

**Untersuchungen zu Massenhaushalt und
Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis**

**Investigations on mass balance and dynamics
of the Ronne Ice Shelf, Antarctica**

Astrid Lambrecht

Astrid Lambrecht

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Columbusstraße
27568 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer
Dissertation, die 1997 im Fachbereich Geowissenschaften an der
Universität Bremen vorgelegt wurde.

Inhaltsverzeichnis

Kurzzusammenfassung	2
Abstract	5
1 Der antarktische Kontinent	7
2 Die Bedeutung des Filchner-Ronne-Schelfeises	11
3 Aero-EMR-Messungen auf dem Ronne Ice Shelf	17
3.1 Grundlagen des EMR-Verfahrens	17
3.2 Das Meßsystem	20
3.3 Das Meßgebiet	21
3.4 Die Datenbearbeitung	22
3.5 Die Bestimmung der Eismächtigkeiten	23
3.5.1 Die Bestimmung der Firnkorrektur	24
3.6 Die meteorischen Eismächtigkeiten	26
3.7 Strukturen aus den EMR-Messungen	29
3.7.1 Strukturen an der Schelfeisunterseite	30
3.7.2 Das Einstromgebiet des Foundation Ice Stream	33
3.7.3 Der Bereich der Scherungszone östlich von Berkner Island	36
3.7.4 Interne Strukturen	36
3.7.5 Berkner Island	40
4 Glaziologische und geophysikalische Messungen auf dem südlichen Ronne Ice Shelf	43
4.1 Reflexionsseismische Messungen	43
4.1.1 Grundlagen der Reflexionsseismik	43
4.1.2 Die Messungen	46
4.1.3 Datenbearbeitung	47
4.1.4 Die reflexionsseismischen Daten	49
4.1.4.1 Die Reflektivitätsmethode zur Berechnung theoretischer Seismogramme	50
4.1.4.2 Die Modellierung synthetischer Seismogramme	51
4.1.4.3 Die Tiefensektion	52
4.1.5 Die Bestimmung der Eis- und Wassermächtigkeiten	54
4.1.6 Der Aufsetzbereich des Foundation Ice Stream	54
4.2 Gravimetrische Messungen	56
4.3 Firnkernbohrungen	58
4.4 Geodätische Messungen und ihre Ergebnisse	62

5 Die Lage der Aufsetzlinien	65
5.1 Der Foundation Ice Stream	65
5.2 Der Möllereisstrom	69
5.3 Der Institute Ice Stream	70
5.4 Der südliche Bereich des Ronne Ice Shelves	72
6 Akkumulations- und Ablationsvorgänge an der Schelfeisunterseite	73
6.1 Die Eispumpe	73
6.2 Ermittlung von Ablationsbeträgen für das südliche Ronne Ice Shelf .	77
6.2.1 Ablationsbeträge aus der Kontinuitätsgleichung der Massenerhaltung	77
6.2.2 Ablationsbeträge aus Massenflußberechnungen	80
6.3 Modellierung der Vorgänge an der Schelfeisunterseite	82
6.3.1 Das eindimensionale Plume-Modell mit und ohne Eisplättchenbildung nach A. Jenkins und A. Bombosch	83
6.3.2 Anwendung des Plumemodells auf das östliche Ronne Ice Shelf	89
6.3.3 Vergleich der nach verschiedenen Methoden ermittelten Schmelzraten	97
6.4 Vergleich mit bisher im Bereich der Aufsetzlinie bestimmten Abschmelzraten	101
6.4.1 Ein Vergleich mit Schmelzraten anderer Eisströme des FRIS .	101
6.4.2 Maximale Schmelzraten anderer Schelfeise	102
6.4.3 Vergleich mit einfachen analytischen Schelfeisprofilen	103
7 Der Massenhaushalt des östlichen Ronne Ice Shelves	107
7.1 Massenfluß des Foundation Ice Stream	107
7.2 Massenfluß des Möllereisstroms	109
7.3 Massenhaushalt des südöstlichen Ronne Ice Shelves	110
8 Zusammenfassung und Ausblick	113
Literatur	119
A Die verwendeten Symbole	129
B EMR-Profil-Liste und Karte	133
Abbildungsverzeichnis	137
Tabellenverzeichnis	141
Dank	143

Kurzzusammenfassung

Das Filchner-Ronne-Schelfeis ist flächenmäßig das zweitgrößte, volumenmäßig das größte Schelfeis der Antarktis. Die Bedeutung der Schelfeise liegt zum einen darin, daß sie den Abfluß des Eisschildes kontrollieren und so Einfluß auf seine Stabilität nehmen. Zum anderen spielen sie eine wesentliche Rolle bei der Bildung des Antarktischen Bodenwassers, welches für die Belüftung der Ozeane wichtig ist. Für Massenbilanzberechnungen, wie auch der Modellierung von Schmelzraten unter dem Schelfeis ist eine genaue Kenntnis der Verhältnisse in der Übergangszone zwischen Eisschild und Schelfeis notwendig. Vor allem in den Bereichen der Aufsetzlinien der Eisströme im Gebiet des Filchner-Ronne-Schelfeises lagen bislang allerdings nur wenige Untersuchungen vor.

Der Massenhaushalt der Schelfeise wird einerseits durch Zutragsgrößen wie dem Massenfluß aus dem Inland, Oberflächenakkumulation und der Anlagerung von marinem Eis an der Schelfeisunterseite bestimmt. Diesen wirkt das Kalben von Eisbergen an der Schelfeisfront, sowie Oberflächenschmelzen und Schmelzen an der Schelfeisunterseite entgegen. Nach einem kurzen Überblick über das Untersuchungsgebiet und seine Bedeutung in den ersten beiden Kapiteln werden im dritten Kapitel die vom Alfred-Wegener-Institut im Südsommer 1995 durchgeführten Aero-EMR-Messungen über das östlichen Ronne Ice Shelf vorgestellt. Daraus konnten Eismächtigkeiten für dieses Gebiet ermittelt werden, wobei ein Schwerpunkt der Messungen im Einstrombereich der Eisströme, Foundation Ice Stream, Möllereisstrom und Institute Ice Stream lag. Für den Foundation Ice Stream werden dabei nahe der Aufsetzlinie Eismächtigkeiten von über 2000 m gefunden. Zusätzlich liefern diese Messungen Erkenntnisse zur internen Struktur des Schelfeises.

Neben dem Flugprogramm wurden zur Bestimmung des Massenhaushaltes des östlichen Ronne Ice Shelf glaziologische und geodätische Messungen durchgeführt, die im vierten Kapitel vorgestellt werden. Sie lieferten Eismächtigkeiten, Oberflächen- und Meeresbodentopographie, sowie Deformations- und Akkumulationsraten im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream. Ein entscheidendes Ergebnis dieser Messungen war weiterhin die Tatsache, daß die Aufsetzlinie des Eisstromes südlich der bislang aus Satellitenbildern und einem EMR-Erkundungsflug angenommenen Position liegt. Die seismischen Messungen ergaben an der vermuteten Position eine Wassersäulenmächtigkeit von 500 m unter dem Schelfeis. Die mit Hilfe der gesammelten Daten abgeleitete tatsächliche Lage der Aufsetzlinie wird in Kapitel fünf diskutiert. Darin wird außerdem auf die Verhältnisse an den Aufsetzlinien der anderen beiden Eisströme, Möllereisstrom und Institute Ice Stream, eingegangen.

Als weiterer wichtiger Faktor im Schelfeismassenhaushalt werden die Wechselwirkungen zwischen der Eisunterseite und dem Ozean, die gerade im Bereich der Auf-

setzlinien zu starken Schmelzprozessen führen im folgenden Kapitel untersucht. Dabei wird der Bestimmung der Schmelzraten im Bereich der Aufsetzlinien der Eisströme besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Es wurden verschiedene Ansätze: die Wechselwirkungs-Modellierung, die Berechnung aus Massenflußbestimmungen, sowie aus der Kontinuitätsgleichung der Massenerhaltung verfolgt und die resultierenden Ergebnisse diskutiert. Ein Vergleich der für den Einstrombereich des Foundation Ice Stream bestimmten basalen Schmelzraten mit denen anderer Eisströme zeigt, daß diese deutlich höher liegen.

Die gesammelten Daten und Meßergebnisse führten letztendlich zu der im Kapitel sieben dargestellten Beurteilung des Massenhaushaltes des östlichen Ronne Ice Shelf, welcher sich durch hohe basale Schmelzraten auszeichnet. Zusammenfassung und Ausblick auf weiteren Handlungsbedarf (Kapitel acht) runden die Arbeit ab.

Abstract

The Filchner-Ronne Ice Shelf is the second largest in the world by area and the largest by volume. The ice shelf controls the drainage of the ice sheet and therefore influence its stability. In addition it plays an important role in the formation of Antarctic Bottom Water, an important water mass for the ventilation of the world's oceans. Mass balance calculations and models of the melting processes beneath the ice shelves need as input a good knowledge of the conditions in the transition area between ice sheet and ice shelf. Up to now only a few investigations have been carried out in the grounding line region of the ice streams entering the Filchner-Ronne Ice Shelf.

The mass balance of ice shelves is determined by their mass inputs and losses: mass inputs in the form of mass flux from the ice sheet over the grounding line, surface accumulation and the formation of marine ice at the ice shelf base; mass losses in the form of calving of icebergs and ablation on the surface and at the base of the ice shelf. The first two chapters introduce the area of investigation and explain its importance. The third chapter describes the airborne radio echo sounding measurements taken over the eastern part of the ice shelf by the Alfred-Wegener-Institute in 1995. These measurements yield the ice thickness distribution over the eastern Ronne Ice Shelf, especially in the transition zone of the Foundation Ice Stream, Möllereisstrom and Institute Ice Stream. The maximum ice thickness of the Foundation Ice Stream exceeds 2000 m close to the grounding line. The measurements also show structural features in the ice column and at the ice shelf base.

A glaciological and geodetic program was also carried out close to the grounding line of the Foundation Ice Stream during the field season 1995. As discussed in chapter four, the project's main aim was to study such mass balance parameters as: accumulation, ice thickness, surface topography, ice flow and deformation, as well as the water column thickness in the transition zone of the Foundation Ice Stream. One important result, discussed in chapter five, is that the position of the grounding line of the Foundation Ice Stream is 40 km further south than previously thought. The seismic measurements indicate a water column thickness of about 500 m at the grounding line position determined from satellite images and a radio echo sounding flight line. The positions of the Möllereisstrom and Institute Ice Stream grounding lines are also discussed.

For mass balance calculations not only is the position of the grounding line important, processes which take place at the ice shelf base and lead to high melting rates, especially in the transition zone, also play a significant role. Chapter six discusses the determination of melting rates for the southern part of the Ronne Ice Shelf. Several methods are used: modelling, calculations using the mass flux through dif-

ferent cross profiles and calculations using the equation of mass conservation. The results show high melt rates for the transition zone of the Foundation Ice Stream, considerably higher than the melt rates of other ice streams.

Chapter seven summarizes the measurements and results used to calculate the mass balance of the southern part of the Ronne Ice Shelf. Chapter eight closes this study of mass balance problems in Antarctica with conclusion and the outlook for future work.

Kapitel 1

Der antarktische Kontinent

Mehr als 87% des Süßwassers auf der Erde liegen als Eis gebunden in den großen Eisschilden der Antarktis (Abb. 1.1) und Grönland (Meier, 1983). Der antarktische Kontinent mit einer Ausdehnung von ca. 14 Mill. km², was etwa zweimal der Fläche Australiens entspricht, umfaßt die weltgrößte zusammenhängende Eisbedeckung und speichert mit über 30 Mill. km³ (Drewry et al., 1982) mehr als 90% (Meier, 1983) des Eisvolumens.

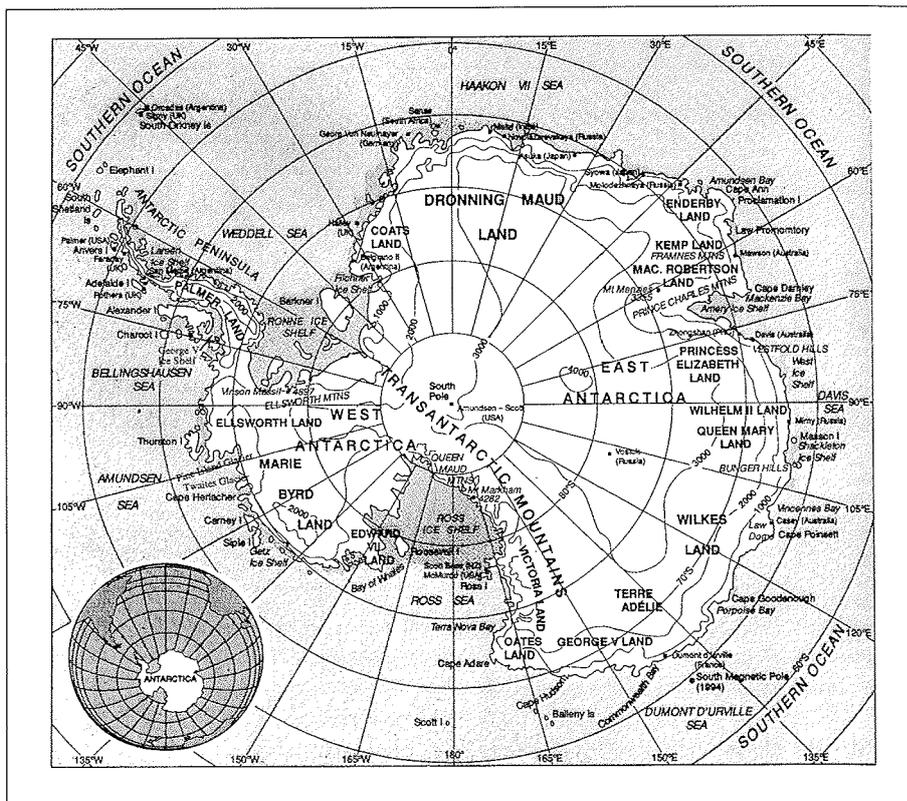


Abbildung 1.1: Übersichtskarte des antarktischen Kontinents mit den wichtigsten geographischen Einheiten. Die Schelfeisgebiete sind in dunkelgrau eingezeichnet. Die schwarzen Vierecke kennzeichnen wissenschaftliche Stationen (nach Crossley (1995)).

Dieses Eis entspricht jedoch nur 1.8% der globalen Wassermassen und ist damit nur ein geringer Anteil im Vergleich zu den 97.6% der Wassermassen der Ozeane. Dennoch hätte ein völliges Abschmelzen des Eisschildes erhebliche Auswirkungen. Alleine der potentielle Anstieg des Meeresspiegels würde 70 Meter betragen (Van der Veen, 1987). Auch wenn solche drastischen Vorgänge nach dem heutigen Kenntnisstand nicht in historischen Zeiträumen stattfinden (Huybrechts, 1993), zeigen zahlreiche Untersuchungen (Oerlemans und Van der Veen, 1984; Bentley und Giovinetto, 1991; Alley und Whillans, 1991), daß der antarktische Eisschild einen wesentlichen Faktor im globalen Klima- und Ökosystem darstellt.

Die Antarktis wird durch das Transantarktische Gebirge in die Ostantarktis und die Westantarktis unterteilt. Sowohl die größte Fläche (mehr als 10 Mill. km²), wie auch den größten Anteil der antarktischen Eismasse von 86%, nimmt die Ostantarktis ein. Sie liegt, wie der Name schon sagt, zum größten Teil in der östlichen Hemisphäre. Ihr Felsuntergrund befindet sich heute durch die Eislast des bis zu 4000 m mächtigen Eisschildes fast überall unter dem Meeresspiegel. Nach einem Abschmelzen der Eismassen und anschließendem isostatischen Ausgleich wäre die Ostantarktis jedoch in weiten Bereichen kontinentales Festland (Abb. 1.2). Kleine Gebiete der Ostantarktis (0.33%) sind heute eisfrei (Drewry et al., 1982; Fox und Cooper, 1994).

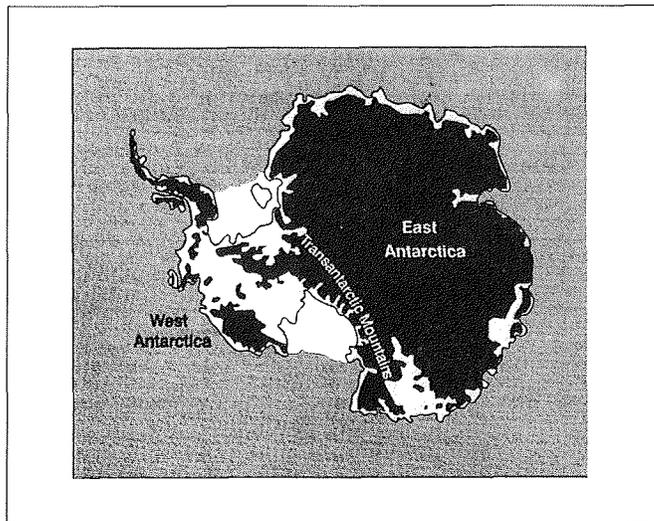


Abbildung 1.2: Basale Niveaus im antarktischen Eisschild. Die dunkelgrauen Flächen erheben sich im eisfreien, isostatisch ausgeglichenen Zustand über den Meeresspiegel. Große Teile der Westantarktis (hellgraue Flächen) bilden dagegen ohne die Auflast der Eisbedeckung den Boden eines flachen Meeresbeckens. Das Ross Ice Shelf und das Filchner-Ronne-Schelfeis sind in weiß eingezeichnet (nach Crossley (1995)).

Der westantarktische Eisschild bildete sich durch abfließendes Eis aus der Ostantarktis, das im heutigen Ellsworth und Marie Byrd Land gründete (Van der Veen, 1987). Der Untergrund der Westantarktis liegt wesentlich tiefer als in der Ostantarktis, so daß weite Bereiche auch im eisfreien, isostatisch ausgeglichenen Zustand

noch unterhalb des Meeresspiegels liegen würden (Abb. 1.2) (Van der Veen, 1987). Eine solche Eismasse wird als „mariner Eisschild“ bezeichnet.

Die direkte Konsequenz dieses tiefliegenden Untergrundes ist die Ausbildung der Schelfeisgebiete. Hierbei handelt es sich um große schwimmende Eisplatten im Ausstrombereich eines Eisschildes. Das Eisschild beginnt aufzuschwimmen, wenn der Untergrund weit genug unter dem Meeresspiegel liegt, so daß das Gewicht der Eisplatte geringer wird als die Auftriebskraft des Meerwassers. Die Übergangslinie zwischen dem gegründeten Eisschild und dem schwimmenden Schelfeis wird als Aufsetzlinie (grounding line) bezeichnet. Bei dem Übergang handelt es sich aber meist nicht um eine klare Linie, sondern durch Tidenbewegung und basale Gleitvorgänge bildet sich vielmehr eine Aufsetzzone heraus. Basale Scherspannungen können vom Eis nicht auf das Wasser übertragen werden und treten daher nicht auf. Es kommt allerdings an der Schelfeisbasis zu Wechselwirkungen mit dem Ozean. Diese Wechselwirkungen von Schmelzen und Wiederanfriern beeinflussen die Massenbilanz und Dynamik der Schelfeisgebiete und führen zur Bildung besonderer Wassermassen.

Fast die gesamte Westantarktis ist von Schelfeisgebieten umgeben und auch in der Ostantarktis existieren meist kleinere Schelfeisgebiete. Insgesamt sind 49% (Fox und Cooper, 1994) des antarktischen Kontinentes von Schelfeisgebieten umgeben. Ein Schelfeis dehnt sich aufgrund seines Eigengewichtes in Richtung Schelfeisfront aus. An der Eisfront können Fließgeschwindigkeiten von mehr als 1000 m/a erreicht werden. Schmelzprozesse an der Front und der Einfluß der Gezeiten und Meeresströmung begrenzen die Stabilität, so daß ihre Ausdehnung beschränkt ist (Van der Veen, 1986). Seitliche Begrenzungen und das Aufliegen des Eises auf Untiefen, sogenannte Eishöcker und Eiskuppeln wirken stabilisierend auf die Schelfeisgebiete. Sie behindern die ungestörte Ausbreitung des Eises und bewirken eine Geschwindigkeitsreduktion und Verdickung im Oberstrom. Bei Eishöckern (ice rumple) fließt das Eis gebremst über den gegründeten Bereich, während sich bei den Eiskuppeln (ice rise) das Eis soweit über das benachbarte Schelfeis erhebt, daß eine eigene Fließdynamik entsteht. Das Schelfeis umfließt die Eiskuppel.

Die Schelfeisgebiete stellen Abflußgebiete des antarktischen Eisschildes dar. Dabei erfolgt dieser Abfluß nicht gleichmäßig über alle Aufsetzonen, sondern der Hauptmassentransport erfolgt in schneller fließenden Eisströmen. Nur geringe Eismengen fließen über passive Ränder mit geringer Geschwindigkeit in das Schelfeis. Neben diesem Eiszufluß aus dem Inland unterliegen die Schelfeisgebiete weiterem Massenzutrag durch Schneefall an der Oberfläche, sowie Akkumulation von marinem Eis an der Eisunterseite. Dagegen kommt es durch Kalben von Eisbergen an der Schelfeiskante und Schmelzen an der Eisunterseite zu einem Massenverlust. Diese Prozesse hängen alle im wesentlichen von klimatischen Parametern wie Niederschlagsmenge, Luft- und Wassertemperatur, sowie Meeresströmungen ab. Der Massenhaushalt eines Schelfeises ist somit ein Indikator für Klimaschwankungen.

Die beiden großen Schelfeisgebiete, das Filchner-Ronne-Schelfeis (507412 km² mit Eiskuppeln) und das Ross-Schelfeis (507727 km² mit Eiskuppeln) (Fox und Cooper, 1994) haben sich in ausgedehnten durch Festland begrenzten Flachseebecken der Westantarktis gebildet. Die seitliche Begrenzung, sowie die Eishöcker und Eiskuppeln liefern die nötige Stabilität. In sie strömen 60% des gesamten antarktischen Eisabflusses aus dem Kontinent (Suyetova, 1966). Dabei drainieren sie nicht nur große Teile der Westantarktis, sondern auch einen erheblichen Anteil der Ostant-

arktis (Drewry, 1983).

Neben den Schelfeisgebieten erfolgt ein direkter Eisabfluß über Eisströme und Auslaßgletscher, die 8.47% (Fox und Cooper, 1994) der antarktischen Küste einnehmen. Diese wechseln sich mit ruhigeren Eisbereichen ab (Paterson, 1994). Ihre hohen Fließgeschwindigkeiten bei gleichzeitig geringer Oberflächenneigung werden von Budd et al. (1984) durch einen hohen Anteil von basalem Gleiten erklärt. Vom westantarktischen Eisschild werden große Teile über den Pine Island Glacier und den Thwaites Glacier direkt in die Amundsensee drainiert (Drewry, 1983).

Die Antarktische Halbinsel bildet mit einer Fläche von 521780 km² (Drewry et al., 1982) die dritte große Einheit der Antarktis. Diese Gebirgskette erstreckt sich als Fortsetzung der Westantarktis in Richtung des südamerikanischen Kontinentes weit über den Polarkreis hinaus (Abb. 1.1). Dynamisch ist sie weitgehend vom westantarktischen Eisschild getrennt (Huybrechts, 1992). Ein Teil ihres Massenflusses erfolgt jedoch in das Ronne Ice Shelf.

Das Klima der Antarktis ist durch niedrige Temperaturen und geringe Niederschläge geprägt. Sowohl Temperatur, wie auch Niederschlag nehmen mit zunehmender Entfernung und damit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel ab (Giovinetto et al., 1990). Ursache dafür ist, daß die feuchtigkeitsbeladenen Luftmassen an den Küsten des antarktischen Kontinents aufsteigen müssen und es damit zu einem typischen Steigungsniederschlag kommt. Einige Bereiche der zentralen Ostantarktis besitzen eine Akkumulation, die kleiner als 2.5 cm/a ist, und können damit als Wüste bezeichnet werden (Van der Veen, 1987). Für die Westantarktis ergibt sich ein ähnliches Bild. Jedoch sind hier die Temperaturen und Niederschläge durch die geringere Höhe und einen stärkeren maritimen Einfluß höher. Auch die Antarktische Halbinsel ist durch ein stark maritimes Klima geprägt.

Von Jacobs et al. (1992) wird eine Akkumulation von 2144 Gt/a für die gesamte Antarktis angegeben. Davon entfallen 35% auf die Schelfeisgebiete, die jedoch nur 11.15% der gesamten Fläche der Antarktis ausmachen.

Kapitel 2

Die Bedeutung des Filchner-Ronne-Schelfeises

Neuste Ergebnisse von Nicholls (1997) zeigen für eine Klimaerwärmung eine Abnahme der basalen Schmelzrate und damit eine Verdickung und Erhöhung der Stabilität des Filchner-Ronne-Schelfeises (Abb. 2.1). Ursache dafür ist eine Verminderung in der Bildung von hochsalinem Schelfwasser (High Salinity Shelf Water, HSSW) aufgrund geringerer Meereisbedeckung (Nicholls, 1997). Bei dieser Wassermasse handelt es sich um relativ warmes, salzreiches Wasser, das aufgrund seiner hohen Dichte unter das Schelfeis fließt und dort die für das Abschmelzen an der Schelfeisunterseite notwendige Energie liefert.

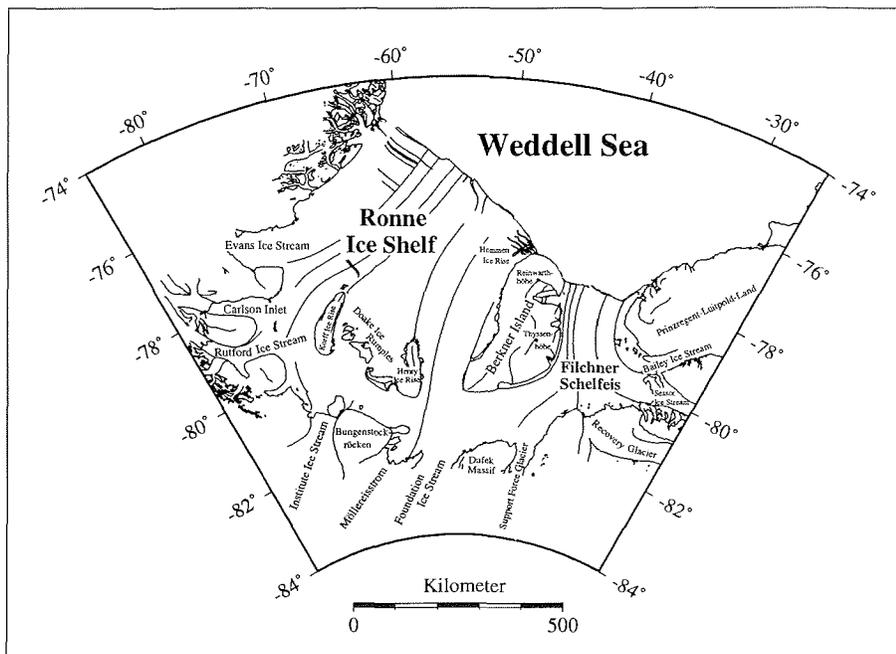


Abbildung 2.1: Übersichtskarte des Filchner-Ronne-Schelfeises mit den wichtigsten geographischen Bezeichnungen.

Die Jahresmitteltemperatur auf dem Filchner-Ronne-Schelfeis liegt noch mehr als 10 °C von der kritischen -5 °C Isotherme entfernt, mit deren südwärtiger Verschiebung die Auflösung einiger Schelfeisgebiete an der Antarktischen Halbinsel (z.B. Wordie Ice Shelf und Larsen Schelfeis) in Verbindung gebracht wird (Vaughan und Doake, 1996). Diese teilweise extrem schnelle Auflösung hatte die Diskussion über die Stabilität des westantarktischen Eisschildes wieder angefacht. Schon seit viele Jahren existieren Theorien über den Zerfall dieses gesamten Eisschildes bei Klimaveränderungen. Das Bild eines potentiell instabilen Eisschildes entwickelte sich in den 70er Jahren (Weertman, 1974; Hughes, 1977; Mercer, 1978; Thomas et al., 1979), ausgehend von Hughes (1973), der aufzeigte, daß sich der westantarktische Eisschild nicht im Gleichgewicht befindet. Auch wenn heute in vielen Arbeiten (Thomas et al., 1979; Budd et al., 1984; Van der Veen, 1985; Van der Veen, 1986; Zwally, 1991; Hindmarsh, 1993) begründet wurde, daß weder die Auflösung der Schelfeisgebiete noch der Zerfall des westantarktischen Eisschildes so schnell (innerhalb weniger Jahrzehnte) von statten geht, wie es von Mercer (1978) vorhergesagt wurde, wird darüber weiterhin intensiv diskutiert. Denn ein Abschmelzen des westantarktischen Eisschildes hätte einen mittleren Anstieg des Meeresspiegels von mehr als fünf Meter zur Folge (Mercer, 1978).

Die beiden großen Schelfeisgebiete (Ross Ice Shelf und Filchner-Ronne-Schelfeis) bilden einen wesentlichen Teil der westantarktische Küste. Durch sie fließt ein großer Anteil des vom Inland kommenden Eises und sie haben durch ihre seitliche Ankopplung an das Festland, sowie Auflagerungspunkte in sehr flachen Gebieten einen stabilisierenden Einfluß auf den Eisschild (Van der Veen, 1986; MacAyeal, 1987; Hindmarsh, 1993). Dabei spielt die Übergangszone vom aufliegenden Eisschild zum schwimmenden Schelfeis eine wesentliche Rolle und zahlreiche Modellstudien beschäftigen sich mit diesem Bereich (Weertman, 1974; Van der Veen, 1985; Herterich, 1987; Barcilon und MacAyeal, 1993; Mayer, 1996).

Im Gegensatz zur Ostantarktis, deren Eisschild durch den engen Schelfsaum in seiner Ausdehnung beschränkt ist, kann das in den flachen Schelfbereichen der Weddell Sea, Amundsen Sea und Ross Sea liegende Eis der Westantarktis sehr flexibel reagieren (Mayer, 1996). Außerdem sind die Reaktionen auf eine Zunahme der Jahresmitteltemperatur zuerst in der wärmeren und niedrigeren Westantarktis zu erwarten. Ihre Massenbilanz ist zudem nicht nur durch die Oberflächenakkumulation und -ablation, sowie durch die Kalbungsrate der Schelfeisgebiete bestimmt. Die durch ozeanische Zirkulation unter dem Schelfeis bewirkten Schmelz- und Akkumulationsvorgänge spielen für die Bilanz eine wichtige Rolle. Der westantarktische Eisschild reagiert wesentlich sensibler auf Klimaänderungen als der ostantarktische, wobei der marine Charakter des Eisschildes einen wichtigen Grund darstellt. Bei Klimaerwärmungen kommt es durch erhöhte Kalbungs- oder basale Schmelzraten zu einem Ausdünnen der Schelfeisgebiete. Die verringerte Mächtigkeit im Aufsetzbereich führt dann durch das steilere Oberflächenprofil zu einer Zunahme des Massentransportes aus dem Eisschild. Damit verringert sich dessen Eismächtigkeit und ein Rückzug der Aufsetzlinie ist die Folge. Bei einem kontinentalen Eisschild, dessen Untergrund im eisfreien Zustand über dem Meeresspiegel liegt, würde wieder ein Gleichgewichtszustand erreicht werden. Dagegen gerät die einwärts wandernde Aufsetzlinie bei einem marinen Eisschild in größere Tiefen, so daß sie weiter zurückweicht. Dies würde im Extremfall zu einem völligen Kollaps des Eisschildes führen. Bei der Migration der Aufsetzlinie eines ungebremsten Schelfeises ist

die Ausdünnung durch den Kriechprozeß, der proportional der vierten Potenz der Eismächtigkeit ist (Weertman, 1974), der wichtigste Faktor (Van der Veen, 1987). Allerdings wirkt dieser Migration der verstärkte Nachschub von Eis aus dem Inland entgegen und es ist bislang nicht geklärt welcher Faktor der dominierendere ist (Van der Veen, 1987). Durch Eishöcker, Eiskuppeln und die Seitenränder eines Schelfeises wird die Kriechrate verringert und so eine rückwirkende Kraft auf den Eisschild erzeugt. Damit hängt der Vorstoß oder Rückzug der Aufsetzlinie nicht nur stark von der Untergrundtopographie ab, sondern auch von der seitlichen Begrenzung des Schelfeises. Diese Dämpfung der Dynamik durch ein vorgelagertes Schelfeis fehlt allerdings bei dem in die Amundsensee abfließenden Eisströmen fast völlig.

Das Filchner-Ronne-Schelfeis (FRIS) ist volumenmäßig mit 352000 km^3 (Drewry et al., 1982), das größte Schelfeis der Antarktis (Abb. 2.1). Es umfaßt ein Gebiet (507412 km^2), welches nur wenig kleiner ist als Frankreich und ist bis zu 2 km mächtig. Es wird durch Berkner Island zweigeteilt, in einen östlichen Teil, das Filchner Schelfeis, und einen westlichen Teil, das Ronne Ice Shelf. 17 % der Akkumulation über dem antarktischen Kontinent bzw. 24 % der Fläche des antarktischen Eisschildes werden über dieses Schelfeis drainiert (Doake, 1985). Dabei fließt in das Ronne Shelf Ice hauptsächlich Eis von dem marinen Eisschild der Westantarktis. Eine Zusammenstellung der Massenbilanzabschätzungen von Swithinbank et al. (1988) (Tab. 2.1) zeigt deutlich die sehr unterschiedlichen Massenbilanzwerte, die bislang für das Filchner-Ronne-Schelfeis ermittelt wurden.

Tabelle 2.1: Bisherige Abschätzungen für den Massenfluß des Filchner-Ronne-Schelfeises nach Swithinbank et al. (1988).

Quelle	Fläche des Schelfeis- Einzugsgebietes [10^3 km^2]	Massenfluß an der Aufsetzlinie [Gt/a]	Akkumulation auf dem Schelfeis (mit Eiskuppeln) [Gt/a]	Massenfluß an der Eiskante [Gt/a]	Schmelzen an der Basis [Gt/a]
McIntyre (1986)	2500	235			
Giovinetto und Bentley (1985)	2810	239	85		
Doake (1985)	3000	466	237	220	483
Radok et al. (1986)	3020	361	67	428	0
Lange (1987)				131	

Von Doake (1985) wird vermutet, daß durch Schmelzprozesse an der Schelfeisunterseite mehr Eis verloren geht, als in das Schelfeis hineinfließt. Danach erreicht kein Inlandeis die Eisfront. Determann und Oerter (1990) geben dagegen 133-151 Gt/a und Jacobs et al. (1992) 202 Gt/a als Gesamtschmelzrate an. In diese Werte geht geschmolzene und anschließend wieder angefrorene Eismasse nicht ein.

Basale Schmelzraten wurden bislang nur in der Nähe der Eisfront (Grosfeld et al., 1992 (1994); Grosfeld und Blindow, 1993; Determann et al., 1990 (1991); Jenkins und Doake, 1991), und im Bereich der Aufsetzlinie des Rutford Ice Streams (Corr et al., 1996; Smith, 1996; Jenkins und Doake, 1991) durch Messungen bestimmt. Für die anderen Eisströme, die in das Filchner-Ronne-Schelfeis fließen, lagen bislang keine Messungen vor. Dabei wurden gerade nahe der Aufsetzlinie, wie auch an der

Eisfront schon von Thomas (1979) große Schmelzraten vermutet. Modellierungen lieferten Ergebnisse für den gesamten Bereich des Schelfeises bzw. entlang ausgesuchter Fließlinien (Bombosch und Jenkins, 1995; Nicholls und Jenkins, 1993; Determann, 1991; Hellmer und Olbers, 1991; Lange und MacAyeal, 1988; Grosfeld et al., 1997). Jedoch sind als Eingabe für die Modellierungen Feldmessungen zur Bestimmung der Eismächtigkeiten, Akkumulationsraten, Fließgeschwindigkeiten und Deformationsraten erforderlich. Gerade im Bereich der Aufsetzlinien werden Daten benötigt, die zur Verbesserung der Massenbilanzabschätzungen beitragen (Swithinbank et al., 1988).

Die Schelfeis-Ozean-Wechselwirkungen an der Eisunterseite beeinflussen die Massenbilanz und Dynamik des Schelfeises und spielen eine große Rolle bei der Bildung des Antarktischen Bodenwassers (Antarctic Bottom Water, AABW) (Jacobs, 1986; Foldvik und Gammelsrød, 1988; Fahrbach, 1993). Von diesem Tiefenwasser, das weit in die nördliche Hemisphäre (bis 53° N) vordringt (Abb.2.2) (Emery und Meincke, 1986), wird nach Carmack und Forster (1975) bis zu 70% in der Weddell Sea gebildet und nur 7% im Ross Meer. Es resultiert aus der Vermischung von hochsalinem Schelfwasser mit dem unter dem Filchner-Ronne-Schelfeis gebildeten Schelfeiswasser (Ice Shelf Water, ISW). Das Antarktische Bodenwasser nimmt etwa 30% des Volumens der Weltmeere ein (Fahrbach, 1993) und ist für deren Belüftung von entscheidender Bedeutung (Nicholls et al., 1991). Insgesamt werden 350 Gt an Schmelzwasser jährlich vom Filchner-Ronne-Schelfeis in den Ozean entlassen (Jenkins, 1992).

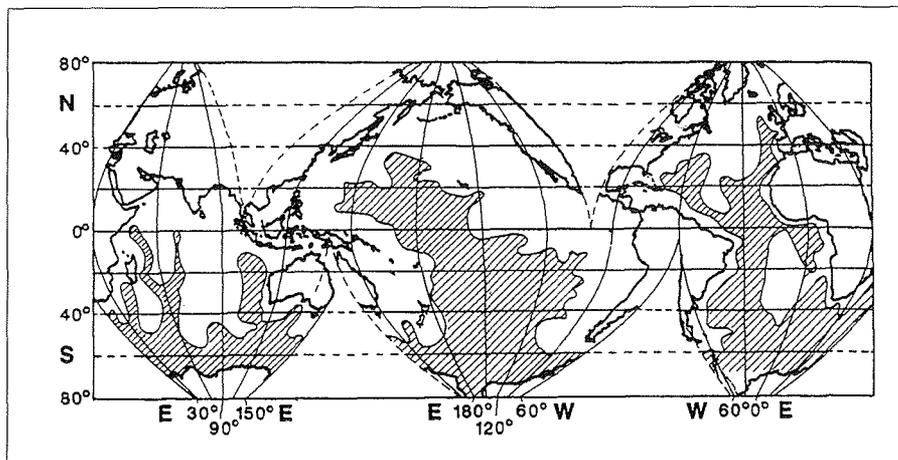


Abbildung 2.2: Die Ausbreitung des Antarktischen Bodenwassers (schraffiert) in der Tiefsee nach Emery und Meincke (1986).

An der Schelfeisunterseite finden nicht nur Schmelzprozesse statt, sondern es kommt auch zur Bildung von marinem Eis. Dieses entsteht durch die Ablagerung und Verdichtung von Eisplättchen an der Schelfeisunterseite. Verantwortlich für die Bildung solcher Eiskörper ist ein thermohalin angetriebener Prozeß, die „Eispumpe“, durch welchen es zum Schmelzen in größeren Tie-

fen und zur Bildung von Eisplättchen in Bereichen geringerer Eismächtigkeit unter dem Schelfeis kommt. Beschrieben wird er erstmals von Lewis und Perkin (1986). Dieses marine Eis beeinflusst ebenfalls die Massenbilanz und Dynamik des Schelfeises (Grosfeld und Thyssen, 1994). Bisher wurden lediglich unter dem Ronne Ice Shelf und dem Amery Ice Shelf mächtige marine Eiskörper unter dem meteorischen Eis gefunden (Engelhardt und Determann, 1987; Oerter et al., 1992; Morgan, 1972). Diese erreichen im zentralen Ronne Ice Shelf eine Mächtigkeit über 350 m (Thyssen, 1988) und für das Amery Schelfeis 158 m (Morgan, 1972). Ein Schelfeismodell von Determann (1991) fordert eine Bildungsrate von $40 \text{ km}^3/\text{a}$ an marinem Eis im zentralen Ronne Ice Shelf, um dieses in einem stationären Zustand (steady state) zu halten. Ein Vergleich dieser Zahl mit einer Oberflächenakkumulation von $90 \text{ km}^3/\text{a}$ für das gesamte Filchner-Ronne-Schelfeis machen die Bedeutung des marinen Eiskörpers für die Massenbilanz und Dynamik des Schelfeises deutlich (Oerter et al., 1992). Neben diesem großen marinen Eiskörper im zentralen Ronne Ice Shelf wurden weitere kleine im westlichen Ronne Ice Shelf (Corr et al., 1995) und im Filchner Schelfeis (Grosfeld et al., 1997) postuliert.

Diese Arbeit soll einen Beitrag zu den fehlenden Massenbilanzgrößen des östlichen Ronne Ice Shelves, insbesondere im Einstrombereich des Foundation Ice Stream liefern. Dieser Eisstrom stellt zusammen mit dem Möllereisstrom den Hauptzufluß für das östliche Ronne Ice Shelf dar. Der Foundation Ice Stream wird von verschiedenen Gebieten der Antarktis gespeist und es lassen sich im wesentlichen ein ost- und ein westantarktischer Anteil unterscheiden. Nach McIntyre (1986) hat der Foundation Ice Stream mit $59 \text{ km}^3/\text{a}$ den größten Massenfluß in das Filchner-Ronne-Schelfeis. Dieser Wert basiert auf Abschätzungen über den Bereich des antarktischen Eisschildes, der von dem Eisstrom drainiert wird und beruht auf den von Drewry et al. (1982) festgelegten Eisscheiden. Direkte Messungen zur Massenbilanzberechnung im Einstromgebiet des Foundation Ice Streams ins Schelfeis wurden erst 1995 während der Filchner-V-Kampagne durchgeführt. Die Messungen (Kap. 4) und daraus abgeleiteten Aussagen (Kap. 5 und 7) werden vorgestellt. Für eine Beurteilung des Massenhaushaltes vom östlichen Ronne Ice Shelf ist unter anderem die Bestimmung der Eismächtigkeiten (Kap. 3) erforderlich. Bisher lagen im südlichen Bereich nur wenige Meßwerte vor (Drewry und Meldrum, 1978; Drewry et al., 1980). In den Jahren 1983-1986 fanden Messungen zur Bestimmung der Eisdicken im zentralen Filchner-Ronne-Schelfeis von der Universität Münster statt (Thyssen, 1988). Aufgrund der eingeschränkten Reichweite der Flugzeuge konnten diese jedoch nicht bis in den Bereich der Aufsetzlinie ausgedehnt werden. Die Eisdicken dienen unter anderem in Verbindung mit den Fließgeschwindigkeiten zur Berechnung des Zustroms vom Inlandeis (Kap. 7). An der Schelfeisunterseite spielen Wechselwirkungen mit dem Ozean eine wesentliche Rolle für den Massenhaushalt des Schelfeises. Daher wird der Bestimmung von basalen Schmelz- bzw. Akkumulationsraten besonderer Raum gewährt (Kap. 6).

Kapitel 3

Aero-EMR-Messungen auf dem Ronne Ice Shelf

Für die Bestimmung der Massenbilanz des Ronne Ice Shelf ist neben der Ermittlung von Akkumulationsraten, Fließgeschwindigkeiten und Deformationsraten das Wissen über die Eismächtigkeitsverteilung des Schelfeises wie auch der einmündenden Eisströme ein wesentlicher Faktor. Für ihre großräumige Bestimmung bietet sich das elektromagnetische Reflexionsverfahren (EMR) an, da dieses aus einem Flugzeug heraus angewendet werden kann und damit große Flächen mit geringem Zeitaufwand kartiert werden können.

Während der Filchner-V-Kampagne 1995 wurden mit Aero-EMR-Messungen die Eismächtigkeiten für den Bereich des östlichen Ronne Ice Shelf bestimmt. Dabei wurde ein Schwerpunkt der Messungen auf den Einstrombereich der drei das zentrale und östliche Ronne Ice Shelf speisenden Eisströme Foundation Ice Stream, Möllereisstrom und Institute Ice Stream gelegt, da in diesem Bereich bisher nur wenige Messungen stattfanden und diese Bereiche für die Massenbilanz und die Dynamik des östlichen Ronne Ice Shelf eine grundlegende Rolle spielen.

Es werden zunächst einige Grundlagen des EMR-Verfahrens erläutert, bevor auf die eigentlichen Messungen, die Bearbeitung und Auswertung der Daten eingegangen wird.

3.1 Grundlagen des EMR-Verfahrens

Das elektromagnetische Reflexionsverfahren fand innerhalb der Glaziologie in den letzten Jahrzehnten eine wichtige Anwendung im Bereich der Bestimmung von Eismächtigkeiten und internen Strukturen der Eisschilde und Schelfeisgebiete (Macqueen, 1988). Es ist sowohl am Boden als auch aus der Luft einsetzbar. Dabei wird von einer Antenne ein elektrischer Impuls ausgesendet, der in den Eiskörper eindringt. An Inhomogenitäten wie etwa an Grenzschichten, an denen sich die elektrische Leitfähigkeit ändert (z.B. dem Übergang vom Eis zum Felsuntergrund) wird das Sendesignal reflektiert. Das zurückkehrende Signal wird an der Empfangsantenne aufgezeichnet.

Das EMR-Verfahren zeichnet sich durch Eindringtiefen von mehreren tausend Metern ins Eis aus. Es spricht auf die Unterschiede in den dielektrischen Eigenschaften und die elektrische Leitfähigkeit des Materials an. Innerhalb der Eissäule werden Kontraste dieser Eigenschaften durch chemische Einlagerungen wie die

Säuren aus Vulkanausbrüchen (Hammer, 1980; Hammer et al., 1980; Hempel, 1994) oder sprunghafte Dichteänderungen hervorgerufen. Diese Einlagerungen sind zwar meist von geringer Dicke, jedoch werden elektromagnetische Wellen gut reflektiert. Aus dem gleichen Grund werden die Wellen am Felsuntergrund und am Übergang vom Eis zum Ozean reflektiert, so daß sich das Verfahren zur Kartierung von Eisdicken anbietet. Schwierigkeiten bereiten allerdings marine Eiskörper, die sich an der Unterseite eines Schelfeises durch anfringendes Meerwasser bilden. Marines Eis absorbiert 0.5 bis 1.0 dB/m der Energie elektromagnetischer Wellen entlang ihres Laufweges. Dagegen werden von dem darüberlagernden meteorischen Eis lediglich 0.02 bis 0.04 dB/m absorbiert (Robin et al., 1983). Eine weitere Problemzone sind Bereiche, in denen ein Wechsel kontinuierlich statt als klar definierte Grenzschicht stattfindet.

Grundlage des Verfahrens ist die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen, die durch die Maxwell'schen Gleichungen beschrieben werden kann:

$$\begin{aligned}
 \nabla \times \vec{E} &= -\mu^* \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = i\omega\mu^* \vec{H} && \text{(Faraday-Gesetz)} \\
 \nabla \times \vec{H} &= \epsilon^* \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = i\omega\epsilon^* \vec{E} && \text{(allgemeine Form des} \\
 &&& \text{Ampère'schen Gesetzes)} \quad (3.1) \\
 \nabla \cdot \vec{H} &= 0 && \text{(Quellenfreiheit des Magnetfeldes)} \\
 \nabla \cdot \vec{E} &= \frac{\rho}{\epsilon^*} && \text{(Coulombgesetz)}
 \end{aligned}$$

Dabei ist \vec{E} das elektrische Feld, \vec{H} das magnetische Feld, ϵ^* die Dielektrizitätskonstante, μ^* die magnetische Permeabilität und ρ die elektrische Ladungsdichte. Die Gleichungen beschreiben die Wechselwirkungen zwischen elektrischen und magnetischen Feldern innerhalb eines Mediums mit bestimmten Materialeigenschaften. Für die Ausbreitung der elektromagnetischen Wellen wird die Quellfreiheit des zu durchlaufenden Mediums angenommen, d. h. $\nabla \cdot \vec{E} = 0$.

Die Theorie des EMR-Verfahrens ist z.B. bei Bogorodsky et al. (1985) beschrieben, die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen bei Jackson (1982), so daß hier nur ein kurzer Überblick gegeben wird.

Die Materialeigenschaften, die sich auf die Ausbreitung der elektromagnetischen Wellen auswirken sind:

1. Die dielektrischen Eigenschaften

Sie werden durch die komplexe Dielektrizitätskonstante:

$$\epsilon^* = \epsilon' - i\epsilon'' = \epsilon_0\epsilon_r' - i\frac{\sigma}{\omega} \quad (3.2)$$

beschrieben. Der Realteil setzt sich aus der Dielektrizitätskonstanten des Vakuums ϵ_0 und der relativen Dielektrizitätskonstanten des Mediums ϵ_r zusammen. In den Imaginärteil geht die elektrische Leitfähigkeit des Materials σ und die Kreisfrequenz ω ein.

Da Eis elektromagnetische Energie absorbiert, ist es einfacher die Form

$$\epsilon^* = \epsilon'(1 - i \tan \delta) \quad (3.3)$$

mit dem Verlustwinkel $\tan \delta = \epsilon''/\epsilon' = \sigma/(\omega\epsilon_0\epsilon_r')$ zu verwenden.

Für die Dämpfung der Wellen ist in erster Linie die elektrische Leitfähigkeit verantwortlich.

2. Die magnetischen Eigenschaften

Sie werden durch die magnetische Permeabilität $\mu^* = \mu_0\mu_r^*$ beschrieben. Für Eis, das nicht magnetisch ist, ist μ^* gleich der magnetischen Permeabilität im Vakuum μ_0 .

Die Maxwell'schen Gleichungen lassen sich zu Wellengleichungen der Form:

$$\Delta \vec{E} + k^2 \vec{E} = 0 \quad (3.4)$$

$$\Delta \vec{H} + k^2 \vec{H} = 0 \quad (3.5)$$

mit

$$k^2 = \omega^2 \epsilon^* \mu^* = i\omega\mu_0\sigma + \omega^2\mu_0\epsilon' \quad (3.6)$$

umformen.

Eine Lösung der Differentialgleichung 3.4:

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i(kz - \omega t)} \quad (3.7)$$

ist eine harmonische in z-Richtung sich ausbreitende Welle. Dabei beschreibt $i\omega t$ eine stationäre Schwingung und ikz eine gedämpfte Ausbreitung der Welle in $\pm z$ -Richtung. Die komplexe Wellenzahl $k = \beta + i\frac{\alpha}{2}$ wird durch den Dämpfungsfaktor α und den Phasenfaktor β charakterisiert.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle ergibt sich nach:

$$v = \frac{\omega}{\beta} = \frac{c}{\sqrt{\frac{\epsilon_r'}{2}(2 - \tan^2 \delta)}} \approx \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r'}} \quad \text{für } \tan \delta \ll 1 \quad (3.8)$$

Sie hängt demnach von der Lichtgeschwindigkeit c und den dielektrischen Eigenschaften des Materials ab.

Elektromagnetische Wellen werden an Grenzschichten mit unterschiedlichen elektrischen Eigenschaften reflektiert und transmittiert. Der Reflexionskoeffizient ist durch das Amplitudenverhältnis der reflektierten zur einfallenden Welle:

$$r = \frac{E_r}{E_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (3.9)$$

für senkrecht einfallende Wellen gegeben. Analog ergibt sich für den Transmissionskoeffizient:

$$t = \frac{E_t}{E_0} = \frac{2Z_2}{Z_2 + Z_1} \quad (3.10)$$

Dabei ist Z die Impedanz oder der Wellenwiderstand des Mediums, die durch

$$Z = \sqrt{\frac{\mu^*}{\epsilon^*}} \quad (3.11)$$

gegeben ist.

Wenn also im Untergrund Kontraste in der Dielektrizitätskonstanten oder der Leitfähigkeit vorliegen, kommt es zur Reflexion und Brechung der Wellen an solchen Übergängen. Diese Tatsache wird von dem EMR-Verfahren ausgenutzt, und aus den Laufzeiten der reflektierten Signale werden Informationen wie etwa die Eisdicke gewonnen.

3.2 Das Meßsystem

Die Messungen wurden mit einem 1994 fertiggestellten und im Polarflugzeug „Polar 2“, einer Dornier DO 228-100, installierten EMR-System durchgeführt (Abb. 3.1).

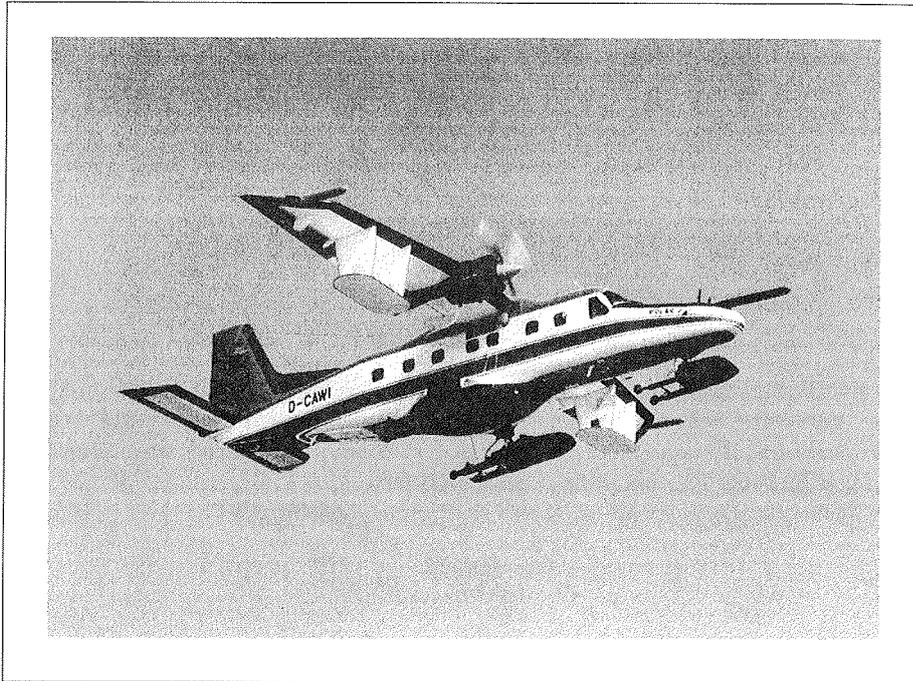


Abbildung 3.1: Das Meßflugzeug Polar 2. Unter jedem Flügel ist eine Antenne zur Abstrahlung bzw. zum Empfang des elektromagnetischen Meßsignals angebracht. Der Kontroll- und Aufzeichnungsrechner befindet sich in der Kabine. An der Seite der Flügelenden und an der Nase des Flugzeuges sind Sensoren für magnetische Messungen angebracht.

Das System, welches in Zusammenarbeit mit der Abteilung HF-Technik der TU Hamburg-Harburg, der Deutschen Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt e.V. (DLR), der Firma aerodata Flugmeßtechnik GmbH am Alfred-Wegener-Institut (AWI) entwickelt wurde, besteht aus einer analogen HF-Komponente (TU Hamburg-Harburg) und dem digitalen Aufzeichnungsgerät (aerodata). Die HF-Komponente ist aus einem Pulsgenerator, einem Burstgenerator, einer Sendestufe aus vier Verstärkern und einer Sendeantenne auf der Sendeseite aufgebaut, sowie der Empfangsantenne, einem Bandpaßfilter, einem Vorverstärker, einem logarithmischen Verstärker und einem Analog-Digital-Wandler auf der Empfangsseite. Eine Zusammenstellung der Systemparameter befindet sich bei Kottmeier (1996).

Das System arbeitet mit einem HF-Burst von 60 oder 600 ns Länge und 150 MHz

Frequenz als Sendesignal. Die empfangenen Signale werden gefiltert und verstärkt, bevor sie durch den logarithmischen Detektor in die Einhüllende des Burstsignals gewandelt werden. Damit wird es zu einem gleichgerichteten Signal, dessen Grundoffset vom Rauschpegel am Eingang des Detektors abhängt. Signale, die diese Schwelle nie überschreiten, können auch durch nachträgliche Bearbeitung nicht sichtbar gemacht werden. Signale, die dagegen zeitweise diese Schwelle überschreiten, können jedoch durch Stapelung gegenüber dem Rauschen verstärkt werden (L. Hempel, pers. Mitteilung).

