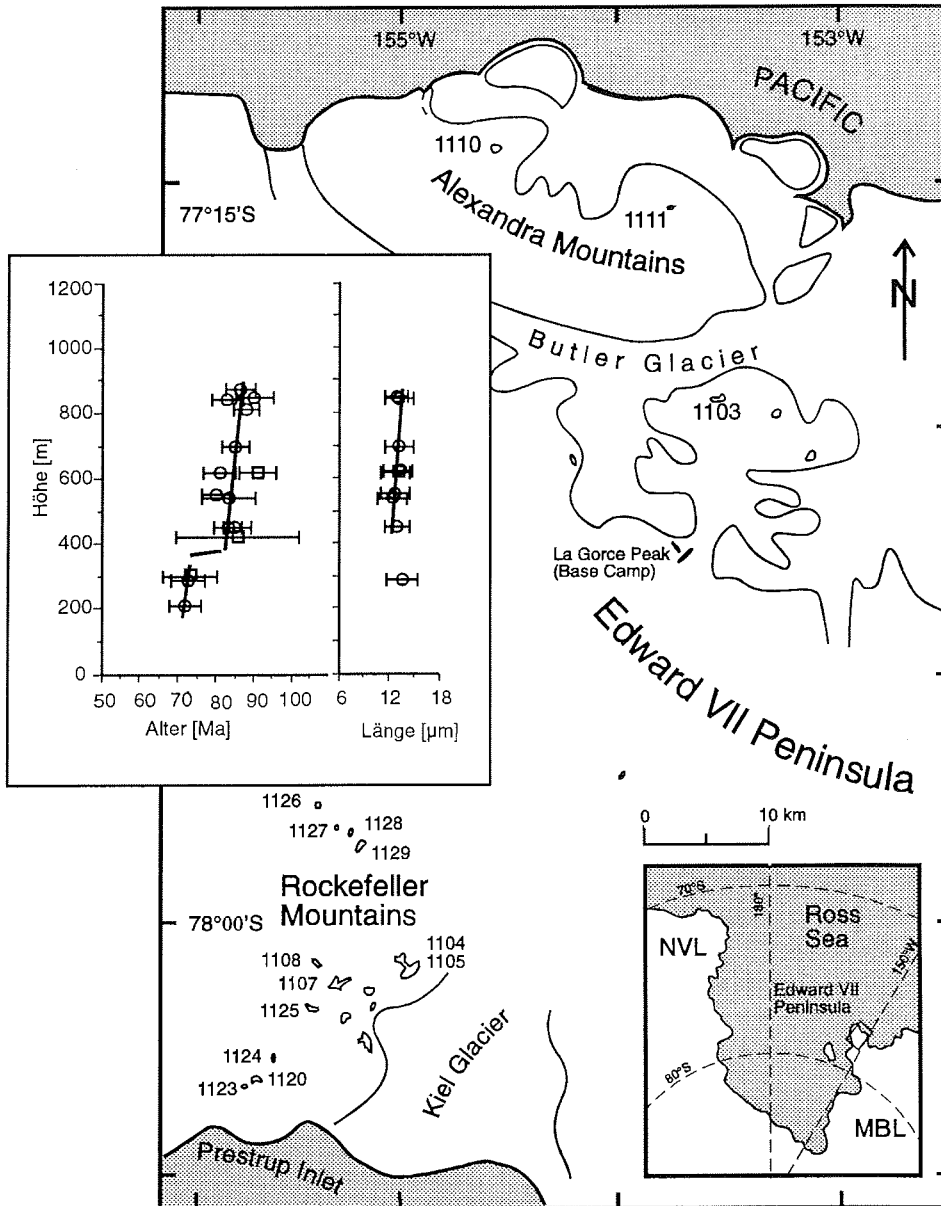
Es wurden 15 Proben aus den Alexandra Mountains und Rockefeller Mountains (Edward VII Peninsula) sowie 9 Proben aus dem Bereich der Ford Range (zentrales Marie Byrd Land) untersucht (Abb. 6.1, 6.3). Die Ergebnisse der Datierung sind in Tab. 6.1 dargestellt. Beprobt wurden, mit Ausnahme eines Ford-Granodiorits, ausschließlich Byrd Coast Granite. Alle Apatit-Alter sind mit  $96,8 \pm 5,3$  bis  $71,9 \pm 2,5$  Ma signifikant jünger als bekannte Rb-Sr- und  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von vergleichbaren Proben des Untersuchungsgebietes, welche die Intrusion der Byrd Coast Granite auf 103 - 98 Ma datieren (HALPERN, 1972; WADE & WILBANKS, 1972; ADAMS, 1986 a, 1987; ADAMS et al., 1989; RICHARD et al., 1994). Die Altersverteilung der Proben rechtfertigt eine Untergliederung des Untersuchungsgebietes in die beiden Bereiche Edward VII Peninsula und zentrales Marie Byrd Land.

#### 6.1.1 Ergebnisse Marie Byrd Land

##### a) Edward VII Peninsula

Die scheinbaren Apatit-Spaltspuralter liegen trotz großer räumlicher Streuung des Probenmaterials innerhalb eines schmalen Bereiches zwischen 92,3 und 71,9 Ma und zeigen bei moderaten Fehlermargen zwischen 8,9 und 2,5 Ma (für  $1\sigma$ ) eine strenge Korrelation zu den gemessenen Höhen von 870 bis 210 m über NN (Abb. 6.1). Dazu korrespondieren mittlere Spurenlängen der confined tracks zwischen 14,0 und 12,5  $\mu\text{m}$  mit Standardabweichungen von 1,3 bis 1,8  $\mu\text{m}$ .

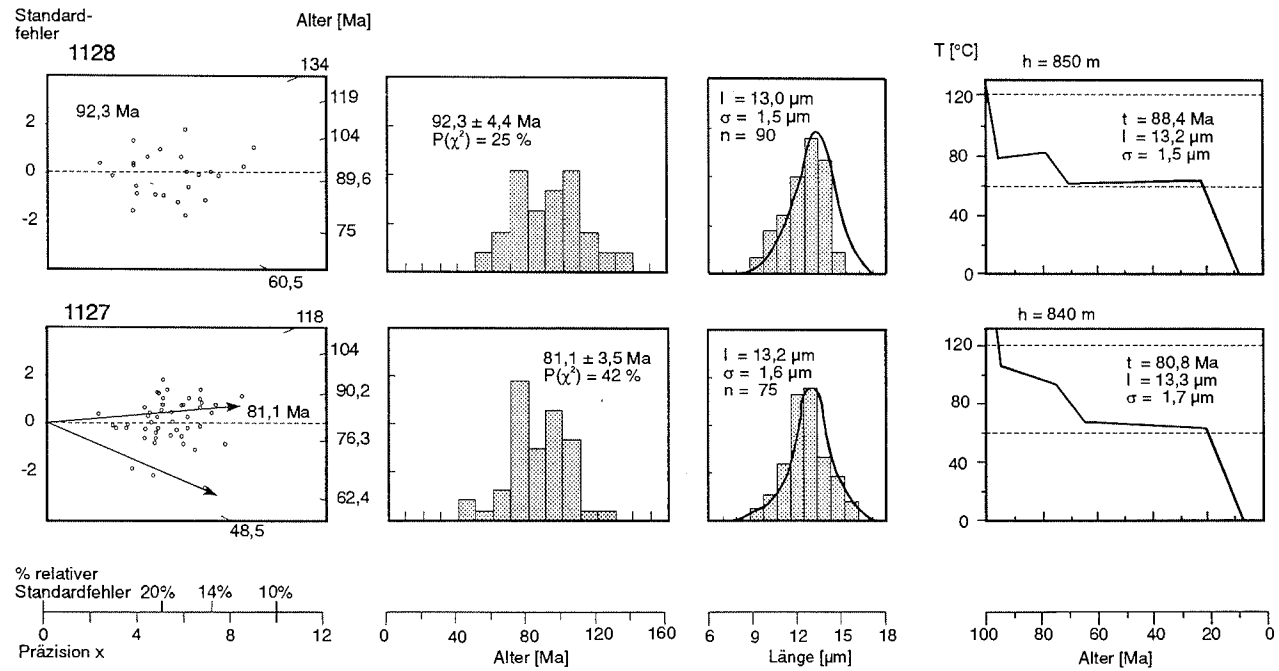
Ein regionales Muster der Alter bzw. eine Differenzierung der Abkühlung der einzelnen Plutone nach WEAVER et al. (1992) sind nicht erkennbar. Da auch keine tektonischen Störungen größerer Dimension bekannt sind, muß von einer einheitlichen Abkühlungsgeschichte innerhalb der Edward VII Peninsula ausgegangen werden. Der durch eine deutliche Unterbrechung der engen Korrelation der Proben ("break in slope") charakterisierte Gradient aus Apatit-Spaltspuralter und Probenhöhe und die Verteilung der mittleren Spaltspurenlängen belegen jedoch eine komplexe – zumindest zweiphasige – Hebungsgeschichte. Zwischen den oberhalb 400m entnommenen Proben und den Proben unterhalb dieser Höhe liegt eine Phase verlangsamter bzw. aussetzender



**Abb. 6.1:** Lageskizze der Edward VII Peninsula, Marie Byrd Land und Apatit-Spaltspuralter von Byrd Coast Granites der Alexandra Mountains und der Rockefeller Mountains, aufgetragen gegen die Höhe der entnommenen Proben. □ = Alexandra Mountains, ○ = Rockefeller Mountains. Die regionale Verteilung hat keinen Einfluß auf die Apatit-Spaltspuralter der Proben. Sowohl in den Alexandra Mountains als auch in den Rockefeller Mountains tritt zwischen ~85 und ~70 Ma ein "break in slope" in der Regressionsgeraden von Spaltspuralter und Probenhöhe auf.

**Tab. 6.1:** Lage der Probenpunkte und Darstellung der Daten sind Abb. 6.1 - 6.9 zu entnehmen.  $N_d$ ,  $p_d$ ,  $N_s$ ,  $p_s$ ,  $N_i$  und  $p_i$  beziehen sich auf Standard, spontane und induzierte Spuren.  $r$  = Korrelationskoeffizient spontane/ induzierte Spuren. StD = Standardabweichung der mittleren Spurenlänge. \* bei verfehltem  $\chi^2$ -Test Altersbestimmung über  $p_s/p_i$ -Verhältnis (mean age).  $\zeta = 350,5 \pm 12,3$  (ermittelt nach HURFORD & GREEN, 1983 und GREEN, 1986) für Dosimeterglas SRM612 (U.S. National Bureau of Standards, HURFORD & GREEN, 1983). Fehlerbereich  $1\sigma$  nach konventioneller Methode (GREEN, 1981). Standard: Durango-Apatit. Bestrahlung der Proben in Risøe, Dänemark (graphite reflector facility, well-thermalised) mit  $10^6$  Neutronen  $\text{cm}^{-2}$ . Ätzbedingungen: ca. 60 s in 5%iger  $\text{HNO}_3$ . Externedetektor-Methode, Messung mit FT-Stage (T.DUMITRU, 1993). Objektiv: 100  $\times$  Luft. Messung der Spurenlängen an horizontalen Spuren („confined tracks“) nach LASLETT et al. (1984). Wenn möglich, wurden 20 bis 30 Körner ausgezählt.

Probe	Lokalität	Höhe [m]	Körner	$N_d$	$p_d$ [ $10^6\text{cm}^{-2}$ ]	$N_s$	$p_s$ [ $10^6\text{cm}^{-2}$ ]	$N_i$	$p_i$ [ $10^6\text{cm}^{-2}$ ]	$r$	$P(\chi^2)$ [%]	Alter [Ma]	Alter* [Ma]	Länge [ $\mu\text{m}$ ]	StD [ $\mu\text{m}$ ]	n
1103	Bowmans Pk	300	20	7759	1,278	161	0,103	49	0,297	0,6	44,	$73,2 \pm 7,1$		-	-	-
1110	Prestrup Rock	620	20	7759	1,278	3222	2,664	788	6,548	0,9	17,	$90,9 \pm 3,7$		$13,1 \pm 0,2$	1,6	100
1111	Mt Swadener *	420	8	7759	1,278	2172	3,573	552	9,281	0,8	<0,	$87,5 \pm 3,8$	$85,6 \pm 8,9$	$14,0 \pm 0,2$	1,3	64
1104	Mt Paterson	540	32	7759	1,278	915	0,621	244	1,633	0,9	82,	$83,4 \pm 4,4$		$12,5 \pm 0,2$	1,8	90
1105	Mt Paterson	450	34	7759	1,278	1125	0,931	301	2,451	0,8	27,	$83,1 \pm 4,1$		$13,1 \pm 0,2$	1,7	100
1107	Mt Nilson	700	24	7759	1,278	2076	1,158	541	3,061	0,6	8,	$85,3 \pm 3,7$		$13,3 \pm 0,2$	1,8	90
1108	Strider Rock	620	28	7759	1,278	1001	0,622	274	1,678	0,8	9,	$81,3 \pm 4,1$		$13,2 \pm 0,1$	1,4	100
1120	Tennant Pk	285	32	7759	1,278	817	0,499	249	1,533	0,9	82,	$72,8 \pm 3,9$		$13,7 \pm 0,1$	1,4	100
1123	Mt Butler *	210	20	7759	1,278	458	0,451	148	1,399	0,5	0,	$68,9 \pm 4,4$	$71,9 \pm 4,7$	-	-	-
1124	Gould Pk	450	12	7759	1,278	660	0,699	171	1,833	0,9	86,	$85,7 \pm 4,9$		-	-	-
1125	Breckinridge Pk	555	53	7730	1,272	1840	0,801	508	2,203	0,9	21,	$80,2 \pm 3,6$		$12,8 \pm 0,2$	1,5	61
1126	Mt Frazier	870	20	7759	1,278	567	0,434	145	1,113	0,9	80,	$86,6 \pm 5,3$		-	-	-
1127	Mt Jackling	840	48	7730	1,272	2334	0,773	637	2,068	0,9	4	$81,1 \pm 3,5$		$13,2 \pm 0,2$	1,6	75
1128	Mt Fitzsommons	850	24	7730	1,272	1345	0,812	322	1,956	0,9	2	$92,3 \pm 4,4$		$13,0 \pm 0,2$	1,5	90
1129	Mt Shideler	810	16	7759	1,278	483	0,37	122	0,968	0,9	10,	$88,1 \pm 5,7$		-	-	-
1114	Mc Kinley Pk	620	25	7759	1,278	574	0,633	136	1,454	0,9	22,	$93,5 \pm 5,7$		-	-	-
1131	Mt Ronne	575	50	7730	1,272	2173	0,725	554	1,813	0,8	94,	$86,7 \pm 3,8$		$14,0 \pm 0,2$	1,4	56
1132	Mt Ronne	480	24	7730	1,272	734	1,592	213	4,631	0,9	5,	$76,2 \pm 4,2$		$13,6 \pm 0,2$	1,6	50
1134	Mt Douglas	600	21	7730	1,272	828	0,846	189	2,001	0,9	90,	$96,8 \pm 5,3$		$13,7 \pm 0,2$	1,6	43
1135	Bilboard	950	20	7730	1,272	451	0,718	110	1,685	0,9	68,	$91,1 \pm 5,9$		-	-	-
1136	Barela Rock	250	32	7730	1,272	904	0,437	258	1,201	0,9	86,	$77,5 \pm 4,0$		$13,9 \pm 0,2$	1,2	38
1137	Mitchell Pk *	610	23	7730	1,272	2314	2,494	627	6,628	0,9	0,	$81,7 \pm 3,5$	$83,3 \pm 6,6$	$14,2 \pm 0,1$	1,2	100
1138	Clark Knoll	400	26	7730	1,272	1041	0,549	288	1,505	0,9	97,	$80,0 \pm 4,0$		$13,7 \pm 0,3$	1,5	28
1139	W Chester Mts	230	20	7730	1,272	678	0,637	193	1,789	0,9	47,	$77,6 \pm 4,4$		-	-	-



**Abb. 6.2:** Diagramme und Modellierung der Spaltspur-Daten Edward VII Peninsula. Die Streuung der Radialplots wird mit sinkender Höhe geringer, d.h. mit vermindertem Auftreten hoher Alter verringert sich die Durchmischung alter und junger Alter. Gut erkennbar ist in den Radialplots der obersten Proben die Ausprägung zweier Altersvektoren (z.B. in Probe 1127 mit Pfeilen markiert). In den Altershistogrammen äußert sich dieser Effekt durch Verlagerung einer bimodalen Altersverteilung mit Akzent auf dem höheren Alter zu unimodaler Verteilung. Bei der Skizzierung der T-t-Pfade wird deutlich, daß mit geringerer Höhe die Lage der Proben während des frühen und mittleren Känozoikums in die PAZ "hineinwandert".



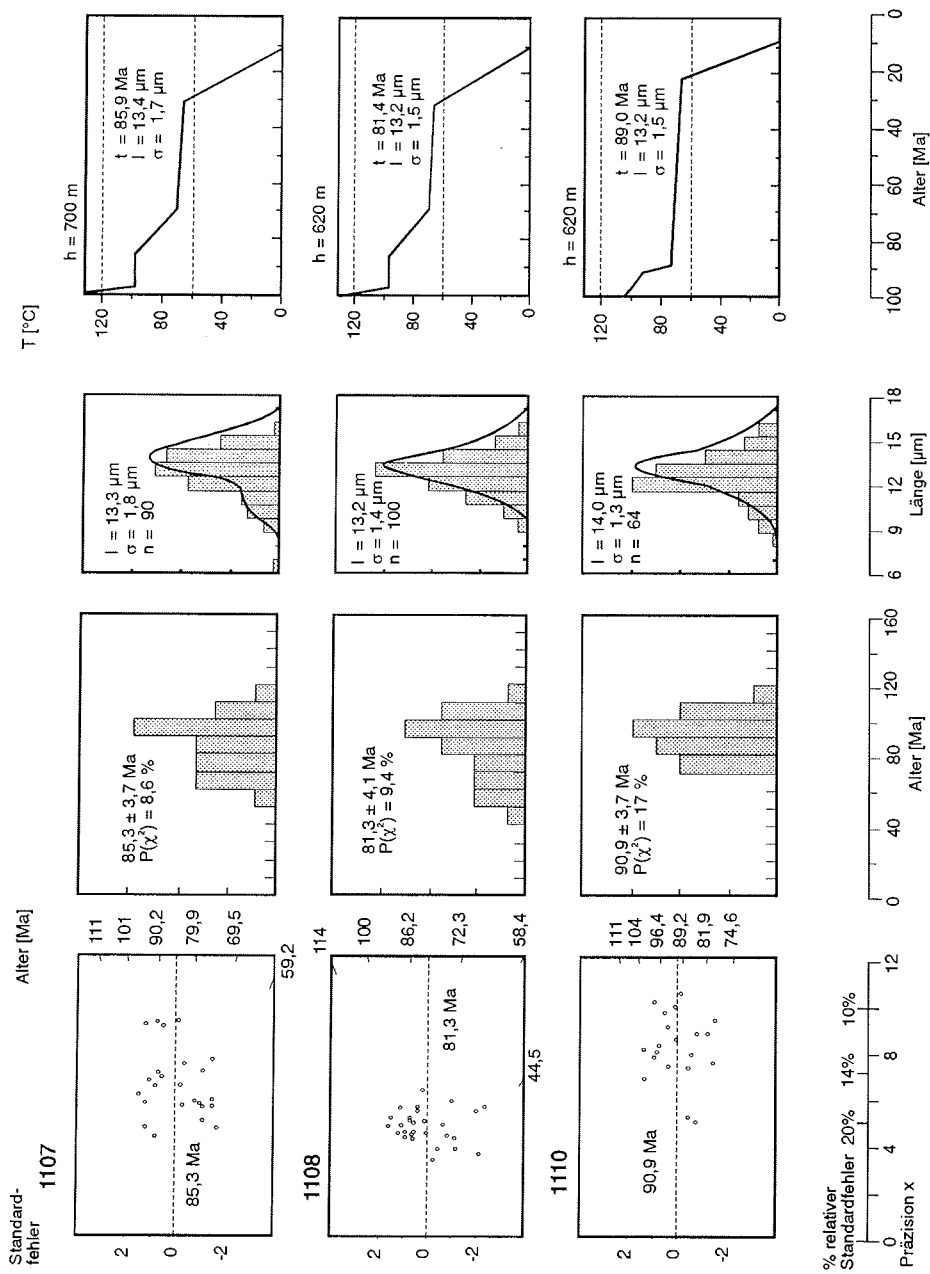


Abb. 6.2 (Fortsetzung)

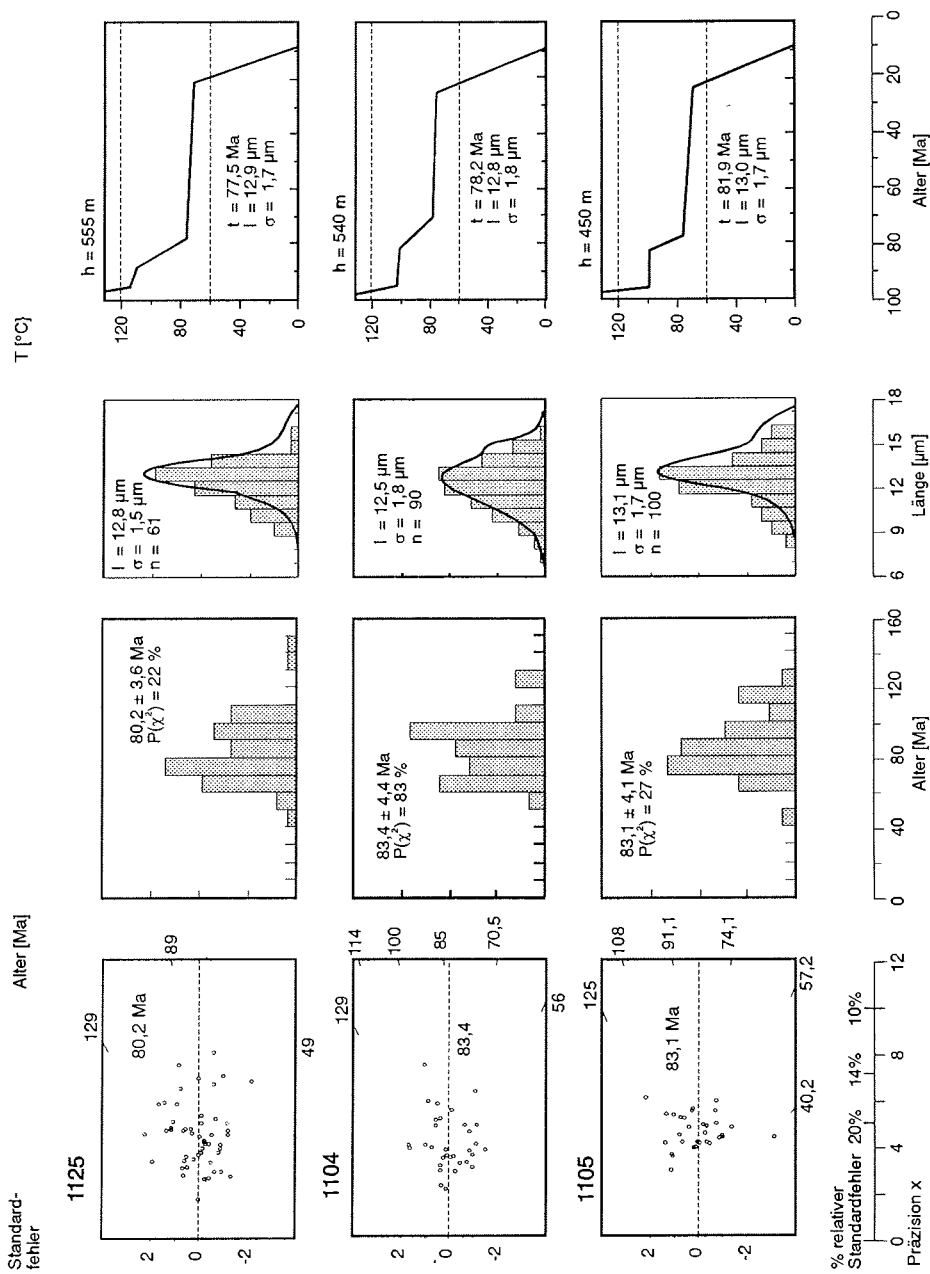


Abb. 6.2 (Fortsetzung)

