

**Radiometrische Messungen  
im arktischen Ozean –  
Vergleich von Theorie und Experiment**

**Radiometric Measurements  
in the Arctic Ocean –  
Comparison between Theory and Experiment**

---

**Klaus-Peter Johnsen**

**Ber. Polarforsch. 297 (1998)  
ISSN 0176 - 5027**

Klaus-Peter Johnsen  
Institut für Umweltphysik  
Universität Bremen, FB 1  
Kufsteiner Straße  
D-28359 Bremen  
email : johnsen@diana.physik.uni-bremen.de

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

# Inhaltsverzeichnis

Abstract	1
Zusammenfassung	3
Veröffentlichungen	5
<b>1 Einleitung</b>	<b>7</b>
1.1 Entstehung und Aufbau des Meereises	8
1.2 Die Schneebedeckung des Meereises	10
1.3 Elektromagnetische Strahlung	11
1.4 Passive Mikrowellensensoren auf Satelliten	12
<b>2 Das ATMICE-Strahlungstransportmodell</b>	<b>15</b>
2.1 Das Meereis-Modell	16
2.1.1 Die Strong Fluctuation Theory (SFT)	18
2.1.2 Die Schichtstruktur im Modell	21
2.2 Das Atmosphären-Modell	25
2.3 Modellrechnungen und Ergebnisse	26
2.3.1 Sensitivitätsanalyse des Meereis-Modells	26
<b>3 Die Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory (CSFT)</b>	<b>37</b>
3.1 Dünnes Süßwassereis im Tankexperiment	37
3.1.1 Eiswachstumsrate, Luftblasendurchmesser und Eisdichte	41
3.1.2 Ein thermodynamisches Modell für die Eiswachstumsgeschwindigkeit	42
3.2 Die CSFT	44
<b>4 Radiometrische in situ-Messungen</b>	<b>51</b>
4.1 Charakteristika von Schnee und Eis während ARK XII/1	51
4.2 Ergebnisse der Eisbohrkernanalysen	55
4.3 Die verwendeten Radiometer und das Meßprinzip	56
4.4 Messung von $T_B$ über einem Schmelztümpel	60
4.5 Messung von $T_B$ und Schneedicke	61
4.5.1 Strahlungstransportmodell zur Erklärung der Bodenmessungen	62
4.5.2 Vergleich von SFT und CSFT mit den radiometrischen Daten	67
4.5.3 Polarisationsverhältnis versus Schneedicke	70
4.5.4 Gradientenverhältnis versus Schneedicke	71

4.6	Radiometrische Atmosphären-Messung in der Lapteewsee . . . . .	73
<b>5</b>	<b>Schneedickenmessungen und SSM/I-Daten</b>	<b>77</b>
5.1	Vergleich Bodendaten mit SSM/I-Daten . . . . .	78
5.2	Algorithmus zur Bestimmung der Schneedicke . . . . .	80
5.2.1	Bestimmung der Eiskonzentration . . . . .	80
5.2.2	Bestimmung der Schneedicke . . . . .	82
5.3	Sensitivitätsuntersuchung . . . . .	89
5.3.1	Einfluß der Atmosphäre auf das Gradientenverhältnis . . . .	89
5.3.2	Einfluß der Schneekorngrößen auf das Gradientenverhältnis .	91
5.3.3	Einfluß von Salzgehalt und Dichte der oberen Eisschichten auf das Gradientenverhältnis . . . . .	92
5.3.4	Einfluß des freien Wassergehaltes auf das Gradientenverhältnis	93
5.4	Vergleich mit russischen Driftstationsdaten . . . . .	94
<b>6</b>	<b>Fazit und Ausblick</b>	<b>97</b>
<b>Anhang A: Überblick über sämtliche radiometrischen Messungen wäh-</b>		
<b>rend ARK XII/1</b>		<b>101</b>
<b>Anhang B: Numerische Sensitivitäten des kombinierten Eis-Atmosphä-</b>		
<b>renmodells</b>		<b>102</b>
<b>Danksagung</b>		<b>107</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>		<b>109</b>

# Abstract

Sea ice and its snow cover have a high albedo and a low thermal conductivity and are therefore quite important for the global climate. Moreover sea ice is a hindrance for shipping in the Arctic and Antarctic waters. Sea ice of the Arctic is covered with snow around eleven months per year. Snow is a quite good heat insulator: The heat conductivity is around  $0.23 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  at a density of  $290 \text{ kg/m}^3$  in contrast to around  $2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  of the sea ice. Snow accumulation rates are also important for the fresh water input to the ocean. Snow decreases the strength of the ice through an increase of the brine volume in the ice. To quantify the distribution of sea ice and snow on a large scale, satellite based measurements are necessary. Passive microwave sensors are particularly useful in polar regions because they offer all weather capability and do not need solar illumination.

To understand the passive microwave signal of sea ice, a combined radiative transfer model for sea ice and the atmosphere is developed. To determine the influence of the atmosphere a successive order of scattering algorithm (Simmer, 1994) is implemented and for the sea ice the strong fluctuation theory (Stogryn, 1986, 1987) is used. The attenuation by clouds and precipitation is modelled by Mie-theory. After a validation of the combined model the sensitivities for all parameters are calculated. The sensitivity analysis shows that with respect to the ice concentration the parameter of the snow have a large influence to the passive microwave signal.

To determine the radiometric signal also passive microwave measurements of different ice types were made during the 12th Arctic expedition (ARK XII/1) of the german R.V. Polarstern in the Kara and Laptev Sea. They are compared with daily mean values of the SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) onboard the DMSP-F13 and an algorithm to derive the snow thickness is developed.

Passive microwave measurements of thin lake ice in a tank experiment show strong oscillations of the brightness temperature and emissivity depending on the ice thickness due to interference and reflection at the layer boundaries water/ice and ice/air. The strong fluctuation theory can be used to derive the ice thickness from the measurements. But the theory needs plane-parallel layers of the ice. This condition is not fulfilled in Arctic and Antarctic sea ice. But because the strong fluctuation theory allows to model quite exactly the scattering in the ice and the oscillations are mainly caused by the coherent fresnel coefficients, a radiative transfer theory to derive an incoherent reflection is combined with the scattering term of the strong fluctuation theory to a combined radiative transfer-strong fluctuation theory. This theory shows only the small oscillations of the scattering term and allows to derive more exact sensitivities of sea ice parameters to the passive microwave signal.

The algorithm to derive the snow thickness calculates first the ice concentration with the NASA-Team-algorithm and then the gradient ratio of the vertically polarized 19 and 37 GHz brightness temperatures of the sea ice. From the modelling of the gradient ratio with the combined radiative transfer-strong fluctuation theory the snow thickness is derived. To model the gradient ratio sea ice parameters at 11 ice cores were derived and snow parameters are measured at 31 stations during the expedition ARK-XII/1. The algorithm was compared with zonal mean snow thicknesses of Russian drifting stations in the months August and September for the years 1937 to 1986. In both data sets an increase of the snow thickness with the latitude was found (correlation coefficient: 0.85).

## Zusammenfassung

Meereis und seine Schneeeauflage besitzen wegen ihrer hohen Albedo und geringen Wärmeleitfähigkeit eine große Bedeutung für das globale Klima. Darüberhinaus stellt das Meereis ein Hindernis für die Schifffahrt in arktischen und antarktischen Gewässern dar. Meereis der Arktis ist etwa 11 Monate im Jahr von Schnee bedeckt. Schnee ist ein sehr guter Wärmeisolator: Die Wärmeleitfähigkeit bei einer Dichte von  $290 \text{ kg/m}^3$  beträgt etwa  $0.23 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  gegenüber  $2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  des Meereises. Auch sind Schneeakkumulationsraten für den Süßwassereintrag wichtig. Schnee beeinflusst die Stärke des Eises durch Erhöhung des Solevolumens im Eis. Daher ist ihre flächendeckende Beobachtung wünschenswert. Passive Mikrowellendetektoren an Bord von Satelliten (z.B. SSM/I, Special Sensor Microwave Imager) ermöglichen die Beobachtung der Erde unter allen Wetterbedingungen, auch nachts und in der Polarnacht.

Um das Signal des SSM/I vom Meereis näher zu verstehen, wurde ein kombiniertes Strahlungstransportmodell für das Meereis und die Atmosphäre entwickelt: Zur Bestimmung des Einflusses der Atmosphäre diente dabei ein successive order of scattering- Algorithmus (Simmer, 1994) und zur Berechnung des Signals des Meereises die Strong Fluctuation Theory (Stogryn, 1986, 1987). Die Dämpfung des Signals durch Wolken und Niederschlag wird im Modell durch die Mie-Theorie beschrieben. Nach der Validation des kombinierten Modells [4] werden die Sensitivitäten aller das Meereis beschreibenden Parameter berechnet. Die Sensitivitätsanalyse zeigt, daß neben der Eiskonzentration die Parameter des Schnees einen großen Einfluß auf das passive Mikrowellensignal des SSM/I haben.

Um das Signal des SSM/I vom Meereis auch aus dem Experiment heraus genauer zu verstehen, wurden während der 12. Arktisexpedition (ARK XII/1) der F.S.Polarstern vom 12. Juli bis 23. September 1996 in der Kara- und Laptevsee radiometrische in situ-Messungen von verschiedenen Eistypen aufgenommen [1,2] und mit Schneedickenmessungen sowie mit Tagesmittelwerten des SSM/I verglichen. Mit Hilfe von weiteren Schneedickenmessungen und Meereisparametern wie Dichte und Salzgehalt des Eises sowie Schneestrukturparametern wird daraus ein Algorithmus zur Bestimmung der Schneedicke über arktischem Meereis aus SSM/I-Daten abgeleitet [3].

Passive Mikrowellenmessungen an dünnem Süßwassereis im Tankexperiment zeigen Oszillationen der Helligkeitstemperatur und Emissivität in Abhängigkeit von der Eisdicke aufgrund von Interferenz sowie Reflektion elektromagnetischer Wellen an den Grenzschichten Wasser/Eis bzw. Eis/Luft. Ein auf der Many Layer Strong Fluctuation Theory (SFT) [4,5] basierende Modellierung dieser Daten erlaubt die

Ableitung der Eisdicke [6]. Die Theorie setzt jedoch planparallele Schichtung des Eises voraus. Diese Voraussetzung ist im arktischen und antarktischen Meereis nicht erfüllt. Da die SFT jedoch sehr genau die Streuung im Eis modelliert und die Oszillationen im wesentlichen auf der Fresnel-Reflektion basieren, wird eine Strahlungstransporttheorie zur Berechnung der inkohärenten Reflektion mit dem Streuterm der SFT zu einer kombinierten Strong Fluctuation Theory (CSFT) zusammengesetzt. Diese zeigt nur noch vernachlässigbar geringe Oszillationen.

Der Algorithmus zur Bestimmung der Schneedicke berechnet zunächst mit dem NASA-Team-Algorithmus die Eiskonzentration, dann die Helligkeitstemperaturen des Eises. Aus einer Modellierung des Zusammenhanges von der Schneedicke und dem Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V, 19V)$  der Helligkeitstemperaturen des Eises durch die CSFT wird die Schneedicke bestimmt. Grundlage hierzu sind 11 Eisbohrkerne und Schneeparameter von 31 Stationen von ARK XII/1 [1,2,7]. Einige Messungen zeigten bei hoher Schneedicke hohe Gradientenverhältnisse  $GR(37V,19V)$ . Mittels Vergleich mit den radiometrischen Bodenmessungen wird gezeigt, daß diese Gradientenverhältnisse mit Absorption der elektromagnetischen Strahlung im Schnee erklärt werden können [3]. Sie wurden zur Ableitung des Algorithmus nicht berücksichtigt. Der Algorithmus wird mit zonalen Mittelwerten der Schneedicken russischer Driftstationsdaten von 1937–1986 verglichen. Es zeigt sich in beiden Datensätzen ein Anstieg der Schneedicke mit der Breite (Korrelationskoeffizient: 0,85) [3].

## Veröffentlichungen

Teile der Arbeit wurden in folgenden Berichten und Artikeln veröffentlicht:

- [1] M.Lensu, C.Haas, F.Cottier, C.Friedrich, J.Weissenberger, K.Abrahamson, A.Ekdahl, A.Darovskikh, K.-P.Johnsen *Arctic'96: Polarstern Ice Station Report*, M-214 Helsinki University of Technology, 1996
- [2] E.Augstein und Fahrtteilnehmer Die Expedition Arctic'96 des F.S.Polarstern ARK XII mit der Arctic Climate System Study (ACSYS). Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven. *Berichte zur Polarforschung 234*, 1997
- [3] K.-P. Johnsen, A.Darovskikh, A.Wiesmann, H.Eicken, G.Heygster, C. Haas Passive Microwave in situ Measurements over Snow Covered Siberian Sea Ice Compared with SSM/I *Technical Report, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen*, 1998
- [4] R.Fuhrhop, G.Heygster, K.-P.Johnsen, P.Schlüssel, M.Schrader, C.Simmer Study of Passive Remote Sensing of the Atmosphere and Surface Ice. In: Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, 297: *Final Report for ESA Contract No.11198/94/NL/CN*, 1997
- [5] R.Fuhrhop, T.C.Grenfell, G.Heygster, K.-P.Johnsen, P.Schlüssel, M.Schrader, C.Simmer A combined radiative transfer model for sea ice, open ocean, and atmosphere. *Radio Science*, Vol.3, No.2, 303-316, 1998
- [6] A. Darovskikh, K.-P.Johnsen, V.Fedotov, K.Tyshko, H.Eicken, G.Heygster Growth velocity of freshwater ice and air bubble sizes linked to microwave radiometer measurements. in: *Ice in Surface Waters. Proceedings of the 14th International Symposium on Ice*, Editor: Hung Tao Shen, Vol.1, Seiten 391-395, Potsdam, New York, USA, 1998
- [7] K.-P. Johnsen, A.Darovskikh, G.Heygster, A.Wiesmann Microwave Measurements of Sea Ice in the Kara- and Laptev Sea. *Proceedings of the IGARSS'97*, 3.-8.8.1997, Singapur, *IEEE Catalog No.97CH36042*, 1675-1677, 1997

[8] K.-P.Johnsen, G. Heygster, A. Darovskikh Microwave radiometer measurements of sea ice and freshwater ice in experiment and theory *Technical Report*, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen, 1998

[9] K.-P.Johnsen, G.Heygster, K. Künzi Bestimmung von polaren Meereisparametern aus passiven Mikrowellenmessungen. In: Koordiniertes Programm Antarktisforschung. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten, Hrsg: H.Miller Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven. *Berichte zur Polarforschung* 277. Seiten 64-65, 1998

# Kapitel 1

## Einleitung

Die polaren Ozeane und ihre angrenzenden Meere sind saisonal durch eine dünne Schicht aus Meereis bedeckt. Der Anteil der mit Meereis bedeckten Fläche an der Gesamtfläche aller Ozeane beträgt zwischen 5 % im März und 8 % im September (Lemke, 1993). Er beeinflusst stark den Impuls- und Wärmeaustausch zwischen Ozean und darüberliegender Atmosphäre (Maykut, 1978) sowie durch Gefrier- und Schmelzprozesse die globale Zirkulation im Ozean (Barron und Battick, 1991). Desweiteren stellt das Eis für die Schifffahrt in arktischen und antarktischen Gewässern ein ernstzunehmendes Hindernis dar. Dies sind die wichtigsten Argumente für eine möglichst flächendeckende Beobachtung der polaren Gebiete. Dazu werden heutzutage verschiedene Satelliten eingesetzt. Um insbesondere unabhängig von der Beleuchtung durch die Sonne das Eis und seine Veränderung analysieren zu können, werden Sensoren auf Satelliten eingesetzt, die im Mikrowellenbereich (1 bis 300 GHz bzw. Wellenlängen von 300 bis 1 mm) die vom Eis ausgesandte bzw. reflektierte Strahlung erfassen können. Diese Sensoren lassen sich insbesondere auch in der Polarnacht problemlos einsetzen. Man unterscheidet aktive und passive Sensoren. Dabei senden aktive Sensoren Strahlung aus und messen den zurückkommenen Anteil. Passive Sensoren hingegen messen ausschließlich emittierte thermische Strahlung. Sie werden als Radiometer bezeichnet.

Diese Arbeit befaßt sich mit der Modellierung und Messung des passiven Mikrowellensignals des Meereises im arktischen Ozean. Dabei werden in situ-Messungen an Eisschollen und Messungen von Satelliten verglichen. Die Arbeit ist in sechs Teile gegliedert:

- Im ersten Teil werden einige grundlegende Fakten über die verwendeten passiven Mikrowellensensoren auf Satelliten vorgestellt sowie die Entstehung und der Aufbau des Meereises und seiner Schneeaufgabe diskutiert.
- Um die für Mikrowellensensoren an Bord von Satelliten entscheidenden Parameter des Meereises bestimmen zu können, wurde im Rahmen dieser Arbeit ein auf der Strahlungstransportgleichung basierendes Modell der Atmosphäre (Simmer, 1994) mit einem auf der Strong Fluctuation Theory basierenden Modell des Meereises (Stogryn, 1986, 1987) kombiniert. Das kombinierte Modell (ATMICE) sowie Ergebnisse verschiedener Modellierungen werden im zweiten Teil vorgestellt und diskutiert.

- In einem weiteren Schritt wurde das Eismodell dahingehend weiterentwickelt, daß es insbesondere die Variabilität von Strukturparametern auf kleinen Skalen (i.e. horizontale Strukturen, die kleiner als das räumliche Auflösungsvermögen des Sensors sind) berücksichtigt. Auch berücksichtigt das neue Modell die Variabilität von Eisstrukturparametern in vertikaler Richtung mit. Es wird ein Verfahren vorgestellt, welches die auf der Schichtstruktur des zugrundeliegenden Eis-Modells beruhenden Oszillationen der Helligkeitstemperatur und der Emissivität weitgehend eliminiert. Im Gegensatz zu Bodenbeobachtungen des dünnen Eises ist dies für eine genauere Beschreibung des Mikrowellensignals von Sensoren an Bord von Satelliten notwendig.
- Im vierten Teil werden in situ-Beobachtungen mit Radiometern, welche im Rahmen der Arktisexpedition ARK XII/1 des deutschen Forschungsschiffes Polarstern vom 12. Juli bis 23. September 1996 in der Kara- und Laptevsee vom Autor aufgenommen wurden, beschrieben und mit Hilfe der obigen Theorie sowie weiteren Theorien interpretiert.
- Im fünften Teil werden Satellitenmessungen mit Bodenbeobachtungen, die während ARK XII/1 aufgenommen wurden, sowie mit Modellrechnungen verglichen. Dieser Vergleich erlaubt dann noch auf experimentellem Gebiet ein erweitertes Verständnis des Mikrowellensignals des Meereises. Dabei wird ein Algorithmus vorgestellt, welcher die Bestimmung der Schneedicke über Meereis aus passiven Mikrowellendaten unter arktischen Sommerbedingungen ermöglicht.
- Schließlich werden im letzten Abschnitt die Ergebnisse zusammengefaßt und notwendige Erweiterungen der radiometrischen Messungen sowie der Strong Fluctuation Theory vorgeschlagen.

## 1.1 Entstehung und Aufbau des Meereises

Dieser Abschnitt stellt die Entstehung und den Aufbau des Meereises dar. Aus dem Aufbau des Meereises wird in den folgenden Kapiteln auf den Einfluß des Meereises auf das passive Mikrowellensignal, welches von Radiometern am Boden sowie auf Satelliten aufgezeichnet wurde, geschlossen.

Meereis bildet sich unter hinreichend niedrigen Temperaturen an der Grenze zwischen dem Meerwasser und der Atmosphäre. Dieses zeigt bereits, daß die Dichte von gewöhnlichem Meereis geringer ist als die des Meerwassers. Auch Eis aus Süßwasser besitzt eine niedrigere Dichte als Wasser. Unter anderen Temperaturen bzw. Drücken können mindestens neun andere  $H_2O$ -Polymorphismen des Eises entstehen, welche eine höhere Dichte als das Wasser aufweisen (Hobbs, 1974). Jedoch nur Eis dieses Polymorph-Typs I mit niedrigerer Dichte existiert in makroskopischen Mengen unter den physikalischen Bedingungen auf der Erdoberfläche. Gewöhnliches Eis besitzt eine Kristallstruktur mit hexagonaler Symmetrie (Abbildung 1.1), welche viele der Charakteristika des Meereises auf größeren Skalen beeinflusst. Die

Achse, welche senkrecht zur sechseckigen Grundfläche steht, wird als  $c$ -Achse bezeichnet (Weeks und Ackley, 1986). Meereis entsteht aus Wasser und verschiedenen

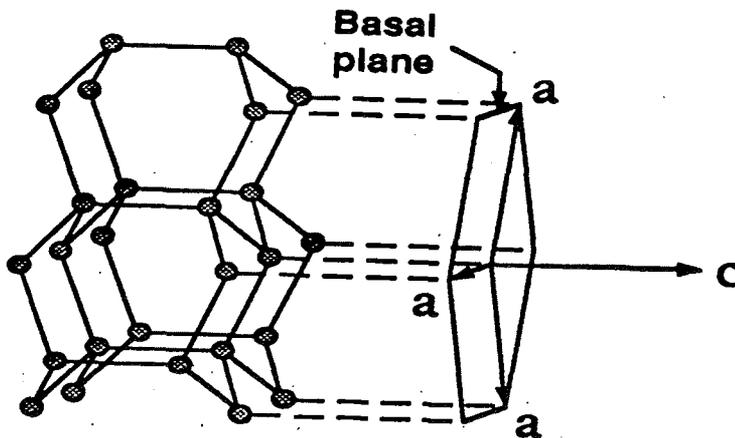


Abbildung 1.1: Kristallstruktur des gewöhnlichen Eises mit hexagonaler Symmetrie. Bild aus (Carsey, 1992) entnommen.

Salzen, insbesondere Natriumchlorid sowie meist unter Einschluß von Luftblasen. Bei Eisbildung wird Salz aus der Kristallmatrix ausgestoßen und erhöht die Konzentration im umgebenden Wasser. Bei hinreichender Kühlung krisallisieren auch die verschiedenen gelösten Salze aus. Jedoch existiert selbst bei  $-70^{\circ}\text{C}$  noch ein meßbarer Anteil an Salzwasser im Eis (Richardson und Keller, 1966, Weeks und Ackley, 1986). Aufgrund der verschiedenen eutektischen Punkte der einzelnen Salze im Meerwasser besteht kein linearer Zusammenhang zwischen der Temperatur und der Salzkonzentration im noch nicht gefrorenen Anteil des Meereises. Die Phasenbeziehungen von standardisiertem Meereis, welches acht verschiedene Salze enthielt, wurden von Assur (1958) bestimmt. Frankenstein und Garner (1967) entwickelten daraus die empirischen Gleichungen zur Bestimmung des relativen Volumens des Salzwassers  $\nu_b$  im Meereis

$$\nu_b = \begin{cases} S_i \left( \frac{45,917}{\theta} + 0,930 \right) & : -8,2 \leq \theta \leq 2,0^{\circ}\text{C} \\ S_i \left( \frac{43,795}{\theta} + 1,189 \right) & : -22,9 \leq \theta \leq -8,2^{\circ}\text{C}. \end{cases}$$

Hierin ist  $S_i$  der Salzgehalt des Meereises (in ‰) und  $\theta$  die Temperatur (in  $^{\circ}\text{C}$ ). Meerwasser besitzt etwa einen Salzgehalt von 34 ‰. Der Gefrierprozeß des Meereises ist dem des Süßwassereises in der Anfangsphase vergleichbar (Hobbs, 1974). Dabei bilden sich zunächst näherungsweise kugelförmige Eiskristalle, die sich schnell in dünne kreisförmige Scheiben vergrößern und auf dem Wasser schwimmen. Kristallwachstum setzt im wesentlichen in Richtung senkrecht zur  $c$ -Achse ein (Hillig, 1958). Diese Eisscheiben wachsen etwa bis zu einer Größe von 2–3 mm. Dabei nimmt die

Dissipation von Wärme aus dem Eis der Scheiben aufgrund der Größe der Scheiben ab. Dann werden sie instabil und brechen auseinander und bilden dabei hexagonale sternförmige Eiskristalle. Diese besitzen eine größere Oberfläche und können somit mehr Wärme abführen (Weeks und Ackley, 1986). Starkes Wachstum der Eiskristalle ist eine Folge der stark vergrößerten Oberfläche (Kumai und Itagaki, 1953). Die sternförmigen Kristalle wachsen schnell über dem Meerwasser zusammen und bilden eine geschlossene dünne Eisschicht. Die Bildung von sternförmigen Eiskristallen setzt jedoch ruhige und kalte äußere Bedingungen voraus. Bei starkem Wind werden durch Reibung der Eiskristalle aneinander die Arme der sternförmigen Eiskristalle beschädigt und das scheibenförmige Wachstum herrscht vor. Windbewegungen des Eises erzeugen den mit *frazil* bezeichneten Eistyp, welcher die verschiedenen möglichen Formen (die zum Teil ebenfalls Namen besitzen - wie zum Beispiel *grease*) zusammenfaßt. Derartige Akkumulationen von *frazil*-Eis können bei starkem Wind Dicken von bis zu etwa einem Meter erreichen, unter ruhigen Bedingungen werden hingegen nur zwischen einem und zehn Zentimetern erreicht. Das *frazil*-Eis bricht häufig in bis zu einige Meter große horizontale Scheiben auseinander. Der Wind verursacht unregelmäßige Bewegungen dieses nun als *pancake* bezeichneten Eistyps und läßt die Eisscheiben aneinander reiben, sodaß sich die charakteristische Krause um die Eisscheiben bildet. Bei weiterer Kühlung wachsen diese *pancakes* wieder zusammen und bilden eine Schicht. Wenn die Eisschicht geschlossen ist, ist die Wachstumsrichtung des Eises weitgehend festgelegt: Die Wachstumsrate ist nun durch den Temperaturgradienten und die effektive Wärmeleitfähigkeit des Eises bestimmt. Jede Tendenz zu anisotropem Wachstum verursacht eine geometrische Selektion, welche schließlich die Wachstumsrichtung aller Kristalle in eine Richtung - die vertikale - vereinheitlicht. Es entsteht eine Übergangsschicht zwischen der als *frazil* beschriebenen Schicht und einer hochgeordneten Schicht, der sogenannten kolumnaren (säuligen) Schicht. Bei der kolumnaren Schicht handelt es um eine Schicht, deren Wachstum parallel zum Wärmefluß ist, also senkrecht zur Wasseroberfläche (bei nicht zu starker Strömung). Eine Ausrichtung der *c*-Achsen in einer bestimmten horizontalen Richtung wird normalerweise nicht beobachtet. Ausnahme sind auch hier die Entstehung von kolumnarem Eis bei starken Strömungen, welche eine Ausrichtung der *c*-Achse auch in horizontaler Richtung verursachen können (Weeks und Gow, 1978). Meereiskristalle bilden eine charakteristische Substruktur, welche aus dünnen Plättchen besteht, die alle parallel ausgerichtet sind. Dazwischen befindet sich die Salzlösung in einzelnen meist ellipsoidförmigen Einschlüssen. Die Salzkonzentration darin kann über 100 ‰ betragen (Perovich und Gow, 1996). Die kolumnare Eisschicht kann mehrere Meter an Dicke erreichen.

## 1.2 Die Schneebedeckung des Meereises

Schnee, der das driftende Eis des arktischen Beckens etwa 11 Monate im Jahr bedeckt (an manchen Orten sogar das ganze Jahr über) stellt eine wichtige Komponente des regionalen Klimas dar. Da Schnee einer der besten Wärmeisolatoren aller natürlichen Oberflächen ist, hat er auch einen Einfluß auf den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre. Zum Beispiel wird bei einer Schneedicke von etwa

15 cm der Wärmefluß der darunterliegenden Eisschicht nahezu vollständig durch die Schneeschicht abgeschirmt (Radionov et al., 1997, Massom et al., 1997). Die thermische Leitfähigkeit des Schnees ist etwa eine Größenordnung niedriger als die von Meereis (Maykut und Untersteiner, 1971). Bei einer Dichte von  $290 \text{ kg/m}^3$  geben Eicken et al. (1995b) eine thermische Leitfähigkeit von  $0,23 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  an. Meereis dagegen hat eine thermische Leitfähigkeit von etwa  $2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Schneedicken und Schneeakkumulationsraten sind auch für den Süßwassereintrag in den Ozean von Bedeutung (Markus und Cavalieri 1998). Auf langen Zeitskalen haben Modellergebnisse gezeigt, daß die Akkumulation von Schnee auf Meereis aufgrund seiner relativ hohen Albedo (Radionov et al., 1997) einen kühlenden Effekt auf das globale Klima hat (Ledley, 1991). Das Reflektionsvermögen von Meereisoberflächen gegenüber der Sonneneinstrahlung im Wellenlängenbereich zwischen  $0,4$  und  $0,7 \mu\text{m}$ , also die Albedo, liegt zwischen  $0,5$  für schneefreies, schmelzendes Eis und  $0,85$  für schneebedecktes Eis. Die Albedo des eisfreien Ozeans hingegen beträgt nur etwa  $0,1$ . Die Meereisdecke senkt somit den direkten Eintrag an kurzwelliger Strahlungsenergie in den polaren Ozean um das fünf- bis achtfache (Eicken und Lemke, 1998). Simulationen durch Eicken et al. (1995b) zeigten, daß eine Schneeschicht auf dem Meereis das Solevolumen im Eis um einen Faktor  $1,5$  bis  $2$  erhöhen kann. Dieses beeinflusst die Festigkeit des Eises. Unter Winterbedingungen reduziert eine Schneeschicht den Wärmeverlust des Eises. Damit sinkt die Eiswachstumsgeschwindigkeit sowie der Salzwasserausstoß vom Eis in den Ozean. Zwischen Frühling und Sommer wird durch eine Schneeschicht das Schmelzen des Eises verlangsamt. Folglich haben die Parameter der Schneeschicht, vor allem die Dicke, Dichte und die räumliche Verteilung, einen starken Einfluß auf die thermischen Bedingungen der nördlichen polaren Regionen. Außerdem kann sich aufgrund der hohen Emissivität des Schnees im Infraroten die Temperatur in den ersten  $1$  bis  $2$  m Atmosphärenschicht oberhalb der Schneeschicht absenken. Dies verstärkt die Sublimation von Wasserdampf von der Atmosphäre auf die Schneeoberfläche als Rauhreif. In diesem Fall wirkt der Schnee als Absorber von atmosphärischer Feuchte und ist somit einer der Faktoren, die den globalen Feuchtigkeitsaustausch beeinflussen (Radionov et al., 1997).

### 1.3 Elektromagnetische Strahlung

Alle Materie strahlt aufgrund der thermischen Bewegung ihrer Atome und Moleküle elektromagnetische Strahlung aus. Darüberhinaus reflektiert und absorbiert sie auch Strahlung. Kirchhoff hat 1859 festgestellt, daß die thermische Emission eines Körpers unter den Bedingungen des lokalen thermodynamischen Gleichgewichtes gleich seiner Absorption ist. Ein Schwarzkörper ist ein Material, das alle einfallende Strahlung absorbiert und keine reflektiert. Nach der Kirchhoffschen Beobachtung ist der Schwarzkörper also auch ein perfekter Emittent (Hermann, 1969). Das Spektrum eines schwarzen Körpers, also seine Helligkeit in Abhängigkeit von der Frequenz, wurde nach Messungen von Rubens 1900 von Planck 1901 mit Hilfe der Quantenhypothese gemäß

$$B_f = \frac{2hf^3}{c^2} \left( \frac{1}{e^{\frac{hf}{kT}} - 1} \right) \quad (1.1)$$

beschrieben (von Meÿenn, 1997). Darin bedeutet  $B_f$  die spektrale Helligkeit, gemessen in  $\text{W m}^{-2} \text{Hz}^{-1} \text{sr}^{-1}$ ,  $f$  die Frequenz,  $h$  das Plancksche Wirkungsquantum ( $h = 6,63 \times 10^{-34} \text{J}$ ),  $T$  die Temperatur des Schwarzkörpers in Kelvin,  $k$  die Boltzmann-Konstante ( $k = 1,38 \times 10^{-23} \text{J K}^{-1}$ ) und  $c$  die Lichtgeschwindigkeit ( $c = 299792458 \text{ m/s}$ ). Das Plancksche Strahlungsgesetz (Gl. 1.1) schließt die beiden Grenzfälle für hohe und niedrige Frequenzen ein, die von Wien 1896 für hohe Frequenzen und von Rayleigh und Jeans 1900 für niedrige Frequenzen, schon zuvor entdeckt wurden (von Meÿenn, 1997). Das Stefan-Boltzmann Gesetz, ein weiteres schon vorher (1879) entdecktes Gesetz, läßt sich durch Integration des Planckschen Strahlungsgesetzes über alle Frequenzen erhalten. Es bestimmt gemäß

$$B = \frac{\sigma T^4}{\pi} \quad (1.2)$$

die gesamte Helligkeit, gemessen in  $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$ , aus der Temperatur  $T$  mit der Stefan-Boltzmann Konstanten  $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{W m}^{-2} \text{K}^{-4} \text{sr}^{-1}$ . Die Temperaturabhängigkeit der Helligkeit  $B_f$  integriert über ein endliches Frequenzintervall  $\Delta f$  unterscheidet sich von diesem Gesetz und läßt sich nur mit Hilfe des Planckschen Strahlungsgesetzes bestimmen. Im Mikrowellenbereich, also im Frequenzbereich von etwa 1 bis 300 GHz, ist das Rayleigh-Jeans Gesetz eine hinreichende Näherung für das Plancksche Strahlungsgesetz: Der Unterschied zwischen beiden Gesetzen liegt unter 1 Prozent für  $f/T < 3,9 \times 10^8 \text{Hz K}^{-1}$ . Zum Vergleich: Für 100 GHz und eine physikalische Temperatur des Eises von 250 K beträgt das Verhältnis  $f/T = 4 \times 10^7 \text{Hz K}^{-1}$ . Die Helligkeit nach dem Rayleigh-Jeans Gesetz  $B_f^{RJ}$  ergibt sich zu

$$B_f^{RJ} = \frac{2f^2 k}{c^2} T. \quad (1.3)$$

Da die Frequenz normalerweise durch den experimentellen Aufbau festgelegt ist, ist es sinnvoll, die äquivalente Helligkeitstemperatur als Meßgröße zu verwenden. Sie ist gemäß

$$T_B = \frac{c^2}{2f^2 k} B_f(T) \quad (1.4)$$

mit der Helligkeit  $B_f$  verknüpft. In dieser Näherung ist das Verhältnis aus Helligkeitstemperatur und physikalischer Temperatur die Emissivität  $\epsilon$ . Die Emissivität eines Körpers ist abhängig von der Struktur des Körpers und seinen dielektrischen Eigenschaften. Die Emissivität des arktischen Meereises wird in den folgenden Kapiteln näher untersucht.

## 1.4 Passive Mikrowellensensoren auf Satelliten

Die Technik der passiven Mikrowellen-Radiometrie wurde in den 30er und 40er Jahren entwickelt, um die extraterrestrische Strahlung zu vermessen. Die Beobachtung der Erde mit Fernerkundungsverfahren im Mikrowellenbereich begann dann in den 50er Jahren (Straiton et al., 1958). Die ersten Mikrowellensensoren auf einem Satelliten wurden 1962 auf Mariner 2 installiert, zur Beobachtung der Erde mit passiven Sensoren erstmals 1968 auf dem russischen Satelliten Cosmos 243. Der Satellit war

mit vier Mikrowellen-Radiometern ausgestattet (Basharinov et al., 1971). Seit dieser Zeit werden passive Mikrowellensensoren an Bord von Satelliten immer wieder für meteorologische, hydrologische, ozeanographische oder militärische Zwecke eingesetzt. Einen Überblick über satellitengestützte Radiometer und ihre Einsatzzeiten gibt Tabelle 1.1.

Tabelle 1.1: *Passive Mikrowellensensoren auf Satelliten zur Eisfernerkundung*

Satellit	Sensor	Einsatzzeit
Cosmos-243		09/1962
Cosmos-384		12/1970
Nimbus-5	NEMS	10/1972 – 1975
	ESMR	12/1972 – 03/1980
Nimbus-6	SCAMS	06/1975 – 03/1976
	ESMR	06/1975 – 09/1976
Meteor-Reihe		seit 1978
Seasat	SMMR	06/1978 – 10/1978
Nimbus-7	SMMR	10/1978 – 06/1987
MOS-1	MSR	seit 02/1987
DMSP-F8	SSM/I	18.6.1987 – 13.8.1991
DMSP-F10	SSM/I	seit 1.12.1990
DMSP-F11	SSM/I	seit 28.11.1991
DMSP-F12	SSM/I	seit 29.8.1994
DMSP-F13	SSM/I	seit 24.3.1995
DMSP-S14/F15	SSM/I	1998

In dieser Arbeit werden Daten des passiven Mikrowellensensors SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) (Hollinger et al., 1987) auf den polarumlaufenden Satelliten F-13 (Reihe Block 5D-2) des DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) verwendet. Seit 1987 wurden insgesamt 6 Satelliten dieser Reihe gestartet. Die Satelliten besitzen eine nahezu kreisförmige und sonnensynchrone Umlaufbahn mit einer Umlaufzeit von 101,6 min und einer Bahnexzentrizität von 0,00083. Die Bahnexzentrizität ist das Verhältnis des halben Brennpunkt Abstandes zur großen Halbachse der als elliptisch angenommenen Bahn. Der Inklinationwinkel beträgt etwa  $98,8^\circ$ . Ein kleiner Sektor von etwa  $2,4^\circ$  um die Pole wird nicht erfaßt. Die Flughöhe des DMSP-F13 liegt bei etwa 844 bis 856 km. Damit beträgt die Geschwindigkeit etwa 6,6 km/s. Die Breite des konischen Abtaststreifens der SSM/I-Sensoren liegt bei 1394 km. Nördlich der geographischen Breite von etwa  $55^\circ$  wird die Erde mindestens einmal am Tag abgetastet. Diese Abtastzeit ist hinreichend für die Beobachtung des Eises der Polargebiete. Für eine vollständige globale Abtastung werden 3-4 Tage benötigt. Die Meßfrequenzen sowie Auflösungen des SSM/I sind zusammen mit denen seines Vorgängers, dem Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) an Bord des Satelliten Nimbus-7, in Tabelle 1.2 dargestellt. Dabei wird das radiometrische Signal auf allen Kanälen mit Ausnahme des 22 GHz-Kanals sowohl in

Tabelle 1.2: *Meßfrequenzen und weitere Parameter verschiedener in dieser Arbeit verwendeter Sensoren.*

	SMMR	SSM/I
Satellit	Nimbus-7	DMSP-F13
Zenitwinkel	50, 2°	53, 1°
Abtastbreite	780 km	1394 km
Antennendurchmesser	0,79 m	0,65 m
Meßfrequenz [GHz]	Räumliche Auflösung (km <sup>2</sup> )	
	Flugrichtung × Abtastrichtung	
6,6	171 × 157	--
10,7	111 × 94	--
18,0	68 × 67	--
19,35	--	69 × 43
21,0	60 × 56	--
22,235	--	60 × 40
37,0	35 × 34	37 × 28
85,5	--	15 × 13

vertikaler als auch horizontaler Polarisation gemessen. Der 22 GHz-Kanal liegt auf einer Wasserdampflinie und wird nur in vertikaler Polarisation gemessen.

Zu den bodengestützten Radiometern siehe Abschnitt 4.3.

## Kapitel 2

# Das kombinierte Strahlungstransportmodell für Meereis, offenen Ozean und Atmosphäre (ATMICE)

Obwohl der atmosphärische Einfluß auf das Signal passiver Mikrowellendetektoren an Bord von Satelliten in der Literatur bereits diskutiert und veröffentlicht ist (z.B. Gloersen und Cavalieri, 1986) wurde bislang kein geschlossenes Modell zur Berechnung des Strahlungstransportes für Meereis und Atmosphäre beschrieben. Daher ist im Rahmen des Projektes ATMICE (Study of Passive Remote Sensing of the Atmosphere and Surface Ice) 1996 im Auftrag der ESA vom Autor in Zusammenarbeit mit Kollegen der Universitäten Kiel, Bremen und Hamburg ein solches Modell entwickelt worden (Fuhrhop et al., 1997, 1998). Dabei wird als Strahlungstransportmodell für die Atmosphäre ein Successive Order of Scattering-Algorithmus (Simmer, 1994) verwendet. Es erhält die effektiven Emissivitäten des Meereises durch ein auf der Strong Fluctuation Theory (Stogryn 1986, 1987) basierendes Modell. Darüberhinaus enthält das Modell als dritte Komponente ein 3-Skalen-Modell zur Berechnung der Emissivitäten des eisfreien Ozeans. Im folgenden wird nur auf das kombinierte Eis-Atmosphären-Modell eingegangen. Zum 3-Skalen-Modell siehe z.B. (Schrader und Liu, 1995; Schrader, 1995).

Das Modell bestimmt die am Satelliten ankommende Strahldichte  $L_{\nu,\zeta}$  der Frequenz  $\nu$  und der Polarisation  $\zeta$  gemäß (Fuhrhop et al., 1997)

$$\begin{aligned} L_{\nu,\zeta} = & \frac{1}{2}[\epsilon_{\nu,\zeta} B_{\nu}(T_S) \exp(-\delta_{\nu}^*/\mu) \\ & + \int_{p_S}^{p_{Sat}} B_{\nu}(T) \exp(-(\delta_{\nu}^* - \delta_{\nu}(p))/\mu) d\delta_{\nu}(p)/\mu \\ & + (1 - \epsilon_{\nu,\zeta}) \exp(-\delta_{\nu}^*/\mu) \int_{p_{Sat}}^{p_S} B_{\nu}(T) \exp(-\delta_{\nu}(p)/\mu) d\delta_{\nu}(p)/\mu + \\ & + B_{\nu}(T_C) \exp(-\delta_{\nu}^*/\mu) (1 - \epsilon_{\nu,\zeta}) \exp(-\delta_{\nu}^*/\mu)]. \end{aligned} \quad (2.1)$$

Darin bedeuten:

$\epsilon_{\nu,\zeta}$	: effektive Emissivität des Meereises
$p$	: Luftdruck, der auch als vertikale Koordinate verwendet wird
$p_S$	: Druck an der Oberfläche
$p_{Sat}$	: Druck auf der Höhe des Satelliten
$T$	: Physikalische Temperatur der Atmosphäre
$T_S$	: Physikalische Temperatur an der Oberfläche
$B_\nu$	: Planckfunktion (siehe Einleitung)
$\delta_\nu$	: Optische Dicke
$\delta_\nu^*$	: die totale optische Dicke der Atmosphäre bis zum Satelliten
$\mu$	: Kosinus des Zenitwinkels
$T_C$	: Temp. der kosm. Hintergr. strahl. (= $2,736 \pm 0,06$ K (Mather et al., 1990)).

In Gleichung 2.1 ist der Fall der Atmosphäre ohne Streuung dargestellt. Die vollständige Strahlungstransportgleichung ist in Abschnitt 2.2 gegeben. Das Atmosphärenmodell nimmt eine planparallele Atmosphäre an. Die vier Terme auf der rechten Seite der Gleichung (2.1) beschreiben

- die Emission der Oberfläche, die durch die Atmosphäre transmittiert am Sensor auf dem Satelliten ankommt,
- die aufwärtsgerichtete Strahlung der Atmosphäre,
- die abwärts gerichtete Strahlung der Atmosphäre, die an der Oberfläche reflektiert wird und dann durch die Atmosphäre transmittiert am Sensor ankommt und
- die kosmische Hintergrundstrahlung, die durch die Atmosphäre transmittiert, dann an der Oberfläche reflektiert und schließlich ein zweites Mal durch die Atmosphäre bis zum Sensor auf dem Satelliten transmittiert wird.

Im folgenden werden die Theorie des Meereis- und des Atmosphären-Modells sowie Ergebnisse unter Verwendung dieses kombinierten Eis-Atmosphären-Modells vorgestellt.

## 2.1 Das Meereis-Modell

Es gibt im wesentlichen zwei analytische Ansätze zur Berechnung der Emissivität des Meereises im Mikrowellenbereich – Strahlungstransportmodelle mit Streuung, und solche, die auf der Lösung der Maxwell'schen Gleichungen mit zufälligen Fluktuationen der Dielektrizitätskonstanten basieren. Der Strahlungstransportansatz ist der mit Abstand am häufigsten verwendete, was sich nicht zuletzt auf die Einfachheit dieser Methode zurückführen läßt. Nichtsdestotrotz gibt es starke Argumente gegen seine Anwendbarkeit:

- Die Eiskörner, welche im Schnee enthalten sind, sind so dicht gepackt, daß sich die Streuer in der Nähe eines Eiskorns im Nahfeld befinden und Koppelungseffekte zwischen Teilchen nicht vernachlässigt werden können.

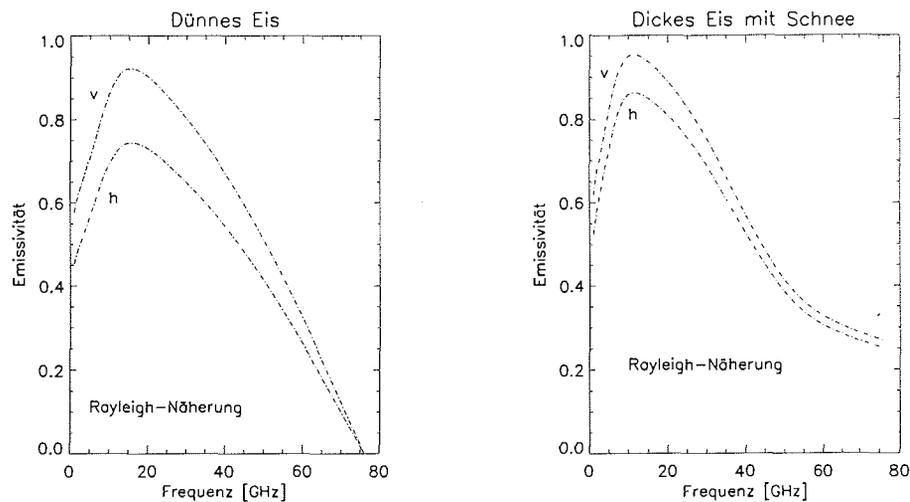


Abbildung 2.1: Emissivitäten von dünnem, salzhaltigen Eis von 20 cm Dicke (links) und für dickes Eis (50 cm) mit 30 cm Schneeeauflage (rechts). (Die Berechnungen mit der Rayleigh-Theorie wurden freundlicherweise von Dr. Jochen Wauer von der DLR Neustrelitz zur Verfügung gestellt). v: vertikal polarisierte Emissivität, h: horizontal polarisierte Emissivität.