Danach werden die Signale durch einen Analog-Digital-Wandler mit 75 MHz abgetastet und mit 3 Byte Auflösung über den Bordrechner (aerodata) auf EXABYTE-Magnetbänder im aerodata-eigenen Aufzeichnungsformat aufgezeichnet, sowie ein Ausdruck erzeugt. Die Antennen sind unter den Flügeln montiert (Abb. 3.1). Sie sind vom Typ Short-Backfire und haben einen Antennengewinn von ca. 13 dB. Die maximale Sendeleistung beträgt ca. 1.6 kW. Die horizontale Auflösung beträgt bei einer Fluggeschwindigkeit von 130 kn 3.25 m. Die vertikale Auflösung hängt von der Länge des erzeugten Bursts ab und ist bei einer Burstlänge von 60 ns ca. 5 m, bei einem 600 ns Burst ca. 50 m. Die Aufzeichnungsrate beträgt 20 Hz. Für die Positionsbestimmung stehen drei verschiedene Systeme zur Verfügung:

INS (Inertial Navigation System), welches mit einem Laserkreisel arbeitet;

GNS-X (Global Navigation System), benutzt verschiedene Systeme wie GPS, INS und OMEGA;

GPS (Global Positioning System), nutzt Satellitensignale.

Die daraus ermittelten Koordinaten werden mit den einzelnen Spuren abgespeichert und stehen später für die Geokodierung zur Verfügung. Die Höhenbestimmung wird mit einem barometrischen Altimeter durchgeführt und ebenfalls mit den Spuren abgespeichert.

3.3 Das Meßgebiet

Während der Filchner-V-Kampagne wurden mit Hilfe der an Bord des Flugzeuges POLAR 2 installierten EMR-Anlage auf dem östlichen Ronne Ice Shelf etwa 10000 km EMR-Profil zur Erkundung der Eismächtigkeiten und internen Strukturen des Schelfeises gemessen (Abb. 3.2).

Dabei wurde als Ausgangsbasis für den nördlichen Bereich die Filchner Station genutzt. Im Süden diente das während dieser Kampagne eingerichtete Basislager im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream (siehe Kapitel 4) als Ausgangspunkt für Meßflüge über den Foundation Ice Stream, Möllereisstrom und Institute Ice Stream. Das Fugraster wurde so angelegt, daß der Foundation Ice Stream und Möllereisstrom in ihrem Aufsetzbereich gut abgedeckt und der Institute Ice Stream mit geringerer Dichte erfaßt wurde. Außerdem wurden Meßflüge parallel zur Fließrichtung über die Aufsetzlinien der Eisströme gelegt. Südlich des Basislagers wurden keine Querprofile mehr über den Foundation Ice Stream geflogen, da man davon ausging, daß dieser Bereich schon auf dem Untergrund aufliegt und die Gesamtflugzeit aus logistischen Gründen beschränkt bleiben mußte (siehe Kapitel 5).

Im Norden des Ronne Ice Shelves wurde ein Raster über dem östlichen Teil vermessen. Ein Profil wurde von der Filchner Station über Berkner Island bis zum Dufek Massif und zurück über das Schelfeis geflogen. Somit liegen zwei Meßprofile über dem Zustromgebiet vom Ronne Ice Shelf zum Filchner Schelfeis vor.

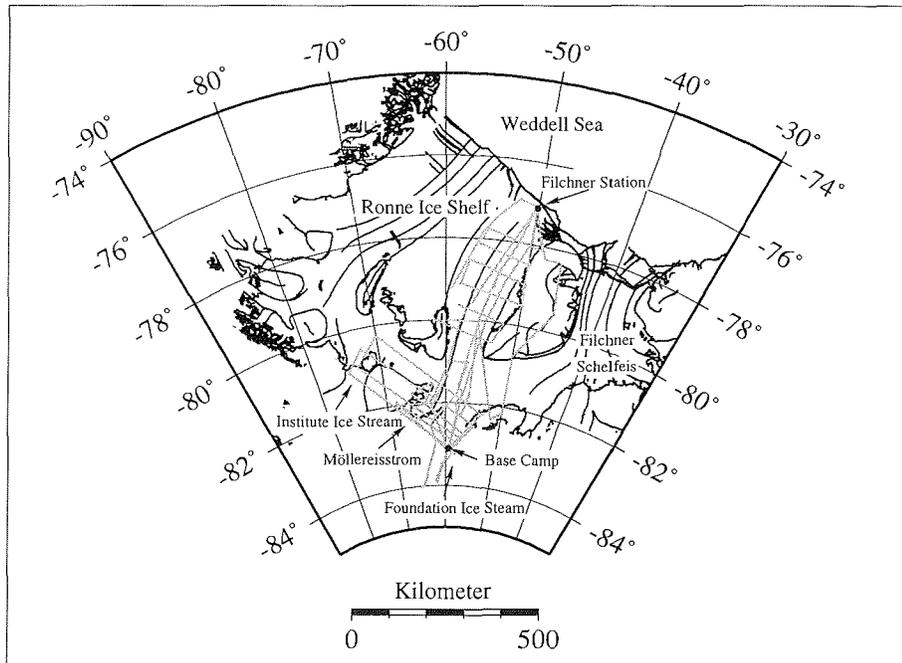


Abbildung 3.2: Karte vom Filchner-Ronne-Schelfeis. In hellgrau sind die während der Filchner-V-Kampagne 1995 gemessenen EMR-Flugprofile eingetragen.

Auf den südlichen Profile der Meßkampagne 1995 mußte oftmals auf den langen Burst von 600 ns umgeschaltet werden, da damit eine größere Eindringtiefe erreicht wird und die Reflexionen von der Eisunterseite des über 2400 m dicken Eises registriert werden konnten. Es wurde bisher mit diesem System eine maximale Eindringtiefe von 3400 m bei Messungen auf Grönland erreicht (H. Miller, pers. Mitteilung).

3.4 Die Datenbearbeitung

Die Bearbeitung der Daten erfolgte mit einem Softwarepaket zur Bearbeitung von seismischen Messungen (DISCO). Das gleichgerichtete Hüllkurvensignal, das von der Meßanlage aufgezeichnet wird, wird für die Bearbeitung in eine waveletähnliche Form gebracht. Dies geschieht durch die Filterung der Originaldaten, wobei die zeitliche Ableitung des Meßsignals produziert. Danach werden die in der Seismik üblichen Methoden auf die in verschiedene Profile zerlegten Meßflüge angewendet.

Bearbeitungsschema:

1. Lesen der Originalbänder und Konvertieren auf ein DISCO-lesbares Band
Als erster Schritt der Datenbearbeitung erfolgt die Konvertierung der in aerodata-Format beschriebenen Bänder in ein für DISCO lesbares Format und

Ab speichern auf einem neuen Band. Damit stehen die kompletten unbearbeiteten Bänder im DISCO-Format zur Verfügung. Außerdem wurde gleichzeitig eine 10fache Stapelung der Daten vorgenommen, um kleine Signale zu verstärken und die Datenmenge zu reduzieren. Desweiteren wurden die Navigationsdaten gelesen und in einem File abgelegt.

2. Anwendung eines Differentiationsfilters

Die Daten werden gefiltert, um das Hüllkurvensignal in eine waveletähnliche Form zu bringen. Dazu wird die diskretisierte zeitliche Ableitung :

$$\dot{U}(t_i) = \frac{U(t_{i+1}) - U(t_{i-1})}{t_{i+1} - t_{i-1}} \quad (3.12)$$

des Signals mittels eines Differentiationsfilters gebildet. Die im Nenner auftretende Zeitdifferenz $t_{i+1} - t_{i-1}$ wird, da es sich nur um einen für alle Messungen gleichen Normierungsfaktor handelt, nicht berücksichtigt. Die Differentiation hebt die Flanken des logarithmischen Signals hervor, da es einer extremen Hochpaßfilterung gleich kommt. Die positiven Flanken entsprechen dabei den Reflexionseinsätzen (L. Hempel, pers. Mitteilung).

3. Mute

Am Ende der Spuren können durch ein Ende der analogen Aufzeichnung vor dem Ende der digitalen Abtastung große Schaltflanken auftreten, die für nachfolgende Filter störend wirken. Daher werden diese Flanken ausgeblendet.

4. Filterung

Um hochfrequente Störungen, die durch die Differentiation entstehen zu unterdrücken, wurden die Daten mit einem Tiefpaßfilter oder ein Butterworthfilter gefiltert. Damit wurden alle Frequenzen oberhalb von 15 MHz unterdrückt.

5. Anwendung einer Automatischen Amplitudenskalierung AGC

Durch die Anwendung einer AGC wurden die Amplituden skaliert und damit die zeitlich späteren und schwächeren Reflexionen verstärkt.

6. Statische Korrektur

Anschließend wurde eine statische Korrektur mit Hilfe der barometrischen Höheninformation durchgeführt. Damit wurden die Spuren zeitlich so verschoben, als wäre die Messung mit einer konstanten Flughöhe von 3000 m (h_{level}) gemacht worden. Die Oberflächentopographie wird so korrekt wiedergegeben, was bei häufigen Steig- und Sinkflügen z.B. über Berkner Island sehr hilfreich ist. Der Korrekturbetrag berechnet sich aus :

$$t_{korr} = -2 \frac{h_{baro} - h_{level}}{c} \quad , \quad (3.13)$$

wobei h_{baro} die barometrisch bestimmte Höhe und c die Lichtgeschwindigkeit sind.

3.5 Die Bestimmung der Eismächtigkeiten

Die Eismächtigkeiten können aus den Laufzeiten für die reflektierte Welle von der Eisoberfläche und der Eisunterseite unter Annahme einer mittleren Ausbreitungs-

geschwindigkeit von elektromagnetischen Wellen im Eis bestimmt werden:

$$Eisdicke = \frac{(t_2 - t_1) \cdot v_{Eis}}{2} + \Delta z_{Firn} \quad . \quad (3.14)$$

Dabei geben t_1 und t_2 die Reflexionszeiten für die Eisoberfläche und die Eisunterseite an. Die Geschwindigkeitszunahme im Firn wird dabei durch eine konstante Firnkorrektur Δz berücksichtigt. Der Faktor 2 kommt durch die Zweiweglaufzeit der Signale zustande.

Für die Bestimmung der Eisdicken wurden die Reflexionszeiten für die Eisoberfläche und die Eisunterseite interaktiv am Bildschirm „gepickt“ und aus diesen dann nach der obigen Formel die Eisdicke bestimmt. Dabei wurde für die Geschwindigkeit in Eis $168 \text{ m}/\mu\text{s}$ verwendet (Bogorodsky et al., 1985; Blindow, 1994). Für die Firnkorrektur wurde aus der Dichte des Bohrkerns B15 ($77^\circ 56' \text{ S}$, $55^\circ 56' \text{ W}$) (Oerter et al., 1994) unter Anwendung von Looyenga's Mischungsformel (1965) ein Korrekturwert ermittelt.

Die Positionen der Meßpunkte stammen aus in den Headereinträgen abgelegten GPS-Koordinaten.

Die Genauigkeit der Geschwindigkeit beträgt $\pm 1 \text{ m}/\mu\text{s}$ (Blindow, 1994). Damit ergibt sich bei einer Eismächtigkeit von 1500 m ein Fehler von 9 m . Der Fehler bei der Firnkorrektur wird mit $\pm 5 \text{ m}$ abgeschätzt (Retzlaff et al., 1993). Hinzu kommen die Ungenauigkeiten beim Bestimmen der Reflexionszeiten, die sehr stark mit der Art der Reflexion variieren, d.h. ob zum Beispiel Diffraktionshyperbeln durch eine raue Eisunterseite vorliegen. Damit läßt sich der Gesamtfehler zu $\pm 20 \text{ m}$ abschätzen.

3.5.1 Die Bestimmung der Firnkorrektur

Nach Looyenga (1965) gilt für die Dielektrizitätskonstante ϵ'_r eines aus zwei Stoffen bestehenden heterogenen Mediums:

$$\epsilon'_r = \left[V_2 \cdot \left(\sqrt[3]{\epsilon'_{r_2}} - \sqrt[3]{\epsilon'_{r_1}} \right) + \sqrt[3]{\epsilon'_{r_1}} \right]^3 \quad . \quad (3.15)$$

In die Formel gehen die beiden Dielektrizitätskonstanten der Medien (ϵ_{r_1} , ϵ_{r_2}), sowie der Volumenanteil V_2 des Mediums 2 an dem Gesamtvolumen ein. Einsetzen der Dielektrizitätskonstanten $\epsilon'_{r_1} = 1$ für Luft und $V_2 = \rho_{Eis}/\rho_0$ mit $\rho_0 = 0.917 \text{ g}/\text{cm}^3$ als Dichte von reinem Eis (Robin, 1975) liefert:

$$\sqrt[3]{\epsilon'_r} - 1 = \frac{\rho}{\rho_0} \left(\sqrt[3]{\epsilon'_{r_2}} - 1 \right) \quad . \quad (3.16)$$

Da nun die dielektrische Konstante mit der Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen verknüpft ist (siehe Kapitel 3.1), läßt sich aus der Dichte die Geschwindigkeit für das Medium bestimmen. Dabei handelt es sich um die Intervallgeschwindigkeiten. Für die Bestimmung der Abweichung in der Eisdicke bei der Verwendung der Ausbreitungsgeschwindigkeit für reines Eis über die gesamte Schnee-Firn-Eissäule, werden diese Intervallgeschwindigkeiten in RMS-Geschwindigkeiten (root mean square velocity) mit:

$$v_{rms} = \left[\left(\sum_i v_{int}^2 t_i \right) / \left(\sum_i t_i \right) \right]^{1/2} \quad (3.17)$$

umgerechnet. Schließlich werden die Abweichungen in der Eisdicke bestimmt, wenn man für die Berechnung die Ausbreitungsgeschwindigkeit für reines Eis statt dieser Geschwindigkeiten verwendet.

Abbildung 3.3 zeigt die Dichte für den Kern B15 und die daraus nach Looyenga umgerechneten Geschwindigkeiten.

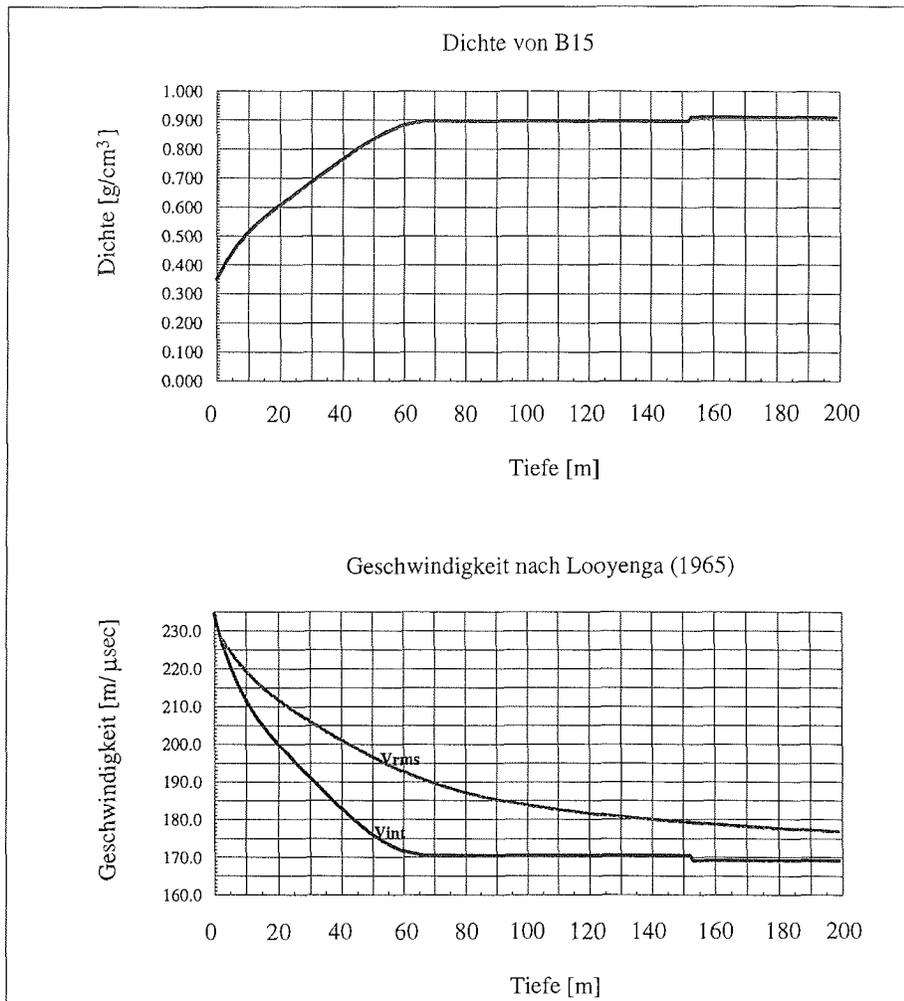


Abbildung 3.3: Dichteverteilung aus dem Bohrkern B15 (Oerter et al., 1994) und die daraus nach Looyenga (1965) ermittelten Intervallgeschwindigkeiten sowie die umgerechneten RMS-Geschwindigkeiten

Die Dichte steigt von 0.314 g/cm^3 an der Oberfläche bis zu einem Wert von 0.896 g/cm^3 bei einer Tiefe von 72 m an. Dieser Wert bleibt konstant bis zum Übergang von meteorischem zu marinem Eis in einer Tiefe von 153 m. Dort beträgt die Dichte 0.911 g/cm^3 (Oerter et al., 1994). Die Geschwindigkeitsdarstellung zeigt,

daß die Intervallgeschwindigkeit von $235 \text{ m}/\mu\text{s}$ auf $170 \text{ m}/\mu\text{s}$ abfällt. Beim Übergang zum marinen Eis ist ein Sprung auf $168 \text{ m}/\mu\text{s}$ zu erkennen. Mit Hilfe dieser Werte wurde ein Korrekturwert von 10 m für die Daten bestimmt.

3.6 Die meteorischen Eismächtigkeiten

Bei den nach dem oben beschriebenen Verfahren bestimmten Eismächtigkeiten handelt es sich um die Dicke des meteorischen Eises des Ronne Ice Shelves. Durch die erhöhte Absorption der Energie elektromagnetischen Wellen in marinem Eis, werden meist keine Reflexion von der Unterseite des marinen Eises empfangen (Robin et al., 1983). Abbildung 3.4 zeigt die aus den Daten ermittelte meteorische Eismächtigkeitsverteilung für das östliche Ronne Ice Shelf. Für die Karte wurde auf die Darstellung sehr kleinräumiger Strukturen wie etwa im Aufsetzbereich des Foundation Ice Stream der Übersichtlichkeit wegen verzichtet. Diese werden in Kapitel 3.7.1 behandelt. Berkner Island wurde aus der Darstellung heraus genommen, da nur ein einziges Profil darüber verläuft. Die Lage der einzelnen bestimmten Eismächtigkeiten sind als Punkte in die Karte eingetragen.

Die Eismächtigkeiten steigen von Werten zwischen $200 - 300 \text{ m}$ an der Schelfeiskante bis auf etwa 2200 m im Aufsetzbereich des Foundation Ice Stream an. Der Möllereisstrom westlich davon erreicht dagegen nur Eismächtigkeiten von $1100 - 1200 \text{ m}$ im Bereich der Aufsetzlinie, der Institute Ice Stream $1400 - 1500 \text{ m}$. Im Gebiet südlich von Berkner Island liegen Eismächtigkeiten von mehr als 1000 m vor. Auffällig ist weiterhin die Abnahme der Eisdicken nach Osten für den nördlichen Teil des Ronne Ice Shelves. Hier liegt ein mariner Eiskörper unter dem meteorischen Eis, der im Zentralteil mehr als 350 m Mächtigkeit erreicht (Thyssen et al., 1992 (1993)). Dieser reicht bis in etwa $20 - 30 \text{ km}$ Entfernung von der Schelfeiskante. Die Vorgänge, die zur Bildung des marinen Eiskörpers führen, werden in Kapitel 6 näher beschrieben. Der Bereich am nördlichen Ende von Henry Ice Rise, in dem keine Eisdicken bestimmt werden konnten, wird als Bildungsgebiet von Eisplättchen angesehen. Diese erzeugen einen kontinuierlichen Übergang an der Eisunterseite, so daß es zu keinen Reflexionen kommt.

Zum Vergleich wurden die der topographischen Karte des Meeresbodens und Eisuntergrunds vom Filchner-Ronne-Schelfeis/Weddell Sea (IfAG, 1994) zugrunde liegenden Eismächtigkeiten aus der Datenbank des Britisch Antarctic Surveys (BAS) (Vaughan et al., 1994(1995)) in der gleichen Weise dargestellt. Die Daten lagen bis 82° S gerastert vor. Im Bereich des Foundation Ice Stream wurden 1969-1970 von der National Science Foundation (NSF) und dem Scott Polar Research Institute (SPRI) (Robin, 1990), sowie 1977-1978 und 1978-1979 von NSF, SPRI und der Technischen Universität von Dänemark (Drewry et al., 1980; Drewry und Meldrum, 1978) Aero-EMR-Messungen durchgeführt. Diese Daten liegen als Profile vor. Bei der in Abbildung 3.5 dargestellten Eismächtigkeit handelt es sich um die Gesamteismächtigkeit. Daher zeigt sich hier keine Abnahme der Eismächtigkeit nach Osten. Außerdem wurden die einzelnen Datenpunkte nicht dargestellt, da sonst die Verteilung der Eismächtigkeit nicht mehr erkennbar wäre. Die beiden Eisdickenverteilungen wurden voneinander subtrahiert (Abb. 3.6), um Unterschiede zwischen den beiden Datensätzen deutlich zu machen. Positive Differenzen bedeuten, daß die 1995 ermittelten Eismächtigkeiten geringer sind. Auffällig ist die stark positive Struktur im Nordosten, die aufgrund der unterschiedlichen Datensätze, Gesamteismächtigkeit

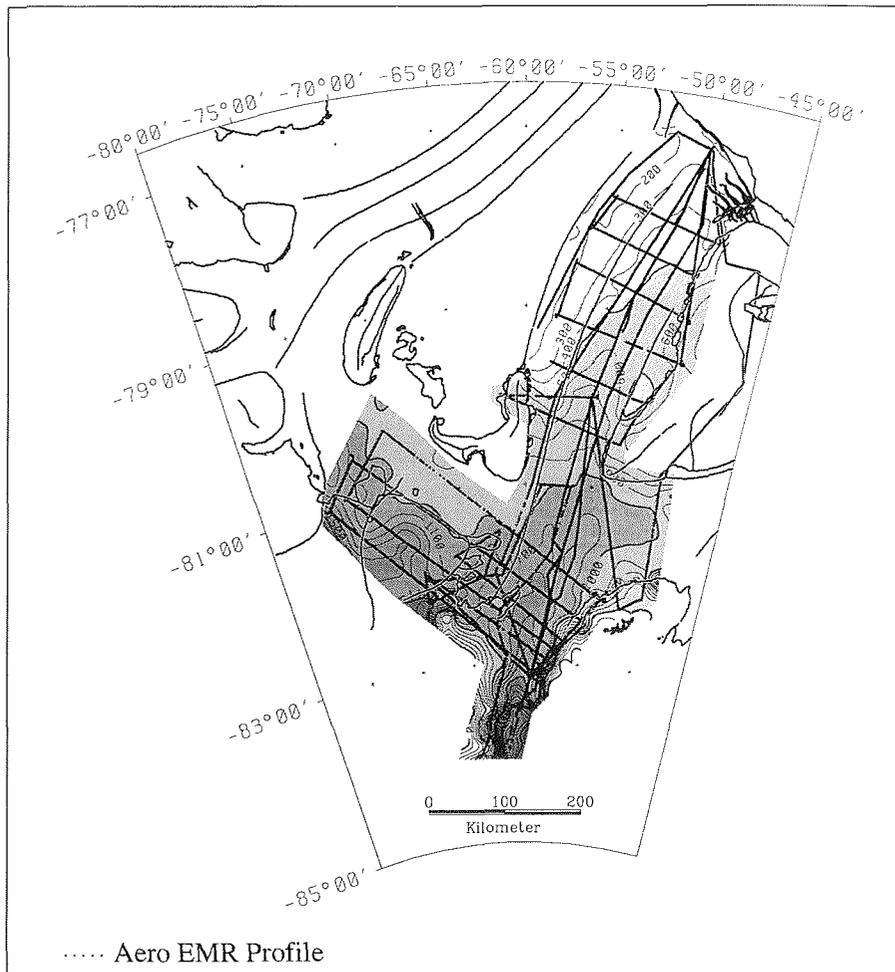


Abbildung 3.4: Aus den EMR-Messungen bestimmte meteorische Eismächtigkeitsverteilung für das östliche Ronne Ice Shelf. Die bestimmten Eisdicken sind als schwarze Punkte dargestellt. Das Isolinienintervall beträgt 100 m.

keit gegenüber meteorischer Eismächtigkeit, zustande kommt. Im Zentralteil stimmen die Eismächtigkeiten sehr gut überein. Größere Abweichungen liegen noch im Bereich nördlich des Dufek Massifs vor, da hier nur wenige Daten von 1978/79 zur Verfügung standen. Dies gilt allgemein für den ganzen südlichen Bereich. Es zeigt sich, daß der Foundation Ice Stream im östlichen Teil viel dünner interpretiert wurde, während für den westlichen Teil, den Möllereisstrom und den Bungenstockkrücken, eine höhere Eismächtigkeit ermittelt wurde. Zwischen Berkner Island und dem Dufek Massif ist die jetzt bestimmte Eisdicke um 50 - 100 m mächtiger als bisher bekannt. Zusammenfassend läßt sich aussagen, daß die Eisdicken in weiten Bereichen gut übereinstimmen und es vor allem in den Bereichen, in denen bislang nur wenige Messungen durchgeführt wurden, größere Abweichungen gibt.

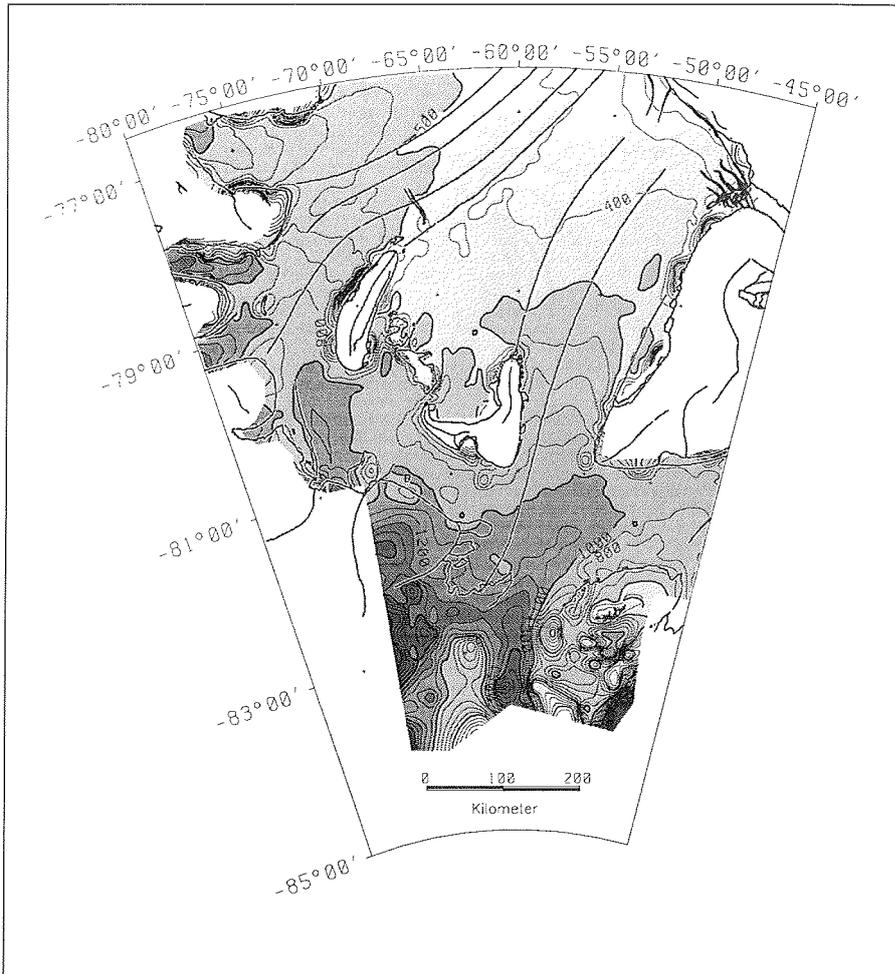


Abbildung 3.5: Eismächtigkeitsverteilung für das Filchner-Ronne-Schelfeis nach bisherigen Daten (nach Vaughan et al. (1994(1995))). Das Isolinienintervall beträgt 100 m.

Während der Feldsaison 1994-1995 wurden vom BAS 152 seismische Sondierungen entlang einer 2300 km langen Traverse im südlichen Teil des Ronne Ice Shelves durchgeführt (Johnson und Smith, 1997). Ein Vergleich der aus diesen Messungen bestimmten Eisdicken mit den aus den EMR-Messungen, zeigt eine sehr gute Übereinstimmung (Abb. 3.7). Dazu wurde in einem Radius von 5 km um die Meßpunkte nach Eismächtigkeiten im eigenen Datensatz gesucht. Die aufgerichteten Dreiecke geben positive Abweichungen, d.h. höhere Werte in dem EMR-Datensatz an. Die maximale Differenz zwischen den beiden Datensätzen beträgt +30 m.

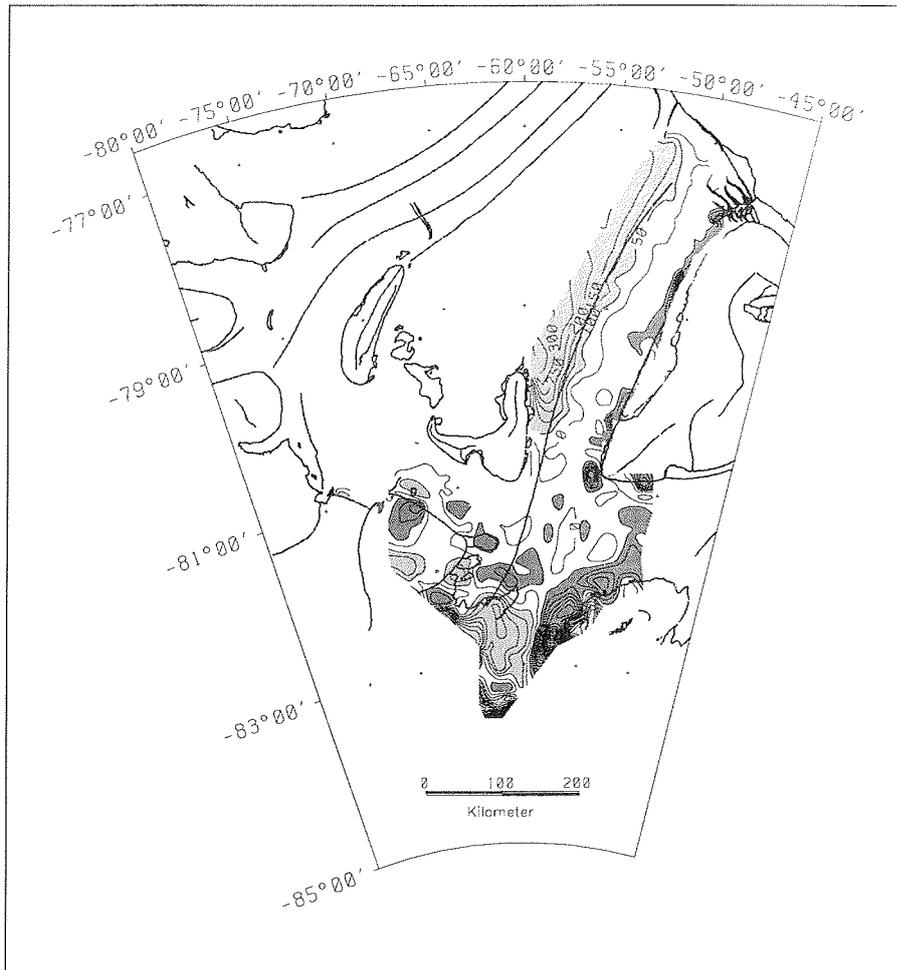


Abbildung 3.6: Differenz zwischen der bisherigen Eismächtigkeitsverteilung und der aus dem EMR Datensatz ermittelten. Das Isolinienintervall beträgt 50 m. Negative Abweichungen bedeuten, daß die jetzt ermittelten Eismächtigkeiten höher liegen. Sie sind in dunkelgrau dargestellt. Positive Abweichungen erscheinen in hellgrau.

3.7 Strukturen aus den EMR-Messungen

In den EMR-Meßprofilen lassen sich verschiedene Reflexionshorizonte sowie unterschiedlicher Erscheinungsformen der einzelnen Reflexionshorizonte erkennen. Die Ursache dafür ist in den unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen sowie der unterschiedlichen Dynamik einzelner Bereiche zu suchen. Einige der Strukturen pausen sich bis zur Oberfläche durch und sind dann auch in Satellitenbildern wieder zu finden.

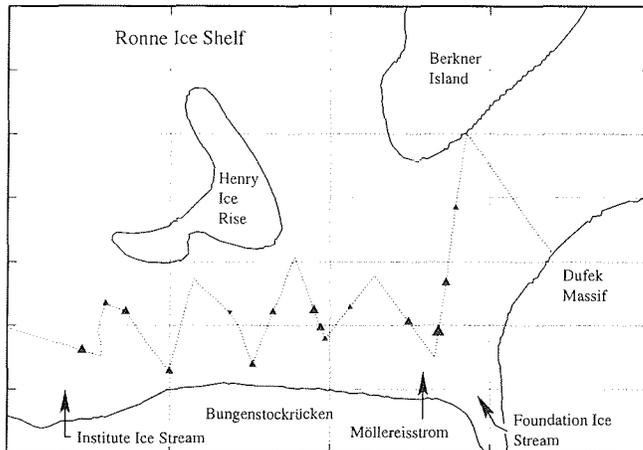


Abbildung 3.7: Differenz der aus den EMR-Daten ermittelten Eismächtigkeiten und der von Johnson und Smith (1997) durch seismische Sondierungen bestimmten Eisdicken. Die aufgerichteten Dreiecke geben positive Abweichungen an, d. h. die aus den EMR-Daten bestimmten Eisdicken sind größer. Eine Kantenlänge von 1 mm entspricht einer Abweichung von 12.5 m in der Eismächtigkeit.

3.7.1 Strukturen an der Schelfeisunterseite

Der Reflexionskoeffizient am Übergang vom Schelfeis zu Meerwasser ist annähernd gleich 1, so daß Unterschiede in den Reflexionsamplituden von der Struktur der Eisunterseite abhängen. Abbildung 3.8 zeigt einen Ausschnitt eines EMR-Profiles in Fließrichtung des Foundation Ice Stream.

Die Daten wurden nach dem oben beschriebenen Verfahren bearbeitet. Der Einsatz von der an der Schelfeisoberfläche reflektierten Welle zeigt sich bei $19 \mu\text{s}$ TWT (Zweiweglaufzeit). Der exakte Einsatz wird dabei durch Analyse der Rohdaten festgelegt. Die Signale vor dem Einsatz dieser ersten reflektierten Welle werden durch das Meßsystem verursacht und wurden ausgeblendet.

Bei dem Einsatz bei $22 \mu\text{s}$ TWT handelt es sich um eine multiple Reflexion zwischen Flugzeug und Eisoberfläche. Diese hat aufgrund der statischen Korrektur nicht die doppelte Laufzeit der Reflexion von der Eisoberfläche. Die an der Eisunterseite reflektierte Welle wurde zwischen $32 \mu\text{s}$ und $33 \mu\text{s}$ TWT registriert. Der Einsatz ist im nördlichen Bereich durch mehrere „Nachschwingungen“ gekennzeichnet. Diese „Nachschwinger“ ergeben sich dadurch, daß das Meßsystem keinen idealen Rechteckimpuls (speziell an der rückseitigen Flanke) abstrahlt. Zudem kommt es auch zum Nachschwingen auf der Antenne. Die Energie ist allerdings sehr klein, so daß sich

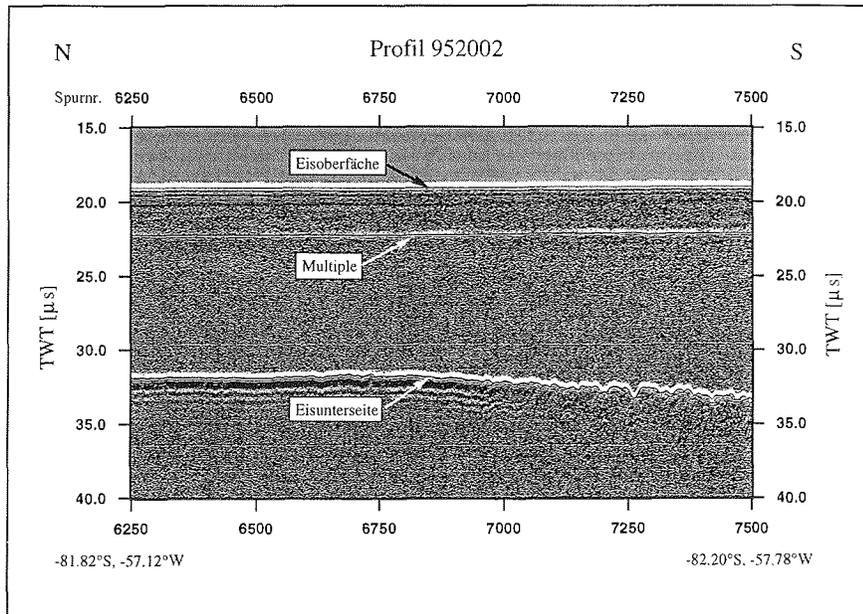


Abbildung 3.8: Ausschnitt des EMR-Meßprofils 952002 von der Filchner Station zum Aufsetzbereich des Foundation Ice Streams.

dieser Effekt nur bei einem sehr guten Reflexionskoeffizienten auswirkt. Daher sind diese Schwingungen bei der stark undulierten Eisunterseite weiter im Süden nicht mehr zu erkennen. Hier zeigen sich allerdings zahlreiche Diffraktionshyperbeln.

Die Reflexion von der Schelfeisunterseite ist in Gebieten, die eine sehr glatte Unterseite aufweisen als starker Reflektor zu erkennen. Im Gegensatz dazu zeigt sich eine wesentlich geringere Amplitude bei Reflexionen vom Übergang Eis-Fels. Die Abbildung 3.9 zeigt ein EMR-Profil südlich von Berkner Island bis in das Dufek Massif. Bei $17.5 \mu\text{s}$ TWT ist der deutliche Einsatz von der Schelfeisunterseite zu erkennen. Der Übergang von schwimmendem Schelfeis zum aufliegenden Eisschild zeigt sich bei Spur 3850. Die Amplitude der Reflexion von der Eisunterseite beträgt auf dem gegründeten Eis noch 6 - 10% der Werte auf dem Schelfeis. Die sehr rauhe Untergrundtopographie verursacht zudem zahlreiche Diffraktionshyperbeln.

Spalten an der Schelfeisunterseite oder an der Oberfläche machen sich ebenfalls durch das Auftreten von Diffraktionshyperbeln in den EMR-Messungen bemerkbar. Abbildung 3.10 zeigt ein EMR-Profil über den Einstrombereich des Institute Ice Streams in das Ronne Ice Shelf.

Im nördlichen Teil ist der starke und ungestörte Einsatz von der Eis/Ozean-Grenze klar zu erkennen. Nach Süden wird er durch Diffraktionshyperbeln gestört, die kurz oberhalb des Einsatzes zu erkennen sind. Hier handelt es sich um Spalten an der Eisunterseite, die wahrscheinlich mit Wasser gefüllt sind, da in diesem Bereich noch Schmelzprozesse an der Schelfeisunterseite stattfinden (siehe Kapitel 6).

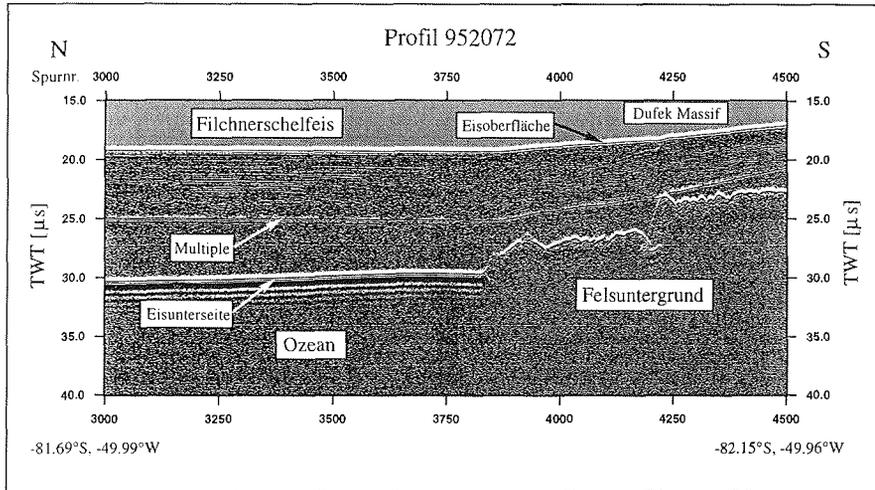


Abbildung 3.9: Ausschnitt des EMR-Messprofils 952072 von Berkner Island ins Dufek Massif. Der Übergang vom Schelfeis zum gegründeten Eis zeigt sich deutlich im Reflexionsmuster bei Spur 3850.

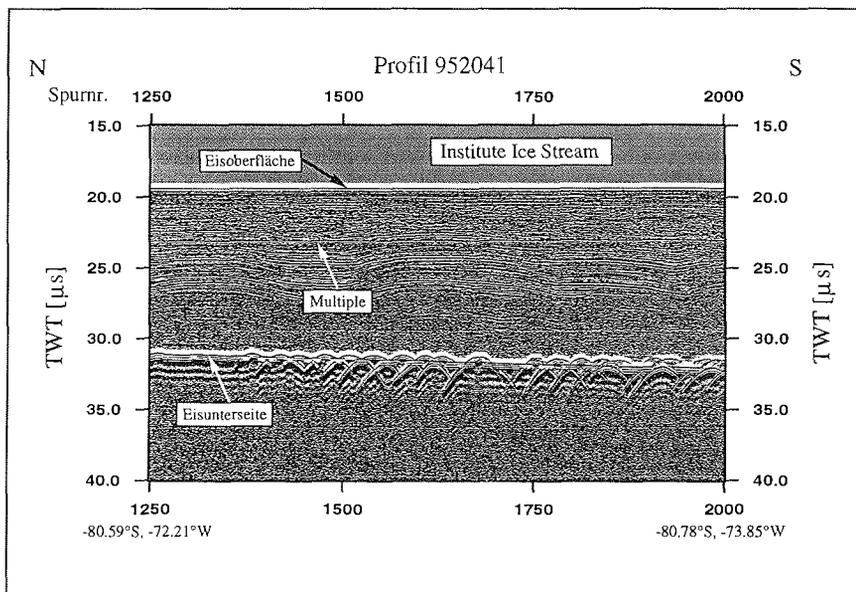


Abbildung 3.10: Ausschnitt des EMR-Messprofils 952041 in Fließrichtung über den Institute Ice Stream. Die Reflexion von der Eisunterseite zeigt deutlich die Diffraktionshyperbeln, die durch Spalten hervorgerufen werden.

Die Reflexion vom Übergang marinen Eis zum Ozean ist nur in wenigen EMR-Profilen zu erkennen. Einsätze von der Eis-Ozean Grenze erhält man deshalb nur bei geringen Mächtigkeiten des marinen Eiskörpers. Abbildung 3.11 zeigt den Übergang zum marinen Eiskörper im Zentralteil des Filchner-Ronne-Schelfeises. Der marine Eiskörper besitzt eine Mächtigkeit von etwa 81 m am Westende des Profils (76.95° S, 52.10° W). 1989/90 fand an B13 (76.98° S, 52.16° W) eine Kern- und Schmelzbohrung statt. Hier wurden 86 m marines Eis unter 153 m mächtigem meteorischen Eis gefunden (Oerter et al., 1992). Die aus den EMR-Messungen und der Bohrung gefundenen Mächtigkeiten stimmen sehr gut überein.

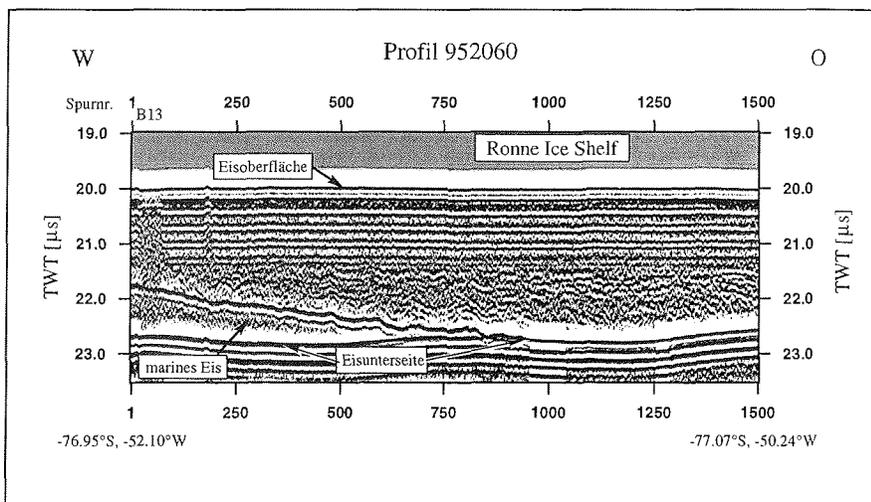


Abbildung 3.11: Ausschnitt des EMR-Meßprofils 952060 von B13 zur Filchner Station. Es zeigt sich im vorderen Profilstück (bis Spur 950) deutlich die Reflexion vom Übergang meteorisches Eis/marines Eis und marines Eis/Ozean. Die Mächtigkeit des marinen Eises verringert sich nach Osten.

3.7.2 Das Einstromgebiet des Foundation Ice Stream

Die EMR-Querprofile über den südlichen Einstrombereich des Foundation Ice Stream zeigen eine sehr rauhe Unterseite des Schelfeises. Einzelne Rinnen erreichen eine Tiefe bis zu 300 m und eine Breite bis zu 5 km gegenüber dem umliegenden Eis. Diese Rinnen lassen sich auf den einzelnen Querprofilen korrelieren. Abbildung 3.12 zeigt die Struktur der Eisunterseite vom Basislager (P 930) nach Norden aus den EMR-Messungen senkrecht zur Fließrichtung. Unter Annahme eines stationären Zustandes werden laterale Eismächtigkeitsänderungen in Fließrichtung erhalten bleiben. Aus diesen Grund wurde eine linienhafte Interpolation verwendet und nicht ein gewöhnliches Interpolationsverfahren, das Punkte in allen Richtung berücksichtigt und nicht die physikalischen Mechanismen, wie den Massentransport in Fließrichtung. In diesem Bereich wurden seismischen Sondierungen durchgeführt, auf welche in Kapitel 4 näher eingegangen wird.

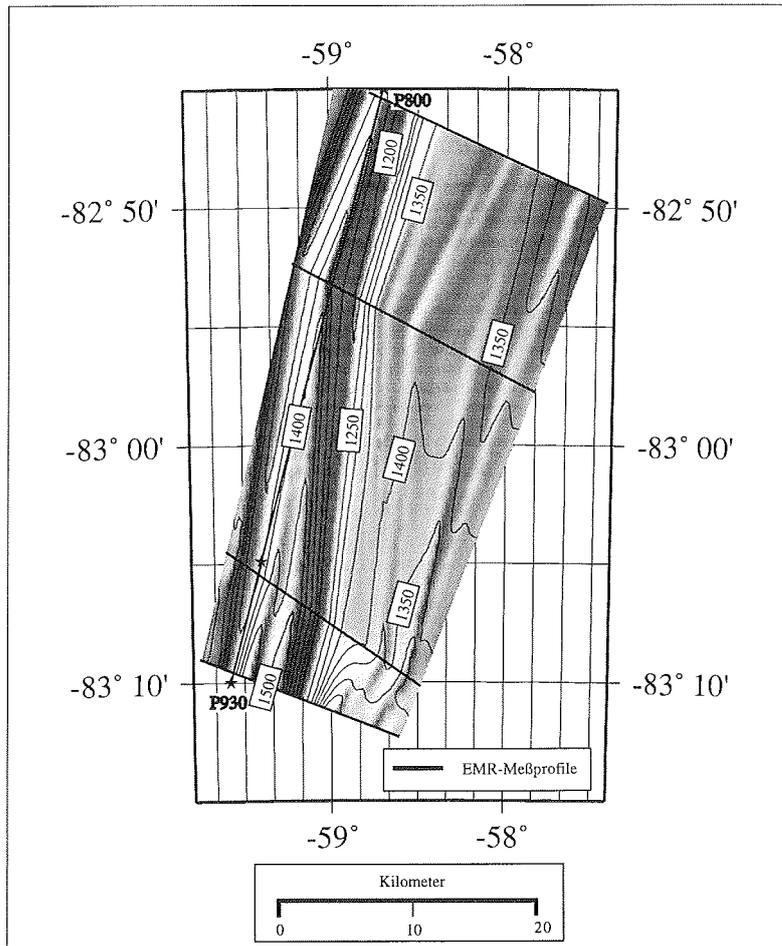


Abbildung 3.12: Strukturen an der Eisunterseite. Der Isolinienabstand der Eismächtigkeit aus den EMR-Querprofilen über den Foundation Ice Stream beträgt 50 m. Die durchgezogene Linie zwischen P 930 und P 800 stellt den nördlichen Teil des Seismikprofils dar.

Der Ausschnitt zeigt, daß diese seismischen Messungen entlang der Linie zwischen P 800 und P 930 nicht exakt der Fließrichtung folgen, sondern solch eine Rinnenstruktur kreuzen. Die Strukturen lassen sich mit den Fließlinien korrelieren, die auf Satellitenbildern (Abb. 3.13) deutlich zu erkennen sind. Der Ursprung für diese Rinnen wird in der Topographie des Untergrundes im gegründeten Teil des Eisstroms, sowie dem Zusammenfluß des Foundation Ice Streams mit dem Academy Glacier vermutet. Die Rinnen verschwinden nach Norden allmählich (Abb. 6.5). Sie werden bei der Bestimmung der Schmelzraten ausgenutzt (siehe Kapitel 6). Solche Rinnen zeigen sich auch bei anderen Eisströmen, wie etwa dem Rutford Ice Stream. Hier erreichen sie ebenfalls Tiefen von bis zu 300 m (Corr et al., 1996).

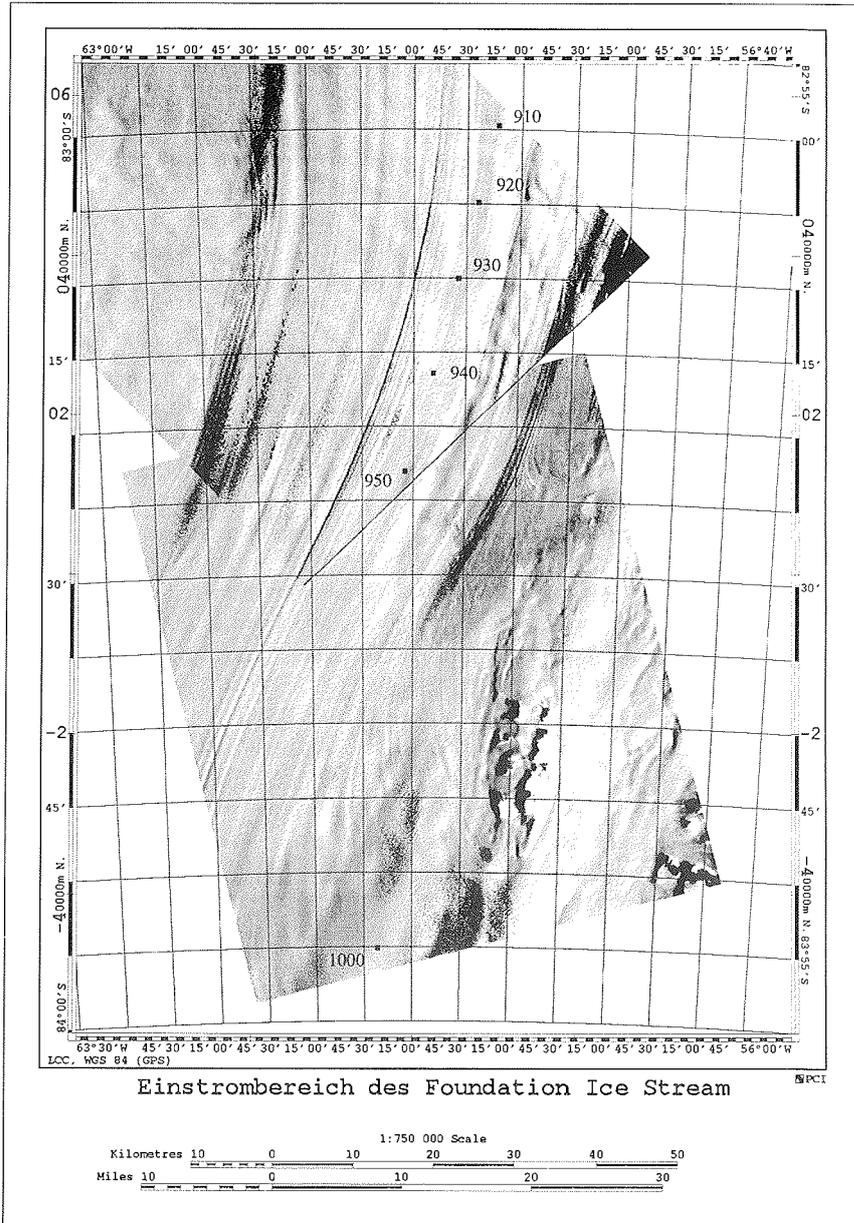


Abbildung 3.13: Darstellung des Einstrombereiches des Foundation Ice Stream durch panchromatische Satellitenbilddaten der SPOT Serie. Die Geokodierung durch Paßpunkte und Orbitinformationen weist eine Lagegenauigkeit von 300 m aus. Zur besseren Darstellung der Oberflächenstrukturen wurden die Daten (10 bzw. 20 m Auflösung) radiometrisch korrigiert. Die Punkte kennzeichnen die Positionen, an denen geophysikalische, glaziologische und geodätische Messungen 1995 durchgeführt wurden (F. Jung-Rothenhäusler, pers. Mitteilung).

3.7.3 Der Bereich der Scherungszone östlich von Berkner Island

Der größte Teil des vom Foundation Ice Stream und Möllereisstrom in das Ronne Ice Shelf transportierte Eis fließt zwischen Berkner Island und Henry Ice Rise Richtung Eisfront. An der südwestlichen Ecke von Berkner Island kommt es zur Ausbildung einer starken Scherungszone, da dort die Küste von Berkner Island nach Osten zurückweicht, sich das schnell fließende Eis jedoch nicht so rasch in diese Bucht ausbreiten kann. Dieser Bereich ist in den Satellitenbildern (IfAG, 1993) deutlich durch die Ausbildung einer spaltenreichen Zone erkennbar. Das EMR-Meßprofil 952002 verläuft über dieses Gebiet. Darin zeigen sich zahlreiche Spalten an der Unterseite des Schelfeises (Abb. 3.14).

Der Einsatz $0.8 \mu\text{s}$ vor dem Einsatz der von der Eisunterseite reflektierten Welle kommt durch das Einschalten der Sendeendstufen des Systems vor dem eigentlichen Sendeimpuls zustande. Bei anderen Profilen ist dieser Schaltimpuls durch einen Butterworthfilter unterdrückt worden. Allerdings werden durch diesen Filter auch die Diffraktionshyperbeln abgeschwächt, so daß diese Filterung hier nicht durchgeführt wurde.

Die Bodenspalten zeichnen sich durch Diffraktionshyperbeln sowohl an der Eisunterseite, verursacht durch die Spaltenränder, wie auch innerhalb der Eissäule, verursacht durch die Spaltenspitzen, aus. Im Süden ist der Reflektor der Eisunterseite noch durchgehend zu erkennen. Die dort auftretenden Diffraktionshyperbeln deuten jedoch auf offene, schmale Spalten hin. Berechnungen ihrer Größe aus der oberen Diffraktionshyperbel liefern im Süden Spaltentiefen von bis zu 220 m. Das Profil befindet sich in diesem Bereich am westlichen Rand der Scherungszone. Nach Norden weiten sich die Spalten auf. Dort heben sie sich deutlich durch einen unterbrochenen Reflektor von der Eisunterseite ab. Außerdem sind die dort bis zu 310 m tiefen Spalten auch an der Oberfläche deutlich durch eingesackte Bereiche erkennbar. Zwischen Spur 7300 und 7500 zeigt sich kein Reflektor an der Unterseite und auch innerhalb der Eissäule sind keine Reflexionen erkennbar. Die Oberfläche weist dort eine ausgedehnte Mulde auf. Die Erscheinung läßt sich mit einer Fließlinienstruktur auf dem Satellitenbild (IfAG, 1993) korrelieren. Dort ist die Struktur der Eissäule einschließlich der Eisunterseite durch Scherung wahrscheinlich so zerstört, daß das Signal sehr stark gestreut wird. Diese Streuung ist auch in den Scherungszonen an den Rändern der Eisströme zu beobachten.

