

# **Fernerkundung des Meereises mit passiven und aktiven Mikrowellensensoren**

Vom Fachbereich für Physik und Elektrotechnik  
der Universität Bremen

zur Erlangung des akademischen Grades eines  
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)  
genehmigte Dissertation

von  
Dipl. Phys. Lars Kaleschke

1. Gutachter: Prof. Dr. K. Künzi
2. Gutachter: Prof. Dr. P. Lemke

Eingereicht am: 24.7.2003  
Tag des Promotionskolloquiums: 12.9.2003



# Inhaltsverzeichnis

<b>Abstract</b>	<b>vii</b>
<b>Zusammenfassung</b>	<b>ix</b>
<b>Veröffentlichungen</b>	<b>xi</b>
<b>1 Einleitung und Aufgabenstellung</b>	<b>1</b>
1.1 Einleitung . . . . .	1
1.2 Zielsetzung und Datengrundlage . . . . .	5
<b>2 Mikrowellen-Fernerkundung</b>	<b>7</b>
2.1 Grundlagen Elektrodynamik . . . . .	7
2.2 Thermische Strahlung . . . . .	8
2.3 Emissivität und Helligkeitstemperatur . . . . .	9
2.4 Mikrowellenradiometer . . . . .	9
2.4.1 Antennentemperatur . . . . .	10
2.4.2 Temperaturauflösung . . . . .	10
2.5 Abbildungsgeometrie und Auflösung . . . . .	11
2.6 Radar und Scatterometer . . . . .	12
2.6.1 Abbildende Radar-Systeme . . . . .	13
2.6.2 SAR-Prinzip . . . . .	14
<b>3 Sensorik und Daten</b>	<b>17</b>
3.1 Satelliten-Mikrowellenradiometer . . . . .	17
3.1.1 SSM/I-Daten . . . . .	18
3.2 AWI-Radiometer . . . . .	19
3.2.1 Kalibration . . . . .	20
3.3 ERS-SAR . . . . .	22
3.4 NOAA-AVHRR . . . . .	23

3.5	Line-Scanner . . . . .	24
3.6	ARTIST-Driftboje . . . . .	24
<b>4</b>	<b>Fernerkundung des Meereises</b>	<b>25</b>
4.1	Atmosphäre . . . . .	25
4.1.1	Opazität . . . . .	25
4.1.2	Absorption und Emission von Gasen . . . . .	26
4.1.3	Extinktion . . . . .	28
4.1.4	Strahlungstransport in der Atmosphäre . . . . .	30
4.2	Offenes Wasser und Eisrandzone . . . . .	31
4.2.1	Emissivität und Reflektivität . . . . .	31
4.2.2	SAR-Abbildung der Ozeanoberfläche . . . . .	38
4.3	Meereis . . . . .	41
4.3.1	Eisnadeln, Eisschlamm und Pfannkucheneis . . . . .	45
4.3.2	Nilas und Frostblumen . . . . .	45
4.3.3	Erstjähriges Eis . . . . .	46
4.3.4	Mehrjähriges Eis . . . . .	48
4.3.5	Schnee . . . . .	50
<b>5</b>	<b>Algorithmen</b>	<b>55</b>
5.1	SSM/I . . . . .	55
5.1.1	NASA-TEAM . . . . .	56
5.1.2	NASA-TEAM 2 . . . . .	58
5.1.3	Wetterfilter . . . . .	58
5.1.4	SVENDSEN-85 . . . . .	59
5.1.5	LOMAX-MY . . . . .	61
5.1.6	NORSEX-85 . . . . .	62
5.1.7	DMI-Hybrid . . . . .	62
5.1.8	2-Phasen-Algorithmus . . . . .	62
5.1.9	Eisdrift . . . . .	63
5.1.10	SEA LION . . . . .	64
5.1.11	ARTIST SEA ICE . . . . .	64
5.1.12	Vergleich der 85 GHz-Algorithmen . . . . .	68
5.2	SAR . . . . .	71
5.2.1	Einfallswinkelabhängigkeit . . . . .	75
5.2.2	Merkmale zur Klassifikation . . . . .	76
5.2.3	Statistische Momente . . . . .	76

5.2.4	Speckle-Filter . . . . .	77
5.2.5	Textur . . . . .	77
5.2.6	Spektrale Merkmale . . . . .	82
5.3	Klassifikation . . . . .	82
5.4	Multi-Sensor Data-Fusion . . . . .	84
5.4.1	RABE-Algorithmus . . . . .	85
5.4.2	Multi-Skalen Methode . . . . .	91
<b>6</b>	<b>Ergebnisse der Fallstudien</b>	<b>93</b>
6.1	Vergleich der SSM/I-Algorithmen . . . . .	93
6.2	Vergleich mit Schiffsbeobachtungen . . . . .	98
6.3	Vergleich mit Storfjorden Polynyen-Modell . . . . .	105
6.4	Sensitivität des ASI-Algorithmus . . . . .	112
6.5	12. März 1998: Frostblumen . . . . .	115
6.6	30. März 1998: kompakte Eiskante und Pfannkucheneis . . . . .	123
6.6.1	Eisdrift . . . . .	123
6.6.2	Einfallswinkelabhängigkeit . . . . .	125
6.6.3	Merkmale . . . . .	126
6.6.4	Klassifikation . . . . .	132
6.6.5	Vergleich mit AWI-Radiometer . . . . .	135
6.7	6. April: ASI und RABE Eiskonzentration . . . . .	143
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick</b>	<b>149</b>
7.1	SSM/I-Algorithmen . . . . .	149
7.2	RABE-Algorithmus . . . . .	153
7.3	Ausblick und Anwendungen . . . . .	157
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>161</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>191</b>



# Abstract

Sea ice plays a crucial role in the Earth's climate system and is a sensitive indicator for climate change. The global sea ice coverage can most effectively be observed using satellite microwave sensors. The aim of this study is to reveal inconsistencies between the established sea ice retrieval algorithms as well as to develop and validate new algorithms. The main focus lies on two sensors, the *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) and the *Synthetic Aperture Radar* (SAR). The research project ARTIST was conducted in the environment of the Svalbard archipelago in spring 1998. The core activity of the ARTIST project was an extensive field study with airborne measurements simultaneously to satellite overpasses. Thereby two new aircraft microwave radiometers operating at 19 and 37 GHz were used. The ARTIST Sea Ice (ASI) algorithm is a method to estimate the sea ice concentration from 85 GHz SSM/I data. Different versions of the algorithm (ASI3/ASI4/ASI5) which were adapted to different reference data are being used in this study. The ASI results are being compared to the ice concentrations obtained using established retrieval algorithms (NASA-TEAM and NASA-TEAM2, NT/NT2), ship observations in the central Arctic during summer 2001 (ARK 17/2), and the results of a numerical model of the Storfjorden polynya. The best agreement between ship observations and SSM/I data were obtained using the ASI3/ASI4 algorithm. The ASI5 algorithm achieved the best result compared to the polynya model. The sea ice concentration was underestimated by 10 %-20 % using the NT algorithm. The averaged NT2 ice concentration agreed well with observation and model data. However, the correlation was evanescent at high ice concentrations. The RABE algorithm presented here allows to estimate the sea ice type and concentration from ERS-SAR data. The ability to distinguish between pancake ice, young ice and old ice is being demonstrated on the basis of case studies. It was not possible to distinguish between first and multi-year ice. The potential of frost flower detection is being shown. The ASI and RABE ice concentration results have been found to be consistent. The methods developed in this study are suitable for application to new sensors (ENVISAT-ASAR and AMSR).



# Zusammenfassung

Das Meereis ist ein wichtiger Teil des Klimasystems der Erde. Es ist als sensibler Indikator für mögliche Änderungen im Klimasystem im Fokus der Klimaforschung. Die kontinuierliche und regelmäßige Beobachtung des Meereises auf globaler Skala ist nur mit satellitengestützter Fernerkundung im Mikrowellenbereich des elektromagnetischen Spektrums möglich. Die bisher bekannten Auswertungs-Verfahren liefern jedoch teilweise widersprüchliche Ergebnisse. Diese Widersprüche aufzudecken und die Verfahren zur Auswertung zu verbessern, ist das Thema der vorliegenden Arbeit. Dabei stehen zwei Satelliten-Sensoren im Vordergrund, zum einen der *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I), zum anderen das Radar mit synthetischer Apertur (SAR). Das Forschungsprojekt ARTIST war verbunden mit einem umfangreichen Flug-Messprogramm, simultan zu Satellitenmessungen, rund um das Svalbard-Archipel im Frühjahr 1998. Dabei kamen zwei neue 19 und 37 GHz Flugzeug-Radiometer zum Einsatz. Der ARTIST Sea Ice (ASI) Algorithmus ist ein Verfahren zur Berechnung der Eiskonzentration aus 85 GHz-SSM/I-Daten. In dieser Arbeit wurden verschiedene Versionen (ASI3/ASI4/ASI5) verwendet, welche jeweils an verschiedene Referenzdaten angepasst wurden. Die ASI-Eiskonzentration wurde mit den Ergebnissen anderer SSM/I-Algorithmen (NASA-TEAM und NASA-TEAM2, NT/NT2), Schiffsbeobachtungen in der zentralen Arktis im Sommer 2001 (ARK 17/2) und Ergebnissen eines numerischen Modells der Storfjorden-Polynye im Winter 1998 verglichen. Die ASI3/ASI4-Ergebnisse stimmten im Vergleich mit NT und NT2 am besten mit den Schiffsbeobachtungen überein. Das ASI5-Ergebnis zeigte die beste Übereinstimmung mit dem Polynye-Modell. Der NT-Algorithmus unterschätzt die Eiskonzentration um 10 %-20 %. Die NT2-Eiskonzentration stimmte im Mittel gut mit den Beobachtungen und den Modell-Daten überein, zeigte jedoch eine verschwindend kleine Korrelation bei hohen Konzentrationen. Das in dieser Arbeit vorgestellte RABE-Verfahren dient zur Bestimmung des Eistyps und der Eiskonzentration aus ERS-SAR-Daten. Anhand von Fallstudien wurde die Unterscheidbarkeit von Pfannkucheneis, jungem Eis und altem Eis nachgewiesen. Erst- und mehrjähriges Eis konnte nicht voneinander unterschieden werden. Die Identifikation von Frostblumen ist teilweise gelungen. Die ASI- und die RABE-Eiskonzentrationen waren konsistent. Die in dieser Arbeit entwickelten Methoden könnten einfach auf neue Sensoren (ENVISAT-ASAR und AMSR) übertragen werden.



# Veröffentlichungen

Teile dieser Arbeit wurden in folgenden Berichten und Artikeln veröffentlicht:

Kaleschke, L. und G. Heygster. Towards multisensor microwave remote sensing of frost flowers on sea ice. *Annals of Glaciology*, 39(0), 2003, submitted.

Kern, S., L. Kaleschke und D. A. Clausi. A Comparison of two 85 GHz SSM/I Ice Concentration Algorithms with AVHRR and ERS-SAR. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 2003, accepted.

Kaleschke, L., C. Lüpkes, T. Vihma, J. Haarpaintner, A. Bochert, J. Hartmann und G. Heygster. SSM/I Sea Ice Remote Sensing for Mesoscale Ocean-Atmosphere Interaction Analysis., *Can. J. Rem. Sens.*, 27(5):526–537, 2001.

Kaleschke, L. und S. Kern. ERS-2 SAR Image Analysis for Sea Ice Classification in the Marginal Ice Zone., *Proc. IGARSS 2002*, 3038–3040, 2002.

Kern, S. und L. Kaleschke. Two ice concentration algorithms benefitting from 85 GHz Special Sensor Microwave/Imager data: A comparison. *Proc. IGARSS 2002*, 1938–1940, 2002.

Augstein, E. Final Report On The Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST) Contract Nr. ENV4-CT97-0497-0487 (DG12-ESCY). Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) Bremerhaven, 2000.

Hartmann, J., F. Albers, S. Argentini, A. Bochert, U. Bonafe, W. Cohrs, A. Conidi, D. Freese, T. Georgiadis, A. Ippoliti, L. Kaleschke, C. Lüpkes, U. Maixner, G. Mastrantonio, F. Ravegnani, A. Reuter, G. Trivellone und A. Viola. Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST) *Berichte zur Polarforschung* 305. Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, 1999.



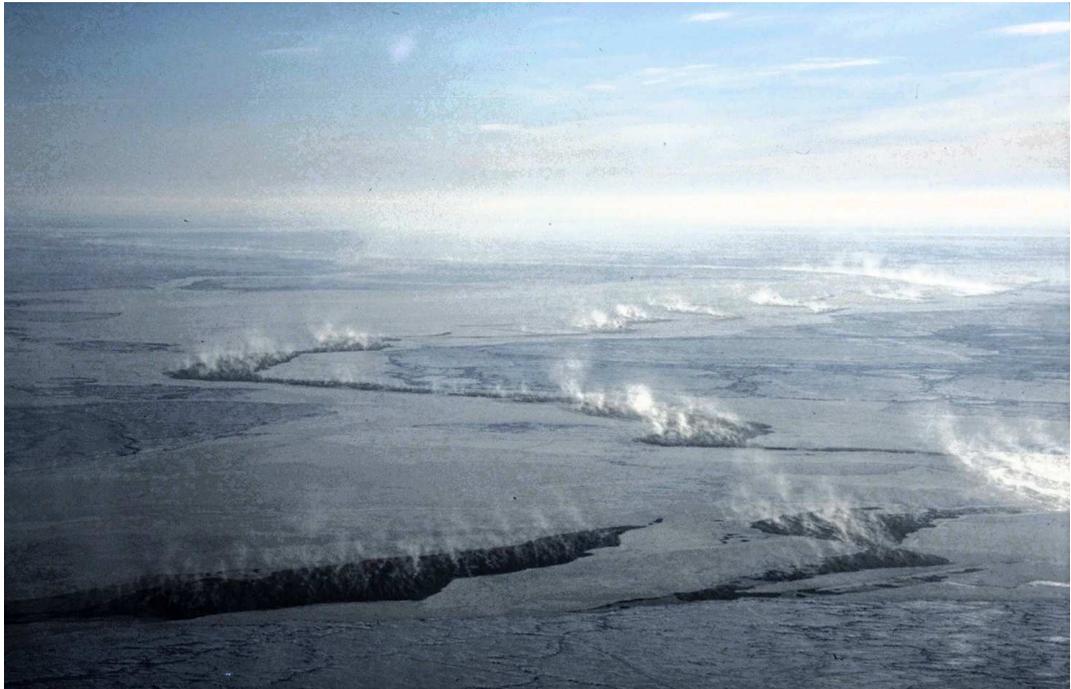
# Kapitel 1

## Einleitung und Aufgabenstellung

### 1.1 Einleitung

Diese Arbeit beschäftigt sich mit der Fernerkundung von Meereis. Als Meereis bezeichnet man das gefrorene Meerwasser der polaren Ozeane. Es bedeckt bis zu 7 % der Weltmeere und spielt eine entscheidende Rolle im Klimasystem der Erde. Das zumeist von Schnee bedeckte Meereis zeichnet sich durch ein sehr hohes Rückstreuvermögen (Albedo) von Sonnenlicht aus. Von dem eisfreien Ozean wird ein Großteil der kurzwelligen Strahlung absorbiert, über dem Meereis hingegen reflektiert. Diese sich selbst verstärkende Rückkopplung, der *Eis-Albedo-Feedback* Effekt, beeinflusst ganz wesentlich die Strahlungsbilanz (Hanesiak et al., 2001). Das Salz des Meerwassers (etwa 35 ‰ Salzgehalt) wird beim Eiswachstum nicht in das Kristallgitter des Eises eingebaut, sondern teilweise in den Ozean abgegeben und teilweise in Form von Soletaschen gespeichert. Der Salzgehalt des Meereises beträgt nur etwa drei bis fünf Promille. Beim Eiswachstum wird somit die Salinität (und die Dichte) des Ozeans erhöht, was zur Destabilisierung der Dichteschichtung und Konvektion (*thermohaline Zirkulation*) führen kann. Die thermohaline Zirkulation ist elementar für die Tiefenwasserbildung und damit für die gesamte Ozeanzirkulation (Aagaard und Carmack, 1985, 1989; Rahmstorf, 2002). Das Schmelzen des Meereises bewirkt hingegen einen Eintrag von Süßwasser in die oberen Ozeanschichten, was die Schichtung stabilisiert und Konvektion entgegenwirkt. Die Eisbewegung durch Wind und Ozeanströmungen geht mit einem Transport von Süßwasser und negativer latente Wärme einher (Harder et al., 1998). Meereis behindert den Austausch von latenter und sensibler Wärme zwischen Ozean und Atmosphäre. Schon eine dünne Meereisdecke unterbindet den Wärmefluss fast vollständig (Maykut, 1978, 1986; Smith et al., 1990; Alam und Curry, 1998). Dort wo die Eisdecke nicht vollständig geschlossen ist, kann der Wärmefluss mehrere hundert Watt pro Quadratmeter annehmen. Dies ist in Abbildung 1.1 anschaulich dargestellt.

Das Meereis beeinflusst auch die Chemie der Atmosphäre. So wird der CO<sub>2</sub>-Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre durch eine geschlossene Eisdecke be-



**Abbildung 1.1:** Meereis in der Framstraße nördlich von Spitzbergen. Meereis wirkt als Isolator zwischen dem relativ warmen Ozean und der kalten Atmosphäre. Der Stoff- und Wärmeaustausch an Stellen von eisfreien Rinnen ist auf dem Foto zu sehen: Seerauch dampft aus den Rinnen im Meereis. Foto aus etwa 500 m Höhe, 1998.

hindert (Jenkins und R., 1999; Stephens und Keeling, 2000; Morales Maqueda und Rahmstorf, 2002). Einen indirekten Einfluss auf den  $\text{CO}_2$ -Austausch hat das Meereis durch die Regulation der Bioproduktivität (Moran, 2002; Buesseler et al., 2003). Weitgehend unerforscht sind die Prozesse, welche die troposphärischen Spurengase an der Grenzfläche zum Meereis beeinflussen. Brom-Monoxid ( $\text{BrO}$ ) ist ein wichtiger Katalysator. Durch  $\text{BrO}$  wird in der Troposphäre Ozon abgebaut und Quecksilber oxidiert, welches dadurch in die fragile polare Biosphäre gelangt (Lu et al., 2001; Ebinghaus et al., 2002; Bottenheim et al., 2002) Im Frühling werden hohe  $\text{BrO}$ -Konzentrationen über dem Meereis gemessen (Richter et al., 1997; Wagner und Platt, 1998; McElroy et al., 1999; Wenneberg, 1999). Das Meereis, insbesondere die sehr salzreichen Frostblumen<sup>1</sup> (*Frost Flowers*), und der Schnee könnten bei verschiedenen chemischen Prozessen eine wichtige Rolle spielen (Sumner und Shepson, 1999; Dominé und Shepson, 2002; Rankin et al., 2000, 2002; Tarasick und Bottenheim, 2002; Hönninger und Platt, 2002; Kaleschke und Heygster, 2003, submitted).

