

## Abstract

The Filchner-Ronne Ice Shelf Programme (FRISP) was initiated back in 1983 by the SCAR Working Group on Glaciology as an international effort to study the dynamics and mass balance of the Filchner-Ronne-Schelfeis (FRS). The dynamics of this ice shelf may influence the overall stability of the West Antarctic ice sheet. Its subglacial meltwaters are contributing to a large extent to the formation of Antarctic Bottom Water (AABW). After a short introduction to the aims of FRISP and the area under investigation the paper describes three selected topics of the German contribution to FRISP. These are surface accumulation, investigations on the marine ice at the bottom of the ice shelf, and the ice thickness at the grounding line. The problems of dating shallow firn cores are discussed. Selected results of the analysis of ice core B15 which penetrated into the marine ice body are presented. These results include electrolytical conductivity, deuterium and  $^{18}\text{O}$  content, respectively, ice temperature profile and thin sections from marine-ice samples. The distribution of the ice thickness in the southernmost part of FRS, resulting from airborne radio echosoundings are described as well.

## 1 Einführung

Im Jahre 1983 initiierte das Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) das „Filchner-Ronne Ice Shelf Programme“ (FRISP) als Untergruppe der Working Group on Glaciology. FRISP sollte mit seinen Arbeiten zu einer vollständigen Beschreibung des Massenhaushaltes und der Dynamik des Filchner-Ronne-Schelfeises, dem flächenmäßig zweitgrößten Schelfeis der Antarktis, beitragen. Etwa 25 % des gesamten Eisabflusses der Antarktis erfolgt über das Filchner-Ronne-Schelfeis. Ein besseres Verständnis seiner Massenbilanz und Dynamik ist eine Grundvoraussetzung für das Verständnis der Gesamtdynamik der antarktischen Inlandvereisung, insbesondere

aber auch für die – als kritisch bis labil angesehene – Stabilität des Westantarktischen Eisschildes. Über die Wechselwirkung mit dem Ozean an seiner Unterseite trägt das Filchner-Ronne-Schelfeis zudem entscheidend auch zur Bildung der kalten antarktischen Bodenwassermassen bei, die wiederum einen wesentlichen Anteil an der globalen ozeanischen Tiefenwasserzirkulation haben.

Die im Rahmen von FRISP bisher durchgeführten und für die Zukunft geplanten Untersuchungen wollen Antwort geben auf die nachfolgend aufgeführten Problemkreise und Detailfragen:

- Bewegung und Verformung des Filchner-Ronne-Schelfeises,
- Bestimmung der detaillierten Oberflächenhöhen und eines Geoidmodells,
- Bestimmung der Schelfeismächtigkeit,
- Schneezutrag und Massenbilanz an der Schelfeisoberfläche,
- Bestimmung der subglazialen Ablation und Akkumulation,
- Quantifizierung des Eiszustroms aus dem Inlandeis in das Schelfeis,
- Wechselwirkung zwischen Ozean und Schelfeis,
- Bestimmung der Meereszirkulation unter dem Schelfeis,
- Einwirkung der Gezeiten auf das Schelfeis,
- Rekonstruktion der klimatischen Entwicklung in der Weddellmeer-Region,
- Abschätzung des Einflusses des Schelfeises auf die Stabilität des Westantarktischen Eisschildes.

Diese Vielzahl der Fragestellungen gibt einen Eindruck von der Komplexität des gesamten Projektes, das deshalb auch nur in internationaler Kooperation bearbeitet werden kann. 1983 sagten sechs Nationen ihre Mitarbeit zu. Heute sind es im wesentlichen Deutschland, Großbritannien und

Norwegen, die mit verschiedenen Projekten auf dem Schelfeis und im angrenzenden Weddellmeer engagiert sind. Großbritannien arbeitet vornehmlich im westlichen Teil des Ronne Ice Shelf, Deutschland östlich davon auf dem Möllereisstrom und Foundation Ice Stream und Norwegen auf dem Filchner-Schelfeis (Abbildung 1).

Innerhalb der deutschen Beteiligung arbeiten das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI), die Universitäten Heidelberg, Münster, Braunschweig und Cottbus, das Institut für Angewandte Geodäsie, Frankfurt a.M. und Leipzig (IfAG) sowie das GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit München (GSF) eng miteinander zusammen.

Die deutschen Arbeiten begannen mit der Bestimmung der Fließgeschwindigkeit und Verformung des Schelfeises [1, 2] sowie der Messung von Akkumulationsraten an der Oberfläche [3, 4, 5]; es folgten Messungen zur Eismächtigkeit [6, 7]. Sobald ausreichend Daten zur Beschreibung der Geometrie des Schelfeises vorhanden waren, wurde mit numerischen Simulationen zur Entwicklung des Filchner-Ronne-Schelfeises begonnen. Dazu wurden zwei unterschiedliche Modelle, die auf finiten Elementen [8, 9] bzw. auf finiten Differenzen [10] basierten, verwendet. Im Verlauf dieser Untersuchungen wurde es immer deutlicher, daß das Ronne Ice Shelf in seinem zentralen Teil nicht aus einer einheitlichen Eismasse, sondern zweischichtig, aus meteorischem und marinem Eis aufgebaut sein muß [7].

Weitere Feldstudien zum Aufbau des Schelfeises mit Hilfe von Heißwasserbohrungen [11] sowie von Eiskernbohrungen, konnten dann die Existenz eines marinen Eiskörpers an der Schelfeisunterseite nachweisen [12, 13]. Diese mächtige Schicht marinen Eises ist eine Besonderheit des Filchner-Ronne-Schelfeises, die in derarti-

ger Ausdehnung von keinem anderen Schelfeiskörper bekannt ist. Um ihr Entstehen zu verstehen, wurde ein umfangreiches Meßprogramm zur Erfassung der Wechselwirkung zwischen Ozean und Schelfeisunterseite entworfen; in großkalibrigen Schmelzbohrlöchern wurden deshalb durch das gesamte Schelfeis bis in den Ozean reichende Meßketten eingebracht [14, 15].

Eine weithin offene Frage, die bislang auch nur angenähert beantwortet werden konnte, ist der Massenabfluß vom Inlandeis und dementsprechend der Masseneintrag in das Filchner-Ronne-Schelfeis [16, 17]. Die Aufsetzlinie zwischen Schelfeis und Inlandeis (grounding line) liegt im Bereich des Foundation Ice Stream soweit südlich, daß sie logistisch nur mit extrem großem Aufwand zu erreichen ist; zudem liegt sie auch außerhalb des Sichtbereichs der Satelliten ERS-1 und ERS-2, so daß auch mit Methoden der Fernerkundung keine Information über diese Region zu erlangen ist. Deshalb wurden in diesem Gebiet in der Feldsaison 1994/95 erstmalig intensive Radarbefliegungen mit den Polarflugzeugen des AWI und Messungen zur Verifizierung der Radarmessungen am Boden durchgeführt [15].

Seit Beginn des FRISP-Projekts wurden auch Fragen zur klimatischen Entwicklung der Region des inneren Weddellmeeres mit in die Untersuchungen einbezogen. Die Interpretation von Meßergebnissen aus Eisbohrkernen vom Schelfeis erwies sich jedoch als schwierig, da bei Eisbohrkernen von Schelfeisen die zeitliche Information stark von einer advektiven Komponente durch das Fließen des Eises überlagert ist. Deshalb wurde als ein besserer Bohransatzpunkt für Kerne, die paläoklimatisch ausgewertet werden sollen, nach intensiver Erkundung die Gipfelzone von Berkner Island für paläoklimatische Eisbohrungen identifiziert. In der Feldsaison 1994/95 wurden hier zwei bis zu 180 m tiefe Eiskerne erbohrt [18, 19].

Im folgenden soll über drei ausgewählte Themenkreise, nämlich über die Akkumulation an der Schelfeisoberfläche, über die marine Eisschicht an der Schelfeisunterseite sowie über die Eismächtigkeit im Bereich der Aufsetzlinie berichtet werden.