3.7.4 Interne Strukturen

Neben diesen besonderen Merkmalen der Reflexionen von der Eisbasis oder der Oberfläche zeigen sich bei den EMR-Messungen auch Reflexionen innerhalb der Eissäule. Diese kommen durch Unterschiede in der Dielektrizitätskonstanten, der Leitfähigkeit oder der Dichte einzelner Horizonte innerhalb des Eises zustande und zeigen einen sehr unterschiedlichen Charakter, anhand dessen z.B. der Übergang vom Eisstrom zum langsam fließenden aufliegenden Eisschild zu erkennen ist.

Abbildung 3.15a zeigt einen Ausschnitt des Querprofils 952023. Rechts befindet sich der Bungenstockrücken, auf dem das Eis aufliegt, links der Institute Ice Stream in einem Bereich, in dem er nicht mehr gegründet ist. Über dem Bungenstockrücken sind deutliche parallel zum Untergrund verlaufende Reflexionshorizonte in den oberen $8.5 \mu\text{s}$ TWT (ca. 725 m) zu erkennen. Darunter befindet sich ein reflexions-

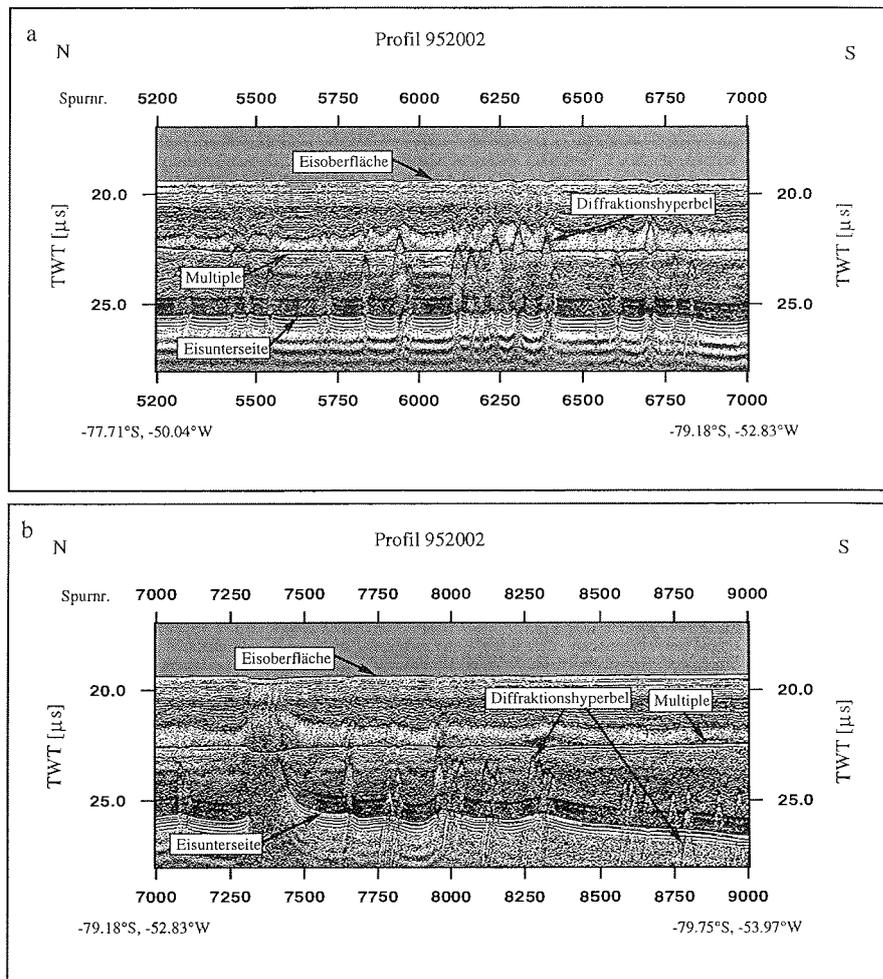


Abbildung 3.14: Ausschnitt aus dem EMR-Meßprofil 952002 über die Scherungszone bei Berkner Island. Teil a zeigt den nördlichen Abschnitt, Teil b den südlich anschließenden.

armer Bereich. Im Institute Ice Stream dagegen zeigen sich nur kurze Bereiche mit sehr welligen Reflexionshorizonten. Der Möllereisstrom und der Foundation Ice Stream zeigen ebenfalls solch ein Reflexionsmuster (Abb. 3.15 b). Dieses kommt durch die starke Deformation des Eises innerhalb des Eisstroms zustande. Im Gegensatz dazu liegen auf dem Bungenstockrücken sehr ruhige Ablagerungsbedingungen für den akkumulierten Schnee vor, so daß die verschiedenen Horizonte erhalten bleiben. Der Übergangsbereich zwischen den Eisströmen und dem Bungenstockrücken ist durch eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Scherungszone gekennzeichnet. Hier sind innerhalb des Eiskörpers keine Reflexionen erkennbar und die Reflexion von der Eisunterseite ist schwächer. Oftmals mußte in diesen Bereichen

während der Messungen auf den langen Impuls umgeschaltet werden, um noch ein Reflexionssignal aufzeichnen zu können. Die Ursache dafür liegt in der starken Deformation der Eisschichten und auch der Unterseite durch die Scherkräfte, die in diesen Bereichen wirken. In dem Beispiel 3.15 ist der Übergang zwischen dem Institute Ice Stream und dem Bungenstockrücken stärker ausgeprägt als der Übergang von dort zum Möllereisstrom.

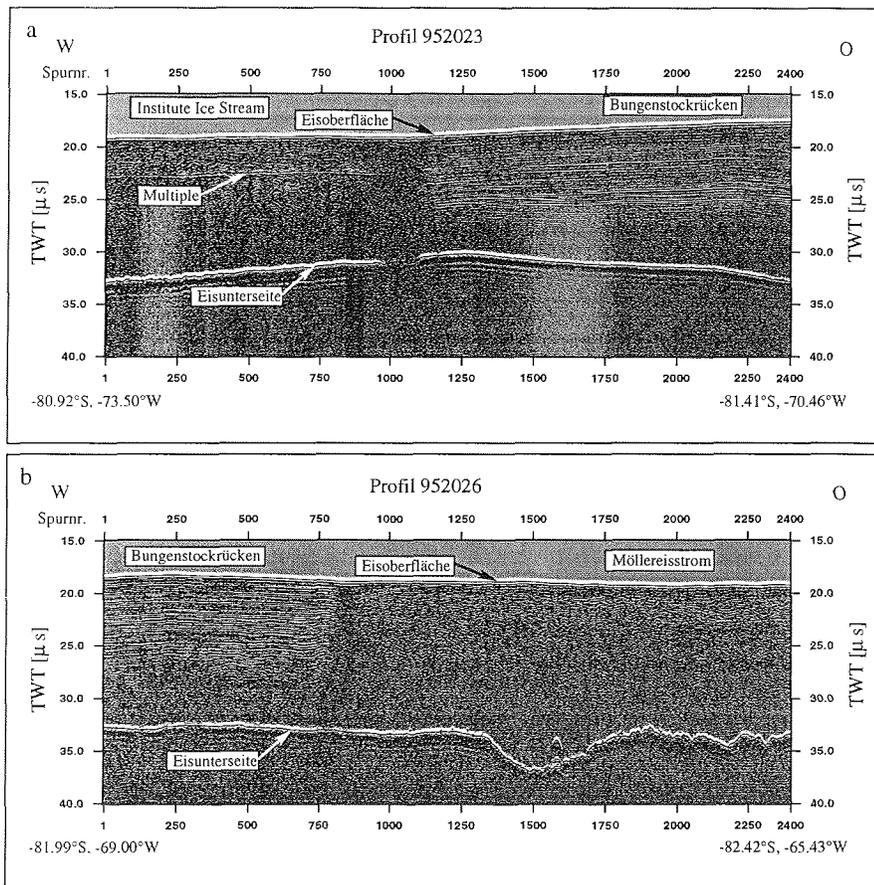


Abbildung 3.15: Ausschnitte von EMR-Meßprofilen vom Übergang zwischen dem Bungenstockrücken zu den Eisströmen. In Teil a ist der Übergang Bungenstockrücken/Institute Ice Stream dargestellt, b zeigt den Übergang Bungenstockrücken/Möllereisstrom.

Ein anderer interner Reflektor zeigt sich auf den Querprofilen 952067-952066, 952064-952061 sowie dem Längsprofil 952002 nördlich von Henry Ice Rise. Er ist durch ein diffuseres Reflexionsmuster gekennzeichnet und liegt im Osten bei Berkner Island tiefer als im Westen. Dort ist er allerdings nur bis zum Beginn des marinen Eiskörpers zu verfolgen. Über diesem Reflektor zeigt sich eine eher horizontale

Schichtung des Eises, im Gegensatz zu den sehr verbogenen Reflektoren in der Eissäule darunter (Abb. 3.16). Auch auf dem EMR-Profil 952072 zwischen Berkner Island und dem Dufek Massif zeigt sich solch ein Reflektor. Da er nicht durch einen scharfen Einsatz gekennzeichnet ist, sondern sich durch ein breiteres Band bemerkbar macht, könnte es sich dabei um einen Reflektor handeln, der durch einen Dichtekontrast in der Eissäule verursacht wird. Eine Vermutung liegt darin, daß sich dieser Horizont in dem Einstrombereich des Foundation Ice Streams durch die starke Spaltenbildung und deren Wiederverfüllung bildet. Seine größere Tiefe in der Nähe Berkner Island käme durch die geringere Fließgeschwindigkeit dort zustande. Allerdings liegen an den Kreuzungspunkten Abweichungen in der Tiefe der Schicht von bis zu 50 m vor. Diese resultieren aus der sehr schwierigen Verfolgung des Reflektors nach Osten. Ein Vergleich der Tiefenlage mit der Tiefe, die durch die Akkumulationsrate berechnet wird unter der Annahme, daß sich der Reflektor an der Aufsetzlinie bildet, liefert eine etwa 50 m geringere Tiefe. Eine eindeutige Aussage läßt sich aufgrund der Abweichungen in der Tiefenlage, sowie der wenigen Akkumulations- und Geschwindigkeitsdaten nicht treffen.

Eine weitere Möglichkeit wäre, daß es sich bei dem Reflektor um eine Infiltrationszone von Sole handelt. Solch ein interner Reflektor ist auch sehr deutlich im Bereich der Scherungszone bei Berkner Island (Abb. 3.14) zu erkennen. Durch die Spalten an der Schelfeisunterseite ist es möglich, daß Meerwasser in das Eis gelangt und sich dort lateral über bis zu 10 km ausbreitet. Allerdings wird von diesen Zonen die Energie elektromagnetischer Wellen sehr stark absorbiert, so daß dort häufig keine Reflexion von der Eisunterseite beobachtet werden kann (Bogorodsky et al., 1985). In Abbildung 3.16 ist allerdings eine deutliche Reflexion der Eisunterseite zu erkennen. Zudem liegt das Profil 952067 über 50 km von der Scherungszone entfernt und eine Infiltration von Sole ist daher schwer zu erklären. Eine ähnliche interne Struktur zeigt sich auch in den Messungen zwischen Berkner Island und dem Dufek Massif.

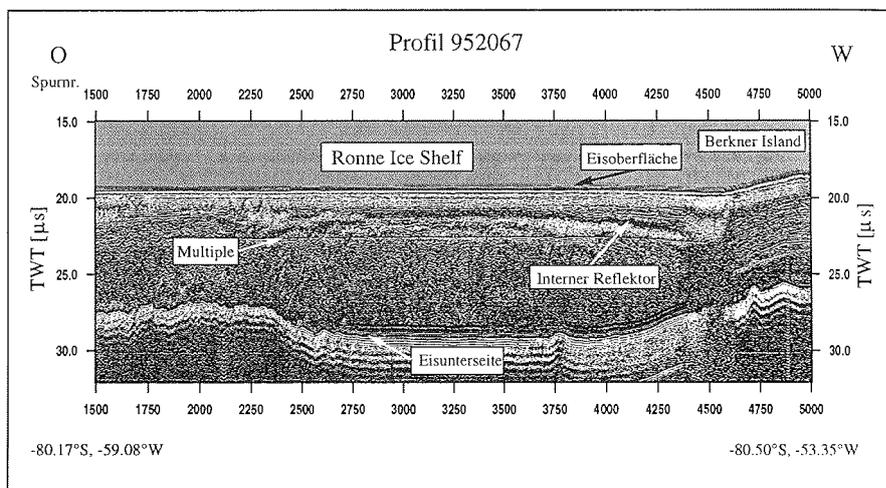


Abbildung 3.16: EMR-Meßprofil 952067 von Henry Ice Rise nach Berkner Island.

3.7.5 Berkner Island

Ein EMR-Meßflug erfolgte von der Filchner Station über die Reinwarthöhe und die Thyssenhöhe in das Dufek Massif (Abb. B.1). Da die über Berkner Island bestimmten Eismächtigkeiten aufgrund dieses Einzelprofils nicht in die Eismächtigkeitskarte eingegangen sind, soll dieses Profil hier gesondert behandelt werden. Das Profil wurde auf eine Flughöhe von 3000 m statisch korrigiert, so daß in den Abbildungen die reale Oberflächentopographie dargestellt ist. Allerdings zeigen sich Sprünge in den Einsätzen beim Umschalten zwischen den verschiedenen Impulslängen. Aus Darstellungsgründen wurde das Profil zweigeteilt. In Abbildung 3.17 ist das Profil von der Filchner Station bis zur Thyssenhöhe dargestellt. Abbildung 3.18 zeigt den Meßflug von der Thyssenhöhe bis ins Dufek Massif.

Es zeigt sich in der Reflexion der Eisunterseite deutlich der Übergang vom Schelfeis, auf dem die Eisunterseite durch einen starken ebenen Reflektor gekennzeichnet ist, zum aufliegenden Eis. Hier wird die Reflexionsamplitude geringer. Außerdem taucht der Reflektor ab und die Oberflächentopographie steigt an. Bereits 20 km bevor der Übergang zu Berkner Island erkennbar ist, liegt das Eis in einem kurzen Bereich auf. Auch hier macht sich dies durch den schwächeren und späteren Einsatz, so wie durch einen Anstieg der Oberfläche bemerkbar. Es handelt es sich um Hemmen Ice Rise.

Die maximalen Eismächtigkeiten betragen 1000 - 1100 m im Bereich der Reinwarth- und Thyssenhöhe. Der Eisschild auf Berkner Island ist durch zahlreiche interne Reflexionshorizonte gekennzeichnet, die in den Bereichen, welche mit dem kurzen Impuls gemessen wurden, sehr deutlich sind. Diese interne Struktur verschwindet allerdings in einer Tiefe von 700 - 800 m.

Der Felsuntergrund von Berkner Island weist verschiedene Besonderheiten auf. Das McCarthy Inlet zeichnet sich durch das Fehlen einer Reflexion von der Grenzfläche Eis-Untergrund aus. In dem Bereich des Inlets steigt der Untergrund zu beiden Seiten um mehrere hundert Meter an. Das Inlet selbst weist steile Flanken und ein Verschwinden der Reflexion auf. Offenbar handelt es sich um eine schluchtartige Vertiefung, die sich auch in der Oberflächentopographie niederschlägt. Am südlichen Ende von Berkner Island zeigt sich ein Trog von etwa 400 m Tiefe und einer Länge von 55 km. Auffällig an dieser Struktur ist der nördliche Übergang zum Schelfeis. Denn hier beträgt die Eismächtigkeit etwa 530 m. Auf dem direkt angrenzenden Schelfeis dagegen beträgt die Eisdicke etwa 860 m. Das Felsbett unter der Eiskappe Berkner Island fällt damit abrupt innerhalb von maximal 1.5 km um mindestens 330 m ab. Da elektromagnetische Wellen an der Schelfeisunterseite fast vollständig reflektiert werden, läßt sich aus den EMR-Messungen nichts über den Untergrund unter dem Schelfeis aussagen.

Der Schelfeisbereich zwischen Berkner Island und dem Dufek Massif zeichnet sich durch eine starke Reflexion und eine ebene Struktur aus. Er erreicht maximale Eismächtigkeiten von etwa 1020 m im zentralen Bereich. Im oberen Bereich ist das Schelfeis strukturiert. Darunter sind keine Reflexionen zu erkennen. Die Ursache dafür liegt darin, daß das ältere Eis im unteren Bereich vom Foundation Ice Stream kommt und im Fließverlauf sich mehrmals verformt hat. Der Übergang zum Dufek Massif zeichnet sich durch zwei Stufen aus und zeigt viele Diffraktionshyperbeln, die durch die rauhe Topographie des Untergrundes hervorgerufen werden. Interne Strukturen sind aufgrund der mit der größeren Neigung verbundenen höheren Fließgeschwindigkeit nicht zu erkennen.

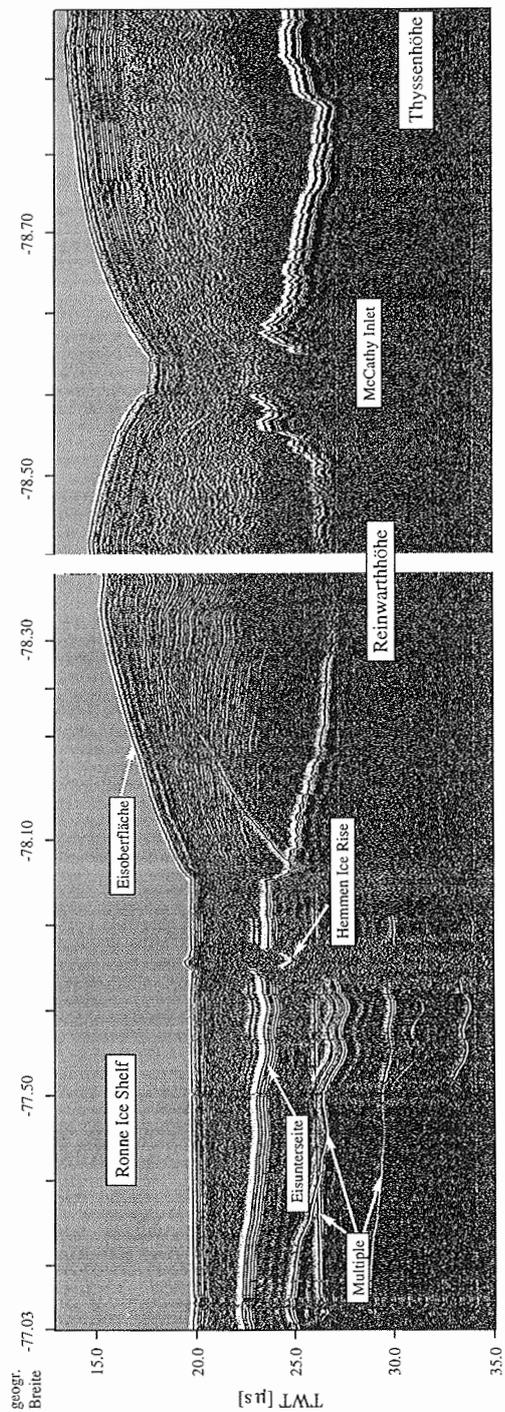


Abbildung 3.17: EMR-Meßflug von der Filchner Station über Hemmen Ice Rise, die Reinwarthöhe und das McCarthy Inlet bis zur Thyssenhöhe.

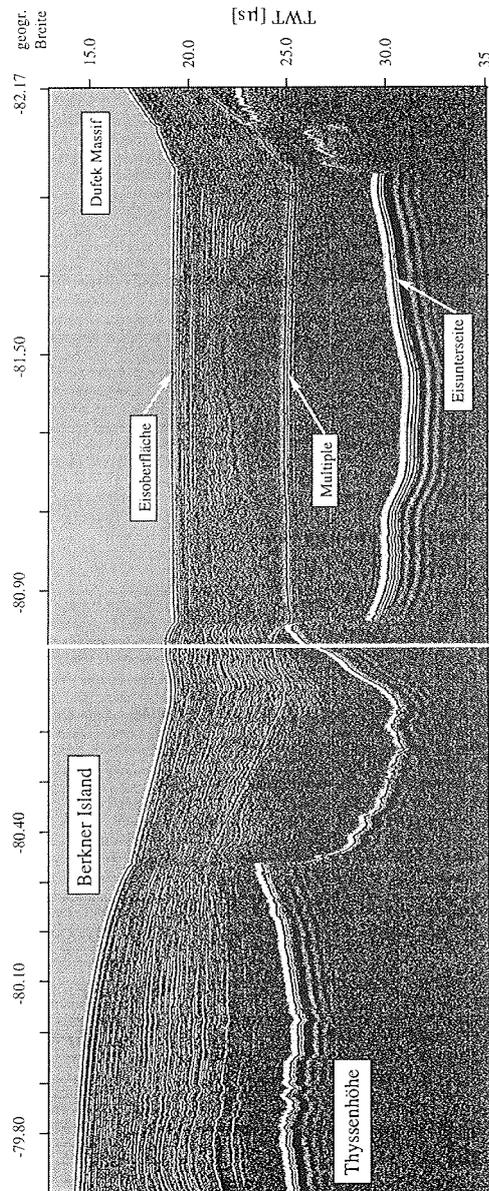


Abbildung 3.18: EMR-Meßflug von der Thyssenhöhe zum Dufek Massif.

Kapitel 4

Glaziologische und geophysikalische Messungen auf dem südlichen Ronne Ice Shelf

Während der Filchner-V-Kampagne wurde auf dem südlichen Ronne Ice Shelf ein umfangreiches glaziologisches, geophysikalisches und geodätisches Meßprogramm durchgeführt. Ziel dieser Untersuchungen war die Bestimmung der Parameter für Massenhaushaltsberechnungen im Bereich der Übergangszone vom Eisstrom zum Schelfeis. Um ein möglichst vollständiges Bild des dynamischen Systems – östliches Ronne Ice Shelf – zu bekommen wurden entlang der Fließlinie bis zum Anstieg des Eisstromes zum Inlandeis Flachbohrungen für die Bestimmung der Akkumulationsraten, sowie der Temperaturverteilung durchgeführt (Jokat und Oerter, 1997). Abbildung 4.1 zeigt die Traversenroute von der Filchner Station bis zum Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream. Im Aufsetzbereich standen für die Durchführung der Feldmessungen 16 Tage zur Verfügung. Die Lokationen der Firnkernbohrungen sind als Kreise eingetragen. Neben dem geophysikalischen und glaziologischen Programm wurden dort GPS-Studien zur Topographie- und Geschwindigkeitsbestimmung, sowie mit Ausnahme von Punkt 1000 und 1100 an verschiedenen Positionen die Oberflächendeformationen bestimmt. Beiderseits der erkundeten Trasse und südlich des Punktes 950 wurde eine Ausdehnung der Untersuchungen durch stark verspaltete Gebiete verhindert.

4.1 Reflexionsseismische Messungen

Die seismischen Tiefensondierungen liefern neben der Eisdicke Aussagen über die Mächtigkeit der Wassersäule sowie die Meeresbodentopographie. Diese sind wichtige Eingangsparameter für Modellierungen, sowohl Modelle zur Schelfeisdynamik als auch Modelle zur Schelfeis-Ozean-Wechselwirkung.

4.1.1 Grundlagen der Reflexionsseismik

Die seismische Methode ist eine der weitverbreitetsten und wichtigsten geophysikalischen Techniken, denn sie besitzt eine hohe Genauigkeit und Auflösung und es werden große Eindringtiefen erreicht. Ihr Hauptanwendungsbereich liegt in der Exploration von Erdöl- und Erdgaslagerstätten. Sie wird jedoch auch bei der

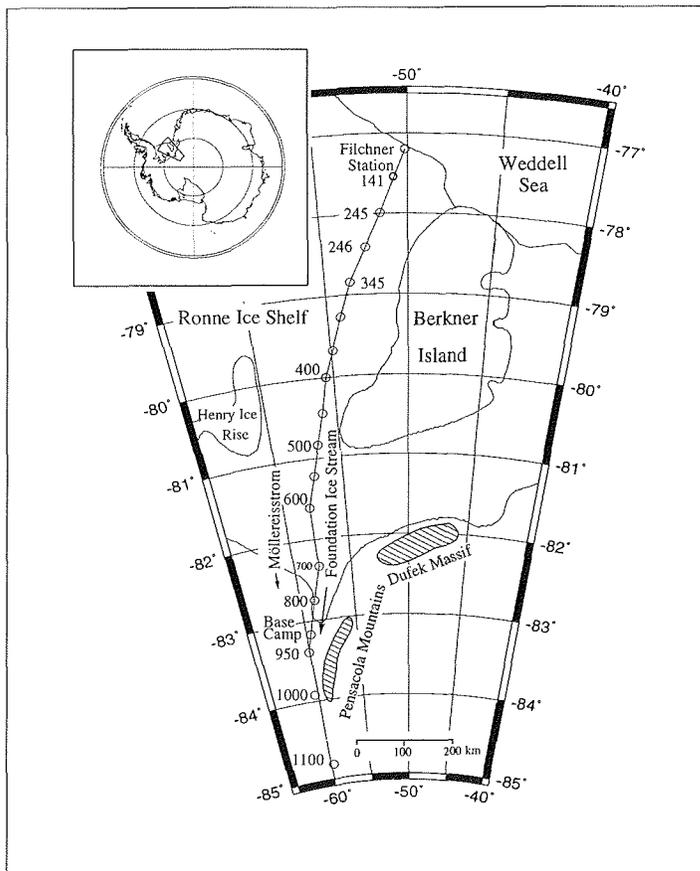


Abbildung 4.1: Karte vom zentralen Filchner-Ronne-Schelfeis und seine übergeordnete Lage (Einsatz). Die Linie zeigt die Traversenroute von der Filchner Station bis zum Base Camp im Einstrombereich des Foundation Ice Stream. Die Kreise geben die Positionen der Firnkernbohrungen an.

Grundwassersuche, sowie bei Untergrundsuntersuchungen für größere Bauwerke angewandt (Telford et al., 1990).

Die Explorationsseismik hat sich aus der Erkundung von Erdbeben (Seismologie) entwickelt. Elastische Wellen, wie sie durch Erdbeben natürlich entstehen, werden hier durch kontrollierbare Energiequellen künstlich angeregt. Diese elastischen Wellen werden an Grenzflächen der rheologischen Eigenschaften im Untergrund reflektiert, transmittiert und diffraktiert. Das zur Erdoberfläche zurücklaufende Wellenfeld wird dort registriert. Die Zeit zwischen Anregung und Registrierung hängt von der unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit in den verschiedenen Medien ab. Aus den so aufgezeichneten Seismogrammen läßt sich ein „seismisches“ Abbild des Untergrundes ableiten.

Grundlage des Verfahrens ist die Ausbreitung elastischer Wellen im Untergrund, die

allgemein durch:

$$\frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \nabla^2 \psi \quad , \quad (4.1)$$

mit v : Geschwindigkeit und ψ : Wellenfeld, beschrieben werden kann. Die Theorie zur Ausbreitung elastischer Wellen ist vielfach beschrieben (Telford et al., 1990; Dobrin, 1985), so daß hier nur auf wenige Aspekte eingegangen wird.

Nach dem Hook'schen Gesetz sind auftretende Spannungen (stress, σ) der Verschiebung (strain, ϵ) proportional für kleine Verschiebungen. Für ein isotropes Medium, d.h. die Eigenschaften sind richtungsunabhängig, läßt es sich in der Form:

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu \epsilon_{ii} \quad i = x, y, z \quad (4.2)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \epsilon_{ij} \quad i, j = x, y, z, i \neq j \quad (4.3)$$

schreiben.

Dabei sind λ und μ die Lamé'schen Konstanten und $\Delta = \sum_i \epsilon_{ii}$, $i = x, y, z$.

Es werden verschiedene Wellentypen unterschieden:

1. Longitudinalwellen, Kompressionswellen, P-Wellen:

Die Bewegung des Mediums erfolgt in der gleichen Richtung, wie die Ausbreitung der Welle. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist durch:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad , \quad (4.4)$$

gegeben. Dabei ist ρ die Dichte des Mediums.

2. Transversalwellen, Scherwellen, S-Wellen:

Die Bewegung des Mediums ist rechtwinklig zur Ausbreitungsrichtung der Welle. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist durch:

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad . \quad (4.5)$$

Dabei ist $v_s < v_p$. Flüssigkeiten und Gase sind scherspannungsfrei, daher können sich dort auch keine Scherwellen fortpflanzen.

3. Oberflächenwellen:

Liegt eine freie Oberfläche vor, können Oberflächenwellen, entweder Rayleigh Wellen oder Love Wellen auftreten.

An der Grenzfläche zwischen zwei Medien wird ein Teil der eingestrahnten Energie reflektiert, ein Teil wird transmittiert. Es gilt das Snellius'sche Brechungsgesetz. Dabei kann in Abhängigkeit der Materialparameter und des Einfallswinkels bei einer einfallenden P-Welle neben einer reflektierten und transmittierten P-Welle auch eine S-Welle reflektiert und transmittiert werden. Diese werden als konvertierte PS-Wellen bezeichnet.

Der Reflexionskoeffizient für senkrechten Einfall ist durch das Verhältnis der Amplitude der reflektierten zur einfallenden Welle gegeben und hängt von der Dichte und der Wellengeschwindigkeit der Medien ab:

$$r = \frac{A_r}{A_0} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad . \quad (4.6)$$

Dabei gibt ρ_1 die Dichte des oberen Mediums und v_1 seine Ausbreitungsgeschwindigkeit für seismische Wellen an. Entsprechend gelten ρ_2 und v_2 für die Eigenschaften des unteren Mediums. Das Produkt ρv wird als akustische Impedanz bezeichnet. Reflexionen seismischer Wellen finden also nur an Grenzflächen statt, an denen ein Impedanzkontrast vorliegt.

In der Reflexionsseismik werden aus der Laufzeit und Amplitude der aufgezeichneten reflektierten Wellen Aussagen über die Lage und Beschaffenheiten der Schichten im Untergrund abgeleitet. Für einen ebenen Reflektor in der Tiefe Z ergibt sich die Laufzeit t zu:

$$t = \frac{2}{v} \sqrt{Z^2 + \frac{x^2}{4}} \quad (4.7)$$

Dabei gibt x die Entfernung zwischen Quelle und Empfänger an. Die Laufzeit wird als Zweiweg-Laufzeit (two-way traveltime, TWT) bezeichnet, da die seismische Welle von der Quelle an der Oberfläche zum Reflektor in der Tiefe Z und wieder zurück zum Empfänger gelaufen ist. Bei der Gleichung handelt es sich um eine Hyperbelgleichung. Die Laufzeitdifferenz für eine reflektierte Welle an zwei verschiedenen Empfängerlokationen wird als moveout bezeichnet und hängt von der Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Welle ab. Da die Realität sehr viel komplizierter ist (geneigte Schichten, mehrere Schichten, ...) und reflektierte Wellen von einem Schuß an verschiedenen Empfängern über eine größere Distanz aufgezeichnet werden, setzt sich die seismischen Datenbearbeitung aus vielen Einzelschritten zusammen (Abb. 4.2), die letztendlich zu einem Abbild des Untergrundes führen soll. Auf die seismische Datenbearbeitung wird hier nicht weiter eingegangen, da sie in zahlreicher Literatur (Sheriff und Geldart, 1982; Yilmaz, 1987; Militzer und Weber, 1987) ausführlich beschrieben ist und keine weiteren speziellen Verfahren angewendet wurden.

4.1.2 Die Messungen

Auf einem 74 km langen Profil von Punkt 800 (82.7500° S, 59.2164° W) bis 950 (83.3844° S, 60.0797° W) über die vermutliche Lage der Aufsetzlinie bei 82.9° S (siehe Kapitel 5) wurden 106 Schüsse abgetan. Auf einer Länge von 26 km betrug der Schußpunktabstand 500 m von Punkt 950 in nördlicher Richtung bis übers Basislager bei 83.1667° S, 59.5797° W hinaus (Abb. 4.3).

Auch um die vermutliche Position der Aufsetzlinie wurde auf 7 km Länge in einem Schußpunktabstand von 500 m registriert. Auf dem restlichen Profil betrug der Schußpunktabstand 1000 m. Mittels Testschüssen wurde eine Bohrlochtiefe von 6 m und eine Ladungsmenge von 2 kg Sprengstoff (Nitropenta) für die Messungen ausgewählt. Die Größe der Sprengladung wirkt sich auf die Frequenz des Meßsignals aus. Dagegen ist die Bohrlochtiefe im wesentlichen durch die verfügbare Feldzeit limitiert. Die Bohrlöcher wurden mit einem konventionellen Firnkernbohrer abgeteuft und nach dem Laden mit Schnee verfüllt. Dabei entsprach der tägliche Fortschritt von zwei Bohrteams etwa der Geschwindigkeit des Meßtrupps, der für die Aufstellung der Auslage und die Messung verantwortlich war (Mayer et al., 1997). Es wurde mit einem 24-Kanal GEOMETRICS Strataview Apparatur registriert, wobei der Abstand zwischen den 24 14 Hz Geophonen jeweils 10 m betrug. Die Entfernung vom Schußpunkt zum ersten Geophon betrug 150 m. Registriert wurden 2 s mit einer Abtastrate von 250 ms. Die Speicherung der Daten erfolgte im SEG2-Format.

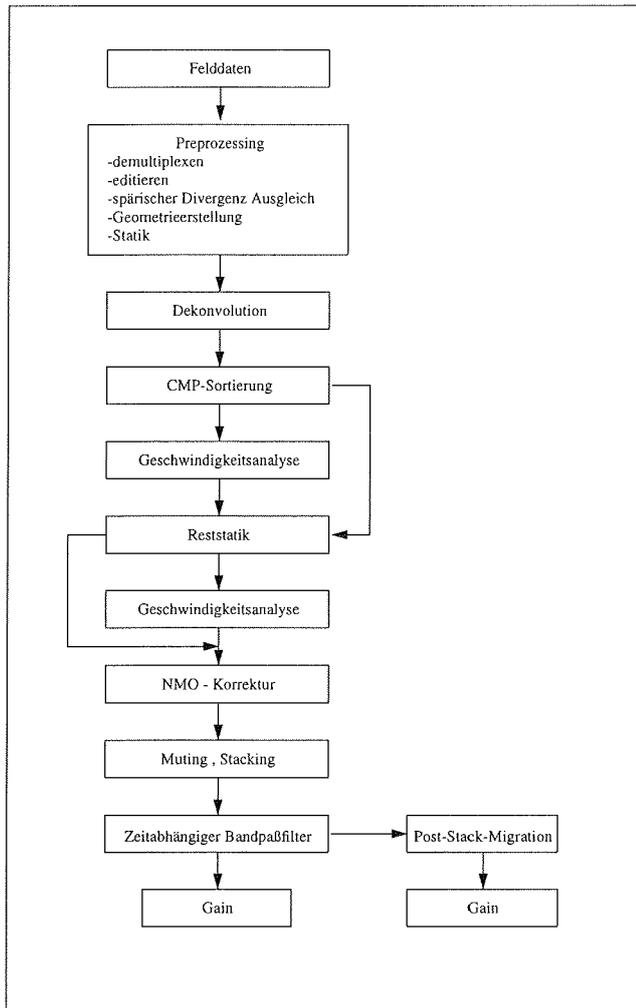


Abbildung 4.2: Allgemeines Schema zur seismischen Datenbearbeitung (nach Yilmaz, 1987).

Ein Papierausdruck diente zur Überprüfung der Datenqualität im Feld, sowie ersten Auswertungen. Die Qualität der Rohdaten ist sehr unterschiedlich. Bei einigen der Analogaufzeichnungen kann die Reflexion von der Eisunterseite nicht identifiziert werden. Damit war es im Feld nicht möglich die Lage der Aufsetzlinie zu lokalisieren.

4.1.3 Datenbearbeitung

Für die Bearbeitung der Daten mit dem Softwarepaket DISCO mußten diese zuerst in ein für das Programm lesbares Format konvertiert werden. Daher erfolgte als erster

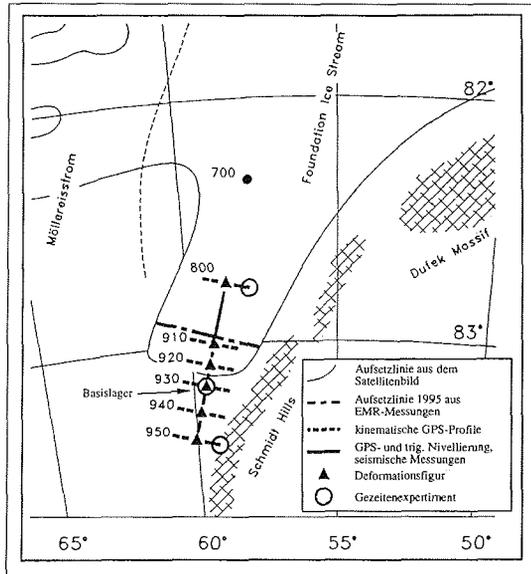


Abbildung 4.3: Ausschnittskarte vom Aufsetzbereich des Foundation Ice Streams mit den Positionen der durchgeführten Messungen nach Riedel et al. (1996).

Schritt die Umwandlung in das SEG-Y-Format. Anschließend wurde die eigentliche Bearbeitung durchgeführt:

1. Sortieren der Einzelschüsse
Da die Registrierung der seismischen Tiefensondierungen nicht von Nord nach Süd oder Süd nach Nord erfolgte, sondern in verschiedenen Einzelstücken, mußten diese zunächst in die richtige Reihenfolge gebracht werden.
2. Statische Korrektur
Die Aufzeichnung der Daten erfolgte bei einem Schuß zu früh. Dies wurde durch ein Verschieben der Einsätze korrigiert.
3. Dynamische Korrektur (NMO)
Auf die Anwendung der sonst in der seismischen Datenbearbeitung üblichen dynamischen Korrektur wurde verzichtet. Diese dient der Korrektur der aufgezzeichneten Reflexionshyperbeln zu einer Geraden. Durch die geringe Auslage wurde jedoch nur der annähernd gerade Beginn der Reflexionshyperbel gemessen.
4. Filterung
Die Daten wurde mit einem Bandpassfilter von 110 - 400 Hz im Bereich der Eissäule und 40 - 150 Hz im Bereich des Meeresbodens gefiltert. Im oberen Bereich störten zahlreiche tieffrequente Einsätze von Beugewellen. Diese kommen durch den starken Geschwindigkeitsgradienten im Schnee und Firn zustande. Außerdem zeigte sich bei den meisten Schüssen ein sehr starker Luftschall. Dieser wurde durch die Filterung ebenfalls unterdrückt.

5. Mute

Die trotz der Filterung verbleibenden Einsätze des Luftschalls wurden aus den Daten ausgeblendet.

6. Stapelung

Der Schußabstand betrug 500 m bzw. 1000 m bei einer Auslagenlänge von 230 m. Es lag somit keine Überdeckung, d.h. mehrere Registrierungen der Reflexion eines Untergrundpunktes vor, so daß keine Stapelung dieser Spuren möglich war. Dieser Schritt dient im üblichen seismischen Bearbeitungsschema zur Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses der seismischen Spuren.

7. Automatische Amplitudenskalierung (AGC, Automatic Gain Control)

Bei einer AGC werden die Amplituden durch Anwendung eines Skalars, der über eine wählbare Fensterlänge durch Mittelung der Amplituden bestimmt wird, skaliert. Damit werden schwächere Reflexionen verstärkt.

8. Umrechnung in eine Tiefensektion

Anschließend erfolgte die Bestimmung eines Geschwindigkeitsmodells, mit welchem die Daten in eine seismische Tiefensektion umgewandelt wurden. Die seismischen Spuren wurden entsprechend der seismischen Geschwindigkeiten in den verschiedenen Bereichen Eis und Wasser korrigiert.

9. Bestimmung der Reflexionseinsätze

Die Zweiweg-Laufzeiten der Reflexionen von der Eisunterseite und des Meeresbodens wurden interaktiv am Bildschirm ermittelt. Daraus wurden die Eis- und Wassermächtigkeiten berechnet.

4.1.4 Die reflexionsseismischen Daten

Die einzelnen reflexionsseismischen Tiefensondierungen wurden nach dem oben beschriebenen Verfahren bearbeitet. In Abbildung 4.4 sind zwei frequenzgefilterte Einzelschußaufzeichnungen im Zeitbereich dargestellt. Die Reflexion der Eisunterseite ist bei beiden sehr deutlich bei 0.68 s TWT erkennbar. Dagegen ist die Reflexion vom Meeresboden bei 1.66 s TWT in der Schußabspielung 94 sehr viel stärker. Außerdem sind hier auch noch Reflexionen im Meeresboden sichtbar, im Gegensatz zu der Aufzeichnung von Schuß 93. Neben den Reflexionen von der Eisunterseite und dem Meeresboden zeigen sich zahlreiche Störeinsätze von Oberflächenwellen, sowie dem Luftschall. Ebenso wurde die multiple Reflexion von der Eisunterseite bei 1.36 s TWT, so wie die PS-konvertierte Welle bei 1.14 s TWT aufgezeichnet. An diesen beiden Schußabspielungen ist deutlich die unterschiedliche Datenqualität zu erkennen.

Für den Schuß 94 wurden nach der Reflektivitätsmethode theoretische Seismogramme berechnet. Damit ist ein Vergleich zwischen dem theoretisch aufzeichnenbaren Wellenfeld und den Schußaufzeichnungen möglich und die Zuordnung der einzelnen Wellen wird erleichtert. Die Methode und die Ergebnisse der durchgeführten Modellierungen wird nachfolgend beschrieben, bevor das gesamte gemessene seismische Profil und die resultierenden Ergebnisse vorgestellt werden.

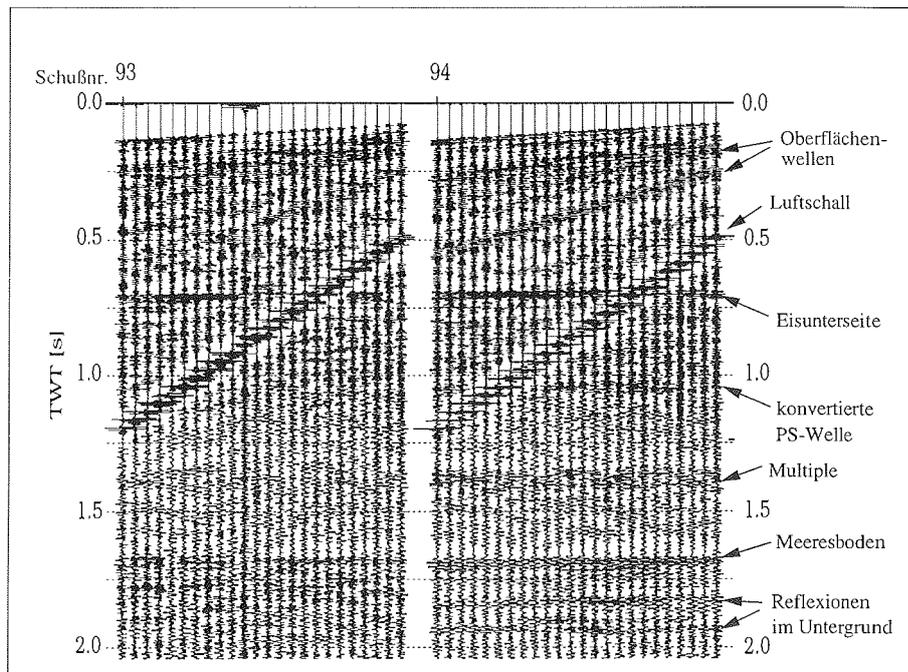


Abbildung 4.4: Frequenzgefilterte Schußabspielung.

4.1.4.1 Die Reflektivitätsmethode zur Berechnung theoretischer Seismogramme

Die Reflektivitätsmethode berechnet die seismische Antwort dreidimensionaler ebener Schichtmodelle auf eine Anregung durch eine Punktquelle. Es handelt sich um eine Wellenzahl- oder Slowness-Integrationsmethode. Der Name folgt aus der Tatsache, daß die Funktion über die integriert wird, hauptsächlich die Reflexionskoeffizienten, d.h. die Reflektivität des geschichteten Mediums beinhaltet. Es wird von einem Medium ausgegangen, das aus homogenen Schichten besteht und an deren Grenzen eine Diskontinuität 1. Ordnung, d.h. ein Geschwindigkeitssprung vorliegt. Ist das Medium vertikal inhomogen, so wird es durch eine ausreichend große Anzahl von homogenen Schichten ersetzt. In nicht zu starken Gradientenzonen ist es gewöhnlich ausreichend als Schichtdicke die Hälfte der dominierenden Wellenlänge zu wählen. Der Vorteil der Approximation durch homogene Schichten liegt darin, daß die Bewegungsgleichung innerhalb einer jeden Schicht eine relativ einfache Form annimmt. Von Nachteil ist dagegen, daß an jeder Schichtgrenze die Grenzflächenbedingungen erfüllt werden müssen. Das gesamte Wellenfeld der Quelle wird aus ebenen homogenen und inhomogenen Wellen zusammengesetzt, die durch ihre zugehörige Wellenzahl k und die Frequenz ω beschrieben werden. Das Wellenfeld im Vollraum kann mit der Wahl von Zylinderkoordinaten (z, r, φ) und einer Punktquelle $(z_s, 0, 0)$ durch einfache skalare Verschiebungspotentiale für Kompressions- und Scherwellen beschrieben werden. Die theoretische Behandlung dieser Methode

findet sich sehr ausführlich bei Müller (1985). Sie soll deshalb hier nicht näher erläutert werden.

4.1.4.2 Die Modellierung synthetischer Seismogramme

Das Modell hat folgenden Aufbau: In der ersten Eisschicht mit einer Mächtigkeit von 100 m liegt ein Geschwindigkeitsgradient vor, bei dem die P-Wellengeschwindigkeit von 2800 m/s auf 3700 m/s ansteigt. Das v_P/v_S -Verhältnis wird in allen Schichten, abgesehen von der Wasserschicht unterhalb des Eises, mit 1.90 angenommen. Die Dichte der verschiedenen Schichten wird bei der Modellierung nicht berücksichtigt. Der Geschwindigkeitsgradient wird in der Reflektivitätsmethode durch 10 homogene Schichten mit konstanter Geschwindigkeit und einer Mächtigkeit von 10 m simuliert. Unterhalb der ersten Eisschicht befindet sich eine weitere Eisschicht mit einer Mächtigkeit von 1373 m und einer P-Wellengeschwindigkeit von 3800 m/s. Die darunter befindliche Wasserschicht hat eine P-Wellengeschwindigkeit von 1460 m/s und eine S-Wellengeschwindigkeit von 0 m/s sowie eine Mächtigkeit von 508 m. Danach kommt eine Sedimentschicht mit einer P-Wellengeschwindigkeit von 2500 m/s. Das verwendete Wavelet ist ein Rickerwavelet mit Frequenzen zwischen 10 Hz und 100 Hz. Die Quelle, die nur P-Wellen abstrahlt befindet sich in 6 m Tiefe. Die Empfängerauslage beginnt 150 m entfernt von der Quellposition mit einem Empfängerabstand von 10 m. Diese befinden sich in einer Tiefe von 30 cm. Die maximalen Entfernung von der Quelle zum Empfänger beträgt 380 m zum entferntesten Geophon. Die gewählte Auslagengeometrie entspricht der bei den Feldmessungen verwendeten. Es wurde der Fall einer freien Oberfläche und der damit möglichen Reflexionen (Abb. 4.5 b) und der Fall ohne freie Oberfläche (Abb. 4.5 a) berechnet.

Dargestellt sind jeweils die z-Komponenten der Verschiebung. In der Seismogrammontage 4.5 a sind deutlich die Einsätze von den oberen Schichten, die die Firnschicht charakterisieren, zu erkennen. Bei 0.72 s TWT zeigt sich der Einsatz der Reflexion an der Eisunterseite. Bei 1.05 s TWT ist die konvertierte PS-Welle erkennbar, d.h. diese Welle ist als P-Welle zur Eisunterseite gelaufen und von dort als S-Welle reflektiert worden. Bei 1.7 s TWT zeigt sich der Einsatz von der Meeresbodenreflexion. Da hier keine freie Oberfläche berücksichtigt ist, zeigt sich kein Einsatz einer Multiplen von der Eisunterseite. Das Ergebnis der Modellierung mit freier Oberfläche (Abb. 4.5 b) zeigt den Einsatz der Multiplen bei 1.44 s TWT. Außerdem ist noch der Einsatz einer pSS-konvertierten Welle bei 1.36 s TWT zu erkennen. Diese ist von der Quelle an die Oberfläche gelaufen und dort als S-Welle reflektiert worden. Nach der Reflexion an der Eisunterseite wurde die Welle am Empfänger auf der Oberfläche aufgezeichnet. Der obere Bereich in der Seismogramm-Montage ist durch numerisches Rauschen überprägt und wurde deshalb nicht dargestellt.

Bis auf die pSS-konvertierte Welle sind alle Wellen auch in den realen Daten enthalten. Die Beugewellen in den oberen Firnschichten sind erheblich stärker. Dieser Bereich wird bei der Modellierung durch zehn Schichten konstanter Geschwindigkeit approximiert. Geringe Unterschiede in den Laufzeiten kommen durch Ungenauigkeiten in der Geschwindigkeit zustande. Der Luftschall wurde bei der Modellierung nicht berücksichtigt. Die sehr geringe Neigung der Reflexionshyperbel bei einem maximalen Offset von 380 m zeigt sich ebenfalls sehr deutlich in den modellierten Daten.

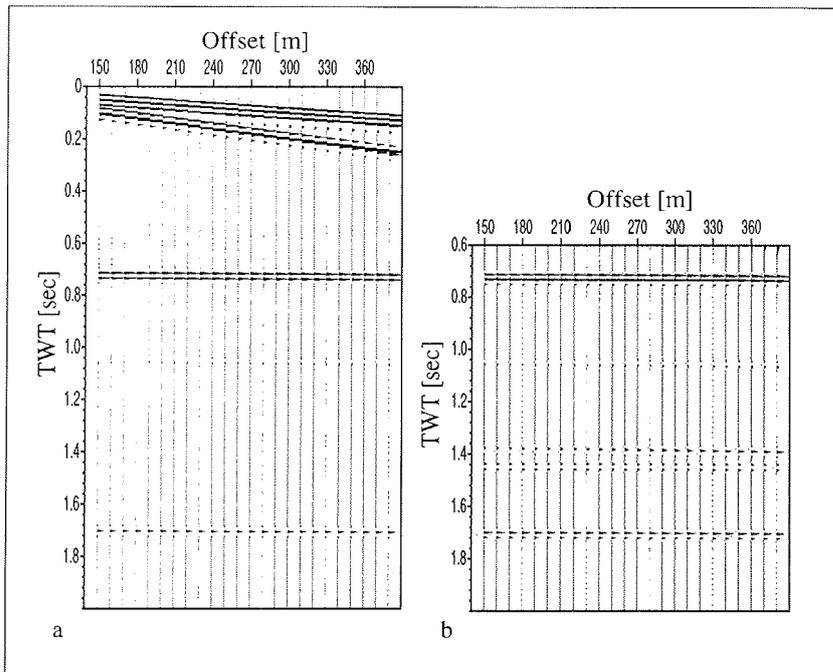


Abbildung 4.5: Nach der Reflektivitätsmethode modellierte Schußabspielung, a ohne freie Oberfläche, b mit freier Oberfläche.

4.1.4.3 Die Tiefensektion

Die Daten wurden in eine Tiefensektion (Abb. 4.6) überführt, da so die Topographie des sehr flachen Meeresbodens deutlich wird. Dagegen ist in der Zeitsektion die Reflexion des Meeresbodens durch den starken Geschwindigkeitskontrast zwischen Eis und Wasser und seine ebenen Topographie beinahe spiegelbildlich zur Eisunterseite. In der Abbildung zeigt sich auch die von Nord nach Süd zunehmende Eisdicke. Die Eisunterseite ist durch zahlreiche Unebenheiten geprägt. Die Reflexionen der Eisunterseite werden im Süden schwächer, so daß südlich von Schußpunkt 17 nur noch wenige Reflexionen identifiziert werden können. Mögliche Ursachen dafür sind:

1. Die zunehmende Deformation des Eises im Bereich der Aufsetzlinie, die zu einem vermehrten Auftreten von Spalten an der Oberfläche und an der Unterseite führt. Dadurch erreicht nur ein kleiner Teil der an der Eisunterseite reflektierten Energie die Geophone.
2. Im Eis eingeschlossenes Gesteinsmaterial in den unteren Teilen des Schelfeises bewirkt ähnlich wie Spalten eine starke Streuung der Energie.
3. Eine Schicht von Eisplättchen (Slush), die durch Anfrieberingungen an der Unterseite des Schelfeises gebildet wird, sorgt für einen graduellen Übergang zwischen Eis und Wasser, so daß nur wenig Energie reflektiert wird.

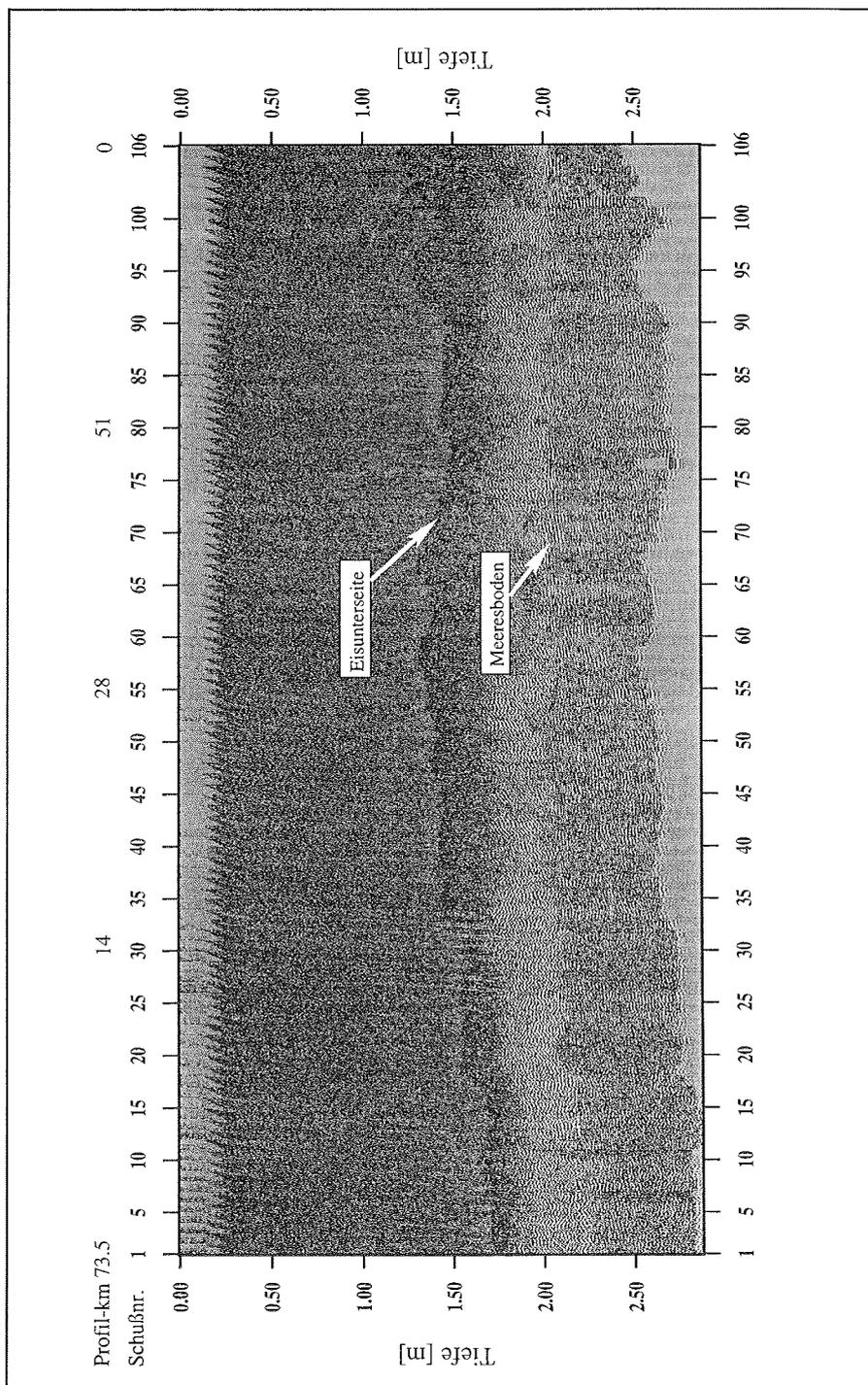


Abbildung 4.6: Tiefensektion der reflexionsseismischen Daten im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream.

Allerdings ist dies unwahrscheinlich, da die Verhältnisse im Bereich der Aufsetzlinie einen Schmelzprozeß begünstigen.

Der Meeresboden ist sehr flach und fällt leicht nach Süden ein. Im Untergrund zeigen sich nahezu horizontale Reflexionen im oberen Teil. Darunter sind leicht nach Süden einfallende Reflexionen erkennbar.