- Strahlungstransportmodelle verwenden allgemein die Mie-Streutheorie zum Bestimmen der Streukoeffizienten, die sphärische Streuer voraussetzt. Eiskörner jedoch sind nicht sphärisch, nur statistisch betrachtet sind sie im Eis sphärisch symmetrisch.
- Gelegentlich wird die Rayleigh-Näherung zur Beschreibung der Streuung im Eis verwendet. Da in dieser Theorie das Verhältnis aus Größe der Eiskörner zu Wellenlänge klein sein muß, treten in der Theorie oberhalb von etwa 30 GHz Abweichungen zu den Messungen auf. Emissivitäten unterhalb von 0,5, wie sie die Rayleigh-Näherung (Abbildung 2.1) vorhersagt, wurden für salzhaltiges Eis (Eppler et al., 1992) nicht beobachtet. Einzige Ausnahme bildet hier Neueis, dessen Mikrowellensignal stark durch die Helligkeitstemperatur des Wassers beeinflusst wird.
- Darüberhinaus ist festzustellen, daß Strahlungstransporttheorien für trockenen Schnee bei hohen Frequenzen zu unakzeptabel niedrigen Helligkeitstemperaturen geführt haben (Tiuri, 1982).

Aus diesen Gründen ist es notwendig, nach einem Ansatz zur Beschreibung des passiven Mikrowellensignals des Meereises zu suchen, der diese Schwächen nicht aufweist. Einen solchen stellt die Strong Fluctuation Theory dar. Sie wird im folgenden vorgestellt und später durch Kombination mit einem Strahlungstransportmodell ohne Streuung in ihrer Verwendbarkeit zur kombinierten Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory (CSFT) erweitert.

### 2.1.1 Die Strong Fluctuation Theory (SFT)

Zum ersten Mal diskutiert wurde die Theorie der starken Fluktuationen (engl. Strong Fluctuation Theory, SFT) durch Finkelberg (1964) für unbegrenzte Medien (siehe auch Ryzhov und Tamoikin (1973) für eine große Zahl an Referenzen). Tsang, Kong und andere haben die Theorie in den 80er Jahren auf Medien mit Grenzschichten übertragen (z.B. Tsang und Kong, 1981, Tsang et al., 1985, Lee und Kong, 1985).

In der SFT wird das elektrische Feld in zwei Komponenten aufgespalten, eine für das mittlere Feld  $\mathbf{E}^m$  und eine für das zufällig von Ort zu Ort fluktuierende elektrische Feld  $\mathbf{E}^r$ :

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}^m + \mathbf{E}^r. \quad (2.2)$$

Aus den Maxwell'schen Gleichungen für das elektrische Feld  $\mathbf{E}$  und das magnetische Feld  $\mathbf{H}$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.3)$$

und

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2.4)$$

folgt unter Vernachlässigung eines äußeren Stromes  $\mathbf{j}$  und mit einer Zeitabhängigkeit des elektrischen Feldes  $\mathbf{E} \propto e^{i\omega t}$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} - k_0^2 K_0 \mathbf{E} = -\Delta L \cdot \mathbf{E} \quad (2.5)$$

mit

$$\Delta L = k_0^2 (K_0 - K^r). \quad (2.6)$$

Hier steht  $\mathbf{B}$  für den Vektor der magnetischen Induktion,  $\mathbf{D}$  für den Vektor der dielektrischen Verschiebung und  $t$  ist die Zeit. Der Term auf der rechten Seite der Gleichung (2.5) steht für den Effekt, den die Streuung an den zufällig verteilten Inhomogenitäten verursacht.  $K_0$  ist der mittlere und  $K^r$  der zufällig fluktuierende Tensor der Dielektrizitätskonstanten, und  $k_0 = \omega/c$  die Kreiswellenzahl mit der Kreisfrequenz  $\omega$  und der Lichtgeschwindigkeit im Vakuum  $c$ . Für das mittlere elektrische Feld erhalten wir damit

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E}^m - k_0^2 K_0 \mathbf{E}^m = -\langle \Delta L \cdot \mathbf{E} \rangle \quad (2.7)$$

und für den fluktuierenden Anteil des elektrischen Feldes

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E}^r - k_0^2 K_0 \mathbf{E}^r = -(\Delta L \cdot \mathbf{E} - \langle \Delta L \cdot \mathbf{E} \rangle). \quad (2.8)$$

Die eckigen Klammern beschreiben die räumliche Mittelung. Die bilokale Approximation (Stogryn 1983a; Tsang und Kong, 1981, Tsang et al., 1985) ergibt aus den Gleichungen (2.7) und (2.8) unter Verwendung von

$$\xi = \Delta L (I + U \Delta L)^{-1} \quad (2.9)$$

und unter Anwendung des Tensoroperators  $L_0 = \nabla \times \nabla \times -k_0^2 K_0$  für das mittlere elektrische Feld  $\mathbf{E}^m$

$$(L_0 - \langle \xi G \xi \rangle) \mathbf{E}^m = 0. \quad (2.10)$$

Dabei beschreibt der Tensor  $\xi$  die Zufallsfluktuationen der Dielektrizitätskonstanten. Die Erklärung des Integraloperators  $G$  folgt nach Gleichung (2.19). Für das fluktuierende elektrische Feld  $\mathbf{E}^r$  ergibt sich

$$L_0 \mathbf{E}^r = -\xi \mathbf{E}^m. \quad (2.11)$$

Die Voraussetzung, welche in den Gleichungen (2.10) und (2.11) verwendet wird, ist (Stogryn, 1974)

$$\left| \frac{\langle (K^r)^2 \rangle}{K_0^2} K_0 k^2 l^2 \right| \ll 1 \quad (2.12)$$

mit  $l$  als eine die Größenordnung der Inhomogenitäten beschreibende Konstante (Gleichung 1.13. in Ryzhov und Tamoikin, 1973).  $k$  ist die Kreiswellenzahl der gestreuten Strahlung. Die obige Ungleichung läßt starke Fluktuationen  $\langle \xi^2 \rangle \gg 1$  des Tensors  $\xi$  bei kleinskaligen Inhomogenitäten von  $\xi$  und damit entsprechend kleinskaligen Inhomogenitäten der Dielektrizitätskonstanten im Eis zu.  $I$  in Gleichung (2.9) ist ein Einheitsensor zweiter Stufe. Stogryn (1983b) hat gezeigt, daß sich der Tensor  $U$  in Gleichung (2.9) gemäß

$$U = \frac{1}{4\pi k_0^2 (K_1 K_2 K_3)^{1/2}} \lim_{V \rightarrow 0} \int \left( \frac{1}{r_K} \right) d^3 \mathbf{r} \quad (2.13)$$

mit

$$r_K = \frac{x^2}{K_1} + \frac{y^2}{K_2} + \frac{z^2}{K_3} \quad (2.14)$$

und  $\mathbf{r} = (x, y, z)$  berechnen läßt. Dabei bedeuten die  $K_i$  mit  $i = 1..3$  die Komponenten des Diagonaltensors  $K_0$ . Für Salzwassereinschlüsse im Meereis benutzt das Modell Ellipsoide, so daß  $U$  zum Diagonaltensor wird und deshalb mit zwei identischen Komponenten verwendet wird:

$$U = \text{diag}(U_{g1}, U_{g1}, U_{g3}) \quad (2.15)$$

Für Lufteneinschlüsse im Schnee verwendet das Modell kugelförmige Formen, so daß sich  $U$  auf den Skalar

$$U = -1/(3k_0^2 K_0) \quad (2.16)$$

reduziert.  $U$  wird durch die Gleichung

$$\Gamma(r, r') = U \delta(r - r') + PV \Gamma'(r, r') \quad (2.17)$$

definiert. Hier bedeutet  $\Gamma$  die Greenfunktion, die es erlaubt, aus den Eisparametern die Streukoeffizienten zu bestimmen.  $PV$  bedeutet den Hauptwert (engl. principal value) und ist notwendig, um die starke Singularität bei  $r = r'$  zu berücksichtigen. Physikalisch bedeutet diese Aufspaltung, daß die Zufallsfluktuationen der Dielektrizitätskonstanten als Quellen der Strahlung wirken können.

Der Koeffizient  $U$  in Gleichung (2.9) sowie vor der Diracschen Deltafunktion in Gleichung (2.17) ist Teil der Greenschen Funktion  $\Gamma$ , die der Differentialgleichung

$$\nabla \times \nabla \times \Gamma - k_0^2 K_0 \Gamma = I \delta(r - r') \quad (2.18)$$

für das Problem ohne zufällige Fluktuationen genügt. Der Integraloperator  $L_0^{-1}$ , dessen Kern  $\Gamma(r, r')$  ist, hängt von  $G$  und  $U$  gemäß

$$L_0^{-1} = G + U \quad (2.19)$$

ab.  $G$  ist ein Integraloperator, dessen Kern PV  $\Gamma'(r, r')$  ist. Die mittlere Dielektrizitätskonstante  $K_0$  in Gleichung (2.9) ist durch die Bedingung definiert, daß unter Anwendung der bilokalen (oder Bourret-) Approximation auf die Dyson-Gleichung der räumliche Mittelwert des Zufallstensors  $\xi$  verschwindet

$$\langle \xi \rangle = 0. \quad (2.20)$$

Für den Fall eines begrenzten Mediums mit Grenzschicht bei  $z = 0$  zeigt Stogryn (1974), daß die Inhomogenität  $\langle \xi G \xi \rangle \mathbf{E}^m$  für  $z > 0$  (in Luft) Null wird und sich für  $z < 0$ , also in Schnee, Eis und Wasser, durch

$$\langle \xi G \xi \rangle \mathbf{E}^m = k_0^4 \int_{z' < 0} C(r, r') \Gamma(r, r') \mathbf{E}^m(r') d^3 r' \quad (2.21)$$

beschreiben läßt. Dieses nähert er durch

$$\langle \xi G \xi \rangle \mathbf{E}^m = k_0^2 \kappa(z) \mathbf{E}^m \quad (2.22)$$

mit

$$\kappa(z) = k_0^2 \int_{z' < 0} C(r, r') \Gamma(r, r') d^3 r'. \quad (2.23)$$

Hier verwendet Stogryn entsprechend Gleichung (2.12) die Annahme, daß die Skalenlänge der Inhomogenitäten der Dielektrizitätskonstanten klein ist verglichen mit der elektromagnetischen Wellenlänge.  $C$  ist die komplexe Korrelationsfunktion

$$C(r, r') = \langle (K_0 - K^r)(K_0 - K^{r'}) \rangle \quad (2.24)$$

der Dielektrizitätskonstanten an verschiedenen Positionen im Raum. Aus dem einfallenden Feld sowie den Stetigkeitsbedingungen des elektrischen Feldes läßt sich das mittlere Feld  $\mathbf{E}^m$  und in Kombination mit (2.11) der Erwartungswert für das Produkt  $\mathbf{E}^r(r) \mathbf{E}^{r*}(r)$  bestimmen (Stogryn, 1974). Unter Verwendung der Berechnungen von Peake (1959) findet man die bistatischen Streukoeffizienten zu

$$\gamma_{ab}(\mathbf{k}_0, \mathbf{k}) = (4\pi \cos \theta / E_0^2 \cos \theta_0) \mathbf{b}_i \mathbf{b}_j \langle E_i^r(\mathbf{k}) E_j^{r*}(\mathbf{k}) \rangle. \quad (2.25)$$

Dabei wird der Ausdruck  $\langle E_i^r(\mathbf{k}) E_j^{r*}(\mathbf{k}) \rangle$  im Fourierraum berechnet, erkennbar am Argument  $\mathbf{k}$ , der Wellenzahl. Hier bedeuten  $\mathbf{b}_i$  und  $\mathbf{b}_j$  Einheitsvektoren in Richtung des fluktuierenden Feldes  $\mathbf{E}^r$  und seines konjugiert komplexen  $\mathbf{E}^{r*}$ . Das Modell verwendet konstante Dielektrizitätstensoren für die verschiedenen Schichten. Deshalb vereinfachen sich die Integrationen, die zur Berechnung der Streukoeffizienten verwendet werden, zu Summationen über die Streukoeffizienten der einzelnen Schichten und die Emissivität mit Polarisation  $a$  in der Richtung  $-\mathbf{k}_0$  ergibt sich zu

$$\epsilon_a(\mathbf{k}_0) = 1 - |R_a|^2 - \frac{1}{4\pi} \int (\gamma_{ah}(\mathbf{k}_0, \mathbf{k}) + \gamma_{av}(\mathbf{k}_0, \mathbf{k})) \sin \theta d\theta d\phi. \quad (2.26)$$

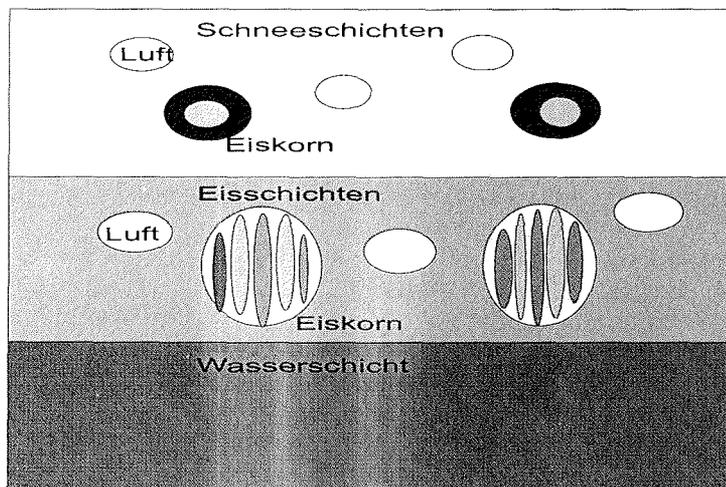


Abbildung 2.2: Aufbau des Meereises im kombinierten Eis-Atmosphären-Modell: Die Eiskörner der Schneeschichten sind von einem Wasserfilm umgeben. Die Eiskörner der Eisschichten bestehen aus etwa 0,5 mm dicken Plättchen aus Süßwassereis und aus zylinderförmigen Salzwassereinschlüssen, die parallel zu den Plättchen stehen.

Hier bedeutet  $R_a$  den Fresnelschen Reflektionskoeffizienten, welcher aus dem mittleren elektrischen Feld  $\mathbf{E}^m$  berechnet wird. Er beschreibt also den Einfluß des mittleren elektrischen Feldes. Die Helligkeitstemperatur der Strahlung, welche die Oberfläche bei  $z = 0$  in Richtung  $-\mathbf{k}_0$  mit der Polarisation  $a$  verläßt, ist

$$T_a(\mathbf{k}_0, 0) = \epsilon_a(\mathbf{k}_0)T_{Eis} + |R_a|^2 T_{Atm}(\mathbf{k}_0) + \frac{1}{4} \int (\gamma_{ah} + \gamma_{av}) T_{Atm}(\mathbf{k}) \sin \theta d\theta d\phi. \quad (2.27)$$

Dabei bedeutet  $T_{Eis}$  die physikalische Temperatur des Meereises. Eine sehr gute Näherung scheint dafür die Temperatur der obersten Schicht zu sein.  $T_{Atm}(\mathbf{k})$  ist die Helligkeitstemperatur der auf das Meereis einfallenden Strahlung in Richtung  $-\mathbf{k}$ . Der erste Term auf der rechten Seite der Gleichung (2.27) stellt die Strahlung dar, die direkt vom Meereis und dem darunterliegenden Wasser emittiert wird. Der zweite und dritte Term beschreiben die spiegelnde und nicht-spiegelnde Streuung der auf das Meereis einfallenden atmosphärischen Strahlung.

### 2.1.2 Die Schichtstruktur im Modell

Jede der drei Komponenten Schnee, Eis und Wasser (Abbildung 2.2) kann im Modell aus mehreren Schichten, in der Praxis zusammen bis zu 20, aufgebaut sein. Die in Tabelle 2.1 dargestellten Parameter dienen zur Beschreibung der Schichten.

Sie werden in den folgenden Abschnitten näher erläutert. Damit ist eine genaue Modellierung des Meereises möglich. Das mittlere elektrische Feld im Meereis wird durch eine tiefenabhängige Funktion  $f$  in h-Polarisation (und entsprechend  $f_x$  bzw.  $f_z$  für v-Polarisation) beschrieben. Das mittlere elektrische Feld  $\mathbf{E}^m$  im Eis ist in h-Polarisation

$$\mathbf{E}^m = \mathbf{h} E_0 f(z) \exp(ik \sin \theta_0 x) \quad (2.28)$$

mit  $\mathbf{h} = (x, y, z) = (\sin \phi, -\cos \phi, 0)^T$ . Dabei zeigt die  $z$ -Komponente nach oben und ein rechtshändiges Koordinatensystem wird angenommen. Die Stetigkeit des elektrischen Feldes an der Grenze zwischen Luft und Meereis bei  $z = 0$  zeigt, daß sich für den Reflektionskoeffizienten

$$R_h = f(0) - 1 \quad (2.29)$$

ergibt. Die Funktionen  $f, f_x$  und  $f_z$  sind Lösungen einer Riccati-Differential-Gleichung, siehe z.B. Ulaby (1981a) oder Stogryn (1986).

Tabelle 2.1: Eingabeparameter des Eis-Moduls.

Größe	Symbol	Einheit	Eis	Schnee
Schichtdicke	$z$	[m]	x	x
Temperatur	$T$	[K]	x	x
Dichte	$\rho$	[g/cm <sup>3</sup> ]	x	x
Salzgehalt	$S$	[ppt]	x	
Luftblasendurchmesser	$D_{Luft}$	[mm]	x	
Winkel der Salzwassereinschlüsse	$\theta$	[°]	x	
Formparameter der Salzw.einschl.	$R$	[1]	x	
Eiskorngröße	$D_{Eis}$	[mm]	x	
Schneekorngröße	$D_{Sch}$	[mm]		x
Freier Wasseranteil	$F$	[ppt]		x

### 2.1.2.1 Die Eisschichten

Meereis besteht aus Sicht des Modells aus einer Mischung von reinem Eis, Salzwasser und Luft. Das reine Eis tritt in Form von dünnen Plättchen von etwa 0,5 mm Dicke mit der kristallographischen  $c$ -Achse senkrecht zur Plattenfläche auf. Diese Plättchen sind zusammengesetzt und bilden das Eiskorn, dessen mittlerer Durchmesser etwa 0,4 cm ist. Die  $c$ -Achse kann verschiedene Orientierungen besitzen. Für *frazil*-Eis (siehe Beschreibung der Eistypen in Kapitel 1.1 sowie Vant (1978)) und mehrjähriges Eis (Campbell und Orange, 1978) mit niedrigerem Salzgehalt ist die Achse eher zufällig verteilt, während für kolumnares Eis die  $c$ -Achse ihren Winkel zur Vertikalen von etwa 0° an der Oberfläche bis auf 90° in der Tiefe erhöht. Der Zenitwinkel der Salzwassereinschlüsse beeinflusst die kreuzpolarisierten Streukoeffizienten. Die azimutale Orientierung ist typischerweise zufällig verteilt, es sei denn man betrachtet Eis, welches in starker Strömung entstanden ist (Tan und Fung, 1979). Die Salzwassereinschlüsse werden in dem Modell ausschließlich zwischen den

Plättchen der Eiskörner angenommen. Sie sind als lange, zylinderförmige, parallele Einschlüsse modelliert und sind senkrecht zur  $c$ -Achse der Eiskörner ausgerichtet. Strukturen wie Salzwasser-Drainage-Kanälchen werden in dieser Modellierung nicht berücksichtigt. Außerhalb der Eiskörner nimmt das Modell Luftblasen an. Innerhalb eines Eiskorns sind die Salzwassereinschlüsse als lange, zylinderförmige, parallele Einschlüsse modelliert. Aufgrund der nicht näher bekannten Form der Luftblasen werden diese als sphärisch angenommen und durch eine sphärisch symmetrische Korrelationsfunktion beschrieben.

Um die dielektrischen Eigenschaften des Meereises zu bestimmen ist es notwendig, die dielektrischen Eigenschaften der Konstituenten Eis, Wasser und Luft sowie ihre Volumenanteile im Meereis zu kennen. Zur Berechnung des Salzwasservolumens wird eine Parametrisierung von Stogryn (1987) für den Temperaturbereich unter  $-30^\circ$  sowie eine von Cox und Weeks (1983) für den Temperaturbereich oberhalb von  $-30^\circ$  verwendet. Die Berechnung der Dielektrizitätskonstanten ist bei Stogryn (1987) beschrieben.

Die Dichte des Meereises liegt etwa zwischen  $0,70$  und  $0,92 \text{ g/cm}^3$ . Die Temperatur des Eises liegt unter  $271 \text{ K}$ . Der Salzgehalt kann etwa zwischen  $0$  und  $100 \text{ ‰}$  variieren, aber es existiert eine Grenze, die von der Temperatur abhängt: Falls der Salzgehalt und die Temperatur zu hoch sind, ergeben sich in der Gleichung zur Berechnung des Volumenanteil des Eises

$$v_{Eis} = 1 - v_{Salzwasser} - v_{Luft} \quad (2.30)$$

mit

$$v_{Salzwasser} = Sp(T) \frac{\rho}{\rho_{Eis}} \quad (2.31)$$

negative Werte. Hier bedeutet  $v_{Eis}$  das Volumen des salzfreien Eises,  $v_{Salzwasser}$  das Volumen des Salzwassers und  $v_{Luft}$  das Volumen der Luftblasen im Meereis.  $S$  ist der Salzgehalt,  $p$  beschreibt die Abhängigkeit des Salzwasservolumens von der Temperatur (monoton steigende Funktion der Temperatur  $T$ ),  $\rho$  die Dichte des Eises und  $\rho_{Eis}$  die Dichte des reinen Eises. Physikalisch bedeuten negative Werte für  $v_{Eis}$ , daß das Eis schmilzt, weil der Salzgehalt zu hoch ist. Realistische Werte für den Salzgehalt liegen zwischen  $0$  und  $15 \text{ ‰}$  außer ganz an der Oberfläche, an der der Salzgehalt wesentlich größer werden kann. Die Anzahl der Luftblasen sollte nicht so groß werden, daß sich die Luftblasen überlagern. Ein Eiskorn besteht also aus einer Lamellenstruktur von Salzwasser und salzfreiem Eis. Kristallographische Analysen haben gezeigt, daß es sich bei einem Eiskorn um einen einzelnen Kristall handelt. Typische Korndurchmesser liegen in der Größenordnung von einigen Millimetern. Der Formparameter der Salzwassereinschlüsse beschreibt das Quadrat des Verhältnisses aus horizontaler und vertikaler Dimension der Salzwassereinschlüsse. Nach Messungen von Stogryn (1987) an Meereis liegt er bei etwa  $3 * 10^{-5}$ . An der Oberfläche steigt er bis auf etwa  $0,1$  an, was die mehr kugelförmigen Salzwassereinschlüsse beschreibt. Er beeinflusst im wesentlichen die Volumenstreuung, die in dünnem Eis, jungem Eis und gewissen Typen des erstjährigen Eises typischerweise klein ist.

### 2.1.2.2 Die Schneeschichten

Die Komponenten des Schnees sind aus der Sicht des Modells Luft, Eis und für nassen Schnee ein geringer Anteil freien Wassers. Der Anteil des Eisvolumen  $v_{Eis}$  wird aus der Dichte  $\rho$  und dem Volumenanteil des freien Wassers  $v_W$  (dem 'pendular water') nach

$$v_{Eis} = \frac{(\rho - \rho_W v_W)}{\rho_{WE}} \quad (2.32)$$

berechnet. Dabei ist  $\rho_{WE} = 0,917 \frac{g}{cm^3}$  die Dichte des salzfreien Eises und  $\rho_W = 1 \frac{g}{cm^3}$  die Dichte des Wassers. Die Dielektrizitätskonstante der Luft ist gleich 1 gesetzt. Zur Bestimmung der Dielektrizitätskonstanten werden Ergebnisse von Mätzler und Wegmüller (1987) verwendet. Sie haben mittels einer Resonatormethode (2-10 GHz) und einer Radiometer-Methode (10-100 GHz) Messungen von reinem und leicht salzhaltigem Eis (10 bis 13 ‰ Salzgehalt) durchgeführt.

Das Modell nimmt einen Wasserfilm um jedes Eiskorn im Schnee an. Der Volumenanteil  $v_f$  des Wassers im Film wird durch die empirische Formel (Linlor, 1980)

$$v_f = f_W v_W = (0,261 - 0,724 \cdot v_W) v_W \quad (2.33)$$

berechnet. Hier bedeutet  $v_W$  den totalen Volumenanteil des freien Wassers im Schnee und  $f_W$  den Anteil des Wassers im Film um die Eiskörner.  $f_W$  wurde auf der Basis der Dielektrizitätsmessungen von Linlor (1980) bestimmt. Die Dielektrizitätskonstante des freien Wassers wird mit Hilfe einer empirischen Formel nach Stogryn (1971) berechnet. Colbeck (1979) hat gezeigt, daß Schnee, wie jedes poröse Material, zwei verschiedene Bereiche der Sättigung mit Wasser besitzt: (1) einen Bereich niedriger Sättigung (engl. pendular regime) in dem Luft gleichmäßig im Porenraum verteilt ist und das Wasser als lange und dünne Inklusionen auftritt, und (2) einen Bereich hoher Sättigung (engl. funicular regime), in dem das Wasser gleichmäßig über den ganzen Porenraum verteilt ist und die Luft als getrennte Luftblasen auftritt. Das Modell nimmt an, daß das nicht an die Eiskörner im Schnee gebundene Wasser im Wasserfilm (pendular water) frei von Salz ist. Als eine Konsequenz ist die Dielektrizitätskonstante des 'pendular water' diejenige von salzfreiem Wasser. Die Korrelationsfunktion zur Berechnung des Streubeitrags für den effektiven Dielektrizitätstensor ist sphärisch symmetrisch was die isotropen Strahlungseigenschaften des Schnees widerspiegelt.

### 2.1.2.3 Die Wasserschicht

Die Theorie der starken Fluktuationen teilt den Tensor der effektiven Dielektrizitätskonstanten in einen quasi-statischen Tensor  $K_0$  (Gleichung 2.6) und einen Streubeitrag. Zur Berechnung des Streubeitrages siehe Stogryn (1987). Im Falle einer Wasserschicht hat der quasi-statische Tensor nur identische Diagonalelemente. Der Streubeitrag verschwindet.

Die Dielektrizitätskonstante wird nach Stogryn (1971) durch eine Gleichung nach der Form der Debye Gleichung

$$K = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_0 - \epsilon_\infty}{1 - i2\pi\tau f} + i \frac{\sigma}{2\pi\epsilon_0^* f} \quad (2.34)$$

bestimmt wobei  $\epsilon_0$  die statische und  $\epsilon_\infty$  die Hochfrequenz-Dielektrizitätskonstante der Salzlösung,  $\tau$  die Relaxationszeit,  $\epsilon_0^*$  die Dielektrizitätskonstante im Vakuum,  $\sigma$  die Ionenleitfähigkeit der aufgelösten Salze,  $i$  die imaginäre Einheit, und  $f$  die Frequenz ist.

## 2.2 Das Atmosphären-Modell

Im Bereich der Mikrowellenfrequenzen ist das atmosphärische Absorptionsspektrum durch magnetische Rotations-Dipolübergänge des molekularen Sauerstoffs bei 60 und 118 GHz, durch elektrische Dipolübergänge von Wasserdampf bei 22 und 183 GHz sowie aus dem Kontinuum, das sich zum Teil als Ausläufer von höherfrequenten Linien interpretieren läßt, aufgebaut. Nichtresonante Brechung der trockenen Luft trägt etwas zur Absorption bei hohen Drücken in der tieferen Atmosphäre, verursacht durch das Debye-Spektrum unterhalb von 10 GHz, und durch Druck-induzierte Absorption von Stickstoff oberhalb von 100 GHz bei (Liebe, 1985, 1989). Die molekulare Absorption wird durch den Koeffizienten  $k_\nu(p, T)$  mit  $\nu$  als der Frequenz,  $p$  dem Druck und  $T$  der Temperatur gemäß

$$k_\nu(p, T) = S(T, \nu_0) f(\nu, \nu_0, e, p, T) \quad (2.35)$$

beschrieben. Dabei ist  $S$  die Linienintensität,  $f$  die Linienform,  $\nu_0$  die Zentrumsfrequenz der Linie, und  $e$  der Partialdruck des absorbierenden Gases. In der oberen Atmosphäre wird normalerweise als Formfunktion  $f$  eine Voigt-Funktion angenommen. Sie beschreibt die Linienverbreiterung durch Stöße sowie durch den Dopplereffekt. Für den Mikrowellen-Strahlungstransport bei Eis-Atmosphären-Wechselwirkungen kann das Problem auf troposphärische Höhen beschränkt werden, in denen nur die Stoßverbreiterung einer Linie mit Form nach Lorentz berücksichtigt werden muß:

$$f(\nu - \nu_0) = \frac{\alpha}{\pi((\nu - \nu_0)^2 + \alpha^2)} \quad (2.36)$$

$\alpha$  ist die Halbwertsbreite der Linie. Um die korrekte Linienform zu erhalten, ist noch eine Korrektur so zu berücksichtigen, daß die Kollisionsprozesse mit der Boltzmann-Statistik konsistent sind (Goody und Yung, 1989). Die korrekte Linienform ist unter dem Namen Vleck-Weisskopf Linienform bekannt (Vleck und Weisskopf, 1945) und lautet

$$f(\nu - \nu_0) = \frac{1}{\pi} \left( \frac{\nu}{\nu_0} \right)^2 \alpha \left( \frac{1}{((\nu - \nu_0)^2 + \alpha^2)} + \frac{1}{(\nu + \nu_0)^2 + \alpha^2} \right). \quad (2.37)$$

Oberhalb von etwa 50 km ist der Doppler-Effekt zu berücksichtigen und auch die Zeeman-Aufspaltung der Absorptionslinien von Sauerstoff (Liebe, 1981; Rosenkranz, 1988).

Das Atmosphärenmodell verwendet das Gasabsorptionsmodell nach Liebe et al. (1992). Für die Streuung an Wolkentröpfchen und an Regenteilchen wird die Lorenz-Mie-Theorie (siehe z.B. Ulaby, 1981a; Simmer, 1994) verwendet.

Der Strahlungstransport durch die Atmosphäre wird im kombinierten Eis-Atmosphärenmodell mit Hilfe der Strahlungstransportgleichung beschrieben. Sie bestimmt

die Änderung der Strahldichte  $L_\nu$  bei der Frequenz  $\nu$  entlang des optischen Weges  $\delta_\nu$  und lautet (Fuhrhop et al., 1997)

$$\begin{aligned} \cos \theta \frac{dL_\nu(\delta_\nu, \theta, \phi)}{d\delta_\nu} = & -L_\nu(\delta_\nu, \theta, \phi) + (1 - \omega_{0,\nu})B_\nu(T) + \\ & + \frac{\omega_{0,\nu}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi P_\nu(\theta', \phi', \theta, \phi) L_\nu(\theta', \phi') \sin \theta' d\theta' d\phi'. \end{aligned} \quad (2.38)$$

Dabei sind  $\theta$  als Zenitwinkel und  $\phi$  als Azimutwinkel die Beobachtungswinkel und  $\theta'$  und  $\phi'$  die entsprechenden Einfallswinkel,  $\omega_0$  die Einfachstreuabede, also das Verhältnis aus Streu- und Extinktionskoeffizient.  $B$  ist die Planck-Funktion (siehe Einleitung),  $T$  die Lufttemperatur und  $P$  die Streu- oder Phasenmatrix. Im Falle von polarisierter Strahlung wird die Strahlung durch den vierkomponentigen Stokesvektor ersetzt. Die vier Komponenten sind die horizontal und vertikal polarisierten Komponenten der Strahlung sowie deren komplexe Korrelationen. Die Lösung der Gleichung erfolgt numerisch, da nur für wenige Spezialfälle analytische Lösungen existieren. Verwendung im kombinierten Eis-Atmosphärenmodell findet ein Schichtenmodell von Simmer (1994), das mit Hilfe eines Successive Order of Scattering-Algorithmus auch die Mehrfachstreuung zwischen Eis und Atmosphäre berücksichtigt. Die formale Lösung der integrodifferentiellen Strahlungstransportgleichung (2.38) ist z.B. von Goody und Yung (1989) beschrieben worden. Das Modell erlaubt die Verwendung von vertikalen Profilen der thermodynamischen Parameter der Atmosphäre. Hydrometeore können durch die Dichte oder äquivalente Regenrate, Phase und durch die Größenverteilung der Tröpfchen bzw. Eisteilchen parametrisiert werden. Als Verteilungsfunktionen stehen derzeit die modifizierte Gammaverteilung (Deirmendjian 1967, Willis 1984) oder die Marshall-Palmer-Verteilungsfunktion (Marshall und Palmer, 1948) zur Verfügung.

## 2.3 Modellrechnungen und Ergebnisse

Für die Eistypen erstjähriges Eis, mehrjähriges Eis sowie dünnes Eis (Dark Nilas) wurden im Rahmen des ATMICE-Projektes mit dem kombinierten Eis-Atmosphären-Modell Sensitivitätsanalysen durchgeführt. Hier wird ein Überblick über die erzielten Ergebnisse gegeben. Zur Sensitivitätsanalyse der Atmosphäre siehe Abschnitt 5.3.1. Weitere Details können dem ESA-Report (Fuhrhop et al., 1997) entnommen werden.

### 2.3.1 Sensitivitätsanalyse des Meereis-Modells

Die Aufgabe dieser Sensitivitätsanalyse ist die Bestimmung von Änderungen der vom kombinierten Eis-Atmosphären-Modell bestimmten Helligkeitstemperatur in Abhängigkeit von den Umweltparametern, welche als Eingabeparameter in das Modell eingehen. In den folgenden Kapiteln werden diejenigen Parameter des Eises näher untersucht, die die größte Änderung der Helligkeitstemperatur mit den Eingabeparametern zeigen. Bei einer derartigen Sensitivitätsanalyse eines Modells ist zu

beachten, daß die Parameter in der Natur nur innerhalb gewisser Grenzen schwanken. Damit ist zunächst ein geeigneter Variationsbereich zu definieren. Die Sensitivitätsintervalle, über die die Parameter einzeln variiert wurden, betragen 5 % des gesamten in der Natur beobachteten Variationsbereiches. Innerhalb dieses Bereiches war das Modell näherungsweise linear. Die typischen Variationsbereiche wurden der Literatur entnommen. Sie sind in Tabelle 2.2 dargestellt.

Tabelle 2.2: *Parameter der Sensitivitätsanalyse des Eismodells.*

Parameter	Bereich	Sens.interv.	Literatur
Dichte des Meereises	700 – 920 kg/m <sup>3</sup>	11 kg/m <sup>3</sup>	Eicken et al. 1995
Salzgehalt	0 – 16 ‰	0,8 ‰	Tucker et al. 1992
Eiskorndurchmesser	4 – 10 mm	1 mm	Stogryn 1987
Dicke erstj.Eis	0,3 – 2 m	7,5 cm	WMO
Dicke mehrj.Eis	2,33 – 6,09 m	7,5 cm	Tucker et al. 1992
Winkel d.Salzw.einschl.	0 – 90°	5°	Stogryn 1986
Formparam.d.Salzw.e.	1 : 1 – 1 : 0.000025		Stogryn 1986
Schneedichte	224 – 546 kg/m <sup>3</sup>	16 kg/m <sup>3</sup>	Garrity 1992
Schneekorndurchmesser	0 – 6 mm	0,3 mm	Barber et al. 1995 Winebrenner et al. 1992
Schneedicke erstj.Eis	4,5 – 67 cm	4,5 cm	Garrity 1992
Schneedicke mehrj.Eis	7,0 – 70 cm	4,5 cm	Garrity 1992
Freier Wasserant.erstj.Eis	0 – 40 ‰	2 ‰	Garrity 1992
Freier Wasserant.mehrj.Eis	0 – 70 ‰	2 ‰	Garrity 1992

Die Sensitivitätsanalyse wurde auf insgesamt sechs verschiedene Eistypen beispielhaft angewendet: Dünnes Eis, erstjähriges Eis und mehrjähriges Eis jeweils mit und ohne Schneeschicht. Die Modellstrukturen der einzelnen schneebedeckten Eistypen sind in den Tabellen 2.4 bis 2.6 dargestellt. Die Eistypen ohne Schnee unterscheiden sich nur in der nicht vorhandenen Schneeschicht von den Eistypen mit Schneeschicht. In den Abbildungen 2.3 und 2.4 sind die berechneten Emissivitäten der schneebedeckten Eistypen von ein- und mehrjährigem Eis sowie von dünnem Eis ohne Schneeeauflage zusammen mit den dazugehörigen Messungen dargestellt. Für die anderen Typen liegen keine radiometrischen Vergleichsmessungen vor. Um den großen Einfluß des trockenen Schnees auf radiometrische Messungen zu zeigen, sind in Abbildung 2.4 rechts die Modellergebnisse der SFT für den Fall mehrjährigen Eises ohne Schneeeauflage dargestellt.

Die Sensitivitäten wurden als Differenz zwischen Ausgangsmodell (Tabellen 2.4 bis 2.6) und dem in einem Parameter um das entsprechende Sensitivitätsintervall variierten Modell berechnet. In den Tabellen 2.7 bis 2.12 sind die Sensitivitäten mit den in Tabelle 2.3 angegebenen Symbolen dargestellt. Die numerischen Werte der Sensitivitäten stehen in den Tabellen 6.2 bis 6.7 im Anhang. Ist die berechnete Differenz kleiner als 0,01 K für alle SSM/I-Frequenzen und Polarisationen,

Tabelle 2.3: Symbole für die Bereiche der Sensitivitäten

Sensitivitätsbereich [K]		Symbol
	$\Delta T_B < -1$	---
-1	$\leq \Delta T_B < -0,01$	-
-0,01	$\leq \Delta T_B < 0,01$	0
0,01	$\leq \Delta T_B < 1$	+
1	$\leq \Delta T_B$	++

so wurde der Parameter nicht dargestellt. Diese Differenz entspricht bei linearem Modellverhalten einer Änderung der Helligkeitstemperatur um 0,2 K bei Änderung des entsprechenden Eingabeparameters um die gesamte Variationsbreite aus Tabelle 2.2.

Man erkennt, daß der Einfluß aller Parameter auf die Helligkeitstemperatur stark mit der Tiefe abnimmt. Dies führt dazu, daß nur für dünnes Eis Parameter von allen Schichten dargestellt sind. Desweiteren fällt auf, daß die Parameter des Schnees einen wesentlich größeren Einfluß besitzen als die des Eises. Dieses wird in späteren Kapiteln noch eine Rolle spielen.

Die letzten beiden Spalten der Tabellen 2.4 und 2.6 zeigen die Differenzen  $\Delta R_p$  der Polarisationsverhältnisse und die Differenzen der Gradientenverhältnisse  $\Delta R_G$  jeweils in ‰, also

$$\Delta R_P = 1000 \frac{\Delta T_B(19V) - \Delta T_B(19H)}{T_B(19V) + T_B(19H)} \quad (2.39)$$

und

$$\Delta R_G = 1000 \frac{\Delta T_B(37V) - \Delta T_B(19H)}{T_B(37V) + T_B(19V)} \quad (2.40)$$

mit den Helligkeitstemperaturen  $T_B$  definiert. Sie zeigen die Sensitivität der Polarisationsverhältnisse der 19 GHz-Kanäle sowie der Gradientenverhältnisse der vertikal polarisierten 37 und 19 GHz Kanäle. Die Sensitivitäten dieser beiden aus den Helligkeitstemperaturen abgeleiteten Größen werden hier vorgestellt, weil aus ihnen nach dem NASA-Team-Algorithmus die Eiskonzentration, d.h. der Anteil der eisbedeckten Fläche an der gesamten Wasserfläche, innerhalb des Integrationsgebietes des SSM/I berechnet wird. Ein Wert von etwa  $\Delta R_P = 2,5$  sowie  $\Delta R_G = 0,75$  für erstjähriges Eis und  $\Delta R_G = 1,55$  für mehrjähriges Eis entspricht einer Änderung der Eiskonzentration von 1 ‰ gemäß dem NASA-Team-Algorithmus (Cavalieri et al., 1995).

### 2.3.1.1 Dünnes Eis

Nach Tabelle 2.7 beeinflussen der Luftblasendurchmesser, die Dichte und der Salzgehalt neben der Dicke des Eises am stärksten das Mikrowellensignal des dünnen Meereises. Der Salzgehalt des Wassers hat einen geringen Einfluß auf die Helligkeitstemperatur. Die Temperatur hat zwar auf die Helligkeitstemperatur aufgrund der hohen Emissivität des Eises einen Einfluß, jedoch der Anteil, der auf der temperaturabhängigen Änderung der Emissivität basiert, ist gering. Hier wird ausschließlich

letzterer dargestellt. Liegt eine Schneeschicht auf dem dünnen Eis, so beeinflusst diese das Mikrowellensignal durch deren Dichte und den freien Wassergehalt im Schnee stark. Da die Schneeschicht nicht sehr dick ist, ist der Einfluß des Luftblasendurchmessers und des Salzgehaltes im Eis immer noch recht hoch.

Tabelle 2.4: Parameter für dünnes Eis (Eistyp Dark Nilas). Die verwendeten Symbole sind in Tabelle 2.1 zusammengefaßt.

$z$	$T$	$\rho$	$D_{Sch}$	$F$	$D_{Eis}$	$D_{Luft}$	$S$	$\theta$	$R$	Schicht
m	K	$g/cm^3$	mm		mm	mm	ppt	$^\circ$		
Schneeschiicht										
0.01	260.0	0.34	1.00	0.00	0.00	1.2	3.0	54.7	1	3
0.00	260.0	0.34	1.00	0.00	0.00	1.2	3.0	54.7	1	3
Eisschiicht										
-0.01	265.0	0.80	0.00	0.00	10.00	1.2	10.0	54.7	1	2
Wasserschiicht										
-9.00	271.4	1.00	0.00	1.00	0.00	0.0	32.0	0.0	0	1

### 2.3.1.2 Erstjähriges Eis

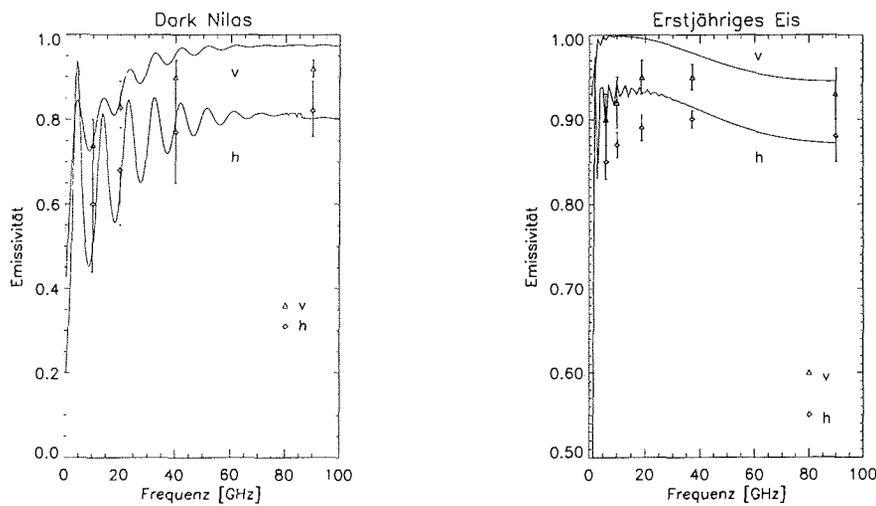


Abbildung 2.3: Emissivitäten von dünnem Eis (Dark Nilas, links) und von erstjährigem Eis mit Schneeauflage (rechts) bei  $50^\circ$  Beobachtungswinkel. Die Messungen wurden Eppler et al. (1992) entnommen. h: horizontal und v: vertikal polarisierte Emissivität.

Tabelle 2.5: Parameter für erstjähriges Eis. Die verwendeten Symbole sind in Tabelle 2.1 zusammengefaßt.

$z$	$T$	$\rho$	$D_{Sch}$	$F$	$D_{Eis}$	$D_{Luft}$	$S$	$\theta$	$R$	Schicht
m	K	g/cm <sup>3</sup>	mm		mm	mm	ppt	°		
Schneesicht										
.00	263.0	0.34	1.00	0.028	0.0	1.2	5.9	4.0	1	8
-.04	263.0	0.34	1.00	0.028	0.0	1.2	5.9	4.0	1	8
Eisschichten										
-.08	266.0	0.92	0.00	0.131	1.2	1.2	17.5	4.0	1	7
-.09	266.0	0.92	0.00	0.131	1.2	1.2	17.5	4.0	1	6
-.19	268.0	0.92	0.00	0.100	1.2	1.2	10.0	4.0	0.25E-04	5
-.29	269.0	0.92	0.00	0.131	1.2	1.2	9.4	4.0	0.25E-04	4
-.49	270.0	0.92	0.00	0.141	1.2	1.2	6.9	4.0	0.25E-04	3
-.59	271.0	0.92	0.00	0.138	1.2	1.2	5.6	4.0	0.25E-04	2
Wasserschicht										
-.68	271.0	1.00	0.00	1.000	0.0	1.2	35.0	4.0	0.25E-04	1

Gemäß Tabelle 2.10 beeinflussen die tieferen Schichten des Eises das Mikrowellensignal praktisch nicht mehr. Im Falle des schneebedeckten erstjährigen Eises sind die wichtigsten Parameter die Dichte und die Schneekorngröße. Ein anderer wichtiger Parameter ist der Flüssigwassergehalt des Schnees. Die Temperatur hat wieder einen geringen Einfluß (siehe vorhergehenden Abschnitt). Der wichtigste Parameter im Eis ist der Salzgehalt. Dennoch ist der Einfluß der Parameter des Eises fast vernachlässigbar. Dieses hängt vor allem mit dem relativ hohen freien Wasseranteil (2,8 %) zusammen. Im schneefreien Fall, der eher selten beobachtet wird, zeigte der Salzgehalt der obersten Eisschicht die größte Sensitivität. Der nächstwichtigere Parameter ist die Dichte, ebenfalls in der obersten Eisschicht. Die Sensitivität des erstjährigen Eises war eher gering ( $\Delta T_B < 0,6$  K) und deutlich geringer als die der anderen beiden Eistypen.