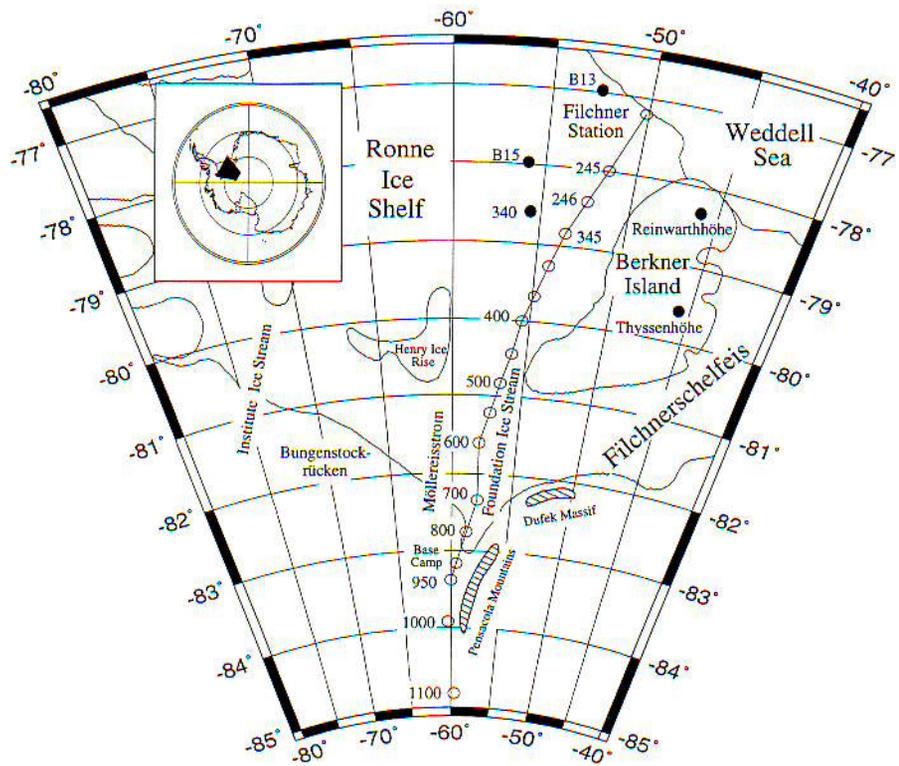


Abb. 1. Lageplan des Filchner-Ronne-Schelfeises. In die Abbildung eingetragen sind die Meßpunkte (○) der Grounding-Line-Traverse 1995 sowie die Lage von Eiskernbohrungen (●). Die Lage des gezeigten Kartenausschnitts innerhalb der Antarktis ist in der Übersichtsskizze oben links schwarz dargestellt.

## 2 Das Untersuchungsgebiet und die Expeditionslogistik

Das Filchner-Ronne-Schelfeis (Abbildung 1) ist mit einer Fläche von 449 220 km<sup>2</sup>, nach dem Ross Ice Shelf mit einer Fläche von 494 213 km<sup>2</sup> das flächenmäßig zweitgrößte Schelfeis der Antarktis [20]. Da es jedoch eine im Mittel größere Mächtigkeit aufweist, ist das

Filchner-Ronne-Schelfeis heutzutage die größte schwimmende Eismasse auf der Erde. Giovinetto & Bentley [17] schätzen ab, daß etwa 15 % der gesamten Akkumulation über dem antarktischen Inlandeis im Einzugsgebiet des Filchner-Ronne-Schelfeises deponiert werden.

Das derzeitige Wissen über Fläche, an der Oberfläche erkennbare glaziolo-

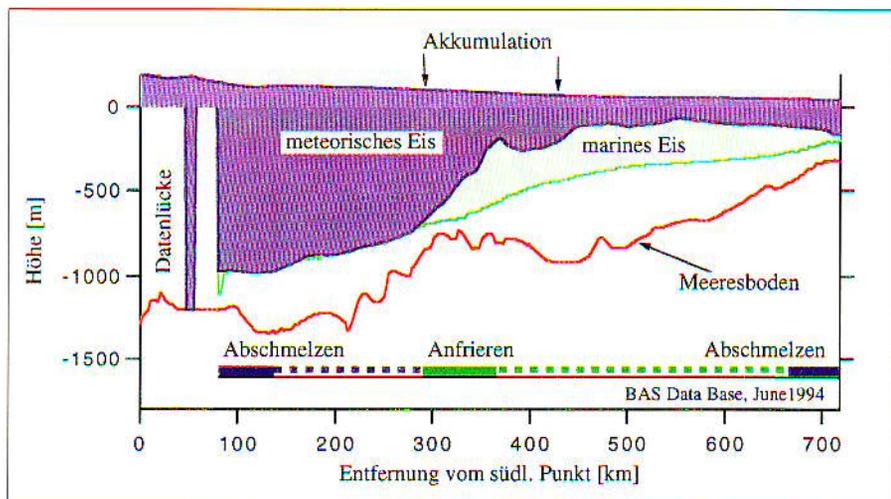


Abb. 2. Querschnitt durch das Filchner-Ronne-Schelfeis längs einer Fließlinie auf dem Möllereisstrom von 83° S, 62,6° W (Nullpunkt) nach 77° S, 51,8° W, gezeichnet nach Daten einer vom British Antarctic Survey, Cambridge, verwalteten Datenbank (Stand: Juni 1994). Die Bohrpunkte B13 und B15 (Abbildung 1) liegen auf dieser Fließlinie. Die Bereiche, in denen hauptsächlich subglaziale Abschmelzung oder Anlagerung von marinem Eis auftritt, sind durch entsprechende Balken gekennzeichnet.



**Abb. 3.** Die deutsche Sommerstation Filchner auf dem Ronne Ice Shelf, Antarktis, erbaut 1984. Um ein Zudriften der Station durch Schnee zu verhindern, müssen die Stelzen, auf denen die Plattform ruht, in zwei- bis dreijährigem Rhythmus um ca. 1 m verlängert werden. Die Station bewegt sich mit dem Schelfeis mit einer Geschwindigkeit von 1450 m/a nach Norden, ihre geographische Position betrug 1995 77° 04' S, 50° 08' W (Foto: Hans Oerter, 24. 2. 92).

gische Strukturen, Oberflächenhöhen, die Topographie des Meeresbodens unter dem Schelfeis und dem Gletscherbett, dort wo das Eis gegründet ist, sowie über die Mächtigkeit der Wassersäule unter dem Schelfeis ist in drei thematischen Karten im Maßstab 1:2 000 000 [21, 22, 23] dokumentiert. Ergänzende Erläuterungen finden sich bei [24] und [25]. Die zur vollständigen Beschreibung der Geometrie des Schelfeises noch ausstehende thematische Karte der Eismächtigkeiten [26] ist im Entstehen.

Ein Querschnitt durch das Filchner-Ronne-Schelfeis längs des Möllereisstroms (Abbildung 2) verdeutlicht dessen zweischichtigen Aufbau und die Komponenten des Massenhaushalts eines Schelfeises. Zu seinem Aufbau tra-

gen im wesentlichen der Zufluß vom Inlandeis, die Schnee-Akkumulation an der Schelfeisoberseite sowie in bestimmten Gebieten die Anlagerung und Verfestigung von Eisplättchen an der Schelfeisunterseite bei. Man muß demnach zwischen meteorischem, aus Niederschlag gebildetem Eis und marinem Eis, das sich in der Wassersäule unter dem Schelfeis gebildet hat, unterscheiden. Die ablativen Prozesse sind im wesentlichen das Kalben von Eisbergen an der Schelfeisfront sowie subglaziale Abschmelzung vorwiegend in den kantennahen Bereichen und im Bereich der Aufsetzlinie, wo an der Schelfeisunterseite in Tiefen von über 1400 m die Wassertemperaturen oberhalb des Druckschmelzpunktes von Eis liegen.



**Abb. 4.** Die Fahrzeuge der Grounding-Line-Traversal im Südsommer 1995 kurz vor Erreichen des Basislagers, das bei 83° 10' S, 59° 34' W aufgebaut wurde (siehe Abbildung 2). Im Hintergrund ist die Gebirgskette des Dufek Massifs zu erkennen (Foto: Christoph Mayer, 31. 1. 1995).

Die Logistik für Expeditionen auf dem Filchner-Ronne-Schelfeis erfordert einen hohen Aufwand. Das gesamte Expeditionsmaterial muß mit FS „Polarstern“, dem eisbrechenden Forschungsschiff des AWI, antransportiert und auf das Schelfeis entladen werden. So wurde bereits während der Standorterkundungsexpedition für den Bau der ersten deutschen Überwinterungsstation 1979/80 in der Polynia (offene Wasserfläche im Meereis) vor dem Ronne Ice Shelf, westlich von Berkner Island, eine geeignete Entladestelle an der Schelfeiskante ausgemacht, markiert und seither regelmäßig angefahren. Die Filchner-Station (Abbildung 3), Ausgangspunkt für die Schelfeisexpeditionen, liegt circa 25 km nach Süden von der Schelfeiskante entfernt. Im Rahmen von FRISP wurden seit 1983/84 fünf Expeditionen von 2-3monatiger Dauer mit Unterstützung von FS „Polarstern“ durchgeführt [27, 28, 29, 30, 15].