4.1.5 Die Bestimmung der Eis- und Wassermächtigkeiten

Für die Umrechnung der „gepickten“ Reflexionslaufzeiten von der Eisunterseite und dem Meeresboden in Mächtigkeiten wird die P-Wellengeschwindigkeit in den beiden Medien benötigt. Für die ersten 100 m, bestehend aus Schnee und Firn, wurde eine Geschwindigkeit von 2839 m/s aus Refraktionsexperimenten auf dem Ruthford Ice Stream (Smith und Doake, 1994) angenommen. Dieser liegt in einem klimatisch ähnlichen Gebiet (Oberflächentemperatur: $-28\text{ }^{\circ}\text{C}$, Akkumulationsrate: ca. $300\text{ kg/m}^3\text{ a}$, (Jenkins und Doake, 1991)). Von dieser Tiefe bis 300 m über der Schelfeisunterseite wurde eine Geschwindigkeit von 3811 m/s, entsprechend zu Daten vom Ross Ice Shelf (Robertson und Bentley, 1990) verwendet. Für die Schelfeisbasis wurde ein Wert von 3750 m/s nach Kohnen (1974) berechnet und die Geschwindigkeit in den unteren 300 m linear interpoliert. Danach gibt es im Eis einen von der Temperatur abhängigen Geschwindigkeitsgradienten von -2.3 m/sK . Die mittlere Oberflächentemperatur im Untersuchungsgebiet beträgt $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Mayer et al., 1995). Es ergibt sich eine Durchschnittsgeschwindigkeit von 3805 m/s innerhalb des Schelfeises.

Die seismische Geschwindigkeit v_p der Wassersäule wurde nach einer von MacQuillan et al. (1984) ermittelten Beziehung der Geschwindigkeit in Abhängigkeit der Temperatur und des Salzgehaltes, sowie der Tiefe:

$$v_p = 1449 + 4.6T - 0.05T^2 + 0.0003T^3 + (1.39 - 0.012T)(S - 35) + 0.017Z \quad (4.8)$$

bestimmt. Darin geht die Temperatur T in $^{\circ}\text{C}$, der Salzgehalt S in ppt, sowie die Tiefe Z in Meter unter dem Meeresspiegel ein. Für den Foundation Ice Stream wurde eine Temperatur von $-2.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Druck-Schmelzpunkt in einer Tiefe von 1400 m), ein Salzgehalt von 34.6 ppt (Nicholls und Jenkins, 1993) vom Rutford Ice Stream und eine Tiefe von 1400 m verwendet. Vom Foundation Ice Stream Gebiet sind keine Salzgehalte verfügbar, so daß auf die Werte von Messungen beim Rutford Ice Stream zurückgegriffen werden mußte. Die resultierende P-Wellen-Geschwindigkeit in der Wassersäule beträgt 1455 m/s.

Die Genauigkeit der Geschwindigkeit im Eis kann mit 15 m/s angegeben werden, so daß sich bei einer 0.5 ms genauen Bestimmung der Einsätze die Eisdicke bis auf $\pm 7.5\text{ m}$ bestimmen läßt. Allerdings ist der Einsatz der Eisunterseite im Süden nur sehr schwach und läßt sich nicht eindeutig festlegen. Dort liegt die Genauigkeit der Eismächtigkeit bei $\pm 50\text{ m}$.

4.1.6 Der Aufsetzbereich des Foundation Ice Stream

Ein vertikaler Schnitt durch den Foundation Ice Stream, wie er sich aus den reflexionsseismischen Daten ergibt, ist in Abbildung 4.7 dargestellt. Die aus den geodätischen Messungen ermittelte Oberflächenhöhe steigt von 120 m im Norden auf 200 m im Süden an (Riedel et al., 1996). Die Eismächtigkeit nimmt nach Süden von 1200 m auf 1700 m zu. Der Meeresboden zeigt dagegen eine flache Topographie

mit wenigen Undulationen. Er liegt im Norden bei einer Tiefe von 1820 m und fällt nach Süden auf 1970 m ab. Die Mächtigkeit der sich unter dem Schelfeis befindlichen Wassersäule nimmt damit von 740 m im Norden auf 470 m im Süden ab. Im Bereich des Basislagers, d.h. südlich der bisher vermuteten Position der Aufsetzlinie des Foundation Ice Streams befindet sich eine 500 m mächtige Wassersäule unter dem Schelfeis. Die Aufsetzlinie liegt demnach noch südlicher als Punkt 950, dem südlichsten Punkt, an dem eine seismische Sondierung durchgeführt wurde (Lambrecht et al., 1995 (1997)).

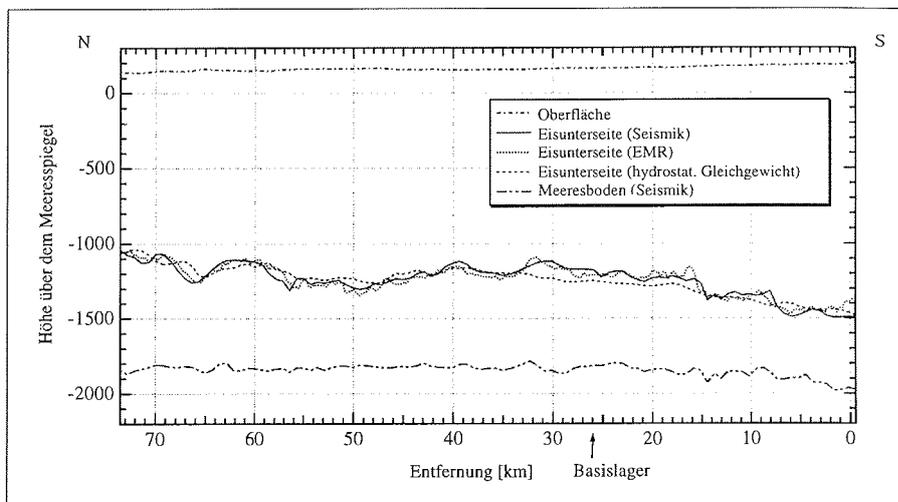


Abbildung 4.7: Schnitt durch den südlichen Bereich des Foundation Ice Stream. Die Oberflächenhöhe stammt aus geodätischen Messungen. Die Eisunterseite wurde nach verschiedenen Methoden bestimmt, während die Meeresbodentopographie aus den seismischen Sondierungen bestimmt wurde (Lambrecht et al., 1995 (1997)).

Seismische Tiefensondierungen von Johnson und Smith (1997) zeigen im Verlauf des Foundation Ice Streams von Norden (81.43° S , 58.76° W) nach Süden (82.17° S , 58.51° W) eine Zunahme der Mächtigkeit der Wassersäule unter dem Schelfeis von 200 - 300 m auf über 600 m. Nach Süden wird demnach die Wassersäule erst mächtiger, bevor sie sich dann im Bereich der Aufsetzlinie rasch verringert. Zum Vergleich ist in der Abbildung 4.7 neben den Ergebnissen aus den reflexionsseismischen Sondierungen die aus den EMR-Messungen bestimmte Eismächtigkeit auf dem Profil 952002, welches dazu am nächsten liegt, eingetragen. Ebenso wurden aus den Oberflächenhöhen unter Annahme des hydrostatischen Gleichgewichtszustandes Eismächtigkeiten für das Schelfeis bestimmt (Abb. 4.7, gestrichelte Linie). Die nach diesen drei Methoden bestimmten Eisdicken stimmen sehr gut überein. Lediglich im Bereich zwischen 15 km und 33 km liegt die aus den Oberflächenhöhen ermittelte Eismächtigkeit deutlich höher als die aus den seismischen bzw. EMR-Messungen bestimmten. Die Ursache dafür liegt in der Struktur der Eisunterseite in diesem Bereich des Eisstroms. Abbildung 3.12 im Kapitel 3 zeigt die aus den EMR-Querprofilen bestimmte Rinnenstruktur an der Eisunterseite für den Bereich des seismischen Profils

zwischen Punkt 930 und Punkt 800. Danach kreuzt das seismische Profil eine solche Struktur erhöhter Eismächtigkeit zwischen zwei Rinnen an der Eisunterseite auf den nördlichen 30 km und verläuft schließlich am Rande einer Rinne. Hier liegt die aus dem hydrostatischen Gleichgewicht berechnete Eismächtigkeit höher als die gemessene, da sich die Rinnen mit einer Breite von etwa 4.5 km durch Stützkkräfte aufgrund der Steifheit des Eises nicht so stark an der Oberfläche abbilden. Die Abbildung 3.12 zeigt, daß das seismische Profil nicht genau der Fließrichtung des Eises folgt, was auch durch Geschwindigkeitsmessungen (Riedel et al., 1996) bestätigt wird.

Die Unterschiede zwischen den aus den EMR-Messungen und den seismischen Sondierungen bestimmten Eismächtigkeiten kommen zum einen durch die leicht unterschiedliche Position. Diese macht sich bei der durch große Rinnen gekennzeichneten Eisunterseite bemerkbar. Zum anderen können durch die seismischen Sondierungen bei einem Schußpunktabstand von 500 m bzw. 1000 m nicht alle Unebenheiten erfaßt werden, die mit dem EMR-Meßverfahren, bei einem Abstand von 30 m zwischen zwei 10fach gestapelten Spuren, gemessen werden.

4.2 Gravimetrische Messungen

Während der gesamten Zeit des Aufenthaltes im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream registrierte ein LaCoste Romberg Gravimeter im Feedback Mode die gezeitenbedingte Schwereänderung (Abb. 4.8 a) im Basislager. Aufgrund der analogen Aufzeichnung treten in den Daten Lücken auf, wenn der dynamische Bereich des Systems überschritten wurde. Ansonsten liegen zwei weitere kurze Datenausfälle vor. Die fehlenden Werte wurden nach einer Methode, die bei Melchior (1966) und Kobarg (1988) näher beschrieben wird, interpoliert. Dabei wird auf ganztägige und längerperiodische Daten beiderseits der Lücke zurückgegriffen. Der fehlende Meßwert w_t zur Zeit t ergibt sich nach:

$$w_t = -\frac{1}{20} [-w_{t-72} - w_{t+72} + 6(w_{t-48} + w_{t+48}) - 15(w_{t-24} + w_{t+24})] \quad (4.9)$$

Die Beobachtungen zeigen ein starkes Gezeitensignal, wobei die maximale tägliche Amplitudenvariation am 15./16. Februar 1.2 mGal betrug. Die registrierten Schwereänderungen setzen sich aus zwei Teilen zusammen, der Änderung des gezeiten-erzeugenden Potentials und einem dadurch bewirkten ozeanischen Effekt. Zum einen erzeugen die „direkten“ ozeanischen Gezeiten eine Vertikalbewegung des Schelfeises. Zum anderen verursachen die Ozeangezeiten eine globale Änderung des Schwerepotentials durch „Umverteilung“ von Wassermassen, sowie kleine Deformationen der Erde durch deren Auflastwirkungen. Diese Beiträge können jedoch als klein gegenüber der von der Gezeitenhebung verursachten Schwereänderung angesehen werden (Eckstaller und Miller, 1984). Diese resultiert daraus, daß bei Flut das Schelfeis angehoben wird und es damit zu einer Verringerung der Schwere kommt. Andererseits kommt es durch die einfließenden Wassermassen zu einer Schwereerhöhung. Die Beziehung zwischen Höhen- und Schwereänderung ist durch:

$$\Delta h [m] = -3.7653 \Delta g [mGal] \quad (4.10)$$

gegeben (Thiel et al., 1960).

Damit entspricht die gemessene maximale Schwereänderung von 1.2 mGal einem vertikalen Tidenhub der Eisplatte von 4.5 m. Das Basislager war südlich der bis dahin angenommenen Position der Aufsetzlinie angelegt worden. Auf dem gegründeten

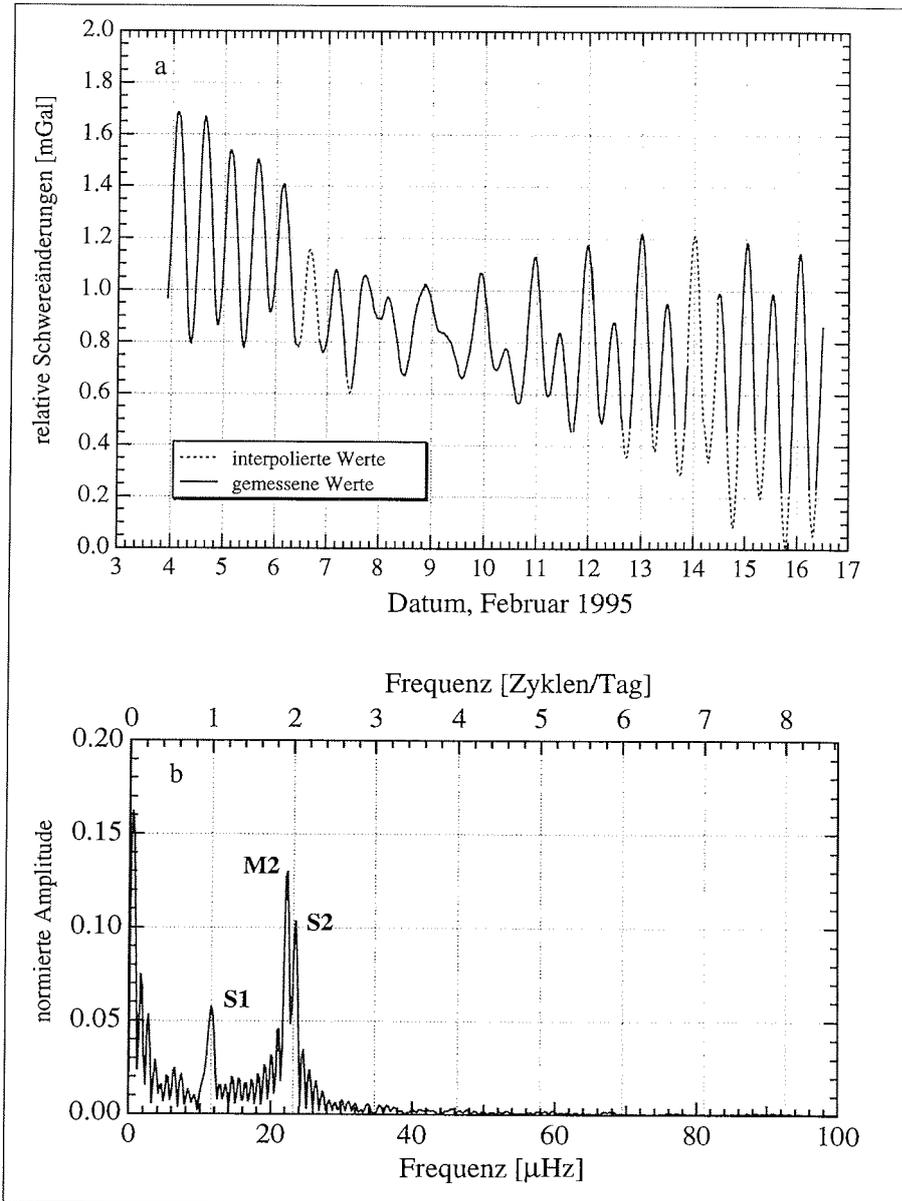


Abbildung 4.8: Darstellung der Gezeitenmessung am Basislager auf dem Foundation Ice Stream (a) und die daraus berechnete Spektralanalyse (b)

Eis sind nur sehr schwache gezeitenbedingte Bewegungen in unmittelbarer Nähe der Aufsetzlinie und weiter landwärts keine Gezeitenbewegungen des Eises zu erwarten. Dies wurde aus Tiltmetermessungen auf dem Rutford Ice Stream deutlich (Smith, 1991).

Das Spektrum der Gezeitenregistrierung (Abb. 4.8 b) zeigt deutliche Amplituden der halbtägigen Mond- und Sonnentide (M2 und S2), sowie der ganztägigen Sonnentide (S1). Weitere Spektralkomponenten konnten aufgrund der kurzen Aufzeichnungsdauer nicht aufgelöst werden.

Das Ergebnis der Aufzeichnungen macht deutlich, daß die Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream weiter im Süden liegen muß, als bisher angenommen.

4.3 Firnkernbohrungen

Während des Aufenthalts am Basislager, sowie auf dem Rückweg der Traverse zur Filchner Station wurden 16 Firnkernbohrungen von jeweils 12 m Länge gebohrt. Die Lage der Firnkernbohrungen ist in Abbildung 4.1 durch Kreise gekennzeichnet. In den Eiskernen der Bohrungen B13 und B15 wurden sehr kleine ^2H - und ^{18}O -Werte für das meteorische Eis direkt über dem marinen Eis gefunden (Oerter et al., 1992), welche bislang mit keinen Werten aus Oberflächenschneeprobe übereinstimmen. Damit war die Herkunft des Eises nicht geklärt, denn Firnkernbohrungen aus dem südlichen Bereich lagen bislang nicht vor.

Die regelmäßige Beprobung der obersten Firnschicht des Foundation Ice Stream und seiner Fortsetzung auf dem Ronne Ice Shelf lieferte die Niederschlags- und Temperaturverhältnisse entlang dieser Positionen. Allerdings konnten aufgrund der Spaltenverhältnisse nicht alle Beprobungen auf einer Fließlinie erfolgen. Auf den ersten 400 km von der Filchner Station nach Süden konnte nur der westliche Teil des zentralen Ronne Ice Shelves befahren werden, während weiter im Süden lediglich auf dem östlichen Teil eine Trasse Richtung Foundation Ice Stream möglich war. Der Übergang erfolgte südwestlich von Berkner Island (Mayer et al., 1997). Zwei Bohrpositionen im Anstieg zum Inlandeis in einer Höhe von 450 m und 1200 m konnten mit Hilfe des Polarflugzeuges Polar 4 erreicht werden. Die Bohrungen erfolgten mit einem 4-Zoll-Firnkernbohrer. Die Qualität der Firnkernbohrungen war sehr unterschiedlich. Mit einem Schneeschacht im Bereich des Basislagers wurde der Schneedeckenaufbau bis in 3 m Tiefe bestimmt, welcher in den Firnkernen oft durch Brüche stark gestört war.

Durch die Bohrtiefe von 12 m war es möglich die Temperaturverteilung innerhalb des Bohrlochs bis über die Jahresmitteltemperatur in 10 m Tiefe hinaus aufzunehmen. Dies erfolgte über Thermistorketten, die in den Bohrlöchern installiert wurden. Die Messung der Widerstandswerte der Thermistoren erfolgte zunächst im offenen Bohrloch. Danach wurden diese mit Oberflächenschnee verfüllt und während der Anpassungsphase wurde alle 20 s gemessen.

Aus der Extrapolation der Messungen im offenen Bohrloch unter der Annahme einer exponentiellen Temperaturanpassung an den ausgeglichenen Zustand wurde die Temperaturverteilung in Abbildung 4.9 ermittelt (Werte in Tabelle 4.1). Es wurde zusätzlich eine aus Langzeitmessungen an einem Bohrloch im Bereich des Basislagers bestimmte Korrektur angebracht (Mayer et al., 1995). Die Genauigkeit der Temperaturen beträgt ± 0.5 °C (Mayer et al., 1995). Im Bereich der Aufsetzlinie liegt die mittlere Jahrestemperatur bei -30 °C. Nach Norden zeigt sich eine Zunahme der Temperatur bis -26 °C 110 km südlich der Filchner Station. Der Wert von GLB08 ist aufgrund von Schwierigkeiten kurz vor der Messung wahrscheinlich zu hoch. Deshalb wurde aus dem Vergleich mit den digitalen Messungen aus der Angleichphase ein verbesserter Wert bestimmt (Mayer et al., 1995). Der geringfügige

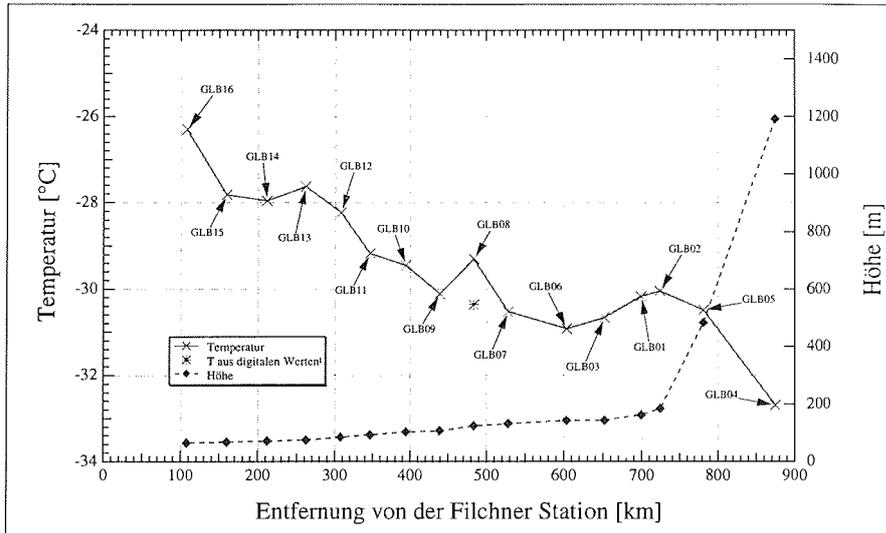


Abbildung 4.9: Mittlere Jahrestemperatur entlang der Traversenroute und im Anstieg des Foundation Ice Stream. Der Stern gibt die durch den Vergleich der verschiedenen Temperaturmessungen verbesserte Temperatur für GLB08 an. Die Oberflächenhöhen stammen aus geodätischen Messungen (Riedel et al., 1995)

Anstieg von GLB06 in Richtung der Aufsetzlinie wird wahrscheinlich durch die nahegelegenen Schmidt Hills verursacht. Weiter nach Süden zeigt sich eine Abnahme der Temperatur bis zum südlichsten Bohrpunkt, während die Oberflächenhöhe von 163 m auf 1191 m ansteigt.

Die Messungen der chemischen und physikalischen Eigenschaften der Firnkern erfolgte teilweise am Alfred-Wegener-Institut, wie auch am GSF-Forschungszentrum für Umwelt- und Gesundheit München, Neuherberg. Die daraus resultierende Akkumulationsverteilung für das östliche Ronne Ice Shelf (Graf et al., 1996) ist in Abbildung 4.10 dargestellt. Sie folgt zunächst der Fließlinie durch die Bohrlokalationen B13 und B15 nach Site 5 auf einer Fließlinie des Möllereisstroms und dann weiter im Süden über Site 6 einer Fließlinie des Foundation Ice Stream. Es sind die Ergebnisse der drei südlichsten Firnkernbohrungen eingetragen. Die anderen Werte stammen von früheren Messungen von Graf et al. (1994).

In der Verteilung der Akkumulationsrate auf dem östlichen Ronne Ice Shelf zeigt sich eine Abnahme der Akkumulation von der Eiskante bis zu Site 5 und 6 von 20.4 cmWE/a auf 8.6 cmWE/a (WE: Wasseräquivalent). Im Bereich der Aufsetzlinie werden 9.9 cmWE/a erreicht. Weiter nach Süden nimmt die Akkumulationsrate auf 17.1 cmWE zu. Die Genauigkeit der Datierung der südlichen Kerne ist besser als 3% (Graf et al., 1996). Der Gesamtfehler der Akkumulation läßt sich mit 10% angeben. Die aus den anderen Firnkernen bestimmten Akkumulationsraten befinden sich in der Tabelle 4.1. Damit ist ersichtlich, daß sich südlich von Berkner Island ein Gebiet sehr geringen Niederschlags erstreckt, bevor die Niederschläge nach Süden im Anstieg zum Inlandeis wieder zunehmen.

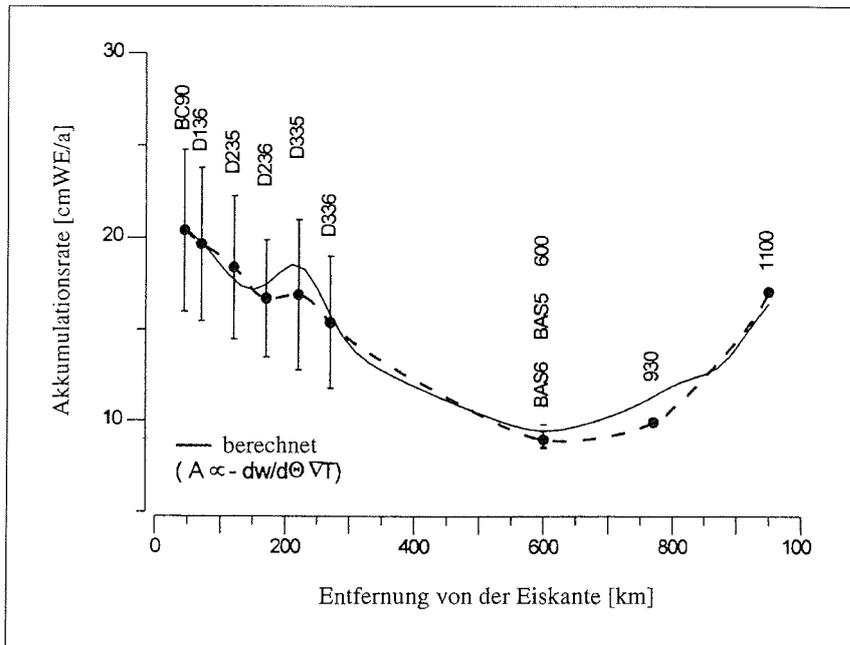


Abbildung 4.10: Akkumulationsrate entlang einer Fließlinien auf dem östlichen Ronne Ice Shelf. Die Punkte geben die gemessenen Werte an. Die Balken zeigen die jährliche Variabilität. Die durchgezogene Linie zeigt das Ergebnis einer Modellierung aus den 10-m-Firntemperaturen nach Graf et al. (1996).

Aus dem Vergleich der Isotopen (^2H - und ^{18}O -Werte) zeigt sich, daß das Eis in 153 m Tiefe in den Bohrkernen B13 und B15 aus dem Anstiegsbereich zum Inlandeis aus der Gegend in der Höhe der Bohrlokation P 1100 in 1100 km Abstand von der Eiskante stammt (Oerter et al., 1996). Damit muß der Hauptteil des Inlandeises, zwischen der Aufsetzlinie und ca. 80°S abgeschmolzen sein, denn ab dort wird an der Unterseite des Schelfeises der marine Eiskörper gebildet (Oerter et al., 1996). Abbildung 4.11 zeigt den Pfad in der Eissäule für ein Partikel, das im Bereich der Aufsetzlinie gefallen ist entlang des Profils 952000. Die Berechnung erfolgte nach der Kontinuitätsgleichung der Massenerhaltung:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = a - m' - u \frac{\partial H}{\partial x} - \left(H - \frac{C}{\rho_i}\right)(\epsilon_{xx} + \epsilon_{yy}) \quad , \quad (4.11)$$

- mit a : Akkumulation an der Oberfläche,
 C : Konstante, $13400 \pm 1400 \text{ kg/m}^2$ nach Jenkins und Doake (1991),
 H : Eismächtigkeit,
 m' : basale Schmelzrate,
 u : horizontale Geschwindigkeit,
 $\epsilon_{xx}, \epsilon_{yy}$: Deformationsrate,
 ρ_i : Eisdichte.

Tabelle 4.1: Akkumulationsraten und 10-m-Firntemperaturen aus den während der Filchner-V-Kampagne entlang einer Fließlinie des Foundation Ice Stream gebohrten Firnkern. Unsichere Akkumulationsraten aus ungenauen Datierungen wurden durch Fragezeichen gekennzeichnet. Der zweite Temperaturwert für GLB08 ergab sich nach Korrektur über den Vergleich mit den digitalen Messungen.

Bohrung	geogr. Breite	geogr. Länge	10-m-Firntemperatur	Akkumulation
	[° ' S]	[° ' N]	[°C]	[cmWE/a]
GLB04	84 49.10	59 38.10	-32.7	17.1
GLB05	83 55.10	60 21.60	-30.0	
GLB02	83 23.10	60 03.80	-30.0	
GLB01	83 10.00	59 34.50	-30.2	9.9
GLB03	82 45.00	58 41.50	-30.6	9.0
GLB06	82 20.20	57 49.60	-30.7	10.1
GLB07	81 36.30	57 53.30	-30.3	9.8
GLB08	81 13.10	57 12.20	-29.1(-30.4)	
GLB09	80 50.00	56 35.30	-29.9	
GLB10	80 25.80	55 58.80	-29.3	11.8
GLB11	80 00.00	55 30.00	-28.2	19.2 (?)
GLB12	79 40.20	54 53.50	-28.1	16.6 (?)
GLB13	79 16.10	54 12.10	-27.5	15.4
GLB14	78 50.40	53 28.40	-27.9	17.7
GLB15	78 24.80	53 28.40	-27.7	17.9
GLB16	77 59.50	51 32.00	-26.2	18.2

Dabei wird durch den Faktor $\frac{c}{\rho_i}$ die Firnschicht auf eine äquivalente Eisdicke reduziert. Der Partikelpfad beginnt an der Aufsetzlinie. Dort befindet sich das Partikel an der Oberfläche und die überlagernde Eissäule beträgt 0 m. Von dort aus wird die überlagernde Eismächtigkeit nach Gleichung 4.11 berechnet. Der Partikelpfad endet wenn durch basales Schmelzen das gesamte unterlagerte Eis verschwunden ist oder bei kleinen Schmelzraten der Pfad die Schelfeiskante erreicht. Für die Berechnung wurden die aus den Firnkernen ermittelten Akkumulationsraten (Tab. 4.1) verwendet, sowie die in Tabelle 4.2 aufgeführten Deformationsraten und Fließgeschwindigkeiten. Danach befindet sich der im Aufsetzbereich des Foundation Ice Streams gefallene Schnee im Bereich der Filchner Station (etwa 20 km von der Schelfeisfront) in einer Tiefe von 143 m. Dort beträgt die aus den EMR-Messungen ermittelte Eismächtigkeit etwa 220 m. Damit werden zwei Drittel der Eissäule von dem auf dem Schelfeis akkumuliertem Schnee gebildet. B13 liegt etwa 37 km von der Eiskante (IfAG, 1993) und etwa 50 km westlich der Filchner Station. Der berechnete Partikelpfad stimmt sehr gut mit der dort gefundenen Zuordnung, daß das Eis direkt über dem marinen Eiskörper aus dem Anstieg zum Inlandeisschild stammt, überein.

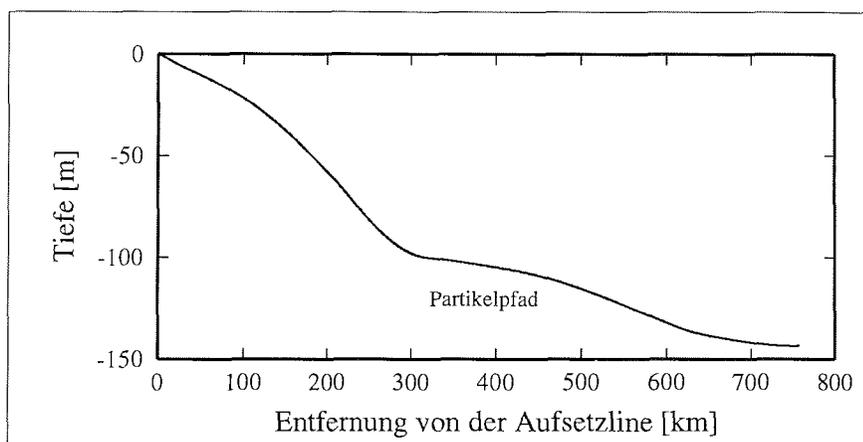


Abbildung 4.11: Partikelpfad für das östliche Ronne Ice Shelf aus der Kontinuitätsgleichung der Massenerhaltung für ein im Bereich der Aufsetzlinie abgelagertes Partikel.

Auf die weiteren Ergebnisse aus der Analyse der Firnkerne wird hier nicht eingegangen, da nur die Akkumulationsrate ein wesentlicher Faktor für die Massenbilanzberechnungen ist und in späteren Kapiteln (Kap. 6 und 7) Verwendung findet. Angaben zu den Messungen und Ergebnissen finden sich bei Graf et al. (1996).

4.4 Geodätische Messungen und ihre Ergebnisse

Neben den seismischen und gravimetrischen Messungen wurden von der Technischen Universität Braunschweig geodätische Untersuchungen im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream, sowie entlang der Fortsetzung ins Ronne Ice Shelf durchgeführt und ausgewertet. Der Schwerpunkt der Arbeiten lag in der Erfassung der Geometrie und Geometrieänderungen des Foundation Ice Stream. Es wurde die Bewegung, Deformation und Oberflächenhöhe im Einstrombereich des Foundation Ice Streams bestimmt (Tab. 4.2 und 4.3). Dies sind wichtige Parameter für die Bestimmung der Massenbilanz und Dynamik des Eisstromes und dienen z.B. der Bestimmung der Abschmelzraten (siehe Kapitel 6) und des Massenflusses (siehe Kapitel 7). Hier werden lediglich die Meßergebnisse kurz vorgestellt. Nähere Informationen zu den Messungen und Meßanordnungen werden von Riedel et al. (1995) und (1996) beschrieben.

Es wurde im Bereich der Aufsetzlinie ein Deformationsnetz aufgebaut und satellitengestützte und terrestrische Beobachtungen in zwei Epochen gemessen (Riedel und Karsten, 1997). Außerdem wurden während der Traverse weitere Deformationsfiguren auf einer Fließlinie des Foundation Ice Streams angelegt und vermessen, sowie Schweremessungen und Nivellementbeobachtungen durchgeführt. Der Foundation Ice Stream weist Fließgeschwindigkeiten von bis zu 586.8 m/a im Bereich seiner

Tabelle 4.2: Resultate der Deformations- und Geschwindigkeitsmessungen auf dem östlichen Ronne Ice Shelf bis zum Foundation Ice Stream (Riedel et al. (1995) und (1996)). e1,e2 entsprechend den Hauptdeformationsachsen. t1 gibt die Richtung von e1 an. Die Lage der Punkte zeigt Abbildung 4.1.

Punktnr.	Strain		Richtung	Fließge- schwindigkeit (v)	Azimet
	e1, e2		t1		Az
	[10 ⁻³ /a]		[gon]	[m/a]	[grad]
141	1.4	-0.2	43	821	45
245	1.8	-0.6	16	653	30
246	1.0	-0.2	35	575	23
345	1.1	-0.2	1	550	18
400	1.1	0.2	179	317	13
500	1.4	-0.1	199	208	55
site-6	0.4	-0.8	153	258	18
700	1.0	-0.5	111	260	22
800	4.0	-3.9	50	398	10
910	3.3	-3.8	122.7	487.7	7.5
920	3.6	-4.5	133.1	522.7	11.1
930	2.5	-2.5	130.4	550.4	14.5
940	2.2	-2.9	158.1	569.8	19.0
950	5.5	-2.8	158.9	586.8	27.3

Tabelle 4.3: Position und Höhe der Punkte auf der Traversenroute und auf dem Foundation Ice Stream (Riedel et al. (1995) und (1996)).

Punktnr.	geogr. Breite	geogr. Länge	ellip. Höhe	ortho. Höhe
	[° ' " S]	[° ' " W]	[m]	[m]
345	78 50 22.6	53 28 28.5	50.6	71
400	79 59 58.5	55 29 59.5	71.8	93
500	80 49 58.9	56 35 15.2	92.2	107
site-6	81 36 18.6	57 53 19.6	108.4	132
700	82 20 05.0	57 49 44.2	121.2	143
800	82 45 00.0	58 41 33.0	123.0	145
930	83 10 00.3	59 34 46.6	140.9	163
1000	83 55 06.0	60 21 36.6	460.0	482
1100	84 49 04.2	59 38 07.3	1168.3	1191

Aufsetzlinie (Punkt 950) auf. Diese nehmen nach Norden bis auf Werte von 208 m/a (Punkt 500) südlich von Berkner Island und Henry Ice Rise ab. Nachdem das Eis diese Engstelle passiert hat, steigen die Fließgeschwindigkeiten bis auf 821 m/a an Punkt 141 an. Im Bereich der Filchner Station werden Geschwindigkeiten von über 1000 m/a erreicht (Möller et al., 1992). Die Fließgeschwindigkeiten im Bereich der Aufsetzlinie des Rutford Ice Streams erreichen Werte von bis zu 367 m/a (Jenkins und Doake, 1991) und liegen etwas unterhalb der Werte des Foundation Ice Streams. Diese sind vergleichbar mit den Fließgeschwindigkeiten vom südlichen Carlson Inlets von 594m/a (Vaughan und Jonas, 1996).

Die größten Strainwerte werden für das untersuchte Gebiet im südlichen Bereich zwischen Punkt 800 und Punkt 950 erreicht.

Die Höhen in Tabelle 4.3 wurden aus GPS-Messungen im „static“ mode mit einer Referenzbasis an Belgrano II bestimmt. Dabei wurden die Geoid-Undulationen des Geopotentialmodells OSU 91 verwendet (Riedel et al., 1995). Die Werte zeigen einen leichten Anstieg in der Oberflächenhöhe von 71 m (Punkt 345) auf 163 m bei Punkt 930. Südlich davon nimmt die Oberflächenhöhe rasch zu und beträgt bei Punkt 1100 1191 m. Ein Höhenprofil ist in Abbildung 4.9 eingetragen.

Kapitel 5

Die Lage der Aufsetzlinien

Die Dynamik eines Schelfeises hängt wesentlich vom Masseneintrag über die Aufsetzlinie ab. Für das Filchner-Ronne-Schelfeis wurde dieser Übergang vom aufliegenden Eisschild zum schwimmenden Schelfeis an vielen Stellen aus Satellitenbildern bestimmt. Allerdings gibt es einige Bereiche speziell in den Mündungsgebieten der Eisströme, in denen die Lokalisierung nicht eindeutig ist. Nahe der Aufsetzlinien werden außerdem die größten Schmelzraten an der Schelfeisunterseite erwartet. Damit gilt dieser Bereich als Hauptbildungsort für ISW (siehe Kapitel 6).

5.1 Der Foundation Ice Stream

Die Aufsetzlinie des Foundation Ice Streams wurde bisher aufgrund von Satellitenbildern bei etwa 83° S vermutet. Auch ein EMR-Meßprofil von der Filchner Station zum Foundation Ice Stream und dessen Vorauswertung legte nahe, daß sich die Aufsetzlinie bei etwa 82.9° S befindet. Hier steigt die Reflexionsamplitude nach Norden stark an. Das Gebiet südlich davon zeigte allerdings Bereiche, die auf ein erneutes Schwimmen des Eisstromes hindeuteten. Daher wurde davon ausgegangen, daß es sich beim Übergang des Foundation Ice Streams in das Schelfeis um eine Zone mit mehrmaligen Aufschwimmen und Aufliegen handelt (Hempel, 1997). Ergebnisse glaziologischer und geophysikalischer Messungen in dieser Region (siehe Kapitel 4) zeigen, daß der Foundation Ice Stream bis 83.38° S, 60.08° W noch nicht aufliegt. In den nächsten Abschnitten werden die zu dieser Aussage führenden Meßergebnisse vorgestellt und anschließend eine vermutliche Position für die Aufsetzlinie abgeleitet. Die einzelnen geophysikalischen Messungen und ihre Ergebnisse wurden bereits in Kapitel 4 und 3 vorgestellt. Im Bezug auf die bisher vermutete Position der Aufsetzlinie läßt sich daraus zusammenfassend sagen:

1. Es wurden über ein 74 km langes Profil im Bereich der Aufsetzlinie seismische Sondierungen durchgeführt. Diese ergaben zwischen P 800 (82.75° S, 58.69° W) und P 950 (83.38° S, 60.08° W) eine Mächtigkeit der Wassersäule unter dem Schelfeis von 800 m bis 480 m. Damit liegt auch am Ende des seismischen Profils immer noch eine sehr mächtige Wasserschicht unter dem Schelfeis, so daß die Aufsetzlinie mehrere Kilometer südlich davon liegen muß.
2. Während der Feldkampagne zeichnete ein Gravimeter die Änderung der Schwerebeschleunigung auf. Dabei ist ein deutlicher Einfluß der Gezeiten zu erkennen. Aus der maximalen Amplitudenänderung wurde eine vertikale Bewegung des Schelfeises von 4.5 m bestimmt. Tiltmetermessungen auf dem Rutford

Ice Stream zeigen, daß südlich der Aufsetzlinie nur noch geringe, in weiterer Entfernung davon keine von den Gezeiten beeinflusste Bewegung im Eis vorliegt (Smith, 1991).

3. Aus den EMR-Profilen alleine läßt sich die Lage der Aufsetzlinie für den Foundation Ice Stream nur schwer festlegen. Die Reflexion von der Eisunterseite ist aufgrund der sehr hohen Rauigkeit bereits im südlichen Schelfbereich durch Diffraktionshyperbeln und geringere Amplituden geprägt (siehe Abb. 3.8).

Da die Lage der Aufsetzlinie durch die geophysikalischen Messungen nicht bestätigt werden konnte, bleibt die Frage nach ihrer tatsächlichen Position. Zur Beantwortung liegen lediglich die Informationen aus drei entlang dem Eisstrom weiter nach Süden gemessenen EMR-Profilen vor. Die interpolierte Eismächtigkeitsverteilung aus diesen drei Datensätzen für den südlichen Abschnitt (Abb. 5.1) zeigt einen Anstieg des Mächtigkeitsgradienten von 5×10^{-3} auf 4×10^{-2} südlich von Punkt P 950. Die Eisdicke nimmt auf 14 km von 1600 m auf 2200 m zu. Danach ist bis zum südlichen Ende der Profile nur noch eine geringe Zunahme zu erkennen. Die größten Änderungen der Eisdicke werden nach theoretischen Modellen im Bereich der Aufsetzlinie erwartet (Oerlemans und Van der Veen, 1984), so daß demnach diese für den Foundation Ice Stream etwa 40 km südlicher liegt, als die Lage des Basislagers.

Ein weiterer Hinweis über die Lage der Aufsetzlinie kann aus dem Schwimmgleichgewicht gewonnen werden. Aus den barometrischen Höhen, die bei den EMR-Messungen mit aufgezeichnet wurden, wurde zusammen mit dem Einsatz der Reflexion von der Oberfläche die relative Höhe der Eisoberfläche auf den drei Profilen bestimmt. Diese wurde dann mit der aus den geodätischen Messungen für das Basislager bestimmten Höhe von 163 m korrigiert. Aus den Eismächtigkeiten erfolgte die Berechnung der Oberflächenhöhe unter Annahme des Schwimmgleichgewichtes. Danach bestimmt sich die Höhe aus dem Dichteunterschied zwischen Eis ($\rho = 0.917 \text{ g/cm}^3$) und Ozeanwasser ($\rho = 1.028 \text{ g/cm}^3$). Die Differenz zwischen den so bestimmten Höhen (Abb. 5.2) zeigt, ab wann das Eis sich nicht mehr im Schwimmgleichgewicht befindet. Für das Profil 952001 liegt bis zum Profilende bei 83.498° S , 61.016° W noch hydrostatisches Gleichgewicht vor. Die Abbildung 5.2 zeigt diese Differenz ab der Position des Basislagers nach Süden für die beiden Profile 952000 und 952002. Die bestimmten Werte sind als Punkte dargestellt, um zu verdeutlichen, daß südlich von 83.5° S - 83.6° S nur noch wenige Punkte vorliegen, an denen eine Reflexion von der Eisunterseite identifiziert und damit eine Eismächtigkeit bestimmt wurde. Für das Profil 952002 schwankt die Differenz zwischen barometrischer und isostatischer Oberfläche bis 83.6° S mit $\pm 20 \text{ m}$ um die Nulllinie. Diese Abweichungen resultieren aus der vertikalen Auflösung des EMR-Systems von 20 m bzw. der Genauigkeit der barometrischen Höhen, die von den allgemeinen Luftdruckänderungen während des Fluges bestimmt wird. Südlich davon steigt die Differenz rasch auf bis zu 80 m an. Die Lage der Aufsetzlinie befindet sich demnach um 83.6° S . Auffällig ist zudem der Bereich zwischen 83.6° und 83.7° S , in dem keine Reflexionen von der Eisunterseite registriert wurden. Auch weiter im Süden liegen nur wenige schwache Reflexionen von der Eisunterseite vor. Für das Profil 952000 ergibt sich leider ein weniger eindeutiges Bild. Hier zeigt sich der reflexionsarme Bereich südlich von 83.5° S . Die Differenz der Oberflächen- und Freibordhöhe ist jedoch bis 83.6° S negativ und steigt dann auf Werte um 30 m an.

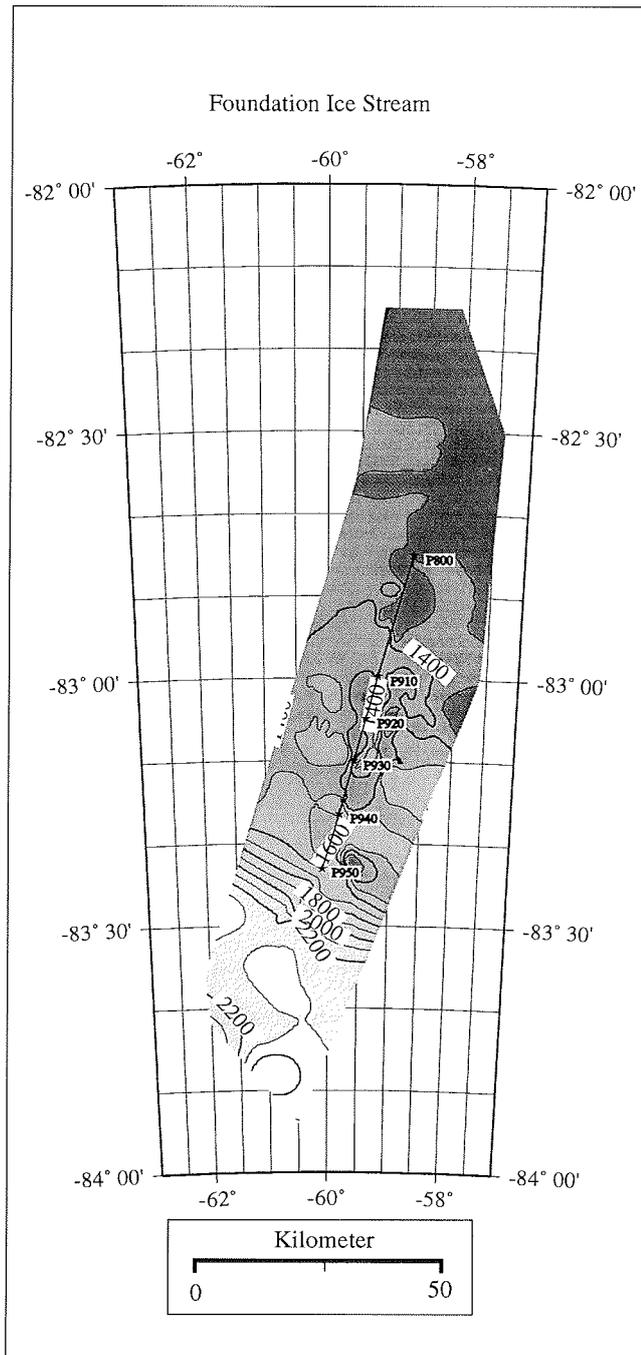


Abbildung 5.1: Eismächtigkeitsverteilung im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream aus den EMR-Meßflügen in Fließrichtung des Eisstroms. Interpolation mittels eines Spline-Verfahrens der Krümmungsminimierung.

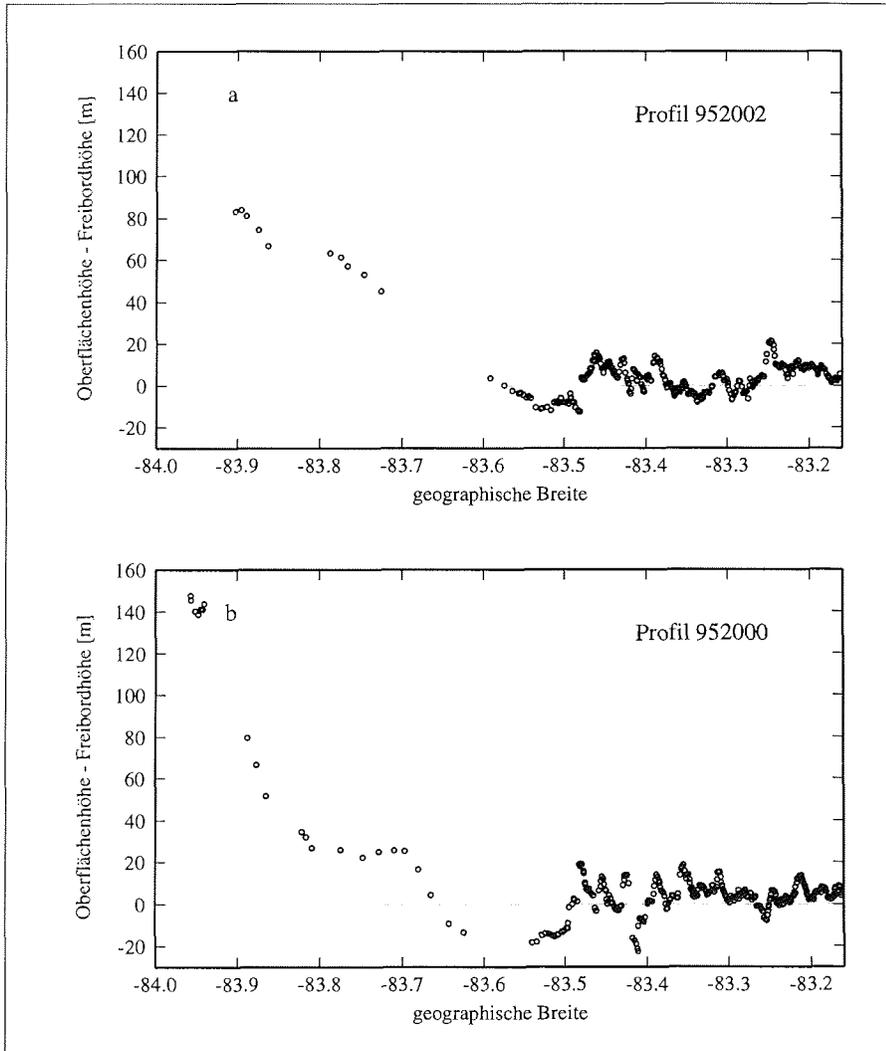


Abbildung 5.2: Differenz zwischen der Oberflächenhöhe und der aus dem Schwimmgleichgewicht berechneten Höhe für die Profile 952002 (a) und 952000 (b) über den Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream

Südlich von 83.8° S zeigt sich ein starker Anstieg der Differenz von 30 m bis auf Werte zwischen 140 - 160 m. Damit läßt sich für die Aufsetzlinie lediglich ein Bereich von -83.55° S bis -83.7° angeben. Die Ursache dafür könnte darin liegen, daß dieses Profil näher am Einstrombereich des Academy Glaciers liegt und außerdem die Fließlinien kreuzt, wohingegen das Profil 952002 besser einer Fließlinie des Foundation Ice Stream folgt. Die Eisunterseite weist jedoch quer zur Fließrichtung starke Undulationen auf, die nicht vollständig hydrostatisch ausgeglichen sind (siehe Kapitel 4). Damit wird die Differenz zwischen Oberflächen- und Freibordhöhe negativ, wenn

diese Undulationen gekreuzt werden.

5.2 Der Möllereisstrom

Die Aufsetzlinie des Möllereisstroms kann aus dem EMR-Profil 952031 (Abb. 5.3) bestimmt werden. Bis 13 km vor Profilende (ab Spur 465) ist die Schelfeisunterseite durch einen klaren, starken und glatten Reflektor repräsentiert. Danach wird die Eisunterseite sehr rau und die reflektierten Amplituden deutlich geringer. Es erfolgte eine Umschaltung des EMR-Systems auf den langen Impuls, um noch einen Reflexionseinsatz der Eisunterseite zu erhalten. Die Eismächtigkeit war auf einer Strecke von 23 km vor diesem Übergang um etwa 320 m angestiegen. Demnach würde man die Aufsetzlinie in dem Bereich bei etwa 82.2095°S , 67.5953°W vermuten. Die Querprofile über den Möllereisstrom zeigen bis einschließlich Profil 952024 einen sehr starken Reflektor der Eisunterseite, der nur durch einige wenige Diffraktionshyperbeln gestört wird. Danach wird der Reflektor schwächer und es zeigen sich wie beim Foundation Ice Stream vereinzelte Rinnen an der Eisunterseite. Diese weisen teilweise eine starke Reflexion auf. Dennoch läßt sich eine Aussage, ob der Eisstrom im Bereich der Profile 952025 und 952026 schon aufliegt aus den Querprofilen nicht treffen. Die Berechnung der Differenz zwischen der Oberflächenhöhe und der Freibordhöhe ergibt ein anderes Ergebnis. Da für die Oberflächenhöhe aus den barometrischen Höhen kein Fixpunkt zur Verfügung stand, wurde die Differenz so korrigiert, daß sie in den Gebieten, die auf dem Schelfeis liegen, Werte um Null herum ergab. Die Aufsetzlinie befindet sich demnach bei etwa 82.142°S , 66.173°W . Südlich davon steigt die Differenz rasch auf Werte über 40 m an (Abb. 5.4). Damit befindet sich die Aufsetzlinie etwa 23 km nördlicher als aus dem EMR-Meßprofil vermutet. Diese Position stimmt sehr gut mit der Küstenlinie der topographischen Karte der Region (IfAG, 1994) überein, die etwa 1.5 km nordöstlicher liegt.

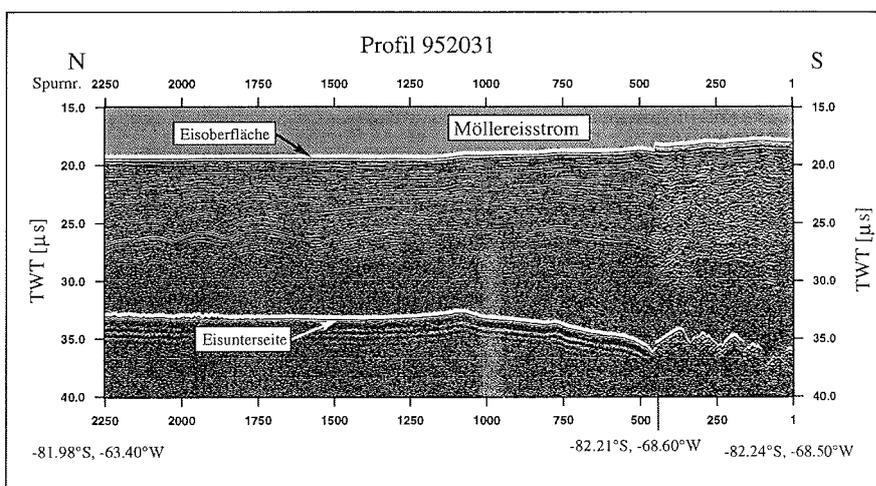


Abbildung 5.3: EMR-Meßprofil 952031 in Fließrichtung des Möllereisstroms.

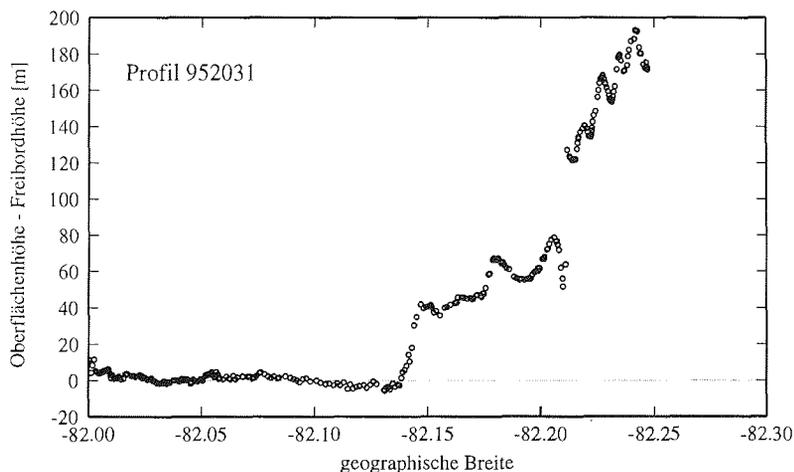


Abbildung 5.4: Differenz zwischen der Oberflächenhöhe und der aus dem Schwimmgleichgewicht berechneten Höhe für die Profile 952031 über den Bereich der Aufsetzlinie des Möllereisstroms

5.3 Der Institute Ice Stream

Zwei EMR-Profile wurden in Fließrichtung über den Einstrombereich des Institute Ice Stream geflogen. Die Eisunterseite ist in beiden Profilen als starker Reflektor zu erkennen. Profil 952041 zeigt einige Bodenspalten etwas nördlich des Profilenendes nahe dem in der topographischen Karte (IfAG, 1993) eingetragenen Eishöcker (Abb. 5.5). Der Reflektor ist jedoch bis zum Profilenende sehr deutlich zu erkennen. Die Eisdicke nimmt über die gesamte Profillänge von 98 km, nur um etwa 230 m zu. Am südlichen Ende des Profils 952040 wird dagegen der Einsatz von der Eisunterseite schwächer und diffuser und zeigt eine sehr unebene Eisunterseite. Außerdem steigt die Eismächtigkeit auf den letzten 30 km um etwa 330 m an. Die Aufsetzlinie des Institute Ice Stream sollte demnach im Bereich des südlichen Endes (81.0° S, 75.08° W) des Profils liegen. Eine Auswertung der Differenz zwischen der aus den barometrischen Höhen bestimmten Oberflächenhöhe und der aus dem Schwimmgleichgewicht ermittelten Freibordhöhe ergibt die Lage der Aufsetzlinie etwa 17 km vor Profilenende. Dort steigt die Differenz von Werten um Null auf Werte um 35 m an. Vergleiche der nach dem hydrostatischen Gleichgewicht bestimmten Lage der Aufsetzlinie mit der Position aus der topographischen Karte (IfAG, 1994) liefern, daß die Aufsetzlinie etwa 5 km südlicher liegt.