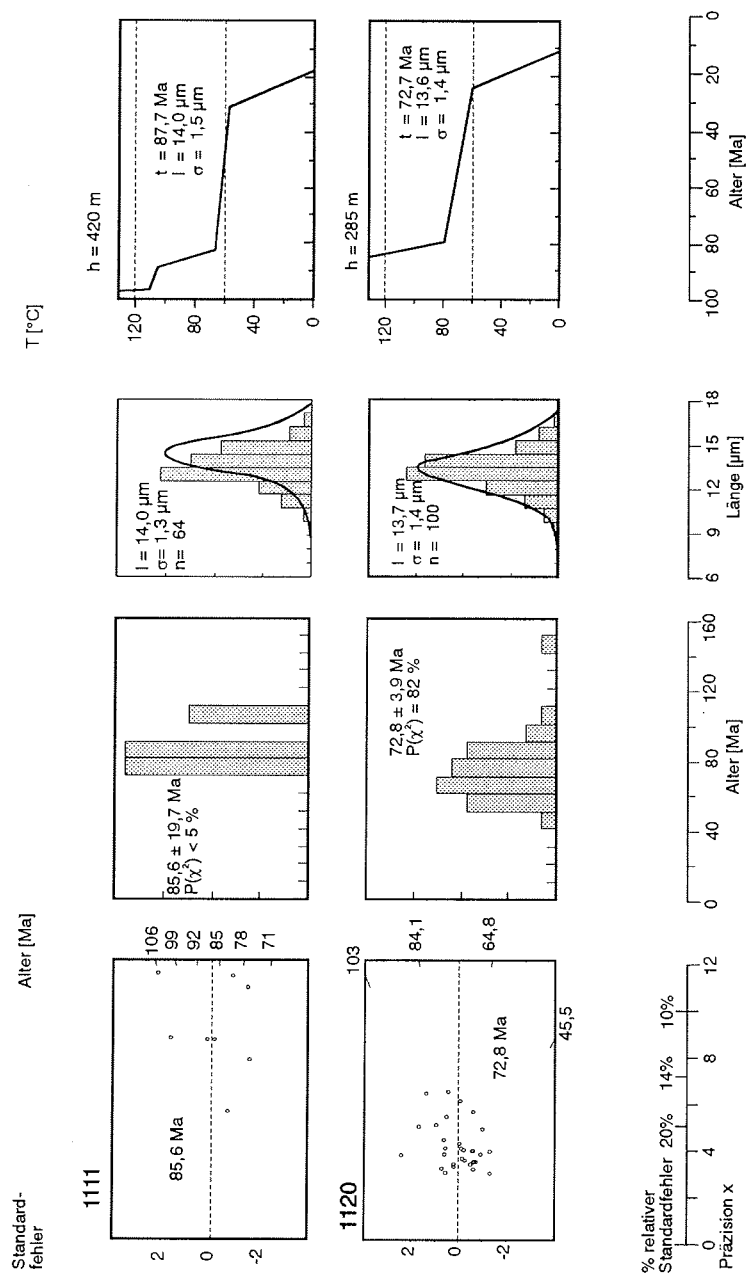


Abb. 6.2 (Fortsetzung)

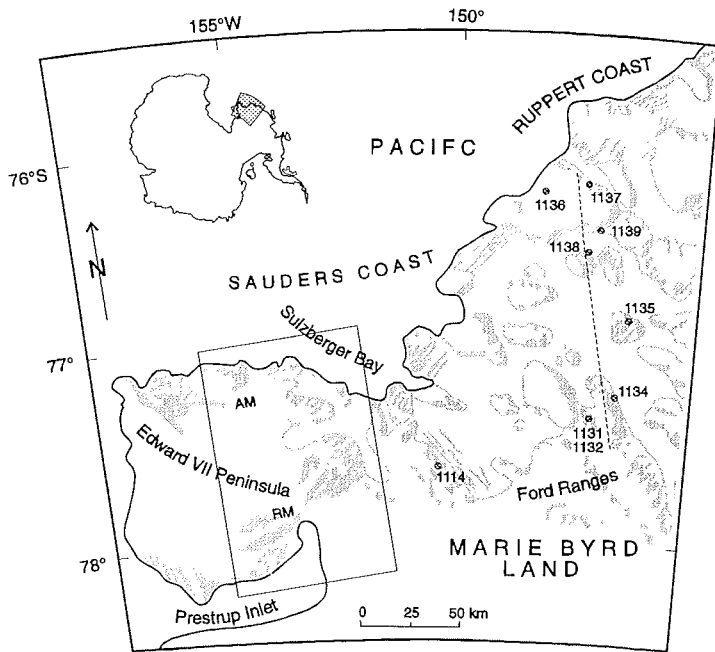
Hebung / Denudation oder eine scheinbare Verzögerung dieses Prozesses infolge einer veränderten (z.B. exhumierten) fossilen PAZ. Das betrifft sowohl die Gesteine der Alexandra Mountains als auch die der Rockefeller Mountains.

Die Apatit-Spaltspuralter der Proben über 400 m kommen dem Rb-Sr-Alter der Granite sehr nahe und sprechen für eine rasche Abkühlung unmittelbar nach deren Platznahme. Sie liegen zwischen  $92,3 \pm 4,4$  und  $80,2 \pm 3,6$  Ma. Die Spaltspuralter nehmen mit steigender Höhe zu, wobei die Steigung der empirischen Regressionsgeraden eine scheinbare Hebungsrate von  $80 \pm 30$  m/Ma belegt. Die mittleren wahren Spaltspurenängen (confined tracks) betragen 12,5 bis 14,0  $\mu\text{m}$  mit Standardabweichungen zwischen 1,8 und 1,3  $\mu\text{m}$  (Abb. 6.1, 6.2). Ein Vergleich der Proben zeigt allerdings Unterschiede in der Verteilung der mittleren wahren Spurenängen im Verlauf des Profils. Die mittleren confined tracks im oberen Profilbereich sind länger als die der unmittelbar oberhalb des "break in slope" entnommenen Proben (Abb. 6.2). In Übereinstimmung damit zeigen die Standardabweichungen ein umgekehrtes Verhalten. Auch weist das Altershistogramm für die einzelnen Körner eine deutlich breitere Streuung auf. Auf diese Besonderheit wird in der Interpretation zurückzukommen sein. Insgesamt spricht die Verteilung der Spurenängen für eine mittlere Verweildauer der Proben in der PAZ bzw. für eine Abkühlung von Basement-Gesteinen und epirogenetische Hebung vom Typ B analog Abb. 4.4 bzw. für einen Mischalter-Typ nach GLEADOW et al. (1986 a, b).

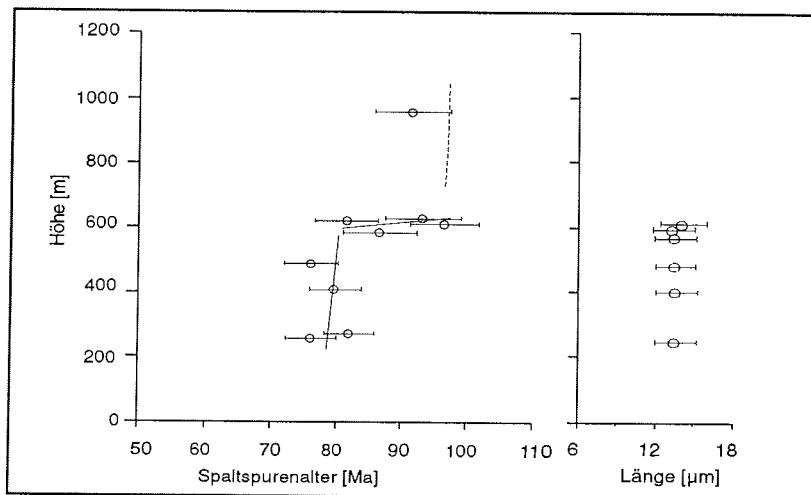
Ein ähnliches Bild liefern die drei Proben unterhalb 320m. Die Spaltspurendichte belegt jüngere scheinbare Alter zwischen 73,2 und 71,9 Ma sowie eine Hebungsrate um 75 m/Ma. Die Verteilung der Spaltspurenängen (nur in Probe 1120) zeigt dasselbe Verhalten wie die der Proben aus größeren Höhen. Eine durchschnittliche Spurenänge von 13,7  $\mu\text{m}$  mit einer Standardabweichung von 1,6  $\mu\text{m}$  spricht gegen ein schnelles Durchschreiten der PAZ. Leider läßt sich der interessante Bereich zwischen den Höhen von 420 und 300 m nicht mit Proben belegen.

## **b) Ford Ranges**

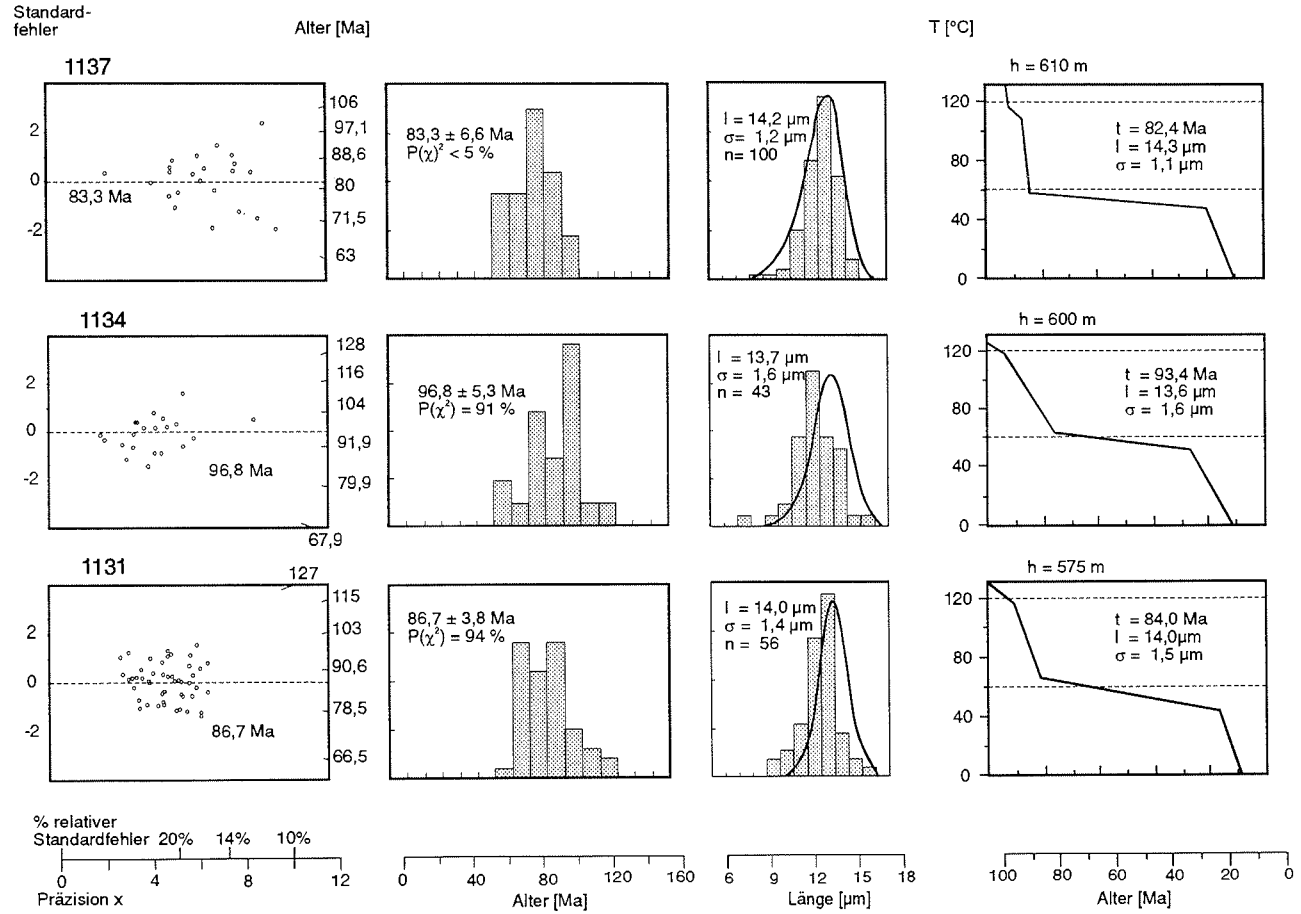
Die Probenpunkte in den Ford Ranges sind regional bedeutend weitläufiger verteilt als die der Edward VII Peninsula (Abb. 6.3). Demzufolge streuen die mittleren Apatit-Spaltspuralter der Ford Ranges stärker mit  $96,8 \pm 5,3$  bis  $76,2 \pm 4,2$  Ma (Abb. 6.4). Die Verteilung der Spaltspurenängen zeigt dagegen ein sehr einheitliches Muster (Abb. 6.5). Die mittleren Spurenängen sind mit 14,0 bis 13,6  $\mu\text{m}$  relativ lang, die Standardabweichungen zwischen 1,2 und 1,6  $\mu\text{m}$  gering. Auffallend ist, selbst wenn man die unterschiedlichen Höhen der Probenpunkte in Rechnung stellt, der Trend zunehmenden Alters von N nach



**Abb. 6.3:** Lage und Aufschlußverhältnisse in Marie Byrd Land. Das eingerahmte Gebiet innerhalb der Lageskizze kennzeichnet das Arbeitsgebiet der Edward VII Peninsula. Das Altersprofil von Abb. 6.6 ist als gestrichelte Linie eingetragen. AM = Alexandra Mountains, RM = Rockefeller Mountains



**Abb. 6.4:** Plot Apatit-Spaltspurenalter gegen Probenhöhe der Ford Ranges.



**Abb. 6.5:** Diagramme und Modellierung der Spaltspurdaten Ford Ranges. Radialplots und Altershistogramme zeigen nur ein Maximum, die T-t-Pfade weisen lediglich eine Unterbrechung auf. An der Kreide-Tertiär-Grenze befinden sich die Proben bereits zu weit am Top bzw. außerhalb der PAZ, um noch nachhaltig von ihr geprägt zu werden.

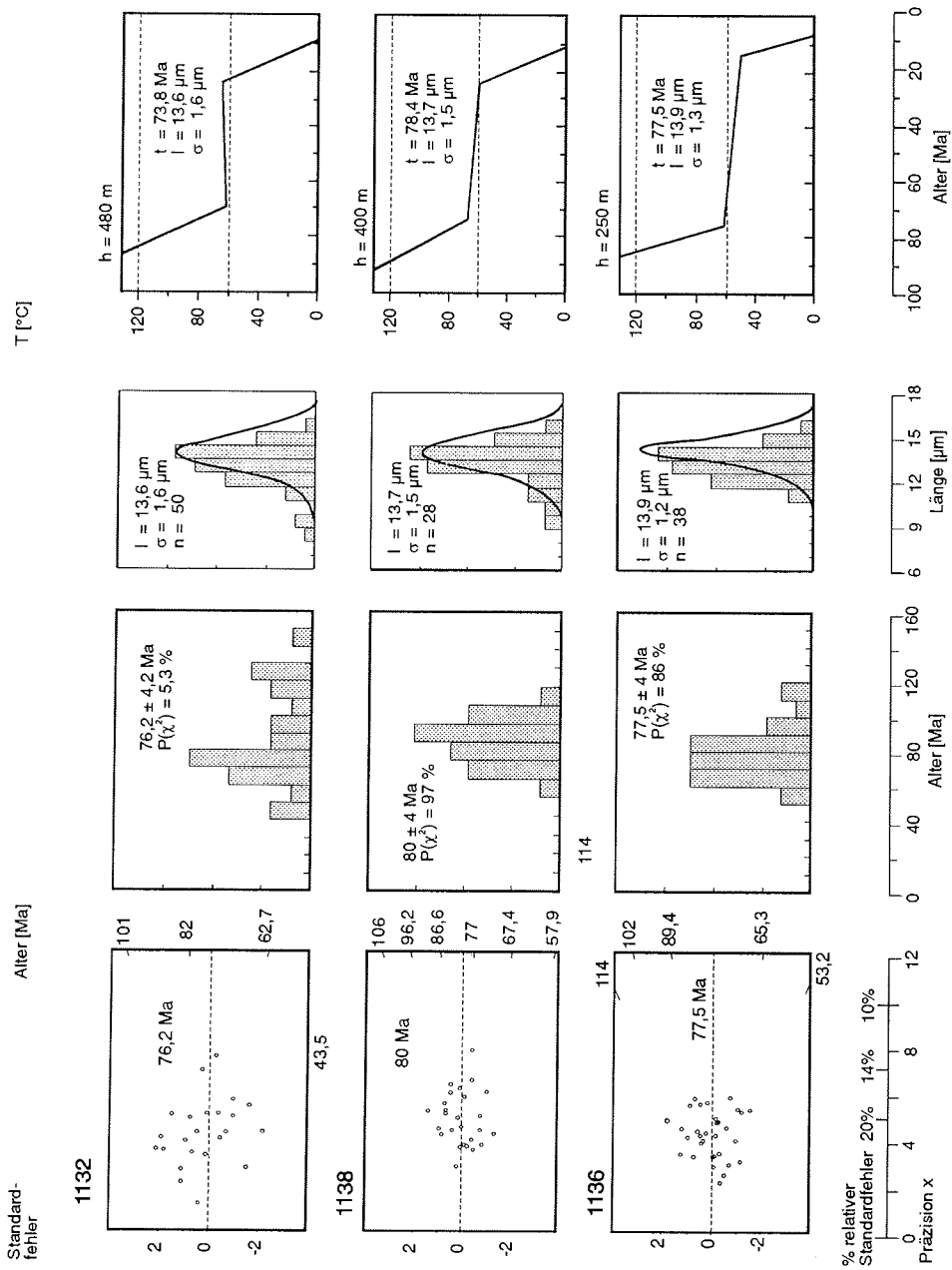


Abb. 6.5 (Fortsetzung)

S, senkrecht sowohl zur Erstreckung der Ford Ranges als auch zum Verlauf des Westantarktischen Riftsystems (Abb. 6.6). Dieser Trend wurde auch von RICHARD et al. (1994) beobachtet.

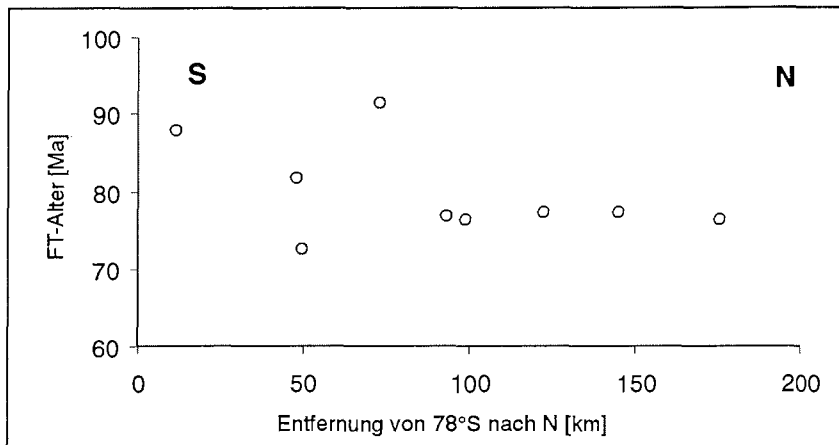


Abb. 6.6: Richtungsabhängigkeit auf 200 m nivellierter Altersdaten im zentralen Marie Byrd Land. Die Lage dieses Profils ist in Abb. 6.2 eingezeichnet

Der Bruch in der Regressionsgeraden im Alters-Höhen-Diagramm (Abb. 6.4) tritt hier in größerer Höhe und – wie schon bei RICHARD et al. (1994) – früher auf als im Bereich der Edward VII Peninsula. Probe 1135 (Barela Rock, Höhe: 950 m) dokumentiert wahrscheinlich als einzige die Phase der ersten Abkühlung. Ihr Alter ist im unteren (älteren) Signifikanzbereich von  $91,1 \pm 5,3$  Ma zu vermuten, also um 94 Ma, wie bei RICHARD et al. (1994).

