

**Langzeitanalyse
der antarktischen Meereisbedeckung
aus passiven Mikrowellendaten**

**Longtime analysis
of Antarctica's sea-ice
from passive microwave data**

Christian H. Thomas

**Ber. Polarforsch. 284 (1998)
ISSN 0176 - 5027**

Für meinen Vater[†] und meine Mutter

Christian H. Thomas
Institut für Umweltphysik
Universität Bremen, FB 1
Kufsteiner Straße
D-28359 Bremen
email: chthomas@diana.physik.uni-bremen.de

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer
Dissertation, die im Frühjahr 1998 dem Fachbereich Physik/Elektrotechnik
der Universität Bremen vorgelegt wurde

Inhaltsverzeichnis

Abstract 5

Zusammenfassung 7

1 Einleitung 9

1.1 Meereis 9

1.2 Satellitenfernerkundung 10

1.2.1 Satellitenmikrowellenradiometrie 11

1.3 Ziele der Arbeit 14

I Grundlagen 15

2 Theoretischer Hintergrund 17

2.1 Thermische Emission 17

2.2 Polarisierung und Emission von Ozeanoberflächen 19

2.3 Emission und Streuung an Hydrometeoren 23

2.4 Eigenschaften des Meereises 24

2.5 Strahlungstransport 33

3 Satellitendaten 37

3.1 Mikrowellen-Radiometer 38

3.2 Infrarot-Radiometer 41

3.2.1 NOAA AVHRR Meeresoberflächentemperaturen 41

II Problematik der Algorithmen 43

4 Eiskonzentrationsalgorithmen 45

4.1 Problemstellung 45

4.2 Einführung 46

4.3 Vergleich von Eiskonzentrationsalgorithmen 47

4.3.1 NASA TEAM-Algorithmus 47

4.3.2 THIN ICE-Algorithmus 50

4.3.3 BOOTSTRAP-Algorithmus 51

4.3.4 Unterschiede zwischen NASA TEAM- und BOOTSTRAP-Algorithmus 52

4.4 Fallstudien	55
4.4.1 Untersuchungsgebiete und Gitter-Projektion	55
4.4.2 Überblick-Szenerie	58
4.4.3 Detailstudien	61
4.4.4 Ergebnisse	71
4.4.5 Atmosphärische Einflüsse auf die Eichpunkte	72
III Kalibrierung und Korrektur der Daten	81
5 Intersensor-Anpassung	83
5.1 Vergleich von SMMR und SSM/I	84
5.2 Zusammenfassung	87
6 Die meteorologische Korrektur	89
6.1 Strahlungstransportmodell	89
6.2 Strahlungstransportrechnungen	92
6.3 Algorithmen für die atmosphärischen Parameter	93
6.4 Verbesserte Eiskonzentrationsberechnung	100
6.5 Eiskantengenauigkeit	108
IV Anwendung und Auswertung	111
7 Zeitreihenanalyse des Meereises	113
7.1 Berechnung von Mittelwerten und Anomalien	113
7.2 Trendberechnungen	115
7.2.1 Autoregressive Modellierung der Zeitreihen	122
7.3 Variabilität der Monatsmittel	126
7.4 Ergebnisse und Diskussion	131
7.5 Die Antarktische Zirkumpolarwelle	134
7.5.1 Zeitliche und räumliche Betrachtung der Anomalien	138
Zusammenfassung und Ausblick	144
Anhang	147
A Zeitreihenanalyse	149
B Meereis-Zeitreihen	153
C Datenbank	157
Abkürzungen	169
Literaturverzeichnis	171
Danksagung	177

Abstract

The anthropogenic greenhouse effect and its influences on the global climate has been assessed in recent studies based on general circulation models. In this work the suitability of the antarctic sea ice coverage as an indicator for climate changes is investigated.

Data of the spaceborne microwave sensors SMMR and SSM/I are available since 1978 and allow the analysis of a time series of 18 years of sea ice coverage. Small differences between the used frequencies and the sensor geometry require an intersensor calibration. The amount of this correction is up to 6.8 % ice concentration.

To improve the weather filter of the recently used NASA TEAM ice concentration algorithm the atmospheric parameters liquid water path, water vapour content and wind speed are calculated. These affect the results especially over ice free ocean and near the ice edge. To correct this meteorological influence on the ice concentration a radiative transfer model is used. Additionally the change of the emissivity of the ice free ocean caused by wind is taken into account in calculating the brightness temperatures. By multiple regression analysis, correction coefficients are computed, which reduce the atmospheric influences on the brightness temperatures measured by the satellite.

The study shows that the autocorrelation has to be considered to analyse the statistical significance of the time series. Including the improved weather correction scheme there is no statistically significant trend of the ice coverage and extent $0.14 \cdot 10^6 \text{ km}^2 \cong 0.77\%$ per decade and $0.10 \cdot 10^6 \text{ km}^2 \cong 1.55\%$ per decade, whereas the values are significantly increased without the weather correction scheme ($0.24 \cdot 10^6 \text{ km}^2 \cong 2.66\%$ per decade and $0.29 \cdot 10^6 \text{ km}^2 \cong 2.32\%$ per decade). These slight increases are caused by an increasing of the sea ice coverage during the antarctic summer and an accelerated growing in fall. No increase is observed during winter.

In contrast to these results other calculations of the arctic sea ice coverage lead to a significant trend. Both the ice coverage and the extent decrease for the same period. This agrees with model calculations. The asymmetry of the Arctic and Antarctic trends is caused by different coupling mechanisms between sea ice and the other climate components ocean and atmosphere. In the Antarctic the interaction between ocean and sea ice predominates.

Exemplarily the connection of very strong ice coverage anomalies with oceanic and atmospheric parameters is investigated. Furthermore the influence of the antarctic circumpolar current and the antarctic circumpolar wave is explored. The oceanic influence dominates the atmospheric. Coincident positive or negative regional anomalies both in the Weddell Sea and the Ross sea correlate with these strong extrema.

The climate model of the German Climate Computer Center predicts that the variability of the sea ice coverage in the Antarctic has a time scale of about 100 years

whereas that in the Arctic shows a time scale of decades. Therefore the length of the analysed time series is too short to extrapolate the trends and to verify anthropogenic climate changes. The continuing sea ice data record helps establish the basis for developing a better understanding of the various processes driving the observed variabilities.

Zusammenfassung

Der anthropogene Treibhauseffekt und seine Auswirkung auf das globale Klima ist Inhalt vieler Studien mit numerischen Modellen. In dieser Arbeit wird die Bedeutung der Meereisbedeckung als empfindlicher Indikator für Klimaveränderungen untersucht.

Daten der satellitengetragenen passiven Mikrowellensensoren SMMR und SSM/I reichen bis 1978 zurück und ermöglichen die Auswertung einer 18-jährigen Zeitreihe der antarktischen Meereisbedeckung. Geringe Unterschiede zwischen den verwendeten Frequenzen und in der Aufnahmegeometrie dieser Sensoren erfordern eine Anpassung der Datensätze. Durchgeführte Intersensorkalibrierungen ermöglichen Korrekturen der mit dem NASA TEAM Algorithmus berechneten Eiskonzentration von bis zu 6,8 %.

Die Untersuchung des Einflusses des Flüssigwasser- und Gesamtwasserdampfgehalts der Atmosphäre und der oberflächennahen Windgeschwindigkeit auf die Eiskonzentrationsberechnung zeigt kontinuierlich und sporadisch auftretende Effekte besonders über dem eisfreien Ozean und in den Eisrandgebieten.

Ein Verfahren zur Korrektur dieser meteorologischen Einflüsse wurde mit Hilfe von Strahlungstransportrechnungen entwickelt. Das Modell wurde dafür um einen Algorithmus erweitert, der die windinduzierte Emissivitätsänderung der Ozeanoberfläche berücksichtigt. Mittels multipler Regressionsanalyse konnten Korrekturkoeffizienten ermittelt werden, welche die vom Satelliten gemessenen Helligkeitstemperaturen um den atmosphärischen Anteil reduzieren.

Aufgrund der festgestellten Autokorrelation in den Meereiszeitreihen wurden die mit linearer Regression berechneten Trends mit den Ergebnissen autoregressiv modellierter Zeitreihen verglichen. Unter Berücksichtigung der Autokorrelation ergab sich kein signifikanter Trend der antarktischen Eiskonzentration und -ausdehnung ($0,14 \cdot 10^6 \text{ km}^2 \cong 0,77\% \text{ pro Dekade}$ bzw. $0,10 \cdot 10^6 \text{ km}^2 \cong 1,55\% \text{ pro Dekade}$). Die nicht meteorologisch korrigierten Datenreihen hingegen führen zu einer statistisch signifikanten Zunahme der Eiskonzentration und -ausdehnung in Höhe von $0,24 \cdot 10^6 \text{ km}^2 \cong 2,66\% \text{ pro Dekade}$ bzw. $0,29 \cdot 10^6 \text{ km}^2 \cong 2,32\% \text{ pro Dekade}$. Eine Analyse der Monatsmittelwerte ergab, daß die geringfügige Zunahme in der Antarktis nicht aus einer Zunahme der winterlichen Meereisausdehnung resultiert, die nahezu konstant bleibt, sondern aus einer geringeren Abnahme der Meereisbedeckung im Südsommer bzw. einem beschleunigten Eiswachstum in den Südherbstmonaten.

Andere Untersuchungen zeigen eine signifikante Abnahme der Meereisbedeckung in der Arktis. Dieses stimmt mit Modellrechnungen des Deutschen Klimarechenzentrums überein. Die Asymmetrie in den Trends zwischen den Polargebieten wird durch in beiden Hemisphären unterschiedlich starken Kopplungsmechanismen zwischen Ozean, Atmosphäre und dem Meereis verursacht.

Exemplarisch wurden extreme Meereisanomalien mit ozeanischen und atmosphärischen Anomalien verglichen und der Zusammenhang mit dem Antarktischen Zirkumpolarstrom und der Antarktische Zirkumpolarwelle untersucht. Dabei hat sich gezeigt, daß Extremwerte sich ausbilden wenn jeweils positive bzw. negative Meereisanomalien im Weddellmeer und in der Rossee zusammen auftreten. In der Antarktis dominiert der Einfluß ozeanischer Wechselwirkungen.

Das Modell des Deutschen Klimarechenzentrums zeigt Klimavariabilitäten in der Antarktis auf einer Zeitskala von ca. 100 Jahren, wohingegen in der Arktis dekadische Schwankungen vorherrschen. Die Zeitskala dieser Schwankungen ist verglichen mit der Länge der untersuchten Zeitreihen sehr groß, so daß die ermittelten Trends nicht extrapoliert und Zusammenhänge mit einer anthropogenen Klimaänderung nicht hergestellt werden können. Die fortwährende Verlängerung der Meereisdatensätze bildet die Grundlage für die Entdeckung und das Verständnis verschiedener Wechselwirkungsprozesse, welche die beobachteten Variabilitäten hervorrufen.

1 Einleitung

1.1 Meereis

Meereis stellt eine wichtige Komponente des globalen Klimasystems dar. Eine geschlossene Eisdecke besitzt eine hohe Albedo und unterbindet die turbulenten Flüsse (Wärme, Masse und Impuls) zwischen Ozean und Atmosphäre. Bei der Bildung des Meereises wird das Salz des Meerwassers überwiegend ausgeschieden. Die dadurch hervorgerufenen Dichteunterschiede und Mischungsprozesse sind an der Bildung des für die ozeanische Zirkulation wichtigen Tiefen- und Bodenwassers maßgeblich beteiligt. Der hydrologische Zyklus, welcher normalerweise über Verdunstung und Niederschlag den Salzgehalt und die Oberflächentemperatur des Ozeans reguliert, wird vom Meereis stark beeinflusst. Die großen Unterschiede im Energieaustausch über Eis und Wasser können unter bestimmten atmosphärischen Bedingungen zur Bildung von polaren Sturmtiefs in den Eisrandgebieten führen. Das Meereis spielt daher eine wichtige Rolle in der allgemeinen Zirkulation von Ozean und Atmosphäre.

Die Unzugänglichkeit der Polargebiete ist verantwortlich für ein stark lückenhaftes und ungenaues Meßnetz der Umweltdiagnostik. Viele Wechselwirkungen zwischen Ozean, Meereis und Atmosphäre sind noch nicht quantitativ erforscht und daher auch in Klimamodellen nicht enthalten. Erkenntnisse über räumliche und zeitliche Muster in der Langzeitvariabilität des Meereises sind aber für eine Diagnose des globalen Klimasystems erforderlich, um großskalige Klimaschwankungen erkennen und verstehen zu können.

Das Interesse an Langzeituntersuchungen der Variabilität des Meereises wurde durch den beobachteten CO_2 -Anstieg in der Atmosphäre geweckt. Nach Modellrechnungen mit gekoppelten Ozean-Atmosphären Modellen [Manabe und Stouffer, 1994; Houghton et al., 1996] führen Rückkopplungseffekte des Systems Ozean-Atmosphäre-Meereis bei einer globalen Erwärmung in der Arktis zu einem überproportional starken Temperaturanstieg und einer verringerten Meereisbedeckung. Rind et al. [1997] zeigten, daß bei einer CO_2 Verdoppelung 38 % der globalen Mitteltemperaturänderung durch eine sich verändernde Meereisbedeckung erklärt werden können, wobei das antarktische Meereis (u. a. aufgrund seiner geringeren Eisdicke) daran mit einem Anteil von 70 % beteiligt ist. Aus diesem Grunde könnte eine veränderte Meereisbedeckung als frühzeitiger Klimaindikator angesehen werden.

Eine Verbesserung der Datenlage kann nur mit Hilfe der Satellitenfernerkundung erreicht werden. Die Fernerkundung mit mehreren polarumlaufenden Satelliten ermöglicht eine die Polargebiete überdeckende und zeitlich hinreichend dichte Erfassung der Eisausdehnung und Eiskonzentration. Speziell Daten passiver Mikrowellensensoren können diese Information liefern. Die Sensoren gewährleisten täglich eine globale Überdeckung und können, da sie die Emission der Erdoberfläche messen,

bei Dunkelheit und so insbesondere während der Polarnacht Daten empfangen. Ein wesentlicher Nachteil der Eisfernerkundung mit Satelliten ist jedoch die saisonal schwankende Genauigkeit der Verfahren (siehe Kapitel 4 auf Seite 45) und die begrenzte räumliche Auflösung der Sensoren.

Entsprechend der großen Bedeutung des Meereises wurde eine Fülle von internationalen Experimenten durchgeführt, insbesondere um die Beiträge verschiedener Oberflächenbedingungen zum Mikrowellensignal zu klären (MIZEX, CEAREX, CRRELLEX), weil im Mikrowellenbereich Wolken nahezu transparent sind und sich dieser somit besonders zur Erdfernerkundung der Oberfläche eignet. Zur Zeit finden im Rahmen des CLIVAR, welches Bestandteil des WCRP ist, mehrere Untersuchungen zur Klärung der Kopplungsmechanismen zwischen Ozean, Meereis und Atmosphäre statt.

Die ersten Versuche die Eisbedeckung mit satellitengestützten Mikrowellenradiometern zu bestimmen werden seit 1972 (Start des NIMBUS-5-Satelliten mit dem ESMR) durchgeführt. Gloersen et al. [1974] entwickelten einen empirischen Algorithmus, welcher das Emissionssignal des 19,35 GHz Kanals des ESMR zur Eiskonzentrationsbestimmung nutzt. Bei dieser Frequenz beträgt der Kontrast in den gemessenen Helligkeitstemperaturen zwischen Eis und Ozean ca. 100 K. Bedingt durch nur einen Kanal und die damit verbundene Mehrdeutigkeit des Signals, durch Schwankungen der Oberflächentemperatur und des Wassergehaltes der Schneeauflage sowie durch atmosphärische Parameter, lag die Genauigkeit der Eiskonzentrationen bei höchstens 15%. Mit den seit 1978 zur Verfügung stehenden SMMR-Daten (SEASAT und NIMBUS-7) wurde von Cavalieri et al. [1984] eine genauere multispektrale statistische Methode entwickelt, welche mit Hilfe von drei Kanälen zusätzlich zwischen zwei Eistypen unterscheiden kann.

1987 wurde im Rahmen des *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP) das erste einer neuen Reihe von Radiometern eingesetzt. Dieses *Special Sensor Microwave Imager* (SSM/I) Radiometer hat eine ca. doppelt so hohe räumliche Abtastrate und ermöglichte verschiedene Verbesserungen der Eiskonzentrationsbestimmung [Cavalieri, 1994; Comiso, 1995].

Die relative Einfachheit dieser auf Statistik, Empirie und/oder Regressionsrechnungen basierenden Algorithmen wurde jedoch auf Kosten der Flexibilität, der Berücksichtigung der physikalischen Realität und der Genauigkeit erreicht. Da die Methoden stark von der Repräsentativität des verwendeten Datensatzes abhängen, werden gute Ergebnisse meist nur mit den jeweils verwendeten Testdatensätzen oder in bestimmten Regionen der Polargebiete erzielt.

1.2 Satellitenfernerkundung

Der Begriff *Remote Sensing* (Fernerkundung) ist eine Wortschöpfung der 60er Jahre aus den USA und bezog sich hauptsächlich auf die Photogrammetrie und Photointerpretation [Kraus und Schneider, 1988]. Heute versteht man unter Fernerkundung die Erfassung von Daten und die daraus ableitbare Informationsgewinnung über entfernte Objekte oder Materialien auf der Erdoberfläche sowie Bestandteilen der

Atmosphäre mit passiven oder aktiven Sensoren in einem weiten Frequenzbereich elektromagnetischer Strahlung. Die Daten der Satellitenfernerkundung fallen im allgemeinen in digitaler Form an und werden im Falle einer Kartendarstellung mit den Methoden der digitalen Bildverarbeitung anwendungsspezifisch verarbeitet und interpretiert, um für die Anwender in gebrauchsfertige Formen gebracht zu werden.

Die Intentionen, die zur Entwicklung der Fernerkundung geführt haben, waren – neben den militärischen Anwendungen – vor allem das Management und die Überwachung und Nutzung der Ressourcen auf der Erde. Ende der 60er Jahre kam der Umweltaspekt mit der großräumigen Erfassung wichtiger Umweltparameter (z. B. die Anreicherung der Gewässer und der Luft mit Schadstoffen) hinzu, da die Daten wertvolle Informationen zur Situationsbeschreibung der Umwelt liefern.¹ Mittlerweile bietet die Satellitenfernerkundung ein sehr breites Spektrum von Anwendungsmöglichkeiten. So sind Wettervorhersage und Katastrophenwarnung mit Hilfe der meteorologischen Satelliten (NOAA-Serie, METEOSAT, GOES) ebenso zur Routine geworden, wie die Schiffsroutenberatung, Erntevorhersage und die Erstellung von Vegetationsindizes für die Klimatologie (LANDSAT, SPOT) [Harris, 1987]. Die Fernerkundung des Meereises sowie der hydrologischen Parameter der Atmosphäre wird seit Anfang der 70er Jahre intensiv betrieben.

Da man mit der Fernerkundung in der Lage ist, über großen Gebieten mit einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung und über einen breiten elektromagnetischen Spektralbereich Daten zu sammeln, hat man es mit sehr großen Datenmengen zur Informationsgewinnung zu tun. Geostationäre Wettersatelliten tasten alle 30 Minuten ein Bild fast der gesamten Erde ab. Polar umlaufende Wettersatelliten sammeln mehrmals am Tag Daten von fast jedem Punkt der Erde. Messungen vom Satelliten ergänzen die konventionellen Beobachtungsmethoden und erlauben eine räumliche Ausdehnung der Meßfelder. Da zur Kalibrierung und Validation der Satellitenbeobachtungen in-situ Messungen unverzichtbar sind, wird man trotz der Vorteile der Fernerkundung in Zukunft auch weiterhin Feldmessungen durchführen müssen.

1.2.1 Satellitenmikrowellenradiometrie

Die satellitengestützte Mikrowellenradiometrie ist in der Umweltdiagnostik eine sehr junge Technik. Sie entstand als Nebenprodukt der militärischen Aufklärung. So war 1968 der erste Einbau von passiven Radiometern im russischen Satelliten COSMOS 243 möglich [Vohwinkel, 1988]. Als Mikrowellen bezeichnet man den Frequenzbereich von 1 bis 300 GHz (Wellenlänge $\lambda = 1$ mm bis 30 cm). Sie liegen also zwischen den Infrarot- und Radiowellen (Abbildung 1). Da es sich bei der Mikrowellenstrahlung um sehr geringe Strahlungsenergien handelt, hat die Mikrowellenradiometrie erst in den letzten zwei Dekaden – aufgrund der Verbesserungen der Radiometer in Bezug auf Empfindlichkeit (Isolierung) und radiometrischer Auflösung – erheblich an Bedeutung gewonnen.

Attraktiv für die Fernerkundung ist das Mikrowellenspektrum hauptsächlich wegen der weitgehenden Transparenz der Atmosphäre. Es zeigt, ähnlich wie im Infrarot,

¹ Forderung der Konferenz: *The Global 2000*, Report to the President, USA, 1980.

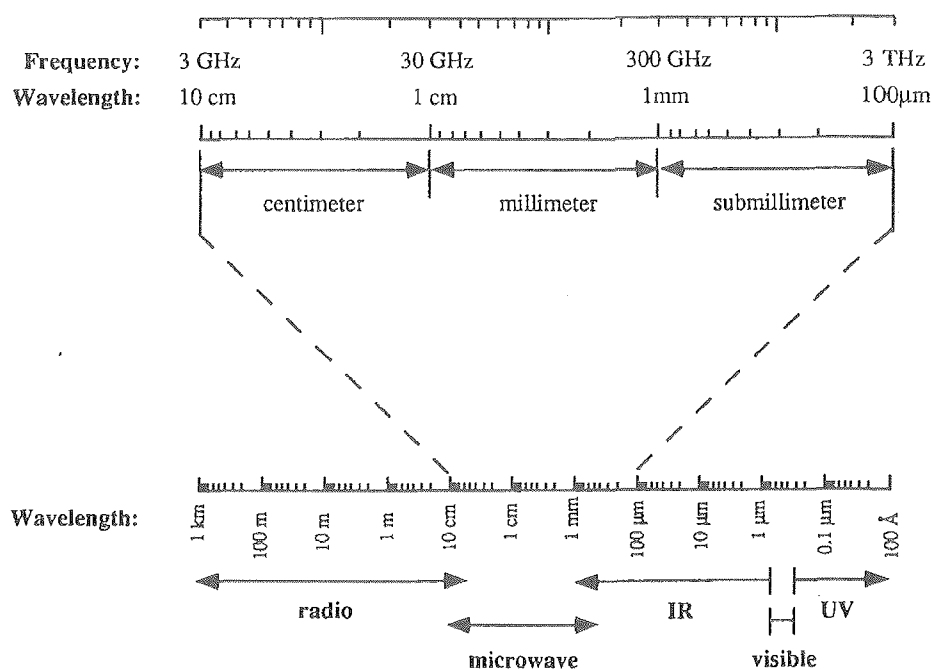


Abbildung 1: Übersicht über das elektromagnetische Spektrum der Strahlung mit dem zwischen den Radio- und Infrarotbereich gelegenen und hier fokussiert dargestellten Mikrowellenspektralbereich [Janssen, 1993].

Gebiete mit stark wechselnder Transparenz (siehe Abbildung 2). Die Rotationslinien von O_2 und H_2O erzeugen mit optischen Dicken von 10 bis 100 verschwindende Transmissionen und heben sich deutlich von den atmosphärischen Fensterbereichen mit optischen Dicken von 0,01 bis 1 ab. Diese Fensterbereiche werden bei der Wahl der Meßfrequenzen von Mikrowellenradiometern berücksichtigt. Bei der 37 GHz Frequenz der SMMR- und SSM/I-Radiometer z. B. ist die Transparenz mit optischen Dicken zwischen 0,002 bei einem Gesamtflüssigwassergehalt der Atmosphäre (*Liquid Water Path, LWP*) von 0,01 kg/m^2 und 0,213 bei 1,0 kg/m^2 bedeutend höher als etwa für sichtbares Licht (0,5 μm : 2,81 bzw. 281,21) und Infrarotstrahlung (10 μm : 1,39 bzw. 139,21) [Ulaby et al., 1986]. Der Transmissionsgrad der Atmosphäre für Mikrowellen ist demnach sehr groß. Auch Wolken und bei längerwelligen Mikrowellen sogar Regen schwächen die thermische Emission der Erdoberfläche kaum ab, weshalb diese Systeme bei fast jedem Wetter sowie bei Tag und Nacht zur Oberflächenbeobachtung eingesetzt werden können. Gerade bei niedrigen Frequenzen wird dadurch die nahezu störungsfreie Fernerkundung von Oberflächeneigenschaften ermöglicht, während der am oberen Ende des Spektrums zunehmende Einfluß des Wasserdampfs die Transmission stärker beeinträchtigt (Abbildung 2). Insbesondere in den Polargebieten, wo die Luft aufgrund der niedrigen Temperaturen nur wenig Wasserdampf aufnehmen kann, ist die Atmosphäre über das gesamte Frequenzspektrum transparenter. Die Charakteristik der empfangenen Strahlung wird durch Intensität, Polarisation,

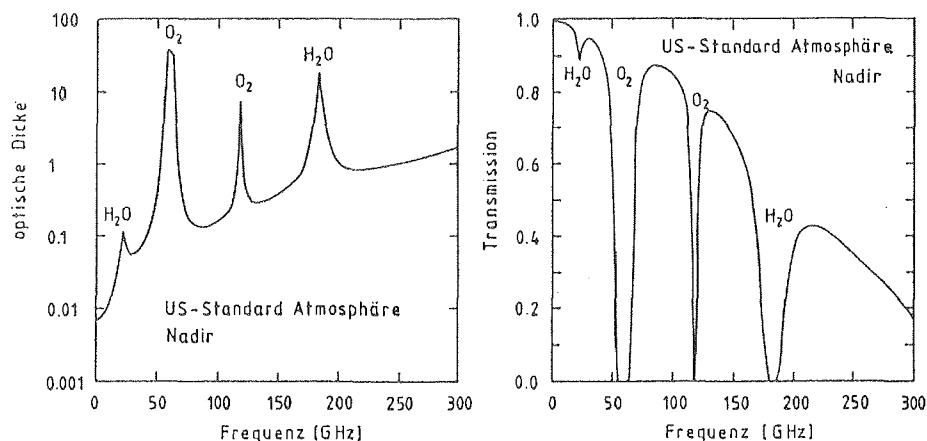


Abbildung 2: Optische Dicke und Transmission der US-Standardatmosphäre in Nadirrichtung als Funktion der Frequenz [Simmer, 1994].

Frequenz und den Beobachtungswinkel für bestimmte Oberflächen und elektromagnetische Bedingungen festgelegt (Kapitel 2 auf Seite 17). Das maximale räumliche Auflösungsvermögen der passiven Mikrowellensensoren von ca. 25 km (85 GHz des SSM/I) ist – bei realistischer Antennengröße – im Vergleich zum optischen und infraroten Spektralbereich erheblich schlechter (siehe Kapitel 3 auf Seite 37). So beträgt z. B. das Auflösungsvermögen des im Infrarot messenden AVHRR 1,1 km. Der Grund liegt in der um den Faktor 100 größeren Wellenlänge.

Aktive Mikrowellensysteme, wie das SAR-Instrument auf den ERS-Satelliten, unterliegen dieser Einschränkung nicht. Die erzeugten hochaufgelösten Rückstreuungsmuster (25 m) der Meeresoberfläche ermöglichen die Detektion von einzelnen Eischollen und Eisbergen. Die Prozessierung ist jedoch sehr aufwendig und die Streucharakteristik der detektierten Oberflächen erlaubt häufig keinen eindeutigen Rückschluss auf den Oberflächentyp. Aufgrund der geringen Schwadbreite des SAR von 100 km ist der Bedeckungsgrad sehr gering, welches zur Folge hat, daß die komplette Abtastung der Erde 35 Tage erfordert.

Die passive Mikrowellentechnik ermöglicht nicht nur die direkte Messung der Bodeneigenschaften (Meerestemperatur, Salzgehalt, Oberflächenwind, Eiskonzentration, Alter und Temperatur des Eises), sondern durch Nutzung unterschiedlicher Frequenzen auch eine Vertikalsondierung der Atmosphäre, um Feuchte- und Temperaturprofile zu erstellen. Letzteres ist möglich, weil im Bereich der Rotationsabsorptionslinien des Wasserdampfes bei 22 und 183 GHz und im Linienkomplex des molekularen Sauerstoffs bei 60 und 119 GHz die Absorption der Gase so hoch ist, daß man durch die Wahl geeigneter Frequenzen (mit unterschiedlichen Wichtungsfunktionen) in den Flankenbereichen der Absorptionslinien Informationen aus verschiedenen Schichten der Atmosphäre erhält. Die Bestimmung des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre ist für die Altimetrie und Infrarotfernerkundung von besonderem Interesse, weil so dessen störender Einfluß bei den Messungen berücksichtigt werden kann.

1.3 Ziele der Arbeit

Das Ziel dieser Arbeit ist es, möglichst genaue Aussagen über die Langzeitentwicklung der räumlich und zeitlich stark variablen antarktischen Meereisbedeckung im Hinblick auf eventuelle Klimaänderungen zu machen.

Dafür ist die Leistungsfähigkeit der Algorithmen zur Bestimmung der Meereisbedeckung in den antarktischen Meeresgebieten zu testen (Abschnitt 4.4 auf Seite 55) und ein Verfahren zu entwickeln, welches die Algorithmen nahezu unabhängig von saisonalen und regionalen Variabilitäten macht. Ersteres geschieht anhand eines Vergleiches mit räumlich hochaufgelösten Satellitendaten des *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), welches im infraroten und sichtbaren Spektralbereich mißt. Drei Algorithmen werden so miteinander verglichen. Sie beruhen auf verschiedenen Annahmen und Grundlagen, welche in Kapitel 4 auf Seite 45 beschrieben werden.

Weiterhin wichtig für eine Langzeitanalyse ist die Konsistenz des Datensatzes, welche durch den Einsatz verschiedener und baugleicher Sensoren mit verschiedenen Bahnparametern negativ beeinflusst wird. Hierfür werden Intersensorkorrekturen überprüft und neue Intersensorkalibrierungen durchgeführt (Kapitel 5 auf Seite 83).

Der störende, sehr variable Einfluß der Atmosphäre auf die Eiskonzentrationsberechnung wurde in bisherigen Studien nicht berücksichtigt. In dieser Arbeit wird der atmosphärische Einfluß durch Einbindung von Strahlungstransportrechnungen der wesentlichen atmosphärischen Parameter und einer darauf aufbauenden Korrektur der empfangenen Helligkeitstemperaturen berücksichtigt (Kapitel 6 auf Seite 89).

Die Ermittlung von linearen Trends und Untersuchung von zyklischen Schwankungen im Rahmen einer Zeitreihenanalyse sowie ein Vergleich mit Ergebnissen verschiedener Klimamodellen ermöglichen die Diskussion und Unterscheidung von natürlichen Klimaschwankungen und einer eventuell anthropogen herbeigeführten Klimaveränderung (Kapitel 7 auf Seite 113).

Teil I

Grundlagen

2 Theoretischer Hintergrund der passiven Mikrowellenradiometrie

In der passiven Mikrowellenfernerkundung erfolgt die Übertragung der Informationen von der Erdoberfläche oder Atmosphäre zum Empfänger am Außenrand der Atmosphäre durch elektromagnetische Strahlung, welche teilweise absorbiert und gestreut wird. Diese Strahlung basiert auf der thermischen Emission der Erdoberfläche und der atmosphärischen Bestandteile. Die Charakteristik des vom Radiometer empfangenen Mikrowellensignals, hervorgerufen durch Wechselwirkung zwischen Strahlung und Materie, läßt Rückschlüsse auf die Zusammensetzung von Oberflächenparametern, und hydrologischen Parametern zu. Im Mikrowellenspektralbereich ist die Intensität dieser Strahlung um mehrere Größenordnungen geringer als im infraroten und sichtbaren Spektralbereich. In diesem Kapitel sollen die theoretischen Grundlagen, insbesondere die physikalischen Prozesse, denen die Strahlung an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre unterworfen ist, näher erläutert werden.

2.1 Thermische Emission

Bei der Mikrowellenstrahlung, wie auch bei der Infrarotstrahlung, handelt es sich um inkohärente thermische Strahlung. Ursächlich ist die ständige ungeordnete Bewegung der Atome und Moleküle. Die gesamte innere Energie eines Moleküls setzt sich aus drei Arten von Energiebeiträgen zusammen, der Bindungsenergie der Elektronen, der Vibrationsenergie der Atome aus denen sich das Molekül zusammensetzt und der Rotationsenergie des gesamten Moleküls. Übergänge zwischen verschiedenen Rotationsenergieniveaus von Molekülen sind für die niederenergetische Mikrowellenstrahlung verantwortlich. Strahlungswechselwirkungen mit Rotationszuständen eines Moleküls setzen elektromagnetische Di- oder Multipolmomente voraus. Die Wechselwirkungen der atmosphärischen Gase mit Mikrowellen werden durch das homogen verteilte Sauerstoffmolekül O_2 und den sehr variablen Wasserdampf H_2O dominiert. Der bandenartige O_2 -Linienkomplex zwischen 50 und 70 GHz und die 118 GHz Linie sind auf das durch zwei unpaarige Elektronen hervorgerufene magnetische Dipolmoment des O_2 -Moleküls zurückzuführen [Vohwinkel, 1988]. Die H_2O -Absorptionslinien bei 22,235 und 183,31 GHz beruhen auf Wechselwirkungen mit dem starken elektrischen Dipolmoment des H_2O -Moleküls. Die Atmosphäre ist außerhalb der H_2O - und O_2 -Rotationsabsorptionslinien für Mikrowellenstrahlung nahezu transparent.

Jeder Körper mit einer von 0 K verschiedenen Temperatur sendet elektromagnetische Strahlung aus. Gleichzeitig sind diese Körper der Strahlung ausgesetzt, die

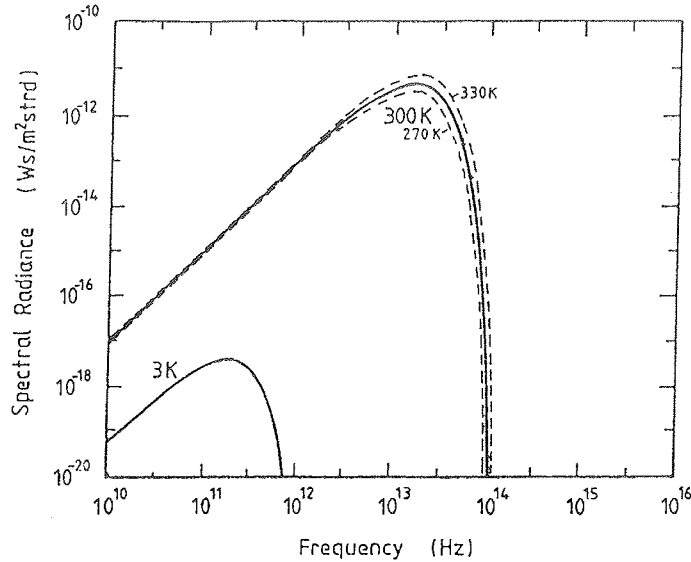


Abbildung 1: Spektrale Strahldichte von schwarzen Körpern typischer terrestrischer Temperaturen (270 K, 300 K, 330 K) und der kosmischen Hintergrundstrahlung (3 K) [Schanda, 1986].

von anderen Körpern in der Umgebung abgestrahlt wird. Ein Teil dieser Strahlung wird von den Körpern absorbiert, der verbleibende Anteil wird reflektiert bzw. gestreut. Ein total absorbierender Körper wird als schwarzer Körper bezeichnet. Die thermische Ausstrahlung (Emission) eines schwarzen Körpers hängt nur von seiner Temperatur ab und wird durch das Plancksche Strahlungsgesetz beschrieben.

Die spektrale Strahldichte eines schwarzen Körpers ist (Plancksches Gesetz):

$$B_{\nu}(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2 \left(\exp\left(\frac{h\nu}{kT}\right) - 1 \right)} \quad (1)$$

mit

B_{ν} = Plancksche Strahldichte	[W m ⁻² sr ⁻¹ Hz ⁻¹]
T = Absolute Temperatur	[K]
ν = Frequenz der Strahlung	[Hz]
h = Plancksches Wirkungsquantum	[J s]
c = Vakuumlichtgeschwindigkeit	[m/s]
k = Boltzmannkonstante	[J/K]

Abbildung 1 zeigt die Schwarzkörperstrahlung entsprechend dem Planckschen Strahlungsgesetz für typisch terrestrische Temperaturen (270 K, 300 K, 330 K) und für die kosmische Hintergrundstrahlung (3 K). Das Maximum der spektralen Ausstrahlung ist proportional zu T^3 , und nach dem Wienschen Verschiebungsgesetz nimmt die Frequenz des Strahlungsmaximums mit steigender Temperatur zu. Der Wellenlängenbereich von 10 bis 15 μm ($\nu \approx 2$ bis $3 \cdot 10^{13}$ Hz) entspricht dem Ma-

ximum der terrestrischen Strahlung und bezeichnet den Bereich der thermischen Infrarotstrahlung.

Der scharfe Abfall der Planckfunktion bei höheren Frequenzen als dem Maximum kann durch die Wiensche Approximation

$$B_\nu(T) \approx 2 \frac{h\nu^3}{c^2} \exp\left(-\frac{h\nu}{kT}\right) \quad (2)$$

beschrieben werden. Bei Frequenzen, die wesentlich kleiner als ν_{\max} ($h\nu \ll kT$) sind, ist die Plancksche Strahldichte $B_\nu(T)$ proportional zum Quadrat der Frequenz und direkt proportional zur Temperatur. Für diesen Fall wird die Planckfunktion durch das Rayleigh-Jeans Gesetz

$$B_\nu(T) \approx 2kT \left(\frac{\nu}{c}\right)^2 \quad (3)$$

approximiert.

Die Plancksche Strahldichte $B_\nu(T)$ kann also in dieser Näherung direkt durch eine äquivalente Strahlungstemperatur ausgedrückt werden. Diese sogenannte Helligkeitstemperatur $T_B(\nu)$ (engl. *brightness temperature*) ist linear abhängig von der am Satellitenradiometer gemessenen Strahldichte B_ν

$$T_B(\nu) = \frac{c^2}{2k\nu^2} B_\nu. \quad (4)$$

Bei nichtschwarzen Körpern, die nur einen Teil der Schwarzkörperstrahlung emittieren, hängt die Emissivität vom Emissionsvermögen ϵ_ν ab (siehe Abschnitt 2.2). Das Emissionsvermögen beschreibt das Verhältnis zwischen abgestrahlter Strahldichte und der Strahldichte eines Schwarzkörpers gleicher Temperatur.

$$T_{B, \text{Schwarz}}(\nu) = \epsilon_\nu \cdot T \quad \text{mit } 0 \leq \epsilon_\nu \leq 1 \quad (5)$$

Für die Helligkeitstemperatur T_B gilt

$$B_{\text{R-Jeans}}/B_{\text{Planck}} \geq 1 \Rightarrow T/T_B \geq 1, \quad (6)$$

und für einen Graukörper gilt

$$T_{B, \text{Grau}}(\nu) = \epsilon_\nu \cdot \frac{c^2}{2k\nu^2} B_\nu. \quad (7)$$

2.2 Polarisation und Emission von Ozeanoberflächen

Thermische Strahlung ist bei der Entstehung zunächst unpolarisiert, d. h. die einzelnen zur Fortpflanzungsrichtung orthogonalen elektrischen Feldvektoren \mathbf{E} treten im zeitlichen Durchschnitt mit gleicher Häufigkeit auf. Die von der Atmosphäre emittierte Strahlung kann somit als unpolarisiert betrachtet werden. Durch Streuung und Reflexion entstehen polarisierte Wellen, d. h. die Richtung des elektrischen Feldstärkevektors \mathbf{E} schwingt bevorzugt in einer Ebene zur Ausbreitungsrichtung des Strahls. Die lineare Polarisation wird häufig bezüglich der Ebene definiert, auf die der elektromagnetischen Wellen einfallen. Eine ebene Welle ist horizontal polarisiert, wenn ihr elektrischer Feldstärkevektor \mathbf{E} parallel zur Erdoberfläche ausgerichtet ist.

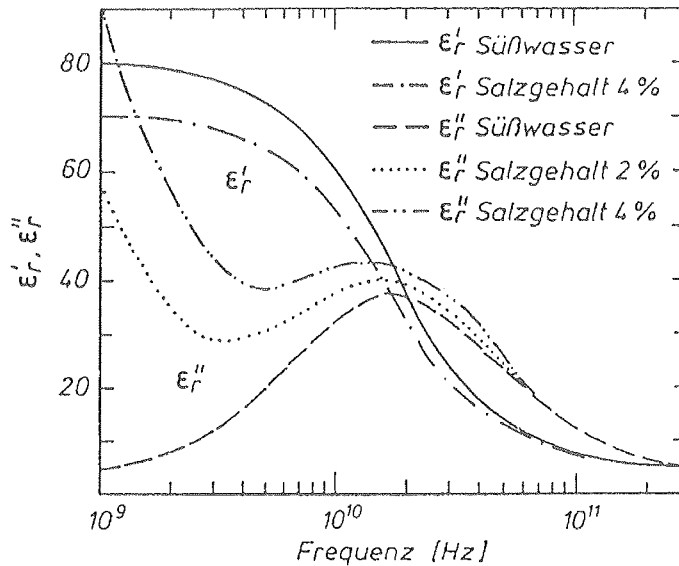


Abbildung 2: Realteil ϵ'_r und Imaginärteil ϵ''_r der relativen Dielektrizitätskonstanten von Wasser unterschiedlichen Salzgehaltes [Kraus und Schneider, 1988].

Tabelle 1: Realteil ϵ'_r , Imaginärteil ϵ''_r , Emissionsvermögen ϵ_ν und die Strahlungstemperatur $T_{\text{Str.}} = \epsilon_\nu \cdot T$ von Meerwasser einer Temperatur von 293 K und einem Salzgehalt von 4% [Kraus und Schneider, 1988].

	$\nu = 1 \text{ GHz}$	$\nu = 20 \text{ GHz}$	$\nu = 100 \text{ GHz}$
ϵ'_r	70	32	10
ϵ''_r	90	41	17,5
ϵ_ν	0,29	0,39	0,55
$T_{\text{Str.}} [\text{K}]$	85,0	114,3	161,2

Im Mikrowellenbereich erscheint die Erdoberfläche durch die größere Wellenlänge „glatter“ als im sichtbaren und infraroten Spektralbereich. Dies führt dazu, daß auch bei gewellter Wasseroberfläche größere Intensitätsunterschiede zwischen unterschiedlich polarisierten Strahlungsanteilen und eine ausgeprägte Abhängigkeit vom Einfallswinkel auftreten. Die entscheidende Materialeigenschaft für das Emissionsvermögen und die Eindringtiefe ist die komplexe Dielektrizitätskonstante $\epsilon_r = \epsilon'_r - i\epsilon''_r$, welche die Brechung und Absorption der Strahlung beschreibt. Der Imaginärteil ϵ''_r ist ein frequenzabhängiges Maß für die elektrische Leitfähigkeit und ist für transparentes Material null. Mit zunehmender Dielektrizitätskonstante nimmt das Emissionsvermögen ab, weil der Reflexionsgrad r_ν mit zunehmendem ϵ'_r bzw. ϵ''_r ansteigt ($r_\nu = 1 - \epsilon_\nu$). Im allgemeinen liegt ϵ'_r für trockenes Material der Erdoberfläche im Bereich zwischen 1,5 und 10, wobei $\epsilon''_r < 0,1$ ist. Bei feuchten Materialien (z. B. feuchter Schnee) und speziell bei Wasser ändern sich die Größenordnungen von ϵ'_r und ϵ''_r erheblich (siehe Abbildung 2). Hier weisen ϵ'_r und ϵ''_r wesentlich höhere Werte auf (siehe Tabelle 1), weil Wasser ein polares Molekül mit einer hohen Dielektrizitätskonstanten ist. Dieses resultiert in einer hohen Reflektivität (geringen Emissivität)

für Wasserflächen. So liegt das Emissionsvermögen ϵ_ν der Wasseroberfläche je nach Frequenz, Temperatur, Salzgehalt usw. zwischen 0,29 und 0,7. Mit zunehmender Frequenz treten niedrigere Dielektrizitätskonstanten und damit ein höheres Emissionsvermögen auf. Da die Emissivität von Meereis und dichten Wolken im Bereich der SSM/I-Frequenzen 19 und 37 GHz höher ist als die von Meerwasser, zeichnen sie sich aufgrund ihrer höheren Helligkeitstemperatur deutlich von der radiometrisch kalten Meeresoberfläche ab. Dies ist die Grundlage für die Fernerkundung von Meereis und hydrologischer Parametern mit Mikrowellen. Im Infrarotbereich hingegen liegt die Emissivität der Oberflächen bei etwa eins ($\epsilon_{\text{IR}} \approx 1$), weshalb man in diesem Spektralbereich die Oberflächentemperaturen mißt.

Wasser besitzt im Bereich der niedrigen SSM/I-Frequenzen eine niedrige Emissivität bzw. ein hohes Reflexionsvermögen. Das Reflexionsvermögen läßt sich aus der Dielektrizitätskonstanten mit den Fresnelschen Gleichungen berechnen. Das prozentuale bzw. relative Reflektions- und Rückstreuvermögen wird im optischen Bereich auch *Albedo* genannt. Für die Fresnelkoeffizienten als Funktion des Einfallswinkels θ an einer ebenen Grenzschicht eines unmagnetischen Materials mit dem komplexen Brechungsindex $n = \sqrt{\epsilon' - i\epsilon''}$ gilt:

$$\rho_h(\theta) = \frac{(p - \cos \theta)^2 + q^2}{(p + \cos \theta)^2 + q^2} \quad (8)$$

$$\rho_v(\theta) = \frac{(\epsilon'_r \cos \theta - p)^2 + (\epsilon''_r \cos \theta - q)^2}{(\epsilon'_r \cos \theta + p)^2 + (\epsilon''_r \cos \theta + q)^2} \quad (9)$$

mit

$$p = \frac{1}{\sqrt{2}} \left(\left((\epsilon'_r - \sin^2 \theta)^2 + \epsilon''_r{}^2 \right)^{1/2} + (\epsilon'_r - \sin^2 \theta) \right)^{1/2} \quad (10)$$

$$q = \frac{1}{\sqrt{2}} \left(\left((\epsilon'_r - \sin^2 \theta)^2 + \epsilon''_r{}^2 \right)^{1/2} - (\epsilon'_r - \sin^2 \theta) \right)^{1/2}. \quad (11)$$

Dabei sind ρ_v und ρ_h die Reflexionskoeffizienten für die horizontal und vertikal polarisierten Komponenten der Strahlung. Für verlustfreie Medien ($\epsilon''_r = 0$) lauten sie

$$\rho_h(\theta) = \left(\frac{(n^2 - \sin^2 \theta)^{1/2} - \cos \theta}{(n^2 - \sin^2 \theta)^{1/2} + \cos \theta} \right)^2 \quad (12)$$

$$\rho_v(\theta) = \left(\frac{n^2 \cos \theta - (n^2 - \sin^2 \theta)^{1/2}}{n^2 \cos \theta + (n^2 - \sin^2 \theta)^{1/2}} \right)^2. \quad (13)$$

In Abbildung 3 sind die Unterschiede der Reflexion zwischen solarer Strahlung im sichtbaren Bereich ($\lambda \approx 600 \text{ nm}$) und Mikrowellenstrahlung ($\lambda \approx 30 \text{ cm}$) bezüglich des Zenitwinkels Θ und der unterschiedlich polarisierten Strahlung deutlich erkennbar. Während bei vertikal polarisierter Strahlung eine Zunahme des Radiometerblickwinkels bis zum Brewsterwinkel eine Verringerung der Emissivität bedeutet, erhöht sich bei horizontal polarisierter Strahlung die Emissivität kontinuierlich bis zu einem Maximalwert beim 90° Winkel. Der Brewsterwinkel Θ_B bezeichnet den Einfallswinkel, bei welchem die reflektierte Strahlung vollkommen linear polarisiert ist, daß heißt der vertikal polarisierte Strahlungsanteil dringt vollständig ins Medium ein ($\rho_v = 0$). Er weist für verschiedene Brechungsindizes n unterschiedliche Werte

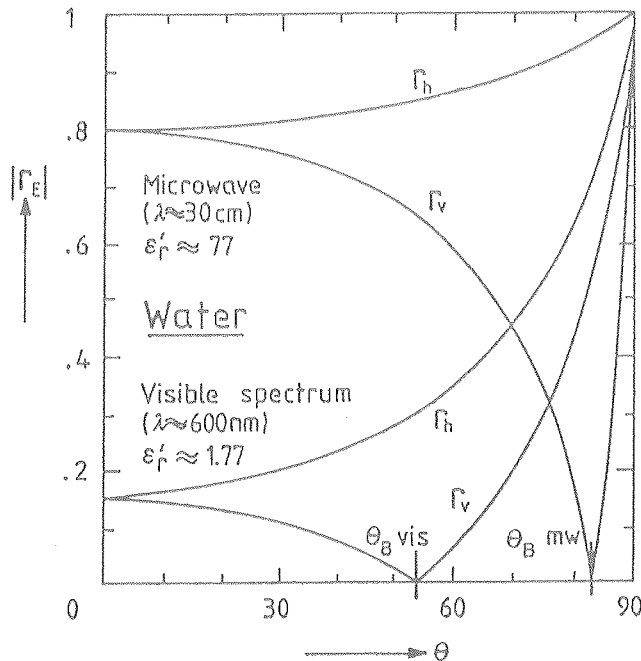


Abbildung 3: Reflektivitäten $|r_h|^2$ und $|r_v|^2$ von Wasser als Funktion des Einfallswinkels Θ im Mikrowellen- und sichtbaren Bereich für horizontale und vertikale Polarisierung [Schanda, 1986].

auf ($\tan \Theta_B = n$). Für den trivialen Fall, daß die Dielektrizitätskonstante in beiden Medien gleich ist ($\epsilon' = 1$), gilt $\rho_h = \rho_v = 0$. Bei senkrechtem Strahlungseinfall sind die Reflektivitäten $|r_h|^2$ und $|r_v|^2$ noch unabhängig von der Polarisationsrichtung. Bei horizontaler Polarisierung nimmt $|r_h|^2$ kontinuierlich mit zunehmendem Zenitwinkel zu, während bei vertikal polarisierter Strahlung $|r_v|^2$ bis zu einem Minimalwert abfällt und in Abhängigkeit vom Brechungsindex wieder kontinuierlich ansteigt.

Bei dem Beobachtungswinkel des SSM/I-Radiometers von 53° (siehe Kapitel 3 auf Seite 37) weisen beide Polarisationsrichtungen im Mikrowellenbereich einen hohen Reflexionskoeffizienten auf, wohingegen die solare Strahlung im sichtbaren Wellenlängenbereich einen um den Faktor 3 geringeren Reflexionskoeffizienten zeigt und vollkommen horizontal polarisiert ist. Die Messung der polarisierten Strahlung ist daher sehr aufschlußreich. Für das SSM/I-Radiometer ist das von einer glatten Wasseroberfläche emittierte Signal außerhalb der Absorptionsbande des Wasserdampfes stark polarisiert, wobei die vertikale Komponente dominiert und z. B. von der windinduzierten Rauigkeit und Schaumbildung nahezu unabhängig ist, während die horizontale Komponente relativ stark beeinflusst wird. Der Windeinfluß auf den vertikalen Reflexionskoeffizienten zwischen 50° und 60° ist geringer als auf den horizontalen Reflexionskoeffizienten, ein Umstand, der zur Messung der atmosphärischen Parameter genutzt wird und wesentlich zur Wahl des Blickwinkels von 45° bis 50° beim SMMR und 53° bis 54° beim SSM/I beitrug.

Das Emissionsvermögen der Erdoberfläche ϵ_ν ist eine im allgemeinen komplizierte Funktion der Frequenz, des Zenitwinkels und der Polarisationsrichtung. Es hängt von der Struktur der Oberfläche und den Materialeigenschaften, sowie von der Dicke der Oberflächenschicht (Eindringtiefe) ab. Die Eindringtiefe beschreibt die Dicke der Schicht, über die elektromagnetische Strahlung um den Faktor $1/e$ abgefallen ist.

Das Emissionsvermögen der Wasseroberfläche ist von der windinduzierten Rauigkeit und der Temperatur abhängig. Bei Frequenzen $\nu < 10$ GHz ist auch der Salzgehalt des Wassers von hoher Bedeutung (Abbildung 2 auf Seite 20). Mit zunehmender Windgeschwindigkeit erhöht sich die Rauigkeit der Wasseroberfläche und es kommt ab $v_o \gtrsim 7$ m/s zusätzlich zur Schaumbildung, wobei Schaumbläschen im Mikrowellenbereich nahezu wie schwarze Strahler emittieren. Durch diese Effekte erhöht sich die Helligkeitstemperatur, bei Windgeschwindigkeiten zwischen 7 und 25 m/s, linear um $1,5 \text{ K s m}^{-1}$ [Nordberg et al., 1971]. Unterhalb von 7 m/s sind die Energien zur Wellenbrechung zu gering, um Schaum zu bilden. Mit zunehmender Wasseroberflächentemperatur (*Sea Surface Temperature*, SST) nimmt das Emissionsvermögen des Wassers geringfügig ab. Eine von Prabhakara und Dalu [1982] durchgeführte Sensitivitätsstudie der Kanäle des SMMR ergab z. B. für den horizontal polarisierten 18 GHz Kanal eine Sensitivität von $\frac{\partial T_B}{\partial T_{\text{SST}}} = 0,2$. Bei einer SST-Änderung von 30 K ändert sich die Helligkeitstemperatur dementsprechend nur um 6 K.

2.3 Emission und Streuung an Hydrometeoren

Atmosphärische Partikel in fester und flüssiger Form wechselwirken über Absorption und Streuung (Extinktion) mit der elektromagnetischen Strahlung. Wichtige Parameter sind hierbei die Wellenlänge λ , der Partikelradius, sowie der komplexe Brechungsindex \hat{n} der Partikel. Aus Abbildung 4 können die Größenskalen von Aerosolen und Hydrometeoren¹ entnommen werden. Aerosole sind generell kleiner als $1 \mu\text{m}$, wohingegen Hydrometeore von $1 \mu\text{m}$ bis über 1 cm groß werden können.

Solange die sphärischen Partikel² sehr viel kleiner als die Wellenlänge sind ($2\pi a \ll \lambda$), kann die Streu- und Absorptionscharakteristik nach Rayleigh angewandt werden. Dies gilt z. B. für Frequenzen unter 40 GHz und Wolkentropfen mit Tropfenradien $< 0,1 \text{ mm}$ (Abbildung 4). Im Mikrowellenlängenbereich kann die Größe der Partikel die Größenordnung der Wellenlänge erreichen. Die wesentlich komplexere Mie-Theorie – nach der Teilchen mit der Strahlung in Wechselwirkung treten können – muß in diesem Fall angewandt werden. Bei Anwesenheit von Regen ist demnach z. B. eine Bestimmung des Gesamtwasserdampfgehaltes der Atmosphäre oder der oberflächennahen Windgeschwindigkeit mit großen Fehlern behaftet.

¹ Wolken, Nebel, Regen, Schneeflocken, Hagel

² Schneeflocken können im Bereich der Rayleigh-Näherung als sphärisch betrachtet werden [Vohwinkel, 1988].

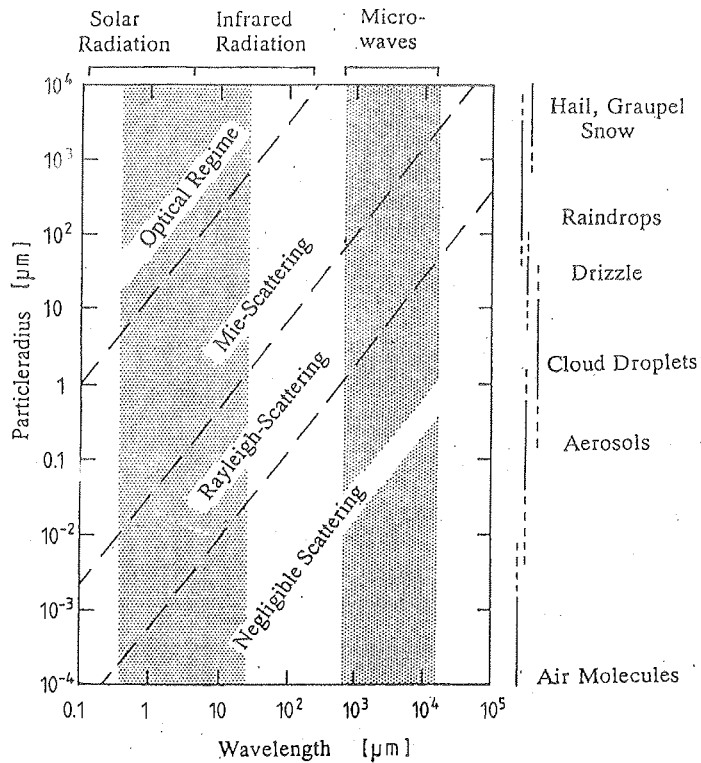


Abbildung 4: Schematische Beschreibung der Streuregime atmosphärischer Partikel als Funktion des Partikelradius und der Wellenlänge [Simmer, 1994].

2.4 Eigenschaften des Meereises

Meereis nimmt unter allen Komponenten der Kryosphäre eine besondere Stellung ein, da es nicht wie alle anderen Formen aus Süßwassereis entstanden ist, sondern durch das Gefrieren von Meerwasser gebildet wird. Das Meereis im Bereich der Arktis und Antarktis bedeckt im März 5% und im September 8% der globalen Ozeanoberfläche. Es besteht aus gefrorenem Meerwasser und aus Einschlüssen von Salzlake und Luft. Diese Mischung bildet eine komplizierte Struktur, die im wesentlichen von der Art der Entstehung des Meereises und den nachfolgenden meteorologischen Einflüssen abhängig ist.

Entstehung und Ausbildung verschiedener Eistypen

Meereis bildet sich, wenn die Wasseroberfläche am, vom Salzgehalt abhängigen, Gefrierpunkt ist und die Nettoenergiebilanz weiterhin negativ bleibt. Zu Beginn des Gefrierprozesses bilden sich feine Eiskristalle und Eisplättchen (*Frazil-Ice*), wobei die Geschwindigkeit und Art des Eiskristallwachstums stark von der Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit abhängen. Bei Wind oder Seegang kann sich aus den

Eisplättchen keine geschlossene und glatte Eisdecke dünnen Eises (*Nilas*) ausbilden, sondern es kommt zu Verklumpungen und Bildung von Eisschlamm (*Grease-Ice*) und anschließend zur Bildung kleinerer Schollen, dem Pfannkuchen-Eis (*Pancake-Ice*) (siehe Abbildung 5). Sowohl Nilas als auch Pfannkuchen-Eis können dann zu einer geschlossenen Eisschicht jungen Eises (*Young Ice*) zusammenwachsen. Man unterscheidet hinsichtlich der Dicke und des Alters des Eises weitere Eistypen, wie erstjähriges Eis (*First-Year Ice*, FY) mit einer Dicke von 30 bis 150 cm (siehe Abbildung 6 auf Seite 27) und mehrjähriges Eis (*Multiyear Ice*, MY) mit einer Dicke von 100 bis 500 cm, welches mehrere Schmelzperioden im Sommer überdauert hat. Eine Zusammenfassung der von der *World Meteorological Organisation* (WMO) definierten Eistypen und ihrer Entstehung bietet Abbildung 7 auf Seite 28.

In dem Schaubild nicht berücksichtigt ist die Veränderung der Oberflächenbeschaffenheit des Meereises durch die Eisdrift, welche eine Reaktion des Meereises auf den Schubspannungseintrag des Windes und der Ozeanströmung ist. Bei konvergenter Eisbewegung schieben sich dünne Schollen übereinander (*rafting*) und verzahnen sich unter Umständen dabei (*finger rafting*), während dicke Schollen am Rand durch den Druck zerbrechen und ein aus Bruchstücken aufgetürmter Eisrand entsteht (*ridging*) (siehe Abbildung 6 auf Seite 27). Dieser Vorgang kann bei entsprechendem äußeren Druck auch inmitten einer großen Scholle stattfinden (*hummocking*). Bei freier Eisdrift und divergentem atmosphärischen Antrieb (Windscherung) entstehen Spannungen innerhalb der Schollen, welche entsprechend der rheologischen Eigenschaften an den schwächsten Stellen zum Zerreißen führen können, wobei dünne Schollen bei gleicher Spannung schneller brechen. Sowohl aus der Statistik der Größenverteilung als auch aus der Statistik der Presserückenverteilung bei konvergenter Eisbewegung kann (aus *in-situ*-Messungen) auf eine mittlere Eisdicke geschlossen werden [Roth et al., 1994].

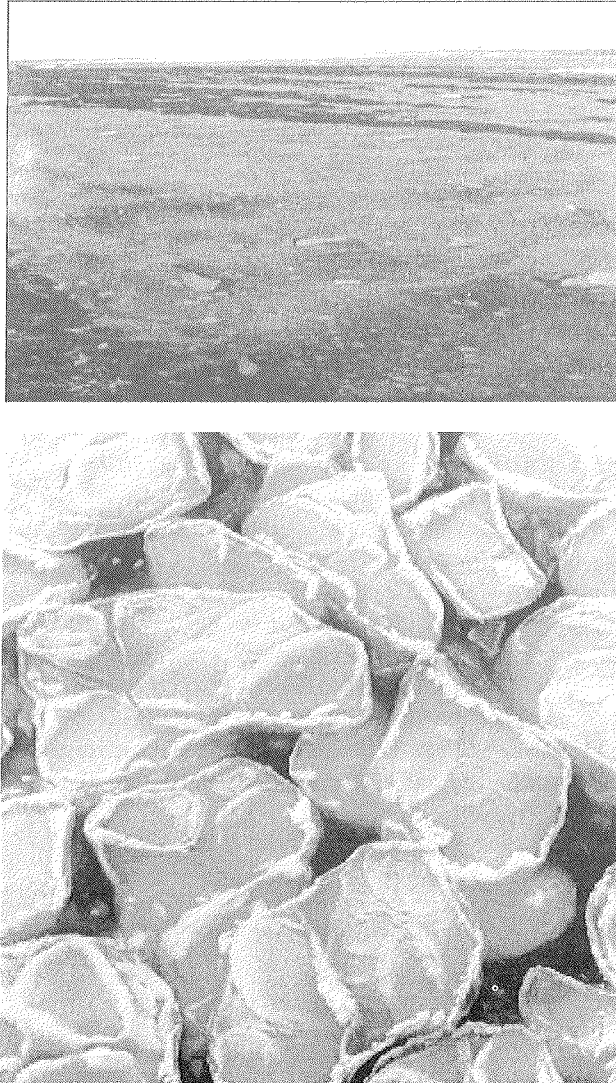


Abbildung 5: Oben: Eisschlamm entsteht durch Koagulation von Eiskristallen und bildet eine dünne Schicht, welche durch geringe Reflexion des Lichts ein mattes Aussehen erhält. Die Schollen im unteren Bildteil haben einen Durchmesser von 0,1 bis 1 m. Foto: S. Martin. Unten: Pfannkucheneis entsteht bei bewegter See aus dem Eisschlamm. Bei genügender Dichte dämpft es den Seegang erheblich und kann sich auch zu einer dicken Schicht konsolidieren. Die aufgewölbten Ränder entstehen durch ständige Kollisionen der Schollen untereinander (Scholldurchmesser 0,5–3 m).