Die saisonale Variabilität der Meereisbedeckung wird durch thermodynamische Pro-

---

<sup>1</sup>Auch Eisblumen, Salzblumen, Eisrosen oder Reifbüschel genannt. Frost Flower ist noch kein WMO-Begriff. Daher gibt es auch noch keine offizielle Übersetzung (pers. Mitteilung K. Strübing).

zesse dominiert, zwischenjährliche Anomalien sind hingegen mehr durch die Dynamik bedingt (Walsh et al., 1985; Arfeuille et al., 2000). Durch die Wechselwirkung der Komponenten des Klimasystems der Erde wird die Variabilität der Meereisbedeckung auch auf längeren Zeitskalen bestimmt (Morales Maqueda et al., 1999; Hilmer und Lemke, 2000; Meehl et al., 2000; Kim et al., 2002). Bei der Untersuchung des Klimasystems muss die Wechselwirkung zwischen den einzelnen Komponenten, z.B. dem Ozean, der Atmosphäre, der Biosphäre und der Kryosphäre, adäquat berücksichtigt werden.

Das Meereis dient auch als diagnostischer Parameter, denn es ist wegen positiver Rückkopplungseffekte ein besonders sensibler Indikator für mögliche Änderungen im Klimasystem. Neben dem thermodynamischen Eis-Albedo-Feedback spielt die dynamisch-thermodynamische Rückkopplung der globalen atmosphärischen Zirkulation mit der Eisausdehnung eine Rolle (Thompson und Wallace, 1998; Rind et al., 2001; Moritz et al., 2002; Serreze et al., 2003).

Der Klimabeirat der Vereinten Nationen *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) fasst den Kenntnisstand der internationalen Klimaforschung zusammen (IPCC, 2001a): Die Erde hat sich im vergangenen Jahrhundert um 0,5 bis 0,7 Grad erwärmt, der größte Anteil dieser Erwärmung ist auf den anthropogenen Ausstoß von Kohlendioxid und anderen Gasen zurückzuführen. Seit 1950 hat die arktische Eisausdehnung im Sommer um 10 bis 15 % abgenommen. Es scheint, dass die sommerlichen arktische Eisdicke in diesem Zeitraum um etwa 40 % abgenommen hat. Diese vielzitierte Zahl ist jedoch wahrscheinlich auf eine unzulängliche Interpretation der nur spärlich vorhandenen Eisdickenmessungen zurückzuführen, denn die Eisdicke weist eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität auf (IPCC, 2001b; Holloway und Sou, 2002). Der Verlust ist primär auf den vom Wind angetriebenen Export von Meereis durch die Framstraße zurückzuführen. Nur etwa zwei bis vier Prozent des Verlusts sind auf das geringere thermodynamische Eiswachstum zurückzuführen (Holloway und Sou, 2002). Dies bedeutet jedoch nicht, dass ein anthropogener Einfluss vernachlässigt werden kann, denn Treibhausgase und Schwefel-Aerosole beeinflussen neben der Temperatur auch die Druckverteilung (Gillet et al., 2003; Gheng und Sugi, 2003).

Vinje (2001) analysiert einer Zeitserie der Meereisausdehnung von 1865 bis 2000. Diese basiert auf den Beobachtungen von Walfängern und operationellen Eiskarten für die jüngeren Jahre. Die Analyse zeigt, dass der Rückgang der Eisbedeckung in den letzten 50 Jahren noch im Rahmen der natürlichen Variabilität liegt. Seit 1865 ist die Eisbedeckung insgesamt um 33 % zurückgegangen, davon die Hälfte vor 1900. Dies wird erklärt durch die fortgesetzte Erwärmung nach der kleinen Eiszeit mit einer maximalen Eisausdehnung um 1800. Die Zeitserie zeichnet sich durch eine hohe dekadische Variabilität mit einer Periode von 12 bis 14 Jahren aus. Eine Zeitserie der Länge von 30 Jahren kann nur drei Prozent der Varianz erklären.

Vom IPCC wird prognostiziert, dass in diesem Jahrhundert sich die Erde nochmals um 1,4 bis 5,8 Grad erwärmen wird. Die Auswirkung der Erwärmung auf

das Meereis wurde mit verschiedenen gekoppelten globalen Zirkulationsmodellen untersucht (Vinnikov et al., 1999; Boer et al., 2000; Dixon et al., 2003). In der Tendenz stimmen die Modellergebnisse überwiegend überein: im Jahr 2050 wird sich das arktische Meereisvolumen gegenüber 1950 in etwa halbiert haben. Der Reduzierung des Eisvolumens um 50 % bewirkt eine Reduzierung der Eisausdehnung um etwa 25 % (Gregory et al., 2002). Die Erhöhung der Temperatur um 1°C entspricht einer Reduzierung der Eisausdehnung um etwa 13 % (Gregory et al., 2002).

Mit regional hochaufgelösten Atmosphärenmodellen können Prozessstudien in den Polargebieten durchgeführt werden. Die Ergebnisse solcher Studien sind Voraussetzung für eine genaue subskalige Parametrisierung der polaren Prozesse in globalen Zirkulationsmodellen (Vihma, 1995; Birnbaum und Lüpkes, 2002). Die räumliche Auflösung der numerischen Modelle nimmt mit dem Fortschritt der Computertechnologie stetig zu, sie reicht inzwischen von einigen Kilometern bis zu einigen hundert Metern. Der Energie- und Impulsfluss an der Grenzfläche zwischen Atmosphäre und Ozean wird wesentlich durch die *Eiskonzentration*<sup>2</sup> bestimmt (Ledley, 1988). Diese Größe bezeichnet den flächenhaften Anteil der Bedeckung des Ozeans mit Meereis. Um die Wechselwirkung von Ozean und Atmosphäre adäquat zu simulieren, ist es notwendig die Eiskonzentration - als wichtigste Randbedingung - mit der räumlichen Auflösung des verwendeten Atmosphärenmodells zu bestimmen (Kaleschke et al., 2001).

Weiter hat das Meereis eine wichtige Bedeutung für die Seeschifffahrt. Die Nordostpassage entlang der sibirischen Küste ist der kürzeste Seeweg von Europa nach Asien. Im Jahr 2002 wurde diese Route erstmals ohne Hilfe von Eisbrechern innerhalb einer Saison durchsegelt. Genaue Karten der Eisverhältnisse waren dabei von besonderem Nutzen (Enders, 2002; Fuchs, 2003a,b). Die wirtschaftliche Bedeutung des nördlichen Seeweges wird in den nächsten Jahrzehnten wahrscheinlich noch zunehmen (Mulherin, 1996).

Die Fernerkundung mit Satellitensensoren im Mikrowellenbereich ist die einzige Möglichkeit globale Informationen über die Meereisbedeckung zu erlangen, und dies nahezu unabhängig von Licht und Wolkenbedeckung. Seit 30 Jahren wird das Meereis mit passiven Mikrowellensensoren von Satelliten aus vermessen. Die Algorithmen zur Datenauswertung sind jedoch bis heute noch nicht zufriedenstellend genau genug. Neue Untersuchungen zeigen systematisch große Unterschiede von bis zu 40 % zwischen den traditionellen Eiskarten vom kanadischen Eisdienst und Ergebnissen eines Standardverfahrens (NASA-TEAM-Algorithmus) während der Schmelzphase und während des Gefrierens im Herbst (Agnew und Howell, 2002). Seit 16 Jahren sind die SSM/I-Radiometer (*Special Sensor Microwave/Imager*) im

---

<sup>2</sup>In der vorliegenden Arbeit wird die Eiskonzentration  $C$  teilweise in Prozent und teilweise als Zahl zwischen null und eins angegeben. Dies hat den einfachen Grund, dass die numerischen Berechnungen der Eiskonzentration mit  $C = 0$  bis  $C = 1$  durchgeführt wurden. Für die graphische Darstellung wird die Eiskonzentration üblicherweise in Prozent angegeben. Im Text sind mit Prozent im Allgemeinen absolute Angaben der Eiskonzentration gemeint. Relative Angaben werden explizit erwähnt.

Einsatz, die bei 19, 22, 37 und 85 GHz die von der Oberfläche emittierte thermische Strahlung in vertikaler und horizontaler Polarisation messen. Der 85 GHz-Bereich ist für die Meereisfernerkundung besonders gut geeignet, da die tieferen Frequenzen sensitiv auf Schichten im Schnee reagieren (Mätzler et al., 1984). Zudem bieten die 85 GHz-Kanäle des SSM/I eine wesentlich höhere räumliche Auflösung und Abtastrate als die Kanäle tieferer Frequenz. Nachteilig ist jedoch die hohe atmosphärische Dämpfung des Signals bei 85 GHz. Verschiedene Verfahren zur Berechnung der Eiskonzentration aus den 85 GHz-SSM/I-Daten sind vorhanden (Svendsen et al., 1987; St. Germain, 1994; Lomax et al., 1995; NERSC, 1996; Kern und Heygster, 2001; Markus und Cavalieri, 2000; Kaleschke et al., 2001), jedoch wurden bisher nur vereinzelt Validationen durchgeführt (Lubin et al., 1997; Markus und Dokken, 2002; Garrity et al., 2002; Kern und Kaleschke, 2002; Kern et al., 2003, accepted).

Die hochauflösende Beobachtung des Meereises ist seit dem Start des ersten europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1 im Jahr 1991 mit dem Radar mit synthetischer Apertur (SAR) möglich. Das Radar ist im Gegensatz zum Radiometer ein aktiver Sensor, welcher ein Signal aussendet und das rückgestreute Signal misst. Mittels spezieller Signalverarbeitung wird beim SAR eine besonders hohe räumliche Auflösung (synthetische Apertur) erzielt. Es gibt inzwischen eine sehr große Menge an SAR-Daten in den Archiven, aber bis heute existieren nur wenige Verfahren zur Auswertung, die ausreichend validiert sind. Von den nationalen Eisdiensten werden die SAR-Daten im operationellen Betrieb noch visuell interpretiert (Gill, 2001). Informationen, die der menschliche Betrachter den SAR-Bildern entnehmen kann, sind teilweise nur sehr aufwendig rechnergestützt zu erhalten. Die Textur des Bildes kann durch die Verbundwahrscheinlichkeit für das Vorliegen von Grauwertpaaren, die *Grey Level Co-Occurrence Matrix* (GLCM), beschrieben werden. Neue Verfahren erlauben eine effiziente Berechnung der GLCM, welches die Rechenzeit um einige Größenordnungen reduziert (Clausi und Jernigan, 1998; Clausi und Zhao, 2002). In bisherigen Untersuchungen wurden nur relativ kleine Berechnungsfenster (z.B. 5 Pixel  $\times$  5 Pixel) gewählt, um die Rechenzeit zu reduzieren (Shokr, 1991). Die großskaligen Texturen werden aber erst mit größeren Berechnungsfenstern (z.B. 64 Pixel  $\times$  64 Pixel) erfasst (Soh und Tsatsoulis, 1999). Durch die nun verfügbaren schnellen Algorithmen wird die rechnergestützte Texturanalyse überhaupt erst praktikabel.

## 1.2 Zielsetzung und Datengrundlage

Die Zielsetzung der vorliegenden Arbeit ist die Entwicklung und Validation von Methoden zur Auswertung von Meereis-Fernerkundungsdaten von sowohl aktiven als auch passiven Mikrowellen-Sensoren. An erster Stelle steht die Verbesserung und Validation eines Verfahrens zur Bestimmung der Eiskonzentration aus 85 GHz-SSM/I-Daten. Ein zweiter Schwerpunkt ist die Anwendung neuer Verfahren zur Be-

stimmung von Eistypen in ERS-SAR-Bildern mittels Texturanalyse. Drittens wird die Kombination der aktiven und passiven Verfahren zur Erkennung spezieller Phänomene, dem Pfannkucheneis und der salzreichen Frostblumen untersucht.

Zur Validation werden Daten des Forschungsprojektes ARTIST (*Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study*), der Polarstern Expedition ARK 17/2 und Ergebnisse eines numerischen Polynyen-Modells verwendet.

Das Forschungsprojekt ARTIST war verbunden mit einem umfangreichen Messprogramm in der Region rund um das Svalbard-Archipel im März und April 1998 (Hartmann et al., 1999; Augstein, 2000). Die Forschungsflugzeuge POLAR 2 und POLAR 4 des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung (AWI) wurden unter anderem zur Fernerkundung des Meereises genutzt. Dies geschah teilweise simultan zu ERS-SAR Aufnahmen. In dieser Arbeit werden die ARTIST-Daten zu vergleichenden Untersuchungen herangezogen.

Haarpaintner et al. (2001a) untersuchten die Storfjorden-Polynye im Süden Spitzbergens mittels eines numerischen Modells, ERS-SAR Aufnahmen und Feldmessungen. Diese Untersuchung wurde unabhängig vom ARTIST Projekt aber in unmittelbarer zeitlicher und räumlicher Nähe zu den ARTIST-Messungen durchgeführt. Die Ergebnisse des Polynyen-Modells, insbesondere der errechnete Anteil offenen Wassers, werden in dieser Arbeit mit den Eiskonzentrationen aus SSM/I-Daten verglichen.

Die Polarstern Expedition ARK 17/2 führte im Sommer 2001 in die zentrale Arktis (Thiede, 2002). Dabei wurden umfangreiche Eisbeobachtungen vorgenommen, die genau dokumentiert wurden (Haas und Lieser, 2003). Diese Beobachtungsdaten dienen zur Validation der SSM/I-Eiskonzentrationen.

# Kapitel 2

## Mikrowellen-Fernerkundung

Bei der Mikrowellenradiometrie (Abschnitt 2.4) wird die von einem zu untersuchenden Objekt emittierte natürliche Strahlung gemessen. Im Gegensatz dazu werden bei der Radar-Technik (Abschnitt 2.6) elektromagnetische Signale gesendet und empfangen. Die empfangene Leistung hängt von zwei Materialkonstanten ab, der Emissivität bei der *passiven* Radiometrie und dem Radar-Rückstreukoeffizienten bei der *aktiven* Sensorik. Diese Materialkonstanten hängen von den Materialeigenschaften ab, z.B. dem Salzgehalt und der Rauigkeit der Oberfläche, und sind Funktionen der Frequenz, des Einfallswinkels und der Polarisation. Daher ist die Unterscheidung von verschiedenen Eigenschaften der Ozeanoberfläche anhand der gemessenen Signalstärke möglich.

### 2.1 Grundlagen Elektrodynamik

Das elektromagnetische Feld wird durch die Maxwell-Gleichungen beschrieben (Maxwell, 1855-1862):

$$\begin{aligned}\operatorname{rot} \mathbf{H} &= \frac{1}{\gamma_0} \left( \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \alpha_0 \mathbf{j} \right), & \operatorname{div} \mathbf{D} &= \alpha_0 \varrho \\ \operatorname{rot} \mathbf{E} &= -\frac{1}{\gamma_0} \left( \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \right), & \operatorname{div} \mathbf{B} &= 0\end{aligned}$$

Dabei gilt im internationalen Einheitensystem  $\alpha_0 = 1$  und  $\gamma_0 = 1$  bzw. im Gaußschen Maßsystem  $\alpha_0 = 4\pi$  und  $\gamma_0 = c$  (Lichtgeschwindigkeit  $c = 2,998 \cdot 10^8 \text{ ms}^{-1}$ ).  $\mathbf{E}$  und  $\mathbf{B}$  steht für die elektrische bzw. magnetische Feldstärke.  $\mathbf{D}$  und  $\mathbf{H}$  sind die elektrische bzw. magnetische Erregung.  $\mathbf{j}$  und  $\varrho$  bezeichnen die elektrische Strom- bzw. Ladungsdichte. Die Dielektrizitätseigenschaft wird bei anisotropen Medien durch den Dielektrizitätstensor  $\varepsilon = (\varepsilon_{\alpha\beta})$  beschrieben, der bei isotropen Medien die Diagonalform  $\varepsilon_{\alpha\beta} = \varepsilon \delta_{\alpha\beta}$  annimmt. Der Imaginärteil der komplexen Dielektrizitätszahl

$$\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon'' \tag{2.1}$$

beschreibt den elektromagnetischen Dämpfungsverlust in einem elektrischen Leiter. Die Permeabilitätseigenschaft wird bei isotropen Medien durch die Permeabilität  $\mu$  beschrieben. Die elektrische Leitfähigkeit wird bei isotropen Medien durch  $\sigma$  bezeichnet. Bei ruhenden, relaxationsfreien linearen Medien gilt

$$\mathbf{D} = \epsilon_0 \epsilon \mathbf{E}, \quad (2.2)$$

dabei ist  $\epsilon_0 \approx 8,85 \cdot 10^{-12} \text{ AsV}^{-1} \text{ m}^{-1}$  die Influenzkonstante. In einem linearen magnetischen Medium gilt

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mu \mathbf{H}, \quad (2.3)$$

mit der Induktionskonstante  $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$ .

## 2.2 Thermische Strahlung

Zur Beschreibung der thermischen Strahlung ist es zunächst notwendig das Konzept des *schwarzen Körpers* einzuführen. Nach Wien (1893, 1894) definiert sich die Strahlung eines schwarzen Körpers als den Zustand des Wärmegleichgewichts. In der Natur kann es jedoch keine perfekten schwarzen Körper geben, weil jeder Körper Dispersion zeigen muss. Eine praktische Methode die Strahlung eines schwarzen Körpers in beliebiger Annäherung herzustellen wurde von Wien und Lummer (1895) beschrieben. Dazu bringt man einen Hohlraum auf möglichst gleichmäßige Temperatur und lässt die Strahlung durch eine relativ kleine Öffnung nach außen gelangen.