### 2.3.1.3 Mehrjähriges Eis

Die Sensitivität des mehrjährigen Eises wurde mit und ohne Schneesicht von insgesamt 20 cm Dicke bestimmt (Tabellen 2.11, 2.12, 6.6 und 6.7). Der Einfluß der Parameter des Schnees ist deutlich größer als im Falle des erstjährigen Eises. Der freie Wassergehalt sowie die Dichte des Schnees (für horizontal polarisierte Strahlung und abnehmend mit der Frequenz) sind die wichtigsten Parameter in diesem Fall. Auch der Schneekorndurchmesser besitzt einen relativ großen Einfluß auf das Mikrowellensignal.

In dem seltener beobachteten Fall des schneefreien mehrjährigen Eises erhält man einen deutlich niedrigeren Einfluß der Parameter des Eises als im Fall des schneebedeckten Eises die Parameter des Schnees besitzen. Die größten Sensitivi-

Tabelle 2.6: Parameter für mehrjähriges Eis. Die verwendeten Symbole sind in Tabelle 2.1 zusammengefasst.

$z$	$T$	$\rho$	$D_{Sch}$	$F$	$D_{Eis}$	$D_{Luft}$	$S$	$\theta$	$R$	Schicht
m	K	g/cm <sup>3</sup>	mm		mm	mm	ppt	°		
Schneesichten										
.00	263.1	0.100	0.8	0.00	0.0	1.2	0.0	0.0	1	12
-.10	263.1	0.100	0.8	0.00	0.0	1.2	0.0	0.0	1	12
-.15	263.3	0.460	0.8	0.00	0.0	5.0	0.0	54.7	1	11
-.20	263.5	0.728	0.8	0.00	0.0	3.0	0.0	54.7	1	10
Eissichten										
-.38	263.7	0.728	0.0	0.00	10.0	1.2	0.1	24.0	0.25E-04	9
-.46	264.1	0.895	0.0	0.00	10.0	1.2	0.3	24.0	0.25E-04	8
-.63	264.5	0.895	0.0	0.00	10.0	1.2	0.7	24.0	0.25E-04	7
-.77	264.8	0.890	0.0	0.00	10.0	1.2	1.2	24.0	0.25E-04	6
-.87	265.1	0.890	0.0	0.00	10.0	1.2	1.4	24.0	0.25E-04	5
-.97	265.4	0.890	0.0	0.00	10.0	1.2	1.9	24.0	0.25E-04	4
-1.02	265.7	0.870	0.0	0.00	10.0	1.2	2.4	24.0	0.25E-04	3
-1.58	266.1	0.870	0.0	0.00	10.0	1.2	3.0	24.0	0.25E-04	2
Wasserschicht										
-2.50	269.9	1.000	0.0	1.00	0.0	0.0	32.0	0.0	0	1

täten im schneefreien Eis zeigen der Luftblasendurchmesser, der Salzgehalt und die Dichte.

Tabelle 2.7: Sensitivität  $\Delta T_B$  des Modells für dünnes Eis (Typ Dark Nilas) ohne Schnee. Angegeben ist jeweils die Änderung der Helligkeitstemperatur bei Änderung des jeweiligen Parameters aus Tabelle 2.1 um den Wert, der in Tabelle 2.2 unter Sensitivitätsintervall aufgeführt ist. Verwendet werden die Symbole aus Tabelle 2.3. Sc: Schicht-Nummer, Par: Parameter.

Sc	Par	19.35 GHz		22.235 GHz		37 GHz		85.5 GHz		$R_P$	$R_G$
		V	H	V	H	V	H	V	H		
Eisschicht											
2	$z$	--	--	--	--	++	++	-	-	1.74	15.11
2	$T$	+	+	+	+	+	+	0	-	-0.27	-0.29
2	$\rho$	+	++	+	++	-	-	-	--	-1.19	-2.38
2	$D_{Eis}$	-	--	-	-	-	-	-	--	1.09	1.50
2	$D_{Luft}$	++	++	+	--	++	++	--	--	-3.59	-1.17
2	$S$	++	++	+	+	+	+	-	--	-1.90	-1.91
Wasserschicht											
1	$T$	+	-	0	0	0	-	0	0	0.03	0.02

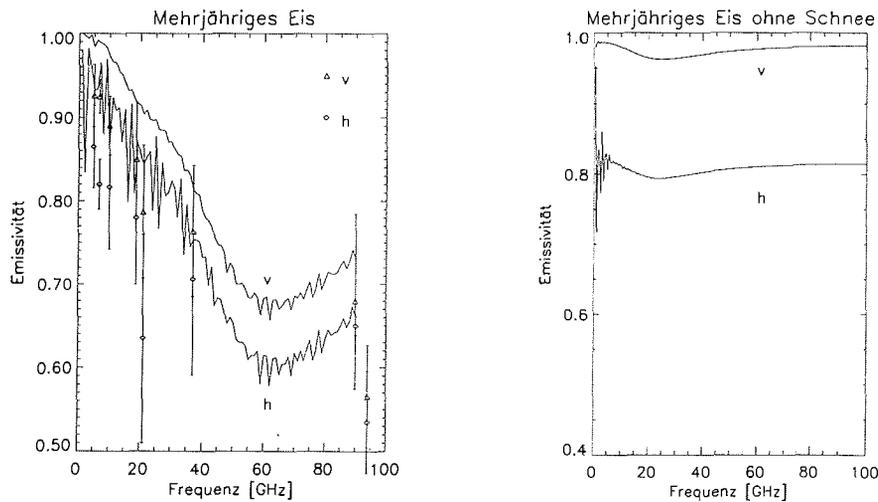


Abbildung 2.4: Emissivitäten von mehrjährigem Eis mit Schneeauflage (links) und ohne Schneeauflage (rechts) bei  $50^\circ$  Beobachtungswinkel. Die Meßdaten stammen von Eppler et al. (1992). Für den Fall ohne Schneeauflage lagen keine radiometrischen Vergleichsmessungen vor. Bei Vergleich beider Fälle erkennt man den großen Einfluß der Schneeauflage auf das radiometrische Signal. h: horizontal und v: vertikal polarisierte Emissivität.

Tabelle 2.8: Sensitivitäten  $\Delta T_B$  des Modells für erstjähriges Eis ohne Schneeschicht. Angegeben ist jeweils die Änderung der Helligkeitstemperatur bei Änderung des jeweiligen Parameters aus Tabelle 2.1 um den Wert, der in Tabelle 2.2 unter Sensitivitätsintervall aufgeführt ist. Verwendet werden die Symbole aus Tabelle 2.3. Sc: Schicht-Nummer, Par: Parameter.

Sc	Par	19.35 GHz		22.235 GHz		37 GHz		85.5 GHz		$R_P$	$R_G$
		V	H	V	H	V	H	V	H		
Eisschichten											
7	$\rho$	–	–	–	–	–	–	0	–	0.68	0.11
7	$D_{Luft}$	–	–	–	–	–	–	–	–	0.02	0.01
7	$S$	–	–	–	–	–	–	–	–	0.90	0.11
7	$\theta$	0	+	0	+	0	0	0	0	-0.01	-0.01
6	$T$	–	–	–	–	–	–	–	–	0.27	0.03
5	$R$	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00	0.00

Tabelle 2.9: Sensitivität  $\Delta T_B$  des Modells für dünnes Eis (Typ Dark Nilas) mit Schnee. Angegeben ist jeweils die Änderung der Helligkeitstemperatur bei Änderung des jeweiligen Parameters aus Tabelle 2.1 um den Wert, der in Tabelle 2.2 unter Sensitivitätsintervall aufgeführt ist. Verwendet werden die Symbole aus Tabelle 2.3. Sc: Schicht-Nummer, Par: Parameter.

Sc	Par	19.35 GHz		22.235 GHz		37 GHz		85.5 GHz		$R_P$	$R_G$
		V	H	V	H	V	H	V	H		
Schneeschiicht											
3	$\rho$	+	++	0	--	+	+	+	--	-7.20	-0.45
3	$D_{Schn}$	+	+	-	-	-	-	+	-	-1.34	-0.50
3	$F$	++	++	+	-	+	+	+	+	-3.02	-1.22
Eisschiicht											
2	$z$	--	--	--	-	++	-	-	-	37.04	18.08
2	$T$	+	+	+	+	+	+	0	0	-0.28	-0.29
2	$\rho$	+	++	+	+	-	+	-	-	-2.95	-2.56
2	$D_{Eis}$	-	--	-	-	-	-	+	-	1.09	1.55
2	$D_{Luft}$	++	++	+	++	++	++	+	-	-1.33	-1.02
2	$S$	++	++	+	+	+	+	+	-	-1.88	-1.94
Wasserschicht											
1	$T$	-	-	-	-	0	0	0	0	0.01	0.02

Tabelle 2.10: Sensitivitäten  $\Delta T_B$  des Modells für erstjähriges Eis mit Schneeschiicht. Angegeben ist jeweils die Änderung der Helligkeitstemperatur bei Änderung des jeweiligen Parameters aus Tabelle 2.1 um den Wert, der in Tabelle 2.2 unter Sensitivitätsintervall aufgeführt ist. Verwendet werden die Symbole aus Tabelle 2.3. Sc: Schicht-Nummer, Par: Parameter.

Sc	Par	19.35 GHz		22.235 GHz		37 GHz		85.5 GHz		$R_P$	$R_G$
		V	H	V	H	V	H	V	H		
Schneeschiicht											
8	$z$	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00	0.00
8	$T$	0	+	0	+	0	0	0	0	-0.03	0.00
8	$\rho$	-	++	-	++	+	+	+	-	-3.54	0.25
8	$D_{Schn}$	-	-	-	+	-	-	+	-	-0.17	-0.95
8	$F$	+	+	0	+	+	+	+	+	-0.39	-0.01
Eisschiichten											
7	$D_{Luft}$	0	+	0	0	0	0	0	0	-0.04	0.01
7	$S$	-	+	-	-	0	0	0	0	-0.14	0.04
6	$T$	0	+	0	-	0	0	0	0	-0.04	0.01

Tabelle 2.11: Sensitivitäten  $\Delta T_B$  des Modells für mehrjähriges Eis mit Schneeschicht. Angegeben ist jeweils die Änderung der Helligkeitstemperatur bei Änderung des jeweiligen Parameters aus Tabelle 2.1 um den Wert, der in Tabelle 2.2 unter Sensitivitätsintervall aufgeführt ist. Verwendet werden die Symbole aus Tabelle 2.3. Sc: Schicht-Nummer, Par: Parameter.

Sc	Par	19.35 GHz		22.235 GHz		37 GHz		85.5 GHz		$R_P$	$R_G$
		V	H	V	H	V	H	V	H		
Schneesichten											
12	$z$	+	++	+	+	-	+	-	+	-16.60	-1.94
12	$T$	0	0	0	0	0	0	0	0	-0.01	0.00
12	$\rho$	-	++	+	---	-	---	++	++	-28.21	0.41
12	$D_{Schn}$	---	+	-	---	---	---	++	++	-3.68	-4.97
12	$F$	++	++	++	++	++	++	++	++	-18.03	2.27
11	$z$	+	++	+	---	++	++	0	+	-7.16	2.24
11	$\rho$	0	++	+	++	+	+	+	++	-15.28	0.08
11	$D_{Schn}$	-	+	-	+	---	---	0	0	-1.42	-1.80
11	$F$	++	++	++	++	+	++	+	+	-5.36	-0.77
10	$z$	-	-	-	-	-	-	0	0	0.50	0.57
10	$\rho$	-	-	0	-	0	-	-	-	0.55	0.05
10	$D_{Schn}$	-	0	-	-	-	-	0	0	-0.01	-0.13
10	$F$	++	++	+	++	+	+	-	-	-0.47	-1.16
Eisschichten											
9	$z$	+	++	+	++	0	-	-	-	-4.49	-1.24
9	$\rho$	+	++	+	+	+	0	0	0	-2.30	-0.09
9	$D_{Luft}$	+	++	+	+	+	+	0	0	-2.80	0.82
9	$S$	++	++	++	++	+	+	-	-	-1.18	-3.50
9	$\theta$	+	+	+	+	0	0	0	0	-0.11	-0.05
8	$z$	+	+	+	+	0	0	0	0	0.08	-0.11
8	$\rho$	+	-	+	+	0	0	0	0	0.13	-0.08
8	$D_{Luft}$	-	-	0	+	0	0	0	0	0.01	0.03
8	$S$	+	+	+	+	0	0	0	0	0.14	-0.17
8	$\theta$	0	+	0	0	0	0	0	0	-0.03	0.00
7	$z$	0	+	0	0	0	0	0	0	-0.09	0.00
7	$\rho$	+	+	+	+	0	0	0	0	-0.04	-0.06
7	$D_{Luft}$	0	+	0	0	0	0	0	0	-0.04	0.01
7	$S$	+	+	+	+	0	0	0	0	-0.12	-0.06
7	$\theta$	0	+	0	0	0	0	0	0	-0.05	-0.01

Tabelle 2.12: Sensitivitäten  $\Delta T_B$  des Modells für mehrjähriges Eis ohne Schneeschicht. Angegeben ist jeweils die Änderung der Helligkeitstemperatur bei Änderung des jeweiligen Parameters aus Tabelle 2.1 um den Wert, der in Tabelle 2.2 unter Sensitivitätsintervall aufgeführt ist. Verwendet werden die Symbole aus Tabelle 2.3. Sc: Schicht-Nummer, Par: Parameter.

Sc	Par	19.35 GHz		22.235 GHz		37 GHz		85.5 GHz		$R_P$	$R_G$
		V	H	V	H	V	H	V	H		
Eisschichten											
9	$z$	-	-	-	-	0	0	0	0	-0.03	0.08
9	$T$	-	-	0	0	0	0	0	0	0.02	0.00
9	$\rho$	-	---	+	-	+	-	0	-	3.63	0.12
9	$D_{Luft}$	+	+	+	+	+	+	-	---	0.25	1.69
9	$S$	+++	+++	+++	+	+	+	+	-	2.62	-3.07
9	$\theta$	+	+	+	+	0	+	0	0	-0.06	-0.05
8	$z$	+	+	+	0	0	0	0	0	0.01	-0.10
8	$\rho$	+	+	+	0	0	0	0	0	-0.15	-0.09
8	$D_{Luft}$	-	-	0	0	0	0	0	0	0.01	0.03
8	$S$	+	+	+	0	0	0	0	0	0.04	-0.17
7	$z$	0	+	0	0	0	0	0	0	-0.05	-0.01
7	$\rho$	+	-	+	+	0	0	0	0	0.16	-0.05
7	$D_{Luft}$	-	-	0	0	0	0	0	0	0.00	0.03
7	$S$	+	-	+	+	0	0	0	0	0.12	-0.06



## Kapitel 3

# Die kombinierte Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory (CSFT)

Das kombinierte Eis-Atmosphärenmodell zeigt in Abhängigkeit von den Schichtdicken sowie den für die unterschiedlichen Schichten angenommenen Dielektrizitätskonstanten Oszillationen der Emissivität bzw. Helligkeitstemperatur (Abbildungen 2.3 und 2.4). Diese lassen sich anschaulich als *Fabry-Perot-Effekt* verstehen, also der Interferenz zweier elektromagnetischer Wellen, die an verschiedenen parallelen Schichtgrenzen reflektiert werden und anschließend interferieren. Mit radiometrischen in situ-Messungen am Eis wurde dieser Effekt der kohärenten Überlagerung zweier elektromagnetischer Wellen am deutlichsten von Hallikainen (1983) bei 610 MHz beobachtet. Aber auch St.Germain et al.(1993) haben bei der Bestimmung der Emissivität von dünnem salzhaltigem Eis (Salzgehalt 22 ‰) am U.S.Army Cold Region Research and Engineering Laboratory (CRREL) in Hanover, New Hampshire, diese Oszillationen beobachtet. Sie stellten ein gedämpftes periodisches Verhalten der Emissivität mit steigender Eisdicke bei den Frequenzen 4,63 und 7,20 GHz fest. Offensichtlich interferierten elektromagnetische Wellen, die an der Luft/Eis bzw. der Eis/Wasser-Grenze reflektiert worden sind. Im folgenden wird anhand der Analyse von Bodenmessungen an Süßwassereis dieser Effekt näher vorgestellt.

Da die Oszillationen der Emissivität bzw. Helligkeitstemperatur in dickem arktischem oder antarktischem Meereis bisher jedoch weder in Bodenmessungen noch vom SSM/I aus beobachtet wurden, wird in diesem Kapitel eine kombinierte Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory (CSFT) vorgestellt, in der diese Oszillationen stark reduziert sind und die somit eine genauere Beschreibung der radiometrischen Meßdaten als die Strong Fluctuation Theory erlaubt.

### 3.1 Dünnes Süßwassereis im Tankexperiment

Hier werden radiometrische Messungen analysiert, die bei 37 GHz beim Gefrieren von dünnem Eis - von 0 bis 1,7 cm Dicke - über einem Tank aufgenommen wurden

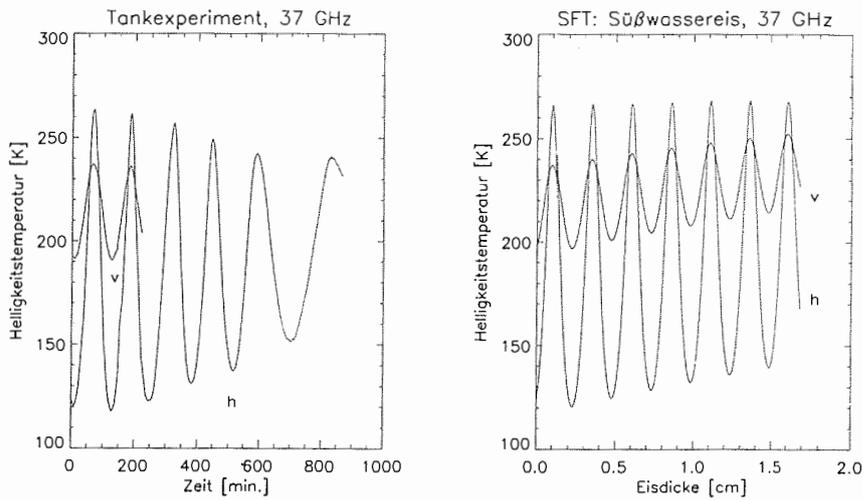


Abbildung 3.1: **Links:** Passive Mikrowellenmessungen von Süßwassereis bei 37 GHz, aufgenommen über einem Tank, der mit Wasser des Ladoga-Sees gefüllt war. **Rechts:** Modellergebnisse des dünnen Süßwassereises mit der SFT. h und v: horizontal bzw. vertikal polarisierte Helligkeitstemperatur.

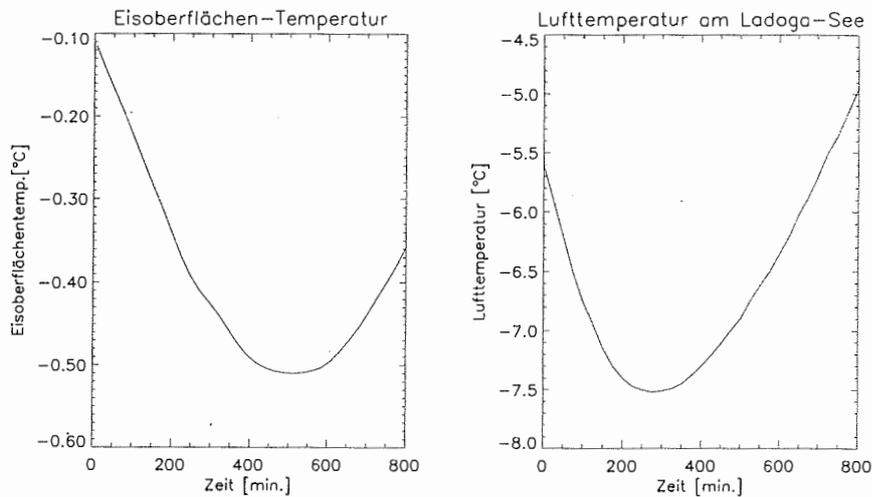


Abbildung 3.2: **Links:** Oberflächentemperatur zu allen Zeiten während der Mikrowellenmessung, abgeleitet aus der Lufttemperatur und der Mikrowellenmessung. **Rechts:** Lufttemperatur während der radiometrischen Messung.

(Abbildung 3.1 links). Dazu diente ein Tank von  $110 \times 300 \times 45 \text{ cm}^3$ . Er befand sich an der Ladoga-Station des Arctic and Antarctic Research Institutes, St.Petersburg, Rußland direkt am Ufer des Ladoga-Sees. Während des Gefriervorgangs sank zu-

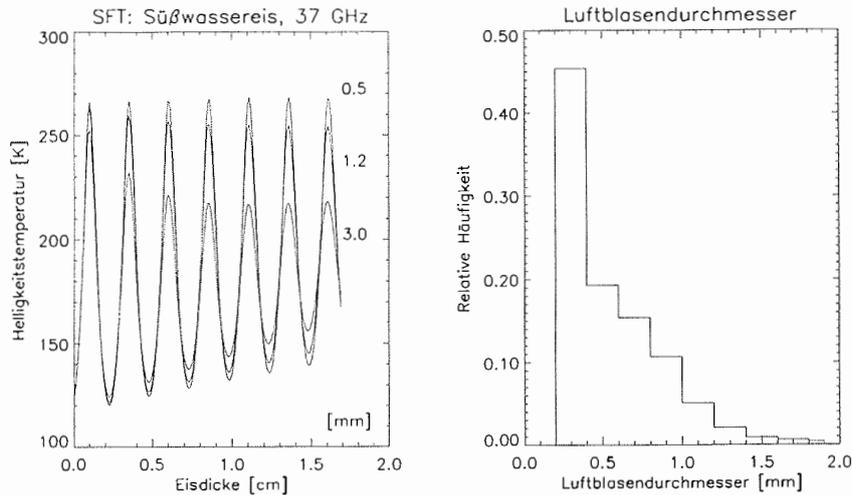


Abbildung 3.3: **Links:** Horizontal polarisierte Helligkeitstemperatur für verschiedene Luftblasen-Durchmesser. **Rechts:** Verteilung der Luftblasen im Süßwassereis des Tankexperimentes am Ladoga-See.

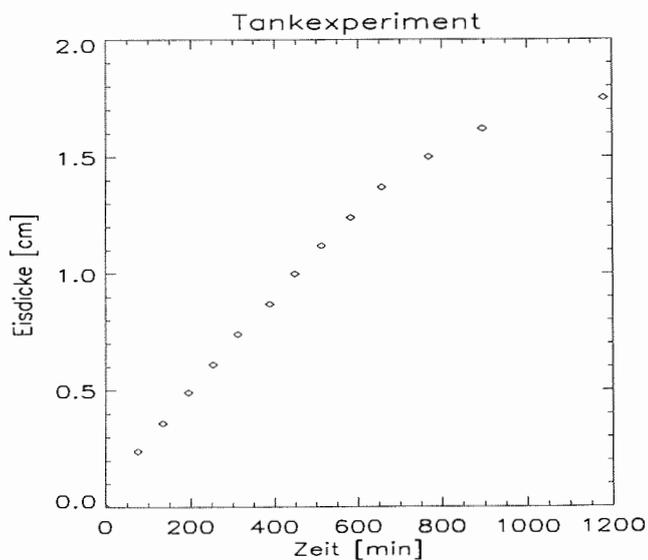


Abbildung 3.4: Eisdicke des dünnen Süßwassereises des Tankexperimentes, bestimmt aus passiven Mikrowellenmessungen sowie der Dicke des Eises am Schluß der radiometrischen Messung.

nächst die Lufttemperatur von etwa  $-5,6^{\circ}\text{C}$  auf  $-7,5^{\circ}\text{C}$  und stieg dann wieder auf  $-2,0^{\circ}\text{C}$  (Abbildung 3.2 rechts und Meßprotokoll). Eine Analyse der Eisstruktur

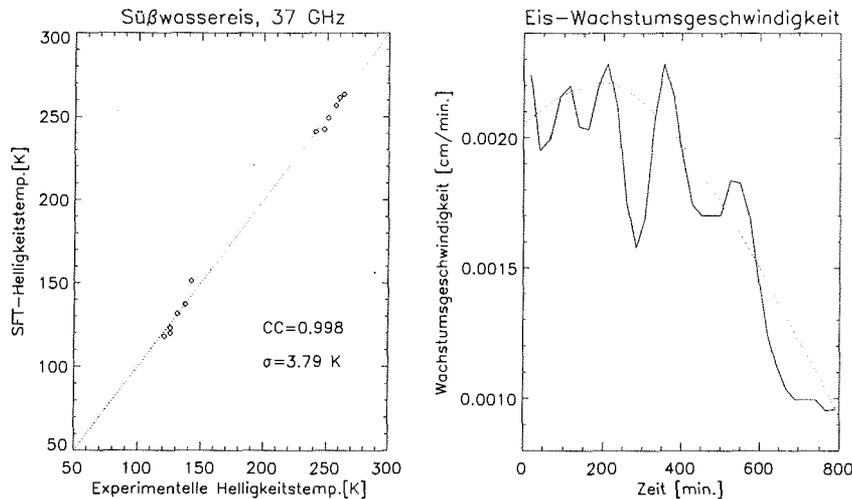


Abbildung 3.5: **Links:** Vergleich zwischen den horizontal polarisierten Helligkeitstemperaturen-Extrema, berechnet mit Hilfe der SFT und gemittelt über 0 bis 0,9 mm Eisdicke, mit den radiometrischen Messungen im Tankexperiment (Extrema aus Abbildung 3.1 links).  $CC$  ist der Korrelationskoeffizient und  $\sigma$  die Standardabweichung zwischen experimentellen und theoretischen Daten. Näheres siehe Text. **Rechts:** Wachstumsgeschwindigkeit des Eises, berechnet aus den passiven Mikrowellenmessungen über Süßwassereis (durchgezogene Linie) und mit Hilfe des thermodynamischen Modells (punktierte Linie).

zeigte, daß sich überwiegend zylinderförmige Eiskristalle von etwa 14 bis 16 mm vertikaler Länge und 3 bis 4 mm in horizontaler Breite gebildet hatten. Der effektive Durchmesser der eingeschlossenen Luftblasen variierte von 0,2 bis 1,8 mm mit einem Maximum bei etwa 0,2 bis 0,4 mm (Abbildung 3.3 rechts). Der mittlere Durchmesser lag bei etwa 0,5 mm. Die Radiometer waren etwa 1,5 m über der Eisoberfläche montiert. In vertikaler wie horizontaler Polarisation wurde die Helligkeitstemperatur bestimmt. Der Beobachtungswinkel betrug  $50^\circ$ , um einen Vergleich mit den Messungen des SSM/I zu ermöglichen (SSM/I-F13:  $53,1^\circ$ ).

Die Helligkeitstemperatur des dünnen Eises zeigt starke Oszillationen (Abbildung 3.1 links), die mit der Zeit abnehmen. Außerdem ist auffällig, daß bei bestimmten Dicken des Eises die vertikal polarisierte Emissivität geringer als die horizontal polarisierte ist. Mit Hilfe der Fresnel-Gleichungen läßt sich zeigen, daß im Modell für einen halb-unendlichen homogenen Halbraum aus Eis oder Wasser unter Luft die horizontal polarisierte Reflektivität an der Luft/Eis- bzw. Luft/Wasser-Grenze immer größer ist als die vertikal polarisierte Reflektivität (Liu et al., 1998). Unter dieser Modellannahme zeigt sich also, daß die elektromagnetischen Wellen in das Eis eindringen und an der Eis/Wasser- bzw. Eis/Luft-Grenze reflektiert werden.

Zum Vergleich mit der radiometrischen Messung wird im folgenden die Strong Fluctuation Theory verwendet. Sie zeigt für ein solches dünnes Eis ein oszillatorisches Verhalten mit der Eisdicke, welches auf die Reflektionskoeffizienten zurück-

geführt werden kann (Abbildung 3.1 rechts). Im Modell besteht das Eis aus einer einzigen Schicht, unter der ein mit Wasser gefüllter Halbraum angenommen wird. Für die Dichte des Eises wurde  $890 \text{ kg/m}^3$  und für die Temperatur  $270,4 \text{ K}$  angenommen. Dieses entspricht etwa der mittleren gemessenen Temperatur. Als Luftblasendurchmesser wurde  $0,5 \text{ mm}$  verwendet und als Salzgehalt  $0 \text{ ‰}$ . Dabei hängen Amplitude, Frequenz und Phase dieser Oszillationen von der Mikrowellenfrequenz und der Dielektrizitätskonstanten des Eises und des Wassers ab, hierbei vor allem von den Eisparametern. Dieses oszillatorische Verhalten ermöglicht zusammen mit der Mikrowellenmessung sowie einer einzigen Dickenmessung am Schluß der radiometrischen Messungen die Bestimmung der Eisdicke (Abbildung 3.4) und der Wachstumsgeschwindigkeit des dünnen Eises (Abbildung 3.5 rechts) zu allen Zeiten während der radiometrischen Messung. Die mit zunehmender Eisdicke sinkende Wachstumsgeschwindigkeit läßt sich thermodynamisch erklären (siehe Abschnitt 3.1.2). Die Eiswachstumsrate beeinflußt die Luftblasendurchmesser. Dieses soll näher im folgenden Abschnitt untersucht werden.

### 3.1.1 Eiswachstumsrate, Luftblasendurchmesser und Eisdichte

Die Amplitude der Oszillationen der Helligkeitstemperatur bei horizontaler Polarisation sinkt von anfänglich etwa  $145 \text{ K}$  im Verlauf der Messung von etwa  $800 \text{ min}$  auf  $90 \text{ K}$ , während die Eisdicke sich von  $1$  bis  $17 \text{ mm}$  erhöht. Dafür sind neben dielektrischen Verlusten im Eis mehrere Ursachen vorstellbar:

1. ein Anstieg des Luftblasendurchmessers bei Anstieg der Eisdicke oder
2. Anstieg der Variation der Eisdicke über das Integrationsgebiet des Radiometers bei Anstieg der Eisdicke.

Anhand der horizontal polarisierten Helligkeitstemperatur wird in Abbildung 3.3 (links) gezeigt, daß der dominierende Parameter der Luftblasendurchmesser ist, wenn der Durchmesser größer als  $1,2 \text{ mm}$  ist. Aber auch eine Variation der Eisdicke, die mit ansteigender Eisdicke ansteigt, kann teilweise den Abfall der Amplitude erklären: In Abbildung 3.5 links wurde dazu ein linearer Anstieg der Variation der Eisdicke von  $0$  bis  $0,9 \text{ mm}$  bei Änderung der Eisdicke von  $0$  bis  $1,7 \text{ cm}$  angenommen. Der Luftblasendurchmesser betrug  $0,5 \text{ mm}$ . Verglichen werden die horizontal polarisierten, experimentellen Extrema der Helligkeitstemperaturen des Tankexperiments mit den entsprechenden durch die SFT berechneten Extremwerten. Man erkennt, daß ein solcher linearer Anstieg der Variation der Eisdicke recht genau die Meßdaten erklären kann: Die Standardabweichung zwischen experimentellen und theoretischen Daten beträgt  $\sigma = 3,79 \text{ K}$ . Auch der Korrelationskoeffizient  $CC = 0,998$  zwischen experimentellen und theoretischen Daten ist sehr hoch.

Typischerweise steigt die Dichte des Eises mit ansteigender Eisdicke (Mullen und Warren, 1988). Die SFT zeigt, daß mit steigender Dichte die Amplitude der Oszillationen ansteigt (Abbildung 3.6 rechts). Da die Messungen einen Abfall der Amplitude mit steigender Dicke zeigen, kommt eine Anstieg der Dichte als Erklärung

rung für die Messungen nicht in Frage. Zumindest würde er durch die beiden oben erläuterten Effekte überdeckt.

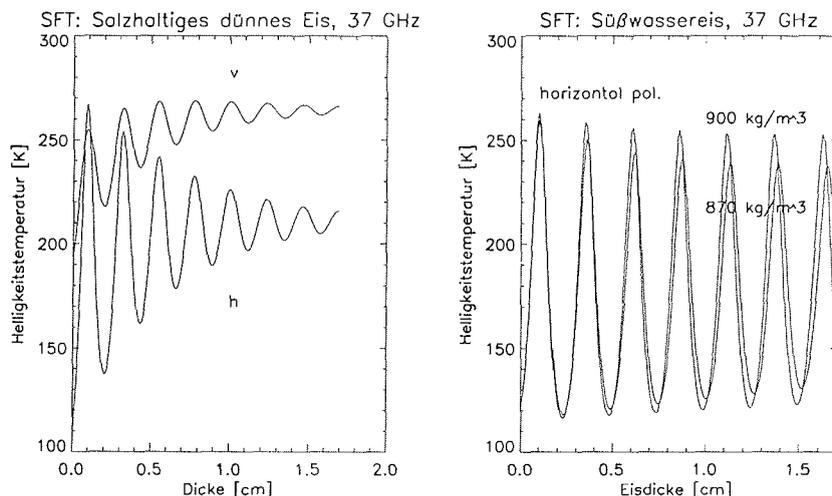


Abbildung 3.6: **Links:** Modelleis mit den gleichen Parametern wie die Modellierung des Ladoga-See-Eises, jedoch mit einer Salzkonzentration von 5 ‰. Man erkennt die stärkere Absorption und damit eine Abnahme der Amplituden der Oszillationen. **Rechts:** Einfluß der Dichte auf die Helligkeitstemperatur, berechnet mit Hilfe der Strong Fluctuation Theory.

Für salzhaltiges dünnes Eis reduziert sich der Dickenbereich, in dem die vertikal polarisierte Helligkeitstemperatur niedriger ist als die horizontal polarisierte. Dieses hängt im wesentlichen mit der stärkeren Absorption im salzhaltigen Eis zusammen. Als Beispiel ist ein Modelleis mit 5 ‰ Salzgehalt und ansonsten gleichen Parametern wie oben in Abbildung 3.6 gezeigt. Tsang et al.(1985) haben gezeigt, daß unter Verwendung einer der Bornsche Näherung verwandten Theorie (wie es die Strong Fluctuation Theory ist) die Polarisation fast ausschließlich auf der Polarisation des kohärenten Fresnel-Reflektionskoeffizienten basiert. Die Polarisation aufgrund der kreuzpolarisierten Streukoeffizienten ist sehr gering. Für den Fall von nur einer Grenzschicht ist sie Null.

### 3.1.2 Ein thermodynamisches Modell für die Eiswachstumsgeschwindigkeit

Die zusätzliche Verwendung eines thermodynamischen Modells für den Wärmetransport ermöglicht die Bestimmung der Oberflächentemperatur des Eises aus den Mikrowellenmessungen. Dabei wird die abnehmende Wachstumsgeschwindigkeit des Eises mit einem abnehmenden Wärmetransport durch das Eis erklärt. Verwendet wird ein Modell von Maykut (1986). Die Gleichung

$$-\rho_i L \frac{dH}{dt} = F_c + F_w \quad (3.1)$$

bestimmt aus der Bilanz der Wärmeflüsse an der Eis/Wasser-Grenze die Eiswachstumsrate. Hierbei bedeuten:

- $\rho_i$  : Dichte des Eises
- $L$  : latente Wärme
- $H$  : Dicke des Eises
- $t$  : Zeit
- $F_c$  : Betrag der Wärme, der die Oberfläche des Eises erreicht
- $F_w$  : Wärmefluß aus dem Wasser in das Eis

Die Messungen wurden während des späten Nachmittags und in der Nacht gemacht. Die Bewölkung war vernachlässigbar gering. Damit kann man in erster Näherung die einfallende kurzwellige Strahlung der Sonne im folgenden vernachlässigen, da sie in der Atmosphäre absorbiert wird. Für die Bilanz der Wärmeflüsse an der Luft gilt damit (Maykut, 1986)

$$F_l - \epsilon\sigma T_0^4 + K_s(T_a - T_0) + K_e(re_{sa} - e_{so}) + F_c = 0 \quad (3.2)$$

Darin bedeuten

- $F_l$  : die einfallende langwellige Strahlung
- $\epsilon = 0,97$  : Emissivität von langwelliger Strahlung des Eises
- $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$  : Stefan-Boltzmann-Konstante
- $T_0$  : Oberflächentemperatur des Eises
- $T_a$  : Lufttemperatur in der Referenzhöhe
- $r$  : Relative Feuchte
- $e_{sa}$  : Sättigungsdampfdruck der Luft in der Referenzhöhe
- $e_{so}$  : Sättigungsdampfdruck der Luft an der Oberfläche
- $K_s = \rho_{Luft}c_pC_su$  mit:
  - $\rho_{Luft}$  : Dichte der Luft
  - $c_p$  : spezifische Wärme der Luft
  - $C_s$  : Transferkoeffizient der sensiblen Wärme
  - $u$  : Windgeschwindigkeit in der Referenzhöhe (hier: 3 m/s)
- $K_e = 0,622\rho_{Luft}LC_eu/P$  mit
  - $P$  : Druck in Referenzhöhe

Aus der Wärmebilanz an der Eis/Luft-Grenze läßt sich die Temperatur  $T_0$  an der Grenze gemäß

$$T_0 = \frac{H}{k_{Eis} + \delta H} (F_l - \epsilon\sigma(273,15 + T_0)^4 + \delta T_a + \beta\psi \exp(0,086T_a)) \quad (3.3)$$

mit (Doronin, 1974, Bogorodsky et al., 1977)

$$\begin{aligned}
\delta &= \beta(1 + 0,86 \exp(0,086T_a)) \\
\beta &= 5,02 \text{ W/m}^2/\text{K} \\
k_{Eis} &\approx 2,04 \text{ Jm}^{-1}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1} \quad : \quad \text{Wärmeleitfähigkeit des Eises} \\
\psi &= -0,53 \text{ K}
\end{aligned}$$

berechnen. Im folgenden wird die langwellige Strahlung abgeschätzt. Dazu setzen wir voraus, daß der Temperaturgradient im Eis in erster Näherung linear ist und der Wärmefluß, der die Oberfläche erreicht, sich berechnen läßt zu

$$F_c = \frac{k_i T_0}{H}. \quad (3.4)$$

Wenn wir voraussetzen, daß der Wärmefluß  $F_w$  aus dem Wasser vernachlässigbar gegenüber dem Wärmefluß  $F_c$ , der die Oberfläche erreicht, ist, läßt sich Gleichung (3.1) vereinfachen zu

$$-\rho_i L \frac{dH}{dt} = \frac{k_i T_0}{H}. \quad (3.5)$$

Das erlaubt aus der mit Hilfe der Mikrowellendaten bestimmten Eisdicke  $H$  und der zu zwei Zeitpunkten, am Anfang und am Ende der Mikrowellenmessung, in erster Näherung bestimmten Eiswauchstumsgeschwindigkeit  $dH/dt$  die einfallende langwellige Strahlung  $F_l$  zu bestimmen. Lineare Interpolation ergibt  $F_l$  für alle Zeitpunkte während der Mikrowellenmessung. Schließlich läßt sich mit der so bestimmten einfallenden langwelligen Strahlung und unter Verwendung von Gleichung (3.3) die Oberflächentemperatur bestimmen (Abbildung 3.2 links).

## 3.2 Die CSFT

Wie bereits erwähnt, nimmt die Amplitude der Helligkeitstemperatur für dünnes Eis ab, wenn das Eis salzhaltig ist (vergleiche Abbildung 3.6 links mit Abbildung 3.1 rechts). In den SSM/I-Daten des arktischen Ozeans finden sich nie negative Polarisationsverhältnisse - ein weiteres Indiz für die Reduktion der Oszillationen, die aufgrund von Interferenzeffekten an den verschiedenen Schichtgrenzen am und im Meereis entstehen. Um eine realitätsnähere Beschreibung des passiven Mikrowellensignals des Meereises zu erhalten und die Oszillationen im Modell zu reduzieren, wird im folgenden eine inkohärente Strahlungstransporttheorie mit der Strong Fluctuation Theory verknüpft und mit der ursprünglichen Strong Fluctuation Theory verglichen. Ein Vergleich mit schneebedecktem Meereis aus Radiometermessungen der 12. Arktisexpedition von F.S. Polarstern wird nach der Vorstellung der Daten in Abschnitt 4.5.2 gegeben.

Unter Anwendung des Kirchhoffschen Gesetzes (Peake, 1959) läßt sich die Emissivität zu

$$\epsilon_a = 1 - |R_a|^2 - \frac{1}{4\pi} \int (\gamma_{ah}(\mathbf{k}_0, \mathbf{k}) + \gamma_{av}(\mathbf{k}_0, \mathbf{k})) \sin \theta d\theta d\phi \quad (3.6)$$

berechnen (siehe z.B. Hallikainen und Winebrenner, 1992). Dabei bedeutet  $R_a$  den kohärenten Fresnel-Reflektionskoeffizienten, welcher in der Strong Fluctuation Theory mit Hilfe einer Riccati-Gleichung bestimmt wird. Dabei wird die nur

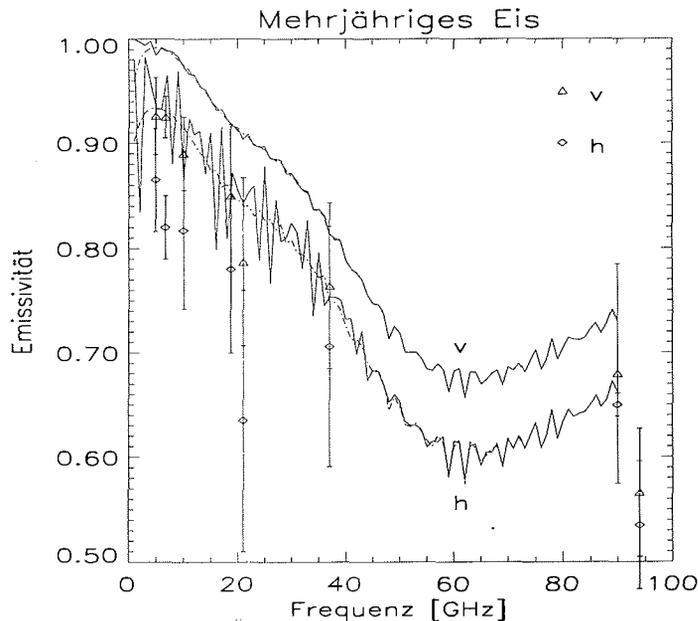


Abbildung 3.7: Vergleich zwischen SFT und CSFT (strich-punktierte Linie) für mehrjähriges Eis. Die Meßdaten stammen von Eppler et al. (1992). Die Meereisparameter sind in Tabelle 2.6 gegeben.

näherungsweise richtige Annahme gemacht, daß ein isotherm emittierendes Medium vorliegt. Im bisherigen Ansatz wurde aus der mittleren Dielektrizitätskonstanten für das Schichtenmodell unter Annahme von homogenen Schichten der Reflektionskoeffizient bestimmt.

Der zweite Term (Integral über die Streukoeffizienten) in Gleichung (3.6) wird in der Strong Fluctuation Theory aus dem räumlich fluktuierenden elektrischen Feld berechnet. In dieses geht im wesentlichen die starke Veränderung der Dielektrizitätskonstanten mit dem Ort ein. Verwendet wird die Bornsche Näherung. Der zweite Term zeigt nur sehr geringe Oszillationen (maximal etwa 5 K). Diese werden im folgenden vernachlässigt.

Die Emissivität des hier als geschichtetes Medium angenommenen Eises setzt sich also aus einem Anteil des homogenen Hintergrundes und einem auf der Streuung an den dicht gepackten Einschlüssen zusammen.

Die Ursache für die starken Oszillationen liegt in den Phasenänderungen der mittleren elektromagnetischen Welle an den Schichtgrenzen und Interferenz.