Die Untersuchungen der Position der Aufsetzlinie für den Institute Ice Stream und Möllereisstrom zeigen, daß der Reflektor von der Eisunterseite auch in Bereichen, die nicht mehr im Schwimmgleichgewicht sind, noch sehr stark sein kann. Da jedoch schon nach einer Entfernung von 3-6 Eisdicken nach der Aufsetzlinie das Schelfeis im Schwimmgleichgewicht ist, könnten basale Gleitvorgänge vorliegen, die

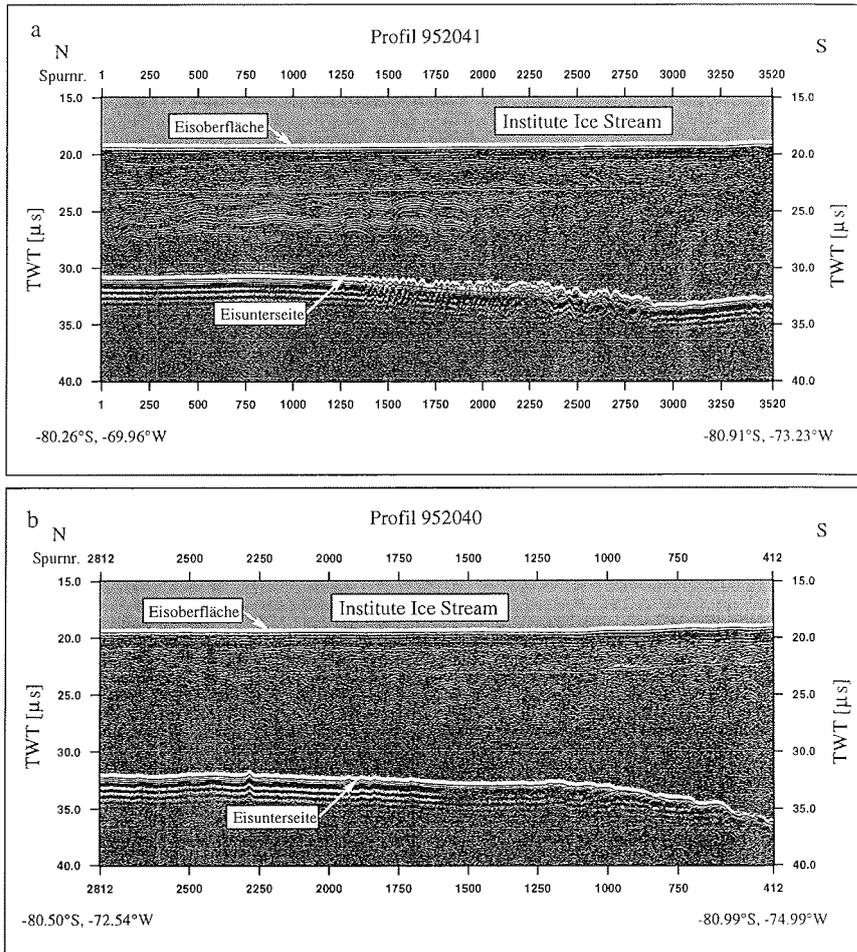


Abbildung 5.5: EMR-Meßprofile in Fließrichtung des Institute Ice Streams. Das Profil 952041 (a) reicht nicht bis über die Aufsetzlinie des Institute Ice Stream. In b ist das Profil 952040 bis in den Bereich der Aufsetzlinie dargestellt.

für den starken Reflektor sorgen. Die Reflexionen im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Streams zeigen dagegen, das umgekehrte Phänomen. Hier zeigt der Reflektor in Bereichen die noch nicht aufliegen eine geringe Amplitude, sowie zahlreiche Diffraktionshyperbeln durch die sehr raue Eisunterseite. Damit ist es schwierig nur anhand der Struktur des Reflektors die Position der Aufsetzlinie festzulegen.

5.4 Der südliche Bereich des Ronne Ice Shelves

Aus den barometrischen Höhen und den Eismächtigkeiten aus den EMR-Messungen im südlichen Ronne Ice Shelf wurde, wie schon für die einzelnen Eisströme oben beschrieben, der Bereich bestimmt, in dem sich das Eis im Schwimmgleichgewicht befindet. Abbildung 5.6 zeigt das Ergebnis dieser Untersuchung für alle Profile im Gebiet des südlichen Ronne Ice Shelves. Der Vergleich mit der Küstenlinie zeigt, daß vor allem im Einstrombereich des Möllereisstroms weite Bereiche, die danach aufliegen sollten, sich im Schwimmgleichgewicht befinden. Die Lage der Aufsetzlinie ist in diesem durch mehrere Eishöcker geprägten Gebiet sehr unsicher.

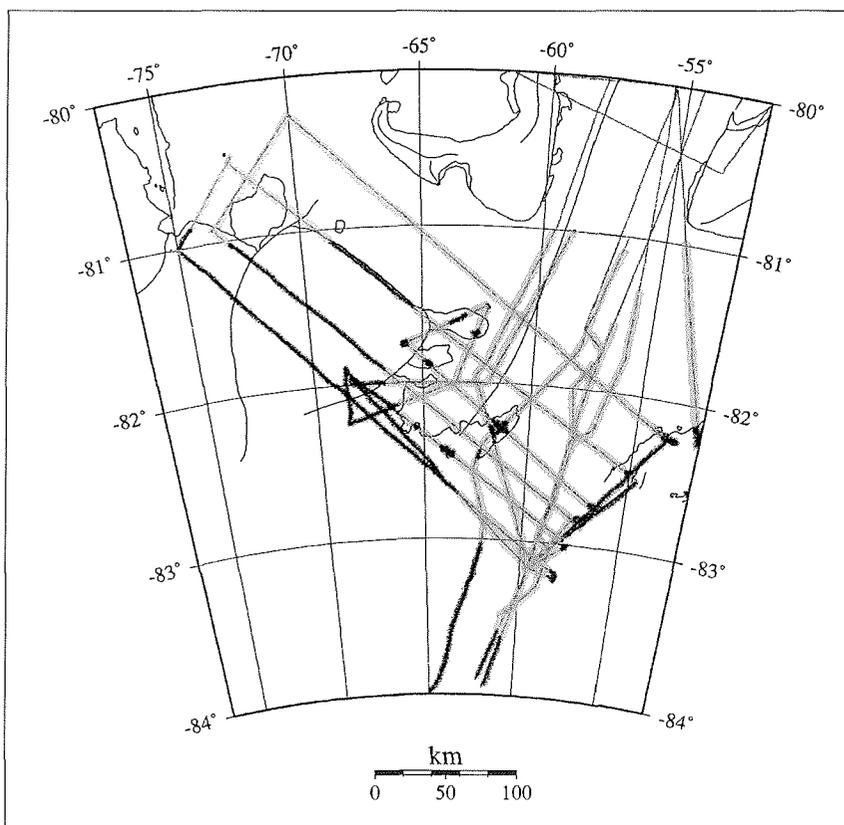


Abbildung 5.6: Differenz zwischen der Oberflächenhöhe und der nach dem Schwimmgleichgewicht berechneten Höhe für die EMR-Profile im südlichen Ronne Ice Shelf. In hellgrau sind die Bereiche, in denen sich die Eissäule im Schwimmgleichgewicht befindet dargestellt. Dunkelgrau kennzeichnet eine positive Differenz und damit Bereiche des Inlandeises oder Eishöcker.

Kapitel 6

Akkumulations- und Ablationsvorgänge an der Schelfeisunterseite

Die Akkumulations- und Ablationsvorgänge an der Schelfeisunterseite spielen eine wesentlich größere Rolle in der Massenbilanz des antarktischen Eisschildes als noch bis vor wenigen Jahren angenommen wurde (Jacobs et al., 1992). Von Jacobs et al. (1992) wurde der durch Schmelzprozesse an der Schelfeisunterseite hervorgerufene Anteil am Gesamtmassenverlust des antarktischen Eises mit über 20% pro Jahr abgeschätzt. Weiterhin spielt das Schelfeiswasser (Ice Shelf Water, ISW), welches durch den Schmelzprozeß an der Schelfeisunterseite gebildet wird eine wesentliche Rolle bei der Bildung des Antarctic Bottom Water (AABW) (Jacobs, 1986; Foldvik und Gammelsrød, 1988). Diese kalte und sauerstoffreiche Wassermasse kann bis über 50° N in den tieferen Schichten der Ozeane gefunden werden (Nicholls et al., 1991) und sorgt für die Ventilation. Diese Prozesse wirken sich außerdem auf die Dynamik der Schelfeisgebiete aus (Grosfeld und Thyssen, 1994). Direkte Messungen der basalen Schmelz- und Anfrierraten gibt es bislang nur wenige (z.B. (Nixdorf et al., 1994; Grosfeld und Blindow, 1993)). Meist erfolgt eine Abschätzung aus ozeanographischen Tiefenprofilen vor dem Schelfeis, glaziologischen Messungen auf der Schelfeisoberfläche oder aus Modellrechnungen. Die für das Schmelzen und Anfriern notwendige Zirkulation unter den Schelfeisen erfolgt aufgrund der nachfolgend beschriebenen Mechanismen.

6.1 Die Eispumpe

Eine „Eispumpe“ wird durch die druckabhängige Veränderung des Schmelzpunktes von Eis mit der Tiefe angetrieben und sorgt für ein Abschmelzen (Ablation) von Eis an den tieferliegenden Bereichen der Schelfeisunterseite und eine Ablagerung (Akkumulation) in flacheren Gebieten (Lewis und Perkin, 1986). Der Prozeß beginnt von selbst sobald die nötigen Voraussetzungen vorliegen. Er kann am besten anhand des Phasendiagramms (Abb. 6.2) für ein System aus Eis und Meerwasser beschrieben werden (Doake, 1976).

In Abbildung 6.1 ist die Druckabhängigkeit des Gefrierpunktes von Wasser dargestellt, welcher mit zunehmendem Druck p abnimmt ($\frac{\partial T_f}{\partial p} = 7.64 \cdot 10^{-4} K/m$ (Foldvik und Kvinge, 1974)). Wasser kann an der Oberfläche höchstens bis auf

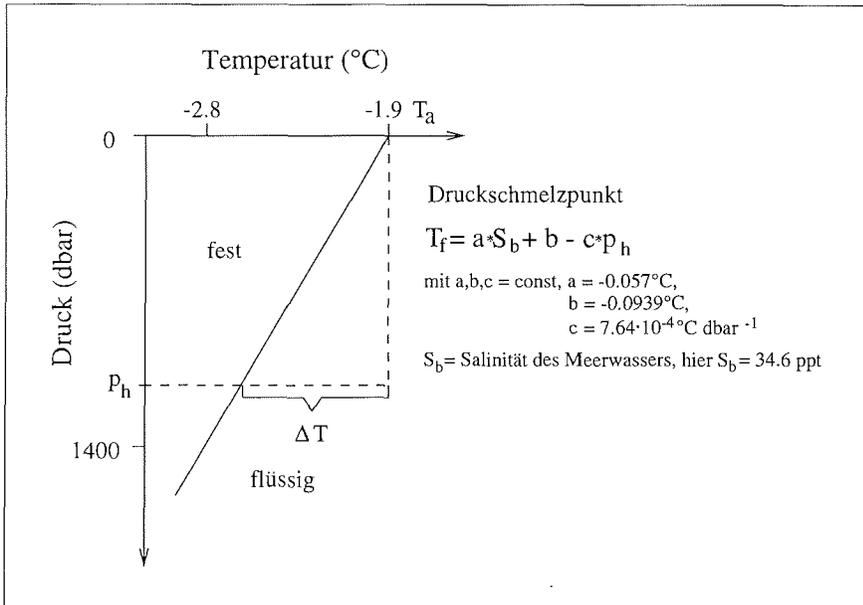


Abbildung 6.1: Druckschmelzpunktkurve für Meerwasser nach (Foldvik und Kvinge, 1974).

die Gefrierpunktstemperatur T_a abgekühlt werden. Gelangt eine solche Wassermasse ohne Temperaturänderung in eine Tiefe h (mit dem Druck p_h) so liegt ihre Temperatur oberhalb des dortigen Druckschmelzpunktes (Abb. 6.1). Es steht damit Energie für den Schmelzprozeß zur Verfügung. Der Gefrierpunkt einer Wassermasse hängt zusätzlich vom Salzgehalt ab. Ein schematisches Phasendiagramm eines Eis/Meerwassersystems ist in Abbildung 6.2 dargestellt.

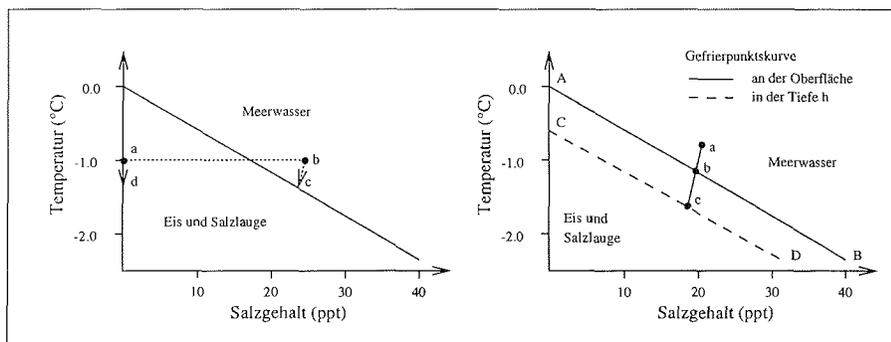


Abbildung 6.2: Schematisches Phasendiagramm für das Zweistoffsystem Eis-Salz nach Doake (1976). Links: für das Abschmelzen, Rechts: für das Anfrieren.

Nach Doake (1976) startet ein Schmelzprozeß, wenn Eis (Punkt a) und Meerwasser (Punkt b), mit der gleichen Temperatur aber unterschiedlichem Salzgehalt in Kontakt kommen. Durch die oberhalb des Druckschmelzpunktes liegende Temperatur des Meerwassers, liegt ein thermodynamisches Ungleichgewicht vor. Das System ist durch Schmelzen des Eises bestrebt dieses aufzuheben. Die Temperatur (da latente Wärme für den Schmelzprozeß benötigt wird) und der Salzgehalt (durch den Süßwassereintrag) des Meerwassers werden verringert, bis das System einen Gleichgewichtszustand erreicht hat. Ein Anfrieren von Eis kann aus zweierlei Zuständen heraus erfolgen.

1. Meerwasser, welches sich im Gleichgewichtszustand befindet (Punkt c) kommt mit kälterem Eis in Berührung. Durch die Wärmeleitung in das Eis kühlt sich das Meerwasser ab, und es kommt zur Bildung von Eisplättchen bis wieder ein Gleichgewichtszustand erreicht ist. Diese Eisplättchen lagern sich an der Eisunterseite ab. Durch das Ausfrieren erhöht sich der Salzgehalt des Meerwassers, gleichzeitig erhöht sich seine Temperatur. Der Prozeß kann solange anhalten bis Schelfeisunterseite und Meerwasser die gleiche Temperatur haben. Gill (1973) stellte allerdings fest, daß die durch diesen Prozeß hervorgerufene Anfrierate nicht mehr als ca. 0.1 m/a betragen kann.
2. Meerwasser des Zustandes c steigt an einer geneigten Eisunterseite auf und unterschreitet in einer geringeren Tiefe die Gefrierpunktttemperatur. Den nötigen Auftrieb erhält sie entweder durch die Schmelzprozesse, durch die sich ihr Salzgehalt verringert und damit auch ihre Dichte. Oder die Ozeanzirkulation unter dem Schelfeis sorgt für einen Aufstieg der Wassermasse. Es kommt dann ebenfalls zur Bildung von Eisplättchen. Nach (Robin, 1979) können die meisten Beobachtungen von basalem Anfrieren erklärt werden, wenn dieser Auftriebsprozeß die Hauptursache spielt.

Dieses aus dem Meerwasser ausgefrorene an der Eisunterseite abgelagerte Eis wird als marines Eis bezeichnet.

Für ein Schelfeis wurden die Vorgänge erstmals von Robin (1979) beschrieben und dann von anderen Wissenschaftlern, z.B. (Foldvik und Gammelsrød, 1988), (Hellmer und Olbers, 1989; Hellmer und Olbers, 1991), (MacAyeal, 1984), (Jenkins, 1991) (Kipfstuhl, 1991) weiterentwickelt. Eine schematische Darstellung der Prozesse ist in Abbildung 6.3 dargestellt.

Danach dringt hochsalines Schelfwasser (High Salinity Shelf Water, HSSW) aufgrund der ozeanischen Strömung weit unter das Schelfeis. Diese Wassermasse wird während der Wintermonate auf dem kontinentalen Schelf durch das Ausfrieren von Meereis gebildet und wird dem Westlichen Schelfwasser (Western Shelf Water, WSW) zugeordnet (Grosfeld und Blindow, 1993). Sie weist wegen des hohen Salzgehaltes von mehr als 34.7 ppt und ihrer Temperatur von ca. -1.9°C (Foldvik et al., 1985) eine sehr hohe Dichte auf. Dadurch fließt das HSSW entlang dem zum Kontinent absinkenden Meeresboden unter das Schelfeis bis in Tiefen größer als 1500 m und bleibt dabei weitgehend unverändert. Der Druckschmelzpunkt beträgt in dieser Tiefe ca. -3.0°C . An der Aufsetzlinie kommt das relativ warme HSSW mit dem Eis in Berührung und es setzen, wie oben beschrieben, Schmelzprozesse ein, die Schmelzraten von mehreren Metern pro Jahr erreichen können. Am Meeresboden entsteht eine Zirkulationszelle aus der sich durch Schmelzwassereintrag eine modifizierte Wassermasse bildet,

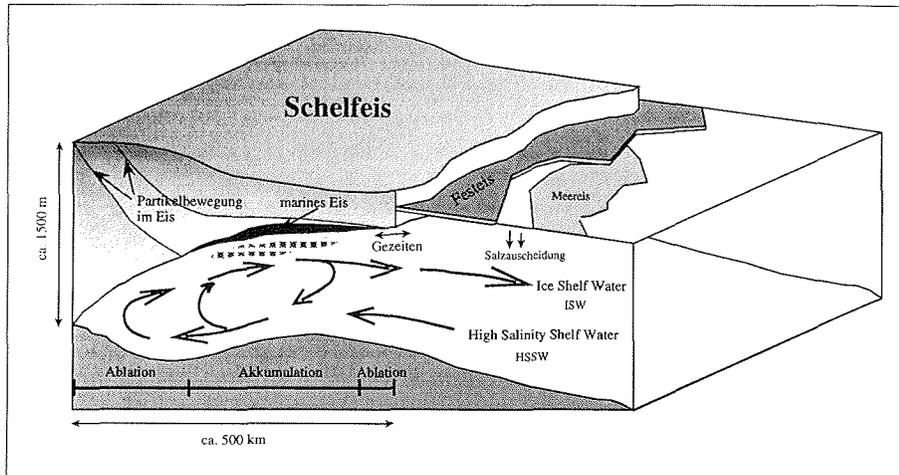


Abbildung 6.3: Schematische Darstellung zum Modell der zweidimensionalen Zirkulation nach (Robin, 1979)

das sogenannten Schelfeiswasser (Ice Shelf Water, ISW). Dieses Wasser steigt aufgrund seines Auftriebs an der geneigten Schelfeisunterseite in geringere Tiefen auf. Während des Aufstiegs wird es weiter mit HSSW vermischt. Je geringer die Tiefe der aufsteigenden Wassermasse wird, desto kleiner werden die Schmelzraten. Zum einen kann dies durch die Veränderung des Druckschmelzpunktes erklärt werden, zum anderen durch das Abkühlen der Wassermasse mit der ständigen Zumischung von kaltem Schmelzwasser. Dadurch verliert die Wassermasse an Auftrieb und es verringert sich ihre Geschwindigkeit, mit der sie an der Schelfeisunterseite hochstrebt. Der Eintrag von wärmeren HSSW wird damit kleiner (Nicholls et al., 1991). Schließlich wird ein Punkt erreicht, an dem die aufsteigende Wassermasse aufgrund der Schmelzprozesse unterkühlt wird. D.h. ihre Temperatur liegt unter dem Druckschmelzpunkt der Umgebung. Um das thermische Gleichgewicht wiederzuerlangen, kommt es zur Bildung von Eiskristallen, welche sich an der Unterseite des Schelfeises anlagern können. Solche marinen Eiskörper wurden beispielsweise unter dem Filchner-Ronne-Schelfeis gefunden.

Dieser Prozeß wurde von Lewis und Perkin (1986) als „Eispumpe“ beschrieben. Wichtig zu bemerken ist, daß der Prozeß nicht von der Wärme in der Wassersäule abhängig ist, sondern zusätzlich zum Schmelzen durch die Advektion von warmen Wasser zur Eis-Wasser-Grenze wirkt (Lewis und Perkin, 1986). Durch den Eintrag von salzreicheren HSSW, sowie der Salzausscheidung bei der Bildung von Eisplättchen, verliert die Wassermasse an Auftriebskraft und löst sich von der Schelfeisunterseite, so daß an der Schelfeisfront das ISW in mittleren Tiefen gefunden wird (Nicholls et al., 1991). An der Schelfeisfront liefert die Gezeitenströmung den für Schmelzprozesse nötigen Energieaustausch (Jacobs et al., 1985).

6.2 Ermittlung von Ablationsbeträgen für das südliche Ronne Ice Shelf

Die Ermittlung der Ablations- und Akkumulationsraten im südlichen Bereich des Ronne Ice Shelves erfolgte für den Bereich des Foundation Ice Stream nach drei verschiedenen Methoden, die durch die unterschiedlichen Datensätze und vor allem durch die bestimmten Deformationsraten möglich wurden. Für den Möllerisstrom und Institute Ice Stream wurde aufgrund der fehlenden Information über Deformationsraten eine Modellierung mit dem eindimensionalen Plume-Modell von A. Jenkins angewandt. Für den Institute Ice Stream konnte dieses nur auf den ersten 80 km nach der Aufsetzlinie durchgeführt werden, weil das EMR-Profil, welches die Eismächtigkeiten für das Modell lieferte, nicht weiter nach Norden reichte.

6.2.1 Ablationsbeträge aus der Kontinuitätsgleichung der Massenerhaltung

Die Kontinuitätsgleichung der Massenerhaltung setzt die Zu- und Abflüsse für einen Eiskörper in Beziehung. Ihre Herleitung wird nach (Paterson, 1994) wie folgt beschrieben. Betrachtet man ein Volumenelement mit den Kantenlängen δx , δy , δz , so muß die Summe der Massenflüsse über die Seiten des Elementes (z.B. $\rho u \delta y \delta z$) gleich der Massenänderung des Elementes ($\frac{\partial \rho}{\partial t} \delta y \delta z$) sein. Dabei sind u, v, w die Geschwindigkeitskomponenten und ρ die orts- und zeitabhängige Dichte.

Daraus folgt:

$$-\frac{\partial \rho}{\partial t} = \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \quad . \quad (6.1)$$

Diese Gleichung entspricht der allgemeinen Massenerhaltung. Unter Annahme von Inkompressibilität, d.h. $\partial \rho / \partial t = 0$ wird die Gleichung zu:

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \quad . \quad (6.2)$$

Der vertikal über die Eismächtigkeit definierte Massenfluß in x-Richtung ist:

$$q = \int_0^H \rho u dz \quad , \quad (6.3)$$

mit den Komponenten x, y, z in den Koordinatenrichtungen. Der Term der vertikalen Geschwindigkeit wird zu:

$$\int_0^H \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} dz = [\rho w]_0^H \quad . \quad (6.4)$$

Bei Schelfeisen finden Akkumulations- und Ablationsprozesse an der Ober- und Unterseite statt. Diese Beiträge entsprechen der rechten Seite von Gleichung 6.4. Es folgt daher durch Integration von Gleichung 6.1 über die Eisdicke:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_0^H \rho dz = -\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} - [\rho w]_0^H \quad . \quad (6.5)$$

D.h. eine zeitliche Massenänderung in der Eissäule ($\frac{\partial}{\partial t} \int \rho dz$) ergibt sich durch Akkumulation und Ablation, und der Summe der horizontalen Massenflüsse. Unter der Annahme einer konstanten Dichte gilt dann:

$$\rho \frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} - [\rho w]_0^H \quad (6.6)$$

Die Dichte kann auf beiden Seiten gekürzt werden und mit einer mittleren Geschwindigkeit \bar{u} , aus der vertikalen Integration (hier in x-Richtung):

$$\int_0^H u_i dz = H \bar{u}_i \quad (6.7)$$

folgt:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = a - m' - \frac{\partial(H\bar{u})}{\partial x} - \frac{\partial(H\bar{v})}{\partial y} \quad (6.8)$$

Dabei stellt a die Akkumulation an der Oberfläche und m' die Ablation an der Unterseite dar.

Unter der Annahme, daß sich das Schelfeis im Gleichgewichtszustand (steady state) befindet ($\frac{\partial H}{\partial t} = 0$), läßt sich die basale Schmelzrate m' aus Oberflächenmessungen der Akkumulation, der Fließgeschwindigkeiten des Eises, der Dehnungsraten, der Eismächtigkeiten und ihrer Gradienten berechnen:

$$m' = a - \frac{\partial(H\bar{u})}{\partial x} - \frac{\partial(H\bar{v})}{\partial y} \quad (6.9)$$

Diese Gleichung gilt nur für inkompressibles Material ($\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$), was im Firnbereich eines Schelfeises, also den oberen 50 - 80 m nicht erfüllt ist (Herron und Langway Jr., 1980). Falls die Firnmächtigkeit jedoch lateral nur wenig schwankt, kann Gleichung 6.9 in guter Näherung angewandt werden (Grosfeld und Blindow, 1993; Determann, 1991).

Während der Filchner-V-Kampagne 1995 wurden unter anderem an den Punkten 910 bis 950, die im Einstrombereich des Foundation Ice Stream liegen (Abb. 6.4), Deformationsfiguren angelegt. Durch zwei unabhängige Positionsmessungen im Abstand von 12 Tagen wurden die Fließgeschwindigkeiten bestimmt (Riedel et al., 1996). Mit diesen Werten (Tabelle 6.1) und den Eisdicken, die durch seismische Sondierungen gewonnen wurden (siehe Kapitel 4), sowie Akkumulationsraten aus Firnkernen (Graf et al., 1996) ergaben sich für die Punkte 920, 930 und 940 nach der obigen Methode (Gleichung 6.9) Schmelzraten von 4.0 ± 1.1 m/a, 7.8 ± 1.1 m/a und 8.8 ± 1.2 m/a.

Bei der Schmelzratenberechnung nach dieser Methode wurde uniaxiales Fließen vorausgesetzt und alle Terme senkrecht zur Fließrichtung nicht berücksichtigt. Der Einstrom fließt in diesem Bereich kanalisiert zwischen dem Bungenstockrücken und den Schmidt Hills, so daß keine transversale Dehnung ($\frac{\partial v}{\partial y} = 0$) zu erwarten ist. Die transversale Geschwindigkeitskomponente v muß nicht berücksichtigt werden, da die großen Variationen der Eisdicke nicht durch transversale Dehnung oder Kompression entstanden sein können.

Die Genauigkeit der verwendeten Fließgeschwindigkeiten beträgt 0.5 m/a (Riedel et al., 1996), der Eisdicken 7.5 m und der Akkumulationsraten 10%.

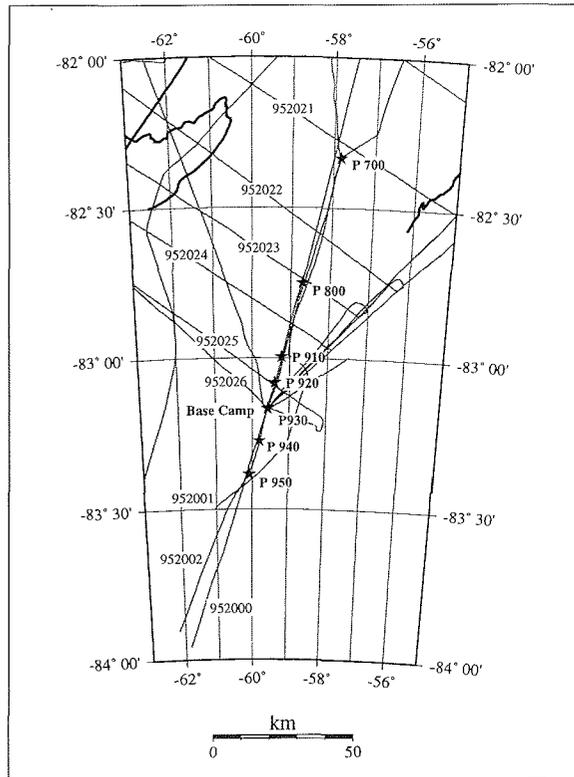


Abbildung 6.4: Ausschnittskarte vom südlichen Ronne Ice Shelf. Die dünnen dunkelgrauen Linien zeigen die Flug-EMR-Profile, die während der Filchner V Kampagne gemessen wurden. Die Sterne entsprechen den Punkten, an denen Fließgeschwindigkeit, sowie Deformation bestimmt wurden.

Tabelle 6.1: Liste der für die Bestimmung der Schmelzraten verwendeten Daten.

Punktnr.	Position	Eisdicke	Fließgeschwindigkeit	Azimut	Profilrichtung	Akkumulationsrate
	[° S, ° W]	[m]	[m/a]	[grad]	[grad]	m/a
910	82.9958, 59.2164	1395.7	487.7	7.5	15.07	0.098
920	83.0819, 59.3956	1367.1	522.7	11.1	14.51	0.098
930	83.1667, 59.5797	1365.2	550.4	14.5	14.62	0.098
940	83.2739, 59.8119	1553.6	569.8	19.0	15.3	0.098
950	83.3844, 60.0797	1679.2	586.8	27.3	17.82	0.098

6.2.2 Ablationsbeträge aus Massenflußberechnungen

Der Massenfluß durch die Querschnittsfläche eines Schelfeises ergibt sich durch:

$$\text{Massenfluß} = \int_{\text{Breite}} \text{mittlere Geschwindigkeit} * \text{Eisdicke} \quad .$$

Die Schmelzrate m' läßt sich zwischen zwei Querschnittsflächen und innerhalb zwei Fließlinien, wie folgt bestimmen:

$$m' = \frac{\text{Einstrom} + \text{Akkumulation} - \text{Ausstrom}}{\text{Fläche}} \quad .$$

Damit sind für die Bestimmung der Schmelzrate die Eisdicke und die Fließgeschwindigkeit auf der jeweiligen Querschnittsfläche, sowie die Akkumulation in dem Bereich zwischen den beiden Querschnittsflächen erforderlich.

Während der Filchner-V-Kampagne wurden mehrere EMR-Meßprofile senkrecht zur Fließrichtung des Foundation Ice Stream geflogen (Abb. 6.4). Die Eismächtigkeitsprofile, wie sie aus diesen Meßflügen bestimmt wurden, sind in Abbildung 6.5 dargestellt.

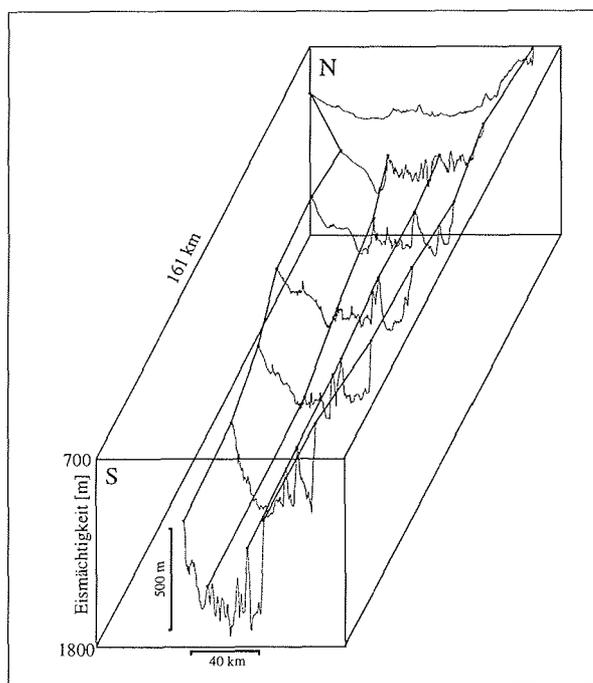


Abbildung 6.5: Eismächtigkeit aus den Querprofilen 952026 - 952020 (siehe Abb. 6.4). Die beiden schwarzen Linien im Zentralbereich der Profile verbinden die Strukturen an der Eisunterseite, die für die Berechnung der Schmelzraten zwischen den Profilen korreliert wurden. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden die Profile nicht proportional zu ihrem tatsächlichen Abstand dargestellt.

Um zu gewährleisten, daß die laterale Berandung zwei Fließlinien entspricht, wurden auf diesen Querprofilen Strukturen an der Schelfeisunterseite über die verschiedenen Profile korreliert. Für diese Korrelation wurden die Querprofile so zueinander verschoben, daß eine sehr markante Rinne an der Schelfeisunterseite, die nahezu auf allen Querprofilen zu erkennen ist (Abb. 6.5) auf einer geraden Linie liegt. Danach wurden weitere auffallende Strukturen der Eisunterseite in allen Profilen identifiziert und daraus eine Fließlinie konstruiert. Da auf dem nördlichsten Profil 952020 keine Struktur mit den anderen Profilen korreliert werden konnte, wurde dieses Profil aus der Berechnung der Schmelzrate herausgenommen. Ebenso wurde das Profil 952025 nicht berücksichtigt. Der Massenfluß wurde unter Verwendung der durch geodätische Messungen bestimmten Fließgeschwindigkeiten berechnet. Dabei wurde die Fließgeschwindigkeit über den Profilabschnitt als konstant angenommen. Da sich die Abschnitte im zentralen Bereich des Eisstroms befinden und an beiden Seiten des Eisstroms starke Scherungszonen existieren, wie aus Satellitenbildern und den Flugradarprofilen (Abb. 3.13, Kap. 3.7.4 und Abb. 6.6) ersichtlich ist, ist diese Annahme zulässig. Die Eisgeschwindigkeiten zwischen den Meßpunkten in Fließrichtung wurden linear interpoliert, um entsprechende Werte für die Querprofile zu erhalten. Tabelle 6.2 gibt den Massenfluß, sowie die verwendeten Parameter für die Querprofile an.

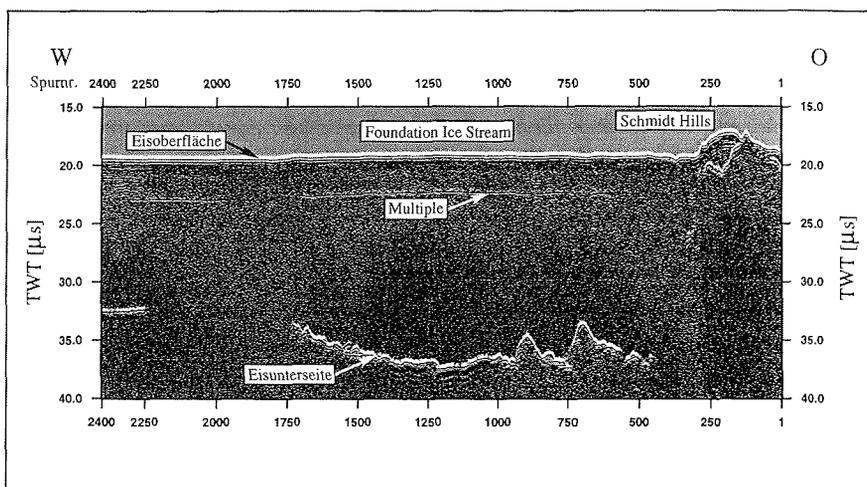


Abbildung 6.6: EMR-Profil 952025 quer zur Fließrichtung des Foundation Ice Stream. Im Osten ist der Übergang zu den Schmidt Hills zu sehen. Der Übergang zum Möllereisstrom im Westen ist durch eine Scherungszone, in der keine Reflexion von der Eisunterseite erkennbar ist, gekennzeichnet.

Die Akkumulationsraten stammen aus der Analyse der Firnkerne (12 Meter), die während der Meßkampagne gebohrt wurden. Sie können als konstant über die Fläche zwischen zwei Querprofilen angenommen werden. Das südlichste Querprofil 952026/952015 durch das Basislager diente als Bezugsprofil. Die so bestimmten Schmelzraten betragen 9.4 - 5.2 m/a, umgerechnet auf die einzelnen Abschnitte 9.4 - 2.7 m/a (Tab. 6.3), wobei die höchsten Abschmelzraten im Süden erreicht

Tabelle 6.2: Massenfluß durch die Querprofile (Abb. 6.5), sowie deren lokale Fließgeschwindigkeit.

Profil	Fließgeschwindigkeit	Massenfluß
	[m/a]	[km ³ /a]
952026	550.4	19.1 ± 0.26
952024	447.5	12.5 ± 0.18
952023	393.9	11.77 ± 0.18
952022	369.6	10.86 ± 0.17
952021	259.9	8.2 ± 0.14

werden. In dem Gebiet zwischen den Querprofilen 952026 - 952021 schmelzen demnach 11.1 km³/a bzw. 10.1 Gt/a Eis ab. Der Fehler bei der Schmelzratenbestimmung ist sehr stark abhängig von der Genauigkeit der Eisdicke, die auf den Querprofilen ±20 m beträgt. Der Fehler in der Fließgeschwindigkeit beträgt ±0.5 m/a (Riedel et al., 1996), während bei der Akkumulation die Ungenauigkeit 10% beträgt. Außerdem kann auch die Korrelation der einzelnen Strukturen der Eisunterseite fehlerbehaftet sein.

Tabelle 6.3: Schmelzraten zwischen den Querprofilen.

Profil		Schmelzrate	Profil		Schmelzrate
Einstrom	Ausstrom		Einstrom	Ausstrom	
		[m/a]			[m/a]
952026	952024	9.4 ± 0.8	952026	952024	9.4 ± 0.8
952026	952023	7.6 ± 0.5	952024	952023	4.6 ± 2.5
952026	952022	6.3 ± 0.3	952023	952022	2.7 ± 2.4
952026	952021	5.2 ± 0.2	952022	952021	3.4 ± 1.0

6.3 Modellierung der Vorgänge an der Schelfeisunterseite

Zur Modellierung der Vorgänge an der Schelfeisunterseite wurde ein von A. Jenkins und A. Bombosch (Jenkins und Bombosch, 1995) entwickeltes eindimensionales Modell zur Schelfeis-Ozean Wechselwirkung mit Eisplättchenbildung verwendet. Es stellt eine Weiterentwicklung des von A. Jenkins (1991) entwickelten Modells dar und soll hier kurz vorgestellt werden.

6.3.1 Das eindimensionale Plume-Modell mit und ohne Eisplättchenbildung nach A. Jenkins und A. Bombosch

Das Modell beruht auf der Annahme, daß die Zirkulation und auch der Vermischungsprozeß unter Schelfeisen ausschließlich durch thermohaline Prozesse angetrieben wird. Die Gleichungen stammen aus der Theorie für turbulente Gravitationsströmung. Der Gezeitenfluß, sowie durch Wind verursachte Strömung wird in dem Modell nicht berücksichtigt, da diese für die Prozeßbeschreibung nicht entscheidend sind. Außerdem soll das Modell zeigen, daß es trotz seiner Einfachheit in der Lage ist, glaziologische und ozeanographische Messungen zu bestätigen.

Dafür wird der Ozean als aus zwei Schichten bestehend angenommen (Abb. 6.7):

1. Eine turbulente Wassermasse (ISW Plume), mit konstantem Salzgehalt S und Temperatur T , sowie einer Dichte D und einer Eiskonzentration C . Der Fluß dieser Auftriebswassermasse entlang der Schelfeisunterseite wird durch die Schwerkraft angetrieben.
2. Stationäres, meist die gesamte verbleibende Wassersäule füllendes High Salinity Shelf Water (HSSW), mit linear mit zunehmender Tiefe ansteigendem Salzgehalt S_a und Temperatur T_a und ohne Eisgehalt.

Der aufsteigende Plume kann durch turbulenten Zufluß an der Unterseite an Masse gewinnen. Massenverlust erfährt er durch Bildung von Eisplättchen, sowie durch direktes Frieren an der Schelfeisunterseite.

Die Temperatur an der Eis-Ozean-Grenze T_b entspricht dem Druckschmelzpunkt T_f . Um nun die Schmelz- und Anfrieraten zu berechnen, wurden zwischen dem Schelfeis und dem turbulenten Teil des Plumes thermale und haline Grenzschichten eingeführt.

Das Koordinatensystem hat eine der Schelfeisunterseite folgende Achse in Fließrichtung, welche mit s bezeichnet wird. Die Normale dazu wird mit n bezeichnet und ist an der Schelfeisunterseite 0, positiv nach oben gerichtet. Der Ursprung des Koordinatensystems befindet sich an der Aufsetzlinie. Die Krümmung der Achse s ist durch die geringen Neigungen der Schelfeisunterseite, die zwischen 10^{-2} und 10^{-3} liegen, sehr klein und wird deshalb vernachlässigt. Außerdem wird die Annahme eines planaren Flusses im Koordinatensystem und eines stationären Zustandes gemacht. Durch Integration über die Tiefe werden die Gleichungen auf eine Dimension reduziert. Die Annahme der Inkompressibilität von Seewasser führt zur Anwendung der Boussinesq-Approximation. Da das Modell nur über eine horizontale Dimension verfügt, kann die Coriolis Kraft nicht berücksichtigt werden, was sicher eine schwerwiegende Vereinfachung ist. Jedoch ist das Ziel des Modells die Untersuchung der Wechselwirkungen an der Schelfeisunterseite und nicht die der Details der Ozeandynamik (Jenkins und Bombosch, 1995). Der ISW Plume besteht aus den zwei Komponenten Eis und homogenem Meerwasser. Er geht mit gemittelten Eigenschaften in das Modell ein. Seine Eiskonzentration wird als so klein angenommen, daß Reaktionen zwischen den Kristallen ausgeschlossen wurden. Dies hätte auch nur eine vernachlässigbare Auswirkung auf die Thermodynamik des Kristallwachstums und die Dynamik der Ablagerungsprozesse.

Im Folgenden werden die grundlegenden Gleichungen für die Modellierung vorgestellt, eine ausführliche Beschreibung befindet sich in Jenkins und Bombosch (1995).

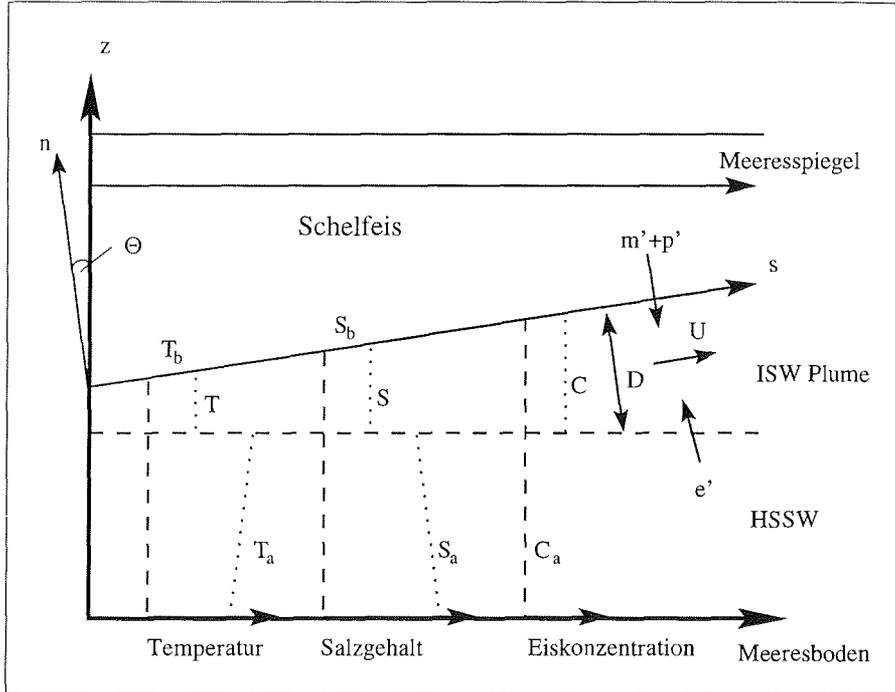


Abbildung 6.7: Aufbau des eindimensionalen Plume-Modells von Jenkins und Bombosch (1995). Der Ozean unter dem Schelfeis besteht aus dem ISW Plume und darunter liegendem HSSW. In die Darstellung sind die Annahmen für den Verlauf von Temperatur T , Salzgehalt S und Konzentration an Eisplättchen C eingetragen.

1. Die Massenerhaltung

Unter Verwendung einer Durchschnittsdichte für den ISW Plume, bestehend aus einer Mischung von Eis und Seewasser, lauten die Massenerhaltungsgleichungen für die Mischung, Wasseranteil und Eisanteil:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_m^*) + \nabla \cdot (\rho_m^* \mathbf{U}) = 0 \quad (6.10)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}[\rho_0(1 - C)] + \nabla \cdot [\rho_0(1 - C)\mathbf{U}] = \rho_0 w' \quad (6.11)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_i C \mathbf{U}) + \nabla \cdot (\rho_i C \mathbf{U}) = -\rho_0 w' \quad (6.12)$$

- mit w' : Wasservolumen, welches durch Schmelzen von Eisplättchen entsteht,
 ρ_0 : Referenzdichte von Meerwasser,
 ρ_i : Eisdichte,
 ρ_m^* : Dichte der Eis/Wasser Mischung unter Verwendung der Referenzdichte ρ_0 ,
 C : Eiskonzentration im Plume,
 \mathbf{U} : mittlerer Geschwindigkeitsvektor des Plumes.

Die Annahme von planarem Fluß, sowie eines stationären Zustandes, führt nach anschließender Integration über die Plumedicke D zu:

$$\frac{\partial}{\partial s}(DU) = e' + m' + p' \quad (6.13)$$

$$\frac{\partial}{\partial s}[DU(1 - C)] = e' + m' + f' \quad (6.14)$$

$$\frac{\partial}{\partial s}(DUC) = \frac{\rho_0}{\rho_i}(p' - f') \quad (6.15)$$

mit e' : Zuflußrate an der Unterseite des Plumes,
 m' : Schmelzrate an der Grenzfläche Eis/Ozean,
 p' : Niederschlagsrate von Eiskristallen,
 f' : gesamtes Flüssigkeitsvolumen geschmolzener Eisplättchen
mit der Referenzdichte ρ_o

Dabei wurde die Approximation $C(\rho_i - \rho_0)/\rho_0 = 0$, wodurch für die Mischung die Inkompressibilitätsbedingung und die Boussinesq-Approximation möglich sind, verwendet. Außerdem ging $e' = E_0 U \sin \Theta$, d.h. die Zuflußrate e' ergibt sich direkt aus dem Produkt der Geschwindigkeit mit der Neigung der Eisunterseite, ein. E_0 ist die Zuflußkonstante und beträgt für das einfache eindimensionale Modell 0.036 (Jenkins, 1991).

2. Die Impulserhaltung

Unter Vernachlässigung der molekularen Viskosität und der Erdrotation ergibt sich für die Erhaltung des linearen Impulses der Eis/Wasser Mischung:

$$\rho_m^* \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \rho_m^* \mathbf{U} \cdot \nabla \mathbf{U} = -\nabla P - \rho_m g \mathbf{k} + \nabla \cdot \mathbf{T} \quad (6.16)$$

mit P : Druck,
 \mathbf{k} : vertikaler Einheitsvektor,
 \mathbf{T} : Reynolds Spannungstensor.

Diese Gleichung kann durch Verwendung von $C(\rho_i - \rho_0)/\rho_0 = 0$, der Annahme von planarem Fluß und stationärem Zustand, sowie der Subtraktion der linearen Impulserhaltung der umgebenden Flüssigkeit und Integration über die Tiefe in:

$$\frac{\partial}{\partial s}(DU^2) = -\frac{(\rho_m - \rho_a^D)}{\rho_0} Dg \sin \Theta - KU^2 \quad (6.17)$$

mit g : Schwerebeschleunigung,
 K : Reibungskoeffizient,
 ρ_a^D : Durchschnittsdichte der umgebenden Flüssigkeit,
 $\rho_a^D = \frac{1}{D} \int_{-D}^0 \rho_a dn$,

überführt werden.

3. Wärme und Salzgehalt im Plume

Für das Aufstellen der Gleichgewichtsgleichungen für die Wärme und den Salzgehalt wird nur der Wasseranteil der Mischung betrachtet und die Diffusion in

die Eiskristalle vernachlässigt. Damit ergibt sich als allgemeiner Ausdruck für das Wärmegleichgewicht:

$$\rho_0(1-C)c_0\frac{\partial T}{\partial t} + \rho_0(1-C)c_0\mathbf{U}\cdot\nabla T = \nabla[\rho_0(1-C)c_0(K_T + \kappa_T)\nabla T] - Q_T \quad (6.18)$$

mit K_T : molekulare thermische Diffusivität,
 κ_T : turbulente Diffusivität,
 Q_T : Wärmeverlust aufgrund des Schmelzens von Eisplättchen,
 c_0 : spezifische Wärmekapazität von Meerwasser.

Der Wärmefluß durch Diffusion ist gegenüber dem Energieanteil durch Zu-
strom vernachlässigbar. Damit kann zusammen mit den bisher getroffenen An-
nahmen die Gleichung weiter vereinfacht werden. Der Diffusionsfluß an der Eis-
Ozean-Grenzfläche ist durch das Produkt des Wärmetransportkoeffizienten
und der Temperaturdifferenz zwischen Plume und Grenzfläche bestimmt.
Außerdem wird der Wärmeverlust verursacht durch Schmelzen oder Bildung
von Eiskristallen durch:

$$Q_T = \rho_0(1-C)c_0\gamma_T^e(T - T_c)A_c + \rho_0c_0w'(T - T_c) \quad (6.19)$$

mit T_c : Temperatur des Wassers in Kontakt mit dem Eis,
 γ_T^e : Wärmetransportkoeffizient der Kristalle,
 A_c : gesamte Oberfläche der Kristalle ist,

ausgedrückt.

Damit folgt für die Wärmeerhaltung:

$$\frac{\partial}{\partial s}[(1-C)DUT] = e'T_a + m'T_b + \int_{-D}^0 w'T_c dn - (1-C)\gamma_T^b(T - T_b) - \\ (1-C)D\gamma_T^e(T - T_c^D)A_c \quad (6.20)$$

mit T_c^D : T_c vertikal über die Plumedicke gemittelt.

Analog dazu ergibt sich für den Salzgehalt:

$$\frac{\partial}{\partial s}[(1-C)DUS] = e'S_a + m'S_b + \int_{-D}^0 w'S_c dn - (1-C)\gamma_S^b(S - S_b) - \\ (1-C)D\gamma_S^e(S - S_c^D)A_c \quad (6.21)$$

Die Gleichungen für die skalaren Größen δD und $\delta^{18}O$ lassen sich nach dem
gleichen Verfahren herleiten.

4. Ablation und Akkumulation an der Schelfeisunterseite

Da Wärme sowohl durch Eis, als auch durch Wasser diffundiert, verändert
sich die Temperatur kontinuierlich an der Grenzfläche zwischen Schelfeis und
Ozean. Der Salzgehalt weist an der Grenzfläche einen Sprung auf, da ange-
nommen wird, daß kein Salz in das Eis diffundiert (Abb. 6.8).

Für beide Prozesse, Schmelzen und Anfrieren, ist der Wärmestrom von der
Grenzfläche ins Eis gerichtet. Dieser Fluß ist bei Schmelzprozessen in der

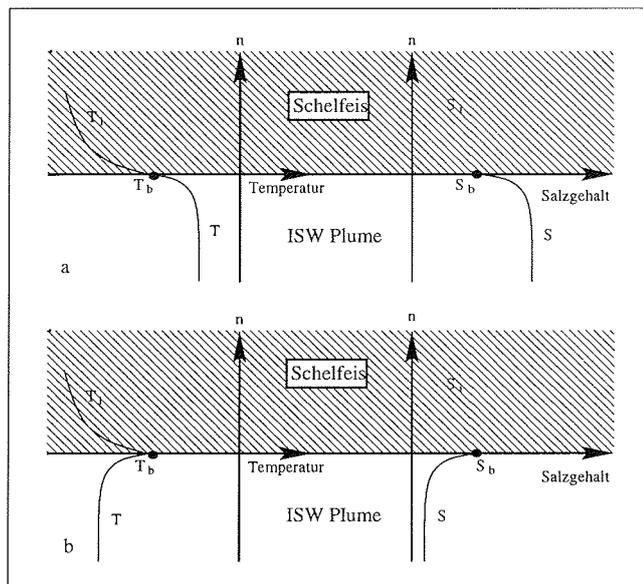


Abbildung 6.8: Temperatur- und Salzgehaltsverteilung an der Eis-Ozean-Grenze für Phasenänderungen im thermodynamischen Gleichgewicht. a: für Schmelzen an der Eisunterseite, b: für Anfriern an der Eisunterseite. T_b gibt den Druckschmelzpunkt für Wasser mit dem Salzgehalt S_b an (nach Jenkins und Bombosch (1995)).

Regel höher als bei Anfrierprozessen, da durch das Schmelzen des relativ warmen Eises der Temperaturgradient erhöht wird. Während des Schmelzens diffundiert Wärme und Salz zur Schelfeisunterseite (Abb. 6.8 a), da die Temperatur über dem Druckschmelzpunkt liegt. Während des Anfrierens (Abb. 6.8 b) sind die Verhältnisse umgekehrt, da der Plume unterkühlt ist. Damit ergibt sich für das Temperatur- und Salzgleichgewicht an der Eis-Ozean-Grenze:

$$\rho_i c_i K_i \left(\frac{\partial T_i}{\partial n} \right)_b - \rho_0 (1 - C) c_0 K_T \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)_b = \rho_0 L m' \quad , \quad (6.22)$$

$$-\rho_0 (1 - C) K_S \left(\frac{\partial S}{\partial n} \right)_b = \rho_0 m' (S_b - S_i) \quad , \quad (6.23)$$

wobei i die Eigenschaften des Eises kennzeichnet.

Die erste Gleichung besagt, daß die Differenz zwischen den normalen Wärmeflüssen an der Eis-Ozean-Grenzfläche zwischen dem Wasser und Eis gleich der latenten Wärme, die als Resultat der Phasenänderung verbraucht oder frei wird, ist. Die zweite Gleichung gibt an, daß der Salzfluß in oder weg vom Plume gleich der Änderung des Salzgehaltes von dem an der Grenzfläche gebildeten oder umgewandelten Wassers an der Schelfeisunterseite ist. Die Temperatur und der Salzgehalt des Wassers, welches in Kontakt mit dem Eis steht, wird

durch den Druckschmelzpunkt:

$$T_b = aS_b + b + cz_b \quad (6.24)$$

mit z_b : Tiefe der Schelfeisunterseite unter dem Meeresspiegel,
a, b, c, : Koeffizienten nach Millero (1978), siehe Abb. 6.1

bestimmt.

Die obigen Gleichungen können unter der Verwendung eines Wärmetransportkoeffizienten γ_T^b in :

$$(1 - C)\gamma_T^b(T - T_b) = \frac{L}{c_0}m' - \frac{\rho_i c_i K_i}{\rho_0 c_0} \left(\frac{\partial T_i}{\partial n} \right)_b \quad (6.25)$$

$$(1 - C)\gamma_S^b(S - S_b) = m' S_b, \quad (6.26)$$

vereinfacht werden. Dabei wurde der Salzgehalt im Eis auf Null gesetzt.