Abbildung 6: Oben: Lockere Anordnung von dünnen (30–50 cm) erstjährigen Eisschollen (Durchmesser: 5–10 m). Foto: C. L. Parkinson. Mitte: Dickes erstjähriges Eises (50–150 cm) ist aufgrund seines Alters bereits vielen rheologischen Einflüssen ausgesetzt gewesen, welches in dem Bild an den vielen Presseisrücken zu erkennen ist. Foto: S. Martin. Unten: Mischung von erstjährigen Eistypen (Weißes Eis (*White Ice*) und Graues Eis (*Grey Ice*) und Nilas. Der dunkle Punkt in der Bildmitte ist ein auf der Eisscholle gelandeter Hubschrauber. Foto: R. O. Ramseier.

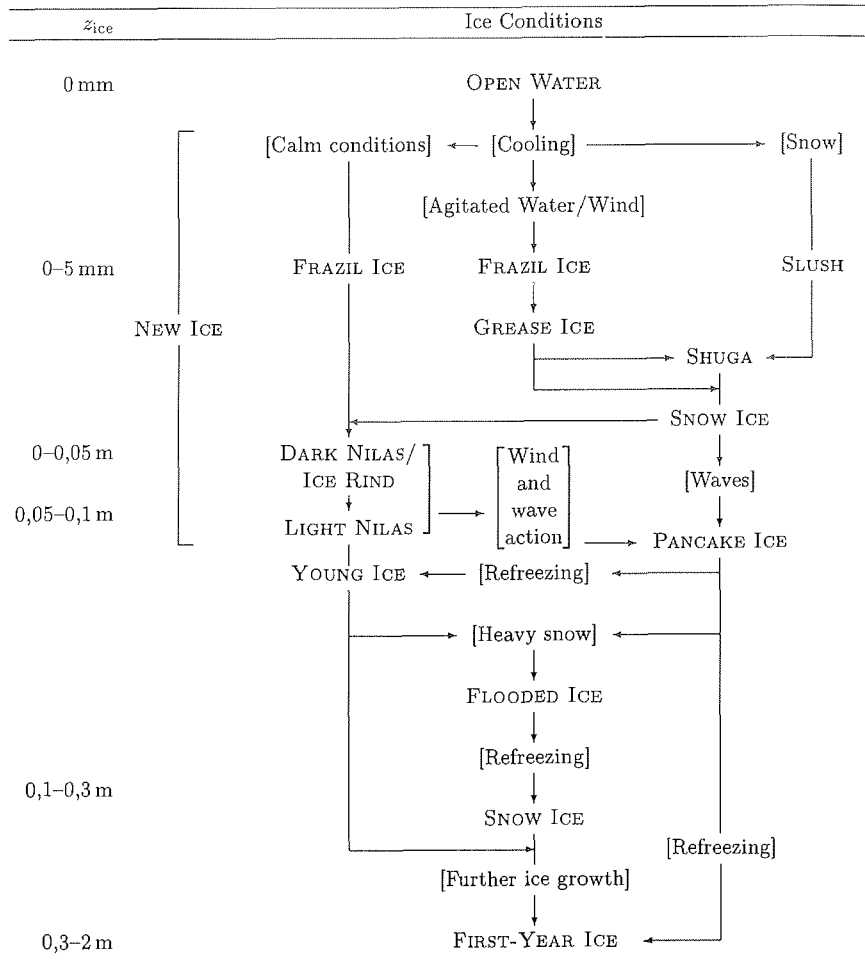


Abbildung 7: WMO-Definitionen der Eistypen und die an ihrer Bildung beteiligten äußeren Einflüsse, nach einer Tabelle von [Tucker et al., 1992]. Großbuchstaben: Eistypen.

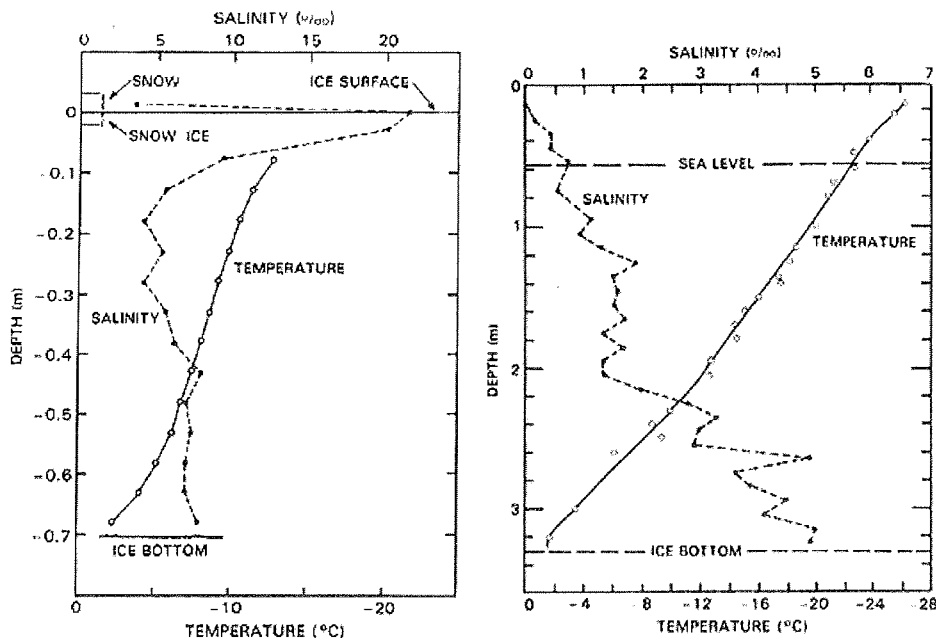


Abbildung 8: Salinitäts- und Temperaturprofil erstjährigen Eises (links) [Martin, 1979]. Profil von mehrjährigem Eis (rechts) [Cox und Weeks, 1979].

Salinität

Mit zunehmenden Alter wird das Eis durch ausfrieren und drainieren der Salzlake poröser, so daß Dichte und Salinität des Eises abnehmen. Die Salinität des Meereises beträgt im Mittel nur ca. 5 psu (*practical salinity unit* [UNESCO, 1981]), während sie bei Meerwasser in den Polargebieten bei 34 psu liegt. Durch die Morphologie des Meereises schwankt der Salzgehalt zwischen 20 psu im oberen Teil der Eisdecke von jungem Eis und nahezu 0 psu bei mehrjährigem Eis. Wie Abbildung 8 links zeigt nimmt der Salzgehalt erstjährigen Eises vertikal von der Luft/Eis Grenzschicht zur Eis/Wasser Grenzschicht bei zunehmender Eistemperatur ab, während der Salzgehalt mehrjährigen Eises (Abbildung 8 rechts) von oben nach unten zunimmt.

Die vertikale Abnahme der Salinität innerhalb des Eises kann wie folgt erklärt werden: Die eingeschlossene Sole bildet durch Sole-Drainage ein sekundäres Porensystem -ähnlich dem Wurzelgeflecht eines Baumes- aus. Der Temperaturgradient innerhalb des Eises erzeugt im Lösungsgleichgewicht einen Sole-Konzentrationsgradienten der in einer hydrostatisch instabilen Schichtung resultiert. Kommt die kalte Sole mit ihrer höheren Dichte durch die innerhalb des Porensystems eingeleitete Konvektion in eine wärmere Umgebung, so wird sie über ihre Gleichgewichtstemperatur erwärmt. Um das thermodynamische Gleichgewicht wieder herzustellen, muß Eis geschmolzen und die Solelösung verdünnt werden. Dadurch werden die im oberen Teil des Eises nur 0,5 mm breiten Solekanäle im unteren Teil bis zu 1 cm breit.

Antarktische Besonderheiten

In der Antarktis wird nicht zwischen FY- und MY-Eis unterschieden, sondern zwischen den Eistypen A und B. Dies ist darauf zurückzuführen, daß im Südsommer das Meereis bis auf Reste im Weddellmeer östlich der antarktischen Halbinsel fast komplett abschmilzt. Jenes Meereis, welches einen Sommer überdauert hat (Eistyp B), wird im Laufe des nächsten Eiszyklus mit der dort sehr starken Eisdrift aus dem Weddellmeer heraustransportiert und während des folgenden Sommers geschmolzen. Mit Eistyp A wird jenes Meereis bezeichnet, welches einen Winter überdauert und im Sommer abschmilzt. Die charakteristischen Eigenschaften des Eistyps B sind bisher mikrophysikalisch noch nicht vollkommen verstanden. Eine große Rolle spielt dabei aber der Anteil von meteorischem Eis (überfrorene Mischung von Schnee und Salzwasser bzw. gefrorenes Schneeschmelzwasser auf dem Eis). Nach neuesten während der Antarktis XIV-Expedition der *Polarstern 1997* gewonnenen Erkenntnissen (C. Haas, persönliche Mitteilung) muß zwischen zwei Arten der meteorischen Eisbildung unterschieden werden. Während das bisher bekannte meteorische Eis sich im Winter bildet und in dieser Zeit ca. 16 % des Meereises ausmacht [Eicken et al., 1994], kommt es im Sommer ebenfalls, jedoch durch andere Mechanismen erklärbar, zu einem großflächigen Eiswachstum im Zusammenhang mit der Schneeauflage. Im Winter kommt es vor, daß die Schneeauflage schneller wächst als die Eisdicke. Das Gewicht des Schnees kann in einer negativen Freibordhöhe³ resultieren, so daß Meerwasser in die Schnee/Eis-Grenzschicht sickert, dort gefriert und zu einem Eiswachstum von oben führt.

Im Sommer hingegen findet das Schmelzen des Eises hauptsächlich von unten statt, da die Lufttemperaturen noch unter dem Gefrierpunkt liegen, so daß es auch hier zu einer negativen Freibordhöhe der Eisscholle kommt. Die Absorption der sommerlichen Sonneneinstrahlung führt im Schnee zu einem hohen freien Wasseranteil und damit zum diffundieren von Wasser in die unterste kältere Schneeschicht. Im Unterschied zum im Winter gebildeten meteorischen Eis handelt es sich hier um homogenes großkristallines Süßwassereis, welches sich häufig auf einer flachen Salzwasserschicht auf dem porösen älteren Meereis befindet und es ist anzunehmen, daß es einen wesentlichen Beitrag zum Zusammenhalt bzw. Erhalt der Meereisdecke im Sommer und zum Charakter des Eistyps B im Mikrowellensignal liefert.

Fernerkundung des Meereises

Für die Fernerkundung im Mikrowellen- und Infrarotbereich sind Emissivität und Temperatur der obersten Schicht des Eises, aufgrund der geringen Eindringtiefe der Strahlung von maximal wenigen Zentimetern bei 19 GHz, die wichtigsten Parameter. Abbildung 9 rechts unten verdeutlicht den Zusammenhang zwischen Oberflächentemperatur, Eisdicke, Windgeschwindigkeit und Lufttemperatur bei dünnem Eis. Die Oberflächentemperatur nähert sich mit zunehmender turbulenter Durchmischung umso stärker der Lufttemperatur an, desto dicker das Eis ist. Bei geringem

³ Höhe des sich über der Wasseroberfläche befindenden Eises (ohne Schneeauflage).

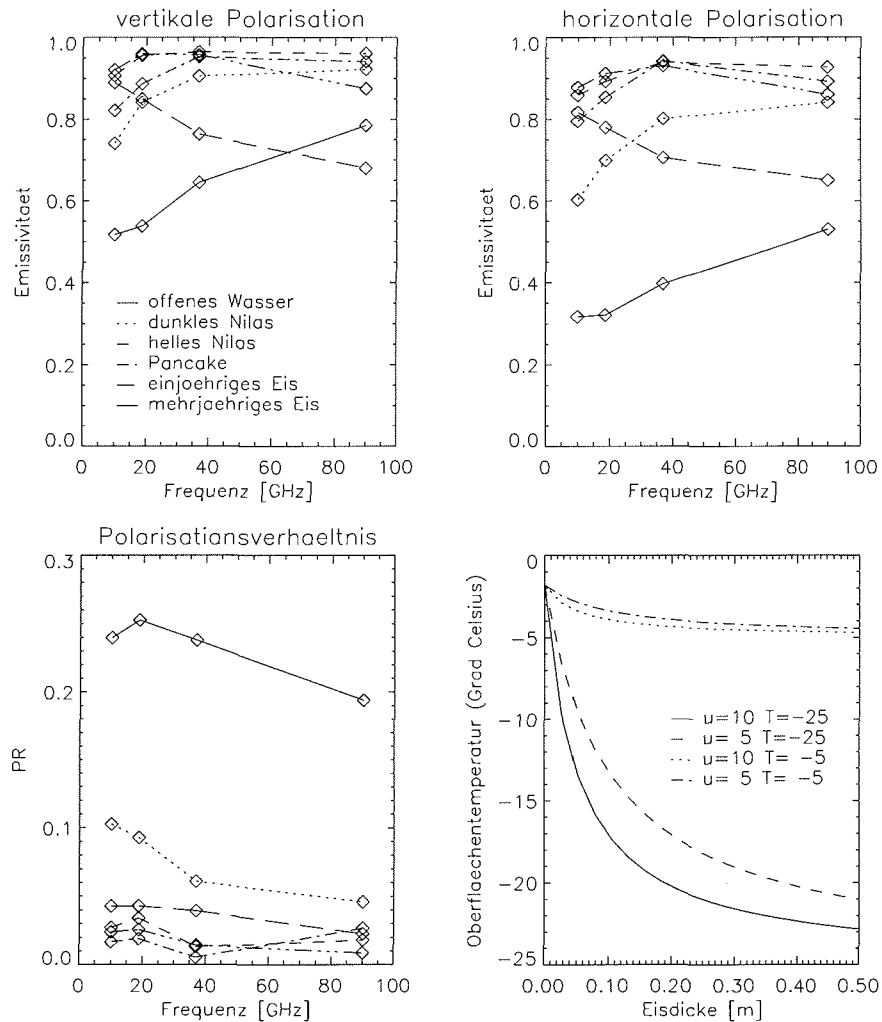


Abbildung 9: Eigenschaften des Meereises im Mikrowellenspektralbereich.

Oben: Emissivitäten verschiedener Eistypen für horizontale und vertikale Polarisation [Comiso et al., 1992; Steffen et al., 1992]. Die einzelnen Meßfrequenzen (10, 18,7, 37, 90 GHz) sind als Rauten eingezeichnet. Links unten: Normierte Polarisationsdifferenzen PR . Rechts unten: Abhängigkeit der Eisoberflächentemperatur für dünnes Eis von der Eisdicke mit den Parametern Windgeschwindigkeit in m/s (u) und Temperatur in Grad Celsius (T), aus Hunewinkel [1996].

Temperaturgradient und niedriger Windgeschwindigkeit ergibt sich eine nahezu lineare Beziehung zwischen Eisdicke und Oberflächentemperatur. Die gezeigten Beziehungen gelten nur für junges Eis, weil älteres Eis im Normalfall mit Schnee bedeckt ist, welcher die Eisoberfläche von der in der Regel kälteren Luft isoliert.

In Abbildung 9 sind die Emissivitäten, Polarisationen und die normierten Polarisationsverhältnisse der Eistypen und von Meerwasser im Mikrowellenbereich darge-

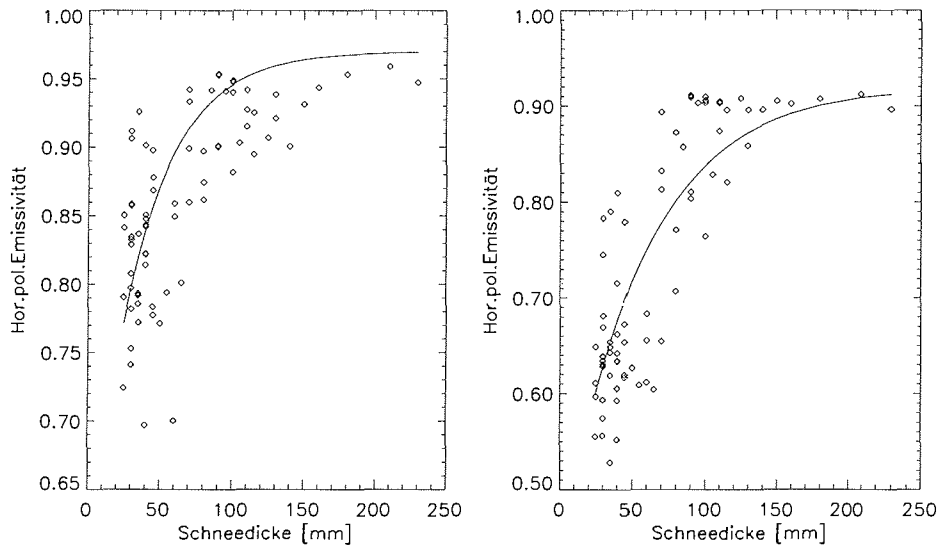


Abbildung 10: Horizontale polarisierte Emissivität bei 11 (links) und 35 GHz (rechts) als Funktion der Schneedicke. Die Kurven stellen die Ergebnisse eines Strahlungstransportmodells von Ulaby und Stiles [1990] dar, während die Rauten gemessene Werte repräsentieren [Johnsen et al., 1997].

stellt. Eisfreies Wasser hebt sich im Frequenzbereich unter 40 GHz deutlich von allen Eistypen ab. Die geringe Emissivität und die hohe Polarisationsdifferenz des eisfreien Wassers ist ein gutes Unterscheidungskriterium und ermöglicht die Berechnung der totalen Eiskonzentration. Die konstant hohe Emissivität erstjährigen Eises läßt sich darauf zurückführen, daß das gemessene Signal nur aus der obersten Eisschicht stammt, während bei dunklem Nilas im niederen Frequenzbereich die Eindringtiefe größer als die Eisdicke sein kann, und die Emissivität durch den Meerwassereinfluß erniedrigt wird. Die dielektrischen Eigenschaften der Eisanteile mit ihrer Verteilung und räumlichen Orientierung, und die Schneeschicht auf dem Meereis sind für die Emissivität ausschlaggebend. Die Konzentration und Form der Einschlüsse von Salzlake und Luft haben auf die Dielektrizitätskonstante des Eises den größten Einfluß [Tucker et al., 1992]. Die wichtigsten Parameter des Schnees sind die Schneekorngröße, die Dichte und der freie Wasseranteil, weil sie die Volumenstreuung im Schnee beeinflussen. Modellrechnungen von Fuhrhop und Simmer [1997] ergaben z. B., daß eine Zunahme der Schneekorngröße (bis ≈ 4 mm) die Volumenstreuung (bei den Frequenzen 19, 22 und 37 GHz) erhöht und die Helligkeitstemperatur entsprechend erniedrigt. Ein höherer freier Wasseranteil erhöht die Absorption und Emissivität und verringert darüber den Streubeitrag zur Emissivität, wobei die Eindringtiefe erniedrigt und die Helligkeitstemperatur erhöht wird.

Messungen mit einem bodengebundenem Radiometer in der Arktis [Johnsen et al., 1997] haben gezeigt, daß das Absorptionsverhalten des Schnees einen wichtigen Einfluß auf das passive Mikrowellensignal des Meereises ausübt. Mit zunehmender Schneedicke erhöht sich demnach die Emissivität und damit die Helligkeitstemperatur (Abbildung 10). Auch die Energiebilanz wird durch eine Schneeeauflage be-

einflußt. Die Schneeauflage bewirkt eine Erhöhung in der Grenzschicht zwischen Schnee und Eis, so daß durch Adhäsionskräfte Sole aus dem Eis austritt und einen salzhaltigen Wasserfilm in der Grenzschicht bildet. Diese Wassergrenzschicht ist im niederfrequenten Bereich optisch dick, wohingegen eine trockene Schneeschicht optisch dünn ist. Bei sehr trockenem Schnee kann eine Schneeauflage durch vermehrte Streuung zu einer Erniedrigung der Emissivität führen.

2.5 Strahlungstransport

Beim Durchgang durch die Atmosphäre unterliegt die von der Atmosphäre selbst oder dem Untergrund emittierte und reflektierte elektromagnetische Strahlung vielen Wechselwirkungen. Dabei üben im Mikrowellenbereich die Absorption und Emission den größten Einfluß auf die Strahldichte aus.

Eine umfassende mathematische Beschreibung der Strahlungstransporttheorie geben Liou [1980], und insbesondere für den Mikrowellenspektralbereich Simmer [1994].

Die Strahlungstransportgleichung beschreibt die Intensitätsänderung dI der Strahldichte I einer monochromatischen Strahlung der Wellenlänge λ nach dem Durchtritt durch ein absorbierendes, emittierendes und streuendes Volumenelement der Weglänge ds , wobei J die Quellfunktion (z. B. thermische Emission) innerhalb des Wegelementes beschreibt. Die Strahlungsrichtung ist durch den Zenitwinkel ϑ und den Azimutwinkel φ gegeben. Die differentielle Form der Strahlungstransportgleichung lautet

$$dI(\lambda, \vartheta, \varphi) = \sigma_e(\lambda, \vartheta, \varphi) (I(\lambda, \vartheta, \varphi) - J(\lambda, \vartheta, \varphi)) ds, \quad (14)$$

wobei Absorptions- und Streukoeffizienten (σ_a bzw. σ_s) zum Volumenextinktionskoeffizienten σ_e zusammengefaßt sind. Er beschreibt das Extinktionsvermögen, also die Schwächung der Strahlungsintensität des Mediums entlang des Weges ds .

Mit der vertikalen optischen Dicke der Atmosphäre τ von der geometrischen Höhe z bis zum Oberrand der Atmosphäre $z = \infty$

$$\tau(z) = \int_z^\infty \sigma_e(z') dz' \quad (15)$$

und mit dem Emissionswinkel ϑ ergibt sich mit $\mu = \cos \vartheta$ für eine planparallele und horizontal homogene Atmosphäre

$$\mu \frac{dI(\tau, \lambda, \vartheta, \varphi)}{d\tau} = I(\tau, \lambda, \vartheta, \varphi) - J(\tau, \lambda, \vartheta, \varphi). \quad (16)$$

Die Strahlungsquelle J setzt sich aus Streuung und Emission zusammen. Die Emission eines schwarzen Körpers mit der Temperatur T und dem Absorptionskoeffizienten α_a lautet

$$J_1(\vartheta, \varphi) = \alpha_a \cdot B(T). \quad (17)$$

Die winkelabhängige Verteilung der diffusen Streustrahlung aus allen Raumrichtungen wird durch die auf 4π normierte Phasenfunktion $P(\vartheta', \varphi', \vartheta, \varphi)$ beschrieben,

wobei die gestrichenen Winkel ϑ' (Zenitwinkel) und φ' (Azimutwinkel) die Richtung der einfallenden Strahlung angeben. Die Einfachstreueralbedo $\bar{\omega}$ ist definiert als das Verhältnis von Streuung zur gesamten Extinktion.

$$J_2(\vartheta, \varphi) = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{\bar{\omega}}{4\pi} P(\vartheta', \varphi', \vartheta, \varphi) I(\vartheta', \varphi') \sin \vartheta' d\vartheta' d\varphi' \quad (18)$$

Die Rayleigh-Jeans Approximation der Planckfunktion erlaubt die Darstellung der Strahldichte (I) als eine lineare Funktion der äquivalenten Helligkeitstemperatur T_B . Unter Vernachlässigung der Streuung in der Atmosphäre und der Annahme einer spiegelnden Ozeanoberfläche als untere Randbedingung kann die Strahlungs-transportgleichung integriert werden und, man erhält für die vom Mikrowellensensor gemessene Helligkeitstemperatur T_B am Oberrand der Atmosphäre:

$$\begin{aligned} T_B &= \epsilon T_S e^{-\delta_\theta} \\ &+ (1 - \epsilon) T_{SP} e^{-2\delta_\theta} \\ &+ \int_0^{\delta_\theta} T(z) e^{-\delta_\theta + \delta'_\theta(z)} d\delta'_\theta(z) \\ &+ (1 - \epsilon) e^{-\delta_\theta} \int_0^{\delta_\theta} T(z) e^{-\delta'_\theta(z)} d\delta'_\theta(z) \end{aligned} \quad (19)$$

mit

$$\delta_\theta = \tau / \cos \vartheta$$

ϵ = spektrales Emissionsvermögen der Oberfläche

T_S = Oberflächentemperatur [K]

T_{SP} = Helligkeitstemperatur der extraterrestrischen Strahlung [K]

$T(z)$ = Temperatur in der Höhe z [K]

Als Vertikalkomponente wird die optische Dicke der Atmosphäre benutzt, wobei τ die optische Dicke der Atmosphäre von der Ozeanoberfläche bis zu ihrem Oberrand ist.

Der erste der vier Terme, welche die vom Satelliten gemessene Mikrowellenstrahlung beschreiben, beinhaltet die Eigenstrahlung des Bodens mit der Temperatur T_S und der Transmission der gesamten Atmosphäre ($e^{-\delta_\theta}$) vom Oberrand zum Boden. Term 2 ist der Anteil der Strahlung aus dem Weltall, welcher von der Erdoberfläche in Richtung des Satelliten reflektiert wird. Der dritte Term beschreibt die Eigenstrahlung der Atmosphäre durch Emission atmosphärischer Bestandteile in Richtung des Satelliten. Der vierte Term bezeichnet die Reflexion der von der einzelnen Atmosphärenschichten nach unten emittierten Strahlung an der Erdoberfläche in Richtung des Radiometers. Dieser Strahlungsanteil ist abhängig von dem Reflexions- und Streuvermögen des Bodens und der zum Boden gerichteten Eigenstrahlung der Atmosphäre.

Bei der Untersuchung von atmosphärischen Parametern ist der Bodenstrahlungsanteil (Term 1) als Störstrahlung anzusehen, während Term drei die gesuchte Information über die atmosphärischen Parameter enthält. Dem Emissionsvermögen der Erdoberfläche kommt eine entscheidende Bedeutung in der Gleichung zu. Im Gegensatz zum infraroten Spektralbereich ($\epsilon \approx 1$) ist im Mikrowellenbereich die Bodenemission $\epsilon < 1$, so daß der Reflexionsbeitrag des Atmosphärensignals (Term 4)

berücksichtigt werden muß. Im Infrarotbereich liefern hingegen nur die Emission des Bodens (Term 1) und die Eigenstrahlung der Atmosphäre (Term 3) einen Beitrag zur gemessenen Strahlungstemperatur. Für eine glatte Wasseroberfläche ($\epsilon \approx 0,4$), ist der Emissionsbeitrag (von Term 1) im Bereich der atmosphärischen Fenster (hohe Transmission) gering, das heißt es kann nahezu ungestört die Plancksche Emission gemessen werden. Der Anteil der Atmosphärenstrahlung (Term 3) ist entsprechend gering. Bei höherer Emissivität, z. B. Meereis ($\epsilon \approx 0,7-0,95$), liefert Term 1 den größten Anteil zur Helligkeitstemperatur. Eine Bestimmung von atmosphärischen Parameter wird in einem solchen Fall nahezu unmöglich.

In den Absorptionsbanden (geringe Transmission) stammt der größte Teil der Strahlungsenergie aus der Atmosphäre und ermöglicht z. B. über wolkenfreien Ozeanoberflächen die Bestimmung des Gesamtwasserdampfgehalts.

Wird im Wellenlängenbereich der Absorptionslinien gemessen (22 und 183 GHz (H_2O) sowie 50 bis 70 GHz und 118 GHz (O_2)), stammt der wesentliche Anteil des Signal von Term 3. Die anderen Terme liefern nur einen wesentlichen Beitrag, wenn die Absorberkonzentrationen oder die Linienstärke gering sind. Außerhalb der Linienzentren sind die untersten, relativ warmen Atmosphärenschichten durch eine hohe Emissivität charakterisiert. Die Emission dieser Schichten wird jedoch zum Teil von darüberliegenden Schichten wieder absorbiert. Schichten in der oberen Atmosphäre emittieren bei hoher Transmissivität vergleichsweise wenig. Wird innerhalb von Absorptionslinien gemessen (z. B. 22 GHz), ist die Temperatur aus Term 4 anfangs proportional zur Absorberkonzentration bis diese zu hoch wird und Sättigung einsetzt. Dementsprechend wird die gemessene Helligkeitstemperatur bei geringen Absorberkonzentrationen oder Absorbern mit geringer Absorption von dessen Gesamtkonzentration bestimmt.

3 Satellitendaten

Die verwendeten Infrarot- und Mikrowellensatellitendaten stammen von Plattformen, welche in erdnahen und sonnensynchronen Orbits¹ umlaufen. Die Satelliten umkreisen die Erde, im Gegensatz zu geostationären Satelliten (36 000 km), in der relativ geringen Höhe von ca. 850 km. So wird eine wesentlich höhere horizontale Auflösung der Sensoren ermöglicht. Der sonnensynchrone Orbit wird in dieser Höhe durch eine Inklination von $I = 98,8^\circ$ (Winkel zwischen Äquatorebene und Orbital Ebene, siehe Abbildung 1) erreicht. Er entspricht einem Längenversatz der Flugbahn von $25,5^\circ$ pro Orbit nach Westen. Das für die Drehung der Satellitenbahn erforderliche Drehmoment liefert die Variabilität des Schwerfeldes durch die Abplattung der Erde (nur bei $I \neq 90^\circ$) [Seeber, 1988]. Dieses äußere Drehmoment bewirkt die Präzessionsbewegung (Längenversatz) des Satelliten. Die Umlaufperiode beträgt bei einer Geschwindigkeit des Satelliten von 6,6 km/s ca. 101 Minuten, dieses entspricht ungefähr 14 Orbits (361°) innerhalb von 24 Stunden. Der erste Umlauf am nächsten Tag ist somit um $1,43^\circ$ nach Westen versetzt, woraus sich eine exakte Wiederholung der Umlaufbahn nach 18 Tagen ergibt. Eine globale Überdeckung der Erde wird mit einem Satelliten in Abhängigkeit von der Abtastbreite des Sensors in 2–3 Tagen (AVHRR bzw. SSM/I) erreicht. Die Polarregionen ab einer geographischen Breite von ca. 60° erfahren aufgrund des polarnahen Orbits eine tägliche Überdeckung, wobei die Mikrowellensensoren die Polkappen ($\varphi \geq 87^\circ$) selbst aufgrund der Inklination und der Abtastbreite nicht erfassen.

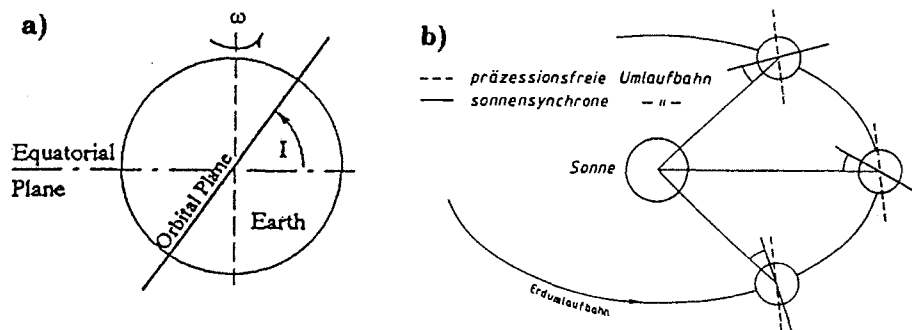


Abbildung 1: Inklination I , Orbit und Äquatorebene (a), sonnensynchrone Satellitenumlaufbahn (b), [Kramer, 1992; Kraus und Schneider, 1988].

¹ Bei Kompensation der Orbitpräzession des Satelliten und der Rotation der Erde um die Sonne kreuzt der Satellit einen Breitenkreis immer zur selben Ortszeit, und da die relative Position der Sonne für den Satelliten immer gleich bleibt, spricht man von einem sonnensynchronen Orbit.

Tabelle 1: Übersicht über Betriebszeiten und Plattformen der passiven Mikrowellenradiometer SMMR und SSM/I deren Daten verwendet wurden. Der Zeitpunkt des aufsteigenden Äquatorüberflugs, der mittlere Zenitwinkel und die mittlere Flughöhe.

Satellit	Sensor	Zeitraum	Äquator- überflug	Zenit- winkel	Höhe
NIMBUS-7	SMMR	12.10.78–20.08.87	10.00 h	50,2°	955 km
DMSP-F8	SSM/I	09.07.87–31.12.91	06.15 h	53,1°	860 km
DMSP-F11	SSM/I	13.03.91–30.09.95	18.11 h	53,4°	830 km
DMSP-F13	SSM/I	24.03.95–heute	17.43 h	—	880 km

3.1 Mikrowellen-Radiometer

Die SSM/I-Radiometer befinden sich an Bord der Satelliten der *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP)-Serie. Diese baugleichen Satelliten der F-Serie sind seit dem 19. Juni 1987 im operationellen Einsatz, besitzen aber über verschiedene Äquatorüberflugzeiten und leicht abweichende Bahnparameter (siehe Tabelle 1).

Die Empfangsanlage für die passive Mikrowellenradiometrie besteht im wesentlichen aus einer Antenne, einem Empfänger und einer Datenerfassungs- und Auswerteeinheit.

Das räumliche Auflösungsvermögen der Empfangsanlage wird durch Größe und Form der Antenne und durch die Wellenlänge bestimmt, wobei die empfangene Strahlungsflußdichte jedoch unabhängig von der Größe der Antenne ist. Die Winkelauflösung Ω_A der Antenne wird bei der beugungsbegrenzenden Abbildung, welche hier vorliegt, durch

$$\Omega_A \sim \lambda \cdot d^{-1} \quad (1)$$

beschrieben (mit λ = Wellenlänge und d = Durchmesser der Antenne).

Die sehr schwache Strahlungsleistung wird im Empfänger verstärkt, gleichgerichtet und zeitlich aufintegriert. Dieses Signal wird digitalisiert und bildet den Meßwert für ein Pixel. Die Empfindlichkeit des Empfängers ist der entscheidende Faktor für die erreichbare Genauigkeit. Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Mikrowellenstrahlungsmessungen wurden mit den SMMR und SSM/I-Radiometern durchgeführt.

Gegenüber dem von Oktober 1978 bis August 1987 auf NIMBUS-7 arbeitenden SMMR kann das seit 1987 eingesetzte SSM/I auf den Satelliten der DMSP-Serie eine Reihe von Verbesserungen vorweisen. So fällt der systematische Fehler zwischen Tag- und Nachtmessungen des SMMR beim DMSP-Satelliten durch bessere Eichung, Isolierung und die Wahl eines sonnensynchronen Orbits in der Dämmerungszone weg. Das SSM/I ist ohne Unterbrechung in Betrieb, während das SMMR (Schwad-Breite: 780 km) nur jeden zweiten Tag eingeschaltet war. Die räumliche Überdeckung und die Sensitivität konnte mit dem SSM/I (Schwad-Breite: 1394 km) um den Faktor 2 verbessert werden. Beim SSM/I handelt es sich um ein *Total Power* Radiometer, welches nach jedem Schwad anhand zweier Referenztemperaturen eine heiß/kalt Kalibrierung durchführt, während dies beim SMMR nur nach jedem dreißigsten Schwad der Fall war.

Von besonderer Bedeutung sind die zwei erstmals zur Verfügung stehenden 85 GHz Kanäle des SSM/I. Diese besitzen eine bessere räumliche Auflösung als tieferfrequente Kanäle, sind jedoch empfindlicher gegen Streuung an Regentropfen und Eispartikeln.

Tabelle 2: Frequenz, Bodenpixelauflösung (parallel und quer zur Flugrichtung) und Auflösung Δt der Kanäle des SMMR und SSM/I-Radiometers [Olson et al., 1991; Gloersen et al., 1992; Petty, 1990].

Frequenz [GHz]	Wellenlänge [cm]	Polarisation	Effektive Auflösung [km ²]	Temperatur- auflösung V/H [K]
SMMR				
6,6	4,55	V/H	171 × 157	0,4
10,7	2,81	V/H	111 × 94	0,5
18,0	1,67	V/H	68 × 67	0,7
21,0	1,43	V/H	60 × 56	0,7
37,0	0,81	V/H	35 × 34	1,1
SSM/I				
19,35	1,55	V/H	69 × 43	0,45/0,42
22,235	1,35	V	60 × 40	0,69
37,0	0,81	V/H	37 × 28	0,35/0,45
85,5	0,35	V/H	15 × 13	0,87/0,70

Somit eignen sie sich im bewölkten Fall nicht ohne weiteres für die Oberflächenmessungen, wohl aber für die Fernerkundung des Niederschlags. Insgesamt verfügt das SSM/I über sieben Kanäle (Tabelle 2), während das SMMR über zehn Kanäle verfügte. Für die Meeresfernerkundung ungünstig ist der Wegfall der 6,6 und 10,7 GHz Frequenzen des SMMR, da sich insbesondere die 6,6 GHz Frequenz zur Oberflächentemperaturbestimmung eignet [Cavalieri et al., 1984]. Bis auf die 22,235 GHz Frequenz des SSM/I im Bereich der Wasserdampfabsorptionslinie, welche nur vertikal polarisierte Strahlung mißt, werden bei allen Frequenzen beide Polarisationsrichtungen berücksichtigt. Das effektive Blickfeld (engl. *footprint*) der verschiedenen Kanäle entspricht der Halbwertsbreite der Projektion des charakteristischen Antennensignals (3 dB Punkt) auf dem Erdboden. Die Parabolantenne des SSM/I-Radiometers hat eine Fläche von $61 \times 66 \text{ cm}^2$. Die Winkelauflösung Ω_A der Antenne wird von der Diffraktion begrenzt und ist somit proportional zur Wellenlänge λ (siehe Gleichung (1)).

Die Antenne rotiert kontinuierlich parallel zur vertikalen Achse des Satelliten mit einem Abtastkegel von $51,1^\circ$ und „blickt“ von der Plattform unter einem Winkel von $44,8^\circ$ nach hinten (Abbildung 2). Für die Flughöhe von 860 km (F-8) ergibt dies auf der Erdoberfläche einen nahezu konstanten Zenitwinkel² von $53,1^\circ$. Die Meßgeometrie bewirkt, daß das effektive Meßfeld auf der Erdoberfläche elliptisch ist (Abbildung 2). Der Schwad-Winkel beträgt $102,4^\circ$, entsprechend einer Schwad-Breite von 1396 km. Die konische Abtastung hat die Vorteile, daß die Länge der durchlaufenen Atmosphäre, die Form und Größe der Pixel und der Beobachtungswinkel über die gesamte Schwad-Breite beinahe konstant bleiben. Der wichtigste Grund für die technisch aufwendige konische Abtastung ist der über die Abtastbreite konstante Blickwinkel an der Erdoberfläche, von dem unter anderem die Emissivität und Polarisation der von Wasseroberflächen emittierten Strahlung abhängen [Simmer, 1994]. Im Laufe eines Schwads werden für die 85,5 GHz Kanäle 128 Pixel, und für die Kanäle mit den niedrigeren Frequenzen 64 Pixel erfaßt (Abbildung 2). Die sich

² Winkel zwischen dem Strahl und dem Lot am Auftreffpunkt des Strahls.

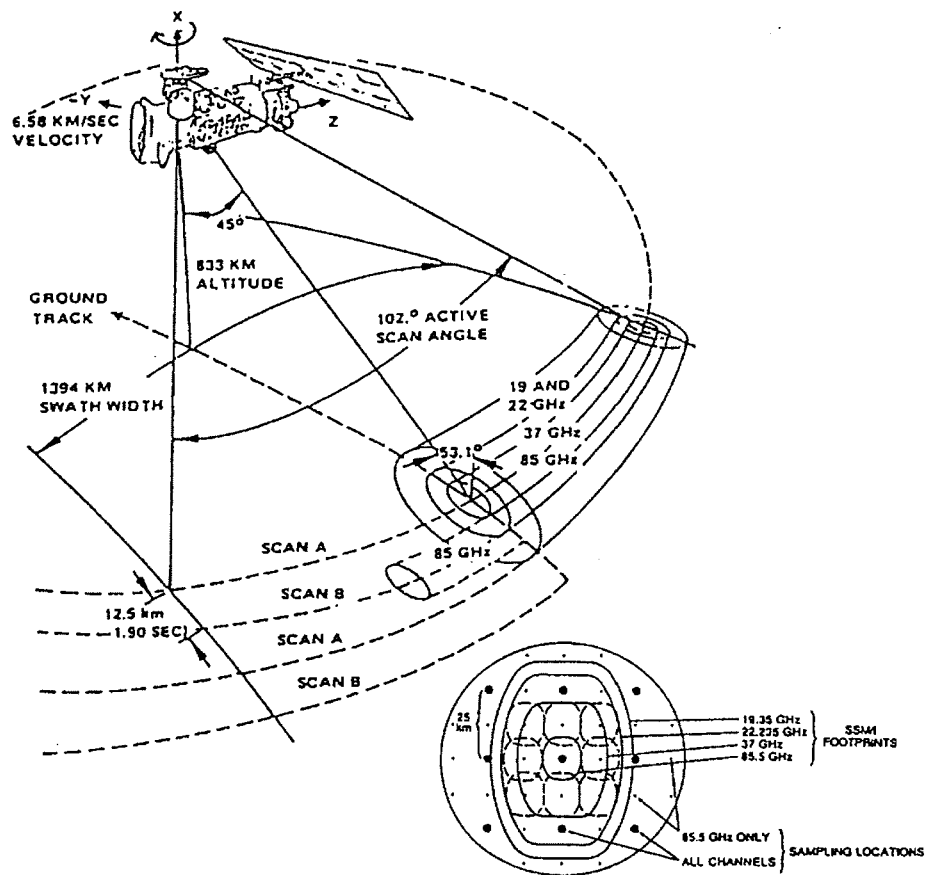


Abbildung 2: Der DMSP-Satellit mit Orbit- und Schwadgeometrie des SSM/I-Radiometers [Hollinger et al., 1987; Spencer et al., 1989].

durch das Erdgeoid ergebenden Variationen in der Flughöhe führen zu Abweichungen im Einfallswinkel von $\pm 0,5^\circ$. Hinzu kommt eine Schwankung des Einfallswinkels des SSM/I-Radiometers je nach Satellit von bis zu $1,5^\circ$ während eines Orbits [Fuhrhop et al., 1996]. Eine von Petty [1990] durchgeführte Sensitivitätsstudie der SSM/I Kanäle ergab für die kleinste detektierbare Temperaturdifferenz NE (*Noise Equivalent*) ΔT 0,3 bis 0,7 K in dem Zeitraum von Oktober 1987 bis Oktober 1988. Die Temperaturauflösung der Radiometer wird aus den Kalibrierungsdaten des geheizten Schwarzkörpers, bzw. der kosmischen Hintergrundstrahlung von 2,7 K berechnet.

3.2 Infrarot-Radiometer

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten über Infrarot-Strahlungsflüsse wurden mit dem *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) gemessen. Diese passiven Radiometer befinden sich auf den TIROS-N und NOAA-6 bis 11 Satelliten auf sonnensynchronen, polaren Umlaufbahnen in ca. 850 km Höhe. Die Breite des Abtaststreifens beträgt 2650 km, wobei die Auflösung im Nadir 1,113 km und am Rand des Streifens ca. 4 km beträgt. Das Radiometer verfügt über fünf Kanäle im Sichtbaren, nahen Infrarot- und Infrarotbereich (Tabelle 3). Eine Beobachtung des Meereises ist nur im wolkenfreien Fall und im Polarwinter nur mit den im infraroten Spektralbereich liegenden Kanälen möglich. Kanal 4 und 5 liegen im sogenannten infraroten atmosphärischen Fensterbereich zwischen 8 und 13 μm , wo die Absorption atmosphärischer Gase gering ist. Den besten Kontrast zwischen eisfreiem Ozean und Meereis erhält man bei Verwendung von Kanal 4, weil das Bodensignal im Frequenzbereich des fünften Kanals bereits durch z. B. hohe Wasserdampfgehalte der untersten Atmosphärenschichten maskiert werden kann [Yu et al., 1995]. Im Zentralbereich der Arktis und Antarktis sind jedoch trockene Bedingungen vorherrschend, so daß in diesen Gebieten der durch Wasserdampf verursachte Fehler mit ca. 2 K [Masson und Comiso, 1994] oft vernachlässigt werden kann.

Tabelle 3: Wellenlängen und Bandbreite der jeweiligen Kanäle des AVHRR.

Kanal	Wellenlänge [μm]	Spektralbereich
1	0,58– 0,68	sichtbar
2	0,73– 1,10	sichtbar
3	3,55– 3,93	nahes infrarot
4	10,30–11,30	infrarot
5	11,50–12,50	infrarot

3.2.1 NOAA AVHRR Meeresoberflächentemperaturen

Eine operationelle globale Kartierung der aus AVHRR-Daten gewonnenen Meeresoberflächentemperaturen wird seit 1981 unter der Leitung des NOAA NESDIS durchgeführt. Mittlerweile steht ein homogener Datensatz von 1978 bis zur Gegenwart zur Verfügung, welcher als Satz von CD-ROMs bezogen werden kann. Zum Zeitpunkt der Auswertung lagen jedoch nur Daten für den Zeitraum 1986 bis 1992 vor. Die Abbildung 3 zeigt exemplarisch die globalen wöchentlich gemittelten SST der 52. Woche des Jahres 1992.

Die Temperaturen werden anhand eines Algorithmus berechnet, welcher alle fünf Kanäle des AVHRR zur Bestimmung der SST (*Multichannel Sea Surface Temperatures*, MCSST) unter Berücksichtigung atmosphärischer Parameter verwendet. Die von verschiedenen Satelliten und Radiometern stammenden Daten wurden auf ein einheitliches Niveau kalibriert und mit Driftbojen validiert. Die wöchentlich gemittelten MCSSTs liegen jeweils als Tages- und Nachtmessung in einem Gitter mit 1024×2048 Punkten vor und haben eine räumliche Auflösung am Äquator von $18 \times 18 \text{ km}^2$. Eine ausführliche Beschreibung der Daten und ihrer Bearbeitung bieten Tran et al. [1993].

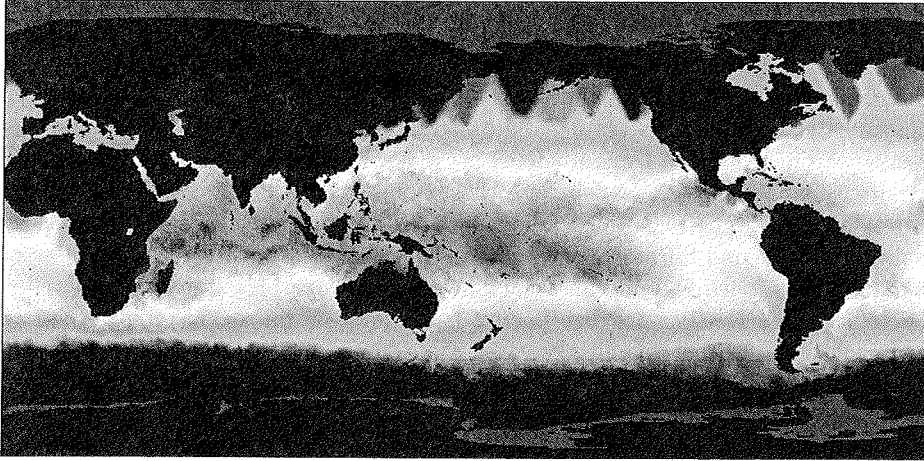


Abbildung 3: Wöchentlich gemittelte globale MSST der 52. Woche des Jahres 1992. Temperaturbereich von $-1,8$ Grad (dunkelgrau) bis 30 Grad (hellgrau) Celsius.

Teil II

Problematik der Algorithmen

4 Eiskonzentrationsalgorithmen

4.1 Problemstellung

Grundlegend für den Erfolg der Fernerkundung von der Atmosphäre und der Erdoberfläche ist die Wahl der Frequenz ν und des Blickwinkels ϑ . Die Auswahl sollte so erfolgen, daß der gesuchte Parameter möglichst ungestört aus der Messung bestimmbar ist. Den zu bestimmenden n Parametern \mathbf{p} stehen im allgemeinen m Messungen \mathbf{r} gegenüber (symbolisiert durch den n -dimensionalen Vektor \mathbf{p} und den m -dimensionalen Vektor \mathbf{r}). Beide sind durch die von der Strahlungstransportgleichung beschriebenen Strahlungswechselwirkungen, symbolisiert durch den Operator S , gekoppelt:

$$\mathbf{r} = S(\mathbf{p}) \quad (1)$$

Hängt \mathbf{r} linear mit \mathbf{p} zusammen, kann der S durch eine ($n \times m$ -Matrix) beschrieben werden:

$$\mathbf{r} = S \mathbf{p} \quad (2)$$

Die Invertierung stellt ein Hauptproblem in der Fernerkundung dar.

$$\mathbf{p} = S^{-1}(\mathbf{r}) \quad (3)$$

Lösen läßt sich das Problem nur, wenn mindestens genauso viele Messungen wie Parameter vorliegen ($m \leq n$). Die Linearisierung der Strahlungstransportgleichung nach Gleichung (2) bildet die Grundlage zur Bestimmung physikalischer Parameter aus Fernerkundungsdaten.

Zur Entwicklung von Algorithmen unterscheidet man zwischen statistischen, physikalischen und hybriden Algorithmen.

- Statistische Algorithmen basieren auf Regressionsrechnungen zwischen beobachteten Helligkeitstemperaturen und in-situ Messungen. Aus diesem Grund sind sie zum einen abhängig von der Region, wo die Messungen stattfanden (z. B. polare oder tropische Breiten), und zum anderen von der Art und Reinheit der zu untersuchenden Größen (z. B. Verteilung von FY- oder MY-Eis). Wegen der vergleichsweise einfachen Ableitung und Anwendung, werden diese Algorithmen häufig in der Fernerkundung angewendet.
- Physikalische Algorithmen hingegen werden anhand von Strahlungstransporttheorien und physikalischen Modellen unterschiedlicher Komplexität entwickelt. Sie sollten deshalb weitreichendere Gültigkeit besitzen können. Aufgrund der großen Komplexität der teilweise noch nicht vollständig verstandenen mikrophysikalischen Prozesse bei z. B. der Bildung von Meereis oder der Wolken- und Niederschlagsphysik unterliegen diese Verfahren jedoch großen Einschränkungen.

- Hybride Algorithmen beinhalten neben auf Statistik und Empirie basierenden Modellkomponenten auch physikalische. Solche Algorithmen werden dementsprechend mittels multipler Regressionsanalysen von beobachteten Helligkeitstemperaturen und den aus Ergebnissen von Strahlungstransportmodellen stammenden Helligkeitstemperaturen entwickelt. Sie sind zur Zeit die erfolgversprechendsten Verfahren.

Bei den im nächsten Kapitel genauer beschriebenen bi- bzw. multispektralen Algorithmen zur Gewinnung des atmosphärischen Gesamtwasserdampf und Flüssigwassergehaltes handelt es sich um hybride Algorithmen. Statistische Verfahren sind bei regionaler Anwendung erfolgreicher, da sie in größerem Maße reale Beziehungen zwischen den gesuchten Parameter einbeziehen können. Die Klassifizierung der Verfahren in physikalische oder statistische ist oft schwierig. So kann z. B. durch Hinzunahme immer weiterer statistischer Information als Zwangsbedingung in eine physikalische Methode diese schrittweise in eine statistische verwandeln [Simmer, 1994].

Die in den nächsten Abschnitten betrachteten statistischen Meereisalgorithmen sind stark von der Repräsentativität durchgeführter in-situ Messkampagnen abhängig.

4.2 Einführung

Verschiedene Oberflächentypen, die auf der Erde vorzufinden sind, weisen bei den in der Mikrowellenfernerkundung verwendeten Frequenzen und Polarisierungen unterschiedliche Emissivitätscharakteristika auf (Kapitel 2 auf Seite 17). Besonders ausgeprägt sind die Unterschiede zwischen Meereis und eisfreier Meeresoberfläche in den Polargebieten, welches die Berechnung der Eiskonzentration (prozentualer Bedeckungsgrad des Meereises, auch Meereisfläche genannt) ermöglicht. Die Grundlage der Eiskonzentrationsalgorithmen zur Bestimmung des Bedeckungsgrads und des Anteils verschiedener Eistypen an der Meeresoberfläche bilden zwei- oder mehrdimensionale Streudiagramme der beobachteten Helligkeitstemperaturen. In Abbildung 1 sind zum einen die 19 GHz Helligkeitstemperaturen beider Polarisationsrichtungen und zum anderen die 19 und 37 GHz Helligkeitstemperaturen in vertikaler Polarisation verschiedener arktischer Oberflächentypen und Mischungsverhältnisse dargestellt. Aufgrund der polarisierenden Wirkung und der niedrigen Emissivität des Ozeans und im Gegensatz dazu hohen Emissivität des Meereises lassen sich beide Oberflächentypen leicht unterscheiden. Die Meereistypen selbst sind unterscheidbar, weil sie (bzw. die Schneeauflage) die Mikrowellenstrahlung unterschiedlich stark absorbieren und streuen. Dieser mikrophysikalische Effekt ist bei den vertikal polarisierten 19 und 37 GHz Kanälen besonders ausgeprägt.

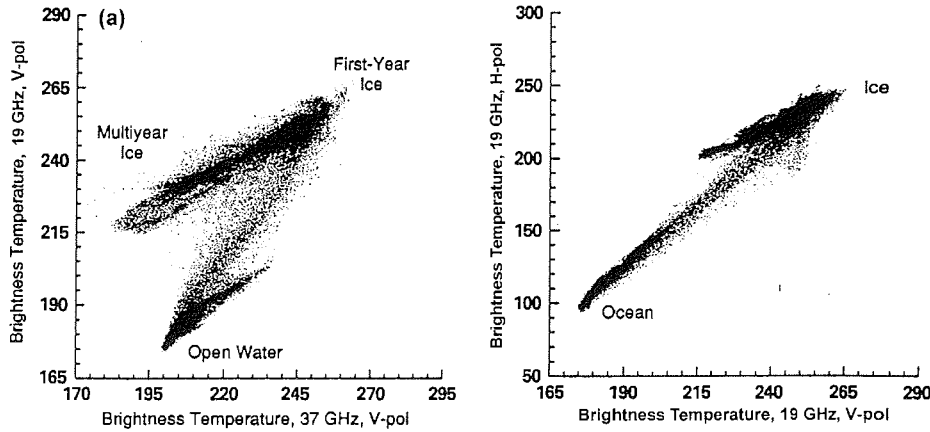


Abbildung 1: Mit dem DMSP-SSM/I gemessene Helligkeitstemperaturen verschiedener Oberflächentypen in der Arktis. (a) 19 GHz, V-polarisiert gegen 37 GHz V-polarisiert. (b) 19 GHz, V-polarisiert gegen 19 GHz H-polarisiert [Eppler, 1992].

4.3 Vergleich von Eiskonzentrationsalgorithmen

4.3.1 NASA TEAM-Algorithmus

Der für das SSM/I von Cavalieri et al. [1991] modifizierte NASA TEAM-Algorithmus wurde ursprünglich für das NIMBUS-7 SMMR entwickelt [Cavalieri et al., 1984]. Der Algorithmus beruht unter Vernachlässigung atmosphärischer Effekte auf der Annahme, daß die gemessene Helligkeitstemperatur sich linear aus den Beiträgen von drei dominanten Ozeanoberflächen, dem eisfreien Ozean und zwei Eistypen, zusammensetzt:

$$T_{B,\nu,p} = C_W T_{B,W,\nu,p} + C_{FY} T_{B,FY,\nu,p} + C_{MY} T_{B,MY,\nu,p} \quad (4)$$

Wobei $T_{B,W,\nu,p}$, $T_{B,FY,\nu,p}$, $T_{B,MY,\nu,p}$ die vom Sensor beobachteten Helligkeitstemperaturen des offenen Ozeans (W), erstjährigen (FY) und mehrjährigen Eises (MY) sind. Die Indizes ν und p stehen für Frequenz und Polarisation. Die Unterscheidung zweier Meereistypen in FY- und MY-Eis ist nur in der Nordhemisphäre möglich, weil dort eine große Anzahl von Feldmessungen zur Validierung zur Verfügung stand. Die physikalische Grundlage für die Unterscheidung der drei Oberflächentypen läßt sich aus der Abbildung 1 entnehmen. Die Helligkeitstemperaturdifferenz zwischen den horizontal und vertikal polarisierten 19 GHz Kanälen ist groß zwischen eisfreiem und eisbedecktem Ozean, jedoch sehr gering zwischen verschiedenen Eistypen. Der Unterschied zwischen erstjährigem (FY) und mehrjährigem (MY) Eis ist bei 37 GHz größer als bei 19 GHz. Diese beiden Merkmale werden als unabhängige Variablen zur Parametrisierung des Algorithmus benutzt und als das Polarisationsverhältnis (PR)

Tabelle 1: In den Fallstudien verwendete SSM/I NASA TEAM-Eichpunkte (Helligkeitstemperaturen in K) für die Südhemisphäre [Cavaliere et al., 1991]. In Klammern dargestellt sind die Eichpunkte für das Weddellmeer [Steffen und Schweiger, 1991].

	19 GHz H-pol	19 GHz V-pol	37 GHz V-pol
Eisfreier Ozean	100,3 (100,0)	176,6 (177,0)	200,5 (202,0)
erstjähriges Eis	237,8 (248,0)	249,8 (264,0)	243,3 (260,0)
Mehrjähriges Eis	193,7 (202,0)	221,6 (222,0)	190,3 (184,0)

Tabelle 2: NASA TEAM-Eichpunkte des SMMR-Sensors für die Südhemisphäre [Gloersen et al., 1992]. Helligkeitstemperatur (T_B) in K.

	18 GHz H-pol	18 GHz V-pol	37 GHz V-pol
Eisfreier Ozean	98,5	168,7	199,4
erstjähriges Eis	225,2	242,2	239,8
Mehrjähriges Eis	186,8	210,2	180,8

und das spektrale Gradientenverhältnis (GR) definiert:

$$PR = \frac{T_B(19V) - T_B(19H)}{T_B(19V) + T_B(19H)} \quad (5)$$

$$GR = \frac{T_B(37V) - T_B(19V)}{T_B(37V) + T_B(19V)} \quad (6)$$

Die Einführung von Verhältnissen hat den Vorteil, daß sie nahezu unabhängig von der physikalischen Oberflächentemperatur des Eises sind. So entfällt das Problem die räumlich und zeitlich stark variable Bodentemperatur ermitteln zu müssen.

Nach Einsetzen von PR und GR ((5) und (6)) in (4) kann das Gleichungssystem für die Konzentrationen FY und MY gelöst werden:

$$C_{FY} = \frac{F_0 + F_1 PR + F_2 GR + F_3 (PR)(GR)}{D} \quad (7)$$

$$C_{MY} = \frac{M_0 + M_1 PR + M_2 GR + M_3 (PR)(GR)}{D} \quad (8)$$

$$D = D_0 + D_1 PR + D_2 GR + D_3 (PR)(GR) . \quad (9)$$

Die numerischen Koeffizienten F_i , M_i und D_i sind Funktionen eines Satzes von neun Helligkeitstemperaturen, welche sich aus den drei verwendeten Kanälen ($T_B(19V)$, $T_B(19H)$, $T_B(37V)$) und den drei reinen Oberflächentypen (W, FY, MY) den sogenannten Eichpunkten (engl. *Tie Points*) ergeben (Tabelle 1, siehe auch Tabelle 2 für die Eichpunkte des SMMR-Radiometers). Die Eichpunkte werden aus Mikrowellenbildern mit Hilfe der Pixel bestimmt, von denen bekannt ist, daß sie vollständig von dem entsprechenden Oberflächentyp ausgefüllt sind. Die totale Eiskonzentration C_T ist definiert als die Summe der Konzentrationen von FY und MY.

$$C_T = C_{FY} + C_{MY} \quad (10)$$

Werden im PR - GR -Parameterraum die Eichpunkte miteinander verbunden, so formen diese leicht gekrümmten Linien ein Dreieck (Abbildung 2). Innerhalb dieser Linien liegen die physikalisch sinnvollen Eiskonzentrationswerte. Werte außerhalb

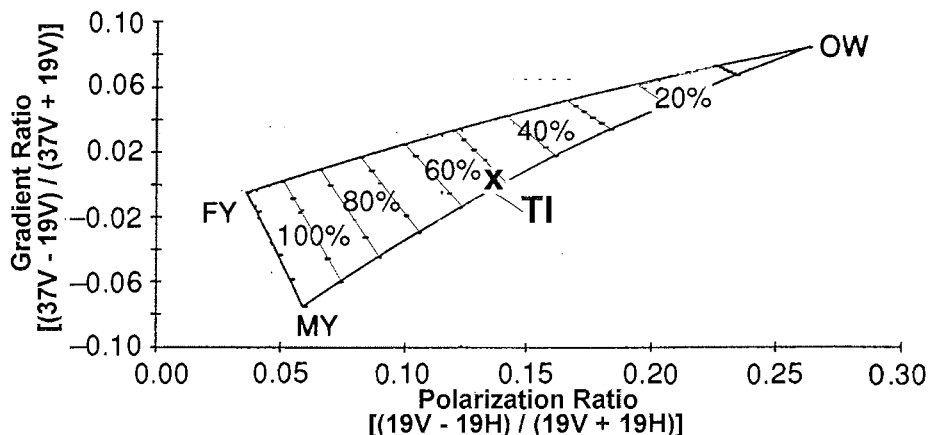


Abbildung 2: Schematisches Diagramm zur Illustration des NASA TEAM- und THIN ICE-Algorithmus [Gloersen et al., 1992], ergänzt.

des Dreiecks bezeichnen Eiskonzentrationen unter 0% oder oberhalb von 100%. Abweichungen bis -20% bzw. 120% werden auf 0% bzw. 100% gesetzt. Liegen die Abweichungen darüber, werden sie als fehlerhaft markiert und nicht weiter berücksichtigt.

Wetterfilter

Um Einflüsse durch die Atmosphäre und durch die windinduzierte Rauigkeit des Ozeans zu reduzieren, sind zwei auf konstanten Schwellenwerten basierende Wetterfilter implementiert worden. Für die Südhemisphäre und das SSM/I nutzt das erste Filter einen $GR(37/19)$ Schwellenwert von 0,05, um die meisten atmosphärischen Effekte auszublenden [Cavalieri et al., 1991]. In der SMMR Version des Algorithmus wird aufgrund des geringeren Wasserdampfeinflusses bei der 18 GHz Frequenz ein Schwellenwert von 0,07 verwendet [Cavalieri et al., 1984]. Eiskonzentrationen, welche größere GR -Werte als diese Schwellenwerte haben, werden auf null gesetzt. Ein zweites Filter eliminiert zusätzlich die Effekte, welche durch hohe Gesamtwasserdampfgehalte hervorgerufen werden. Die Differenz zwischen den vertikal polarisierten 22 und 19 GHz Kanälen ist sehr empfindlich gegenüber geringen Änderungen im atmosphärischem Wasserdampfgehalt (siehe Abbildung 3). Aus den Helligkeitstemperaturen dieser beiden Kanäle lässt sich das spektrale Gradientenverhältnis $GR(22/19)$ folgendermaßen bilden:

$$GR(22/19) = \frac{T_B(22V) - T_B(19V)}{T_B(22V) + T_B(19V)}. \quad (11)$$

Ein Schwellenwert von 0,045 für beide Hemisphären wird von Cavalieri und St. Germain [1995] angegeben. Diese Filter unterdrücken in allen Gebieten Eiskonzentrationen von bis zu 15%.