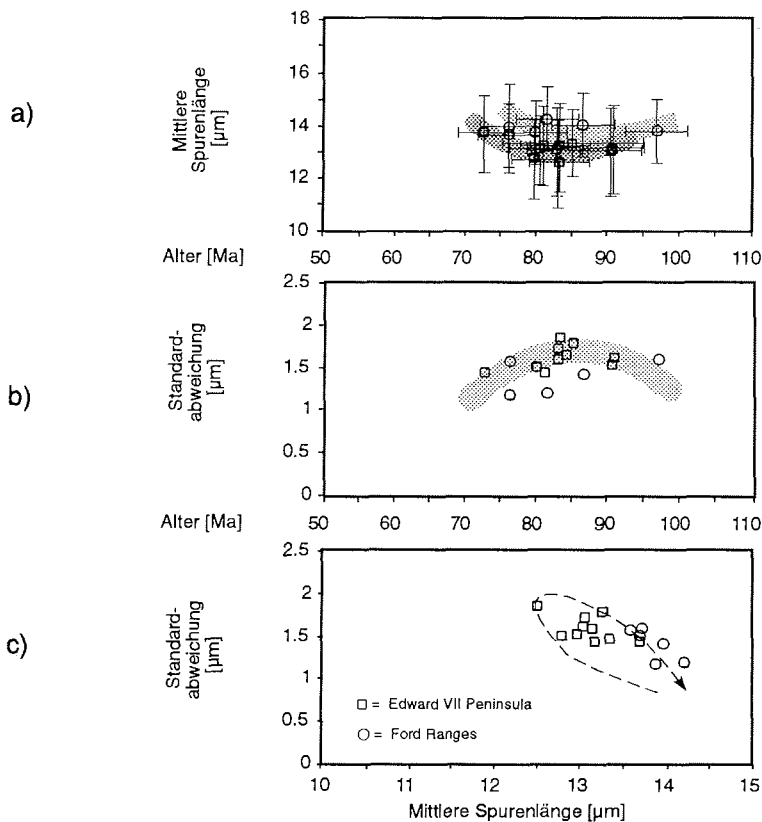
Von der Phase der sehr langsamen Abkühlung zwischen ca. 95 bis 80 Ma werden vier Proben erfaßt, die zwischen Höhen von 620 und 575 m liegen (Abb. 6.4). Deren Alter streuen von  $96,8 \pm 5,3$  bis  $83,3 \pm 2,8$  Ma und weisen Längen von  $13,7 \pm 1,6$  bis  $14,2 \pm 1,2$   $\mu\text{m}$  auf. Die Abkühlungsrate kann aufgrund der vorliegenden Altersdaten nur schwer quantifiziert werden, dürfte hier aber nicht über 5 m/Ma liegen.

Unterhalb 480 m wurden vier Aufschlüsse beprobt. Für die zwischen 480 und 230 m entnommenen Proben wurden Alter zwischen  $80,0 \pm 4,0$  und  $76,2 \pm 4,2$  Ma ermittelt, die positiv mit der Höhe korrelieren. Auch in diesem Bereich sind die mittleren wahren Spurenlängen mit 13,7 bis 13,9  $\mu\text{m}$  relativ lang. Die durchschnittliche Abkühlungsrate liegt hier um  $\sim 60 \pm 10$  m/Ma.



### 6.1.2 Interpretation der Spaltspur-Ergebnisse Marie Byrd Lands

Generell vollzog sich in beiden beprobten Gebieten nach Einsetzen des Riftings zwischen Marie Byrd Land und dem New Zealand-Campbell Plateau-Block und der Intrusion der Byrd Coast Granite um 105 Ma eine moderate Hebung in ähnlichen Hebungs-/ Denudationsraten. Dieser Hebungs-/ Denudationsprozess vollzog sich jedoch nicht kontinuierlich, sondern komplex. Es lassen sich zumindest zwei, vermutlich drei Stufen rekonstruieren. Zwar nahm die Hebung/ Denudation in der Edward VII Peninsula und den Ford Ranges einen vergleichbaren Verlauf und beide Alters-Höhen-Profile weisen einen mehr oder minder deutlichen Bruch im Profilverlauf auf, in den Ford Ranges wird dieser jedoch 200 m höher und scheinbar 10 Ma früher registriert.



**Abb. 6.7:** Beziehung zwischen der Verteilung der wahren Spurenlängen und der geologischen Interpretation der Spaltspuralter Marie Byrd Lands. Die Spurenlängen-Maxima (a) und Minima der Standardabweichungen (b) deuten auf zwei thermische Ereignisse um 100 bzw. 70 Ma, die jeweils die Akkumulation neuer Spaltspuren zur Folge hatten. Zwischen diesen Ereignissen kam es zur Verkürzung der 100 Ma-Spuren. Abb. 6.7 c zeigt eine Schleife, die eine Verkürzung der Spuren (bzw. Erhöhung der Standardabweichung) zwischen Bildungs- und Überprägungsereignis belegt.

### a) Edward VII Peninsula

Die Ergebnisse der Apatit-Spaltspur-Untersuchungen der Edward VII Peninsula legen eine vorwiegend tektonische Interpretation nahe. Nach Intrusion der Byrd Coast Granite in ein flaches Krustenniveau kühlten die Plutone in Oberflächennähe rasch ab. Ob diese Abkühlung zunächst von signifikanter Hebung/ Denudation begleitet war bzw. in welchem Ausmaß diese erfolgte, ist anhand der Spurendaten nicht eindeutig zu bestimmen. Die am höchsten gelegenen Proben durchschritten die PAZ relativ schnell, so daß es unmittelbar nach der Platznahme der Byrd Coast Granite nur zu einer geringfügigen Verkürzung der Spurenlängen kam.

Vor ca. 85 Ma löste sich der New Zealand-Campbell Plateau-Block von Marie Byrd Land (MAYES et al., 1990; LAWVER et al., 1991). Infolge damit verbundener Krustenausdünnung verlangsamte sich der Hebungs-/ Denudationsprozeß drastisch oder setzt kurzfristig ganz aus. Innerhalb von ca. 10 Ma wurden die Gesteine innerhalb der PAZ um lediglich 120 m gehoben, d.h. die Hebungsrate beträgt maximal 10-15 m/Ma, vermutlich deutlich weniger. Die Unterbrechung der Hebung/ Denudation repräsentiert sich in den Radialplots und Histogrammen der Einzelalter von Proben unmittelbar über dem "break in slope" (Abb. 6.2), die eine bimodale Verteilung aufweisen. Nach einem ersten Maximum der Spurenbildung um 100-90 Ma wurden zunächst weniger neue Spuren akkumuliert, bis sich nach einer Unterbrechung von ca. 10 Ma dieser Prozeß wieder intensiver fortsetzte. Die Längen bereits entstandener Spuren wurden verkürzt. Die Extension wirkte sich bei gleichbleibender Erosion auf die Topographie aus, so daß sich zwischen 85 und 70 Ma in Höhe des Meeresspiegels eine Erosionsoberfläche, die West Antarctic Erosion Surface (WAES / LE MASURIER & REX, 1983, 1994), ausbildete. Die nur 15 bis 50 m mächtigen Ablagerungen der WAES sind in der gesamten Westantarktis punktuell in Höhen zwischen 500 und 2700 m aufgeschlossen und können als Beleg für eine differenzierte kretazische und känozoische Hebung mit Graben- und Horst-Tektonik gewertet werden.

Ab ca. 70 Ma setzte erneut Hebung/ Denudation im Gebiet der Edward VII Peninsula ein. Die Radialplots und Altershistogramme zeigen deutlich, daß die in geringerer Höhe genommenen Proben innerhalb der PAZ gehoben und jüngere Spuren um 70-60 Ma akkumuliert wurden (Abb. 6.2). Dieser erneute Hebungs-/ Denudationsbeginn dürfte zur Basis der WAES äquivalent sein, d.h. die WAES entspricht hier in etwa einer Probenhöhe von 400 m. Geht man von einem geothermischen Gradienten von 30°/km in der oberen Kruste aus (wie z.B. unter dem Transantarktischen Gebirge / GLEADOW et al., 1984; WAGNER et al., 1989; FITZGERALD, 1992; bzw. unter den Ellsworth Whitemore Mountains / FITZGERALD & STUMP, 1991), so würde sich die 100°C-Isotherme in einer Tiefe von ungefähr 3300 m befinden. Erhöhte paläogeothermische Gradienten von 40°/km (im unmittelbaren Riftbereich nach WHITE & Mc KENZIE, 1989 bzw. BEHRENDT et al., 1993) oder über 50°/km (rezenter geothermischer Gradient für

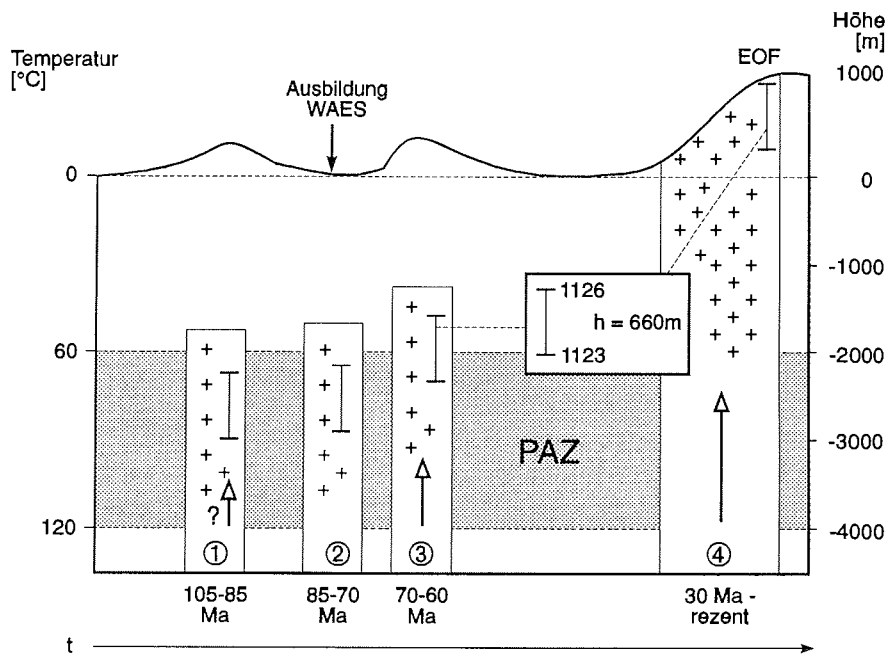
die obersten 15 km der Riftschulter unter Mc Murdo nach BERG et al., 1989) würden die 100°C-Isotherme ca. 2500 m unter die Oberfläche verlegen, scheinen für die Amundsen-Bellinghausen-Riftflanke der Edward VII Peninsula jedoch zu hoch angesetzt. Das Probenmaterial kann also im Verlauf der letzten ~70 Ma, die bei 400 m angesetzte Basis des WAES-Äquivalents eingerechnet, maximal 3700 m gehoben worden sein. Die durchschnittliche Hebungsrate betrug zwischen ~73,2 und ~71,9 Ma ca. 70 m/Ma.

Die Frage, ob sich diese Hebung gleichmäßig während des gesamten Känozoikums fortsetzte oder in Impulsen erfolgte, lässt sich mit Hilfe der Spaltspurenlängen zumindest qualitativ klären. Werden Apatitproben mit einer durchschnittlichen Hebungsrate von ca. 50 m/Ma, wie für den Zeitraum der oberen Kreide ermittelt, durch die PAZ hindurchgehoben, wären mittlere Spurenlängen um 14 µm mit niedrigen Standardabweichungen um 1,2 µm zu erwarten. Die gemessenen Spurenlängen sind aber erheblich kürzer und die Standardabweichungen deutlich größer. Daher müssen die Proben entsprechend ihrer topographischen Lage eine längere Zeit am Top oder unmittelbar oberhalb der PAZ verweilt sein. Die endgültige Heraushebung des Gesteinskomplexes um ca. 2500 m – bei Annahme eines thermischen Gradienten von 30°/km – dürfte demnach nicht vor dem Einsetzen des spät-känozoischen Rifting um ca. 28 Ma begonnen haben. Das deckt sich ausgezeichnet mit einer von LE MASURIER & REX (1983) ermittelten vertikalen Displacement-Rate von ca. 100 m/Ma.

ADAMS et al. (1995) datierten neun Proben der Edward VII Peninsula und gingen von jeweils unterschiedlichen thermischen Geschichten der Alexandra Mountains und der Rockefeller Mountains aus. Allerdings lassen die Fehlerbereiche und die breite Streuung der Spurendaten sowie die Konzentration der Alexandra Mountains-Proben in niedrigeren Höhen problemlos die hier dargestellte Interpretation zu. Schwieriger zu widerlegen sind die großen mittleren Spurenlängen um 14 µm. Sie implizieren eine frühere endgültige Heraushebung als die eigenen Daten.

Dieser Abkühlungs- und somit Hebungsverlauf wurde anhand zweier Modellierungen zur Temperatur- und Spurenlängenverteilung mit dem Programmen MONTE TRAX und LENMODEL getestet. Das Resultat ist ein konsistenter T-t-Pfad, der die oben aufgeführte Interpretation bestätigt und den Spurenlängen bemerkenswert eindeutig Rechnung trägt (Abb. 6.2). Abb. 6.8 zeigt schematisch den Verlauf des Hebungs-/ Denudationsprozesses der Edward VII Peninsula. Während der ersten Abkühlungsphase bis ca. 85 Ma kühlte das Gestein von 120°C bis auf eine Temperatur von 95°C ab. Die folgenden 10 Ma verblieb das Material quasistationär in dieser Isotherme bzw. wurde wieder leicht erwärmt. Derart niedrige Hebungsraten bewirken aufgrund der Störung des Erosionsgleichgewichts Subsidenz (VAN DEN HAUTE, 1986) und führten zur Ausbildung der WAES. Ab ca. 72 bis 65 Ma kam es zu weiterer Abkühlung bzw. Heraushebung um 500 bis 800 m. Eine im Folgenden gleichmäßige weitere

Abkühlung wird durch die Verteilung der confined tracks nicht gestützt. Von ca. 65 bis ca. 28 Ma setzte die Hebung also erneut aus, das Material erkaltete um nur maximal 10°. Die Modelle belegen, daß mit Beginn des Känozoikums die zweite Hebungs-/ Denudationsphase endete und die Abkühlung stagnierte. Sie zeigen überzeugend, daß mit abnehmender topographischer Höhe der Proben deren früh- und mittelkänozoische Position in die PAZ hineinwandert (Abb. 6.2). Die endgültige Heraushebung/ Denudation der Gesteine, und damit verbunden deren endgültige Abkühlung, fand offensichtlich parallel zum Einsetzen des jungen Vulkanismus während der Reaktivierung des Westantarktischen Riftsystems im Oligozän statt. Andererseits war der thermische Einfluß des Vulkanismus nicht so groß, daß er das Basement der Edward VII Peninsula komplett aufgeheizt hätte.



**Abb. 6.8:** Schematischer Verlauf des Hebungs- / Denudationsprozesses der Edward VII Peninsula. Die Topographie der Erosionsoberfläche (EOF) und die Dimension der jeweiligen Hebung/ Denudation sind angedeutet. Nicht berücksichtigt wurde in dieser Darstellung die mögliche Veränderung der PAZ infolge variierender thermischer Gradienten. Die separaten Balken in den Gesteinssäulen geben die Lage der einzelnen Proben an. WAES = West Antarctic Erosion Surface nach LE MASURIER & REX (1983, 1994)

- ① Abkühlung ± weitere Hebung nach Intrusion der Byrd Coast Granite.
- ② Stagnation der Hebung / Denudation, die an der Oberfläche zu Subsidenz führt und die Ausbildung der WAES bewirkt.
- ③ Hebungs- / Denudationsschub gegen Ende der Kreide. Der Hebungs- / Denudationsbetrag liegt um 500-800 m.
- ④ Endgültige Heraushebung / Denudation (ca. 2500 m).

## b) Ford Ranges

Ähnlich wie im Bereich der Edward VII Peninsula stellt sich die Situation in den Ford Ranges dar (Abb. 6.7, 6.9). Gewisse Unsicherheiten in der Interpretation beruhen auf der weiten horizontalen Streuung der Proben – immerhin beträgt die Entfernung von der nördlichsten bis zur südlichsten Probe über 150 km! – und dem geringen Umfang an geologischem und geophysikalischem Datenmaterial. RICHARD (1992) sowie RICHARD et al. (1994) betrachten die Fosdick und Chester Mountains als kohärenten, um 20° nach Süden geneigten Block. Nur unter Annahme dieser Voraussetzung ist eine realistische Interpretation der gewonnenen Daten überhaupt möglich.

Auch hier intrudierten nach dem Übergang von pazifischem Konvergenz- zu Extensionsrand die Byrd Coast Granite und kühlten zunächst rasch ab. Nur Probe 1135 (The Billboard, in einer Höhe von 960 m) repräsentiert mit einem mittleren scheinbaren Alter von  $86,3 \pm 5,8$  diese Phase. Die nächsthöhere Probe in 620 m Höhe muß bereits einer Phase stagnierender Hebung/Denudation zugerechnet werden. Auch in den Ford Ranges ist die mittlere Hebungs- / Denudationsrate der ersten Phase nur schwer abzuschätzen.

Die Unterbrechung im Abkühlungsverlauf zwischen 620 und 575 m bzw.  $96,8 \pm 5,3$  und  $86,7 \pm 3,8$  Ma wird durch vier Proben belegt. Die Hebungs-/ Denudationsrate ist mit  $\sim 5$  m/Ma sehr niedrig. Auch hier lassen sich eine bimodale Verteilung der Einzelalter in den Radialplots bzw. Altershistogrammen (Abb. 6.5) sowie zwei Phasen erhöhter Spurensakkumulation (Abb. 6.9) verzeichnen. Die Höhe von 620 m für Probe 1114 würde dem Hangenden der WAES entsprechen. Sowohl in der Edward VII Peninsula als auch in den Ford Ranges stimmt die von LE MASURIER & REX (1994) ermittelte Mächtigkeit der WAES-Topographie von 15 - 50 m mit einer solch geringen Hebung oder Stagnation überein. An der Erdoberfläche könnte dies mit einer Subsidenz einhergegangen sein. Damit liegt dieser Profilabschnitt etwa 300 m höher als in der Edward VII Peninsula. Die Ford Ranges befinden sich mehrere 100 km weiter vom Riftzentrum entfernt als die Edward VII Peninsula. Bei einem durch lateralen Wärmefluß leicht reduzierten paläothermischen Gradienten von 25-30°/km befand sich die 100°C-Isotherme -und damit die damalige Probenhöhe- ca. 3500 bis 4000m unterhalb der Oberfläche. Der Top der PAZ lag also tiefer als unter der Edward VII Peninsula.

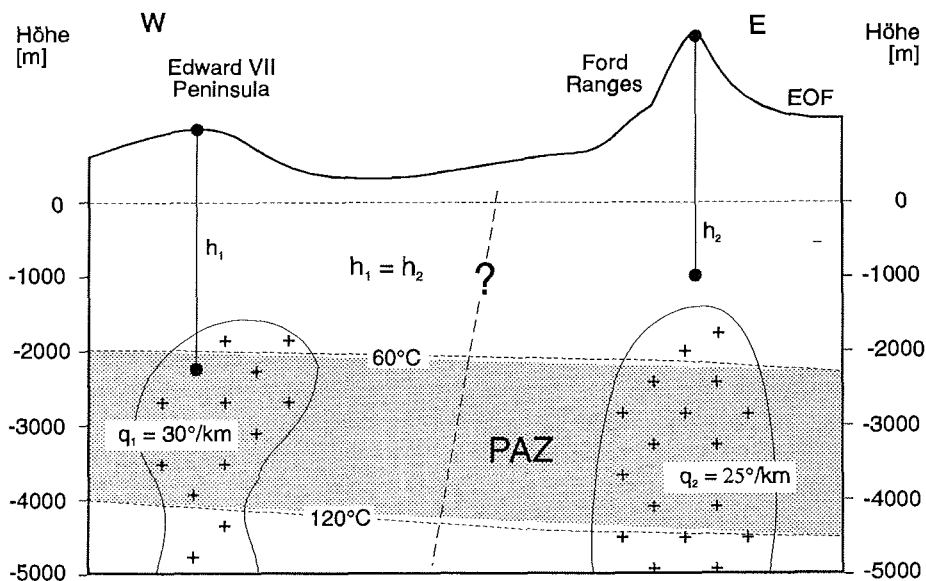
Ab  $\sim 80$  Ma (Proben unterhalb 480 m) besteht wieder eine sehr enge positive Korrelation zwischen Probenhöhe und -alter. Die durchschnittliche Hebungs-/ Denudationsrate liegt bei  $60 \pm 10$  m/Ma.

Über Hebungsvorgänge im Känozoikum lassen sich keine detaillierten Aussagen treffen, da eine signifikante Verkürzung der Spurenlängen nicht zu verzeichnen ist (Abb. 6.5). Längen um 14  $\mu\text{m}$  und Standardabweichungen von 1,5  $\mu\text{m}$  lassen einen längeren Aufenthalt in der PAZ nicht zu. Diese Werte lassen sich nur erklären, wenn man die Lage der Proben unmittelbar am Top

oder bereits oberhalb des Tops der Paläo-PAZ annimmt. Die beprobten Gesteine befanden sich infolge ihres etwas höheren Krustenniveaus und der tieferen PAZ-Lage bereits zu weit oberhalb der PAZ, um deren thermischen Effekt nachhaltig registrieren zu können. Auch hier führte das MONTE TRAX-Modell (GALLAGHER, 1992) zu einer differenzierteren Interpretation. Läßt sich das Verteilungsmuster der wahren Spurenlängen im "break in slope" sowohl mit zwei als auch mit drei Hebungs-/ Denudationsphasen nachvollziehen, so ist dies bei den tieferen Proben nicht mehr der Fall. Die für ausschließlich kretazische Hebung / Denudation kalkulierten Spurenlängen wären zu hoch, die Standardabweichungen zu gering und die kurzen Spuren wären nicht zu erklären. Durch Einbeziehung einer dritten Hebungsphase mit känozoischer Abkühlung und Heraushebung / Denudation ab ca. 28 Ma ist nach diesem Modell die Verteilung der mittleren Spurenlängen aller vermessenen Proben schlüssig erklärbar.

Insgesamt weist die Interpretation der Apatit-Spaltspurdaten eine vergleichbare Hebungs-/ Denudationsgeschichte für beide beprobte Teilgebiete Marie Byrd Lands aus. Der plötzliche Übergang im tektonischen Regime der Pazifik-Phoenix Ridge-Platte und Ostgondwanas von Subduktion zu Extension in der mittleren Kreide ( $105 \pm 5$  Ma) führte zu granitischen Intrusionen und Hebung / Denudation in Marie Byrd Land (BRADSHAW, 1989; RICHARD et al., 1994). LUYENDYK (1995) erklärt diesen Wechsel mit einem subduzierten "slab capture". Unmittelbar nach der Intrusion der Byrd Coast Granite kühlte das Basement bis 80 Ma rasch ab. Mit der Ablösung des New Zealand-Campbell Plateau-Blocks von Marie Byrd Land war eine Krustenextension verbunden, die nicht nur durch die präsentierten Spaltspurdaten, sondern auch durch die Existenz der WAES und den von RICHARD et al. (1994) anhand U-Pb-,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - und Spaltspurdaten ermittelten Abkühlungspfad von Byrd Coast Graniten der nördlichen Ford Ranges belegt wird. Einer zweiten Hebungs- / Denudations-episode um etwa 70-60 Ma folgte während des gesamten frühen und mittleren Känozoikums eine Phase relativer tektonischer Ruhe, die das flache Relief in der Topographie Marie Byrd Lands formte (VAN DER WATEREN et al., 1994). Infolge einer Lithosphärenaufwölbung des Westantarktischen Riftsystems über dem Kopf eines Mantel-Plumes oder Hot Spots (LE MASURIER & REX, 1989) setzte mit Beginn des Oligozäns alkalischer Basalt-Vulkanismus ein. Dieser Vulkanismus setzte sich episodisch fort und war von Blockverwerfungen mit vertikalen Dislokationen um 100 m/ Ma begleitet, die in ihrer Differenziertheit mit der Spaltspur-Methode nicht erfaßt werden können. Im Pliozän vermuten BEHRENDT & COOPER (1991) Hebungsraten bis zu 1 km/ Ma. So wurden im Küstenbereich Marie Byrd Lands mikrofossilführende pliozäne glaziale Seesedimente 1300 m oberhalb der rezenten Eisbedeckung gefunden (LE MASURIER & REX, 1994).