Ein schwarzer Körper emittiert die spektrale Strahlungsdichte  $B(f, T)$  gemäß dem Strahlungsgesetz von Planck (1895-1900),

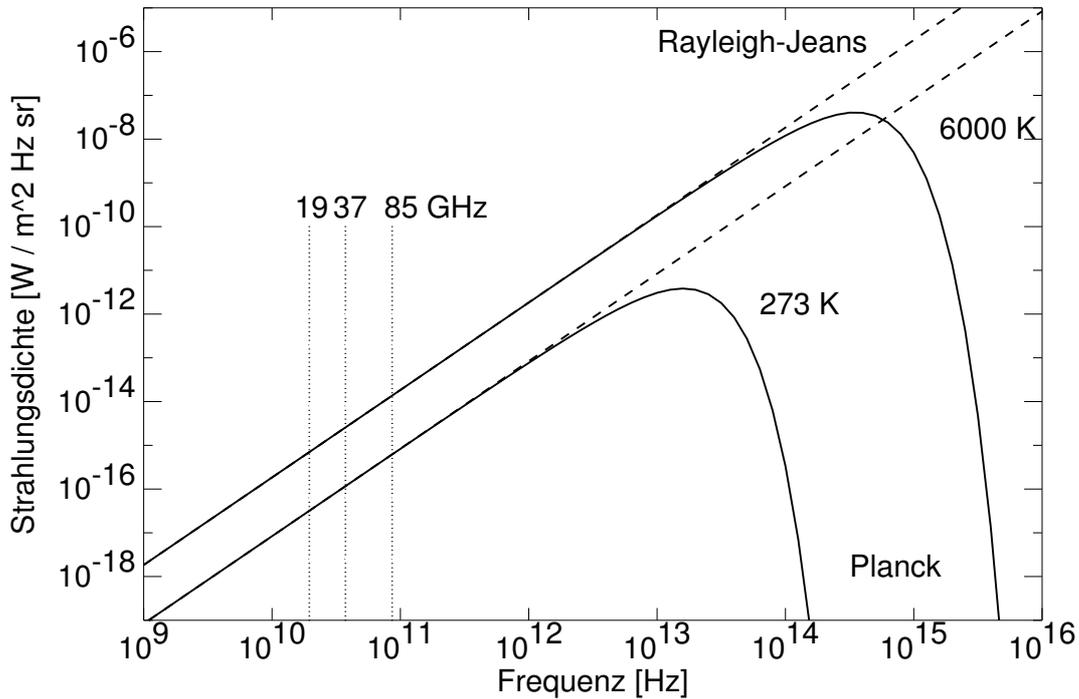
$$B(f, T) = \frac{2hf^3}{c^2} \frac{1}{e^{hf/kT} - 1} \quad (2.4)$$

mit der Frequenz  $f$  [Hz], Temperatur  $T$  [K], Planck Konstante  $h=6,63 \cdot 10^{-34} \text{ Js}$  und Boltzmann Konstante  $k=1,38 \cdot 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$ .

Das *Rayleigh-Jeans* Gesetz (2.5) ist eine Approximation der Gleichung (2.4) für den langwelligen Teil ( $hf/kT \gg 1$ )

$$B(f, T) = \frac{2kf^2}{c^2} T = \frac{2k}{\lambda^2} T. \quad (2.5)$$

Die Gleichung (2.5) ist für den Mikrowellenbereich eine sehr gute Näherung, wie auch in der Abbildung 2.1 zu erkennen ist.



**Abbildung 2.1:** Emittierte spektrale Strahlungsdichte zweier schwarzer Körper mit verschiedenen Temperaturen.

## 2.3 Emissivität und Helligkeitstemperatur

Für eine gegebene Temperatur  $T$  ist die maximale Strahlung  $B$ , die von einem Objekt abgestrahlt werden kann, gleich der Strahlung  $B_S$ , die von einem schwarzen Körper emittiert würde. Natürliche Materialien emittieren weniger Strahlung als schwarze Körper. Die *Emissivität*  $\epsilon(f)$  eines Materials wird definiert durch das Verhältnis

$$\epsilon(f) = B(f)/B_S(f). \quad (2.6)$$

Die *Helligkeitstemperatur*<sup>1</sup>  $T_B$ , wird definiert durch

$$T_B = \epsilon T. \quad (2.7)$$

## 2.4 Mikrowellenradiometer

Mit einem Radiometer ist es möglich, die von einem Objekt emittierte thermische Strahlungsleistung zu messen. Ein Radiometer besteht im wesentlichen aus einer

<sup>1</sup>Die Helligkeitstemperatur wird im optischen Bereich des elektromagnetischen Spektrums als Strahlungstemperatur bezeichnet.

Antenne, einem Bandpassfilter, einem Verstärker, einem Detektor und einem integrierenden Tiefpassfilter (Ulaby et al., 1981).

### 2.4.1 Antennentemperatur

Die von der Antenne empfangene Leistung  $P_A$  ist nach dem Korrespondenzprinzip von Johnson (1928) und Nyquist (1928) direkt proportional zur *Antennentemperatur*  $T_A$ ,

$$P_A = kT_A\Delta f, \quad (2.8)$$

wobei  $\Delta f$  die Bandbreite der Strahlung ist. Befindet sich eine Antenne in einem Hohlraum im thermischen Gleichgewicht (Abschnitt 2.2), so entspricht die Antennentemperatur  $T_A$  der physikalischen Temperatur  $T$  des Hohlraums. Die Antennentemperatur einer realen Antenne ist (Ulaby et al., 1981),

$$T_A = \frac{\int \int_{4\pi} T_B(\theta, \phi) F(f, \theta, \phi) d\Omega}{\int \int_{4\pi} F(f, \theta, \phi) d\Omega}, \quad (2.9)$$

wobei  $F(f, \theta, \phi)$  die normierte Richtcharakteristik der Antenne und  $T_B(\theta, \phi)$  die Helligkeitstemperatur pro Raumwinkelelement  $d\Omega$  ist.

### 2.4.2 Temperaturlösung

Die Komponenten eines Radiometers erzeugen eine Rauschleistung  $P_R$ , die äquivalent als Helligkeitstemperatur  $T_R$  ausgedrückt werden kann,

$$T_R = \frac{P_R}{kG\Delta f}. \quad (2.10)$$

Dabei bezeichnet  $G$  den Verstärkungsfaktor. Die vom integrierendem Tiefpassfilter aufgenommene Leistung  $P_I$  ist demnach,

$$P_I = k\Delta f(T_A + T_R). \quad (2.11)$$

Die vom Radiometer gelieferte Ausgangsspannung  $V$  ist proportional zu der Leistung  $P_I$ . Die Temperaturlösung des Radiometers  $\Delta T$  hängt von der Integrationszeit  $\tau$  ab,

$$\Delta T = (T_A + T_R) \sqrt{\frac{1}{\Delta f \tau}}. \quad (2.12)$$

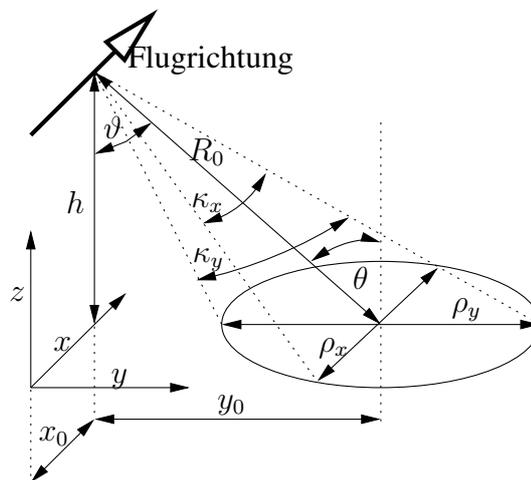
Die Temperaturlösung gibt an, mit welcher Genauigkeit die Antennentemperatur aus der Ausgangsspannung  $V$  berechnet werden kann.

## 2.5 Abbildungsgeometrie und Auflösung

Die Geometrie eines abbildenden Fernerkundungssystems ist in der Abbildung 2.2 schematisch dargestellt. Der Sensor befindet sich auf einem Träger in der Höhe  $h$ , der sich in Richtung  $x$  bewegt. Die Antenne ist im Winkel  $\vartheta$  zum Nadir geneigt. Die Erdoberfläche wird im Winkel  $\theta$  zum Zenit betrachtet. Die räumliche Auflösung eines Systems definiert man als minimalen Abstand  $\rho$ , in dem zwei Objekte getrennt abgebildet werden können. Es wird zwischen der Auflösung in Blick- und in Flugrichtung  $\rho_x$  und  $\rho_y$  unterschieden. Bei aktiven Systemen sind jeweils verschiedene Mechanismen für die Auflösungen  $\rho_x$  und  $\rho_y$  verantwortlich (Abschnitt 2.6.2). Bei passiven Systemen ergibt sich die *effektive* Auflösung durch Projektion der Antennenkeule auf die Oberfläche während der Integrationszeit  $\tau$ . Als Breite der Antennenkeule bezeichnet man den Winkel  $\kappa$  (Abbildung 2.2), bei dem die Intensität der ausgesandten Strahlung zum Rand hin um die Hälfte gegenüber dem Intensitätswert in der Mittelachse abgenommen hat. Die *instantane* Auflösung in Flugrichtung  $\rho_x$  ist für einen Winkel ( $\kappa < 10^\circ$ ) und den Abstand  $R_0$  näherungsweise durch folgende Beziehung gegeben,

$$\rho_x \approx \kappa R_0 \approx k \frac{\lambda R_0}{L}, \quad (2.13)$$

wobei  $L$  die Apertur der Antenne und  $k = 0,88 \dots 2,0$  eine Konstante für verschiedene Antennentypen ist (Ulaby et al. (1981)).



**Abbildung 2.2:** Geometrie eines abbildenden Fernerkundungssystems. Die Projektion der Antennenkeule auf die Oberfläche in der  $x$ - $y$ -Ebene ergibt die Begrenzung der instantanen Auflösung. Bei einer symmetrischen Antennenöffnung  $\kappa_x = \kappa_y$  ist dies eine Ellipse mit den Halbachsen  $\rho_x$  und  $\rho_y$ .

## 2.6 Radar und Scatterometer

Ein Radar (*R*Adiowave *D*etecting *A*nd *R*anging) besteht aus einem Sender und einem Empfänger. Ist ein Radar-System geeignet, um damit quantitative Messungen der Streu- oder Reflektivitätseigenschaften von Oberflächen oder Volumen vorzunehmen, so nennt man es ein *Scatterometer* (Ulaby et al., 1982).

Beim Radar wird ein Signal ausgesandt, das von dem zu untersuchenden Objekt zurückgestreut wird. Die zurückgestreute Energie wird durch die Rücktreueigenschaften des bestrahlten Streukörpers beeinflusst (Abbildung 2.3). Die empfangene Leistung  $P_r$  errechnet sich aus der Radargleichung (Ulaby et al., 1982),

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4} \quad (2.14)$$

wobei  $P_t$  die abgestrahlte Leistung und  $G$  die Antennengüte bezeichnet. Der Rückstreukoeffizient  $\sigma$  ist eine Funktion der Einfallrichtung, der Polarisation, der Form des Streukörpers und seiner dielektrischen Eigenschaften. Ist die Sendeantenne gleichzeitig auch die Empfangsantenne, so spricht man von einer monostatischen Konfiguration. Bei räumlicher Trennung von Sender und Empfänger spricht man vom bistatischen Rückstreukoeffizienten.

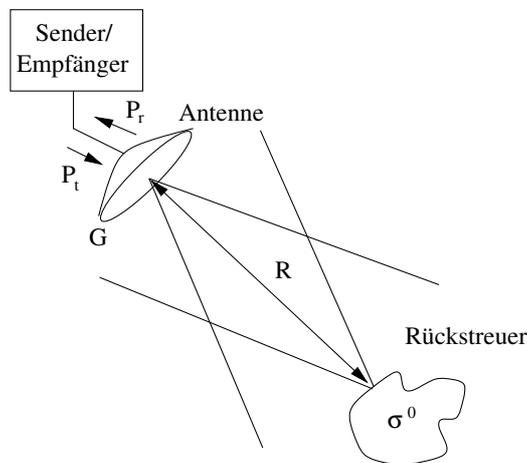


Abbildung 2.3: Geometrie des Radar-Prinzips.

Die Radargleichung 2.14 ist definiert für ein einzelnes Streuobjekt. Mit einem Radar für die Fernerkundung werden üblicherweise Flächen beobachtet, die aus vielen Streukörpern zusammengesetzt sind. Das von der Antenne empfangene elektrische Feld  $E_r$  für  $N$  Streuer ist demnach die Summe aller Komponenten

$$E_r = \sum_{i=1}^N E_{ri} = \sum_{i=1}^N |E_{ri}| \exp(i(\phi_i - 2kR_i)), \quad (2.15)$$

wobei die Phase für das Streuobjekt  $i$  mit der Entfernung  $R_i$  vom Radar durch  $\phi_i - 2kR_i$  gegeben ist. Im Allgemeinen wird die gemittelte Leistung und nicht das elektrische Feld gemessen. Durch die Interferenz von vielen kohärenten Wellenpaketen mit einer statistisch verteilten Phasenverschiebung ergibt sich ein Rauschen, welches als *Rayleigh-Fading* oder *Speckle* bezeichnet wird (Goodman, 1975; Ulaby et al., 1982; Madsen, 1986). Bei einer statistisch gleichmäßigen Verteilung der Phase ist die Standardabweichung der Intensität gleich dem Erwartungswert der Intensität (Lord Rayleigh, 1880). Das Rauschen ist daher multiplikativer Natur. Es kann reduziert werden durch das Mitteln mehrerer unabhängiger Messungen (*Looks*). Die mittlere empfangene Leistung  $P_r$  errechnet sich aus der Radarintegralgleichung (Ulaby et al., 1982)

$$\bar{P}_r = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \int_A \frac{P_t G^2 \sigma^0}{R^4} dA, \quad (2.16)$$

wobei  $A$  die bestrahlte Fläche und  $\sigma^0$  den auf die Einheitsfläche normierten Radar-Rückstreukoeffizienten bezeichnet. Der Radar-Rückstreukoeffizient wird üblicherweise in Dezibel angegeben,

$$\sigma^0(\text{dB}) = 10 \log_{10} \sigma^0. \quad (2.17)$$

### 2.6.1 Abbildende Radar-Systeme

Um eine flächenhafte Information zu erhalten, wird das Radar-System auf einem bewegten Träger, z. B. einem Flugzeug oder einem Satelliten, montiert. Wird nun eine Folge von Signalimpulsen ausgesendet, ist es möglich einen Streifen der Erdoberfläche abzubilden, bzw. den Radar-Rückstreukoeffizienten  $\sigma^0(x, y)$  für das untersuchte Gebiet zu messen. Bei konstanter Geschwindigkeit  $c$  benötigt ein Signal die Laufzeit  $t_R$  für die Entfernung  $R_0$  von der Antenne zum Zielobjekt

$$t_R = \frac{2R_0}{c}. \quad (2.18)$$

Der Träger bewegt sich mit der Geschwindigkeit  $V$  in  $x$ -Richtung (Flugrichtung), auch *Azimut* genannt. Die  $y$ -Richtung senkrecht zur Flugrichtung wird auch als Blickrichtung bezeichnet. Das Radar befindet sich in einer Höhe  $h$ . In Abbildung 2.2 sind die geometrischen Verhältnisse dargestellt.

## 2.6.2 SAR-Prinzip

Mit Hilfe der Dopplerverschiebung des zurückgestreuten Signals kann die azimutale Auflösung eines Radars erheblich verbessert werden (Wiley, 1954). Das Radar mit synthetischer Apertur (SAR) nutzt diesen Effekt, um eine hohe räumliche Auflösung zu erreichen (Ulaby et al., 1982; Curlander und McDonough, 1991).

### 2.6.2.1 Auflösung in Blickrichtung

Die Auflösung in Blickrichtung  $\rho_y$  ist durch die zeitliche Länge  $\tau$  der ausgesendeten Signalimpulse bestimmt. Je kürzer der Puls, desto höher ist die Auflösung. Bei Vorgabe einer gewissen maximalen Sendeleistung ist nur eine begrenzt hohe Auflösung realisierbar. Die Leistungsfähigkeit kann durch Frequenzmodulation von zeitlich ausgedehnten Pulsen (*Chirp-Signal*) und geeigneter Signalverarbeitung (Pulskompressionsfilter) gesteigert werden. Die auf diese Weise erreichbare effektive zeitliche Länge des Pulses  $\tau_{chirp}$  verhält sich reziprok zu der Bandbreite  $B$  des Chirp-Signals (Ulaby et al., 1982)

$$\tau_{chirp} = \frac{1}{B}. \quad (2.19)$$

Die Differenz der Signallaufstrecken zweier Streuelemente  $\rho_y$  muss größer als die Pulslänge sein, damit zwei Streuelemente räumlich getrennt werden können. Die untere Grenze für  $\rho_y$  ergibt sich aus,

$$2\rho_y \sin \theta = c\tau_{chirp}. \quad (2.20)$$

Einsetzen von Gleichung 2.19 in Gleichung 2.20 liefert die Auflösung in Blickrichtung:

$$\rho_y = \frac{c}{2B \sin \theta}. \quad (2.21)$$

### 2.6.2.2 Auflösung in Flugrichtung

Die Position eines Streuelements in der Antennenkeule wird relativ zur Position des Trägers der Antenne betrachtet. Durch die Bewegung der Antenne relativ zum Streuelement kommt es zu einer Dopplerverschiebung der Frequenz des vom Streuelement zurückgestreuten Signals. Für ein ruhendes Streuelement hängt die Dopplerverschiebung nur von seiner azimutalen Position und von der Geschwindigkeit des Trägers ab.

Wird diese Dopplerverschiebung genutzt, um die Position zu bestimmen, lässt sich die azimutale Auflösung erheblich verbessern.

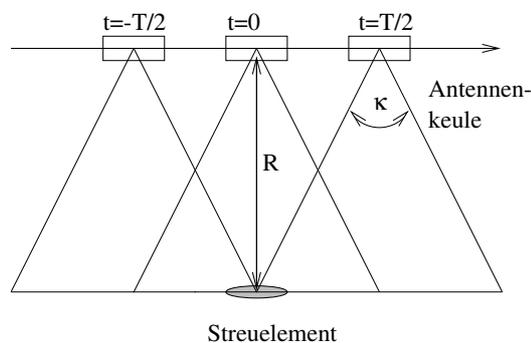
Die Änderung der Wellenzahl  $k_D$  des zurückgestreuten Signals errechnet sich aus der Wellenzahl der ausgesandten Wellen  $k_e$ , der Geschwindigkeit der Antenne  $V$

und dem Abstand zum Streuelement  $R(t = 0)$ :

$$k_D = \frac{2k_e V^2 t}{c\sqrt{R^2 + (Vt)^2}} \quad (2.22)$$

$$\approx \frac{2k_e V^2 t}{cR}. \quad (2.23)$$

Die Näherung (2.23) gilt für die Bedingung  $\frac{VT}{2R} \ll 1$ , wobei  $T$  die Gesamtzeit darstellt, in der sich das Streuelement in der Antennenkeule befindet (Abbildung 2.4).