Wie von Brekhovskikh (1960) gezeigt wurde, handelt es sich bei dem so berechneten Reflektionskoeffizienten um denselben, welcher aus einem Schichtenmodell ohne Streuung, das auf der Strahlungstransportgleichung (mit kohärentem Ansatz) basiert, berechnet werden kann. Wie darüberhinaus im Rahmen der Strahlungstransporttheorie gezeigt wurde (z.B. Ulaby, 1981a), verhält sich ein inkohärenter Ansatz zwar sehr ähnlich wie der kohärente, jedoch ohne die Oszillationen. Darauf basiert nun die Modifikation: Mit Hilfe der Strahlungstransportgleichung für ein

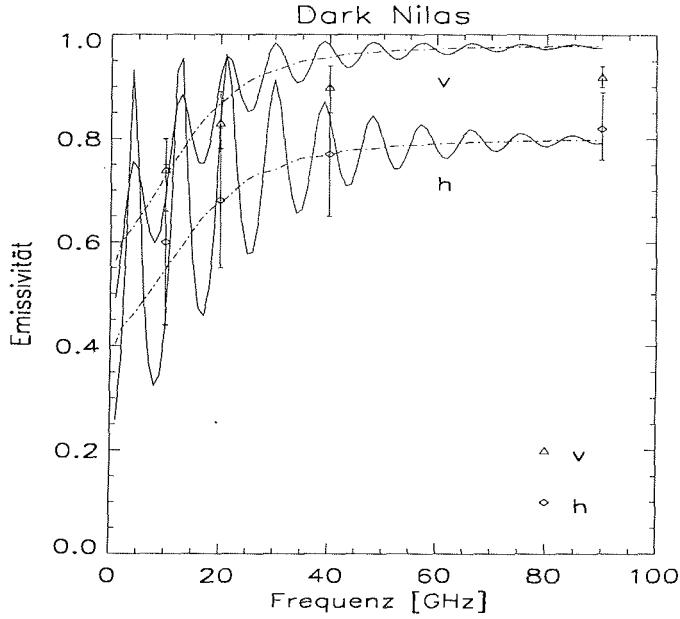


Abbildung 3.8: Vergleich zwischen SFT und CSFT (strich-punktierte Linie) für dünnes Eis (Typ Dark Nilas). Die Meßdaten stammen von Eppler et al. (1992). Die Meereisparameter sind in Tabelle 2.4 gegeben.

homogenes Schichtenmodell läßt sich nach Burke et al. (1979) die Helligkeitstemperatur  $T_a^B$  (mit  $a = h$  oder  $a = v$ ) gemäß

$$T_a^B(\theta_0) = \sum_{i=1}^N P T_i (1 - \exp(-\gamma_i(\theta_0) \Delta z_i)) (1 + R_{a,i+1}(\theta_0) \exp(-\gamma_i(\theta_0) \Delta z_i)) \quad (3.7)$$

mit

$$P = \prod_{j=1}^i (1 - R_{a,j}(\theta_0)) \exp - \left( \sum_{j=2}^i \gamma_{j-1}(\theta_0) \Delta z_{j-1} \right) \quad (3.8)$$

berechnen. In diesen Gleichungen bedeuten:

- $N$  : Anzahl der Schichten,
- $R_{a,j}$  : Quadrat des Absolutwertes des Reflektionskoeffizienten an der  $j$ -ten Schichtgrenze, Polarisation  $a$
- $T_i$  : physikalische Temperatur der  $i$ -ten Eisschicht,
- $\theta_0$  : Beobachtungswinkel,
- $\Delta z_i$  : Schichtdicke der  $i$ -ten Schicht des Meereises,
- $\gamma_i = 2 \frac{\omega k_{zi}^I}{c}$  mit
- $k_{zi}^I$  : Imaginärteil der  $z$ -Komponente der Kreiswellenzahl der Schicht  $i$ ,

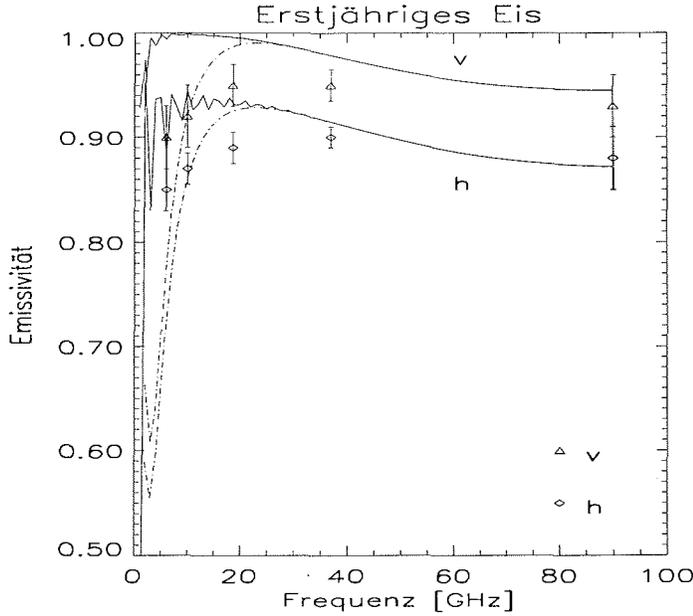


Abbildung 3.9: Vergleich zwischen SFT und CSFT (strich-punktierte Linie) für erstjähriges Eis. Die Meßdaten stammen von Eppler et al. (1992). Die Meereisparameter sind in Tabelle 2.5 gegeben.

$c$  : Lichtgeschwindigkeit,  
 $\omega$  : Kreisfrequenz.

Aus Gleichung (3.7) wird für isotherme Schichten die Emissivität mit Polarisation  $a$  gemäß

$$\epsilon_{a,RAD} = \frac{T_a^B}{T_{phys}} \quad (3.9)$$

berechnet. Da keine Streuung – insbesondere nicht die eines dichten Mediums – in das Strahlungstransportmodell implementiert ist, läßt sich die Emissivität gemäß

$$\epsilon_{a,RAD} = 1 - |R_a^{RAD}|^2 \quad (3.10)$$

in eine Reflektion umrechnen. Die Transmission ist Null, da das Schichtenmodell mit einem unendlichen Halbraum (Wasserschicht als unterste Schicht) abgeschlossen wird. Diese Gleichung wurde mit Gleichung (3.6) verglichen. Der Unterschied der beiden Gleichungen basiert neben der Verwendung eines inkohärenten Modells zur Bestimmung der Emissivität eines streufreien Schichtenmodells in Gleichung 3.10 auf der Einführung eines Streuterm (dritter Term in Gleichung 3.6) in der Strong Fluctuation Theory. Dieser wird aufgrund seiner genauen Beschreibung der Streueigenschaften dichter Medien übernommen. Daraus ergibt sich für die Emissivität

Tabelle 3.1: Differenz der horizontal bzw. vertikal polarisierten Helligkeitstemperaturen (in Kelvin) für Strong Fluctuation Theory und kombinierte Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory.

Frequenz	Dark Nilas	Erstjähriges Eis	mehrfähriges Eis
Differenz der horizontal polarisierten Helligkeitstemperaturen $T_{B,SFT}^h - T_{B,CSFT}^h$			
19 GHz	7,4	-5,6	-6,4
22 GHz	-55,9	-0,3	-3,5
37 GHz	-4,0	-2,4	-1,5
85 GHz	-2,3	0,0	0,0
Differenz der vertikal polarisierten Helligkeitstemperaturen $T_{B,SFT}^v - T_{B,CSFT}^v$			
19 GHz	1,2	-0,5	2,4
22 GHz	-17,6	0,0	-0,8
37 GHz	-1,2	-0,1	0,2
85 GHz	-0,8	0,0	0,0

$\epsilon_{CSFT}$  in der kombinierten Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory

$$\epsilon_{CSFT} = \epsilon_{\alpha,RAD} - \frac{1}{4\pi} \int (\gamma_{ah}(\mathbf{k}_0, \mathbf{k}) + \gamma_{av}(\mathbf{k}_0, \mathbf{k})) \sin \theta d\theta d\phi. \quad (3.11)$$

Im folgenden seien einige Ergebnisse des neuen Modells im Vergleich mit dem bisherigen vorgestellt. Abbildung 3.8 zeigt den Vergleich zwischen der Strong Fluctuation Theory und der kombinierten Strahlungstransport - Strong Fluctuation Theory (CSFT) für den Eistyp Dark Nilas und Abbildung 3.9 für erstjähriges Eis, deren hier benutzte Schichtenstrukturen in den Tabellen 2.4 und 2.5 angegeben sind. Man erkennt in den Abbildungen, daß für hohe Frequenzen die beiden Theorien exakt die gleichen Werte liefern, während für niedrigere Frequenzen der kombinierte Ansatz für dünnes Eis in guter Näherung den Mittelwert der oszillierenden Emissivität der Strong Fluctuation Theory zeigt. Für ganz niedrige Frequenzen liefert die Strong Fluctuation Theory im Vergleich mit den Meßwerten von erstjährigem Eis deutlich höhere Emissivitäten, was auf zu niedrige Reflektionskoeffizienten zurückgeführt werden kann, möglicherweise aufgrund von Interferenzeffekten im Eis. Ähnliche Beobachtungen wurden von Schmugge et al.(1981) über Land gemacht. Die kombinierte Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory liefert hier wie das Experiment niedrigere Emissivitäten. Im mehrjährigen Eis und bei geringem Flüssigwassergehalt im Schnee zeigt sich der Interferenzeffekt hauptsächlich an den Streukoeffizienten. Dieses erkennt man daran, daß die Oszillationen der Emissivität in Abhängigkeit von der Frequenz auch bei hohen Frequenzen auftreten.

Einen Überblick über die Differenzen zwischen Strong Fluctuation Theory (SFT) und dem kombinierten Ansatz (CSFT) bei den SSM/I-Frequenzen liefert auch die Tabelle 3.1. Sie zeigt, daß für mehrjähriges Eis die Differenzen unter 10 K liegen, während bei dünnem Eis wie Dark Nilas Differenzen weit über 10 K auftreten können. Für höhere Frequenzen ist die Eindringtiefe geringer, der Einfluß der tieferen Schichten und damit auch der Einfluß der Grenzschichten sinkt ab.

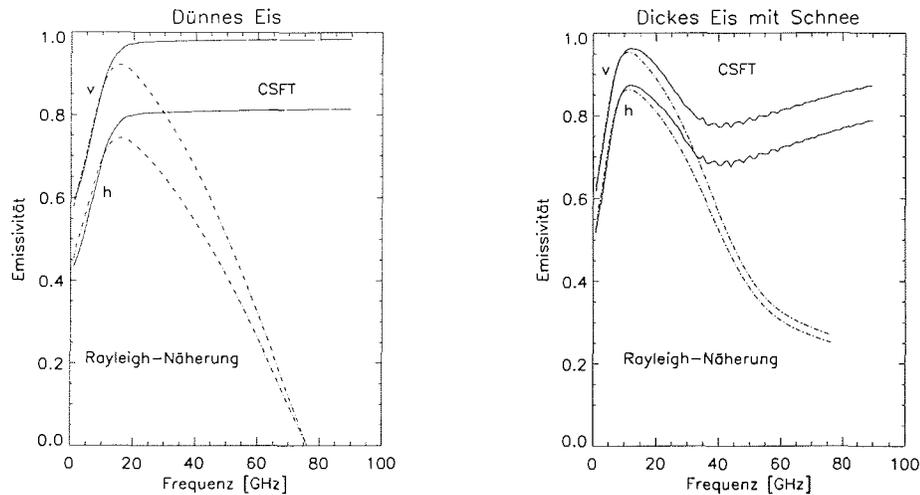


Abbildung 3.10: Vergleich von Rayleigh-Theorie und der CSFT für dünnes salzhaltiges Eis von 20 cm Dicke (links) und für dickes Eis (50 cm) mit 30 cm Schneeeauflage (rechts): Für salzhaltiges Eis mit einer Dicke von einigen Zentimetern wurden Emissivitäten im Mikrowellenbereich zwischen 5 und 100 GHz unterhalb von etwa 0,5 nicht beobachtet (vgl. z.B. Eppler et al., 1992). Die CSFT wird in den folgenden Kapiteln genauer erläutert. (Die Berechnungen mit der Rayleigh-Theorie wurden von Dr. Jochen Wauer von der DLR Neustrelitz zur Verfügung gestellt). v: vertikal polarisierte Emissivität, h: horizontal polarisierte Emissivität.

Ein Vergleich zwischen der CSFT und der Rayleigh-Näherung für dünnes salzhaltiges Eis von 20 cm Dicke sowie für dickes Eis (50 cm) mit 30 cm Schneeeauflage zeigt eine sehr gute Übereinstimmung bei Frequenzen unterhalb von etwa 10 GHz (Abbildung 3.10). Oberhalb von 10 GHz zeigt die CSFT deutlich höhere Emissivitäten als die Rayleigh-Näherung. Dieses kann auf eine deutlich geringere Streuung in der CSFT zurückgeführt werden. Wie bereits erwähnt, wurden für salzhaltiges Eis mit einer Dicke von mindestens ein paar Zentimetern Emissivitäten im Mikrowellenbereich von 5 bis 100 GHz nicht unter 0,5 beobachtet (Eppler et al., 1992). Die Rayleigh-Näherung überschätzt daher die Streuung im Eis.



## Kapitel 4

# Radiometrische in situ-Messungen in der Kara- und Lapteewsee

In diesem Kapitel werden exemplarisch die radiometrischen Messungen des Meereises vom 28.7., 21.8, 2.9. und 3.9.1996, die während der 12. Arktisexpedition von F.S. Polarstern aufgenommen wurden, vorgestellt und diskutiert. Dabei werden ein Strahlungstransportmodell nach Ulaby sowie die kombinierte Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory (CSFT) zur Erklärung verwendet. Abbildung 4.1 zeigt über einem Satellitenbild des Kanals 2 (Wellenlängenbereich von 0,73 bis 1,10  $\mu\text{m}$ ) des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) den Abschnitt der Fahrttroute mit allen Stationen, auf denen in der Kara- und Lapteewsee die in situ-Messungen am Meereis durchgeführt wurden. Man erkennt eine geringe Eiskonzentration nördlich von etwa 84°N. Südlich davon, in der Kara- und Lapteewsee, ist die Eiskonzentration jedoch deutlich höher. Ein Überblick über sämtliche Messungen ist im Anhang zusammengestellt. Am Schluß des Kapitels wird noch die radiometrische Atmosphärenmessung vom 24.8.1996, die während der Polarsternfahrt aufgezeichnet wurde, vorgestellt.

### 4.1 Beschreibung der Charakteristika von Schnee und Eis während ARK XII/1

Während der Expedition ARK XII/1 mit F.S.Polarstern wurden die allgemeinen Eisbedingungen durch Eisbeobachtungen von der Brücke des Schiffes aus erfaßt (Lensu et al., 1996). Das Feldprogramm schloß die Aufnahme von Eisbohrkernen, Dickenmessungen von Eis und aufliegender Schneeschicht, Temperatur und Dichte ein (Augstein et al., 1997). Entlang des gesamten Weges der Expedition wurde Schnee auf der Oberfläche des Eises gefunden. Davon war der meiste Schnee alter Schnee aus dem vorhergehenden Winter und nur wenige Zentimeter Neuschnee fielen bis zum Ende der Expedition. Gefunden wurde der Neuschnee nach einem Schneefall am 13.8. auf insgesamt 9 Stationen (Lensu et al., 1996). Die mittlere Schneedicke, abgeleitet aus 31 Profilen von etwa 200 m Länge (Meßpunktabstand 5 m), betrug 0,14 m bei einer Standardabweichung von 0,08 m. Näheres siehe Tabelle 4.1.

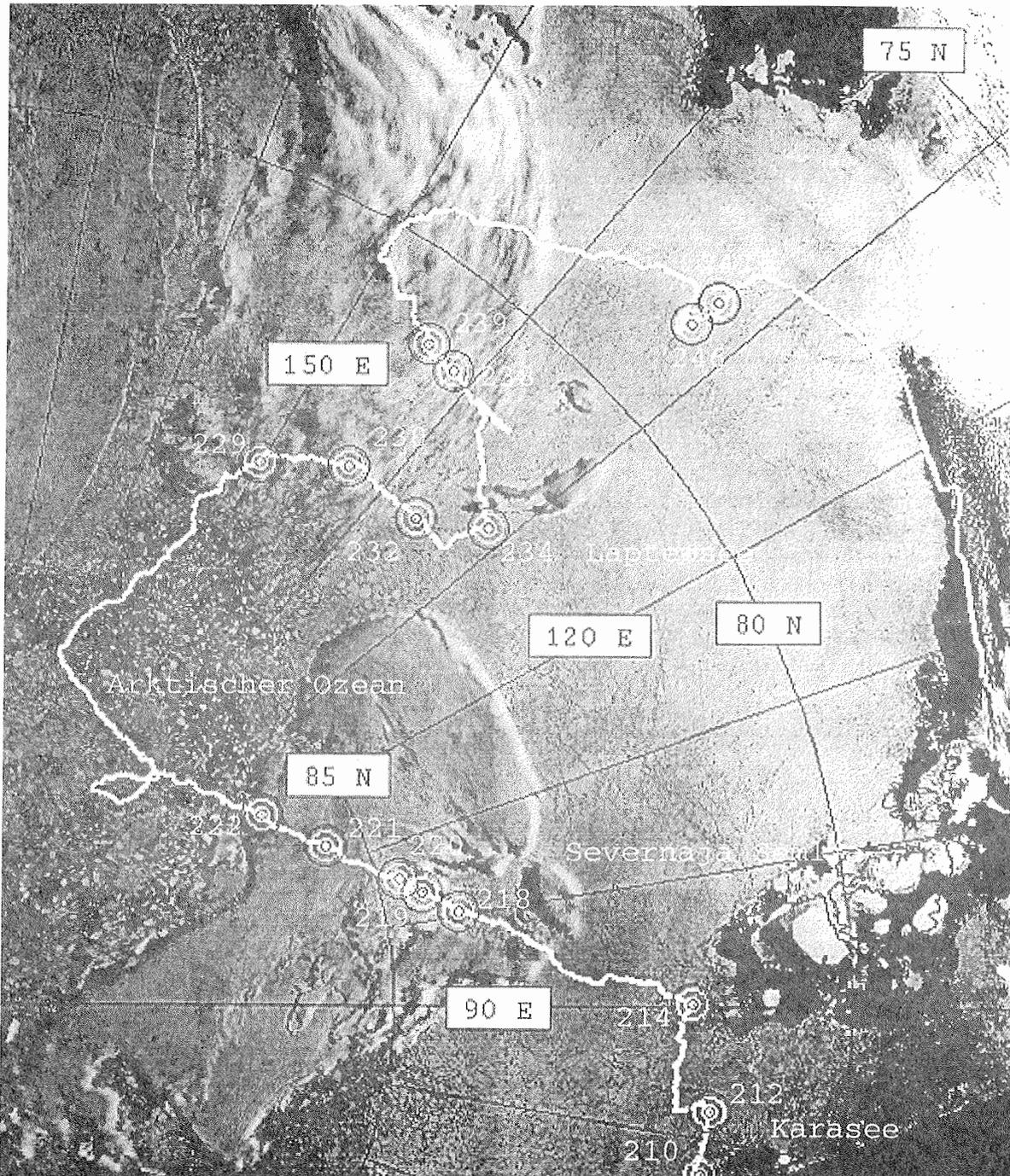


Abbildung 4.1: AVHRR-Bild vom 25.8.1996: Es zeigt die Laptewsee, die Fahrtroute von F.S.Polarstern und die Stationen, an denen radiometrische Messungen durchgeführt wurden.

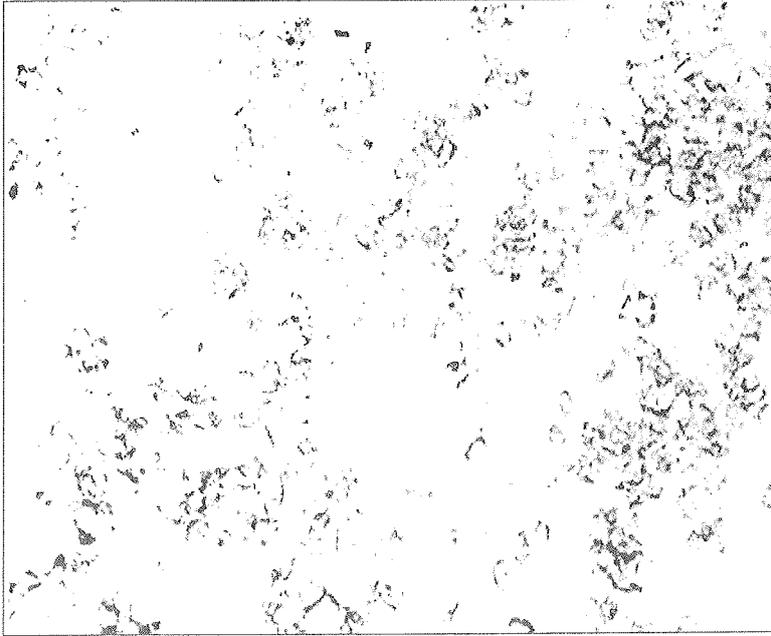


Abbildung 4.2: Schneekörner von Neuschnee von der Oberfläche von Station 247 (Breite des Ausschnitts in Natur: 30 mm).

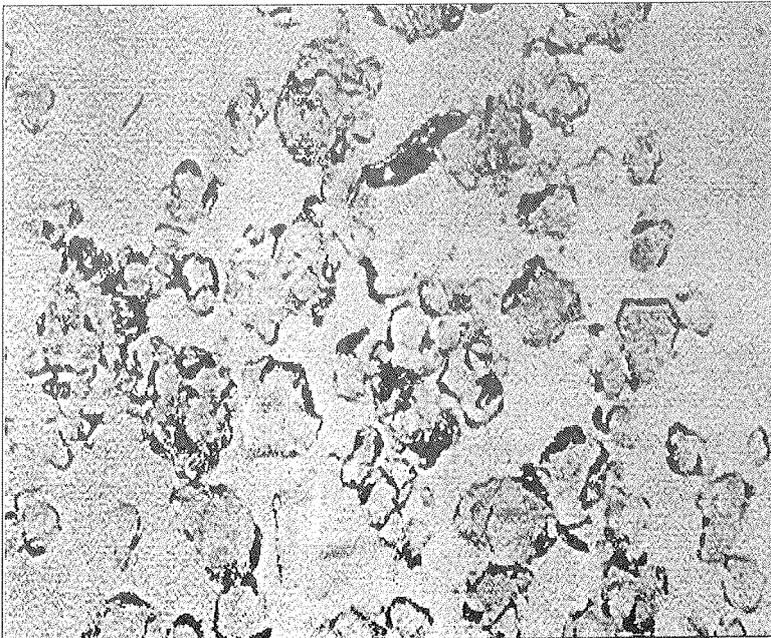


Abbildung 4.3: Schneekörner von altem Schnee von Station 247 in einer Tiefe von 4 cm (Breite des Ausschnitts in Natur: 30 mm).

Die mittlere Schneedichte wurde zu  $410 \text{ kg/m}^3$  mit einer Standardabweichung von  $70 \text{ kg/m}^3$  (31 Messungen) bestimmt. Die mittlere elektrolytische Leitfähigkeit der geschmolzenen Schneeproben betrug  $18 \mu\text{S/cm}$  (Standardabweichung:  $21 \mu\text{S/cm}$ ) was einem effektiven Salzgehalt von weniger als  $0,1 \text{ ‰}$  entspricht. Dabei liegt der gemessene Salzgehalt an der Nachweisgrenze. Bei der Modellierung von radiometrischen Meßdaten durch die CSFT wird daher der Salzgehalt des Schnees gleich null gesetzt. Die Mikrostruktur des Schnees (Abbildungen 4.2 und 4.3), die klar erkennbare Schichtgrenze zwischen Eis und Schnee sowie die niedrige elektrische Leitfähigkeit des geschmolzenen Schnees zeigen, daß es sich hierbei um gealterten Schnee handelt und nicht, wie häufig auf arktischem Meereis beobachtet (Grenfell, 1992, Eicken et al., 1995a), um eine lockere Eisoberfläche. Im allgemeinen war der Schnee mäßig grobkörnig. Unter Anwendung eines Bildverarbeitungssystems wurden die mittleren maximalen Durchmesser der Schneekörner zu  $2,46 \pm 0,60 \text{ mm}$  und die mittleren minimalen Durchmesser zu  $1,14 \pm 0,29 \text{ mm}$  bestimmt. Neuschnee war feinkörniger mit Größen von etwa  $0,5 \text{ mm}$ . Der Anteil von Schmelztümpeln, welche während des Sommers 1996 in der nördlichen Kara- und Laptewsee und im angrenzenden Sektor des arktischen Ozeans beobachtet wurden, war sehr viel geringer als der langjährige klimatologische Mittelwert (Treshnikov, 1985, Romanov, 1993). So wurde das Überdauern der Schneeschicht in der Sommersaison weder in der tieferen noch in der höheren Arktis sehr häufig beobachtet. Nur in etwa  $25 \text{ ‰}$  der Jahre, in denen das Eis von russischen Driftstationen aus beobachtet wurde (1954-1991), schmolz der Schnee nicht vollständig (Radionov et al., 1997). Entsprechend wurden in diesem Jahr Schmelztümpel an der Oberfläche des Eises, ein ausgeprägtes Phänomen des arktischen Meereises, welches typischerweise zwischen  $10$  und  $50 \text{ ‰}$  der Eisoberfläche bedeckt (Romanov, 1993), nur am südwestlichen Ende des Weges von F.S.Polarstern, in der nördlichen Karasee, beobachtet. Gelegentlich war der Schnee mit Wasser gesättigt, sodaß sich Wasser oder eine Schneematsch-Schicht an der Schnee/Eis-Grenze zeigte. Oftmals traten solche Schneematsch-Schichten über größere Strecken auf. Nördlich von  $84^\circ\text{N}$  zeigten sich keine Anzeichen von Überflutung der Eisoberfläche. Ein größerer Anteil an geschmolzenem Schnee wurde über mit Sediment beladenem Schnee auf Meereis-Schollen festgestellt. Gegen Ende der Expedition (bis Station 244) sank die Lufttemperatur signifikant ab und Rauhereif wurde auf der Oberfläche des Schnees beobachtet. In der südlichen Laptewsee (Stationen 246 bis 249) wurden gelegentlich Spuren von früheren Schmelztümpeln gefunden, was anzeigt, daß früher in der Saison Schmelztümpel in dieser Region existierten.

Tabelle 4.1: *Mittlere Schneedicken in verschiedenen Gebieten, gemessen während der Expedition ARK XII/1 mit F.S.Polarstern.*

Gebiet	Stationen von bis		Mittlere Schneedicke [cm]
Nördliche Karasee zwischen Franz-Josef-Land und Severnaja Semlja	206	214	$7 \pm 4$
Arktischer Ozean nördl.v. $82^\circ\text{N}$	215	233	$20 \pm 7$
Laptewsee südlich von $82^\circ\text{N}$	234	249	$10 \pm 3$

## 4.2 Ergebnisse der Eisbohrkernanalysen

Insgesamt wurden auf 11 Stationen Eisbohrkerne von etwa 10 cm Durchmesser und etwa 1 m Länge vom Autor aufgenommen. Da das Mikrowellensignal des Meereises hauptsächlich durch die oberen Schichten des Eises beeinflusst wird, reichte diese Länge für eine Charakterisierung des Meereises vollständig aus. Die Eisbohrkerne wurden unmittelbar, nachdem sie erbohrt worden waren, in Plastikfolien gesteckt und zusätzlich in festen Plastikrohren verschlossen. Anschließend wurden sie umgehend im Kühlraum der Polarstern bei etwa  $-30^{\circ}\text{C}$  gelagert, um strukturelle Veränderungen durch Erwärmung des Eises zu verhindern. Am Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven) wurden an ihnen Salzgehalt und Dichte in Abhängigkeit der Tiefe bestimmt. Wie schon in Kapitel 2 mit Hilfe des kombinier-

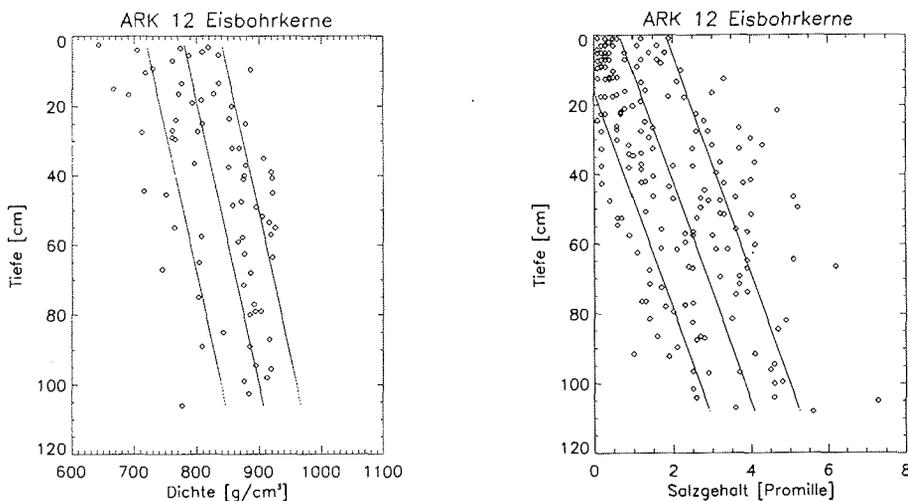


Abbildung 4.4: Dichte (links) und Salzgehalt (rechts) des Eises in Abhängigkeit von der Eistiefe, bestimmt während ARK XII/1 in der Kara- und Lapteewsee. Jeweils eingetragen ist noch eine lineare Regression der Meßdaten sowie plus/minus deren Standardabweichung.

ten Eis-Atmosphärenmodells gezeigt wurde, beeinflussen Salzgehalt und Dichte im Meereisteil (ohne Berücksichtigung der Parameter des Schnees) am stärksten das Mikrowellensignal bei den Frequenzen des SSM/I. Die Dichte und der Salzgehalt des Eises sind in Abhängigkeit von der Tiefe in Abbildung 4.4 dargestellt. Die Dichte aller Eisbohrkerne lag zwischen 642 und 925  $\text{g}/\text{cm}^3$ . Im Mittel nimmt sie mit zunehmender Tiefe zu. Eine lineare Regression der Daten ergibt als Zusammenhang zwischen der Tiefe  $d_{Eis}$  (in cm) und der Dichte  $\rho_{Eis}$  (in  $\text{g}/\text{cm}^3$ )

$$\rho_{Eis} = a_1 + b_1 \cdot d_{Eis} \quad (4.1)$$

mit  $a_1 = 777,1 \text{ g}/\text{cm}^3$  und  $b_1 = 1,227 \text{ g}/\text{cm}^4$ . Die Standardabweichung zwischen linearer Regression und Meßdaten beträgt  $60,30 \text{ g}/\text{cm}^3$ . Der mittlere Salzgehalt

$S$  zeigt wie die Dichte einen Anstieg mit steigender Tiefe. Er läßt sich mit einer Standardabweichung von 1,16 ‰ durch eine lineare Regression

$$S = a_2 + b_2 \cdot d_{Eis} \quad (4.2)$$

mit  $a_2 = 0,66$  ‰ und  $b_2 = 0,032$  ‰/cm beschreiben.

Die Temperaturen an der Eis/Schnee-Grenze waren niedriger als  $-1,8^\circ$ , jener Temperatur, bei der etwa das Salzwasser an der Unterseite des Eises gefriert. Es zeigte sich also ein Temperaturgradient im Eis. Damit wird es wahrscheinlich, daß das Eis durch einen Drainage-Effekt des Salzwassers die niedrigere Salzkonzentration im oberen Teil besitzt, denn die Dichte von Salzwasser unter niedrigeren Temperaturen ist höher. Aufgrund des erhöhten Drucks in den Salzwassereinschlüssen bilden sich vertikal gerichtete Kanäle im Eis aus, die die Salzwassereinschlüsse verbinden. Diese Kanäle haben typischerweise eine Länge von 1 bis 10 cm (Tucker et al., 1992). Dadurch fließt das Salzwasser in tiefere Schichten des Eises, der Salzgehalt in den oberen Schichten sinkt. Die leeren Kanäle bleiben übrig und damit sinkt auch die Dichte in den oberen Schichten.

### 4.3 Die verwendeten Radiometer und das Meßprinzip

In dieser Arbeit wurden tragbare Dicke-Radiometer (Dicke, 1946) des Institutes für angewandte Physik der Universität Bern (Schweiz) mit den Frequenzen 11, 21 und 35 GHz sowie ein 37-GHz-Radiometer des Arctic and Antarctic Research Institutes (St.Petersburg, Rußland) eingesetzt. Sie messen die Differenz des empfangenen Rauschsignals und einem Rauschsignal, welches von einer internen Quelle (Dicke load) bekannter Temperatur (Dicke-Temperatur) erzeugt wird. Der Vorteil eines solchen Radiometers liegt in der Reduktion der Störung durch Verstärkervariationen (gain variations) und folglich einer besseren radiometrischen Stabilität verglichen mit den total-power-Radiometern. Ein Blockschaltbild eines Dicke-Radiometers ist in Abbildung 4.5 gezeigt. Die am Ausgang gemessene Spannung  $V_{out}$  ist dabei linear mit der gemessenen Helligkeitstemperatur  $T_B$  verknüpft:

$$T_B = a + bV_{out} \quad (4.3)$$

Dabei werden die Konstanten  $a$  und  $b$  durch eine geeignete Kalibrierung bestimmt. Da Änderungen der Konstanten  $a$  im wesentlichen auf Änderungen der Dicke-Temperatur  $T_{Dicke}$  zurückzuführen sind, läßt sich der Einfluß auf die Konstante  $a$  mittels der Transformation  $a' = a - T_{Dicke}$  (Weise, 1996) eliminieren.

#### 4.3.0.1 Kalibrierung

Zur Kalibrierung wurden ein Schwarzkörper mit bekannter Temperatur als heiße Last und der Himmel als kalte Last eingesetzt. Eine lineare Interpolation erlaubt die absoluten Helligkeitstemperaturen mit einer Genauigkeit von etwa 1 K bei einer

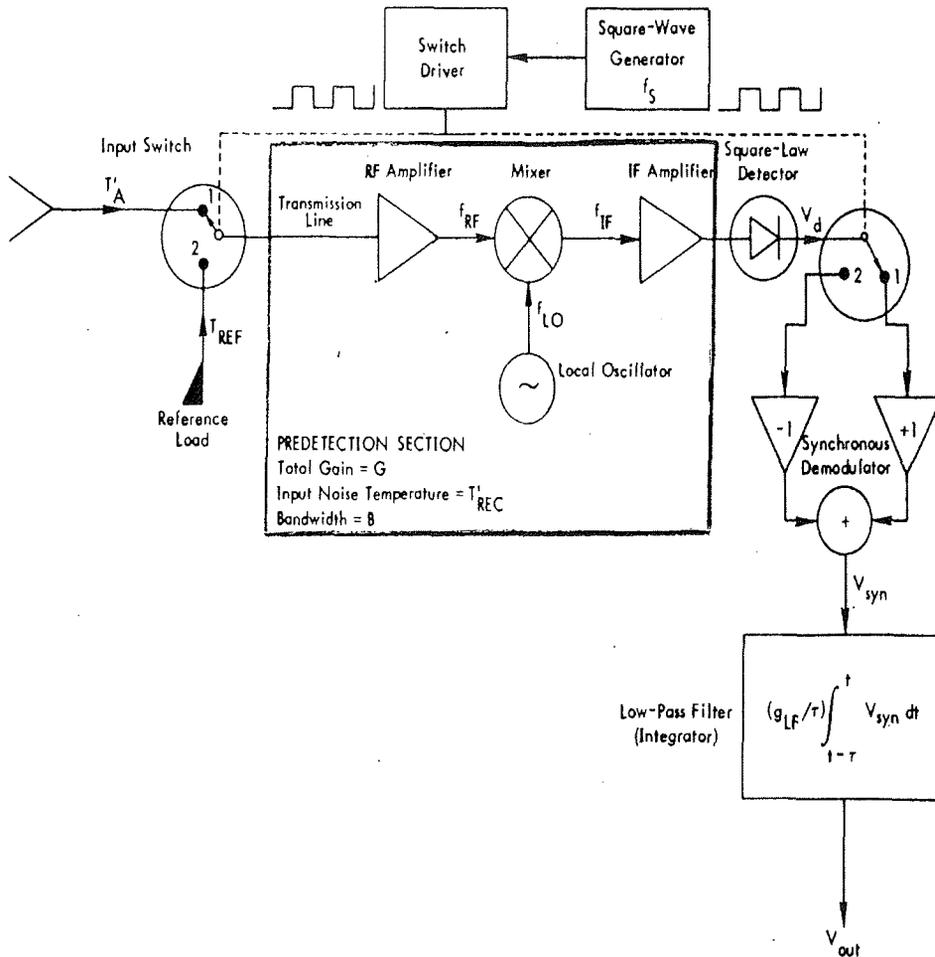


Abbildung 4.5: Blockschaltbild eines Dicke-Radiometers (Abbildung aus (Ulaby, 1981)).

mittleren Helligkeitstemperatur von  $T_B = 260$  K zu bestimmen. Bei einer Helligkeitstemperatur von  $T_B \approx 0$  K beträgt der Fehler etwa 5 K. Typische Helligkeitstemperaturen liegen zwischen 150 und 250 K, sodaß der Fehler etwa 1 bis 3 K für Messungen des Wassers und Eises beträgt.

Der Schwarzkörper, welcher als heiße Last verwendet wurde, enthielt drei Sensoren zum Messen seiner physikalischen Temperatur. Damit konnten Temperaturgradienten im Schwarzkörper verhindert werden, die eine gegenüber der physikalischen Temperatur des Schwarzkörpers veränderte Helligkeitstemperatur verursacht hätten.

Als kalte Last diente der Himmel und die kosmische Hintergrundstrahlung. Der Einfluß der Atmosphäre wird mit folgender Methode (tipping curve method) eliminiert: Setzt man eine plan-parallele Atmosphäre voraus, läßt sich die abwärts

gerichtete Strahlung der Atmosphäre gemäß

$$T_{sky}(\theta) = T_a(1 - \exp(-\tau_0 \sec \theta)) \quad (4.4)$$

berechnen. Dabei ist  $\theta$  der Zenitwinkel, unter dem die Strahlung des Himmels auf das Radiometer fällt,  $T_a$  ist die effektive Helligkeitstemperatur der Atmosphäre und  $\tau_0$  ist die Zenit-Opazität. Dabei sei unter Zenit-Opazität der atmosphärische Extinktionskoeffizient integriert in Zenit-Richtung vom Boden bis zum Oberrand der Atmosphäre verstanden. Mißt man nun unter den zwei verschiedenen Winkeln  $\theta = 0^\circ$  und  $\theta = 60^\circ$  (welche  $\tau = \tau_0$  bzw.  $\tau = 2\tau_0$  entsprechen), so erhält man zwei verschiedene Spannungen am Ausgang. Daraus läßt sich durch lineare Extrapolation auf  $\tau = 0$  die Spannung bestimmen, welche der Helligkeitstemperatur der kosmischen Hintergrundstrahlung entspricht.

Die Radiometer besitzen rechteckige (21 und 35 GHz) bzw. kreisrunde (11 und 37 GHz) Hornantennen. Die Polarisation kann durch Rotation der Radiometer um ihre Antennenachsen eingestellt werden. Im Fall horizontaler Polarisation ist der Vektor des elektrischen Feldes dabei parallel zur Erdoberfläche, bei vertikaler Polarisation dagegen senkrecht. Das Signal wird von der Antenne über einen Schalter auf den Mikrowellenmischer übertragen (Abbildung 4.5). Die Aufgabe des Schalters ist der periodische Wechsel zwischen dem Antennensignal und dem Referenzsignal, welches sich innerhalb des Radiometers befindet und als Dicke load bezeichnet wird. Alle benutzten Radiometer verwenden die sogenannte 'Heterodyndetektion'. Kombiniert man das Antennensignal  $f_{RF}$  über einen Mischer mit einem sinusförmigen Signal der Frequenz  $f_{LO}$  eines lokalen Oszillators, so besteht die Ausgangsspannung aus einer Vielzahl von Frequenzkomponenten, verursacht durch die nichtlineare Strom-Spannungskennlinie des Mixers. Bei den hier verwendeten Mixern ergeben sich die zwei für die Weiterverarbeitung wichtigen Zwischenfrequenzen  $f_{IF}$  gemäß

$$f_{RF} = f_{LO} \pm f_{IF}. \quad (4.5)$$

Der Mischer wird verwendet, um das Eingangssignal mit der Signalfrequenz  $f_{RF}$  auf die Zwischenfrequenz  $f_{IF}$  herabzusetzen. Die Zwischenfrequenz wird dann verstärkt und die Signalstärke direkt durch einen Detektor mit quadratischer Kennlinie bestimmt. Dieser Detektor verknüpft zusammen mit einem nachgeschalteten Tiefpaß, der zur Integration dient, die gemessene Strahlung linear mit der Ausgangsspannung (Abbildung 4.5). Die Ausgangsspannung liegt im Bereich von  $\pm 10$  V. Sie wurde mit Hilfe eines Dataloggers Typ PC-704 von Omnidata aufgezeichnet. Die Eigenschaften der Radiometer sind in der Tabelle 4.2 zusammengefaßt.

Während der Messung waren die Radiometer auf einem Schlitten montiert, dessen Höhe etwa 1,80 m beträgt. Durch eine entsprechende Kippvorrichtung ließ sich der Beobachtungswinkel der vom Eis emittierten bzw. reflektierten Strahlung zwischen  $20$  und  $70^\circ$  variieren. Um eine Messung zur Kalibrierung mittels des Himmels durchzuführen, konnten die Radiometer zusätzlich um  $90^\circ$  gekippt werden (siehe Abbildung 4.6). Die Kombination von  $90^\circ$ -Verkipfung und Variation des Beobachtungswinkels ermöglichte darüberhinaus die Messung der Helligkeitstemperatur des Himmels. Die Radiometer konnten zusätzlich noch um ihre Längsachse um  $90^\circ$  verkippt werden, um in beiden Polarisationen Messungen vorzunehmen. Dabei wurde

Tabelle 4.2: *Eigenschaften der verwendeten Radiometer: Mittenfrequenz  $f$ , Bandbreite  $\Delta f$ , Systemrauschtemperatur  $T_{sys}$ , Integrationszeit  $\tau$ , Sensitivität  $\Delta T$  für  $\tau = 1$  s, Halbwertsbreite  $\Phi$  der Hornantenne.*

$f$	GHz	11	21	35	37
$\Delta f$	GHz	1,0	0,8	0,8	0,8
$T_{sys}$	K	1600	1400	1400	1400
$\tau$	s	1	1	1	1
$\Delta T$	K	0,1	0,1	0,1	0,2
$\Phi$	°	10	9	9	4

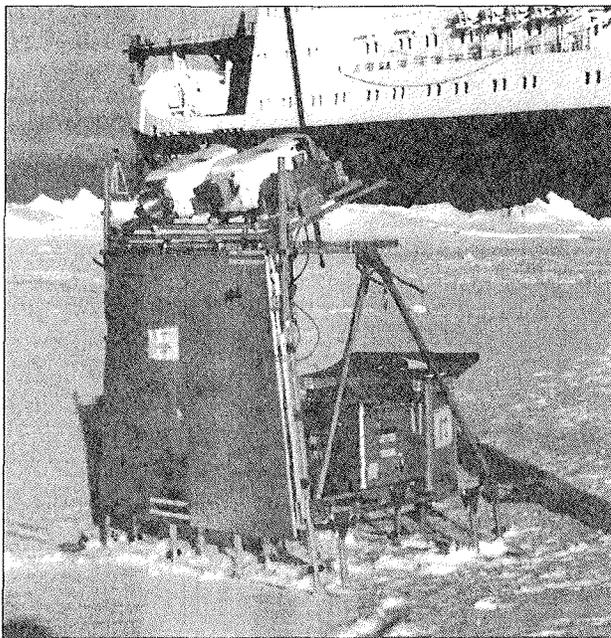


Abbildung 4.6: *Dicke-Radiometer im Einsatz: Der Beobachtungswinkel läßt sich zwischen  $20$  und  $70^\circ$  variieren. Darüberhinaus können die Radiometer auch für die Himmelmessungen sowie um in horizontal wie vertikal-Richtung zu messen auf zwei Achsen um jeweils  $90^\circ$  gedreht werden.*

durch eine Wasserwaage sichergestellt, daß die Trägerplatte tatsächlich waagrecht stand, um die Trennung in horizontal und vertikal polarisierte Helligkeitstemperaturen zu erhalten.

#### 4.4 Messung der Helligkeitstemperatur in Abhängigkeit vom Beobachtungswinkel über einem Schmelztümpel

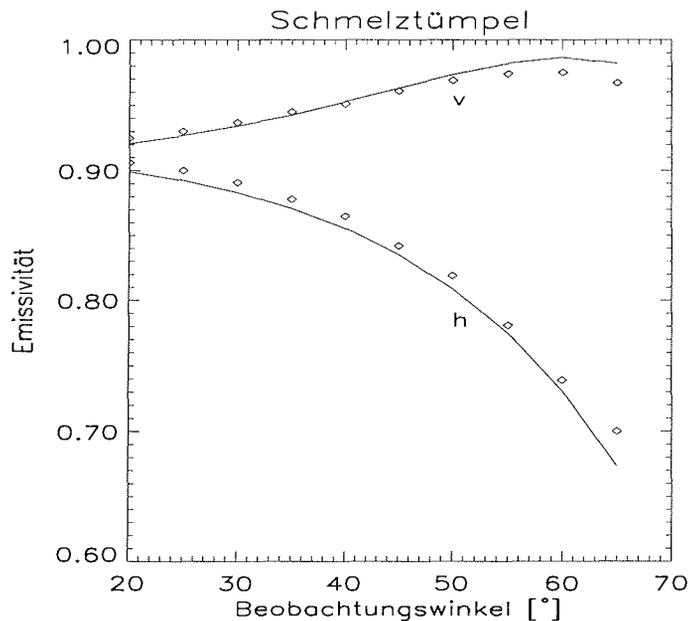


Abbildung 4.7: Radiometrische Messung bei 37 GHz über einem zugefrorenen Schmelztümpel von Station 210 (41/018) ( $81^{\circ}27,5' N$ ,  $77^{\circ}28,2' O$ ) in Abhängigkeit vom Beobachtungswinkel. Die durchgezogene Linie zeigt die Interpretation der Daten mit Hilfe der kombinierten Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory. v: vertikal polarisierte Emissivität, h: horizontal polarisierte Emissivität.

Schmelztümpel sind ein häufig auftretendes Phänomen auf arktischem mehrjährigem Eis (Tucker et al., 1992). Während ARK XII/1 wurden hingegen nur wenige Schmelztümpel beobachtet, die größte Fläche mit nur etwa 10 % der Gesamtfläche am 26.7.1996 bei  $81^{\circ}22,8' N$  und  $72^{\circ}55,1' O$ . Zwischen dem 12.8.1996 und dem 4.9.1996 wurden überhaupt keine Schmelztümpel beobachtet (Lensu et al., 1996). Vorgefunden wurden hingegen zugefrorene, ältere Schmelztümpel, die meist mit Schnee bedeckt waren (Johnsen et al., 1998).