Für Überlandtraversen auf dem Schelfeis setzt das AWI entsprechende Kettenfahrzeuge (Kässbohrer Pistenbully) und Schlitten ein, mit denen die schweren Lasten wie Treibstoff, Expeditionsausrüstung, Container oder Zelte zum Übernachten und Wohnen etc. transportiert werden (Abbildung 4). Die Gesamtfracht einer solchen Schlittengespanngruppe kann, wie zum Beispiel im Falle der Traverse 1995 zur „Grounding Line“, über 50 t betragen [15]. Dabei ist die relativ weiche Schneeoberfläche auf dem Filchner-Ronne-Schelfeis mit Abstand schwieriger zu befahren als beispielsweise die Oberfläche des Ekströmschelfeises im Hinterland der Neumayer-Station.

Die beiden Polarflugzeuge „Polar 2“ und „Polar 4“ vom Typ Dornier 228 wurden auch im Gebiet des Filchner-Ronne-Schelfeises bei mehreren Feldkampagnen eingesetzt. „Polar 2“ ist mit Meßanlagen für aeromagnetische Messungen sowie einer Radaranlage zur Eisdickenmessung ausgerüstet, während „Polar 4“ vorwiegend für logistische Zwecke eingesetzt wurde. Dazu zählt der Transport von Personen und Material zu Außencamps, wie beispielsweise während der Kampagne 1995 der Auf- und Abbau des Bohrcamps auf Berkner Island, aber auch das Anfliegen von schwerzugänglichen, weit entfernten Lokalitäten, um dort zum Beispiel GPS-Messungen und Firkernbohrungen durchzuführen.

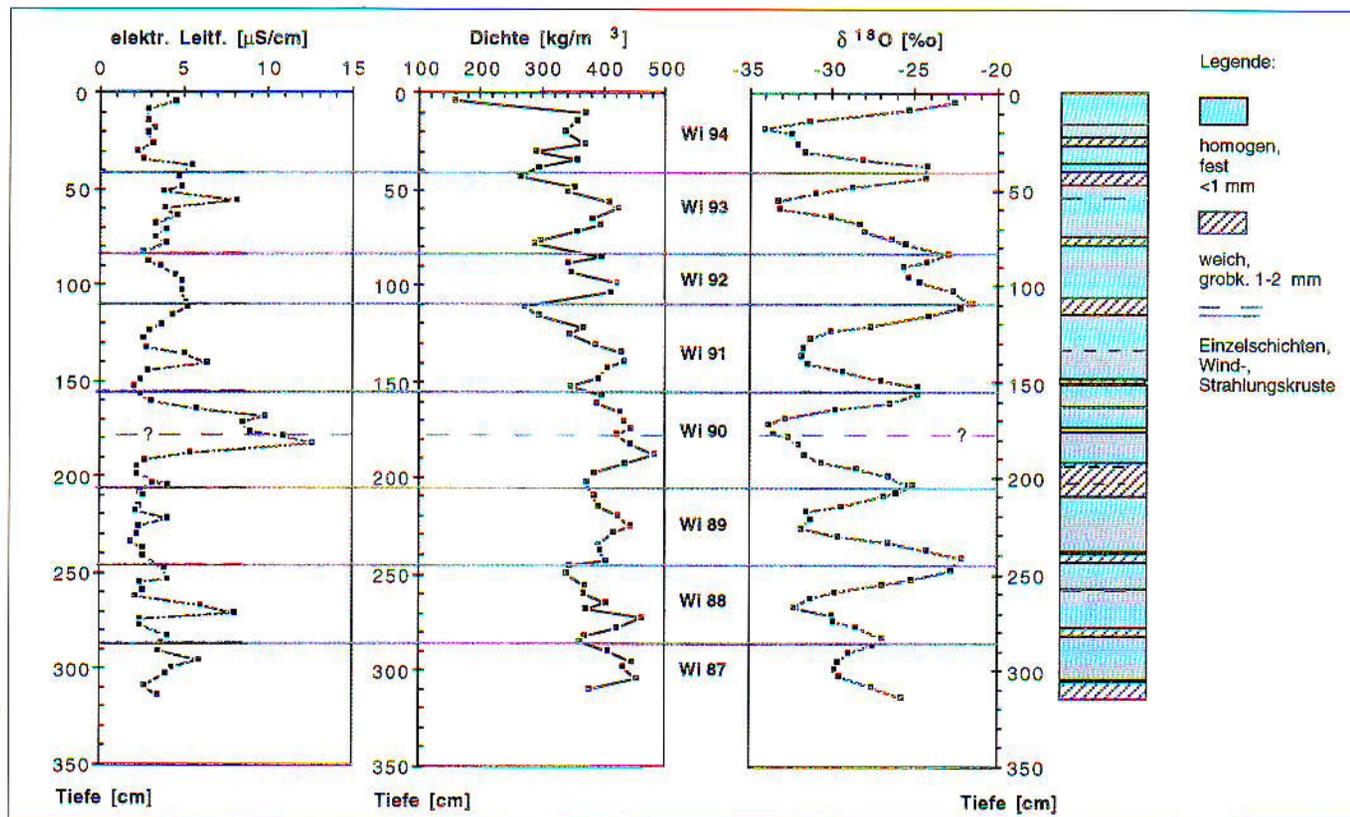


Abb. 5. Schneeschacht auf der Thysenhöhe, Berkner Island, Januar 1995: elektrolytische Leitfähigkeit, Dichteprofil,  $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt sowie Stratigraphie der Firnschichten. Die Jahresschichtgrenzen wurden aufgrund der saisonalen Schwankungen im  $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt festgelegt. Danach beträgt der mittlere jährliche Schneezutrag für die Jahre 1988–1994 41 cm Firm bzw. die Akkumulationsrate  $154 \pm 36 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ .

### 3 Die Akkumulation an der Schelfeisoberfläche

Für die Bestimmung der Akkumulationsraten wird die Schneedecke in Schächten von 1–2 m Tiefe im Feld stratigraphisch analysiert oder für Laboruntersuchungen beprobt. Tiefere Firn-

bereiche werden mit flachen Firnkernbohrungen, die in der Regel auf Tiefen von 10–12 m gebohrt werden, erreicht. Der stratigraphische Aufbau der Schneedecke zeigt im Idealfall eine deutliche Strukturierung zwischen Winter- und Sommerniederschlag, die

sich in ihren physikalischen und chemischen Eigenschaften unterscheiden.

Die grobkörnigen Tiefenreife-schichten, die sich vorwiegend im Herbst bilden, sind häufig ein weiteres unterstützendes Merkmal. Abbildung 5 zeigt als Beispiel Tiefenprofile von Firnmerk-

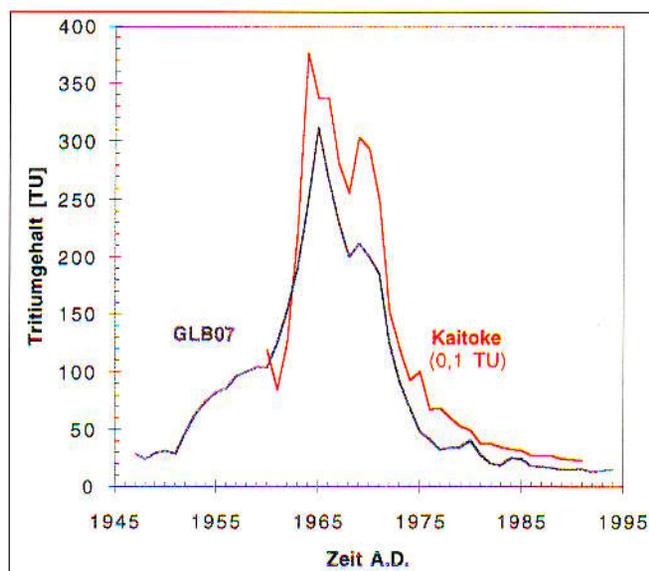
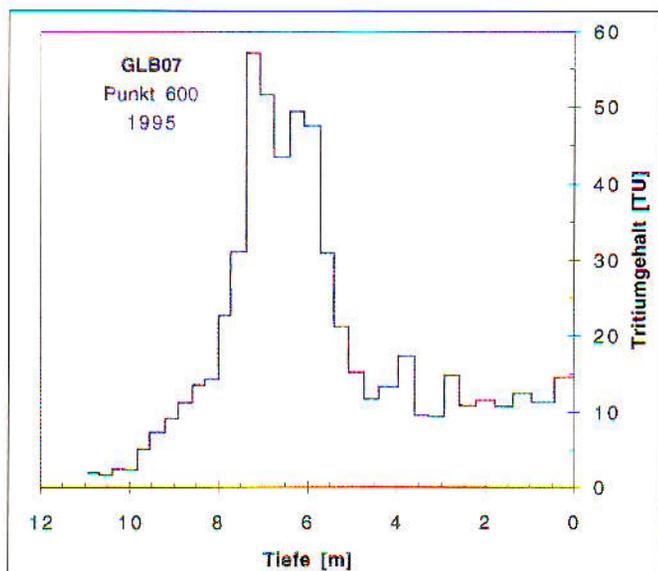