Der zeitliche Hiatus im Profil der scheinbaren mittleren Alter zwischen den Ford Ranges und der Edward VII Peninsula läßt sich u.a. mit der sukzessiven Veränderung der PAZ mit zunehmender Entfernung vom Rift erklären (Abb. 6.9). Daten der BGR belegen zudem die Ausprägung eines magnetischen Lineaments zwischen der Edward VII Peninsula und den Ford Ranges sowie Unterschiede im aufgeschlossenen Krustenniveau (mündliche Mitteilung DAMASKE). Eine bathymetrische Depression zwischen der Edward VII Peninsula und den Ford Ranges läßt auf die Ausbildung eines Störungssystems schließen, an dem Verwerfungsbeträge bis zu einigen 100 m möglich sind. Dieses Störungssystem würde dann die Horst- und Graben-Tektonik Marie Byrd Lands kontrollieren.



**Abb. 6.9:** Schematische Erklärung der Differenzen in der thermischen Geschichte zwischen der Edward VII Peninsula und den Ford Ranges.  $h_1$  und  $h_2$  sind angenommene Hebungsbeträge seit Beginn der Heraushebung,  $q_1$  und  $q_2$  die geothermischen Gradienten in Abhängigkeit von ihrer Lage zum Rift. Durch die unterschiedliche Lage der PAZ und höher gelegene Aufschlüsse in den Ford Ranges sind die Unterschiede der wahren Spurenlängen ohne weiteres erklärbar. Dazu kommt der mögliche Einfluß känozoischer Block- und Graben-Tektonik zwischen diesen beiden Teilen Marie Byrd Lands.

## 6.2 North Victoria Land

### 6.2.1 Ergebnisse

In North Victoria Land wurden 15 Aufschlüsse in drei Gebieten beprobt (Abb. 6.10). Bei den einzelnen Gebieten handelt es sich um die Lanterman Range (vier Proben), die Everett Range (fünf Proben) und die Yule Bay einschließlich Sputnik Island (sechs Proben). Die Spurendichten der Apatitpräparate waren z.T. extrem hoch oder inhomogen, worauf der in sechs Proben verfehlte  $\chi^2$ -Test und die teilweise geringe Anzahl vermessener Spuren zurückzuführen sind. So können 8 der 13 ausgewerteten mittleren Spurenverteilungen nur bedingt verwendet werden. Die Ergebnisse sind in Tab. 6.2 notiert und in Abb. 6.11 und 6.12 dargestellt.

Alle Apatit-Spaltspuralter North Victoria Lands sind jünger als 90 Ma und zeigen eine beträchtliche Ähnlichkeit zu den Daten von FITZGERALD & GLEADOW (1988) und STUMP & FITZGERALD (1992) bzw. der Altersverteilung South Victoria Lands (GLEADOW et al., 1984; FITZGERALD, 1986; GLEADOW & FITZGERALD, 1987). Trotz ihrer Streuung über das gesamte zentrale und nördliche North Victoria Land folgen die Alter demselben Verteilungsmuster und lassen sich in zwei Gruppen untergliedern.

Probe 1164 (Höhe: 1930 m) ist mit  $87,3 \pm 5,5$  Ma deutlich älter als alle anderen Proben und läßt sich nicht in deren Regressionsgerade einbinden. Der Gradient von Alter und Höhe verändert also oberhalb ca. 1300 m (nächsthohe Probe, 1168: 1310 m) seinen Anstieg. Die mittlere Spurenlänge von Probe 1164 ist mit  $13,2 \mu\text{m}$  relativ kurz.

Unterhalb einer Höhe von 1300 m wurden Alter zwischen ca. 65 und 45 Ma ermittelt. Sie korrelieren positiv mit der Probenhöhe und belegen einen steilen Gradienten. Ihnen entsprechen signifikant längere mittlere wahre Spurenlängen um  $14 \mu\text{m}$ , die an vier Proben vermessen wurden.



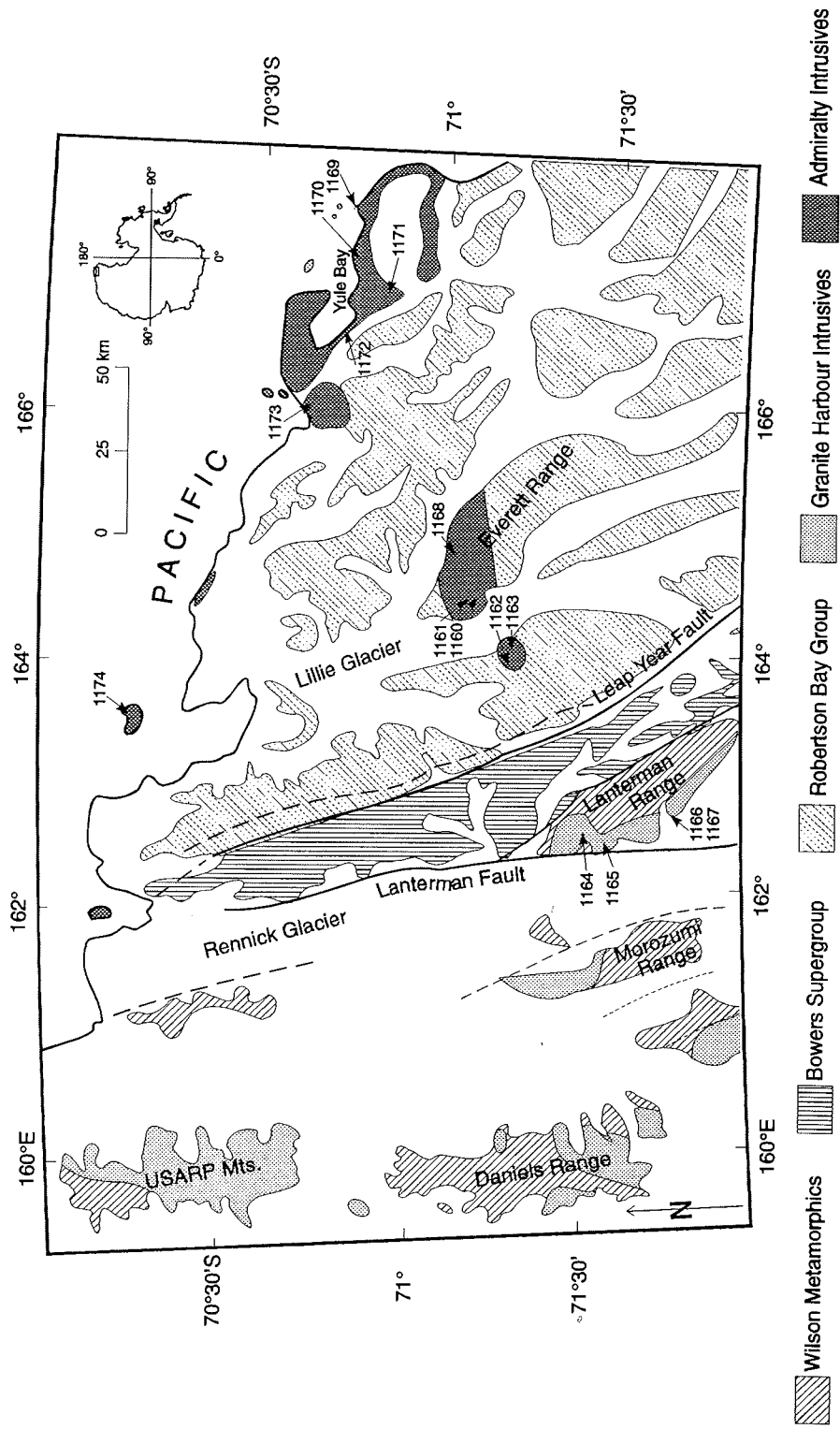
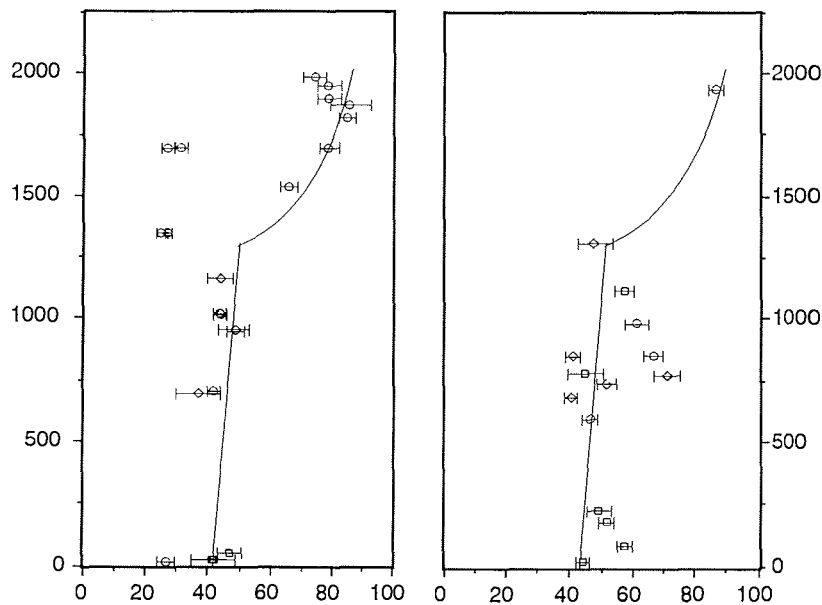


Abb. 6.10: Lageskizze von North Victoria Land. Beprobt wurden hier die Granitoide der Granite Harbour Intrusives und der Admiralty Intrusives.

**Tab. 6.2:** Lage der Probenpunkte und Darstellung der Daten sind Abb. 6.10 - 6.12 zu entnehmen.  $N_d$ ,  $\rho_d$ ,  $N_s$ ,  $\rho_s$ ,  $N_i$  und  $\rho_i$  beziehen sich auf Standard, spontane und induzierte Spuren.  $r$  = Korrelationskoeffizient spontane/ induzierte Spuren. StD = Standardabweichung der mittleren Spurenlänge. \* bei verfehltem  $\chi^2$ -Test Altersbestimmung über  $p_s/p_i$ -Verhältnis (mean age).  $\zeta = 350,5 \pm 12,3$  (ermittelt nach HURFORD & GREEN, 1983 und GREEN, 1986) für Dosimeterglas SRM612 (U.S. National Bureau of Standards, HURFORD & GREEN, 1983). Fehlerbereich  $1\sigma$  nach konventioneller Methode (GREEN, 1981). Standard: Durango-Apatit. Bestrahlung der Proben in Risø, Dänemark (graphite reflector facility, well-thermalised) mit  $10^6$  Neutronen  $\text{cm}^2$ . Ätzbedingungen: ca. 60 s in 5%iger  $\text{HNO}_3$ . Extern-detektor-Methode, Messung mit FT-Stage (T.DUMITRU, 1993). Objektiv: 100 x Luft. Messung der Spurenlängen an horizontalen Spuren („confined tracks“) nach LASLETT et al. (1984). Wenn möglich, wurden 20 bis 30 Körner ausgezählt.

Die in Klammern angegebenen Ergebnisse der Spurenlängen-Messungen sind – bedingt durch die Qualität des Probenmaterials – von geringerer statistischer Relevanz. Sie wurden deshalb nicht in die Modellierungen einbezogen. Dennoch spiegeln sie recht gut den interpretierten Hebungs-/ Denudations-Verlauf wider.

Probe	Lokalität	Höhe [m]	Körner	$N_d$	$\rho_d$ [ $10^6 \text{cm}^{-2}$ ]	$N_s$	$\rho_s$ [ $10^6 \text{cm}^{-2}$ ]	$N_i$	$\rho_i$ [ $10^6 \text{cm}^{-2}$ ]	$r$	$P(\chi^2)$ [%]	Alter [Ma]	Alter* [Ma]	Länge [ $\mu\text{m}$ ]	StD [ $\mu\text{m}$ ]	n
1160	Lilli Hut *	68	30	7730	1,27	144	0,53	819	2,91	0,3	0,	$39,2 \pm 1,8$	$40,5 \pm 2,3$	$(14,2 \pm 0,$	1,	10)
1161	Mt. Cobourg *	85	30	7730	1,27	144	0,59	768	3,18	0,8	<0,	$41,8 \pm 1,9$	$41,5 \pm 2,5$	$(13,8 \pm 0,$	1,	23)
1162	Griffith Ridge *	73	25	7730	1,27	64	0,54	275	2,18	0,8	2,	$51,9 \pm 2,9$	$55,5 \pm 3,2$	$(13,3 \pm 0,$	0,	14)
1163	Mt. Redskinner	77	30	7730	1,27	92	0,66	285	2,07	0,6	95,	$68,6 \pm 4,0$		$13,8 \pm 0,$	1,	39)
1164	Lant. Range *	193	30	7730	1,27	267	1,40	686	3,56	0,6	<0,	$86,4 \pm 3,6$	$87,3 \pm 5,5$	$13,2 \pm 0,$	1,	100)
1165	Lant. Range	59	30	7730	1,27	175	0,99	833	4,89	0,9	30,	$46,7 \pm 2,1$		$14,1 \pm 0,$	1,	53)
1166	Lant. Range	85	12	7730	1,27	17	0,34	53	0,99	0,8	99,	$67,5 \pm 6,3$		-	-	-
1167	Lant. Range	98	30	7730	1,27	80	1,14	288	4,00	0,8	78,	$62,0 \pm 3,3$		$(12,9 \pm 0,$	1,	21)
1168	Mt. Craven *	131	30	7730	1,27	87	0,71	431	3,30	0,8	0,	$45,2 \pm 2,3$	$48,0 \pm 2,2$	$(13,8 \pm 0,$	1,	17)
1169	Sentry Rocks	8	37	7730	1,27	86	0,43	326	1,64	0,7	18,	$58,5 \pm 3,0$		$(14,2 \pm 0,$	1,	21)
1170	Birthday Ridge	17	30	7730	1,27	74	0,62	313	2,64	0,9	99,	$52,6 \pm 2,8$		$(13,9 \pm 0,$	1,	21)
1171	Mt. Kappen	111	30	7730	1,27	160	1,54	609	5,99	0,9	19,	$58,3 \pm 2,6$		$13,6 \pm 0,$	1,	100)
1172	Ackroyd Point	22	40	7730	1,27	64	0,41	287	1,74	0,8	86,	$49,7 \pm 2,8$		$(13,9 \pm 0,$	1,	20)
1173	Cape North	77	30	7730	1,27	63	0,35	312	1,83	0,8	50,	$45,4 \pm 2,5$		-	-	-
1174	Sputnik island *	2	30	7730	1,27	121	0,59	578	2,92	0,6	0,	$46,6 \pm 2,2$	$44,8 \pm 2,4$	$13,9 \pm 0,$	1,	48)



- = Rennick Glacier / Lanterman Range (FITZGERALD & GLEADOW, 1988: Morozumi Range, Freyberg Mts.; LISKER: Lanterman Range)
- ◇ = Lillie-Ebbe Glacier
- = Yule Bay

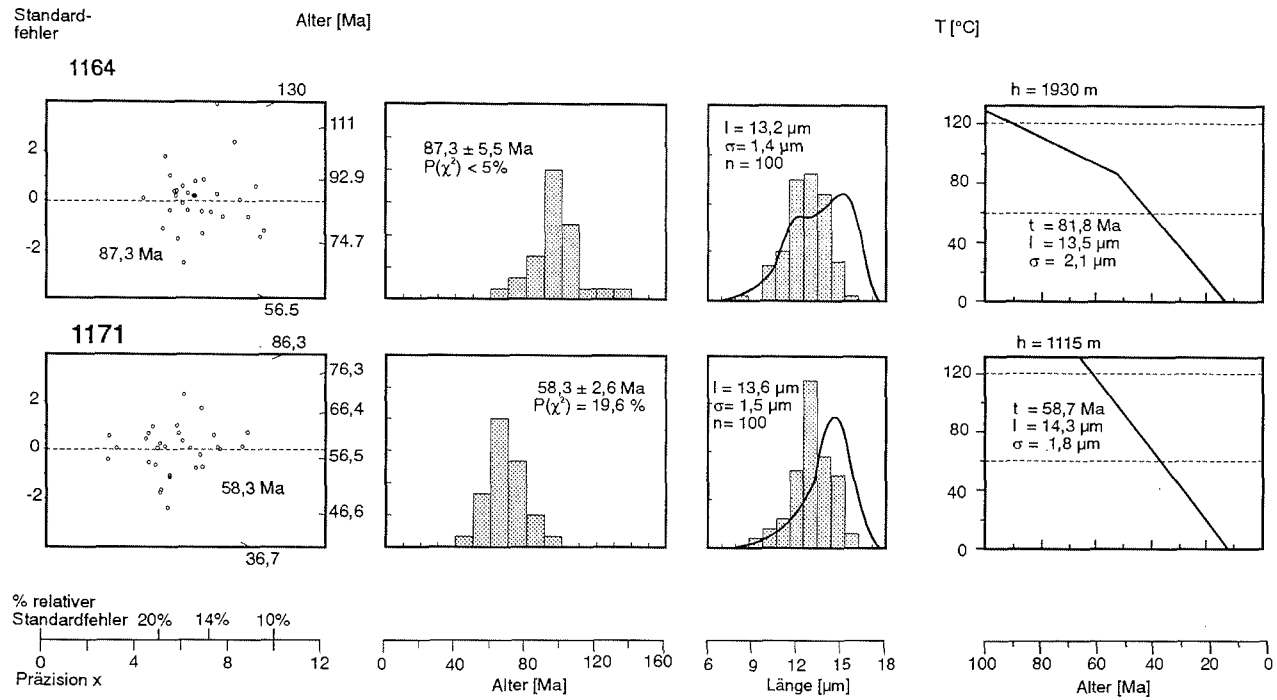
**Abb. 6.11:** Apatit-Spaltspur-Ergebnisse der Proben North Victoria Lands. Als Fehlerbereich ist jeweils  $1\sigma$  eingezeichnet. Links die Ergebnisse von FITZGERALD & GLEADOW (1988), rechts die eigenen Werte. Die Kurve von FITZGERALD & GLEADOW wurde in das eigene Diagramm transferiert; die Übereinstimmung ist offensichtlich. Das regionale Hebungsmuster zeigt eine zweistufige Hebungsgeschichte. Der Gefällebruch im Apatit-Altersprofil um ca. 50 Ma markiert die Basis einer gehobenen PAZ und den Heraushebungs- / Denudationsbeginn des Transantarktischen Gebirges. Proben oberhalb diese "break in slope" (d.h. Probe 1164) lagen vor dem Hebungsbeginn innerhalb der PAZ und repräsentieren nun Mischalter. FITZGERALD (mündliche Mitteilung) postuliert für seine Proben oberhalb ca. 2000 m eine weitere Hebung-/ Denudationsphase, die für die hier vorgestellten Daten jedoch ohne Belang ist. Die Proben unterhalb dieses "break in slope" hingegen akkumulierten erst nach dem Einsetzen des Hebung-/ Denudationsprozesses Apatit-Spaltspuren.

### 6.2.2 Interpretation

Die Zunahme des Alters mit der Probenhöhe kann unter den Bedingungen eines Erosionsgleichgewichts und eines konstanten geothermischen Gradienten als scheinbare Hebungsrate interpretiert werden (vgl. Kapitel 4.3.3). Diese Bedingungen sind jedoch bei sehr hohen Hebungsraten ( $>300$  m/Ma; PARRISH, 1985) und sehr niedrigen Hebungsraten ( $< 20$  m/Ma; VAN DEN HAUTE, 1986) nicht gegeben. Bei sehr schneller Hebung wird die PAZ zunächst mitgehoben und bleibt in Form verkürzter bzw. verjüngter Apatit-Spaltspuren im Gestein erhalten. Die gehobene fossile PAZ wird als flacherer Alters-Höhen-Gradient identifiziert. Ein solches Bild ergibt sich bei der Auswertung der Apatit-Spaltspuren North Victoria Lands. Die Spaltspurdaten bestätigen eine Hebungs-/ Denudationsgeschichte analog FITZGERALD & GLEADOW (1988). Der "break in slope" um 50 - 60 Ma markiert die Basis einer gehobenen PAZ und repräsentiert den Hebungsbeginn des Transantarktischen Gebirges. Der flachere Gradient oberhalb 1300 m (Abb. 6.11) enthält ererbte Spurenlängen- und Altersverteilungen einer Paläo-PAZ vor Einsetzen der Hebung. So ist die mittlere Spurenlänge von  $13,2 \mu\text{m}$  mit einer Standardabweichung  $1,4 \mu\text{m}$  von Probe 1164 (Höhe: 1930 m) deutlicher Hinweis auf eine längere Verweildauer in der PAZ.

Der unterhalb 1300 m einsetzende steile Gradient im Apatit-Altersprofil resultiert aus Hebungsaltern, die den Beginn bzw. das Fortschreiten des Hebungs-/ Denudationsprozesses belegen. Die Verteilung der Spurenlängen unter dem "break in slope" weist in dieser Region große mittlere Spurenlängen um  $14 \mu\text{m}$  und geringe Standardabweichungen ( $\pm 1,4 \mu\text{m}$ ) aus, wiederum in enger Übereinstimmung mit den Meßergebnissen von South Victoria Land bzw. den Daten von FITZGERALD & GLEADOW (1988). Diese Proben können also nur eine relativ kurze Zeit in der PAZ verblieben sein, die Heraushebung aus der PAZ erfolgte rasch. FITZGERALD & GLEADOW (1988) schätzten eine Hebungsrate von etwa 200 m/Ma für die ersten 10 Ma der beginnenden Hebung.