**Abbildung 2.4:** Durchgang eines Streuelements durch die Antennenkeule.

Die synthetische Apertur  $L_s$  der Antenne lässt sich durch die Wahl einer geeigneten Integrationszeit  $T_I$  festlegen:

$$L_s = VT_I. \quad (2.24)$$

Die azimutale Auflösung errechnet sich dann aus:

$$\rho_x \approx \frac{\lambda_e R}{2VT_I}. \quad (2.25)$$



# Kapitel 3

## Sensorik und Daten

In dieser Arbeit werden Daten zwei verschiedener Mikrowellen-Radiometern verwendet. Einerseits Daten eines satelliten- (Abschnitt 3.1) und andererseits eines flugzeuggetragenen Systems (Abschnitt 3.2) Das Flugzeugradiometer liefert Daten in einer hohen Auflösung und dient dem Vergleich zum satellitengetragenen Synthetisch Apertur Radar ERS-SAR (Abschnitt 3.3). Optische Daten vom Satellitensensor AVHRR und von einem flugzeuggetragenen Line-Scanner sind für bestimmte Fälle verfügbar (Abschnitte 3.4 und 3.5). Daten der Luft-Temperatur lieferte eine Driftboje (Abschnitt 3.6).

### 3.1 Satelliten-Mikrowellenradiometer

Die globale Beobachtung der Meereisbedeckung ist seit etwa dreißig Jahren mit Hilfe satellitengestützter Mikrowellenradiometrie möglich. Die ersten verwertbaren Daten lieferte das Instrument ESMR (*Electrically Scanning Microwave Radiometer*) auf dem Satelliten Nimbus-5 im Zeitraum von 1973 bis 1976. Das ESMR hat die Helligkeitstemperatur bei 19 GHz orthogonal zur Flugrichtung (*Cross-Track*) in nur einer Polarisation gemessen. Die Auflösung variierte dabei zwischen etwa  $25\text{ km} \times 25\text{ km}$  im Nadir und  $160\text{ km} \times 40\text{ km}$  am Rand (Parkinson et al., 1987). Für den Zeitraum von November 1979 bis September 1987 war der Sensor SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*) getragen vom Satelliten Nimbus-7 in Betrieb (Cavalieri et al., 1984; Gloersen et al., 1984). Das SMMR hat die Helligkeitstemperaturen bei 7, 11, 18, 21 und 37 GHz in vertikaler und horizontaler Polarisation gemessen. Dabei wurde die Erde konisch abgetastet. Aufgrund der konischen Scangeometrie bleiben die Länge der durchstrahlten Atmosphäre, die räumlichen Auflösungen und der Beobachtungswinkel nahezu konstant. Die räumlichen Auflösungen für die einzelnen Kanäle betragen beim SMMR zwischen  $171\text{ km} \times 157\text{ km}$  (7 GHz) und  $35\text{ km} \times 34\text{ km}$  (37 GHz). Seit 1987 sind die SSM/I-Radiometer (*Special Sensor Microwave/Imager*) auf der DMSP-Satellitenserie (*Defense Meteorological Satellite Program*) im Einsatz. Zur Zeit sind drei Satelliten

dieser Serie (DMSP-F13, -F14 und -F15) in Betrieb. Die wichtigsten Parameter des SSM/I Radiometers sind in Tabelle 3.1 aufgeführt. Die DMSP-Satelliten befinden

**Tabelle 3.1:** Charakteristik des SSM/I Radiometers (Hollinger et al., 1987, 1990)

Frequenz [GHz]	Polarisation	Effektive räumliche Auflösung [km <sup>2</sup> ]	Radiometrische Auflösung [K]
19,35	V/H	69 × 43	0,45/0,42
22,235	V	60 × 40	0,69
37,0	V/H	37 × 29	0,35/0,45
85,5	V/H	15 × 13	0,87/0,7

sich in einem sonnensynchronen Orbit in etwa 850 km Höhe, die Inklination beträgt 98,8°. Beim SSM/I handelt es sich um ein *Total Power Radiometer*, welches nach jedem Schwad eine Kalibrierung durchführt. Die Abtastung der Erde erfolgt beim SSM/I konisch unter einem nahezu konstanten Zenitwinkel von 53,1°. Die Schwadbreite beträgt etwa 1400 km.

Die satellitengetragenen Mikrowellenradiometer sind die wichtigsten Instrumente zur Meereisfernerkundung in der Klimaforschung. Es ist damit möglich, fast die gesamten Polarregionen täglich vollständig zu vermessen, unabhängig von Lichtverhältnissen und Wolkenbedeckung. Und es sind damit die längsten Zeitreihen aufgezeichnet worden. Da der Betrieb der DMSP-Plattformen bis mindestens 2010 geplant ist, lassen sich diese Zeitreihen noch erweitern.

### 3.1.1 SSM/I-Daten

Die Helligkeitstemperaturdaten vom SSM/I sind in verschiedenen Stufen der Prozessierung erhältlich. In dieser Arbeit werden zwei verschiedene Datensätze verwendet, zum einen die Daten der einzelnen Überflüge und zum anderen Tagesmittelwerte. Die Daten der einzelnen Überflüge (“Orbital/Schwad-Daten”) wurden vom *Global Hydrology Resource Center, (Huntsville, Alabama, USA)* bezogen. Diese Daten enthalten den genauen Zeitpunkt und die geografische Länge und Breite jeder einzelnen Messung. Die Tagesmittelwerte wurden vom *National Snow and Ice Data Center (Colorado, Boulder, USA)* bezogen (Maslanik und Stroeve, 2000). Sie enthalten die Orbital-Daten eines 24 Stunden Zeitraumes, mit einer einfachen *Bucketing*-Methode in ein polar-stereografisches Gitter gemittelt und interpoliert (Atallah, 1999; Snyder, 1982). Die 85 GHz-Daten liegen in einem Gitter mit einer Auflösung von 12,5 km vor, die übrigen Kanäle in einem Gitter mit einer Auflösung von 25 km. Die Tagesmittelwert-Daten sind aufgrund ihres relativ geringen Datenvolumens (ca. 3 MByte/Tag) einfach zu handhaben und zu archivieren. Das Datenvolumen der Orbital-Daten beträgt hingegen ca. 75 MByte/Tag/Sensor, und die Pro-

zessierung ist rechenintensiv. Der große Vorteil der Orbital-Daten besteht in der genauen zeitlichen Datierung der einzelnen Messungen, was für Fallstudien in der dynamischen Eisrandzone unerlässlich ist. Zudem können die Orbital-Daten geeignet interpoliert werden, um sie auf einem feinen Gitter mit hochaufgelösten Flugzeug-Radiometer oder SAR-Daten zu vergleichen (Smith und Wessel, 1990).

## 3.2 AWI-Radiometer

Während der ARTIST-Kampagne 1998 wurden erstmals zwei neue Mikrowellen-Radiometer im Forschungsflugzeug POLAR 4 des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung (AWI) eingesetzt (Hartmann et al., 1999). Die Radiometer, im weiteren AWI-Radiometer genannt, wurden vom AWI in Zusammenarbeit mit der Deutschen Forschungsanstalt für Luft und Raumfahrt (DLR), Institut für Hochfrequenztechnik, entwickelt. Die AWI-Radiometer messen bei 19 und 37 GHz (SSM/I-Frequenzen) und ermöglichen somit einen Vergleich von räumlich relativ hochaufgelösten Flugzeug- zu Satellitenmessungen. Ursprünglich war geplant, zusätzlich ein 85 GHz-Radiometer einzusetzen, dieses war für die ARTIST-Messflüge aber noch nicht einsatzbereit.

Es handelt sich bei den AWI-Radiometern um nicht-abbildende Systeme mit eindimensionalen Scanschema beim Flug. Zwei separate Kanäle ermöglichen die simultane Messung der horizontal und vertikal polarisierten Strahlungskomponenten. Die Spezifikationen der Radiometer sind in der Tabelle 3.2 zusammengefasst. Die Temperaturauflösungen errechnen sich aus Gleichung 2.12 auf Seite 10 und sind in Tabelle 3.3 angegeben.

**Tabelle 3.2:** Technische Daten der AWI-Radiometer (Herstellerangaben).

	H-Kanal	V-Kanal
HF-Mittenfrequenz [GHz]	19,35	19,35
HF-Bandbreite [GHz]	0,48	0,48
Empfängerrauschtemperatur [K]	190	250
HF-Mittenfrequenz [GHz]	37,0	37,0
HF-Bandbreite [GHz]	1,8	1,8
Empfängerrauschtemperatur [K]	320	320

Im Flugzeug waren die Radiometer im Winkel von  $\vartheta = 53^\circ$  nach hinten geneigt. Mit dem Antennenöffnungswinkel von  $\beta \approx 10^\circ$  ergibt sich aus der Messgeometrie bei einer typischen Flughöhe  $h = 500$  m eine Auflösung am Boden von  $\rho \approx 245$  m. Die Integrationszeit des Radiometerempfängers betrug stets  $\tau = 20$  ms.

**Tabelle 3.3:** Temperaturauflösung des Radiometers für  $T_A = 273$  K und Integrationszeit  $\tau = 20$  ms.

	19V	19H	37V	37H
$\Delta T$ [K]	0,17	0,15	0,1	0,1

### 3.2.1 Kalibration

Die AWI-Radiometer sind als Total-Power-Radiometer aufgebaut. Die Kalibration der Radiometer wird mit zwei bekannten Referenztemperaturen durchgeführt. Die Ausgangsspannung  $V_{out}$  des Empfängers hängt linear von der Antennentemperatur  $T_A$  ab,

$$T_A = aV_{out} + b. \quad (3.1)$$

Die Ausgangsspannung wird digitalisiert und auf einem Bandsystem (DAT) gespeichert. Zur Bestimmung der Koeffizienten  $a$  und  $b$  wird die Antenne auf ein Mikrowellenabsorbermaterial ( $\epsilon \simeq 1$ ) bekannter Temperatur ausgerichtet. Dieser Vorgang wird für zwei verschiedene Temperaturen mehrfach wiederholt. Als kalte Last dient flüssiger Stickstoff mit einer Temperatur von  $\vartheta_{cold} = 77$  K. Die warme Last ist die Umgebungstemperatur  $\vartheta_{hot} \simeq 273$  K. Für jeden der vier Kanäle des Radiometers wird die Lösung für  $a$  und  $b$  des linearen Gleichungssystems bestimmt:

$$\vartheta_{cold} = aV_{out,cold} + b \quad (3.2)$$

$$\vartheta_{hot} = aV_{out,hot} + b. \quad (3.3)$$

Der Koeffizient  $a$  wird als Verstärkung (*Gain*) bezeichnet. Der Koeffizient  $b$  wird als Offset bezeichnet. Beide Parameter hängen unter anderem von der Betriebstemperatur des Empfängers ab.

Während der ARTIST-Messflüge war es nicht möglich eine Kalibration mit zwei verschiedenen Temperaturen durchzuführen, deswegen ist eine Aussage über eine eventuelle Drift der Systemparameter, insbesondere der Verstärkung, leider nicht möglich. Es kann keine Aussage über die generelle zeitliche Stabilität der Verstärkung gemacht werden, da die Kalibration innerhalb eines vergleichsweise kurzen Zeitabschnitts (etwa 10 Minuten) durchgeführt wurde. Während eines Messfluges, der typischerweise 5 Stunden dauerte, war das Radiometer zudem größeren Variationen der Umgebungstemperatur ausgesetzt. Die Antennen und die gesamte Elektronik waren in einem Gehäuse installiert, welches durch eine Öffnung im Boden des Flugzeuges direkt mit der Außenluft in Kontakt war. Die Temperatur innerhalb des Radiometer-Gehäuses wurde nicht aufgezeichnet. Die Geräte verfügten über eine innere Ventilation sowie eine geregelte Heizung deren Betriebsintervalle aufgezeichnet wurden. Aus dem Heizungs-Signal lässt sich ableiten, ob die Temperatur stabilisiert werden konnte, d.h. die Heizung periodisch an- und ausgeschaltet

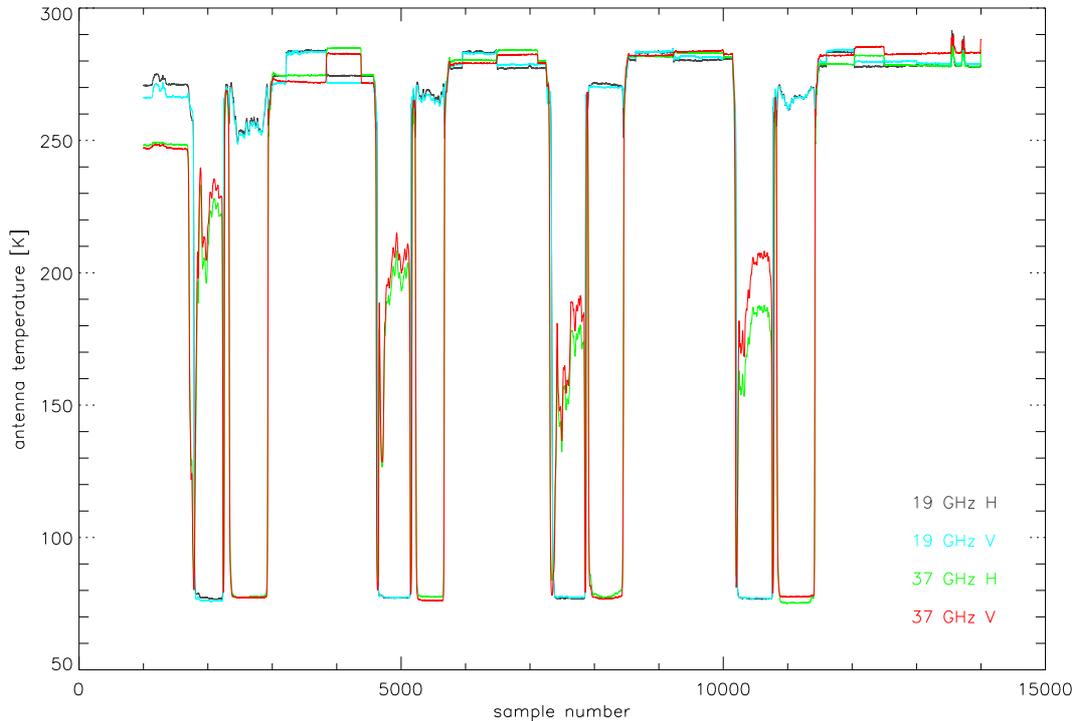
wurde, oder ob die Stabilisierung nicht mehr möglich war und die Heizung im Dauerbetrieb lief. Letzteres war der Fall beim ersten Messflug am 12.3.1998 (Abschnitt 6.5), weshalb die Geräte danach zusätzlich thermisch isoliert wurden. Danach war im wesentlichen ein geregelter Betrieb der Heizung gewährleistet. Variationen der Verstärkung können jedoch auch durch andere Faktoren als der Gerätetemperatur, wie z.B. durch die Stabilität der Versorgungsspannung, bedingt sein (Ulaby et al., 1981). Es ist daher nicht möglich einen Fehler für die Kalibrationskonstanten anzugeben. Somit ist der Fehler für die absoluten Werte der gemessenen Strahlungstemperaturen unbekannt! Derartige Unsicherheiten hätten mit einem Dicke-Radiometer vermieden werden können (Ulaby et al., 1981). Leider wurde diese Möglichkeit bei der Planung nicht berücksichtigt. Dennoch sind die Daten der AWI-Radiometer von Nutzen: Relative Werte der Strahlungsmessungen können verwendet werden, um Eistypen zu unterscheiden. Und bei der Betrachtung von Verhältnissen von Helligkeitstemperaturen wird die Abhängigkeit vom Verstärkungsfaktor reduziert.

### 3.2.1.1 Ergebnisse der Kalibration

Die Messungen am 30. März 1998 sind für die vorliegende Arbeit von besonderer Bedeutung (Abschnitt 6.6), deswegen wird die Kalibration der AWI-Radiometer für diesen Tag im Detail geschildert.

Weil während des Messfluges eine Kalibration mit flüssigem Stickstoff nicht möglich war, musste die Bestimmung der Koeffizienten  $a$  und  $b$  vor dem Flug am Boden durchgeführt werden. Während des Messfluges wurde nach Streckenabschnitten von etwa 100 Kilometern Länge eine Vergleichsmessung der Radiometer nur mit einer bekannten Temperatur (der Umgebungstemperatur) durchgeführt. Nimmt man an, dass die Verstärkung  $a$  während dieser Zeit konstant bleibt, kann man auf diese Weise den Offset  $b$  bestimmen. Diese Annahme ist durch nachträgliche Untersuchungen der Geräte im Labor gerechtfertigt, die zeigen, dass die Schwankungen des Offsets größer sind, als die der Verstärkung (pers. Mitteilung, A. Bochert, 10. März 2000).

Die Messung mit zwei Referenztemperaturen wurde vor dem Messflug durchgeführt. Die Raumtemperatur stieg dabei von 10,0 °C auf 10,8 °C. Dies ist jedoch gering verglichen mit den Temperaturschwankungen denen das Radiometer im Flugzeug ausgesetzt war. Aus dem Signalverlauf lassen sich die Verstärkung und der Offset für die vier Kanäle bestimmen (Gleichung 3.2). Diese Werte sind in der Tabelle 3.4 angegeben. Mit den auf Koeffizienten  $a$  und  $b$  können die Antennentemperaturen  $T_A$  mit Gleichung 3.1 berechnet werden. Der Verlauf der Antennentemperaturen während der Kalibration ist in Abbildung 3.1 dargestellt. Zunächst wurden die 19 GHz-Antenne, und dann die 37 GHz-Antenne auf die kalte, und danach auf die warme Last gerichtet. Dieser Vorgang wurde insgesamt viermal wiederholt. Die maximale Abweichung  $\Delta T_A$  von der berechneten Antennentemperatur  $T_A$  beträgt etwa  $\Delta T_A = 3$  K bei der beobachteten Szene von  $\vartheta = 283$  K.



**Abbildung 3.1:** Antennentemperatur während der Kalibration. Die Antennen wurden abwechselnd (erst 19, dann 37 GHz) auf das Absorbermaterial mit den Temperaturen  $\vartheta_{cold} = 77$  K und  $\vartheta_{hot} = 283$  K gerichtet. Dieser Vorgang wurde insgesamt viermal wiederholt.