Durch die Verwendung des horizontal polarisierten 19 GHz Kanals ist dieser Algorithmus nicht in der Lage junge Eistypen zu erkennen bzw. zu unterscheiden. Junges

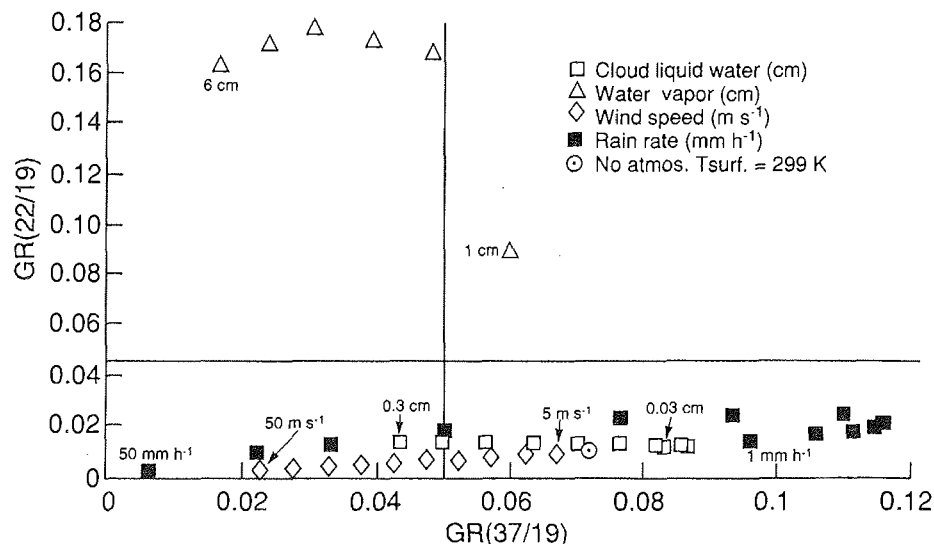


Abbildung 3: Schwellenwerte der $GR(22/19)$ und $GR(37/19)$ Wetterfilter (horizontale und vertikale Linien) für die SSM/I-Version des NASA TEAM-Algorithmus. Mit einem Strahlungstransportmodell berechnete Verteilung atmosphärische Effekte [Cavalieri und St. Germain, 1995]. Eiskonzentrationswerte mit $GR(22/19) > 0,0045$ oder $GR(37/19) > 0,05$ werden auf 0% gesetzt.

Eis wird als eine Mischung von offenem Ozean und erstjährigem Eis interpretiert, welches in einer zusätzlichen Überschätzung des eisfreien Ozeananteils resultiert.

Dünnes Eis von einer Dicke bis zu 40 cm ist für die Berechnung des Netto-Wärmeflusses zwischen Eis und Atmosphäre von hoher Bedeutung, weil der Wärmefluß über dünnem Eis um bis zu zwei Größenordnungen höher als über 1 m dicken Eis ist. Untersuchungen haben gezeigt, daß aufgrund der hohen Salinität der obersten Schichten des Eises und die in der Regel fehlenden Schneeschicht eine Klassifizierung von dünnem Eis mit Daten passiver Mikrowellensensoren möglich macht [Grenfell et al., 1994; Cavalieri, 1994]. Bis auf relative kleine Gebiete an der antarktischen Halbinsel schmilzt das Meereis während des kurzen Sommers nahezu komplett ab, mit der Konsequenz, daß die durchschnittliche Eisdicke im Südwinter bei nur ca. 70 cm liegt. Das bedeutet, daß besonders während des siebenmonatigen Eiswachtums große Gebiete mit jungen Eistypen bedeckt sind und für die Anwendung von Algorithmen zur Klassifizierung von dünnem Eis geeignet sein sollten.

4.3.2 THIN ICE-Algorithmus

Der von Cavalieri [1994] entwickelte THIN ICE-Algorithmus nutzt dieselben Mechanismen wie der NASA TEAM-Algorithmus. Dabei beruht jedoch die physikalische Basis der Unterscheidung zwischen neuem, jungem und erstjährigem Eis auf der Variation im PR der verschiedenen Meereistypen. Der Eichpunkt für MY wurde ausgetauscht gegen den Eichpunkt für dünnes Eis TI ($PR \approx 0,0$, $GR \approx 0,13$) (siehe Kreuz (X) in Abbildung 2). Dieser liegt wesentlich näher zu dem Eichpunkt

für eisfreies Wasser OW und zur oberen Begrenzungslinie des Wertebereichdreiecks, welches somit gestaucht wird und den Fehler durch Rauschen erhöht.

4.3.3 BOOTSTRAP-Algorithmus

Der von Comiso und Sullivan [1986] am Goddard Space Flight Center (GSFC) entwickelte BOOTSTRAP-Algorithmus ist eine multidimensionale Erweiterung des für die einkanaligen ESMR-Daten entwickelten Algorithmus [Zwally et al., 1983; Parkinson et al., 1987]. Er basiert auf linearen Interpolationen zwischen den Punktwolken der Helligkeitstemperaturen im Parameterraum dreier definierter Oberflächentypen. Der Formalismus und die Parametersätze wurden [(NSIDC), 1992] entnommen (siehe auch Tabelle 3). Der komplette BOOTSTRAP-Algorithmus, entwickelt für die Arktis (NSIDC-Version), nutzt die Häufigkeitsverteilung der 19 and 37 GHz vertikal polarisierten Helligkeitstemperaturen (Frequenzschema) und zusätzlich beide Polarisationen bei 37 GHz (Polarisationsschema) in den entsprechenden Streudiagrammen. In der Antarktis wird nur das Frequenzschema verwendet. Das einkanalige Polarisationschema entfällt, weil es sich zuverlässig nur auf Gebiete anwenden läßt, in denen homogene Eisverhältnisse vorherrschen, wie z. B. in den Packeisregionen der zentralen Arktis. In Gebieten, in denen das Meereis jahreszeitlichen Zyklen unterliegt (z. B. das komplette antarktische Meereisgebiet) muß aufgrund der hohen Variabilität der Schneebedeckung und des Anteils der verschiedenen Eistypen auf die zwei 19 und 37 GHz Frequenzen (Frequenzschema) zurückgegriffen werden.

Die in Abbildung 4 am Frequenzschema illustrierte BOOTSTRAP-Technik benutzt eine zweidimensionale Clusteranalyse als Alternative zu den bisher besprochenen Algorithmen. Für die Eiskonzentrationsberechnung wird angenommen, daß die Strecke \overline{AB} 100 % Meereisbedeckung, die Strecke \overline{CD} den eisfreien Ozean und die Strecke \overline{AC} die verschiedenen Eis-Ozean Mischungsverhältnisse repräsentieren.

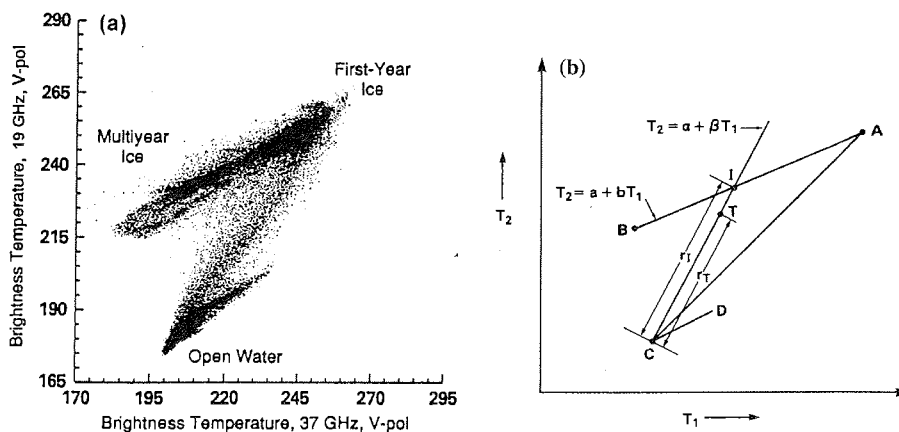


Abbildung 4: (a) Mit dem DMSP-SSM/I gemessene Helligkeitstemperaturen verschiedener Oberflächentypen in der Arktis. 37 GHz, V-polarisiert gegen 19 GHz, V-polarisiert; [Eppler, 1992]. (b) Schematisches Diagramm der BOOTSTRAP-Technik des Comiso Algorithmus zur Berechnung der Eiskonzentration, [Comiso, 1986].

Tabelle 3: In den Fallstudien verwendete Eichpunkte und Geradensteigungen des BOOTSTRAP-Algorithmus für die Südhemisphäre [(NSIDC), 1992] und pers. Mitteilung Cavalieri, 1996.

	NSIDC, 1992		Cavalieri, 1996 (BOOTSTRAP NEU)	
	Sommer	Winter	Sommer	Winter
Eisfreier Ozean Eichpunkt, T_B [K]				
19 GHz V-pol	182	182	179	179
37 GHz V-pol	205	205	202	202
Steigung: $T_B(19V) = a + b \cdot T_B(37V)$				
Eis-Gerade (a/b)	145,75/0,45	146,75/0,45	102/0,62	139/0,473
Wasser-Gerade (a/b)	21,0 /0,80	21,0 /0,80	21,0/0,80	21,0/0,80

Die Steigungen der Strecken \overline{AB} und \overline{CD} lassen sich mittels linearer Regression bestimmen. Die Eiskonzentration wird berechnet anhand der Steigung von \overline{AB} , der typischen Helligkeitstemperatur des eisfreien Ozeans und dem Verhältnis der Vektoren r_I und r_T , welche den Datenpunkt T (die gemessene Helligkeitstemperatur T_B) auf der Strecke \overline{CT} beschreiben. Dieses Verhältnis entspricht der Gleichung für die Eiskonzentration C :

$$C = \frac{T_B - T_W}{T_{\text{Eis}}} - T_W. \quad (12)$$

T_{Eis} und T_W sind Helligkeitstemperaturen von Meereis und eisfreiem Ozean. Mit Hilfe der Streudiagramme (Abbildung 4(a und b)) kann bei Verwendung des Frequenzschemas zwischen zwei Eistypen unterschieden werden.

Für den Test verschiedener Algorithmen wurden die Parametersätze aus dem NSIDC Special Report-1 [(NSIDC), 1992] und von Cavalieri, 1996 (pers. Mitteilung) angewendet. Jeder dieser Parametersätze besteht aus verschiedenen Steigungsparametern jeweils für Sommer- und Winterbedingungen und für die Eichpunkte der Eistypen und des eisfreien Ozeans (Tabelle 3). Der BOOTSTRAP-Algorithmus mit den Koeffizienten von Cavalieri, 1996 (pers. Mitteilung) wird im folgenden als BOOTSTRAP NEU bezeichnet.

Eine verbesserte Version des BOOTSTRAP-Algorithmus, welche hier nicht mehr berücksichtigt werden konnte wurde kürzlich von Comiso et al. [1997] veröffentlicht. Die Verbesserung besteht wiederum aus einem neuen Satz von Parametern, allerdings mit neuen zusätzlichen Koeffizienten, welche für einen fließenden Übergang zwischen den Sommer- und Winterparametern sorgen.

4.3.4 Unterschiede zwischen NASA TEAM- und BOOTSTRAP-Algorithmus

Im wesentlichen unterscheiden sich der NASA TEAM- und BOOTSTRAP-Algorithmus in folgenden Punkten: Sie nutzen

- unterschiedliche Kanalkombinationen
- verschiedene Referenzhelligkeitstemperaturen- bzw. emissivitäten
- unterschiedliche Sensitivitäten bezüglich der physikalischen Temperatur

Diese Punkte werden im folgenden erläutert:

– *Unterschiedliche Kanalkombinationen*

Der geophysikalische *crossstalk* bezeichnet die fehlerhafte Berechnung durch den Algorithmus als Folge der Variation eines Parameters, hervorgerufen durch einen anderen Parameter. Für die Minimierung dieses Fehlers ist es notwendig, eine Kanal-kombination zu finden, in welcher Eiskonzentration, Temperatur und Emissivität nahezu unabhängig voneinander sind. Die statistische Abhängigkeit der Kanäle des SMMR wurde von Rothrock und Thomas [1988] mittels Hauptachsentransformation (*Principal Component Analysis, PCA*)¹ untersucht. Die Analyse des mehrdimensionalen Datensatzes ergab, daß über 98 % der Varianz des Signals der Kanäle des NASA TEAM-Algorithmus durch Variationen der Eiskonzentration erklärt sind. Nach Rothrock und Thomas [1988] sind *PR* und *GR* von ähnlicher funktionaler Form wie die Hauptkomponenten, nur daß sie normiert sind. Die orthogonale Natur dieser Variablen ist in Abbildung 2 auf Seite 49 ersichtlich. Die Änderung der Eiskonzentration (*PR*-Achse) ist nahezu unabhängig von der Variation des Eistyps (*GR*-Achse). Zusätzlich sind Temperaturschwankungen durch die Verhältnisbildung reduziert. Beim BOOTSTRAP-Algorithmus können die physikalische Temperatur und die Emissivität zu einem geophysikalischen *crossstalk* führen, da keine Unabhängigkeit bei den Kanälen des Frequenzschemas vorliegt.

– *Verschiedene Referenzhelligkeitstemperaturen- bzw. -emissivitäten*

Das Meereis setzt sich aus Mischungen unterschiedlicher Eistypen mit inhomogenen Oberflächeneigenschaften zusammen (siehe Abbildung 5). Die integrierte Emissivität dieser Mischung variiert zusätzlich mit den vorherrschenden Umweltbedingungen [Eppler, 1992]. Besonders im Eisrandgebiet (*Marginal Ice Zone, MIZ*) mit geringen Eiskonzentrationen führen variable Wetterbedingungen über den oberflächennahen Wind, Seegang, Niederschlag, die Oberflächentemperatur und sich dadurch ständig ändernde Eistypenverhältnisse zu starken Variationen der Mikrowellensignatur. Diese Änderungen vollziehen sich auf wesentlich kleineren Skalen als denen des Sensorblickfelds. Dieses sogenannte *beam-filling* Problem hat zur Folge, daß Pixel mit unterschiedlicher Eisbedeckung dieselbe Signatur besitzen können. Darüberhinaus stellt die Helligkeitstemperatur eines Pixel nicht ein einfaches Mittel, sondern ein mit der horizontalen Punkt-Bild-Funktion des Sensors gewichtetes Mittel dar [Sethmann et al., 1994]. Zusätzlich unberücksichtigt bleibt die unterschiedliche Größe des effektiven Blickfelds (*footprints*) der verwendeten Frequenzen. So erniedrigt sich die Eiskonzentration, wenn der 19 GHz *footprint* Anteile von eisfreiem Wasser enthält und der kleinere 37 GHz *footprint* völlig mit Meereis gefüllt ist, weil das *GR* erhöht wird [Hunewinkel, 1996]. Hinsichtlich der möglichen Schwankungen der Emissivität wurde von Comiso et al. [1997] die Sensitivität beider Algorithmen bestimmt. Hierfür wurde die Helligkeitstemperatur jedes Kanals mit einem Modell beliebig um 1 K variiert. In Tabelle 4 und Tabelle 5 auf Seite 55 sind die Ergebnisse dieser Studie zusammengefaßt. Signifikante Unterschiede wurden dabei nicht gefunden, da bei 100 % Eisbedeckung der BOOTSTRAP-Algorithmus eine Sensitivität von 1,9 %/K und der NASA TEAM-Algorithmus von 1,5 %/K aufweist.

¹ Die PCA wird verwendet, um lineare Abhängigkeiten mehrdimensionaler Datensätze aufzudecken und erlaubt eine Aussage über die maximale Anzahl gewinnbarer Parameter [Jolliffe, 1986].

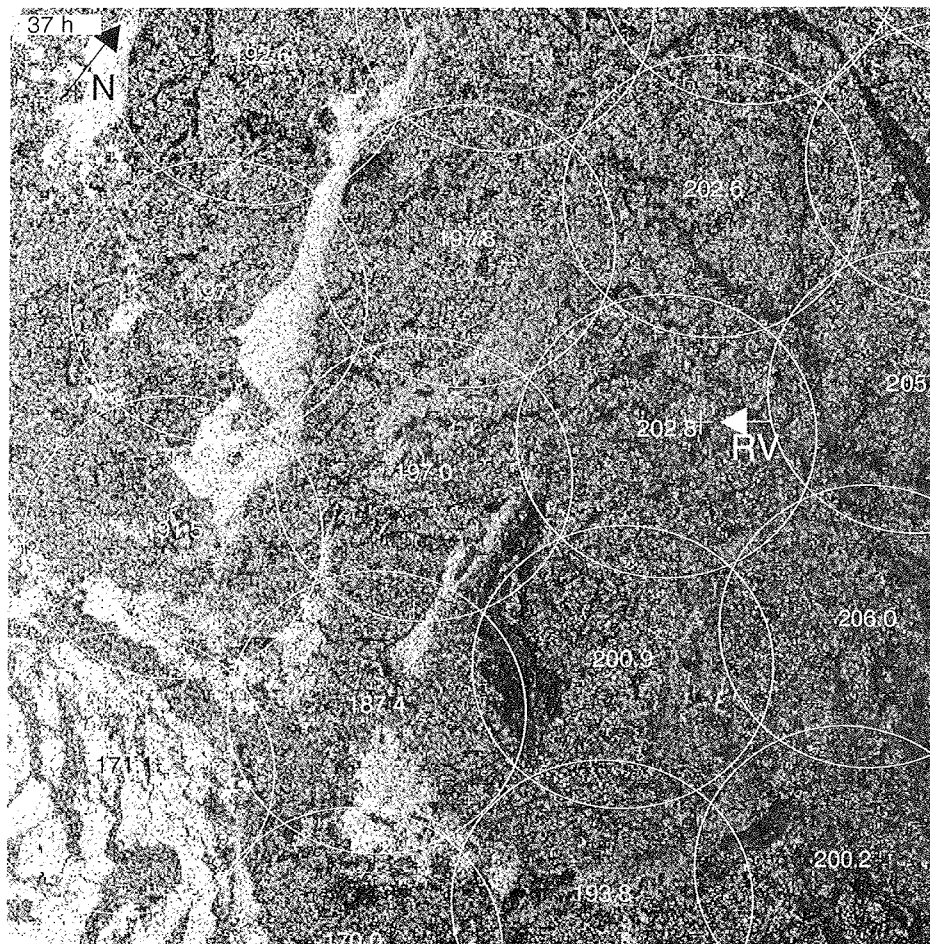


Abbildung 5: SAR-Szene mit den skizziert dargestellten Flächen (1000 km^2) des effektiven Blickfeldes des horizontal polarisierten 37 GHz SSM/1-Kanals und der dem jeweiligem Blickfeld entsprechenden Helligkeitstemperatur. Helle Grauwerte des SAR-Bildes entsprechen dem hohen Radarrückstreuquerschnitt einer durch Oberflächenwind aufgerauten Wasseroberfläche bzw. einer rauhen Eisoberfläche. Dunkle Grauwerte stellen z. B. eine glatte Wasseroberfläche oder die glatte Oberfläche neuen Eises dar. Die Kantenlänge des Bildes beträgt 100 km [Fuhrhop und Simmer, 1997].

Tabelle 4: Sensitivitäten der antarktischen Eistypen A und B des NASA TEAM-Algorithmus bei verschiedenen Eiskonzentrationen. Koeffizienten in %/K [Comiso et al., 1997].

δC	Eistyp A			Eistyp B		
	100 %	50 %	15 %	100 %	50 %	15 %
$\delta T_B(19H)$	1,2	0,9	0,8	1,2	0,8	0,6
$\delta T_B(19V)$	0,3	0,1	0,5	0,3	0,1	0,4
$\delta T_B(37V)$	0,8	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8
$\delta T_B(RSS)$	1,5	1,2	1,3	1,5	1,1	1,1

Tabelle 5: Sensitivitäten der Frequenzschema Parameter der Südhemisphäre des BOOTSTRAP-Algorithmus. A und D bezeichnen die FY und OW Eichpunkte der gemessenen Pixel in Abbildung 4 auf Seite 51, [Comiso et al., 1997].

Frequenzschema Parameter	δC für $C = 100\%$		δC für $C = 50\%$	
	A	D	A	D
T_S	0,9100	0,9110	0,4553	0,4554
$T_{1,ow}$	0,0005	0,0013	0,0002	0,0006
$T_{2,ow}$	0,0002	0,0006	0,0001	0,0001
$T_{1,ic}$	0,8236	1,3356	0,4118	0,6678
$T_{2,ic}$	0,5497	0,4235	0,2749	0,3669
$T_B(V19)$	1,7361	1,7361	0,8680	0,8681
$T_B(V37)$	0,8212	0,8212	0,4106	0,5882
RSS	1,9205	1,9205	0,9602	0,9602

– *Unterschiedliche Sensitivitäten bezüglich der physikalischen Temperatur*

Aufgrund der Eindringtiefe der Mikrowellenstrahlung wird die Messung des Sensors bei hinreichend trockener Schneeauflage weniger von der physikalischen Oberflächentemperatur der Schneeauflage des Eises als von der Temperatur der Schnee/Eis Grenzschicht $T_{S/E}$ beeinflusst. Ist die Temperatur der Grenzschicht höher als die Oberflächentemperatur so unterschätzt der BOOTSTRAP-Algorithmus die Eiskonzentration [Comiso et al., 1997]. Wie in-situ Messungen im Weddellmeer gezeigt haben, sind die Temperaturschwankungen dieser Grenzschicht erheblich geringer als die der Oberflächentemperatur [Comiso et al., 1989]. Mit Hilfe von Regressionsrechnungen konnte folgende Beziehung gefunden werden

$$T_{S/E} = -3,2 + 0,0237 \cdot T_{Phy}. \quad (13)$$

Beobachtete Schwankungen der Lufttemperatur T_{Phy} von -5 bis -45 °C führen demnach nur zu einer Änderung der Grenzschichttemperatur $T_{S/E}$ von -4 bis -14 °C. Daraus resultiert ein Fehler in der Eiskonzentration des NASA TEAM-Algorithmus von 2 bis 5 % (0,7 %/K). Für den BOOTSTRAP-Algorithmus ergibt sich ein Fehler von 0,9 %/K.

4.4 Fallstudien

4.4.1 Untersuchungsgebiete und Gitter-Projektion

Der Algorithmusvergleich und die Entwicklung der meteorologischen Korrektur zur Verbesserung der Algorithmenergebnisse erfordern ein Projektionsgitter, in welches die Daten der verschiedenen Sensoren gebracht werden, um miteinander verglichen werden zu können. Es wurde ein Teilbereich des polarstereographischen SSM/I-Gitters² (Abbildung 6). Dieser Ausschnitt (im folgenden PELI-grid genannt) um-

² Die *Sea Ice Concentration Grids for the Polar Regions* wurden zur kontinuierlichen Beobachtung der Polarregionen mit den passiven Mikrowellensensoren SMMR und SSM/I von der NASA definiert und beinhaltet in der Antarktis 316×332 Gitterpunkte mit einer Auflösung von 25 km, (ausführliche Beschreibung siehe [(NSIDC), 1992]).

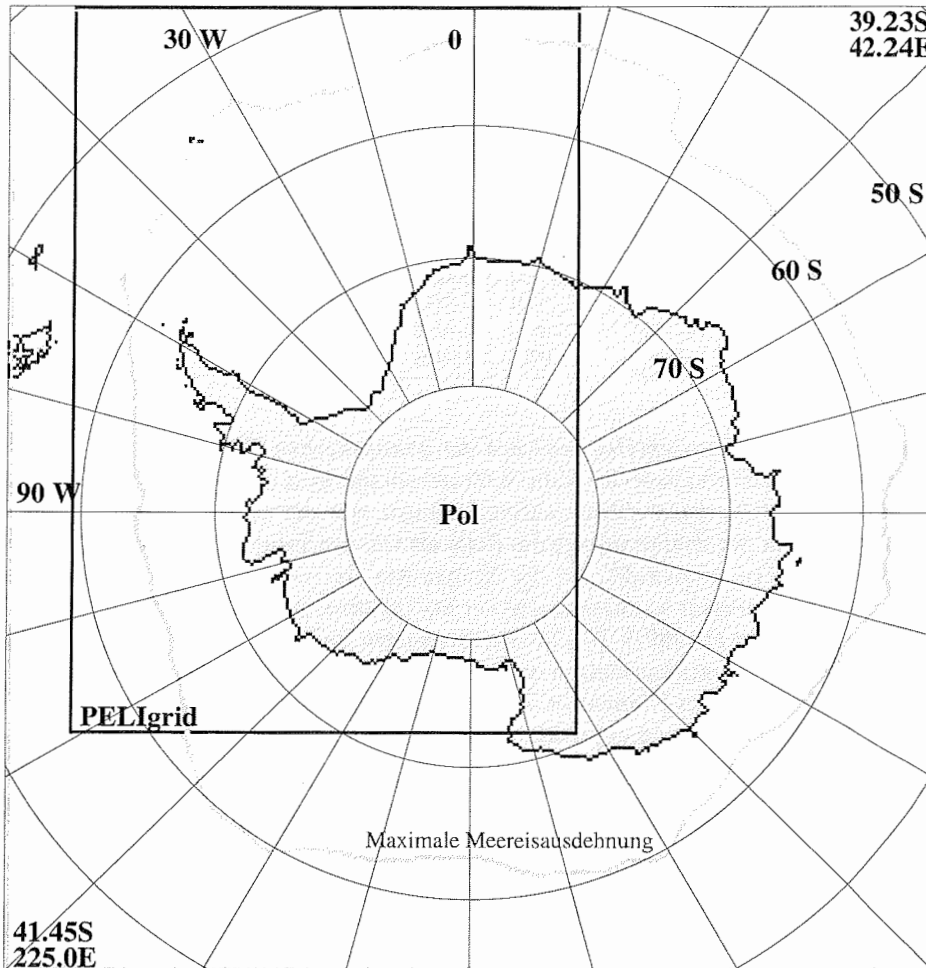


Abbildung 6: SSM/I-Gitter mit eingezeichnetem PELI-grid und maximaler Meereisausdehnung.

faßt ein Gebiet von $4300 \times 6250 \text{ km}^2$ und beinhaltet die antarktische Halbinsel, das Weddellmeer und die Bellingshausensee mit ihren angrenzenden Seegebieten (Abbildung 7). Das Weddellmeer ist die einzige Region, in welcher nennenswerte Meereisflächen den Sommer überdauern und sich zweijähriges Eis bilden kann. Sowohl das Weddellmeer also auch die Bellingshausensee zeichnen sich durch eine hohe Variabilität in der Eisbedeckung aus und sind durch eine große Anzahl von Meßkampagnen relativ gut erforscht. Die geographischen Koordinateneckpunkte des PELI-grids sind der Abbildung 7 entnehmbar. Für die Mikrowellendaten wurde eine horizontale räumliche Auflösung des Gitters von 25 km (entsprechend 172×250 Gitterpunkten) und für die AVHRR-Daten ein 5 km Gitter (850×1250) verwendet. Hochaufgelöste AVHRR-Daten (1,1 km) wurden in Teilbereichen des Gitters für Sommer- und Winterfallstudien genutzt.

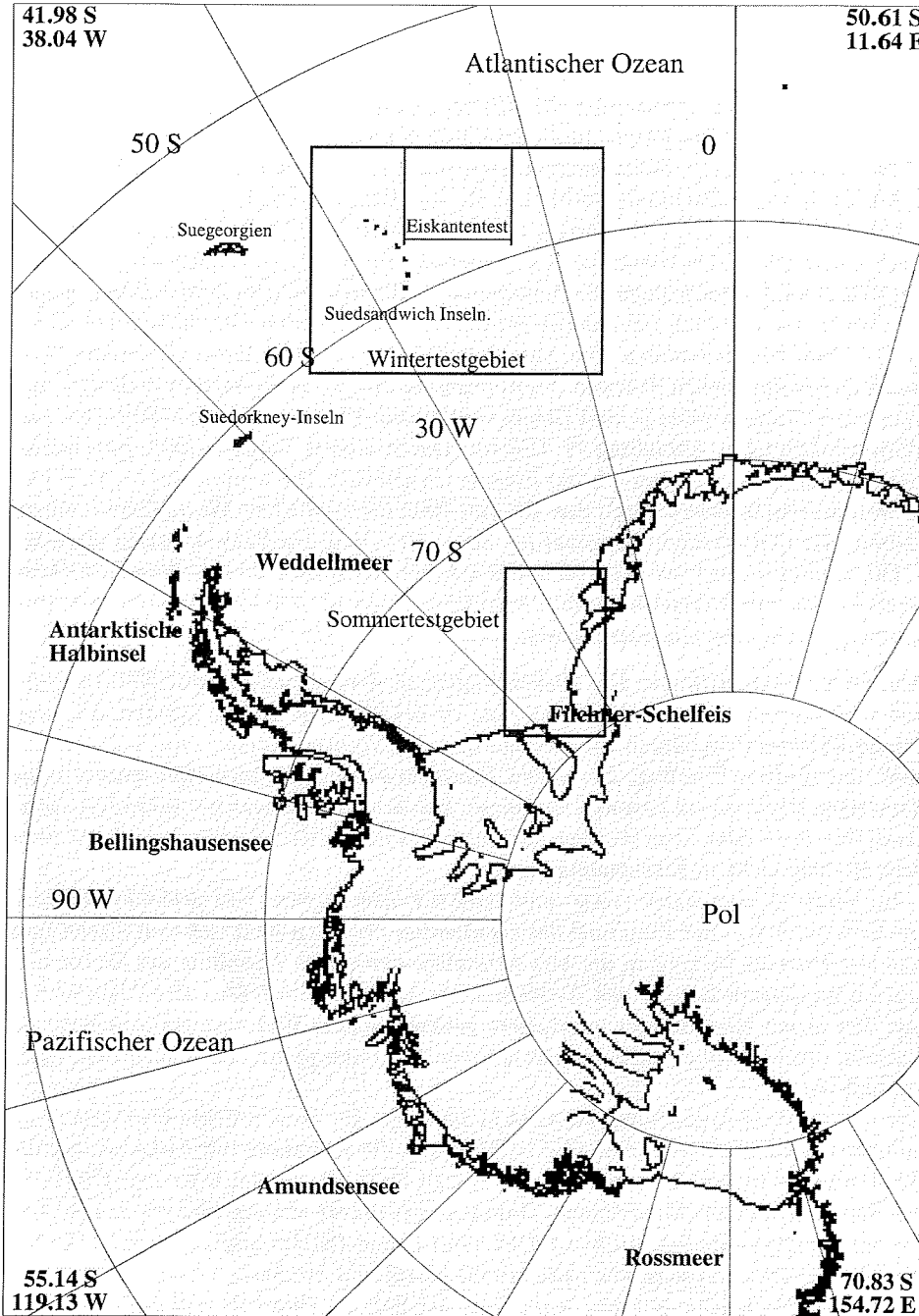


Abbildung 7: Übersichtskarte der Testgebiete mit den Isolinien der Küsten- und Schelfgebiete der Antarktis und mit den Gebieten der verschiedenen Fallstudien.

4.4.2 Überblick-Szenerie

In diesem Abschnitt werden die Algorithmen auf die ins Testgitter gebrachten original Schwad-Daten angewendet. Die Helligkeitstemperaturen wurden nach der Methode des nächsten Nachbarn (*nearest neighbour methode*) [Burns et al., 1992] in das 25 km Gitter gebracht. Eiskonzentrationen sind berechnet worden für die Zeiträume 4. bis 12. Februar (Sommer) und 6. bis 31. Juli 1992 (Winter).

Die Meereis-Algorithmen werden auf fünf antarktische Szenen angewendet. Die erste Szene deckt das komplette Testgebiet ab, um einen Überblick zu geben und um den Einfluß mesoskaliger Wettersysteme zu illustrieren. Die Daten dieser Szenerie setzen sich aus fünf aufeinander folgenden, aufsteigenden Überflügen des SSM/I am 13. Juli 1992 zusammen. Die Aufnahmen erstrecken sich damit über einen Zeitraum von knapp sieben Stunden. Stellvertretend für die prozessierten Sommer- und Winterzeiträume werden je zwei Gebiete auf lokaler Ebene untersucht (Sommer- und Winterfallstudie in Abbildung 7). Das mit Daten vom 9. Februar 1992 untersuchte Gebiet befindet sich im Bereich des Filchner-Schelfeises. Die winterlichen Verhältnisse werden repräsentiert durch den 13. Juli 1992 im nördlichen Weddellmeer, einem Gebiet, das den Eisrand (*Marginal Ice Zone*, MIZ) und den Packeisbereich abdeckt.

Die Abbildungen 8 auf Seite 60 und 9 auf Seite 60 zeigen die berechneten Eiskonzentrationen zum Vergleich der drei Algorithmen am 13. Juli 1992. Die Unterschiede lassen sich wie folgt charakterisieren:

- BOOTSTRAP-Algorithmus: Die Diskontinuität in dem sichelförmigen Wettersystem mit fehlerhaften Eiskonzentrationen von 10 bis 20 % am linken unteren Bildrand wurde hervorgerufen durch die Verlagerung des Frontensystems zwischen dem ersten und fünften Überflug. Die hohen Konzentrationen des Meereises weisen keine derartigen Diskontinuitäten auf, weil dieses sich erheblich langsamer verändert. Wettereffekte über dem Meer werden also nur teilweise unterdrückt, während sie über dem Packeis nicht in Erscheinung treten.

Im Vergleich zum NASA TEAM- und THIN ICE-Algorithmus läßt sich ein signifikanter Unterschied in der Zunahme des Gradienten zwischen dem eisfreien Ozean und hundert Prozent Meereis in der MIZ feststellen sowie eine Abnahme der Eiskonzentration im inneren Bereich des Weddellmeeres und nahe der Küste. Der Algorithmus mit den neuen Koeffizienten produziert generell höhere Eiskonzentrationswerte im Packeis, resultiert aber auch in einer höheren Wetterempfindlichkeit über dem Meer (Tabelle 6).

- Der NASA TEAM-Algorithmus ist nicht in der Lage, die Wettereffekte über dem Meer komplett herauszufiltern. Auffällig ist hingegen die Abnahme der Eiskonzentration des Packeises in der Amundsensee um bis zu 50 % im Vergleich zu den Ergebnissen der BOOTSTRAP-Algorithmen. Dieses ist besonders erwähnenswert, weil es sich (a) um ein ungewöhnlich starken Effekt handelt und (b) der atmosphärische Einfluß die Eiskonzentration normalerweise erhöht (Kapitel 6 auf Seite 89) und nicht zu einer starken Erniedrigung führt, wie es hier der Fall ist. Dies läßt sich nur durch eine die Emissivität erniedrigende nasse Eisoberfläche infolge von Regen und Schmelzen im Einflußbereich der Warmfront des Tiefdruckgebietes erklären. Entlang der Bellingshausen- und Amundsensee sind die Eiskonzentrationen generell geringer als die des BOOTSTRAP-Algorithmus.

Tabelle 6: Eisausdehnung und mittlere Eiskonzentration des Packeises und des Eisrandes der Algorithmen.

	Eiskonzentration $\geq 30\%$		Eiskonzentration $< 30\%$	
	Eiskonzentration [%]	Ausdehnung [10^3 km^2]	Eiskonzentration [%]	Ausdehnung [10^3 km^2]
THIN ICE	87,06	9339	19,8	650
NASA TEAM	84,02	9365	20,39	623
BOOTSTRAP	86,16	9403	16,64	1238
BOOTSTRAP NEU	87,43	9473	16,14	1660

- Der THIN ICE-Algorithmus produziert generell höhere Werte, besonders in der Bellingshausen- und Amundsensee sind dessen Eiskonzentrationen erheblich höher als die des NASA TEAM-Algorithmus. Das Gebiet stark erniedrigter Eiskonzentrationen in Bereich der Warmfront weist eine geringere räumliche Ausdehnung und auch eine geringere Erniedrigung der Werte auf. Der Einfluß des Wetters über dem eisfreien Ozean entspricht flächenmäßig dem des NASA TEAM-Algorithmus, wobei die Höhe der ermittelten Werte geringer ist.

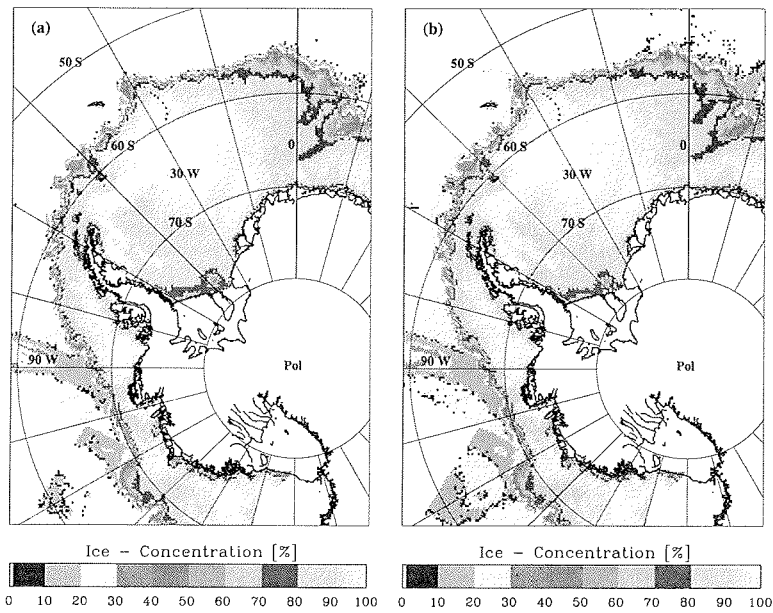


Abbildung 8: SSM/I Eiskonzentration des BOOTSTRAP-Algorithmus berechnet mit verschiedenen Koeffizienten am 13. Juli 1992. Alte Koeffizienten (a) und neue Koeffizienten (b).

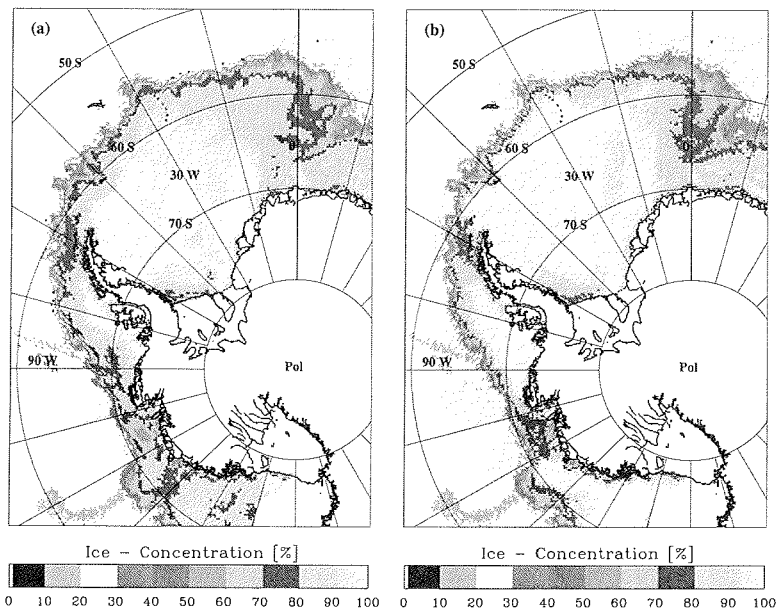


Abbildung 9: SSM/I Eiskonzentration des NASA TEAM- (a) und THIN ICE-Algorithmus (b) im Testgebiet am 13. Juli 1992.

4.4.3 Detailstudien

Eine genauere Betrachtung der verschiedenen Ergebnisse der Eiskonzentrationsberechnungen auf lokaler Ebene erfordert zusätzliche Information, idealer Weise in-situ Messungen des untersuchten Gebietes. Da diese auf Grund der geographischen Lage nur selten und in begrenztem Umfang zu erhalten sind, bleibt nur die Möglichkeit auf höher aufgelöste Daten von Sensoren wie z. B. das im Infrarot messende AVHRR zurückzugreifen. Prinzipiell ist die Berechnung der Eiskonzentration im unbewölktem Fall auch mit den gemessenen Strahlungsflußdichten des AVHRR möglich [Burns et al., 1992]. In diesem Fall wurde jedoch darauf verzichtet, weil die Algorithmen extrem von der hier nicht genau bekannten und örtlich stark variablen Oberflächentemperatur des Eises abhängig sind. Die Berechnung der Eiskonzentration mit AVHRR-Daten erfordert zur Kalibrierung Gebiete mit offenem Wasser und geschlossener Eisdecke und ist umso genauer, je kleiner der betrachtete Bereich ist. Dabei ergibt sich ein grundsätzliches Problem bei der linearen Interpolation von AVHRR-Eiskonzentrationen. So kann die Oberflächentemperatur einer bestimmten Meereisverteilung in der MIZ erheblich höher sein wie dieselbe Eisverteilung im Packeis und zu einer zu niedrigen Eiskonzentrationsabschätzung führen. Weiterhin läßt die Größe der für diese Studie ausgewählten Regionen einen qualitativen Vergleich zwischen den Eiskonzentrationen nicht sinnvoll erscheinen. Um die visuelle Interpretation der AVHRR-Szenen (Abbildung 10 bzw. siehe Farbbeilage) zu erleichtern wurde eine Falschfarbendarstellung gewählt, welche der gewohnten Wahrnehmung von Wasser und Eis entspricht (Wasser = blau und Eis = weiß).

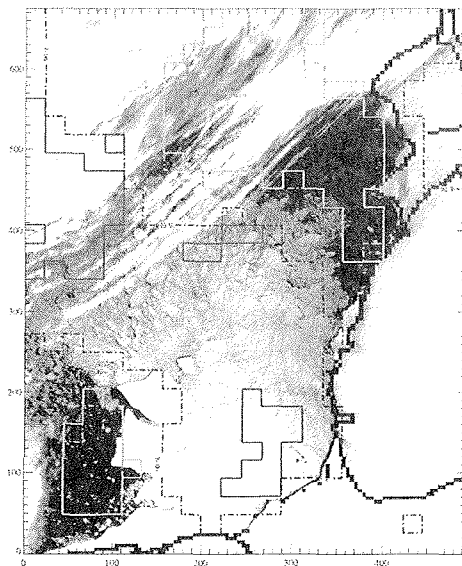


Abbildung 10: AVHRR Kanal 4 Bild mit eingetragenen Eiskonzentrations-Konturlinien (30 und 90 %) des BOOTSTRAP-Algorithmus (durchgezogene Linie) und NASA TEAM-Algorithmus (unterbrochene Linie) im Sommer Testgebiet am 9. Februar 1992 (siehe Farbbeilage). Bildgröße: 550 × 750 km².

Antarktischer Sommer

Die Abbildung 10 (siehe auch Farbbeilage) zeigt ein ca. $550 \times 750 \text{ km}^2$ großen Ausschnitt des südlichen Weddellmeeres (siehe Abbildung 6 auf Seite 56) aufgenommen im Südsommer am 9. Februar 1992 mit dem im Infrarot messenden Kanal 4 des AVHRR. Im Bild rechts und unten ist der antarktische Kontinent mit seinen Schelfeisgebieten z. B. dem großen Filchner-Schelfeis mit einer Küstenpolynya³ (unten rechts) zu erkennen. Quer durch den oberen Bildbereich verlaufen bänderförmige Wolkenstrukturen die die Meeresoberfläche verdecken. Ebenso von Wolken verdeckt wird der Randbereich der offenen Meeresfläche unten links. Deutlich treten mehrere Tafelberge aus der mit Meereis bedeckten Fläche (Bildmitte) hervor. Diese Tafelberge sind von der Schelfeiskante des Filchner-Schelfeises abgebrochen und dort aufgrund der geringen Wassertiefe gestrandet. Einzelne Eisschollen von 1 bis ca. 50 km Durchmesser lassen sich im Treibeisfeld identifizieren.

Zur Überprüfung der Eiskonzentrationsalgorithmen sind die Eiskonzentrationen für diese Szene aus SSM/I-Daten berechnet und die sich daraus ergebenden 30 % und 90 % Konturlinien der Eiskonzentrationen des BOOTSTRAP- und NASA TEAM-Algorithmus über das Bild gelegt worden. Die 30 % Linie entspricht dem Packeisrand und die 90 % Linie steht für ein nahezu geschlossenes Eisfeld. Das geschlossene Eisfeld wird von dem NASA TEAM-Algorithmus (unterbrochene rote Linie) gut erkannt, wobei die Tafelberge korrekt als Gebiet mit geringerer Eiskonzentration erkannt werden, da es sich hierbei um Süßwassereis mit geringerer Emissivität handelt. Der BOOTSTRAP-Algorithmus identifiziert mehrere kleine und nicht zusammenhängende Bereiche des Eisfeldes als geschlossenes Packeis (pinkfarbene Linie) welche sich visuell nicht von der mittelbaren Umgebung unterscheiden und deshalb nicht mit dem IR-Bild korrespondieren.

Die überwiegend übereinander verlaufenden 30 % Konturlinien beider Algorithmen zur Identifizierung der Packeisgrenze stimmen mit dem AVHRR-Bild gut überein. Die Isolinie des NASA TEAM-Algorithmus stimmt mehr mit kleinskaligen Variabilitäten in der Eisbedeckung überein als die des BOOTSTRAP-Algorithmus, weil der NASA TEAM-Algorithmus das Polarisationsverhältnis (PR) zur Bestimmung des Anteils an offenem Wasser verwendet (Gleichung (5)). Dieses separiert das offene Wasser vom Eisfeld aufgrund der Polarisationsseigenschaften des Wassers besser als der BOOTSTRAP-Algorithmus, welcher nur das Verhältnis der 19V/37V GHz-Kanäle nutzt (siehe Abschnitt 4.3 auf Seite 47). Insgesamt stimmen die Ergebnisse des BOOTSTRAP-Algorithmus in dieser Untersuchung unter den Schmelzbedingungen des Sommers weniger mit den Details des AVHRR-Bildes überein als die des NASA TEAM-Algorithmus.

Zur Differenzierung der beiden verschiedenen Parametersätze des BOOTSTRAP- und BOOTSTRAP NEU-Algorithmus im Vergleich zum NASA TEAM-Algorithmus wurden die entsprechenden Eiskonzentrationsdifferenzen zwischen den Algorithmen berechnet und jeweils in den Abbildungen 11 auf Seite 65 und 12 auf Seite 65 dem Infrarotbild gegenübergestellt.

³ Küstenpolynyas sind Gebiete eisfreien Ozeans oder dünnen Eises entlang der polaren Küsten. Sie spielen für den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre und die damit verbundene Eisproduktion eine große Rolle.

Tabelle 7: Differenzen der Eiskonzentrationen der BOOTSTRAP-Algorithmen mit dem NASA TEAM-Algorithmus.

	BOOTSTRAP – NASA TEAM				BOOTSTRAP NEU – NASA TEAM			
	RMS	Bias	Max. Diff.	#	RMS	Bias	Max. Diff.	#
Sommer	9,7	2,72	43	768	6,7	4,49	21	768
Winter	4,4	3,51	23	2365	5,1	5,10	25	2365

Der Abbildung 11 auf Seite 65 ist zu entnehmen, daß die Differenzen unter Sommerbedingungen zwischen den Ergebnissen mehr als 40 % betragen, wobei die mittlere Differenz 9,7 % (Tabelle 7) beträgt. Die Unterschätzung der Sommereiskonzentration des BOOTSTRAP relativ zum NASA TEAM-Algorithmus kann in der größeren Empfindlichkeit der Polarisierung des 37 GHz-Kanals in bezug auf die niedrige Emissivität schmelzender Schnee- oder Eisoberflächen liegen. Die größten Differenzen wurden in einem Gebiet gefunden, wo 10 % Eis mit mehreren großen Tafelgebirgen anhand des AVHRR Bildes visuell identifiziert werden konnte (Abbildung 11 auf Seite 65). In diesem Gebiet produziert der NASA TEAM-Algorithmus Eiskonzentrationen, welche sehr gut mit dem AVHRR-Bild korrespondieren, wohingegen der BOOTSTRAP-Algorithmus sehr geringe Werte zeigt. Es treten Unterschiede bis zu 45 % auf.

Die Verwendung des neuen Parametersatzes für den BOOTSTRAP-Algorithmus (Abbildung 12 auf Seite 65) resultiert in einer starken Erhöhung vor allem höherer Eiskonzentrationen. Der Bereich des geschlossenen Packeises (90–100 % Eiskonzentration) entspricht nun nahezu dem des vom NASA TEAM-Algorithmus erkannten Bereiches. Allerdings wurde dieses nur auf Kosten der Detektierung offenen Wassers erreicht, weil in großen Bereichen des sicher eisfreien Gebietes (im Bild oben rechts) der BOOTSTRAP NEU-Algorithmus Eiskonzentrationen von 20 bis 30 % anzeigt. Die Streudiagramme in Abbildung 13 auf Seite 66 beschreiben die Unterschiede in den ermittelten Eiskonzentrationen der BOOTSTRAP-Algorithmen im Sommer jeweils im Vergleich mit den Ergebnissen des NASA TEAM-Algorithmus. Besonders deutlich veranschaulichen sie die Verschiebung der hohen Eiskonzentrationen des BOOTSTRAP (Abbildung 13(links) auf Seite 66) zu höheren Werten beim BOOTSTRAP NEU-Algorithmus (Abbildung 13(rechts) auf Seite 66). Die Eiskonzentrationen des BOOTSTRAP welche im Mittel geringer waren als die des NASA TEAM-Algorithmus liegen nun mit dem neuen Parametersatz über das gesamte Spektrum um bis zu 15 % höher. Ferner kann in Abbildung 13(links) auf Seite 66 zu erkennen, daß der BOOTSTRAP-Algorithmus zu geringeren Eiskonzentrationen in dem Bereich zwischen 60 und 100 % tendiert. Genau umgekehrt ist das Verhältnis zwischen 5 und 25 % NASA TEAM-Eiskonzentration. In diesem Intervall liegen die BOOTSTRAP-Werte systematisch höher. Die sich ergebenden Datenpunkte liegen alle wenig über oder unter der 1 : 1 Korrelationslinie, wobei die Streuung bei hohen Werten am höchsten ist. Die Korrelation zwischen beiden Algorithmen beträgt 0,982 bei einer hohen Standardabweichung von 9,7 K.

Die Genauigkeit der Algorithmen unter winterlichen Eiswauchsbedingungen zu vergleichen wird ermöglicht durch die Auswahl eines ca. $1350 \times 1100 \text{ km}^2$ großen AVHRR-Bildausschnitts des nördlichen Weddellmeeres (siehe Abbildung 6 auf Sei-

te 56). In der Bildmitte links der Abbildung 15 auf Seite 67 (siehe Farbbeilage) befindet sich die aus sieben Hauptinseln bestehende Gruppe der südlichen Sandwich-Inseln (siehe auch Ausschnittsvergrößerung Abbildung 16 auf Seite 68). Auf der Leeseite einiger der Sandwich-Inseln sind große durch Wind und Strömung hervorgerufene eisfreie Gebiete zu sehen, welche sich weit bis ins Packeis hinein fortsetzen. Deutlich zu erkennen sind mehrere Gebiete mit unterschiedlicher Bewölkung. Zum einen die sich hell (kalt) über dem dunklen (warm) eisfreien Ozean abhebenden Cumulus-Wolkenstraßen und zum anderen die sich dunkel (also wärmer als der Untergrund) oder teilweise transparent abhebenden mehr stratiformen Wolken über dem Eis (unten links und rechter Bildrand).

Hier wird ersichtlich, warum die Berechnung der Eiskonzentration aus AVHRR-Daten mit großen Ungenauigkeiten verbunden ist. Die geringen Eiskonzentrationen der MIZ haben zum Teil die gleiche Temperatur wie die Wolken über dem Ozean und über dem Eis, welches bei der Berechnung der Eiskonzentration zu gleichen Werten führen würde. Unterscheidbar sind diese Bereiche nur durch Zusatzinformationen oder entsprechende Erfahrung bei der visuellen Analyse und Interpretation von Satellitenbildern. So lassen sich in den Abbildungen 15 auf Seite 67 und 16 auf Seite 68 Wolken von Eis in der MIZ trennen durch die Kenntnis der unterschiedlichen vom oberflächennahen Wind erzeugten Strukturen.

Abeisige Winde (vom Eis auf das Meer gerichtete Strömung) advehieren sehr kalte und trockene Luft über den verhältnismäßig warmen Ozean und führen dort durch Labilisierung der Schichtung der Atmosphäre zu Konvektion und der damit verbundenen Wolkenbildung. Die Bewölkung nimmt mit zunehmender Entfernung vom Eisrand zu, weil die Luftmassen sich erwärmen und feuchter werden. Die so entstehenden Wolkenstraßen⁴ sind in dem hier betrachteten Fall senkrecht zum Eisrand ausgerichtet. Die gleichen abeisigen Winde verursachen in der MIZ sich in Bändern großräumig ablösende Eisteppiche, welche parallel zum Eisrand ausgerichtet sind. In dem hier betrachteten Bild lassen sich Wolken als vertikal ausgerichtete Strukturen und Eisbänder als horizontale Strukturen identifizieren. Dünne stratiforme Bewölkung bzw. Nebel- oder Dunstschleier über dem Eis lassen sich jedoch kaum von Regionen mit lokal schwankender Oberflächentemperatur trennen, da die Struktur des Eises (Schollengrenzen und Eisrinnen) weitherhin erkennbar bleibt, weil diese Schleier bei genügend niedriger optischer Dicke teilweise transparent sind. Hinzu kommt, daß sich Wolken über Eis keinesfalls immer mit höherer Temperatur abbilden, sondern häufig eine kältere Wolkenoberkantentemperatur besitzen und so hohe Eiskonzentrationen vortäuschen können. Bei der Abschätzung der Eiskonzentration ist demnach mehr auf die erkennbaren Strukturen als auf den absoluten Temperaturwert der Messung zu achten.

⁴ Wolkenstraßen bilden sich aufgrund dynamischer und thermischer Instabilität parallel zur Windrichtung. Ursache sind Konvektionsrollen (Schraubenwirbel) mit horizontaler Achse, die in Windrichtung angeordnet sind, wobei der aufsteigende Ast bei ausreichender Feuchtigkeit durch Wolkenbildung gekennzeichnet ist. Die vertikale Entwicklung der Konvektionsströme wird durch eine Inversionsschicht auf eine Höhe von 1000 bis 2000 m begrenzt. Wolkenstraßen können mehrere 100 km lang werden. Der Abstand zwischen ihnen beträgt 3–5 km.

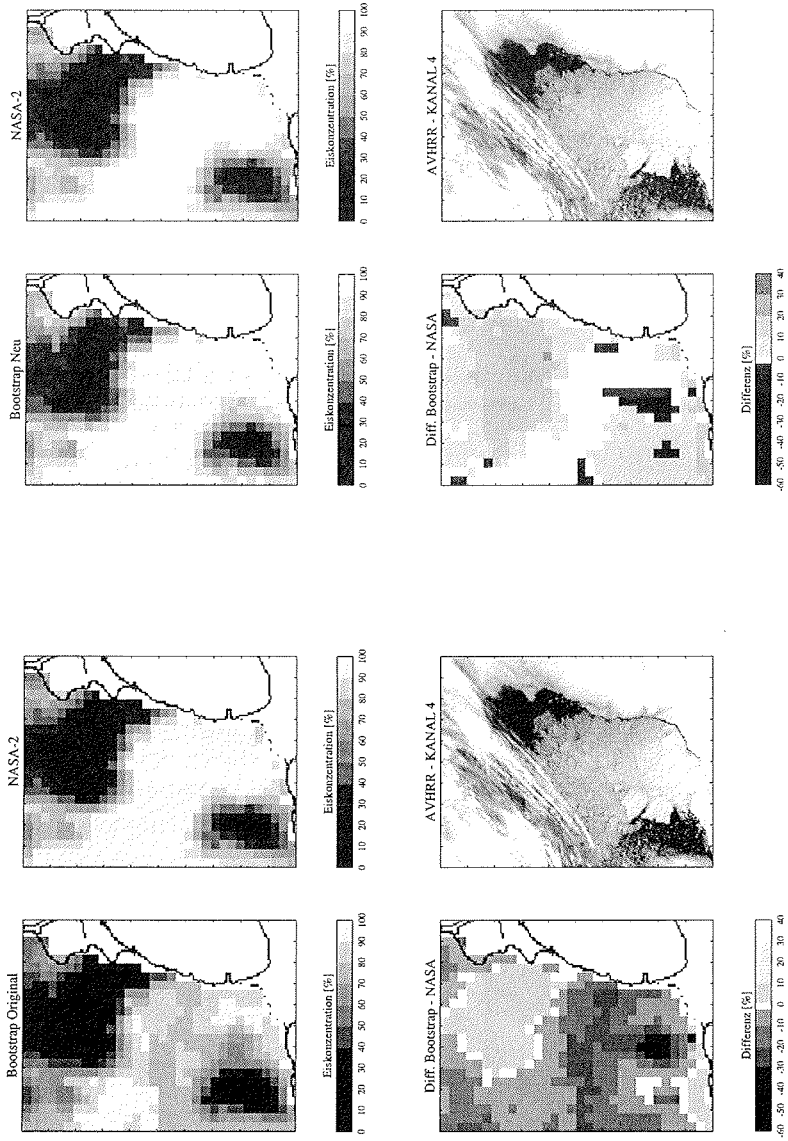


Abbildung 11: SSM/I Eiskonzentrationen des BOOTSTRAP (links oben), NASA TEAM-Algorithmus (rechts oben), die Differenz zwischen beiden (unten links), und ein AVHRR-Bild (rechts unten) desselben Weddellmeergebietes am 9. Februar 1992.

Abbildung 12: SSM/I Eiskonzentrationen des BOOTSTRAP NEU (links oben), NASA TEAM-Algorithmus (rechts oben), die Differenz der beiden (links unten), und ein AVHRR-Bild (rechts unten) desselben Weddellmeergebietes am 9. Februar 1992.

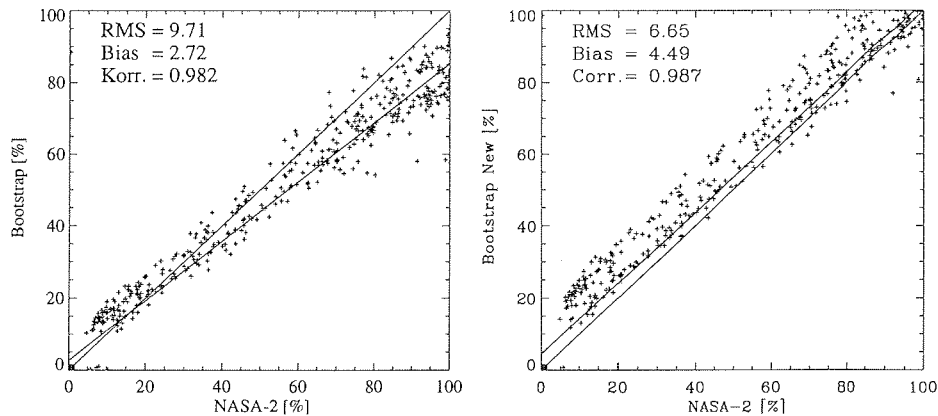


Abbildung 13: Streudiagramme der mit den BOOTSTRAP und BOOTSTRAP NEU (links) und BOOTSTRAP NEU und NASA TEAM-Algorithmen (rechts) berechneten Eiskonzentration unter Sommer Konditionen.

Antarktischer Winter

Aus den Streudiagrammen der Abbildung 14 geht hervor, daß der NASA TEAM-Algorithmus im gesamten Bereich der Eiskonzentrationen geringere Eiskonzentrationen erzeugt, wobei die Differenzen bei höheren Konzentrationen am höchsten sind. Die Abweichungen zwischen BOOTSTRAP- und NASA TEAM sind mit einem Bias von 3,52 geringer als zwischen BOOTSTRAP NEU- und NASA TEAM (Bias: 5,10).

In der Abbildung 15 (siehe Farbbeilage) fällt die gute Übereinstimmung der 30 % Eiskonzentrationsisolinien des BOOTSTRAP- und NASA TEAM-Algorithmus auf (gelbe durchgezogene Linie und rote unterbrochene Linie am oberen Bildrand). Der doppelte Eisrand oben rechts im Bild wurde durch einen fehlerhaften Abtaststreifen innerhalb der SSM/I-Daten verursacht. Die Differenzierung zwischen eisfreiem Ozean

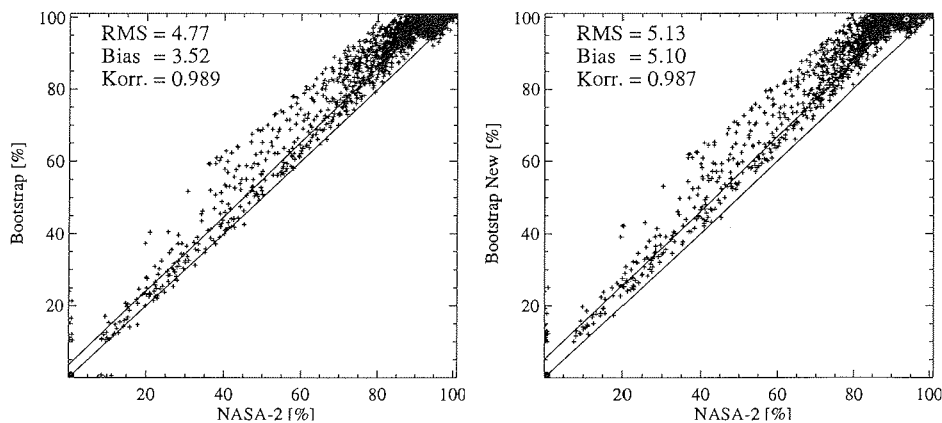


Abbildung 14: Streudiagramme der mit den BOOTSTRAP- und BOOTSTRAP NEU (links) und BOOTSTRAP NEU und NASA TEAM-Algorithmen (rechts) berechneten Eiskonzentration unter Winter Konditionen.

und Meereis gelingt beiden Algorithmen in gleichem Maße. Auffällig sind hingegen die großen Abweichungen zwischen beiden 90 % Konturlinien. Der Verlauf der NASA TEAM-Isolinie (rote unterbrochene Linie) läßt sich in der linken Bildhälfte besonders gut mit dem im AVHRR-Bild ab dort sehr kompakten Eisverhältnissen in Verbindung bringen (siehe auch Abbildung 16). Außerhalb dieser Isolinie befinden sich durchweg lockerere Eisformationen als innerhalb, während die Isolinie des BOOTSTRAP-Algorithmus (gelbe Linie) gerade in der rechten Bildhälfte scheinbar mehr oder weniger willkürlich durchs Eisfeld verläuft.

In den Abbildungen 17 auf Seite 69 und 18 auf Seite 70 in denen unter anderem die Differenzen zwischen dem BOOTSTRAP- und BOOTSTRAP NEU Algorithmen und dem NASA TEAM-Algorithmus dargestellt sind, fällt auf, daß der BOOTSTRAP NEU-Algorithmus generell um bis zu 23 % höhere Werte ermittelt. Die größten Unterschiede treten in MIZ am linken Bildrand auf. Die Ausschnittsvergrößerung Abbildung 16 mit zwei Isolinien des NASA TEAM-Algorithmus gibt genau diesen Bereich detailliert wieder. Die dargestellte 65 % Konturlinie umschließt den Bereich des Eisfeldes in welchem sich noch größere Eisschollen mit relativ viel offenem Wasser identifizieren lassen, während außerhalb dieser Linie keine Strukturen mehr erkennbar sind. In diesem äußere bereits dem Seegang unterworfenen Bereich berechnen die BOOTSTRAP- Algorithmen bis zu 70 % Eiskonzentration, obwohl sich dort nur noch kleine Schollen, Pfannkucheneis und Eisschlamm befinden können. Und in dem Gebiet zwischen den beiden Isolinien in Abbildung 16 werden zum Teil über 90 % vom BOOTSTRAP NEU-Algorithmus berechnet.