Schmelztümpel entstehen im frühen Sommer, wenn Schmelzwasser große Teile der Oberflächen der Eisschollen bedeckt. Oberflächen-Drainageeffekte in angrenzende Leads reduzieren jedoch die Flächen wieder. Schmelztümpel senken die Oberflächenalbedo und absorbieren mehr Strahlung als das Eis, was die Schmelztümpel vertieft und dabei die Fläche verkleinert (Tucker et al., 1992). Die typische Tiefe eines Schmelztümpels liegt zwischen 50 cm und 1 m. Gelegentlich werden sie

so tief, daß sie mit dem Salzwasser unter den Eisschollen in Berührung kommen. Gefrieren sie dann wieder, nehmen sie die Struktur von erstjährigem Eis an. Während ARK XII/1 wurden ältere Schmelztümpel (Johnsen et al., 1998) beobachtet, auf denen eine Schicht aus Süßwassereis lag und die zum Teil mit Schnee bedeckt waren. In Abbildung 4.7 ist die Emissivität eines solchen zugefrorenen Schmelztümpels ohne Schneeeauflage bei 37 GHz in beiden Polarisierungen gezeigt. Die durchgezogene Linie zeigt die Modellierung der Meßdaten mit Hilfe der kombinierten Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory (CSFT). Eine beste Anpassung des Modells an die Meßdaten lieferte für die Dichte  $870 \text{ kg m}^{-3}$  bei einer Dicke von 12,5 cm und einem Durchmesser der eingeschlossenen Luftblasen von 1,5 mm. Die Temperatur des Eises wurde gemessen und betrug 268,4 K. Man erkennt, daß die CSFT recht genau die Winkelabhängigkeit des passiven Mikrowellensignals wiedergeben kann. Geringfügig, im Mittel 2,9 K, wird die horizontal polarisierte Emissivität unterschätzt.

## 4.5 Messung der Helligkeitstemperatur in Abhängigkeit von der Schneedicke

Während der gesamten Arktisexpedition lag Schnee auf den Eisschollen (Johnsen et al., 1998). Um den Einfluß des Schnees über Meereis auf die Helligkeitstemperatur zu untersuchen, wurde folgendes Verfahren an den in Abbildung 4.1 dargestellten Stationen angewendet: Zunächst wählten wir ebene Flächen von Eisschollen aus altem Eis (Typ old ice) aus, um unter klar definierten Bedingungen Messungen zu erhalten, die sich auch später mit Modellen vergleichen ließen. Der Fehler des Beobachtungswinkels konnte so auf etwa  $2^\circ$  begrenzt werden. Dieses entspricht etwa einem Fehler von 0,5 K. Der Beobachtungswinkel wurde zu  $50^\circ$  gewählt um einen Vergleich mit Radiometerdaten, die von Satellitenplattformen aus aufgezeichnet werden, zu ermöglichen. Zum Beispiel besitzt der SSM/I einen Beobachtungswinkel von  $53,1^\circ$ . Wir bestimmten zusammen mit den Helligkeitstemperaturen in beiden Polarisationsrichtungen – horizontal und vertikal – bei den Frequenzen 11, 21 und 35 GHz auch die mittlere Schneedicke innerhalb des räumlichen Integrationsgebietes der Radiometer. Hier werden drei für die gesamte Expedition charakteristische Profilmessungen gezeigt. Wir bestimmten an 19, 74 bzw. 100 Meßpunkten, die jeweils in einem Abstand von 53 cm lagen, auf einem näherungsweise geradlinigen Profil die Helligkeitstemperaturen und Schneedicken (Tabelle 4.3).

Der Durchmesser der Eisschollen betrug etwa 15 km bei Station 234, 3-5 km bei Station 246 und etwa 6 km bei Station 247. Schmelztümpel waren nicht sichtbar (Lensu et al., 1996).

Vor und nach jeder Messung auf den Profilen wurden die Radiometer mit einem Schwarzkörper als heißer Last und der kosmischen Hintergrundstrahlung als kalter Last kalibriert.

Bohrkerne wurden an den Stationen aufgenommen, um die Größe der Schneekörner, die Temperatur sowie den Salzgehalt zu bestimmen. Schneekorndurchmesser sowie die Temperaturmessungen sind ebenfalls in Tabelle 4.3 dargestellt. Der Schnee auf den Stationen 234 und 247 zeigte nur eine einheitliche Schicht, während wir bei

Tabelle 4.3: Parameter des Schnees auf den Stationen 234, 246 und 247.

Parameter	Station 234 (21.08.96)	Station 246 (2.9.96)	Station 247 (3.9.96)
Breite	81° 59,56' N	78° 49,2' N	78° 27,0' N
Länge	131° 39,95' O	132° 49,4' O	132° 39,9' O
Lufttemperatur	-4,5°C	-1,8 ... -2,2°C	-3,6 ... -4,0°C
Schnee/Luft Temp.	-2,5°C	-1,0°C	-1,0°C
Eis/Schnee Temp.	-2,2°C	-2,1°C	-2,6°C
Mittl.Schneedicke	70 ± 34 mm	90 ± 60 mm	100 ± 50 mm
Schneekorn- durchmesser:			
obere Schicht	0,8 mm	0,25 ... 0,57 mm	0,42 ... 1,66 mm
untere Schicht	2,2 mm	0,90 ... 2,22 mm	

Station 246 eine fester gefrorene Schicht, die durch frischen Schnee bedeckt war, gefunden haben. Die Dicke der Schneeschicht auf den Meßprofilen variierte von 25 bis etwa 250 mm, als Beispiel ist sie für Station 247 zusammen mit den gemessenen Helligkeitstemperaturen in Abbildung 4.8 dargestellt.

#### 4.5.1 Strahlungstransportmodell zur Erklärung der Bodenmessungen

Hier wird ein Strahlungstransportmodell, welches ursprünglich von Ulaby und Stiles (1980) für Schnee über Land konstruiert wurde, zur Erklärung der berechneten Emissivitäten verwendet. Dabei wird anstelle des Landes das Eis (und das darunterliegende Wasser) als untere Komponente angenommen.

Die Emissivität  $\epsilon$  für einen gegebenen Beobachtungswinkel  $\theta$  läßt sich gemäß

$$\epsilon(\theta) = \frac{T_B}{T_0} = \frac{T_m(\theta) - T_{sky}(\theta)}{T_0 - T_{sky}(\theta)} \quad (4.6)$$

bestimmen. Hierin bedeuten:

- $T_B$  : Helligkeitstemperatur der von der Oberfläche emittierten Strahlung,
- $T_m$  : die gemessene Helligkeitstemperatur,
- $T_0$  : die physikalische Temperatur des Schnees und
- $T_{sky}$  : die Helligkeitstemperatur des Himmels.

Die Emissivitäten bei 11, 21 und 35 GHz auf den Stationen 234, 246 und 247 sind in Abhängigkeit von den Schneedicken in den Abbildungen 4.9 bis 4.13 dargestellt.

Das Modell setzt voraus, daß die Helligkeitstemperatur  $T_B$ , welche durch das Radiometer bestimmt wird, sich additiv aus den Helligkeitstemperaturen von Eis (und dem darunterliegenden Wasser)  $T_B^{Eis}$  und Schnee  $T_B^{Schnee}$  zusammensetzt:

$$T_B = T_B^{Eis} + T_B^{Schnee} \quad (4.7)$$

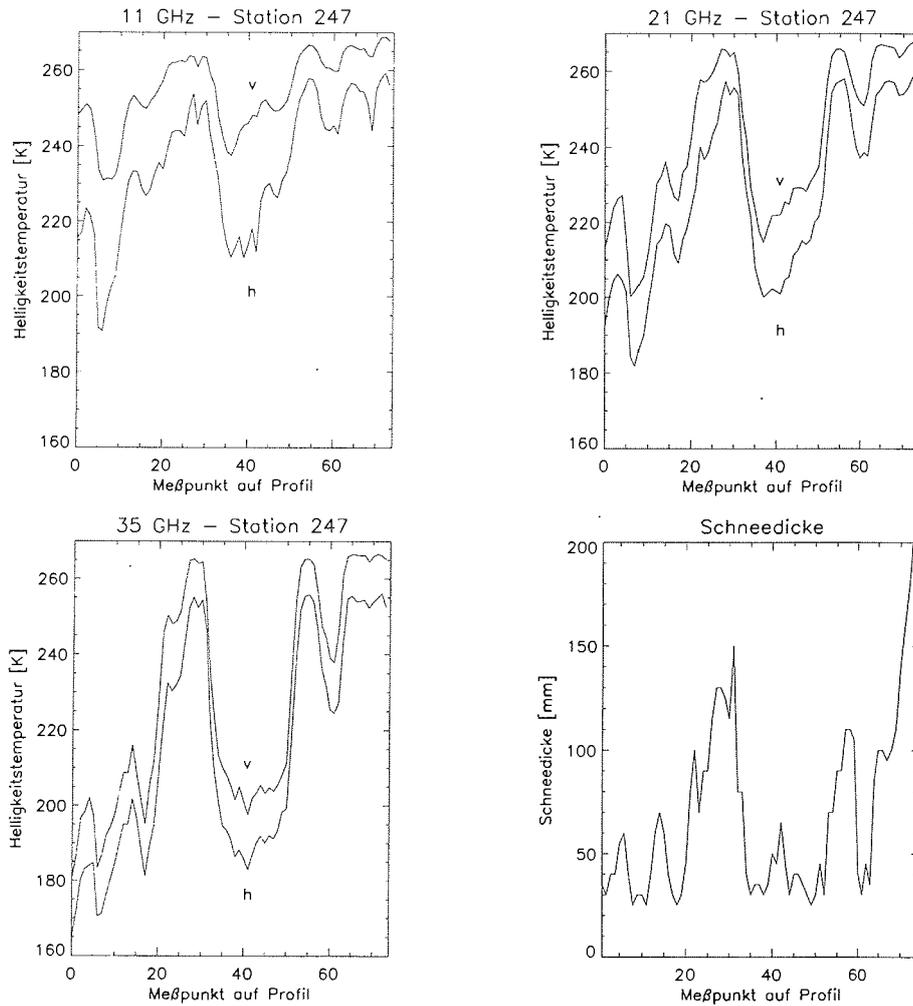


Abbildung 4.8: Helligkeitstemperaturen bei 11, 21 und 35 GHz und Schneedicken, gemessen auf einem horizontalen Profil von 74 Meßpunkten über altem Eis auf Station 247 in der Laptev-See. v: Vertikal polarisierte Helligkeitstemperatur, h: Horizontal polarisierte Helligkeitstemperatur.

Der Schnee wird dabei als ein streuendes Volumen betrachtet mit Streukoeffizient  $\alpha_s$  und Absorptionskoeffizient  $\alpha_a$  sowie einem Extinktionskoeffizienten  $\alpha_e$ , für den

$$\alpha_e = \alpha_a + \alpha_s \quad (4.8)$$

gilt. Mehrfachreflektion an den Schichtgrenzen Luft/Schnee sowie Schnee/Eis wird vernachlässigt. Ulaby und Stiles (1980) zeigten, daß sich unter diesen Annahmen die Emissivität  $\epsilon$  zu

$$\epsilon = A + B \exp(-kd_s \alpha_e \sec \theta) \quad (4.9)$$

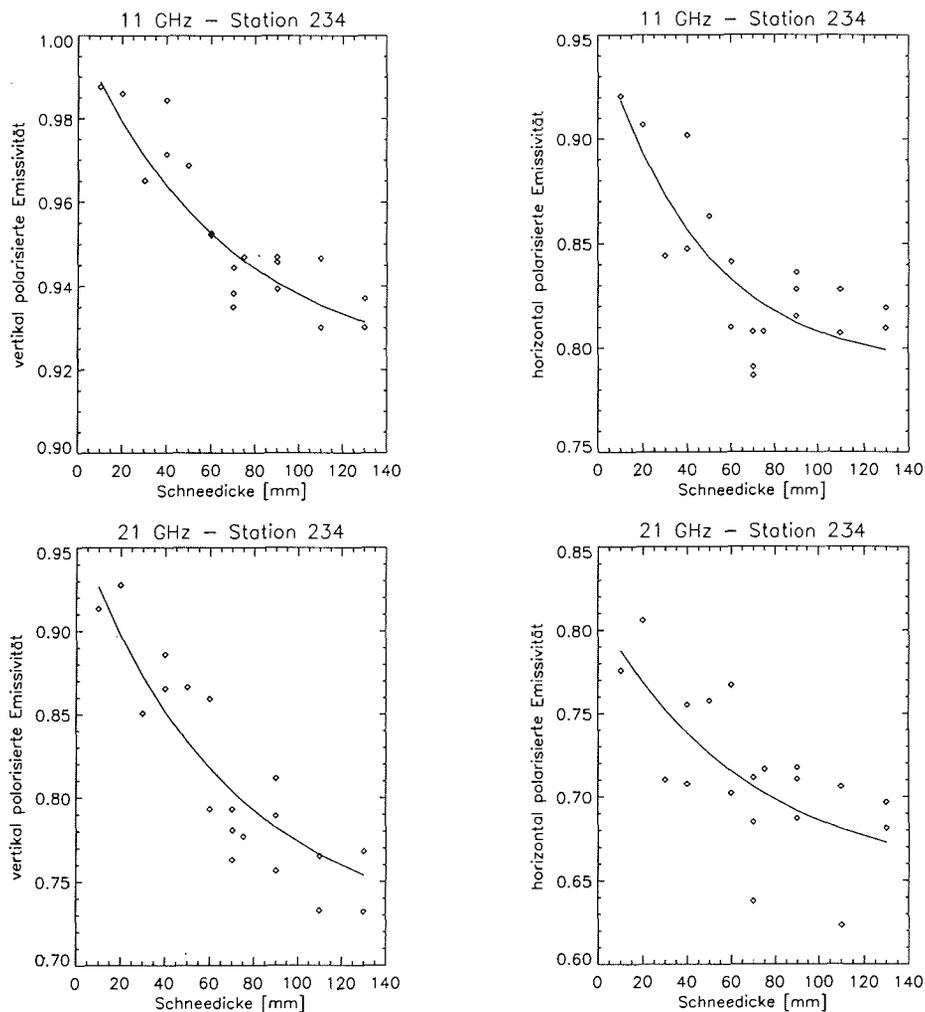


Abbildung 4.9: Emissivitäten des schneebedeckten alten Meereises, gemessen bei 11 und 21 GHz auf der Station 234, dargestellt in Abhängigkeit von der Schneedicke. Die durchgezogene Linie stellt das Modell nach Ulaby und Stiles dar.

mit

$$A = Y_{as} \frac{\alpha_a}{\alpha_e} \quad (4.10)$$

und

$$B = (Y_{as} Y_{si} - Y_{as} \frac{\alpha_a}{\alpha_e}) \quad (4.11)$$

ergibt. Hier bedeuten:

- $Y_{as}$  : den Transmissionskoeffizient zwischen Schnee und Luft,  
 $Y_{si}$  : den Transmissionskoeffizient zwischen Eis und Schnee,  
 $k$  : das Verhältnis aus Schneedichte und der Dichte des Wassers  
 $\theta$  : den Beobachtungswinkel und  
 $d_s$  : die Schneedicke.

In Tabelle 4.4 sind die Koeffizienten, welche durch Anpassung des Modells (4.9) an die experimentellen Daten bestimmt wurden (Abbildungen 4.9 bis 4.13), zusammen mit der Standardabweichung  $\sigma_\epsilon$  gegeben. Die Standardabweichung wurde folgendermaßen bestimmt: Ein Meßwert wurde entfernt und die Koeffizienten der Gleichung (4.9) für alle anderen Meßwerte bestimmt. Dann wurden zum Test des herausgenommenen Meßwertes diese Koeffizienten verwendet. Dieser Prozeß wurde für alle Meßwerte wiederholt um die Standardabweichung mit einem unabhängigen Testdatensatz zu bestimmen (Meisel, 1972).

Tabelle 4.4: Koeffizienten des Modells Gleichung (4.9) angepaßt an die experimentellen Daten der Stationen 234 (21.8.96), 246 (2.9.96) und 247 (3.9.96).  $Y_{is}$  folgt aus Gleichung (4.9) mit  $A, Y_{sa}, \frac{\alpha_a}{\alpha_e} \leq 1$ .  $\sigma_\epsilon$  ist die Standard-Abweichung zwischen den experimentellen und theoretischen Werten der Emissivität.

Frequenz [GHz]	Polarisation	A	B	$k\alpha_\epsilon \sec \theta$	$\sigma_\epsilon$	$Y_{is}$
Station 234						
11	H	0,79	0,16	0,022	0,0232	0,95 ... 1,00
21	H	0,65	0,16	0,015	0,0342	0,81 ... 1,00
35	H	0,42	0,30	0,015	0,0381	0,72 ... 1,00
11	V	0,92	0,08	0,015	0,0086	1,00
21	V	0,72	0,24	0,015	0,0288	0,96 ... 1,00
35	V	0,46	0,42	0,017	0,0418	0,88 ... 1,00
Station 246						
11	H	0,98	-0,19	0,0026	0,0216	0,79 ... 0,81
21	H	0,96	-0,31	0,0030	0,0352	0,65 ... 0,68
35	H	0,87	-0,27	0,0031	0,0357	0,60 ... 0,69
11	V	1,00	-0,13	0,0032	0,0170	0,87
21	V	0,95	-0,22	0,0029	0,0380	0,73 ... 0,77
35	V	0,95	-0,30	0,0031	0,0356	0,65 ... 0,68
Station 247						
11	H	0,96	-0,40	0,028	0,0528	0,56 ... 0,58
21	H	0,94	-0,36	0,019	0,0575	0,58 ... 0,62
35	H	0,92	-0,51	0,018	0,0687	0,41 ... 0,45
11	V	0,99	-0,23	0,031	0,0295	0,76 ... 0,77
21	V	1,00	-0,34	0,018	0,0497	0,66
35	V	0,99	-0,47	0,018	0,0692	0,52 ... 0,53

Der Koeffizient  $A$  auf den Stationen 246 und 247 ist dicht bei eins. Das zeigt, daß sowohl die Transmissionskoeffizienten  $Y_{as}$  an der Schnee/Luft-Grenze wie auch das

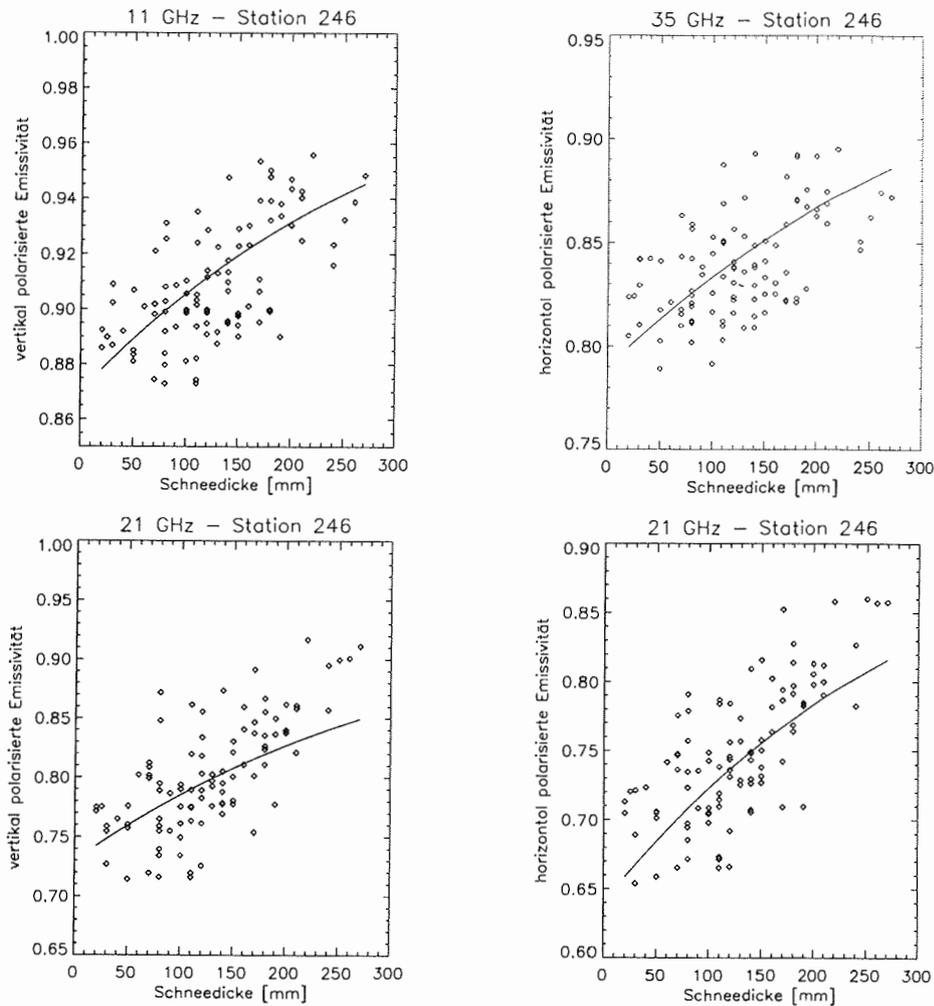


Abbildung 4.10: Emissivitäten des schneebedeckten alten Meereises, gemessen bei 11 und 21 GHz auf Station 246, dargestellt in Abhängigkeit von der Schneedicke. Die durchgezogene Linie stellt das Modell nach Ulaby und Stiles dar.

Verhältnis aus Absorptionskoeffizient und Extinktionskoeffizient nahe bei eins sind. Aus letzterem folgt, daß der Streukoeffizient  $\alpha_s$  sehr viel kleiner als der Absorptionskoeffizient  $\alpha_a$  ist.

Im Gegensatz dazu fanden sich niedrigere Werte für  $A$  auf Station 234, was eine stärkere Streuung anzeigt. Der Koeffizient  $A$  fällt mit steigender Frequenz (Tabelle 4.4), was durch die stärkere Streuung bei höheren Frequenzen in diesem Frequenzbereich bedingt ist.

Die Summe der Koeffizienten  $A + B = Y_{as}Y_{si}$  ist auf Station 246 größer als auf Station 247. Das zeigt, daß der Transmissionskoeffizient  $Y_{si}$  auf Station 246 größer

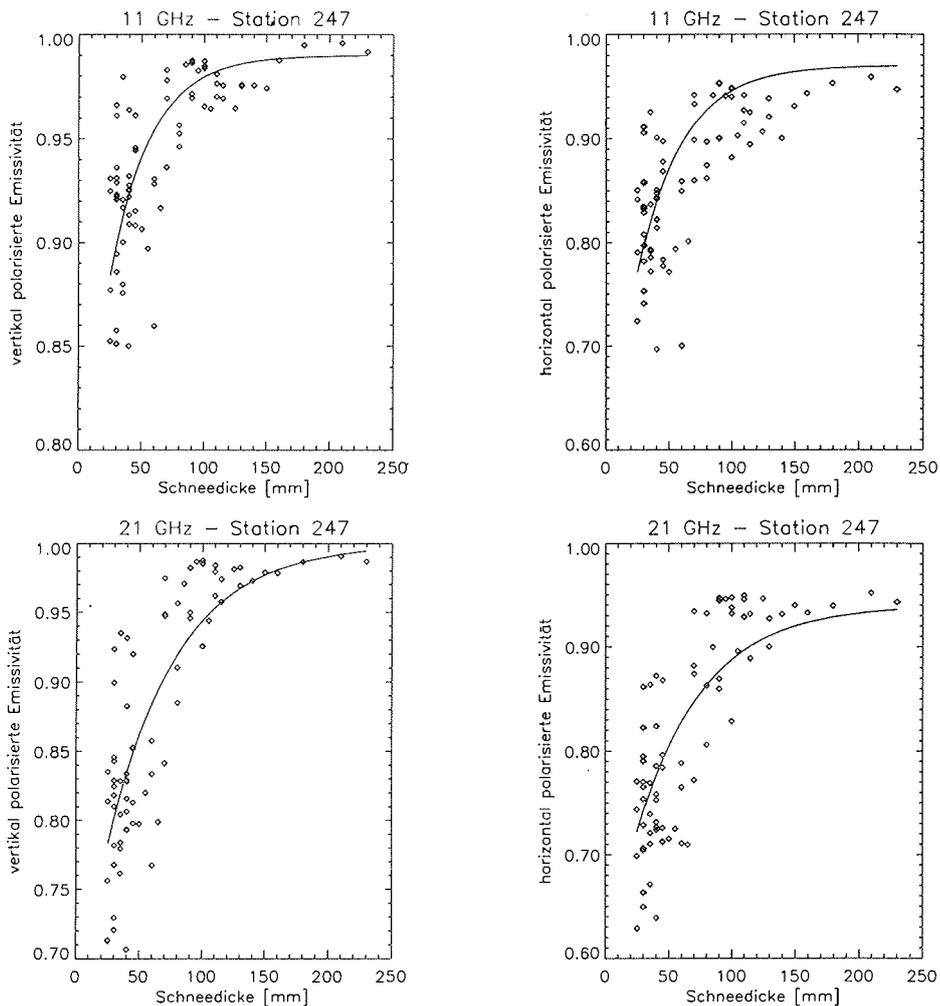


Abbildung 4.11: Emissivitäten des schneebedeckten alten Meereises, gemessen bei 11 und 21 GHz auf Station 247, dargestellt in Abhängigkeit von der Schneedicke. Die durchgezogene Linie stellt das Modell nach Ulaby und Stiles dar.

ist als auf Station 247 (Tabelle 4.4) und folglich auch der Einfluß der unter dem Schnee liegenden Eisschicht auf die gemessene Helligkeitstemperatur größer ist.

#### 4.5.2 Vergleich von SFT und CSFT mit den radiometrischen Daten

Um eine möglichst realitätsnahe Modellierung des Signals des SSM/I zu erhalten, wird hier untersucht, welchen Einfluß der kohärente Anteil des Mikrowellensignals von schneebedecktem Meereis auf die Helligkeitstemperatur des schneebedeckten

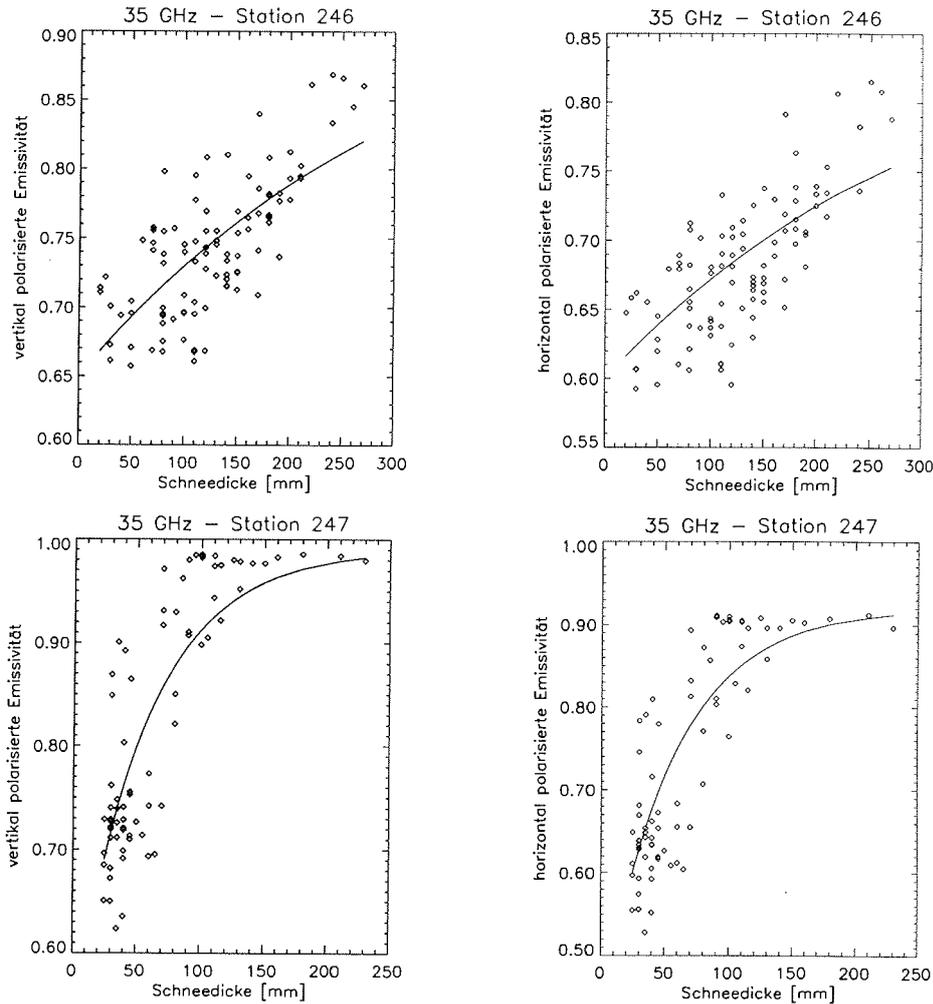


Abbildung 4.12: Emissivitäten des schneebedeckten alten Meereises, gemessen bei 35 GHz auf den Stationen 246 und 247, dargestellt in Abhängigkeit von der Schneedicke. Die durchgezogene Linie stellt das Modell nach Ulaby und Stiles dar.

Meereises besitzt. Wie in Kapitel 3 gezeigt wurde, zeigt dünnes Eis starke Oszillationen der Helligkeitstemperatur und der Emissivität mit der Eisdicke. Diese hängen auch von der Frequenz ab (Abbildungen 2.3 und 2.4). Die Strong Fluctuation Theory zeigt auch diese starken Oszillationen der Emissivität in Abhängigkeit von der Frequenz. Diese werden im wesentlichen durch Interferenz der elektromagnetischen Wellen an der Schnee/Luft-Grenze und der Eis/Schnee-Grenze verursacht.

Die Schneedicke sowie andere Strukturparameter des Meereises sind innerhalb des Integrationsgebietes der Radiometer nicht konstant. Sie schwankten z.B. auf Station 247 im Mittel um  $\pm 7$  mm innerhalb des Integrationsgebietes. Um dieses

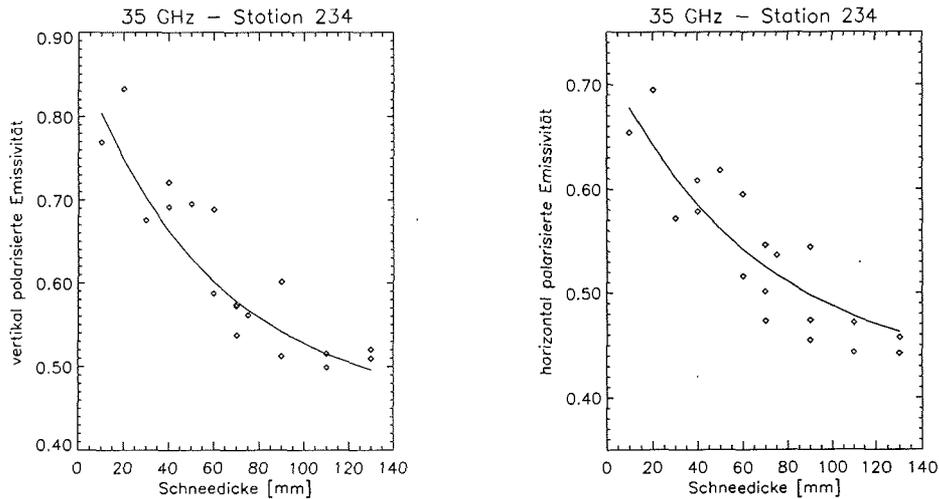


Abbildung 4.13: Emissivitäten des schneebedeckten alten Meereises, gemessen bei 35 GHz auf der Station 234, dargestellt in Abhängigkeit von der Schneedicke. Die durchgezogene Linie stellt das Modell nach Ulaby und Stiles dar.

zu berücksichtigen, wurden die mit der Strong Fluctuation Theory berechneten Emissivitäten für 15 Schneedicken mit konstanter Differenz im Intervall von 93 bis 107 mm gemittelt. Man erkennt, daß die Oszillationen der Emissivität stark reduziert werden (Abbildung 4.14 links). Auch andere Parameter variieren innerhalb des Integrationsgebietes. Über sie ist jedoch nichts bekannt. Damit variieren auch die Dielektrizitätskonstanten des Schnees und des Eises und reduzieren die Oszillationen weiter.

Wie in der Einleitung beschrieben wurde, ist das Integrationsgebiet des SSM/I sehr groß. In Abbildung 4.14 rechts erkennt man, daß die Schneedicke innerhalb des Integrationsgebietes des SSM/I stark variiert. So läßt sich aus den Schneedickenmessungen während ARK-XII/1 durch lineare Regression ableiten, daß die Standardabweichung der Schneedicke näherungsweise die Hälfte der mittleren Schneedicke betrug. Damit ist sie wesentlich größer als die Standardabweichung der Schneedicke innerhalb des Integrationsgebietes der auf den Schlitten montierten Radiometer. Eine Mittelung ist also ebenfalls zur realitätsnahen Modellierung notwendig. Diese Mittelung bei den Frequenzen des SSM/I wird in guter Näherung durch die CSFT ausgeführt, da sie die kohärenten Fresnelschen Reflektionskoeffizienten durch inkohärente Reflektionskoeffizienten ersetzt. Man erkennt in Abbildung 4.14 links, daß dadurch insbesondere der Abfall der Emissivität mit steigenden Frequenzen (bis etwa 40 GHz) recht genau durch die CSFT wiedergegeben wird. Der Absolutwert der Emissivität wird ähnlich wie bei der SFT etwas überschätzt. Dieses hängt vermutlich mit etwas zu geringer Streuung aufgrund der Verwendung der bilokalen Näherung zur Berechnung der Streukoeffizienten zusammen. Jedoch werden Differenzen sowie Polarisations- und Gradientenverhältnisse bei hohen Emissivitäten sehr viel genauer modelliert als mit der SFT. Dieses wird im nächsten Kapitel bei

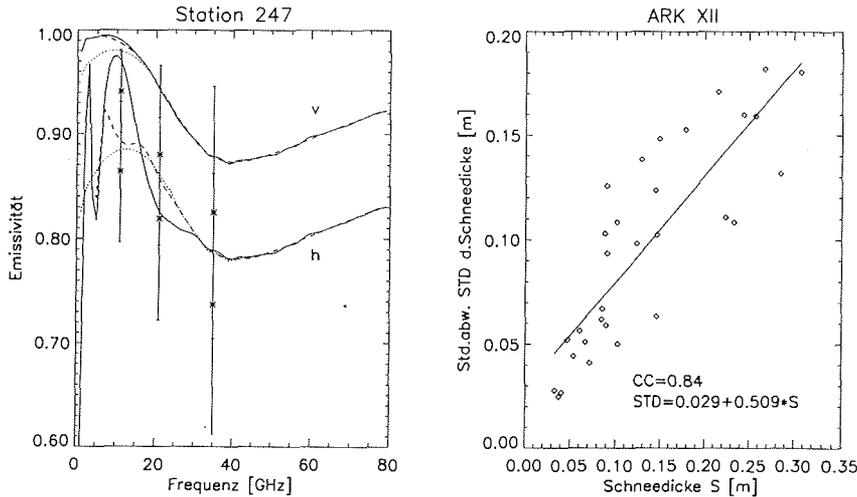


Abbildung 4.14: **Links:** Vergleich der *Strong Fluctuation Theory* (durchgezogene Linie) mit der *Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory* (gepunktete Linie) und Messungen auf Station 247 in der Laptev-See. *h*: Horizontal polarisierte Emissivität, *v*: vertikal polarisierte Emissivität. Die gestrichelte Linie zeigt den Mittelwert der Emissivitäten über 14 verschiedene Schneedicken mit konstanter Änderung der Schneedicke, berechnet mit der *Strong Fluctuation Theory*. **Rechts:** Standardabweichungen der Schneedickenprofile in Abhängigkeit von der mittleren Schneedicke der während ARK-XII/1 aufgenommenen Profile.

der Ableitung eines Algorithmus zur Bestimmung der Schneedicke noch berücksichtigt. Zur Definition von Polarisations- und Gradientenverhältnis siehe die folgenden Abschnitte.

### 4.5.3 Polarisationsverhältnis versus Schneedicke

Das Polarisationsverhältnis  $PR$  (von engl. polarization ratio) ist definiert als

$$PR = \frac{T_B^v - T_B^h}{T_B^v + T_B^h}. \quad (4.12)$$

Hierbei bedeuten  $T_B^h$  und  $T_B^v$  die horizontale und vertikale Helligkeitstemperatur. Die Polarisationsverhältnisse für die drei Frequenzen 11, 21 und 35 GHz der Profilmessungen der Station 247 sind in der Abbildung 4.16 dargestellt. Die Polarisationsverhältnisse fallen mit größerer Schneedicke ab. Dieses wird ebenfalls durch das Modell von Ulaby und Stiles Gleichung (4.9) bestätigt. Eine mögliche Erklärung ist, daß der Schnee die Polarisation der darunterliegenden Eisschicht reduziert. Die Eindringtiefe für die höhere Frequenz (35 GHz) ist geringer und damit ist auch der Einfluß des Schnees bei der höheren Frequenz größer.

Mätzler et al. (1984b) beobachteten die Zerstörung von horizontalen Eisschichten im Schnee und zeigten, daß diese Zerstörung einen Abfall des Polarisationsver-

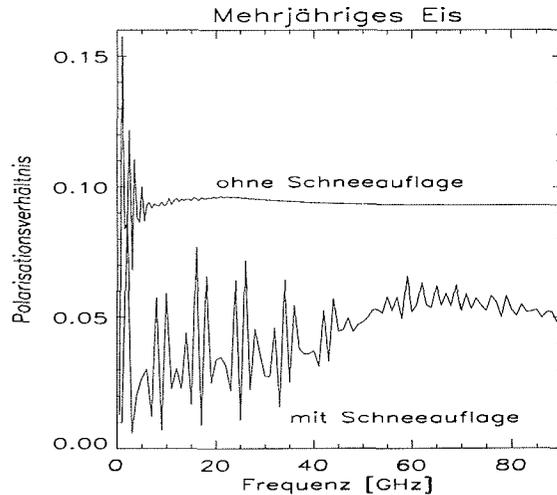


Abbildung 4.15: Polarisationsverhältnisse des mehrjährigen Eises aus Abbildung 2.4 (Parametertabelle 2.6) mit und ohne Schneeeauflage. Man erkennt, daß das Polarisationsverhältnis für mehrjähriges Eis mit Schneeeauflage deutlich niedriger ist.

hältnisse erklären kann. Hier wurde eine solche Zerstörung der Eisschichten mit ansteigender Schneedicke nicht beobachtet. Streuung hat eher einen geringen Einfluß auf die Polarisationsdifferenzen und Polarisationsverhältnisse (Mätzler et al., 1984b, Fuhrhop et al., 1997). Berechnungen mit der SFT für mehrjähriges Eis zeigen (Abbildung 4.15; Fuhrhop et al., 1997), daß Meereis ohne Schneeeauflage ein viel größeres Polarisationsverhältnis ( $\approx 0,1$ ) als schneebedecktes Meereis hat.

#### 4.5.4 Gradientenverhältnis versus Schneedicke

Das Gradientenverhältnis  $GR(35V, 21V)$  (von engl. gradient ratio) zwischen den vertikal polarisierten 35 und 21 GHz Kanälen ist definiert als

$$GR(35V, 21V) = \frac{T_B(35V) - T_B(21V)}{T_B(35V) + T_B(21V)}. \quad (4.13)$$

Auf den Stationen 246 und 247 erhöht sich das Gradientenverhältnis mit der Schneedicke, jedoch auf Station 234 sinkt es mit steigender Schneedicke (Abbildung 4.17). Auf Station 246 steigt es geringer an als auf Station 247. Dieses Verhalten läßt sich mit Modellrechnungen mit der CSFT verstehen, wenn man die Eingabeparameter aus Tabelle 4.3 verwendet und den freien Wassergehalt im Schnee als freien Parameter durch eine beste Anpassung zwischen Modell und experimentellen Daten bestimmt. Als Ergebnis wurde ein freier Wassergehalt von 0,0 % auf Station 234, 0,2 % auf Station 246 und 0,5 % auf Station 247 bestimmt (Abbildung 4.18). Die niedrigere Temperatur an der Schnee/Luft-Grenze auf Station 234 ( $-2,5^\circ\text{C}$ ) verglichen mit den anderen zwei Stationen ( $-1,0^\circ\text{C}$ ) kann den niedrigeren Flüssigwassergehalt erklären. Das Gradientenverhältnis sinkt mit steigender

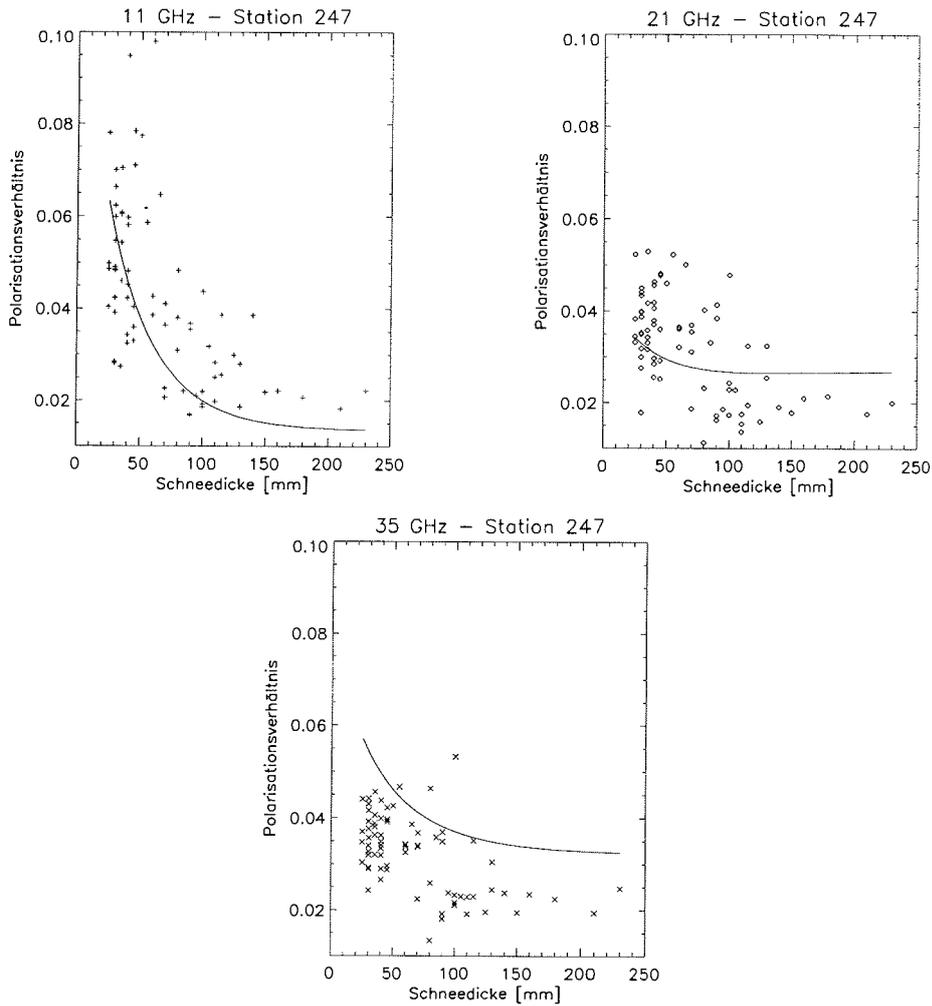


Abbildung 4.16: *Polarisationsverhältnisse der Messungen vom 3.9.1996 bei 11, 21 und 35 GHz. Die durchgezogene Linie zeigt die Modellergebnisse unter Verwendung von Gleichung (4.9).*

Streuung im Schnee (vergleiche Abbildung 4.17 mit 4.18):  $SC$  ist der Streubeitrag zur Emissivität  $\epsilon$  in der SFT und CSFT, also

$$SC = \frac{1}{4\pi} \int \gamma_{ah}(\mathbf{k}_0, \mathbf{k}) + \gamma_{av}(\mathbf{k}_0, \mathbf{k}) \sin \theta d\theta d\phi. \quad (4.14)$$

#### 4.6. RADIOMETRISCHE ATMOSPHÄREN-MESSUNG IN DER LAPTEWSEE73

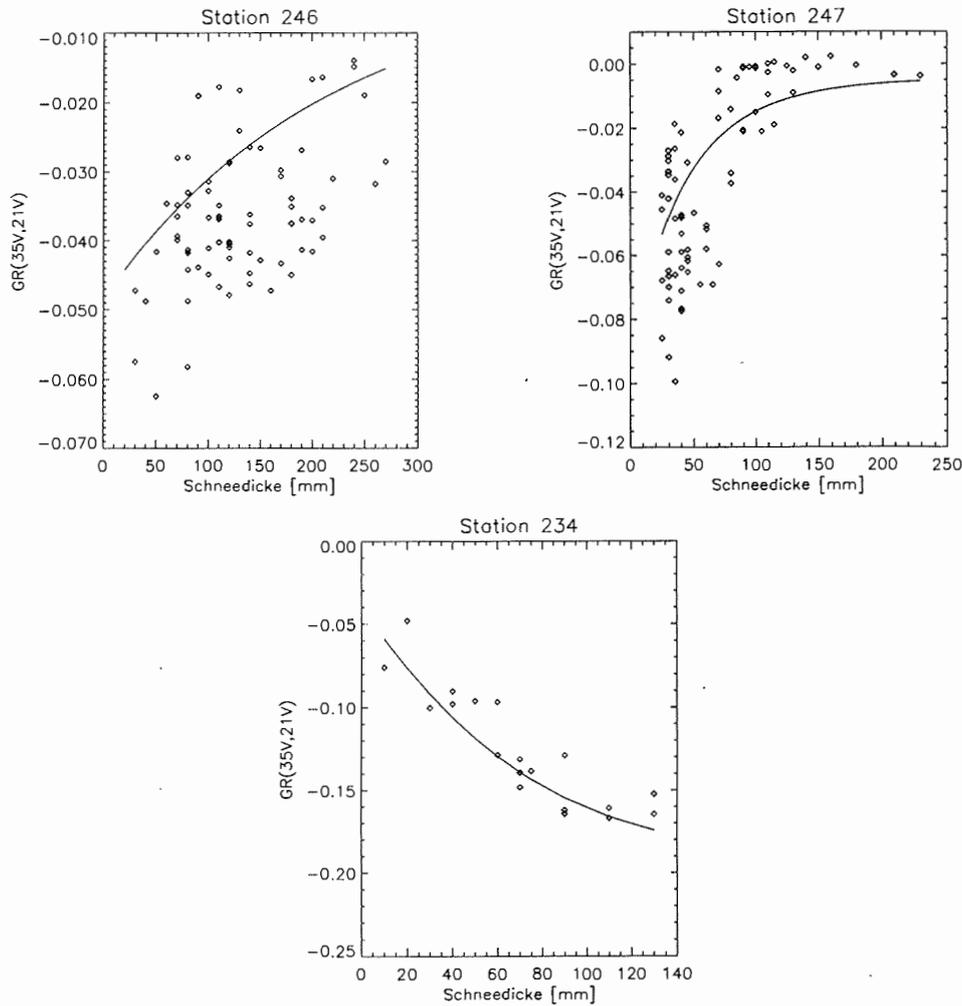


Abbildung 4.17: Gradientenverhältnis versus Schneedicke der radiometrischen Messungen der Stationen 234, 246 und 247. Die durchgezogene Linie zeigt das Modellergebnis unter Verwendung von Gleichung (4.9).