**Tabelle 3.4:** Koeffizienten  $a$  und  $b$  der Kalibration am 30.3.98, 11:41

	19V	19H	37V	37H
$a$ [ $10^{-3}$ K]	$71,6 \pm 3$	$73,9 \pm 2$	$64,1 \pm 2$	$62,1 \pm 3$
$b$ [K]	$312 \pm 2$	$294 \pm 1$	$408 \pm 1$	$433 \pm 3$

### 3.3 ERS-SAR

Der erste europäische Fernerkundungssatellit ERS-1 (European Remote Sensing Satellite) wurde im Juli 1991 auf seine Umlaufbahn gebracht. Der Nachfolger ERS-2 wurde im April 1995 in Betrieb genommen. Der ERS-2 befindet sich in einem sonnensynchronen polaren Orbit. Die Inklination beträgt  $98,5^\circ$ . Die mittlere Flughöhe beträgt 780 km. Eine Umlauf-Periode dauert etwa 100 min. Das für diese Arbeit wichtigste Instrument auf dem ERS-2 ist das aktive Mikrowelleninstrument (AMI). Die Polarisation ist beim Senden und Empfangen vertikal (VV). Das AMI kann in verschiedenen Modi betrieben werden, entweder dem *Scatterometer Mode*, sowie zwei SAR-Modi, dem *Wave Mode* und dem *Imaging Mode*, dessen Charakteristiken in Tabelle 3.5 zusammengefasst sind.

**Tabelle 3.5:** Technische Daten des ERS-AMI im *Imaging Mode* (SAR) (Kramer, 2002).

Frequenz / Wellenlänge	5,3 GHz / 5,66 cm
Bandbreite	15,55 MHz
Polarisation	VV
Messfrequenz	1640... 1720 Hz
Pulslänge (komprimiert)	64 ns
räumliche Auflösung	etwa 30 m
Schwadbreite	100 km
Einfallswinkel	19,5... 26,5°

Das *Precision Image* (PRI) Format ist das Standard-Produkt der ESA für die radiometrische SAR-Analyse, welches auch in dieser Arbeit verwendet wird. Die SAR-PRI-Bilder werden aus 3-Look-gemittelten SAR-Rohdaten mit einer Reihe von Korrekturen errechnet. Die einzelnen Messdaten sind bezüglich der technischen Systemparameter (Korrektur der Antennenausleuchtung, Kompensation der Verluste in Entfernungsrichtung) bis auf einen Kalibrationsfaktor korrigiert (Laur et al., 1998). Die SAR-PRI Szenen sind in *Ground-Range* Projektion (Blick-Richtung senkrecht zur Flugrichtung des ERS-SAR projiziert auf die Erdoberfläche). Der Abtast-Streifen wird in *Frames* unterteilt, die jeweils einer Fläche von etwa 100 km × 102,5 km entsprechen. Die Spezifikationen des PRI-Formates sind in Tabelle 3.6 angegeben.

**Tabelle 3.6:** Spezifikation des ERS-SAR-PRI Produktes (Laur et al., 1998).

Parameter	Blickrichtung	Flugrichtung
Pixel Abstand [m]	12,5	12,5
Bild-Gebiet [km]	100	bis 102.5
Bild-Größe [Pixel]	8000	bis 8200
Pixel-Format	16 Bit	
Geokodierung	Eck-Koordinaten (Länge/Breite)	
Fehler der Koordinaten [m]	± 100	± 200

### 3.4 NOAA-AVHRR

Die Satelliten der NOAA-Serie (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) befinden sich im sonnensynchronen, polaren Orbit mit einer Umlaufzeit von etwa 102 Minuten. Das AVHRR/2 (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) auf

den NOAA-Satelliten ist ein Radiometer im infraroten und sichtbaren Bereich. Das AVHRR/2 tastet die Erde *cross-track* ab, mit einer Auflösung von 1,1 km im Nadir und etwa 4 km am Rand des Schwades. Die Schwadbreite beträgt etwa 3000 km. Die Vorteile des AVHRR/2 sind die relativ hohe räumliche Auflösung und die mindestens einmal tägliche globale Abdeckung. Die Fernerkundung des Meereises ist mit dem AVHRR aber nur bei Wolkenfreiheit möglich.

**Tabelle 3.7:** Technische Daten des AVHRR/2 (Kramer, 2002).

Kanal Nr.	Wellenlänge [ $\mu\text{m}$ ]	IFOV [mrad]
1	0,55 ... 0,68	1,39
2	0,725 ... 1,1	1,41
3	3,55 ... 3,93	1,51
4	10,3 ... 11,3	1,41
5	11,5 ... 12,5	1,30

### 3.5 Line-Scanner

Zwei verschiedene *Line-Scanner* Systeme, die im optischen Spektralbereich (0,4 bis 1,1  $\mu\text{m}$ ) und im thermischen Infrarotbereich (8 bis 12  $\mu\text{m}$ ) empfindlich sind, wurden am Alfred-Wegener-Institut entwickelt und während der ARTIST-Kampagne in der POLAR-4 eingesetzt (Bochert, 1996; Hartmann et al., 1999). Es werden 50 Bildzeilen pro Sekunde *cross-track* aufgezeichnet und bei einer typischen Fluggeschwindigkeit von  $70 \text{ ms}^{-1}$  ergibt sich eine Auflösung von etwa 1,5 m in Flugrichtung. Leider standen dem Institut für Umweltphysik die Daten der *Line-Scanner* zur Auswertung nicht zur Verfügung, mit Ausnahme eines Flugabschnittes am 12.3.1998 (Abschnitt 6.5).

### 3.6 ARTIST-Driftboje

Während der ARTIST-Kampagne wurde eine Driftboje, die Luftdruck und Temperatur gemessen hat, auf dem Eis in der Framstraße ausgebracht (Hartmann et al., 1999). Diese Messdaten sowie die Positionen der Boje wurden über das ARGOS-System der NOAA-Satelliten übermittelt.

# Kapitel 4

## Fernerkundung des Meereises

Die physikalischen Grundlagen der Fernerkundung des Meereises mittels Mikrowellen werden in diesem Kapitel beschrieben. Zunächst ist es notwendig, auf den Einfluss der Atmosphäre auf die Strahlungsmessungen einzugehen, bevor die verschiedenen Mechanismen der Wechselwirkung der elektromagnetischen Wellen mit dem eisfreien und eisbedeckten Ozean angesprochen werden. Die für die Fernerkundung wichtigen geophysikalischen Prozesse und Eigenschaften der Eisrandzone werden zusammengefasst. Die wichtigsten Mechanismen, die einen Einfluss auf die Abbildung der Oberfläche mit dem SAR-System haben, werden dargestellt.

### 4.1 Atmosphäre

Die Durchlässigkeit der Atmosphäre im Mikrowellenbereich ist die wichtigste Voraussetzung für die Fernerkundung der Erdoberfläche in diesem Frequenzbereich. Bei der Fernerkundung mit passiven Sensoren stellt die Atmosphäre eine Fehlerquelle bei der Ableitung von physikalischen Parametern der Erd/Ozeanoberfläche dar. Dies gilt umso mehr für die hohen Frequenzen und in der Nähe von Absorptionslinien. Außerdem wird das Emissions- sowie das Reflektionsvermögen der eisfreien Meeresoberfläche durch die Wind-Aufrauung beeinflusst.

#### 4.1.1 Opazität

Die Opazität  $\tau = \tau(z_0 = 0, z_\infty = \infty)$  ist die optische Dicke der gesamten Atmosphäre entlang eines Pfades mit dem Zenitwinkel  $\theta$

$$\tau(z_0, z_\infty) = \int_{z_0}^{z_\infty} \kappa_e(z) \sec \theta dz. \quad (4.1)$$

Extinktion ist der Oberbegriff von Absorption und Streuung. Der Extinktionskoeffizient  $\kappa_e(z)$  entspricht bei Wolkenfreiheit dem Absorptionskoeffizienten  $\kappa_g$  der

atmosphärischen Gase (Abschnitt 4.1.2). Sind Wolken vorhanden, ist die Absorption und die Streuung an Wolkenteilchen und Hydrometeoren zu berücksichtigen (Abschnitt 4.1.3).

### 4.1.2 Absorption und Emission von Gasen

Die innere Energie eines Moleküls ist die Summe aus elektronischer, Vibrations- und Rotationsenergie,

$$E = E_e + E_v + E_r. \quad (4.2)$$

Für zwei bestimmte Energiezustände  $E_n$  und  $E_m$  sind die Übergangswahrscheinlichkeiten  $W_{mn} = W_{nm}$  für Emission und Absorption gleich. Die Übergänge  $n \rightarrow m$  treten nur auf, wenn die Frequenz  $f$  der elektromagnetischen Welle die Bedingung

$$hf = \Delta E_{n \rightarrow m} \quad (4.3)$$

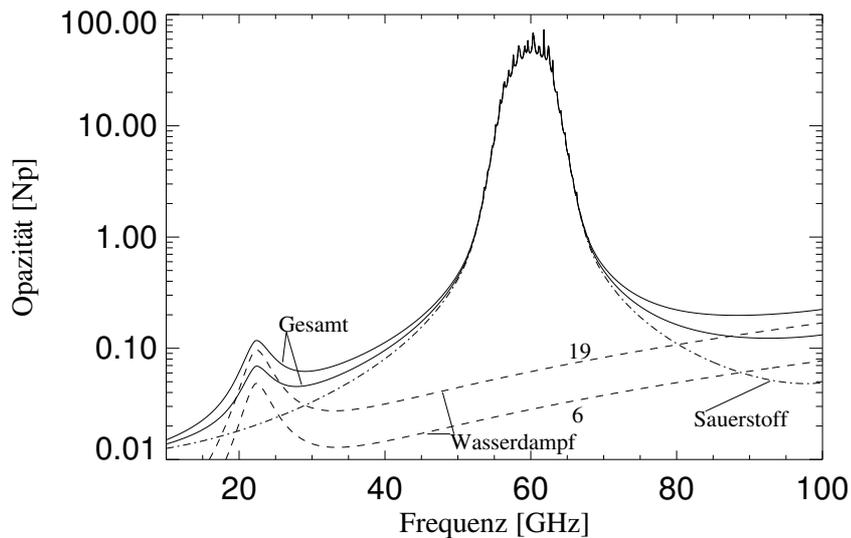
erfüllt. Die notwendigen Energien für elektronische Übergänge entsprechen Licht im optischen Bereich. Vibrationsübergänge liegen im Infrarot-Bereich. Rotationsanregungen finden sich im fernen Infraroten und im Mikrowellenbereich des elektromagnetischen Spektrums.

Exakt durch die Gleichung 4.3 beschriebene Übergänge kommen in der Natur jedoch nicht vor, denn verschiedene Mechanismen führen zu einer Verbreiterung der Energieniveaus bzw. der entsprechenden Spektrallinien. Neben anderen Ursachen (natürliche und Dopplerverbreiterung) ist die Druckverbreiterung von größter Bedeutung für die atmosphärische Absorption im Mikrowellenbereich (Ulaby et al., 1981).

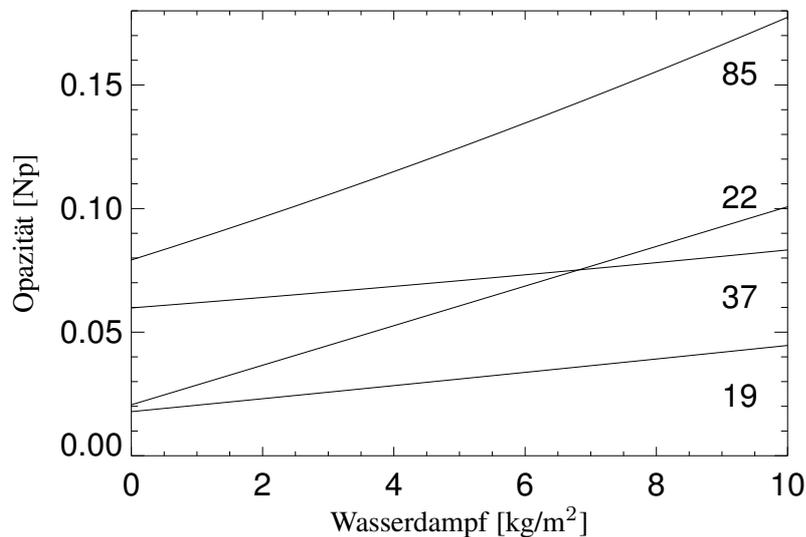
Die wichtigsten Absorptions- und Emissionsquellen für Frequenzen unterhalb 100 GHz sind Sauerstoff ( $O_2$ ) und Wasserdampf ( $H_2O$ ). Wasserdampf besitzt eine schwache Rotationslinie bei 22,235 GHz (Rosenkranz, 1998). Zudem absorbiert Wasserdampf nicht-resonant im gesamten Mikrowellenbereich (Kontinuums-Absorption). Die Ursachen dafür, die Flügel der Wasserdampflinien bei höheren Frequenzen oder schwach gebundene Komplexe ( $H_2O-H_2O$ ,  $H_2O-N_2$  und  $H_2O-O_2$ ), sind noch Gegenstand der aktuellen Diskussion (Kuhn et al., 2002). Sauerstoff weist eine Reihe von Linien (Absorptionsbande) zwischen 50 und 70 GHz auf (Liebe et al., 1992; Rosenkranz, 1993). Stickstoff hat erst bei Frequenzen oberhalb von 100 GHz einen signifikanten Einfluss (Dagg et al., 1975).

In Abbildung 4.1 ist für zwei verschiedene Wasserdampfgehalte dargestellt, wie sich die Opazität aus den Beiträgen von  $H_2O$  und  $O_2$  zusammensetzt. Die Berechnung wurde mit den von Liebe et al. (1992) und Rosenkranz (1998) angegebenen Linienparametern für Wasserdampf und Sauerstoff durchgeführt. Dabei wurden Wasserdampfgehalte von 6 und 19  $kg\ m^{-2}$  zugrunde gelegt. Der dargestellte

untere Wasserdampfgehalt von  $6 \text{ kg m}^{-2}$  entspricht einem für polare Breiten relativ hohen Wert. Der mittlere Wasserdampfgehalt beträgt in den Polargebieten nur etwa  $5 \text{ kg m}^{-2}$ , in den Tropen können jedoch bis zu  $50 \text{ kg m}^{-2}$  erreicht werden (Raschke, 1996). In der Abbildung 4.2 ist der Zusammenhang zwischen der Opazität und dem Wasserdampfgehalt für die SSM/I-Frequenzen dargestellt.



**Abbildung 4.1:** Zusammensetzung der Opazität der Atmosphäre. Gesamt (durchgezogene Linie) und Anteile von Sauerstoff (strichpunktirierte Linie) und Wasserdampf (gestrichelte Linien) für  $6$  und  $19 \text{ kg m}^{-2}$  Wasserdampfgehalt.



**Abbildung 4.2:** Opazität der Atmosphäre bei den SSM/I-Frequenzen in Abhängigkeit vom vertikal integrierten Wasserdampfgehalt.

### 4.1.3 Extinktion

Ein weiterer wichtiger Bestandteil der Atmosphäre sind nicht-gasförmige Teilchen verschiedenen Durchmessers, wie z.B. Regentropfen, Schneeflocken, Wolkentröpfchen oder Aerosole. Die elektromagnetische Wechselwirkung mit diesen Teilchen ist abhängig von ihrer Größe, ihrer Form, sowie von ihren dielektrischen Eigenschaften. Die Durchmesser von Wolkentröpfchen variieren zwischen  $0,1 \mu\text{m}$  und  $100 \mu\text{m}$ . Der Durchmesser von Regentropfen und Schneeflocken kann bis zu mehreren Millimetern betragen. Der Brechungsindex von Wasser ist abhängig von der Temperatur. Die Vielzahl von verschiedenen Parametern macht die mathematische Behandlung der Extinktion an nicht-gasförmigen Teilchen komplizierter als die der reinen Gasabsorption bei Wolkenfreiheit. Eine Behandlung der theoretischen Grundlagen und der praktischen Modellierung findet sich z.B. in Ulaby et al. (1981); Manschke (1991); Kummerow (1992); Simmer (1994); Pruppacher und Klett (1997); Freese (1999).

Aus Gründen der Einfachheit beschränkt sich die folgende Zusammenfassung auf die Angabe von Zahlenwerten aus der Literatur für die Opazität bei 85 GHz. Für Frequenzen kleiner als 85 GHz sei hier auf Svendsen et al. (1983); Cavalieri et al. (1995); Oelke (1996, 1997) verwiesen.

Eine wichtige Zustandsgröße der Atmosphäre ist der Flüssigwassergehalt LWC (*Liquid Water Content*). Der LWC bezeichnet die Menge von Wasser, das in Form von Tropfen vorhanden ist. Der Eiswassergehalt (*Ice Water Content*) bezeichnet dementsprechend die Menge von Wasser, das in Form von Eiskristallen vorhanden ist, z.B. in Cirruswolken. Die Fernerkundung von Eiswolkenparametern ist im sub-mm Bereich des elektromagnetischen Spektrums oder mittels *Light Detection And Ranging* (LIDAR) möglich (Miao et al., 2002b,a; Künzi, 2002; Zwally et al., 2002). Im Bereich der SSM/I-Frequenzen sind nicht-konvektive Eiswolken nahezu vollständig transparent (Ulaby et al., 1981).

Der vertikal integrierte Flüssigwassergehalt LWP (*Liquid Water Path*) ist eine Größe, die mittels SSM/I zumindest über dem eisfreien Ozean ermittelt werden kann (Weng und Grody, 1994; Simmer, 1994; Karstens et al., 1994; Wentz, 1997; Wentz und Spencer, 1998). Die Bestimmung des LWP über dem Meereis gestaltet sich aufgrund der variablen und hohen Emissivität der Oberfläche schwierig, jedoch kann das Wolkensignal zumindest in einigen Fällen detektiert werden (Miao et al., 2000; Liu und Curry, 2003).

Gemäß Lubin et al. (1997, Abbildung 2) läßt sich aus dem LWP die Wolken-Opazität bei 85 GHz abschätzen. In Tabelle 4.1 sind einige Werte aus der Literatur zusammengefasst. Die Opazität der arktischen Atmosphäre bei 85 GHz beträgt bei Wolkenfreiheit etwa  $\tau = 0,07 \dots 0,12$  und etwa  $\tau = 0,1 \dots 0,3$  bei Bewölkung. Als Maximum wird ein Wert von  $\tau = 0,34$  angegeben (Lubin et al., 1997).