Abb. 6. Firnbohrung GLB07 der Grounding-Line-Traversal 1995 bei Punkt 600 (BAS site 6) gebohrt am 19. 2. 1995. Die Koordinaten der Bohrstelle sind:  $81^\circ 36,3' \text{ S}$ ,  $57^\circ 53,3' \text{ W}$ , 132 m über Meeresspiegel. Dargestellt ist das gemessene  $^3\text{H}$ -Profil der Flachbohrung, aufgetragen über die Tiefe (links), und die auf das Depositionsjahr hochgerechneten  $^3\text{H}$ -Gehalte, zeitlich angepaßt an das  $^3\text{H}$ -Profil im Niederschlag der Station Kaitoke, Neuseeland (nach Daten der IAEA), die für diese Untersuchungen als Referenzstation für den Tritiumeintrag in der südlichen Hemisphäre verwendet wurde (rechts). Die Werte der Station Kaitoke wurden um den Faktor 10 vergrößert.

malen. Gut lassen sich die regelmäßige Abfolge von dichteren Winterschneeschichten und weniger dichten Sommerschneeschichten sowie die saisonalen Schwankungen des Gehalts an dem stabilen Sauerstoffisotop  $^{18}\text{O}$  und die Variationen der elektrolytischen Leitfähigkeit erkennen, die durch die Ablagerung atmosphärischer Spurenstoffe bedingt ist.

Wie gut saisonale Schwankungen in der Firndecke erkennbar sind, hängt vorwiegend von der Niederschlagsverteilung über das Jahr und dem Aufbau der Schneedecke ab. Windverfrachtung des Schnees und die damit zusammenhängende unregelmäßige Verformung der Schneeoberfläche (Entstehung von Sastrugi) stören die regelmäßige Abfolge von Winter- und Sommerschichten. Sie tun dies umso mehr, je geringer die Niederschlagsmenge ist und können einzelne Jahresschichten in der Firndecke nahezu auf Null schrumpfen lassen. Auch bei ungestörtem Schneedeckenaufbau werden die saisonalen Signale der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei der Firnmetamorphose durch die Umkristallisation und Wasserdampfdiffusion so stark gedämpft, daß sie nicht mehr eindeutig nachweisbar bleiben, wenn die Zutragsraten 20 cm Eis pro Jahr unterschreiten [31]. Allgemein kann man davon ausgehen, daß eine stratigraphische Datierung wegen des Nichterkennens von Jahresgrenzen häufig die Akkumulationsraten überschätzt, eine Erfahrung aus Niedrigstniederschlagsgebieten, wie sie zum

Beispiel bereits bei der Auswertung der Südpol-Queen-Maud-Land-Traverse 1964–1968 dokumentiert ist [32].

Man muß deshalb nach absoluten Zeitmarken im Firn- und Eiskörper suchen. Solche Zeitmarken können zum einen vulkanogene Einlagerungen im Firn sein, die sich aufgrund ihrer elektrischen und chemischen Eigenschaften erkennen lassen. Zum anderen kann es sich auch um radioaktive Spaltprodukte handeln, die in der Zeit der oberirdischen Kernwaffentests in die Stratosphäre gelangten und in der Antarktis den Firn, der in der Zeit von 1952 bis 1965 abgelagert wurde, markieren. Zur Datierung der Firnkerne mit Hilfe des  $^3\text{H}$ -Gehalts wurde durch Variation der Akkumulationsraten nach einer geeigneten Tiefe-Zeit-Transformation gesucht, die das Tiefenprofil der  $^3\text{H}$ -Gehalte in eine für die Niederschläge der Südhemisphäre typische zeitliche Verteilung überführt (Abbildung 6).

Durch die Flachbohrungen der Grounding-Line-Traverse 1995 konnten die bisher bestimmten Akkumulationsraten [5] auch im südlichsten Schelfeisbereich ergänzt werden. Danach nehmen die Akkumulationsraten von  $340 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  an der Filchner Station entlang dem Foundation Ice Stream nach Süden hin ab. In der Gegend von site 6 scheinen sie ihr Minimum mit  $90 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  zu erreichen. An der Aufsetzlinie liegen sie bei  $100 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , und steigen dann zum Inlandeis hin weiter an (Abbildung 7).

#### 4 Das marine Eis an der Unterseite des Schelfeises

Das Filchner-Ronne-Schelfeis ist, wie bereits erwähnt, charakterisiert durch eine ausgedehnte und mächtige Schicht marinen Eises, die sich in bestimmten Gebieten an der Unterseite des Schelfeises aufbaut (Abbildung 2). Dabei kann man davon ausgehen, daß sich aufgrund der thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis, dort wo der Druckschmelzpunkt erreicht wird, Eiskristalle in der freien Wassersäule bilden, die dann unter Auftrieb gelangen und sich an Stellen, an denen die Topographie des Meeresbodens und der Schelfeisunterseite günstig sind, an der Unterseite des Schelfeises anlagern. Auf diese Schicht wurde bereits von F. Thyssen hingewiesen und ihre Mächtigkeit im zentralen Bereich des Ronne Ice Shelf kartiert [7]. Sie erreicht demnach Mächtigkeiten von über 350 m.

Inzwischen geben Modellsimulationen sowohl zur Schelfeisdynamik [10, 33, 34] als auch zur Wasserzirkulation unter dem Schelfeis [35, 36] Hinweise, daß sich das Hauptbildungsgebiet der Eisplättchen, die sich unter dem zentralen Bereich des Ronne Ice Shelf anlagern, zwischen nördlich von  $80^\circ \text{ S}$  und dem Ende des Henry Ice Rise erstreckt. Außerdem prognostizieren die Modelle weitere Entstehungsgebiete im westlichen Teil des Ronne Ice Shelf; allerdings erreichen die daraus resultierenden Eiskörper nicht die Ausdehnung wie im zentralen Bereich des Schelfeises. Unter dem Filchner-Schelfeis besteht zwar auch die Möglichkeit der Bildung von Eisplättchen, hier wird aber offensichtlich der größte Teil mit der Wasserströmung in das Weddellmeer hinaus transportiert, wie Beobachtungen mit dem Echolot und anschließende Netzfänge dokumentieren [37].