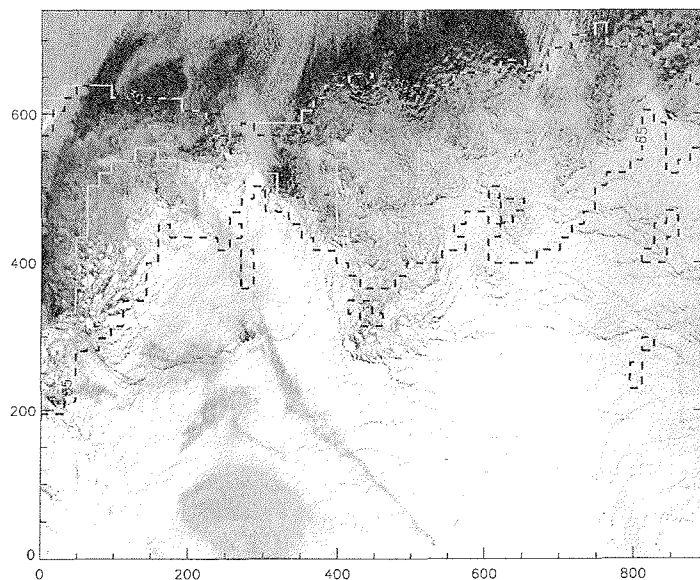


Abbildung 15: AVHRR-Kanal 4 Bild mit eingezeichneten Eiskonzentrationsisolinien (30 und 90 %) des BOOTSTRAP-Algorithmus (durchgezogene Linie) und des NASA TEAM-Algorithmus (unterbrochene Linie) im Winter Testgebiet am 12. Juli 1992 (Abbildung 7 auf Seite 57). Bildgröße: 1340 × 110 km². Siehe Farbbeilage.

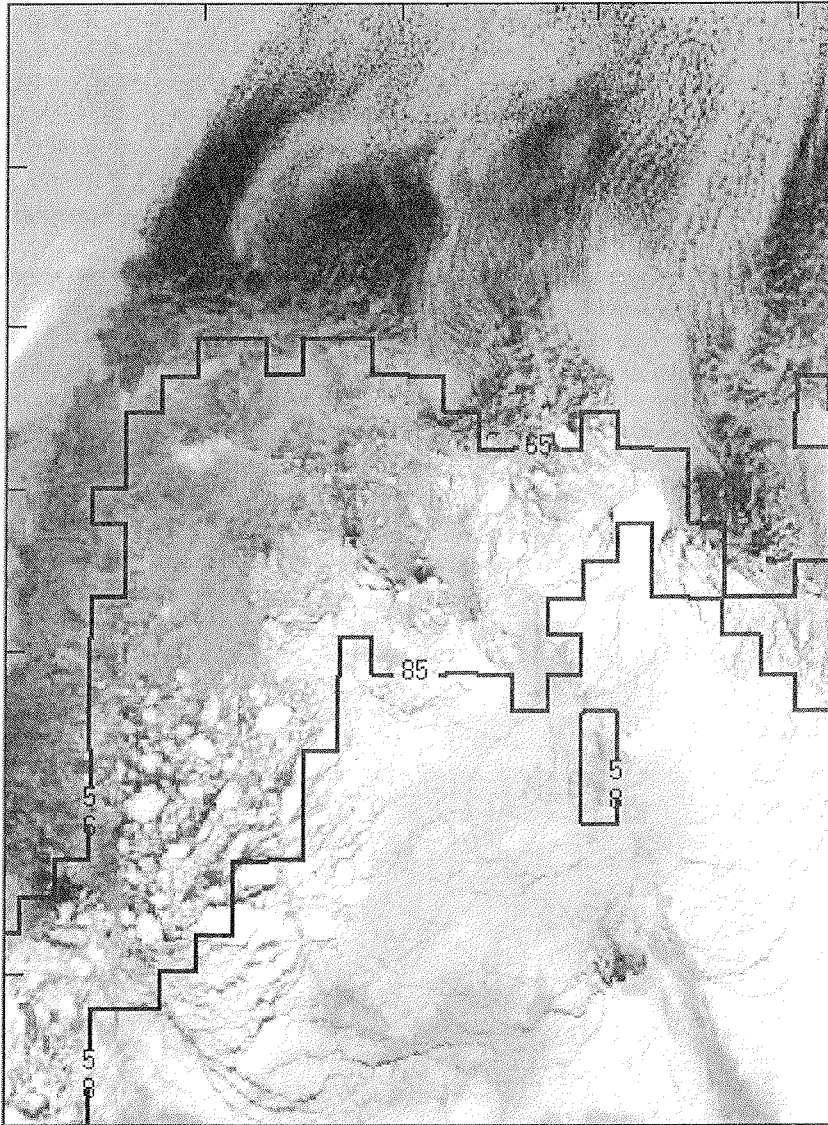


Abbildung 16: Ausschnittsvergrößerung des Wintertestgebietes (Abbildung 15) mit eingezeichneten Iso-
linien der Eiskonzentration des NASA TEAM-Algorithmus. Bildgröße: $410 \times 560 \text{ km}^2$.

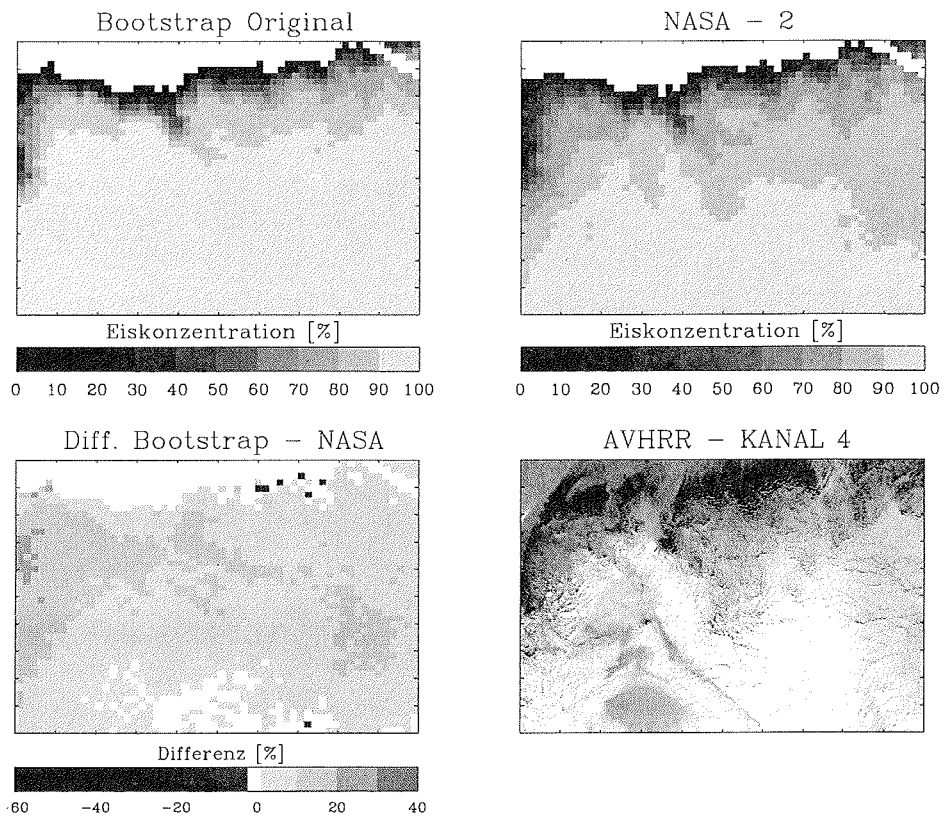


Abbildung 17: SSM/I Eiskonzentrationen des BOOTSTRAP-Algorithmus (links oben), NASA TEAM-Algorithmus (rechts oben), die Differenz zwischen beiden (links unten), und das AVHRR-Bild (rechts unten) des Winter Testgebietes am 12. Juli 1992.

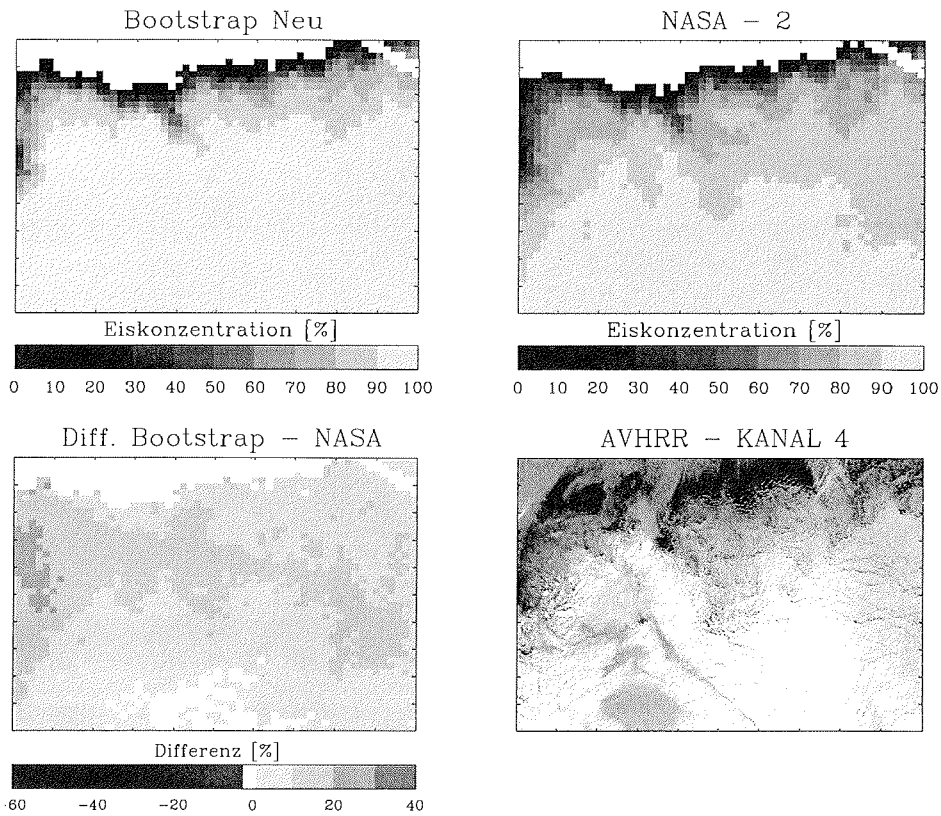


Abbildung 18: SSM/I Eiskonzentration des BOOTSTRAP NEU-Algorithmus (links oben), NASA TEAM-Algorithmus (rechts oben), die Differenz zwischen beiden (links unten), und das AVHRR-Bild (rechts unten) des Winter Testgebietes am 12. Juli 1992.

4.4.4 Ergebnisse

Die Vergleichsstudien in diesem Kapitel haben gezeigt, daß der BOOTSTRAP-Algorithmus im Sommer hohe Eiskonzentration unterschätzt und niedrige überschätzt.

Der BOOTSTRAP NEU-Algorithmus führt besonders im Sommer zu einer Überschätzung der Eiskonzentrationen und zu einer fehlerhaften Ermittlung von Meereis in eisfreien Gebieten. Hohe Eiskonzentrationswerte werden im Vergleich zum NASA TEAM-Algorithmus zu allen Jahreszeiten mehr zu höheren Werten verschoben als geringere Eiskonzentrationen.

Der Vergleich der Algorithmen und der mit ihnen berechneten Eiskonzentrationen zu verschiedenen Jahreszeiten hat weiterhin gezeigt, daß die meisten Diskrepanzen der Ergebnisse im Sommer durch verschieden kalibrierte Konstanten wie Eichpunkte und Steigungskoeffizienten innerhalb des BOOTSTRAP-Algorithmus verursacht werden. Im Winter sind die Differenzen zwischen den verschiedenen Algorithmen größer, während sich die Eiskonzentrationen beider BOOTSTRAP-Versionen mehr gleichen. Der NASA TEAM-Algorithmus liefert konsistentere Eiskonzentrationen in allen Jahreszeiten, welches eine wichtige Bedingung für Langzeitanalysen darstellt. Daher wird der NASA TEAM-Algorithmus für die Erstellung der Zeitserie des antarktischen Meereises ausgewählt. Weitere Faktoren, die die Unterschiede erklären, sind:

- die Verwendung des horizontal polarisierten 19 GHz Kanals des NASA TEAM-Algorithmus, weil dieser stärker auf die Anwesenheit junger Eistypen und feuchter Oberflächen reagiert (niedrigere Emissivität) und die resultierende Eiskonzentration mehr unterschätzt als der von horizontal polarisierten Daten unabhängige BOOTSTRAP-Algorithmus,
- die stärkere Reaktion des BOOTSTRAP-Algorithmus auf Änderungen in der Emissivität und der Oberflächentemperatur.

Das Problem hinsichtlich der Eichpunkte für die gesamte Südhemisphäre ist, daß sie viele Eistypen und Mischungen derselben im Blickfeld des Sensors repräsentieren sollen. Das Auftreten der Eistypen in verschiedenen Regionen und Jahreszeiten variiert räumlich und zeitlich sehr stark. Die Repräsentativität der Eichpunkte würde sich durch die Wahl von lokalen und jahreszeitlichen Eichpunkten, mit räumlich und zeitlich gleitenden Übergängen, erhöhen lassen. Die bestehende Anzahl von Meßkampagnen ist jedoch bei weitem zu gering, um eine notwendige Validierung von lokalen Eichpunkten durchführen zu können.

Die von Tag zu Tag und von Jahr zu Jahr sehr variablen Wetterbedingungen beeinflussen das Mikrowellensignal. Der Einfluß des Wetters formt über den oberflächennahen Wind, die Oberflächenwellen des Ozeans, den Niederschlag und die Oberflächentemperatur permanent verschiedene Eistypen mit verschiedenen mikrophysikalischen Eigenschaften und somit unterschiedlichen Mikrowellensignaturen. Die unübersehbare Vielzahl von regionalen Besonderheiten, wirkt sich auf die mikrophysikalischen Eigenschaften des Meereises und somit auf die Eichpunkte aus. In Hinsicht auf die Untersuchung von langjährigen Zeitreihen ist es daher empfehlenswert konstante Schwellenwerte und Eichpunkte zu verwenden.

4.4.5 Atmosphärische Einflüsse auf die Eichpunkte

Eichpunkte werden empirisch auf der Basis der Statistik von lokal gemessenen Emissivitäten und Helligkeitstemperaturen bestimmt, wobei die Variationen in Raum und Zeit ignoriert werden. Die Signatur eines definierten Eistyps variiert regional und saisonal in einem Maße, daß erhebliche Schwankungen in der Eiskonzentration auftreten können. Bei erstjährigem Eis betragen diese normalerweise höchstens ca. 10 %, können aber in extremen Fällen bis auf 80 % (unter Schmelzbedingungen, siehe Abbildung 9 auf Seite 60) anwachsen. Eine Unterscheidung von neuem Eis und erstjährigem Eis z. B. ist daher über lange Zeiträume nicht möglich. Die stärksten Variationen in der Emissivität des Eises entstehen durch die Morphologie des Eises während des Übergangs von offenem Wasser über neues Eis zu jungem Eis. Während dieser Phase werden durch die sich schnell verändernde Eisdicke und Salinität extreme Schwankungen in der Emissivität ausgelöst [Grenfell et al., 1994].

In der Antarktis werden zwei Sätze von Eichpunkten angewendet. Der eine ist gültig für die gesamte Antarktis [Cavaliere et al., 1991] und der zweite gilt nur für das Weddellmeer [Steffen und Schweiger, 1991]. Beide wurden mit Hilfe von Strahlungstransportrechnungen und den verschiedenen gemessenen Oberflächenemissivitäten bestimmt. Der Eichpunkt des vertikal polarisierten 37 GHz Kanals für erstjähriges Eis zeigt zwischen beiden Sätzen z. B. eine Differenz von 17 K auf. Derart großen Unterschieden zwischen hemisphärischen und lokalen Eichpunkten entsprechen unterschiedliche Anteile der Eistypen und ihrer Oberflächenbeschaffenheit (Schneeauflage) wobei im Weddellmeer besonders meteorisches Eis (überfrorene Mischung von Schnee und Salzwasser bzw. gefrorenes Schneeschmelzwasser auf dem Eis) eine große Rolle spielt (siehe Abschnitt 2.4 auf Seite 24). Da bisherige Algorithmen nur zwischen zwei Eistypen differenzieren können ist eine Lösung dieses Problems nicht möglich.

Über dem geschlossenen Packeis mit seiner hohen Emissivität liefert die Atmosphäre einen verschwindend geringen Anteil zum Mikrowellensignal. Nach Rothrock und Thomas [1988] werden nur ca. 2 % der beobachteten Variabilitäten der Emissivität durch die Atmosphäre verursacht (siehe Abschnitt 4.3.4 auf Seite 52).

Zur Untersuchung des Wettereinflusses auf die Eichpunkte des eisfreien Ozeans wurden absolute Minimum- und gemittelte Minimumhelligkeitstemperaturen im nördlichen Weddellmeer und in der Bellingshausensee in der Nähe des Eisrandes herangezogen. Es wurden zeitlich und räumlich nicht gemittelte Originaldaten (Schwaddaten) über einen Zeitraum von einem Monat und täglich gemittelte und ins Gitter gebrachte CD-ROM-Daten des NSIDC über zwei bzw. 11 Monate untersucht. Die Gebiete wurden parallel zu der sich kurzfristig und auch jahreszeitlich ändernden Position des Eisrandes verschoben, um eine Beeinflussung der betrachteten Helligkeitstemperaturen durch die Signatur des Eises auszuschließen. Die Abbildung 19 zeigt den Verlauf der NSIDC-Daten über 11 Monate. Dargestellt ist die Veränderung der Minimumhelligkeitstemperaturen einer 3×3 Pixel-Umgebung und der aus diesen Daten berechnete atmosphärische Gesamtwasserdampf- und Flüssigwassergehalt, sowie die oberflächennahe Windgeschwindigkeit. Ebenfalls aus einer 3×3 Pixel-Umgebung stammen die CD-ROM-Daten aus dem Weddellmeer und der Bellingshausensee (Abbildungen 20 auf Seite 74 und 21 auf Seite 75), wobei

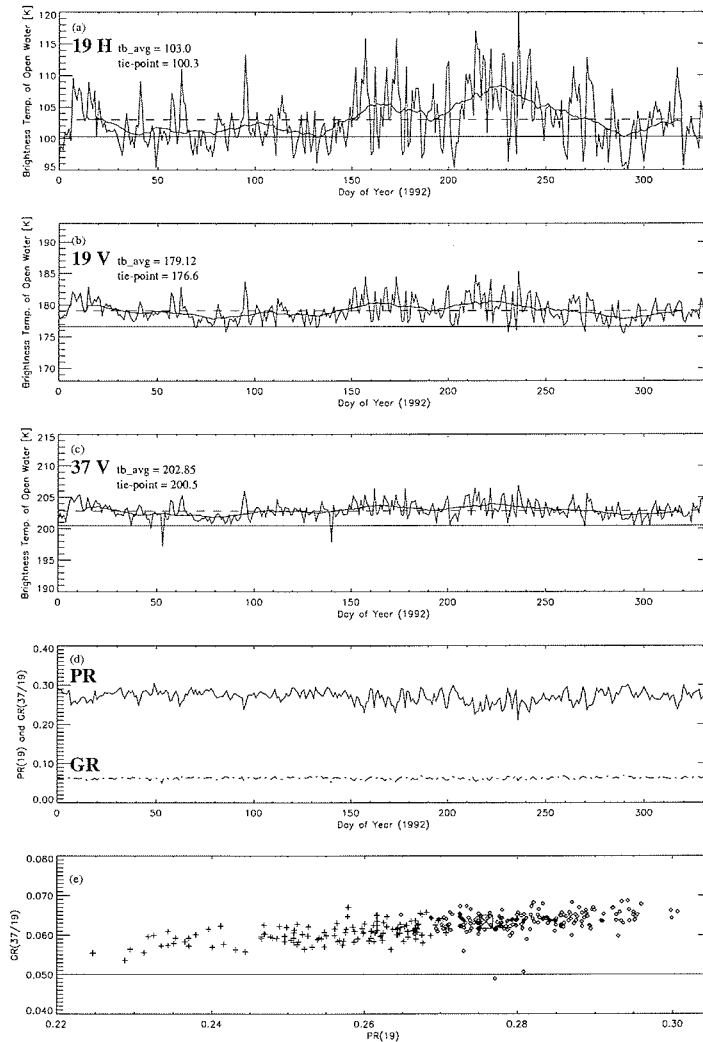


Abbildung 19: (a)–(c) Tägliche DMS-SSM/I Minimumhelligkeitstemperaturen (CD-ROM-Daten) und 30 Tage Mittel des eisfreien Wassers, gemessen über elf Monate des Jahres 1992 im Weddellmeer. Unterbrochene Linie: mittlere gemessene T_B , durchgezogene Linie: NASA TEAM-Eichpunkt. (d) $PR(19)$ und $GR(37/19)$ des selben Zeitraums. (e) GR gegen PR zeigt den Einfluß der Atmosphäre auf das eisfreie Wasser. Kreuze: $T_{B19H} > \text{Mittel } T_{B19H}$, Diamanten: $T_{B19H} < \text{Mittel } T_{B19H}$, Quadrat mit Kreuz: OW Eichpunkt, durchgezogene Linie: Schwellenwert des NASA TEAM Wetterfilters.

hier nicht die Minima sondern gemittelte Werte aufgetragen sind. Die mit den Originaldaten untersuchten Gebiete umfaßten jeweils 30×80 Bildpunkte. Aus diesem Feld von 2400 Bildpunkten wurden die jeweiligen Minimumhelligkeitstemperaturen herausgelesen, welche in den Abbildungen 22 auf Seite 76 und 23 auf Seite 77 dargestellt sind.

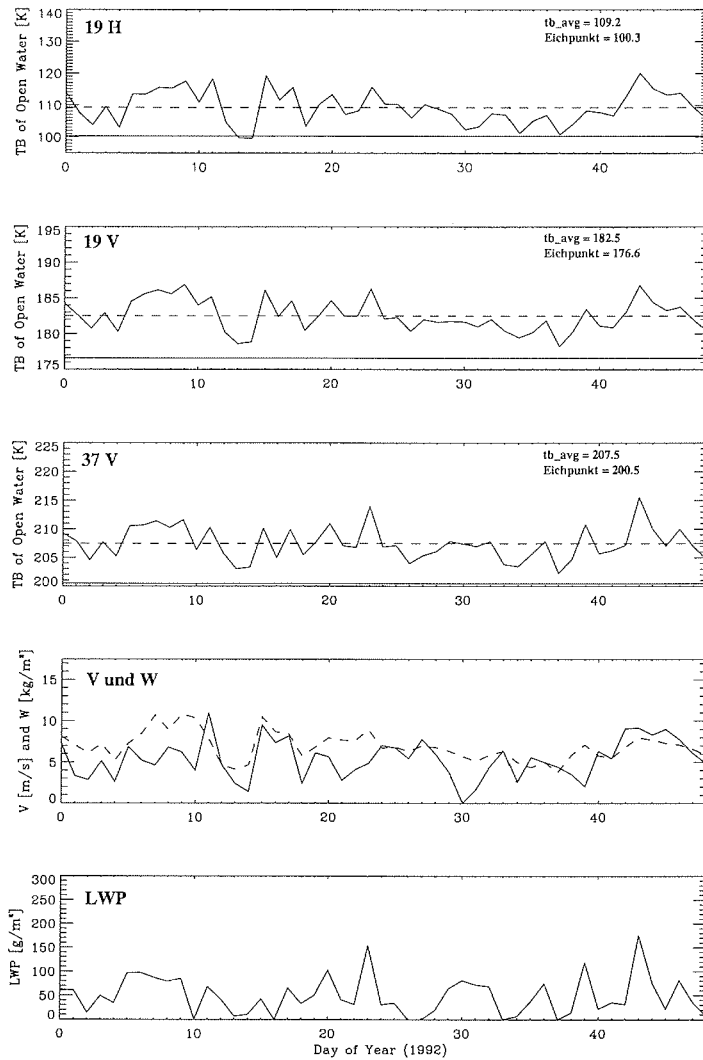


Abbildung 20: DMSP-SSM/I Helligkeitstemperaturen (CD-ROM-Daten) des eisfreien Wassers im Weddellmeer im Januar und Februar 1992. Unterbrochene Linie: mittlere gemessene T_B , durchgezogene Linie: NASA TEAM-Eichpunkt. Die zwei unteren Abbildungen zeigen den aus den Daten parallel berechneten oberflächennahen Wind (V), den integrierten Wasserdampfgehalt (W) und Flüssigwassergehalt (LWP).

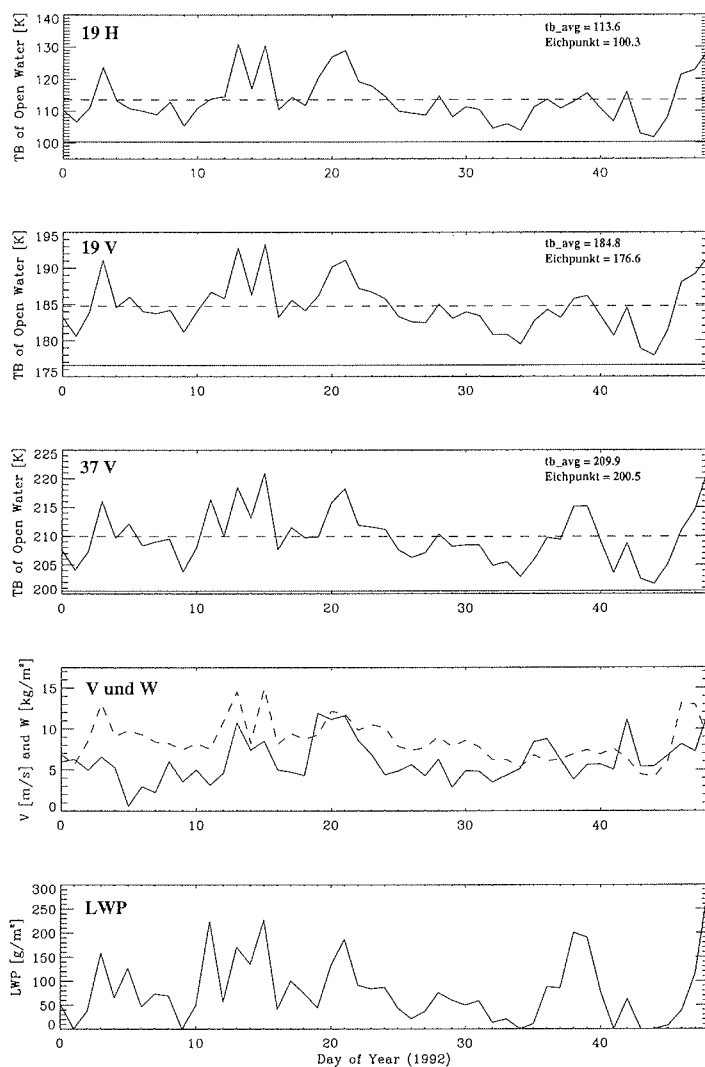


Abbildung 21: DMSP-SSM/I Helligkeitstemperatur (CD-ROM-Daten) des eisfreien Wassers in der Beltingshausensee im Januar und Februar 1992. Unterbrochene Linie: mittlere gemessene T_B , durchgezogene Linie: NASA TEAM-Eichpunkt. Die zwei unteren Abbildungen zeigen den aus den Daten parallel berechneten oberflächennahen Wind (V), den integrierten Wasserdampfgehalt (W) und Flüssigwassergehalt (LWP).

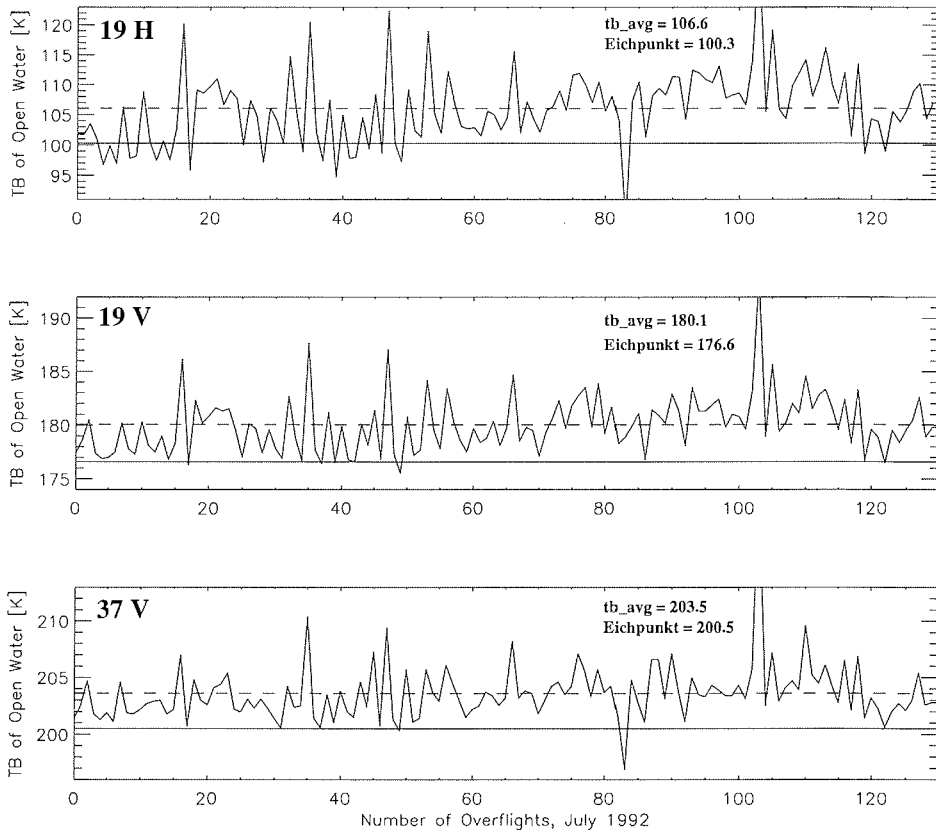


Abbildung 22: DMSP-SSM/I Minimumhelligkeitstemperaturen (Originaldaten) des eisfreien Wassers im Weddellmeer im Juli 1992. Unterbrochene Linie: mittlere gemessene T_B , durchgezogene Linie: NASA TEAM-Eichpunkt. Oben: 19 GHz horizontal polarisiert. Mitte: 19 GHz vertikal polarisiert. Unten: 37 GHz vertikal polarisiert.

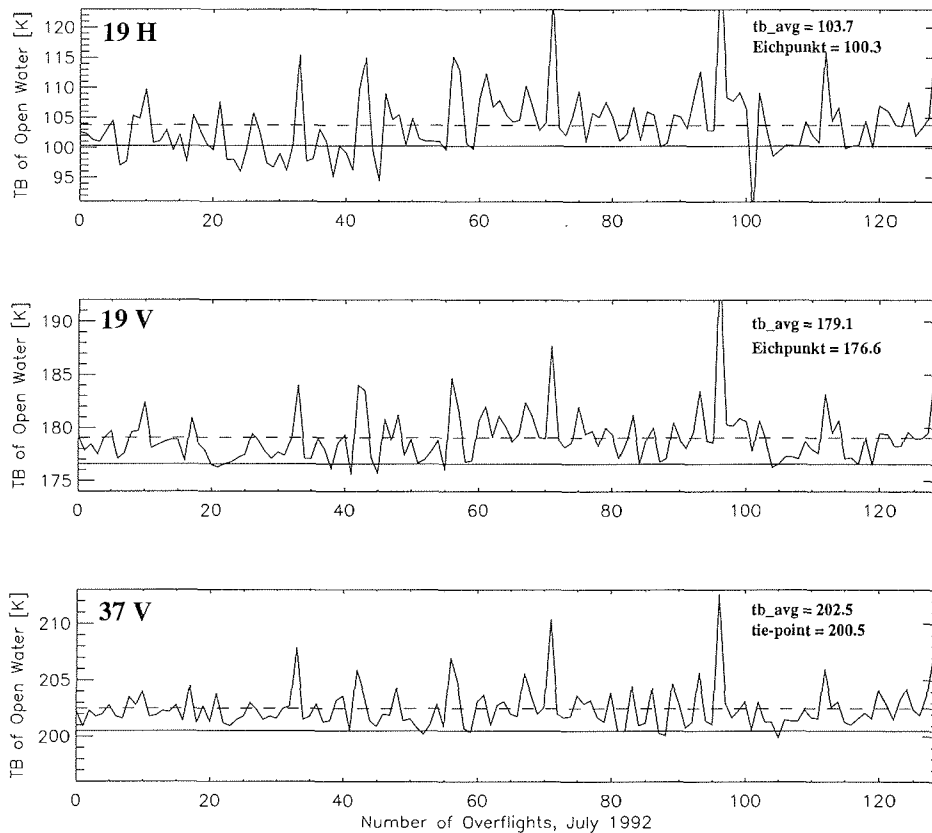


Abbildung 23: Wie Abbildung 22 aber für die Bellingshausensee.

Fazit

Die wesentlichen Ergebnisse sind im folgenden zusammengefasst:

- Die täglichen Variationen in der Minimumhelligkeitstemperatur sind größer als die Variation des Jahresgangs (Abbildung 19 (a-c) auf Seite 73).
- Keine signifikanten regionalen Trends bzw. Unterschiede zwischen Weddellmeer und Bellingshausensee konnten festgestellt werden (Abbildungen 21 auf Seite 75 und 22), wohl aber jahreszeitlich bedingte Differenzen zwischen Sommer und Winter, sowohl in den Schwad- als auch in den CD-ROM-Daten.
- Die über knapp ein Jahr gemittelten Minimumhelligkeitstemperaturen des Weddellmeeres (Abbildung 19 auf Seite 73) haben zusammen mit den Schwad-Daten der Bellingshausensee vom Juli 1992 (Abbildung 23) die geringsten positiven Abweichungen gegenüber den Eichpunkten des NASA TEAM-Algorithmus (siehe auch Tabelle 8), wobei die Abweichung mit ca. 3% beim 19 GHz H-pol Kanal am größten und beim 37 GHz V-pol Kanal am geringsten ist.

Tabelle 8: Frequenzen und die zugehörigen Eichpunkte des NASA TEAM-Algorithmus für den eisfreien Ozean. Mittlere Minimumhelligkeitstemperatur über elf Monate CD-ROM-Daten sowie Schwaddaten des Sommers und CD-ROM-Daten des Winters aus dem Weddellmeer und der Bellingshausensee.

Kanal	Eichpunkt	Minimum	Weddellmeer		Bellingshausensee	
			Schwad	CD-ROM	Schwad	CD-ROM
19H	100,3	103,0	106,6	109,2	103,7	113,6
19V	176,6	179,12	180,1	182,5	179,1	184,8
37V	200,5	202,85	203,5	207,5	202,5	209,9

- Aus den Abbildungen 20 auf Seite 74 und 21 auf Seite 75 ist die hohe Korrelation der Helligkeitstemperaturen mit dem von der Jahreszeit abhängigen Wasserdampfgehalt, der Windgeschwindigkeit und dem Wolkenflüssigwassergehalt zu entnehmen.
- Hemisphärische Eichpunkte für den eisfreien Ozean repräsentieren lediglich eine glatte Wasseroberfläche, mit minimalem atmosphärischen Gesamtwasserdampfgehalt und ohne Wolkenflüssigwasser (Abbildungen 20 auf Seite 74 und 21 auf Seite 75). Die atmosphärischen Effekte auf das Mikrowellensignal sind dementsprechend in den Eichpunkten nicht oder nur ungenügend berücksichtigt.
- Die große Streuung der Meßpunkte in Abbildung 19 auf Seite 73 in der Nachbarschaft des OW Eichpunktes (markiert als Kreuz in einem Quadrat) wird durch atmosphärische Effekte hervorgerufen. Die Kreuze repräsentieren die aus den Helligkeitstemperaturen resultierenden Werte im *PR-GR*-Parameterraum des NASA TEAM-Algorithmus, welche über der mittleren minimalen Helligkeitstemperatur (gepunktete Linie in (a)) liegen und die Rauten Werte, welche niedriger als dieser Mittelwert sind. Es wird ersichtlich, daß das Polarisationsverhältnis *PR* über dem eisfreien Ozean stärker durch atmosphärische Effekte beeinflusst wird als das Gradientenverhältnis *GR* (Abbildung 19 d auf Seite 73). Der *PR*-Bereich von 0,22 bis 0,30 entspricht einer Verschiebung der Eiskonzentration von ca. 20 %. Der Grund liegt in der hohen Sensitivität des 19 GHz H-pol Kanals gegenüber dem Einfluß der Windgeschwindigkeit über dem eisfreien Ozean, im Gegensatz zum 19 GHz V-pol [Olson et al., 1991].
- Die Streuung der Werte in Abbildung 19 e auf Seite 73 um den Eichpunkt ist sehr hoch, und der Mittelwert der Datenwolke liegt bei niedrigeren *PR*-Werten als der Eichpunkt. Eine starke Konzentration der Werte um den Eichpunkt herum, welche diesen bestätigen würde läßt sich nicht beobachten. Nahezu alle Werte liegen oberhalb des Wetterfilters und werden somit auf 0 % Eiskonzentration gesetzt.

Wie hier gezeigt werden konnte, gelten die in der Literatur veröffentlichten antarktischen Eichpunkte mit hinreichender Genauigkeit nur bei ungestörter Atmosphäre.

Die Wetterfilter für den SSM/I-NASA TEAM-Algorithmus [Cavalieri et al., 1995], welche auf dem spektralen Informationsgehalt der 19 und 37 GHz, und 19 und 22 GHz Kanäle basieren, setzen alle Eiskonzentrationswerte oberhalb zweier Schwellenwerte ($GR(19/37) = 0,05$ und $GR(19/22) = 0,045$) auf null. Über dem offenen Ozean lassen sich so erfolgreich eine Vielzahl von Störungen beseitigen. Völlig unberücksichtigt bleiben aber Wettereinflüsse auf Gebiete mit mehr als 15 % Eiskonzentration, wie in der MIZ und den Packeisbereichen.

Durch den Einsatz von Schwellenwerten werden Eiskonzentrationen einfach abgeschnitten und verringern so die Genauigkeit der Algorithmen. Daher ist die Detek-

tierung der Eiskante und konsequenter Weise auch die Berechnung der Eisbedeckung besonders in der MIZ relativ ungenau.

Es ist zwar möglich, unter Einbeziehung regionaler Eischarakteristiken sowie mittlerer atmosphärischer Einflüsse neue Eichpunkte über statistische oder empirische Methoden zu ermitteln. Diese Vorgehensweise macht aber aufgrund der Variabilität der beteiligten Parameter eine ständige Kontrolle und Wiederholung notwendig. Ein Problem ist dabei z. B. die Fehlerfortpflanzung über die Helligkeitstemperaturen in die Eikonzentrationen. Die Nichtlinearität zwischen diesen beiden Größen kompliziert diese Situation zusätzlich. Auch würde sich der Fehler in den Berechnungen anderer klimarelevanter Größen, wie z. B. Impuls- und Wärmeaustausch, weiter fortpflanzen.

Eine mögliche Lösung dieses Problems ist ein Verfahren zur Berechnung der Eiskonzentration unter Berücksichtigung der individuellen atmosphärischen Bedingungen. Ein solches Verfahren zur Reduzierung der Wettereinflüsse in der MIZ wurde entwickelt und wird im nächsten Kapitel vorgestellt.

Teil III

Kalibrierung und Korrektur der Daten

5 Intersensor-Anpassung

Ziel dieses Kapitels ist es, die 18 Jahre lange Zeitreihe passiver Mikrowellendaten von Oktober 1978 bis zur Gegenwart von vier Instrumenten, das SMMR dem NIMBUS-7 und das SSM/I auf dem DMSP-F8, F-11 und F-13 Plattformen, auf ein einheitliches Niveau zu kalibrieren. Die Kalibrierung wird dadurch möglich, daß die Radiometer für einen gewissen Zeitraum während des Übergangs zweier Satelliten gleichzeitig in Betrieb waren. Als 1987 das erste SSM/I auf dem DMSP-F8 Satelliten zum Einsatz kam, wurde das NIMBUS-7 SMMR erst sechs Wochen später abgeschaltet. Ebenso wurde verfahren, als im Dezember 1991 das dritte SSM/I Instrument auf dem DMSP-F11 Satelliten und das fünfte im März 1995 mit F-13 eingesetzt wurden.

Nach Ergebnissen einer Konsistenzstudie über Meereis-Zeitreihen von Zabel und Jezek [1994] ist es vorteilhafter, die aus den Daten errechneten Eiskonzentrationen direkt durch die Regressionsgleichung zu korrigieren als dies auf dem Niveau der beobachteten Strahlungstemperaturen durchzuführen.

Im Rahmen des PELICON-Projektes [Heygster et al., 1996] wurden in Zusammenarbeit mit L. T. Pedersen Sensorkalibrierungen für den SMMR-SSM/I und den SSM/I F-8/F-11 Übergang durchgeführt. Die Helligkeitstemperatur und die resultierenden Eiskonzentrationsdaten von zwei teilweise mit Meereis bedeckten Gebieten wurden für die drei Perioden extrahiert und mit Hilfe linearer Regressionsanalyse miteinander verglichen. Da das SMMR nur jeden zweiten Tag eingeschaltet war, standen nur 22 Tage des sechswöchigen simultanen Betriebes zur Verfügung (Tabelle 1). Verglichen wurden hier nur die 18 und 37 GHz Kanäle, weil die 21 GHz Daten des SMMR unbrauchbar waren. Der Sensorenwechsel von F-11 auf F-13 im Jahr 1995 wurde mit geringen Abweichungen nach dem selben Schema durchgeführt.

Tabelle 1: Die Überlappzeiträume der zu kalibrierenden Sensoren.

Sensoren	Überlappzeitraum	verfügbare Tage
SMMR – SSM/I F-8	07.07.1987 – 20.08.1987	22
SSM/I F-8 – SSM/I F-11	03.12.1991 – 31.12.1991	22
SSM/I F-11 – SSM/I F-13	03.05.1995 – 31.08.1995	121

5.1 Vergleich der Helligkeitstemperaturen und Eiskonzentrationen der SMMR und SSM/I-Radiometer

Vergleich von SMMR und F-8

Tabelle 2 stellt die gemessenen Helligkeitstemperaturen von Gebieten mit Meereis der Kanäle des SMMR und des SSM/I Instrumentes gegenüber. Während das NIMBUS-7 SMMR mit 18,0 GHz Kanälen ausgerüstet ist, welche weit weniger empfindlich gegen den Gesamtwasserdampfgehalt der Atmosphäre sind, verfügt das DMSP SSM/I Instrument über die empfindlicheren 19,35 GHz Kanäle. Beide Instrumente verfügen über 37,0 GHz Kanäle. Die aus den Helligkeitstemperaturen resultierenden Eiskonzentrationen und die Regressionskoeffizienten für die Umrechnung sowohl der SSM/I-Helligkeitstemperaturen als auch der Eiskonzentrationen auf SMMR-Niveau sind angegeben. Die mit SSM/I-Daten berechneten Eiskonzentrationen weisen eine niedrigere Standardabweichung auf, sind aber generell höher als die des SMMR. Aus den Koeffizienten wird ersichtlich, daß der SSM/I Algorithmus bei niedrigen Eiskonzentrationen höhere Werte als der SMMR Algorithmus abschätzt, wohingegen hohe Eiskonzentrationen durchaus übereinstimmen. Ein eisfreies Meeresgebiet nördlich der Rossee wurde ausgewählt, um die Güte der Kalibrierung der Algorithmen zu testen. Tabelle 3 zeigt die Helligkeitstemperaturen und Eiskonzentrationen des eisfreien Gebietes. Die SSM/I-Daten ergeben in dieser Region erheblich höhere Werte als aus den SMMR-Daten hervorgehen. Die resultierenden Eiskonzentrationen sind

Tabelle 2: Vergleich von Helligkeitstemperatur der SSM/I F8 und SMMR Instrumente. Standardabweichung (σ) und Mittelwert der Meßwerte beider Satelliten. Die Spalten α und β bezeichnen die Regressionskoeffizienten. $X(\text{SMMR}) = \alpha + \beta \cdot X(\text{SSM/I})$ [Heygster et al., 1996].

Kanal	α	β	SSM/I F8		SMMR	
			Mittelwert	σ	Mittelwert	σ
18,0/19,35H	-6,25	0,97847	190,85	51,0	180,49	50,3
18,0/19,35V	-16,35	1,02311	230,27	30,1	219,24	31,1
37,0H	9,51	0,92532	200,22	35,8	194,78	33,8
37,0V	7,58	0,95373	232,50	17,6	229,32	17,1
Eisk.[%]	-5,22	1,04793	61,90	36,1	59,65	38,1

Tabelle 3: Mittlere Antennentemperaturen und Eiskonzentration eisfreien Meeres und Standardabweichung (σ) der kalibrierten fünf niederfrequenten Kanäle des SSM/I Instruments und der vier verfügbaren SMMR Kanäle während des Überlappzeitraums [Heygster et al., 1996].

Kanal	SSM/I F8		SMMR	
	Mittelwert	σ	Mittelwert	σ
18,0/19,35H	113,78	7,0	102,63	4,6
18,0/19,35V	183,97	3,2	170,60	2,6
22,225V	196,25	6,1		
37,0H	147,31	9,1	143,75	6,7
37,0V	208,24	3,5	204,32	3,0
Eisk. in %	6,81	4,1	0,50	3,1

im Südwinter beim SSM/I mit 6,81% erheblich höher als die des SMMR mit 0,5% Eiskonzentration.

Vergleich von DMSP F-8 und F-11

Die ersten Daten des DMSP-F11 SSM/I sind seit dem 3. Dezember 1991 verfügbar, und die letzten Daten des F8 SSM/I stammen vom 31. Dezember 1991. Tabelle 4 zeigt analog zur SMMR-SSM/I Kalibrierung die Ergebnisse der linearen Regressionsrechnungen für die Helligkeitstemperaturen und die Eiskonzentration der mit Meereis bedeckten Gebiete. Die Differenzen in der Eiskonzentration zwischen beiden SSM/I-Sensoren betragen weniger als 1%. Ein Meeresgebiet ohne Eisbedeckung nördlich der Rossee wurde ausgewählt, um die Güte der Kalibrierung der Algorithmen zu testen. Die Ergebnisse dieser Analyse sind in Tabelle 5 dargestellt.

Die mittleren Antennentemperaturen eisfreien Meeres der fünf niederfrequenten Kanäle des SSM/I Instruments und die entsprechenden Standardabweichungen für den Dezember 1991 sind in der Tabelle 5 aufgeführt. Wie aus der Tabelle 5 ersichtlich ist, überschätzen beide SSM/I Instrumente die Eiskonzentration in den eisfreien Gebieten während des Südsommers um ca. 9%. Diese Ergebnisse zeigen, daß der SSM/I Algorithmus höhere Eiskonzentration (ca. 2%) in eisfreien Gebieten während des Sommers errechnet als im Winter (Tabelle 3). Dies könnte erklärt werden durch den Einfluß der Atmosphäre auf die Messungen der 19,35 und 37,0 GHz Kanäle, welcher im Sommer höher ist und zu niedrigeren Polarisationsverhältnissen und somit

Tabelle 4: Vergleich der SSM/I F-8 und SSM/I F-11 Instrumente. Mittelwert und Standardabweichung σ der Meßwerte beider Satelliten. Die Spalten α und β bezeichnen die Regressionskoeffizienten. $X(F-11) = \alpha + \beta \cdot X(F-8)$ [Heygster et al., 1996].

Kanal	α	β	SSM/I F-8		SSM/I F-11	
			Mittelwert	σ	Mittelwert	σ
19,35H	2,98	0,97992	151,92	40,7	151,85	40,3
19,35V	9,25	0,96012	206,45	24,9	207,47	24,1
22,225V	13,63	0,94052	215,15	19,8	215,99	19,0
37,0H	14,86	0,91480	171,56	28,3	171,80	27,2
37,0V	26,63	0,87970	219,07	13,9	219,35	13,2
Eisk. in %	0,08	1,00109	35,18	30,1	35,30	30,4

Tabelle 5: Mittlere Antennentemperaturen und Eiskonzentration eisfreien Meeres und Standardabweichung (σ) der kalibrierten fünf niederfrequenten Kanäle des SSM/I F-8 und des SSM/I F-11 Instruments während des Überlappzeitraums [Heygster et al., 1996].

Kanal	SSM/I F-8		SSM/I F-11	
	Mittelwert	σ	Mittelwert	σ
19,35H	117,95	8,6	119,28	9,4
19,35V	185,20	4,5	187,51	4,92
22,225V	202,71	8,2	205,06	8,71
37,0H	150,60	11,9	153,09	12,91
37,0V	210,05	5,3	211,90	5,85
Eisk. in %	8,85	4,5	9,42	4,8

zu höheren Eiskonzentrationen führt. Dieser Effekt ist stärker beim SSM/I als beim SMMR Instrument ausgeprägt, weil der 19,35 GHz Kanal näher an der 22,235 GHz Wasserdampfabsorptionslinie liegt als der 18,0 GHz Kanal des SMMR.

Vergleich von DMSP F-11 SSM/I und F-13

Für diesen Vergleich stand ein mehrmonatiger Zeitraum zur Verfügung. Die ersten Daten des DMSP-F13 SSM/I sind seit dem 3. Mai 1995 verfügbar, und die letzten Daten des F-11 SSM/I stammen vom 31. August 1995. Um die bei der Datenaufnahme der beiden Sensoren maximale tägliche Zeitdifferenz von 24 Stunden zu berücksichtigen, wurden für die folgende Kalibrierung räumlich gemittelte Helligkeitstemperaturen verwendet (15×60 Pixel-Umgebung). So lassen sich die durch die zeitlich und räumlich variablen Wettersysteme hervorgerufenen starken Schwankungen in den Helligkeitstemperaturen verringern und mögliche systematische Abweichungen zwischen den Datensätzen beider Sensoren können besser identifiziert werden. Um den gesamten möglichen Helligkeitstemperaturbereich in die Berechnung der Regressionskoeffizienten einzubeziehen, wurden sowohl ein eisfreies und eisbedecktes Meeresgebiet als auch zwei Plateau-Gebiete auf dem antarktischen Kontinent ausgewählt. Die in mehreren 1000 m Höhe gelegenen Testgebiete auf dem Kontinent eignen sich besonders, weil der Untergrund und die Atmosphäre nur geringen Schwankungen unterliegen sind. In der Tabelle 6 sind die Helligkeitstemperaturen und Regressionskoeffizienten und in Tabelle 7 die mittleren Antennentemperaturen des eisfreien Ozean aufgelistet. Die beiden mittleren Eiskonzentrationen aus diesem F-11/F-13 Überlappzeitraum weichen um ca. 1,2 % voneinander ab. Die Überschätzung von Eiskonzentrationen in eisfreien Gebieten ist nahezu identisch.

Die Koeffizienten zur Umrechnung der Helligkeitstemperaturen wurden aus der Gesamtheit aller Untersuchungsgebiete bestimmt. Dadurch wird die Durchführung der linearen Regressionsrechnung über den gesamten möglichen Temperaturbereich der einzelnen Kanäle ermöglicht.

Tabelle 6: Vergleich der Helligkeitstemperaturen der SSM/I F-11 und SSM/I F-13 Instrumente. Standardabweichung (σ) und Mittelwert der Meßwerte beider Satelliten. Die Spalten α und β bezeichnen die Regressionskoeffizienten. $X(\text{F-11}) = \alpha + \beta \cdot X(\text{F-13})$.

Kanal	α	β	SSM/I F-11		SSM/I F-13	
			Mittelwert	σ	Mittelwert	σ
19,35H	0,62649	0,99686	137,93	17,9	138,12	17,87
19,35V	-0,68883	1,00318	182,56	9,6	182,45	9,62
22,225V	-0,86150	1,00345	183,80	11,8	183,58	11,8
37,0H	0,57004	0,99679	147,95	9,1	148,14	9,1
37,0V	0,26292	0,99723	185,43	18,0	185,18	18,0
Eisk. in %	-1,2035	1,00075	78,19	19,3	79,38	19,0

Tabelle 7: Mittlere Antennentemperaturen und Eiskonzentration eisfreien Meeres und Standardabweichung (σ) der kalibrierten fünf niederfrequenten Kanäle des SSM/I F-11 und F-13 Instruments während des Überlappzeitraums.

Kanal	SSM/I F-11		SSM/I F-13	
	Mittelwert	σ	Mittelwert	σ
19,35H	115,69	6,5	115,48	6,6
19,35V	184,52	3,0	184,03	2,7
22,225V	195,2	4,8	195,48	3,7
37,0H	149,7	7,7	148,60	6,6
37,0V	208,25	5,3	207,58	2,8
Eisk. in %	4,02	3,5	3,96	3,6

Fehleranalyse der Kalibrierungen

Bei den CD-ROM-Daten des NSIDC handelt es sich um täglich gemittelte und ins SSM/I-Gitter gebrachte Helligkeitstemperaturen. Die Anzahl und Lage der gemittelten Werte pro Gitterpunkt ist für beide Sensoren nicht bekannt, so daß eventuell mehrere gemittelte und am Rand gelegene Werte mit einem einzigen zentrierten Wert verglichen werden. Weiterhin sind die Überflugszeiten der verschiedenen Satelliten nicht identisch, das heißt, daß die verglichenen Daten in der Regel nicht zeitgleich aufgenommen wurden. Zusätzlich ist die Aufnahmegeometrie zwischen SMMR und SSM/I unterschiedlich (Schwadbreite des SMMR ca. 780 km und die des SSM/I ca. 1394 km). Die gespeicherten Daten enthalten keine Informationen über den Aufnahmezeitpunkt der einzelnen Datenpunkte, so daß im Extremfall 24 Stunden zwischen den verglichenen Beobachtungen liegen können. Gerade über dem eisfreien Ozean und in der MIZ können so große Differenzen auftreten. Diese werden zum einen verursacht durch atmosphärische Absorption infolge des schwankenden Gesamtwasserdampf- und Wolkenwasserghaltes und zum anderen durch die windinduzierte Rauigkeit der Wasseroberfläche durch den oberflächennahen Wind.

5.2 Zusammenfassung

Ein Vergleich zwischen vier Mikrowellenradiometern zur Schaffung eines 18-jährigen konsistenten Datensatzes wurde durchgeführt. Das Ergebnis sind zwei Sätze von Regressionskoeffizienten. Zum einen können die Eiskonzentrationen direkt umgerechnet werden und zum anderen gibt es einen Satz von Koeffizienten für jeden Kanal der Radiometer zur Kalibrierung der Helligkeitstemperaturen. Aufgrund der geringeren Wasserdampfempfindlichkeit des SMMR-Radiometers werden die Daten des SSM/I an die des SMMR angepaßt.

Die Kalibrierung von SSM/I auf SMMR findet auf der Basis der Eiskonzentrationen statt. Die Koeffizienten für die einzelnen Radiometerkanäle sollten auch deshalb nicht verwendet werden, weil die Frequenzen und Abtastgeometrien von SMMR und SSM/I nicht gleich sind. Besonders deutlich wird dies bei der Betrachtung des NASA Wetterfilters, welcher mit Hilfe von Daten des SSM/I entwickelt wurde und nicht

auf die angepaßten 18,0 GHz angewendet werden kann, weil der Einfluß des Wasserdampfs bei 18,0 GHz erheblich schwächer ist als bei 19,35 GHz.

Bei der Kalibrierung der verschiedenen SSM/I-Radiometer müssen die für die Wetterkorrektur nötigen meteorologischen Parameter mit einbezogen werden. Für diese Parameter ist eine Korrektur auf der Basis der Helligkeitstemperaturen aufgrund der zeitlichen und räumlichen Variabilität sowie der wesentlich geringeren Schwankungen des Mikrowellensignals über dem offenen Ozean nicht zu empfehlen. Um durch verschiedene Kalibrierungsansätze nicht eine weitere Fehlerquelle zu schaffen, findet daher die Angleichung der Daten auf der Basis der Helligkeitstemperaturen statt. Dies bedeutet, daß alle aus den Mikrowellendaten berechneten physikalischen Parameter derselben Kalibrierung unterliegen.

Der NASA-1-Algorithmus mit der in diesem Kapitel entwickelten Intersensorkalibrierung wird im folgenden als NASA-2-Algorithmus bezeichnet.

6 Die meteorologische Korrektur der Helligkeitstemperatur

Mit Ausnahme einiger weniger Fallstudien, welche während der Entwicklung bisheriger Wetterfilter durchgeführt wurden, ist es nicht genau bekannt, wie stark die berechnete Eiskonzentration in der Antarktis zu verschiedenen Jahreszeiten durch Wetterfilter verändert wird. Auch unberücksichtigt sind die Helligkeitstemperaturerhöhungen durch die Wetteffekte über der MIZ. Daher ist der Einfluß der meteorologischen Parameter über dem eisfreien Ozean und über dem Eis der MIZ mit Strahlungstransportmodellrechnungen untersucht und darauf aufbauend ein Korrekturschema entwickelt worden.

6.1 Strahlungstransportmodell

Das Strahlungstransportmodell von Kummerow und Gigliori [1994] berechnet die Helligkeitstemperaturen am Oberrand der Atmosphäre für die Geometrie und Kanäle des SSM/I-Instrumentes. Mit Hinblick auf die neuen Radiometer MIMR und AMSR sind darüberhinaus die 6,8 und 10,7 GHz Kanäle implementiert. Strahlungsanteile für eine mehrschichtige planparallele Atmosphäre werden nach Eddingtons zweiter Approximation der Strahlungstransportgleichung bestimmt [Kummerow, 1992]. Das heißt, die Raumwinkelabhängigkeiten der Intensitäten und der Streufunktionen werden nach Legendre Polynomen entwickelt und die Entwicklung nach dem ersten Term abgebrochen. Damit lassen sich die Intensitäten der nach oben und unten gerichteten Strahlung an den Schichtgrenzen durch numerisches Lösen einer Differentialgleichung bestimmen. Die Genauigkeit in den Helligkeitstemperaturen wird von Kummerow [1992] mit 3 K im allgemeinen Fall und mit 0,2 K in Fällen ohne Streuung an Hydrometeoren angegeben.

Die vertikale Struktur der geschichteten Atmosphäre muß in Termen für die mittlere relative Feuchte, den Wolkenflüssigwassergehalt und die Niederschlagsraten flüssiger und gefrorener Hydrometeore schichtspezifisch angegeben werden. Die Kenntnis von Höhe und Temperatur jeder Schichtgrenze sowie die Oberflächenemissivität sind ebenfalls notwendig. Das Modell beinhaltet die Effekte der Einfach- und Mehrfachstreuung an Niederschlagspartikeln mit Hilfe der Mie-Extinktionskoeffizienten unter Annahme des Marshall-Palmer Regentropfenspektrums. Für die Eisphase geht das Spektrum nach Sekon und Srivaastava [1971] ein.

Wolkentropfen werden für Streuung im Bereich der Mikrowellenfrequenzen relativ zur Wellenlänge als klein angenommen, so daß nur Rayleigh Streuung betrachtet

werden muß (siehe Abbildung 2.4 auf Seite 24). Absorptionskoeffizienten des Wasserdampfes und des atmosphärischen Sauerstoffes sind in allen Schichten enthalten. In Schichten ohne Wolken liefern diese den einzigen Beitrag zur Strahlungsbilanzgleichung jeder einzelnen Schicht.

Eine intern konsistente Parameterisierung der relativen Feuchte und der Temperatur wird durch entsprechende Profile für die Polargebiete erreicht. Die Modellatmosphären erstrecken sich bis zu einer Höhe von 15 km mit maximal 1 km dicken Schichten. Für Schichten unterhalb der Tropopause (Polargebiete 8 km, Tropen 15 km) und ohne Wolken nimmt die Temperatur linear vom Bodenwert T_0 trockenadiabatisch mit -10 K/km ab. Innerhalb der Wolken folgt das Profil der temperaturabhängigen Feuchtadiabate -4 bis -10 K/km bis zur Tropopause, in welcher die Temperatur konstant bleibt. Für die spezifische Feuchte q wird eine exponentielle Abnahme mit der Höhe $z(q = q_0 \exp(-z/a))$ bis zur Tropopause angenommen. Die relative Feuchte außerhalb von Wolken wurde aus der spezifischen Feuchte und der Temperatur nach Rogers und Yau [1991] mit denselben Druckprofilen wie in den Strahlungstransportprozessen berechnet. Innerhalb von Wolken wurde eine relative Feuchte von 100 % angenommen.

Eingangsdaten

Die zu untersuchenden atmosphärischen Situationen, wie zum Beispiel verschiedene Wolkentypen mit ihren Parametern, Wolkenober- und -untergrenze müssen vorgegeben werden. Diese können zum Teil aus Tabellen entnommen werden [Colwell, 1983]. Die Oberflächentemperatur und -emissivität des Ozeans und der Eistypen werden direkt eingegeben.

Das Modell wurde um einen Algorithmus zur Berücksichtigung der windinduzierten Emissivitätsänderung der Ozeanoberfläche erweitert. Diese Emissivitätsänderung wurde empirisch mit dem Windalgorithmus von Goodberlet et al. [1989] (Abschnitt 6.3 auf Seite 93) direkt aus den SSM/I-Daten bestimmt, wobei nur Daten unter wolkenfreien Bedingungen und mit geringen Wasserdampfgehalten verwendet wurden, weil diese Parameter das Untergrundsignal verfälschen würden. Aus der Abbildung 1 ist der Einfluß des Windes auf die Emissivität des Ozeans entnehmbar. Am stärksten wirkt sich die Windgeschwindigkeit auf den horizontal polarisierten 37 GHz Kanal aus, wo die Emissivität um über 20 % erhöht werden kann.

Die Oberflächenemissivitäten wurden Tabellen mit experimentell ermittelten Werten für die verschiedenen Eistypen und den eisfreien Ozean entnommen (siehe Tabelle 1). Die Werte stammen zum einen von einer Meßkampagne, welche 1986 über sechs Monate im Weddellmeer von Grenfell [Comiso et al., 1992] durchgeführt wurde und zum anderen aus einer Zusammenfassung gemessener Emissivitäten verschiedener Eistypen und Oberflächenbedingungen von Eppler [1992].

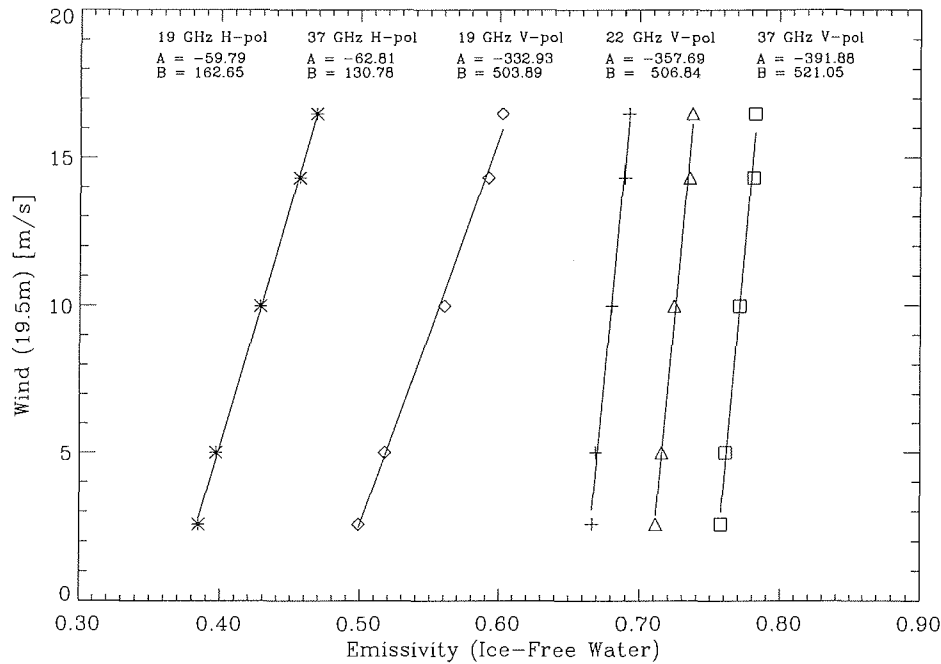


Abbildung 1: Windgeschwindigkeitsinduzierte Emissivitätsänderungen der SSM/I-Kanäle, bestimmt aus SSM/I-Messungen von 85 Orbits. Nur Windgeschwindigkeiten unter wolkenfreien Bedingungen (Genauigkeit: < 2 m/s; LWP < 100 g/m²; $W < 8$ kg/m²) wurden verwendet. Die Symbole entsprechen den Mittelwerten der zugelassenen Wertepaare.