Während der ARTIST-Kampagne wurden sehr umfangreiche Messungen verschiedener mikro- und makrophysikalischer Wolkenparameter durchgeführt. Leider wur-

den diese Daten nur sehr unvollständig ausgewertet, da beide damit vertrauten Experten das GKSS Forschungszentrum verlassen haben und kein Ersatz gefunden werden konnte (Augstein, 2000). Im ARTIST-Abschlussbericht wird leider nur ein Ergebnis angegeben, die Änderung des LWP in Abhängigkeit von der Entfernung zur Eiskante bei abeisiger Strömung: Der LWP betrug  $41,9 \text{ g m}^{-2}$  in 56 km Entfernung zur Eiskante und erhöhte sich auf  $73,1 \text{ g m}^{-2}$  in 230 km Entfernung. Dieser Flüssigwassergehalt würde gemäß Lubin et al. (1997, Abbildung 2) einer Wolken-Opazität bei 85 GHz von  $\tau = 0,04 \dots 0,07$  entsprechen.

**Tabelle 4.1:** Vertikal integrierter Flüssigwassergehalt LWP und Opazität in der Arktis. In A,B,C wurde die Wolken-Opazität bei 85 GHz aus Messungen der solaren Strahlung bei 1 bis  $4 \mu\text{m}$  abgeleitet. D und E sind Messungen der Gesamt-Opazität bei 94 GHz, der entsprechende Flüssigwassergehalt wurde anhand der Abbildung 2 in A geschätzt. Die mittlere Atmosphären-Temperatur betrug  $+5 \text{ }^\circ\text{C}$  (D) und  $-5 \text{ }^\circ\text{C}$  (E).

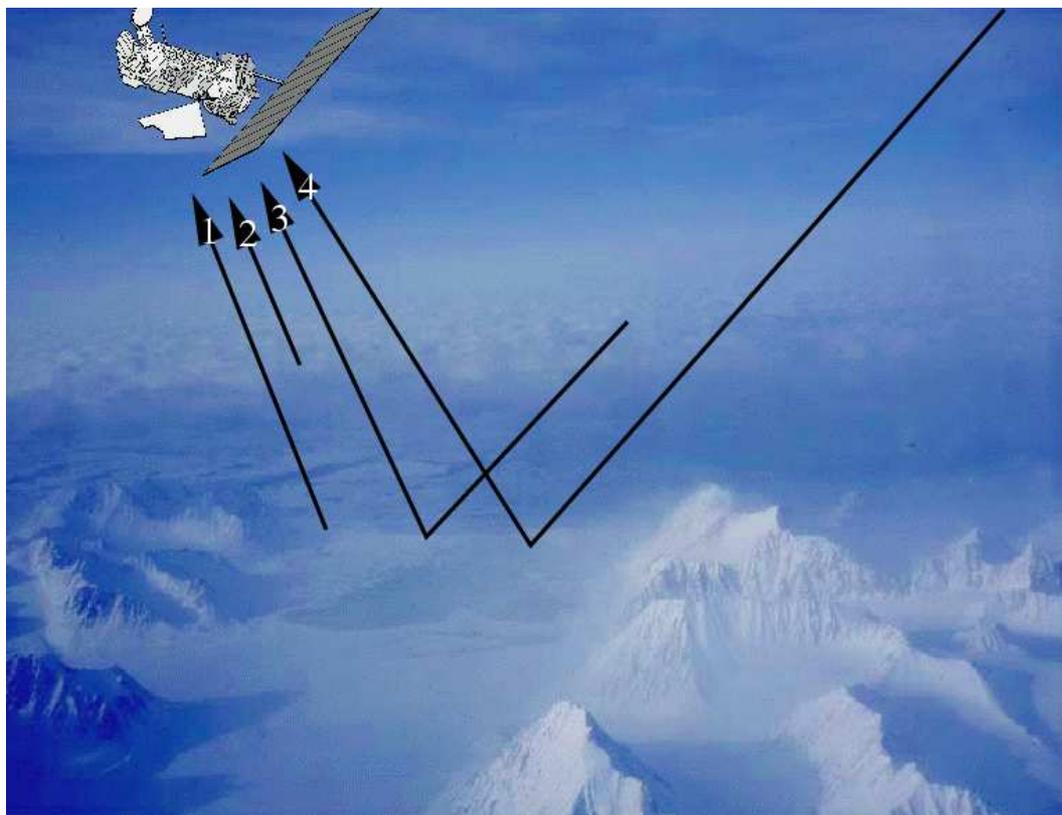
LWP [ $\text{g/m}^2$ ]	Opazität $\tau$ [Np]	Zeitraum	Ref.
100...150	0,10...0,15	Juli-Aug. 1994	A
20...120	0,02...0,12	Sommer	B
$140 \pm 80$	$0,14 \pm 0,08$	Aug. 1988	C
70...270	$0,27 \pm 0,1$	Juni-Juli 1983	D
5...75	$0,14 \pm 0,035$	Okt. 1979	E

Ref.	
A	Lubin et al. (1997)
B	Curry und Herrman (1985) zit. in A
C	Leontyeva und Stammes (1994) zit. in A
D	Svendsen et al. (1987)
E	The NORSEX Group (1983) zit. in D

### 4.1.4 Strahlungstransport in der Atmosphäre

Die vom Radiometer im Flugzeug oder auf dem Satelliten empfangene Strahlung setzt sich aus vier Anteilen zusammen (Ulaby et al., 1986; Janssen, 1993; Simmer, 1994):

gemessene Helligkeits- Temperatur	= Emissivität der Oberfläche × Temperatur × atmos.- Absorption	+ aufwärts gerichtete atmos. Strahlung	+ reflektierte abwärts gerichtete atmos. Strahlung × atmos. Absorption	+ reflektierte kosmische Strahlung × doppelte atmos. Absorption
$T_B(f, p, \theta)$	$= \epsilon T_o e^{-\tau}$	$+ T_{\uparrow}$	$+ (1 - \epsilon) T_{\downarrow} e^{-\tau}$	$+ (1 - \epsilon) T_k e^{-2\tau}$ . (4.4)



**Abbildung 4.3:** Strahlungstransport. (1) Emission der Oberfläche, (2) Emission der Atmosphäre, (3) reflektierte atmosphärische Strahlung, (4) reflektierte kosmische Hintergrundstrahlung. (Abbildung nicht maßstäblich.)

Dies ist in Abbildung 4.3 schematisch skizziert.  $T_o$  bezeichnet die Temperatur der Oberfläche mit der Emissivität  $\epsilon$  (Abschnitt 2.3 und 4.3). Die gemessene Helligkeitstemperatur ist eine Funktion der Frequenz  $f$ , der Polarisation  $p$  und des Zenitwin-

kels  $\theta$ . Die kosmische Hintergrundstrahlung  $T_k \approx 2,7$  K, gemeinhin als ‘‘Echo des Urknalls’’ bezeichnet, ist bis auf winzige Schwankungen isotrop (Penzias und Wilson, 1966; Penzias, 1968). Die aufwärts bzw. abwärts gerichtete Strahlung errechnet sich aus

$$\begin{aligned} T_{\uparrow} &= \sec \theta \int_0^h \kappa_e(z) T(z) e^{-\tau(z,h)} \sec \theta dz \\ T_{\downarrow} &= \sec \theta \int_0^{\infty} \kappa_e(z) T(z) e^{-\tau(0,z)} \sec \theta dz. \end{aligned}$$

Nimmt man eine horizontal homogene Atmosphäre mit einer in der Höhe konstanten effektiven Temperatur  $T_a$  an, ist folgende Vereinfachung möglich (Schanda, 1986),

$$T_B(f, p) = \epsilon T_o e^{-\tau} + T_a (1 - e^{-\tau}) + (1 - \epsilon) T_a (1 - e^{-\tau}) e^{-\tau} + (1 - \epsilon) T_k e^{-2\tau}. \quad (4.5)$$

Für arktische Bedingungen über einer diffus reflektierenden Oberfläche ( $\theta \approx 53^\circ$ ) wird von Svendsen et al. (1987) eine praktische Näherung mit  $T_a \approx 1,11 T_o$  und  $T_k/T_o \approx 0,01$  für die Differenz von horizontal und vertikal polarisiert gemessener Helligkeitstemperatur angegeben

$$T_B(f, V) - T_B(f, H) = (\epsilon_V - \epsilon_H) T_o e^{-\tau} (1,1 e^{-\tau} - 0,11). \quad (4.6)$$

## 4.2 Offenes Wasser und Eisrandzone

### 4.2.1 Emissivität und Reflektivität

Die Emissivität und Reflektivität des Ozeans ist abhängig von der Oberflächentemperatur  $T_o$ , der Oberflächenwindgeschwindigkeit  $u$  (bzw. der Oberflächenrauigkeit), dem Salzgehalt  $S$  (Salinität) und dem Bedeckungsgrad mit Schaum.

Bei Windstille hat man es mit einer spekulär reflektierenden Oberfläche zu tun. Die Reflektivität  $\Gamma_p$  und die Emissivität  $\epsilon_p = 1 - \Gamma_p$  errechnet sich aus den Fresnelkoeffizienten (Ulaby et al., 1981)

$$\Gamma_h(f, \theta) = \left| \frac{\cos \theta - \sqrt{\epsilon_w - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\epsilon_w - \sin^2 \theta}} \right|^2 \quad (4.7)$$

$$\Gamma_v(f, \theta) = \left| \frac{\epsilon_w \cos \theta - \sqrt{\epsilon_w - \sin^2 \theta}}{\epsilon_w \cos \theta + \sqrt{\epsilon_w - \sin^2 \theta}} \right|^2, \quad (4.8)$$

wobei die komplexe Dielektrizitätszahl  $\epsilon_w(f, T_o, S)$  von reinem Wasser sich aus der Debye-Gleichung ergibt,

$$\epsilon_w = \epsilon_{w\infty} + \frac{\epsilon_{w0} - \epsilon_{w\infty}}{1 + i2\pi\tau_w f}, \quad (4.9)$$

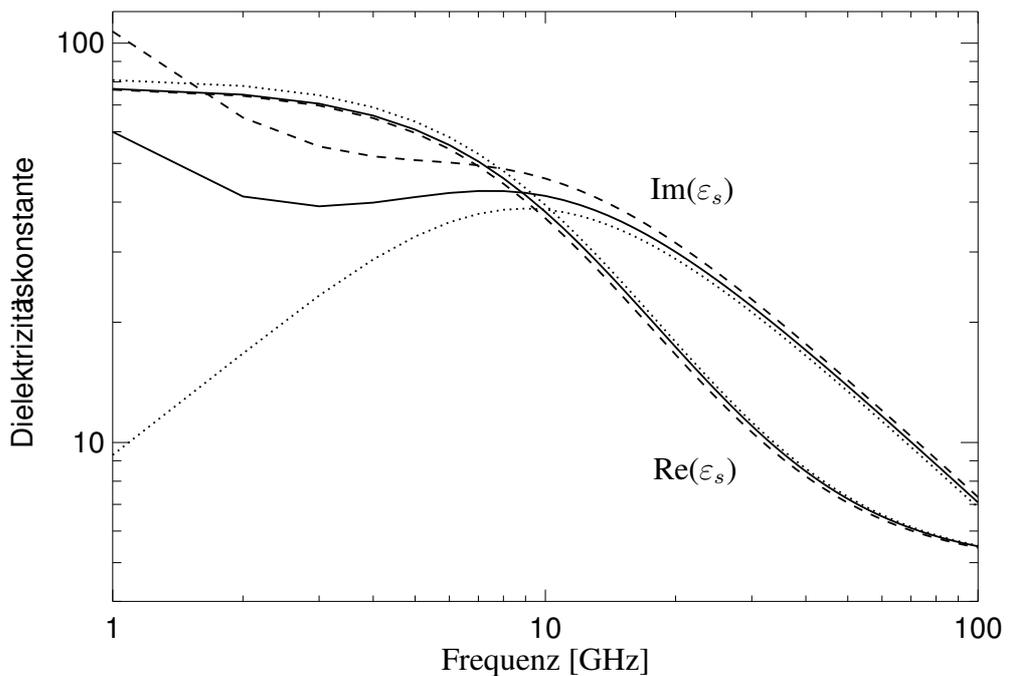
mit der statischen Dielektrizitätszahl  $\varepsilon_{w0}$ , dem Hochfrequenz-Grenzwert  $\varepsilon_{w\infty}$  und der Relaxationszeit  $\tau_w$ . Für Meerwasser bzw. Sole wird von Stogryn und Desargent (1985) eine Formulierung für die Dielektrizitätszahl  $\varepsilon_s$  angegeben,

$$\varepsilon_s = \varepsilon_{w\infty} + \frac{\varepsilon_{s0} - \varepsilon_{\infty}}{1 + i2\pi\tau_w f} + i \frac{\sigma_i}{2\pi\varepsilon_0 f}. \quad (4.10)$$

Der zusätzliche Dämpfungsterm enthält die ionische Leitfähigkeit  $\sigma_i$ . Die Eindringtiefe  $\delta$  der elektromagnetischen Wellen ist gegeben durch

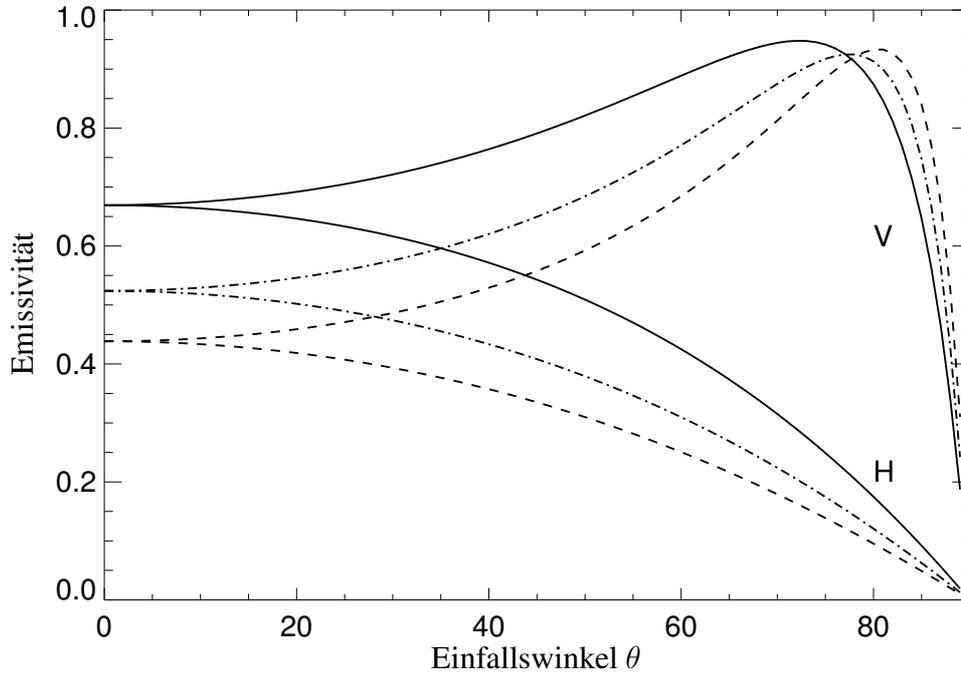
$$\delta = \frac{f}{4\pi c \operatorname{Im}(\sqrt{\varepsilon})}. \quad (4.11)$$

In den Abbildungen 4.4, 4.5 und 4.6 sind auf obige Weise berechnete Dielektrizitätszahlen, Emissivitäten und Eindringtiefen dargestellt.



**Abbildung 4.4:** Real und Imaginärteil der Dielektrizitätskonstante von Meerwasser mit  $S = 36\%$  und  $T = -1^\circ\text{C}$  (durchgezogen), Sole mit  $S = 85\%$  und  $T = -5^\circ\text{C}$  (gestrichelt), sowie Süßwasser mit  $S = 0,5\%$  und  $T = 0^\circ\text{C}$  (punktiert) berechnet mit Koeffizienten von Stogryn (1971).

Aus Abbildung 4.6 ist ersichtlich, dass die elektromagnetische Welle nur ein Bruchteil ihrer eigenen Wellenlänge in das Meerwasser eindringt. Deswegen wird die elektromagnetische Wechselwirkung mit der eisfreien Ozeanoberfläche und mit jungem Eis als *Oberflächenstreuung* bezeichnet. Im Gegensatz dazu bezeichnet *Volumenstreuung* die Wechselwirkung an dielektrischen Inhomogenitäten innerhalb



**Abbildung 4.5:** Emissivität einer spekularen Ozeanoberfläche ( $S = 36\text{‰}$ ,  $T = 0^\circ\text{C}$ ) für 19 GHz (gestrichelt), 37 GHz (strichpunktiert) und 85 GHz (durchgezogen).

des Mediums. Der wichtigste Parameter für die Oberflächenstreuung ist die Rauigkeit, die bei statistisch zufälligen Oberflächen mit der RMS-Höhe  $\sigma_z$  und der Korrelationslänge  $l$  (Rauigkeitslänge) ausgedrückt werden kann. Um den Einfluss dieser Größen bei der Oberflächenstreuung zu beschreiben, eignet sich die *Small-Perturbation* Methode. Dies ist eine Approximation für kleinskalige Rauigkeiten, die sehr viel kleiner ( $< 5\%$ ) als die elektromagnetische Wellenlänge sind.