### 4.6 Radiometrische Atmosphären-Messung in der Laptewsee

Neben den radiometrischen Messungen auf dem Eis wurden während der Arktisexpedition ARK XII/1 auch insgesamt 5 radiometrische Messungen des Himmels vom Schiff bzw. von Eisschollen aus aufgezeichnet. Dabei wurden alle drei Dicke-Radiometer der Universität Bern (Schweiz) sowie zum Teil auch das Radiometer des Arctic and Antarctic Research Institutes (St.Petersburg, Rußland) eingesetzt.

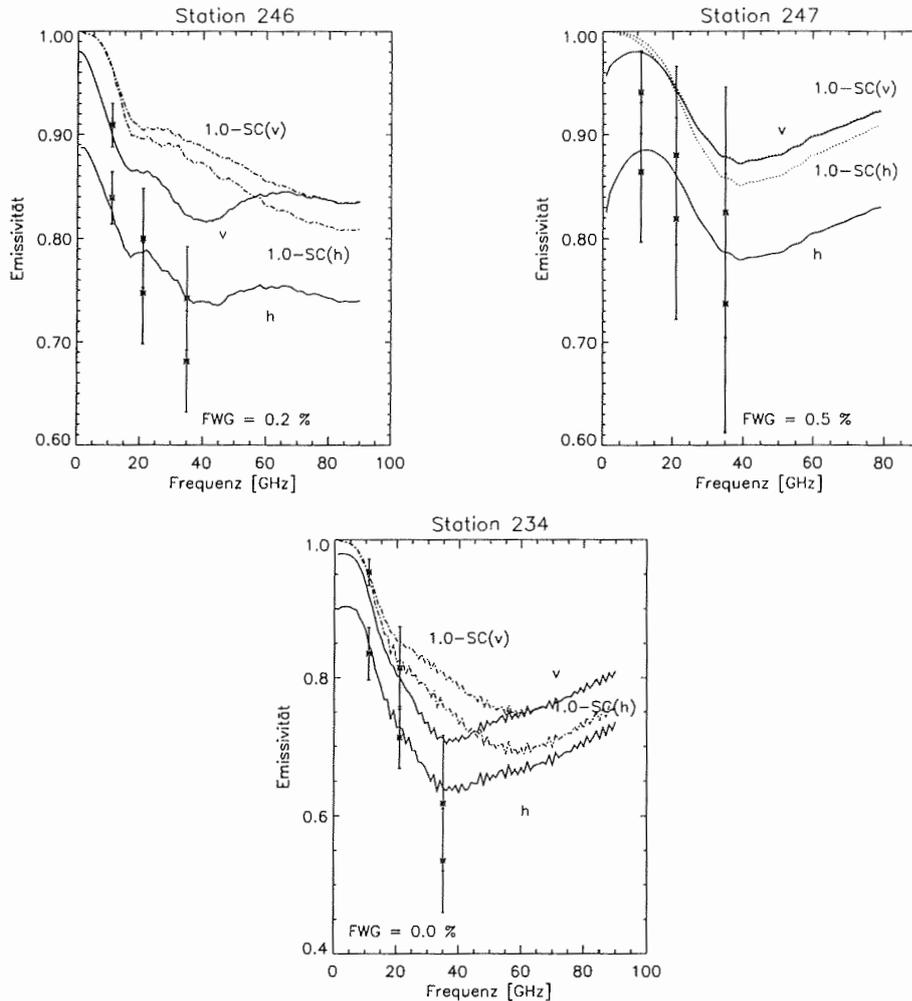


Abbildung 4.18: Emissivitäten, berechnet mit der kombinierten Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory für die Mikrowellenmessungen bei den Stationen 234, 246 und Station 247. Dazu wurden die Parameter aus den Bohrkernanalysen verwendet (Tabelle 4.3). v: Vertikale Polarisation, h: Horizontale Polarisation. 1.0-SC(h) und 1.0-SC(v) stellen die Differenz aus 1.0 und den horizontalen und vertikalen Streubeiträge zur Emissivität dar.

Als Beispiel ist in Abbildung 4.19 die horizontal polarisierte Komponente bei den Frequenzen 11, 21 und 35 GHz gezeigt. Zwischen den beiden Polarisationen wurde im Rahmen der Meßgenauigkeit kein Unterschied beobachtet.

Die Messung zeigt mit steigendem Zenitwinkel  $\phi$  eine steigende Helligkeitstemperatur (Abbildung 4.19). Dieses läßt sich damit verstehen, daß die Atmosphäre die von den Radiometern empfangene Strahlung  $S$  aussendet und die von den Radio-

4.6. RADIOMETRISCHE ATMOSPHÄREN-MESSUNG IN DER LAPTEWSEE75

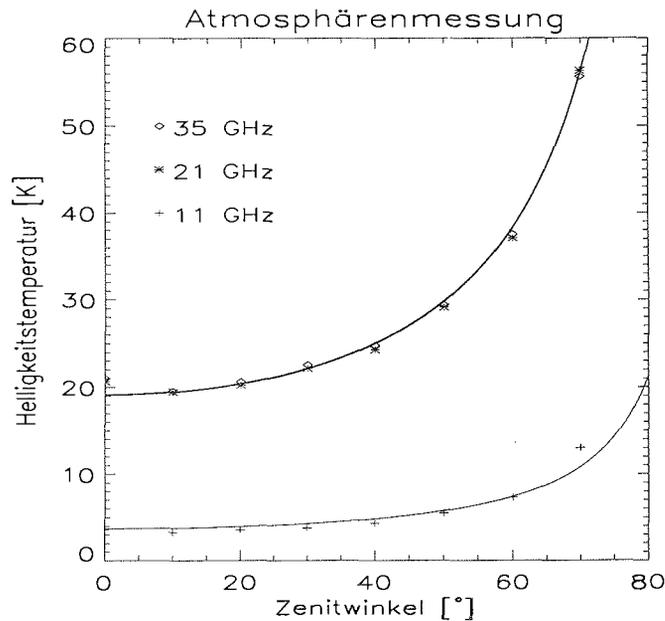


Abbildung 4.19: Radiometrische Messung der arktischen Atmosphäre bei den drei verschiedenen Frequenzen von 11, 21 und 35 GHz vom 24.08.1996 bei 81,1°N und 138,0°O in der Lapteewsee sowie Vergleich mit Modell gemäß Gleichung 4.15.

Tabelle 4.5: Koeffizienten  $C$  in Gleichung 4.15 für den 24. August 1996.

Frequenz [GHz]	$C$ [K]	$\sigma$ [K]
11	3,7	0,91
21	19,1	0,82
35	19,2	0,83

metern empfangene Strahlung mit steigendem Zenitwinkel gemäß

$$S = C / \cos(\phi) \tag{4.15}$$

ansteigt. Dabei ist  $C$  eine dem Durchmesser der als begrenzt und planparallel angenommenen Atmosphäre proportionale Konstante. Für die Atmosphärenmessung vom 24. August 1996 (Abbildung 4.19) in der Lapteewsee ergeben sich durch beste Anpassung zwischen den experimentellen Daten und Gleichung (4.15) die in Tabelle 4.5 aufgeführten Konstanten.

Diese Messung ermöglicht aufgrund leichter Schwingungen des Schiffes um seine Längsachse nur ein qualitatives Verständnis des Mikrowellensignals. Trotzdem ist die Standardabweichung zwischen Modell und Meßdaten verglichen mit Modellrechnungen zum Eis sehr gering. Sie liegt unter 1 K bei allen drei Frequenzen (Tabelle 4.5). Die Messung ermöglicht eine grobe Abschätzung des Einflusses der Atmosphäre auf das Mikrowellensignal des Meereises in der Arktis. Wolken können die

Helligkeitstemperatur jedoch verändern. Da die Reflektion des Eises relativ gering ist (etwa zwischen 0 und 0,3) liegt der Einfluß der Atmosphäre auf das Mikrowellensignal bei wenigen Kelvin. Genauer wurde der Einfluß im Rahmen des Projektes ATMICE (Fuhrhop et al., 1997) mit Hilfe des kombinierten Eis-Atmosphären-Modells (siehe Kapitel 5.3) bestimmt.

## Kapitel 5

# Vergleich von Schneedickenmessungen mit Satellitendaten

Künzi et al. (1982) haben gezeigt, daß die Ausdehnung des Schnees über Land, das Schnee-Wasser-Äquivalent sowie der Beginn der Schneeschmelze aus den passiven Mikrowellendaten des SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) mit hinreichender Genauigkeit abgeleitet werden können: Für trockene Schneeschichten  $\geq 5$  cm zeigten sie, daß das Schnee-Wasser-Äquivalent auf regionaler Basis mit etwa  $2 \text{ g/cm}^2$  rms-Genauigkeit bestimmt werden kann. Das Schnee-Wasser-Äquivalent (gemessen in  $\text{g/cm}^2$ ) ist zahlenmäßig identisch mit dem Flüssigwassergehalt (gemessen als Wassersäule in mm). Hallikainen (1984) z.B. zeigte dann, daß man unter Kenntnis von vier Bodentypen in Finnland aus Nimbus-7-SMMR-Daten einen Algorithmus zur Bestimmung des Schnee-Wasser-Äquivalents für trockenen Schnee konstruieren kann.

Zwischen 1974 und 1991 wurde auf den russischen Driftstationen etwa alle 10 Tage neben der Schneedicke auch der Flüssigwassergehalt aufgenommen. Der Flüssigwassergehalt zeigt eine hohe Korrelation mit der Schneedicke (Abbildung 5.1). Der Korrelationskoeffizient  $CC$  ist 0,93 für den gesamten Zeitraum, er sinkt etwas auf 0,89 für den Zeitraum von Juli bis September der Jahre 1974 bis 1991. In den Abbildungen 5.1 sind zusätzlich jeweils lineare Regressionen zwischen Schneedicke  $S$  (in mm) und Flüssigwassergehalt  $F$  (in mm) eingezeichnet. Damit läßt sich gemäß

$$F = 0,241 \times S \quad (5.1)$$

für den Zeitraum Juli bis September und gemäß

$$F = 0,303 \times S \quad (5.2)$$

für den gesamten Zeitraum der Flüssigwassergehalt aus der Schneedicke bestimmen. Die Standardabweichung  $\sigma_F$  zwischen Flüssigwassergehalt und der linearen Regression beträgt 6,93 mm für Juli bis September und 13,1 mm für den gesamten Zeitraum. Entsprechend lassen sich auch die Standardabweichungen  $\sigma_S$  zwischen linearer Regression und Schneedicke bestimmen. Man erhält  $\sigma_S = 32,6$  mm für den

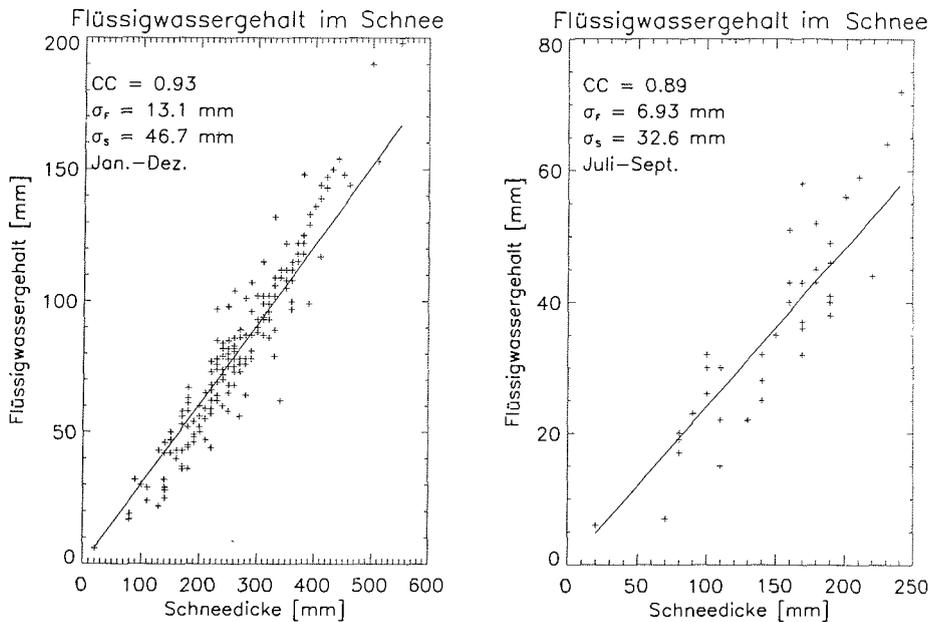


Abbildung 5.1: Vergleich von Schneedickenmessungen und Flüssigwassergehalten der russischen Driftstationen der Jahre 1974 bis 1991. Schneedickenmessungen sowie Flüssigwassergehalte stellen Mittelwerte über jeweils 10 Tage dar. Die eingezeichnete Gerade stellt die lineare Regression der Meßdaten dar.  $CC$  ist der Korrelationskoeffizient zwischen Schneedicken und Flüssigwassergehalten,  $\sigma_f$  ist die Standardabweichung zwischen den gemessenen Flüssigwassergehalten und der Regression,  $\sigma_s$  entsprechend zwischen den gemessenen Schneedicken und der Regression. Links ist der gesamte Zeitraum dargestellt, rechts die Zeit von Juli bis September.

Zeitraum Juli bis September und  $\sigma_s = 46,7$  mm für den gesamten Zeitraum. Dies zeigt, daß in guter Näherung ein Zusammenhang zwischen der Schneedicke und dem Flüssigwassergehalt besteht. Damit könnte es möglich sein, aus dem Mikrowellensignal auf die Schneedicke zu schließen. Hier soll untersucht werden, ob und wie man über arktischem Meereis die Dicke des Schnees aus passiven Mikrowellendaten des SSM/I bestimmen kann.

## 5.1 Vergleich der Bodendaten von ARK XII/1 mit Daten des SSM/I

Neben den ebenen Eisflächen und den offenen Rinnen zeigten sich im Eis der Arktis während ARK XII/1 auch Preßeisrücken, deren mittlere Höhe  $1,41 \pm 0,49$  m und deren mittlerer Abstand  $172 \pm 122$  m betrug (Datengrundlage: Lensu et al., 1996). Dies entspricht unter der Annahme, daß die Preßeisrücken im Mittel eine Neigung von  $45^\circ$  besaßen, einem Anteil von etwa 1,6 % an der Gesamtfläche. Dieser gerin-

ge Wert zeigt schon, daß der Einfluß der Preßeisrücken auf das Mikrowellensignal gering ist. Auch Schnee, der gegen die Preßeisrücken geweht ist, wird ebenfalls aufgrund des geringen Anteils an der Gesamtfläche nur einen geringen Einfluß auf das Mikrowellensignal haben.

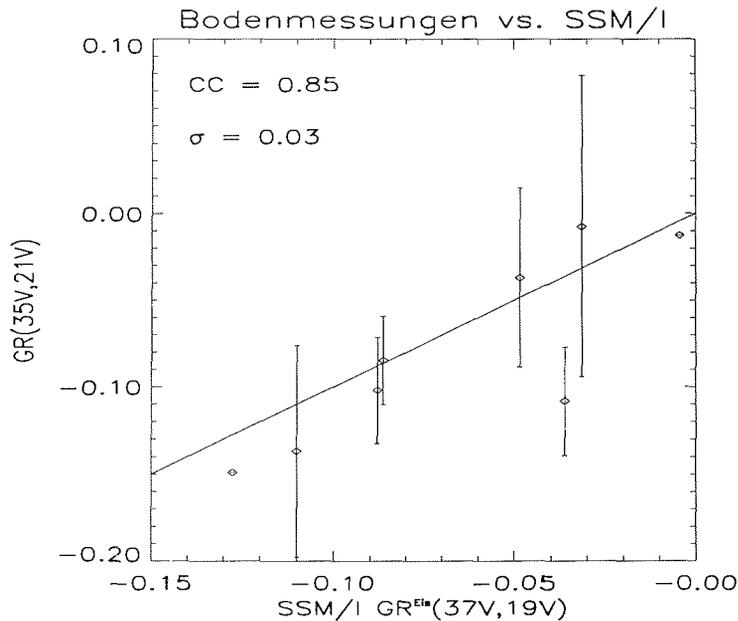


Abbildung 5.2: Vergleich des Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V,19V)$  des Meereises, berechnet aus den vertikal polarisierten 19 und 37 GHz-Kanäle des SSM/I, mit dem Gradientenverhältnis  $GR(35V,21V)$  der Bodenmessungen während ARK XII/1.  $CC$  ist der Korrelationskoeffizient zwischen Boden- und Satellitenmessungen,  $\sigma$  die Standardabweichung.

Daher erscheint es möglich und sinnvoll, einen Vergleich der auf den horizontalen Profilen gemessenen Mikrowellensignale mit den Satellitendaten durchzuführen. An insgesamt sechs Stationen wurden auf horizontalen Profilen Messungen von hinreichender Länge durchgeführt. Für diese sowie einige Punktmessungen wird hier (Abbildung 5.2) ein Vergleich des vertikal polarisierten Gradientenverhältnisses  $GR(35V,21V)$  mit dem entsprechenden Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V,19V)$  des Meereises, berechnet aus Tagesmittelwerten der Satellitendaten des SSM/I (NSIDC, 1992), dargestellt. Dabei wurde die Eiskonzentration mit Hilfe des im folgenden Abschnitt vorgestellten NASA-Team-Algorithmus bestimmt. Der Vergleich zeigt, daß die Bodendaten tatsächlich vergleichbare Gradientenverhältnisse liefern. Die Standardabweichung  $\sigma$  zwischen Bodendaten und Satellitendaten beträgt 0,03, der Korrelationskoeffizient  $CC$  ist 0,85. Das bedeutet, daß sich auch Veränderungen des Bodensignals in den Satellitendaten zeigen sollten.

## 5.2 Algorithmus zur Bestimmung der Schneedicke aus SSM/I-Daten

### 5.2.1 Bestimmung der Eiskonzentration

Um die Schneedicke über arktischem Meereis bestimmen zu können, ist es zunächst notwendig, die Eiskonzentration, d.h. den Anteil der eisbedeckten Fläche an der Gesamtfläche (= Eis und Wasser), innerhalb des Integrationsgebietes des SSM/I zu kennen. Dazu wurden verschiedene Algorithmen entwickelt (Steffen et al., 1992) und mit Flugzeugbeobachtungen (Cavalieri et al., 1991) sowie mit Daten des Landsat-Satelliten (Steffen und Schweiger, 1991) verglichen. Der am häufigsten verwendete Algorithmus zur Eiskonzentrationsbestimmung ist der NASA-Team-Algorithmus. Er wird auch hier verwendet, da er in erster Näherung unabhängig von Variationen der Oberflächentemperatur ist (Swift et al., 1985), sowohl zeitlich als auch räumlich über den ganzen arktischen Ozean. Dieses hängt damit zusammen, daß er das Polarisationsverhältnis

$$PR(19) = \frac{T_B(19V) - T_B(19H)}{T_B(19V) + T_B(19H)} \quad (5.3)$$

der vertikal (V) und horizontal (H) polarisierten 19-GHz-Kanäle sowie das Gradientenverhältnis

$$GR(37V, 19V) = \frac{T_B(37V) - T_B(19V)}{T_B(37V) + T_B(19V)} \quad (5.4)$$

der vertikal polarisierten Kanäle bei 19 und 37 GHz verwendet. Zur Begründung dieses Ansatzes siehe auch den folgenden Abschnitt. Im NASA-Team-Algorithmus wird die Annahme gemacht, daß drei verschiedene zu klassifizierende Oberflächentypen vorliegen: Offenes Wasser, erstjähriges Eis und mehrjähriges Eis. Die vom SSM/I gemessene Helligkeitstemperatur  $T_B^{SSM/I}$  ist eine Linearkombination der mit den Konzentrationen  $C_W$  (für offenes Wasser),  $C_{FY}$  (für erstjähriges Eis) und  $C_{MY}$  (für mehrjähriges Eis) gewichteten Helligkeitstemperaturen der einzelnen Oberflächentypen:

$$T_B^{SSM/I} = C_W T_w + C_{FY} T_{FY} + C_{MY} T_{MY} \quad (5.5)$$

Unter Verwendung der Definitionen für das Polarisations- und das Gradientenverhältnis wird die Eiskonzentration für erst- und mehrjähriges Eis gemäß

$$C_{FY} = \frac{F_0 + F_1(PR) + F_2(GR) + F_3(PR)(GR)}{D} \quad (5.6)$$

und

$$C_{MY} = \frac{M_0 + M_1(PR) + M_2(GR) + M_3(PR)(GR)}{D} \quad (5.7)$$

mit  $D = D_0 + D_1(PR) + D_2(GR) + D_3(PR)(GR)$  bestimmt (Cavalieri et al., 1984). Dann ist

$$C = C_{FY} + C_{MY} \quad (5.8)$$

die gesamte Eiskonzentration. Die  $F_i$ ,  $M_i$  und  $D_i$  sind experimentell bestimmte Koeffizienten. Sie besitzen unterschiedliche Werte für die unterschiedlichen Sensoren

(SMMR oder SSM/I) und sind abhängig von der betrachteten Hemisphäre. Wie man an den Gleichungen (5.6) und (5.7) erkennt, läßt sich die Gesamteiskonzentration mit einer den Gleichungen (5.6) bzw. (5.7) analogen Gleichung mit den Koeffizienten  $F_i + M_i$  anstelle von  $F_i$  bzw.  $M_i$  berechnen. Die so bestimmte Eiskonzentration (Abbildung 5.3) wird im folgenden verwendet, um die Schneedicke über arktischem Meereis zu erhalten.

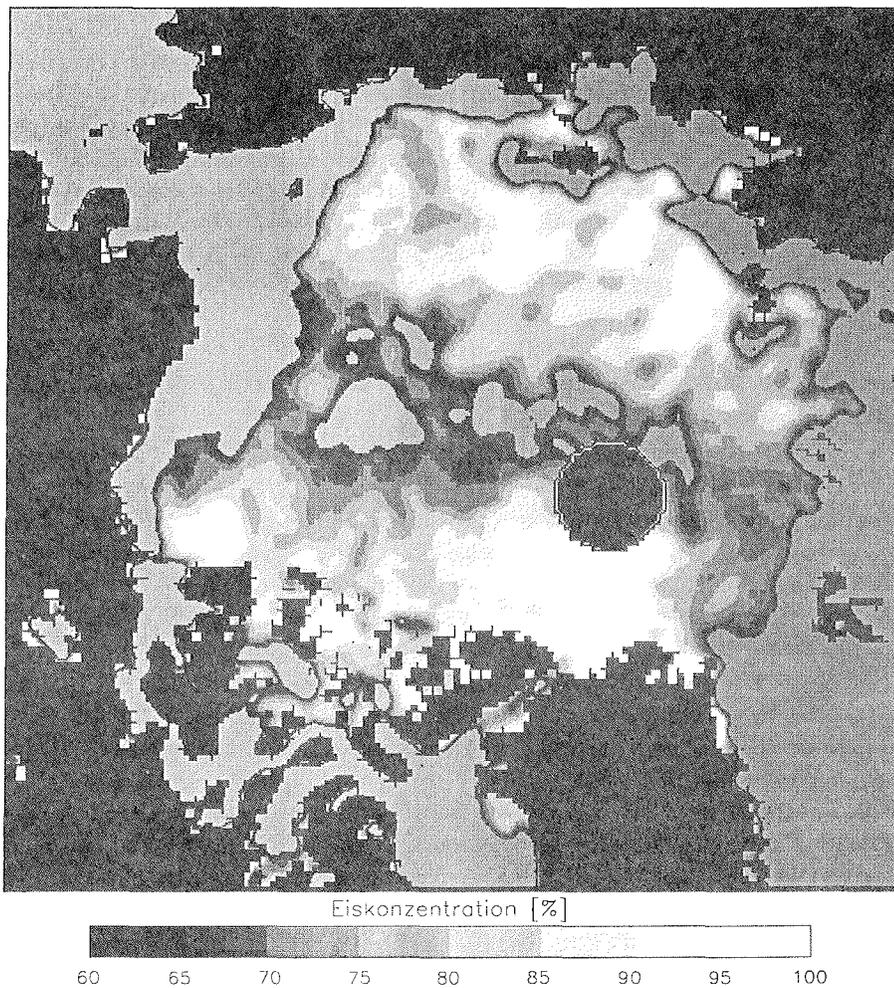


Abbildung 5.3: Eiskonzentration von arktischem Meereis zwischen dem 25. und 30.8.1996, abgeleitet aus SSM/I-Daten unter Verwendung des NASA-Team-Algorithmus (Cavalieri et al., 1984). Eiskonzentrationen unter 60 % sind hellgrau eingefärbt (Begründung siehe Abschnitt Diskussion).

### 5.2.2 Bestimmung der Schneedicke

Mätzler et al. (1984) haben gezeigt, daß die horizontal polarisierten Kanäle von 19 und 37 GHz stark von der Bildung von Eisschichten im Schnee abhängen können und daher die Variabilität der horizontal polarisierten Kanäle höher ist als die der vertikal polarisierten. Der 22 GHz-Kanal des SSM/I liegt auf einer Absorptionslinie des Wasserdampfes aus der Atmosphäre. Auch der 85 GHz-Kanal wird stark von der Variabilität der Atmosphäre beeinflusst (Näheres siehe Abschnitt 5.3). Daher sind zur Beobachtung des Meereises die vertikal polarisierten SSM/I-Kanäle bei 19 und 37 GHz am besten geeignet.

Aus demselben Grund wie bei der Bestimmung der Eiskonzentration im NASA-Team-Algorithmus wird das Gradientenverhältnis  $GR$  verwendet, um ein Signal zu bestimmen, welches näherungsweise unabhängig von der physikalischen Temperatur des Schnees ist. Die Emissivitäten bei den Frequenzen des SSM/I sind unter normalen Bedingungen (nicht zu hohe Temperatur im Schnee) nahezu unabhängig von der physikalischen Temperatur, somit auch ein Quotient aus Summen von Helligkeitstemperaturen. Dieses wurde auch am kombinierten Eis-Atmosphären-Modell (Kapitel 2) gezeigt. Es gilt unter der Voraussetzung, daß die Temperaturänderung nicht die Struktur des Meereises verändert.

Der dominierende Faktor der Helligkeitstemperatur  $T_B^{SSM/I}(f, p)$ , der vom SSM/I gemessen wird, kann als Summe der Beiträge vom Wasser  $T_B^{Wasser}(f, p)$  und vom Eis  $T_B^{Eis}(f, p)$  beschrieben werden:

$$T_B^{SSM/I}(f, p) = (1 - C)T_B^{Wasser}(f, p) + CT_B^{Eis}(f, p) \quad (5.9)$$

Hierbei sind die Helligkeitstemperaturen von der Meßfrequenz  $f$  und der Polarisation  $p$  (=h)orizontal oder (v)ertikal polarisiert) abhängig. Die Helligkeitstemperatur des Meereises läßt sich durch Auflösen der obigen Gleichung aus der im NASA-Team-Algorithmus festgelegten Helligkeitstemperatur des Wassers (für den arktischen Ozean  $T_B^{Wasser}(19 \text{ GHz}, v) = 177,1 \text{ K}$  und  $T_B^{Wasser}(37 \text{ GHz}, v) = 201,7 \text{ K}$  (Cavalieri, 1992)), der vom SSM/I gemessenen Helligkeitstemperatur  $T_B^{SSM/I}(f, p)$  und der Eiskonzentration (siehe oben) bestimmen. Hierbei wird der Einfluß der Atmosphäre vernachlässigt. Näheres hierzu siehe die Sensitivitätsanalyse des Signals der Atmosphäre in Abschnitt 5.3.1.

Eine lineare Regression zwischen der Schneedicke  $d_s$  (in cm) von antarktischem erstjährigem Meereis und dem Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V, 19V)$ , abgeleitet analog zu Gleichung (5.4) aus den Helligkeitstemperaturen  $T_B^{Eis}$  bei 19 und 37 GHz, ergab (Markus und Cavalieri, 1998)

$$d_s = -2,34 - 771 \cdot GR^{Eis}(37V, 19V). \quad (5.10)$$

Grundlage dieses Algorithmus sind in situ Messungen der Schneedicke in der Bellingshausen- und Amundsensee im August und September 1993 (Worby et al., 1996), auf der Weddell-Eisstation von Februar bis Mai 1992 (Lytle und Ackley, 1996) sowie Messungen im Rahmen der Winter Weddell Gyre Study im Juli 1992 in der Weddellsee (Drinkwater und Haas, 1994; Massom et al., 1997). Der Algorithmus unterschätzt geringfügig (3,5 cm) die mittlere Schneedicke. Der Korrelationskoeffizient zwischen monatlichen Mittelwerten von Schneedicken aus in situ Daten und

aus SSM/I-Daten beträgt 0,81. Es werden keine zeitlichen Einschränkungen für die Verwendung angegeben.

Ein ebenfalls abfallender Zusammenhang folgt aus den Messungen während ARK-XII/1. Während dieser Expedition wurden auf insgesamt 31 Stationen die Schneedicke auf Profilen von etwa 200 m Länge gemessen (Abbildung 5.4). Der Abstand der Meßpunkte betrug etwa 5 m. Die Genauigkeit der Schneemessungen betrug 1 cm.

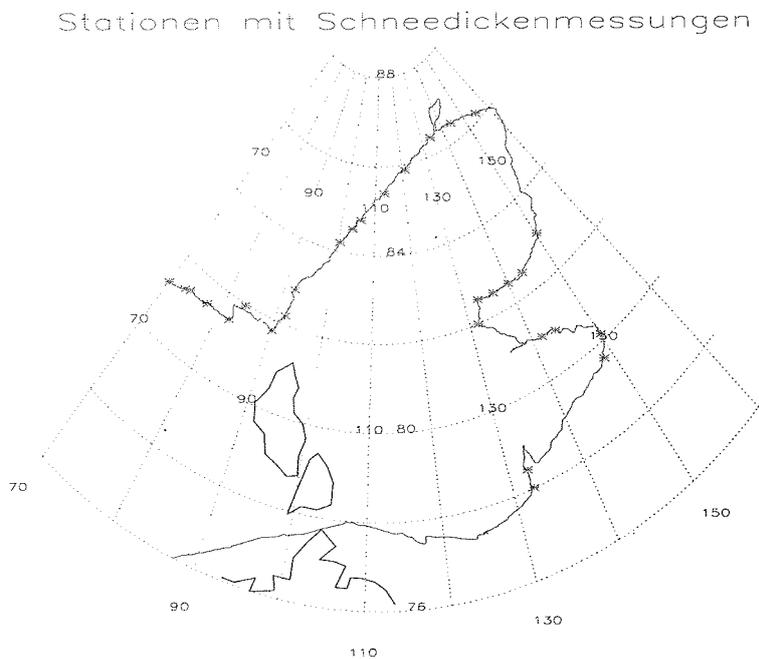


Abbildung 5.4: Stationen der Polarstern-Expedition ARK-XII/1, auf denen Profile der Schneedicke aufgezeichnet wurden.

### 5.2.2.1 Kombinierte Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory

Zum Vergleich der mittleren Schneedicken dieser 31 Profile mit dem Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V, 19V)$  des Meereises wurden Tagesmittelwerte der SSM/I-Daten des Satelliten DMSP-F-13 (NSIDC, 1992) verwendet. Das Ergebnis zeigt Abbildung 5.5.

Einige Messungen des SSM/I zeigten hohe Gradientenverhältnisse bei großen Schneedicken. Sie sind in Abbildung 5.5 durch Sterne markiert. Diese Messungen wurden vom 4.-7.8.1996 (Julianische Tage 217 bis 220 in 1996) bei Lufttemperaturen größer als  $-1,0^{\circ}\text{C}$  aufgezeichnet (Abbildung 5.6 rechts). Sie werden im folgenden nicht berücksichtigt, weil anzunehmen ist, daß ihr Gradientenverhältnis stark von freiem Wasser im Schnee beeinflusst ist, verursacht durch die relativ hohen Temperaturen. Dies wird in der Sensitivitätsanalyse in Abschnitt 5.3 untermauert. Außerdem

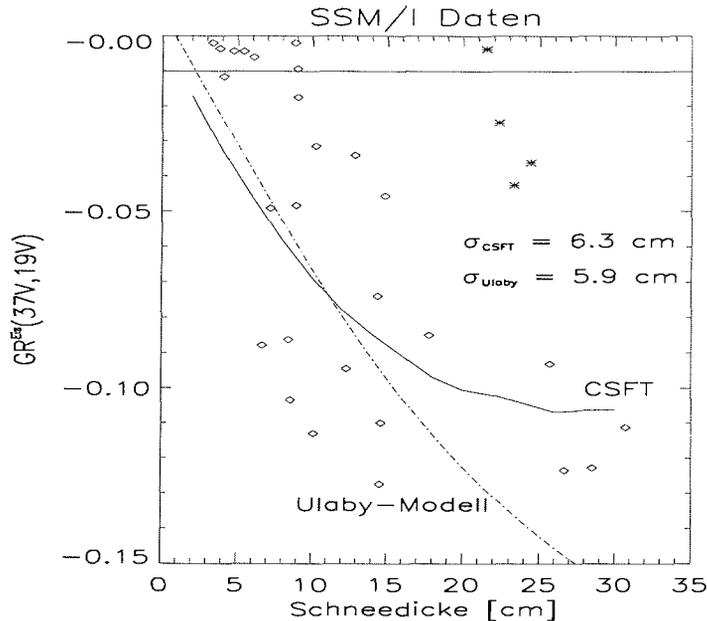


Abbildung 5.5: Schneedicke versus Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V,19V)$ , aufgenommen während der 12. Arktisexpedition mit dem deutschen Forschungsschiff Polarstern in der Kara- und Lapteewsee. Die Sterne markieren die Stationen mit Lufttemperaturen größer als  $-1,0^\circ\text{C}$  und starkem Schmelzen (keine Schmelztümpel). Die Meßwerte oberhalb von  $GR^{Eis}(37V,19V) = -0,01$  wurden nicht berücksichtigt, da ebenfalls wegen positiver Lufttemperaturen von hohem Flüssigwassergehalt im Schnee auszugehen ist. Die durchgezogene Linie zeigt die kombinierte Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory (CSFT), die strich-punktierte Linie das Modell von Ulaby (Gleichung 5.12).

wurden Gradientenverhältnisse, die größer als  $-0,01$  waren, ebenfalls nicht berücksichtigt, da sie bei Lufttemperaturen oberhalb von  $0^\circ\text{C}$  aufgezeichnet wurden und ebenfalls stark von freiem Wasser im Schnee beeinflusst sein könnten.

Ebenfalls hohe physikalische Temperaturen und damit auch hohe Gradientenverhältnisse bei großen Schneedicken wurden an der Eis/Schneegrenze auf den Stationen 246 und 247 gefunden (Tabelle 4.4). Diese hohen Temperaturen stehen im Gegensatz zu den Beobachtungen an den anderen Stationen, die geringere Temperaturen zeigten. Insgesamt wurden verglichen mit anderen arktischen Sommern eher niedrigere Temperaturen gemessen. Dieses zeigte sich am deutlichsten an den äußerst selten beobachteten Schmelztümpeln, ein in anderen Jahren sehr häufig auftretendes Phänomen. Eine Schneeschicht von bis zu 30 cm, welche den Sommer überstanden hat, ist ebenfalls eher ungewöhnlich verglichen mit klimatologischen Langzeitbeobachtungen in der Arktis (Treshnikov, 1985, Radionov et al., 1997): Nur in etwa 25 % der Jahre, in denen von russischen Driftstationen aus Messun-

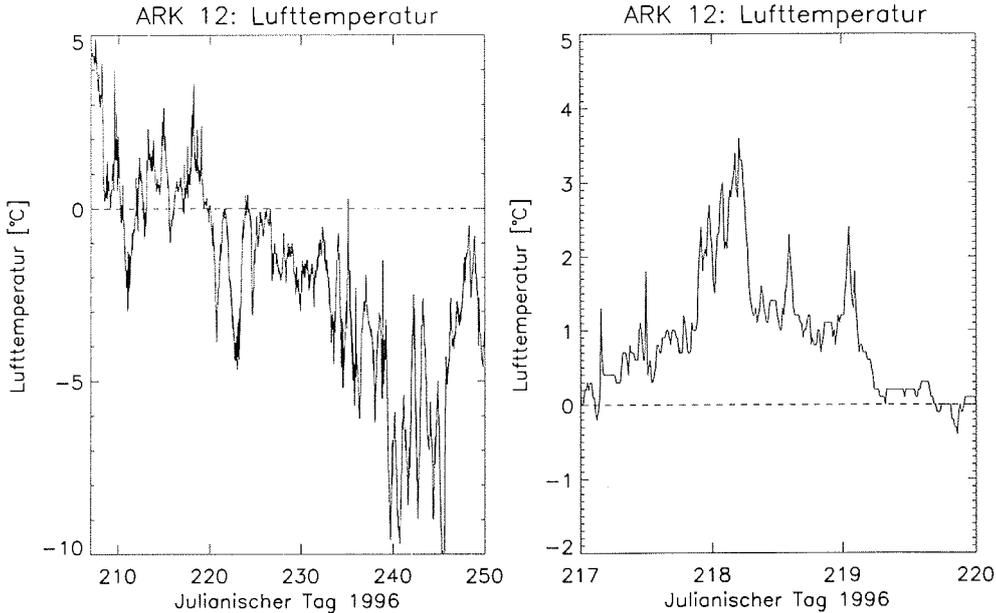


Abbildung 5.6: Lufttemperaturen in der Kara- und Lapteewsee während der Polarsternfahrt ARK XII/1 (links) sowie vergrößert dargestellt die Lufttemperaturen an den julianischen Tagen 217 bis 220.

gen aufgenommen wurden (1954-1991), schmolz die Schneeschicht im Arktischen Becken nicht vollständig ab.

Zum Vergleich der Gradientenverhältnisse bei verschiedenen Schneedicken mit der CSFT wurden die Daten von den elf Eisbohrkernen verwendet, die während der Polarsternfahrt aufgenommen wurden und in Kapitel 4.2 beschrieben sind. Daraus wurden der Salzgehalt des Eises, die Dichte des Eises, die Temperatur sowie die Schneekorngößen bestimmt. Als freier Parameter einer besten Anpassung zwischen Daten und CSFT-Modell wurde der freie Wassergehalt im Schnee verwendet. Das CSFT-Modell beschreibt den Zusammenhang zwischen mittlerer Schneedicke und dem Gradientenverhältnis der SSM/I-Daten danach mit einer Standardabweichung von 6,3 cm. Als Grundlage wurden 12 Schichten angenommen, deren Parameter Tabelle 5.1 zeigt. Desweiteren wurde der Einfluß der Atmosphäre vernachlässigt. Er wird im folgenden Abschnitt näher untersucht.

Zur Bestimmung der Dicke des nahezu trockenen Schnees (Tabelle 5.1) wurde ein Polynom zweiten Grades an die Werte für das Gradientenverhältnis aus dem CSFT-Modell angepaßt und invertiert. Die Schneedicke  $d_s$  (in cm) ergibt sich danach aus dem Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V, 19V)$  der Helligkeitstemperaturen des Meereises zu

$$d_s = 26,12 - \sqrt{707,4 + 6632,4 \cdot GR^{Eis}(37V, 19V)}. \quad (5.11)$$

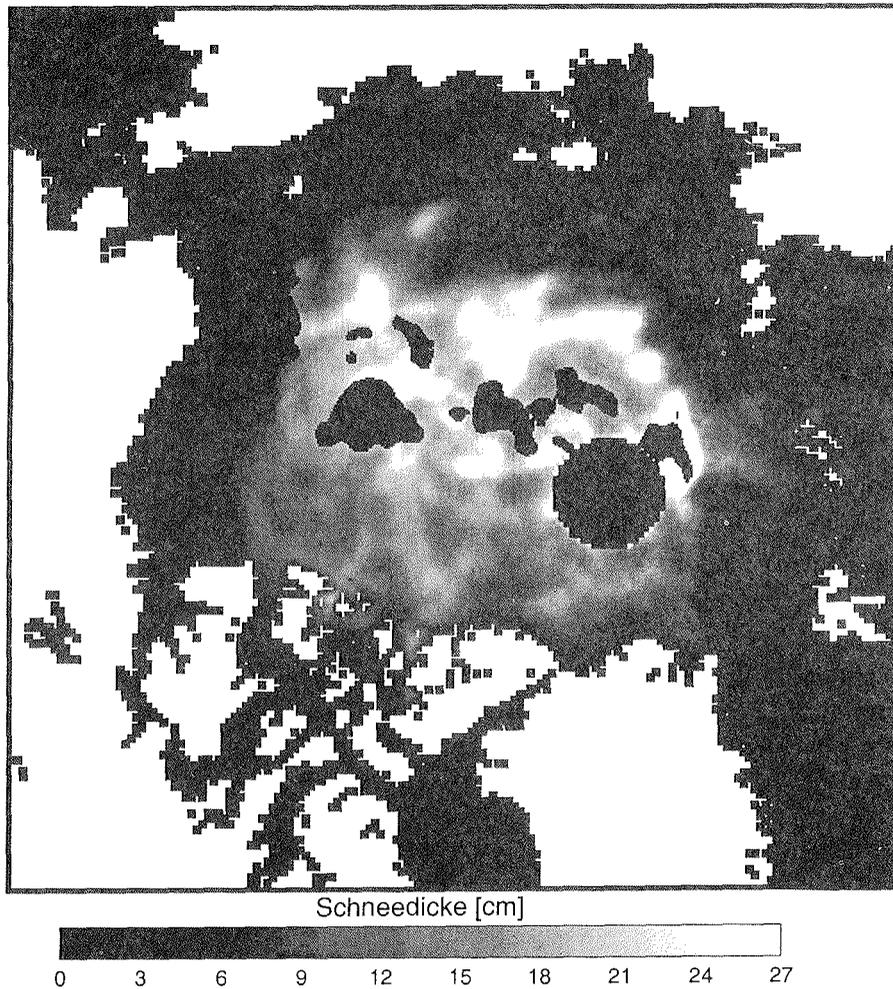


Abbildung 5.7: Dicke des nahezu trockenen Schnees (Parameter gemäß Tabelle 5.1) über dem arktischen Meereis zwischen dem 25. und 30.8.1996, abgeleitet aus SSM/I-Daten unter Verwendung der kombinierten Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory (CSFT).

Vor Anwendung dieser Gleichung wurden Werte für  $GR^{Eis}(37V, 19V)$ , die kleiner als  $-0,106$  waren, auf  $-0,106$  gesetzt, da das Modell keine niedrigeren Gradientenverhältnisse liefert. Die Differenz zwischen dem CSFT-Modell und dem Polynomfit liegt unter  $1,8$  cm im gesamten Schneedickenintervall von  $0$  bis  $26,1$  cm.

Um nun die Variation durch den Einfluß der Atmosphäre auf die vom SSM/I bestimmten Helligkeitstemperaturen zu reduzieren, wurden Wochenmittelwerte der Helligkeitstemperaturen für eine Extrapolation auf die gesamte Arktis für den Zeitraum vom 25. bis 30.8.1996 verwendet (Abbildung 5.7). Die mittlere Eiskonzentration für den Zeitraum ist in Abbildung 5.3 dargestellt.

Tabelle 5.1: Eingabe-Parameter des CSFT-Modells. Die Schneedicke ist in diesem Beispiel mit 20 cm angenommen. Zur Erklärung der verwendeten Symbole siehe Tabelle 2.1.

$z$	$T$	$\rho$	$D_{Sch}$	$F$	$D_{Eis}$	$D_{Luft}$	$S$	$\theta$	$R$	Schicht
m	K	kg/m <sup>3</sup>	mm	‰	mm	mm	‰	°		
Schneesichten										
0.000	270.3	0.300	0.250	0.000		1.2	0.0	0	1.0	12
-0.100	270.3	0.300	0.250	0.000		1.2	0.0	0	1.0	12
-0.150	270.3	0.460	0.900	0.000		1.2	0.0	54	1.0	11
-0.200	270.3	0.728	2.050	0.001		1.2	0.0	54	1.0	10
Eisschichten										
-0.380	270.3	0.769		0.000	10.0	0.1	0.6	24	2.5E-5	9
-0.460	270.3	0.782		0.000	10.0	0.1	0.9	24	2.5E-5	8
-0.630	270.3	0.807		0.000	10.0	0.1	1.5	24	2.5E-5	7
-0.770	270.3	0.828		0.000	10.0	0.1	1.9	24	2.5E-5	6
-0.870	270.3	0.842		0.000	10.0	0.1	2.2	24	2.5E-5	5
-0.970	270.3	0.858		0.000	10.0	0.1	2.5	24	2.5E-5	4
-1.020	270.3	0.865		0.000	10.0	0.1	2.7	24	2.5E-5	3
-1.580	270.3	0.948		0.000	10.0	0.1	4.5	24	2.5E-5	2
Wasserschicht										
-2.500	270.3	1.000		1.000	0.0	0.0	34.0	0.000	0.000	1

### 5.2.2.2 Ulaby-Modell

Tabelle 4.4 zeigt, daß für die radiometrischen Bodenmessungen der Term  $k\alpha_\epsilon \sec \theta$  bei den Frequenzen 21 und 35 GHz näherungsweise identisch ist. Da der Abstand zu den SSM/I-Frequenzen 19 bzw. 37 GHz nur jeweils 2 GHz beträgt, wird dieses im folgenden auch für die Frequenzen 19 und 37 GHz angenommen. Unter Verwendung des Modells von Ulaby, angewendet auf eine Schneeschicht über einer Schicht aus Eis und Wasser wie in Abschnitt 4.5.1, ergibt sich aus dem Vergleich von mittleren Schneedicken  $d_s$  und dem Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V, 19V)$  der Helligkeitstemperaturen des Eises

$$d_s = -14,29 \ln\left(\frac{0,45GR^{Eis}(37V, 19V) + 0,085}{0,09 - 0,48GR^{Eis}(37V, 19V)}\right). \quad (5.12)$$

Die mittlere Standardabweichung für  $d_s$  ist 5,9 cm und hängt etwas von der Schneedicke ab. Auch hier wird der Einfluß der Atmosphäre vernachlässigt.