Tabelle 1: Für Strahlungstransportrechnungen verwendete Emissivitäten des eisfreien Ozeans und der MIZ (50 % Eis) ohne Einfluß der Atmosphäre. Die Emissivitäten des Eises der MIZ stellen den Mittelwert für 50 % Eisbedeckung einer Mischung von neuen, jungen und erstjährigen Eistypen dar.

Kanal und Polarisation	eisfreier Ozean	50 % Meereis
19H	0,291	0,5760
19V	0,606	0,7537
22V	0,632	0,7793
37H	0,365	0,6463
37V	0,691	0,8212

Die folgende Auflistung und Tabelle 1 fassen die Eingangsdaten zusammen.

- Oberfläche
 - Physikalische Oberflächentemperatur
 - Emissivität
- Für jede Schicht der Atmosphäre:
 - Höhe und Temperatur des Oberrandes der Schicht
 - Mittlere relative Feuchte
 - Mittlerer Wolkenwassergehalt
 - Niederschlagswassermenge der flüssigen und gefrorenen Teilchen

6.2 Strahlungstransportrechnungen

Erste Berechnungen wurden mit einer wolkenfreien Atmosphäre, niedrigem Gesamtwasserdampfgehalt sowie mit niedriger Windgeschwindigkeit über offenem Wasser durchgeführt, um das Modell an die Eichpunkte des NASA TEAM-Algorithmus anzugleichen. Anschließend wurden die atmosphärischen Parameter schrittweise erhöht. Alle Berechnungen über Eis wurden mit gemittelten Oberflächenemissivitäten durchgeführt.

Der Einfluß des vertikal integrierten Wasserdampfes und Flüssigwassergehaltes sowie des oberflächennahen Windes wurde bestimmt. Die Abbildungen 2 und 3 zeigen dreidimensionale Graphen der errechneten Helligkeitstemperatur der SSM/I-Kanäle in Abhängigkeit von den atmosphärischen Parametern für eisfreien und für zu 50 % mit Eis bedeckten Ozean.

In den beiden Abbildungen repräsentiert jede Ebene einen konstanten Flüssigwassergehalt der Atmosphäre in $0,1 \text{ kg/m}^2$ Schritten zwischen 0 (unterste Ebene) und $0,5 \text{ kg/m}^2$ (oberste Ebene). Die jeweils niedrigste Helligkeitstemperatur in Abbildung 2 entspricht dem jeweiligen Eichpunkt für den eisfreien Ozean des NASA TEAM-Algorithmus. Es ist zu erkennen, daß besonders bei der vertikal polarisierten 37 GHz Frequenz die Zunahme der Helligkeitstemperatur mit zunehmenden LWP-Werten abnimmt. Ebenso nimmt der Einfluß des oberflächennahen Windes mit höheren LWP-Werten ab, weil mit zunehmender Wolkenbedeckung der Einfluß der Wasseroberfläche auf das Gesamtsignal reduziert wird. In Abbildung 3 wo dieselben Berechnungen

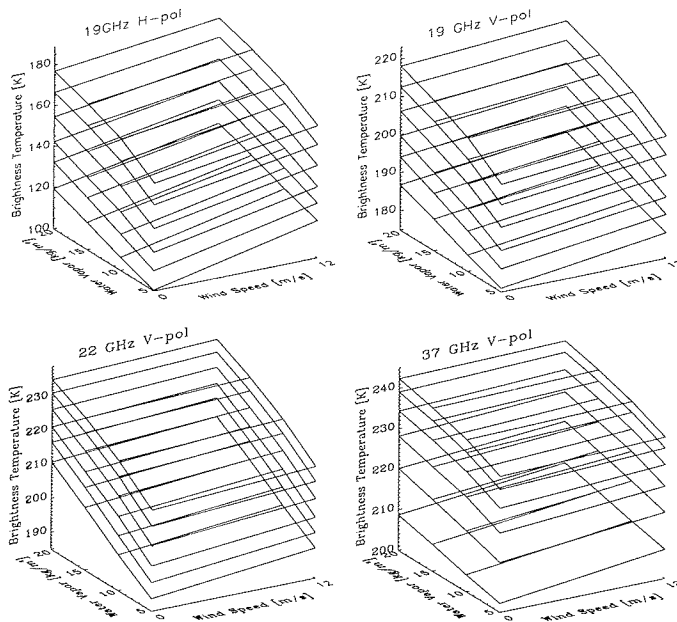


Abbildung 2: Für den eisfreien Ozean modellierte Helligkeitstemperaturen der SSM/I-Frequenzen 19H (oben links), 19V (oben rechts), 22V (unten links) und 37V (unten rechts). Jede Ebene repräsentiert einen konstanten LWP zwischen 0 (unterste Schicht) und $0,5 \text{ kg/m}^2$ (oberste Schicht).

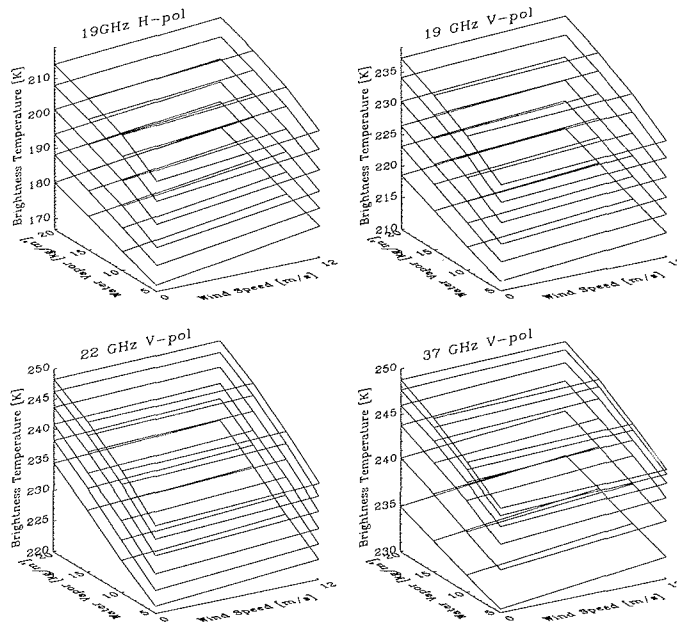


Abbildung 3: Modellierter Helligkeitstemperaturen für mit 50 % eisbedeckten Ozean.

wie in Abbildung 2, aber mit zu 50 % eisbedecktem Ozean durchgeführt wurden ergibt sich ein ähnliches Bild, wobei jedoch der Einfluß der meteorologischen Parameter auf die Helligkeitstemperatur durch die höhere Untergrundemissivität wesentlich geringer ist. So beträgt die maximale Temperaturdifferenz für Berechnungen über eisfreiem Ozean mehr als 40 K, bei mit zu 50 % eisbedecktem Ozean sind es weniger als 20 K.

Die Koeffizienten, welche die Abhängigkeit der Helligkeitstemperaturen der verschiedenen Kanäle von den atmosphärischen Parametern beschreiben, sind mit Hilfe multipler Regressionsrechnungen gefunden worden.

Der bei der Anwendung dieser multiplen Koeffizienten entstehende numerische Fehler ist in allen Fällen geringer als 0,8 Prozent, entsprechend maximal 2 K.

Die Fluktuationen in der Eiskonzentration der MIZ sind bei Werten unter 50 % am größten, welches mit früheren Strahlungstransportrechnungen von Oelke [1997] übereinstimmt. Bei höheren Eiskonzentrationen ist die Emissivität des Eises zunehmend dominant und die Fluktuationen sind entsprechend gering.

6.3 Algorithmen für die atmosphärischen Parameter

Oberflächennahe Windgeschwindigkeit

Die von der Ozeanoberfläche emittierte Mikrowellenstrahlung hängt von der Struktur der Wellen und der Schaumbedeckung des Ozeans ab [Ulaby et al., 1986]. Diese

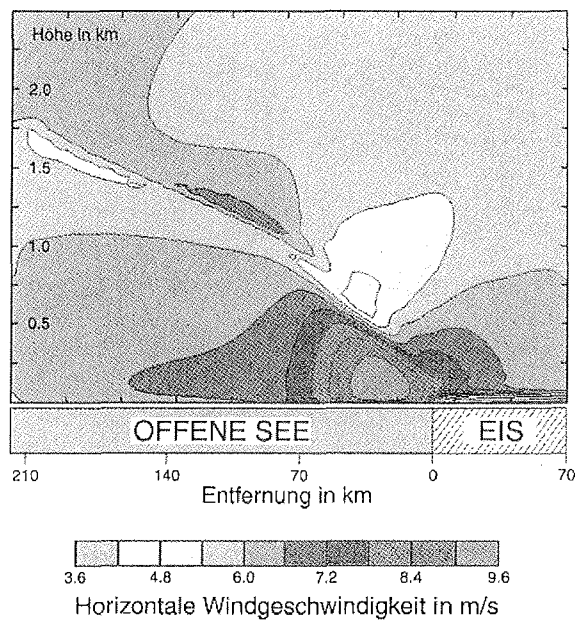


Abbildung 4: Mit dem mesoskaligen Transport- und Strömungsmodell METRAS modellierte Windgeschwindigkeit an der Meereiskante [Wegener, 1994].

wiederum wird bestimmt vom Impulseintrag durch den Wind, im wesentlichen also durch die oberflächennahe Windgeschwindigkeit. Aus diesem Grund ist es möglich, aus Messungen der Mikrowellenemission die Windgeschwindigkeit abzuleiten.

Die Windgeschwindigkeit an der Meereiskante ist von besonderer Bedeutung, weil gerade im Winter ein hoher Temperaturgradient zwischen der bodennahen Luft über dem Eis und dem Ozean vorherrscht und dieser starke abeisige Winde hervorruft. Dieser bisher kaum beachtete mesoskalige Land/Seewind-Effekt hat eine räumliche Verunschärfung der Eiskante und eine Überschätzung der Eiskonzentration durch die Aufrauung der Meeresoberfläche, zur Folge. In Abbildung 4 ist eine Modellrechnung des Meteorologischen Instituts der Universität Hamburg zur Windgeschwindigkeitsänderung an der Meereiskante abgebildet, welche mit dem mesoskaligen Transport- und Strömungsmodell METRAS durchgeführt wurde. Die Simulation zeigt eindrucksvoll, daß die Windstärke im Bereich der Eiskante erheblich erhöht ist, und daß der Einfluß noch in einer Entfernung von etwa 150 km (dies entspricht sechs Bildpunkten im SSM/I-Gitter) nachweisbar ist.

Der für Daten des SSM/I-Radiometers, vom *Environmental Research and Technology Inc.* (ERT), entwickelte *D*-Matrix Windgeschwindigkeitsalgorithmus basiert auf der Gleichung [Lo, 1983]:

$$\begin{aligned}
 SW = & C_0(j) \\
 & + C_1(j)T_B(19H) + C_2(j)T_B(22V) \\
 & + C_3(j)T_B(37V) + C_4(j)T_B(37H) .
 \end{aligned} \tag{1}$$

Die in der Einheit m/s angegebene Windgeschwindigkeit SW bezieht sich auf eine

Höhe von 19,5m über dem Meer. $C_i(j)$ sind die aus einer Klimakodetabelle entnehmbaren D -Matrix-Koeffizienten, wobei j den Klimakode-Index nach Lo [1983] angibt. Auf dieser Klimakodetabelle, welche für verschiedene Breiten und Jahreszeiten entsprechende Koeffizienten enthält, basiert die hohe Genauigkeit dieses von Goodberlet validierten Algorithmus, welche für verschiedene Breiten und Jahreszeiten entsprechende Koeffizienten enthält. Im Bereich der SSM/I-Frequenzen wird die vom Ozean stammende Emission durch Beiträge aus der Atmosphäre beeinflusst. Die Emission von Wolkentropfen und Wasserdampf und in besonderem Maße die Emission und Streuung an größeren Regentropfen oder Eispartikeln erhöhen bzw. erniedrigen die Helligkeitstemperaturen. Daher müssen für eine genaue Bestimmung der Windgeschwindigkeit mehrere Regenfilter benutzt werden.

Die Ergebnisse des Algorithmus wurden mit ECMWF-Daten verglichen (Abbildung 5 auf Seite 97). Die Abweichungen waren geringer als 2–5 m/s (für den Bereich von 5 bis 30 m/s) und stimmen mit den Werten der von Goodberlet et al. [1989] durchgeführten Validierung überein.

Flüssigwassergehalt von Wolken

Die Bestimmung des LWP basiert auf der Emission von Wolkentropfen über dem radiometrisch kalten Ozean. Ein von Karstens et al. [1994] entwickelter Algorithmus, der den vertikal polarisierten 22 GHz Kanal (an der Flanke der atmosphärischen Wasserdampfabsorptionslinie) und beide 37 GHz Kanäle benutzt, wurde implementiert und hat die Form

$$\begin{aligned} \text{LWP [kg/m}^2] = D_0 & \\ & + D_1 T_B(19V) \\ & + D_2 \ln(280 - T_B(22V)) \\ & - D_3 \ln(280 - T_B(37V)) \\ & + D_4 \ln(280 - T_B(37H)) \end{aligned} \quad (2)$$

wobei der 22 GHz Kanal zur Wasserdampfkorrektur dient. Die D_i sind numerische Koeffizienten. Werte von einem LWP-Gehalt über 0,5 kg/m² werden auf 0,5 gesetzt, weil ab diesem Grenzwert Regentropfen in der Wolke das Mikrowellensignal verfälschen [Karstens et al., 1994; Thomas, 1993]. Entstehende Datenlücken werden durch Interpolation ergänzt.

Wasserdampfgehalt der Atmosphäre

Für die Fernerkundung des vertikal integrierten Wasserdampfgehalts wird ein Algorithmus von Simmer [1994] verwendet. Dieser Algorithmus wurde ebenfalls mit Hilfe von Radiosondendaten und Strahlungstransportrechnungen entwickelt. Er verwendet die vertikal polarisierten 22 und 37 GHz Kanäle und lautet:

$$\text{W [kg/m}^2] = E_0 - E_1 T_B(22V) - E_2 T_B(37V). \quad (3)$$

Die verschiedenen Koeffizienten C_i , D_i und E_i der einzelnen Algorithmen sind aus der Tabelle 2 zu entnehmen. Die Abbildungen 6 auf Seite 98, 7 auf Seite 99 und 8

Tabelle 2: Koeffizienten der Algorithmen zur Berechnung der oberflächennahen Windgeschwindigkeit, des atmosphärischen Wolkenflüssigwassergehaltes (LWP) und des Gesamtwasserdampfgehaltes der Atmosphäre.

Parameter		0	1	2	3	4
Wind C_i	Winter	109,93	0,8695	-0,471	-0,6008	0,1158
	Sommer	137,72	0,733	-0,4208	-0,7533	0,1804
LWP D_i		$2,28522 \cdot 10^{-3}$	0,492984	-1,85055	0,433686	3,23216
W	E_i	260,82	48,128	0,15718		

auf Seite 99 zeigen Karten des SSM/I-Untersuchungsgebietes mit den drei berechneten atmosphärischen Parametern. Das zu diesem Zeitpunkt mit Meereis bedeckte Gebiet ist in diesen drei Karten in grau dargestellt. Um das Meereis herum lassen sich einzelne Tiefdruckgebiete und Wetterfronten anhand der hohen Werte der Parameter identifizieren. So ist nördlichen vom Weddellmeer ein Tiefdruckgebiet an den sowohl sehr hohen LWP-Werten als auch an der dort sehr hohen Feuchte und Windgeschwindigkeit zu erkennen. Nördlich des Rossmeeres lassen sich anhand der bänderförmig verlaufenden Strukturen hoher Werte der drei atmosphärischen Parameter mehrere Fronten ausmachen. Besonders aus dem Gesamtwasserdampfgehalt der Atmosphäre (Abbildung 7 auf Seite 99) läßt sich die großräumige Verteilung von trockenen und feuchten Luftmassen (Kaltluft- bzw. Warmluftadvektion) ablesen.

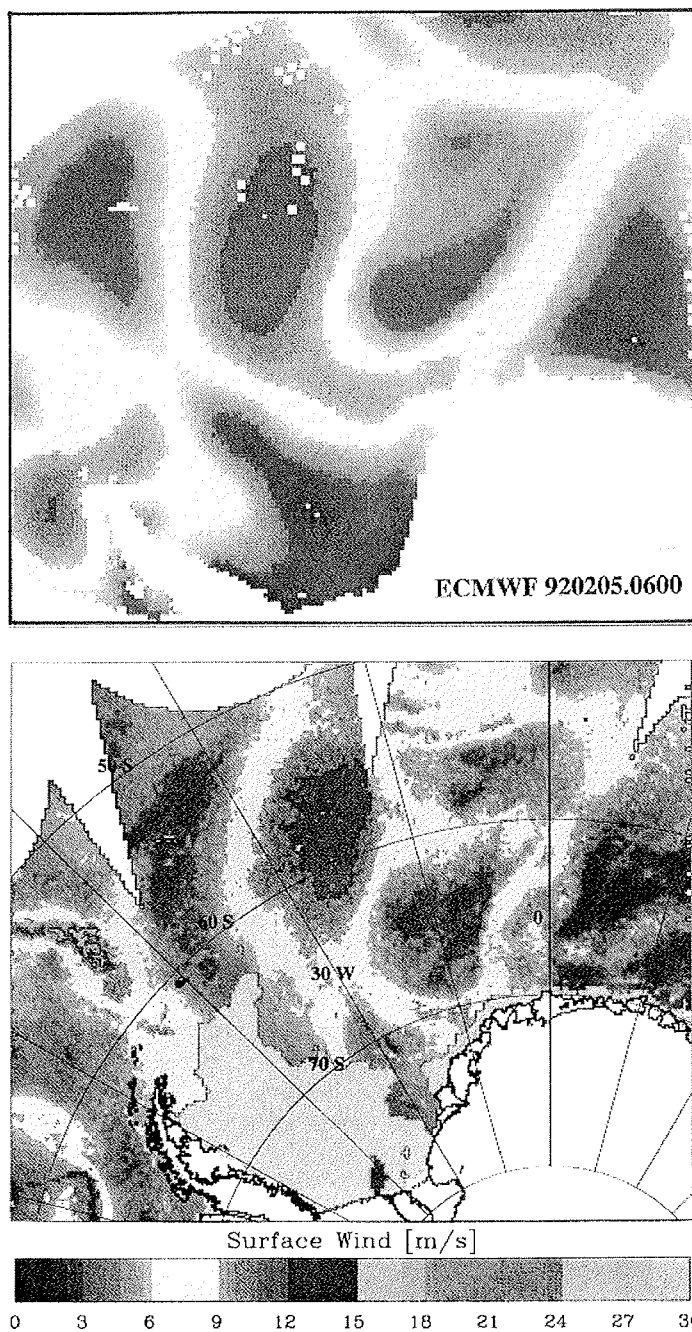


Abbildung 5: Oben: ECMWF-Modellergebnisse in dem PELI-grid Gebiet am 5. Februar 1992, 0600 UTC. Unten: Bodennahe Windgeschwindigkeit berechnet aus fünf aufeinander folgenden Überflügen des SSM/I in der Zeit von 0100 bis 1000 UTC am 5. Februar 1992. Die Windfelder sind über die MIZ extrapoliert worden.

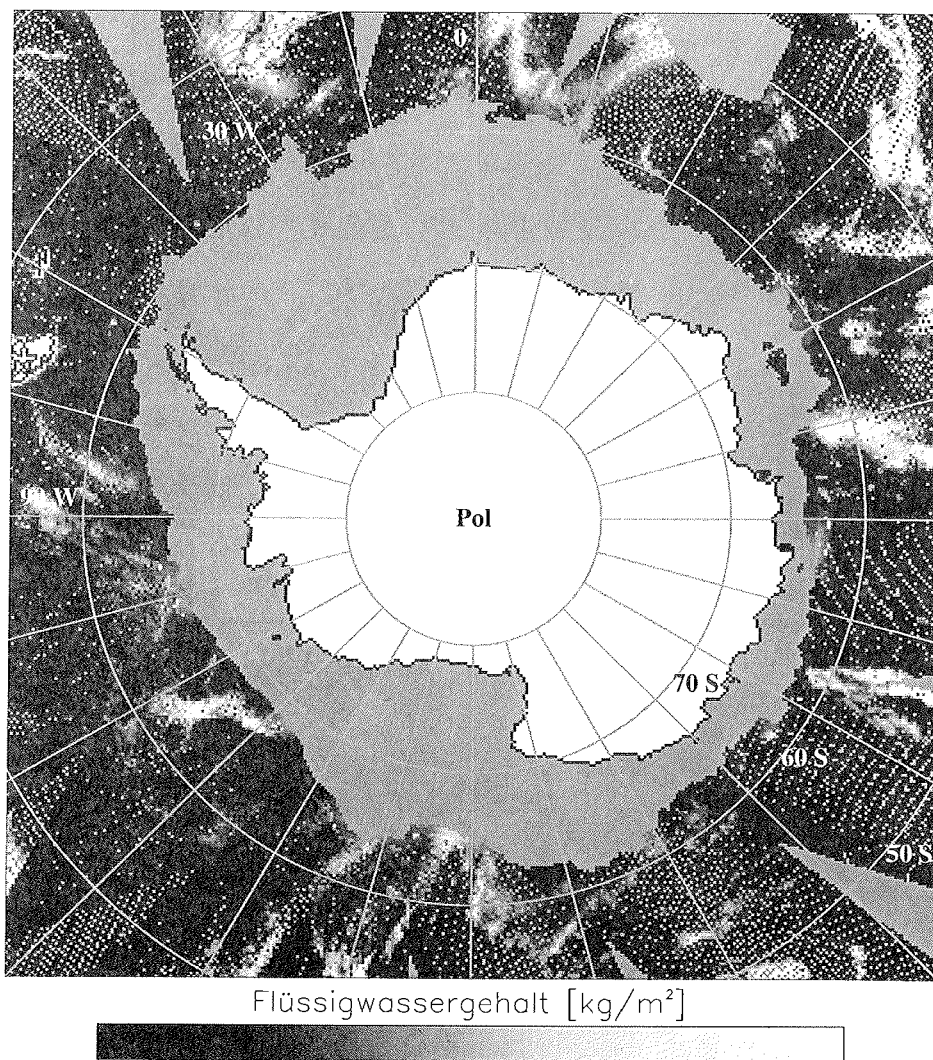


Abbildung 6: Mit SSM/I-Daten berechneter Flüssigwassergehalt der Atmosphäre am 17. Juli 1995.

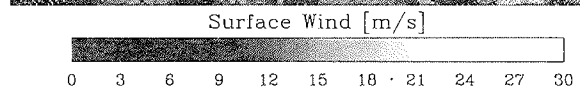
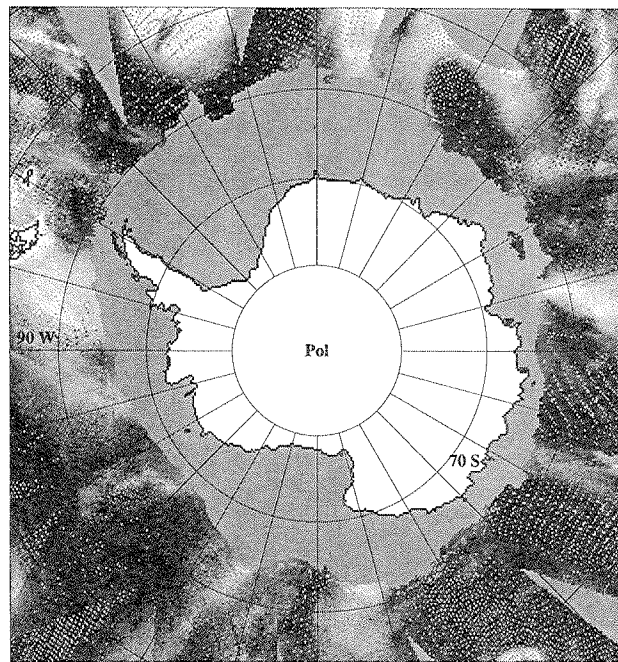


Abbildung 7: Wie Abbildung 6 für den Wasserdampfgehalt.

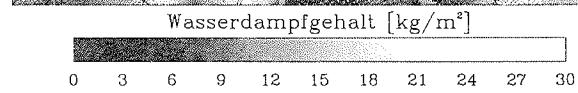
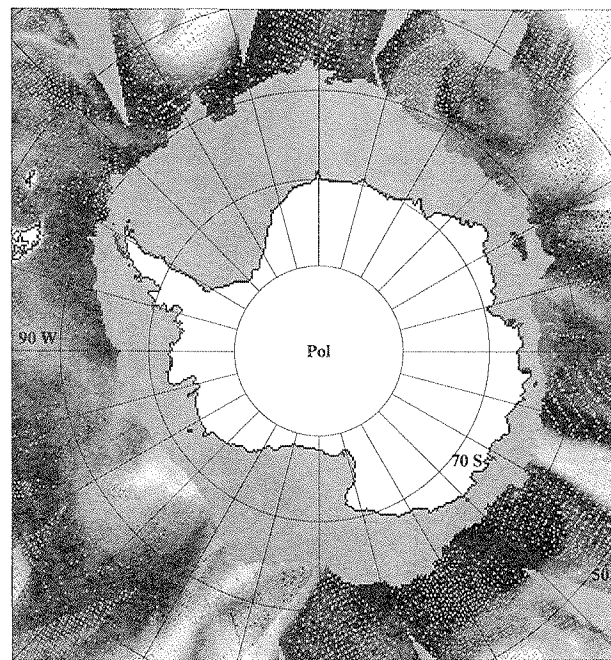


Abbildung 8: Wie Abbildung 6 für die oberflächennahen Windgeschwindigkeit.

6.4 Verbesserte Eiskonzentrationsberechnung

Unter Berücksichtigung der in den vorigen Kapiteln gewonnenen Erkenntnisse über die verschiedenen Mikrowellensensoren, die Eiskonzentrationsalgorithmen und ihre Beeinflussung durch atmosphärische Größen zusammen mit den Ergebnissen der Strahlungstransportrechnungen wird in diesem Abschnitt ein Schema vorgestellt, daß es ermöglicht eine konsistente Zeitreihe von antarktischen Meereiskonzentrationen zu erstellen.

Mit Hilfe der in Kapitel 5 auf Seite 83 durchgeführten Intersensorkorrekturen werden die systematischen Abweichungen in den Helligkeitstemperaturen zwischen den verschiedenen und baugleichen Radiometern auf ein einheitliches Niveau kalibriert.

Der erste Schritt der Eiskonzentrationsberechnung wird mit dem NASA TEAM-Algorithmus (NASA-1) durchgeführt (Abbildung 9). Jedoch mit auf 0,06 heraufgesetztem *GR(19/37)*-Wetterfilter, um Situationen die nicht vom Wetter beeinträchtigt sind nicht fälschlich zu korrigieren. Anschließend werden die meteorologischen Parameter aus den Mikrowellendaten über dem eisfreien Ozean und bis zu einer Eiskonzentration von 50 % auch über dem Eis bestimmt. Da die Algorithmen zur Berechnung des oberflächennahen Windes, des Gesamtwasserdampf- und des Flüssigwassergehaltes der Atmosphäre sehr empfindlich auf die Anwesenheit von Meereis im Blickfeld des Sensors reagieren, werden diese Parameter zusätzlich zur Diskriminierung zwischen eisfreien und eisbedeckten Bildpunkten genutzt. Hierfür werden verschiedene Kombinationen von Schwellenwerten eingesetzt. Desweiteren werden in weit entfernt vom Eisrand gelegenen Gebieten des SSM/I-Gitters jahreszeitabhängige Masken aktiviert, welche dort keine Eiskonzentrationen zulassen. Anschließend werden die meteorologischen Parameter in allen Bildpunkten, die als nicht absolut eisfrei erkannt wurden, ausmaskiert. Die so entstandenen Lücken mit Eiskonzentrationen zwischen 0 und 50 % werden durch Extrapolation der meteorologischen Felder aus eisfreien Gebieten wieder gefüllt. Anhand der mit dem Strahlungstransportmodell gefundenen Koeffizienten und den einzelnen Werten der meteorologischen Parameter findet für diejenigen Bildpunkte, deren Helligkeitstemperaturen größer als die Eichpunkte für den eisfreien Ozean sind, eine Korrektur der für die Eiskonzentrationsbestimmung notwendigen Radiometerkanäle statt. Die Korrektur ist mit der Eiskonzentration so gewichtet, daß ein kontinuierlicher Übergang zwischen den korrigierten Werten in der MIZ und dem Packeis gewährleistet ist. Abschließend wird mit den korrigierten Helligkeitstemperaturen eine erneute Berechnung der Eiskonzentration durchgeführt, wobei die Eisranddefinition von 15 % Eiskonzentration beibehalten wird.

Vergleich der weiterentwickelten Algorithmen

Der Überschneidungszeitraum zwischen dem SMMR- und SSM/I-Radiometer im Juli/August 1987 wurde bereits genutzt, um eine Intersensorkorrektur der SSM/I-Daten auf das Niveau der SMMR-Daten durchzuführen (Kapitel 5 auf Seite 83). Diese Daten bieten sich darüber hinaus für einen Vergleich zwischen NASA-1-SMMR und intersensorkorrigierten (NASA-2) bzw. intersensor und meteorologisch korrigierten (NASA-3) SSM/I-Daten an. Bei den bisher ausschließlich zur Verfügung stehenden linearen In-

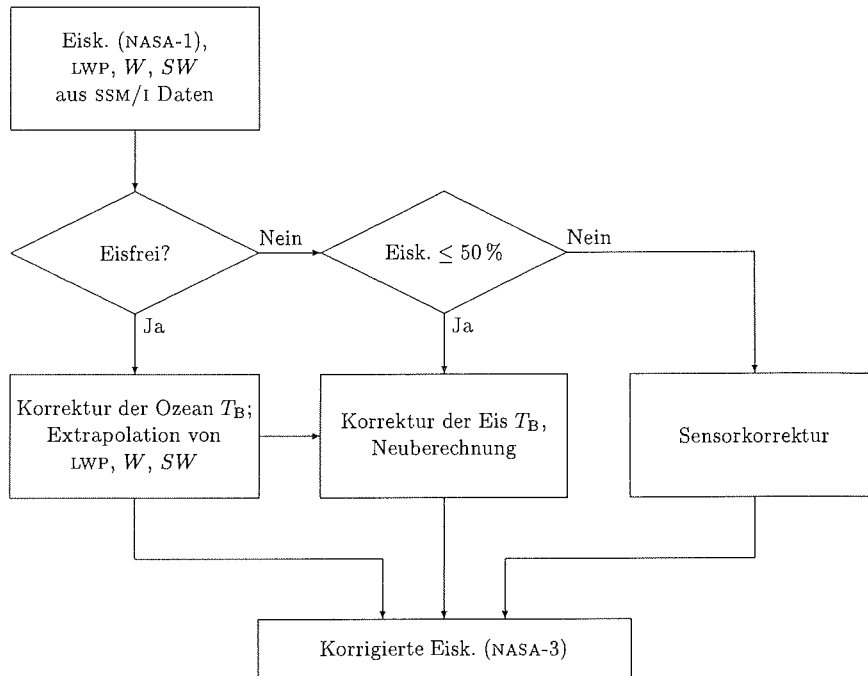


Abbildung 9: Flußdiagramm des Korrekturschemas. Die Variablen sind Eiskonzentration (Eisk.), eisfreier Ozeananteil, Flüssigwassergehalt LWP , Gesamtwasserdampfgehalt W , und bodennahe Windgeschwindigkeit SW .

tensensorkorrekturen können nur die mittleren atmosphärischen Verhältnisse berücksichtigt werden, während die meteorologische Korrektur den bei beiden Radiometern unterschiedlich starken Einfluß der Atmosphäre auf die gemessenen Helligkeitstemperaturen mit einbezieht.

Die mittleren Differenzen und Standardabweichungen zwischen den NASA-1 und NASA-2 bzw. NASA-1 und NASA-3 Algorithmen der 22 zur Verfügung stehenden Tage sind aus der Tabelle 3 abzulesen. Demnach konnten die mittleren Differenzen zwischen der Eisausdehnung (Eiskonzentration) der beiden Datensätze durch die meteorologische Korrektur von $-0,98$ ($-2,2$) auf $-0,04$ ($0,04$) bei gleichzeitiger Abnahme der Standardabweichung verringert werden. Für den Überschneidungszeitraum im Südwinter 1987 konnte gezeigt werden, daß sich die Differenzen zwischen beiden Radiometern nahezu vollständig korrigieren lassen. Wie aus Abbildung 10 hervorgeht ist der prozentuale Einfluß der meteorologischen Korrektur auf die Eisdaten im Winter mit ca. 1,2% der Eisausdehnung und 0,7% der Eiskonzentration am geringsten, weil in dieser Zeit die Eisrandregionen mit geringen Eiskonzentrationen sehr schmal sind. Unter Schmelzbedingungen im Frühjahr wächst der Anteil der eisfreien Gebiete im Packeis an (d. h., der Definitionsbereich der MIZ) und somit auch die zu korrigierende Fläche. Die Maxima der Korrektur werden mit 2,5% der Eisausdehnung bzw. 2% der Eiskonzentration Ende Februar erreicht, wenn die am Ende des Sommers verbliebenen Eisflächen ihre minimale Ausdehnung erlangt haben und der Bereich

Tabelle 3: Mittlere Differenzen und Standardabweichungen σ zwischen NASA-SMMR- und intersensor-korrigierten (NASA-2) bzw. zusätzlich meteorologisch korrigierten (NASA-3) SSM/I-Daten während des Überschneidungszeitraumes Juli/August 1987.

	Mittlere Differenz		σ	
	[km ²]	%	[km ²]	%
Eisausdehnung				
NASA-1–NASA-2	-571349	-0,98	172674	0,52
NASA-1–NASA-3	14079	-0,04	71887	0,47
Eiskonzentration				
NASA-1–NASA-2	-124569	-2,2	70640	0,68
NASA-1–NASA-3	-5725	0,04	62289	0,32

der MIZ im Vergleich dazu sehr groß ist. Vergleiche hierzu auch die Abbildung 7.2 auf Seite 117, welche die mittlere Differenz im Jahresgang der Meereisausdehnung der beiden SSM/I-Datensätze NASA-2 und NASA-3 in km² angibt.

Im folgenden wurde das Verfahren auf die vom NSIDC aufbereiteten SSM/I Hellichtigkeitstemperaturen des 17. Juli 1995 angewandt. Abbildungen 11 auf Seite 105 und 12 auf Seite 105 (siehe Farbbeilage) zeigen die aus dem NASA-1 bzw. NASA-2 Algorithmen resultierenden Eiskonzentrationen. Im oberen Teil des Bildes sind in großer Entfernung von Eisrand drei ausgedehnte Gebiete mit scheinbar hoher Eiskonzentration zu erkennen. Mit Hilfe der Karten der berechneten atmosphärischen Parameter (Abbildungen 6 auf Seite 98 bis 8 auf Seite 99) lassen sie sich aktiven

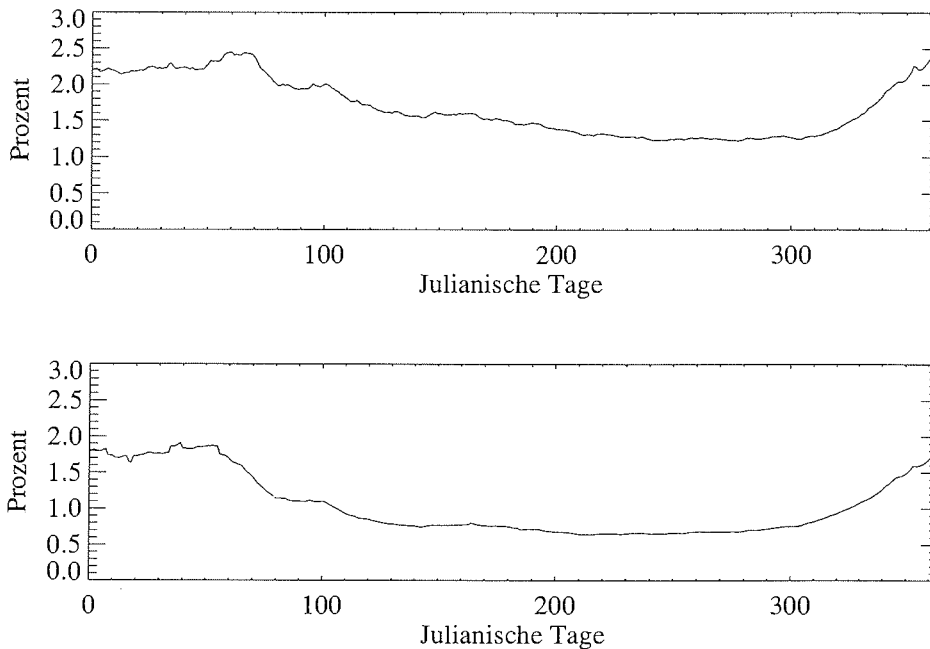


Abbildung 10: Jahresgang der Korrektur in Prozent für die Eisausdehnung (a) und die Eiskonzentration (b) des antarktischen Meereises.

Wettersystemen zuordnen. Viele Wettereffekte konnten bereits durch die mit festen Schwellenwerten arbeitenden Wetterfilter ausgeblendet werden, z. B. die innere Region des Tiefdruckgebietes im Südatlantik, wobei die intersensor Korrektur (NASA-2) im Vergleich zum NASA-1 Algorithmus schon eine höhere Ausblendungsquote besitzt.

Der NASA TEAM-Algorithmus mit Intersensor und meteorologischer Korrektur (NASA-3) (Abbildung 13 auf Seite 106, siehe Farbbeilage) unterdrückt den Einfluß der drei Wettersysteme vollständig. Auch die Eiskonzentration in der MIZ wurde in Abhängigkeit der atmosphärischen Parameter reduziert.

Zur Differenzierung der Wirkung von NASA-2 und NASA-3 auf die Eiskonzentration ist es sinnvoll die Unterschiede zu NASA-1 näher zu betrachten. Abbildung 14 auf Seite 106 (siehe Farbbeilage) zeigt die Differenzen zwischen den NASA-1 und NASA-2 Algorithmen, und ebenso den Anteil der Eiskonzentrationen welche ausschließlich durch die Intersensorkorrektur wegfallen. Das innere Packeis ist davon nur sehr geringfügig beeinflusst (ca. 1%), während über dem eisfreien Ozean und der MIZ Unterschiede von bis zu 5% auftreten. Die Meereisausdehnung hat sich um 2,8% und der Anteil des eisfreien Ozean um 3,6% verringert (Tabelle 4). Da die Wetterfilter des NASA-1 keinen Einfluß auf den Eisrand ausüben [Cavalieri und St. Germain, 1995], sind diese Differenzen, welche bei allen Eiskonzentrationen auftreten, und die Verlagerung des 15%-Eisrandes eindeutig der Intersensorkalibrierung (NASA-2) zuzuordnen. Wie aus dem Differenzenbild (Abbildung 15 auf Seite 107, siehe Farbbeilage) zu ersehen ist führt die Anwendung des NASA-3 zu einer weiteren Verringerung der Meereisausdehnung und somit zu einer weiteren Verlagerung der Eiskantenposition. Dieses wird auch durch die Angaben in Tabelle 4 deutlich.

Bei Anwendung der meteorologischen Korrektur auf das hier vorgestellte Szenario reduzieren sich die Meereisausdehnung (um 9%), die Eiskonzentration (um 5%) und der Anteil des eisfreien Ozeans (um 23%) und es erhöht sich daraus folgend die mittlere Eiskonzentration (80% anstatt von 77%) in den verbleibenden Meereisbildungspunkten. Diese Änderung läßt sich wie folgt erklären: NASA-3 erkennt bei vielen wetterbehafteten Bildpunkten das eisfreie Wasser, während NASA-1 und NASA-2 diese Gebiete fälschlich als Gemisch aus Wasser und Eis klassifizieren.

Das bedeutet, daß die Lage des mit der 15% Eiskonzentrationsisolinie definierten Eisrandes von diesem Schema korrigiert wird (siehe hierzu auch Abschnitt 6.5 auf Seite 108). Der NASA-3 Algorithmus verändert die Eisrandposition jedoch nicht global, sondern entsprechend der lokal herrschenden Wetterbedingungen. Das NASA-1 – NASA-3 Differenzenbild (Abbildung 16 auf Seite 107, siehe Farbbeilage) demonstriert dieses eindrucksvoll. In Regionen, in denen atmosphärischen Parameter (Abbildungen 6 auf Seite 98 bis 8 auf Seite 99) hohe Werte zeigen (wie z. B. bei 130° W) werden die Eiskonzentrationen in der MIZ wesentlich stärker verringert als in Regionen mit sehr niedrigen Werten (z. B. 130° O).

Tabelle 4: Mit den NASA TEAM Algorithmen für den 17. Juli 1995 in der Antarktis berechnete Meereis-
ausdehnung, Eiskonzentration, eisfreier Ozeananteil und mittlere Eiskonzentration. Differenzen zwischen
den einzelnen Algorithmen.

	Bildpunkte	Meereis- ausdehnung		Eiskonzentration		Eisfreier Ozeananteil		Mittlere Eisk.
	Gesamt	[10 ³ km ²]	%	[10 ³ km ²]	%	[10 ³ km ²]	%	
<i>Algorithmus</i>								
NASA-1	27500	17187,5	100,00	13151,5	100,00	4036,0	100,00	76,52
NASA-2	26722	16701,2	97,17	12812,8	97,42	3888,4	96,34	77,18
NASA-3	24893	15558,1	90,52	12462,3	94,76	3095,8	76,7	80,10
<i>Differenzen</i>								
NASA-1 – 2	778	486,25	2,83	338,7	2,58	147,6	3,66	
NASA-1 – 3	2607	1629,38	9,48	689,2	5,24	940,2	23,30	
NASA-2 – 3	1829	1143,12	6,65	350,5	2,67	792,6	19,64	

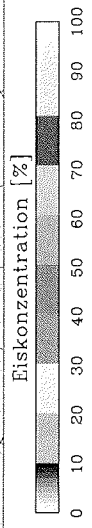
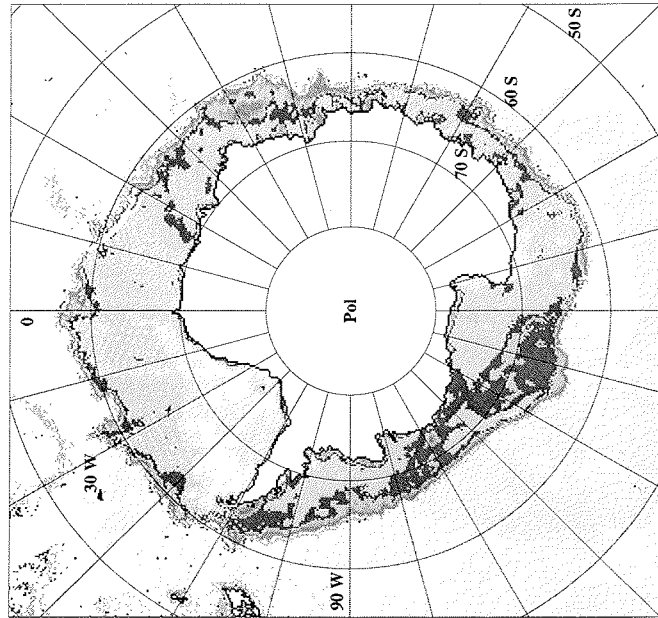


Abbildung 12: ssm/i Eiskonzentrationskarte des 17. Juli 1995, berechnet mit dem NASA-2 Algorithmus (siehe Farbbeilage).

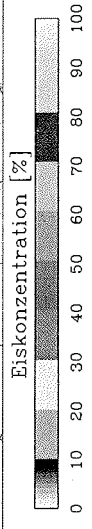
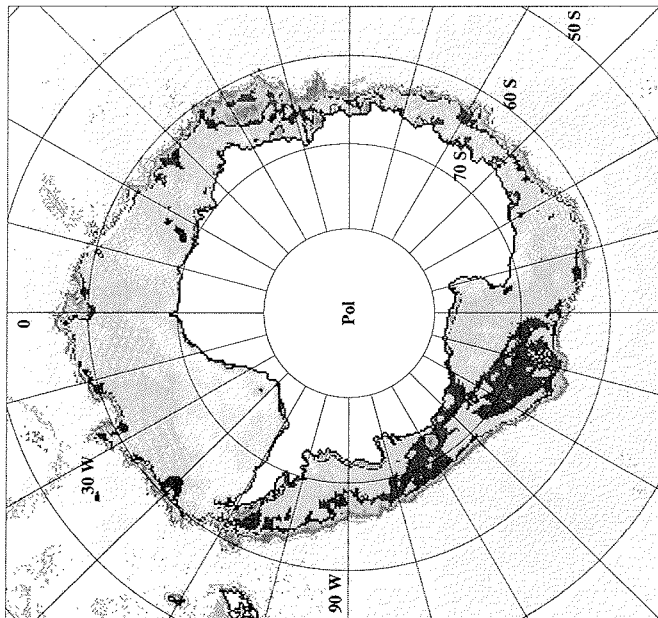


Abbildung 11: ssm/i Eiskonzentrationskarte des 17. Juli 1995, berechnet mit dem NASA-1 Algorithmus (siehe Farbbeilage).

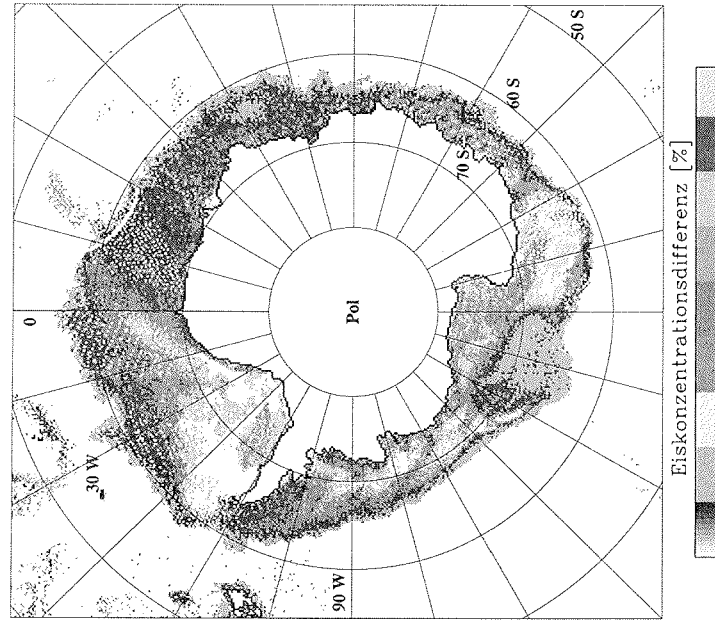


Abbildung 14: Differenzen zwischen den Eiskonzentrationen von NASA-1 und NASA-2 (siehe Farbbeilage).

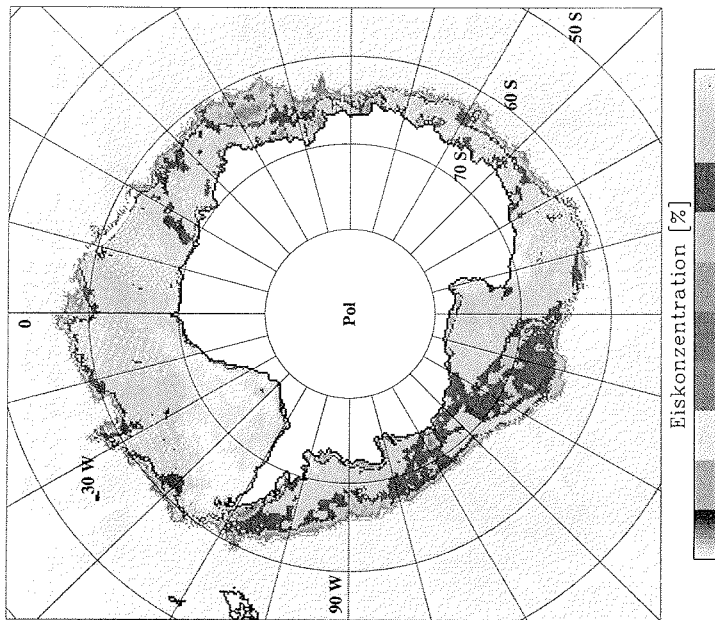
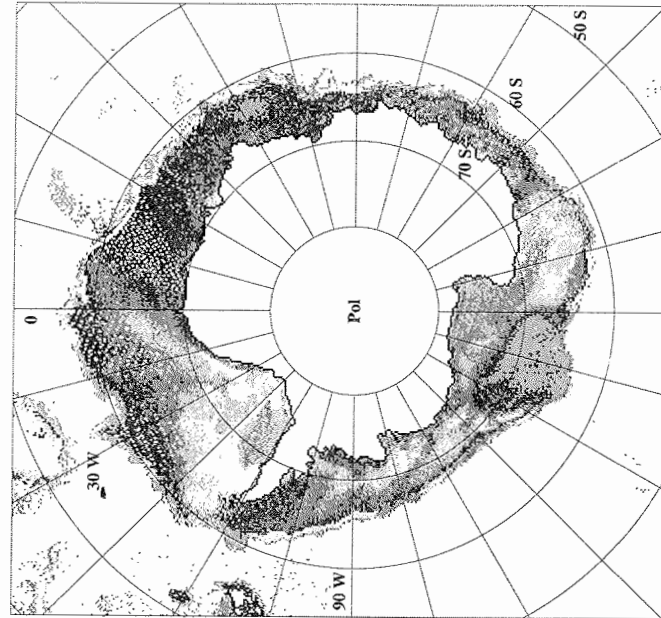
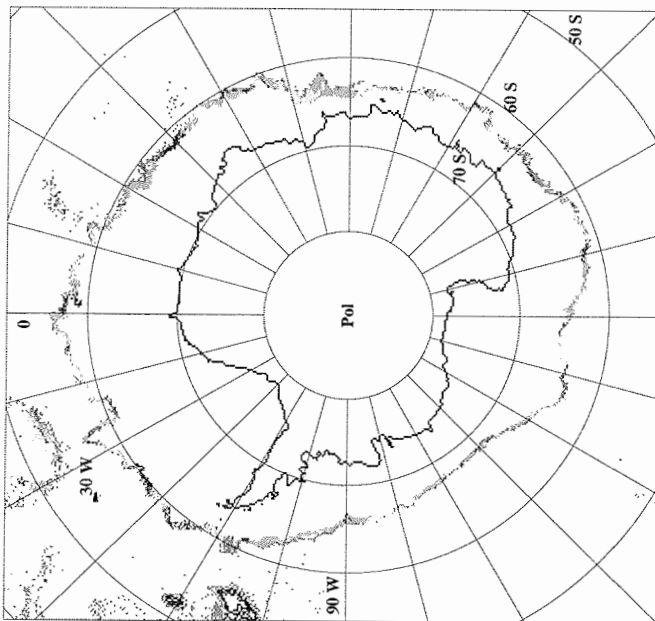


Abbildung 13: SSM/I Eiskonzentrationskarte des 17. Juli 1995, berechnet mit dem NASA-3 Algorithmus (siehe Farbbeilage).



Eiskonzentrationsdifferenz [%]
 0.0 3.3 6.7 10.0 13.3 16.7 20.0 23.3 26.7 30.0

Abbildung 16: Differenzen zwischen den Eiskonzentrationen von NASA-1 und NASA-3 (siehe Farbbeilage).



Eiskonzentrationsdifferenz [%]
 0.0 3.3 6.7 10.0 13.3 16.7 20.0 23.3 26.7 30.0

Abbildung 15: Differenzen zwischen den Eiskonzentrationen von NASA-2 und NASA-3 (siehe Farbbeilage).

6.5 Eiskantengenauigkeit

Die meteorologische Korrektur der Helligkeitstemperaturen erzielt ihre größte Wirkung in der MIZ beim Übergang vom eisfreien Ozean zum Meereis. Das bedeutet, daß der detektierte Eisrand bei entsprechend starkem atmosphärischen Einfluß scheinbar zum Packeis hin zurückgedrängt wird. Um das Ausmaß der Veränderung und die von den NASA-1 bis 3 Algorithmen erreichte Genauigkeit der Eiskantenbestimmung zu ermitteln, wurden die Ergebnisse mit einer höher aufgelösten AVHRR-Szene verglichen. Für diese Fallstudie ist ein $500 \times 550 \text{ km}^2$ großes wolkenfreies Gebiet des nördlichen Weddellmeeres vom 17. Juli 1995 ausgewählt worden (Abbildung 17 links). Aufgrund der zu dieser Zeit herrschenden Polarnacht kommen nur die im Infrarot messenden Kanäle 4 und 5 in Frage. Als erstes wurden die AVHRR-Daten des gegenüber Wasserdampfabsorption unempfindlicheren Kanals 4 [Martin, 1993] an die räumliche Auflösung des 37 GHz Kanals des SSM/I nach der Backus-Gilbert Methode [Hunewinkel und Heygster, 1994] angepaßt. Anschließend wurde für jeden AVHRR-Bildpunkt die Eiskonzentration mittels linearer Interpolation zwischen zwei aus den Daten bestimmten Eichpunkten (eisfreier Ozean ($T_{\text{IR}}^{\text{ow}}$) und 100 % Meereis ($T_{\text{IR}}^{\text{ice}}$)) nach Emery et al. [1994] bestimmt. Hierfür ist die Umrechnung der gemessenen Strahlungstemperatur in die äquivalente Schwarzkörpertemperatur T_{IR} notwendig. Diese erfolgt mit

$$T_{\text{IR}} = C \cdot T_{\text{IR}}^{\text{ice}} + (1 - C) \cdot T_{\text{IR}}^{\text{ow}}. \quad (4)$$

Da die Emissivität von Wasser und Eis wenig variabel und nahezu eins ist, erklärt sich die Varianz in den Daten im wolkenfreien Fall und bei geringem Gesamtwasserdampfgehalt allein durch die Oberflächentemperatur.

Speziell in der MIZ kann dieses aber zu einer systematischen Unterschätzung der Eiskonzentration führen, weil der Anteil an dünnen und somit wärmeren Eistypen besonders hoch ist, und weil die Oberflächentemperatur bedingt durch die Nähe zum eisfreien Ozean und den hohen Anteil eisfreien Wassers höher ist als im geschlossenen Packeis.

Die Ergebnisse des Vergleichs von AVHRR-Eiskonzentrationen sind in Abbildung 17 rechts dargestellt. Um die statistischen Verhältnisse zwischen den SSM/I- und AVHRR-Eisrändern zu verdeutlichen, wurde jeder Bildpunkt der NASA-3 Isolinie (schwarze Linie) mit dem entsprechenden Eiskonzentrationswert der AVHRR-Isolinie verglichen.

Die von den NASA-3 (schwarze Linie) und NASA-1 (unterbrochene graue Linie) Algorithmen ermittelten Eisränder stimmen entweder genau überein oder die NASA-1-Isolinie befindet sich etwas außerhalb des Eisfeldes im eisfreien Wasser. Besser verdeutlichen lassen sich die Unterschiede, wenn die Position des NASA-1-Eisrandes in AVHRR-Eiskonzentrationen ausgedrückt wird. In dieser Fallstudie ergab sich, daß die 15 % Isolinie des NASA-3 Algorithmus im Mittel einer AVHRR-Eiskonzentration von 10,1 % mit einer Standardabweichung von 5,95 % entspricht, während der NASA-1-Eisrand mit 8,6 % AVHRR-Eiskonzentration und einer Standardabweichung von 5,2 % übereinstimmt. Der NASA-1-Eisrand befindet sich also näher am eisfreien Ozean als der des NASA-3 Algorithmus. Der hier nicht dargestellte NASA-2 Eisrand liegt hingegen weiter im Packeis als der mit dem NASA-3 Algorithmus ermittelte Eisrand, weil dieser die für mittlere Wetterbedingungen erstellten und konstanten

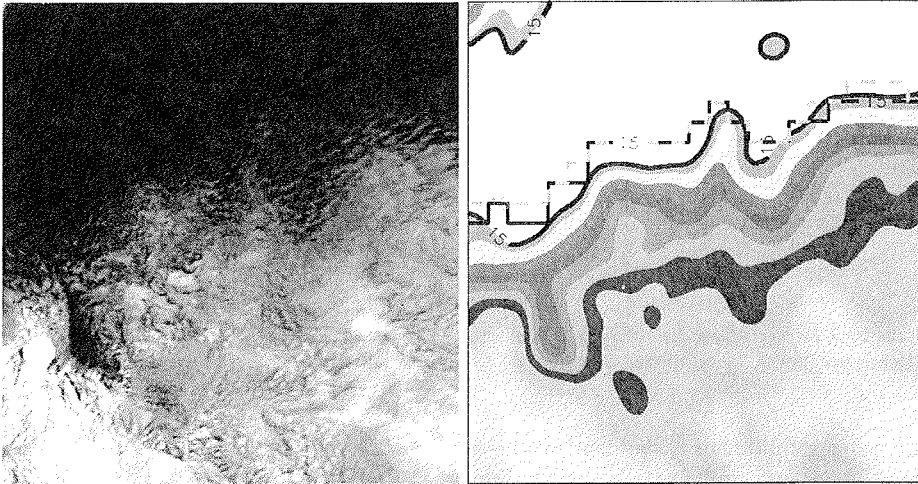


Abbildung 17: Vergleich von AVHRR- und SSM/I Eisrändern im nördlichen Weddellmeer am 17. Juli 1995. AVHRR-Bild (links) und auflösungsangepasste AVHRR-Eiskonzentrationen (rechts) mit 15% AVHRR-Eiskonzentrationsisolinie (dunkelgrau) und mit NASA-1 und NASA-3 15% Isolinen (unterbrochener hellgrauer und schwarze Polygonzug). Ausschnittgröße: $500 \times 550 \text{ km}^2$.

Wetterfilter verwendet und der Schwellenwert für diese wolkenfreien Szene entsprechend zu hoch liegt.

In der hier untersuchten Szene mit der besonders wolkenfreien und trockenen Atmosphäre verbessert die in Kapitel 5 auf Seite 83 durchgeführte Kalibrierung zwischen den Sensoren SMMR und SSM/I (NASA-2) die Ergebnisse signifikant und führt zu geringeren Eiskonzentrationen als der NASA-1 Algorithmus. Die 15% AVHRR-Isolinie entspricht hier einer NASA-3 Eiskonzentration von 28%.

Die Histogramme in den Abbildung 18 zeigen die Verteilungen von Eiskonzentrationswerten der gesamten antarktischen Region des NASA-1 Algorithmus an der Position der vom NASA-3 Algorithmus bestimmten 15% Eiskante zu verschiedenen Jahreszeiten (Eisbedingungen) im Jahr 1995. Aus den Abbildungen wird ersichtlich, daß die Verteilung der sich ergebenden Werte gut mit einer Gaußverteilung übereinstimmt, deren Maximum dem häufigsten Wert entspricht. Demnach korrespondiert der 15% Eisrand des NASA-3 Algorithmus je nach Jahreszeit mit Eiskonzentrationen von 23 bis 25% ($\pm 5,5\%$) des NASA-1 Algorithmus. Dies stimmt überein mit den Ergebnissen einer Studie von Cavalieri et al. [1991], bei welcher im März 1988 in der Arktis NASA TEAM-Algorithmus-Eiskonzentrationen der MIZ mit Flugzeugmessungen verglichen wurden. Der Wert ist aber niedriger als der von Hunewinkel [1996] mit einem Eiskantendetektionsalgorithmus gefundene Wert von ca. 33%.

Bemerkenswert ist, daß der gefundene Wert und die Standardabweichung nahezu unabhängig von den mit den verschiedenen Jahreszeiten variierenden Eis- und Wetterbedingungen ist. So repräsentieren die Dezemberdaten (Abbildung 18 links) einen Zeitraum, in welchem das Meereis rapide abnimmt, die Schneeeauflage häufig einen hohen freien Wasseranteil besitzt, und der Gesamtwasserdampfgehalt der Atmosphäre mit den zunehmenden Temperaturen hohe Werte erreicht. Der Mittel-

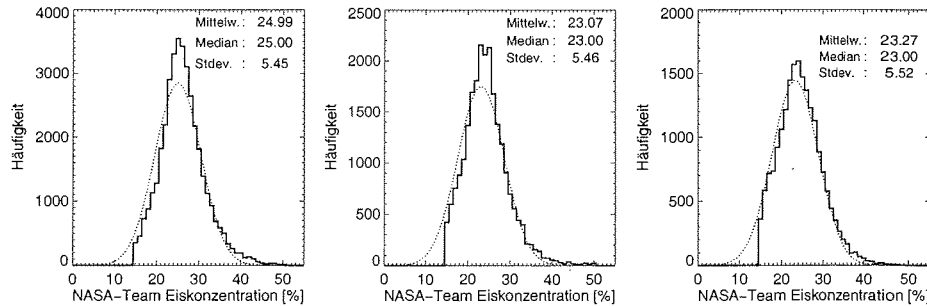


Abbildung 18: Verteilung der NASA-1 Eiskonzentrationen an der Position des NASA-3 15% Eisrandes (Dezember (links), März (mitte), Juli (rechts) 1995). Gepunktete Linie: Gaußkurve.

wert der gefundenen Eiskonzentrationen für NASA-1 erreicht in dieser Zeit mit 25 % sein Maximum und liegt damit nur um knapp 2% über den Werten, welche zum Zeitpunkt des beginnenden Eiswachstums im März (Abbildung 18 mitte) und dem Hochpunkt des Südwinters im Juli (Abbildung 18 rechts) üblich sind.

Aus diesem hier vorgestellten Beispiel läßt sich schlußfolgern, daß der NASA-3 Eisrand unter wolkenfreien Bedingungen am besten mit der aus den AVHRR-Daten gewonnenem Eiskante übereinstimmt. Das bedeutet, daß auch im wolkenfreien Fall ($LWP = 0$) die meteorologische Korrektur physikalisch sinnvoll eingreift und hebt ihre Notwendigkeit hervor. Die mittlere räumliche Distanz zwischen diesen beiden Eiskanten beträgt 19,4 km und befindet sich damit in der Größenordnung eines Bildpunktes des SSM/I-Gitters (25 km).

Unter bewölkten Bedingungen könnte der Fehler in einigen Fällen größer sein, welches aber die statistische Analyse über mehrere Jahre und Dekaden nicht wesentlich beeinflusst.

Teil IV

Anwendung und Auswertung

7 Zeitreihenanalyse des Meereises

Aus den täglich gemittelten Helligkeitstemperaturen des NSIDC wurden Zeitreihen der antarktischen Meereisbedeckung sowohl mit dem NASA-2 als auch mit dem NASA-3 Algorithmus berechnet. Die 15 % Isolinie als Eiskantendefinition wurde beibehalten. Daten des SMMR standen für den Zeitraum Oktober 1978 bis November 1987 und SSM/I-Daten vom August 1987 bis Dezember 1996 zur Verfügung. Bei beiden Algorithmen kamen die Sensor-Kalibrierungen aus Kapitel 5 auf Seite 83 zur Anwendung. Der NASA-3 Algorithmus beinhaltet entsprechend Kapitel 3 auf Seite 37 zusätzlich die meteorologische Korrektur der Helligkeitstemperaturen. Zeitreihen wurden für die Meereisausdehnung (Fläche innerhalb des Eisrandes) und die Eiskonzentration (gewichtete eisbedeckte Fläche innerhalb des Eisrandes, auch Meereisfläche genannt) abgeleitet. Aus der Differenz dieser beiden Größen läßt sich anteilig auch die Fläche des eisfreien Meeres innerhalb des Eisrandes bestimmen.