Für eine Oberfläche, deren Höhe sich mathematisch als einen Zufallsprozess mit verschwindendem Mittelwert, Gaußscher Wahrscheinlichkeitsverteilung mit Standardabweichung  $\sigma_z$  und Korrelationslänge  $l$  beschreiben lässt, ergibt sich für den Rückstreuoeffizienten  $\sigma_{pp}$  in erster Näherung (Valenzuela, 1978; Ulaby et al., 1982)

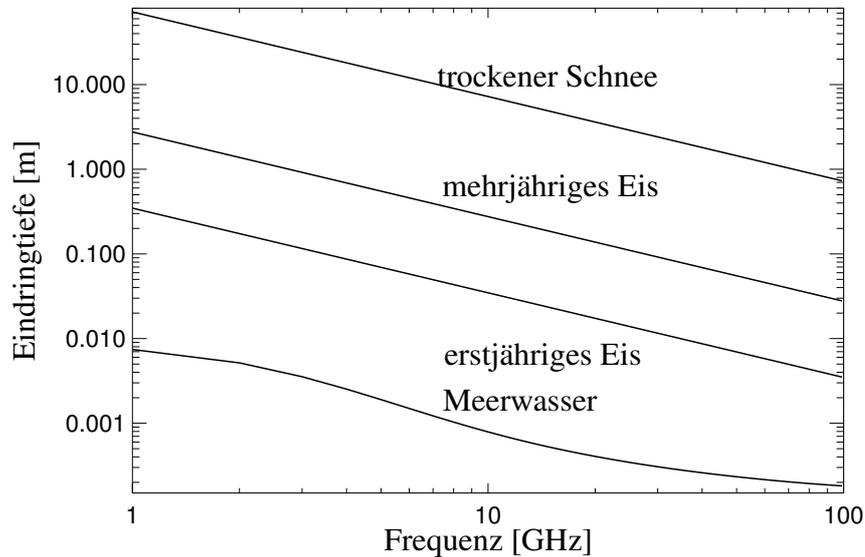
$$\sigma_{pp} = 8k^4 \sigma_z^2 \cos^4 \theta \alpha_{pp}^2 W(2k \sin \theta, 0) \quad (4.12)$$

mit

$$\alpha_{vv} = \frac{(\varepsilon' - 1)[\varepsilon'(1 + \sin^2 \theta) - \sin^2 \theta]}{(\varepsilon' \cos \theta + (\varepsilon' - \sin^2 \theta)^{\frac{1}{2}})^2},$$

$$\alpha_{hh} = \frac{(\varepsilon' - 1)}{(\cos \theta + (\varepsilon' - \sin^2 \theta)^{\frac{1}{2}})^2},$$

$$W(2k \sin \theta, 0) = \frac{1}{2} l^2 \exp(-(kl \sin \theta)^2),$$



**Abbildung 4.6:** Eindringtiefe der elektromagnetischen Wellen in Meerwasser ( $S = 36\%$ ,  $T = -1^\circ\text{C}$ ), erstjähriges Eis ( $\varepsilon = 3,3 - i0,25$ ), mehrjähriges Eis ( $\varepsilon = 3,0 - i0,03$ ) und trockenen Schnee ( $\varepsilon = 2,0 - i0,0012$ ) (Ulaby et al., 1981).

dabei ist  $\varepsilon'$  der Realteil der Dielektrizitätskonstante (Permittivität),  $k$  die elektromagnetische Wellenzahl und  $W(2k \sin \theta, 0)$  die zweidimensionale spektrale Dichte der Oberflächenrauigkeit.

Anhand Gleichung 4.12 lässt sich der Einfluss der Oberflächenrauigkeit beschreiben. In erster Näherung trägt nur die Rauigkeit im Bereich der Bragg-Wellenzahl  $k_B = 2k \sin \theta$  zur Rückstreuung bei. In Abbildung 4.7 ist der Rückstreukoeffizient  $\sigma_{vv}$  für verschiedene Parameterkonfigurationen dargestellt. Änderungen der Permittivität und der RMS-Höhe haben eine Änderung der Größe des Rückstreukoeffizienten zur Folge (Verschiebung in der logarithmischen dB-Darstellung). Die Korrelationslänge  $l$  beeinflusst die Winkelabhängigkeit.

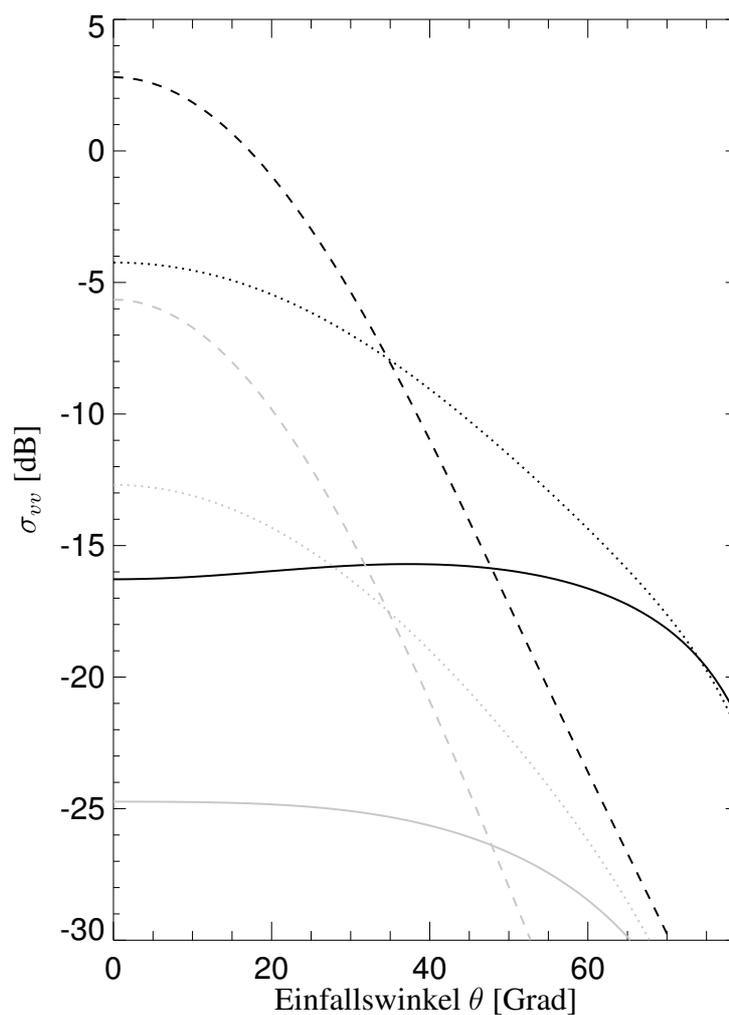
Natürliche Oberflächen weisen Rauigkeiten auf verschiedenen Skalen auf. Gleichung 4.12 besitzt dann keine Gültigkeit mehr. Für natürlich raue Oberflächen existiert keine analytische Methode (Plant, 2002). Oberflächen mit zweiskaligen Rauigkeiten, wie z.B. langen Wellen mit aufmodulierten kleinskaligen Rippelwellen, können mit dem Zwei-Skalen-Modell beschrieben werden. Das Zwei-Skalen-Modell wird auch durch Gleichung 4.12 beschrieben, dabei ist dann  $\theta$  der lokale Einfallswinkel an der geneigten Oberfläche. Der Rückstreukoeffizient ergibt sich dann aus dem Ensemblemittel mit entsprechender Verteilungsfunktion der Oberflächenneigung (*Slope*, *Tilt*).

Die Ozeanoberfläche wird im Prinzip vollständig durch die Gleichungen der Hydrodynamik beschrieben. Die nicht-lineare Kopplung verschiedener Wellensysteme erzeugt jedoch eine nicht-Gaußsche, nicht-stationäre und inhomogene Auslenkung der Ozeanoberfläche (Valenzuela, 1978). Dennoch liefert das Zwei-Skalen-Modell eine recht gute Übereinstimmung mit gemessenen Werten der Ozean-Rückstreuung (Ulaby et al., 1982; Wackerman et al., 2002). Von besonderer Bedeutung ist die Beobachtung von Cox und Munk (1954): dem linearen Zusammenhang zwischen der Windgeschwindigkeit und der Standardabweichung der Oberflächenneigung MSS (*mean-square slope*) der Kapillarwellen (Anderson et al., 2002).

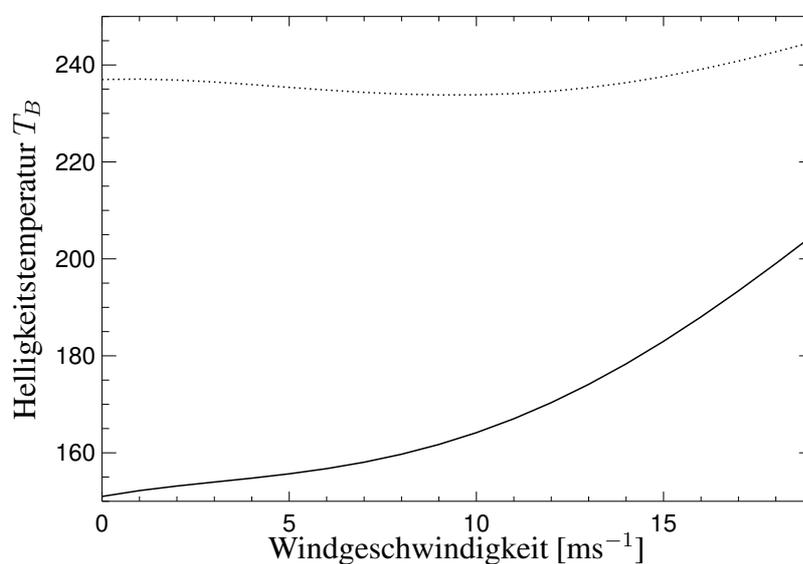
Die Emissivität  $\epsilon$  in Richtung  $\mathbf{n}_i$  einer rauen Oberfläche ergibt sich aus dem Integral über die obere Halbebene  $\Omega_s$  für eine nicht-streuende Atmosphäre (Peake, 1959),

$$\epsilon(\theta, p) = \epsilon(\mathbf{n}_i) = 1 - \frac{1}{4\pi \cos \theta} \int \int [\sigma_{vp}^0(\mathbf{n}_s, \mathbf{n}_i) + \sigma_{hp}^0(\mathbf{n}_s, \mathbf{n}_i)] d\Omega_s, \quad (4.13)$$

wobei  $\sigma_{p_1 p_2}^0$  der bistatische Rückstreuoeffizient der Oberfläche ist (Abschnitt 2.6). Der erste Index  $p_1$  gibt die eingestrahelte Polarisation, und der zweite Index  $p_2$  gibt die ausgestrahlte Polarisation an. Zusätzlich muss der Einfluss von Schaum bei der Berechnung der Emissivität berücksichtigt werden. Schaum muss im Gegensatz zur Ozeanoberfläche durch Volumenstreuung beschrieben werden. Die Emissivität von Schaum wurde von Stogryn (1972) untersucht. Es gibt verschiedene empirische Modelle zur Berechnung der Gesamt-Emissivität des Ozeans (Wilheit, 1979; Swift, 1980; Pandey und Kakar, 1982; Wentz, 1983, 1997). Das Modell von Wilheit (1979) ist zwar nur bis 37 GHz angepasst, dennoch wird es von Kern (2001) zur Bestimmung der Sensitivität bezüglich des Windeinflusses bei 85 GHz genutzt. Die 85 GHz-Strahlungstemperatur in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit ist in Abbildung 4.8 dargestellt. Das horizontal polarisierte Signal hängt sehr viel stärker von der Windaufrauung ab als die vertikale Polarisation.



**Abbildung 4.7:** Rückstreukoeffizient in Abhängigkeit von der Oberflächenbeschaffenheit (Permittivität  $\varepsilon'$ , RMS-Höhe  $\sigma_z$ , Rauigkeitslänge  $l$ ): Durchgezogene Linien:  $kl = 1,0; k\sigma_z = 0,1$ ; punktierte Linien:  $kl = 2,0; k\sigma_z = 0,2$  und gestrichelte Linien:  $kl = 3,0; k\sigma_z = 0,3$  in Grau:  $\varepsilon' = 3,3$  ("Eis") und in Schwarz:  $\varepsilon' = 57$  ("Ozean bei 5 GHz").



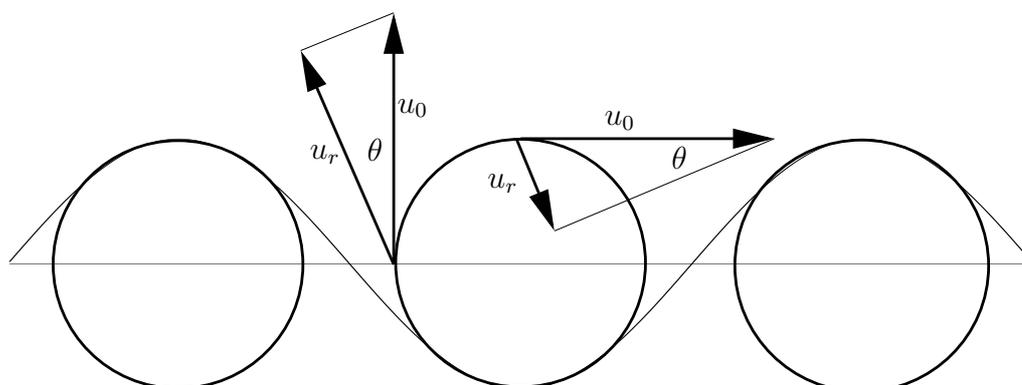
**Abbildung 4.8:** Einfluss des oberflächennahen Windes auf die vom SSM/I gemessene 85 GHz-Helligkeitstemperatur des eisfreien Ozean für eine trockene, wolkenfreie Atmosphäre. Die horizontale Komponente wird durch die durchgezogene Linie wiedergegeben, die vertikale Komponente ist punktiert dargestellt. Die Koeffizienten wurden von Kern (2001) mit dem Strahlungstransportmodell MWMOD bestimmt (Fuhrhop und Simmer, 1998; Fuhrhop et al., 1998).

### 4.2.2 SAR-Abbildung der Ozeanoberfläche

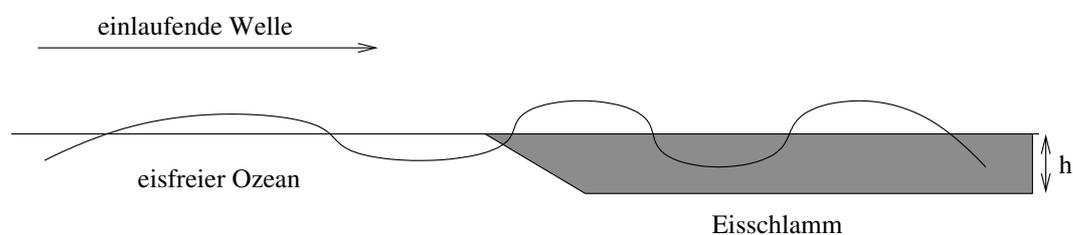
Die Abbildung der Ozeanoberfläche in SAR-Bildern ist ein komplexer Prozess, weil sich sowohl die SAR-Antenne als auch der Ozean selber bewegen. Zudem bewegen sich die einzelnen Streuelemente der Ozeanoberfläche nicht mit einer konstanten Geschwindigkeit. Die Effekte der Bewegung in Blickrichtung und in Azimut sind unterschiedlich und müssen getrennt betrachtet werden. Der Seegang wird durch die Bewegung der Meeresoberfläche nichtlinear in SAR-Szenen abgebildet. Der Radarrückstreuquerschnitt wird durch geometrische (Tilt) sowie hydrodynamische Modulation beeinflusst. Der lokale Einfallswinkel der Radarwellen  $\theta_i$  ist entlang einer langen Ozeanwelle gegenüber dem Einfallswinkel  $\theta$  verändert (Tilt-Modulation). Die Radarwellen koppeln an Bragg-Wellenlängen verschiedener Energie an und modulieren auf diese Weise  $\sigma^0$  entlang der langen Welle. Das Spektrum der Bragg-Wellen wird durch die hydrodynamische Wechselwirkung mit den langen Ozeanwellen beeinflusst (Reece Jr., 1978; Wright, 1978; Valenzuela, 1978). Die Bewegung eines Streuelements führt zu einer zusätzlichen Dopplerverschiebung des vom SAR empfangenen Signals. Die Position eines Objektes in Azimut wird direkt aus der Dopplerverschiebung bestimmt. Daher kommt es bei bewegten Elementen zu einer Fehlpositionierung in der SAR-Bildebene. Die azimutale Verschiebung  $\Delta x$  eines Streuelements in der SAR-Bildebene gegenüber seiner Position auf der Ozeanoberfläche ist gegeben durch (Alpers und Rufenach, 1979; Alpers et al., 1981),

$$\Delta x = \frac{R}{V} u_r \quad (4.14)$$

wobei  $u_r$  die Geschwindigkeit des Objektes in Blickrichtung ist (Abbildung 4.9). Der Quotient  $R/V \approx 127$  s aus Abstand von der Antenne  $R \approx 842$  km und der Geschwindigkeit des Antennenträgers  $V \approx 6,6$  km s<sup>-1</sup> ist eine für das ERS-SAR charakteristische Größe. Es tritt eine Bündelung der Beiträge von Streuelementen im SAR-Bild auf, wenn  $u_r$  entlang der azimutalen Richtung variiert. Die einzelnen Streuelemente der Ozeanoberfläche werden in der SAR-Bildebene periodisch zusammengeschoben und auseinandergezogen (*velocity bunching*). Laufen die Wellen in azimutaler Richtung  $x$ , dann ist die Variation  $\frac{\partial u_r}{\partial x}$  maximal. Der Effekt des *velocity bunchings* ist in SAR-Bildern des Meereises deutlich kontrastreicher zu erkennen, als in SAR-Bildern des eisfreien Ozeans (Lyzenga et al., 1985). Dies kann durch die zufällige Bewegung von kürzeren Wellen auf dem Ozean erklärt werden. Im Eis treten solche kurze Wellen nicht auf. Die Bewegung von kurzen Wellen führt zu einer Verringerung der Kohärenzzeit der Radarrückstreuung, was eine Verschlechterung der azimutalen Auflösung bewirkt (Raney, 1981; Alpers et al., 1981; Hasselmann et al., 1985). Die Bestimmung des Wellenhöhenspektrums aus SAR-Bildern ist für einen bestimmten Frequenzbereich möglich (Lyzenga, 2002). Die Dispersionsrelation von Ozeanwellen, in einem Gebiet von Eisschlamm wurde von Wadhams und Holt (1991) unter den in Abbildung 4.10 dargestellten Annahmen hergeleitet. Eine Welle im homogen eisbedeckten Gebiet mit der Eiskonzentration