### 5.2.2.3 Diskussion

Man erkennt, daß das Gradientenverhältnis, berechnet aus dem CSFT-Modell, ähnlich den Meßdaten und im Gegensatz zum Ulaby-Modell nur bis zu einer Schneedicke von etwa 26 cm monoton abfällt (Abbildung 5.5). Dieses hängt mit der begrenzten Eindringtiefe der elektromagnetischen Strahlung in den Schnee zusammen. Künzi

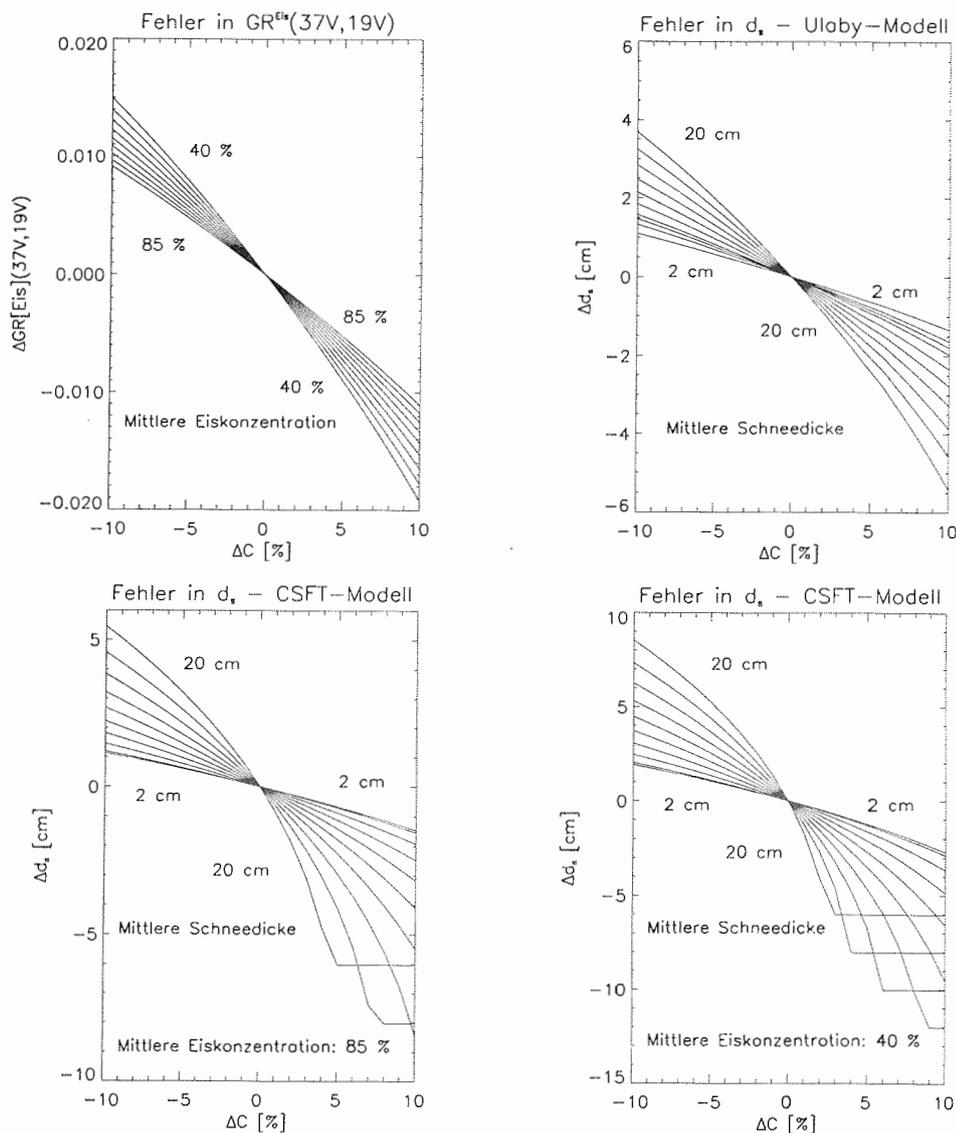


Abbildung 5.8: **Oben Links:** Fehler im Gradientenverhältnis der Meereises verursacht durch einen Fehler  $\Delta C$  in der Bestimmung der Eiskonzentration durch den NASA-Team-Algorithmus und daraus resultierend: **Oben Rechts:** Fehler in der Schneedickenbestimmung durch das Ulaby-Modell. **Unten Links:** Fehler in der Schneedickenbestimmung durch das CSFT-Modell bei 85 % Eiskonzentration und **Unten Rechts:** bei 40 % Eiskonzentration.

et al. (1982) fanden für Schnee über Land eine Sättigungstiefe von etwa 50 cm. Sturm et al. (1993) geben einen Wert dafür von 30 cm an. Markus und Cavalieri

(1998) fanden eine Sättigungstiefe für das Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V, 19V)$  von antarktischem Meereis von 45 cm.

Cavalieri et al. (1991) zeigten, daß der NASA-Team-Algorithmus im Vergleich mit SAR-Daten (Synthetic Aperture Radar) der Beaufortsee bei mittleren Eiskonzentrationen größer 90 % die Eiskonzentration um 0,5 bis 4,8 % mit Standardabweichungen zwischen 0,5 und 1,2 % unterschätzt hat. Aus Landsat-Daten bestimmten Steffen und Schweiger (1991) für die Grönlandsee Unterschätzungen der Eiskonzentration durch den NASA-Team-Algorithmus von  $3,7 \pm 1,4$  % und für SSM/I-Daten im März in der Beaufortsee  $9,4 \pm 6,1$  %.

Im folgenden wird der Fehler abgeschätzt, welcher durch Fehler der Eiskonzentrationsbestimmung durch den NASA-Team-Algorithmus auf die Bestimmung der Schneedicke übertragen wird: Als Helligkeitstemperatur des vertikal polarisierten 19 GHz-Kanals wird der mittlere Wert von Station 247 bei 21 GHz verwendet (228 K). Für Schneedicken von 2 bis 20 cm wird mit Hilfe der Gleichungen (5.9) und (5.11) bzw. (5.12) die Helligkeitstemperatur des 37 GHz-Kanals bestimmt. In Abbildung 5.8 oben links ist für verschieden große Fehler der Eiskonzentrationsbestimmung durch den NASA-Team-Algorithmus und für verschiedene mittlere Eiskonzentrationen der Fehler im Gradientenverhältnis des Meereises dargestellt. Damit läßt sich unter Verwendung von Gleichung (5.11) bzw. (5.12) der Fehler in der Schneedicke bestimmen. Er ist in Abbildung 5.8 oben rechts in Abhängigkeit vom Fehler in der Eiskonzentrationsbestimmung für mittlere Schneedicken von 2 bis 20 cm (Differenz jeweils 2 cm) für das Ulaby-Modell sowie links unten für das CSFT-Modell dargestellt. Man erkennt, daß der Fehler mit ansteigender mittlerer Schneedicke steigt. Da der CSFT-Algorithmus keine Schneedicken oberhalb von 26,1 cm bestimmt, bleibt der Fehler bei 20 cm Schneedicke und Abweichungen in der Eiskonzentration von etwa 5 % konstant bei etwa 6 cm. Bei geringen mittleren Eiskonzentrationen steigt der Fehler an. Daher wurden in den Abbildungen 5.3 sowie 5.5 SSM/I-Pixel mit Eiskonzentrationen unter 60 % nicht weiter berücksichtigt.

### 5.3 Sensitivitätsuntersuchung

Neben der Schneedicke beeinflussen weitere Parameter wie der freie Wassergehalt im Schnee, die Schneekorngröße und in geringerem Maße auch der Salzgehalt der oberen Schichten des Eises das Mikrowellensignal. Hier wird nun mit Hilfe der kombinierten Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory der Einfluß dieser Parameter auf das Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V, 19V)$  des SSM/I untersucht. Zunächst jedoch wird der Einfluß der Atmosphäre erläutert.

#### 5.3.1 Einfluß der Atmosphäre auf das Gradientenverhältnis

Im Rahmen des ATMICE-Projektes wurde auch der Einfluß der Atmosphäre auf die Helligkeitstemperaturen des SSM/I untersucht (Fuhrhop et al., 1997, 1998). Tabelle 5.3 zeigt die Sensitivitäten des kombinierten Eis-Atmosphärenmodells auf die Atmosphärenparameter Gesamtwasserdampfgehalt  $S_w$ , Wolkenwassergehalt  $S_l$ , Regenrate  $S_R$  und Schneewolkenrate  $S_{Schnee}$ . Die Sensitivitäten sind stark von der

Oberflächenreflektion abhängig. Daher wurden sie für die Fälle einer reinen Wasserfläche ( $S_{Wasser}$ ) und einer 100 % Eisfläche ( $S_{Eis}$ ) getrennt bestimmt. Für eine Eiskonzentration  $0 \leq C \leq 1$  läßt sich die Sensitivität  $S$  einfach gemäß  $S = CS_{Eis} + (1 - C)S_{Wasser}$  berechnen. Die Sensitivitäten der SSM/I-Kanäle auf die Atmosphärenparameter sind über Eis meist deutlich geringer als über dem Wasser. Bis auf den Fall von Schneewolken werden die Helligkeitstemperaturen mit Erhöhung der Atmosphärenparameter erhöht. Bei Schneewolken in der Atmosphäre wird die Strahlung an den Eisteilchen gestreut. Deshalb wird die Helligkeitstemperatur reduziert. Die Streuung nimmt mit steigender Frequenz zu, was sich u.a. auf das Verhältnis aus Wellenlänge und den Schneekorngrößen zurückführen läßt.

Tabelle 5.2: *Basishöhen und Dicken verschiedener Wolkentypen über dem arktischen Ozean (entnommen aus Radionov et al., 1997).*

Wolkentyp	Basishöhe (m)		Dicke (m)	
	Winter	Sommer	Winter	Sommer
Stratus	350	170	150	400
Stratocumulus	650	450	400	600
Nimbostratus	500	500	1500	1500
Altostratus, Altostratus, Altocumulus	1600	2500	500	500
Cirrus, Cirrostratus, Cirrocumulus	5900	6600	1700	2100

Hier wird nun abgeschätzt, welchen Einfluß die Veränderungen der Atmosphäre auf das Gradientenverhältnis besitzen. In Tabelle 5.2 sind typische Dicken und Basishöhen von Stratus-Wolken des arktischen Ozeans aufgeführt (nach Radionov et al., 1997). Der Bedeckungsgrad mit Wolken liegt im Sommer höher als im Winter, typisch sind 90 bis 100 %. Stratus-Bewölkung dominiert im ganzen Jahr und liegt im Winter etwa bei 60 %, im Sommer dagegen bei 80 %. Der Flüssigwassergehalt der Stratuswolken liegt über Eis im Mittel bei  $0,08 \text{ g/m}^3$  (Minimum  $0,01 \text{ g/m}^3$ , Maximum  $0,30 \text{ g/m}^3$ ), die der Stratocumuluswolken bei  $0,12 \text{ g/m}^3$  (Minimum  $0,01 \text{ g/m}^3$ , Maximum  $0,55 \text{ g/m}^3$ ) (Radionov et al., 1997). Zur Abschätzung des Einflusses werde die Messung von Station 247 zugrundegelegt. Bei einer mittleren vertikal polarisierten Helligkeitstemperatur der Oberfläche von 228 K bei 21 GHz und 215 K bei 35 GHz und eines einfachen linearen Zusammenhanges zwischen Helligkeitstemperatur und Frequenz sowie 50 % Stratusbewölkung und 50 % Stratocumulusbewölkung ergibt sich für die maximale Änderung des Gradientenverhältnisses  $\Delta GR^{Eis}(37V, 19V)$  etwa 0,012. Dieses Beispiel zeigt, daß der Einfluß des Wolkenwassergehaltes verglichen mit dem Einfluß der Schneedicke gering ist (vgl. Abbildung 5.5). Oelke (1996) zeigt, daß der Einfluß des Gesamtwassergehaltes auf das Gradientenverhältnis im Bereich von  $0,6$  bis  $13 \text{ kg/m}^2$  ebenfalls sehr gering ist (kleiner als 0,01). Serreze et al. (1995) geben einen Maximalwert des zonal und monatlich gemittelten Gesamtwassergehaltes nördlich  $70^\circ\text{N}$  von  $16,2 \text{ kg/m}^2$  an. Niederschlag wurde während der Expedition ARK XII/1 selten beobachtet. Im klimatologischen

Tabelle 5.3: Sensitivitäten der Helligkeitstemperaturen bei den Frequenzen des SSM/I auf die Atmosphärenparameter Gesamtwasserdampfgehalt  $S_w$ , Wolkenwasserweg  $S_l$ , Regenrate  $S_R$  und Schneewolkenrate  $S_{Schnee}$  über dem offenen Ozean bzw. über Eis, berechnet mit dem kombinierten Eis-Atmosphärenmodell im Rahmen des ESA-Projektes ATMICE (Fuhrhop et al., 1997).

Kanal	$S_w$ [K/(kg m <sup>-2</sup> )]		$S_l$ [K/(hg m <sup>-2</sup> )]	
	Ozean	Eis	Ozean	Eis
19 V	0,7	0,1	2,4	0,8
19 H	1,3	0,2	4,3	1,3
22 V	1,8	0,4	2,2	1,0
37 V	0,4	0,2	4,8	3,4
37 H	0,8	0,2	9,7	4,7
85 V	0,8	1,2	3,3 ... 7,1	4,7 ... 16,1
85 H	2,1	1,4	8,5 ... 18,8	6,4 ... 18,7
Kanal	$S_R$ [K/(mm h <sup>-1</sup> )]		$S_{Schnee}$ [K/(mm h <sup>-1</sup> )]	
	Ozean	Eis	Ozean	Eis
19 V	8,2 ... 5,6	1,4 ... 0,3	0,1	-0,4
19 H	14,8 ... 10,3	2,3 ... 0,9	0,5	-0,3
22 V	7,9 ... 4,4	1,7 ... 0,3	-0,1	-0,7
37 V	18,4 ... 1,9	6,5 ... 1,3	-0,1 ... -6,3	-0,5 ... -5,6
37 H	39,1 ... 5,1	9,3 ... 1,9	0,9 ... -1,7	-0,4 ... -5,0
85 V	12,5 ... -0,3	26,6 ... 0,5	-67,8 ... -20,2	-55,1 ... -13,8
85 H	63,1 ... -0,3	33,2 ... 0,8	-49,0 ... -10,8	-49,0 ... -11,9

Mittel wurden jedoch im Arktischen Ozean die meisten Tage mit Niederschlag im September und Oktober registriert (Radionov et al., 1997). Das Maximum des Niederschlages liegt bei 24 mm/Tag. Damit ist nach Tabelle 5.3 der Einfluß auf das Mikrowellensignal des SSM/I bei 19 und 37 GHz gering. Im Mittel beträgt der feste Anteil am Niederschlag etwa ein Drittel des gesamten Niederschlages (Radionov et al., 1997). Somit hat die Schneewolkenrate nach Tabelle 5.3 ebenfalls einen geringen Einfluß auf das Mikrowellensignal des SSM/I bei 19 und 37 GHz. Insgesamt ist der Einfluß der Atmosphäre auf das Gradientenverhältnis gering.

### 5.3.2 Einfluß der Schneekorngrößen auf das Gradientenverhältnis

Die Anwendung des kombinierten Eis-Atmosphärenmodells in Kapitel 2 hatte gezeigt, daß der Durchmesser der Schneekörner einen großen Einfluß auf die bei den Frequenzen des SSM/I bestimmten Helligkeitstemperaturen sowie auf das Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V, 19V)$  hat. Abbildung 5.9 zeigt nun den Einfluß bei der Variation der Schneekorndurchmesser auf das Gradientenverhältnis, berechnet mit Hilfe der kombinierten Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory (CSFT): Die durchgezogene Linie zeigt das Gradientenverhältnis nach Änderung des Korndurchmessers der tiefsten der drei Schichten des Schnees um  $\pm 0,21$  mm, die gestrichelten Linien die gleiche Variation in der mittleren Schneeschicht und die punktierten Li-

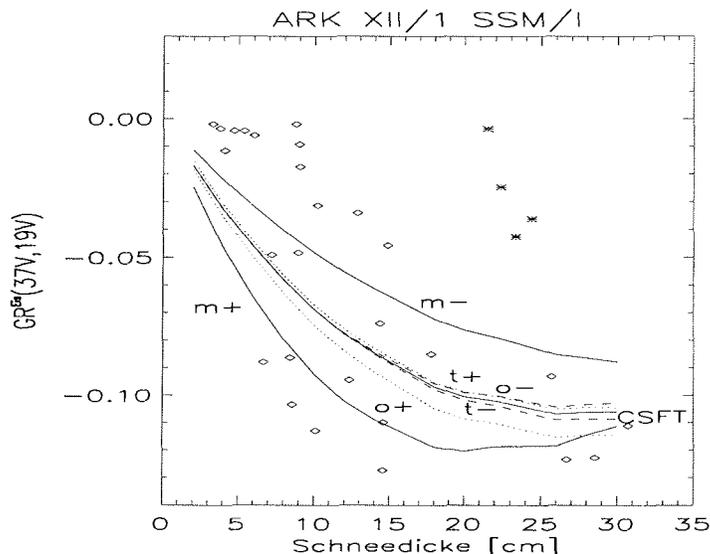


Abbildung 5.9: Einfluß der Schneekornparameter auf das Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V,19V)$  in Abhängigkeit von der Schneedicke.  $t+/-$  ( $m+/-$ ,  $o+/-$ ): Variation der der Schneekorndurchmesser der tiefsten (mittleren bzw. obersten) Schneeschiicht um  $\pm 0,21$  mm.

nien entsprechend in der oberen Schicht. Der Variationsbereich ist identisch mit den Standardabweichungen der Schneekorndurchmesser nach Bestimmung der größten und kleinsten Durchmesser der Schneekörner an 31 Schneemessungen auf 6 Stationen während ARK-XII/1. Man erkennt, daß der Einfluß des Schneekorndurchmessers auf das Gradientenverhältnis sehr stark von der Tiefe der Körner im Schnee abhängt. Dieses zeigt sich auch daran, daß sich der Einfluß des Schneekorndurchmessers auf das Gradientenverhältnis in Abhängigkeit von der Tiefe der Schneekörner im Schnee umkehren kann. Dieses hängt sowohl mit den unterschiedlichen Eindringtiefen der elektromagnetischen Strahlung bei 19 und 37 GHz als auch mit dem Verhältnis aus Schneekorndurchmessern zur Wellenlänge zusammen. Man erkennt in Abbildung 5.9, daß dabei die mittlere Schicht die größte Sensitivität aufweist. Nimmt die Schneedicke zu, so steigt das Gradientenverhältnis wieder an.

### 5.3.3 Einfluß von Salzgehalt und Dichte der oberen Eisschichten auf das Gradientenverhältnis

Erstjähriges und mehrjähriges Eis unterscheiden sich aufgrund des Drainage-Effektes vor allem im Salzgehalt sowie der Dichte der obersten Eisschichten (Tucker et al., 1992). Erstjähriges Eis weist deutlich höhere Salzgehalte und Dichten in den oberen Eisschichten auf. Darüberhinaus ist die Schneeauflage auf erstjährigem Eis im allgemeinen etwas geringer als über mehrjährigem Eis (Tucker et al., 1987; Perovich et al., 1988; Garrity, 1992). Hier wird nun mit Hilfe der kombinierten Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory der Einfluß einer Veränderung des Mikrowellensignals bei Erhöhung von Salzgehalt und Dichte in den oberen Schichten

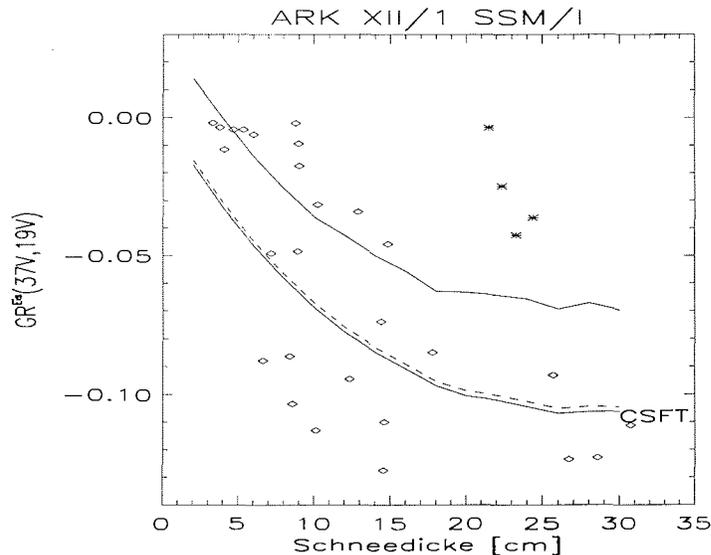


Abbildung 5.10: Einfluß der Erhöhung von Dichte und Salzgehalt um eine Standardabweichung aus Abbildung 4.4 auf das Gradientenverhältnis (gestrichelte Linie) und der Einfluß bei Erhöhung der Dichte um eine Standardabweichung und der Erhöhung des Salzgehaltes in den oberen Schichten des Meereises auf Werte für erstjähriges Meereis (durchgezogene Linie).

des Eises gezeigt (Abbildung 5.10). Dabei wurde die Dichte um eine Standardabweichung von  $788 \text{ kg/m}^3$  auf  $854 \text{ kg/m}^3$  und der Salzgehalt von  $0,6 \text{ ‰}$  in der obersten Eisschicht bzw.  $0,9 \text{ ‰}$  in der zweiten Eisschicht auf  $17,5$  bzw.  $10,5 \text{ ‰}$  erhöht. Für den Salzgehalt wurden dabei die Werte für erstjähriges Eis aus Kapitel 2 verwendet. Man erkennt, daß trotz des auch für erstjähriges Eis hohen Salzgehaltes das Gradientenverhältnis mit steigender Schneedicke immer noch abnimmt. Dieses ist ein Indiz dafür, daß der Einfluß des Schnees auf das Mikrowellensignal unter den während ARK-XII/1 vorgefundenen Bedingungen in der Arktis gegenüber dem Einfluß des Eises überwiegt. Der Einfluß einer Erhöhung von Salzgehalt und Dichte im Meereis um jeweils eine Standardabweichung ist gering, siehe gestrichelte Linie in Abbildung 5.10.

#### 5.3.4 Einfluß des freien Wassergehaltes auf das Gradientenverhältnis

Der freie Wasseranteil im Schnee erhöht insbesondere die Helligkeitstemperatur des 37 GHz-Kanals des SSM/I. Der Streuanteil zur Emissivität sinkt, da die Eindringtiefe der elektromagnetischen Wellen in den Schnee mit steigendem freien Wasseranteil sinkt. Dieses zeigt sich in einer Erhöhung des Gradientenverhältnisses  $GR^{Eis}(37V,19V)$  (Abbildung 5.11). Dieses kann so weit gehen, daß mit zunehmender Schneedicke die Streuung für den 37 GHz-Kanal geringer ansteigt als für den 19 GHz-Kanal. Dieses führt zu einer Erhöhung des Gradientenverhältnisses mit

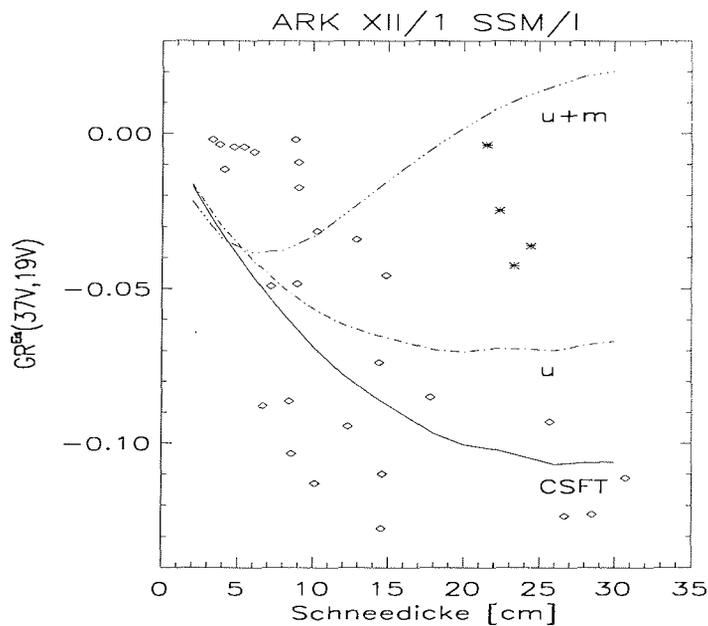


Abbildung 5.11: Einfluß der Erhöhung des Flüssigwassergehaltes der unteren Schneeschicht ( $u$ ) und der unteren und mittleren ( $u+m$ ) Schneeschicht von 0 auf 5 % auf das Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V, 19V)$ .

steigender Schneedicke. Eine solche Erhöhung wurde auch auf den Stationen 246 und 247 beobachtet (Kapitel 4.5.4). Auch dort wurden relativ hohe Temperaturen ( $-1,0^{\circ}\text{C}$ ) an der Schnee/Luft-Grenze beobachtet.

#### 5.4 Vergleich mit russischen Driftstationsdaten

Seit 1950 hatte die UdSSR zwei, gelegentlich sogar drei Driftstationen im arktischen Ozean betrieben. Die erste Station, NP-1, nahm bereits 1937 den Betrieb auf. Insgesamt 30 Stationen wurden zwischen 1950 und 1991 betrieben, eine Station davon  $8\frac{1}{2}$  Jahre. Die mittlere Betriebsdauer betrug 2,4 Jahre. Zusätzlich zur Unterstützung wissenschaftlicher Studien arbeiteten diese Stationen als synoptische meteorologische Stationen, auf denen die Daten der Position, des Oberflächenwetters, der Strahlung und insbesondere der Schneebedingungen aufgezeichnet wurden. In der Zeit von 1937 bis 1986 wurden daraus Monatsmittel bestimmt (Radionov et al., 1997). Diese werden hier verwendet. Man erkennt, daß es zwischen Juli und September einen Anstieg der mittleren Schneedicke in Abhängigkeit von der Breite in der Arktis (Abbildung 5.12 links) gibt. Auch in den Schneedickenmessungen, die wir während ARK XII/1 in der Kara- und Laptewsee aufgenommen haben, fand sich ein solcher Anstieg (Abbildung 5.12 rechts). Eine lineare Regression der Meßdaten ergab als Zusammenhang zwischen der Schneedicke  $S$  (in cm) und der

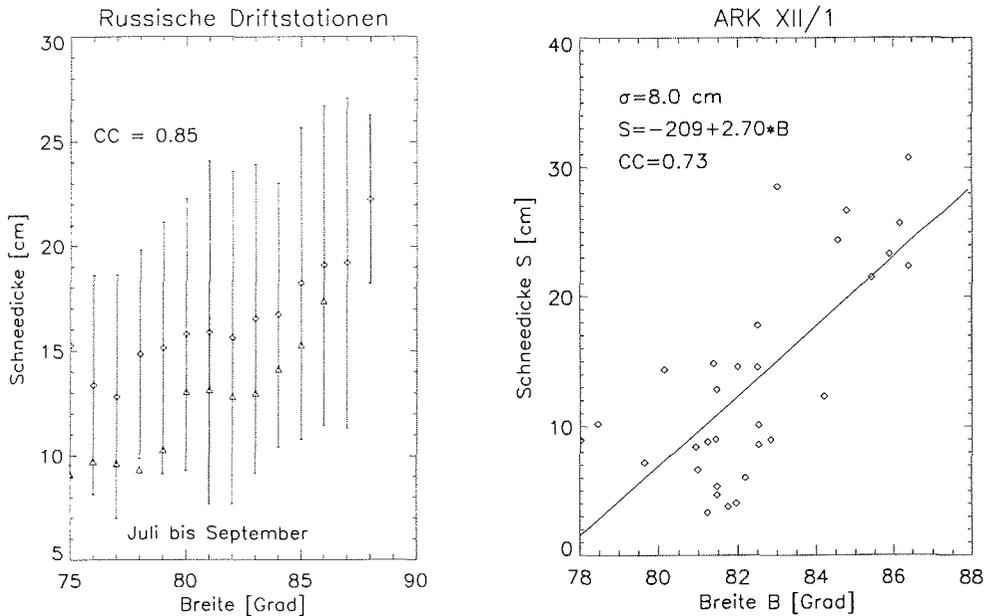


Abbildung 5.12: **Links:** Mittlere Schneedickenverteilung im August und September 1937-1986 in Abhängigkeit von der Breite, abgeleitet aus Daten von russischen Driftstationen (Raute und Standardabweichungen) sowie abgeleitet aus den SSM/I-Daten vom 25.-30. August 1996 (Abbildung 5.7, Dreiecke).  $CC$  ist der Korrelationskoeffizient zwischen beiden Datensätzen **Rechts:** Mittlere Schneedickenverteilung der Messungen während der Polarsternfahrt ARK XII/1.  $\sigma$  ist die Standardabweichung der Regression der Schneedicken,  $CC$  der Korrelationskoeffizient zwischen

geographischen Breite  $B$  (in  $^{\circ}$ )

$$S = -209 + 2,70 \times B. \quad (5.13)$$

Aus den SSM/I Daten der Abbildung 5.7 wurden zonale Mittelwerte der Schneedicken bestimmt. Sie besitzen eine hohe Korrelation (Korrelationskoeffizient 0,85) mit den mittleren Schneedicken der russischen Driftstationsdaten. Sie sind ebenfalls in Abbildung 5.12 links eingetragen. Dieses zeigt, daß der abgeleitete Algorithmus tatsächlich näherungsweise die Schneedicke bestimmen kann. Möglicherweise unterschätzt er geringfügig die Schneedicke. Dieses kann einerseits an den speziellen Bedingungen während des Zeitraumes der Expedition ARK XII/1 liegen, andererseits in der Ausgrenzung des Falles von hohem Flüssigwassergehalt bei großer Schneedicke. Jedoch liegen bis auf einen mittleren Schneedickenwert alle aus den SSM/I-Daten bestimmten zonalen mittleren Schneedicken innerhalb der Standardabweichung der mittleren Schneedickendaten der Driftstationen. Der Algorithmus ist gültig für die Region der Kara- und Laptewsee, aus der die Daten für die Herleitung des Algorithmus stammt, sowie für den Zeitraum der Expediti-

on ARK XII/1. Eine weitere Validierung dieses Ansatzes in anderen Regionen und insbesondere auch zu anderen Jahreszeiten erscheint sinnvoll, da die Schneeaufgabe für Energiebilanz-Rechnungen an der Eisoberfläche sowie für die Entwicklung des Eises (Maykut, 1986) von großem Interesse ist.

# Kapitel 6

## Fazit und Ausblick

Meereis und seine Schneeeauflage besitzen wegen ihrer hohen Albedo und geringen Wärmeleitfähigkeit eine große Bedeutung für das globale Klima. Darüberhinaus stellt das Meereis ein Hindernis für die Schifffahrt in arktischen und antarktischen Gewässern dar. Meereis der Arktis ist etwa 11 Monate im Jahr von Schnee bedeckt (Radionov et al., 1997). Schnee ist ein sehr guter Wärmeisolator (Wärmeleitfähigkeit etwa  $0,23 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  bei einer Dichte von  $290 \text{ kg/m}^3$  (Eicken et al., 1995b) gegenüber etwa  $2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  des Meereises). Auch sind Schneeakkumulationsraten für den Süßwassereintrag wichtig (Markus und Cavalieri, 1998). Schnee besitzt eine hohe Albedo und daher auf langen Zeitskalen einen kühlenden Effekt auf das globale Klima (Ledley, 1991). Schnee beeinflusst die Festigkeit des Eises durch Erhöhung des Solevolumens im Eis (Eicken et al., 1995b). Aus diesen Gründen ist die flächendeckende Beobachtung des Meereises und seiner Schneeeauflage wünschenswert. Passive Mikrowellendetektoren an Bord von Satelliten (z.B. SSM/I, Special Sensor Microwave Imager) ermöglichen die Beobachtung der Erde unter nahezu allen Wetterbedingungen, auch in der Polarnacht.

Um das Signal des SSM/I vom Meereis besser zu verstehen, wurde zunächst ein kombiniertes Strahlungstransportmodell für den Mikrowellenbereich von 1 bis 100 GHz [4,5]<sup>1</sup> aus einem Modell für die Atmosphäre und einem Modell für das Eis zusammengesetzt. Dabei wurde ein Successive Order of Scattering Algorithmus (Simmer, 1994) zur Bestimmung des Einflusses der Atmosphäre und die Strong Fluctuation Theory (SFT) zur Bestimmung des Einflusses des Meereises verwendet. Nach einer Validation des Eis-Modells mit den drei in der Arktis am häufigsten auftretenden Eistypen erstjähriges, mehrjähriges und dünnes Meereis (sowie im Rahmen des Projektes ATMICE an 6 Testfällen [4]) wurden die Sensitivitäten für die verschiedenen Parameter der Eistypen und der Atmosphäre bestimmt. Die Validation zeigte, daß die Emissivitäten bei den Frequenzen des SSM/I für die schneebedeckten Fälle etwa 10 % (abhängig von der Frequenz und vom Eistyp) vom Meereis-Modell überschätzt wurden. Daher mag der Fehler der Sensitivitäten auch etwa 10 % betragen. Um eine genauere Modellierung zu ermöglichen, wäre die Berücksichtigung höherer Terme der Dyson-Gleichung zur Berechnung der elektrischen Felder notwendig. In dieser Arbeit wird die bilokale Approximation als hinreichend vorausgesetzt. Ab-

---

<sup>1</sup>Die Ziffern beziehen sich auf die Veröffentlichungen vor dem Inhaltsverzeichnis.

weichungen könnten bei höheren Frequenzen (etwa oberhalb von 50 GHz) meßbar werden. Neben der Eiskonzentration besitzen nach den Modellrechnungen für die Fälle des schneebedeckten Meereises insbesondere die Parameter Schneedicke, Flüssigwassergehalt des Schnees sowie die Größe der Schneekörner einen großen Einfluß auf das Mikrowellensignal des SSM/I. Für dünnes Eis ohne Schneeauflage haben neben der Dicke des Meereises auch der Luftblasendurchmesser, die Dichte und der Salzgehalt einen größeren Einfluß auf das Mikrowellensignal.

Um das Mikrowellensignal auch aus dem Experiment heraus näher zu verstehen, wurden während der 12. Arktisexpedition von F.S.Polarstern vom 12. Juli bis 23. September 1996 in der Kara- und Laptewsee radiometrische in-situ-Messungen von verschiedenen Eistypen aufgenommen [1,2], mit Tagesmittelwerten des SSM/I verglichen und daraus ein Algorithmus zur Bestimmung der Schneedicke über arktischem Meereis aus SSM/I-Daten abgeleitet [3]: Insbesondere das Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V, 19V)$  der vertikal polarisierten 19 und 37 GHz-Kanäle eignete sich zur Bestimmung der Schneedicke. Die aus radiometrischen in situ Messungen und aus Tagesmittelwerten des SSM/I berechneten Gradientenverhältnisse  $GR(35V, 21V)$  bzw.  $GR^{Eis}(37V, 19V)$  zeigten eine hohe Korrelation (Korrelationskoeffizient: 0,85) sowie eine geringe Standardabweichung  $\sigma = 0,03$  (etwa 21 % des Meßbereichs). Die radiometrischen in situ-Messungen bei 11, 21 und 35 GHz zeigten deutlich einen Zusammenhang mit der Schneedicke. In Kombination mit Modellrechnungen sowie den physikalischen Temperaturen im Schnee wurden die verschiedenen Abhängigkeiten der Helligkeitstemperaturen untersucht. Dabei wurde ein Anstieg der Helligkeitstemperaturen und des Gradientenverhältnisses im wesentlichen auf Absorption im Schnee, ein Abfall der Helligkeitstemperaturen bzw. des Gradientenverhältnisses auf Streuung im Schnee zurückgeführt sowie mit unterschiedlichem Gehalt an freiem Wasser im Schnee erklärt.

Passive Mikrowellenmessungen an dünnem Süßwassereis im Tankexperiment zeigen Oszillationen der Helligkeitstemperatur und Emissivität in Abhängigkeit von der Eisdicke aufgrund von Interferenz sowie Reflektion an den Grenzschichten Wasser/Eis bzw. Eis/Luft. Eine auf der SFT basierende Modellierung dieser Daten erlaubt die Ableitung der Eisdicke und Eiswachstumsgeschwindigkeit [6]. Die Theorie setzt planparallele Schichtung des Eises voraus. Diese Voraussetzung ist im arktischen und antarktischen Meereis nicht erfüllt. Da die SFT jedoch im Frequenzbereich bis etwa 50 GHz sehr genau die Streuung im Eis modelliert und die Oszillationen im wesentlichen auf der Fresnel-Reflektion basieren, wurde eine Strahlungstransporttheorie zur Berechnung der inkohärenten Reflektion mit dem Streuterm der SFT zu einer kombinierten Strahlungstransport-Strong Fluctuation Theory (CSFT) zusammengesetzt. Diese zeigt nur noch die vernachlässigbar geringen Oszillationen des Streubeitrags zur Emissivität.

Der Algorithmus zur Bestimmung der Schneedicke berechnet zunächst mit dem NASA-Team-Algorithmus (Cavalieri et al., 1984) die Eiskonzentration, dann die Helligkeitstemperaturen des Meereises. Aus einer Modellierung des Zusammenhangs zwischen Schneedicke  $d_s$  und dem Gradientenverhältnis  $GR^{Eis}(37V, 19V)$  der Helligkeitstemperaturen des Eises durch die CSFT wird die Schneedicke bestimmt. Eine Anpassung eines Polynoms zweiten Grades an das CSFT-Modell liefert nach

Inversion für die Schneedicke (in cm)

$$d_s = 26,12 - \sqrt{707,4 + 6632,4GR^{Eis}(37V, 19V)}. \quad (6.1)$$

Grundlage hierzu sind 11 Eisbohrkerne und Schneeparameter von 31 Stationen, die während der Expedition ARK-XII/1 aufgenommen wurden [1,2,7]. Einige Messungen zeigten bei hoher Schneedicke hohe Gradientenverhältnisse. Durch einen Vergleich mit den radiometrischen Bodenmessungen wurde gezeigt, daß diese Gradientenverhältnisse mit Absorption der elektromagnetischen Strahlung im Schnee konsistent erklärt werden können [3]. Sie wurden zur Ableitung des Algorithmus nicht berücksichtigt. Verglichen wurde der Algorithmus mit zonalen Mittelwerten der Schneedicken russischer Driftstationsdaten von 1937–1986. Es zeigte sich in beiden Datensätzen ein Anstieg der Schneedicke mit der Breite [3].

Ein Vergleich von Mikrowellen-Bodendaten des Meereises mit entsprechenden Satellitendaten setzt eine genaue Kenntnis der Eigenschaften des Meereises voraus. Es wäre notwendig, auch die mittleren Änderungen der dielektrischen Eigenschaften und der Strukturparameter des Meereises in Abhängigkeit von der Zeit zu kennen. Dieses würde sicherere Extrapolationen erlauben. Darüberhinaus wären thermodynamische Modelle und Modelle, die den Eistransport beschreiben, hilfreich, um Mehrdeutigkeiten des passiven Mikrowellensignals zu reduzieren. Radiometrische Messungen auf Eisschollen von Seen wie z.B. dem Ladoga-See wären sicher auch von großem Nutzen, da sie längerfristige in situ-Beobachtungen der Eisbedingungen an einzelnen Stellen erlauben würden. Abweichungen zu Messungen in der Arktis werden aufgrund des Salzgehaltes im Meereis zwar auftreten, jedoch aufgrund des geringeren Einflusses des Salzgehaltes bei Schneeaufgabe sollten die Messungen zumindest vergleichbare Ergebnisse für die schneebedeckten Eistypen liefern.

Insbesondere das Gradientenverhältnis ist nach den Ergebnissen dieser Arbeit geeignet, um die Schneedicke zu bestimmen. Andere Parameter des Schnees wie z.B. der Flüssigwassergehalt oder der Schneekorndurchmesser besitzen jedoch, wie gezeigt, auch einen Einfluß auf das Signal des SSM/I. Diese Parameter sollten ebenfalls in zukünftigen Expeditionen bestimmt werden, um ihren Einfluß auf das Mikrowellensignal genauer zu erfassen.



## Anhang A: Überblick über sämtliche radiometrischen Messungen während ARK XII/1

Tabelle 6.1 gibt einen Überblick über alle während ARK XII/1 aufgenommenen Radiometermessungen. Entlang der horizontalen Profile wurden Schneedickenmessungen ausgeführt. Die Messungen sind in einem Report mit Titel 'Radiometric measurements in the Arctic during ARK-12' (Autoren: G.Heygster und K.-P.Johnsen) an die ESA (ESTEC, Keplerlaan 1, 2200AG Noordwijk, Niederlande) unter purchase order 1996-06-19 No. 161428 zusammengefaßt. Eine Diskette mit den Daten liegt dem Report bei.

Tabelle 6.1: Überblick über die radiometrischen Messungen während ARK XII/1: In jedem Fall wurden in beiden Polarisationen Messungen ausgeführt.

Jul.Tag	Station Nr.	Datum	Winkel [°]	Radiometrische Messungen
210	41/018	28.07.96	10-70	Erstjähriges Eis, Schmelztümpel
212	41/022	30.07.96	20-70	
214	41/029	01.08.96	20-70	
218	41/043	05.08.96	20-70	
219	41/046	06.08.96	20-70	
219	41/046	06.08.96	50	Profilmessung 12 m
220	41/048	07.08.96	20-70	Profilmessung 3 m
221	41/052	08.08.96	20-70	
221	41/052	08.08.96	50	Mit und ohne Schneeeauflage
222	41/055	09.08.96	20-70	
229	41/073	16.08.96	20-70	
229	41/073	16.08.96	50	Mit und ohne Metallschicht
232	41/080	19.08.96	20-70	37 GHz
234	41/083	21.08.96	20-70	37 GHz
234	41/083	21.08.96	50	Profilmessung 10 m
238	41/088	25.08.96	20-70	
238	41/088	25.08.96	40,50,60,70	Profilmessung 15 m
239	41/090	26.08.96	20-70	
239	41/090	26.08.96	20,45,55,60	Profilmessung 5 m
239	41/090	26.08.96	50	Profilmessung 15 m
246	41/100	02.09.96	20-70	
246	41/100	02.09.96	50	Profilmessung 55 m
247	41/103	03.09.96	20-70	
247	41/103	03.09.96	50	Profilmessung 40 m
247	41/103	03.09.96	30,40,60,70	Profilmessung 3 m

## Anhang B: Numerische Sensitivitäten des kombinierten Eis-Atmosphärenmodells

Tabelle 6.2: Sensitivität  $\Delta T_B$  des Modells für dünnes Eis (Typ Dark Nilas) ohne Schnee. Angegeben ist jeweils die Änderung der Helligkeitstemperatur in K bei Änderung des jeweiligen Parameters aus Tabelle 2.1 um den Wert, der in Tabelle 2.2 unter Sensitivitätsintervall aufgeführt ist. Sc: Schicht-Nummer, Par: Parameter.

Sc	Par	19.35 GHz		22.235 GHz		37 GHz		85.5 GHz		$R_P$	$R_G$
		V	H	V	H	V	H	V	H		
Eisschicht											
2	$z$	-2.02	-2.69	-9.65	-33.36	5.01	22.21	-0.05	-0.37	1.74	15.11
2	$T$	0.20	0.30	0.11	0.07	0.06	0.09	0.00	-0.02	-0.27	-0.29
2	$\rho$	0.97	1.42	0.90	1.81	-0.13	-0.66	-0.02	-1.49	-1.19	-2.38
2	$D_{Eis}$	-0.91	-1.32	-0.43	-0.16	-0.21	-0.46	-0.02	-1.57	1.09	1.50
2	$D_{Luft}$	1.59	2.95	0.43	-1.34	1.04	3.55	-1.10	-4.08	-3.59	-1.17
2	$S$	1.33	2.05	0.72	0.39	0.44	0.71	-0.02	-1.85	-1.90	-1.91
Wasserschicht											
1	$T$	0.01	-0.02	0.00	0.00	-0.00	-0.01	-0.00	0.00	0.03	0.02

Tabelle 6.3: Sensitivität  $\Delta T_B$  des Modells für dünnes Eis (Typ Dark Nilas) mit Schnee. Angegeben ist jeweils die Änderung der Helligkeitstemperatur in K bei Änderung des jeweiligen Parameters aus Tabelle 2.1 um den Wert, der in Tabelle 2.2 unter Sensitivitätsintervall aufgeführt ist. Sc: Schicht-Nummer, Par: Parameter.