Da in den untersuchten Gebieten North Victoria Lands geeignete Referenzflächen oder gut rekonstruierbare stratigraphische Bezüge fehlen, bietet sich zur Abschätzung des Hebungs-/ Denudationsbetrages ein Vergleich mit dem stratigraphisch besser erschlossenen South Victoria Land an. Nimmt man eine ähnliche thermische Geschichte vor der Hebung an, kann man einen für South Victoria Land kalkulierten paläo-geothermischen Gradienten von ca.  $25 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$  (GLEADOW & FITZGERALD, 1987) für die obere Kreide / frühes Känozoikum zur Bestimmung der Paläo-PAZ-Basis einsetzen. Bei Annahme einer durchschnittlichen jährlichen Oberflächentemperatur von  $0^\circ\text{C}$  und einer Paläo-Oberflächhöhe zwischen 0 und 500 m ist die Tiefe der PAZ-Basis unter North Victoria Land zwischen 3,5 und 4 km unter NN zu erwarten. Der "break in slope" der entsprechenden Alter liegt nun in einer Höhe von 1200 - 1300 m über NN und bezeugt eine Gesamthebung um 4,7 - 5,3 km seit 50 - 60 Ma.



**Abb. 6.12:** Diagramme und Modellierung der Spaltspurdaten North Victoria Lands. Die Altershistogramme zeigen eine unimodale Verteilung, deren Häufigkeitsmaximum (außer in Probe 1164) um 50 Ma einsetzt und sich sukzessive verjüngt. Die Abkühlung verläuft relativ rasch und kontinuierlich, wiederum mit Ausnahme von Probe 1164, die vor Einsetzen des Hebungs- / Denudationsprozesses in einer fossilen PAZ positioniert war. Dies erklärt sowohl die Veränderung des T-t-Pfades als auch die relativ kurzen Spurenlängen und die große Streuung im Radialplot von Probe 1164.

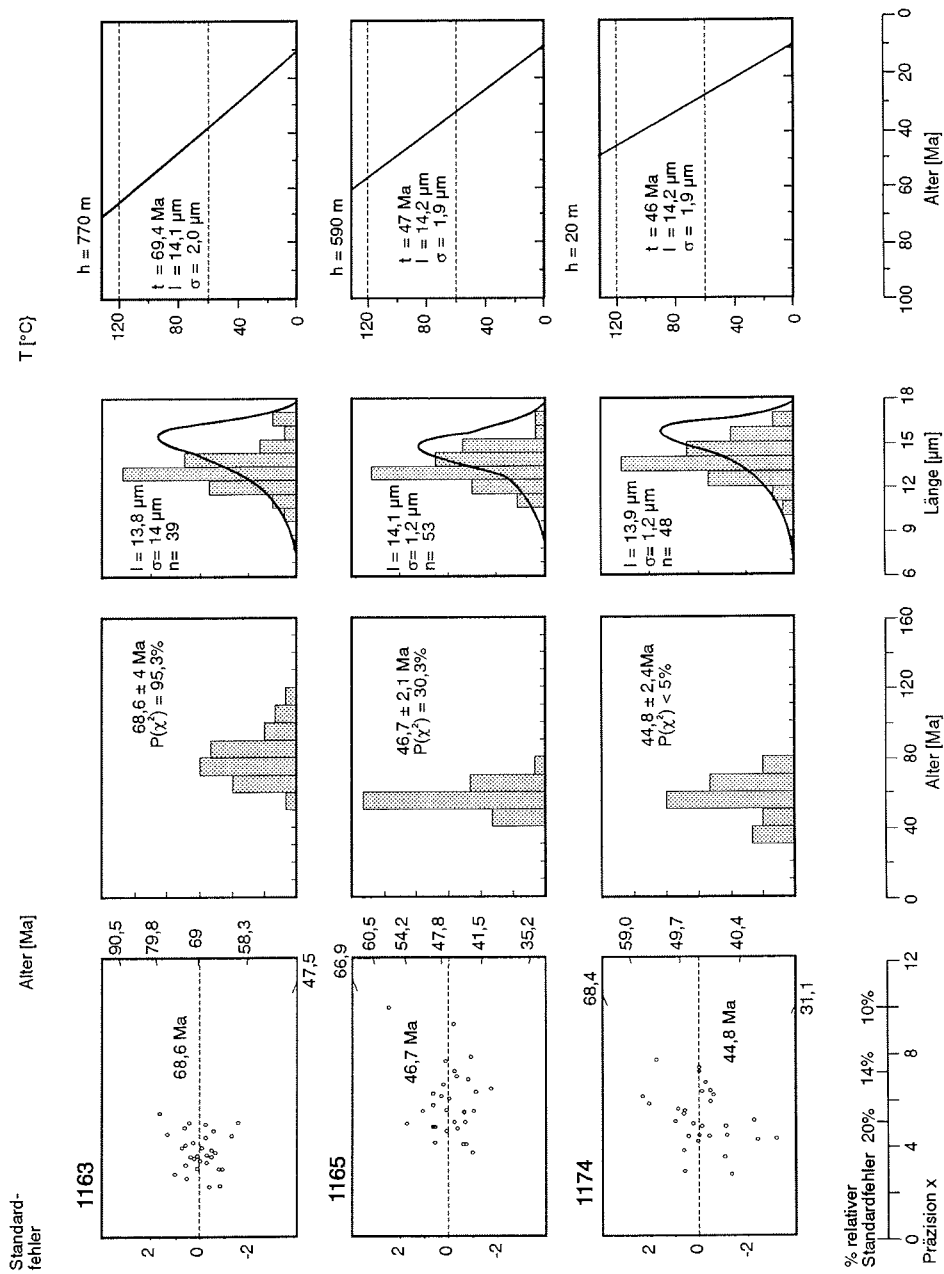


Abb. 6.12 (Fortsetzung)

## 6.3. Oates Land

### 6.3.1 Ergebnisse

In Oates Land wurden insgesamt 15 Aufschlüsse beprobt und auf Spaltspuralter analysiert (Abb. 6.13, Tab. 6.3). Daß mit 7 Proben fast die Hälfte des Probenmaterials den  $\chi^2$ -Test verfehlte, kann u.a. an der z.T. extrem hohen Spurendichte der granitoiden Gesteine und an den sehr kleinen Apatiten der Ferrar Dolerite liegen, ist aber hauptsächlich auf große Differenzen der Einzelalter innerhalb der jeweiligen Proben zurückzuführen. Verglichen mit Marie Byrd Land und North Victoria Land sind die scheinbaren Apatit-Spaltspuralter von Oates Land sehr hoch. Insgesamt bewegen sie sich zwischen  $271 \pm 11$  und  $140 \pm 10$  Ma (Abb. 6.14). Die mittleren wahren Spurenlängen sind mit Werten zwischen  $13,5 \pm 1,8$  und  $11,6 \pm 1,9$   $\mu\text{m}$  relativ kurz. Sowohl die scheinbaren Alter als auch die Verteilung der mittleren wahren Spurenlängen von Granite Harbour Intrusives und Wilson-Metamorphiten weisen keine signifikanten Unterschiede auf. Sie entsprechen im wesentlichen vergleichbaren Werten von SCHNELLBACH (1992).

Das Muster der scheinbaren Alter spiegelt besonders den komplexen strukturellen Bau von Oates Land wider. Diesen dominieren größere kambro-ordovizische Störungszonen mit ausgeprägter Aufschiebungs- bzw. Überschiebungstektonik. Das herausragende tektonische Element im Untersuchungsgebiet ist die Wilson Thrust. Östlich und unmittelbar an der Wilson Thrust wurden an drei Proben scheinbare Alter von  $177 \pm 6$ ,  $145 \pm 7$  und  $140 \pm 10$  Ma mit mittleren wahren Spurenlängen von  $13,0 \pm 2,3$ ,  $13,5 \pm 1,8$  und  $13,4 \pm 1,5$   $\mu\text{m}$  (Abb. 6.14) ermittelt. Demgegenüber variieren die scheinbaren Alter der in den Wilson Hills, zwischen Wilson und Exiles Thrust, entnommenen Proben von  $271 \pm 11$  bis  $213 \pm 8$  Ma. Die mittleren wahren Spurenlängen liegen bei  $13,3 \pm 1,7$  bis  $11,6 \pm 1,9$   $\mu\text{m}$ . Auffällig ist außerdem, daß die Alter in unmittelbarer Küstennähe höher sind als landeinwärts. Dieser Trend stimmt mit den Beobachtungen von SCHNELLBACH (1992) überein. Die Apatit-Spaltspuralter von SCHNELLBACH liegen zwischen 260 und 72 Ma; ein Teil der Interpretation als Abkühlungsalter vom Typ B bedarf jedoch einer Revision.

Unabhängig davon müssen die beiden Proben der Ferrar Dolerite aus George V Land betrachtet werden, deren scheinbare Alter mit  $160 \pm 16$  bzw.  $176 \pm 14$  Ma ermittelt wurden (Abb. 6.14).

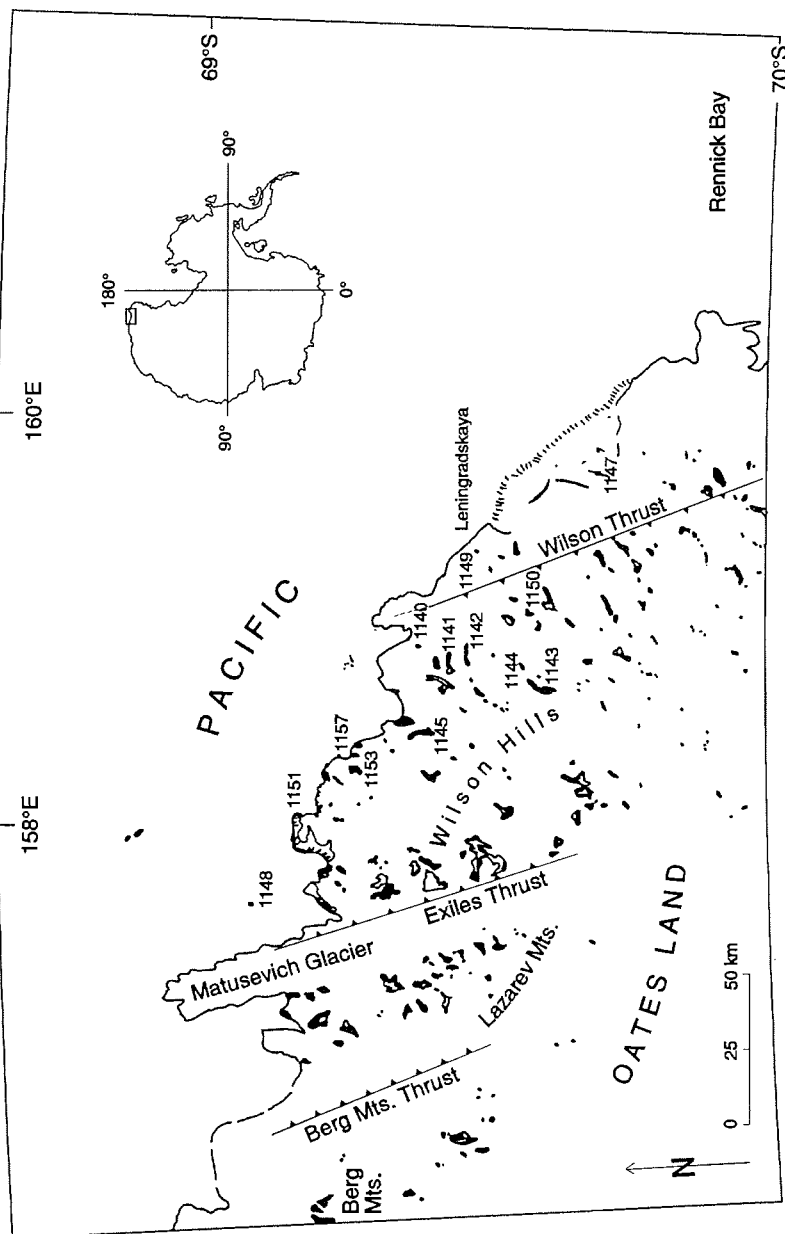


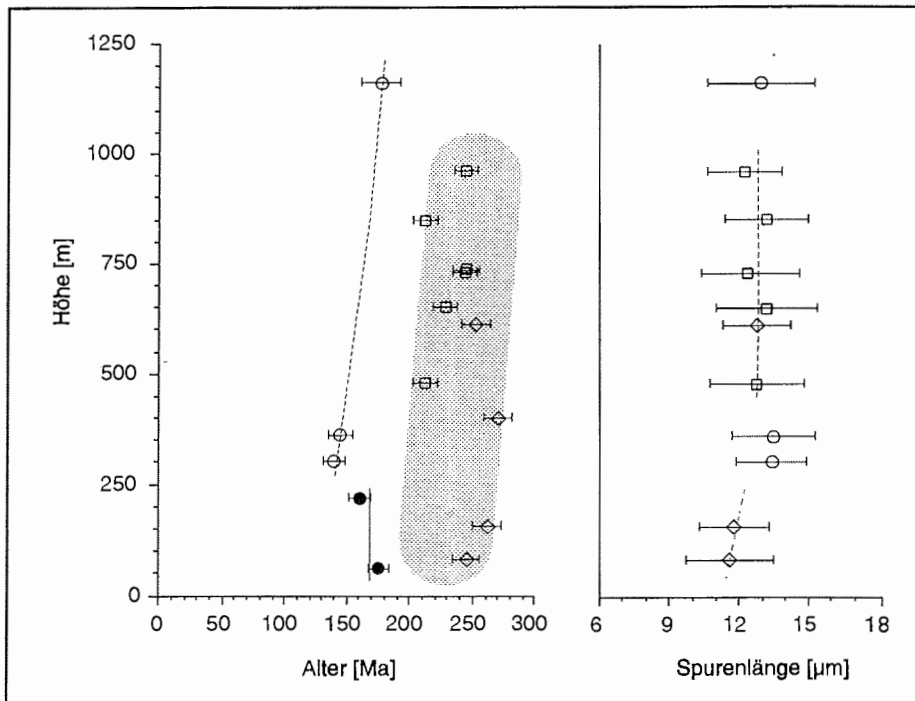
Abb. 6.13: Lageskizze von Oates Land. Beprobt wurden Granite Harbour Intrusives und Wilson-Gneise.



**Tab. 6.3:** Lage der Probenpunkte und Darstellung der Daten sind Abb. 6.13 - 6.17 zu entnehmen.  $N_d$ ,  $\rho_d$ ,  $N_s$ ,  $\rho_s$ ,  $N_i$  und  $\rho_i$  beziehen sich auf Standard, spontane und induzierte Spuren.  $r$  = Korrelationskoeffizient spontane/ induzierte Spuren. StD = Standardabweichung der mittleren Spurenlänge. \* bei verfehltem  $\chi^2$ -Test Altersbestimmung über  $p_s/p_i$ -Verhältnis (mean age).  $\zeta = 350,5 \pm 12,3$  (ermittelt nach HURFORD & GREEN, 1983 und GREEN, 1986) für Dosimeterglas SRM612 (U.S. National Bureau of Standards, HURFORD & GREEN, 1983). Fehlerbereich  $1\sigma$  nach konventioneller Methode (GREEN, 1981). Standard: Durango-Apatit. Bestrahlung der Proben in Risøe, Dänemark (graphite reflector facility, well-thermalised) mit  $10^6$  Neutronen  $\text{cm}^{-2}$ . Ätzbedingungen: ca. 60 s in 5%iger  $\text{HNO}_3$ . Externedetektor-Methode, Messung mit FT-Stage (T.DUMITRU, 1993). Objektiv: 100 x Luft. Messung der Spurenlängen an horizontalen Spuren („confined tracks“) nach LASLETT et al. (1984). Wenn möglich, wurden 20 bis 30 Körner ausgezählt.

79

Probe	Lokalität	Höhe	Körner	$N_d$	$\rho_d$	$N_s$	$\rho_s$	$N_i$	$\rho_i$	$r$	$P(\chi^2)$	Alter	Alter*	Länge	StD	$n$
		[m]			[ $10^6 \text{cm}^{-2}$ ]		[ $10^6 \text{cm}^{-2}$ ]		[ $10^6 \text{cm}^{-2}$ ]		[%]	[Ma]	[Ma]	[ $\mu\text{m}$ ]	[ $\mu\text{m}$ ]	
1140	Knight Nunatak *	30	20	7730	1,272	224	3,15	333	4,96	0,3	<0,1	148 ± 7	140 ± 12	13,4 ± 0,2	1,5	100
1141	Mt. Conrad	73	30	7730	1,272	458	2,41	410	2,16	0,9	41,1	244 ± 10		12,5 ± 0,2	2,1	100
1142	Paternoster Gl.	65	20	7730	1,272	309	2,49	296	2,38	0,9	50,4	228 ± 10		13,2 ± 0,2	2,2	100
1143	E Goodman Hills *	96	25	7730	1,272	475	7,72	423	1,18	0,1	<0,1	245 ± 10	242 ± 16	12,3 ± 0,2	1,6	100
1144	Goodman Hills *	85	25	7730	1,272	194	2,89	203	2,98	0,9	<0,1	210 ± 10	213 ± 8	13,2 ± 0,2	1,8	82
1145	Goodman Hills	48	30	7730	1,272	330	3,69	340	3,83	0,8	99,1	212 ± 9		12,8 ± 0,2	2,0	100
1147	Stevenson Bluff *	116	30	7730	1,272	525	2,38	643	2,96	0,9	0,1	179 ± 7	177 ± 13	13,0 ± 0,2	2,3	100
1148	Kartografov Island	8	30	7730	1,272	355	1,65	317	1,49	0,9	9,5	244 ± 10		11,6 ± 0,2	1,9	100
1149	Leningradskaja *	36	30	7730	1,272	698	2,90	1041	4,39	0,8	<0,1	148 ± 6	145 ± 12	13,5 ± 0,2	1,8	99
1150	Parkinson Peak	73	30	7730	1,272	437	3,54	390	3,13	0,9	99,2	244 ± 10		13,3 ± 0,2	1,7	100
1151	Drake Head	15	30	7730	1,272	323	1,44	269	1,19	0,9	99,7	262 ± 11		11,8 ± 0,2	1,5	61
1153	Stanwix Ridge	61	20	7730	1,272	279	3,79	240	3,35	0,9	84,0	253 ± 11		12,8 ± 0,2	1,5	100
1155	Scare Bluff *	22	16	7730	1,272	46	1,31	64	1,81	0,3	0,7	160 ± 11	160 ± 12			
1156	Anxiety Nts. *	6	20	7730	1,272	58	1,28	78	1,60	0,6	1,3	164 ± 11	176 ± 11			
1157	Stanwix Ridge	40	37	7730	1,272	424	1,65	342	1,38	0,7	10,7	271 ± 11				



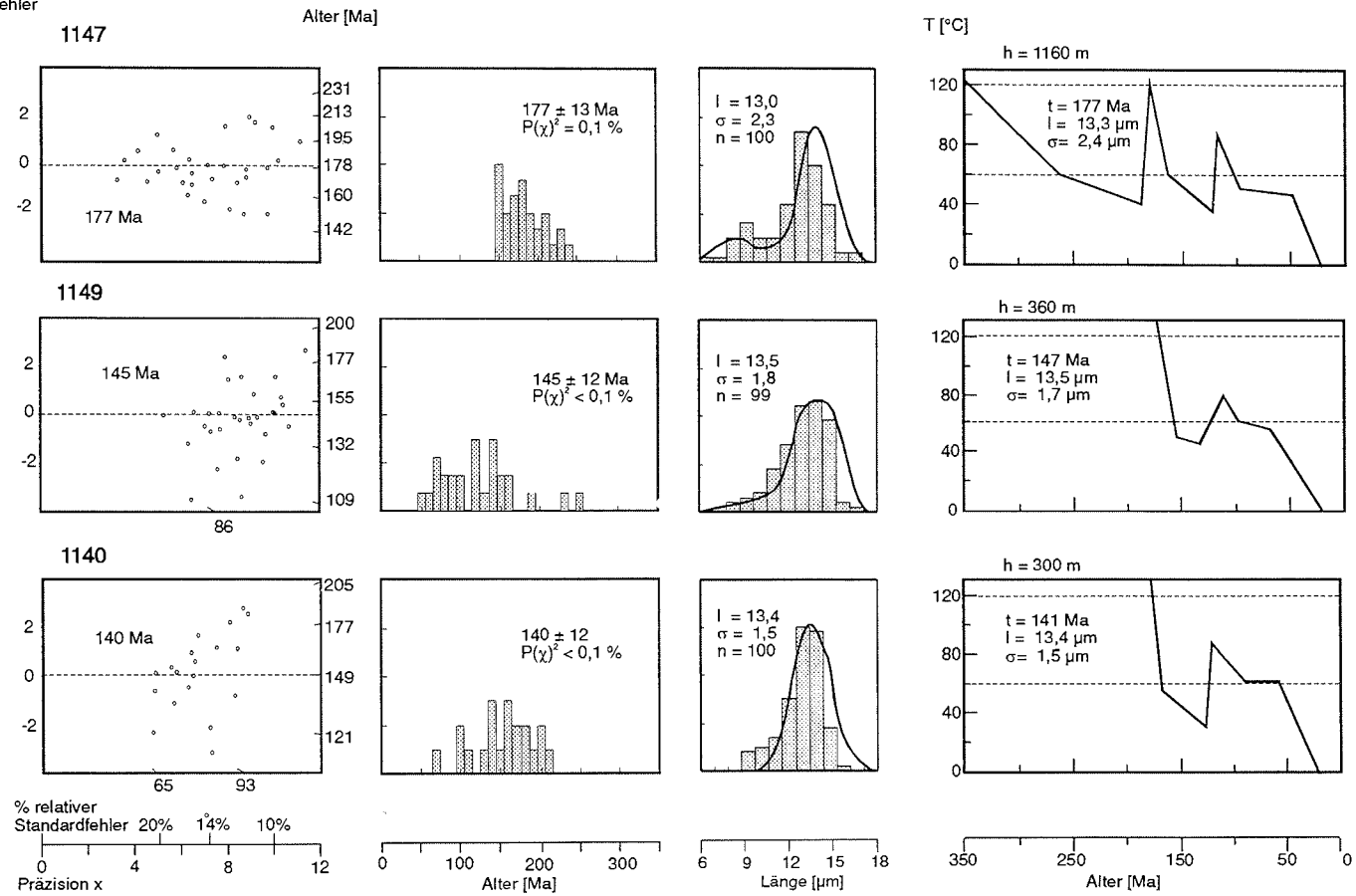
**Abb. 6.14:** Alters-Höhen-Diagramm der Proben von Oates Land. Lage der Probenpunkte: ○ = Wilson Thrust, □ = Wilson Hills (störungsnah), ◇ = Wilson Hills (störungsferner Küstenbereich), ● = Dolerite George V Land. Grau hinterlegt ist die Regression der Basement-Proben aus den Wilson Hills. Die störungsfernen Proben weisen die höchsten Alter auf, d.h. mit wachsendem Abstand zur Wilson Thrust läßt die Ausheilung der Apatit-Spaltspuren nach. Die Vermessung der Spaltspurenlängen zeigt zudem, daß sich die untersten Basement-Proben längere Zeit am Top einer PAZ aufgehalten haben müssen (vgl. 6.3.2). Die senkrechte Regression der Dolerit-Alter belegt deren rasche, unmittelbar auf die Intrusion folgende Abkühlung und bestätigt die Datierung des Ferrar-Ereignisses.