In den Jahren 1990 und 1992 wurden die beiden Kernbohrungen B13 ( $76^\circ 58,9' \text{ S}$ ,  $52^\circ 16,1' \text{ W}$ ) und B15 ( $77^\circ 56,1' \text{ S}$ ,  $55^\circ 56,2' \text{ W}$ ) im Schelfeis abgeteuft [29, 30], die Tiefen von 215 m bzw. 320 m erreichten; das Schelfeis war an den Bohrstellen 239 m bzw. 420 m mächtig. In einer Tiefe von etwa 153 m stießen beide Bohrungen auf die Grenze zwischen meteorischem und marinem Eis. Zur Beschreibung des marinen Eises wurden folgende Parameter gemessen: elektrolytische Leitfähigkeit,  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^2\text{H}$ -Gehalte, Haptionen, Dichte, des weiteren an

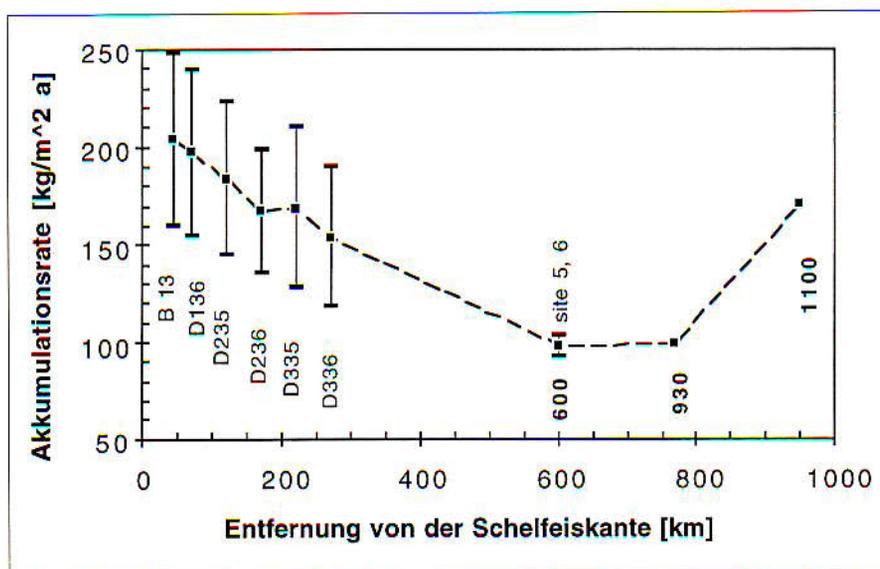


Abb. 7. Akkumulationsraten auf dem Filchner-Ronne-Schelfeis, entlang zweier Fließlinien auf dem Möllereisstrom (Punkte B13 – D336 nach [5]) bzw. dem Foundation-Ice-Stream (Punkte 600–1100, Abbildung 1). In gleicher Entfernung von dem Schelfeis wie Punkt 600 liegen die Punkte site 5 und 6, die bereits früher beprobt wurden [5].

Dünnschnitten Korngrößen und Verteilung der optischen c-Achsen sowie an ausgewählten Proben die Bruchzähigkeit.

Der  $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt und die elektrolytische Leitfähigkeit sind besonders geeignet, die unterschiedliche Herkunft des Eises aus meteorischem Niederschlag oder aus Meerwasser zu charakterisieren (Abbildung 8). Meerwasser hat per definitionem einen  $\delta^{18}\text{O}$ - bzw.  $\delta^2\text{H}$ -Gehalt von 0. Die Niederschläge erhalten durch isotopische Fraktionierungseffekte bei Verdunstung und Kondensation bedingte, typische Isotopengehalte, die sich in den meteorischen Firn- und Eisschichten wiederfinden. Für das Filchner-Ronne-Schelfeis liegen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für Oberflächenschnee zwischen  $-24,9\%$  (Filchner-Station) und  $-34,7\%$ , über dem Inlandeis nehmen sie dagegen bis circa  $-53,5\%$  [38] ab.

Für Eis, das unter dem Schelfeis aus Meerwasser gefriert, hängt der Isotopengehalt vom Anteil zugemischtem subglazialen Schmelzwassers und der Isotopenfraktionierung bei der Eiskristallbildung ab. Angenommen, dem Meerwasser werden 2 % subglaziales Schmelzwasser mit einem  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von  $-50\%$  zugemischt, so wären  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von circa  $+2\%$  zu erwarten. Die entsprechenden  $\delta^2\text{H}$ -Gehalte lägen dann je nach dem verwendeten Isotopentrennfaktor zwischen  $+13\%$  und  $+16\%$ . Die in B15 gemessenen  $\delta^{18}\text{O}$ - bzw.  $\delta^2\text{H}$ -Gehalte markieren in einer Tiefe von 152,75 m deutlich die Grenze zwischen dem meteorischen und dem marinen Eis.

Der Verlauf der elektrolytischen Leitfähigkeit, mit einer sprunghaften Zunahme der Werte in derselben Tiefe von 152,75 m, ist nur durch Einschlüsse von Meerwasser bei der Verdichtung der Eisplättchen zu erklären und somit ebenfalls ein eindeutiger Hinweis auf den marinen Ursprung dieses Eiskörpers.

Die Dichte zeigt ebenfalls einen kleinen Anstieg an der Grenzfläche von meteorischem Eis zu marinem Eis, da in das marine Eis keine Luftblasen eingeschlossen sind. Daraus erklärt sich auch das unterschiedliche visuelle Erscheinungsbild beider Eisarten. Während die eingeschlossenen Luftblasen dem meteorischen Eis ein opakes Aussehen geben, erscheint das marine Eis glasklar und transparent.

Im Übergangsbereich beider Bohrkern wurden neben horizontalen

Dünnschnitten zur Bestimmung der optischen c-Achsen auch vertikale Dünnschnitte angefertigt (Abbildung 9). Die tiefsten Schichten meteorischen Eises sind durch große Eiskristalle mit eingeschlossenen Luftblasen charakterisiert. Die Größe der Kristalle erklärt sich aus dem zeit- und temperaturbedingten Wachstum der Kristalle [39]. Im marinen Eis finden wir in den zuerst angelagerten Schichten vorwiegend kleine Eiskristalle, deren Wachstum durch Einschlüsse im Eis behindert wurde. Es ist jedoch in den ersten Metern, bei B15 deutlicher ausgeprägt als bei B13, ein Wechsel von Lagen mit kleinen und größeren Kristallen, abhängig vom Auftreten partikulärer Einschlüsse, zu beobachten. Erst in dem Bereich, in dem die elektrolytische Leitfähigkeit auf einen annähernd konstanten Wert von  $40\text{--}50\ \mu\text{S}/\text{cm}$  abgesunken ist, wird die Verteilung der Korngrößen homogener.

Durch die Anlagerung des im Vergleich zum abfließenden Inlandeis warmen marinen Eises an das Schelfeis wird das Temperaturregime im zentralen Ronne Ice Shelf nachhaltig beeinflusst. Temperaturmessungen in den Bohrlöchern der Eiskernbohrungen

B13 und B15 bestätigten ein S-förmiges Temperaturprofil (Abbildung 8), wie es sich auch aus der numerischen Simulation des Temperaturregimes entlang einer Fließlinie des Möllereisstroms [40] ergibt. Der Einfluß dieses „warmen“ Eiskörpers auf Bewegungen des Schelfeises bleibt allerdings noch zu untersuchen.

In engem Zusammenhang damit steht auch die Frage nach der mechanischen Festigkeit des marinen Eises. Um ein Maß zur Beschreibung der Festigkeit des Eises zu erhalten, zum Beispiel als Kriterium bei der Beurteilung unter welchen Spannungsverhältnissen sich Spalten im Schelfeis bilden können und wie weit sie sich ins Schelfeis ausbreiten können, wurde auf Untersuchungsmethoden der Materialprüfung zurückgegriffen und die Bruchzähigkeit (fracture toughness) an Eisproben im Labor untersucht [41]. Ähnlich wie bei den Untersuchungen von [42] waren die auftretenden Variationen offensichtlich mit den Korngrößen korreliert. Ein signifikanter Unterschied zwischen meteorischem Eis und marinem Eis konnte nicht festgestellt werden. Der mittlere  $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt der oberflächennahen Firn-