5. Schmelzen und Akkumulation von suspendierten Eiskristallen

Die Ableitung der Temperatur- und Salzgleichungen für diesen Prozeß erfolgt analog zu den Vorgängen an der Eis-Ozean-Grenze. Allerdings ist sie komplizierter, da die Kristallgröße eine wesentliche Rolle für den Wärme- und Salztransport spielt, und Kristalle verschiedener Größen innerhalb des Plumes auftreten. Als erste Vereinfachung wird angenommen, daß das Kristallwachstum vorzugsweise entlang der a -Achse erfolgt und alle Kristalle die gleiche Größe haben. Außerdem wird der Wärmefluß in die Kristalle vernachlässigt. Damit lauten die Erhaltungsgleichungen nach Integration über die Plumedicke:

$$T_c^D = aS_c^D + b + c \left(z_b - \frac{D \cos \Theta}{2} \right) \quad (6.27)$$

$$(1 - C)\gamma_T^c(T - T_c^D)D \frac{2C}{r} = \frac{L}{c_0}f' \quad (6.28)$$

$$(1 - C)\gamma_S^c(S - S_c^D)D \frac{2C}{r} = \int_{-D}^0 S_c w' dn \quad (6.29)$$

6. Ablagerung von Eiskristallen aus der turbulenten Suspension

Weiterhin ist es für die Gleichgewichtsgleichungen wichtig, wieviel der Eiskristalle aus dem Plume sich an die Schelfeisunterseite anlagern. Der Prozeß wird analog zur Sedimentation betrachtet, so daß sich nach McCave und Swift (1976) die Niederschlagsrate durch:

$$\rho_0 p' = -\rho_i C W_d \cos \Theta \left(1 - \frac{U^2}{U_c^2} \right) He \left(1 - \frac{U^2}{U_c^2} \right) \quad (6.30)$$

mit W_d : Auftriebsgeschwindigkeit der Eiskristalle,
 U_c : kritische Plumegeschwindigkeit

beschreiben läßt.

Die Einführung der Heaviside Funktion He :

$$He(x) = 1 \quad x \in (0, \infty) \quad (6.31)$$

$$He(x) = 0 \quad x \in (-\infty, 0) \quad (6.32)$$

gewährleistet, daß negative Niederschlagsraten nicht erlaubt sind.

Damit besteht das Modell aus fünf gewöhnlichen Differentialgleichungen, aus denen sich die Größen D, U, C, T , sowie S berechnen lassen. Dabei beschreiben die Gleichungen 6.24, 6.25 und 6.26 die Zustände an der Schelfeisunterseite, sowie 6.27, 6.28 und 6.29 die an den Eisplättchen. $e' = E_0 U \sin \Theta$ bestimmt die Zufußrate von HSSW an der Plumeunterseite. Die Niederschlagsrate wurde analog zu Sedimentationsprozessen bestimmt.

6.3.2 Anwendung des Plumemodells auf das östliche Ronne Ice Shelf

Für den Plume wird angenommen, daß er in den Bereichen mit den höchsten Schmelzraten einsetzt und dann entlang der Eisunterseite in Richtung Schelfeiskante strömt. Hohe Schmelzraten werden aufgrund der Abhängigkeit des Schmelzpunktes vom Druck in Gebieten mit sehr großen Eismächtigkeiten, d.h im Bereich der Aufsetzlinien erwartet. Das Modell wurde auf drei Schnitte durch das östliche Ronne Ice Shelf, sowie den Bereich der Aufsetzlinie des Institute Ice Stream angewendet. Zwei der Schnitte verlaufen entlang der Radarflugprofile 952000 und 952002, welche von der Filchner Station bis zum Foundation Ice Stream reichen (siehe Abb. 6.9).

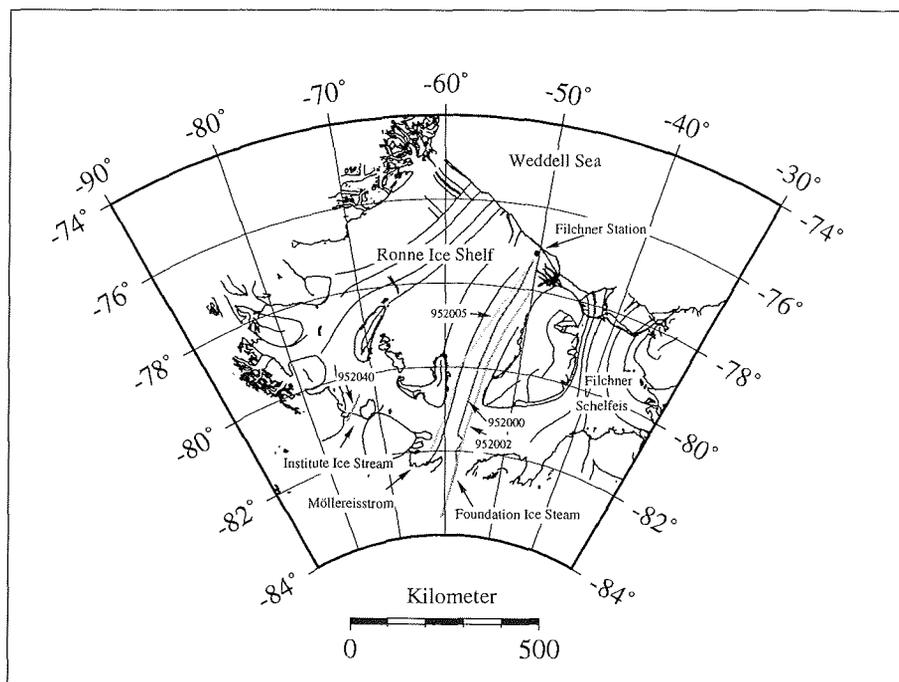


Abbildung 6.9: Karte des Filchner-Ronne-Schelfeises. Die grauen Linien zeigen die Verläufe der EMR-Flugprofile.

Ein weiterer Schnitt verläuft entlang des Profils 952005, von der Filchner Station bis zum Möller Eisstrom, sowie ein Schnitt für den Institute Ice Stream entlang

Profil 952040. Abbildung 6.10 zeigt die jeweiligen Schnitte durch das Schelfeis. Dabei wurden die Profile 952000 und 952002 nur bis zur vermuteten Position der Aufsetzlinie (siehe Kapitel 5) verwendet. Für die Modellierung wurden die Eismächtigkeiten entlang dieser Fluglinien geglättet.

Für den Foundation Ice Stream zeigt sich eine sehr große Änderung der Eismächtigkeit von über 2250 m auf 1350 m in den ersten vierzig Kilometern stromabwärts der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream. Außerdem ist die Eisunterseite bis zu einer Entfernung von 200 km durch Rinnen in Fließrichtung geprägt. Es sind Änderungen der Eismächtigkeit von 200 m auf wenigen Kilometern erkennbar, da das EMR-Profil nicht direkt in Fließrichtung verläuft und damit die Rinnen kreuzt. Dieser Bereich wurde für die Modellierung erheblich geglättet, da im Modell kein negativer Neigungsgradient für die Schelfeisunterseite erlaubt ist.

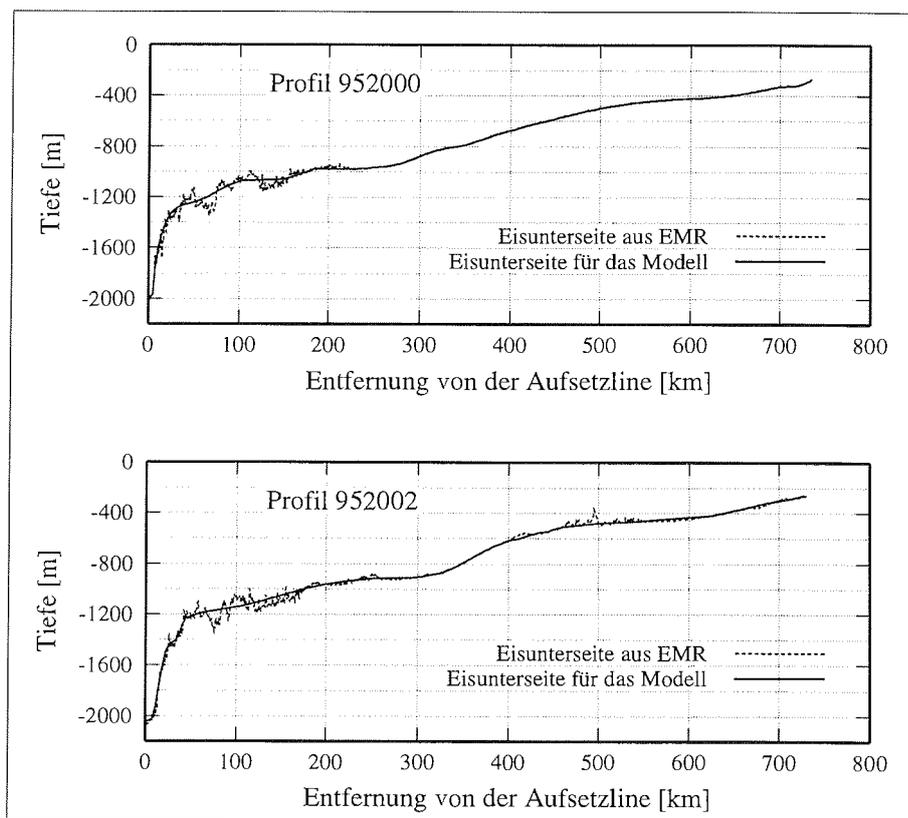


Abbildung 6.10: Schnitt durch das Ronne Ice Shelf entlang der Profile 952000 (oben) und 952002 (unten). Dargestellt ist die Eisunterseite, wie sie aus den EMR-Messungen bestimmt wurde (gestrichelte Linie) und wie sie für die Modellierung (durchgezogene Linie) Verwendung fand.

Die Eigenschaften der Wassermasse wurden entsprechend Jenkins und Bombosch (1995) verwendet. Danach handelt es sich bei der unter dem ISW Plume liegen-

den Wassermasse um Westliches Schelfwasser (WSW), welches einen Salzgehalt von mehr als 34.7 ppt und Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt an der Oberfläche besitzt (Foldvik et al., 1985). Aufgrund der von Hellmer und Jacobs (1992) durchgeführten Modellrechnungen und ozeanographischen Messungen von Foldvik et al. (1985) und Nicholls und Jenkins (1993) wird angenommen, daß sich das WSW durch Vermischungsprozesse mit ISW auf Temperaturen unter dem Oberflächengefrierpunkt abkühlt. Daher wurde ein linearer Abfall der Wassertemperatur mit der Tiefe von -1.9 °C an der Oberfläche auf -2.3 °C bei 2200 m Tiefe angenommen. Ebenso wurde der Salzgehalt aus den von Jenkins und Bombosch (1995) durchgeführten Modellierungen entsprechend übernommen. Dieser wurde aus Werten von Hellmer und Olbers (1989) linear extrapoliert, so daß ein linearer Anstieg von 34.5 ppt an der Oberfläche zu 34.8 ppt in 2200 m Tiefe in die Modellierung eingeht. Der Salzgehaltsgradient spielt eine große Rolle für den Zeitpunkt, wann der Plume keinen Auftrieb mehr hat und damit das Modell endet, da er der wesentlichste Faktor bei der Bestimmung des Dichtegradienten ist (Jenkins und Bombosch, 1995).

Für die Kristallgröße der sich bildenden Eisplättchen wurde ein Durchmesser von 2.5 mm angenommen (Jenkins und Bombosch, 1995). Für Durchmesser größer als 3.5 mm kommt es nach Jenkins und Bombosch (1995) zur sofortigen Ablagerung der sich bildenden Eiskristalle, wohingegen bei Größen kleiner als 1.5 mm sich die Kristalle nicht an der Schelfeisunterseite ablagern können, da die Plumegeschwindigkeit dafür zu groß ist.

Bei den dargestellten Schmelz- bzw. Anfrierraten handelt es sich um die totale Schmelz- bzw. Anfrierrate, d.h. in Bereichen, in denen es zur Bildung von Eisplättchen kommt, sind diese in der Kurve mit berücksichtigt. Sie müssen sich allerdings nicht alle an der Schelfeisunterseite ablagern, sondern können auch im ISW Plume verbleiben, bis dieser sich auflöst oder die Schelfeisfront erreicht.

Die Abbildung 6.11 zeigt einige Eigenschaften des modellierten Systems von der Aufsetzlinie bis zur Eisfront. Die durchgezogenen Linien geben die Ergebnisse entlang des Profils 952000 an, die gestrichelten Linien für das Profil 952002. Dabei wurden die sehr hohen Werte auf den ersten Kilometern nach der Aufsetzlinie nicht dargestellt, da sonst die Variationen im weiteren Verlauf nicht mehr zu erkennen gewesen wären. Auffällig ist die starke Variabilität der Plumegeschwindigkeit und der Zuflußrate. Dies folgt aus der hohen Empfindlichkeit der Reaktion des Plumes auf die Neigung der Schelfeisunterseite, welche in Abbildung 6.11 a dargestellt ist. Plumegeschwindigkeit (Abb. 6.11 b) und Zuflußrate (Abb. 6.11 c) reagieren in Phase auf die Neigungsänderungen. Die Schmelzrate dagegen folgt nur auf etwa den ersten 200 km in Phase auf die Neigungsänderungen. Verursacht wird dies durch die Temperatur des zufließenden Wassers, die höher als der Druckschmelzpunkt in diesem Bereich ist, so daß höhere Zuflußraten mehr Energie zum Schmelzen zur Verfügung stellen. Außerdem bedeuten höhere Plumegeschwindigkeiten, daß ein besserer Wärmetransport zur Eis-Ozean-Grenze erfolgt. Nach 200 km läßt sich eine Phasenverschiebung erkennen, die eigentlich in Regionen mit Anfriern an der Schelfeisunterseite genau 180 Grad erreichen sollte, da nun das Wasser Temperaturen unter dem Druckschmelzpunkt hat. Diese ist lediglich in dem Abfall der Schmelzrate bei einer Entfernung von etwa 350 km zu erkennen. Danach zeigen sich keine Änderungen der Schmelzrate mit den Neigungsänderungen. Der Grund dafür liegt bei den wachsenden Plumegeschwindigkeiten und Zuflußraten, aufgrund der relativ großen Neigungen der Schelfeisunterseite bis zur Eiskante.

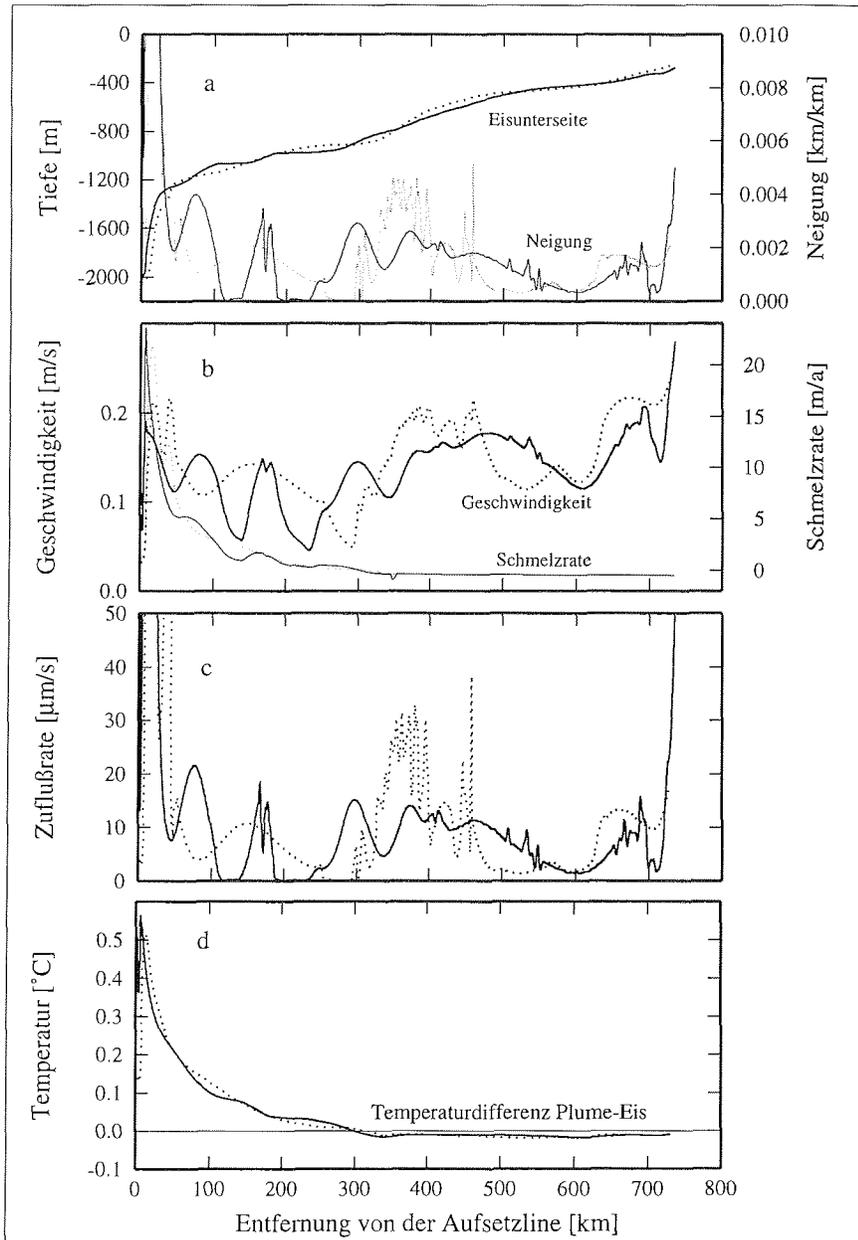


Abbildung 6.11: Resultate der Plume-Modellierung für den Foundation Ice Stream. Die Schelfeisunterseite und ihre Neigung sind in a dargestellt. B zeigt Plume-Geschwindigkeit und Schmelzrate an der Eis-Ozean-Grenze. In c wird die Zuflußrate von HSSW an der Unterseite des Plumes angegeben und d zeigt die Temperaturdifferenz zwischen dem Plume und der Eis-Ozean Grenzfläche. Durchgezogene Linien stellen die Ergebnisse entlang des Profils 952000 da, gepunktete Linien entlang von 952002.

Die maximale Schmelzrate von 22 - 24 m/a (Abb. 6.11 b) wird in einer Entfernung von 10 - 20 km von der Aufsetzlinie erreicht. Die hohen Schmelzraten treten in den Bereichen mit großen Eismächtigkeitsgradienten auf. Allerdings neigt das Modell in Bereichen sehr nahe der Aufsetzlinie dazu die Schmelzraten zu hoch zu bestimmen (A. Jenkins, pers. Mitteilung). Danach ist eine rasche Abnahme der Schmelzrate zu erkennen. In einer Entfernung von etwa 300 km findet der Übergang zum Anfrieren statt, der durch einen Wechsel des Vorzeichens in der Temperaturdifferenz an der Eis-Ozean-Grenze (Abb. 6.11 d) verursacht wird. Hier zeigt sich lokal ein kurzzeitig stärkeres Anfrieren, aufgrund der Anlagerung sich bildender Eiskristalle. Anfrierraten von etwa 0.4 m/a werden daran anschließend erreicht. Bei einer Modellierung ohne Eisplättchenbildung ergeben sich höhere Anfrierraten von 1 - 1.5 m/a (Abb. 6.17 und 6.18). Hierbei kommt es zu einer Ablösung des ISW Plumes in einer Entfernung von 420 - 440 km. Abbildung 6.12 zeigt die Temperatur/Salzgehalt-Charakteristik für den Plume.

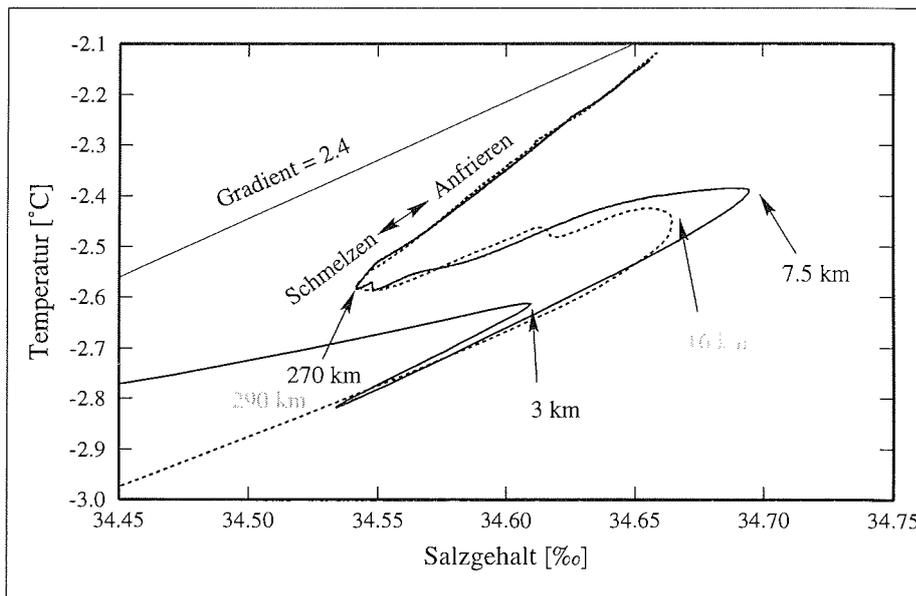


Abbildung 6.12: Salzgehalts- und Temperaturcharakteristik für den modellierten ISW Plume. Die durchgezogene Kurve zeigt das Ergebnis entlang 952000. Für das Profil 952002 ist die Kurve gestrichelt dargestellt. Die Zahlen (schwarz Profil 952000, grau Profil 952002) geben die Entfernung von der Aufsetzlinie an. Außerdem ist der für ein von Schmelz- bzw. Anfrierprozessen dominierter Plume bestimmte Gradient von 2.4 eingetragen.

Auf den ersten Kilometern nimmt der Salzgehalt durch den starken Zufluß von HSSW rasch zu und erreicht bei 8 km (Profil 952000) bzw. 16 km (Profil 952002) ein Maximum. Der Abfall im Salzgehalt, der auf den ersten Kilometern von Profil 952000 zu sehen ist, kommt durch eine Änderung der Neigung in diesem Bereich zustande. Bis 270 km bzw. 294 km verringert sich der Salzgehalt. Der Gradient

dT/dS wird nach Gade (1979) zu L/c_0S für kleine Zuflußraten im Vergleich zu den Schmelzraten (Nicholls und Jenkins, 1993), d.h

$$e' \ll \frac{m'L}{c_0(T_a - T)} \quad (6.33)$$

Für diesen Fall bedeutet diese Bedingung $e' \ll 150m'$ und der Gradient dT/dS beträgt 2.4. Eine Gerade mit dieser Steigung ist in den Graphen (Abb. 6.12) eingezeichnet. Zwischen 8 km bzw. 16 km und 270 km bzw. 294 km dominieren Schmelzprozesse das Modell und die Kurve hat eine Steigung nahe bei den erwarteten 2.4. Die kleineren Undulationen in den Kurven werden durch Neigungsänderungen der Schelfeisunterseite verursacht. Nach 270 km bzw. 294 km vergrößert sich der Gradient. Die Ursache liegt zum einen am Übergang vom Schmelzen zum Anfrieren, wie auch an den hohen Zuflußraten, so daß die obige Bedingung nicht mehr erfüllt ist.

Der Übergang von Schmelzen zu Anfrieren erfolgt auf der Höhe des südlichen Endes von Berkner Island, wofür die sehr große Neigung der Schelfeisunterseite in diesem Bereich verantwortlich ist (Abb. 6.11). Dadurch steigt die Wassermasse sehr schnell in geringere Tiefen auf und ihre Temperatur gelangt unter den Druckschmelzpunkt. Die großen Neigungen des Schelfeises in diesem Bereich kommen dadurch zustande, daß die Eisströme vor der Engstelle zwischen Henry Ice Rise und Berkner Island aufgestaut werden. Ihre Fließgeschwindigkeit wächst beim Durchfluß wieder an und folglich dünnt sich das Schelfeis aus. Marines Eis wurde in diesem Bereich bisher nicht gefunden und auch in den EMR-Daten sind keine Hinweise auf marines Eis gegeben (siehe auch Kapitel 3). Möglicherweise kommt es nicht zu der Ausbildung eines Plumes, wie er dem Modell zugrunde liegt. Das Strömungsbild für den Bereich zwischen Berkner Island und Henry Ice Rise zeigt einströmende Wassermassen an der Westseite von Berkner Island und ausströmende Wassermassen an der Ostseite von Henry Ice Rise (K. Grosfeld, persönliche Mitteilung). Daher existiert vermutlich ein stärkerer Zufluß von relativ warmen WSW, so daß sich der ISW Plume nicht unter den Druckschmelzpunkt abkühlt und die Bildung von Eisplättchen ermöglicht.

Für die Modellierung der Schmelzraten entlang des Möllereisstroms wurden die Eisdicken des Profils 952005 verwendet. Da dieses Profil nicht bis zur Aufsetzlinie des Eisstromes reicht, wurden aus den über das Einstromgebiet gemessenen Querprofilen entsprechende Eismächtigkeiten ausgewählt, und auf diese Weise die Modellgeometrie bis zur Aufsetzlinie nach IfAG (1994) verlängert. Wie in Abbildung 6.13 schon an den sehr großen Variationen in der Schelfeisausdünnung zu erkennen ist, befindet sich ab etwa 230 km (80.6° S, 58.9° W) marines Eis unter dem meteorischen Eis. Aus diesem Grund wurden für dieses Profil Gesamteismächtigkeiten aus dem FRIS-Datensatz des BAS (vergleiche Kapitel 3.6) entnommen, und die so erhaltene Eisunterseite für die Modellierung verwendet.

Die Schmelzrate entlang des Profils wurde sowohl für ein Modell ohne marinen Eiskörper wie auch mit marinem Eiskörper berechnet (Abb. 6.14 d). Es zeigen sich im Bereich der Aufsetzlinie geringe Schmelzraten bis zu 1.4 m/a, aufgrund der doch wesentlich geringeren Neigung der Schelfeisunterseite gegenüber dem Foundation Ice Stream Modell. Bis etwa in eine Entfernung von 340 km (79.65° S, 56.82° W) findet nach diesen Ergebnissen Schmelzen an der Schelfeisunterseite statt. Danach kommt es zu Anfrieren, wobei die Anfrierrate bis zu 2.2 m/a erreichen kann. Diese Maxima kommen durch die Bildung von Eiskristallen zustande. Ihre Form hängt dabei von der Kristallgröße ab.

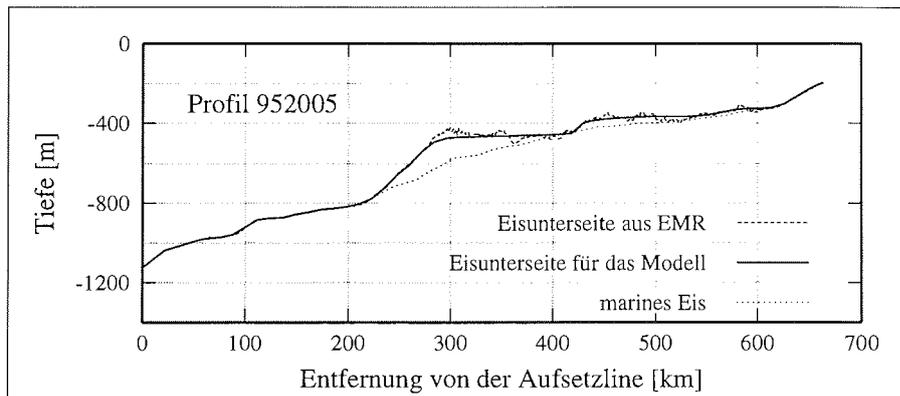


Abbildung 6.13: Schnitt durch das Ronne Ice Shelf entlang des Profils 952005. Dargestellt ist die Eisunterseite, wie sie aus den EMR-Messungen bestimmt wurde (gestrichelte Linie) und wie sie für die Modellierung verwendet wurde (durchgezogene Linie). Die gepunktete Linie gibt den marinen Eiskörper an.

Bis zu einer Entfernung von 620 km liegt die Anfriertrate bei etwa 0.1 - 0.2 m/a. Der Bereich, in dem es zu der Bildung von Eisplättchen und deren Ablagerung kommt, deckt sich mit dem Gebiet, das aufgrund von keinen oder nur geringen Reflexionsamplituden in EMR-Messungen (Thyssen et al., 1992 (1993)) als Bildungsgebiet von marinem Eis angesehen wird. Das Modell mit marinem Eiskörper zeigt für den Bereich zwischen 220 km und 340 km allerdings noch Abschmelzraten bis zu 0.5 m/a, obwohl hier schon marines Eis vorliegt. Auch ein dickerer mariner Eiskörper und damit eine verringerte Neigung der Schelfeisunterseite brachte zwar eine Verringerung der Schmelzrate, aber dennoch blieb der Übergang zum Anfrieren bei etwa 330 km. Die Ursache für ein Anfrieren in der Region östlich von Henry Ice Rise könnte allerdings im Strömungsmuster in diesem Bereich liegen. Der Gebiet bei einer Entfernung von 400 km, in dem kein oder nur sehr wenig marines Eis vorliegt, obwohl hier Anfrierbedingungen existieren, kommt dadurch zustande, daß sich nicht alle der sich bildenden Eisplättchen an der Schelfeisunterseite anlagern. Die beiden Spitzen in der Anfriertrate geben die Bereiche an, in denen die Bildung der Eisplättchen nach dem Modell erfolgt. Abgesehen von diesen Stellen liegen die Anfrierraten bei wenigen Zentimetern pro Jahr. In Abbildung 6.14 sind auch die restlichen Ergebnisse des Modells dargestellt. Gut ist die oben beschriebene Phasenverschiebung zwischen Schmelzrate und Neigung der Schelfeisunterseite nach dem Übergang vom Schmelzen zum Anfrieren zu erkennen. Die Zuflußraten und Plumegeschwindigkeiten werden aufgrund der kleineren Neigungen auf diesem Profil mit zunehmender Entfernung von der Eisunterseite immer kleiner. Sie erreichen Werte, die nur etwa halb so groß sind wie in den anderen beiden Modellen, denn auch die Neigungen der Schelfeisunterseite erreichen maximal 0.005 km/km, was etwa ein Fünftel der maximalen Neigung der Eisunterseite des Foundation Ice Streams ist. Der Plume löst sich in einer Entfernung von 620 km von der Schelfeisunterseite ab.

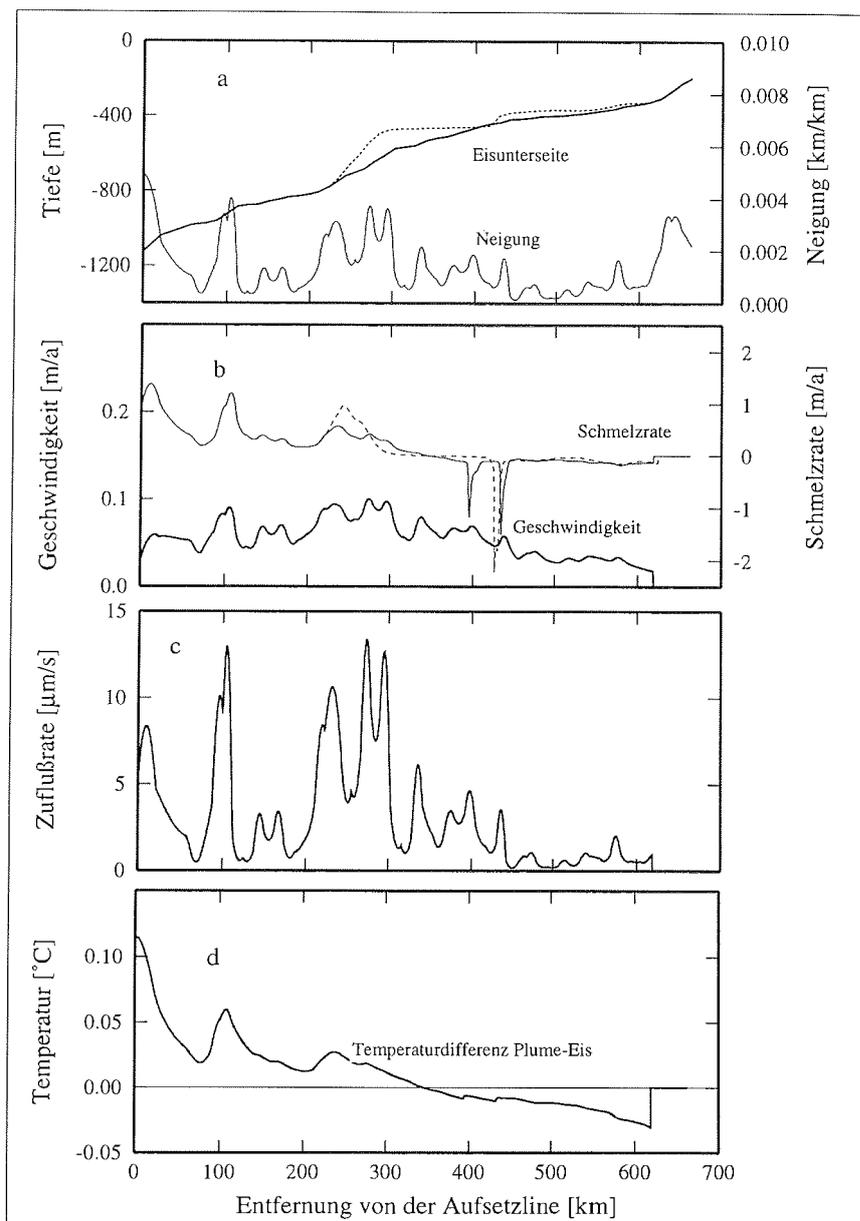


Abbildung 6.14: Resultate der Plume-Modellierung für das Profil 952005. Die Schelfeisunterseite und ihre Neigung sind in a dargestellt. Die punktierte Linie zeigt den marinen Eiskörper. In b ist die Plume-Geschwindigkeit und Schmelzrate an der Eis-Ozean-Grenze dargestellt. Die gestrichelte Kurve gibt die Schmelzrate für eine Modellierung ohne marines Eis an. In c wird die Zuflußrate von HSSW an der Unterseite des Plumes angegeben und d zeigt die Temperaturdifferenz zwischen dem Plume und der Eis-Ozean-Grenzfläche. Die Eigenschaften sind für die Modellierung mit marinem Eiskörper dargestellt.

Für den Ice Stream zeigt Abbildung 6.15 die in das Modell eingehende Eisunterseite für die ersten 80 km nach der Aufsetzlinie. Die Lage der Aufsetzlinie wird in Kapitel 5 beschrieben. Es wurde die südlichste Position verwendet. Die Modellierung erfolgte nur auf der Profillänge des EMR-Meßfluges 952040 und deckt somit nur den Bereich kurz nach der Aufsetzlinie, in dem die höchsten Schmelzraten zu erwarten sind, ab (Abb. 6.16). Die sich aus der Modellierung ergebenden Schmelzraten erreichen Werte von über 6 m auf den ersten 10 km, bei einer Neigung der Schelfeisunterseite bis zu 0.03 km/km. Nach etwa 30 km ist die Schelfeisunterseite nur noch schwach geneigt, wodurch auch die Schmelzraten stark abnehmen. Am Ende des modellierten Bereiches betragen die Schmelzraten zwischen 1 m/a und 2 m/a. Die Reaktion der Plumegeschwindigkeit und der Zuflußrate in Phase zu den Neigungsänderungen der Schelfeisunterseite zeigt sich sehr deutlich in den Modellergebnissen (Abb. 6.16).

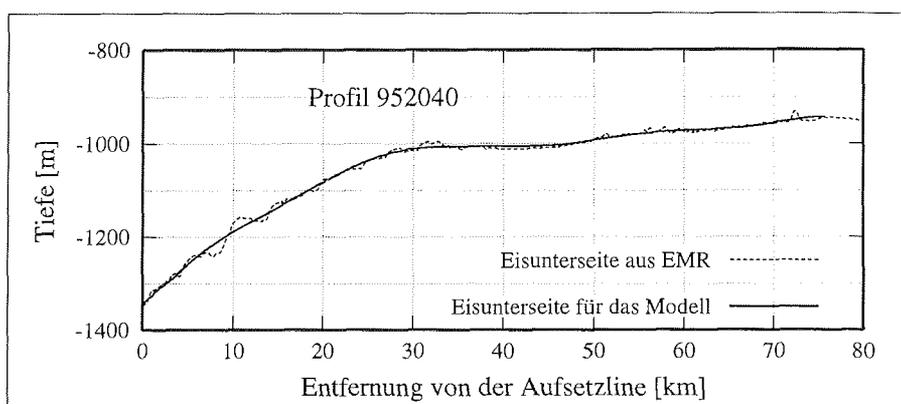


Abbildung 6.15: Schnitt durch das Ronne Ice Shelf entlang des Profils 952040. Dargestellt ist die Eisunterseite, wie sie aus den EMR-Messungen bestimmt wurde (gestrichelte Linie) und wie sie für die Modellierung verwendet wurde (durchgezogene Linie).

6.3.3 Vergleich der nach verschiedenen Methoden ermittelten Schmelzraten

Für die Bestimmung der Schmelzraten im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream wurden mehrere Methoden genutzt:

1. Die Kontinuitätsgleichung der Massenerhaltung
2. Direkte Massenflußberechnungen
3. Das eindimensionale Plume-Modell von A. Jenkins und A. Bombosch

Letzteres lieferte Schmelzraten von der Aufsetzlinie bis zur Schelfeisfront, wobei die Ergebnisse direkt an der Schelfeisfront nicht aussagekräftig sind, da der Gezeiteneinfluß in dem Modell nicht berücksichtigt wird. Die Werte direkt an der Aufsetzlinie

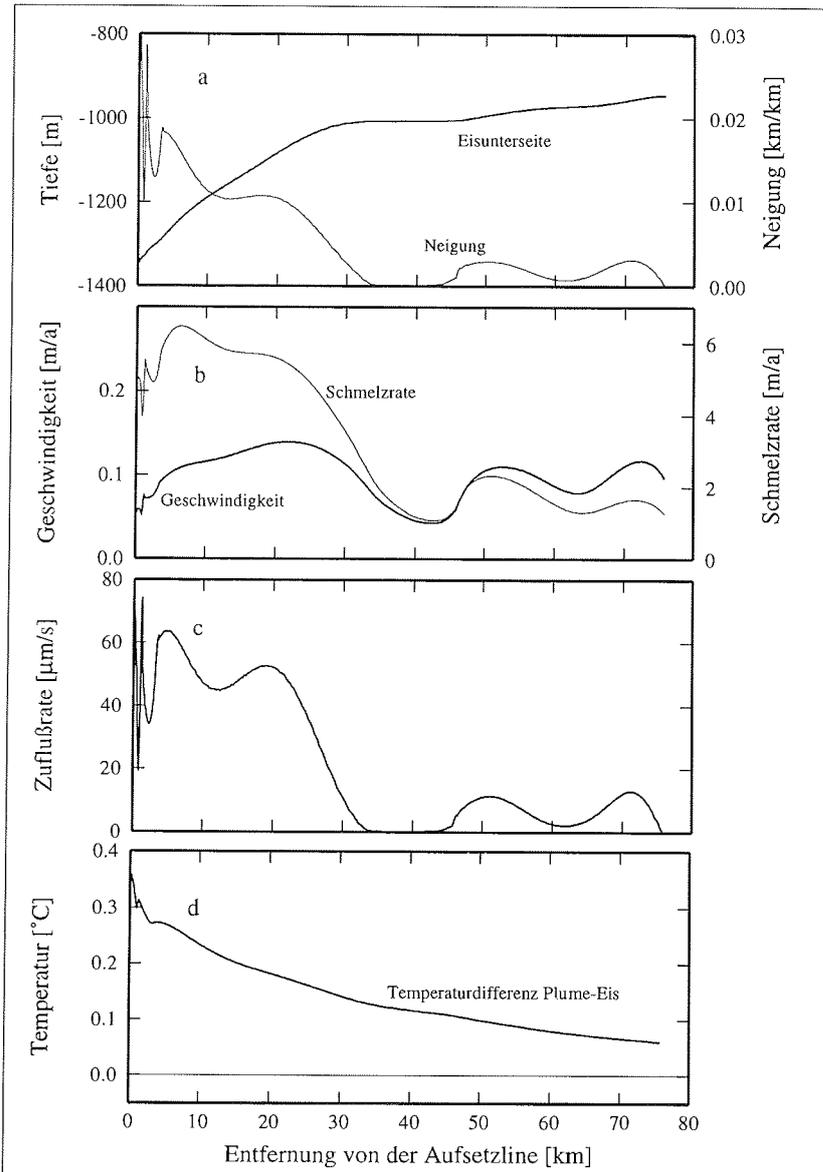


Abbildung 6.16: Resultate der Plume-Modellierung für das Profil 952040. Die Schelfeisunterseite und ihre Neigung sind in a dargestellt. Die gepunktete Linie zeigt den marinen Eiskörper. In b ist die Plume-Geschwindigkeit und Schmelzrate an der Eis-Ozean-Grenze dargestellt. In c wird die Zuflußrate von HSSW an der Unterseite des Plumes angegeben und d zeigt die Temperaturdifferenz zwischen dem Plume und der Eis-Ozean-Grenzfläche.

werden von dem Modell etwas überbewertet (A. Jenkins, pers. Mitteilung), so daß dies für den Foundation Ice Stream mit Schmelzraten bis zu 24 m/a bedacht werden muß.

Abbildung 6.17 zeigt die nach der Kontinuitätsgleichung bestimmten Schmelzraten im Vergleich zu den modellierten Werten.

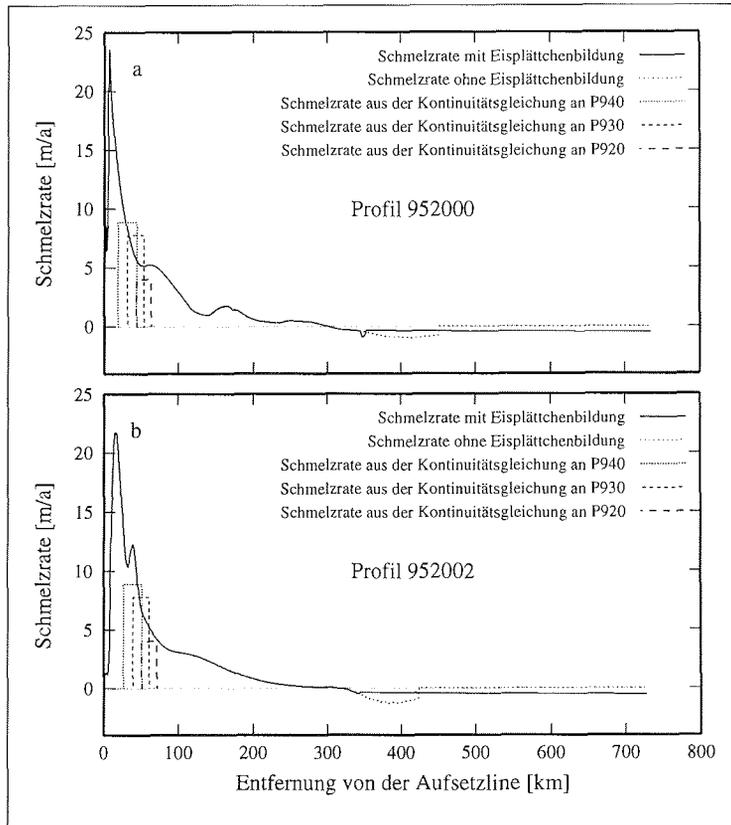


Abbildung 6.17: Vergleich der modellierten und aus der Kontinuitätsgleichung bestimmten Schmelzraten. a: für das Profil 952000, b: für das Profil 952002. Die nach der Kontinuitätsgleichung bestimmten Schmelzraten wurden als Säulen über den Bereich dargestellt, der in die Berechnung mit eingeht, d.h. bei der Berechnung an P940 gehen Werte von P950 bis P930 ein und dieser Bereich wird von der Säule P940 abgedeckt.

Die Säulen geben jeweils die Schmelzrate aus der Kontinuitätsgleichung an. Dabei entspricht die Säulenbreite der Entfernung zwischen den jeweils für die Berechnung verwendeten Punkte von der Aufsetzlinie. Die Säulen liegen für die beiden Profile nicht an der gleichen Stelle, da die Aufsetzlinie für die beiden Profile nicht exakt an der gleichen Position liegt (siehe Kapitel 5).

Die nach dieser Methode bestimmten Schmelzraten stimmen sehr gut mit den modellierten Werten überein. Lediglich für den Punkt P930 zeigt das Modell ent-

lang Profil 952000 eine Differenz bis 2.5 m in der Schmelzrate. In der Modellierung nimmt die Schmelzrate sehr rasch ab, bleibt dann über etwa 20 km konstant und nimmt erst danach weiter ab.

Ein Vergleich zwischen den aus Massenflußberechnungen ermittelten Schmelzraten und den modellierten Werten ist in Abbildung 6.18 dargestellt.

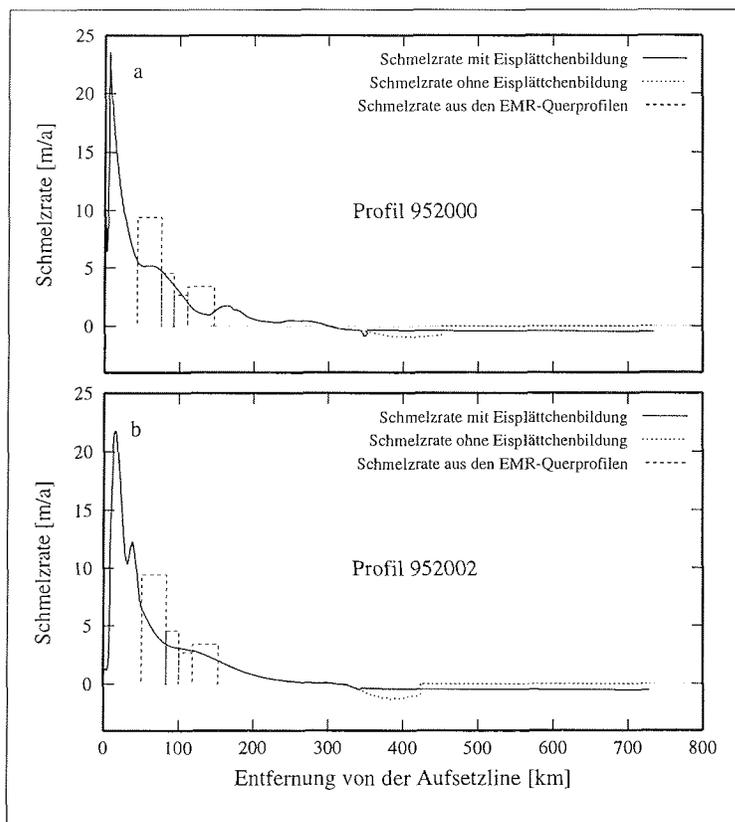


Abbildung 6.18: Vergleich der modellierten und aus den EMR-Querprofilen berechneten Durchfluß bestimmten Schmelzraten. a: für das Profil 952000, b: für das Profil 952002. Die aus dem Durchfluß durch die Querprofile bestimmten Werte wurden als Säulen, deren Breite der Entfernung der Querprofile zueinander entspricht, dargestellt.

Die Säulenbreite entspricht der Entfernung der Profile, zwischen denen die Schmelzrate ermittelt wurde. Hier zeigt sich eine gute Übereinstimmung der nördlichen Bereiche, wohingegen südlich davon zwischen 50 - 80 km die direkte Methode viel höhere Werte zeigt. Ein Grund dafür, liegt sicherlich in der Schwierigkeit, die einzelnen Strukturen an der Eisunterseite zu korrelieren. Damit geht eine fehlerhafte Querschnittsfläche in die Berechnung ein.

Die aus der Modellierung bestimmten sehr hohen Schmelzraten wenige Kilometer

nach der Aufsetzlinie lassen sich leider durch fehlende Informationen, wie Fließgeschwindigkeit oder Querprofile für Massendurchflußberechnungen nicht durch andere Verfahren verifizieren.

6.4 Vergleich mit bisher im Bereich der Aufsetzlinie bestimmten Abschmelzraten

Von Bombosch und Jenkins (1995) wurden Rechnungen mit dem von ihnen entwickelten eindimensionalen Modell, welches auch für die oben beschriebenen Modellierungen verwendet wurde, für verschiedene Fließlinien des Ronne Ice Shelf durchgeführt. Für das zentrale Ronne Ice Shelf sahen sie den Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream als Hauptproduktionsgebiet für ISW an. Die Modellierung entlang der von ihnen gewählten Fließlinie lieferte Schmelzraten von 2 m im Bereich der Aufsetzlinie. Außerdem zeigten sich Spitzen von -1.5 bis -2.5 m/a in einer Entfernung von 300 - 400 km von der Aufsetzlinie, wo es zur Bildung von Eisplättchen kommt. Die Anfrierraten im weiteren Verlauf liegen unter 0.5 m/a. Die Schmelzraten liegen erheblich unter den hier vorgestellten Werten. Der Grund dafür liegt darin, daß von Bombosch und Jenkins (1995), die bis dahin vermutete Position der Aufsetzlinie 40 km weiter nördlich lag und damit die maximale Eisdicke 1570 m betrug. Die aus den neueren Messungen vermutete Position der Aufsetzlinie (siehe Kapitel 5) weist eine Eisdicke von 2250 m auf, wodurch die Neigung der Schelfeisunterseite auf diesen letzten etwa 40 km sehr hoch ist. Dadurch entstehen bei der Modellierung die sehr hohen Schmelzraten unter den ersten Kilometern des Schelfeises. Die etwas höheren Anfrierraten lassen sich durch die Wahl der Fließlinie erklären. Diese liegt weiter westlich und schon im Bereich des marinen Eiskörpers, so daß dort auch höhere Anfrierraten erwartet werden. Die von Bombosch und Jenkins (1995) bestimmten Werte für den Bereich der Aufsetzlinie des Institute Ice Stream betragen etwa 3 m/a und liegen ebenfalls unter den hier vorgestellten Werten. Auch dort liegt dies an der Lage der Aufsetzlinie. Abschmelzraten von 3 m/a werden in einer Entfernung von 30 km von der hier bestimmten Aufsetzlinie erreicht, bei Eismächtigkeiten von etwa 1120 m. Diese Verhältnisse liegen im Modell von Bombosch und Jenkins (1995) wenige Kilometer nach der dortigen Aufsetzlinie vor. Damit stimmen die Schmelzraten für diesen Bereich gut überein.

6.4.1 Ein Vergleich mit Schmelzraten anderer Eisströme des FRIS

Aus Modellierungen wurden folgende Schmelzraten nahe der Aufsetzlinie bestimmt (Bombosch und Jenkins, 1995):

Evans Ice Stream:	~ 4.5 m/a
Carlson Inlet:	5 - 6 m/a
Support Force Glacier:	~ 6 m/a
Bailey Ice Stream:	3.5 - 4 m/a
Rutford Ice Stream:	~ 4 m/a

Für den Rutford Ice Stream wurden von Corr et al. (1996) aus Massendurchflußberechnungen von EMR-Querprofilen über den Eisstrom für einen $70 \times 25 \text{ km}^2$ großen Bereich direkt nach der Aufsetzlinie eine mittlere Schmelzrate von $2.7 \pm 0.5 \text{ m/a}$ bestimmt. Jenkins und Doake (1991) bestimmten aus der Kontinuitätsgleichung für die Massenerhaltung Schmelzraten von 4 - 5 m/a für den südlichen Bereich des Rutford Ice Stream. Von Smith (1996) wurden über seismische Messungen unter Ausnutzung interner Reflektoren für dieses Gebiet Schmelzraten bis zu 6 m/a bestimmt. Modellierungen von Nicholls et al. (1991) lieferten Schmelzraten von bis zu 5 m/a.

Diese für andere in das Filchner-Ronne-Schelfeis fließende Eisströme bestimmten Schmelzraten sind um einiges geringer als die Werte für den Foundation Ice Stream. Ursache dafür ist die an der Aufsetzlinie höheren Eismächtigkeiten von bis zu 2250 m. Die Temperatur des relativ warmen einströmenden HSSW liegt um 1.1°C über dem Druckschmelzpunkt in einer Tiefe von 2000 m. Diese Temperaturdifferenz führt bei genügend großem Einstrom zu starkem Abschmelzen. Außerdem zeigt die Meeresbodentopographie (IfAG, 1994) keine Behinderung des Einstroms von HSSW bis in den südlichsten Bereich des Foundation Ice Stream. Etwa 40 km von der Aufsetzlinie entfernt liegt noch eine Mächtigkeit der Wassersäule unter dem Schelfeis von 500 m vor (siehe Kapitel 4). Dagegen zeigt sich für den Rutford Ice Stream eine den Einstrom von HSSW behindernde Bodentopographie im südlichen Bereich.

Die für den Möllereisstrom bestimmten Schmelzraten sind erheblich geringer als für die anderen Eisströme. Die Neigung der Schelfeisunterseite ist beim Möllereisstrom geringer und die Meeresbodentopographie (-1100 - -1300 m) begünstigt keinen Zufluß von HSSW, da direkt östlich davon der tiefe Graben (-1500 m) unter dem Foundation Ice Stream liegt.

Die Werte für den Institute Ice Stream entsprechen denen für die anderen Eisströme.

6.4.2 Maximale Schmelzraten anderer Schelfeise

Für das Ross Ice Shelf wurden von Scheduikat und Olbers (1990) maximale Schmelzraten von 0.44 m/a südlich von Crary Ice Rise berechnet. Modellierungen von MacAyeal (1984) ergaben maximale Schmelzraten von $0.5 \pm 0.25 \text{ m/a}$ für dieses Schelfeis.

Das Amery Ice Shelf schmilzt nach Hellmer und Jacobs (1992) um maximal 2.7 m/a im südlichen Bereich ab. Dagegen wurden für das Georg VI Ice Shelf Schmelzraten von 8 m/a für bestimmt (Bishop und Walton, 1981). Sehr hohe Schmelzraten von durchschnittlich $12 \pm 3 \text{ m/a}$ liegen nach Jenkins et al. (1997) für den Pine Island Glacier vor. Modellierungen von Hellmer et al. (1997) ergaben in einer Entfernung von 20 - 55 km von der Aufsetzlinie Schmelzraten von 30 - 40 m/a.

Demnach liegen die für das Ronne Ice Shelf bestimmten Werte in den gleichen Größenordnungen, wie die für andere Schelfeise bestimmten Schmelzraten. Die extrem geringen Schmelzraten für das Ross Ice Shelf, des flächenmäßig größten Schelfeises, liegen an der geringen maximalen Eisdicke von 800 m (Bentley, 1979).

6.4.3 Vergleich mit einfachen analytischen Schelfeisprofilen

Die Eismächtigkeit eines frei schwimmenden sich im Gleichgewichtszustand befindlichen Schelfeises bestimmt sich nach Oerlemans und Van der Veen (1984):

$$H = \left[\frac{Co}{M} - \frac{U_0^4 \left(\frac{Co}{M} H_0^4 - 1 \right)}{(MX + H_0 U_0)^4} \right]^{-1/4}, \quad (6.34)$$

- mit H : Eismächtigkeit,
 M : konstante Massenbilanzrate,
 H_0 : Eismächtigkeit an der Aufsetzlinie,
 U_0 : Fließgeschwindigkeit an der Aufsetzlinie,
 X : Distanz von der Aufsetzlinie,
 Co : Fließparameter.

Dabei ist der Fließparameter Co durch:

$$Co = A \left[\frac{\rho_i g (\rho_0 - \rho_i)}{4\rho_0} \right]^4 \quad (6.35)$$

- mit A : Fließfaktor,
 ρ_i : Dichte von Eis,
 ρ_0 : Dichte von Meerwasser ,

gegeben.

Die Gleichung 6.34 beruht auf einer konstanten Massenbilanz des Schelfeises und beschreibt eine Abnahme der Eismächtigkeit mit der Entfernung von der Aufsetzlinie.

Grundlage für die Herleitung ist das allgemeine Fließgesetz:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = A \tau^{n-1} \tau_{ij} \quad , \quad (6.36)$$

das eine Beziehung zwischen Deformation ($\dot{\epsilon}_{ij}$) und Spannung (τ_{ij}) herstellt. Der Fließfaktor A gehorcht der Arrhenius Relation (Paterson, 1994):

$$A = A_0 \exp(-Q/RT_k) \quad , \quad (6.37)$$

- mit A_0 : temperaturunabhängiger Materialfaktor,
 Q : Aktivierungsenergie für die Deformation (im Mittel 60 kJ/mol),
 R : universelle Gaskonstante, 8.314 J/mol K,
 T_k : Temperatur in Kelvin.

τ ist die effektive Spannung und ist durch:

$$2\tau^2 = \tau_{xx}^2 + \tau_{yy}^2 + \tau_{zz}^2 + 2(\tau_{xy}^2 + \tau_{yz}^2 + \tau_{zx}^2) \quad , \quad (6.38)$$

gegeben. Dabei sind die deviatorischen Spannungen $\tau_{ij} = \sigma_{ij} - \delta_{ij} 1/3(\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz})$, definiert als Abweichung der vollen Spannungen von den mittleren einwirkenden Normalspannungen (Oerlemans und Van der Veen, 1984). Der Exponent n variiert zwischen 1.5 und 4.2, mit einem Mittelwert von 3, der für glaziologische Studien verwendet wird (Paterson, 1994).