### 6.3.2 Interpretation

Die Proben von Oates Land haben eine sehr komplizierte tektonothermale Entwicklung durchlaufen. Ihre Apatit-Spaltspurdaten repräsentieren Mischalter vom Typ C. Das ergibt sich aus der Diskrepanz zwischen dem hohen Bildungsalter der Granite Harbour Intrusives bzw. dem Überprägungsalter der Wilson Metamorphite und dem scheinbaren Apatit-Spaltspuralter sowie aus der Verteilung der mittleren wahren Spurenlängen. Die Isotopenalter der Granit-intrusionen und Migmatisierungen widerspiegeln den Höhepunkt eines länger wirkenden kambro-ordovizischen thermalen Ereignisses (ADAMS, 1986 b; BABCOCK et al., 1986). So wird die Platznahme der Granite auf 490 bis 470 Ma datiert (K-Ar an Biotit und Muscovit: KREUZER et al., 1981, 1987; K-Ar und  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ -Alter von magmatischem Muscovit in Pegmatiten: SCHÜSSLER & HENJES-KUNST, 1994). Rb-Sr- und U-Pb-Daten von Metamorphiten der Daniels Range im westlichen North Victoria Land (ADAMS, 1986 b) sowie Rb-Sr- und K-Ar-Analysen von Biotit aus Migmatit-Proben der Zentralzone des kristallinen Basements von Oates Land (SCHÜSSLER et al., 1995 a, b) ergaben konsistente Modellalter um 470 Ma für eine Abkühlung auf Temperaturen von etwa 350 bis 300 °C. Die durchschnittliche Abkühlungsrate des Kristallins zwischen 490 und ca. 470 Ma wurde mit 15 bis 18° /Ma ermittelt. Demgegenüber sind die scheinbaren Apatit-Spaltspuralter von  $177 \pm 6$  bis  $140 \pm 10$  Ma östlich der Wilson Thrust bzw. von  $271 \pm 11$  bis  $213 \pm 8$  Ma westlich der Wilson Thrust wesentlich jünger und belegen zudem eine differenzierte tektonothermale Entwicklung entlang dieser Überschiebung. Zunächst konnte nicht eindeutig festgestellt werden, ob sich die jüngeren Alter im Osten des Untersuchungsgebietes auf lediglich tektonische Aktivität oder ein zusätzliches thermisches Zurücksetzen zurückführen lassen bzw. ob ein oder mehrere Ereignisse die Altersbestimmung beeinflusst haben. Darüber gaben Modellierungen mit dem Programm MONTE TRAX (CROWLEY, 1992) näheren Aufschluß (Abb. 6.15).

Das Basement des Wilson Terranes North Victoria Lands und Oates Lands wird von zwei bedeutenden duktilen NNW-SSE-streichenden Überschiebungssystemen durchsetzt (Abb. 6.13). An der Wilson und Exiles Thrust wurde das hochmetamorphe Grundgebirge abgeschert und infolge paläozoischer Subduktion (KLEINSCHMIDT & TESSENHORN, 1987) und / oder Blattverschiebung (WEAVER et al., 1984) bivergent nach Osten bzw. Westen über niedriger metamorphe Vor- und Back-Arc-Sedimente überschoben (FLÖTTMANN & KLEINSCHMIDT, 1991 a, b, 1993; KLEINSCHMIDT et al., 1992; FLÖTTMANN et al., 1993 a, b). Die Wilson und Exiles Thrust fallen mit 30° bis 40° nach SW bzw. E-NE ein. Daß diese Störungen jurassisch und im Zusammenhang mit dem Gondwana-Zerfall zumindest als Migrationsbahnen reaktiviert wurden, belegen die Apatit-Spaltspuruntersuchungen. Alle Proben wurden offensichtlich von denselben thermischen Ereignissen, jedoch in unterschiedlichem Ausmaß geprägt.

Standard-  
fehler



82

**Abb. 6.15:** Diagramme und Modell der Spaltspurdaten von Proben entlang der Wilson Thrust Oates Lands. Alle Diagramme sprechen für eine sehr komplexe Abkühlungsgeschichte. Während des Ferrar-Ereignisses vor 180 Ma wurden bei Temperaturen  $>120^\circ\text{C}$  die ursprünglichen, fossilen Spaltspuren völlig (Proben 1149, 1140) bzw. nahezu vollständig (Probe 1147) ausgeheilt. Somit blieb lediglich in Probe 1147 ein erheblicher Anteil stark verkürzter Spuren erhalten (Längenhistogramm 1147). Die Einzelalter dieser Probe liegen deutlich über denen der beiden völlig ausgeheilten Proben.

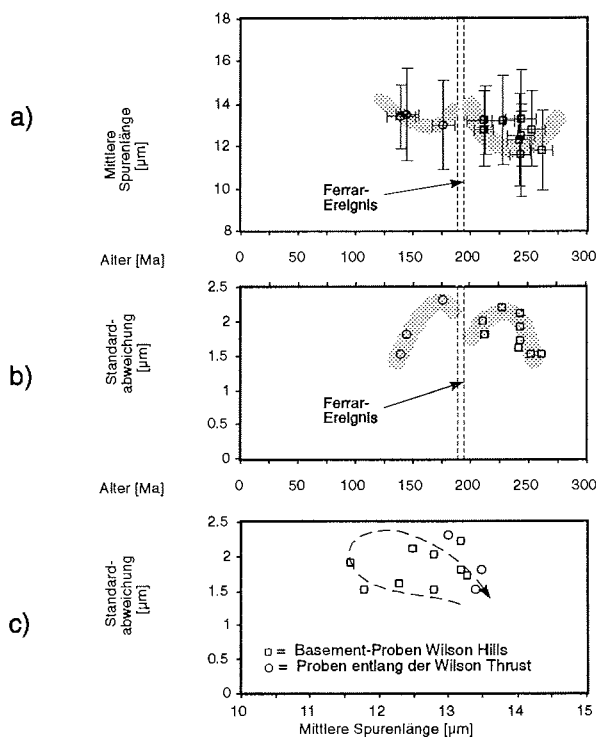
#### a) Wilson Thrust

Jüngere scheinbare Spaltspuralter von  $177 \pm 6$ ,  $145 \pm 7$  und  $140 \pm 10$  Ma wurden für die Proben 1147, 1149 und 1140 unmittelbar an bzw. östlich der Wilson Thrust ermittelt. Die Modellierung mit MONTE TRAX zeigt, daß der thermische Einfluß des Ferrar-Ereignisses zu einem völligen (Proben 1140 und 1149) bzw. fast vollständigem Ausheilen (Probe 1147 mit reliktschem Metamorphosealter) der ursprünglichen Spaltspuren geführt haben muß. Daher sind die Spaltspuren dieser Proben mit mittleren Längen zwischen 13,0 und 13,4  $\mu\text{m}$  die längsten Spuren Oates Lands. Die "Spaltspurenuhr" wurde auf Null zurückgestellt. Sofern jurassische Effusionen das Wilson Terrane lokal bedeckten, wurden sie bereits erodiert. Ob der Ferrar-Vulkanismus und die Entwicklung eines jurassischen vulkano-tektonischen Riftsystems (ELLIOT, 1992) mit einer Hebung einhergingen, läßt sich anhand der vorliegenden Daten nicht feststellen.

Um  $110 \pm 10$  Ma muß es – durch erhöhten geothermischen Gradienten im Zusammenhang mit dem Gondwana-Zerfall? – zu einer erneuten Aufheizung der Proben auf 80 - 90°C gekommen sein. Durch Reaktivierung tieferreichender Störungen und Entwicklung des Rennick-Grabens als Failed Rift-Arm (ROLAND & TESSEN SOHN, 1987) verursachte tektonothermale und hydrothermale Aktivität um ~110 Ma (TESSEN SOHN, 1994: "Rennick Thermal Event") wurde auch in North Victoria Land anhand paläomagnetischer Anomalien (DELISLE & FROMM, 1984, 1989; MC INTOSH et al., 1986), der Alteration mesozoischer basaltischer Laven (FLEMING et al., 1992, 1993; FAURE & MENSING, 1993) sowie Ar-Ar-Datierung von Sekundärmineralen in Ferrar-Basalten (MOLZAHN & WÖRNER, 1994) nachgewiesen. Rb-Sr- und K-Ar-Datierungen an tholeiitischen Laven belegen neben dem Bildungsalter dieser Basalte ein weiteres thermales Ereignis in der mittleren Kreide zwischen 117 und <103 Ma. Verantwortlich für die Aufheizung der Gesteine sind primär Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen (ELLIOT & FOLAND, 1986). Die Migration von Fluiden <150°C spielte für die Kontrolle der Alteration eine wesentliche Rolle gegenüber einem einfachen Erwärmen des gesamten Basements. Auch in den Proben 1140, 1147 und 1149 konnte eine verstärkte Alteration der Feldspäte beobachtet werden. Somit verlief dieser Prozeß -und damit die Ausheilung der Spaltspuren- störungsgebunden. Infolge des Fehlens absoluter Bezüge und Referenzflächen lassen sich über mittelkretazische Hebungsprozesse und -raten im Untersuchungsgebiet jedoch keine fundierten Aussagen treffen. Allerdings sind Hebungsprozesse nennenswerter Dimension in der mittleren Kreide nicht zu erwarten, da sich die Proben vor und nach diesem Ereignis in einem vergleichbaren Niveau der PAZ befanden. Weiter im SE, in den der Rennick Fault aufsitzenden Helliwell Hills, interpretierten FITZGERALD & GLEADOW (1988) Spaltspurdaten um 100 Ma als Abkühlungsalter eines 100 Ma-Ereignis in der Kruste, welches nicht von signifikanter Hebung begleitet gewesen sein soll. Demgegenüber wurden im ungestörten Basement unmittelbar westlich der Mesa Range scheinbare Apatit-Spaltspuralter von 196 - 310 Ma ermittelt. Somit ist eine

Aufheizung des gestörten Basements mit entsprechender Ausdehnung der PAZ (thermisches Modell) in Verbindung mit erhöhter chemischer Mobilität und Remagnetisierung unmittelbar vor dem Beginn des Seafloor-Spreadings vor 95 Ma als einzige Ursache für die 100 Ma Spaltspuralter zu vermuten (Abb. 6.16).

Anschließend verblieben die Proben bis vor  $50 \pm 5$  Ma am Top oder unmittelbar oberhalb der PAZ. Die tiefer gelegenen Proben 1140 und 1149 (300 und 360 m) befanden sich zu dieser Zeit im Bereich der  $60^\circ\text{C}$ -Isotherme, Probe 1147 (1160 m) vermutlich etwa bei der  $40^\circ\text{C}$ -Isotherme (Abb. 6.15). Dieser Differenz entspricht ein thermischer Gradient von 25 -  $30^\circ/\text{km}$ . D.h., die Proben befanden sich zu diesem Zeitpunkt in einer Tiefe von ca. 1500 bis 2300 m. Sie wurden somit in den letzten 50 Ma um etwa 2500 m gehoben, was einer durchschnittlichen Hebungsrate von 50 m/Ma entspricht.

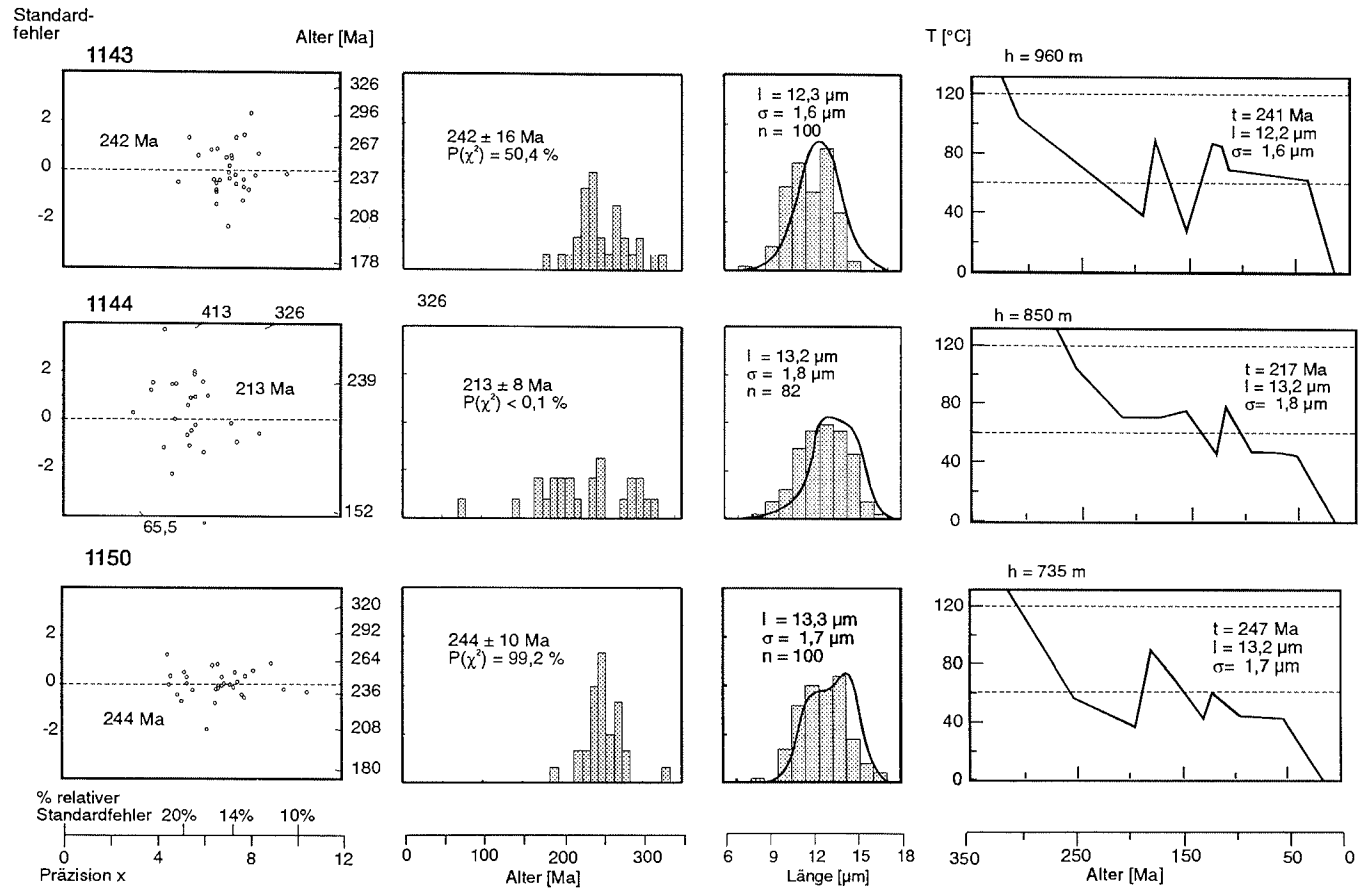


**Abb. 6.16:** Beziehung zwischen der Verteilung der wahren Spurenlängen und der geologischen Interpretation der Spaltspuralter Oates Lands. Die Spurenlängen-Maxima (a) und Minima der Standardabweichungen (b) deuten auf zwei thermische Ereignisse um 180 Ma ("Ferrar event") bzw. 100 Ma ("Rennick thermal event"), die jeweils die Akkumulation neuer Spaltspuren zur Folge hatten. Während die Apatit-Spaltspuren entlang der Wilson Thrust um 180 Ma weitgehend ausgeheilt wurden, bleiben in den Proben des ungestörten Basements prä-Ferrar-Alter erhalten. Abb. 6.16 c zeigt eine Schleife, die eine Verkürzung der Spuren (bzw. Erhöhung der Standardabweichung) zwischen Bildungs- und Überprägungseignis belegt. Werte von Proben der Wilson Thrust liegen konsequenterweise am Ende dieser Schleife. Vergleichbare Ergebnisse wurden von Olesch (1994 b) präsentiert.

## b) Wilson Hills

Deutlich höhere Alter zwischen  $271 \pm 11$  und  $213 \pm 8$  Ma zeigen die im Gebiet zwischen Exiles und Wilson Thrust entnommenen Proben. Diese Altersdaten sind auf das ursprüngliche Kristallisations- bzw. Metamorphosealter der Granite und Gneise zurückzuführen. Der Einfluß des jurassischen Ferrar-Ereigniss ist nicht so dominierend wie in der unmittelbaren Umgebung größerer Störungen und die Gesteine wurden auf lediglich  $80 - 100^\circ\text{C}$  erwärmt (Abb. 6.17). Offensichtlich war die Effusion tholeiitischer Laven von einer Mobilisierung von Fluiden begleitet, die im Basement deutlich geringere Migrationsmöglichkeiten fanden als in den Störungsbereichen.

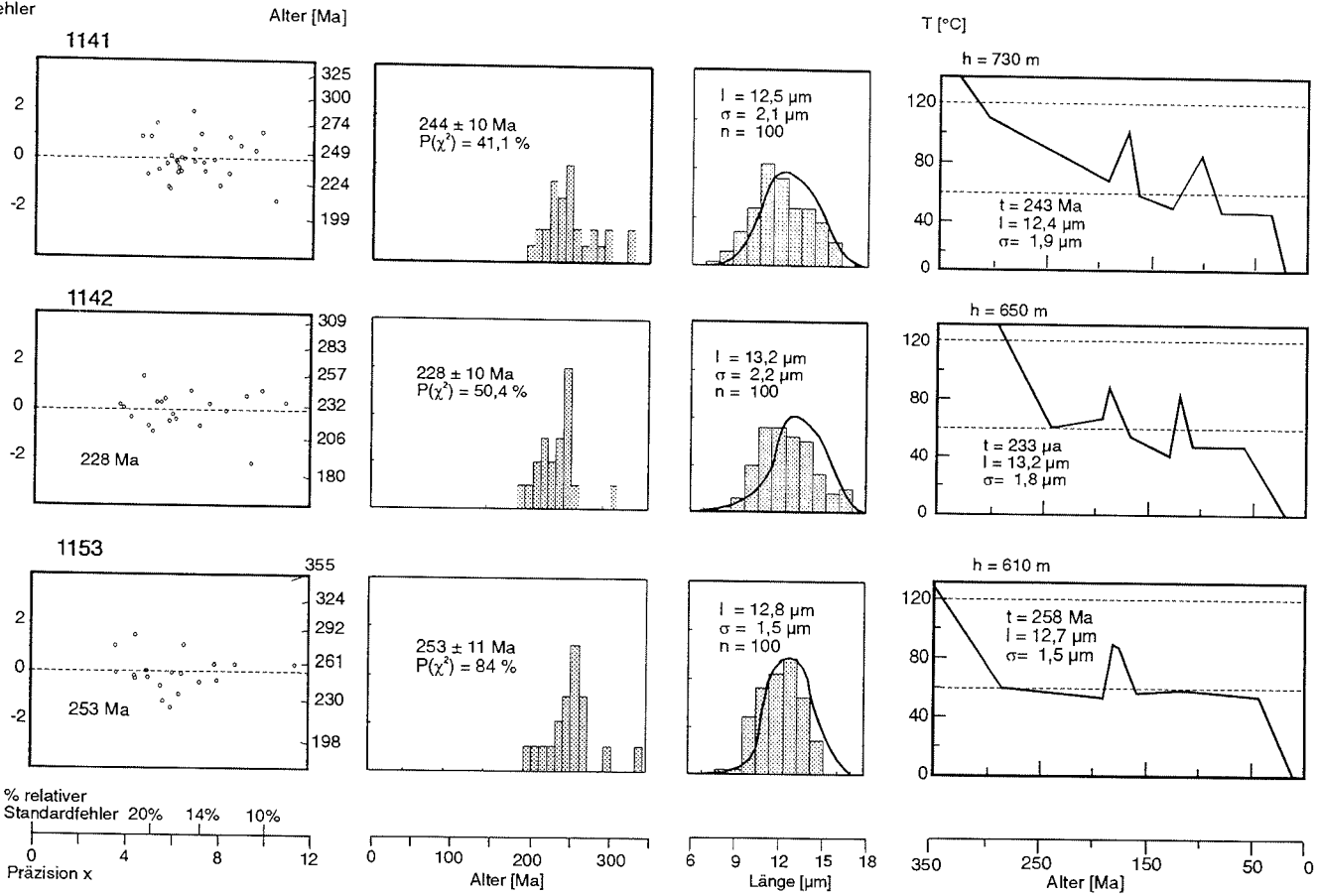
Die Proben der Wilson Hills lassen einen scheinbaren regionalen Trend der Verjüngung küstenferner Proben erkennen (Abb. 6.13, 6.14), der von SCHNELLBACH (1992) schon in anderen Proben Oates Lands beobachtet wurde. Diese Tendenz ist auf einen mit zunehmender Entfernung von der Wilson Thrust deutlich verringerten bzw. fehlenden Einfluß postjurassischer thermaler Advektion zurückzuführen und wird durch weitere Apatit-Spaltspurdaterungen von T. Schäfer (mündliche Mitteilung) gestützt. Die Wirkung des  $\sim 100$  Ma-Ereignisses auf das Basement war abhängig von der Lage der Proben innerhalb der PAZ (Abb. 6.15, 6.17). Proben mit einer heutigen Höhe über 500 m lagen bereits oberhalb der postjurassischen PAZ, kühlten bis auf ca.  $20^\circ\text{C}$  ab (Proben 1143, 1144) und wurden mittelkretazisch wieder auf  $60 - 70^\circ\text{C}$  aufgeheizt. Die zwischenzeitliche Abkühlung bewirkte dann eine Verjüngung der Alter. Die relativ stabile Lage dieser Paläo-PAZ erlaubt jedoch, größere postjurassische Hebungsprozesse bis zum Beginn des Tertiärs auszuschließen. Die Proben haben sich während dieses Zeitraums in Tiefen von etwa 800 m (=  $20^\circ\text{C}$ -Isotherme, Probe 1143) bis ca. 2500 m (=  $70^\circ\text{C}$ -Isotherme, Probe 1148) aufgehalten. Dies bestätigt einen geothermischen Gradienten von  $25 - 30^\circ/\text{km}$ . Seit Beginn der Hebung im Känozoikum wurden die Proben um jeweils ca. 2000 bis 2500 m bewegt, was einer durchschnittlichen Hebungsrate von ungefähr  $40$  bis  $50$  m/Ma entspricht und in Übereinstimmung mit den Hebungsvorgängen entlang der Wilson Thrust steht. Die gesamte Entwicklung widerspiegelt sich deutlich in den mittleren Spurenlängen von  $12,3$  bis  $13,3$   $\mu\text{m}$  für die Proben oberhalb 500 m bzw.  $11,6$  bis  $12,8$   $\mu\text{m}$  für die Proben unterhalb 500m und entsprechend längerem Aufenthalt in höheren Isothermen.