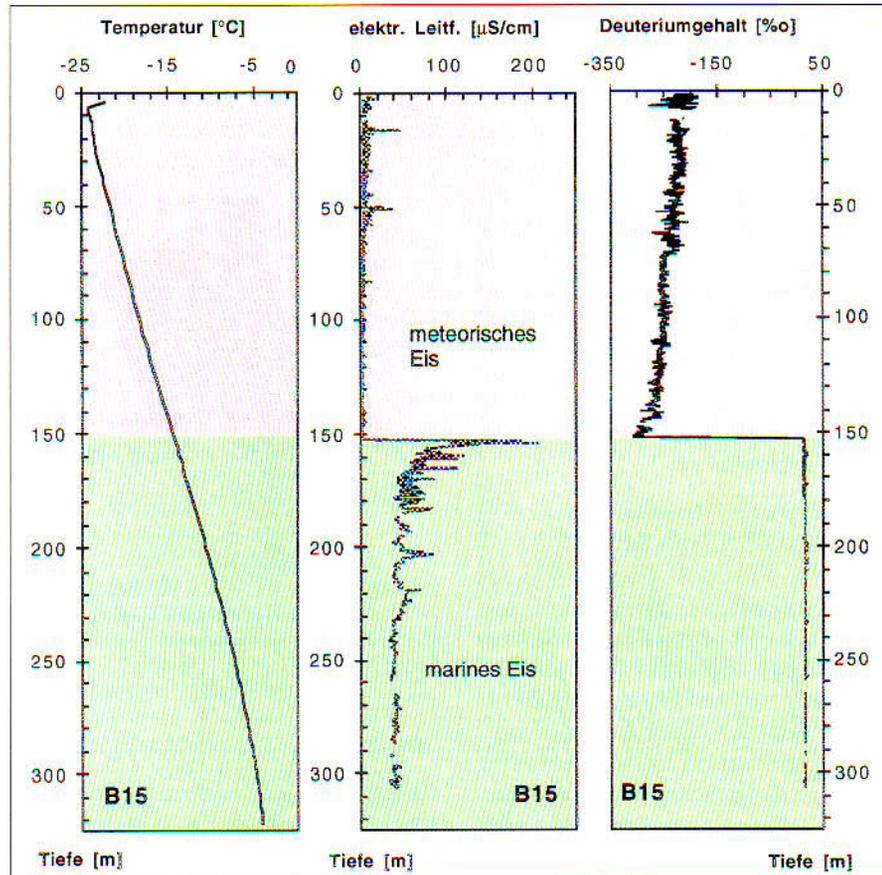


Abb. 8. Kernbohrung B15: Verlauf der im Bohrloch gemessenen Temperatur, der elektrolytischen Leitfähigkeit sowie des  $\delta^2\text{H}$ -Gehalts.

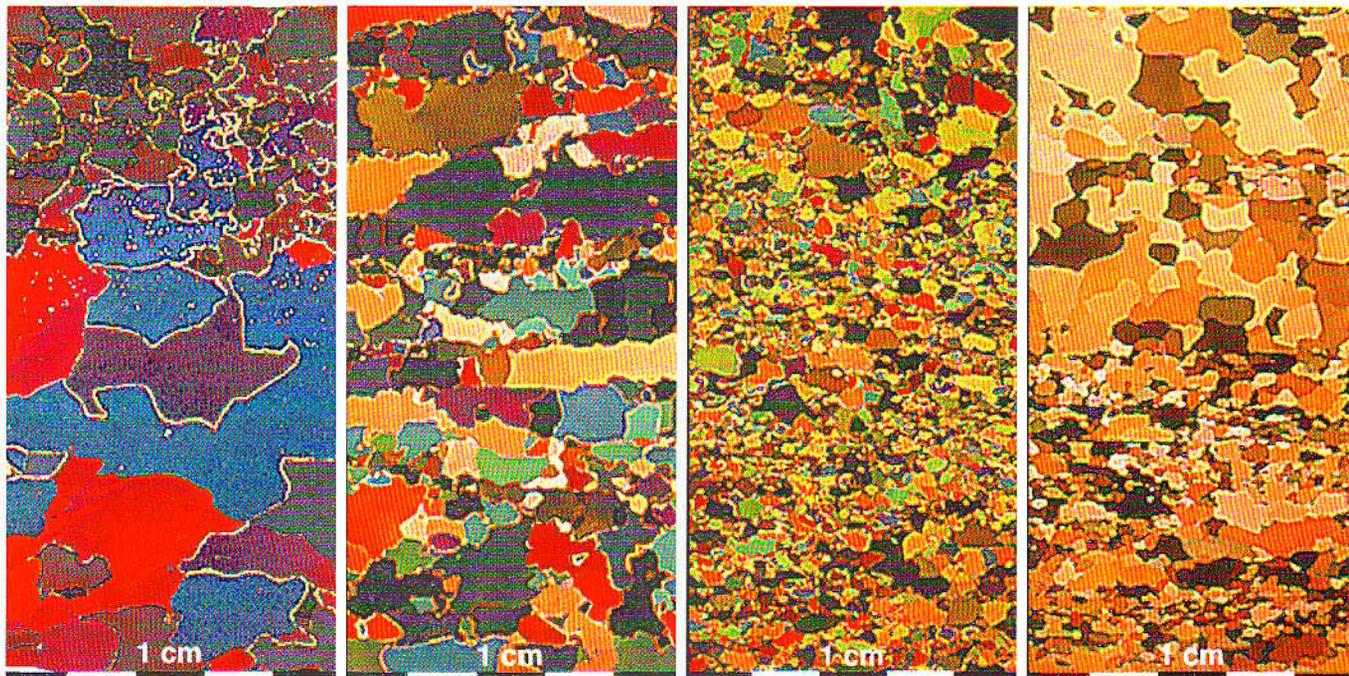


Abb. 9. Vertikale Dünnschnitte der Kernbohrungen B15 und B13 im Übergangsbereich meteorisches Eis – marines Eis. Die Länge der Schnitte beträgt jeweils 10 cm (von links nach rechts): B15, Tiefe 152,76 m; B15, Tiefe 153,58 m; B13, Tiefe 153,20 m; B13, Tiefe 153,74 m.

schichten an dem südlichsten Bohrpunkt bei  $84^{\circ} 49,1' S$ ,  $59^{\circ} 38,1' W$  auf 1191 m Meereshöhe, der während der „Polarstern“-Expedition ANT-XII/3 erreicht wurde [15], beträgt  $-40,5\%$ . Dieser Wert entspricht dem Isotopengehalt der tiefsten meteorischen Eisschichten in B13 und B15 und macht deutlich, daß mit beiden Bohrungen kein Eis erbohrt wurde, das wesentlich weiter südlich auf dem Inlandeis deponiert wurde. Es muß also der Hauptteil des Inlandeises, zwischen der Aufsetzlinie (Eismächtigkeit Möllereisstrom circa 1200–1300 m) und circa  $80^{\circ} S$  abgeschmolzen sein; denn ab dort wurde die Unterseite des Schelfeises durch das marine Eis versiegelt.

### 5 Die Aufsetzlinie des Filchner-Ronne-Schelfeises

Das verfügbare Datenmaterial über Eisdicken und Untergrundtopographie im südlichen Teil des Filchner-Ronne-Schelfeises war bislang sehr unzureichend (vgl. Abbildung 2 bei [25]), und den Abschätzungen über die vom Inland abströmenden Eismassen [16] lagen nur wenige Meßpunkte zugrunde.

In der Feldsaison 1994/95 war es im Rahmen des deutschen Programms auf dem Filchner-Ronne-Schelfeis erstmals möglich, eine ausgedehnte Befliegung des Gebietes der Aufsetzlinie zwischen Foundation Ice Stream und Institute Ice Stream durchzuführen. Dies

wurde dadurch ermöglicht, daß eine Arbeitsgruppe mit einem Schlittenzug am Boden das Gebiet der Aufsetzlinie erreichte und ein Treibstoffdepot für die Flugoperation einrichten konnte. Diese Gruppe führte auch seismische Messungen auf einem 74 km langen Profil von  $83^{\circ} 23' S$  bis  $82^{\circ} 45' S$  mit 106 Schußpunkten im Abstand von 1000 m bzw. 500 m durch. Das Profil war so an-

geordnet, daß es die Aufsetzlinie, wie sie in den bisherigen Karten dargestellt worden war, queren sollte.

Bei der Auswertung der seismischen Messungen wurde deutlich, daß die Aufsetzlinie erheblich weiter südlich als bisher angenommen liegen muß. Abbildung 10 stellt die bei Eisradarflügen auf Querprofilen zum seismischen Profil gemessenen Eisdicken dar. Daraus ist deutlich ein Ausdünnen des Schelfeises und gleichzeitig eine starke Strukturierung parallel zu den Fließlinien des Eises zu erkennen. Der Untergrund des Foundation Ice Stream erscheint dabei als sehr uneben, und es fällt besonders ein Streifen dickeren Eises, eingelagert zwischen zwei dünneren Kanälen, auf. Die Ausgleichung dieser Höhenunterschiede nach Norden hin ist ein Hinweis auf subglaziale Abschmelzung in diesem Gebiet.