Sc	Par	19.35 GHz		22.235 GHz		37 GHz		85.5 GHz		$R_P$	$R_G$
		V	H	V	H	V	H	V	H		
Schneeschiicht											
3	$\rho$	0.22	3.23	0.00	-1.93	0.01	0.89	0.22	-1.91	-7.20	-0.45
3	$D_{Schn}$	0.11	0.67	-0.07	-0.54	-0.12	-0.53	0.34	-0.16	-1.34	-0.50
3	$F$	1.14	2.40	0.35	-0.08	0.57	0.70	0.34	0.19	-3.02	-1.22
Eisschiicht											
2	$z$	-2.24	-17.73	-9.88	-0.55	6.15	-0.88	-0.05	-0.07	37.04	18.08
2	$T$	0.19	0.31	0.10	0.14	0.06	0.10	-0.00	-0.00	-0.28	-0.29
2	$\rho$	0.98	2.22	0.93	0.73	-0.20	0.48	-0.03	-0.38	-2.95	-2.56
2	$D_{Eis}$	-0.93	-1.39	-0.43	-0.70	-0.21	-0.24	0.01	-0.37	1.09	1.55
2	$D_{Luft}$	1.69	2.24	0.39	1.62	1.21	1.10	0.11	-0.95	-1.33	-1.02
2	$S$	1.32	2.10	0.71	1.00	0.41	0.67	0.01	-0.46	-1.88	-1.94
Wasserschiicht											
1	$T$	-0.02	-0.02	-0.01	-0.01	-0.00	-0.00	-0.00	0.00	0.01	0.02

Tabelle 6.4: Sensitivitäten  $\Delta T_B$  des Modells für erstjähriges Eis mit Schneeschiicht. Angegeben ist jeweils die Änderung der Helligkeitstemperatur in K bei Änderung des jeweiligen Parameters aus Tabelle 2.1 um den Wert, der in Tabelle 2.2 unter Sensitivitätsintervall aufgeführt ist. Sc: Schicht-Nummer, Par: Parameter.

Sc	Par	19.35 GHz		22.235 GHz		37 GHz		85.5 GHz		$R_P$	$R_G$
		V	H	V	H	V	H	V	H		
Schneeschiicht											
8	$z$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
8	$T$	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.03	0.00
8	$\rho$	-0.03	1.58	-0.20	1.64	0.08	0.91	0.06	-0.47	-3.54	0.25
8	$D_{Schn}$	-0.22	-0.14	-0.28	0.22	-0.69	-0.57	0.16	-0.30	-0.17	-0.95
8	$F$	0.07	0.24	-0.00	0.63	0.06	0.25	0.08	0.04	-0.39	-0.01
Eisschiichten											
7	$D_{Luft}$	-0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.04	0.01
7	$S$	-0.01	0.04	-0.01	-0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.14	0.04
6	$T$	-0.00	0.01	0.00	-0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.04	0.01

Tabelle 6.5: Sensitivitäten  $\Delta T_B$  des Modells für erstjähriges Eis ohne Schneeschicht. Angegeben ist jeweils die Änderung der Helligkeitstemperatur in K bei Änderung des jeweiligen Parameters aus Tabelle 2.1 um den Wert, der in Tabelle 2.2 unter Sensitivitätsintervall aufgeführt ist. Sc: Schicht-Nummer, Par: Parameter.

Sc	Par	19.35 GHz		22.235 GHz		37 GHz		85.5 GHz		$R_P$	$R_G$
		V	H	V	H	V	H	V	H		
Eisschichten											
7	$\rho$	-0.11	-0.40	-0.09	-0.35	-0.06	-0.33	-0.00	-0.22	0.68	0.11
7	$D_{Luft}$	-0.04	-0.05	-0.03	-0.04	-0.03	-0.04	-0.04	-0.05	0.02	0.01
7	$S$	-0.18	-0.56	-0.15	-0.49	-0.13	-0.44	-0.07	-0.26	0.90	0.11
7	$\theta$	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.01	-0.01
6	$T$	-0.05	-0.16	-0.04	-0.14	-0.04	-0.13	-0.02	-0.07	0.27	0.03
5	$R$	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabelle 6.6: Sensitivitäten  $\Delta T_B$  des Modells für mehrjähriges Eis ohne Schneeschicht. Angegeben ist jeweils die Änderung der Helligkeitstemperatur in K bei Änderung des jeweiligen Parameters aus Tabelle 2.1 um den Wert, der in Tabelle 2.2 unter Sensitivitätsintervall aufgeführt ist. Sc: Schicht-Nummer, Par: Parameter.

Sc	Par	19.35 GHz		22.235 GHz		37 GHz		85.5 GHz		$R_P$	$R_G$
		V	H	V	H	V	H	V	H		
Eisschichten											
9	$z$	-0.03	-0.02	-0.01	-0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.03	0.08
9	$T$	-0.00	-0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
9	$\rho$	-0.04	-1.61	0.03	-0.71	0.01	-0.28	0.00	-0.25	3.63	0.12
9	$D_{Luft}$	0.15	0.04	0.55	0.53	0.97	0.75	-0.62	-2.27	0.25	1.69
9	$S$	2.19	1.06	1.55	0.87	0.70	0.35	0.02	-0.13	2.62	-3.07
9	$\theta$	0.03	0.05	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	-0.06	-0.05
8	$z$	0.05	0.04	0.01	-0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	-0.10
8	$\rho$	0.04	0.10	0.01	-0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	-0.15	-0.09
8	$D_{Luft}$	-0.01	-0.02	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
8	$S$	0.08	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	-0.17
7	$z$	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.05	-0.01
7	$\rho$	0.02	-0.04	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	-0.05
7	$D_{Luft}$	-0.01	-0.01	-0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
7	$S$	0.03	-0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	-0.06

Tabelle 6.7: Sensitivitäten  $\Delta T_B$  des Modells für mehrjähriges Eis mit Schneeschicht. Angegeben ist jeweils die Änderung der Helligkeitstemperatur in K bei Änderung des jeweiligen Parameters aus Tabelle 2.1 um den Wert, der in Tabelle 2.2 unter Sensitivitätsintervall aufgeführt ist. Sc: Schicht-Nummer, Par: Parameter.

Sc	Par	19.35 GHz		22.235 GHz		37 GHz		85.5 GHz		$R_P$	$R_G$
		V	H	V	H	V	H	V	H		
Schneeschichten											
12	$z$	0.36	7.62	0.30	0.96	-0.56	0.44	-0.07	0.17	-16.60	-1.94
12	$T$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.00	-0.01	0.00
12	$\rho$	-0.74	11.59	0.58	-7.42	-0.54	-8.18	1.17	1.36	-28.21	0.41
12	$D_{Schn}$	-1.00	0.60	-0.83	-1.01	-3.37	-3.16	3.37	4.38	-3.68	-4.97
12	$F$	2.14	10.02	1.92	4.01	3.23	6.06	3.05	4.14	-18.03	2.27
11	$z$	0.60	3.73	0.23	-1.23	1.68	3.85	-0.00	0.31	-7.16	2.24
11	$\rho$	-0.00	6.66	0.55	3.33	0.02	0.18	0.29	1.03	-15.28	0.08
11	$D_{Schn}$	-0.23	0.38	-0.19	0.10	-1.09	-1.19	0.00	0.00	-1.42	-1.80
11	$F$	1.24	3.58	1.12	2.25	0.87	1.24	0.05	0.18	-5.36	-0.77
10	$z$	-0.47	-0.69	-0.21	-0.20	-0.20	-0.44	-0.00	-0.00	0.50	0.57
10	$\rho$	-0.02	-0.27	-0.00	-0.15	-0.00	-0.10	-0.08	-0.13	0.55	0.05
10	$D_{Schn}$	-0.01	-0.00	-0.01	-0.01	-0.07	-0.09	0.00	0.00	-0.01	-0.13
10	$F$	1.15	1.36	0.95	1.13	0.60	0.61	-0.01	-0.02	-0.47	-1.16
Eisschichten											
9	$z$	0.59	2.55	0.71	1.29	0.00	-0.04	-0.08	-0.16	-4.49	-1.24
9	$\rho$	0.08	1.08	0.27	0.44	0.03	-0.00	0.00	0.00	-2.30	-0.09
9	$D_{Luft}$	0.21	1.43	0.63	0.89	0.60	0.82	0.00	0.00	-2.80	0.82
9	$S$	2.09	2.60	1.53	1.51	0.41	0.35	-0.04	-0.05	-1.18	-3.50
9	$\theta$	0.03	0.08	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.11	-0.05
8	$z$	0.05	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	-0.11
8	$\rho$	0.04	-0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	-0.08
8	$D_{Luft}$	-0.01	-0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
8	$S$	0.08	0.01	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	-0.17
8	$\theta$	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.03	0.00
7	$z$	0.00	0.04	-0.00	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	-0.09	0.00
7	$\rho$	0.03	0.04	0.01	0.01	0.00	-0.00	0.00	0.00	-0.04	-0.06
7	$D_{Luft}$	-0.00	0.01	-0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.04	0.01
7	$S$	0.03	0.08	0.01	0.01	0.00	-0.00	0.00	0.00	-0.12	-0.06
7	$\theta$	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.05	-0.01



# Danksagung

Zunächst einmal danke ich Prof.Künzi für die Möglichkeit, am Institut für Umweltphysik der Universität Bremen diese Arbeit anzufertigen.

Dr.Heygster danke ich für die Betreuung und Korrektur der Arbeit sowie der anderen in diesem Zusammenhang entstandenen Texte.

Prof.Augstein und Dr.Eicken (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven) danke ich für die Möglichkeit, an der 12. Arktisexpedition (ARK-XII/1) der F.S.Polarstern 1996 teilzunehmen.

Bei Prof.Mätzler und Andreas Wiesmann (Universität Bern, Schweiz) sowie Dr. Noll (ESA-ESTEC, Noordwijk, Holland) möchte ich für die Überlassung der in dieser Arbeit verwendeten Radiometer während der Expedition ARK-XII/1 bzw. deren Transportfinanzierung bedanken.

Prof. Grenfell (Universität Seattle, Washington, USA) danke ich für die verschiedenen Hinweise bei der Implementation der Strong Fluctuation Theory in der Anfangszeit dieser Arbeit.

Mein besonderer Dank gilt Dr. Darovskikh (Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Rußland) für den über Jahre andauernden regen Gedankenaustausch sowie insbesondere für die gemeinsame Erfassung der radiometrischen Daten auf dem Meereis der Arktis.

Last but not least bedanke ich mich bei allen Institutsmitgliedern für die vielen interessanten Diskussionen und Anregungen.



# Literaturverzeichnis

- Arcone, S. A., Gow, A. J., und McGrew, S., Structure and Dielectric Properties at 4.8 and 9.5 GHz of Saline Ice. *Journal of Geophysical Research*, **91**(C12), 14281–14303, 1986.
- Assur, A., *Composition of sea ice and its tensile strength*, pages 106–138. Arctic Sea Ice. U.S. National Academy of Science – National Research Council, Pub. 598, 1958.
- Augstein, E., und Fahrtteilnehmer,, Die Expedition Arctic'96 des F.S. Polarstern, ARK XII mit der Arctic Climate System Study (ACSYS), Berichte zur Polarforschung, **234**. Technical report, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1997.
- Barber, D. G., Reddan, S. P., und LeDrew, E. F., Statistical Characterization of the Geophysical and Electrical Properties of Snow on Landfast First-year Sea Ice. *J. Geophys. Res.*, **100**(C2), 2673–2686, 1995.
- Barron, C., und Battrick, B., Report of the Earth Observation User Consultancy Meeting. Technical Report SP-1143, ESA, Noordwijk, Holland, 1991.
- Basharinov, A. E., Tuchkov, L. T., Polykov, V. M., und Ananov, H. I., editors, *Microwave measurements and plasma emission*. Sovetskoe Radio Publish House, 1968.
- Basharinov, A. E., Gurvich, A. S., Yegorov, S. T., Kurskaya, A. A., Matvyev, D. T., und Shutko, A. M., The Results of Microwave Sounding of the Earth's Surface According to Experimental Data from the Satellite Cosmos 243. *Space Research*, **11**, 1971.
- Bogorodsky, V. V., Martynova, E. A., und Spitsyn, V. A., Investigation of heat emission of Arctic sea ice cover (in Russian). *Proceedings of the main geophysical observatory, St. Petersburg*, **399**, 87–114, 1977.
- Brekhovskikh, L. M., *Waves in layered media*. Academic Press, New York, 1960.
- Burke, W. J., Schmutge, T., und Paris, J. F., Comparison of 2.8- and 21-cm Microwave Radiometer Observations Over Soils with Emission Model Calculations. *Journal of Geophysical Research*, **84**(C1), 287–294, 1979.
- Campbell, W., Wayenberg, J., Ramseyer, J., Ramseier, R., Vant, M., Weaver, R., Redmond, A., Arsanault, L., Gloersen, P., Zwally, H., Wilheit, T., Chang, T., Hall, D., Gray, L., Meeks, D., Bryan, M., Barath, F., Elachi, C., Leberl, F., und Farr, T., Microwave remote sensing of sea ice in the AIDJEX main experiment. *Boundary Layer Meteor.*, **13**, 309–337, 1978.

- Campbell, K. J., und Orange, A., The Electrical Anisotropy of Sea Ice in the Horizontal Plane. *Journal of Geophysical Research*, **79**(33), 5059–5063, 1978.
- Carsey, F., editor, *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, volume 68 of *Geophysical Monograph*. American Geophysical Union, Washington, 1992.
- Cavalieri, D. J., Gloersen, P., und Campbell, W. J., Determination of Sea Ice Parameters With the NIMBUS 7 SMMR. *Journal of Geophysical Research*, (89), 5535–5369, 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 Sea Ice Concentration from the Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager. *Journal of Geophysical Research*, **96**(C12), 21989–22008, 1991.
- Cavalieri, D. J., StGermain, K. M., und Swift, C. T., Reduction of weather effects in the calculation of sea-ice concentration with DMSP SSM/I. *Journal of Glaciology*, **41**(139), 1995.
- Cavalieri, D. J., NASA Sea Ice Validation Program for the Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager: Final Report. Technical Report NASA Technical Memorandum 104559, NASA, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 1992.
- Colbeck, S. C., Grain clusters in wet snow. *Journal of Colloid and Interface Science*, **72**(3), 371–384, 1979.
- Comiso, J. C., Grenfell, T. C., Bell, D. L., Lange, M. A., und Ackley, S. F., Passive microwave in situ observations of winter Weddell sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **94**(C8), 10891–10905, 1989.
- Comiso, J. C., Arctic Multiyear Ice Classification and Summer Ice Cover Using Passive Microwave Satellite Data. *Journal of Geophysical Research*, **95**(C8), 13411–13422, 1990.
- Cox, G. C. N., und Weeks, W. F., Equations for determining the gas and brine volumes in sea-ice samples. *Journal of Glaciology*, **29**, 306–316, 1983.
- Cox, G. F. N., und Weeks, F., Numerical Simulations of the Profile Properties of Undeformed First-Year Ice During the Growth Season. *Journal of Geophysical Research*, **93**(C10), 12449–12460, 1988.
- Deirmendjian, D., Far-infrared and submillimeter wave attenuation by clouds and rain. *Journal of Applied Meteorology*, **14**, 1584–1593, 1967.
- Dicke, R. H., The Measurement of Thermal Radiation at Microwave Frequencies. *Review of Scientific Instruments*, **17**, 268–275, 1946.
- Doronin, J. P., *Heat Interaction of Atmosphere and Hydrosphere in the Arctic*. Hydrometeo publishing house, Leningrad, 1974.
- Drinkwater, M. R., und Crocker, G. B., Modelling Changes in the Dielectric and Scattering Properties of Young Snow-Covered Sea Ice at GHz Frequencies. *Journal of Glaciology*, **34**(118), 274–282, 1988.

- Drinkwater, M. R., und Haas, C., Snow, sea-ice and radar observations during ANT X/4 Berichte aus dem Fachbereich Physik, Band 53. Technical report, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1994.
- Eicken, H., Lange, M. A., und Dieckmann, G. S., Spatial Variability of sea-ice properties in the Northwestern Weddell sea. *Journal of Geophysical Research*, **96**(C6), 10603–10615. 1991.
- Eicken, H., Lensu, M., Leppaeranta, M., Tucker, W. B., Gow, A. J., und Salmela, O., Thickness, structure and properties of level summer multiyear ice in the Eurasian sector of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **100**(C11), 22697–22710, 995a.
- Eicken, H., Fischer, H., und Lemke, P., Effects of the snow cover on Antarctic sea ice and potential modulation of its response to climate change. *Ann. Glac.*, **21**, 369–373, 995b.
- Eicken, H., und Lemke, P., Variabilität der polaren Meereisdecke als Anzeiger für Klimaschwankungen. Warnsignale aus dem Klimasystem - Wissenschaftliche Fakten, page in press. Parey, Berlin, 1998.
- Eppler, D. T., Farmer, L. D., Lohanick, A. W., Anderson, M. R., Cavalieri, D. J., Comiso, J., Gloersen, P., Garrity, C., Grenfell, T. C., Hallikainen, M., Maslanik, J. A., Mätzler, C., Melloh, R. A., Rubinstein, I., und Swift, C. T., Passive Microwave Signatures of Sea Ice. In Carsey, F. D., editor, *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Geophysical Monograph 68, chapter 4, pages 47–71. American Geophysical Union, 1992.
- Evans, S., Dielectric properties of ice and snow - A review. *Journal of Glaciology*, **5**, 773–792, 1965.
- Finkelberg, V., Mean field strength in an inhomogeneous medium. *Sov.Phys.JETP, Engl. Übers.*, (19), 494–498, 1964.
- Flückiger, K., Gmünder, H., und Mätzler, C., Microwave Signatures of Sea Ice from ARKTIS 93 Experiment. *EARSEL Adv. Rem. Sens.*, **3**, 71–80, 1994.
- Frankenstein, G., und Garner, R., Equations for determining the brine volume of sea ice from  $-0.5^{\circ}$  to  $-22.9^{\circ}\text{C}$ . *Journal of Glaciology*, **6**(48), 943–944, 1967.
- Fuhrhop, R., Heygster, G., Johnsen, K.-P., Schlüssel, P., Schrader, M., und Simmer, C., Study of Passive Remote Sensing of the Atmosphere and Surface Ice. Technical Report Final report for ESA, Contract No.11198/94/NL/CN, *Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel*, **297**, Germany, 1997.
- Fuhrhop, R., Grenfell, T. C., Heygster, G., Johnsen, K.-P., Schlüssel, P., Schrader, M., und Simmer, C., A Combined Radiative Transfer Model for Sea Ice, Open Ocean, and Atmosphere. *Radio Science*, **33**(2), 303–316, 1998.
- Garrity, C., Electrical, Physical and Microwave Properties of Snow-Covered Floating Ice. In Ackley, F., und Weeks, W. F., editors, *Sea Ice Properties and Processes. Proceedings of the W. F. Weeks Sea Ice Symposium*, CRREL Monograph

- 90-1, pages 57–61, Hanover, New Hampshire, 1990. Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Garrity, C., Characterization of Snow on Floating Ice and Case Studies of Brightness Temperature Changes During the Onset of Melt. In Carsey, F. D., editor, *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Geophysical Monograph 68, chapter 4, pages 313–328. American Geophysical Union, 1992.
- Gloersen, P., und Cavalieri, D. J., Reduction of Weather Effects in the Calculation of Sea Ice Concentration from Microwave Radiances. *Journal of Geophysical Research*, **91**(C3), 3913–3919, 1986.
- Goody, R. M., und Yung, Y. L., editors, *Atmospheric radiation, theoretical basis*. Oxford University Press, New York, Oxford, 1989.
- Grenfell, T. C., Cavalieri, D. J., Comiso, J. C., Drinkwater, M. R., Onstott, R. G., Rubinstein, I., Steffen, K., und Winebrenner, D. P., *Considerations for microwave remote sensing of thin sea ice*, volume 68 of *Geophysical Monograph*, pages 291–301. American Geophysical Union, Washington, 1992.
- Grenfell, T. C., Comiso, J. C., Lange, M. A., Eicken, H., und Wesnahan, M. R., Passive microwave observations of the Weddell Sea during austral winter and early spring. *Journal of Geophysical Research*, **99**(C5), 9995–10010, 1994.
- Grenfell, T. C., A Radiative Transfer Model for Sea Ice With Vertical Structure Variations. *Journal of Geophysical Research*, **96**(C9), 16991–17001, 1991.
- Grenfell, T. C., Surface-based passive microwave studies of multiyear sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **97**(C3), 3485–3501, 1992.
- Hallikainen, M. T., Ulaby, F. T., und Abdelrazik, M., Dielectric Properties of Snow in the 3 to 37 GHz Range. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, **AP-34**(11), 1329–1340, 1986.
- Hallikainen, M. T., Ulaby, F. T., und Van Deventer, T. E., Extinction Behavior of Dry Snow in the 18- to 90- GHz Range. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-25**(6), 737–745, 1987.
- Hallikainen, M., und Winebrenner, D. P., The Physical Basis for Sea Ice Remote Sensing. In Carsey, F. D., editor, *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Geophysical Monograph 68, chapter 4, pages 47–71. American Geophysical Union, 1992.
- Hallikainen, M. T., A new low-salinity sea-ice model for UHF radiometry. *International Journal of Remote Sensing*, **4**(3), 655–681, 1983.
- Hallikainen, M. T., Retrieval of Snow Water Equivalent from Nimbus-7 SMMR Data: Effect of Land-Cover Categories and Weather Conditions. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **OE-9**(5), 372–376, 1984.
- Hermann, A., *Frühgeschichte der Quantentheorie*. Physik-Verlag, Mosbach in Baden, 1969.
- Hillig, W. B., The kinetics of freezing of ice in the direction perpendicular to the basal plane. Growth and Perfection of Crystals, pages 350–359. Wiley, New York, 1958.

- Hobbs, P. V., *Ice Physics*. Clarendon Press, 1974.
- Hollinger, J. P., Lo, R., Poe, G., Savage, R. C., und Peirce, J. L., Special Sensor Microwave/Imager user's guide. Technical report, Naval research laboratory, Washington, D. C., 1987.
- Johnsen, K.-P., Darovskikh, A., Wiesmann, A., Eicken, H., und C.Haas,, Passive Microwave radiometer Measurements over Snow Covered Siberian Sea Ice Compared with SSM/I. *Submitted to IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 1998.
- Kim, Y. S., Onstott, R. G., und Moore, R. K., The Effect of a Snow Cover on Microwave Backscatter from Sea Ice. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **OE-9**(5), 383-388, 1984.
- Klein, L. A., und Swift, C. T., An Improved Model for the Dielectric Constant of Sea Water at Microwave Frequencies. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, **AP-25**(1), 104-111, 1977.
- Kumai, M., und Itagaki, K., Cinematographic study of ice crystal formation in water. *J.Faculty Sci., Hokkaido Univ., Japan*, **Ser.II,4**, 235-246, 1953.
- Künzi, K. F., Patil, S., und Rott, H., Snow-Cover Parameters Retrieved from Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-20**(4), 452-467, 1982.
- Ledley, T. S., Snow on sea ice: Compating effects in shaping climate. *Journal of Geophysical Research*, **96**(D9), 17195-17208, 1991.
- Lee, J. K., und Kong, J. A., Passive Microwave Remote Sensing of an Anisotropic Random-Medium Layer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-23**(6), 924-932, 1985.
- Lemke, P., *Script zur Vorlesung Meereis und Schelfeis*. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1993.
- Lensu, M., Haas, C., Cottier, F., Friedrich, C., Weissenberger, J., Abrahamsson, K., Ekdahl, A., Darovskikh, A., und Johnsen, K.-P., Arctic '96: Polarstern Ice Station Report. volume 214 of *M-series reports*. Helsinki University of Technology, 1996.
- Liebe, H. J., Rosenkranz, P. W., und Hufford, G. A., Atmospheric 50-GHz oxygen spectrum: New laboratory measurements and line paramters. *J.Quant.Spectrosc.Radiat.Transfer*, **48**, 629-643, 1992.
- Liebe, H. J., Modelling attenuation and phase of radio waves in air at frequencies below 1000 GHz. *Radio Science*, **16**, 1183-1199, 1981.
- Liebe, H. J., An updated model for millimeter wave propagation in moist air. *Radio Science*, **20**, 1069-1089, 1985.
- Liebe, H. J., An atmospheric millimeter wave propagation model. *International Journal of Infrared Millimeter Waves*, **10**, 631-650, 1989.
- Lin, F. C., Kong, J. A., Shin, R. T., Gow, A. J., und Arcone, S. A., Correlation Function Study for Sea Ice. *Journal of Geophysical Research*, **93**(C11), 14055-14063, 1988.

- Linlor, W., Permittivity and attenuation of wet snow between 4 and 12 GHz. *Journal of Applied Physics*, **51**, 2811–2816, 1980.
- Liu, Q., Augstein, E., und Darovskikh, A., Polarization Anomaly of the Microwave Brightness Temperature from Ice. *Applied Optics*, **37**(12), 2228–2230, 1998.
- Lohanick, A. W., Some Observations of Established Snow Cover on Saline Ice and Their Relevancve to Microwave Remote Sensing. In Ackley, F., und Weeks, W. F., editors, *Sea Ice Properties and Processes. Proceedings of the W. F. Weeks Sea Ice Symposium*, CRREL Monograph 90-1, pages 61–67, Hanover, New Hampshire, 1990. Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Lytle, V. I., und Ackley, S. F., Heat flux through sea ice in the western Weddell Sea: Convective and conductive transfer processes. *Journal of Geophysical Research*, (101), 8853–8868, 1996.
- Markus, T., und Cavalieri, D. J., Snow depth distribution over sea ice in the Southern Ocean from satellite passive microwave data. In Jeffries, M., editor, *Antarctic Sea Ice: Physical Processes, Interactions and Variability*, Antarctic Sea Ice Physical Processes, Interactions and Variability, AGU Antarctic Research Series, 74, pages 19–39. American Geophysical Union, 1998.
- Marshall, J. S., und Palmer, M., The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, **5**, 165–166, 1948.
- Massom, R. A., Drinkwater, M. R., und Haas, C., Winter snow cover on sea ice in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, **102**(C1), 1101–1117, 1997.
- Mather, J. C., Cheng, E. S., Eplee, R. E., Isaacman, R. B., Meyer, S. S., Shafer, R. A., Weiss, R., Wright, E. L., Bennett, C. L., Boggess, N., Dwek, E., Gulkis, S., Hauser, M. G., Janssen, M., Kelsall, T., Lubin, P. M., Moseley, S. H., Murdock, T. L., Silverberg, R. F., Smoot, G. F., und Wilkinson, D. T., A preliminary measurement of the cosmic microwave background spektrum by the cosmic background explorer (COBE) satellite. *Astrophysical Journal Letters*, **354**, 37–40, 1990.
- Mätzler, C., Aebischer, H., und Schanda, E., Microwave Dielectric Properties of Surface Snow. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **OE-9**(5), 366–371, 1984a.
- Mätzler, C., Ramseier, R. O., und Svendsen, E., Polarization Effects in Sea-Ice Signatures. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **OE-9**(9), 333–338, 1984b.
- Mätzler, C., und Wegmüller, U., Dielectric properties of fresh-water ice at microwave frequencies. *Journal of Physics D: Applied Physics*, **20**, 1623–1630, 1987.
- Mätzler, C., Ground-based Observations of atmospheric radiation at 5, 10, 21, 35 and 94 GHz. *Radio Science*, **27**(3), 403–415, 1992.
- Maykut, G. A., und Untersteiner, N., Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **76**, 1550–1570, 1971.
- Maykut, G. A., Energy Exchange Over Young Sea Ice in the Central Arctic. *Journal of Geophysical Research*, **83**(C7), 3646–3658, 1978.

- Maykut, G. A., The surface heat and mass balance. In Untersteiner, N., editor, *The geophysics of sea ice*, pages 395–463. Martinus Nijhoff Publ., Dordrecht (NATO ASI B146). 1986.
- Meisel, W. S., editor. *Computer-oriented approaches to pattern recognition*, volume 83 of *Mathematics in science and engineering*. Academic Press, New York, 1972.
- Mullen, P. C., und Warren, S. G., Theory of the optical properties of lake ice. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 8403–8414, 1988.
- NSIDC, National Snow and Ice Data Center: DMSP-SSM/I Brightness Temperature and Sea Ice Concentration Grids for the Polar Regions on CD-ROM (User's guide). Technical Report Special Report-1, Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, Boulder, CO, USA, 1992.
- Oelke, C., *Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern*. PhD thesis, Berichte zur Polarforschung **208**, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1996.
- Peake, W., Interaction of electromagnetic waves with some natural surfaces. *IRE Transactions on Antennas and Propagation*, **AP-7**, S324–S329, 1959.
- Perovich, D. K., Gow, A. J., und III, W. B. T., Physical properties of snow and ice in the winter marginal ice zone of Fram Strait. In *Proceedings of the IGARSS'88 Symposium*, ESA SP-284, pages 1119–1123, Noordwijk, Niederlande, 1988a. European Space Agency.
- Perovich, D. K., Gow, A. J., und III, W. B. T., Physical properties of snow and ice in the winter marginal ice zone of Fram Strait. In *Proc. IGARSS'88 Symposium*, pages 1119–1123, Edinburgh, Scotland, 1988b. ESA SP-28.
- Perovich, D. K., und Gow, A. J., A Statistical Description of the Microstructure of Young Sea Ice. *Journal of Geophysical Research*, **96**(C9), 16943–16953, 1991.
- Perovich, D. K., und Gow, A. J., A quantitative description of sea ice inclusions. *Journal of Geophysical Research*, **101**(C8), 18327–18343, 1996.
- Radionov, V. F., Bryazgin, N. N., und Aleksandrov, E. I., editors, *The Snow Cover of the Arctic Basin*. Hydrometeorological Publishing House, Saint Petersburg, Russia, 1997.
- Ramseier, R. O., Asmus, K. W., Collins, M., und Garrity, C., Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI/1-4 of R/V Polarstern in 1989. volume 87. Alfred-Wegener-Institute, Bremerhaven, Germany, 1991.
- Richardson, C., und Keller, E. F., The brine content of sea ice measured with a nuclear magnetic resonance spectrometer. *Journal of Glaciology*, **6**(43), 89–100, 1966.
- Romanov, I. P., *Ice cover of the Arctic Basin*. Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, 1993.
- Rosenkranz, P. W., Interference coefficients for overlapping oxygen lines in air. *J. of Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **39**, 287–297, 1988.

- Ryzhov, Y., und Tamoikin, V., Radiation and propagation of electromagnetic waves in randomly inhomogeneous media. *Radiophys. Quantum Electron.*, (13), 273–299, 1973.
- Schanda, E., Mätzler, C., und Künzi, K., Microwave remote sensing of snow cover. *International Journal of Remote Sensing*, 4, 149–158, 1983.
- Schmugge, T. J., und Choudhury, B. J., A comparison of radiative transfer models for predicting the microwave emission from soils. *Journal of Geophysical Research*, 16(5), 927–938, 1981.
- Schrader, M., und Liu, Q. H., *On the Use of Different Ocean Surface Models in Radiative Transfer Calculation*, pages 379–388. Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment. VSP International Science Publishers, Niederlande, 1995.
- Schrader, M., *Ein Dreiskalenmodell zur Berechnung der Reflektivität der Ozeanoberfläche im Mikrowellenfrequenzbereich*. Number Tech.Rep.274. Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Univ., Kiel, Germany, 1995.
- Serreze, M. C., Rehder, M. C., Barry, R. G., Kahl, J. D., und Zaitseva, N. A., The distribution and transport of atmospheric water vapor over the Arctic basin. *Int.J.Clim.*, 15, 709–727, 1995.
- Simmer, C., *Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen*. Studien zur Agrarökologie. Verlag Dr.Kovac, Hamburg, 1994.
- Steffen, K., Key, J., Cavalieri, D. J., Comiso, J., Gloersen, P., StGermain, K., und Rubinstein, I., The Estimation of Geophysical Parameters Using Passive Microwave Algorithms. In Carsey, F. D., editor, *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Geophysical Monograph 68, chapter 10, pages 201–231. American Geophysical Union, 1992.
- Steffen, K., und Schweiger, A., NASA Team algorithm for sea ice concentration retrieval from DMSP SSM/I: Comparison with Landsat satellite imaging. *Journal of Geophysical Research*, C12(96), 21971–21987, 1991.
- St.Germain, K. M., Swift, C. T., und Grenfell, T. C., Determination of Dielectric Constant of Young Sea Ice Using Microwave Spectral Radiometry. *Journal of Geophysical Research*, 98(C3), 4675–4679, 1993.
- Stogryn, A., und Desargant, G. J., The Dielectric Properties of Brine in the Sea Ice at Microwave Frequencies. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, AP-33(5), 523–532, 1985.
- Stogryn, A., Equations for Calculating the Dielectric Constant of Saline Water. *IEEE Transactions on Microwave Theory and Techniques*, MTT-19, 733–736, 1971.
- Stogryn, A., Electromagnetic scattering by random dielectric constant fluctuations in a bounded medium. *Radio Science*, 9, 509–518, 1974.
- Stogryn, A., The bilocal approximation for the electric field in strong fluctuation theory. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, AP-31, 985–986, 1983a.

- Stogryn, A., A note on the singular part of the dyadic Green's function in strong fluctuation theory. *Radio Science*, **18**(6), 1283–1286, 1983b.
- Stogryn, A., A Study of the Microwave Brightness Temperature of Snow from the Point of View of Strong Fluctuation Theory. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-24**, 220–231, 1986.
- Stogryn, A., An Analysis of the Tensor Dielectric Constant of Sea Ice at Microwave Frequencies. *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, **GE-25**, 147 ff, 1987.
- Stogryn, A., Investigation of extensions to the distorted Born approximation in strong fluctuation theory, final report. *Report No.9316 Contract No. N00014-87-0784*, 1988.
- Straiton, A. W., Tolbert, C. W., and Britt, C. O., Apparent Temperature Distributions of Some Terrestrial Materials and the Sun at 4.3 mm Wavelength. *Journal of Applied Physics*, **29**, 776–782, 1958.
- Sturm, M., Grenfell, T. C., und Perovich, D. K., Passive microwave measurements of tundra and taiga snow covers in Alaska, USA. *Ann. Glaciol.*, **17**, 125–130, 1993.
- Surdyk, S., und Fily, M., Results of a stratified snow emissivity model based on the wave approach: Application to the Antarctic ice sheet. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 8837–8848, 1995.
- Swift, C. T., Campbell, W. J., Cavalieri, D. J., Gloersen, P., Zwally, H. J., Fedor, L. S., Mognard, N. M., und Peteherych, S., Observations of the polar regions from satellite using active and passive microwave techniques. In Saltzman, B., editor, *Satellite Oceanic Remote Sensing*, chapter 9. Academic Press, New York, 1985.
- Tan, H. S., und Fung, A. K., A first-order theory on wave depolarization by a geometrically anisotropic random medium. *Radio Science*, **14**(3), 377–386, 1979.
- Tiuri, M. E., Sihvola, A. H., Nyfors, E. G., und Hallikainen, M. T., The Complex Dielectric Constant of Snow at Microwave Frequencies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **OE-9**(5), 377–382, 1984.
- Tiuri, M. E., Theoretical and experimental studies of microwave emission signatures of snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-20**, 51–57, 1982.
- Treshnikov, A. F., *Atlas Arktiki (in russisch)*. Main Department of Geodesy and Cartography under the Council of Ministers of the USSR, Moscow, 1985.
- Tsang, L., Kong, J. A., und Shin, R. T., editors, *Theory of Mikrowave Remote Sensing*. John Wiley & Sons, New York, 1985.
- Tsang, L., Chen, Z., Oh, S., Marks, R. J., und Chang, A. T. C., Inversion of Snow Parameters from Passive Microwave Remote Sensing Measurements by a Neural Network Trained with a Multiple Scattering Model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**(5), 1015–1024, 1992.
- Tsang, L., und Kong, J. A., Application of Strong Fluctuation Random Medium Theory to Scattering from Vegetation-Like Half Space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **19**(1), 62–69, 1981.

- Tucker, W. B., 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*, Geophysical Monograph 68, chapter 4, pages 9–28. American Geophysical Union, 1992.
- Tucker III, W. B., Gow, A. J., und Weeks, W. F., Physical properties of summer sea ice in the Fram Strait. *Journal of Geophysical Research*, **92**(C7), 6787–6803, 1987.
- Tucker III, W. B., Grenfell, T. C., Onstott, R. G., Perovich, D. K., Gow, A. J., Shuchman, R. A., und Sutherland, L. L., Microwave and Physical Properties of Sea Ice in the Winter Marginal Ice Zone. *Journal of Geophysical Research*, **96**(C3), 4573–4587, 1991.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., und Fung, A. K., *Microwave remote sensing*, volume 1. Artech House, Norwood, MA02062, 1981a.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., und Fung, A. K., *Microwave remote sensing Artech House, Norwood, MA02062*, volume 1. 1981b.
- Ulaby, F. T., und Stiles, W. H., The Active and Passive Microwave Response to Snow Parameters - 2. Water Equivalent of Dry Snow. *Journal of Geophysical Research*, **85**(C2), 1045–1049, 1980.
- Untersteiner, N., On the mass und heat budget of the Arctic sea ice. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, **A12**, 151–182, 1961.
- Meÿenn, K. v., Max Plancks wissenschaftliches Werk, Teil I: Frühe Arbeiten zur Wärme- und Strahlungstheorie. *Physikalische Blätter*, **53**, 1003–1008, 1997.
- Vleck, J. H. v., und Weisskopf, V. F., On the Shape of Collision-Broadened Lines. *Rev.Mod.Phys.*, **17**, 227–236, 1945.
- Vallese, F., und Kong, J. A., Correlation Function Studies for Snow and Ice. *Journal of Applied Physics*, **52**(8), 4921–4925, 1981.
- Vant, M., Ramseier, R., und Makios, V., The complex-dielectric constant of sea ice at frequencies in the range 0.1-40 GHz. *Journal of Applied Physics*, **49**, 1264–1280, 1978.
- Wadhams, P., *Sea ice morphology and its measurement*, pages 179–195. Arctic Technology and Policy. Hemisphere Publishing Corporation, Washington D. C., 1984.
- Weeks, W. F., und Ackley, S. F., The growth, structure, and properties of sea ice. In Untersteiner, N., editor, *The geophysics of sea ice*, pages 9–163. Martinus Nijhoff Publ., Dordrecht (NATO ASI B146), 1986.
- Weeks, W. F., und Gow, A. J., Preferred Crystal Orientations in the Fast Ice Along the Margins of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **83**(C10), 5105–5119, 1978.
- Weise, T., *Radiometric and Structural Measurements of Snow*. PhD thesis, Universität Bern, 1996.

- Wensnahan, M. R., Grenfell, T. C., Winebrenner, D. P., und Maykut, G. A., Observations and Theoretical Studies of Microwave Emission From Thin Saline Ice. *Journal of Geophysical Research*, **98**(C5), 8531–8545, 1993.
- Willis, P. T., Functional fits to some observed drop-size distributions and parametrisations of rain. *Journal of Atmospheric Science*, **41**, 1648–1661, 1984.
- Winebrenner, D. P., Tsang, L., Wen, B., und West, R., Sea-Ice Characterization Measurements Needed for Testing of Microwave Remote Sensing Models. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **14**(2), 149–158, 1989.
- Winebrenner, D. P., Bredow, J., Fung, A. K., Drinkwater, M. R., Nghiem, S., Gow, A. J., Perovich, D. K., Grenfell, T. C., Han, H. C., Kong, J. A., Lee, J. K., Mudaliar, S., Onstott, R. G., Tsang, L., und West, R. D., Microwave Sea Ice Signature Modeling. In Carsey, F. D., editor, *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Geophysical Monograph 68, chapter 4, pages 47–71. American Geophysical Union, 1992.
- Worby, A. P., Jeffries, M. O., Weeks, W. F., Morris, K., und Jana, R., The thickness distribution of sea ice and snow cover during late winter in the Bellingshausen and Amundsen Seas, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, (101), 28441–28455, 1996.
- World Meteorological Organization, WMO Sea-Ice Nomenclature. Technical Report WMO/OMM/BMO – No. 259 Supplement No. 5, World Meteorological Organization, Genf, 1989.



## 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 Köhnen
- \* **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS 'Meteor'“,  
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge  
zusammengestellt von Norbert Klages  
**Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungs-  
schiffes 'Meteor'“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern  
**Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“,  
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen  
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- \* **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“,  
by G. Hempel and R. B. Heywood
- \* **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen 'Eiswarte')“,  
zusammengestellt von Gode Gravenhorst  
**Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS '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 Grundschnepnetzfüge 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 Köhnen
- \* **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 Köhnen
- \* **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. Köhnen  
**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 Kontinentallhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“, von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit 'Polarstern' 1985“, mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- \* **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm 'Antarktisforschung' der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammenge stellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“, by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“, von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS 'Polarstern' 1985/86“, mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS 'Polarstern' 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3-4“, von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton“, von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“, von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“, von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP) 1986“, by Heinrich 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. Müller 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 besuchten 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 und S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft-Nr. 74/1991** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS 'Polarstern' 1989“, von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft-Nr. 76/1991** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten in Benthal von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1991** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen in Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft-Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft-Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des  $\beta$ -Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP) – Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft-Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS 'POLARSTERN' 1990“, herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 81/1991** – „Paläoglaziologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von 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 Diehl
- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeress vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft-Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS 'Polarstern' 1989/90. Bericht von Fahrtabschnitten ANT VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft-Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann.
- Heft-Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm.
- Heft-Nr. 93/1991** – Die Expedition ARKTIS VII mit FS 'Polarstern' 1990. Bericht von Fahrtabschnitten ARK VII/2“, herausgegeben vom Gunther Krause.
- Heft-Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek.
- Heft-Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann.
- Heft-Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft-Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft-Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- Heft-Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
- \* **Heft-Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1990/91“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft-Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Spurenmetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft-Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- Heft-Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft-Nr. 104/1992** – „Mehrkanalige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft-Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
- Heft-Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- Heft-Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. - Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf
- Heft-Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber
- Heft-Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme
- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den 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 Racher

- 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 'Dalnie Zelentsy'”, by D. Nürnberg and E. Groth
- \* **Heft-Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft-Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln”, von Michael Diepenbroek
- \* **Heft-Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente”, von Sebastian Gerland
- Heft-Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen”, von Martin Graeve
- Heft-Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten”, von Christian F. von Dorrien
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen”, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht”, von Ingo Wollenburg
- Heft-Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV 'Polarstern': CTD-Report”, von Marek Zwierz
- Heft-Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis”, von Frank Kurbjeweit
- Heft-Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des 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 halogener Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen”, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (*REFLEX II*)”, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamsler, 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 Fahrback 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** – „Satellitaltimetrie 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 Armtz
- 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 XIV/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer
- Heft-Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften – Geologie und Geophysik der Antarktis
- Heft-Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer
- Heft-Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler
- Heft-Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer
- Heft-Nr. 174/1995** – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV 'Polarstern' in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten
- Heft-Nr. 175/1995** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Dmitry Bolshiyarov
- Heft-Nr. 176/1995** – „Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov
- Heft-Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert
- Heft-Nr. 178/1995** – „Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV 'Polarstern' in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam
- Heft-Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg

- Heft-Nr. 180/1995** – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn
- Heft-Nr. 181/1995** – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach
- Heft-Nr. 182/1995** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens
- Heft-Nr. 183/1996** – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann
- Heft-Nr. 184/1996** – „Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by María Dolores Andrés Hernández
- Heft-Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller
- Heft-Nr. 186/1996** – „Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{231}\text{Pa}$  and  $^{238}\text{U}$ : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Martin Frank
- Heft-Nr. 187/1996** – „The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber
- Heft-Nr. 188/1996** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS 'Polarstern' 1994“, herausgegeben von Heinz Müller und Hannes Grobe
- Heft-Nr. 189/1996** – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS 'Polarstern' 1990“, herausgegeben von Heinz Müller 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  $\text{N}_2\text{O}_5$  und  $\text{HBr}$  und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel
- Heft-Nr. 194/1996** – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm
- Heft-Nr. 195/1996** – „Die planktische Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich
- Heft-Nr. 196/1996** – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese
- Heft-Nr. 197/1996** – „The Expedition ARKTIS-XI/2 of RV 'Polarstern' in 1995“, edited by Gunther Krause
- Heft-Nr. 198/1996** – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker
- Heft-Nr. 199/1996** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3“, by Gereon Budéus and Wolfgang Schneider
- Heft-Nr. 200/1996** – „Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models“, by Gerrit Lohmann
- Heft-Nr. 201/1996** – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken
- Heft-Nr. 202/1996** – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid
- Heft-Nr. 203/1996** – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder
- Heft-Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf
- Heft-Nr. 205/1996** – „Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation“, by Thorsteinn Thorsteinsson
- Heft-Nr. 206/1996** – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg
- Heft-Nr. 207/1996** – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeididae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz
- Heft-Nr. 208/1996** – „Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke
- Heft-Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereisererkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert
- Heft-Nr. 210/1996** – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann
- Heft-Nr. 211/1996** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995“, by Dima Yu. 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 Fahd

**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 Bocher, Dietmar 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. Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996“, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997** – „Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen – Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen“, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997** – „Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises“, von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997** – „Entstehung und modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchhoff.
- Heft-Nr. 248/1997** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1995“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997** – „The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‚Polarstern‘ to the eastern Weddell Sea in 1996“, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997** – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Andreas Starmans.
- Heft-Nr. 251/1997** – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel“, von Christoph Vogt.
- Heft-Nr. 252/1997** – „Solitäre Ascidien in der Pottér 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, O<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O 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-Rothenhäusler.
- 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  $^{231}\text{Pa}$  and  $^{230}\text{Th}$  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.
- Heft-Nr. 285/98** – „Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)“, von Angela Sommer.
- Heft-Nr. 286/98** – „Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Jens Kowalke.
- Heft-Nr. 287/98** – „Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea“, edited by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 288/98** – „Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft-Nr. 289/98** – „Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Miao.
- Heft-Nr. 290/98** – „Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft-Nr. 291/98** – „Dynamik des arktischen Meereises – Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.
- Heft-Nr. 292/98** – „Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean. Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Utschakowski.
- Heft-Nr. 293/98** – „Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher-Oase und des Wohlthat-Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.
- Heft-Nr. 294/98** – „Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentahang“, von Klaus Schnack.
- Heft-Nr. 295/98** – „Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre“, von Harald Hommers.
- Heft-Nr. 296/98** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV ‚Polarstern‘ in 1997“, edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.
- Heft-Nr. 297/98** – „Radiometrische Messungen im arktischen Ozean – Vergleich von Theorie und Experiment“, von Klaus-Peter Johnsen.

\* vergiffen/out of print

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