Nach der Berechnung der Anomalien werden Trend- und statistische Signifikanzberechnungen durchgeführt, welche mit Hilfe autoregressiver Modellierung der Zeitreihen überprüft werden.

Die Zeitreihenanalyse wurde auf fünf verschiedene Eiskonzentrationsdatensätze angewendet (Tabelle 1). Die mit dem NASA-2 Algorithmus berechneten SMMR- und SSM/I-Zeiträume wurden sowohl getrennt als auch zusammen analysiert und der SSM/I-Zeitraum wurde separat mit dem NASA-3 Algorithmus und in Kombination mit dem SMMR-Zeitraum (NASA-2) untersucht (Tabelle 1). Die theoretischen Grundlagen der Zeitreihenanalyse können dem Anhang A auf Seite 149 entnommen werden.

7.1 Berechnung von Mittelwerten und Anomalien

Mittelwerte

Da die täglich berechneten Eiskonzentrationen immer noch irreguläre Schwankungen aufweisen und das Untersuchungsgebiet in vielen Fällen nicht täglich komplett

Tabelle 1: Datensätze der untersuchten Zeitreihen und die entsprechenden passiven Mikrowellensensoren.

Datensatz	Algorithmus	Zeitraum	Sensor
1	NASA-2	Oktober 1978–November 1987	SMMR
2	NASA-2	Juli 1987–Dezember 1996	SSM/I
3	NASA-2	Oktober 1978–Dezember 1996	SMMR, SSM/I
4	NASA-3	Juli 1987–Dezember 1996	SSM/I
5	NASA-2 + 3	Oktober 1978–Dezember 1996	SMMR, SSM/I

abgebildet werden konnte, war es notwendig, Monatsmittelwerte der Meereisparameter zu berechnen (Abbildung 1 auf Seite 116). Einzelne Tage ohne Daten während eines Monats wurden ignoriert. Datenlücken mehrerer aufeinander folgender Tage sind mit den aus derselben Zeitreihe bestimmten klimatologischen Werten für diesen Zeitraum ersetzt worden. Anderenfalls würden für Monate mit einem starken Anstieg oder Abfall der Eiskonzentration, durch entsprechend zu niedrige oder zu hohe Monatsmittelwerte, künstliche Differenzen entstehen.

Zum Ausblenden des antarktischen Kontinents und der landbehafteten Bildpunkte sowie der sehr großen Schelfeisgebiete, wie z. B. das Ronne/Filchner- und Ross-Schelfeis wurde eine Landmaske des NSIDC benutzt. Auf die Wahl einer zusätzlich zur Verfügung stehenden Küstenlinie, welche weitere Meeresgitterpunkte als Küste identifizieren würde, wurde verzichtet, um nicht unnötig viele Meeresbildpunkte auszublenden. Desweiteren gibt es für den Gesamtzeitraum der Mikrowellendaten bereits drei verschiedene und unterschiedlich genaue Küstenlinien. Die Schelfeiskante ist durch kontinuierliches Wachstum der Gletscher und ständiges Kalben von zum Teil sehr großen Tafelbergen ($2 \cdot 10^4 \text{ km}^2$) entsprechenden Veränderungen ausgesetzt, so daß die Aktualität einer neuen Küstenlinie nur für einen kurzen Zeitraum gewährleistet ist. Die zur Zeit aktuellste digitale Küstenlinie GSFC-2 wurde 1995 von der NASA zur Verfügung gestellt [Martino et al., 1995].

Weiterhin kann der Einfluß von Schelfeis entlang der Küste auf die Bestimmung der Meereiskonzentration aufgrund der geringen Unterschiede in den Emissivitäten als vernachlässigbar klein angesehen werden. Bildpunkte des eisfreien Wassers oder mit einer Mischung von eisfreiem Wasser und Schelfeis entlang der Schelfeisküste können jedoch die gemessenen Helligkeitstemperaturen beeinflussen und somit zu einer fehlerhaften Bestimmung der Eiskonzentration führen. Eine Studie von Maslanik [1996] in der kanadischen Hudson Bay ergab, daß ca. 16 % der Küstenbildpunkte durch Land/Meer Mischungen beeinträchtigt werden und daß diese Störung durch eine Ausweitung der Landmaske um einen Bildpunkt um ca. 75 % reduziert werden kann.

Die ebenfalls erzeugten klimatologischen Monatsmittelwerte der antarktischen Meereisausdehnung, der Eiskonzentration und des Anteils des eisfreien Ozeans der fünf Zeitreihen sind in Abbildung 1 auf Seite 116 dargestellt. Die Differenzen zwischen den Mittelwerten aller Zeitreihen sind generell in den Übergangsjahreszeiten am größten, wenn das Meereis mit Beginn des Südsommers schmilzt bzw. mit Beginn des Süd winters gebildet wird. Deutlich erkennbar ist die sieben Monate dauernde Eiswachstumsphase und die fünf Monate währende Schmelzphase, wobei allein knapp 70 % des Meereises in den Monaten November und Dezember abschmelzen.

Im einzelnen weichen die Mittelwerte der Meereisausdehnung (oben) des NASA-2 und NASA-3 SSM/1-Zeitraums am meisten voneinander ab, wobei die NASA-3 Werte aufgrund der meteorologischen Korrektur niedriger sind. Die NASA-3 SSM/1-Eiskonzentrationswerte (mitte) liegen im Südsommer und während der Wachstumsphase trotz der Korrektur über allen anderen Werten, wohingegen die NASA-2 Werte am niedrigsten sind. Dies zeigt in Verbindung mit dem abnehmendem Anteil offenen Wassers (unten) bei der NASA-3 Berechnung eine klimatische Veränderung an. In der letzten Dekade konnte mehr Eis den Südsommer überdauern und die Vereisung geschah schneller und früher. Im Gegensatz dazu sind die Maximalwerte der Eis-

konzentration und -ausdehnung rückläufig. Diese Punkte werden im Abschnitt 7.3 auf Seite 126 ausführlich diskutiert.

Die Abbildung 2 auf Seite 117 gibt die mittlere Differenz im Jahresgang der beiden SSM/I-Datensätze NASA-2 und NASA-3 an. In Quadratkilometern ausgedrückt ist der Unterschied im März mit $1 \cdot 10^5 \text{ km}^2$ minimal und erreicht sein Maximum im Dezember mit $3,5 \cdot 10^5 \text{ km}^2$. Die mittlere prozentuale Differenz der beiden Datensätze (Abbildung 6.10 auf Seite 102) wurde bereits in Kapitel 6 auf Seite 89 erläutert.

Anomalien

Als Anomalie wird die Abweichung eines Klimatelements zu einem bestimmten Zeitpunkt für ein bestimmtes Gebiet von den entsprechenden mittleren Verhältnissen bzw. eines anderen ausreichend langen Bezugszeitraums bezeichnet.

Bei den hier betrachteten Meereisparametern können aus der Differenz der im vorigen Abschnitt bestimmten klimatologischen Monatsmittelwerte und der Datenreihe der einzelnen Monatsmittel Anomalienzeitreihen zur weiteren Analyse bestimmt werden. Nach diesem, häufig auch als Saisonbereinigung der Daten bezeichneten Schritt, sollten diese nur noch zyklische und irreguläre Schwankungen enthalten.

7.2 Trendberechnungen

Um das Ausmaß der in der Datenreihe vorhandenen Schwankungen weiter zu verringern, ist eine Glättung der Zeitreihe notwendig. Hierfür wurde ein gleitender 12-Monatsdurchschnitt gebildet, um eventuell verbliebene Saisonschwankungen und Irregularitäten zu eliminieren und somit eventuell vorhandene zyklische Schwankungen und Trendbewegungen aufzudecken. Bei dieser Analyseverfahren sind zum einen von Nachteil, daß Daten am Anfang und am Ende der Datenreihe verloren gehen und zum anderen, daß extreme Werte auf den Verlauf der sich aus der Glättung ergebenden Kurve einen großen Einfluß haben. Ein zur Identifizierung zyklischer Schwankungen besonders geeignetes Hilfsmittel der Zeitreihenanalyse ist die *Fast Fourier Analysis* (FFT). Die FFT ist die Transformation einer Zeitreihe in eine spektrale Darstellung. Sie beruht auf dem mathematischen Prinzip, daß jeder Punkt eines Intervalls einer Funktion als unendliche Reihe von Sinus- und Kosinusfunktionen (Fourier-Reihe) dargestellt werden kann.

Die lineare Regressionsanalyse mit der Methode der kleinsten Quadrate bildet durch die Möglichkeit der Berechnung einer Regressionsgeraden und der einfachen Interpretation ein zusätzliches Instrument der Zeitreihenanalyse. Bei ihrer Interpretation ist zu berücksichtigen, daß extreme Werte am Anfang und Ende einer Zeitreihe ein höheres Gewicht bei der Berechnung der Regressionsgeraden haben, als wenn diese in der Mitte liegen würden.

Die im folgenden diskutierten Abbildungen, welche die saisonbereinigten Zeitreihen und Trends der Anomalien (Abbildung 3 auf Seite 117 bis Abbildung 6 auf Seite 120) zeigen, beinhalten sowohl die Kurven der 12-Monatsglättung als auch

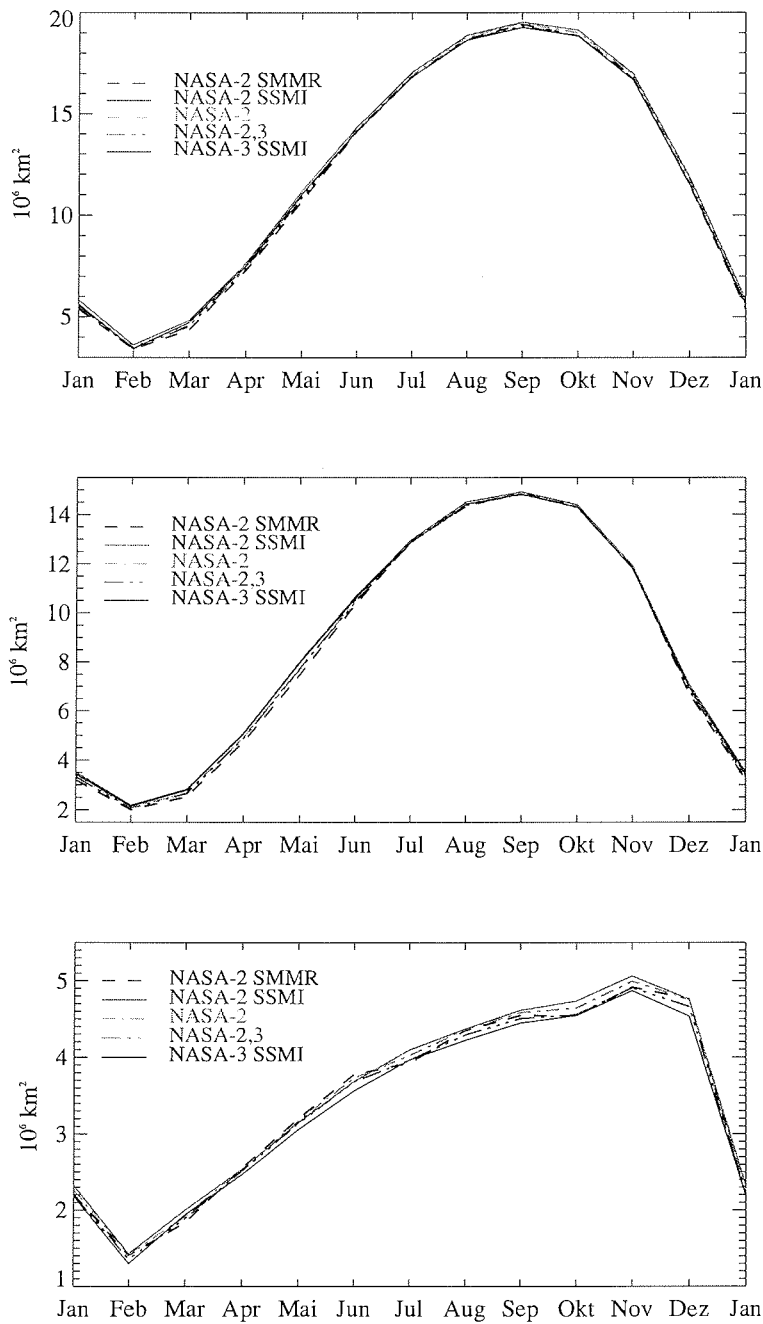


Abbildung 1: Klimatologische Monatsmittelwerte der antarktischen Meereisausdehnung (oben) der Meereisfläche (mitte) und des Anteils des eisfreien Meeres (unten) der fünf berechneten Zeitreihen in km^2 . Bei Angabe des Sensors in der Legende (SMMR und SSM/I) handelt es sich um den jeweiligen Betriebszeitraum des angegebenen Radiometers.

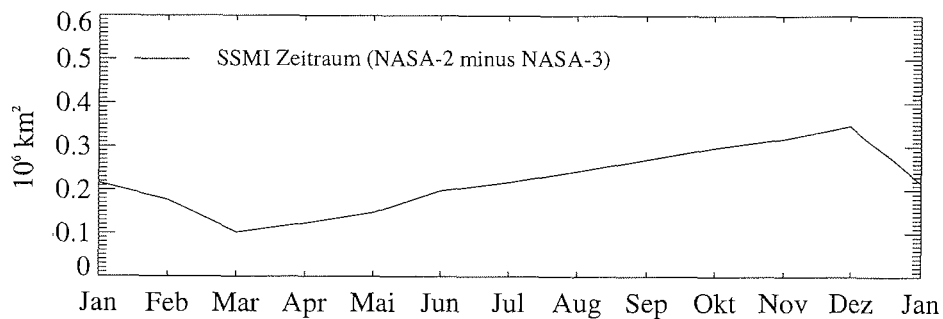
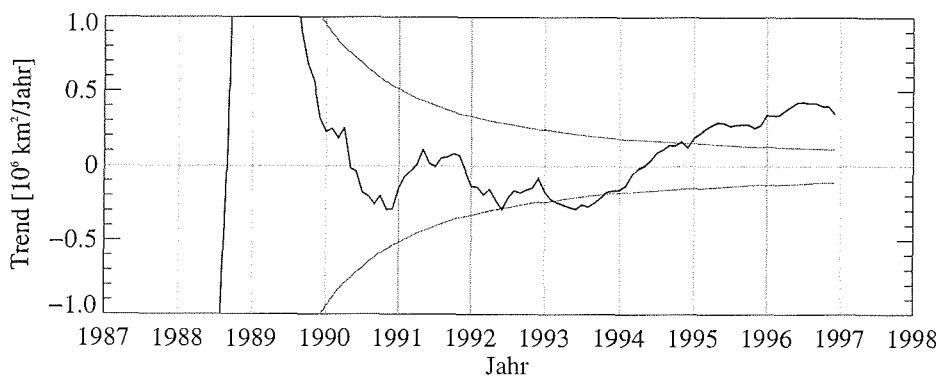
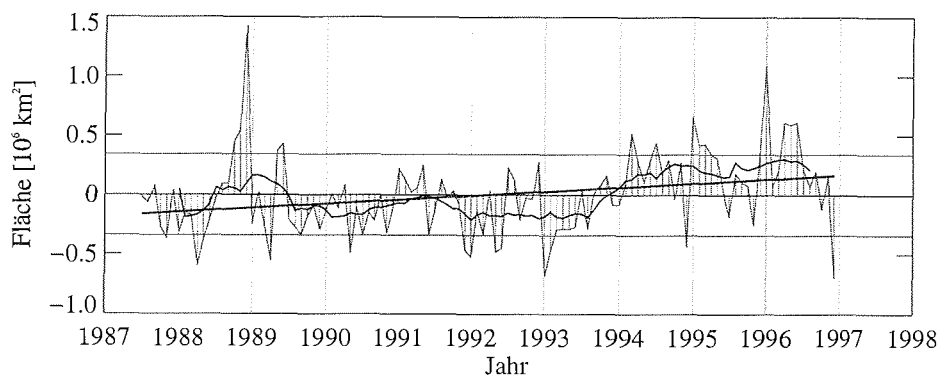
Abbildung 2: Differenz der SSM/I-Datensätze NASA-2 und NASA-3 in km^2 .

Abbildung 3: Oben: Zeitreihe der mit dem NASA-3 Algorithmus aus SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisausdehnung. Durchgezogene Linie: Trendgerade der Regression. Durchgezogene Kurve: Gleitender 12-Monatsdurchschnitt. Waagerechte graue Linien: Standardabweichung der Anomalien. Unten: Zeitreihe der zeitlichen Entwicklung des Trends (schwarze Kurve) und Standardabweichung (graue Kurve).

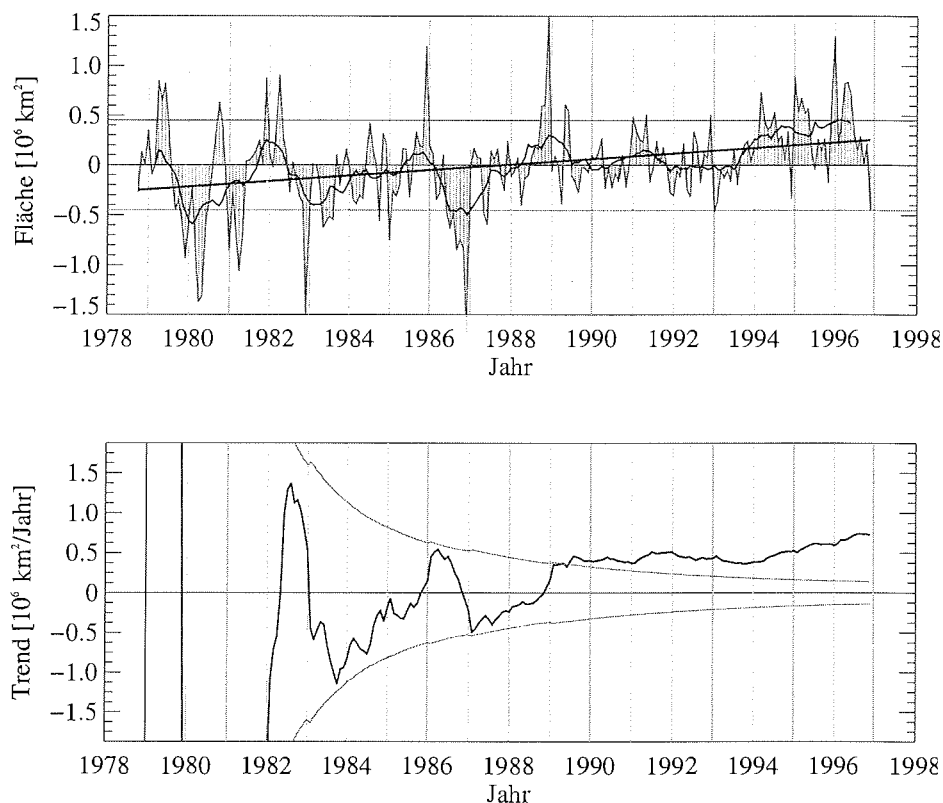


Abbildung 4: Oben: Zeitreihe der mit dem NASA-2 Algorithmus aus SMMR (1978–1987) und SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisausdehnung. Durchgezogene Linie: Trendgerade der Regression. Durchgezogene Kurve: Gleitender 12-Monatsdurchschnitt. Waagerechte graue Linien: Standardabweichung der Anomalien. Unten: Zeitreihe der zeitlichen Entwicklung des Trends (schwarze Kurve) und Standardabweichung (graue Kurve).

die Trendgeraden der Regression. In Tabelle 2 auf Seite 121 sind die Ergebnisse aller untersuchten Zeiträume der Meereisausdehnung und Eiskonzentration dargestellt. Dazu gehören der klimatologische Mittelwert, die Steigung der Regressionsgeraden, die Standardabweichung σ , der Trend per Dekade und die statistische Signifikanz s . Weitere in der Tabelle 2 auf Seite 121 aufgeführte, aber in diesem Abschnitt nicht erläuterte Zeitreihen, befinden sich im Anhang A auf Seite 149.

In der Abbildung 3 oben ist die Zeitreihe der Meereisausdehnungsanomalien des SSM/I-Zeitraums, welche mit dem NASA-3 Algorithmus bestimmt wurden, dargestellt. Die grauen waagerechten Geraden geben die Standardabweichung, die schwarze Kurve den gleitenden 12-Monatsdurchschnitt und die schwarze Gerade den Trend der Zeitreihe an. Die Trendgerade zeigt einen positiven Trend von $(0,35 \pm 0,11) \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (2,78 %) pro Dekade. Wie aus dem Verlauf des gleitenden Mittels zu erkennen ist, wurde dieser hohe Wert im wesentlichen durch besonders positive Anomalien in den Jahren von 1994 bis 1996 hervorgerufen. Nach einer Untersuchung von Jones [1995] über regionale Lufttemperaturschwankungen waren die

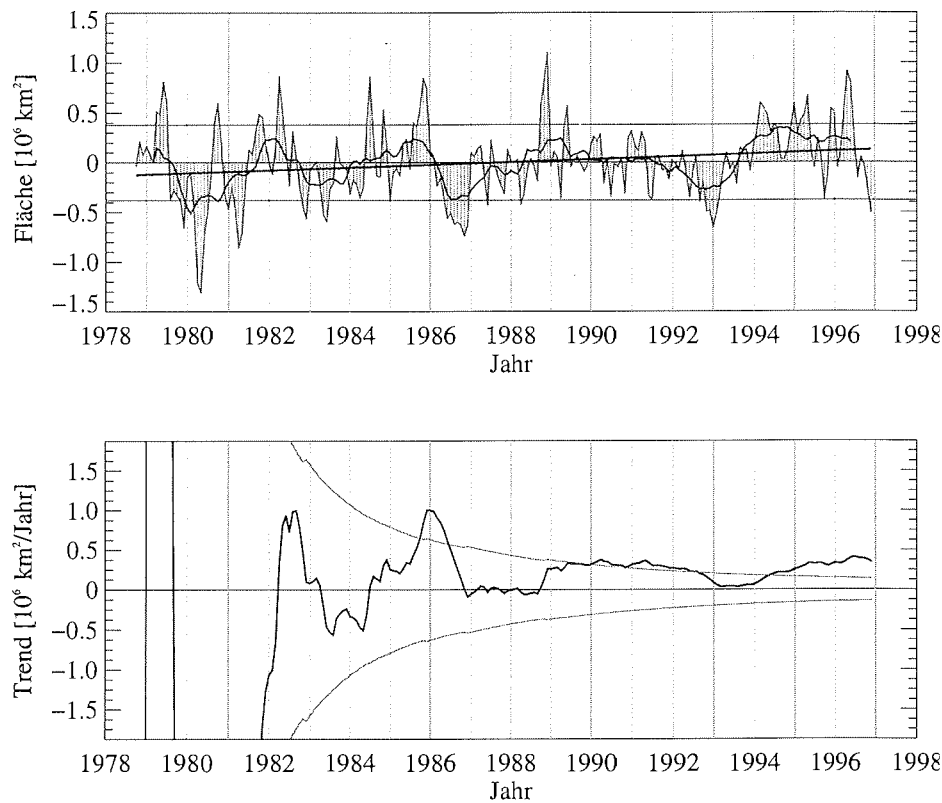


Abbildung 5: Oben: Kombinierte Zeitreihe der mit den NASA-2 und NASA-3 Algorithmen aus SMMR (1978–1987) und SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisfläche. Durchgezogene Linie: Trendgerade der Regression. Durchgezogene Kurve: Gleitender 12-Monatsdurchschnitt. Waagerechte graue Linien: Standardabweichung der Anomalien. Unten: Zeitreihe der zeitlichen Entwicklung des Trends (schwarze Kurve) und Standardabweichung (graue Kurve).

Jahre 1993 und 1994 in der Antarktis kälter als normal. Da sich das Jahr 1993 durch negative Anomalien in der Meereisausdehnung auszeichnet, scheint sich die Lufttemperatur nicht unmittelbar auf die Eisbildung auszuwirken.

Die Abbildung 3 auf Seite 117 unten zeigt den zeitlichen Verlauf des Trends über den Untersuchungszeitraum an. Dieser ergibt sich aus einer aufeinander folgenden Verkürzung der Gesamtzeitreihe um jeweils einen Monat und anschließender Neuberechnung des Trends. Der Verlauf der grauen Kurven zeigt die Standardabweichung des Trends. Es ist zu erkennen, daß der Trend mit zunehmender Länge der Zeitreihe immer weniger Schwankungen aufweist und die Standardabweichung entsprechend abnimmt. Seit 1995 befindet sich der Trend oberhalb der Standardabweichung σ und seit 1996 oberhalb von 3σ , woraus eine statistische Signifikanz von 0,999 resultiert.

Die Abbildung 4 zeigt die Zeitreihe der Anomalien der Meereisausdehnung des SMMR- und SSM/I-Zeitraums, welche mit dem NASA-2 Algorithmus berechnet wurden. Der Trend beträgt hier $(0,29 \pm 0,06) \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (2,32 %) pro Dekade, ebenfalls mit einer Signifikanz von 0,999. Bedingt durch die überwiegend negativen Anomalien

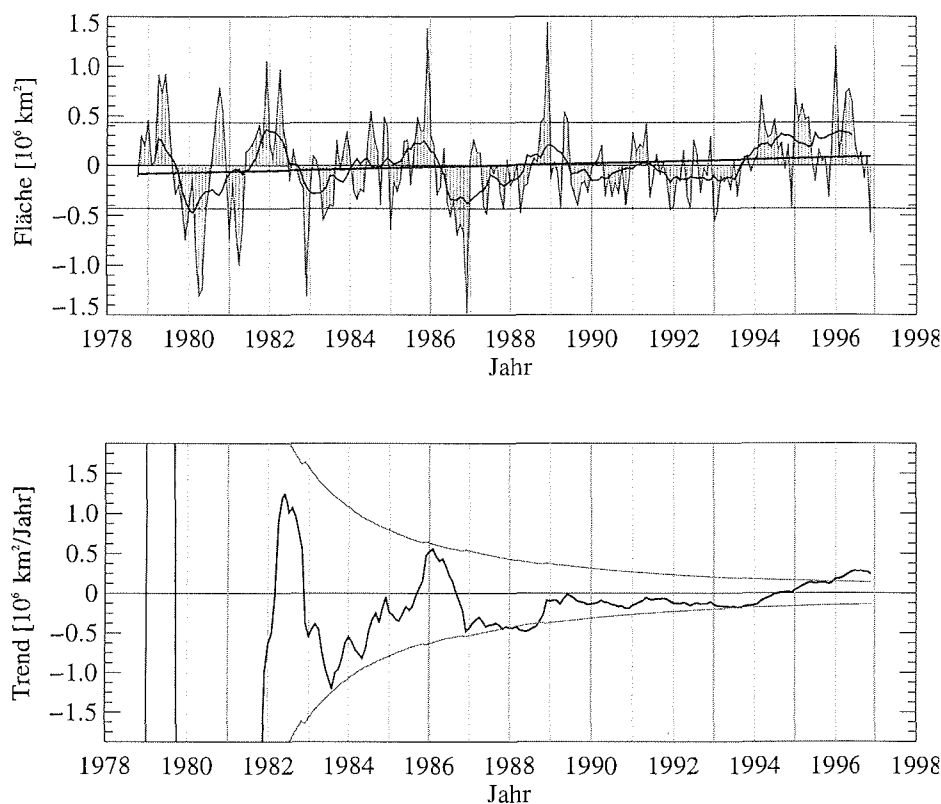


Abbildung 6: Oben: Kombinierte Zeitreihe der mit den NASA-2 und NASA-3 Algorithmen aus SMMR (1978–1987) und SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisausdehnung. Durchgezogene Linie: Trendgerade der Regression. Durchgezogene Kurve: Gleitender 12-Monatsdurchschnitt. Waagerechte graue Linien: Standardabweichung der Anomalien. Unten: Zeitreihe der zeitlichen Entwicklung des Trends (schwarze Kurve) und Standardabweichung (graue Kurve).

des SMMR-Zeitraums liegt der klimatologische Mittelwert der Gesamtzeitreihe tiefer als bei alleiniger Betrachtung des SSM/I-Zeitraums, welches zu besonders ausgeprägten positiven Anomalien im SSM/I-Zeitraum führt. Aus diesem Grund befindet sich der Trend in der Abbildung unten bereits seit 1989 oberhalb der Standardabweichung σ mit weiter zunehmender Tendenz bis zum Ende der Zeitreihe. Der Verlauf der Kurve des gleitenden Mittelwerts läßt in dem Zeitraum 1979 bis 1990 einen Zyklus erkennen. Einem jeweils einjährigen Abstieg folgt ein zwei bis dreijähriger Anstieg der Kurve. Nach 1990 ist der Verlauf der Kurve irregulär. Eine FFT über dieses Zeitintervall deckt eine signifikante Grundschwingung von ca. 28 Monaten auf. Diese systematische Variabilität steht in einem engen Zusammenhang mit der asymmetrischen Form des antarktischen Kontinents. Das Weddell- und Rossmeer sind aufgrund ihrer geographischen Lage, ihrer großen Entfernung zum Antarktischen Zirkumpolarstrom und somit zu (im Abschnitt 7.5 auf Seite 134 ausführlich diskutierten) großskaligen gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen Oszillationen wesentlich für die Ausbildung großer Meereisanomalien verantwortlich.

Tabelle 2: Zusammenfassung der Trends der antarktischen Meereisaußenfläche und Eiskonzentration der verschiedenen Zeiträume des NASA-2 und NASA-3 Algorithmus: Klimatologischer Mittelwert, Steigung der Regressionsgeraden, Standardabweichung σ , Trend per Dekade und statistische Signifikanz s der Meereisaußenfläche und Eiskonzentration.

Zeitraum	Sensor	Algo- rithmus	Mittelwert [10^6 km^2]	Steigung [$10^6 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$]	σ	Trend/Dekade [%]	s
<i>Meereisaußenfläche</i>							
1978–1987	SMMR	NASA-2	12,280	-0,0111	0,0176	-0,90	0,47
1987–1996	SSM/I	NASA-2	12,821	0,0344	0,0111	2,69	0,999
1978–1996	beide	NASA-2	12,476	0,0289	0,0055	2,32	0,999
1987–1996	SSM/I	NASA-3	12,596	0,0350	0,0112	2,78	0,999
1978–1996	beide	NASA-2+3	12,359	0,0095	0,0055	0,77	0,916
<i>Eiskonzentration</i>							
1978–1987	SMMR	NASA-2	8,776	0,0008	0,0148	0,00	0,47
1987–1996	SSM/I	NASA-2	9,202	0,0183	0,0103	1,99	0,925
1978–1996	beide	NASA-2	8,924	0,0237	0,0048	2,66	0,999
1987–1996	SSM/I	NASA-3	9,118	0,0294	0,0104	3,22	0,995
1978–1996	beide	NASA-2+3	8,870	0,0137	0,0047	1,55	0,997

In der Abbildung 5 auf Seite 119 oben ist die kombinierte Zeitreihe der Meereisfläche des SMMR- und SSM/I-Zeitraums, welche mit dem NASA-2 und NASA-3 Algorithmus bestimmt wurden, dargestellt. Die Anwendung des NASA-3 Algorithmus auf die SSM/I-Daten hat zu einer Verringerung der Meereisfläche und somit des klimatologischen Mittelwerts dieses Zeitraums geführt, welches in einem eher moderaten Trend von $(0,14 \pm 0,05) \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (1,55 %) pro Dekade resultiert. Eine statistische Signifikanz von 0,999 wurde nur 1996 kurzfristig erreicht und beträgt am Ende der Zeitreihe 0,997. Generell ist die Meereisfläche geringeren Schwankungen unterworfen als die Meereisaußenfläche, welches sich in niedrigeren Standardabweichungen ausdrückt.

In der Zeitreihe der Meereisaußenflächenanomalien des kombinierten SMMR- und SSM/I-Zeitraums, welche mit dem NASA-2 und NASA-3 Algorithmus berechnet wurden (Abbildung 6) konnte nur ein statistisch nicht mehr signifikanter ($s = 0,916$), geringer Trend von $(0,1 \pm 0,06) \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (0,77 %) pro Dekade gefunden werden. Wie bereits in Kapitel 6 auf Seite 89 gezeigt wurde (Tabelle 6.3 auf Seite 102), wirkt sich die meteorologische Korrektur wesentlich stärker auf die Meereisaußenfläche als auf die gewichtete Eisfläche aus, da die durch atmosphärische Effekte fälschlich als mit Eis behaftet bestimmten Bildpunkte als solche erkannt und ausgeblendet werden.

Autokorrelation

Bei Zeitreihen handelt es sich generell um Stichproben zu festen Zeitpunkten t_i der Form $X_i(t_i)$ mit $t_{i+1} - t_i = \Delta t = \text{const.}$, $i = 1, \dots, n$ und der Zeit t [Schönwiese, 1992]. Es geht somit um Daten, welche sich auf äquidistante Zeitschritte beziehen. Derartige Daten erfüllen im allgemeinen nicht die Voraussetzung der gegenseitigen Unabhängigkeit. Zur Prüfung und quantitativen Kennzeichnung läßt sich der Autokorrelationskoeffizient r_A definieren (siehe Anhang A auf Seite 149). Dabei wird die Zeitreihe mit sich selbst korreliert, allerdings in Form zweier schrittweise ver-

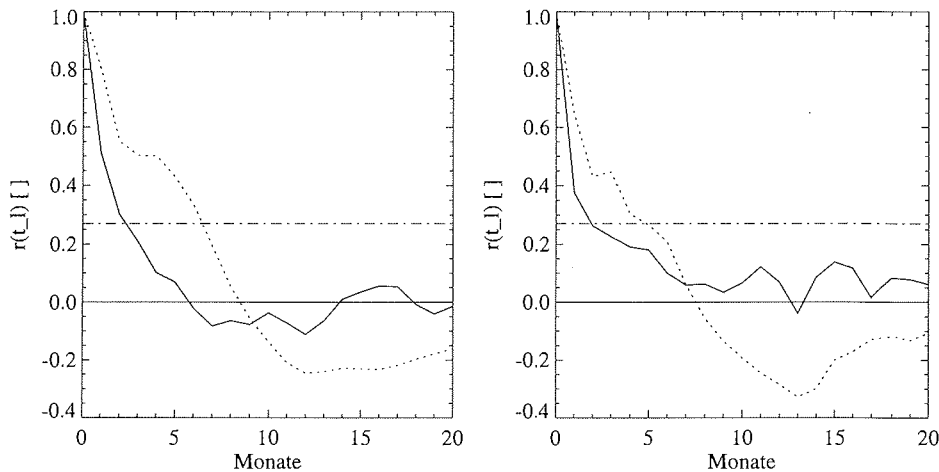


Abbildung 7: Autokorrelationsfunktionen der Meereisausdehnungs- und Trendzeitreihen (durchgezogene und gepunktete Kurve) von 1978 bis 1996 (links) und 1987 bis 1996 (rechts). Die unterbrochene Linie markiert den $1/e$ Anteil.

kürzter Datensätze. Bei jeder Verschiebung um die Verkürzung t_i ergeben sich neue Mittelwerte und Standardabweichungen. Die Autokorrelationsanalyse gestattet eine weitgehende Interpretation zur Unabhängigkeit von Zeitreihen.

Sind die Daten voneinander unabhängig, so wird $r_A(t_i)$ für $t_i > 0$ innerhalb eines nicht zu engen Intervalls um den Wert 0 schwanken. Ist der Datensatz nicht unabhängig, so wird $r_A(t_i)$ für $t_i > 0$ mehr oder weniger langsam gegen 0 gehen, für größere Werte von t_i möglicherweise negative Werte annehmen, dann wieder positive usw.

Der Bereich

$$r_A(t_i) > 0 \text{ bzw. } PI_A(t_i) > 0 \quad \text{für } t \geq 0 \quad (1)$$

heißt Persistenzintervall PI . In diesem Zeitintervall sind die Zeitreihendaten von den vorangehenden abhängig.

Die Autokorrelationsfunktionen der Meereisausdehnungs- und Trendzeitreihen in Abbildung 7 gehen nur langsam gegen 0 und weisen an der Stelle des Abfalls der Funktionen auf den $1/e$ Anteil eine Persistenz von ca. 2 bzw. 6 Monaten auf. Es handelt sich bei den untersuchten Zeitreihen demnach nicht um voneinander unabhängige Daten, welche für eine korrekte Bestimmung der statistischen Signifikanz Voraussetzung sind. Aus diesem Grund ist es notwendig, einen ausführlicheren Signifikanztest durchzuführen, welcher die Abhängigkeit der Daten berücksichtigt.

7.2.1 Autoregressive Modellierung der Zeitreihen

Die nachfolgende Analyse soll Auskunft darüber geben, ob die ermittelten langfristigen Trends der nicht voneinander unabhängigen Daten als statistisch signifikant ($s > 95\%$) betrachtet werden können. Hierfür wurde ein autoregressives Modell verwandt, welches berücksichtigt, daß die Zeitreihen der Anomalien X_t kein weißes

Rauschen darstellen, sondern daß Abhängigkeiten zwischen aufeinanderfolgenden Datenpunkten bestehen (siehe Autokorrelation und autoregressive Modellierung in Anhang A auf Seite 149).

Das Modell errechnet aus den statistischen Parametern der Originalzeitreihe (z. B. Normalverteilung, Mittelwert und Standardabweichung) autoregressiv 1000 trendbereinigte Zeitreihen. Die Verteilung der möglichen Trends aus diesen erzeugten Datenreihen läßt sich als Histogramm oder Kernschätzer (Gaußkurve) darstellen (siehe Abbildungen 8 und 9 auf Seite 125). Die sich ergebende Kurve der relativen Häufigkeitsverteilung der Trendschätzungen vermittelt ein Bild von dem Ausmaß, in welchem lineare Trends als Folge von zufälligen Einflüssen schwanken können, obwohl die Struktur des erzeugenden Fehlerprozesses unverändert bleibt und derjenigen gleicht, die sich aus der entsprechenden Originalzeitreihe ableiten läßt. Eine Aussage über die statistische Signifikanz eines Trends im Originaldatensatz läßt sich nun folgendermaßen treffen:

- Liegt der Trend der Originalzeitreihe innerhalb z. B. des 95 %-Signifikanzbereichs der Häufigkeitsverteilung, so ist der Trend nur zufällig ungleich null.
- Liegt der Trend der Originalzeitreihe außerhalb der 95 %-Signifikanzgrenze, so liegt ein Trend mit einer Steigung ungleich null vor, welcher sich vom weißen Rauschen des modellierten Fehlerprozesses abhebt.

Die Ergebnisse der autoregressiven Modellierung der Zeitreihen sind aus den Abbildungen 8 und 9 auf Seite 125 sowie der Tabelle 3 auf Seite 126 zu entnehmen. Die beiden senkrechten gestrichelten Linien in den Abbildungen begrenzen den außerhalb dieses Intervalls liegenden 95 %-Signifikanzbereich, während die durchgezogene Linie den vom Modell berechneten Trend der Originalzeitreihe angibt. Die relative Häufigkeit der einzelnen Trends ist zum einen aus der Kurve und zum anderen, aus der Balkenverteilung ablesbar.

Unter Berücksichtigung der gegenseitigen Abhängigkeit innerhalb der Datenreihe stellt sich heraus, daß die autoregressiv ermittelten statistischen Signifikanzen der Zeitreihen generell niedriger ausfallen.

Die mit dem NASA-2 und NASA-3 berechneten 18-jährigen Zeitreihen der Meereisausdehnung und -fläche liegen mit 0,854 bzw. 0,925 deutlich bzw. knapp unterhalb der Signifikanzgrenze von 95 %. Die durchgehend mit dem NASA-2 ermittelten Zeitreihen der Meereisausdehnung und -fläche verbleiben hingegen mit 0,995 bzw. 0,982 oberhalb dieser Grenze.

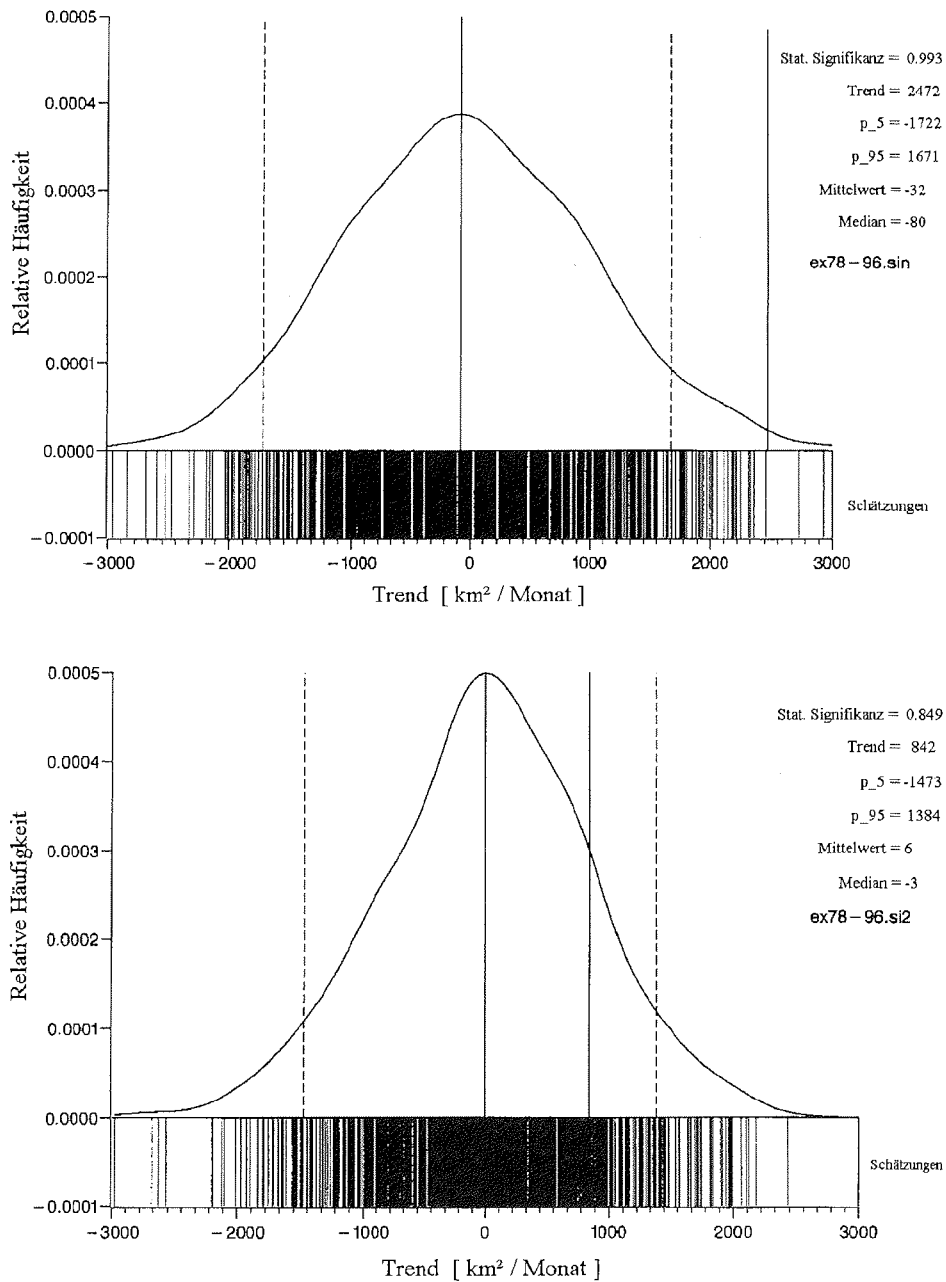


Abbildung 8: Autoregressiv modellierte Verteilung der 1000 Schätzungen der anhand der Normalverteilung, dem Mittelwert und der Standardabweichung der Originaldatenreihe möglichen Trends. Oben: Mit dem NASA-2 Algorithmus berechnete Eisausdehnung für den Zeitraum 1978–1996. Unten: Mit den NASA-2 und 3 Algorithmen berechnete Eisausdehnung für den Zeitraum 1978–1996.

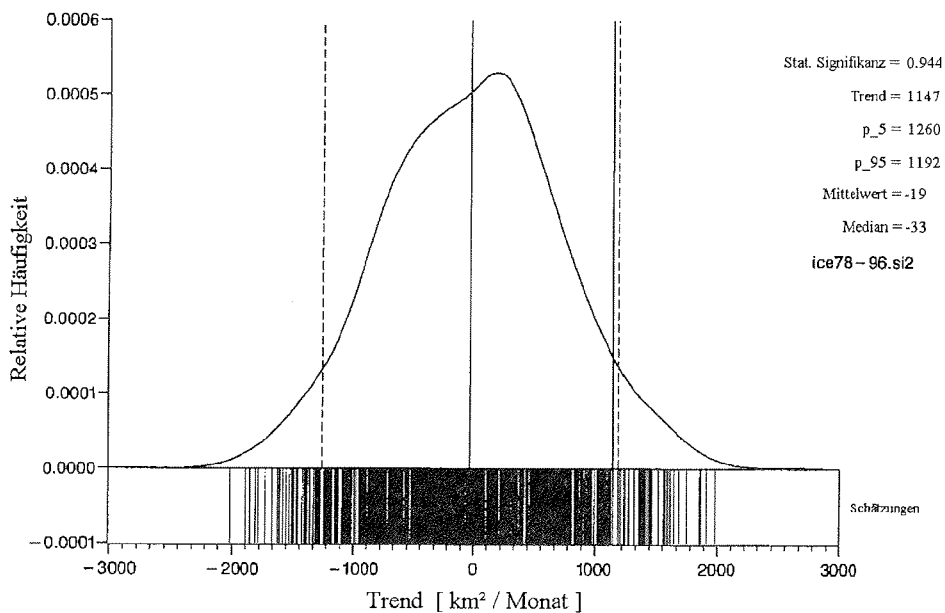
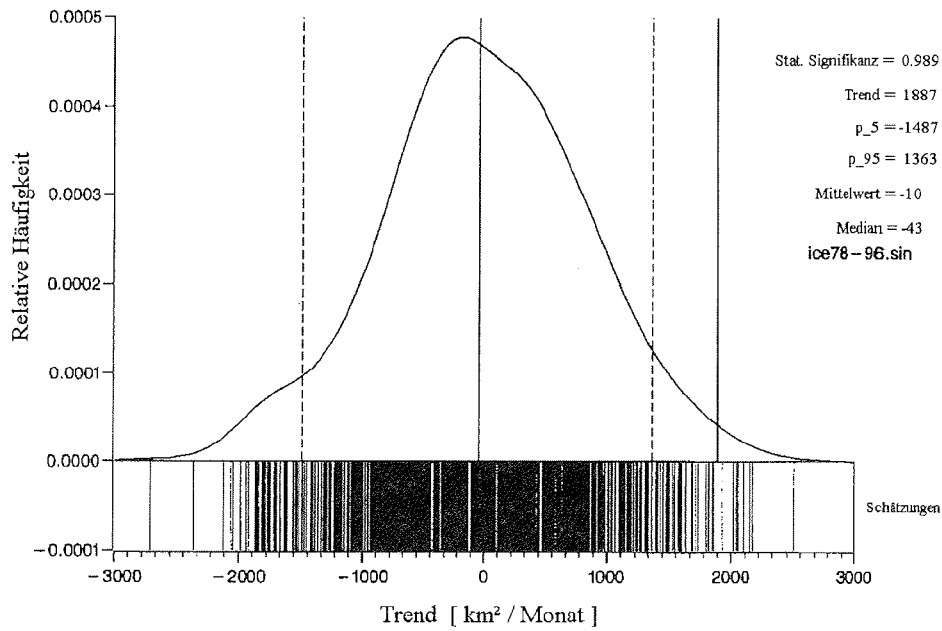


Abbildung 9: Autoregressiv modellierte Verteilung der 1000 Schätzungen der anhand der Normalverteilung, dem Mittelwert und der Standardabweichung der Originaldatenreihe möglichen Trends. Oben: Mit dem NASA-2 Algorithmus berechnete Eiskonzentrationen für den Zeitraum 1978–1996. Unten: Mit den NASA-2 und 3 Algorithmen berechnete Eiskonzentrationen für den Zeitraum 1978–1996.

Tabelle 3: Ergebnisse der autoregressiven Modellierung der Zeitreihen zur Überprüfung des Trends der Meereisausdehnung und der Eiskonzentration. Dargestellt sind die Ordnung p , die Koeffizienten a_i , die Standardabweichung σ , der Trend pro Dekade und die Signifikanz s des Trends der untersuchten Datensätze.

Zeitraum	Sensor	Algo- rithmus	p	a_i	σ [$10^6 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$]	Trend/Dekade [%]	s
<i>Meereisausdehnung</i>							
1987–1996	SSM/I	NASA-2	2	0,306919 0,147375	0,0366	4,12	0,967
1978–1996	beide	NASA-2	1	0,553794	0,0279	3,14	0,995
1987–1996	SSM/I	NASA-3	2	0,312523 0,145241	0,0367	4,14	0,964
1978–1996	beide	NASA-2+3	1	0,50779	0,0096	1,08	0,854
<i>Eiskonzentration</i>							
1987–1996	SSM/I	NASA-2	1	0,565623	0,0206	2,32	0,872
1978–1996	beide	NASA-2	3	0,794669 -0,22966 0,108494	0,0230	2,6	0,982
1987–1996	SSM/I	NASA-3	1	0,596986	0,0318	3,58	0,926
1978–1996	beide	NASA-2+3	3	0,789954 -0,24061 0,095609	0,0146	1,65	0,925

7.3 Variabilität der Monatsmittel

Durch die große saisonale Variabilität in der antarktischen Meereisausdehnung von maximal ca. $20 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ im Südwinter und nur noch ca. $4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ im Südsommer können Anomalien in der Eisfläche und -ausdehnung durch eine Phasenverschiebung der Eiswachstums- bzw. Schmelzperiode verursacht werden. Der siebenmonatigen Wachstumsphase steht eine rasante, nur fünfmonatige Schmelzphase gegenüber, in der vier Fünftel des gesamten Meereises schmelzen (siehe auch Abbildung 1 auf Seite 116). In der Arktis ist das Verhältnis von Wachstums- und Schmelzperiode genau umgekehrt. Der Zeitraum der größten Änderung in der Eisausdehnung ist besonders empfindlich gegenüber der eingangs erwähnten Phasenverschiebung.

Aus der Abbildung 1 auf Seite 116 wird ersichtlich, daß dies die Monate November und Dezember sind. Tatsächlich ist die mittlere Amplitude der Anomalien der untersuchten Zeitreihen in genau dieser Zeit maximal. Dieses Problem muß bei der Interpretation von Trends derjenigen Zeitreihen berücksichtigt werden, die im Dezember mit einer starken Anomalie enden und hier den Trend stark beeinflussen.

Zusätzliche Information über die in den Zeitreihen der Meereisbedeckung gefundenen Trends lassen sich aus einer differenzierten Analyse der Monatsmitteldaten der Eiswachstums- und schmelzphasen von 1978 bis 1996 gewinnen.

In den Abbildungen 10 auf Seite 128 und 11 auf Seite 129, in denen u. a. die Monate der Eiswachstumsphase von März bis September aufgetragen sind, ist erkennbar, daß die Zunahme der mittleren Eisfläche und -ausdehnung, welche durch den positive Trend der Datensätze gekennzeichnet ist, nicht in einer höheren maximalen Eisfläche oder -ausdehnung resultiert. Es findet sich sogar eine geringe Abnahme in den Monaten maximaler Ausdehnung (August und September).

In der Schmelzphase von Oktober bis Februar treten die Monate Oktober, November und Dezember kaum durch nennenswerte Abweichungen vom klimatologischen Mittelwert hervor, während im Januar und Februar mehr Eis den Sommer überdauert. Im Januar (Februar) des Jahres 1996 waren 14,5 % (9,8 %) weniger Eis aufgeschmolzen worden als zu Beginn der Zeitreihe im Südsommer 1979. Diese höhere Meereisbedeckung setzt sich in den Folgemonaten durch weitere Zunahmen besonders in der Meereisfläche fort (Abbildung 10 und Tabelle 4 auf Seite 130). In den Südherbstmonaten März, April und Mai des Jahres 1996 liegen die Monatsmittelergebnisse um 20,8 %, 16,3 % und 13,3 % höher als die des Jahres 1979. Die abnehmende Tendenz in den Steigerungen setzt sich bis in den Juni fort, um dann in leicht negative Werte umzuschlagen.

Der positive Trend aus den Berechnungen des vorigen Kapitels wird demnach hauptsächlich durch ein schnelleres Wachstum des Meereises in den Südherbstmonaten, und zu einem etwas geringeren Teil, durch eine niedrigere Schmelzrate im Südsommer hervorgerufen.

Für die maximale Eisausdehnung von besonderer Bedeutung ist die antarktische Konvergenzzone¹, die sich im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms befindet. Das kalte antarktische Oberflächenwasser wird durch die ozeanischen Fronten von den wärmeren Wassermassen der gemäßigten Breiten getrennt. Eine Ausdehnung des Eises über diese Grenze hinweg würde das Eis schmelzen lassen. Aber auch der Wärmeeintrag in das Eis aus tieferen Schichten des Ozeans ist in der Antarktis mit 10 bis 40 W/m² erheblich größer als in der Arktis, wo er nur 1 bis 2 W/m² beträgt [Eicken und Lemke, 1998]. Das Meereis wird besonders in Eisrandgebieten ständig von unten her geschmolzen, weshalb die maximale Eisdicke einjährigen, undeformierten Eises in der Antarktis nur ca. 0,5–0,8 m beträgt. Die Lage der Fronten hängt von der Lage des Zirkumpolarstromes, dem oberflächennahen Windfeld und der Topographie des Meeresbodens ab [Fahrbach, 1995], woraus ersichtlich wird, daß die Fronten und damit auch die Eisausdehnung sich nur innerhalb bestimmter Grenzen bewegen können, zumindest solange sich die Schemata der allgemeinen Zirkulation von Ozean und Atmosphäre nicht ändern.

Selbst großskalige ozeanische oder atmosphärische Anomalien bzw. gekoppelte atmosphärisch-ozeanische Oszillationen, wie das ENSO-Phänomen (siehe Abschnitt 7.5 auf Seite 134), üben nur regional einen Einfluß auf die Eisverteilung aus. Die gesamte Eisfläche wird hiervon normalerweise weniger stark beeinflusst, weil diese Störungen mit der Antarktischen Zirkumpolarwelle in etwa 8–10 Jahren um den gesamten Kontinent transportiert werden und dabei in der Regel immer nur regional wirken.

Die Hinzunahme von wöchentlich gemittelten Eiskonzentrationsdaten zur Berechnung der 1. und 2. Ableitung führte nicht zu einer wesentlich anderen Interpretation der Änderungen der Eiswachstumsgeschwindigkeit bzw. deren Beschleunigung. In Abbildung 12 auf Seite 130 sind die wöchentlich gemittelten Meereisausdehnungen des Zeitraums von 1978 bis 1996 mit der 1. Ableitung (oben), der 2. Ableitung (mitte) und den Wendepunkten der aufsteigenden und absteigenden Äste (unten) aufgetragen.

¹ Die antarktische Konvergenz stellt eine Frontalzone des Meeres dar und umschließt die gesamte Antarktis. In ihr schiebt sich das wärmere subantarktische Wasser keilförmig über das kältere antarktische Oberflächenwasser. Ihre Lage und Stärke beeinflusst die atmosphärische Zirkulation in den antarktischen und angrenzenden Gebieten.

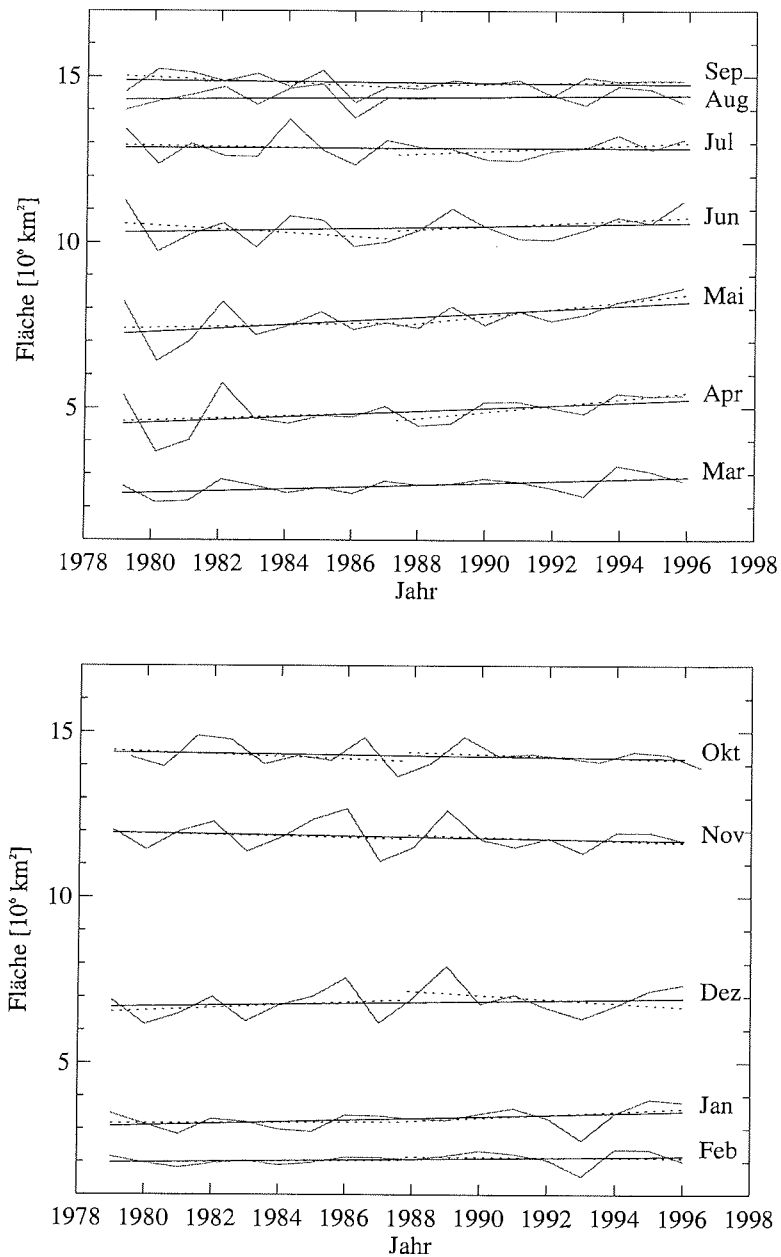


Abbildung 10: Zeitreihen der Meereisfläche, aufgeschlüsselt nach einzelnen Monaten. Oben: Monate der Eiswachstumsphase. Unten: Monate der Eisschmelzphase. Durchgezogene Geraden: Trendgeraden der Regression des Gesamtzeitraums. Gepunktete Geraden: Trendgeraden der Regression des SMMR und SSM/I-Zeitraums. Grauer Polygonzug: Monatsmittelwerte.

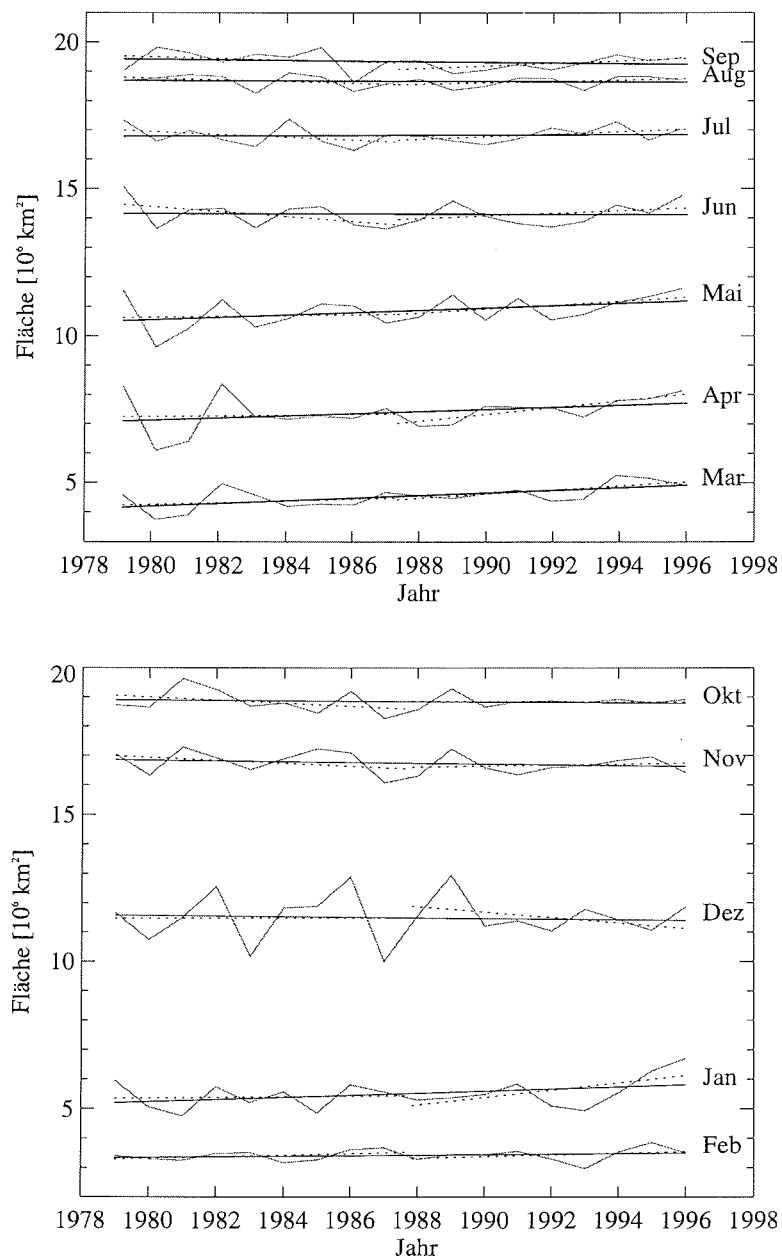


Abbildung 11: Zeitreihe der Meereisausdehnung, aufgeschlüsselt nach einzelnen Monaten. Oben: Monate der Eiswachstumsphase. Unten: Monate der Eisschmelzphase. Durchgezogene Geraden: Trendgeraden der Regression des Gesamtzeitraums. Gepunktete Geraden: Trendgeraden der Regression des SMMR und SSM/I-Zeitraums. Grauer Polygonzug: Monatsmittelwerte.

Tabelle 4: Monatliche Variabilitäten der Meereisausdehnung und der Meereisfläche in Quadratkilometern, die prozentuale Veränderung und die Standardabweichung.