Das Gesamtbild der Eismächtigkeiten südlich von Henry Ice Rise zeigt Abbildung 11. Beim Vergleich mit dem von British Antarctic Survey verwalteten Datensatz, der die Grundlage für die jüngste Karte [23] bildete, erkennt man, daß die Eisdicken im Bereich von Möllereisstrom und Bungenstockrücken bisher um bis zu 200 m überschätzt wurden, während die Mächtigkeit des Foundation Ice Stream um bis zu 200 m unterschätzt wurde. Die genaue Lage der Aufsetzlinie ist nach wie vor noch nicht endgültig festzulegen, da sie in den Eisradarprofilen

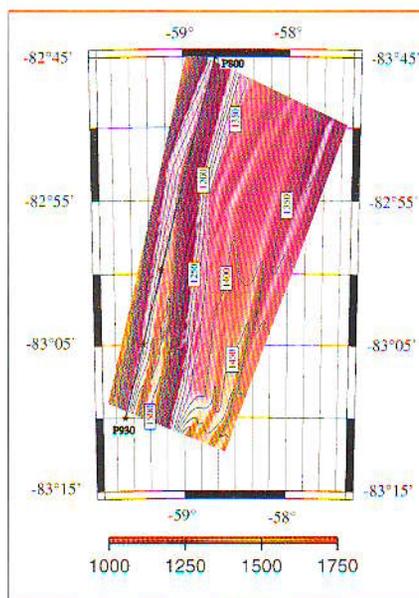


Abb. 10. Eisdicken im Süden des Foundation Ice Stream. Die Daten basieren auf vier Radarprofilen, die quer zur Eisstromrichtung geflogen wurden. Am westlichen Rand des gezeigten Ausschnittes ist die Lage der seismischen Profilinie eingetragen. Die Äquidistanz der Isolinien beträgt 50 m.

nicht eindeutig auszumachen ist. Die beste Annäherung ergibt sich bislang aus der Analyse der Oberflächengradienten. Demnach müsste die Aufsetzlinie circa 40 km weiter südlich als bisher angenommen, also bei  $83^{\circ} 32'$ , liegen. Eine Abschätzung des Massendurchflusses im Bereich der Querprofile (Abbildung 10) ergibt für den Foundation Ice Stream einen Wert von  $35 \text{ km}^3/\text{a}$  oder  $31,5 \text{ Gt/a}$ .

## 6 Ausblick

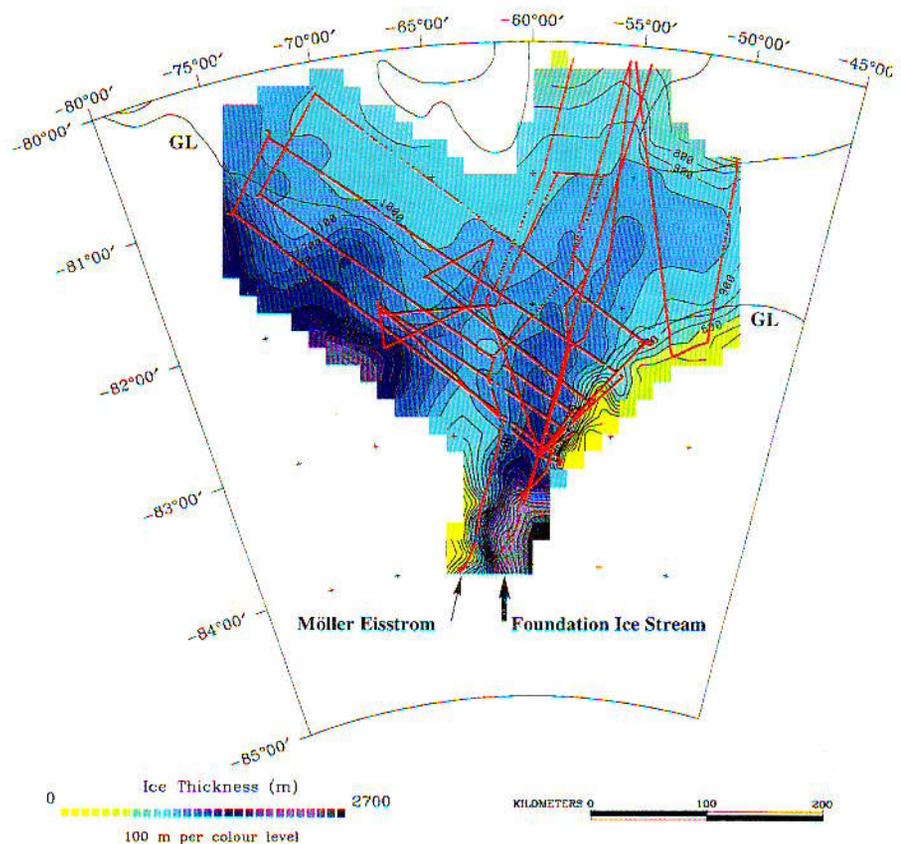
Um die Klimageschichte der Region des inneren Weddellmeers besser aufschlüsseln zu können, wurden in der Saison 1994/95, in Zusammenarbeit mit dem British Antarctic Survey auf Berkner Island zwei Eiskernbohrungen auf den beiden Gipfelpunkten Reinwarthhöhe (Nordgipfel) und Thyssenhöhe (Südgipfel) auf 150 m bzw. 180 m abgeteuft. Die Bohrung auf der Thyssenhöhe reicht nach der vorliegenden Datierung bis ins Jahr 810 AD zurück. Die Auswertung der Bohrungen ist derzeit noch nicht abgeschlossen.

Die Feldarbeiten der kommenden Jahre werden verstärkt den subglazialen Vorgängen im Süden des Schelfeises gewidmet. Für diese Aufgaben wird die bislang schon sehr gute logistische und wissenschaftliche Zusammenarbeit mit British Antarctic Survey noch weiter ausgebaut werden müssen.

Schon heute verstehen wir aufgrund der experimentellen Arbeiten und der numerischen Modellierungen den Aufbau des Filchner-Ronne-Schelfeises und seine Dynamik weit besser, als dies von Robin et al. in [6] beschrieben wurde. Dies gilt besonders in Bezug auf die marine Eisschicht an der Unterseite des Schelfeises. Umstritten sind noch immer die Wasserzirkulation unter dem Schelfeis und ferner die damit zusammenhängenden Wechselwirkungen zwischen Ozean und Schelfeis.

## Danksagung

Die Autoren danken allen Teilnehmern an den Feldarbeiten für ihre engagierte Mitarbeit. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat in dankenswerter Weise über die gesamte Laufzeit des Filchner-Ronne-Schelfeis-Programms Universitäten und dem AWI Mittel aus ihrem Schwerpunktprogramm „Antarktischforschung“ sowie „Antarktischforschung und vergleichende Studien in arktischen Eisgebieten“ zur Verfügung gestellt.



**Abb. 11.** Eismächtigkeiten im südlichen Ronne Ice Shelf und im angrenzenden Anstieg zum Inlandeis, wie sie aufgrund der Flugradarmessungen (Flugrouten rot eingetragen) im Februar 1995 bestimmt wurden. Vom Süden münden die beiden Eisströme Möllereisstrom und Foundation Ice Stream in das Schelfeis. GL = Aufsetzlinie (grounding line), d. h. der Bereich, in dem das abfließende Inlandeis aufschwimmt und zum Schelfeis wird.