**Abb. 6.17:** Diagramme und Modellierung der Spaltspurdaten von Basementproben Oates Lands. Der thermische Einfluß des Ferrar-Ereignisses ist in allen Proben nachweisbar. Dagegen ist der thermische Effekt des "Rennick thermal event" um 100 Ma von der topographischen Lage der Probenpunkte bezüglich der Wilson Thrust abhängig. Zwischen bzw. nach beiden Ereignissen sind die Isothermen relativ konstant; mit abnehmender Höhe "wandert" der T-t-Pfad in die PAZ. Erst im Känozoikum erfolgte die endgültige Heraushebung/ Denudation der Proben.

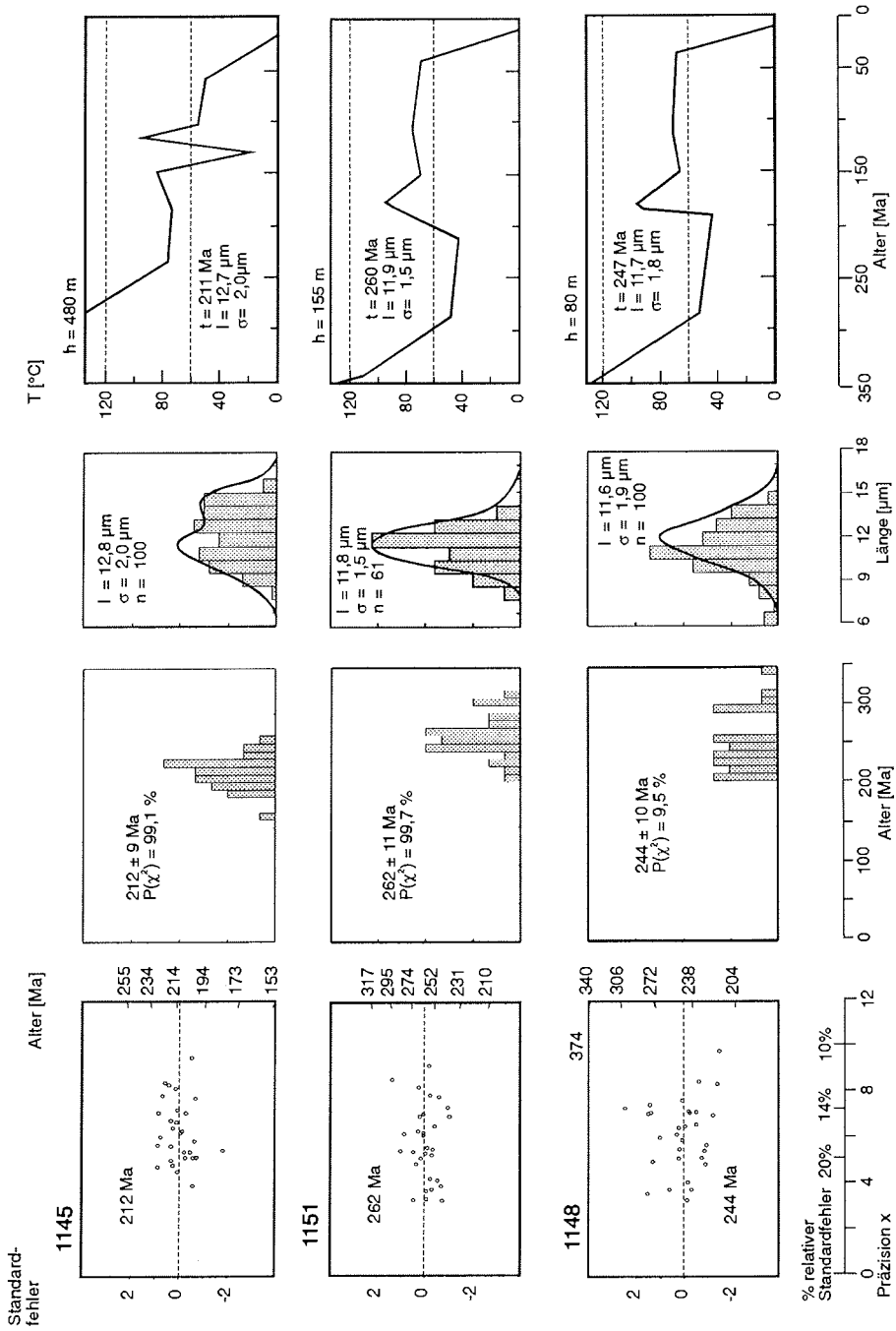


Standard-  
fehler



87

Abb. 6.17 (Fortsetzung)



**Abb. 6.17 (Fortsetzung)**

### c) George V Land (Ferrar Dolerite)

Die scheinbaren Apatit-Spaltspuralter der Ferrar-Dolerite von  $160 \pm 16$  bzw.  $176 \pm 14$  Ma datieren ausschließlich das Ferrar-Ereignis ohne offensichtlichen kretazisch-känozoischen Ausheilungs-Einfluß (Abb. 6.14). Aufgrund des geringen Apatitaufkommens in den Doleritproben und der kleinen Kristalle konnten keine Spurenlängen ausgewertet werden. Allerdings stimmen die ermittelten Spaltspuralter sehr gut mit den Rb-Sr- und K-Ar-Kristallisationsaltern der Ferrar-Dolerite North Victoria Lands und Oates Lands überein, die sich im Bereich von 185 - 170 Ma bewegen (KYLE et al., 1981; ELLIOT et al., 1986; BROTZU et al., 1989). Die Ursache für ein fehlendes kretazisches oder känozoisches thermisches Ereignis ist in der Lage der Aufschlüsse am Rand des stabilen, tektonisch weitgehend unbeeinflussten ostantarktischen Kratons zu suchen.

## 7. THERMOTEKTONISCHE ENTWICKLUNG DES WEST-ANTARKTISCHEN RIFTSYSTEMS AUF DER GRUNDLAGE DER SPALTSPUR-DATIERUNGEN

Trotz intensiver Untersuchungen weist der derzeitige Kenntnisstand über die Entwicklung des Westantarktischen Riftsystems und die Heraushebung des Transantarktischen Gebirges noch erhebliche Lücken auf. Daher existieren verschiedene Modelle zur Klärung dieses Problems:

- SMITH & DREWRY (1984) erklären die Hebung des Transantarktischen Gebirges als verspäteten Effekt des Überfahrens der Ostantarktis über spät-kretazische anomal heiße Asthenosphäre unter der Westantarktis.
- FITZGERALD et al. (1986) führen die Hebung des Transantarktischen Gebirges und den damit verbundenen Alkali-Vulkanismus sowie Ausdünnung und Subsidenz der Kruste unter dem Ross-Embayment auf passives Rifting zurück, das kontrolliert wird durch die strukturelle Asymmetrie einer westwärts flach unter das Transantarktische Gebirge eintauchenden Abscherungszone (simple shear-Modell).
- Nach STERN & TEN BRINK (1989) und STERN et al. (1992) ist ein "flexural uplift" für die Heraushebung der Gebirgskette verantwortlich.
- LE MASURIER & REX (1989, 1994) und BEHRENDT et al. (1992) interpretieren das Westantarktische Riftsystem als Aufdomung der Lithosphäre über dem Kopf eines Mantelplumes oder Hot Spots unter Marie Byrd Land; ROCHOLL et al. (1995) schließen einen Plume-Schwarm (Balleny Islands, Marie Byrd Land, Mc Murdo) nicht aus.

Mit den hier vorgestellten Spaltspurdaten kann erstmals die Hebungs-/Denudationsgeschichte beider Flanken des Westantarktischen Riftsystems erfaßt und analysiert werden. Es wird deutlich, daß die gewonnenen Alter zumindest zwei größere postjurassische tektonische Ereignisse widerspiegeln, welche die Hebung / Denudation beider Riftschultern in unterschiedlichem Maße beeinflussten. Einerseits fällt ein deutlicher Einfluß eines mittelkretazischen Ereignisses um 100 Ma auf, zum anderen gibt es signifikante Belege für eine weitere, im Paläogen einsetzende thermotektonische Phase. Dabei ergibt sich die Frage nach der regionalen Zuordnung dieser Prozesse. Sowohl Hebungsalter als auch Hebungs-/ Denudationsraten in North Victoria Land und Marie Byrd Land lassen ein gewisses regionales Muster erkennen (Abb. 7.1).

Kretazische Abkühlungsalter um 100 Ma sind auf Marie Byrd Land und die nördlichen Bereiche North Victoria Lands konzentriert. Mögliche Ursache dieses thermischen Ereignisses ist ein Superplume bei 107°W 10°S, wie von LARSON (1991) postuliert (OLESCH, 1994). Dieser Superplume steht in Übereinstimmung mit dem rezenten Balleny Plume im globalen Konvektionsgerüst (global convection framework) von IRVINE (1989). Eine heiße, von der Kern-Mantel-Grenze aufwärtsgerichtete Konvektionsströmung bewirkte in der Oberkreide erheblich erhöhte ozeanische Krustenproduktion und führte zu einer

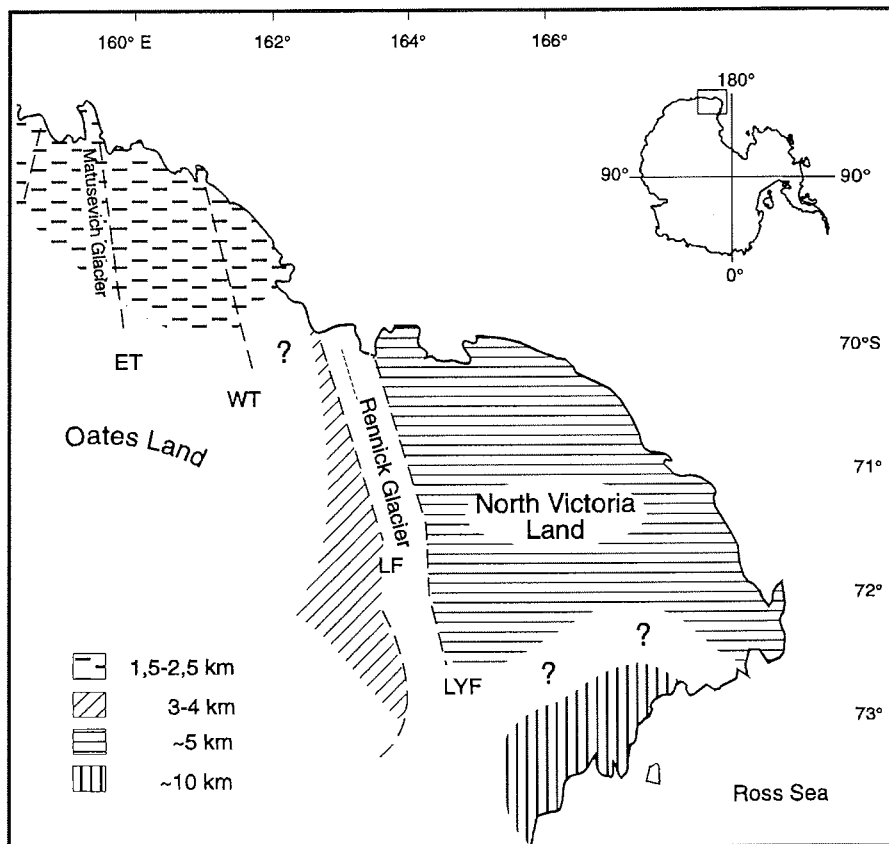
gesteigerten Spreading- und Subduktionsrate, begleitet von ungewöhnlich langanhaltender Stabilität des Erdmagnetfeldes und beträchtlicher multipler tektonischer Aktivität im gesamten zirkumpazifischen Raum (COFFIN & ENDHOLM, 1993; VAUGHAN, 1995) sowie Krustenextension infolge der beginnenden Öffnung der Tasman Sea (LANYON et al., 1993) bzw. dem Auseinanderbrechen des New Zealand-Campbell Plateau-Blocks von Marie Byrd Land. Weitere Hinweise für diesen Plume sind neben den Spaltspur-Daten:

- Plötzlicher Übergang von subduktions- zu riftbezogenem Magmatismus, Auftreten von A- und I-Typ-Magmatismus in Marie Byrd Land (z.B. WEAVER et al., 1994)
- Extensions-Tektonik in North Victoria Land (z.B. ROLAND & TESSENSOHN, 1987), "Rennick Thermal Event" (TESSENSOHN, 1994)
- Anlage des Westantarktischen Riftsystems, gefolgert aus geophysikalischen Daten: Bathymetrie (z.B. DAVEY, 1994), Geodäsie (z.B. JANKOWSKY & DREWRY, 1981), Gravimetrie (z.B. BENTLEY & ROBERTSON, 1982; DUERBAUM et al., 1989), Magnetik (z.B. JANKOWSKI et al., 1983; BEHRENDT et al., 1991 c; DI VENERE et al., 1994), Seismik (z.B. ROONEY et al., 1987)
- Alkali-Vulkanismus der Balleny Islands incl. Hot Spot-Spur (z.B. LANYON et al., 1993).

Zumindest ein weiteres Ereignis ist jedoch nötig, um die enormen Hebungs-raten des Transantarktischen Gebirges und die oligozänen bis rezenten Hebungs-/ Denudationsprozesse der Edward VII Peninsula zu erklären. Die küstennahen Bereiche des Transantarktischen Gebirges im südöstlichen North Victoria Land wurden seit dem frühen Känozoikum etwa 10 km, das zentrale North Victoria Land ca. 5 km, das westliche North Victoria Land 3-4 km und Oates Land 1,3 - 2,5 km gehoben (Abb. 7.1). Es ergibt sich daher ein deutliches Zoning von den küstennahen Bereichen nach W bzw. NW. Belegt ist episodisches känozoisches Rifting mit diesen Hebungs-/ Denudationsraten nicht nur durch die hier präsentierten Spaltspur-Daten, sondern auch durch:

- Frühere Apatit-Spaltspur-Ergebnisse (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; SCHNELLBACH, 1992; REDFIELD et al., 1994; BALESTRIERI et al., 1994 a, b)
- Geophysikalische Daten belegen Hebung / Denudation von ca. 1 km seit dem Pliozän: Barometrie (z.B. DELISLE, 1994), Seismik (z.B. BEHRENDT & COOPER, 1991)
- Extreme Morphologie des Transantarktischen Gebirges, mit Höhen zwischen 4-5 km höchstes Riftgebirge der Erde
- 5-7 km Reliefunterschied bilden das höchste Profil aller Riftgebirge weltweit
- Vertikale Versetzung von Störungen um bis zu 300 m in spätpliozänen Moränen entlang des Transantarktischen Gebirges (Mc KELVEY et al., 1991)

- Glaziale Terrassen und Gletscherschrammen im Transantarktischen Gebirge 600-1000 m über der gegenwärtigen Oberfläche der Vereisung (z.B. HÖFLE, 1989; VAN DER WATEREN et al., 1994)
- Pliozäne marine Fossilien im Transantarktischen Gebirge (z.B. WEBB et al., 1984)
- Detritusanalysen in Sedimenten des Victoria Land Basins (BARRETT, 1989)
- Paläo-Drainage-Systeme entlang des Transantarktischen Gebirges (WEBB, 1994).



**Abb. 7.1:** Hebungs-/ Denudationsbeträge North Victoria Lands / Oates Lands seit Beginn des Känozoikums nach GLEADOW & FITZGERALD (1988), BALESTRIERI et al. (1994 b) und den hier vorgelegten Daten. ET: Exiles Thrust, LF: Lanterman Fault, LYF: Leap Year Fault, WT: Wilson Thrust.

Mit ca. 10 Ma Verzögerung wurde die Amundsen-Bellinghausen-Flanke Marie Byrd Lands um 2,5 km gehoben.

Insgesamt ergibt die Auswertung der Spaltspur-Ergebnisse Marie Byrd Lands und North Victoria Lands eine gute Übereinstimmung mit der Analyse struktureller und morphologischer Merkmale des Westantarktischen Riftsystems, anhand der TESSENHORN (1994) eine relative Abfolge von drei Ereignissen rekonstruierte:

- (1) "Continental Shear"-Phase in der mittleren Kreide (100 Ma)
- (2) "Continental Separation" zur Kreide / Tertiär-Grenze ( $\pm 60$  Ma)
- (3) Ross Sea Rifting im Känozoikum (ab ca. 40 Ma).

## Literaturverzeichnis

- ADAMS, C. J. (1986 a): Geochronological studies of the Swanson Formation of Marie Byrd Land, West Antarctica, and correlation with northern Victoria Land, East Antarctica, and South Island, New Zealand. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **29**: 345-358
- ADAMS, C. J. (1986 b): 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*, Vol. 46, American Geophysical Union: 25-38
- ADAMS, C. J. (1987): Geochronology of granite terranes in the Ford Ranges, Marie Byrd Land, West Antarctica. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **30**: 51-72
- ADAMS, C. J., GABITES, J. E., WODZICKI, A., LAIRD, M. G., BRADSHAW, J. D. (1982): Potassium argon geochronology of the Precambrian-Cambrian Wilson and Robertson Bay Groups and Bowers Supergroup, northern Victoria Land, Antarctica. - in: CRADDOCK, C., Ed., *Antarctic Geoscience*, University of Wisconsin Press, Madison: 543-548
- 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
- ADAMS, C. J., BROADY, P., CLEARY, P. J., WEAVER, S. D. (1989): Geological and biological expedition to Edward VII Peninsula, Marie Byrd Land, West Antarctica - 1987/88: Field observations and initial results. - *N.Z. Antarctic Research Program*, Rep.9, Christchurch: 4-34
- ADAMS, C. D. & WEAVER, S. D. (1990): Age and Correlation of metamorphic basement in Edward VII Peninsula, Marie Byrd Land, West Antarctica, and correlation with Northern Victoria Land and Southern New Zealand. - *Zbl. Geol. Paläont.* **1**, **1/2**: 75-86
- ADAMS, C. J., SEWARD, D., WEAVER, S. D. (1995): Geochronology of Cretaceous granites and metasedimentary basement on Edward VII Peninsula, Marie Byrd Land, West Antarctica. - *Antarctic Science*, in Druck
- ARNE, D. C. (1994): Phanerozoic exhumation history of Prince Charles Mountains (East Antarctica). - *Antarctic Science*, **6**: 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
- 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**: 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**: 539-540
- BARRETT, P. J. (1989): Antarctic Cenozoic history from the CIROS-I drillhole, Mc Murdo Sound. - *DSIR Bulletin*, **245**
- 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., TESSENSOHN, 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
- BEHRENDT, J. C., LE MASURIER, W. E., COOPER, A. K. (1992): The West Antarctic Rift system - a propagating rift 'captured' by a mantle plume. - in: YOSHIDA, Y., KAMINUMA, K., SHIRAIISHI, K., Eds., *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Terrapub, Tokio: 315-322
- BEHRENDT, J. C., DAMASKE, D., FRITSCH, J. (1993): Geophysical Characteristics of the West Antarctic Rift System. - *Geol. Jb.*, E 47: 49-111
- BENJAMIN, M. T., JOHNSON, N. M., NAESER, C. W. (1987): Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: Evidence from fission track dating. - *Geology*, 15: 680-683
- 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
- BERG, J. H., MOSCATI, R. J., HERZ, D. L. (1989): A petrologic geotherm from a continental rift in Antarctica. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93: 98-108
- 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. (1989): Cretaceous geotectonic patterns in New Zealand region. - *Tectonics*, 8: 803-820
- BRADSHAW, J. D. (1991): Cretaceous dispersion of Gondwana: continental and oceanic spreading in the south-west Pacific-Antarctic sector. - in: THOMSON, M. R. A., CRAME, J. A., THOMSON, J. W., Eds., *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge: 581-585
- BRADSHAW, J. D., ANDREWS, P. B., FIELD, B. D. (1983): Swanson Formation and related rocks of Marie Byrd Land and a comparison with the Robertson Bay Group of Northern Victoria Land. - in: OLIVER, R. L., JAMES, P. R., JAGO, J. B., Eds., *Antarctic Earth Science*, Australian Academy of Science, Canberra: 663-670
- BROTZU, P., CAPALDI, G., CIVETTA, L., MELLUSCO, L., ORSI, G.: (1989): Ferrar dolerites and Kirkpatrick basalts in Northern Victoria Land (Antarctica): stratigraphy, geochronology & petrology. - in: RICCI, C. A., Ed., *Proceedings of the 2nd meeting Earth Science in Antarctica, Siena 1988, Mem. Soc. Geol. It.*, 43, Siena: 175-216
- BYRD, R. E. (1930): Little America. - Putnam, New York: 159-187
- 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
- CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. - *Pacific Geol.*, **8**: 173-174
- COFFIN, M. F. & ENDHOLM, O. (1993): Scratching the surface: Estimating dimensions of large igneous provinces. - *Geology*, **21**: 515-518
- 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 <sup>235</sup>U. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**: 1487-1490
- CRADDOCK, C. (1972): Antarctic tectonics. - in: ADIE, R. J., Ed., *Antarctic Geology and Geophysics*, Universitetsforlaget, Oslo: 449-455
- 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
- DALZIEL, I. W. D., (1992): Antarctica - A tale of two supercontinents. - *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **20**: 501-526
- DALZIEL, I. W. D. & ELLIOT, D. H. (1982): West Antarctica: Problem child of Gondwanaland. - *Tectonics*, **1**: 3-19
- DALZIEL, I. W. D., GARRETT, S. W., GRUNOW, A. M., PANKHURST, R. J., STOREY, P. C., VENNUM, W. R. (1987): 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
- DAVEY, F. J. (1994): Bathymetrie and Gravity of the Ross Sea, Antarctica. - *Terra Antartica*, **1**: 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 Antartica*, **1**: 441-443
- DELISLE, G. & FROMM, K. (1984): Results of paleomagnetic investigations of Ferrar Supergroup Rocks, North Victoria Land. - *Geol. Jb.*, **B41**: 41-55
- DELISLE, G. & FROMM, K. (1989): Further evidence for a Cretaceous thermal event in North Victoria Land. - *Geol. Jb.*, **E38**: 143-151
- 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): Etchable length reduction of induced fission tracks in apatite at room temperature (+23°C): Crystallographic orientation effects and "initial" mean lengths. - *Nuclear Tracks Radiat. Meas.*, **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. (Isotope Geoscience Section)*, **73**: 25-38
- DUERBAUM, H. J. G., DRUIVENGA, G., GEIPEL, H., MERKEL, G. (1989): Gravimetric measurements along a traverse from Mt. Melbourne to the Polar Plateau in north Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, **E 38**: 231-243
- DUMITRU, T. (1993): FT-Stage. - Computerprogramm, Stanford University