Monat	Meereisausdehnung			Meereisfläche		
	[km ²]	[%]	σ	[km ²]	[%]	σ
Januar	607894	11,7	504231	448057	14,5	319755
Februar	155361	4,6	206852	192533	9,8	202556
März	748519	18,0	392086	498709	20,8	283832
April	619046	8,7	599416	734834	16,3	529361
Mai	670888	6,4	531282	963964	13,3	543235
Juni	-32950	-0,2	415747	299444	2,9	461922
Juli	66086	0,4	311348	-12511	-0,1	365806
August	-50284	-0,3	214625	123998	0,9	263781
September	-179694	-0,9	309952	-110376	-0,7	261549
Oktober	-114686	-0,6	318506	-187757	-1,3	336190
November	-224448	-1,3	354303	-253454	-2,1	436753
Dezember	-176566	-1,5	784195	250040	3,7	477878

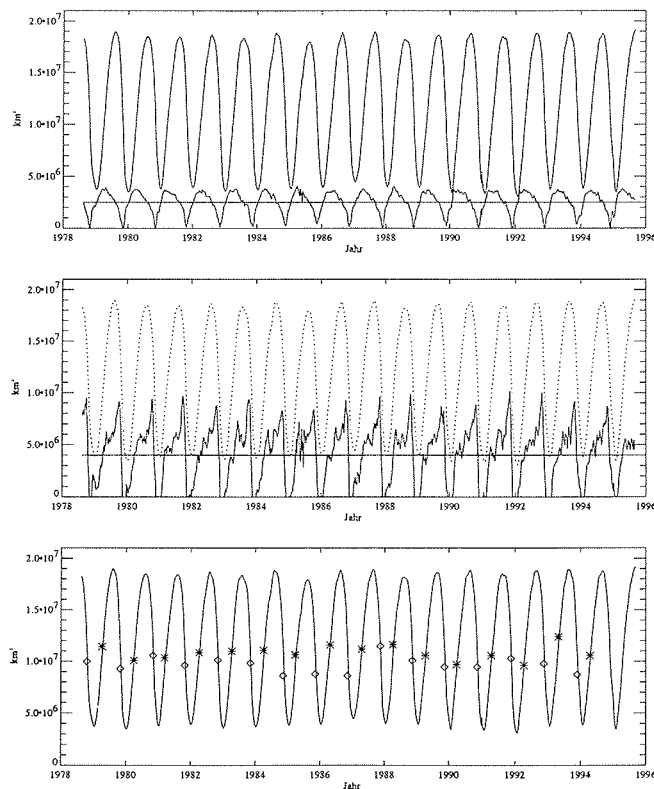


Abbildung 12: Wöchentlich aufgelöste Meereisausdehnung des Zeitraums Oktober 1978 bis September 1996. Oben: Jahresgang und darübergelegte 1. Ableitung der Zeitreihe. Mitte: Jahresgang und 2. Ableitung. Unten: Jahresgang mit eingezeichneten Wendepunkten der aufsteigenden (Sterne) und absteigenden (Rauten) Äste.

7.4 Ergebnisse und Diskussion

Eine statistisch nicht signifikante Zunahme der antarktischen Meereisausdehnung von $0,10 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (0,77 %) und der Meereisfläche von $0,14 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (1,55 %) pro Dekade konnte aus den kombinierten Zeitreihen von 1978 bis 1996 ermittelt werden. Ohne Berücksichtigung des atmosphärischen Einflusses auf die SSM/I-Daten ergibt sich eine statistisch signifikante Zunahme der Meereisausdehnung von $0,29 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (2,32 %) und der Meereisfläche von $0,24 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (2,66 %).

Somit konnte gezeigt werden, daß es ohne die notwendige Korrektur der Weteroneinflüsse auf die Eiskonzentrationen und ohne eine detaillierte Betrachtung der statistischen Signifikanz der Daten zu einer falschen Interpretation der Zeitreihenanalyse des Datensatzes gekommen wäre. Die Zunahme des antarktischen Meereises in den Jahren 1994 bis 1996 hat den Trend der Gesamtzeitreihe nicht aus dem Bereich des Rauschens herausgeführt.

Weiterhin ließ sich zeigen, daß die Zunahme der Meereisausdehnung und besonders der Meereisfläche in der Antarktis nicht aus einer Zunahme der winterlichen Meereisausdehnung oder -fläche resultiert, welche nahezu konstant sind bzw. leicht abnehmen, sondern aus einer geringeren Abnahme der Meereisbedeckung im Südsommer bzw. einem beschleunigten Eiswachstum in den Südherbstmonaten.

Es scheinen zwei konkurrierende Effekte hierbei einen erheblichen Einfluß zu haben. Zum einen würde eine Temperaturzunahme besonders in der MIZ eine Erhöhung der Schmelzrate bewirken, zum anderen würde eine erhöhte Feuchte und dadurch bedingte Steigerung der Niederschlagsrate die Akkumulation von Schnee auf dem Eis und somit die meteorische Eisbildung fördern sowie die Albedo erhöhen.

Der Einfluß der Antarktischen Zirkumpolarwelle auf die Meereisbedeckung ist mit Hilfe einer 12-Monatsglättung und FFT in der Zeitreihe der Anomalien identifizierbar. Die 18-jährigen Zeitreihen zeigen in der Zeit von 1979 bis 1990 einen zyklischen Verlauf mit einer Grundschwingung von 28 Monaten.

Die beobachtete mittlere Zunahme der antarktischen Meereisausdehnung und -fläche steht im Gegensatz zu dem beobachteten Rückgang der Meereisausdehnung von $0,32 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (2,9 %) pro Dekade und der Meereisfläche von $0,36 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (2,9 %) pro Dekade in der Arktis [Cavalieri und Comiso, 1997].

Unterschiede zwischen Arktis und Antarktis

Es gibt mehrere Erklärungsversuche für die in beiden Hemisphären beobachteten Unterschiede. Die starke ozeanische Halokline in der Arktis und die sie umgebenden Kontinente begrenzen einen möglichen Einfluß von warmen Oberflächenwasser auf das Meereis. Die Zufuhr von warmem Wasser und somit eine erhöhte Variabilität in der Eisausdehnung ist nur über die Beringstraße und die Grönland-Norwegen-Island See möglich. Die Meereisausdehnung scheint weniger an den Ozean und die ozeanische Zirkulation als an eine variierende Strahlungsbilanz gekoppelt zu sein, welche die Wärmebilanz der Atmosphäre beeinflusst und z. B. durch ein Treibhausszenario ausgelöst werden könnte.

In der Antarktis kann sich das Meereis von Landmassen unbegrenzt über seine Entstehungsgebiete hinaus ausbreiten, mit der Konsequenz, daß der Bereich der MIZ

welcher mit dem eisfreien Ozean wechselwirkt, erheblich größer ist als in der Arktis. Zusätzlich ermöglicht die geringe Stabilität der Wassersäule den Austausch des Oberflächenwassers mit dem warmen *subsurface-water* (relativ warme Wassermassen unterhalb des kalten, versüßten Oberflächenwassers, welche durch eine Salzgehaltssprungschicht voneinander getrennt sind). Die Kopplung des antarktischen Meereises mit der ozeanischen Zirkulation und dementsprechend mit dem ozeanischen Wärmetransport und seinen Änderungen wird dadurch ermöglicht. Wie aus Beobachtungen und Simulationsrechnungen bekannt ist, findet im Antarktische Zirkumpolarstrom (*Antarctic Circumpolar Current*, ACC) eine sehr kräftige Durchmischung von Wassermassen statt. So wird warmes Wasser an die Oberfläche transportiert, welches den mittleren atmosphärischen Wärmeverlust in hohen südlichen Breiten ausgleicht [Schmitz, 1995]. Eine ausführliche Diskussion der im Bereich des ACC beobachteten Variabilitäten und Vorgänge befindet sich im Abschnitt 7.5 auf Seite 134.

Vergleich mit Ergebnissen von Klimamodellen

Die meisten der früheren Modellrechnungen zu den Treibhausgasszenarien (CO_2 -Verdopplung) [Houghton et al., 1996; Jain, 1989] stimmen mit der beobachteten Asymmetrie in der Nord-Süd Temperaturverteilung überein.

Änderungen der Meereisbedeckung wurden bisher in der Literatur nur wenig diskutiert, weil die früher verwendeten gekoppelten Modelle über keine realistische Rheologie verfügten. Der jüngste Modellauf des Treibhauszenarios mit einer realistischen viskos-plastischen Rheologie des Meereises im ECHAM4/OPYC3-Modell des Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) [Roeckner et al., 1996] zeigte keinen statistisch signifikanten Trend in der antarktischen Meereisbedeckung.

Im Gegensatz hierzu steht die Veröffentlichung von Rind et al. [1997], in der eine Sensitivität von $-0,02\%/K$ globale Erwärmung je Prozent Abnahme der Meereisbedeckung in der Südhemisphäre angegeben wird. Dieses Ergebnis wurde mit dem GISS (*Goddard Institute for Space Studies*) GCM (*General Circulation Model*) unter der Annahme einer CO_2 -Verdoppelung erzielt und bedeutet nach den Autoren, daß 38% der globalen mittleren Oberflächentemperaturänderung durch eine sich verändernde Meereisbedeckung erklärt werden könnten, wobei das antarktische Meereis daran mit einem Anteil von 70% beteiligt ist. Der Korrelationskoeffizient zwischen der Oberflächentemperaturänderung und der Meereisbedeckung beträgt für die Antarktis (Arktis) 0,68 (0,21).

In Modellsimulationen des DKRZ wird das Gleichgewicht in der Wassermassenbilanz durch eine starke Reduzierung des aufquellenden *subsurface-waters* im Bereich des ACC aufrecht erhalten. Dies ist äquivalent zu einer anormalen Abkühlung der Ozeanoberfläche, hervorgerufen durch Änderungen in der ozeanischen Zirkulation als Folge eines sich verstärkenden Treibhauseffekts. Eine lokale Abnahme der Auftriebswassermenge muß nicht zwangsweise als ein lokales Phänomen betrachtet werden. Infolge der Aufrechterhaltung der globalen Wassermassenbilanz muß eine Reduzierung des Auftriebswassers auch eine Reduzierung des Subduktionswassers in niederen Breiten zur Folge haben und in einer stabileren Schichtung der ozeanischen Deckschicht resultieren.

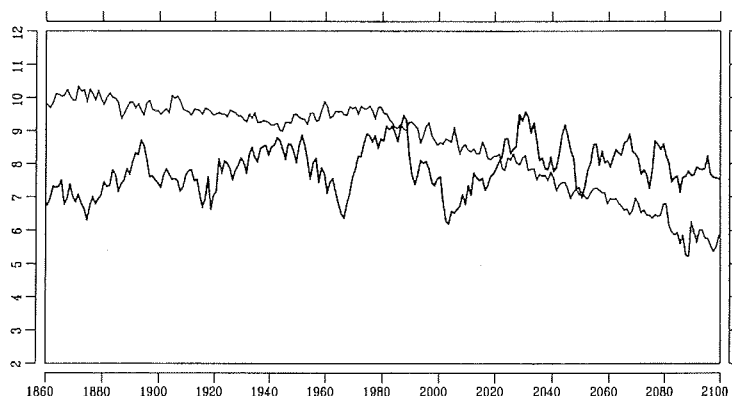


Abbildung 13: Zeitreihen der Meereisfläche der Nordhemisphäre (dünne Linie) und der Südhemisphäre (dicke Linie) für den Zeitraum 1860 bis 2100. Die Daten wurden berechnet mit dem Klimamodell ECHAM4/OPYC3 und repräsentieren die Ergebnisse des Treibhauszenario Experiments *business as usual*. Die Angaben der Eiskonzentration sind in 10^{12} m^2 .

Es scheint, daß die Differenz verschiedener gegenläufiger Mechanismen durch das Verhalten des antarktischen Meereises bestimmt wird. Unter einer Anzahl von möglichen gegensätzlich wirkenden Mechanismen ist die Änderung der Strahlungsbilanz der Atmosphäre infolge einer zunehmenden Treibhausgaskonzentration die einzig gut bekannte Größe. Die anderen Mechanismen sind abhängig von der Änderung der ozeanischen und atmosphärischen Zirkulation. Folglich ist gerade das Vorzeichen eines Trends in der Oberflächenwärmebilanz nicht *a priori* bekannt.

Eine weitere Schwierigkeit in der Interpretation der beobachteten Meereistrends besteht darin, daß in der Südhemisphäre, wie aus Messungen und Modellsimulationen hervorgeht, Variabilitäten auf einer Zeitskala von ca. 100 Jahren auftreten.

Aus Positionsangaben der Logbücher von Walfangschiffen stellte de la Mare [1997] eine 1931 beginnende 55-jährige Datenreihe des Verlaufs der Eiskante zusammen. Deren Auswertung ergab eine Abnahme der Meereisausdehnung von 25% in den 60er Jahren. Wobei zweifelhaft bleibt, inwieweit sich solche regionalen Angaben statistisch signifikant verwerten lassen.

Modellsimulationen von Mikolajewicz und Meier-Reimer [1990] zeigen ebenfalls starke Variabilitäten auf einer Zeitskala von ca. 100 Jahren, während sich in der Arktis nur interdekadische Schwankungen feststellen ließen (Abbildung 13). In Abbildung 13 sind vom DKRZ errechnete Zeitreihen der arktischen (dünne Linie) und antarktischen Eiskonzentration (dicke Linie), über einen Zeitraum von 240 Jahren, dargestellt. Die Zeitreihe der antarktischen Eiskonzentration weist einen schwachen positiven Trend auf, welcher von einer Variabilität mit einer erheblich höheren Amplitude überlagert wird. Unter Berücksichtigung dieser starken Variabilität läßt sich schließen, daß die hier durchgeführte Untersuchung auf der Basis von Satellitendaten für den Zeitraum von 18 Jahren verglichen mit der möglichen 100-jährigen Variabilität in der Modellsimulation ein viel zu kurzer Zeitraum ist, welcher kaum in die Zukunft extrapolierbar ist und deshalb kaum Aussagen über einen Zusammenhang mit dem anthropogenen Treibhauseffekt zuläßt.

7.5 Die Antarktische Zirkumpolarwelle

Um die Ursachen der großen Variabilität in der Meereisbedeckung der Antarktis zu verstehen, ist es notwendig gekoppelte atmosphärisch–ozeanische Oszillationen auf verschiedenen Skalen zu betrachten. Die Überlagerung von hemisphärischen, auf das Südpolarmeer beschränkten und lokalen Phänomenen können zu extremen und sich zyklisch wiederholenden Anomalien führen.

Der Antarktische Zirkumpolarstrom umströmt, durch kontinentale Hindernisse beinahe unbeeinflusst, den antarktischen Kontinent mit einer mittleren Strömungsgeschwindigkeit von 0,04 m/s und stellt so eine der größten Meeresströmungen mit dem größten Wassertransport von 150 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) der Erde dar. Durch die Verbindung des Pazifiks, des Atlantiks und des Indischen Ozeans ermöglicht der ACC den Austausch von Wassermassen zwischen diesen und spielt eine bedeutende Rolle innerhalb der globalen thermohalinen ozeanischen Zirkulation, welche für einen Großteil des meridionalen Wärmetransports verantwortlich ist. Der ACC bildet die nördliche Grenze des Südlichen Ozeans, welcher eine weitere wichtige Komponente des Klimasystems ist. Eine der kältesten und dichtesten Wassermassen, das Antarktische Bodenwasser, wird im Südlichen Ozean gebildet. Es ist diese Wassermasse, welche den größten Teil des tiefen Ozeans kühlt und ventiliert [Schmitz, 1995]. Der zwischenozeanische Transport von z. B. Wärme- und Süßwasseranomalien und somit auch von Klimaanomalien wird ermöglicht.

Die Existenz der sogenannten Antarktischen Zirkumpolarwelle (*Antarctic Circumpolar Wave*, ACW) wurde von White und Petersen [1996] nachgewiesen. Es handelt sich dabei um eine zonal nach Osten wandernde Welle, erkennbar in Anomalien der ozeanographischen, atmosphärischen und kryosphärischen Variablen der hohen südlichen Breiten (Abbildung 14). Feste Phasenbeziehungen ließen sich zwischen der Meeresoberflächentemperatur, dem Luftdruck auf Meeresebene, der meridionalen Windschubspannung und der Meereisausdehnung nachweisen (Abbildung 15 auf Seite 137). Nach White und Petersen umrunden diese Anomalien auf einer Strecke von 21 000 km den antarktischen Kontinent mit einer mittleren Geschwindigkeit von 0,06 bis 0,08 m/s und benötigen dafür 8 bis 10 Jahre (entspricht ca. $40^\circ/\text{a}$). Sie postulierten, daß die Antarktische Zirkumpolarwelle über einen thermischen Impuls des ENSO (*El Niño*, *Southern Oscillation*) Ereignisses² angetrieben wird. White und Petersen benutzten Bodendruck- und meridionale Windfelder aus ECMWF-Analysedaten, monatlich gemittelte Meeresoberflächentemperaturen aus einer Kombination von in-situ und Satellitenmessungen (AVHRR) sowie täglich gemittelte Eiskonzentrationen des NSIDC. Zeitreihen der monatlichen Anomalien wurden nach Abzug der Saisonfigur für jeden Parameter berechnet und mit einem 3 bis 7 Jahresfenster bandpaß-

² El Niño-Phänomen, (span. das Christkind): um die Weihnachtszeit im Mittel alle vier Jahre auftretende Zirkulationsanomalie entlang der Westküste Südamerikas. Ausgelöst durch schwachen Südostpassat wird das Aufquellen des kalten Tiefenwassers des Humboldt-Stroms unterbrochen, so daß sich eine starke Anomalie warmen Oberflächenwassers ausbilden und dann polwärts und gegen die Küste vordringen kann. Durch Telekonnektion ist dieses Phänomen nicht auf Südamerika beschränkt, sondern führt über die sog. Südliche Schwingung (*Southern Oscillation*), welche eine auffallende Gegenläufigkeit von Luftdruckschwankungen über dem Pazifischen Ozean gegenüber dem Indischen Ozean ist, zu extremen Auswirkungen auf die Niederschlags- und Temperaturverhältnisse der Südhemisphäre. Die Druckdifferenz Ost minus West wird als Walker-Index bezeichnet, dessen zeitliche Entwicklung eng mit El Niño Ereignissen zusammenhängt, weshalb beide Phänomene zum ENSO-Phänomen zusammengefaßt werden.

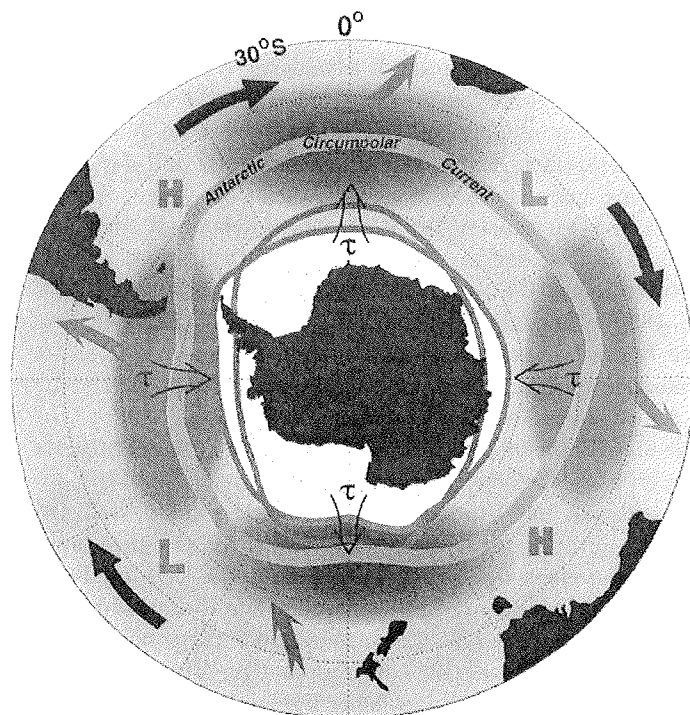


Abbildung 14: Vereinfachtes Schema der zwischenjährlichen Variationen der Meeresoberflächentemperatur (hell, warm; dunkel, kalt), des atmosphärischen Bodendrucks (H und L), der meridionalen Windschubspannung (τ) und der Meereisausdehnung (graue Linie), zusammen mit der mittleren Lage des Antarktischen Zirkumpolarstroms. Die schwarzen Pfeile zeigen die ostwärts gerichtete Bewegung der Anomalien an und die anderen Pfeile beschreiben die Wechselwirkungen zwischen der ACW und den subtropischen Wirbeln (aus White und Petersen [1996]).

gefiltert. Auch als Schwankung der Meeresoberflächenhöhe konnte die ACW anhand von Altimeter-Satellitendaten im Bereich des ACC von Jacobs und Mitchell [1996] bereits nachgewiesen werden.

Am DKRZ simulierten Christoph et al. [1997] die ACW mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre Klimamodell, mit dem Ziel die Antriebsmechanismen zu erklären. In bezug auf die erzeugten Anomalienmuster der atmosphärischen und ozeanographischen Variablen kamen sie zu identischen Ergebnissen. Es traten aber auch Unterschiede auf, welche durch die schlechte Qualität der Antriebsdaten für die Modelle in den höheren Breiten der Südhemisphäre hervorgerufen worden sein können. Die mit gemessenen Daten beobachtete Wellenzahl der ACW ist zwei, während das Modell die Wellenzahl drei bevorzugt. Es gab während des 200-jährigen Modellaufs jedoch auch Dekaden mit der Wellenzahl zwei. Die beobachteten Anomalien pflanzen sich alle mit der gleichen Geschwindigkeit fort und sind zueinander phasensynchron. Die atmosphärischen Komponenten des Modells hingegen werden am besten durch eine stehende Oszillation repräsentiert. Mit einem einfachen Wärmebilanzmodell für den Ozean konnten Christoph et al. [1997] zeigen, daß eine Phasensynchroni-

sation keine notwendige Bedingung für die Existenz der ACW ist. Ebenso konnten sie zeigen, daß die SST-Anomalien durch advehierte Wärmeflüsse entstehen, welche mit der sich auf ähnlicher Zeitskala ablaufenden *Pacific South American teleconnection*³(PSA) in Verbindung stehen. Die Atmosphäre wäre demnach (via PSA) der Antrieb für die ozeanischen Anomalien in der Antarktis und der Einfluß von ENSO wäre eher als gering einzuschätzen. Ungeklärt bleibt die Frage, ob und wenn ja, wie die SST-Anomalien wiederum mit der Atmosphäre gekoppelt sind.

Weisse et al. [1997] wiederum verwendeten ein stochastisch angetriebenes großskaliges, geostrophisches Ozeanzirkulationsmodell (Hamburg LSG OGCM; [Meier-Reimer et al., 1993]). Sie fanden heraus, daß mit dem ACC auf dekadischer Zeitskala transportierte Anomalien erklärt werden können als eine Kombination der Advektion von Anomalien mit der mittleren ozeanischen Zirkulation und Integration der kurzzeitigen atmosphärischen Fluktuationen des Wetters.

Eine weitere Studie befaßte sich mit dem Einfluß der ACW auf Meereis- und Bodenwasserbildung im Weddellmeer [Drinkwater und Kreyscher, 1997]. Es wurde anhand von Eiskonzentrations- und Bodenwassermessungen gezeigt, daß die antarktische Meereisbedeckung aktiv an der Übertragung von Klima-anomalien teilnimmt. Bereits kleine Impulse haben einen signifikanten Einfluß auf die Bildung des Bodenwassers, also auf die globale thermohaline Zirkulation und somit das Klima.

Die Entdeckung der ACW eröffnet neue Zusammenhänge bei der Erforschung des globalen Ozean-Atmosphäre-Kryosphäre Systems. So führte der vermutete Zusammenhang zwischen ENSO und ACW zu einer wiederholten Betrachtung einer Reihe von gefundenen Korrelationen zwischen ENSO-Indizes (SST-Unterschiede im Ostpazifik und Bodendruckdifferenzen zwischen Tahiti und Darwin) und Anomalien der antarktischen Meereisausdehnung. Es lassen sich 40 % der Varianz der SST-Anomalien dem ENSO-Phänomen zuordnen [Cane et al., 1994]. Gerade Meereisanomalien weisen eine hohe Korrelation mit Niederschlägen über tropischen Landmassen und mit der SST im äquatorialen Indischen Ozean auf. Diese Korrelationen sind nicht signifikant höher als die mit dem ENSO-Phänomen, wobei jedoch zu berücksichtigen ist, daß sie selbst hoch korreliert mit ENSO sind. Derartige jährliche Variabilitäten in den Tropen pflanzen sich durch Ozean und Atmosphäre bis in den antarktischen Bereich fort und können durch Veränderung des Antriebs der Dynamik von Ozean und Atmosphäre infolge der Änderung des Temperaturgradienten zwischen den Äquator- und Polregionen zu einer Beeinflussung des globalen Klimas führen [Xiaojun et al., 1996].

Auf erheblich längerer Zeitskala wirken sich die aus der ACW resultierenden Variabilitäten in der Tiefen- und Bodenwasserbildung aus, da diese letztendlich auf lange Sicht den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre beeinflussen.

Grundlage der Untersuchungen von White und Petersen [1996] ist die Verwendung von Hovmöllerdiagrammen, in denen zonale Schnitte durch z. B. Bodendruckfelder zeitabhängig aufgetragen werden. Aus derartigen Raum-Zeit-Diagrammen gehen die Signalausbreitungen unmittelbar hervor. Abbildung 7.5 auf Seite 134 demonstriert

³ Durch außertropische SST-Anomalien im Pazifik eintretende Verstärkung der Hoch- und Tiefdruckgebiete in den mittleren Breiten der Südhemisphäre. Dadurch wird der Strahlstrom (*Jet Stream*) stärker nach Norden und Süden ausgelenkt, welches extreme Warm- bzw. Kaltluftvorstöße anormaler Dauer zur Folge hat.

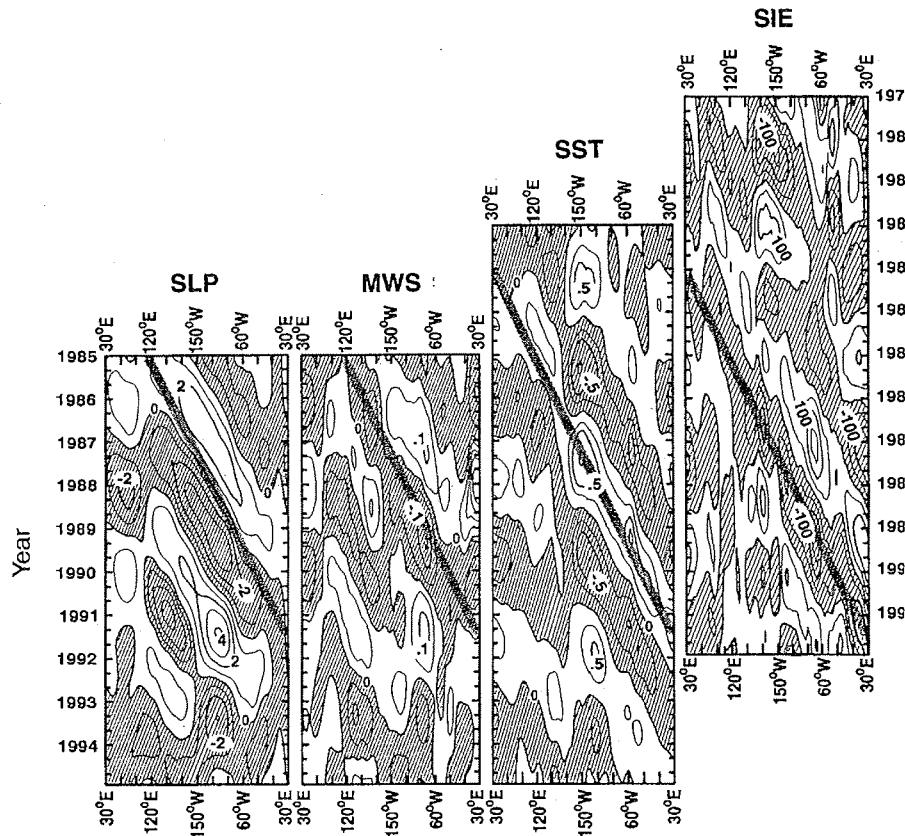


Abbildung 15: Hovmöllerdiagramme der Bodendruck-, Windschubspannung-, Meeresoberflächentemperatur- und Meereisausdehnungsfelder entlang des 56. Breitenkreises (aus White und Petersen [1996]).

die zeitliche Entwicklung der Bodendruck-, Windschubspannung-, Meeresoberflächentemperatur- und Meereisausdehnungsfelder. Aufgetragen sind die Parameter gegen die geographische Länge (Abzisse) und gegen die Zeit (Ordinate) für ein jeweils konstantes Breitenkreisintervall. Die Wahl des 56. Breitenkreises für den zonalen Schnitt orientierte sich an der Lage des ACC und der maximalen Meereisausdehnung in Abbildung 14 auf Seite 135. Nach Subtraktion des Jahresganges und Bildung der Anomalien der zu untersuchenden Parameter, werden diese in 36 Längengradintervalle unterteilt und gemittelt. Aus den durch Fortpflanzung der Anomalien gebildeten Streifenmustern läßt sich eine mittlere Wanderungsgeschwindigkeit von $40^\circ/\text{a}$ ablesen.

Der Nachweis der ACW in der meridionalen Windschubspannung legt den Verdacht nahe, daß sich die Signatur der ACW nicht nur in den Windfeldern sondern auch im atmosphärischen Wasserdampf- und Flüssigwassergehalt nachweisen lassen müßte.

7.5.1 Zeitliche und räumliche Betrachtung der Anomalien

In diesem Abschnitt werden extreme Meereisanomalien mit ozeanischen und atmosphärischen Anomalien verglichen und ein möglicher Zusammenhang mit dem Antarktischen Zirkumpolarstrom und der Antarktische Zirkumpolarwelle gesucht. Bisher nicht untersucht wurde, ob sich die ACW-Anomalien auch in dem Der Gesamtwasserdampf- und Flüssigwassergehalt der Atmosphäre sowie die oberflächennahen Windgeschwindigkeit wurden zur Korrektur der Eiskonzentration aus den SSM/I-Daten gewonnen wurden, und standen so zur Anomalienberechnung für den Zeitraum 1987 bis 1995 zur Verfügung. Zusätzlich wurden mit dem AVHRR gemessene MCSST-Daten des NOAA-NESDIS von 1987 bis 1992 herangezogen. Diese wöchentlich gemittelten Daten wurden in das polarstereographische SSM/I-Gitter überführt und in Monatsmittelwerte umgerechnet. Die jeweiligen klimatologischen Mittelwerte für den Untersuchungszeitraum von 1987 bis 1995 (bzw. bis 1992 für die SST) wurden berechnet, um zur Bestimmung der Anomalien den Jahresgang zu eliminieren. Zur besseren Hervorhebung der resultierenden Anomalien wurden zusätzlich zur Farbkodierung Isolinien eingezeichnet. Für die atmosphärischen Parameter und die SST wurden monatliche Eismasken mit der maximalen Meereisausdehnung des Untersuchungszeitraums bestimmt, um den Einfluß des Eises auf das Mikrowellensignal zu vermeiden.

In Abbildung 16 sind sechs Karten besonders ausgeprägter Eiskonzentrationsanomalien des gesamten Untersuchungszeitraums dargestellt, welche sich um mindestens eine Standardabweichung vom Mittelwert unterscheiden. Da die jahreszeitliche Variabilität der Eisbedeckung in den Randgebieten der Eisfelder am größten ist sind dort die stärksten Anomalien vertreten. Die duale Struktur der positiven und negativen Anomalien ist ebenso deutlich zu erkennen wie deren ostwärtige Verlagerung. Der Vergleich eines stark positiv (April 1979) und stark negativ (April 1981) auffallenden Monatsmittelwertes verdeutlicht die Auswirkung der Kombination des unregelmäßig geformten antarktischen Kontinents mit der dualen Struktur des ACW auf das Meereis. Entfallen auf die von den ozeanischen Fronten weiter entfernt und somit eher wenig von den Auswirkungen des ACC betroffenen Weddellmeer- und Rosseegebiete gleichzeitig starke Anomalien des ACW, so ist deren Auswirkung auf diese beiden größten Meereisgebiete maximal. Der April 1979 ist ein Beispiel für den Fall, daß sowohl im Weddellmeer als auch in der Amundsen- und Rossee positive Anomalien zusammenfallen, während im April 1981 negative Anomalien in diesen Gebieten vorherrschen. Im letzteren Fall wird deutlich, daß sich die in der Bellingshausensee und im Indischen Ozean befindenden positiven Meereisanomalien durch den hier nahe am Kontinent gelegenen ACC und seine Frontalzone in ihrer Ausdehnung begrenzt sind. Das gleichzeitige Auftreten von positiven oder negativen Anomalien im Weddellmeer und der Rossee ist demnach für die außergewöhnlichen Extremwerte innerhalb der Zeitreihen der Monatsmittelwerte verantwortlich. Die in Abbildung 16 gezeigten Eiskonzentrationsanomalien repräsentieren weitere solcher Extremwerte. Der November 1982 (mitte links) und der September 1986 (unten rechts) weisen stark negative Anomalien in den oben erleiterten Gebieten auf, während September (mitte rechts) und Dezember 1985 (unten links) durch positive Anomalien hervortreten.

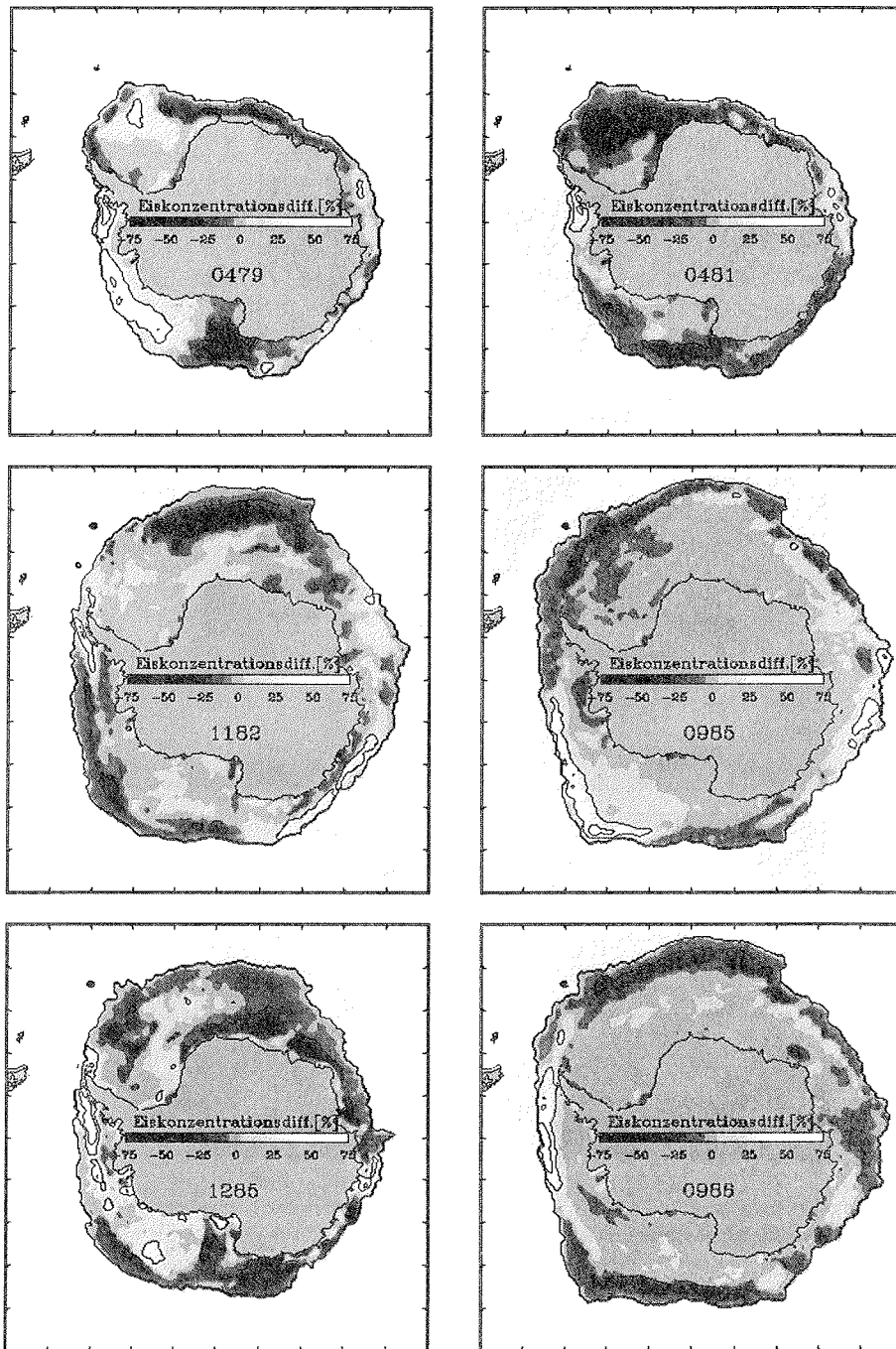


Abbildung 16: Auswahl einiger signifikanter Anomalien in der Eiskonzentration des antarktischen Meereseis der Zeitreihe von 1978 bis 1996. Dargestellt sind die Monate: April 1979, April 1981, November 1982, September 1985, Dezember 1985 und September 1988 (von links oben nach rechts unten).

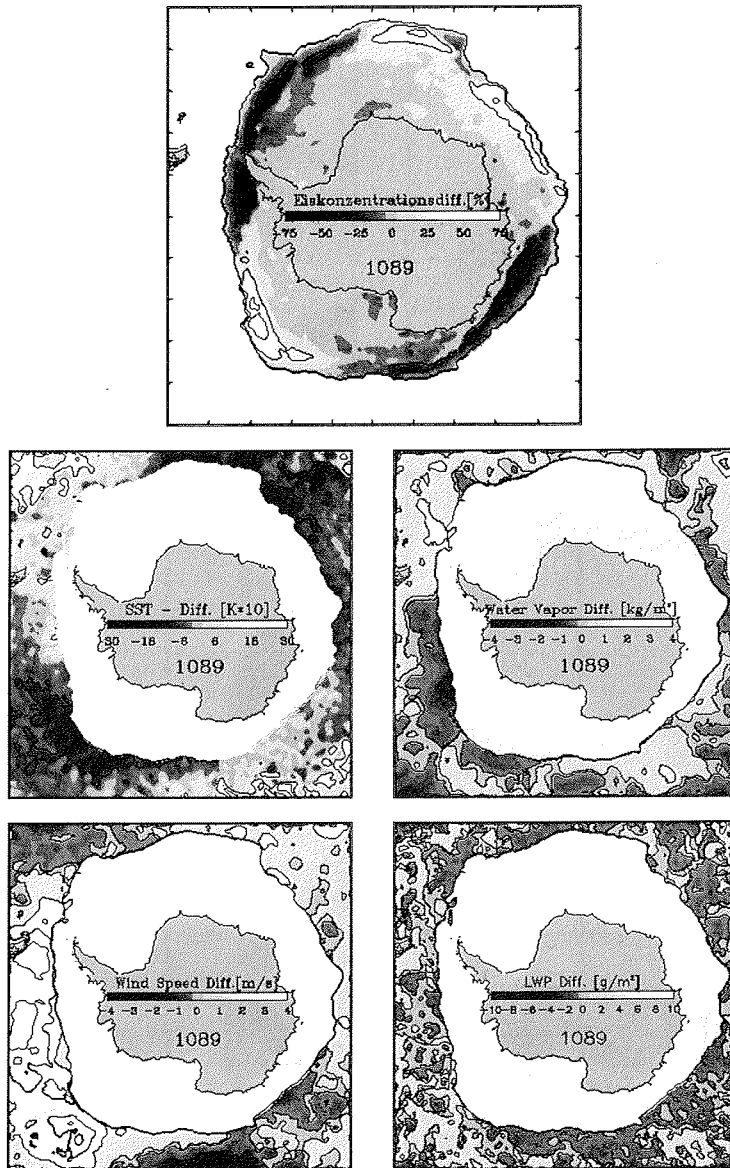


Abbildung 17: Verteilung von Anomalien in der Antarktis im Oktober 1989. Dargestellt sind Eiskonzentration (ganz oben), SST (links oben), Wasserdampfgehalt (rechts oben), Windgeschwindigkeit (links unten), Flüssigwassergehalt (rechts unten).

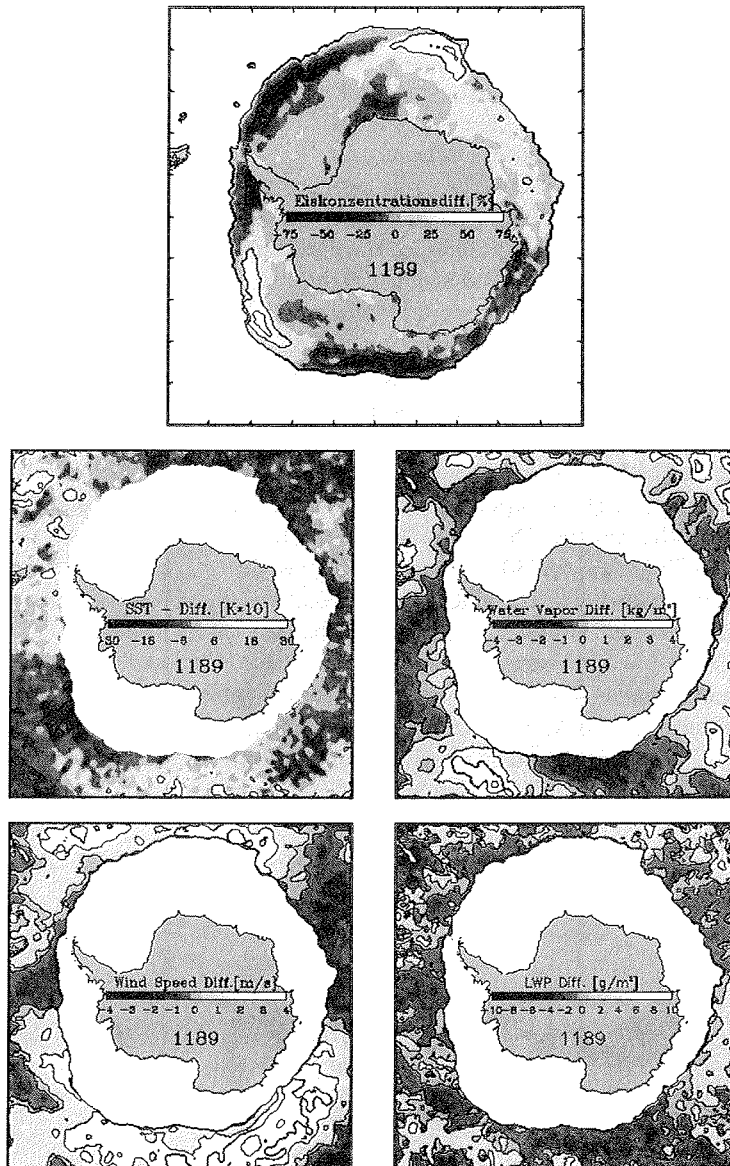


Abbildung 18: Verteilung von Anomalien in der Antarktis im November 1989. Dargestellt sind Eiskonzentration (ganz oben), SST (links oben), Wasserdampfgehalt (rechts oben), Windgeschwindigkeit (links unten), Flüssigwassergehalt (rechts unten).

Die Variabilität sowohl in den Anomalien der atmosphärischen Parameter als auch in der Eiskonzentration ist in den zeitlich aufeinander folgenden Abbildungen 17 auf Seite 140 und 18 gut zu erkennen. Während bei den Eisanomalien eine östlich gerichtete Verlagerung nahezu aller Anomalien zu beobachten ist, zeichnen sich die Anomalien in der SST, in diesem Beispiel, eher durch eine Abschwächung aus. Aus den Abbildungen geht weiter hervor, daß positive wie negative SST Anomalien mit starken negativen bzw. positiven Anomalien in der Eiskonzentration in Zusammenhang stehen. In beiden Fällen finden sich darüber hinaus in den Bereichen negativer Eisanomalien auch positive Windgeschwindigkeitsanomalien. Hohe Windgeschwindigkeiten können das Meereis auseinanderdriften lassen bzw. komprimieren und so zu starken Veränderungen in der Eiskonzentration und -ausdehnung führen. Außerordentlich hohe Wasserdampfgehalte liegen in Gebieten mit hohen SSTs, welches zum Teil auf eine dort höhere Verdunstungsrate zurückzuführen ist. Der Flüssigwassergehalt zeigt eine kaum zuzuordnende indifferente Verteilung.

Die Signalausbreitung der atmosphärischen Parameter Windgeschwindigkeit, Gesamtwasserdampf- und Flüssigwassergehalt der Atmosphäre ist entlang 36° südlicher Breite untersucht worden. Die Hovmöllerdiagramme in Abbildung 19 zeigen diese Daten für den Zeitraum von 1987 bis 1996. In keiner dieser Diagramme ist eine diagonale Linienstruktur in der Verteilung der Anomalien (ähnlich der aus Abbildung 15 auf Seite 137) wieder zu finden. Einzelne Anomalien lassen sich zwar identifizieren und über einige Monate verfolgen, aber eine messbare Kopplung zwischen dem ACW und den hier betrachteten Parametern ist nicht feststellbar. Die Verteilung der betrachteten Felder ist abhängig vom Verlauf der Großwetterlage, welche in der Regel keine zonale, sondern meridionale Verlagerung von Luftmassen bewirkt und sich auf anderen Zeitskalen bewegt als SST-Anomalien in der ACW.

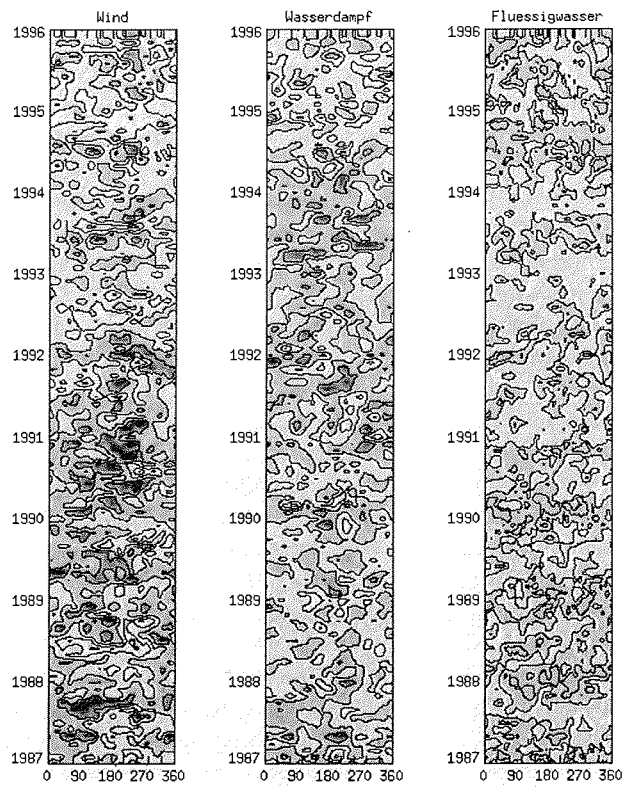


Abbildung 19: Hovmöllerdiagramme der aus SSM/I-Daten berechneten Windgeschwindigkeits-, Wasserdampf- und Flüssigwasserfelder entlang des südlichen 56. Breitenkreises.

Zusammenfassung und Ausblick

Verschiedene Algorithmen zur Berechnung der Eiskonzentration des Südpolarmeeres aus Daten passiver Mikrowellensensoren wurden miteinander verglichen, auf ihre Genauigkeit und speziell auf ihre Empfindlichkeit gegenüber atmosphärischen Parametern überprüft. Die Untersuchung des Einflusses des Flüssigwasser- und Gesamtwasserdampfgehalts der Atmosphäre und der oberflächennahen Windgeschwindigkeit auf die Eiskonzentrationsberechnung zeigt kontinuierlich und sporadisch auftretenden Effekte besonders über dem eisfreien Ozean und in der Marginalen Eisrandzone.

Ein Verfahren wurde entwickelt, welches in der Lage ist, die zur Berechnung der Eiskonzentration verwendeten Helligkeitstemperaturen, um den Einfluß des Gesamtwasserdampfgehalts, des Flüssigwassergehaltes und der oberflächennahen Windgeschwindigkeit zu korrigieren. Das hierfür verwendete Strahlungstransportprogramm wurde dafür um einen Algorithmus erweitert, der die windinduzierte Emissivitätsänderung der Ozeanoberfläche bei der Berechnung der Helligkeitstemperaturen berücksichtigt. Mit Hilfe von multiplen Regressionsanalysen ist ein Satz von Korrekturkoeffizienten bestimmt worden, der es ermöglicht, die gemessenen Daten vor der Berechnung der Eiskonzentration zu korrigieren. Das Verfahren wirkt sich im Südsummer mit einer um knapp 2,5 % (1,9 %) reduzierten Meereisausdehnung (-fläche) am stärksten und im Südwinter mit 1,25 % (0,65 %) am geringsten aus.

Aufgrund geringer Unterschiede zwischen den verwendeten Frequenzen der SMMR und SSM/I Radiometer und auch zwischen der Aufnahmegeometrie verschiedener baugleicher SSM/I Radiometer erforderten eine Anpassung der Datensätze. Differenzen in der mit dem NASA TEAM Algorithmus berechneten Eiskonzentration von bis zu 6,8 % konnten so korrigiert und ein 18-jähriger homogener Datensatz zur Zeitreihenanalyse geschaffen werden. Zusammen mit der meteorologischen Korrektur konnten die mittleren Differenzen zwischen SMMR- und SSM/I-Daten während des Überlappungszeitraums auf $-0,04\%$ in der Meereisausdehnung und $+0,04\%$ der Meereisfläche reduziert werden.

Die Auswertung von Zeitreihen verschiedener Zeiträume der antarktischen Meereisausdehnung und -fläche ergab eine im Mittel knapp unterhalb der Signifikanzgrenze liegende Zunahme des Meereises (Meereisausdehnung: $0,10 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (0,77 %) pro Dekade und der Meereisfläche: $0,14 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (1,55 %) pro Dekade). Ohne die Berücksichtigung des atmosphärischen Einflusses auf die SSM/I-Daten ergibt sich eine statistisch signifikante Zunahme der Meereisausdehnung von $0,29 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (2,32 %) pro Dekade und der Meereisfläche von $0,24 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (2,66 %) pro Dekade.

Somit konnte gezeigt werden, daß es ohne die notwendige Korrektur der Wiedereinflüsse auf die Eiskonzentrationen und ohne eine detaillierte Betrachtung der statistischen Signifikanz der Daten zu einer falschen Interpretation der Zeitreihenanalyse kommt. Die geringe Zunahme des antarktischen Meereises in den letzten Jahren hat den Trend der Gesamtzeitreihe nicht aus dem Bereich des Rauschens herausgeführt.

Weiterhin ließ sich zeigen, daß die Zunahme des Meereises in der Antarktis nicht aus einer Zunahme der winterlichen Meereisausdehnung resultiert, welche nahezu konstant bleibt bzw. leicht abnimmt, sondern aus einer geringeren Abnahme der

Meereisbedeckung im Südsommer bzw. einem beschleunigten Eiswachstum in den Südherbstmonaten.

Die Anwendung der meteorologischen Korrektur auf die Meereisdaten der Arktis würde den sich abzeichnenden negativen Trend voraussichtlich noch weiter verstärken.

Extreme Meereisanomalien mit hoher Standardabweichung wurden exemplarisch mit ozeanischen und atmosphärischen Anomalien verglichen und der Zusammenhang mit dem Antarktischen Zirkumpolarstrom und der Antarktischen Zirkumpolarwelle untersucht. Dabei hat sich gezeigt, daß sich Extremwerte in der Meereisausdehnungs- und fläche ausbilden, wenn jeweils lokal positive bzw. negative Meereisanomalien im Weddellmeer und in der Rossee zusammen auftreten. Anomalien der Meeresoberflächentemperatur haben den stärksten Einfluß auf das Meereis, während die untersuchten atmosphärischen Parameter diesen bzw. den Meereisanomalien eher folgen.

Einer der klimarelevantesten Meereisparameter, die Eisdickenverteilung, läßt sich noch nicht zuverlässig mit satellitengetragenen Fernerkundungsmethoden gewinnen. Die daraus ableitbare Gefrier- oder Schmelzrate z. B. wäre für die Simulation des Meereises in Klimamodellen von hohem Nutzen. Auch wichtige dynamische Prozesse werden in bisherigen Modellen nur ansatzweise eingebunden. Über längere Zeiträume stationäre Wetterlagen und die dadurch erzeugten Windfelder können das Packeis ganzer Regionen auseinander treiben bzw. zusammenschieben und auch durch die Advektion entsprechend warmer oder kalter Luftmassen kann dies zu ausgeprägten, langlebigen Anomalien führen.

Nach Modellrechnungen von Manabe et al. [1992] kann eine globale Erwärmung durch ein verändertes Niederschlags- und Verdunstungsverhältnis die Salinität der Deckschicht verringern und so die vertikale Durchmischung und den Wärmefluß des Ozeans dämpfen. Dieses würde eine vorläufige Zunahme der Eisdicke in bestimmten Polarregionen zur Folge haben.

Die Bedeutung des atmosphärischen Wärmeflusses ist im Vergleich mit dem Wärmefluß aus tieferen Schichten des Ozeans eher als gering einzuschätzen. Auch wenn Jacobs und Comiso [1997] in der letzten Dekade eine vorrauslaufende positive Lufttemperaturanomalie in der Bellingshausen- und Amundsensee mit dem dort beobachteten Eisrückgang in Zusammenhang bringen konnten, war doch dort gleichzeitig ein Anstieg des ozeanischen Wärmestroms beobachtet worden. Nach [King und Turner, 1997] beschränkt sich die einzige durch mehrere Meßstationen belegbare atmosphärische Erwärmung in der Antarktis auf den Bereich der Antarktischen Halbinsel. Bei Mittelung aller zur Verfügung stehenden Meßstationen im Bereich der Antarktis läßt sich kein Trend bestimmen.

Die große Anzahl verschiedenster für die Polargebiete relevanter Modellergebnisse zeigt, wie gering das Verständnis der sich gegenseitig beeinflussenden Wechselwirkungen tatsächlich ist.

Die beobachtete mittlere Zunahme des antarktischen Meereises steht im Gegensatz zu dem in anderen Untersuchungen beobachteten Rückgang der Meereisausdehnung von $0,32 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (2,9 %) und der Meereisfläche $0,36 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (2,9 %) pro Dekade in der Arktis [Cavalieri und Comiso, 1997]. Das Modell des Deutschen Klimarechenzentrums bestätigt diese Asymmetrie. Es zeigt Klimavariabilitäten in der

Antarktis auf einer Zeitskala von ca. 100 Jahren, wohingegen in der Arktis dekadische Schwankungen vorherrschen. Die Zeitskala dieser Schwankungen ist verglichen mit der Länge der untersuchten Zeitreihen sehr groß, so daß die ermittelten Trends nicht extrapoliert und Zusammenhänge mit einer anthropogenen Klimaänderung nicht hergestellt werden können. Die fortwährende zeitliche Verlängerung der Meereisdatensätze bildet zusammen mit in-situ Messungen die Grundlage für die Entdeckung und das Verständnis weiterer Wechselwirkungsprozesse, welche die beobachteten Variabilitäten hervorrufen.

Anhang

A Zeitreihenanalyse

Messung der Variabilität

Eine meteorologische Zeitreihe kann definiert werden als

$$X(t) = X_0, X_1, X_2, \dots, X_N, \quad (1)$$

wobei x_0, x_1, x_2 usw. aufeinander folgende Messungen eines gegebenen meteorologischen Parameters in gleichbleibenden Zeitintervallen $t = (0, \Delta t, 2\Delta t, \dots, n\Delta t)$ usw. darstellen. Die gesamte Zeitreihe besteht aus $N + 1$ Beobachtungen einer Periode $P (P = N\Delta t)$. Unter der Fragestellung wie $X(t)$ um die Normale variiert, ist es üblich die Zeitreihe in Termen der Variationen um den Wert \bar{X} zu definieren

$$\bar{X} = \frac{\sum_{n=0}^{n=N} X_n}{N + 1} \quad (2)$$

$$x(t) = (\bar{X} + x_0), (\bar{X} + x_1), (\bar{X} + x_2), \dots, (\bar{X} + x_N). \quad (3)$$

Dabei sind x_0, x_1, x_2 die Abweichungen der Beobachtungen vom Mittelwert \bar{X} . Die Varianz der Zeitreihe ist dann definiert als

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{n=0}^{n=N} x_n^2}{N + 1}. \quad (4)$$

Diesen Wert bezeichnet man als die Standardmessung der Variabilität einer Reihe von Beobachtungen. Die Varianz kann das Produkt gut verstandener periodischer Variationen wie z. B. dem jahreszeitlichen Zyklus oder aber anderer zufälliger oder nicht zufälliger Fluktuationen sein. Nach Abzug der bekannten Fluktuationen innerhalb der Zeitreihe ist es möglich, die Signifikanz der verbleibenden Schwankungen als Quadratwurzel der Varianz (Standardabweichung σ) anzugeben.

Für den Fall, daß die Fluktuationen zufallsverteilt sind, gibt es eine Wahrscheinlichkeit von 32 %, daß die Messung ein σ und eine Wahrscheinlichkeit von 5 %, daß sie 2σ vom Mittelwert entfernt sind.

Rauschen

Zufällige Fluktuationen (Rauschen) können auf die statistische Signifikanz einen erheblichen Einfluß haben. Wenn die Fluktuationen zu jedem Zeitpunkt gleich wahrscheinlich sind, bildet das Leistungsspektrum eine horizontale Linie (Abbildung A.1) und man bezeichnet dieses Rauschen als weißes Rauschen. Die spektrale Leistungsdichte ist dann für jedes Frequenzintervall gleicher Länge identisch. Bei einer Gleichverteilung sollten 68 % der Messungen innerhalb einer Standardabweichung 1σ und 95 % innerhalb von 2σ liegen. Jedes Residuum außerhalb dieses Intervalls kann als

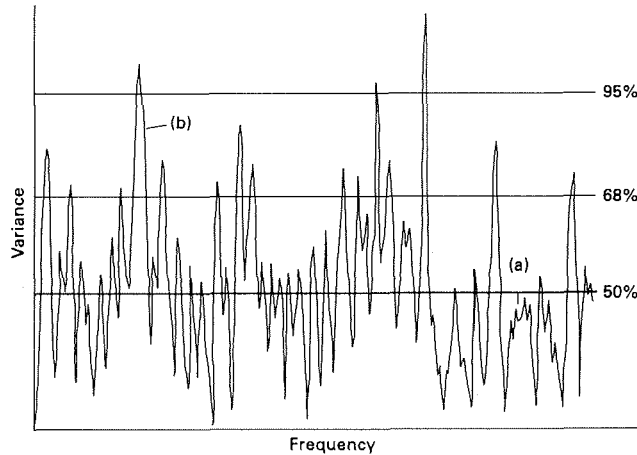


Abbildung 1: Weißes Rauschen (a) ist normalerweise keine konstante Funktion der Frequenz. Die Spitze (b) zeigt eine starke zufällige Fluktuation.

sehr signifikant angesehen werden (Spitze b in Abbildung A.1). Analog hierzu kann der Trend einer Zeitreihe als statistisch signifikant angesehen werden, wenn er um 2σ größer als der Mittelwert ist und somit aus dem weißen Rauschen herausragt.

Autokorrelation

Daten, welche sich auf äquidistante Zeitschritte beziehen, erfüllen im allgemeinen nicht die Voraussetzung der gegenseitigen Unabhängigkeit. Zur Prüfung und quantitativen Kennzeichnung läßt sich der Autokorrelationskoeffizient

$$r_A = \frac{\sum_{i=1}^{n-t_l} x_i x_{i+t_l}}{\sqrt{\sum_{i=1+t_l}^n x_i^2 \sum_{i=1}^{n-t_l} x_i^2}} = \frac{\sum_{i=1}^{n-t_l} x_i x_{i+t_l}}{(n-1-t_l)\sigma_1\sigma_2} \quad (5)$$

definieren, wobei $x_i(t_i)$ die Abweichung vom Mittelwert $\bar{X}(t)$ und der Verkürzungsparameter t_l die Zeitverschiebung angeben. t_l nimmt Werte zwischen 0 und der maximalen Zeitverschiebung $M < n$ ($t_l = 0, 1, \dots, M < n$) an. Dabei wird die Zeitreihe mit sich selbst korreliert, allerdings in Form zweier schrittweise verkürzter Datensätze mit den Indizes $(i+t_l; n)$ und $(i; n-t_l)$, wobei sich bei jeder Verschiebung neue Mittelwerte $\bar{X}(t)$ und Standardabweichungen σ ergeben. Eine Zeitverschiebung $t_l = 0$ bedeutet eine Korrelation der Zeitreihe mit sich selbst ohne Verschiebung.

Errechnet man schrittweise für $t_l = 0, 1, \dots, M$ die Autokorrelationskoeffizienten, so erhält man die Autokorrelationsfunktion $r_A(t_l)$. Dabei kann r_A Werte zwischen +1 und -1 annehmen.

Sind die Daten voneinander unabhängig, so wird $r_A(t_l)$ für $t_l > 0$ innerhalb eines nicht zu engen Intervalls um den Wert 0 schwanken. Ist der Datensatz nicht unabhängig, so wird $r_A(t_l)$ für $t_l > 0$ mehr oder weniger langsam gegen 0 gehen, für größere Werte von t_l möglicherweise negative Werte annehmen, dann wieder positive usw.

Der Bereich

$$r_A(t_i) > 0 \text{ bzw. } PI(t_i) > 0 \quad \text{für } t \geq 0 \quad (6)$$

heißt Persistenzintervall. In diesem Zeitintervall sind die Zeitreihendaten von den vorangehenden abhängig.

Autoregressive Modellierung der Zeitreihen

Autoregressive Modelle werden verwendet, um zu berücksichtigen, daß z. B. Anomalienzeitreihen X_t kein weißes Rauschen darstellen, sondern daß Abhängigkeiten zwischen aufeinander folgenden Datenpunkten bestehen (siehe Autokorrelation, Kapitel 7.2 auf Seite 115).

Das Modell

Ein autoregressiver Prozeß der Ordnung p ist definiert durch

$$ar_t = \sum_{i=1}^p a_i X_{t-i} + \xi_t, \quad (7)$$

wobei a_i für die unbekanntenen aber festen Koeffizienten steht und ξ_t das Fehlerrauschen beschreibt.

Um die Ordnung p ($p = 0, 1, \dots, 36$) zu bestimmen wird die *Yule-Walker-Procedure* [Harvey, 1981] verwendet, welche die jeweiligen Koeffizienten schätzt. Bei jeder Anpassung wird die Güte unter Berücksichtigung des Modellierungsaufwandes mit Hilfe des *Akaike Information Criterion* (AIC-Wert) [Harvey, 1981] bestimmt. Die Ordnung mit dem geringsten AIC-Wert, zusammen mit den entsprechenden Koeffizienten a_i und der Standardabweichung σ , wird für die Simulation der Zeitreihe ar_t im nächsten Schritt verwendet. Der vorige Schritt zur Erzeugung einer modellierten Zeitreihe wird 1000-fach durchgeführt und läuft jeweils über das selbe Zeitintervall n wie die zu überprüfende Originalzeitreihe. Die Anfangswerte sowie das Fehlerrauschen ξ_t werden per Zufallsgenerator mittels der Normalverteilung, dem Mittelwert und der Standardabweichung aus dem vorigen Schritt erzeugt. Zur Entkoppelung von den nicht autoregressiven Anfangswerten wird eine nicht berücksichtigte (nullte) Zeitreihe mit n Datenpunkten simuliert. Erst die nächste Zeitreihe wird als Realisierung verwendet. Für jede der aus statistischen Gründen 1000 durchgeführten Realisierungen wird der Trend b_1 mittels linearer Regression geschätzt.