Ausgehend von einem Kräftegleichgewicht innerhalb der Eissäule ABCD (Abb. 6.19) ergibt sich (Oerlemans und Van der Veen, 1984):

$$\frac{\partial}{\partial x}(2H\bar{\tau}_{xx}) = \rho g H \frac{\partial h}{\partial x} + \tau_b. \quad (6.39)$$

mit h : Höhe des Eises über dem Bezugsniveau,
 $\bar{\tau}_{xx}$: vertikal integrierte Spannung,
 τ_b : basale Scherspannung, $\tau_b = 0$ für Schelfeise.

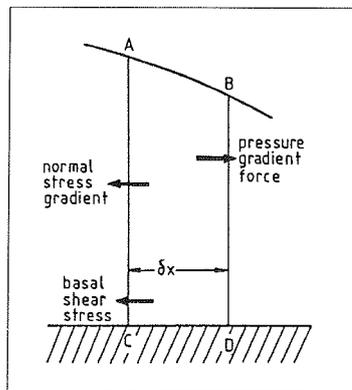


Abbildung 6.19: Kräfte die auf eine Eissäule ABCD wirken (Oerlemans und Van der Veen, 1984).

Dabei wurden die Scherspannungen parallel zur Eisoberfläche vernachlässigt. Einsetzen des allgemeinen Fließgesetzes, sowie die Annahme des hydrostatischen Gleichgewichtes, d.h die Oberflächenhöhe $h = (1 - \rho_i/\rho_0)H$, liefert nach der Integration obige Formel für das Gleichgewichtsprofil eines frei fließendes Schelfeises. Der temperaturabhängige Fließfaktor A , nimmt Werte zwischen 6.8×10^{-15} [1/kPa³s] bei 0°C und 3.6×10^{-18} [1/kPa³s] bei -50 °C an (Paterson, 1994). Damit ergeben sich für den Fließparameter C_0 Werte von 3.0×10^{-9} bis 5.0×10^{-12} [1/m³a]. Für die Modellierung (Abb. 6.20) wurde die an Punkt 950 gemessene Fließgeschwindigkeit von 587 m/a als Anfangsgeschwindigkeit U_0 gewählt. Die Anfangseismächtigkeit beträgt 2300 m. Massenbilanzrate und Fließparameter wurden variiert. Die Abbildung 6.20 a zeigt die Modellierungsergebnisse bei einer Massenbilanzrate von -1.0 m/a für verschiedene Fließparameter C_0 . Die beste Anpassung auf den ersten 50 km, sowie auf den letzten 350 km bis zur Eisfront wurde bei der Wahl von $C_0 = 2.24 \times 10^{12}$ [1/m³a] erreicht, was einem Fließfaktor A im Temperaturbereich von -45°C bis -50°C entspricht. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß es sich bei der Modellierung, um ein frei fließendes Schelfeis handelt. Darin liegt auch die Ursache, daß der mittlere Bereich bei der Modellierung nicht angepaßt werden kann. Hier fließt das Eis durch die Engstelle zwischen Henry Ice Rise und Berkner Island hindurch, wodurch es im Oberlauf zu einem Aufstauen des Eises kommt. Größere Werte des Fließparameters lassen das Schelfeis also zu schnell ausdünnen. Dagegen verringert sich bei kleineren Werten die Eismächtigkeit sehr langsam. Versuche mit

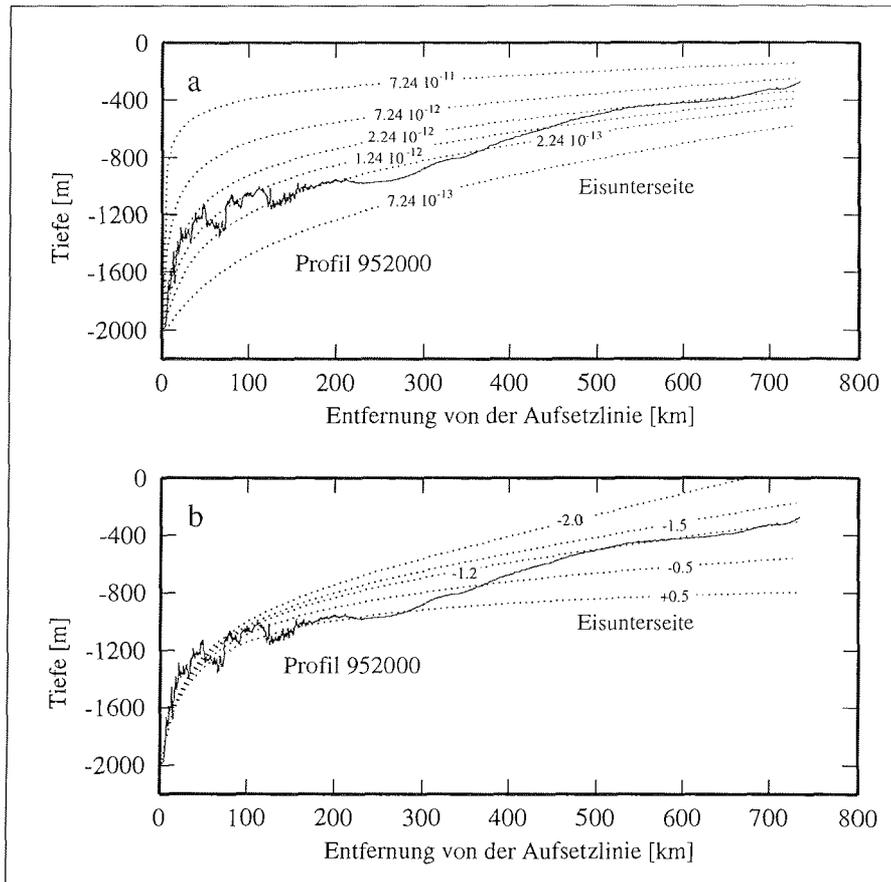


Abbildung 6.20: Ergebnisse einer einfachen analytischen Modellierung eines frei fließenden Schelfeises nach Oerlemans und Van der Veen (1984). Teil a zeigt die Ergebnisse für Variationen des Fließparameters C_0 , bei konstanter Massenbilanzrate (-1.0 m/a), sowie einer Anfangseisdicke von 2300 m und eine Anfangsgeschwindigkeit von 587 m/a. Teil b zeigt die Ergebnisse für Variationen der Massenbilanzrate bei einem konstanten Fließparameter von $1.24 \times 10^{-12} [1/m^3a]$. Die durchgezogene Linie zeigt die Eisunterseite, wie sie aus den EMR-Messungen entlang des Profils 952000 gewonnen wurde.

anderen Werten für den Massenbilanzparameter ergaben keine so gute Anpassung. In Abbildung 6.20 b ist die Auswirkung von unterschiedlich großen Massenbilanzparametern zu sehen. Hier wurde für den Fließparameter C_0 ein Wert von $1.24 \times 10^{-12} [1/m^3a]$ gewählt. Dieser liefert auf den ersten 100 Kilometern nach der Aufsetzlinie eine sehr gute Anpassung der dort sehr rauen Eisunterseite. Variationen des Massenbilanzparameters zwischen -2.0 m/a und +0.5 m/a, also einem durch starkes basales Schmelzen bzw. durch überwiegende Akkumulation gekennzeichnetem Schelfeis, zeigen vor allem Auswirkung auf die Neigung des Schelfeises

mehrere hundert Kilometer von der Aufsetzlinie entfernt. Die Form der Kurve zeigt deutlich, daß in dem Bereich direkt nach der Aufsetzlinie höhere Schmelzraten vorliegen müssen. Dagegen wird der mittlere Bereich durch den von Henry Ice Rise und Berkner Island verursachten Stauereffekt geprägt, so daß dort eine Anpassung der Kurve nur unter Annahme einer geringen Anfriterrate möglich ist. Für die letzten 250 km bis zur Eisfront zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit der modellierten Kurve für eine Abschmelzrate von -1.2 m/a. Diese Modellkurve liefert auch über das gesamte Schelfeisprofil die beste Anpassung und kann somit unter bestimmten Voraussetzungen als integrierte Gesamtabschmelzrate betrachtet werden. Diese kann jedoch nur gelten, falls südlich von Berkner Island kein Eis zum Filchner Schelfeis hin abfließt.

Veränderungen der Fließgeschwindigkeit an der Aufsetzlinie von ± 50 m/a, haben eine Änderung von ∓ 0.2 m/a in der Massenbilanzrate zur Folge, um eine ebenso gute Anpassung bei gleichbleibendem Fließparameter zu erreichen.

Van der Veen und Oerlemans (1987) geben für das Ronne Ice Shelf eine durchschnittliche Schmelzrate von 1.0 m/a an. Aus den Akkumulationswerten von Graf et al. (1994) und (1996) ergibt sich für das östliche Ronne Ice Shelf eine durchschnittliche Akkumulationsrate an der Oberfläche von 0.13 m/a. Damit folgt eine durchschnittliche Massenbilanzrate von -0.87 m/a. Diese stimmt gut mit der modellierten Massenbilanzrate von -1.0 m/a bis -1.2 m/a überein. Nach Jacobs und Hellmer (1996) liegt dagegen die mittlere Schmelzrate für das Ronne Ice Shelf bei 0.55 m/a, so daß die damit bestimmte Massenbilanzrate -0.42 m/a beträgt, was weniger als 50 % der modellierten Werte entspricht. Jedoch ist bei beiden Angaben zu berücksichtigen, daß es im zentralen Ronne Ice Shelf zur Bildung eines über 350 m mächtigen marinen Eiskörpers (Thyssen, 1988) und damit verbundenen Anfriterraten von bis zu 2 m/a (Determann und Oerter, 1990) kommt. Diese sind in der gesamten Schmelzrate von Van der Veen und Oerlemans (1987) und Jacobs et al. (1992) enthalten. Im östlichen Teil des Ronne Ice Shelves, im Bereich des Profils 952000, kommt es zu keiner Bildung von marinem Eis, so daß die oben genannten Werte zu klein für diesen Bereich sind und damit näher an dem modellierten Wert liegen (siehe Kap. 7).

Das Eismächtigkeitsprofil des östlichen Ronne Ice Shelves läßt sich sehr gut mit einem einfachen Schelfeismodell modellieren. Die größeren Abweichungen im zentralen Bereich ergeben sich durch die Bremswirkung von Henry Ice Rise und Berkner Island, welche in der Modellierung eines frei schwimmenden Schelfeises nicht berücksichtigt wird. Durch die seitliche Berandung des Schelfeises mußte zudem der Fließfaktor kleiner gewählt werden, als er dem Temperaturbereich entsprechend sein sollte (Paterson, 1994).

Kapitel 7

Der Massenhaushalt des östlichen Ronne Ice Shelves

Bereits im Kapitel 2 wurde die Bedeutung des Filchner-Ronne-Schelfeises für den westantarktischen Eisschild und die Massenbilanz des antarktischen Eisschildes deutlich gemacht. Das Ronne Ice Shelf drainiert dabei einen Großteil der Westantarktis, sowie auch Teile der Ostantarktis. Die verschiedenen Abschätzungen zum Massenhaushalt des Schelfeises weisen sehr große Differenzen auf (Kap. 2), da im Bereich der Aufsetzlinie nur wenige gesicherte Daten vorliegen. Auch für den Bereich des südöstlichen Ronne Ice Shelf existieren bislang nur wenige Meßwerte. Eine Abschätzung des Massenflusses in diesen Teil des Schelfeises erfolgte deshalb bisher anhand des Flächenanteils des Einzugsgebietes am antarktischen Eisschild und der Akkumulationsverteilung in diesem Gebiet. Durch die Messungen während der Filchner-V-Kampagne im Bereich der Einstromgebiete des Foundation Ice Stream und Möllereisstroms wurden Untersuchungen des Massenhaushalts für den durch diese Eisströme gespeisten Bereich möglich.

7.1 Massenfluß des Foundation Ice Stream

Bislang gibt es für den Massenfluß des Foundation Ice Streams in das Ronne Ice Shelf lediglich eine Abschätzung von McIntyre (1986). Diese beruht auf der Berechnung des von dem Eisstrom drainierten Volumen des antarktischen Eisschildes unter Annahme eines stationären Zustandes. Dabei legte McIntyre (1986) das Abflußgebiet (Abb. 7.1 oben) nach den von Drewry (1983) bestimmten Hauptfließlinien und Eisscheiden fest. Außerdem wurden die von Drewry (1983) angegebenen Akkumulationsraten verwendet (Abb. 7.1 unten). Daraus wurde ein Massenfluß von $59.4 \text{ km}^3/\text{a}$ für den Foundation Ice Stream bestimmt.

Aus den während der Filchner-V-Kampagne geflogenen EMR-Meßprofilen senkrecht zur Fließrichtung des Foundation Ice Stream (siehe Abb. 3.2) konnte eine direkte Bestimmung des Massenflusses erfolgen. Die benötigten Fließgeschwindigkeiten auf den Querprofilen wurden aus den durch geodätische Messungen für den Bereich abgeleiteten Fließgeschwindigkeiten linear interpoliert. Damit ergibt sich aus den südlichsten Querprofilen 952026/15 und 952025 ein Massenfluß von $36.5 \text{ km}^3/\text{a}$ und $35.0 \text{ km}^3/\text{a}$. Tabelle 7.1 gibt die für die Berechnung verwendeten Werte an. Allerdings gelten diese Berechnungen nicht direkt an der Aufsetzlinie, da dort kein Eismächtigkeitsprofil senkrecht zur Fließrichtung des Foundation Ice Streams sowie

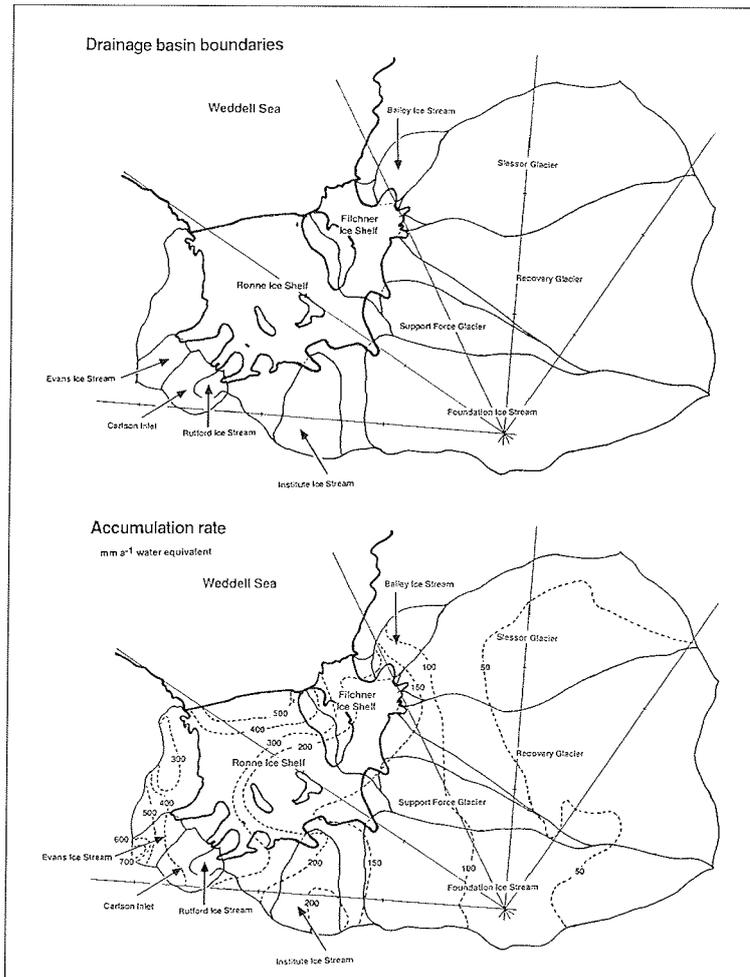


Abbildung 7.1: Einzugsgebiet des Filchner-Ronne-Schelfeises und die vorherrschenden Akkumulationsraten in diesem Gebiet (McIntyre, 1986).

Tabelle 7.1: Parameter für die Massenflußberechnung für den Foundation Ice Stream.

Profilnr.	Breite	mittl. Eisdicke	Fließgeschwindigkeit	Massenfluß
	[km]	[m]	[m/a]	[km ³ /a]
952026/15	45.44	1457.9	550.4	36.5
952025	47.06	1416.9	525.5	35.0

keine Fließgeschwindigkeiten bekannt sind (siehe dazu Kapitel 5). Nach den Untersuchungen in Kapitel 5 liegt die Aufsetzlinie des Foundation Ice Streams etwa 40 km südlicher als das Querprofil 952026/15. Die berechneten Abschmelzraten erreichen Werte von etwa 9 m/a für das Gebiet um Punkt 940, dem südlichsten Punkt für den Schmelzraten berechnet wurden. Unter der Annahme, daß die Schmelzrate über den südlichen Bereich konstant bleibt, wird ca. 15 km³/a Eis an der Schelfeisunterseite von der neu bestimmten Position der Aufsetzlinie bis zur Position des Querprofils geschmolzen. Auf dieser Strecke akkumulieren 0.14 km³/a Eis an der Oberfläche. Damit läßt sich der Massenfluß über die Aufsetzlinie mit 51 km³/a abschätzen.

Ein andere Möglichkeit der Abschätzung ist unter der Annahme möglich, daß sich die Fließgeschwindigkeit südlich von Punkt 950 bis zu vermuteten Position der Aufsetzlinie, also auf etwa 15 km nicht wesentlich ändert. Die Fließgeschwindigkeit an Punkt 950 beträgt 586.8 m/a (Riedel et al., 1996). Die Geschwindigkeitszunahme pro Kilometer von Punkt 930 bis Punkt 950 betrug noch 44 % der Geschwindigkeitszunahme von Punkt 910 zu Punkt 930. Die Annahme des gleichen Wertes für die Entfernung bis zur Aufsetzlinie liefert dort eine Fließgeschwindigkeit von 596.3 m/a. Aus der Eismächtigkeitsverteilung (Abb. 5.1) ergab sich eine Eismächtigkeit von etwa 2250 m an der Aufsetzlinie. Damit beträgt der Massenfluß des Foundation Ice Streams, der dort eine Breite von etwa 38 km hat (USGS, 1967), 51 km³/a.

Die beiden auf verschiedene Weise bestimmten Werte stimmen überein und liegen etwas unterhalb des von McIntyre (1986) angegebenen Wertes. Ihre Genauigkeit liegt bei ± 5 km³/a, da nach den Modellrechnungen (Kap. 6) die Schmelzrate weiter ansteigt und auch die Fließgeschwindigkeit nur abgeschätzt werden konnte. Bei der Berechnung des Massenflusses wurde eine Abnahme der Fließgeschwindigkeit zu den Rändern des Eisstromes nicht berücksichtigt. Messungen auf dem Rutford Ice Stream (Corr et al., 1996) zeigen, daß sich die Fließgeschwindigkeit dort lediglich in einem Bereich von vier Kilometern signifikant verringert. Da der Foundation Ice Stream, wie Satellitenbilder zeigen, stark ausgeprägte Scherungszonen an seinen Rändern aufweist, wird sich auch dort die Fließgeschwindigkeit nur wenige Kilometer vom Rand entfernt verringern. Daher liegt die dadurch bedingte Massenflußverringern innerhalb der sonstigen Ungenauigkeiten.

7.2 Massenfluß des Möllereisstroms

Für den Möllereisstrom gibt es bislang keine Abschätzungen oder Berechnungen des Massenfluß, da keine Daten aus seinem Aufsetzbereich zur Verfügung standen. Auch von McIntyre (1986) wurde er aus der Berechnung des Masseneintrags in das Filchner-Ronne-Schelfeis ausgeklammert.

Die 1995 geflogenen EMR-Meßprofile liefern auch Eismächtigkeiten im Bereich seiner Aufsetzlinie. Aus dem Querprofil 952023 ergibt sich für den Eisstrom eine Breite von 65 km und eine mittlere Eisdicke von 1110 m. Der nächst gelegene Punkt (Site 5), an dem die Fließgeschwindigkeit des vom Möllereisstrom kommenden Eises bestimmt wurde, liegt etwa 100 km von dem Profil entfernt. An Site 5 (81.4644° S, 60.6192° W) wurde eine Fließgeschwindigkeit von 186 m/a bestimmt (Vaughan, 1994). Für den Foundation Ice Stream nimmt die Fließgeschwindigkeit auf 100 km

bis zum Punkt 950 (letzte bestimmte Fließgeschwindigkeit vor der Aufsetzlinie) von 317.8 m/a auf 586.8 m/a zu, also um den Faktor 1.85. Eine Tabelle mit den Geschwindigkeitswerten befindet sich im Kapitel 4 (Tab. 4.2). Dabei wurde der Wert in 100 km Entfernung vom Punkt 950 durch lineare Interpolation zwischen zwei benachbarten Punkten ermittelt. Auf dem Rutford Ice Stream ändert sich die Fließgeschwindigkeit stromaufwärts um den Faktor 1.73 von 212.3 m/a auf 367 m/a. Die Geschwindigkeitswerte stammen von Jenkins und Doake (1991). In beiden Fällen liegen die Geschwindigkeitswerte nur bis einige Kilometer vor der Aufsetzlinie vor. Die Annahme einer gleichen Geschwindigkeitszunahme für den Möllereisstrom führt zu einer Fließgeschwindigkeit von 322 - 344 m/a bei Profil 952023. Dieses befindet sich 18 km nördlich von Profil 942024, welches teilweise schon aufliegende, wie auch schwimmende Bereiche des Möllereisstroms zeigt.

Ausgehend von diesen Daten ergibt sich ein mittlerer Massenfluß von $23 \text{ km}^3/\text{a}$ durch den Querschnitt bei Profil 952023. Die Genauigkeit des Wertes wird durch die nicht bekannte Fließgeschwindigkeit auf $\pm 5 \text{ km}^3/\text{a}$ abgeschätzt.

7.3 Massenhaushalt des südöstlichen Ronne Ice Shelves

Aus den obigen Kapiteln ergibt sich ein Massenfluß von $74 \pm 10 \text{ km}^3/\text{a}$ durch den Foundation Ice Stream und den Möllereisstrom in das Ronne Ice Shelf. Von der über den Foundation Ice Stream transportierten Masse fließt ein Teil zwischen Berkner Island und dem Dufek Massif hindurch in das Filchner Schelfeis. Für diesen Bereich liegen keine gemessenen Fließgeschwindigkeiten vor. Aus einer Modellierung des Filchner Schelfeises von Grosfeld et al. (1997) wurde für den Foundation Ice Stream zwischen 80.5033° S , 44.8864° W und 80.8394° S , 42.8103° W ein Massenfluß von $4 \pm 2.5 \text{ km}^3/\text{a}$ in das Filchner Schelfeis bestimmt. Die Bestimmung seiner Breite erfolgte nach den aus Satellitenbildern (IfAG/AWI, 1994) extrahierten Fließlinien. Der Eisstrom weist dort auf einer Breite von $53 \pm 2 \text{ km}$ eine mittlere Mächtigkeit von $900 \text{ m} \pm 30 \text{ m}$ und eine Fließgeschwindigkeit von $80 \pm 20 \text{ m/a}$ auf (H. Sandhäger, pers. Mitteilung).

Der Anteil vom Möllereisstrom, der durch den Bereich zwischen Henry Ice Rise und dem Bungenstockrücken nach Westen abfließt, ist gering. In diesem Gebiet wurde bei 81.0025° S , 65.5500° W eine Fließgeschwindigkeit von 5 m mit einem Azimut von 2° bestimmt (Vaughan, 1994). Auch die Fließlinien aus Satellitenbildern (IfAG, 1993) zeigen keine Massenflußkomponente des Möllereisstroms nach Westen.

Der verbleibende Anteil des Masseneintrags von Foundation Ice Stream und Möllereisstrom fließt zwischen Henry Ice Rise und Berkner Island hindurch nach Norden. Auf diesem Weg unterliegt er den Schmelzprozessen an der Schelfeisunterseite. Der Abfluß nach Norden kann aus dem Querprofil 952067 und den bekannten Fließgeschwindigkeiten an den Punkten 500 (80.8330° S , 56.5876° W) und 400 (79.9996° S , 55.4998° W) von 208 m/a bzw. 317 m/a abgeschätzt werden (Riedel et al., 1995). Die Geschwindigkeit wurde zwischen den beiden Punkten linear interpoliert. Das Schelfeis hat im Bereich des Profils 952067 eine Breite von 117 km und eine mittlere Eismächtigkeit von 736 m. Damit ergibt sich ein Massenfluß

von $23 \pm 2.2 \text{ km}^3/\text{a}$. Dies ist allerdings der Massenfluß an meteorischem Eis, welches durch den Foundation Ice Stream und den Möllereisstrom vom Inland abfließt. Dazu kommt noch ein Anteil an marinem Eis, das sich an der Ostseite von Henry Ice Rise an der Unterseite des Schelfeises anlagert. Eine Berechnung der Größe des marinen Eiskörpers aus der Freibordhöhe ergibt eine Querschnittsfläche von 1.45 km^2 für das Profil 952067. Seine maximale Mächtigkeit beträgt danach 39 m. Unter der Annahme, daß sich das Schelfeis im stationären Zustand befindet, müssen daher im südlichen Bereich zwischen den Aufsetzlinien der beiden Eisströme, dem Dufek Massif, Berkner Island und Henry Ice Rise an der Schelfeisunterseite $53 \text{ km}^3/\text{a}$ an Eis durch Schmelzprozesse verloren gehen (Abb. 7.2). Unter Berücksichtigung einer mittleren Akkumulationsrate von 10 cm/a folgt für das Gebiet eine mittlere Schmelzrate von 0.9 m/a .

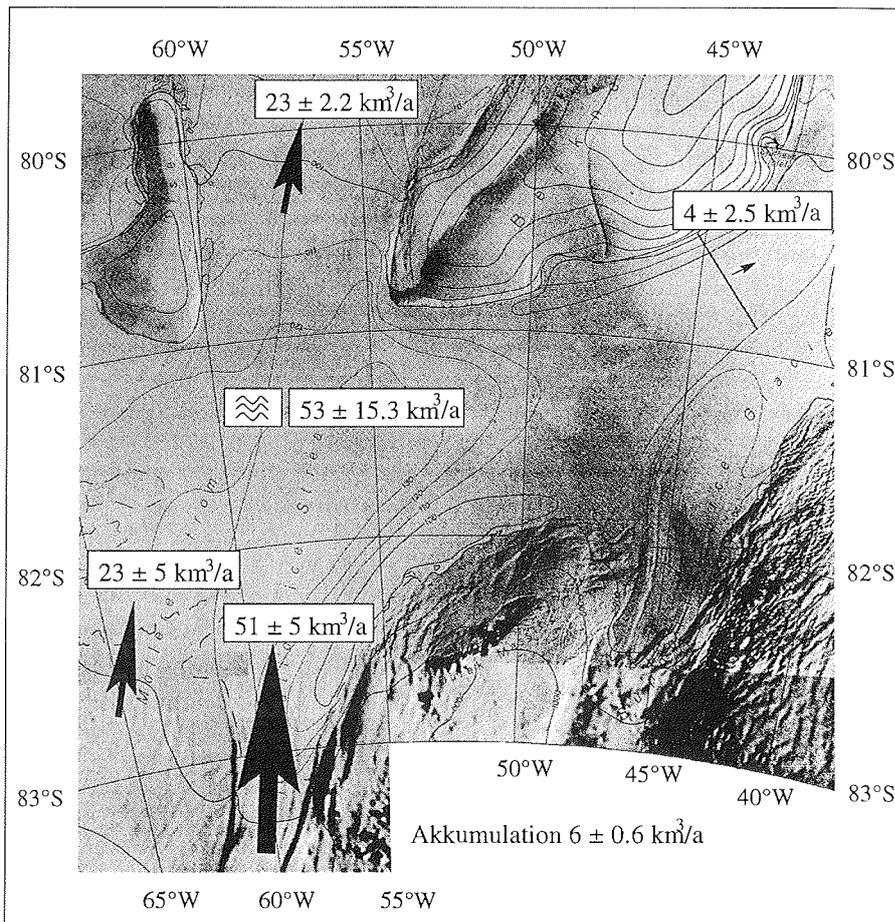


Abbildung 7.2: Massenbilanzgrößen für das südöstliche Ronne Ice Shelf.

Aus den Modellierungen der Schmelz- bzw. Anfrierraten unter dem Schelfeis, die in

Kapitel 6 (Abb. 6.11 und 6.14) vorgestellt wurden, ergibt sich für das südöstliche Ronne Ice Shelf eine mittlere Abschmelzrate von 1.7 m/a. In die Berechnung wurden die sehr hohen Abschmelzraten für den südlichen Foundation Ice Stream nicht mit einbezogen, sondern eine Schmelzrate von maximal 10 m bis zur Aufsetzlinie angenommen. Die sehr geringe mittlere Schmelzrate von 0.56 m/a für den Möllereisstrom wurde zu einem Drittel gewichtet, da sein Masseneintrag etwa ein Drittel des Gesamtmasseneintrages beträgt. Hier geht lediglich der Durchstrombereich zwischen Henry Ice Rise und Berkner Island bis zu dem EMR-Profil 952067 ein. Der Bereich zwischen Berkner Island und dem Dufek Massif in Richtung Filchner Schelfeis wird nicht berücksichtigt, da hier keine Informationen über Fließgeschwindigkeiten existieren. Dies erklärt zum Teil den höheren Wert des basalen Schmelzens für den direkten Abstrom nach Norden, denn in dem Bereich zwischen Berkner Island und Dufek Massif liegt die aus der Massenerhaltung bestimmte Schmelzrate nur bei 0 - 0.5 m/a (Grosfeld et al., 1997). Allerdings liegen die modellierten Werte dennoch etwa 0.25 m/a höher, selbst wenn für diesen Bereich kein Schmelzen angenommen wird. Ursache dafür ist die nur linienhafte Information. Außerdem ist zu berücksichtigen, daß für die basalen Schmelzratenmodellierung viele Vereinfachungen für das Modell gemacht wurden.

Aus den einfachen analytischen Schelfeismodellierungen nach Oerlemans und Van der Veen (1984) wurde unter der Annahme, daß kein Massenabfluß ins Filchner Schelfeis erfolgt, eine mittlere Schmelzrate von 1 - 1.2 m/a bestimmt. Allerdings ist dieser Abfluß sehr gering im Vergleich zum Masseneintrag durch die Eisströme. Unter Annahme einer Schmelzrate von 0.5 m/a für den zum Filchner Schelfeis abfließenden Anteil ergibt sich eine Schmelzrate von 1.14 m/a. Dieser Wert stimmt gut mit dem modellierten Ergebnis überein, das jedoch für den gesamten Abstrom im östlichen Ronne Ice Shelf bis zur Eisfront gilt.

Damit ergibt sich, daß von den über die Aufsetzlinien des Foundation Ice Streams und Möllereisstroms aus dem Inland einströmenden Eis von $74 \text{ km}^3/\text{a}$ 56 % an der Schelfeisunterseite verloren gehen bevor das Eis die Engstelle zwischen Henry Ice Rise und Berkner Island passiert hat. Dabei wurde für den Abstrombereich Richtung Filchner Schelfeis eine mittlere Schmelzrate von 0.25 m/a verwendet. Auf dem Abstrom des Möllereisstroms wechselt zwischen Berkner Island und Henry Ice Rise das subglaziale Regime vom Schmelzen zu Anfrieren, während die Eissäule vom Foundation Ice Stream bis zur Eisfront nur noch durch geringe Schmelzraten im nördlichen Teil reduziert wird. Im Bereich der Eisfront können die Schmelzraten durch den Gezeiteneinfluß auf Werte bis zu 3 m/a ansteigen (Grosfeld und Thyssen, 1994).

Kapitel 8

Zusammenfassung und Ausblick

Das Filchner-Ronne-Schelfeis ist flächenmäßig das zweitgrößte, volumenmäßig dagegen das größte Schelfeis der Antarktis. Im Bereich des Übergangs vom antarktischen Eisschild zum Schelfeis liegen die Eismächtigkeiten bei über 2000 m. Während in das Filchner-Schelfeis große Teile des ostantarktischen Eisschildes fließen, werden über den Foundation Ice Stream sowohl Teile des west- wie auch des ostantarktischen Eisschildes in das östliche Ronne Ice Shelf drainiert. Dagegen erhält das westliche Ronne Ice Shelf seinen Zufluß vom westantarktischen Eisschild, sowie Teilen der Antarktischen Halbinsel. Insgesamt werden über zehn größere Eisströme mehrere Hundert Gt Eis pro Jahr in das Schelfeis transportiert.

Der Massenhaushalt der Schelfeise wird einerseits durch die Zutragsgrößen, wie den Massenzufluß aus dem Inland, Oberflächenakkumulation und der Anlagerung von marinem Eis an der Schelfeisunterseite bestimmt. Diesen Zutragsgrößen wirkt das Kalben von Eisbergen an der Schelfeisfront, sowie Oberflächenschmelzen und das Schmelzen an der Schelfeisunterseite durch Wechselwirkungen mit dem Ozean entgegen. Die Verlustprozesse sind an der Eisfront und im Bereich der Aufsetzlinie am stärksten, während es dagegen im zentralen Ronne Ice Shelf zur Bildung eines mächtigen marinen Eiskörpers kommt.

Für viele Gebiete des Filchner-Ronne-Schelfeises gerade im Bereich der Aufsetzlinien der Eisströme liegen jedoch nur wenige Untersuchungen der Massenbilanzparameter vor, die eine umfassende Beurteilung des Gesamtsystems erlauben würden. Die Bedeutung der Schelfeisgebiete liegt zum einen darin, daß sie den Abfluß des Eisschildes kontrollieren. Dies ist ein wesentlicher Faktor in der Diskussion der Stabilität des westantarktischen Eisschildes bei Klimaschwankungen. Außerdem haben sie eine wesentliche Rolle bei der Bildung des Antarktischen Bodenwassers, welches für die Belüftung der Ozeane bis weit in die Nordhemisphäre zuständig ist.

Zum Massenhaushalt speziell des östlichen Ronne Ice Shelves wurden Untersuchungen über den Masseneintrag und die Vorgänge an der Schelfeisunterseite gemacht. Dabei tauchte zusätzlich die Frage nach der Lage der Aufsetzlinie in diesem Bereich des Schelfeises auf, da die bisher aus Satellitenbildern bestimmte Position sich durch Messungen nicht bestätigen ließ. Die für die Berechnungen erforderlichen Daten wurden während der Filchner-V-Kampagne 1995 gesammelt. Aero-EMR-Messungen lieferten Eismächtigkeiten für das östliche Ronne Ice Shelf. Bei den Messungen wurde der Schwerpunkt auf das Einstromgebiet des Foundation Ice Stream, Möllereisstrom und Institute Ice Stream gelegt. Außerdem folgten die Messungen der Fließrichtung des Foundation Ice Streams und Möllereisstroms bis zur Eiskante. Damit war die Erstellung einer meteorischen Eismächtigkeitskarte bis in den Aufsetzbereich der

Eisströme möglich.

Für den Foundation Ice Stream werden Eismächtigkeiten von über 2200 m im südlichen Bereich erreicht. Dagegen ist der westlich davon in das Ronne Ice Shelf fließende Möllereisstrom lediglich bis 1200 m mächtig. Für den Institute Ice Stream ergeben sich maximale Eisdicken von 1500 m. Vergleiche mit bisher verfügbaren Eismächtigkeitsverteilungen vom Ronne Ice Shelf ergeben eine sehr gute Übereinstimmung in den Bereichen, die von alten Daten gut überdeckt waren. In den weniger gut bis nicht überdeckten Gebieten liegen größere Abweichungen vor. So wurde die Eisdicke des östlichen Teils des Foundation Ice Stream bislang unterschätzt, wohingegen die Mächtigkeiten des Möllereisstroms und Bungenstockrückens bislang höher angenommen wurde. Neben der Information der Eismächtigkeiten, die für Modellierungen zur Verfügung stehen, zeigen sich in den EMR-Messungen verschiedene Strukturen innerhalb des Schelfeises und an der Eisunterseite.

Die Schelfeisunterseite im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Streams ist durch bis zu 300 m tiefe und etwa 5 km breite Rinnen gekennzeichnet. Deutlich zeigen sich Bodenspalten im Bereich des Eishöckers an der Aufsetzlinie des Institute Ice Streams. Diese machen sich in den Meßdaten durch Diffraktionshyperbeln bemerkbar.

Die auf einem Profil mögliche Bestimmung der Mächtigkeit des marinen Eisschildes bei B13 von 81 m stimmt mit der aus der Bohrung bestimmten Dicke gut überein. Die internen Reflexionen im Eiskörper zeigen deutlich den Unterschied zwischen den Eisströmen, die durch kurze sehr wellige Reflexionsmuster gekennzeichnet sind und den aufliegenden Bereichen, wie etwa dem Bungenstockrücken, der sich durch parallel zum Untergrund verlaufende Reflexionen auszeichnet. Diese deuten auf ruhige Ablagerungsbedingungen hin und können auch sehr deutlich auf einem Profilschnitt von Berkner Island beobachtet werden. Dort verschwinden allerdings die internen Strukturen ab einer Tiefe von 700 - 800 m. Auf Berkner Island erreicht das Eis maximale Mächtigkeiten von 1000 - 1100 m. Die Untergrundtopographie zeigt einen bis zu 400 m tiefen Trog am Südende der Eiskuppel.

Im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream wurden neben dem Flugprogramm glaziologische und geophysikalische Messungen zur Bestimmung seiner Geometrie sowie der Massenbilanzparameter durchgeführt. Es wurde ein 74 km langes seismisches Profil mit einem Schußpunktabstand von 500 bzw. 1000 m abgeschossen, welches eine nach Süden zunehmende Eismächtigkeit von 1200 - 1700 m liefert. Der Meeresboden befindet sich in einer Tiefe von 1820 - 1970 m und zeigt nur geringe Undulationen. Damit ergibt sich für das Untersuchungsgebiet noch eine Wassermächtigkeit von 740 - 470 m, die belegt, daß die Lage der Aufsetzlinie weiter im Süden liegen muß. Gravimetrische Messungen im Basislager bei 83.1667° S, 59.5797° W bestätigen diese Aussage, denn sie zeigen eine maximale Amplitude von 1.2 mGal, was einer Hebung um 4.5 m entspricht. Eine Ableitung der vermutlichen Position der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream erfolgte aus dem Anstieg des Eismächtigkeitsgradienten von 5×10^{-3} auf 4×10^{-2} südlich von Punkt 950. Die größten Änderungen der Eismächtigkeit werden an der Aufsetzlinie erwartet.

Weiterhin wurde über die berechnete Schwimmgleichgewichtshöhe, welche beim Übergang zum gegründeten Eis nicht mehr mit der gemessenen Oberflächenhöhe übereinstimmt, auf die Lage der Aufsetzlinie geschlossen. Danach liegt sie etwa 40 km südlicher als bisher vermutet. Aus dem EMR-Signal konnte aufgrund der

sehr rauhen Eisunterseite keine Aussage zur Lage der Aufsetzlinie getroffen werden. Für den Möllereisstrom ergibt sich aus den Schwimmgleichgewichtsuntersuchungen auf dem Profil 952031 eine etwa 1.5 km südlichere Lage von der bisherigen Position der Aufsetzlinie. Die aus der Struktur des EMR-Reflektors vermutete Lage liegt davon noch etwa 23 km weiter entlang der Profillinie ins Inland verschoben.

Der Institute Ice Stream zeigt auf dem Profil 952040 nach den Schwimmgleichgewichtsuntersuchungen eine 5 km südlichere Position seiner Aufsetzlinie. Auch dort liegt die aus der Struktur des EMR-Reflektors bestimmte Lage 17 km südlicher.

Diese Untersuchungen zur Position der Aufsetzlinie zeigen deutlich, daß aus den EMR-Meßprofilen alleine nur schwer die Lage der Aufsetzlinie bestimmt werden kann, da sich eine sehr rauhe Eisunterseite ähnlich auf die Struktur des Reflektors niederschlägt, wie etwa ein Übergang zwischen Eis und Fels. Für den Möllereisstrom und Institute Ice Stream zeigt sich dagegen ein sehr starker, ebener Reflektor auch in Bereichen, in denen das Schwimmgleichgewicht nicht erfüllt ist, so daß die Position der Aufsetzlinie weiter stromabwärts liegen muß.

Die Wechselwirkungen zwischen der Eisunterseite und dem Ozean führen im Bereich der Aufsetzlinie zu starken Schmelzprozessen. Diese liefern einen wesentlichen Beitrag zum Massenhaushalt des Schelfeises. Im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Streams wurden nach verschiedenen Methoden basale Schmelzraten bestimmt. Die für die Berechnungen benötigten Fließgeschwindigkeiten des Eisstroms lieferten geodätische Messungen, die während der Feldkampagne von der TU Braunschweig durchgeführt wurden. Nach der Kontinuitätsgleichung der Massenerhaltung wurden für das südliche Untersuchungsgebiet (Punkt 940) Schmelzraten bis 8.8 ± 1.2 m/a ermittelt.

Die im südlichen Bereich gemessenen EMR-Profile quer zum Eisstrom gaben die Möglichkeit über Massendurchflußberechnungen zwischen den einzelnen Profilen Schmelzraten zu bestimmen. Die Schmelzraten erreichen danach maximale Werte von 9.4 ± 0.8 m/a. Modellierungen mit dem eindimensionalen Plume-Modell von A. Jenkins lieferten Schmelzraten in der gleichen Größenordnung für den Bereich, in dem die anderen Ergebnisse vorliegen. Danach nehmen die Schmelzraten nach Süden weiter zu. Allerdings handelt es sich um ein stark idealisiertes Modell, so daß die modellierten Werte von bis zu 24 m/a direkt an der Aufsetzlinie sicher zu hoch liegen. Die für die Modellierung notwendige Geometrie der Eisunterseite lieferten die EMR-Meßprofile. Für den Möllereisstrom und den Institute Ice Stream wurden ebenfalls Modellierungen durchgeführt, wobei die Ergebnisse im Aufsetzbereich des Möllereisstroms viel geringere Schmelzraten (maximal 2.2 m/a) zeigen. Dagegen liegen die Werte für den Institute Ice Stream bei über 6 m/a. Aufgrund von fehlenden Informationen über die Fließgeschwindigkeit dieser Eisströme war es nicht möglich nach anderen Verfahren Schmelzraten zu bestimmen.

Die für andere Eisströme des Filchner-Ronne-Schelfeises bestimmten Werte sind geringer als die hier berechneten Schmelzraten für den Foundation Ice Stream. Die Ursache dafür liegt in den sehr hohen Eismächtigkeiten im Aufsetzbereich des Eisstroms. Die für den Möllereisstrom und Institute Ice Stream erhaltenen Beträge zeigen die gleiche Größenordnung wie die Schmelzraten anderer Eisströme. Allerdings existieren lediglich vom Rutford Ice Stream Schmelzraten aus Messungen. Für die anderen Eisströme fehlen ausreichende Informationen aus ihrem Aufsetzbereich, so daß eine Bestimmung ihrer basalen Schmelzraten durch Modellierungen erfolgte.

Die maximalen Schmelzraten anderer Schelfeisgebiete erreichen ähnliche Werte, wie die für das Ronne Ice Shelf bestimmten. Allerdings zeigt das Ross Ice Shelf nur geringe maximale Schmelzraten von 0.44 m/a.

Mit Hilfe der im Aufsetzbereich gesammelten Daten war es möglich den Massenfluß des Foundation Ice Streams und Möllereisstroms in das Ronne Ice Shelf zu bestimmen. Für den Foundation Ice Stream beträgt der Massenfluß an der anhand der Daten bestimmten Lage der Aufsetzlinie $51 \pm 5 \text{ km}^3/\text{a}$. Dagegen werden vom Möllereisstrom $23 \pm 5 \text{ km}^3/\text{a}$ Eis in das Ronne Ice Shelf transportiert. Zwischen Henry Ice Rise und Berkner Island konnte ein Massenfluß von $23 \pm 2.2 \text{ km}^3/\text{a}$ bestimmt werden. Für den zwischen Berkner Island und dem Dufek Massif abfließenden Teil des Foundation Ice Streams lieferten Modellierungen von Grosfeld et al. (1997) bei etwa 44° W einen Massenfluß von $4 \pm 2.5 \text{ km}^3/\text{a}$. Unter Annahme eines stationären Zustandes für das Schelfeis ergibt sich für den eingeschlossenen Bereich eine mittlere Schmelzrate von 0.9 m/a.

Die Berechnung einer mittleren Schmelzrate für den zentralen Abstrom des Foundation Ice Streams und Möllereisstroms aus den Modellierungen lieferte einen Wert von 1.7 m/a, allerdings ohne den Abflußbereich zwischen Berkner Island und dem Dufek Massif ins Filchner Schelfeis. Aus den Massenflußberechnungen ergibt sich unter Annahme einer mittleren Schmelzrate von 0 - 0.5 m/a in diesem Abflußbereich, für das zentrale Abstromgebiet eine Schmelzrate zwischen 1.14 - 1.45 m/a. Damit liegt die Differenz zwischen den ermittelten Schmelzraten bei 0.56 - 0.25 m/a. Aufgrund fehlender Informationen mußten für die Massenflußberechnungen sehr viele Annahmen getroffen werden. Andererseits handelt es sich um ein sehr einfaches Modell zur Schmelzratenmodellierung. Die gefundene Differenz zwischen den für die Massenerhaltung geforderten Schmelzraten und den modellierten Schmelzraten läßt wegen der geschilderten Unsicherheiten keinen Schluß auf den Gleichgewichtszustand des südöstlichen Ronne Ice Shelf zu.

Insgesamt werden 13.6 % des jährlich vom Filchner-Ronne-Schelfeis in den Ozean entlassenen Schmelzwassers im südöstlichen Ronne Ice Shelf gebildet. Bis zur Eisfront schmelzen große Teile des vom Inlandeisschild abfließenden Eises ab, so daß dort die Eissäule zu großen Teilen aus auf dem Schelfeis akkumuliertem Eis besteht.

Aus den zur Verfügung stehenden Daten konnten neue Ergebnisse zum Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises erarbeitet werden. Dennoch bleiben einige Fragestellungen offen. So ist die Lage der Aufsetzlinie der Eisströme aufgrund fehlender Daten nicht eindeutig geklärt. Daher ist die Bestimmung des Massenflusses nur unter verschiedenen Annahmen möglich, sowie eine Überprüfung der Schmelzratenmodellierungen in weiten Bereichen nicht gegeben.

Auch für die meisten anderen Eisströme des Filchner-Ronne-Schelfeises liegen im Bereich der Aufsetzlinien nur wenige oder keine Daten vor, so daß ihre Lage nur aus Satellitenbildern bekannt ist und der Masseneintrag in das Schelfeis nicht direkt bestimmt werden kann. Die Bestimmung von Schmelz- und Anfrierraten für das Schelfeis, erfolgt in weiten Bereichen bislang lediglich durch Modellierung. All diese fehlenden Informationen erklären die sehr unterschiedlichen Massenhaushaltsabschätzungen für das Schelfeis, die in Kapitel 2 aufgeführt sind. Es zeigt sich deutlich, daß noch weitere Untersuchungen notwendig sind, um den Massenhaushalt des Schelfeises, sowie seine Reaktion auf eine Klimaerwärmung zu ver-

stehen. Denn wenn es nach Nicholls (1997) bei einer Klimaerwärmung zu einem verringerten Abschmelzen und einer Eismächtigkeitzunahme im Bereich der Aufsetzlinie kommt, bleibt unter anderem die Frage offen, wie sich dies auf die Bildung des über 350 m mächtigen marinen Eiskörpers im zentralen Ronne Ice Shelf auswirkt, der den Massenhaushalt und die Dynamik des Schelfeises wesentlich beeinflusst.

Trotz der Vielzahl von Messungen im östlichen Ronne Ice Shelf sind noch mehr Informationen nötig um genauere Aussagen über den Massenhaushalt anstellen zu können. Primär sind Messungen der Fließgeschwindigkeiten der Eisströme in ihrem Aufsetzbereich erforderlich, um deren Masseneintrag genauer bestimmen zu können. Aber auch im Abflußbereich des Foundation Ice Streams zum Filchner Schelfeis müßten Messungen der Fließgeschwindigkeiten erfolgen, um den noch nicht quantifizierten Abstrom in dieses Schelfeis beschreiben zu können. Daneben sind für das östliche Ronne Ice Shelf nur im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Streams Bestimmungen der basalen Schmelzraten an der Schelfeisunterseite aus Messungen erfolgt. Weiter im Norden liegen darüber noch keine Erkenntnisse aus Feldmessungen vor, die eine Bewertung der allgemeineren Modellierungen zulassen würde.

Für das gesamte Filchner-Ronne-Schelfeis besteht derzeit der größte Handlungsbedarf, was die Bestimmung des Massenhaushaltes anbelangt, auf dem Filchner Schelfeis. Dort liegen bislang nur wenige Meßwerte der Massenbilanzparameter vor. Der Masseneintrag der Eisströme wurde bislang anhand des Flächenanteils der Einzugsgebiete und der dort vorliegenden Akkumulationsverteilung durchgeführt. Die Bestimmung von basalen Schmelzraten erfolgte aus Modellierungen, wobei auch dafür die Datenbasis sehr schwach ist. Demnach sind weitere Messungen auf dem Filchner-Ronne-Schelfeis erforderlich, um genauere Aussagen zur Massenbilanz und Dynamik des Schelfeises treffen zu können.

Nach wie vor sind die Erkenntnisse aus den Massenbilanz- und Dynamikmessungen auf dem Schelfeis nur unzureichend in der Beurteilung der Eisschilddynamik berücksichtigt. Das dynamische Verhalten des antarktischen Eisschildes ist für den Ostteil weitgehend verstanden. Der westantarktische Eisschild mit seinen Schelfeisberandungen ist jedoch in den großen numerischen Modellen nicht entsprechend gekoppelt. Einerseits ist die Dynamik der Aufsetzlinie ein sehr komplexer Mechanismus an dem noch intensiv gearbeitet wird, andererseits muß für eine korrekte Beschreibung der Randbedingungen das subglaziale Schmelzen unter dem Schelfeis in die Massenbilanz mit einbezogen werden. Nur durch diese Berücksichtigung kann das Abflußverhalten des Eisschildes korrekt wiedergegeben werden. Vor allem unter dem Ronne Ice Shelf sind die Wassertiefen teilweise so gering, daß schon geringe Schwankungen der Eisdicke ein großflächiges Aufliegen des Schelfeises und damit eine vollständige Veränderung der Dynamik hervorrufen würde. Mit einem gekoppelten Eisschild-Schelfeis-Ozean-Modell könnten die Bedingungen, die zum Rückzug oder Vorstoß des Schelfeises führen, in optimaler Weise untersucht werden. Inwieweit diese Gesamtkopplung praktikable Modelle erzeugt muß dagegen noch überdacht werden.

Literaturverzeichnis

- Alley, R. und I. Whillans (1991). Changes in the West Antarctic Ice Sheet, *Science* **254**: 959–963.
- Barcilon, V. und D. R. MacAyeal (1993). Steady flow of a viscous ice stream across a no-slip / free-slip transition at the bed, *Journal of Glaciology* **39**(131): 167–185.
- Bentley, C. (1979). Ice-thickness patterns and the dynamics of the Ross Ice Shelf, Antarctica, *Journal of Glaciology* **24**(90): 287–294.
- Bentley, C. R. und M. Giovinetto (1991). Mass balance of the Antarctic and sea level change, *Proc. Int. Conf. on the Role of Polar Regions in Global Change 1990*, S. 481–488.
- Bishop, J. F. und J. L. W. Walton (1981). Bottom melting under George VI Ice Shelf, Antarctica, *Journal of Glaciology* **27**(97): 429–447.
- Blindow, N. (1994). The central part of the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica: internal structures revealed by 40 MHz monopulse RES, *Journal of Glaciology* **20**: 365–371.
- Bogorodsky, V., C. Bentley und P. Gudmansen (1985). *Radioglaciology*, Dordrecht, D. Reidel Publishing Company.
- Bombosch, A. und A. Jenkins (1995). Modelling the formation and deposition of frazil ice beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, *Journal of Geophysical Research* **100**(C4): 6983–6992.
- Budd, W., D. Jenssen und I. Smith (1984). A three-dimensional time-dependent model of the West Antarctic Ice Sheet, *Annals of Glaciology* **5**: 29–36.
- Carmack, E. und T. Forster (1975). On the flow of water out of the Weddell Sea, *Deep-Sea Research* **22**: 711–744.
- Corr, H., M. Popple und A. Robinson (1995). Airborne radio investigations of a marine ice body, in Oerter, H. (Hrsgb.), *Filchner-Ronne Ice Shelf Programm (FRISP)*, Report No. 9, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 14–17.
- Corr, H., M. Walden, D. Vaughan, C. Doake, A. Bombosch, A. Jenkins und R. Frolich (1996). Basal melting rates along the Rutford Ice Stream, in Oerter, H. (Hrsgb.), *Filchner-Ronne Ice Shelf Programm (FRISP)*, Report No. 10, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 11–15.
- Crossley, L. (1995). *Explore Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge.

- Determann, J. (1991). Numerical modelling of ice shelf dynamics, *Antarctic Science* **3**(2): 187–195.
- Determann, J., K. Grosfeld und B. Ritter (1990 (1991)). Melting rates at the bottom of Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, from short-term mass-balance studies, *Polarforschung* **60**(1): 25–32.
- Determann, J. und H. Oerter (1990). Dynamics of ice shelves and their sensitivity to changing mass balance quantities: Model results for Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Zeitschrift für Gletscherkunde u. Glazialgeologie* **26**(1): 57–68.
- Doake, C. (1976). Thermodynamics of the interaction between ice shelves and the sea, *Polar Record* **18**(112): 37–41.
- Doake, C. (1985). Antarctic mass balance: glaciological evidence from Antarctic Peninsular and Weddell Sea sector, *Glaciers, Ice Sheets and Sea Level: Effect of a CO₂-induced climatic change, Report of a workshop held in Seattle, Washington September 13-15, 1984*, U.S. Department of Energy, Washington, DC, S. 197–209.
- Dobrin, M. (1985). *Introduction to geophysical prospecting*, 3. Aufl., McGraw-Hill Book Company, London.
- Drewry, D., D. Meldrum und E. Jankowski (1980). Radio echo and magnetic sounding of the Antarctic Ice Sheet, 1978-79, *Polar Record* **20**(124): 43–57.
- Drewry, D. (Hrsgb.) (1983). *Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio*, Scott Polar Research Institute, Cambridge.
- Drewry, D., S. Jordan und E. Jankowski (1982). Measured properties of the Antarctic Ice Sheet: Surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics, *Annals of Glaciology* **3**: 83–91.
- Drewry, D. und D. Meldrum (1978). Antarctic airborne radio echo sounding, 1977-78, *Polar Record* **19**(120): 267–278.
- Eckstaller, A. und H. Miller (1984). Gezeitenbewegung des Filchner Schelfeises, in Kohnen, H. (Hrsgb.), *Die Expedition ANTARKTIS-II mit FS „POLARSTERN“ 1983/84, Bericht vom Fahrtabschnitt 4 Punta Arenas - Kapstadt*, Berichte zur Polarforschung 19, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 82–97.
- Emery, W. und J. Meincke (1986). Global water masses: summary and review, *Oceanologica Acta* **9**(4): 383–391.
- Engelhardt, H. und J. Determann (1987). Borehole evidence for a thick layer of basal ice in the central Ronne Ice Shelf, *Nature* **327**: 318–319.
- Fahrbach, E. (1993). Zirkulation und Wassermassenbildung im Weddellmeer, *Die Geowissenschaften* **11**(7): 246–253.

- Foldvik, A., T. Gammelsrød und T. Tørrsen (1985). Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf, in Jacobs, S. (Hrsgb.), *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, Bd. 43 von *Antarctic Research Series*, AGU, Washington D. C., S. 5–20.
- Foldvik, A. und T. Gammelsrød (1988). Notes on southern ocean hydrography, sea ice and bottom water formation, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, Bd. 67, Elsevier Science Publishers B.V., S. 3–17.
- Foldvik, A. und T. Kvinge (1974). Conditional instability of sea water at the freezing point, *Deep-Sea Research* **21**: 169–174.
- Fox, A. und A. Cooper (1994). Measured properties of the Antarctic Ice Sheet derived from the SCAR Antarctic digital database, *Polar Record* **30**(174): 201–206.
- Gade, H. (1979). Melting of ice in sea water: A primitive model with application to the Antarctic ice shelf and icebergs, *Journal Phys. Oceanogr.* **9**: 189–198.
- Gill, A. E. (1973). Circulation and bottom water production in the Weddell Sea, *Deep Sea Research* **20**: 111–140.
- Giovinetto, M., N. Water und C. Bentley (1990). Dependence of Antarctic surface mass balance on temperature, elevation and distance to open ocean, *Journal of Geophysical Research* **95**(D4): 3517–3531.
- Giovinetto, M. und C. Bentley (1985). Surface balance in the ice drainage system of Antarctica, *Antarctic Journal of the United States* **20**(4): 6–13.
- Graf, W., H. Moser, O. Reinwarth, J. Kipfstuhl, H. Oerter, A. Minikin und D. Wagenbach (1994). Snow-accumulation rates and isotopic contents (^2H , ^3H) of near-surface firn from Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Journal of Glaciology* **20**: 121–128.
- Graf, W., H. Oerter, C. Mayer, A. Lambrecht und A. Minikin (1996). Accumulation rates along the Foundation Ice Stream, Filchner-Ronne-Schelfeis, in Oerter, H. (Hrsgb.), *Filchner-Ronne Ice Shelf Programm (FRISP)*, Report No. 10, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 25–31.
- Grosfeld, K., H. Hellmer, M. Jonas, H. Sandhäger, M. Schulte und D. Vaughan (1997). Marine ice beneath Filchner Ice Shelf: Evidence from a multi-disciplinary approach, *Antarctic Research Series*, *accepted*.
- Grosfeld, K., N. Blindow und F. Thyssen (1992 (1994)). Bottom melting on the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, using different measuring techniques, *Polarforschung* **62**(2/3): 71–76.
- Grosfeld, K. und F. Thyssen (1994). Temperature investigation and modelling on the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Annals of Glaciology* **20**: 377–385.
- Grosfeld, K. und N. Blindow (1993). Determination of ice - shelf bottom melting by time - domain reflectometry, *Journal of Glaciology* **39**(132): 353–356.