## Literatur

- [1] D. Möller & H. Gerdau: Geodetic surveying on the Filchner/Ronne Ice Shelf and in the Atka Bay; *Polarforschung* 51 (1) (1981) 43–54.
- [2] H. Hinze & G. Seeber: Ice motion determination by means of satellite positioning systems; *Annals Glaciology* 11 (1988) 36–41.
- [3] O. Reinwarth: Glazialmeteorologische Arbeiten auf dem Filchner-Ronne-Schelfeis während der Standorterkundungsexpedition; *Polarforschung* 51 (1) (1981) 61–76.
- [4] W. Graf, H. Moser, H. Oerter, O. Reinwarth & W. Stichler: Accumulation and ice-core studies on Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica; *Annals Glaciology* 11 (1988) 23–31.
- [5] W. Graf, H. Moser, O. Reinwarth, J. Kipfstuhl, H. Oerter, A. Minikin & D. Wagenbach: Snow accumulation rates and isotopic contents ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^3\text{H}$ ) of near surface firn of the Filchner Ronne Ice Shelf, Antarctica; *Annals Glaciology* 20 (1994) 121–128.
- [6] G. de Q. Robin, C. S. M. Doake, H. Kohonen, R. D. Cabtree, S. R. Jordan & D. Möller: Regime of the Filchner-Ronne ice shelves, Antarctica; *Nature* 302 (1983) 582–586.
- [7] F. Thyssen: Special aspects of the central part of Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica; *Annals Glaciology* 11 (1988) 173–179.
- [8] M. A. Lange & D. R. MacAyeal: Numerical models of the Filchner-Ronne Ice Shelf: an assessment of reinterpreted ice thickness distributions; *J. Geophys. Res.* 91 (B 10) (1986) 10457–10462.
- [9] M. A. Lange & D. R. MacAyeal: Numerical models of the steady-state thickness and basal ice configurations of the central Ronne Ice Shelf, Antarctica; *Annals Glaciology* 11 (1989) 64–70.
- [10] J. Determann: Numerical modelling of ice shelf dynamics; *Antarctic Science* 3 (2), (1991) 187–195.
- [11] H. Engelhardt & J. Determann: Borehole evidence for a thick layer of basal ice in the central Ronne Ice Shelf; *Nature* 327 (1987) 318–319.
- [12] H. Oerter, J. Kipfstuhl, J. Determann, H. Miller, D. Wagenbach, A. Minikin & W. Graf: Evidence for basal marine ice in the Filchner-Ronne ice shelf; *Nature* 358 (1992) 399–401.
- [13] H. Oerter: Die marine Eisschicht an der Unterseite des Filchner-Ronne-Schelfeises. *Spektrum der Wissenschaft*, April 1993, 21–25.
- [14] K.W. Nicholls & A. Jenkins: Temperature and salinity beneath Ronne Ice Shelf, Antarctica; *J. Geophys. Res.* 98 (C12) (1993) 22533–22568.
- [15] W. Jokatz & H. Oerter (Hrsgb.): Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS „Polarstern“ 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/2. *Berichte Polarforschung* (im Druck) Bremerhaven.
- [16] N. McIntyre: Discharge of ice into the Filchner-Ronne Ice Shelves. in: H. Kohonen (ed.) *Filchner-Ronne Ice Shelf Programme, Report No. 3* (1986) 47–52.
- [17] M. B. Giovinetto & C. R. Bentley:

Surface balance in ice drainage systems of Antarctica; *Antarctic Journ. US.* 20 (1985) 6–13.

[18] H. Oerter: The German Filchner V campaign in 1995: An overview and preliminary results from Berkner Island. in: Oerter, H. (Ed.): *Filchner-Ronne Ice Shelf Programme, Report No. 9* (1995) Bremerhaven, 91–96.

[19] R. Mulvaney: The Berkner Island Ice Core Project: report and some initial results. in: Oerter, H. (Ed.): *Filchner-Ronne Ice Shelf Programme, Report No. 9* (1995) 74–79.

[20] A. Fox & A. P. R. Cooper: Measured properties of the Antarctic ice sheet derived from the SCAR Antarctic digital data base. *Polar Record* 30 (1994) 201–206.

[21] C. W. M. Swithinbank, K. Brunk, J. Sievers: A glaciological map of Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica; *Annals Glaciology* 11 (1988) 150–155.

[22] J. Sievers, D. G. Vaughan, A. Bombosch, C. S. M. Doake, B. Heidrich, D. R. Mantripp, V. S. Pozdeev, B. Ritter, H. Sandhäger, H. W. Schenke, C. Swithinbank, M. Thiel & F. Thyssen: Topographic Map (Satellite Image Map) 1:2 000 000 Filchner-Ronne-Schelfeis. IfAG, Frankfurt a. M. (1993).

[23] D. G. Vaughan, J. Sievers, C. S. M. Doake, G. Grikurov, H. Hinze, V. S. Pozdeev, H. Sandhäger, H. W. Schenke, A. Solheim & F. Thyssen: Map of subglacial and seabed topography, 1:2 000 000 Filchner-Ronne-Schelfeis/Weddell Sea, Antarktis. IfAG, Frankfurt a. M. (1994).

[24] J. Sievers, C. S. M. Doake, J. Ihde, D. R. Mantripp, V. S. Pozdeev, B. Ritter, H. W. Schenke, F. Thyssen & D. G. Vaughan: Validating and improving elevation data of a satellite image map of Filchner-Ronne-Schelfeis, Antarctica, with results from ERS-1; *Annals Glaciology* 20 (1993) 357–352.

[25] D. G. Vaughan, J. Sievers, C. S. M. Doake, H. Hinze, D. R. Mantripp, V. S. Pozdeev, H. Sandhäger, H. W. Schenke, A. Solheim & F. Thyssen: Subglacial and sea-

bed topography, ice thickness and water column thickness in the vicinity of Filchner-Ronne-Schelfeis, Antarctica. *Polarforschung* 64 (2) (1995) 75–88.

[26] J. Sievers: Thematic Map Series 1:2 000 000 Filchner-Ronne-Schelfeis. In: H. Oerter (ed.): *Filchner-Ronne Ice Shelf Programme, Rep. No. 7* (1994) 7–8.

[27] H. Kohnen (Hrsg.): Die Expedition ANTARKTIS-II mit FS „Polarstern“ 1983/84. Bericht vom Fahrtabschnitt 4. *Berichte Polarforschung* 84 (1984) Bremerhaven.

[28] D.K. Fütterer (Hrsg.): Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS „Polarstern“ 1985/86. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-IV/3–4. *Berichte Polarforschung* 33, (1987) Bremerhaven.

[29] H. Miller & H. Oerter (Hrsg.): Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS „Polarstern“ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/5. *Berichte Polarforschung* 86 (1991) Bremerhaven.

[30] H. Miller (Hrsg.): Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS „Polarstern“ 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-X/1a und 2. *Berichte Polarforschung* 94 (1994) Bremerhaven.

[31] S. J. Johnson: Stable isotope homogenization of polar firn and ice. *IAHS Publ. no.* 118 (1977) 210–219.

[32] E. Picciotto, G. Crozaz & W. De Breuck: Accumulation on the South Pole – Queen Maud Land Traverse, 1964–1968. in: A. P. Cray (Ed.) *Antarctic Snow and Ice Studies II*. Am. Geophys. Union, *Antarctic Research Series* 16 (1971) 257–315.

[33] J. Determann & H. Oerter: Dynamics of ice shelves and their sensitivity to changing mass-balance quantities: model results for Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica; *Z. Gletscherk. Glazialgeol.* 26 (1992) 57–68.

[34] A. Jenkins & C.S.M. Doake: Ice-ocean interaction on Ronne Ice Shelf, Antarctica; *J. Geophys. Res.* 96 (C1) (1991) 791–813.

[35] A. Jenkins & A. Bombosch: Modelling the effects of frazil ice crystals on the dynamics and thermodynamics of ice shelf water

plumes; *J. Geophys. Res.* 100 (C4) (1995) 6967–6981.

[36] A. Bombosch & A. Jenkins: Modelling the formation and deposition of frazil ice beneath Filchner-Ronne Ice Shelf. *J. Geophys. Res.* 100 (C4) (1995) 6983–6992.

[37] G. Dieckmann, G. Rohardt, H. Hellmer & J. Kipfstuhl: The occurrence of ice platelets at 250 m depth near the Filchner Ice Shelf and its significance for sea ice biology; *Deep-Sea Res.* 33 (2) (1986) 141–148.

[38] V. I. Morgan: Oxygen isotope analysis of Antarctic snow and ice. Ph. D. Thesis. University of Melbourne, Australia (1980).

[39] H. Eicken, H. Oerter, H. Miller, W. Graf & J. Kipfstuhl: Textural characteristics and impurity content of meteoric and marine ice in the Ronne Ice Shelf, Antarctica; *J. Glaciology* 40 (135) (1994) 386–398.

[40] K. Grosfeld & F. Thyssen: Temperature investigation and modelling on the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica; *Annals Glaciology* 20 (1994) 377–385.

[41] M. A. Rist, P. R. Sammonds, S. A. F. Murrell, P. G. Meredith, H. Oerter & C. S. M. Doake: Experimental fracture and mechanical properties of Antarctic ice: preliminary results. *Proc. EISMINT Symposium Chamonix*, 18.–22. 9. 95; *Annals Glaciology* 23 (im Druck).

[42] M. P. Fischer, R. B. Alley & T. Engelder: Fracture toughness of ice and firn determined from the modified ring test; *J. Glaciology* 41 (1995) 383–394.

**Anschriften der Verfasser:**

Dr.-Ing. Hans Oerter, Dipl.-Geophys. Astrid Lambrecht, Dipl.-Geophys. Christoph Mayer, Dr. Uwe Nixdorf, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Sektion Geophysik-Glaziologie, Postfach 120161, D-27515 Bremerhaven.  
Dr. Wolfgang Graf, GSF-Institut für Hydrologie, Postfach 1129, D-85758 Oberschleißheim.