Aus der Gesamtheit aller 1000 Schätzungen von b_1 ergibt sich eine Schätzung für die Verteilung der b_1 -Schätzungen, welche sich als Histogramm oder Kernschätzer (Gaußkurve) darstellen läßt (siehe Abbildungen 7.8 auf Seite 124 und 7.9 auf Seite 125). Diese Kurve der relativen Häufigkeitsverteilung der b_1 -Schätzungen vermittelt ein Bild von dem Ausmaß, in welchem lineare Trends als Folge von zufälligen Einflüssen schwanken können, obwohl die Struktur des erzeugenden Fehlerprozesses unverändert bleibt und derjenigen gleicht, die sich aus der entsprechenden Originalzeitreihe ableiten läßt. Eine Aussage über die statistische Signifikanz eines Trends im Originaldatensatz $b_{1,emp}$ läßt sich nun folgendermaßen treffen:

- Liegt der Trend $b_{1,\text{emp}}$ innerhalb z. B. des 95 %-Bereichs, so ist der Wert von $b_{1,\text{emp}}$ nur zufällig ungleich null.
- Liegt $b_{1,\text{emp}}$ außerhalb der 95 %-Signifikanzgrenze, so liegt ein Trend mit einer Steigung ungleich null vor, welcher sich vom weißen Rauschen des modellierten Fehlerprozesses abhebt.

B Meereis-Zeitreihen

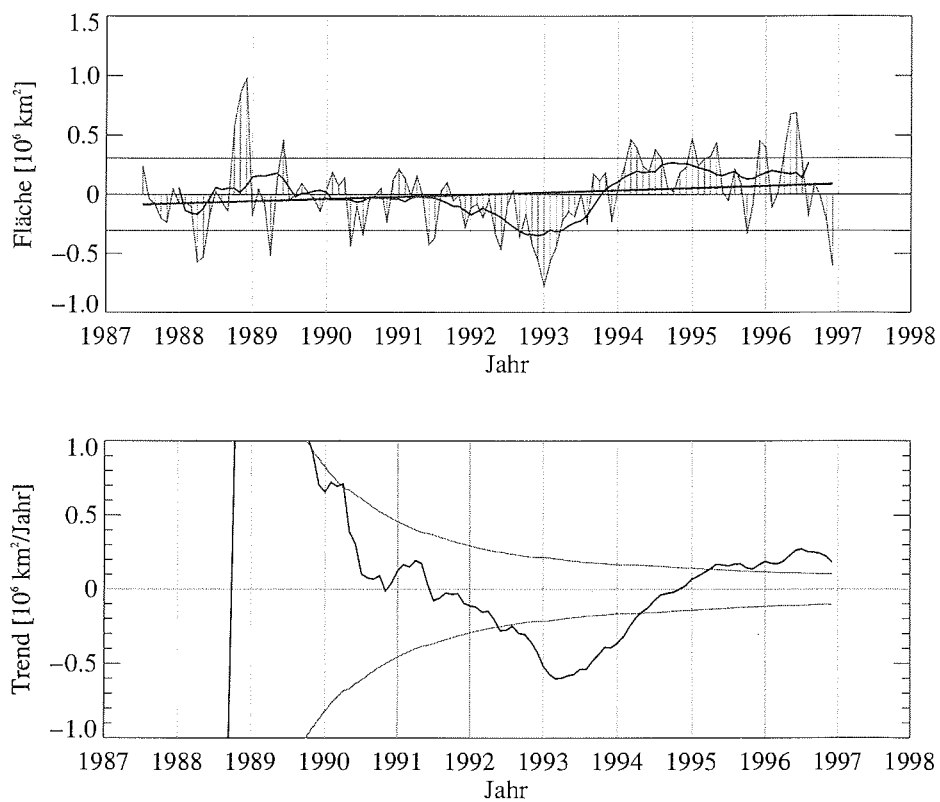


Abbildung 1: Oben: Zeitreihe der mit dem NASA-2 Algorithmus aus SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisfläche. Durchgezogene Linie: Trendgerade der linearen Regression. Durchgezogene Kurve: Gleitender 12-Monatsdurchschnitt. Waagerechte graue Linien: Standardabweichung der Anomalien. Unten: Zeitreihe der zeitlichen Entwicklung des Trends (schwarze Kurve) und Standardabweichung (graue Kurve).

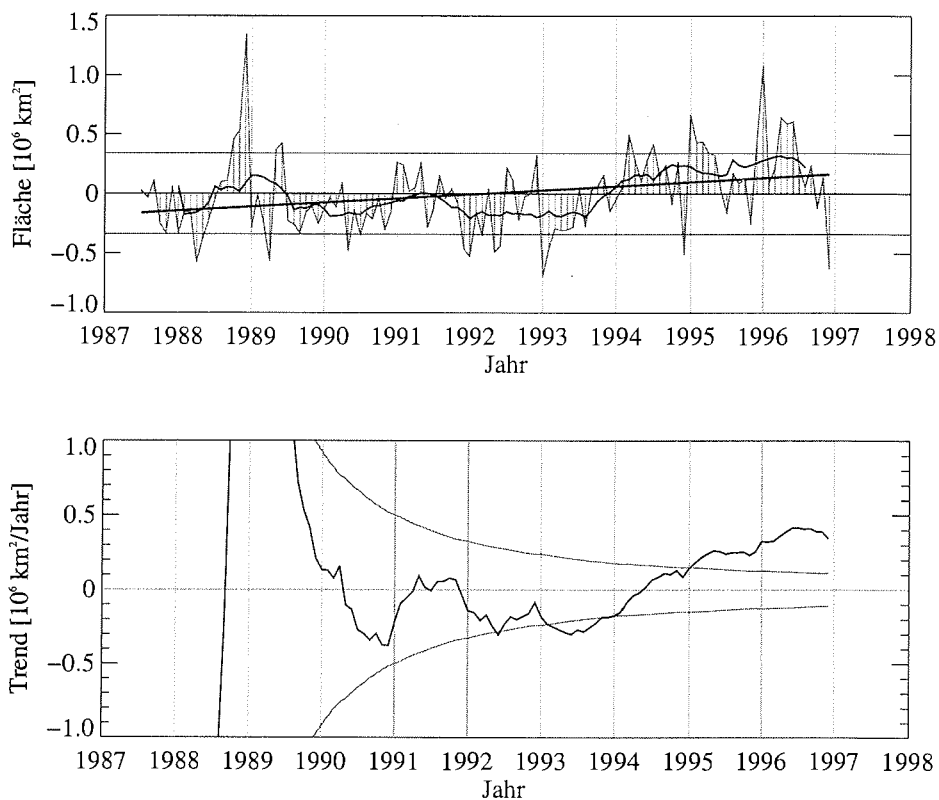


Abbildung 2: Oben: Zeitreihe der mit dem NASA-2 Algorithmus aus SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisausdehnung. Durchgezogene Linie: Trendgerade der linearen Regression. Durchgezogene Kurve: Gleitender 12-Monatsdurchschnitt. Waagerechte graue Linien: Standardabweichung der Anomalien. Unten: Zeitreihe der zeitlichen Entwicklung des Trends (schwarze Kurve) und Standardabweichung (graue Kurve).

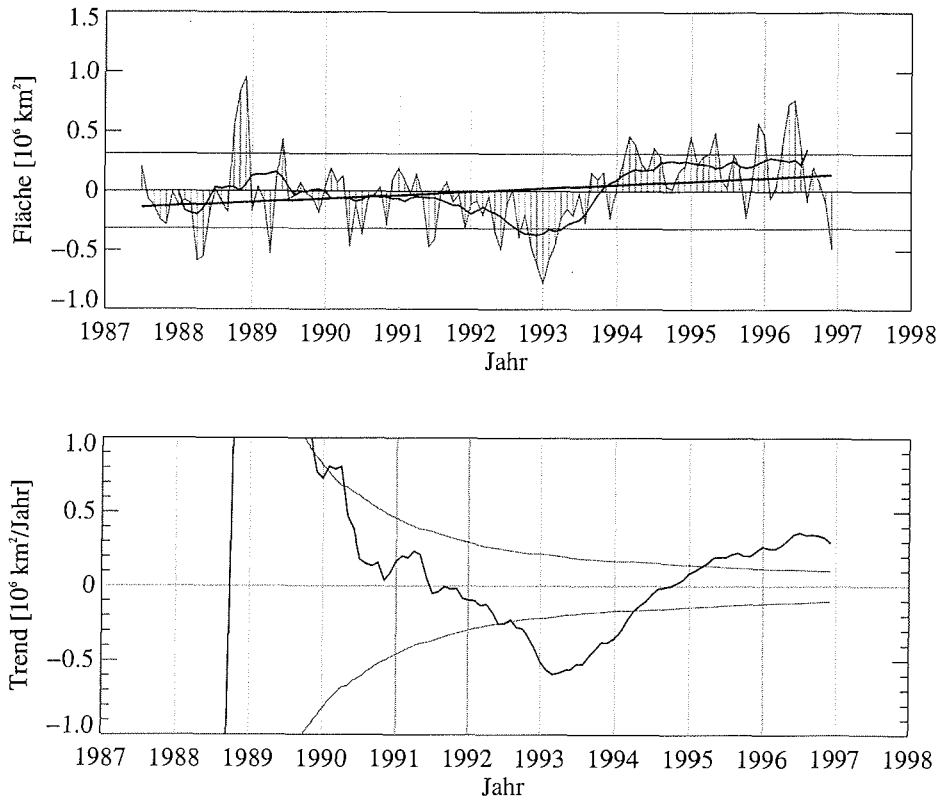


Abbildung 3: Oben: Zeitreihe der mit dem NASA-3 Algorithmus aus SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisfläche. Durchgezogene Linie: Trendgerade der linearen Regression. Durchgezogene Kurve: Gleitender 12-Monatsdurchschnitt. Waagerechte graue Linien: Standardabweichung der Anomalien. Unten: Zeitreihe der zeitlichen Entwicklung des Trends (schwarze Kurve) und Standardabweichung (graue Kurve).

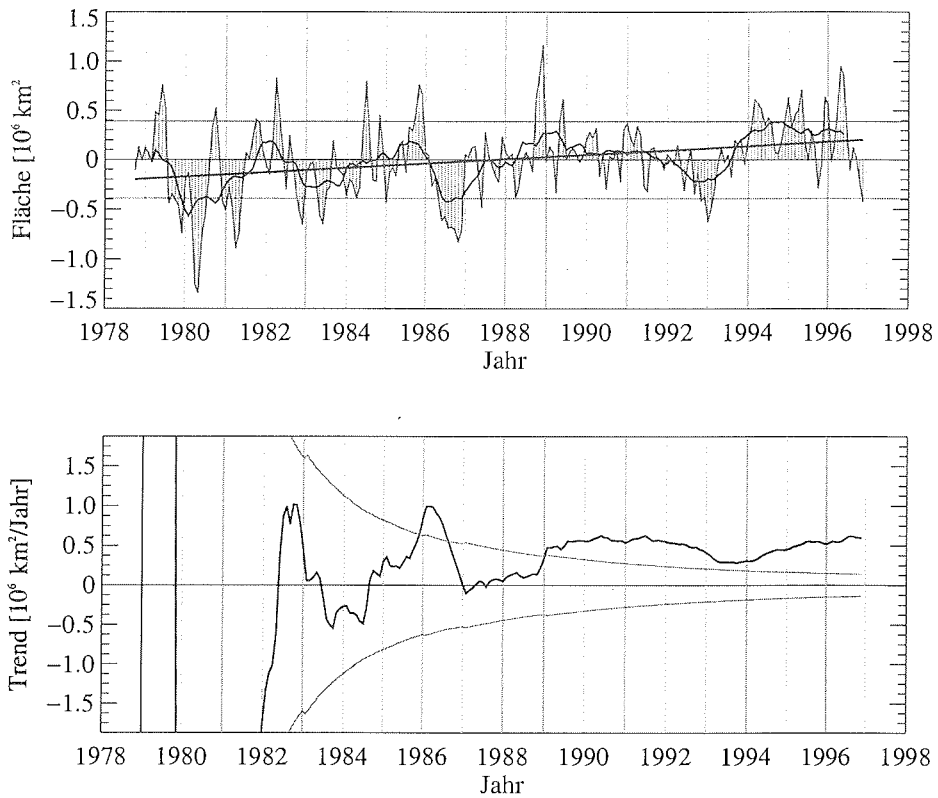


Abbildung 4: Oben: Zeitreihe der mit dem NASA-2 Algorithmus aus SMMR (1978–1987) und SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisfläche. Durchgezogene Linie: Trendgerade der linearen Regression. Durchgezogene Kurve: Gleitender 12-Monatsdurchschnitt. Waagerechte graue Linien: Standardabweichung der Anomalien. Unten: Zeitreihe der zeitlichen Entwicklung des Trends (schwarze Kurve) und Standardabweichung (graue Kurve).

C Datenbank

Datenprodukte die Ergebnis dieser Arbeit sind, wurden zusammen mit den Produkten des PELICON-Projektes in einer Datenbank auf zwei CD-ROMs zusammengefaßt. Diese Datenbank enthält die mit den Algorithmen NASA-2 und NASA-3 berechneten Eiskonzentrationswerte, die daraus ableitbaren Eiskanten (15 und 33 % Isolinie), den Wolkenflüssigwassergehalt, die bodennahe Windgeschwindigkeit, den Gesamtwasserdampfgehalt der Atmosphäre und die von Hunewinkel [1996] berechneten hochaufgelösten Eiskanten im Weddellmeer.

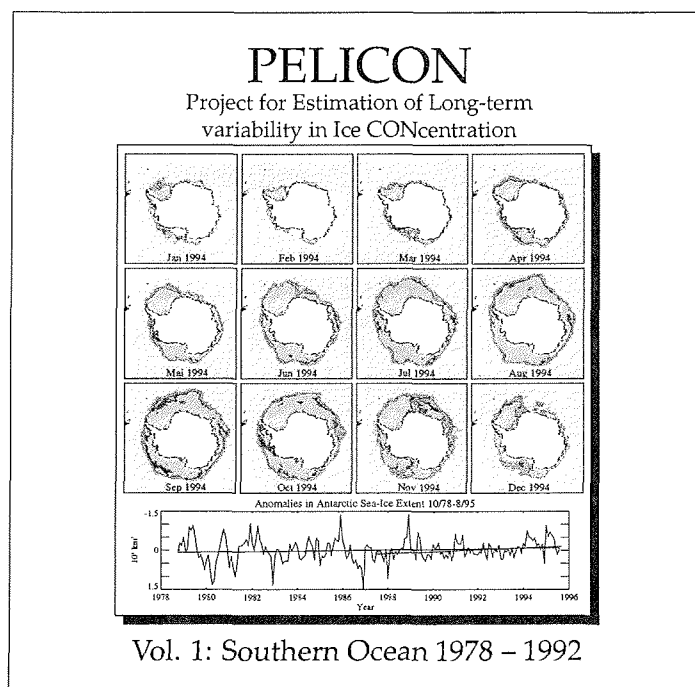


Abbildung 1: Vorderseite der PELICON-Datenbank CD-ROM, Volume 1.

Verzeichnisstruktur und Datenbeschreibung

Die Verzeichnis- und Datenstruktur der PELICON CD-ROMs Volume 1 (*Southern Ocean 1978–1992*) und Volume 2 (*Southern Ocean 1993–1997*) ist der Abbildung C.2 entnehmbar.

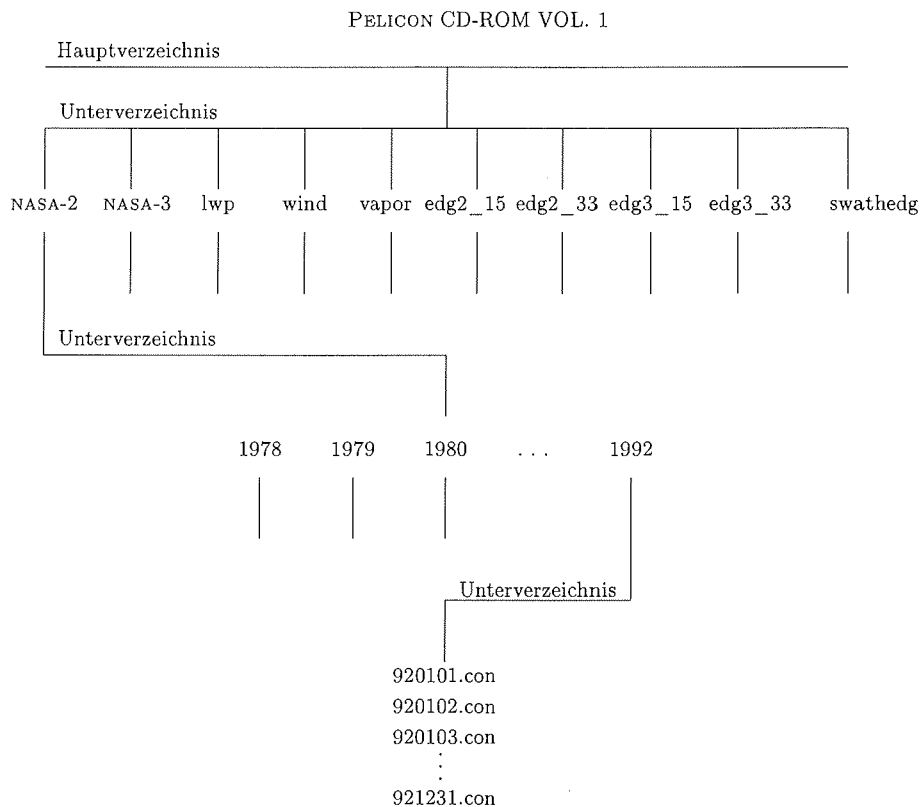


Abbildung 2: Verzeichnisstruktur der PELICON CD-ROM Vol. 1.

Die Verzeichnisstruktur der beiden CD-ROMs ist so aufgebaut, daß jedes der zehn Produkte ein eigenes Hauptverzeichnis besitzt. Jedes der Hauptverzeichnisse beinhaltet nach Jahren organisierte Unterverzeichnisse (z. B. von 1978 bis 1992 in Volume 1).

Zusätzlich zu den einzelnen Produktverzeichnissen befinden sich drei Informationsverzeichnisse auf der CD (*document*, *htmldata*, *tools*). Das Verzeichnis *document* enthält eine ASCII-Datei mit der Datenbeschreibung und allgemeinen Hinweisen. Im Verzeichnis *htmldata* befinden sich *HTML*-Programmdateien, welche eine menügeführte Betrachtung der Datenbeschreibung und des Datenbankinhalts mittels eines *Internet Browsers* ermöglichen. Zusätzlich ist die Betrachtung von Videosequenzen wöchentlich gemittelter Meereiskonzentrationen (drei verschiedene Auflösungen, beliebig wählbare Abspielgeschwindigkeit und Jahreszeiträume) der Antarktis mittels

eines *JAVA-Applets* möglich. Die hierfür generierten Wochenmittel der Eiskonzentration des Zeitraums 1988 bis 1996 sind in dem Verzeichnis *htmldata/applet* abgelegt.

Landmasken, Küstenlinien sowie Längen- und Breitengrade des SSM/I-Gitters sind dem Verzeichnis *tools* entnehmbar.

Tabelle 1: Beschreibung der NASA-2 Eiskonzentrationsdaten

Verzeichnis	NASA-2
Inhalt	Eiskonzentration berechnet mit dem NASA-2 Algorithmus
Dateiname	jjmmtt.con (jj = Jahr, mm = Monat, tt = Tag)
Dateityp	Compuserve GIF
Datentyp	8-bit ganzzahlig ohne Vorzeichen
Datenstruktur	Eiskonzentration in Prozent (Farbwert 0-100), Landmaske (Farbwert 101), keine Daten (Farbwert 103). Eine Küstenlinie ist nicht enthalten.
Datenverfügbarkeit	Vol. 1: 25.10.1978 bis 31.12.1992 (In dem Zeitraum von 1978 bis Juli 1987 nur jeder zweiter Tag) Vol. 2: 01.01.1993 bis 31.03.1997

Tabelle 2: Beschreibung der Eiskantendaten

Verzeichnis	edge2_15
Inhalt	Position der 15 % Eiskonzentrationsisolinie, berechnet mit dem NASA-3 Algorithmus
Dateiname	jjmmtt.con (jj = Jahr, mm = Monat, tt = Tag)
Dateityp	ASCII Text und Compuserve GIF
Datentyp	Text: Länge und Breite GIF: 8-bit ganzzahlig ohne Vorzeichen
Datenstruktur	Text: Längen und Breitenangabe des 15 % NASA-3 Eisrandes GIF: Küstenlinie (Farbwert 92) und Eisrand (Farbwert 199) (In dem Zeitraum von 1978 bis Juli 1987 nur jeder zweiter Tag)
Datenverfügbarkeit	Vol. 1: 25.10.1978 bis 31.12.1992 Vol. 2: 01.01.1993 bis 31.03.1997

Abbildungsverzeichnis

Kapitel 1

- 1 Elektromagnetisches Spektrum. 12
- 2 Optische Dicke und Transmission der US-Standardatmosphäre in Nadirrichtung als Funktion der Frequenz. 13

Kapitel 2

- 1 Spektrale Strahldichte von schwarzen Körpern typischer terrestrischer Temperaturen und der kosmischen Hintergrundstrahlung 18
- 2 Realteil ϵ'_r und Imaginärteil ϵ''_r der relativen Dielektrizitätskonstanten von Wasser unterschiedlichen Salzgehaltes. 20
- 3 Reflektivitäten von Wasser als Funktion des Einfallswinkels im Mikrowellen- und sichtbaren Bereich. 22
- 4 Schematische Beschreibung der Streuregime atmosphärischer Partikel als Funktion des Partikelradius und der Wellenlänge. 24
- 5 Eisschlamm und Pfannkucheneis. 26
- 6 Dünnes erstjähriges, dickes erstjähriges und Mischung erstjährigen Eises. 27
- 7 WMO-Definitionen der Eistypen und die an ihrer Bildung beteiligten äußeren Einflüsse. 28
- 8 Salinitäts- und Temperaturprofil erstjährigen und mehrjährigen Eises. 29
- 9 Eigenschaften des Meereises im Mikrowellenspektralbereich. 31
- 10 Horizontal polarisierte Emissivität bei 11 und 35 GHz als Funktion der Schneedicke. 32

Kapitel 3

- 1 Inklination, Orbit, Äquatorebene und sonnensynchrone Satellitenumlaufbahn. 37
- 2 Der DMSP-Satellit mit Orbit- und Schwadgeometrie des SSM/I-Radiometers. 40
- 3 Wöchentlich gemittelte globale MCSST der 52. Woche des Jahres 1992. 42

Kapitel 4

- 1 Mit dem DMSP-SSM/I gemessene Helligkeitstemperaturen verschiedener Oberflächentypen in der Arktis. 47
- 2 Schematisches Diagramm zur Illustration des NASA TEAM- und THIN ICE-Algorithmus. 49
- 3 Schwellenwerte der $GR(22/19)$ und $GR(37/19)$ Wetterfilter (horizontale und vertikale Linien) für die SSM/I-Version des NASA TEAM-Algorithmus. 50

- 4 Mit dem DMSP-SSM/I gemessene Helligkeitstemperaturen verschiedener Oberflächentypen in der Arktis. Schematisches Diagramm der BOOTSTRAP-Technik des Comiso Algorithmus zur Berechnung der Eiskonzentration. 51
- 5 SAR-Szene mit den skizziert dargestellten Flächen des effektiven Blickfeldes des horizontal polarisierten 37 GHz SSM/I-Kanals und der dem jeweiligem Blickfeld entsprechenden Helligkeitstemperatur. 54
- 6 SSM/I-Gitter mit eingezeichnetem PELI-grid und maximaler Meereisausdehnung. 56
- 7 Übersichtskarte der Testgebiete. 57
- 8 SSM/I Eiskonzentration des BOOTSTRAP-Algorithmus berechnet mit verschiedenen Koeffizienten am 13. Juli 1992. 60
- 9 SSM/I Eiskonzentration des NASA TEAM- und THIN ICE-Algorithmus im Testgebiet am 13. Juli 1992. 60
- 10 AVHRR Kanal 4 Bild mit eingetragenen Eiskonzentrations-Konturlinien des BOOTSTRAP- und NASA TEAM-Algorithmus im Sommer Testgebiet am 9. Februar 1992. 61
- 11 SSM/I Eiskonzentrationen des BOOTSTRAP, NASA TEAM-Algorithmus, die Differenz zwischen beiden, und ein AVHRR-Bild desselben Weddellmeergebietes am 9. Februar 1992. 65
- 12 SSM/I Eiskonzentrationen des BOOTSTRAP NEU, NASA TEAM-Algorithmus, die Differenz zwischen beiden, und ein AVHRR-Bild desselben Weddellmeergebietes am 9. Februar 1992. 65
- 13 Streudiagramme der mit den BOOTSTRAP, und BOOTSTRAP NEU und BOOTSTRAP NEU und NASA TEAM-Algorithmen berechneten Eiskonzentration unter Sommer Konditionen. 66
- 14 Streudiagramme der mit den BOOTSTRAP-, BOOTSTRAP NEU und NASA TEAM-Algorithmen berechneten Eiskonzentration unter Winter Konditionen. 66
- 15 AVHRR-Kanal 4 Bild mit eingezeichneten Eiskonzentrationsisolines des BOOTSTRAP- und des NASA TEAM-Algorithmus im Winter Testgebiet am 12. Juli 1992. 67
- 16 Ausschnittsvergrößerung der Abbildung 4.15 auf Seite 67 mit eingezeichneten Isolines der Eiskonzentration des NASA TEAM-Algorithmus. 68
- 17 Eiskonzentrationen des BOOTSTRAP-Algorithmus, NASA TEAM-Algorithmus, die Differenz zwischen beiden, und das AVHRR-Bild des Winter Testgebietes am 12. Juli 1992. 69
- 18 SSM/I Eiskonzentration des BOOTSTRAP NEU-Algorithmus, NASA TEAM-Algorithmus, die Differenz zwischen beiden, und das AVHRR-Bild des Winter Testgebietes am 12. Juli 1992. 70
- 19 Tägliche DMSP-SSM/I Minimumhelligkeitstemperaturen (CD-ROM-Daten) und 30 Tage Mittel des eisfreien Wassers, gemessen über elf Monate des Jahres 1992 im Weddellmeer. *PR*(19) und *GR*(37/19) des selben Zeitraums zeigt den Einfluß der Atmosphäre auf das eisfreie Wasser. 73
- 20 DMSP-SSM/I Helligkeitstemperaturen (CD-ROM-Daten) des eisfreien Wassers im Weddellmeer im Januar und Februar 1992. Aus den Daten parallel berechneter oberflächennahen Wind, integrierter Wasserdampfgehalt und Flüssigwassergehalt. 74

- 21 DMSP-SSM/I Helligkeitstemperatur (CD-ROM-Daten) des eisfreien Wassers in der Bellingshausensee im Januar und Februar 1992. Aus den Daten parallel berechneter oberflächennaher Wind, integrierter Wasserdampfgehalt und Flüssigwassergehalt. 75
- 22 DMSP-SSM/I Minimumhelligkeitstemperaturen (Originaldaten) des eisfreien Wassers im Weddellmeer im Juli 1992. 76
- 23 DMSP-SSM/I Minimumhelligkeitstemperaturen (Originaldaten) des eisfreien Wassers in der Bellingshausensee im Juli 1992. 77

Kapitel 6

- 1 Windgeschwindigkeitsinduzierte Emissivitätsänderungen der SSM/I-Kanäle. 91
- 2 Modellierter Helligkeitstemperatur en für eisfreies Wasser. 92
- 3 Modellierter Helligkeitstemperaturen für mit 50 % eisbedeckten Ozean. 93
- 4 Modellierter Windgeschwindigkeit an der Meereiskante. 94
- 5 ECMWF-Modellergebnisse für 0600 UTC in dem PELI-grid Gebiet am 5. Februar 1992. 97
- 6 Mit SSM/I-Daten berechneter Flüssigwassergehalt der Atmosphäre am 17. Juli 1995. 98
- 8 Mit SSM/I-Daten berechnete oberflächennahe Windgeschwindigkeit der Atmosphäre am 17. Juli 1995. 99
- 7 Mit SSM/I-Daten berechneter Wasserdampfgehalt der Atmosphäre am 17. Juli 1995. 99
- 9 Flußdiagramm des Korrekturschemas. 101
- 10 Jahresgang der Korrektur in Prozent für die Eisausdehnung und die Eiskonzentration des antarktischen Meereises. 102
- 11 SSM/I Eiskonzentrationskarte des 17. Juli 1995, berechnet mit dem NASA-1 Algorithmus (siehe Farbbeilage). 105
- 12 SSM/I Eiskonzentrationskarte des 17. Juli 1995, berechnet mit dem NASA-2 Algorithmus (siehe Farbbeilage). 105
- 13 SSM/I Eiskonzentrationskarte des 17. Juli 1995, berechnet mit dem NASA-3 Algorithmus (siehe Farbbeilage). 106
- 14 Differenzen zwischen den Eiskonzentrationen von NASA-1 und NASA-2 (siehe Farbbeilage). 106
- 15 Differenzen zwischen den Eiskonzentrationen von NASA-2 und NASA-3 (siehe Farbbeilage). 107
- 16 Differenzen zwischen den Eiskonzentrationen von NASA-1 und NASA-3 (siehe Farbbeilage). 107
- 17 Vergleich von AVHRR- und SSM/I Eisrändern im nördlichen Weddellmeer am 17. Juli 1995. 109
- 18 Verteilung der NASA-1 Eiskonzentrationen an der Position des NASA-3 15 % Eisrandes. 110

Kapitel 7

- 1 Klimatologische Monatsmittelwerte der antarktischen Meereisausdehnung der Meereisfläche und des Anteils des eisfreien Meeres der fünf Zeitreihen in km^2 . 116
- 2 Differenz der SSM/I-Datensätze NASA-2 und NASA-3 in km^2 . 117
- 3 Zeitreihe der mit dem NASA-3 Algorithmus aus SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisausdehnung. 117
- 4 Zeitreihe der mit dem NASA-2 Algorithmus aus SMMR (1978–1987) und SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisausdehnung. 118
- 5 Kombinierte Zeitreihe der mit den NASA-2 und NASA-3 Algorithmen aus SMMR (1978–1987) und SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisfläche. 119
- 6 Kombinierte Zeitreihe der mit den NASA-2 und NASA-3 Algorithmen aus SMMR (1978–1987) und SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisausdehnung. 120
- 7 Autokorrelationsfunktionen der Meereisausdehnungs- und Trendzeitreihen von 1978 bis 1996 und 1987 bis 1996. 122
- 8 Autoregressiv modellierte Verteilung der 1000 Schätzungen der anhand der Normalverteilung, dem Mittelwert und der Standardabweichung der Originaldatenreihe möglichen Trends. 124
- 9 Autoregressiv modellierte Verteilung der 1000 Schätzungen der anhand der Normalverteilung, dem Mittelwert und der Standardabweichung der Originaldatenreihe möglichen Trends. 125
- 10 Zeitreihen der Meereisfläche, aufgeschlüsselt nach einzelnen Monaten. 128
- 11 Zeitreihe der Meereisausdehnung, aufgeschlüsselt nach einzelnen Monaten. 129
- 12 Wöchentlich aufgelöste Meereisausdehnung des Zeitraums Oktober 1978 bis September 1996. Jahrgang und darübergelegte 1. Ableitung der Zeitreihe. Jahrgang mit 2. Ableitung und Jahrgang mit eingezeichneten Wendepunkten der aufsteigenden und absteigenden Äste. 130
- 13 Zeitreihen der Meereisfläche der Nord- und Südhemisphäre für den Zeitraum 1860 bis 2100. Die Daten wurden berechnet mit dem Klimamodell ECHAM4/OPYC3 und repräsentieren die Ergebnisse des Treibhausszenario Experiments. 133
- 14 Vereinfachtes Schema der zwischenjährlichen Variationen der Meeresoberflächentemperatur, des atmosphärischen Bodendrucks, der meridionalen Windschubspannung und der Meereisausdehnung, zusammen mit der mittleren Lage des Antarktischen Zirkumpolarstroms. 135
- 15 Hovmöllerdiagramme der Bodendruck-, Windschubspannung-, Meeresoberflächentemperatur und Meereisausdehnungsfelder entlang des 56. Breitenkreises. 137
- 16 Auswahl einiger signifikanter Anomalien der Eiskonzentration des antarktischen Meereises der Zeitreihe von 1978 bis 1996. 139
- 17 Verteilung von Anomalien in der Antarktis im Oktober 1989. 140
- 18 Verteilung von Anomalien in der Antarktis im November 1989. 141

- 19 Hovmöllerdiagramme der aus SSM/I-Daten berechneten Windgeschwindigkeits-, Wasserdampf- und Flüssigwasserfelder entlang des südlichen 56. Breitenkreises. 143

Anhang A

- 1 Weißes Rauschen und Fluktuationen. 150

Anhang B

- 1 Zeitreihe der mit dem NASA-2 Algorithmus und SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisfläche. 153
- 2 Zeitreihe der mit dem NASA-2 Algorithmus aus SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisausdehnung. 154
- 3 Zeitreihe der mit dem NASA-3 Algorithmus aus und SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisfläche. 155
- 4 Zeitreihe der mit dem NASA-2 Algorithmus aus SMMR (1978–1987) und SSM/I-Daten (1987–1996) berechneten Anomalien der antarktischen Meereisfläche. Zeitreihe des Trends und Standardabweichung. 156

Anhang C

- 1 Volume 1 der PELICON-Datenbank CD-ROM. 157
- 2 Verzeichnisstruktur der PELICON CD-ROM Vol. 1. 158

Tabellenverzeichnis

Kapitel 2

- 1 Realteil ϵ'_r , Imaginärteil ϵ''_r , Emissionsvermögen ϵ_ν und die Strahlungstemperatur $T_{\text{Str.}} = \epsilon_\nu \cdot T$ von Meerwasser einer Temperatur von 293 K und einem Salzgehalt von 4 %. 20

Kapitel 3

- 1 Übersicht über Betriebszeiten und Plattformen der passiven Mikrowellenradiometer SMMR und SSM/I dessen Daten verwendet wurden. 38
- 2 Frequenz, Bodenpixelauflösung und Auflösung Δt der Kanäle des SMMR und SSM/I-Radiometers. 39
- 3 Wellenlängen und Bandbreite der jeweiligen Kanäle des AVHRR. 41

Kapitel 4

- 1 In den Fallstudien verwendete SSM/I NASA TEAM-Eichpunkte der Südhemisphäre. 48
- 2 NASA TEAM-Eichpunkte des SMMR-Sensors für die Südhemisphäre. 48
- 3 In den Fallstudien verwendete Eichpunkte und Geradensteigungen des BOOTSTRAP-Algorithmus für die Südhemisphäre. 52
- 4 Sensitivitäten der antarktischen Eistypen A und B des NASA TEAM-Algorithmus bei verschiedenen Eiskonzentrationen. 54
- 5 Sensitivitäten der Frequenzschema Parameter der Südhemisphäre des BOOTSTRAP-Algorithmus. 55
- 6 Eisausdehnung und mittlere Eiskonzentration des Packeises und des Eisrandes der Algorithmen. 59
- 7 Differenzen der Eiskonzentrationen der BOOTSTRAP-Algorithmen mit dem NASA TEAM-Algorithmus. 63
- 8 Frequenzen und die zugehörigen Eichpunkte des NASA TEAM-Algorithmus für den eisfreien Ozean. Mittlere Minimumhelligkeitstemperatur über elf Monate CD-ROM-Daten sowie Schwaddaten des Sommers und CD-ROM-Daten des Winters aus dem Weddellmeer und der Bellingshausensee. 78

Kapitel 5

- 1 Die Überlappzeiträume der zu kalibrierenden Sensoren. 83
- 2 Vergleich von Helligkeitstemperatur der SSM/I F8 und SMMR Instrumente. 84

- 3 Mittlere Antennentemperaturen und Eiskonzentration eisfreien Meeres und Standardabweichung der kalibrierten fünf niederfrequenteren Kanäle des SSM/I Instruments und der vier verfügbaren SMMR Kanäle während des Überlappzeitraums. 84
- 4 Vergleich von Helligkeitstemperatur der SSM/I F-8 und SSM/I F-11 Instrumente. 85
- 5 Mittlere Antennentemperaturen und Eiskonzentration eisfreien Meeres und Standardabweichung der kalibrierten fünf niederfrequenten Kanäle des SSM/I F-8 und des SSM/I F-11 Instruments während des Überlappzeitraums. 85
- 6 Vergleich der Helligkeitstemperaturen der SSM/I F-11 und SSM/I F-13 Instrumente. 86
- 7 Mittlere Antennentemperaturen und Eiskonzentration eisfreien Meeres und Standardabweichung (σ) der kalibrierten fünf niederfrequenten Kanäle des SSM/I F-11 und F-13 Instruments während des Überlappzeitraums. 87

Kapitel 6

- 1 Für Strahlungstransportrechnungen verwendete Emissivitäten des eisfreien Ozeans. 91
- 2 Koeffizienten der Algorithmen zur Berechnung der atmosphärischen Parameter. 96
- 3 Mittlere Differenzen und Standardabweichungen zwischen NASA-1 und NASA-2 bzw. NASA-3. 102
- 4 Mit den NASA TEAM Algorithmen für den 17. Juli 1995 in der Antarktis berechnete Meereisausdehnung, Eiskonzentration, eisfreier Ozeananteil und mittlere Eiskonzentration. Differenzen zwischen den einzelnen Algorithmen. 104

Kapitel 7

- 1 Datensätze der untersuchten Zeitreihen und die entsprechenden passiven Mikrowellensensoren. 113
- 2 Zusammenfassung der Trends der antarktischen Meereisausdehnung und Eiskonzentration der verschiedenen Zeiträume des NASA-2 und NASA-3 Algorithmus. 121
- 3 Ergebnisse der autoregressiven Modellierung der Zeitreihen zur Überprüfung des Trends der Meereisausdehnung und der Eiskonzentration. 126
- 4 Monatliche Variabilitäten der Meereisausdehnung und der Meereisfläche 130

Anhang C

- 1 Beschreibung der NASA-2 Eiskonzentrationsdaten 159
- 2 Beschreibung der Eiskantendaten 159

Abkürzungen

ACC	Antarctic Circumpolar Current
ACW	Antarctic Circumpolar Wave
AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AWI	Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
BAS	British Antarctic Survey
CEAREX	Coordinated Eastern Arctic Research Experiment
CLIVAR	A Research Programme on Climate Variability and Prediction for the 21st Century
CRRELEX	Cold Regions Research and Engineering Laboratory Experiment
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum
DLR	Deutsche Agentur für Luft- und Raumfahrt
DMSR	Defense Meteorological Satellite Program
ECMWF	European Center for Medium Weather Forecast
ENSO	El Niño Southern Oscillation
ERS	European Remote Sensing Satellite
ERT	Environmental Research and Technology Inc.
ESA	European Space Agency
ESMR	Electroscally Scanning Microwave Radiometer
GCM	General Circulation Model
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
JIC	Joint Ice Center
JPL	Jet Propulsion Laboratory
LANDSAT	Land (remote sensing) Satellite
LWP	Liquid Water Path
MCSST	Multichannel Sea Surface Temperatures
METEOSAT	Meteorological Satellite
METRAS	Mesoskaliges Transport und Strömungsmodell
MIMR	Multifrequency Imaging Microwave Radiometer
MIZ	Marginal Ice Zone
MIZEX	Marginal Icezone Experiment
NASA	National Aeronautic and Space Administration
NESDIS	National Environmental Satellite, Data and Information Service
NIC	National Ice Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
OPYC	Ocean Isopycnal
OGCM	Ocean General Circulation Model

PCA	Principal Component Analysis
PELICON	Project for Estimation of Longtime Ice Concentration
PSA	Pacific South American T ₁ Connection
PSSM	Polynia Signature Simulation Method
SAR	Synthetic Aperature Radar
SEASAT	Sea Satellite
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SPOT	Satellite Probatoire d'Observation de la Terre
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
SST	Sea Surface Temperature
TIROS-N	Television Infra-Red Orbiting Satellite
UTC	Universal Time Coordinated
WCRP	World Climate Research Program
WMO	World Meteorological Organisation

Literaturverzeichnis

- Burns, B. A., Schmidt-Groettrup, M., und Viehoff, T., Methods for digital analysis of AVHRR sea ice images. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, **30**(3), 1992.
- Cane, M. A., Eshel, G., und Buchland, R. W., Forecasting Zimbabwean maize yield using eastern equatorial Pacific sea surface temperature. *Nature*, **370**, 204–205, 1994.
- Cavalieri, D. J., Gloersen, P., und Campell, W. J., Determination of sea ice parameters with the NIMBUS-7 SMMR. *J. Geophys. Res.*, **89**, 1984.
- Cavalieri, D. J., Crawford, J. P., Drinkwater, M. R., Eppler, D. T., Farmer, L. D., Jentz, R. R., und Wackerman, C. C., Aircraft active and passive microwave validation of the sea ice concentration from the Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager. *J. Geophys. Res.*, **96**(C12), 21998–22008, 1991.
- Cavalieri, D. J., St. Germain, K. M., und Swift, C. T., Reduction of weather effects in the calculation of sea-ice concentration with DMSP SSM/I. *J. Glaciology*, **41**(139), 455–464, 1995.
- Cavalieri, D. J., und Comiso, J. C., Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the AMSR Sea Ice Algorithm. Technical report, NASA, 1997.
- Cavalieri, D. J., und St. Germain, K. M., Arctic sea ice research with satellite passive microwave radiometers. *IEEE Geosci. and Rem. Sens. Soc.*, **97**, 1995.
- Cavalieri, D. J., A microwave technique for mapping thin sea ice. *J. Geophys. Res.*, **99**(C6), 1994.
- Christoph, M., Barnett, T. P., und Roeckner, E., The Antarctic circumpolar wave in a coupled ocean–atmosphere GCM. Report No. 235, Max-Planck Institut für Meteorologie Hamburg, 1997.
- Colwell, R. N., editor, *Manual of Remote Sensing*. American Society of Photogrametry, Falls Church, VA, 2nd edition, 1983. 196–197.
- Comiso, J. C., Grenfell, T. C., Bell, D. L., Lange, M. A., und Achley, S. F., Passive Microwave in situ observations of winter Weddell Sea ice. *J. Geophys. Res.*, **99**(C6), 1989.
- Comiso, J. C., Grenfell, T. C., Lange, M., Lohanick, A. W., Moore, R. K., und Wadhams, P., Microwave remote sensing of the southern ocean ice cover. In Carsey, F. D., editor, *Microwave remote sensing of sea ice*, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1992.
- Comiso, J. C., Cavalieri, D. J., Parkinson, C. L., und Gloersen, P., Passive microwave algorithms for sea ice concentration – A comparison of two techniques. *Rem. Sens. Env.*, **12**(60), 357–384, 1997.
- Comiso, J. C., und Sullivan, C. W., Satellite Microwave and in-situ observations of the Weddell sea ice cover and its marginal ice zone. *J. Geophys. Res.*, **91**(C1), 9663–9681, 1986.
- Comiso, J. C., Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations. *J. Geophys. Res.*, **91**(C1), 975–995, 1986.
- Comiso, J. C., SSM/I ice concentrations using the Bootstrap algorithm. NASA-Report 1380, (NASA), 1995.
- Cox, M., und Weeks, W., Salinity and temperature profiles of hummocked MY ice floe, 1979. Internet – <http://192.195.231.22/Park/Fig1-19.htm>, vom 1.10.97.
- Mare, W. de la, Abrupt mid-twentieth-century decline in Antarctic sea-ice extent from whaling records. *Nature*, **389**, 457–460, 1997.
- Drinkwater, M. R., und Kreyscher, M., Influence of the antarctic circumpolar wave on interannual variability in Weddell Sea formation and bottom water outflow. *J. Geophys. Res.*, **96**(C12), In press, 1997.
- Eicken, H., Lange, M. A., Hubberten, H.-W., und Wadhams, P., Characteristics and distribution patterns of snow and meteoric ice in the Weddell Sea and their contribution to the mass balance of sea ice. *Ann. Geophysicae*, **12**, 80–83, 1994.

- Eicken, H., und Lemke, P., Variabilität der polaren Meereisdecke als Anzeiger für Klimaschwankungen. In Lozán, J. L., Graßl, H., Hupfer, M., und Sterr, H., editors, *Warnsignale aus dem Klimasystem - Wissenschaftliche Fakten*, Parey, Berlin, 1998.
- Emery, W. J., Fowler, C. W., und Maslanik, J., Arctic sea ice concentrations from Special Sensor Microwave Imager and advanced very high resolution radiometer satellite data. *J. Geophys. Res.*, **99**(C9), 18329–18342, 1994.
- Eppler, D., Passive Microwave Signatures of Sea Ice. In Carsey, F. D., editor, *Microwave remote sensing of sea ice*, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1992.
- Fahrbach, E., Die Polarmeere - ein Überblick. In Hempel, I., und Hempel, G., editors, *Biologie der Polarmeere*, Gustav Fisher Verlag, Jena, 1995.
- Fuhrhop, R., Heygster, G., Johnsen, K.-P., Schluessel, P., Schrader, M., und Simmer, C., Study of passive remote sensing of the atmosphere and surface ice. *ESA*, No.11198/94/NL/CN, 1996.
- Fuhrhop, R., und Simmer, C., SSM/I brightness temperature corrections for incidence angle variations. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **13**(1), 1997.
- Schönwiese, C. D., *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Bornträger Verlag, Berlin, 1992.
- Gloersen, P., Wilheit, T. T., und Campell, W. J., Polar sea ice observations by means of microwave radiometry, in Advanced Study of Snow and Ice. *Nat. Acad. Sci.*, pages 541–550, 1974.
- Gloersen, P., Campell, W. J., Cavallieri, D. J., Comiso, J. C., Parkinson, C. L., und Zwally, H. J., *Arctic and Antarctic sea ice, 1978–1987. Satellite passive-microwave observations and analysis*. Scientific and technical information program. National Aeronautics and Space Administration (NASA), Washington, D.C., 1992.
- Goodberlet, M. A., Swift, C. T., und Wilkerson, J. C., Remote sensing of ocean surface winds with the Special Sensor Microwave Imager. *J. Geophys. Res.*, **94**, 14547–55, 1989.
- Grenfell, T. C., Comiso, J. C., Lange, M. A., Eicken, H., und Wensnaham, M. R., Passive microwave observations of the Weddell Sea during austral winter and spring. *J. Geophys. Res.*, **99**(C5), 9995–10010, 1994.
- Harris, R., *Satellite Remote Sensing*. Routledge and Kegan Paul, London und New York, 1987.
- Harvey, A. C., *Time Series Models*. London School of Economics, London, 1981.
- Heygster, G., Pedersen, L. T., Turner, J., Thomas, C., Hunewinkel, T., Schottmüller, H., und Viehoff, T., PELICON: Project for estimation of long-term variability of ice concentration. Tech. Report EV5V-CT93-0268(DG 12 DTEE), European Community (EC), 1996.
- Hollinger, J. P., Lo, R., und Poe, G., *Special Sensor Microwave/Imager User's Guide*. Naval Research Laboratory, Washington, D.C., 1987.
- Houghton, J. T., Meira-Filho, L. G., Callendar, B. A., Harris, N., Kattenberg, A., und Maskell, K., *Climate Change 1995 - The science of climate change*. Cambridge University Press, 1996.
- Hunewinkel, T., und Heygster, G., Comparison of image restoration techniques to detect total sea ice concentration. In *Proc. progress in electromagnetic research (PIERS) '94, Noordwijk, Netherlands*. ESA-ESTEC, Noordwijk, Netherlands, 1994.
- Hunewinkel, T., *Methoden zur Fernerkundung der marginalen Eiszone*. PhD thesis, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen., 1996.
- Jacobs, S. S., und Comiso, J. C., Climate variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas. *J. Climate*, **10**, 697–709, 1997.
- Jacobs, G. A., und Mitchell, J. L., Ocean circulation variations associated with the Antarctic. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2947–2950, 1996.
- Jain, A. K., *Fundamentals of digital image processing*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1989.
- Janssen, M. A., *Atmospheric remote sensing by microwave radiometry*. Wiley serie in remote sensing. John Wiley & sons, inc., New York, 1993.
- Johnsen, K. P., Darovskikh, A., Wiesman, A., Eicken, H., und Haas, C., Ground-based microwave radiometer measurements over snow-covered sea ice in the Siberian Arctic. *Polarforschung*, **1**, 1997.
- Jolliffe, I. T., *Principal component analysis*. Springer Series in Statistics. Springer Verlag, New York, 1986.

- Jones, D., Recent variations in mean temperature and the diurnal temperature in the Antarctic. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1345–1348, 1995.
- Karstens, U., Simmer, C., und Ruprecht, E., Remote sensing of cloud liquid water. *Meteorol. and Atmos. Phys.*, pages 157–171, 1994.
- King, C. J., und Turner, J., *Antarctic Meteorology and Climatology*. Atmospheric and Space Science Series. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 1997.
- Kramer, H. J., *Earth Observation Remote Sensing*. Springer-Verlag, 1992.
- Kraus, K., und Schneider, W., *Fernerkundung. Band 1: Physikalische Grundlagen und Aufnahmetechniken*. Duemmler Verlag, 1988.
- Kummerow, C., und Gigliori, L., A passive microwave technique for estimating the vertical structure of rainfall from space, Part I: Algorithm Description. *J. Appl. Meteor.*, 1994.
- Kummerow, C., On the accuracy of the Eddington approximation for radiative transfer in the microwave frequencies. *J. Geophys. Res.*, **98**(D2), 2757–2765, 1992.
- Liou, K. N., *An introduction to atmospheric radiation*, volume 26 of *International Geophysics Series*. Academic press, New York, 1980.
- Lo, R. C., A comprehensive description of the emission microwave imager SSM/I environmental parameter extraction algorithm. NRL Memo. Rep., 5199, 1983.
- Manabe, S., Spelman, M. J., und Stouffer, R. J., Transient responses of a coupled ocean–atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part 2: Seasonal response. *J. Climate*, **5**, 105–126, 1992.
- Manabe, S., und Stouffer, R. J., Multiple century response of a coupled ocean–atmosphere model to an increase of atmospheric CO₂. *J. Climate*, **7**, 5–23, 1994.
- Martin, Salinity and temperature profiles of a FY ice floe, 1979. Internet - <http://192.195.231.22/Park/Fig1-19.htm>, vom 1.10.97.
- Martin, T., Multispektrale Meereisklassifikation mit passiven Mikrowellensensoren, 1993. Dissertation, Meteorologisches Institut, Universität Hamburg.
- Martino, M. G., Cavalieri, D. J., und Gloersen, P., An improved land mask for the SSM/I grid, 1995. NASA Technical Memorandum.
- Maslanik, J. A., Investigating mixed errors in SSM/I data processed with the AES-York sea ice concentration algorithm. *NSIDC-Notes*, **18**, 5–6, 1996.
- Masson, R., und Comiso, J. C., The classification of arctic sea ice types and the determination of surface temperature using advanced very high resolution radiometer data. *J. Geophys. Res.*, **99**(C3), 5201–5217, 1994.
- Meier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., und Hasselmann, K., Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline surface forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 731–757, 1993.
- Mikolajewicz, U., und Meier-Reimer, E., Internal secular variability in an ocean general circulation model. *Climate Dynamics*, **4**, 145–156, 1990.
- Nordberg, W., Conaway, J., Ross, D. B., und Wilheit, T. T., Measurement of microwave emission from a foam-covered wind driven sea. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 429–435, 1971.
- (NSIDC), N., DMSP SSM/I Brightness Temperature and Sea Ice Concentration Grids for the Polar Regions on CD-ROM (User's Guide). NSIDC Special Report-1 1, Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, Boulder, CO, USA, 1992.
- Oelke, C., Atmospheric signatures in sea-ice concentration estimates from passive microwaves: modelled and observed. *International Journal of Remote Sensing*, **18**, 1113–1136, 1997.
- Olson, W. S., LaFontaine, F. J., Smith, W. L., Merrill, R. T., Roth, B. A., und Achtor, T. H., Precipitation Validation. In Hollinger, J. P., editor, *DMSP Special Sensor Microwave/Imager Calibration/Validation, Final Report Vol II*, Naval Research Laboratory, Washington, D.C., 1991.
- Parkinson, C. L., Comiso, J. C., Zwally, H. J., Cavalieri, D. J., Gloersen, P., und Campbell, W. J., Arctic Sea-Ice, 1973–1976: Satellite Passive-Microwave Observations. Technical Report NASA SP-489, National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C., 1987.
- Petty, G. W., *On the response of the Special Sensor Microwave Imager to the marine environment*

- *Implications for atmospheric parameter retrievals*. PhD thesis, Department of Atmospheric Sciences, University of Washington., 1990.
- Prabhakara, C. E., und Dalu, G., Remote sensing of precipitable water over oceans from NIMBUS-7 microwave measurements. *J. Appl. Meteor.*, (21), 59–68, 1982.
- Rind, D., Healy, R., Parkinson, C., und Martinson, D., The role of sea ice in 2xCO₂ climate model sensitivity: Part II: Hemispheric dependencies. *Geophys. Res. Lett.*, **24**(12), 1491–1494, 1997.
- Roeckner, E., Oberhuber, J. M., Bacher, A., Christoph, M., und Kirchner, I., ENSO variability and atmospheric response in a global coupled atmosphere-ocean GCM. *Climate Dynamics*, **12**, 737–754, 1996.
- Rogers, R. R., und Yau, M. K., *A Short Course in Cloud Physics*. Pergamon Press, 1991.
- Roth, R., Schulze, O., Thomas, M., Rothe, T., und Brandt, R., Sea ice and climate - An approach using SAR data, 1994.
- Rothrock, D. A., und Thomas, D. R., Principal component analysis of satellite passive microwave data over sea ice. *J. Geophys. Res.*, **93**(C3), 2321–2332, 1988.
- Schanda, E., *Physical fundamentals of remote sensing*. Springer Verlag, Berlin, 1986.
- Schmitz, W. J., On the interbasin scale thermohaline circulation. *Rev. Geophys*, **33**, 151–173, 1995.
- Seeber, G., *Satellitengeodaesie*. de Gruyter, Berlin, 1988.
- Sekon, R. S., und Srivaastava, R. C., Doppler radar observations of drop size distributions in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 983–994, 1971.
- Sethmann, R., Burns, B. A., und Heygster, G., Spatial resolution improvement of SSM/I data with image restoration techniques. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, **32**(6), 1994.
- Simmer, C., *Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen*. Verlag Dr. Kovac., 1994.
- Spencer, R. W., Goodman, H. M., und Hood, R. E., Precipitation retrieval over land with the SSM/I: Identification of the scattering signal. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **6**, 254–273, 1989.
- Steffen, K., Key, J., Cavalieri, D. J., Comiso, J., Gloersen, P., St. Germain, K., und Rubinstein, I., The estimation of geophysical parameters using passive microwave algorithms. In Carsey, F. D., editor, *Microwave remote sensing of sea ice*, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1992.
- Steffen, K., und Schweiger, A., NASA team algorithm for sea ice concentration retrieval from defense meteorological satellite program Special Sensor Microwave Imager: Comparison with Landsat imagery. *J. Geophys. Res.*, **96**(C12), 21971–21987, 1991.
- Thomas, C. H., Vergleich von Regenalgorithmien des Special Sensor Microwave Imager, 1993. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde, an der Universität Kiel.
- Tran, A. V., Smith, E., Hyon, J., Brown, R. E. O., und Feldman, G., Satellite derived multichannel sea surface temperature and phytoplankton pigment concentration data: A CD-ROM set containing monthly mean distributions for the global oceans, 1993. Jet Propulsion Laboratory.
- Tucker, W. B. I., Perovich, D. K., Gow, A. J., Weeks, W. F., und Drinkwater, M. R., Physical Properties of sea ice relevant to remote sensing. In Carsey, F. D., editor, *Microwave remote sensing of sea ice*, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1992.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., und Fung, A. K., *Microwave remote sensing, active and passive. Volume III: From theory to applications*. Addison Wesley Pub., London, Great Britain, 1986.
- Ulaby, F. T., und Stiles, W. H., The Active and Passive Microwave Response to Snow Parameters - 2. Water Equivalent of Dry Snow. *J. Geophys. Res.*, **85**(C2), 1045–1049, 1990.
- UNESCO, UNESCO technical papers in marine science, 1981.
- Vohwinkel, B., *Passive Mikrowellenradiometrie*. Vieweg Verlag, Braunschweig, 1988.
- Wegener, J., Deutsches Klimarechenzentrum GmbH, Jahresbericht 1994. Deutsches Klimarechenzentrum GmbH, Hamburg, 1994.
- Weisse, R., Mikolajewicz, U., Sterl, A., und Drijfhout, S. S., Stochastically forced variability in the antarctic circumpolar current. Report No. 240, Max-Planck Institut für Meteorologie, 1997.
- White, W. B., und Petersen, R. G., An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature*, **380**, 699–702, 1996.
- Xiaojun, Y., Mark, A., und Martinson, D. G., Cycling around the South Pole. *Nature*, **380**, 673, 1996.

- Yu, Y., Rothrock, D. A., und Lindsay, R. W., Accuracy of sea ice temperature derived from the advanced very high resolution radiometer. *J. Geophys. Res.*, **100**(C3), 4525–4532, 1995.
- Zabel, H. H., und Jezek, K. C., Consistency of long-term observations of oceans and sea ice from space. *J. Geophys. Res.*, **99**(C5), 10109–10120, 1994.
- Zwally, H. J., Comiso, J. C., Parkinson, C. L., Campbell, W. J., Carsey, F. D., und Gloersen, P., Antarctic Sea-Ice, 1973–1976: Satellite Passive-Microwave Observations. Technical Report NASA SP-459, National Aeronautics and Space Administration Washington, D.C., 1983.

Danksagung

Für die Betreuung meiner Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades möchte ich mich bei meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Klaus Künzi, und dem Arbeitsgruppenleiter Dr. Georg Heygster, bedanken. Besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Christoph Kottmeier in seiner Rolle als Ratgeber und zweiter Gutachter.

Herrn Prof. Dr. Ulrich Cubasch und Dr. Joseph Oberhuber vom Deutschen Klimarechenzentrum danke ich für die Bereitstellung und Diskussion von Modellergebnissen.

Für viele anregende Diskussionen und die gute Zusammenarbeit möchte ich mich herzlich bei Dr. Ralf Schmidt, Dr. Thomas Hunewinkel und Dipl. Phys. Norbert Schlüter bedanken, welche mir viel Zeit und auch Software zur Verfügung stellten.

Das gute Arbeitsklima in der Fernerkundungssgruppe Physikalische Satellitenbildanalyse und die daraus resultierenden vielen konstruktiven Diskussionsbeiträge haben die Anfertigung dieser Dissertation erleichtert. Deshalb danke ich allen früheren und jetzigen Mitgliedern der Arbeitsgruppe für Ihre Unterstützung. Mein besonderer Dank für die Unterstützung bei Layout und Satz mit \LaTeX gilt Lothar Meyer-Lerbs.

An dieser Stelle auch ein Dank an die Europäische Kommission, die durch die Bereitstellung finanzieller Mittel im Rahmen des Projektes PELICON diese Arbeit ermöglicht hat.

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

- * **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“, Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“, zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS 'Meteor'“, First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge zusammengestellt von Norbert Klages
- Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes 'Meteor'“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT 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 'Polarsirkel' (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei zusammengestellt von R. Schneppenheim
- Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“, by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- * **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“, by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982 zusammengestellt von Dieter Adelung
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“, Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS 'Polarstern'“, Stationslisten der Plankton-, Benthos- und 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 Obieitner
- 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 Fahrbach
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“, von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“, von Arnold Brodscholl
- * **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“, von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“, von Wolfgang Kobarg
- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Werner Ekau
- Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“, von Dieter Piepenburg
- * **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“, von Eva-Maria Nöthig

- Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“, von Wiebke Schwarzbach
- Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (ANT V/3)“, by Elke Mizdalski
- Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“, by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede
- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS 'Polarstern' 1986/87“, Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5 von H. Miller und H. Oerter
- * **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS 'Polarstern' 1987/88“, von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS 'Polarstern' 1988“, von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“, von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“, von M. Peters
- * **Heft-Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV 'Polarstern' in 1988/89“, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse, sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“, von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“, by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“, by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“, von Karsten Brunk
- Heft-Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“, edited by Adolf Kellermann
- Heft-Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV 'Polarstern' in 1989“, edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft-Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- Heft-Nr. 70/1990** – „Die 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. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten 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 Grünig
- Heft-Nr. 76/1991** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten in Benthall 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** – „Paläoglaziologie und Paläozoographie 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-Meeres 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 Solekanälchen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger
- Heft-Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg
- Heft-Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner
- * **Heft-Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865-1875“, von Reinhard A. Krause
- Heft-Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV 'Polarstern' (EPOS II)“, by Eike Rachor

- Heft-Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991”, by Gert König-Langlo
- Heft-Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)”, von Peter Schulze
- Heft-Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik”, von Rüdiger Hotten
- * **Heft-Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere”, von Andreas P. A. Wöhrmann
- * **Heft-Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea – its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux”, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarso and Y.P. Savchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV 'Dainie 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 Meeres: 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 Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen”, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogenierter Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen”, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (*REFLEX II*)”, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- * **Heft-Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1”, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft-Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8”, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fährbach 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 kanozoische 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 Heidemarie 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 Überwinternern 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 *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich

Heft-Nr. 196/1996 – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese

Heft-Nr. 197/1996 – „The Expedition ARKTIS-XI/2 of 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 Comelia 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 Meereiserkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert

Heft-Nr. 210/1996 – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann

Heft-Nr. 211/1996 – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995“, by Dima Yu. Bolshyanov 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, Dielmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel, and Andreas Reuter

Heft-Nr. 219/1997 – „Die Expedition ANTARKTIS-XIII 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 Meyerdierks

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 Fahrbach 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. Géomagnetic 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 Bunger-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 Süttenfuß.
- 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 flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie“, von Joachim Urban.
- Heft-Nr. 265/98** – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.
- Heft-Nr. 266/98** – „Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV ‚Akademik Boris Petrov‘ in 1997“, edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 267/98** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‚Polarstern‘ 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 268/98** – „Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone“, von Gerit Birnbaum.
- Heft-Nr. 269/98** – „Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)“, by Günther Heinemann.
- Heft-Nr. 270/98** – „Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies“, by Vera Schindwein.
- Heft-Nr. 271/98** – „Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice“, by Dirk Dethleff, Per Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 272/98** – „FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre“, von Edo Becker.
- Heft-Nr. 273/98** – „Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas-Rückens und des Agulhas-Plateaus (SETARAP)“, von Gabriele Uenzelmann-Neben.

- Heft-Nr. 274/98** – „The Expedition ANTARKTIS XIV/2“, by Gerhard Kattner.
- Heft-Nr. 275/98** – „Die Auswirkungen der ‚NorthEastWater‘-Polynya auf die Sedimentation vor NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.
- Heft-Nr. 276/98** – „Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Studinger.
- Heft-Nr. 277/98** – „Koordiniertes Programm Antarktisforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms „Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft-Nr. 278/98** – „Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.
- Heft-Nr. 279/98** – „Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A new Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)“, edited by Ruediger Stein.
- Heft-Nr. 280/98** – „Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“, von Friedrich Jung-Rothenhäuser.
- Heft-Nr. 281/98** – „Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirrung.
- Heft-Nr. 282/98** – „Scavenging of ^{231}Pa and ^{230}Th in the South Atlantic: Implications for the use of the $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ratio as a paläoproductivity proxy“, by Hans-Jürgen Walter.
- Heft-Nr. 283/98** – „Sedimente im arktischen Meereis – Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.
- Heft-Nr. 284/98** – „Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten“, von Christian H. Thomas.

* vergriffen/out of print

** nur noch beim Autor/only from the author