- Hammer, C. (1980). Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism and radio-echos, *Journal of Glaciology* **25**(93): 359–372.
- Hammer, C., H. Clausen und W. Daansgaard (1980). Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climate impact, *Nature* **288**(5788): 230–235.
- Hellmer, H., S. Jacobs, A. Jenkins und S. Khatiwala (1997). Ocean erosion of a fast-moving Antarctic glacier in the Amundsen Sea, *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf, Antarctic Research Series, im Druck*.
- Hellmer, H. und D. Olbers (1989). A two - dimensional model for the thermohaline circulation under an ice shelf, *Antarctic Science* **1**(4): 325–336.
- Hellmer, H. und D. Olbers (1991). On the thermohaline circulation beneath the Filchner-Ronne Ice Shelves, *Antarctic Science* **3**(4): 433–442.
- Hellmer, H. und S. Jacobs (1992). Ocean interactions with the base of Amery Ice Shelf, Antarctica, *Journal of Geophysical Research* **97**(C12): 20305–20317.
- Hempel, L. (1994). *Der Zentralteil des grönländischen Inlandeises: Ergebnisse aus hochauflösenden elektromagnetischen Messungen*, Dissertation, Westfälische Wilhelms-Universität Münster.
- Hempel, L. (1997). Aerogeophysik über dem Filchner-Ronne-Schelfeis, in Jokat, W. und H. Oerter (Hrsgb.), *Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS „POLARSTERN“ 1995, Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3*, Berichte für Polarforschung 219, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 135–142.
- Herron, M. und C. Langway Jr. (1980). Firn densification: An empirical model, *Journal of Glaciology* **25**(93): 373–385.
- Herterich, K. (1987). On the flow within the transition zone between ice sheet and ice shelf, in Van der Veen, C. und H. Oerlemans (Hrsgb.), *Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet*, Reidel, Dordrecht, S. 185–202.
- Hindmarsh, R. C. A. (1993). Qualitative dynamics of marine ice sheets, in Peltier, W. (Hrsgb.), *Ice in the Climate System*, Bd. I 12 von *NATO ASI Series*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, S. 67–99.
- Hughes, T. (1973). Is the West Antarctic Ice Sheet disintegrating?, *Journal of Geophysical Research* **78**(33): 7884–7910.
- Hughes, T. (1977). West Antarctic ice streams, *Reviews of Geophysics and Space Physics* **15**(1): 1–46.
- Huybrechts, P. (1992). *The Antarctic Ice Sheet and Environmental Change: A Three Dimensional Modelling Study*, Bd. 99 von *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Huybrechts, P. (1993). Formation and disintegration of the Antarctic Ice Sheet, *Annals of Glaciology* **20**: 336 – 340.

- IfAG (1993). *Filchner-Ronne-Schelfeis, Topographische Karte (Satellitenbildkarte), 1:2 000 000*, Institut für Angewandte Geodäsie, Frankfurt.
- IfAG (1994). *Topographische Karte des Meeresbodens und des Eisuntergrunds 1:2 000 000 Filchner-Ronne-Schelfeis, Weddellsee, Antarktis*, Institut für Angewandte Geodäsie, Frankfurt.
- IfAG/AWI (1994). *Digital topographic Antarctic data base, Version 1.94(G)*, Institut für Angewandte Geodäsie Frankfurt am Main und Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Jackson, J. (1982). *Klassische Elektrodynamik*, 2. Aufl., de Gruyter, Berlin, New York.
- Jacobs, S. (1986). Injecting ice - shelf water and air into the deep Antarctic oceans, *Nature* **321**: 196–197.
- Jacobs, S., H. Hellmer, C. Doake, A. Jenkins und R. Frolich (1992). Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica, *Journal of Glaciology* **38**(130): 375–387.
- Jacobs, S., R. Fairbanks und Y. Horibe (1985). Origin and evolution of water masses near the Antarctic continental margin: Evidence from $H_2^{18}O/H_2^{16}O$ ratios in seawater, *Antarctic Research Series* **43**: 59–85.
- Jacobs, S. und H. Hellmer (1996). Antarctic Ice Sheet melting in the Southeast Pacific, *Geophysical Research Letters* **23**(9): 957–960.
- Jenkins, A. (1991). A one-dimensional model of ice shelf – ocean interaction, *Journal of Geophysical Research* **96**(C11): 20671–20677.
- Jenkins, A. (1992). Influence of Filchner-Ronne Ice Shelf on the Weddell Sea, in Oerter, H. (Hrsgb.), *Filchner-Ronne Ice Shelf Programm (FRISP)*, Report No. 6, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 7–13.
- Jenkins, A., D. Vaughan, S. Jacobs, H. Hellmer und J. Keys (1997). Glaciological and oceanographic evidence of high melt rates beneath Pine Island Glacier, West Antarctica, *Journal of Glaciology* **43**(143): 114–121.
- Jenkins, A. und A. Bombosch (1995). Modeling the effects of frazil ice crystals on the dynamics and thermodynamics of the Ice Shelf Water plumes, *Journal of Geophysical Research* **100**(C4): 6967–6981.
- Jenkins, A. und C. Doake (1991). Ice – ocean interaction on Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Journal of Geophysical Research* **96**(C1): 791–813.
- Johnson, M. und A. Smith (1997). Seabed topography under the southern and western Ronne Ice Shelf, derived from seismic surveys, *Antarctic Science* **9**(2): 201–208.

- Jokat, W. und H. Oerter (Hrsgb.) (1997). *Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS Polarstern 1995 - Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3*, Nummer 219 in *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Kipfstuhl, J. (1991). *Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis*, Bd. 85 von *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Kobarg, W. (1988). *Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis*, Bd. 50 von *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Kohnen, H. (1974). The temperature dependence of seismic waves in ice, *Journal of Glaciology* **13**(67): 144-147.
- Kottmeier, C. (1996). User handbook for the POLAR 2 and POLAR 4 research aircraft, *technischer Bericht*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung.
- Lambrecht, A., C. Mayer, L. Hempel, U. Nixdorf und H. Oerter (1995 (1997)). Glaciological investigations in the grounding line area of the Foundation Ice Stream, Antarctica, *Polarforschung* **65**(1): 15-25.
- Lange, M. (1987). Quantitative estimates of mass flux and ice movement along the ice edges in the eastern and southern Weddell Sea, in Oerlemans, J. und C. van der Veen (Hrsgb.), *The Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet*, Glaciology and Quaternary Geology, Reidel, Dordrecht, S. 57-74.
- Lange, M. und D. MacAyeal (1988). Numerical models of steady state thickness and basal ice configurations of the central Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Annals of Glaciology* **11**: 64-70.
- Lewis, E. und R. Perkin (1986). Ice pumps and their rates, *Journal of Geophysical Research* **91**(C10): 11756-11762.
- Looyenga, H. (1965). Dielectric constants of heterogenous mixtures, *Physica* **31**: 401-406.
- MacAyeal, D. (1984). Thermohaline circulation below the Ross Ice Shelf: A consequence of tidally induced vertical mixing and basal melting, *Journal of Geophysical Research* **89**(C1): 597-606.
- MacAyeal, D. (1987). Ice-shelf backpressure: Form drag versus dynamic drag, in Van der Veen, C. und H. Oerlemans (Hrsgb.), *Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet*, Reidel, Dordrecht, S. 141-160.
- Macqueen, A. (1988). Radio echo-sounding as a glaciological technique. A Bibliography, World Data Centre 'C' for Glaciology, Scott Polar Research Institute, Cambridge.

- MacQuillan, R., M. Bacon und W. Barclay (1984). *An introduction to seismic interpretation: Reflexion seismics in petroleum exploration*, Graham and Trotman, London.
- Mayer, C. (1996). *Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Schelfeis*, Bd. 214 von *Berichte zur Polarforschung*, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Mayer, C., A. Lambrecht und H. Oerter (1995). Glaciological investigations on the Foundation Ice Stream, in Oerter, H. (Hrsgb.), *Filchner-Ronne Ice Shelf Programm (FRISP)*, Report No. 9, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 57–63.
- Mayer, C., C. Müller, J. Fickert, V. Goldberg, R. Witt und J. Wehrbach (1997). Grounding Line Traverse, in Jokat, W. und H. Oerter (Hrsgb.), *Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS „POLARSTERN“ 1995, Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3*, Berichte für Polarforschung 219, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 89–106.
- McCave, I. und S. Swift (1976). A physical model for the rate of deposition of fine-grained sediments in the deep sea, *Geological Society Am. Bull.* **87**: 541–546.
- McIntyre, N. (1986). Discharge of ice into the Filchner-Ronne Ice Shelves, in Kohnen, H. (Hrsgb.), *Filchner-Ronne Ice Shelf Programm (FRISP)*, Report No. 3, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 47–52.
- Meier, M. (1983). Snow and ice in a changing hydrological world, *Hydrological Science Journal* **28**(1): 3–22.
- Melchior, P. (1966). *The Earth Tides*, Pergamon Press, Oxford.
- Mercer, J. (1978). West Antarctic Ice Sheet and CO₂ greenhouse effect: A threat of disaster, *Nature* **271**(5643): 321–325.
- Militzer, H. und F. Weber (1987). *Angewandte Geophysik*, Bd. 3, Seismik, Springer Verlag, Wien, Akademie Verlag Berlin.
- Millero, F. (1978). Freezing point of sea water, *Eighth Report of the Joint Panel of Oceanographic Tables and Standards, appendix 6*, Bd. 28, UNESCO, Technical Pap. Marine Science, S. 29–31.
- Möller, D., B. Riedel und B. Ritter (1992). Strain and velocity determination on the Ronne Ice Shelf, in Oerter, H. (Hrsgb.), *Filchner-Ronne Ice Shelf Programm (FRISP)*, Report No. 6, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 61–68.
- Morgan, V. (1972). Oxygen isotope evidence for bottom freezing on the Amery Ice Shelf, *Nature* **238**: 393–394.
- Müller, G. (1985). Thermomechanical balances of ice sheet flow, *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics* **29**: 237–266.

- Nicholls, K. (1997). Predicted reduction in basal melt rates of an Antarctic ice shelf in a warmer climate, *Nature* **388**: 460–462.
- Nicholls, K., K. Makinson und A. Robinson (1991). Ocean circulation beneath the Ronne Ice Shelf, *Nature* **354**: 221–223.
- Nicholls, K. und A. Jenkins (1993). Temperature and salinity beneath Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Journal of Geophysical Research* **98**(C12): 22553–22568.
- Nixdorf, U., H. Oerter und H. Miller (1994). First access to the ocean beneath the Ekströmisen, Antarctica, by means of hot - water drilling, *Annals of Glaciology* **20**: 110–114.
- Oerlemans, J. und C. Van der Veen (1984). *Ice Sheets and Climate*, Reidel, Dordrecht.
- Oerter, H., A. Lambrecht, C. Mayer, U. Nixdorf und W. Graf (1996). Das Filchner-Ronne-Schelfeis-Projekt, *Geowissenschaften* **14**(9): 352–360.
- Oerter, H., H. Eicken, J. Kipfstuhl, H. Miller und W. Graf (1994). Comparison between ice core B13 and B15, in Oerter, H. (Hrsgb.), *Filchner-Ronne Ice Shelf Programm (FRISP)*, Report No. 7, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 29–36.
- Oerter, H., J. Kipfstuhl, J. Determann, H. Miller, D. Wagenbach, A. Minikin und W. Graf (1992). Evidence for basal marine ice in the Filchner-Ronne Ice Shelf, *Nature* **358**: 399–401.
- Paterson, W. (1994). *The Physics of Glaciers*, Pergamon Press, Oxford.
- Radok, U., T. Brown, D. Janssen, I. Smith und W. Budd (1986). *On the surging potential of polar ice streams. Part 4. Antarctic ice accumulation basins and their main discharge regions*, Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, Boulder.
- Retzlaff, R., N. Lord und C. Bentley (1993). Airborne-radar studies: Ice streams A, B and C, West Antarctica, *Journal of Glaciology* **39**(133): 495–506.
- Riedel, B., A. Karsten, B. Ritter und W. Niemeier (1995). Geodetic fieldwork along the Foundation Ice Stream, in Oerter, H. (Hrsgb.), *Filchner-Ronne Ice Shelf Programm (FRISP)*, Report No. 9, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 31–38.
- Riedel, B., B. Resnik, B. Ritter und W. Niemeier (1996). Geodetic fieldwork along the Foundation Ice Stream, in Oerter, H. (Hrsgb.), *Filchner-Ronne Ice Shelf Programm (FRISP)*, Report No. 10, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 96–101.
- Riedel, B. und A. Karsten (1997). Bewegung, Deformation und Höhe des Foundation Ice Stream, in Jokat, W. und H. Oerter (Hrsgb.), *Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS „POLARSTERN“ 1995, Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3*, Berichte für Polarforschung 219, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 93–98.

- Robertson, J. und C. Bentley (1990). Seismic studies on the grid western half of the Ross Ice Shelf: RIGGS I and RIGGS II, in Bentley, C. und D. Hayes (Hrsgb.), *The Ross Ice Shelf: Glaciology and Geophysics*, Bd. 42 von *Antarctic Research Series*, Washington, DC, S. 55–86.
- Robin, G. d. Q. (1975). Velocity of radio waves in the ice by means of a bore-hole interferometric technique, *Journal of Glaciology* **13**(73): 151–159.
- Robin, G. d. Q. (1979). Formation, flow, and disintegration of ice shelves, *Journal of Glaciology* **24**(90): 259–271.
- Robin, G. d. Q. (1990). Radio-echo sounding applied to the investigation of the ice thickness and sub-ice relief of Antarctica, in Adie, R. (Hrsgb.), *Antarctic Geology and Geophysics*, Nummer 1, Ser. B, S. 674–682.
- Robin, G. Q., C. Doake, H. Kohlen, R. Crabtree, S. Jordan und D. Möller (1983). Regime of the Filchner-Ronne Ice Shelves, Antarctica, *Nature* **302**: 582–586.
- Scheduikat, M. und D. Olbers (1990). A one - dimensional mixed layer model beneath the Ross Ice Shelf with tidally induced vertical mixing, *Antarctic Science* **2**(1): 29–42.
- Sheriff, R. und L. Geldart (1982). *Exploration Seismology*, Bd. 1 und 2, Cambridge University Press, Cambridge.
- Smith, A. (1991). The use of tiltmeters to study the dynamics of Antarctic ice-shelf grounding lines, *Journal of Glaciology* **37**(125): 51–58.
- Smith, A. (1996). Ice shelf basal melting at the grounding line, measured from seismic observations, *Journal of Geophysical Research* **101**(C10): 22749 – 22755.
- Smith, A. und C. Doake (1994). Sea-bed depth at the mouth of Rutford Ice Stream, Antarctica, *Annals of Glaciology* **20**: 353–356.
- Suyetova, I. (1966). The dimensions of Antarctica, *Polar Record* (13): 344–347.
- Swithinbank, C., K. Brunk und J. Sievers (1988). A glaciological map of Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Annals of Glaciology* **11**: 150–155.
- Telford, W., L. Geldart und R. Sheriff (1990). *Applied geophysics*, 2. Aufl., Cambridge University Press, Cambridge, New York.
- Thiel, E., A. Crary, R. Haubrich und J. Behrendt (1960). Gravimetric determination of ocean tide, Weddell and Ross Seas, Antarctica, *Journal of Geophysical Research* **65**(2): 629–636.
- Thomas, R. (1979). The dynamics of marine ice sheets, *Journal of Glaciology* **24**(90): 167–177.
- Thomas, R., T. Sanderson und K. Rose (1979). Effect of climatic warming on the West Antarctic Ice Sheet, *Nature* **277**: 355–358.
- Thyssen, F. (1988). Special aspects of the central part of Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Annals of Glaciology* **11**: 173–179.

- Thyssen, F., A. Bombosch und H. Sandhäger (1992 (1993)). Elevation, ice thickness and structure mark maps of the central part of the Filchner-Ronne Ice Shelf, *Polarforschung* **62**: 17–26.
- USGS (1967). *Blackburn Nunatak, Schmidt Hills, Topographische Karten, 1:250 000*, U.S. Geological Survey, Washington.
- Van der Veen, C. (1985). Response of a marine ice sheet to changes at the grounding line, *Quaternary Research* **24**: 257–267.
- Van der Veen, C. (1986). Numerical modelling of ice shelves and ice tongues, *Annales Geophysicae* **4**(B 1): 45–54.
- Van der Veen, C. (1987). The West Antarctic Ice Sheet: The need to understand its dynamics, in Van der Veen, C. und H. Oerlemans (Hrsgb.), *Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet*, Reidel, Dordrecht, S. 1–16.
- Van der Veen, C. und J. Oerlemans (Hrsgb.) (1987). *Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet*, Glaciology and Quaternary Geology, D. Reidel.
- Vaughan, D. (1994). Glacier geophysical fieldwork on the Ronne Ice Shelf in 1992/93, in Oerter, H. (Hrsgb.), *Filchner-Ronne Ice Shelf Programm (FRISP)*, Report No. 7, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 37–39.
- Vaughan, D., J. Sievers, C. Doake, H. Hinze, D. Mantripp, V. Pozdeev, H. Sandhäger, H. Schenke, A. Solheim und F. Thyssen (1994(1995)). Subglacial and seabed topography, ice thickness and water column thickness in the vicinity of Filchner–Ronne–Schelfeis, Antarctica, *Polarforschung* **64**(2): 75–88.
- Vaughan, D. und C. Doake (1996). Recent atmospheric warming and the retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula, *Nature* **379**: 328–330.
- Vaughan, D. und M. Jonas (1996). Measurements of velocity of Filchner-Ronne Ice Shelf, in Oerter, H. (Hrsgb.), *Filchner-Ronne Ice Shelf Programm (FRISP)*, Report No. 10, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, S. 111–116.
- Weertman, J. (1974). Stability of the junction of an ice sheet and an ice shelf, *Journal of Glaciology* **13**(67): 3–11.
- Yilmaz, Ö. (1987). Seismic data processing, in Doherty, S. (Hrsgb.), *Serie: Investigations in Geophysics*, Bd. 2, Neitzel, E.B. (Serien Hrsg.), SEG, Tulsa.
- Zwally, H. (1991). Breakup of Antarctic ice, *Nature* **350**: 274.

Anhang A

Die verwendeten Symbole

Symbole im Kapitel 3

\vec{E}	elektrisches Feld	[V/m]
\vec{H}	magnetisches Feld	[A/m]
c	Lichtgeschwindigkeit: 298.8	[m/ μ s]
h_{baro}	barometrische Höhe	[m]
h_{level}	konstante Flughöhe: 3000	[m]
t	Zeit	[μ s]
t_{korr}	Korrekturzeit	[μ s]
v	Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnet. Wellen	[m/ μ s]
v_{Eis}	Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnet. Wellen in Eis	[m/ μ s]
v_{int}	Intervallgeschwindigkeit	[m/ μ s]
v_{rms}	RMS-Geschwindigkeit	[m/ μ s]
Δz_{Firn}	Firnkorrektur	[m]
ϵ^*	komplexe Dielektrizitätskonstante	
ϵ_0	Dielektrizitätskonstante des Vakuums: 8.8542×10^{-12}	[F/m]
ϵ_r	relative Dielektrizitätskonstante des Mediums	[F/m]
μ^*	magnetische Permeabilität	[H/m]
μ_0	magnetische Permeabilität des Vakuums: $4\pi \times 10^{-7}$	[H/m]
μ_r	relative magnetische Permeabilität des Mediums	
σ	elektrische Leitfähigkeit	[S]
ω	Kreisfrequenz	[Hz]
ρ	elektrische Ladungsdichte	[C/m ²]
ρ_0	Dichte von reinem Eis: 0.917	[g/cm ³]
ρ_{Eis}	Dichte von Eis	[g/cm ³]

Symbole im Kapitel 4

a	Oberflächenakkumulationsrate	[m/a]
C	Konstante, 13400 ± 1400	[kg/m ²]
H	Eismächtigkeit	[m]
k	Wellenzahl	[1/m]
m'	Ablationsrate an der Eis-Ozean-Grenzfläche	[m/a]
S	Salzgehalt	[ppt]
T	Temperatur	[°C]
t	Zeit	[s]
v	Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen	[m/s]
v_p	P-Wellen-Geschwindigkeit	[m/s]
v_s	S-Wellen-Geschwindigkeit	[m/s]
w_t	Schweremeßwert zum Zeitpunkt t	[mGal]
Z	Tiefe	[m]
Δg	Schwereänderung	[mGal]
Δh	Höhenänderung	[m]
ϵ_{ij}	Deformationsraten	[1/a]

Symbole im Kapitel 4

λ, μ	Lamé'schen Konstanten	[Pa]
ρ_{ho}	Dichte	[g/cm ³]
ρ_i	Eisdichte: 917	[kg/m ³]
σ_{ij}	Spannungen	[Pa]
ω	Kreisfrequenz	[Hz]

Symbole im Kapitel 6

A	Fließfaktor	[1/kPa ³ s]
A_0	temperaturunabhängiger Materialfaktor	[1/Pa ³ s]
A_c	gesamte Oberfläche der Eisplättchen	[m ² /m ³]
a	Oberflächenakkumulationsrate	[m/a]
C	Konzentration von Eisplättchen im ISW Plume	
C_a	Konzentration von Eisplättchen im HSSW	
C_0	Fließparameter	[1/m ³ a]
c_0	spezifische Wärmekapazität von Meerwasser: 3974	[J/(kg K)]
c_i	spezifische Wärmekapazität von Eis: 2009	[J/(kg K)]
D	Dicke des ISW Plumes	[m]
E_0	Zuflußkonstante: 0.036	
e'	Zuflußrate an der Unterseite des Plumes	[m/s]
f'	gesamtes an Eisplättchen geschmolzenes Flüssigkeitsvolumen	[m/s]
g	Schwerebeschleunigung: 9.81	[m/s ²]
H	Eismächtigkeit	[m]
H_0	Eismächtigkeit an der Aufsetzlinie	[m]
h	Höhe des Eises über dem Bezugsniveau	[m]
K	Reibungskoeffizient: 2.5×10^{-3}	
K_T	molekulare thermische Diffusivität von Meerwasser: 1.4×10^{-7}	[m ² /s]
K_S	molekulare saline Diffusivität von Meerwasser: $8n.0 \times 10^{-10}$	[m ² /s]
K_i	thermische Diffusivität von Eis: 1.14×10^{-6}	[m ² /s]
\mathbf{k}	vertikaler Einheitsvektor	
L	latente Schmelzwärme von Eis: 3.35×10^5	[J/kg]
m'	Ablationsrate an der Eis-Ozean-Grenzfläche	[m/a]
n	Normale zu s	
P	Druck	[Pa]
p'	Niederschlagsrate von Eiskristallen	[m/s]
p_h	Druck	[dbar]
Q	Aktivierungsenergie für die Volumendiffusion: im Mittel 60	[kJ/mol]
Q_T	Wärmeverlust durch Schmelzen von frazil Eis	[Watt/m ²]
R	universelle Gaskonstante, 8.314	[J/mol K]
r	Radius der Eisplättchen	[m]
S	Salzgehalt von ISW	[ppt]

Symbole im Kapitel 6

S_a	Salzgehalt von HSSW	[ppt]
S_b	Salzgehalt an der Eis-Ozean-Grenze	[ppt]
S_c	Salzgehalt des Wassers im Kontakt mit den Eisplättchen	[ppt]
S_c^D	tiefengemittelter Wert von S_c	[ppt]
s	Koordinatenachse entlang der Schelfeisunterseite	
T	Temperatur von ISW	[° C]
\mathbf{T}	Reynolds Spannungstensor	[Pa]
T_a	Temperatur von HSSW	[° C]
T_b	Temperatur an der Eis-Ozean-Grenze	[° C]
T_c	Temperatur des Wassers im Kontakt mit den Eisplättchen	[° C]
T_c^D	tiefengemittelter Wert von T_c	[° C]
T_f	Druckschmelzpunkt	[° C]
T_i	Temperatur von Eis	[° C]
T_k	Temperatur	[K]
\mathbf{U}	Geschwindigkeitsvektor	[m/s]
U_0	Fließgeschwindigkeit an der Aufsetzlinie	[m/a]
U_c	kritische Plume-Geschwindigkeit	[m/s]
u, v, w	Fließgeschwindigkeitskomponenten	[m/a]
W_d	Auftriebsgeschwindigkeit der Eiskristalle	[m/s]
w'	Schmelzwasservolumen	[m ³ /(m ³ /s)]
X	Distanz von der Aufsetzlinie	[km]
x, y, z	Koordinatenrichtungen	
z_b	Tiefe der Schelfeisunterseite unter dem Meeresspiegel	[m]
δ_{ij}	Kronecker Symbol	
ϵ_{ij}	Deformationsraten	[1/a]
γ_S^c	Salztransportkoeffizient der Eisplättchen	[m/s]
γ_S^b	Salztransportkoeffizient an der Schelfeisunterseite	[m/s]
γ_T^c	Wärmetransportkoeffizient der Eisplättchen	[m/s]
γ_T^b	Wärmetransportkoeffizient an der Schelfeisunterseite	[m/s]
Θ	Neigungswinkel der Eisunterseite	[Rad]
κ_T	turbulente Diffusivität	[m ² /s]
ρ	Dichte	[kg/m ³]
ρ_0	Referenzdichte von Meerwasser: 1030	[kg/m ³]
ρ_a^D	Durchschnittsdichte der umgebenden Flüssigkeit	[kg/m ³]
ρ_i	Eisdichte: 920	[kg/m ³]
ρ_i^m	Dichte der Eis/Wasser-Mischung	[kg/m ³]
σ_{ii}	Normalspannungen	[kg/m ³]
σ_{ij}	volle Spannungen	[kg/m ³]
τ	effektive Spannung	[Pa]
τ_b	basale Scherspannung	[Pa]
τ_{ij}	deviatorische Spannungen	[Pa]
$\overline{\tau_{ij}}$	vertikal integrierte Spannungen	[Pa]

Anhang B

EMR-Profil-Liste und Karte

Flugplan der Filchner V Kampagne:

Flugnr.	Datum	Wegpunkt	geogr. Breite	geogr. Länge	Profilnr.
22	29.01.1995	Filchner	-77	-50	952000
			-78	-51.5	952000
			-78.45	-52.5	952000
			-78.85	-53.5	952000
		Susi	-80	-55	952000
		Site 6	-81.5	-58	952000
		Site 6a	-81.75	-57	952000
		Found 1 (F1)	-84	-62	952000
		Susi	-80	-55	952001
		Filchner	-77	-50	952000 b
		23	01.02.1995	Filchner	-77
Berk 4 (Bk4)	-79.5			-50	952050
Ronne 4 (R4)	-79.1			-58	952064
Ronne 3 (R3)	-78.5			-57	952054
Berk 3 (Bk3)	-79			-50	952063
Berk 2 (Bk2)	-78.5			-50	952053
Ronne 2 (R2)	-78.1			-56.2	952062
Ronne 1 (R1)	-77.75			-55	952051
Berk 1 (Bk1)	-78.1			-49	952061
Filchner	-77			-50	952051
24	02.02.1995	Filchner	-77	-55	952002
			-77.9	-50	952002
			-79	-52.5	952002
			-80	-54.5	952002
			-81	-55.75	952002
			-82	-57.5	952002
		GL-Base	-83	-60	952002
25	02.02.1995	GL-Base	-83	-60	952014
		Dufek 7 (D7)	-83	-57.5	952014
		Bung 2 (B2)	-81.75	-68	952024
		Möller 6 (M6)	-82.25	-68.5	952030
		Möller 4 (M4)	-82	-63.5	952031
		Möller 2 (M2)	-81.5	-62	952031
		Bung 1 (B1)	-81.65	-67.25	952032
		Dufek 5 (D5)	-82.8	-57.5	952022
GL-Base	-83	-60	952012		
26	03.02.1995	GL-Base	-83	-60	952002
		Found 2 (F2)	-84	-62.5	952002
		Found 3 (F3)	-84	-65	952003
		Found 4 (F4)	-81	56.5	952004
		Möller 1 (M1)	-81	-58.75	952068
		Möller 3 (M3)	-82	-62	952033
		Möller 5 (M5)	-82	-68	952033
		GL-Base	-83	-60	952026

Flugplan der Filchner V Kampagne:

Flugnr.	Datum	Wegpunkt	geogr. Breite	geogr. Länge	Profilnr.
27	03.02.1995	GL-Base	-83	-60	952015
		Dufek 8 (D8)	-83.25	-57.5	952015
		Inst 4 (I4)	-81	-75	952025
		Inst 2 (I2)	-80.5	-72.5	952040
		Dufek 4 (D4)	-82.5	-55	952021
		GL-Base	-83	-60	952011
28	04.02.1995	GL-Base	-83	-60	952010
		Dufek 3 (D3)	-82.25	-53.5	952010
		Inst 1 (I1)	-80.25	-70	952020
		Inst 3 (I3)	-80.75	-72.5	952041
		Dufek 6 (D6)	-82.75	-56.5	942023
		GL-Base	-83	-60	952013
29	04.02.1995	GL-Base	-83	-60	952005
			-81	-58.75	952005
			-80	-57	952005
			-79	-55	952005
		Filchner	-77	-50	952005
30	05.02.1995	Filchner	-77	-50	952070
		Reinwarth (R)	-78.3	-46.45	952070
		Thyssen (T)	-79.55	-45.7	952071
		Berk 7 (Bk7)	-80.75	-50	952071
		Dufek 1 (D1)	-82	-50	952072
		Dufek 2 (D2)	-82	-52.5	952016
		Susi	-80	-55	952006
31	05.02.1995	Susi	-80	-55	952065
		Henry 2 (H2)	-80	-61.5	952065
		Berk 6 (Bk6)	-80.5	-53.5	952067
		Berk 5 (Bk5)	-80	-52	952055
		Henry 1 (H1)	-79.5	-60	952066
		P236/B15	-77.9	-55.85	952007
		P235	-77.45	-54.4	952007
		B13	-76.93	-52.08	952007
		Filchner	-77	-50	952060

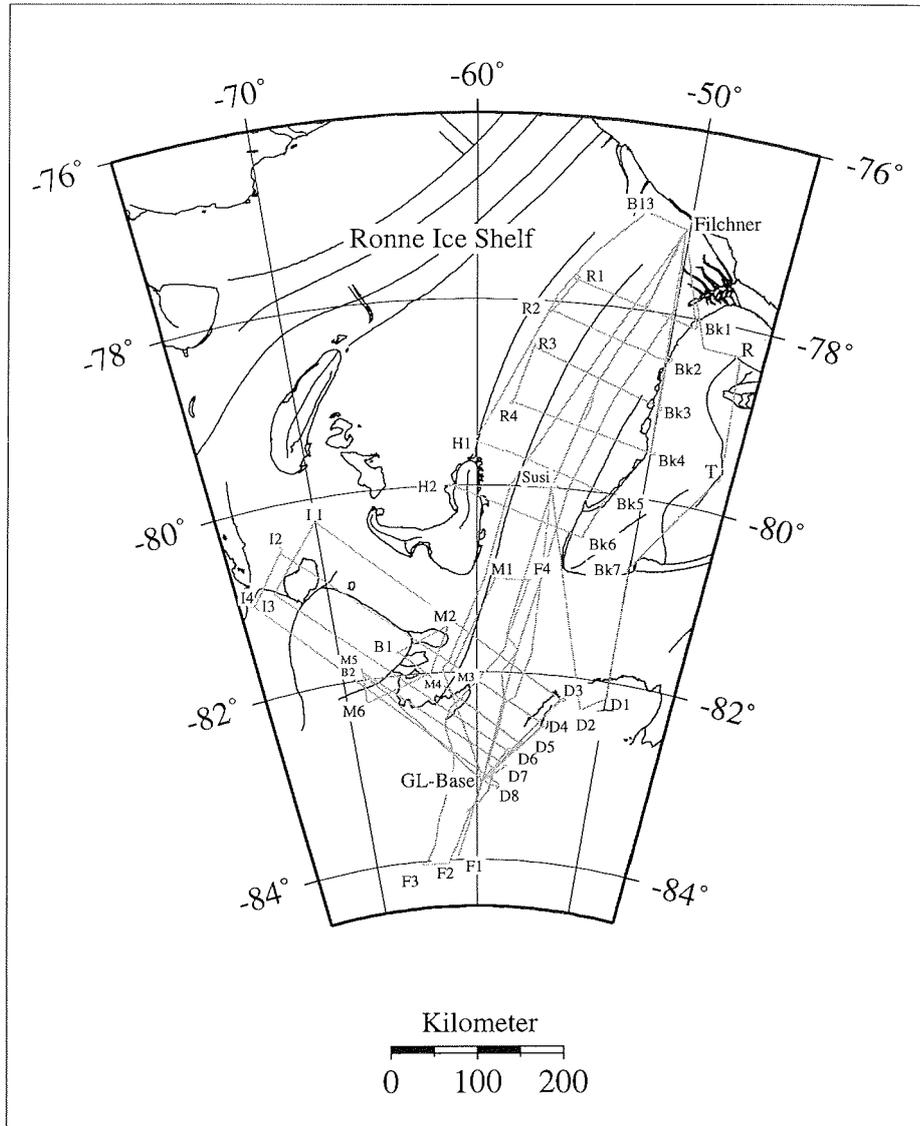


Abbildung B.1: Karte der von Polar2 geflogenen EMR-Profile über dem Filchner-Ronne-Schelfeis während der Filchner V Kampagne. Die Profile sind als graue Linien eingetragen. Außerdem sind die Wegpunkte aus der Flugplan-Liste markiert.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Übersichtskarte des antarktischen Kontinents mit den wichtigsten geographischen Einheiten.	7
1.2	Basale Niveaus im antarktischen Eisschild.	8
2.1	Übersichtskarte des Filchner-Ronne-Schelfeises	11
2.2	Die Ausbreitung des Antarktischen Bodenwassers in der Tiefsee. . . .	14
3.1	Das Meßflugzeug Polar 2.	20
3.2	Karte vom Filchner-Ronne-Schelfeis mit den 1995 gemessenen EMR-Profilen.	22
3.3	Dichteverteilung aus dem Bohrkern B15 und die ermittelten Intervall- bzw. RMS-Geschwindigkeiten.	25
3.4	Aus den EMR-Messungen bestimmte meteorische Eismächtigkeitsverteilung für das östliche Ronne Ice Shelf.	27
3.5	Eismächtigkeitsverteilung für das Filchner-Ronne-Schelfeis nach bisherigen Daten (nach Vaughan et al. (1994(1995))).	28
3.6	Differenz zwischen der bisherigen Eismächtigkeitsverteilung und der aus dem EMR Datensatz ermittelten.	29
3.7	Differenz der aus den EMR-Daten ermittelten Eismächtigkeiten und der von Johnson und Smith (1997) durch seismische Sondierungen bestimmten.	30
3.8	Ausschnitt des EMR-Meßprofils 952002 von der Filchner Station zum Aufsetzbereich des Foundation Ice Streams.	31
3.9	Ausschnitt des EMR-Meßprofils 952072 von Berkner Island ins Dufek Massif.	32
3.10	Ausschnitt des EMR-Meßprofils 952041 in Fließrichtung über den Institute Ice Stream.	32
3.11	Ausschnitt des EMR-Meßprofils 952060 von B13 zur Filchner Station.	33
3.12	Strukturen an der Eisunterseite.	34
3.13	SPOT-Satellitenbilder vom Einstrombereich des Foundation Ice Stream.	35
3.14	Ausschnitt aus dem EMR-Meßprofil 952002 über die Scherungszone bei Berkner Island.	37
3.15	Ausschnitte von EMR-Meßprofilen vom Übergang Bungenstockrücken zu den Eisströmen.	38
3.16	EMR-Meßprofil 952067	39
3.17	EMR-Meßflug von der Filchner Station zur Thyssenhöhe.	41
3.18	EMR-Meßflug von der Thyssenhöhe zum Dufek Massif.	42
4.1	Karte vom zentralen Filchner-Ronne-Schelfeis.	44
4.2	Allgemeines Schema zur seismischen Datenbearbeitung.	47

4.3	Ausschnittskarte vom Aufsetzbereich des Foundation Ice Streams.	48
4.4	Frequenzgefilterte Schußabspielung.	50
4.5	Nach der Reflektivitätsmethode modellierte Schußabspielung	52
4.6	Tiefensektion der reflexionsseismischen Daten im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream.	53
4.7	Schnitt durch den südlichen Bereich des Foundation Ice Stream.	55
4.8	Darstellung der Gezeitenmessung und der Spektralanalyse	57
4.9	Mittlere Jahrestemperatur entlang der Traversenroute und im Anstieg des Foundation Ice Stream.	59
4.10	Akkumulationsrate entlang einer Fließlinie auf dem östlichen Ronne Ice Shelf.	60
4.11	Partikelpfad für das östliche Ronne Ice Shelf.	62
5.1	Eismächtigkeiten im Bereich der Aufsetzlinie des Foundation Ice Stream.	67
5.2	Differenz zwischen Oberflächenhöhe und der aus dem Schwimmgleichgewicht berechneten Höhe.	68
5.3	EMR-Meßprofil 952031 in Fließrichtung des Möllereisstroms.	69
5.4	Differenz zwischen Oberflächenhöhe und der aus dem Schwimmgleichgewicht berechneten Höhe.	70
5.5	EMR-Meßprofile in Fließrichtung des Institute Ice Streams.	71
5.6	Differenz zwischen der Oberflächenhöhe und der nach dem Schwimmgleichgewicht berechneten Höhe für die EMR-Profile.	72
6.1	Druckschmelzpunktskurve für Meerwasser.	74
6.2	Schematisches Phasendiagramm für das Zweistoffsystem Eis-Salz.	74
6.3	Schematische Darstellung zum Modell der zweidimensionalen Zirkulation.	76
6.4	Ausschnittskarte vom südlichen Ronne Ice Shelf	79
6.5	Eismächtigkeit aus den Querprofilen 952026 - 952020.	80
6.6	EMR-Profil 952025 quer zur Fließrichtung des Foundation Ice Stream.	81
6.7	Aufbau des eindimensionalen Plume-Modells.	84
6.8	Temperatur- und Salzgehaltsverteilung an der Eis-Ozean-Grenze	87
6.9	Karte des Filchner-Ronne-Schelfeises.	89
6.10	Schnitt durch das Ronne Ice Shelf entlang der Profile 952000 und 952002.	90
6.11	Resultate der Plume-Modellierung für den Foundation Ice Stream.	92
6.12	Salzgehalts- und Temperaturcharakteristik für den modellierten ISW Plume.	93
6.13	Schnitt durch das Ronne Ice Shelf entlang des Profils 952005.	95
6.14	Resultate der Plume-Modellierung für das Profil 952005.	96
6.15	Schnitt durch das Ronne Ice Shelf entlang des Profils 952040.	97
6.16	Resultate der Plume-Modellierung für das Profil 952040.	98
6.17	Vergleich der modellierten und aus der Kontinuitätsgleichung bestimmten Schmelzraten.	99
6.18	Vergleich der modellierten und aus den EMR-Querprofilen berechneten Durchfluß bestimmten Schmelzraten.	100
6.19	Kräfte die auf eine Eissäule ABCD wirken.	104
6.20	Ergebnisse der Modellierung eines frei schwimmenden Schelfeises.	105

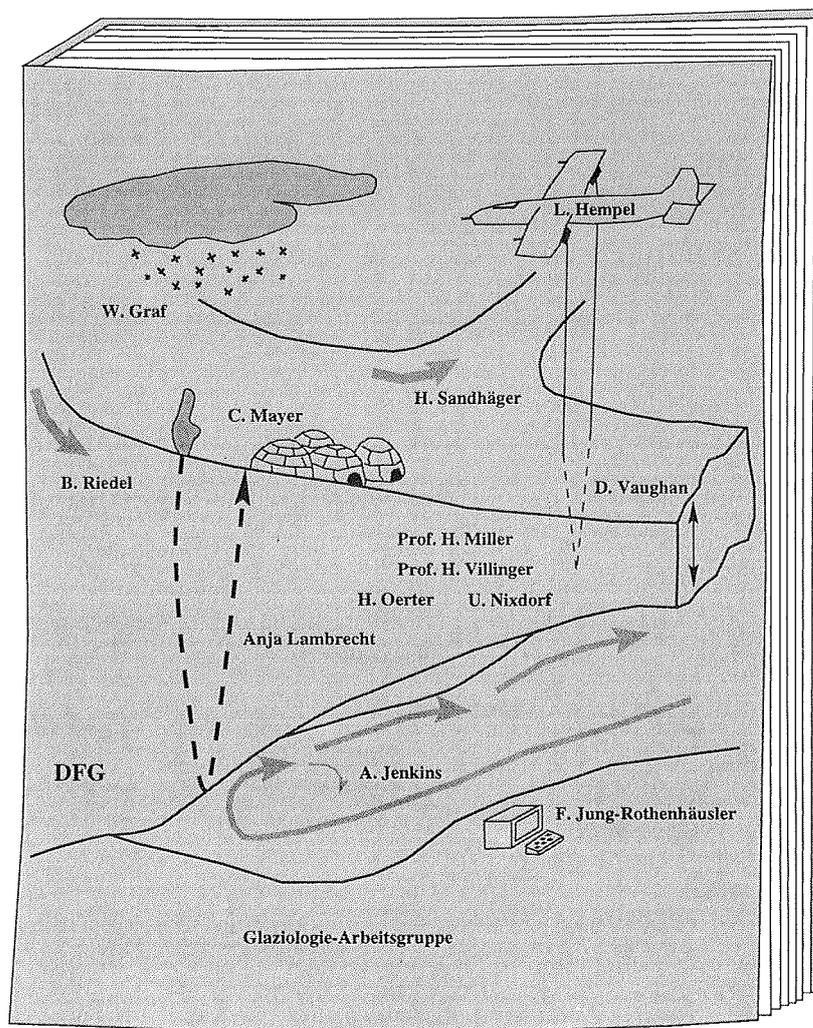
7.1 Einzugsgebiet des Filchner-Ronne-Schelfeises und die vorherrschenden Akkumulationsraten in diesem Gebiet.	108
7.2 Massenbilanzgrößen für das südöstliche Ronne Ice Shelf.	111
B.1 Karte der EMR-Profile.	136

Tabellenverzeichnis

2.1	Bisherige Abschätzungen für den Massenfluß des FRIS.	13
4.1	Akkumulationsraten und 10-m-Firntemperaturen.	61
4.2	Resultate der Deformations- und Geschwindigkeitsmessungen	63
4.3	Position und Höhe der Punkte auf der Traversenroute und auf dem Foundation Ice Stream	63
6.1	Liste der für die Bestimmung der Schmelzraten verwendeten Daten. . .	79
6.2	Massenfluß durch die Querprofile, sowie deren lokale Fließgeschwin- digkeit.	82
6.3	Schmelzraten zwischen den Querprofilen.	82
7.1	Parameter für die Massenflußberechnung.	108

Dank

Viele Menschen haben zu diesem „Werk“ beigetragen, denen ich hiermit herzlich danken möchte.



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

- * **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“,
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“,
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS 'Meteor'“,
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
zusammengestellt von Norbert Klages
- Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungs-
schiffes 'Meteor'“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“,
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- * **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“,
by G. Hempel and R. B. Heywood
- * **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen 'Eiswarte')“,
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS 'Polarsirkef'
(Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
- Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“,
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- * **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“,
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adeling
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“,
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS 'Polarstern'“,
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschieppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS 'Polarbjörn' 1982/83“ (Sommerkampagne zur
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS 'Polarstern' (Kapstadt, 20. Januar 1983 –
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“,
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS 'Polarstern' 1982/83“,
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar
and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.-16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV 'Walther Herwig' and RV 'Meteor'“ –
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“,
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der 'Polarstern'-Reise ARKTIS I, 1983“,
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“,
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“,
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
- Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS 'Polarstern' 1984, mit Beiträgen des FS 'Valdivia'
und des Forschungsflugzeuges 'Falcon 20' zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“,
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula,
February 1982“, by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski

- Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean“, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“, von Hans-Peter Marschall
- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“, von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick
- * **Heft Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS 'Polarstern' 1984/85“, herausgegeben von Gotthilf Hempel
- * **Heft Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
- Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“, von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit 'Polarstern' 1985“, mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- * **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm 'Antarktisforschung' der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammengestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“, by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“, von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS 'Polarstern' 1985/86“, mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS 'Polarstern' 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3-4“, von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton“, von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“, von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“, von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP) 1986“, by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“, by M. Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS 'Polarstern' in die Antarktis (ANT V/1-3)“, herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 – September 10, 1986“, by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“, von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“, by Werner Beckmann
- Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“, Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV 'Polarstern' Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“, by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“, von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“, by Eberhard Fahrback
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“, von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“, von Arnold Brodscholl
- * **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“, von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“, von Wolfgang Kobarg
- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Werner Ekau
- Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“, von Dieter Piepenburg
- * **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“, von Eva-Maria Nöthig

- Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“, von Wiebke Schwarzbach
- Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (ANT V/3)“, by Elke Mizdalski
- Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“, by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede
- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS 'Polarstern' 1986/87“, Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5 von H. Miller und H. Oerter
- * **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS 'Polarstern' 1987/88“, von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS 'Polarstern' 1988“, von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“, von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“, von M. Peters
- * **Heft-Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV 'Polarstern' in 1988/89“, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse, sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“, von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“, by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“, by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“, von Karsten Brunk
- Heft-Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“, edited by Adolf Kellermann
- Heft-Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV 'Polarstern' in 1989“, edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft-Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- Heft-Nr. 70/1990** – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft-Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
- Heft-Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea in summer 1980/81“, by F. Kurbjewit and S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft-Nr. 74/1991** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS 'Polarstern' 1989“, von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grüning
- Heft-Nr. 76/1991** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten in Benthal von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1991** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen in Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft-Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft-Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP) – Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft-Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS 'POLARSTERN' 1990“, herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 81/1991** – „Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereiseigenschaften: Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
- Heft-Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeis – numerische Simulationen mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft-Nr. 84/1991** – Die Expedition ANTARKTIS VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study der Forschungsschiffe 'Polarstern' und 'Akademik Fedorov“, von Ernst Augstein, Nicolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft-Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl

- Heft-Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS 'Polarstern' 1989/90. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-VIII/5“, herausgegeben von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft-Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK-VI/1-4 of RV 'Polarstern' in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft-Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel
- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeress vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft-Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS 'Polarstern' 1989/90. Bericht von Fahrtabschnitten ANT VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft-Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann.
- Heft-Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm.
- Heft-Nr. 93/1991** – Die Expedition ARKTIS VII mit FS 'Polarstern' 1990. Bericht von Fahrtabschnitten ARK VII/2“, herausgegeben vom Gunther Krause.
- Heft-Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek.
- Heft-Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann.
- Heft-Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft-Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land / Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft-Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- Heft-Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
- * **Heft-Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1990/91“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft-Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Spurenmetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft-Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- Heft-Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft-Nr. 104/1992** – „Mehrkanalige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft-Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
- Heft-Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- Heft-Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. - Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf
- Heft-Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber
- Heft-Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme
- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger
- Heft-Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg
- Heft-Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner
- * **Heft-Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865-1875“, von Reinhard A. Krause
- Heft-Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV 'Polarstern' (EPOS II)“, by Eike Rachor

- Heft-Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991”, by Gert König-Langlo
- Heft-Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)”, von Peter Schulze
- Heft-Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik”, von Rüdiger Hotten
- * **Heft-Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere”, von Andreas P. A. Wöhrmann
- * **Heft-Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea – its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux”, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarso and Y.P. Savchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV 'Dalnie Zelentsy'”, by D. Nürnberg and E. Groth
- * **Heft-Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft-Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln”, von Michael Diepenbroek
- * **Heft-Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente”, von Sebastian Gerland
- Heft-Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen”, von Martin Graeve
- Heft-Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten”, von Christian F. von Dorrien
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen”, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht”, von Ingo Wollenburg
- Heft-Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV 'Polarstern': CTD-Report”, von Marek Zwierz
- Heft-Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis”, von Frank Kurbjeweit
- Heft-Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Fichner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen”, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzkettiger halogener Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen”, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)”, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bocher, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- * **Heft-Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1”, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft-Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8”, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft-Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)”, von Klemens Pütz
- * **Heft-Nr. 137/1994** – „Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis”, von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79°N, 12°E)”, von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz”, von Holger Winkler
- Heft-Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft-Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis”, von Klemens Heidland
- Heft-Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV 'Polarstern' Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG 'Polar Bear' cruise NEWP and the NEWLand expedition”, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund/ Ost Grönland”, von Notker Fechner
- Heft-Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea”, edited by Heidmarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov and Rüdiger Stein
- * **Heft-Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV 'Polarstern' Arctic Cruises IX/2 and 3”, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche
- Heft-Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumeyer 1982 – 1992”, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo

- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer/Antarktis“, von Christian Hübscher
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles
- Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS ‚Polarstern‘ 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT X/1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter
- Heft-Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz
- Heft-Nr. 156/1995** – „An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients“, by Reiner Schlitzer
- Heft-Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl
- * **Heft-Nr. 158/1995** – „Die deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke
- Heft-Nr. 159/1995** – „The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters“, by Dorothea Bauch
- * **Heft-Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl
- Heft-Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel
- Heft-Nr. 162/1995** – „Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig
- Heft-Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs
- Heft-Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke
- Heft-Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer
- Heft-Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler
- Heft-Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS ‚Polarstern‘ 1994/95. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer
- Heft-Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften – Geologie und Geophysik der Antarktis
- Heft-Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer
- Heft-Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler
- Heft-Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer
- Heft-Nr. 174/1995** – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten
- Heft-Nr. 175/1995** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Dmitry Bolshiyarov
- Heft-Nr. 176/1995** – „Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov
- Heft-Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert
- Heft-Nr. 178/1995** – „Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam
- Heft-Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg

- Heft-Nr. 180/1995** – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn
- Heft-Nr. 181/1995** – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach
- Heft-Nr. 182/1995** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens
- Heft-Nr. 183/1996** – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann
- Heft-Nr. 184/1996** – „Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by María Dolores Andrés Hernández
- Heft-Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller
- Heft-Nr. 186/1996** – „Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Martin Frank
- Heft-Nr. 187/1996** – „The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber
- Heft-Nr. 188/1996** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS 'Polarstern' 1994“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe
- Heft-Nr. 189/1996** – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS 'Polarstern' 1990“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe
- Heft-Nr. 190/1996** – „Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994“, edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny
- Heft-Nr. 191/1996** – „Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen“, von Frank Wilhelms
- Heft-Nr. 192/1996** – „Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategien antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam
- Heft-Nr. 193/1996** – Heterogene Reaktionen von N_2O_5 und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel
- Heft-Nr. 194/1996** – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm
- Heft-Nr. 195/1996** – „Die planktische Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich
- Heft-Nr. 196/1996** – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese
- Heft-Nr. 197/1996** – „The Expedition ARKTIS-XI/2 of RV 'Polarstern' in 1995“, edited by Gunther Krause
- Heft-Nr. 198/1996** – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker
- Heft-Nr. 199/1996** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3“, by Gereon Budéus and Wolfgang Schneider
- Heft-Nr. 200/1996** – „Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models“, by Gerrit Lohmann
- Heft-Nr. 201/1996** – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken
- Heft-Nr. 202/1996** – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid
- Heft-Nr. 203/1996** – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder
- Heft-Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf
- Heft-Nr. 205/1996** – „Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation“, by Thorsteinn Thorsteinsson
- Heft-Nr. 206/1996** – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg
- Heft-Nr. 207/1996** – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz
- Heft-Nr. 208/1996** – „Atmosphäreinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke
- Heft-Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereisererkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert
- Heft-Nr. 210/1996** – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann
- Heft-Nr. 211/1996** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995“, by Dima Yu. Bolshiyonov and Hans-W. Hubberten

Heft-Nr. 212/1996 – „Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin”, by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl

Heft-Nr. 213/1996 – „Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente”, von Barbara Niehoff

Heft-Nr. 214/1996 – „Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf”, von Christoph Mayer

Heft-Nr. 215/1996 – „Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95”, herausgegeben von Ulrich Wand

Heft-Nr. 216/1996 – „Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien”, von Uta Brathauer

Heft-Nr. 217/1996 – „Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung”, von Jörn Behrens

Heft-Nr. 218/1997 – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (*REFLEX III*)”, by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel, and Andreas Reuter

Heft-Nr. 219/1997 – „Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3”, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter

Heft-Nr. 220/1997 – „Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1”, von Tilo Schöne

Heft-Nr. 221/1997 – „Die Expedition ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96”, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lucas und Victor Smetacek

Heft-Nr. 222/1997 – „Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data”, by László Oszkó

Heft-Nr. 223/1997 – „Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren”, von Christian Haas

Heft-Nr. 224/1997 – „Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen”, von Silke Wessel

Heft-Nr. 225/1997 – „Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises”, von Michael Poltermann

Heft-Nr. 226/1997 – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV 'Polarstern' in 1995”, edited by Eike Rachor

Heft-Nr. 227/1997 – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arctica* (Chlorophyta) der Arktis und Antarktis”, von Katharina Kück

Heft-Nr. 228/1997 – „Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal”, von Katrin Linse

Heft-Nr. 229/1997 – „Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken – Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer”, von Hinrich Hanssen

Heft-Nr. 230/1997 – „Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung”, von Lutz-Peter Kurdelski

Heft-Nr. 231/1997 – „Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten”, von Christopher Zimmermann

Heft-Nr. 232/1997 – „Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen”, von Stephan Zimmermann

Heft-Nr. 233/1997 – „Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*”, von Doris Meyerdierrks

Heft-Nr. 234/1997 – „Die Expedition ARCTIC '96 des FS 'Polarstern' (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)”, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern

Heft-Nr. 235/1997 – „Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres”, von Jana Friedrich

Heft-Nr. 236/1997 – „Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic”, by Arndt Meier

Heft-Nr. 237/1997 – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996”, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov.

Heft-Nr. 238/1997 – „Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae”, by Iván M. Gómez.

Heft-Nr. 239/1997 – „Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1996”, herausgegeben von Eberhard Fahrback und Dieter Gerdes.

Heft-Nr. 240/1997 – „Untersuchungen zur Chrom-Speziation in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis”, von Heide Giese.

Heft-Nr. 241/1997 – „Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris”, by Seung-Il Nam.

- Heft-Nr. 242/1997** – „Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia“, by Julia Boike.
- Heft-Nr. 243/1997** – „Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen“, von Andreas Mackensen.
- Heft-Nr. 244/1997** – „The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica. Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996“, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997** – „Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen – Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen“, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997** – „Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises“, von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997** – „Entstehung und modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchhoff.
- Heft-Nr. 248/1997** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1995“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997** – „The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‚Polarstern‘ to the eastern Weddell Sea in 1996“, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997** – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Andreas Starmans.
- Heft-Nr. 251/1997** – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel“, von Christoph Vogt.
- Heft-Nr. 252/1997** – „Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik“, von Stephan Kühne.
- Heft-Nr. 253/1997** – „Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean“, by Christine Klaas.
- Heft-Nr. 254/1997** – „Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunge-Oase, Ostantarktis“, von Thomas Kulbe.
- Heft-Nr. 255/1997** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1997“, edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 256/1998** – „Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer“, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft-Nr. 257/1998** – „Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis“, von Christoph Kleefeld.
- Heft-Nr. 258/1998** – „Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells“, von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft-Nr. 259/1998** – „The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1997“, by Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 260/1998** – „Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung“, von Holger Cremer.
- Heft-Nr. 261/98** – „Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen“, von Estella Weigelt.
- Heft-Nr. 262/98** – „The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV ‚Polarstern‘ in 1997“, by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 263/98** – „Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen“, von Thorsten Schäfer.
- Heft-Nr. 264/98** – „Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeugtragener Submillimeterwellen-Radiometrie“, von Joachim Urban.
- Heft-Nr. 265/98** – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.

* vergriffen/out of print

** nur noch beim Autor/only from the author