- ELLIOT, D. H. (1991): Triassic-Early Cretaceous evolution of Antarctica. - in: THOMSON, M. R. A., CRAME, J. A., THOMSON, J. W., Eds., *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge: 541-548
- 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. (1994): The Late Mesozoic and Cenozoic Tectonic History of Antarctica: Some Implications for Sediment Basin History, Sediment Provenance and Paleoclimate. - *Terra Antarctica*, 1: 445-447
- 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
- ELLIOT, D. H., HABAN, M. A., SIDERS, M. A. (1986): Jurassic tholeiites in the region of the Upper Rennick Glacier, North Victoria Land. - in: STUMP, E., Ed., *Geological Investigations in North Victoria Land. Antarctic Research Series*, Vol. 46, American Geophysical Union: 289-303
- FAURE, G. & MENSING, T. M. (1993): K-Ar dates and paleomagnetic evidence for Cretaceous alteration of Mesozoic basaltic lava flows, Mesa Range, northern Victoria Land, Antarctica. - *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 109: 305-315
- FENN, G. (1993): Petrogenese der Granite Harbour Intrusives von Nord Victoria Land und den Prince Albert Mountains (Antarktis). - Dissertation, Universität Bremen
- FINDLAY, R. H. (1989): Silurian and devonian events in the Tasman orogenic zone, New Zealand and Marie Byrd Land and their comparison with North Victoria Land. - RICCI, C. A., Ed., *Proceedings of the 2nd meeting Earth Science in Antarctica, Siena 1988, Mem. Soc. Geol. It.*, 43:, Siena: 9-48
- 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. (Isotope Geoscience Section)*, 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): Techniques for geological dating of minerals by chemical etching. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28: 1705-1714
- FLEISCHER, R. L., PRICE, P. B., WALKER, R. M., HUBBARD, E. L. (1964): Track registration in various solid-state nuclear track detectors. - *Physical Review*, 133-5A:1433-1449
- 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., JONES, L. M., BOWMAN, J. R., SIDERS, A. M. (1992): Chemical and isotopic variations in an iron-rich lava-flow from the Kirkpatrick Basalt, north Victoria Land, Antarctica: Implications for low-temperature alteration. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**: 440-457
- 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
- FLÖTTMANN, T., GIBSON, G. M. & KLEINSCHMIDT, G. (1993 a): Structural continuity of the Ross and Delamerian Orogens of Antarctica and Australia along the margin of the paleo-Pacific. - *Geology*, **21**: 319-322
- FLÖTTMANN, T., KLEINSCHMIDT, G., FUNK, T. (1993 b): Thrust patterns of the Ross/Delamerian orogens in northern Victoria Land (Antarctica) and southeastern Australia and their implications for Gondwana reconstructions. - in: FINDLAY, R. H., UNRUG, R., BANKS, M. R., VEEVERS, J. J., Eds., *Gondwana Eight*, Balkema, Rotterdam: 131-139
- 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 Radiat. Meas.*, **17**: 207-214
- GALLAGHER, K. (1992): MONTE TRAX. - Computerprogramm, UCL London
- GALLIKER, D., HUGENTOBLE, E., HAHN, B. (1970): Spontane Kernspaltung von  $^{238}\text{U}$  und  $^{241}\text{Am}$ . - *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
- GEYH, M. A. & SCHLEICHER, H. (1990): Absolute Age Determination. - Springer, Berlin-Heidelberg
- 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. J. 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
- 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. (Isotope Geoscience Section)*, **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., 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
- GRINDLAY, G. W. & WARREN, G. (1964): Stratigraphic nomenclature and correlation in the western Ross Sea region. - in: ADIE, R. J., Ed., *Antarctic Geology*, North Holland Publ. Comp., Amsterdam: 314-333
- GRINDLEY, G. W. & DAVEY, F. J. (1982): The Reconstruction of New Zealand, Australia, and Antarctica. - in: CRADDOCK, C., Ed., *Antarctic Geoscience*, University of Wisconsin Press, Madison: 15-29
- GRINDLAY, G. W. & OLIVER, P. J. (1983): Post-Ross Orogeny cratonisation of northern Victoria Land. - in: OLIVER, R. L., JAMES, P. R., JAGO, J. B., Eds., *Antarctic Earth Science*, Australian Academy of Science, Canberra: 133-139
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985): The young uplift and thermal history of the Central Eastern Alps (Austria / Italy). Evidence from apatite fission track ages. - *Jb. Geol.*, **128**: 197-216
- HALPERN, M. (1972): Rb-Sr Total-rock and Mineral Ages from the Marguerite Bay Area, Kohler Range and Fosdick Mountains. - in: ADIE, R. J., Ed., *Antarctic Geology and Geophysics*, Universitetsforlaget, Oslo: 197-204
- 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
- HANNAH, G. C., WESTCOTT, C. H., LEMMEL, H. D., LEONARD, B. A., STORY, J. S., ATTREE, P. M. (1969): Revision of values for the 2200 m/s neutron constants for four fissile nuclids. - *At. Energ. Rev.*, **7/4**: 3-92
- HARRINGTON, H. J. (1958): Nomenclature of rock units in the Ross Sea region, Antarctica. - *Nature*, **182**: 4631

- HARRINGTON, H. J., WOOD, B. L., MCKELLAR, 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
- 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**
- HOLE M. J. & LE MASURIER, W. E. (1994): Tectonic controls on the geochemical composition of the Cenozoic mafic alkaline volcanic rocks from West Antarctica. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **117**: 187-202
- HORNIG, I. (1993): High-Ti and Low-Ti Tholeiites in the Jurassic Ferrar Group, Antarctica. - *Geol. Jb.*, **E47**: 335-369
- 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
- IRVINE, T. N. (1989): A Global Convection Framework: Concept of Symmetry, Stratification, and System in the Earth's Dynamic Structure. - *Economic Geology*, **84**: 2059-2114
- 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 <sup>235</sup>U and <sup>238</sup>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., TESSENHORN, 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., 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
- 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, **1/4**: 171-174
- KRETZ, R. (1983): Symbols for rock forming minerals. - *Am. Mineral*, **68**: 277-279
- KREUZER, H., HÖHNDORF, A., LENZ, H., VETTER, U., TESSENHORN, 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
- KYLE, P. R., ELLIOT, D. H., SUTTER, J. F. (1981): Jurassic Ferrar Supergroup tholeiites from the Transantarctic Mountains, Antarctica and their relationship to the initial fragmentation of Gondwana. - in: CRESSWELL, M. M. & VELLA, P., Eds., *Gondwana Five*, Balkema, Rotterdam: 283-287
- 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**: 3-79
- 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. (Isotope Geoscience Section)*, **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
- LAWVER, L. A., ROYER, J. Y., SANDWELL, D. T., SCOTSESE, C. R. (1991): Evolution of the Antarctic continental margins. - in: THOMSON, M. R. A., CRAME, J. A., THOMSON, J. W., Eds., *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge: 533-540
- LE COUTEUR, 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
- LE MAITRE (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks. - Blackwell Scientific Publications, Oxford
- LE MASURIER, W. E. & REX, D. C. (1983): Rates of uplift and the scale of ice level instabilities recorded by volcanic rocks in Marie Byrd Land, West Antarctica. - in: OLIVER, R. L., JAMES, P. R., JAGO, J. B., Eds., *Antarctic Earth Science*, Australian Academy of Science, Canberra: 663-670

- LE MASURIER, W. E. & REX, D. C. (1989): Evolution of linear volcanic ranges in Marie Byrd Land, West Antarctica. - *Journal of Geophysical Research*, **94**: 7223-7236
- LE MASURIER, W. E. & THOMSON, J. W. (Eds.) (1990): Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans. - *Antarct. Res. Ser., Amer. Geophys. Union*, Washington DC, 48
- LE MASURIER, W. E. & REX, D. C. (1994): Geologic Events of the Past 100 Million Years Revealed by K-Ar Dating of Volcanic Rocks from Marie Byrd Land: Implications for the Offshore Sedimentary Record. - *Terra Antarctica*, **1**: 449-451
- LUYENDYK, B. P. (1995): Hypothesis for Cretaceous rifting of east Gondwana caused by subducted slab capture. - *Geology*, **23**: 373-376
- LUYENDYK, B. P., RICHARD, S. M., SMITH, C.H., KIMBROUGH, D. L. (1991): Geological and geophysical investigations in the northern Ford Ranges, Marie Byrd Land, Antarctica. - *Antarctic Journal of the U. S.*, **26**: 37-40
- LUYENDYK, B. P., RICHARD, S. M., SMITH, C.H., KIMBROUGH, D. L. (1992): Geological and geophysical exploration in the northern Ford Ranges, Marie Byrd Land, Antarctica. - in: YOSHIDA, Y., KAMINUMA, K., SHIRAIISHI, K., Eds., *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Terrapub, Tokio: 279-288
- MATZER, S. (1994): Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in North Victoria Land – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane. - *Ber. Polarforsch.*, 173
- MAYES, C. L., LAWVER, L. A., SANDWELL, D. T. (1990): Tectonic history and new isochron chart of the South Pacific. - *Journal of Geophysical Research*, **95**: 8543-8567
- MC INTOSH, W. C., KYLE, P. R., SUTTER, J. F. (1986): Paleomagnetic results from the Kirkpatrick Basalt Group, Mesa Range, north Victoria Land. - in: STUMP, E., Ed., *Geological Investigations in North Victoria Land. Antarctic Research Series*, Vol. 46, American Geophysical Union: 289-303
- MC LEOD, I. R. (1964): Geological observations in Oates Land. - in: ADIE, R. J., Ed., *Antarctic Geology*, North Holland Publ. Comp., Amsterdam: 482-486
- MC LEOD, 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
- MC KELVEY, 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
- MOHLZAHN, M. & WÖRNER, G. (1994): Isotopenanalysen und Spurenelemente in Ferrar-Basalten: Wieviel Assimilation? - *Ber. Polarforsch.*, **170**: 100-103
- MOORE, M.E., GLEADOW, A.J.W., LOVERING, J.F. (1986): Thermal evolution of rifted continental margins: new evidence from fission tracks in basement apatites from southeastern Australia. - *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **78**: 225-270
- 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
- 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**: 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 a): Was bedeuten die 100 Ma - Spaltspurenalter in der Antarktis? - *Ber. Polarforsch.*, **170**: 104-107
- OLESCH, M. (1994 b): Hebungs- und thermische Geschichte aufgrund von Spaltspur-Untersuchungen in ausgewählten terrestrischen Antarktis-Bereichen. - Abschlußbericht zum Forschungsvorhaben OI 25/4-1,4-2 im SSP Antarktischforschung
- OMAR, G.I., STECKLER, M.S., BUCK, W.R., KOHN, B.P. (1989): Fission-track analysis of basement apatites at the western margin of the Gulf of Suez rift, Egypt: Evidence for synchronicity of uplift and subsidence. - *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **94**: 316-328
- PALAIS, D. G., MUKASA, S. B., WEAVER, S. D. (1993): U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology for plutons along the Ruppert and Hobbs Coasts, Marie Byrd Land, West Antarctica: Evidence for rapid transition from arc to rift-related magmatism (abstract). - *EOS Trans. AGU*, **74** (16), Spring Meeting suppl.: 123
- 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 exercised when interpreting fission track and other dates with regard to uplift rate calculations. - *Nuclear Tracks*, **10**: 425
- PRESTRUD, K. (1912): The Eastern Sledge Journey. - in: AMUNDSEN, R.: *The South Pole*, Murray, London: 204-261
- 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
- RASTALL, R. A. & PRIESTLEY, R. E. (1921): The slate-graywacke Formation of Robertson Bay. - *Nat. Hist. Rep. Brit. Antarct. Exp. 1910-13, Geol. 1/4b*: 121-129
- 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
- RICHARD, S. M. (1992): Structure and cooling history of the Fosdick Metamorphic Complex, Marie Byrd Land, West Antarctica. - in: YOSHIDA, Y., KAMINUMA, K., SHIRAISHI, K., Eds., *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Terrapub, Tokio: 289-294
- 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
- ROCHOLL, A., STEIN, M., MOLZAHN, M., HART, S. R., WÖRNER, G. (1995): Geochemical evolution of rift magmas by progressive trapping of stratified mantle source beneath the Ross Sea Rift, Northern Victoria Land, Antarctica. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **131**: 207-224
- ROLAND, N. W. & TESSENHORN, F. (1987): Rennick Faulting - an early phase of Ross Sea Rifting. - *Geol. Jb.*, **66**: 203-229
- ROONEY, S. T., BLANKENSHIP, D. D., BENTLEY, C. R. (1987): Seismic refraction measurements of crustal structure in West Antarctica. - in: Mc KENZIE, Ed., *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, American Geophysical Union, *Geophys. Monogr.*, **40**: 1-7
- RÖSLER, H. J. (1979): Lehrbuch der Mineralogie. - VEB Deutscher Verlag für Grundstoff-industrie Leipzig, Leipzig
- SACHS, L. (1993): Statistische Methoden: Planung und Auswertung. - Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg
- 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, in Druck
- SILK, E. C. H. & BARNES, R.S. (1959): Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. - *Philos. Mag.*, 4: 970-972
- 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: 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 Quarternary Geology. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11: 1041-1075
- SMITH, A. G. & DREWRY, D. J. (1984): Delayed phase change due to hot asthenosphere causes Transantarctic uplift? - *Nature*, 309: 536-538
- SOLOVIEV, D. S. (1960): The Lower Paleozoic metamorphic slates of the Oates Coast. - *Nauk. Issled. Inst. Geol. Arkt.*, 113
- SPÖRLI, K. B. & CRADDOCK, C. (1981): Geology of the Ruppert Coast, Marie Byrd Land, Antarctica. - in: CRESSWELL, M. M. & VELLA, P., Eds., *Gondwana Five*, Balkema, Rotterdam: 243-250
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. (1977): Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359-362
- STERN, T. A. & TEN BRINK, U. S. (1989): Flexural Uplift of the Transantarctic Mountains. - *Journal of Geophysical Research*, 94: 10315-10330
- STERN, T. A., TEN BRINK, U. S., BOTT, M. H. P. (1989): Numerical modelling of uplift and subsidence adjacent to the Transantarctic Mountain Front. - in: YOSHIDA, Y., KAMINUMA, K., SHIRAISHI, K., Eds., *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Terrapub, Tokio: 515-521
- STEWART, D. (1945): The petrography of some intrusive rocks from King Edward VII and Marie Byrd Lands, Antarctica. - *Proceedings of the American Philosophical Society*, 89: 148-151
- 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. & CARRYER, 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: 408-435
- SULLIVAN, P. B. O. & PARRISH, R. R. (1995): The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 132: 213-224
- TALBOT, J. (1991): RADIAL PLOT. - Computerprogramm, ARCO Exploration and Production Technology, Plano, USA

- 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**: 553-558
- TESSENSOHN, F., DUPHORN, K., JORDAN, H., KLEINSCHMIDT, G., SKINNER, D. N. B., VETTER, U., WRIGHT, T. O., WYBORN, D. (1981): Geological Comparison of Basement Units in North Victoria Land, Antarctica. - *Geol. Jb.*, **B 41**: 31-88
- TESSENSOHN, F. & Wörner, G. (1991): The Ross Sea rift system, Antarctica: structure, evolution and analogues. - in: THOMSON, M. R. A., CRAME, J. A., THOMSON, J. W., Eds., *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge: 273-277
- THORPE, R. & BROWN, G. (1985): The field description of igneous rocks. - *Geol. Soc. London Handbook Series*, 154 S.
- VAN DEN HAUTE, P. (1986): Apatite fission-track dating applied to Precambrian terranes. - *Chem. Geol.*, **57**: 155-165
- VAN DER PLAS, V. & TOBI, A. C. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results. - *Am. J. Sci.*, **263**: 87-90
- 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**: 453-456
- VAUGHAN, A. P. M. (1995): Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: A superplume-related event? - *Geology*, **23**: 491-494
- VEEVERS, J. J. (1986): Breakup of Australia and Antarctica estimates as mid-Cretaceous ( $95 \pm 5$  Ma) from magnetic and seismic data at the tectonic margin. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **77**: 91-99
- 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
- VETTER, U. & TESSENSOHN, F. (1987): S- and I-type granitoids of North Victoria Land, Antarctica, and their inferred geotectonic setting. - *Geol. Rundschau*, **76**: 233-243
- WADE, F. A. (1945): The Geology of the Rockefeller Mountains, King Edward VII Land, Antarctica. - *Proceedings of the American Philosophical Society*, **89**: 1387-1396
- WADE, F. A., CATHEY, C. A., OLDHAM, J. B. (1977 a): Reconnaissance geologic map of the Guest Peninsula quadrangle, Marie Byrd Land, Antarctica. - *USARP, Ant. Geol. Map*, A-7
- WADE, F. A., CATHEY, C. A., OLDHAM, J. B. (1977 b): Reconnaissance geologic map of the Boyd Glacier quadrangle, Marie Byrd Land, Antarctica. - *USARP, Ant. Geol. Map*, A-6
- WADE, F. A., CATHEY, C. A., OLDHAM, J. B. (1977 c): Reconnaissance geologic map of the Alexandra Mountains quadrangle, Marie Byrd Land, Antarctica. - *USARP, Ant. Geol. Map*, A-5
- WADE, F. A., CATHEY, C. A., OLDHAM, J. B. (1978): Reconnaissance geologic map of the Gutenko Nunataks quadrangle, Marie Byrd Land, Antarctica. - *USARP, Ant. Geol. Map*, A-11
- WADE, F. A. & WILBANKS, J. R. (1972): Geology of Marie Byrd and Ellsworth Lands. - in: ADIE, R. J., Ed., *Antarct. Geology and Geophysics*, Universitetsforlaget, Oslo: 207-214
- WADE, F. A. & COUCH, D. R. (1982): The Swanson Formation, Ford Ranges, Marie Byrd Land. Evidence for and against a direct relationship with the Robertson Bay Group, northern Victoria Land. - in: CRADDOCK, C., Ed., *Antarctic Geoscience*, University of Wisconsin Press, Madison: 609-618
- Wagner, G. A. (1972 a): The geological interpretation of fission track ages, *Transactions of the American Nuclear Society*, **15**, 117

- WAGNER, G. A. (1972 b): Apatite fission-track length geochrono-thermometer to 60°C: Projected length studies. - *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **72**: 145-153
- WAGNER, G. A. (1981): Fission track ages and their geological interpretation. - *Nuclear Tracks*, 5 Nos.1/2: 15-25
- WAGNER, G. A. (1990): Apatite fission track dating of the crystalline basement of Middle Europe: Concepts and results. - *Nuclear Tracks Radiat. Meas.*, **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., REIMER, G. M., JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: The uplift and cooling history of the Central Alps. - *Memoirs Institute of Geology and Mineralogy, University of Padova*, **30**: 1-28
- 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. (Isotope Geoscience Section)*, **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., BRADSHAW, J. D., LAIRD, M. G. (1984): Geochemistry of Cambrian Volcanics of the Bowers Supergroup and Implications for the Early Paleozoic Tectonic Evolution of Northern Victoria Land, Antarctica. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **68**: 128-140
- WEAVER, S. D. & PANKHURST, R. J. (1991): A precise Rb-Sr age for the Mandamus Igneous Complex, North Canterbury, and regional tectonic implications. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **34**: 341-345
- WEAVER, S. D., BRADSHAW, J. D., ADAMS, C. J. (1991): Granitoids of the Ford Ranges, Marie Byrd Land, Antarctica. - in: THOMSON, M. R. A., CRAME, J. A., THOMSON, J. W., Eds., *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge: 345-352
- WEAVER, S. D., ADAMS, C. J., PANKHURST, R. J., GIBSON, I. L. (1992): Granites of the Edward VII Peninsula, Marie Byrd Land: anorogenic magmatism related to Antarctic-New Zealand rifting. - *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **83**: 281-290
- 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**: 3-21
- WEBB, P.-N. (1994): Paleo-Drainage Systems of East Antarctica and Sediment Supply to West Antarctic Rift System Basins. - *Terra Antarctica*, **1**: 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
- WEBB, P. N., HARWOOD, D. M., MC KELVEY, B. C., MERCER, J. H., STOTT, L. D. (1984): Cenozoic marine sedimentation and ice-volume variation on the East Antarctic craton. - *Geology*, **12**: 287-291
- WHITE, A. J. R. & CHAPPELL, B. W. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. - *Geological Society of America, Mem.* **159**: 21-34
- 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
- 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
- YADA, K., TANJI, T., SUNAGAWA, I. (1981): Application of lattice imagery to radiation damage investigation in natural zircon. - *Chem. Minerals*, **7**: 47-52
- YADA, K., TANJI, T., SUNAGAWA, I. (1987): Radiation induced lattice defects in natural zircon ( $ZrSiO_4$ ) observed at atomic resolution. - *Phys. Chem. Minerals*, **14**: 197-204
- YOUNG, D. A. (1958): Etching of radiation damage in lithium fluoride. - *Nature*, **182**: 375-377
- ZAUN, P. E. & WAGNER, G. E. (1985): Fission track stability in zircons under geological conditions. - *Nuclear Tracks*, **10**: 303-307

## Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. M. Olesch, der diese Arbeit angeregt und betreut hat. Prof. Dr. Schulz sei für die Übernahme des Koreferats gedankt.

Dem Antarktisreferat der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) bin ich für die Vorbereitung und Durchführung der Antarktisexpedition GANOVEX VII im Südsommer 1992/93 zu Dank verpflichtet. Logistische Unterstützung erhielt ich vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung. Mein Dank für die gute Zusammenarbeit im Gelände gilt Prof. Dr. Kleinschmidt, Dr. N. Roland, Dr. C. Smith, Dipl. Geol. C. Pauli und M. Conway.

B. Böschen (Dünnschliffpräparation), P. Witte, V. Kolb und B. Schröder standen mir bei der Bewältigung kleiner und großer Probleme stets hilfreich zur Seite. Dafür möchte ich ihnen danken.

Dr. H. Mai unterstützte mich mit der Erstellung der EDX- und WDX-Analysen.

Besonders herzlich danken möchte ich Dipl. Geol. T. Schäfer für seine Kommentare, Anregungen und Hinweise und allen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben: PD Dr. R. Klemd, Dr. J. Jacobs, Dr. G. Fenn, Dr. U. Hünken, Dr. H. Pflästerer, Dr. M. Zöller, Dipl. Geol. J. Schaller, Dipl. Geol. J. Schramm, M. Lindig und T. Pache.

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