**Abbildung 4.9:** Komponente der Orbitalgeschwindigkeit in Radarblickrichtung.



**Abbildung 4.10:** Ozeanwellen, die in Eisschlamm eindringen. Abbildung nach (Martin und Kauffman, 1981)

$c$  und Eisdicke  $h$  gehorcht der Dispersionsrelation

$$k_n = \frac{k}{1 - chk\rho_i/\rho_{OW}}, \quad (4.15)$$

wobei  $\rho_E$  und  $\rho_{OW}$  die Dichte des Eises und des Wassers darstellen. Die Wellenzahl des ungedämpften Ozeans ist durch  $k$  gegeben. Eine Welle im Eisschlamm pflanzt sich mit einer verringerten Wellenlänge  $\lambda_i = 2\pi/k_n$  fort. Für einen Einfallswinkel  $\theta_1$  lässt sich der Brechungswinkel  $\theta_2$  aus dem Snellius'schen Brechungsgesetz berechnen

$$\sin \theta_2 = \frac{k \sin \theta_1}{k_n}. \quad (4.16)$$

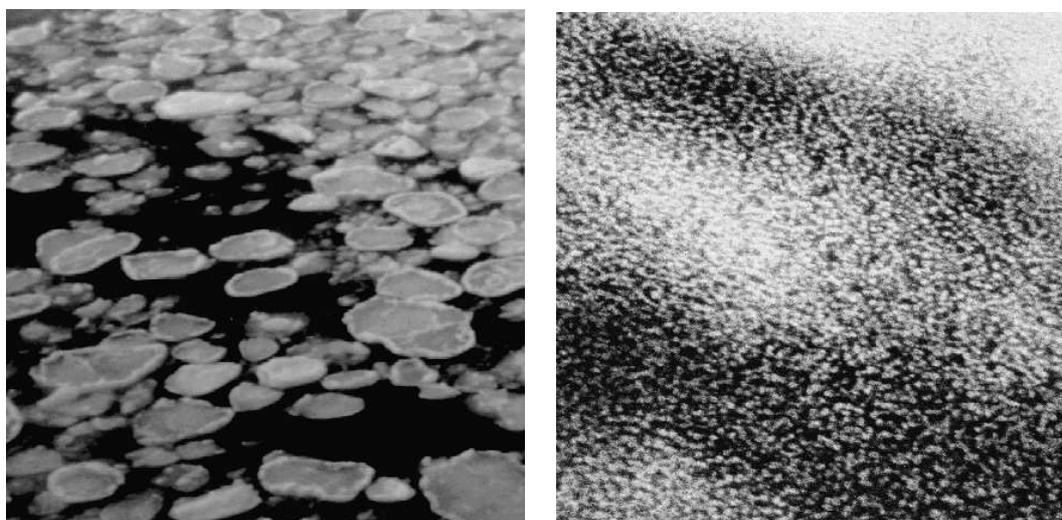
Die Wellen im Eisschlamm haben eine größere Amplitude  $A_E$  gegenüber der Wellen  $A_{OW}$  im eisfreien Ozean:

$$A_E^2/A_{OW}^2 = k_n^2/k^2. \quad (4.17)$$

Es gibt eine obere Grenze  $\omega_c$  der Frequenz

$$\omega_c = \sqrt{\frac{\rho_{OW}g}{\rho_E ch}}, \quad (4.18)$$

über der die Wellenausbreitung nicht mehr möglich ist. Wadhams und Holt (1991) fassen diese Eigenschaft für die wichtigsten Eistypen zusammen: Dünung dringt durch Eisschlamm, Pfannkuchen- und Trümmereis ohne eine große Änderung seiner Eigenschaften. Lange Windwellen werden durch Trümmereis, jedoch nicht durch Eisschlamm beeinflusst. Kürzere Windwellen können durch Eisschlamm beeinflusst werden. Am Trümmereis tritt Totalreflexion ein. Kürzere Windwellen können dort nicht eindringen. Die kürzesten Gravitations- und Kapillarwellen können auch in den Eisschlamm nicht eindringen. Die Annahme, dass das Eis wie ein geschlossener Ölfilm gleichmäßig verteilt sei, ist in der Natur jedoch nicht gewährleistet (Abbildung 4.11, rechts). Das Eis bildet keine homogene Fläche. Durch Wellen wird eine geschlossene Eisdecke zerbrochen. Die Schollen werden in den Wellentälern zusammengeschoben und durch Wellenberge getrennt. Die Reibung an der Eis-Wasser Grenzschicht sorgt für eine zusätzliche Dämpfung. Eisschollen werden verkippt und zu Eigenschwingungen angeregt. Die Theorie von Wadhams (1986) eignet sich daher nur für eine qualitative Beschreibung der Vorgänge. Es wurde von Wadhams (1986) sowie von Lehner und Hasselmann (1994) versucht mit dieser Theorie anhand der im SAR abgebildeten Wellen die Eisdicke zu bestimmen. Die dabei erhaltenen Eisdicken von 6 m in der Eisrandzone sind jedoch nicht realistisch.



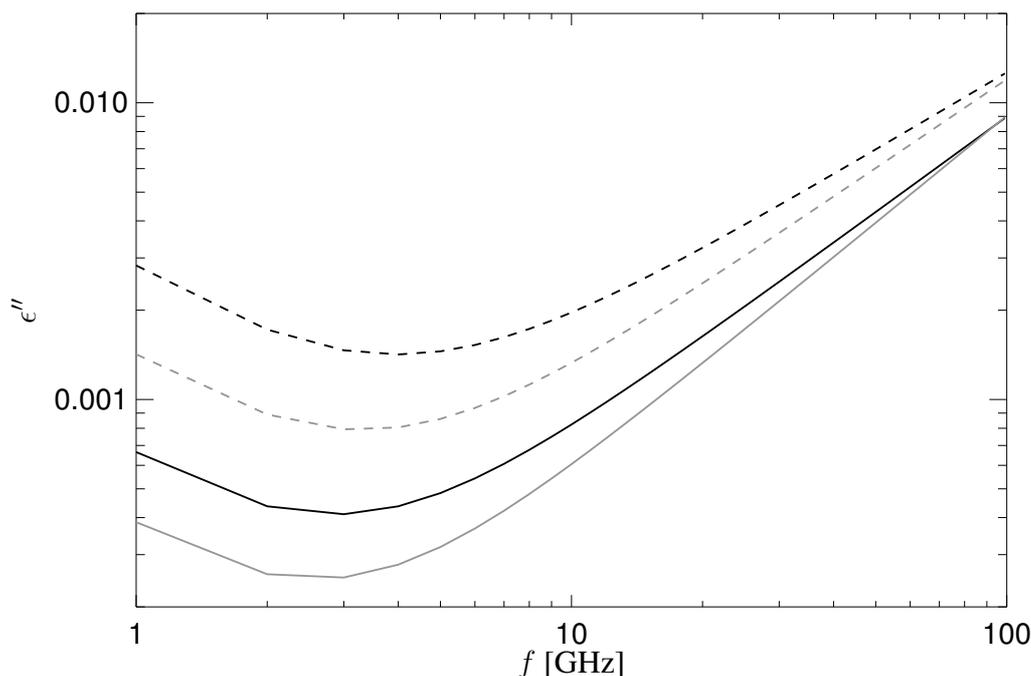
**Abbildung 4.11:** Pfannkucheneis. Fotos aus etwa 10m, bzw. 200m Höhe. Grönlandsee, 1995 (links) und 1998 (rechts).

### 4.3 Meereis

Meereis setzt sich aus Süßwassereis, Sole und Luftblasen zusammen. Neben den dielektrischen Eigenschaften der Komponenten ist der jeweilige Volumenanteil und die räumliche Verteilung wichtig. Um die dielektrischen Eigenschaften von verschiedenen Eistypen zu verstehen, ist es erforderlich die Entstehung und den Aufbau des Eises zu berücksichtigen. Die dielektrischen Eigenschaften von reinem und salzhaltigem flüssigen Wassers wurden in Abschnitt 4.2.1 erläutert. Süßwassereis hat im Mikrowellenbereich (10 MHz- 1000 GHz) eine nahezu konstante Dielektrizitätszahl (Warren, 1984; Mätzler und Wegmüller, 1987),

$$\varepsilon'_{swe} = 3,17. \quad (4.19)$$

Die Dämpfung zeichnet sich durch ein Minimum bei etwa 1-5 GHz und sehr kleine Werte ( $\varepsilon''_{swe} = 0,01 \dots 0,001$ ) aus (Abbildung 4.12).



**Abbildung 4.12:** Dielektrischer Verlust für reines (durchgezogen) und unreines (gestrichelt) Eis bei  $-5^{\circ}\text{C}$  (schwarz) und  $-15^{\circ}\text{C}$  (grau) nach (Mätzler und Wegmüller, 1987). Der Salzgehalt des unreinen Eises beträgt  $0,013\%$ .

Bei dem Gefrierprozess wird nur ein Teil des Salzes in das Meereis aufgenommen. Der Rest wird in den Ozean abgegeben. Das Salz wird jedoch nicht mit in das Kristallgitter eingebaut, sondern es wird in Soleporen und Kanälen gespeichert, oder

bei jungem Eis durch den thermomolekularen Druckgradienten an die Oberfläche transportiert. In den Soleporen stellt sich ein Gleichgewichtszustand zwischen der Konzentration der Sole einerseits, und der Temperatur andererseits ein. Je kälter das Eis ist, desto konzentrierter ist die Sole (Salinität bis zu 200‰) und desto geringer der flüssige Volumenanteil (Hallikainen und Winebrenner, 1992; Light et al., 2003). Dieser Effekt führt zu einer Temperaturabhängigkeit der komplexen Dielektrizitätszahl.

Als stark vereinfachte Näherung kann Meereis als Material bestehend aus nur zwei Komponenten angesehen werden, dem Süßwassereis als Trägermaterial und einer zusätzlichen Komponente. Beim jungen und erstjährigen Eis ist dies die Sole, beim mehrjährigem Eis sind dies die Luftbläschen (Shokr, 1998). Die mittlere Dielektrizitätskonstante  $\bar{\epsilon}$  eines solchen Materials lässt sich mit dem Modell von Polder und Santen (1946) beschreiben

$$\bar{\epsilon}_u = \epsilon_t + \frac{v(\epsilon_g - \epsilon_t)}{1 + A_u(\epsilon_g/\epsilon^* - 1)}, \quad (4.20)$$

wobei  $\epsilon_t$  die Dielektrizitätszahl des Trägers, und  $\epsilon_g$  die Dielektrizitätszahl der Einschlüsse mit dem Volumenanteil  $v$  ist.  $\epsilon^*$  beschreibt die Dielektrizitätszahl in der Umgebung der Einschlüsse. Der Wert von  $\epsilon^*$  hängt von der Wechselwirkung zwischen den eingeschlossenen Elementen ab. Bei schwacher Wechselwirkung ist die Dielektrizitätszahl in der Umgebung gleich der Dielektrizitätszahl des Trägermaterials  $\epsilon^* = \epsilon_t$ , bei höherem Volumenanteil ( $v > 0,1$ ) ist die Umgebung gleich der mittleren Dielektrizitätszahl  $\epsilon^* = \bar{\epsilon}$ . Der Faktor  $A_u$  beschreibt die Form der eingeschlossenen Elemente (Ellipsoide) entlang der Achse  $u = x, y$  oder  $z$ . Für sphärische ( $A_x = A_y = A_z = 1/3$ ), zufällig orientierte nadelförmige und in einer Richtung ausgerichtete nadelförmige Einschlüsse ( $A_x = A_y = 0,5; A_z = 0$ ) gibt Shokr (1998) die Dielektrizitätszahlen an. Für letztere Anordnung ergibt sich eine anisotrope Dielektrizitätszahl. Messungen, besonders der anisotropen Dielektrizitätszahlen des Meereises sind jedoch rar (Shokr, 1998).

Im Gegensatz zum Ozean dringen die elektromagnetischen Wellen im Mikrowellenbereich relativ weit in das Meereis ein (Abbildung 4.6). Deswegen muss zusätzlich zur Oberflächenstreuung die Volumenstreuung berücksichtigt werden. Volumenstreuung bezeichnet die Streuung an Inhomogenitäten im Medium. Für sphärische Streukörper mit einem sehr kleinen Durchmesser relativ zur Wellenlänge, z.B. bei Schneekörnern im C-Band (5,3 GHz), ist die Rayleigh-Approximation von Nutzen (Drinkwater, 1989)

$$\sigma_r = \frac{64\pi^5 r^6}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon_g - \epsilon_t}{\epsilon_g + 2\epsilon_t} \right|^2, \quad (4.21)$$

wobei  $\sigma_r$  der Rückstreuoeffizient  $\sigma_r$  eines einzelnen Streuers des Radius  $r$  ist. Der Volumenstreuoeffizient  $\sigma_v$  von  $N$  Teilchen mit dem Volumenanteil  $v$  errechnet sich aus:

$$\sigma_v = \frac{3v}{4\pi r^3} \sigma_r. \quad (4.22)$$

Im Allgemeinen handelt es sich bei den Streukörpern jedoch nicht um kleine sphärische Einschlüsse, sondern um komplexe geometrische Gebilde, wie z.B. dem System der Drainagekanäle, welches bei hohen Frequenzen nicht mehr relativ klein bezüglich der Wellenlänge ist. Gleichung 4.21 besitzt dann keine Gültigkeit mehr. Das Modell von Polder und Santen (1946) ist auch nicht geeignet, um feuchte Medien zu beschreiben (Stogryn, 1985). Obige theoretische Überlegungen zur Volumenstreuung sind daher auf das Meereis nicht ohne weiteres übertragbar. Für eine realistische Beschreibung des Meereises muss Mehrfachstreuung und Absorption innerhalb des Mediums berücksichtigt werden. Der Stand der Forschung bezüglich der Modellierung der elektromagnetischen Wechselwirkung mit dem Meereis fassen Golden et al. (1998b) und Golden et al. (1998a) zusammen. Die derzeit erfolgreichsten Verfahren dafür basieren auf der *Strong Permittivity Fluctuation* (SPF) Theorie, der Bilokalen Approximation zur Lösung der Dyson Gleichung kombiniert mit Strahlungstransport-Modellen.

Bei der SPF-Theorie wird der Dielektrizitätstensor  $\varepsilon(\mathbf{r})$  in einen mittleren  $\bar{\varepsilon}$  und einen fluktuierenden Teil  $\varepsilon_f(\mathbf{r})$  separiert:

$$\varepsilon(\mathbf{r}) = \bar{\varepsilon} + \varepsilon_f(\mathbf{r}). \quad (4.23)$$

Im Gegensatz zur Born-Näherung, die gültig für  $\varepsilon_f/\bar{\varepsilon} \ll 1$  ist, können bei der SPF-Theorie starke Fluktuationen der Dielektrizitätszahl berücksichtigt werden (Tsang und Kong, 1981). Zur näherungsweise Lösung der Feldgleichungen (Dyson Gleichung) kann für diesen Fall die Bilokale Approximation (identisch mit der *distorted Born Approximation*) verwendet werden. Eine ausführlichere Beschreibung der Theorie findet sich in Tatarskii (1963, 1964); Frisch (1968); Ulaby et al. (1986); Tsang und Kong (1981); Stogryn (1985, 1986); Nghiem et al. (1993, 1995, 1996); Johnsen (1998); Nedeltchev et al. (2002).

Bei der Vorwärts-Modellierung der Volumenstreuung im Meereis müssen Form, Dielektrizitätszahl und Verteilung der einzelnen Streukörper vorgegeben werden. Bei der Modellierung von Fernerkundungsmessungen müssen zusätzlich die Oberflächenstreuung und Reflektion an den Grenzschichten zwischen den verschiedenen Medien Ozean, Meereis, Schnee und Atmosphäre und internen Schichten bzw. Inhomogenitäten, sowie der Strahlungstransport durch die einzelnen Medien berücksichtigt werden. In Tabelle 4.2 sind die Parameter mit Einfluss auf die elektromagnetischen Eigenschaften des Meereises zusammengefasst (Dierking, 1992; Winebrenner et al., 1992; Carlström, 1997; Johnsen, 1998; Nghiem et al., 1996; Nassar et al., 2000). Die Aufgabe der Inversen Modellierung ist die Bestimmung dieser Parameter aus den Messungen der elektromagnetischen Wechselwirkung mit dem Meereis. Eine Inversion kann nur gelingen, wenn mehr unabhängige Messwerte als freie Parameter des Systems vorhanden sind. Das SSM/I bietet trotz seiner 7 Kanäle sehr viel weniger linear unabhängige Messgrößen (Hunewinkel, 1996). Beim SMMR (10 Kanäle) werden 99,7 % der Varianz schon durch die ersten beiden Eigenvektoren erklärt (Rothrock und Thomas, 1988). Das ERS-SAR bietet nur eine unabhängige Messgröße. Aus der Zusammenstellung der freien Parameter in

Tabelle 4.2 ist ersichtlich, dass das Inversionsproblem unterbestimmt ist, zudem noch der Zustand der Atmosphäre und der eisfreien Ozeanoberfläche berücksichtigt werden müssen (Grenfell et al., 1998; Wensnahan et al., 1993). In-situ Messungen der mikrophysikalischen Schnee- und Eisparameter waren kein Bestandteil der ARTIST-Kampagne. Die physikalische Modellierung ist aus diesem Grunde kein Inhalt der vorliegenden Arbeit.

**Tabelle 4.2:** Parameter mit Einfluss auf die elektromagnetischen Eigenschaften. Die aufgeführten Parameter sind Funktionen der Temperatur und des Ortes.

	Volumen
Meereis	Größe und Form der Luftbläschen und Risse Größe und Form der Soleporen und Kanäle Isotropie und Ausrichtung der Einschlüsse Salinität
Schnee	Form und Größe der Schneekörner Anteil und Verteilung des flüssigen Wassers Salinität
	Oberfläche
Meereis Schnee	RMS-Höhe Korrelationslänge RMS-Neigung Spektrale Dichte der Oberflächenrauigkeit

Der Prozess der Eisbildung und die Mikrostruktur des Eises wird in der Literatur ausführlich beschrieben (Maykut, 1985; Weeks und Ackley, 1986; Tucker III et al., 1992). Neue Untersuchungen von Light et al. (2003) deuten darauf hin, dass die bisher gemessenen und veröffentlichten Verteilungen der Soleporen und Luftbläschen revidiert werden müssen. So wurden die Teilchendichte der Soleporen ( $24/\text{mm}^3$ ) und der Luftbläschen ( $1/\text{mm}^3$ ) bisher um Größenordnungen unterschätzt (Light et al., 2003).

Es wird im Folgenden nur auf die Eigenschaften und Erscheinungsformen des Meereises eingegangen, welche für die empirische Datenanalyse und Interpretation des verwendeten Datensatzes zu berücksichtigen sind.

Der heutzutage übliche Standard zur Klassifikation verschiedener Erscheinungsformen des Meereises ist durch die *World Meteorological Organization* (WMO) definiert worden (World Meteorological Organization (WMO), 1989). In Anlehnung an diesen Standard sind die für diese Arbeit wichtigsten Eistypen in Tabelle 4.3 zusammengefasst. Hier wird der Begriff mehrjähriges Eis abweichend von der WMO-Definition verwendet. Eigentlich wird von der WMO zwischen zweijährigem (*Second-Year Ice*) und mehrjährigem Eis unterschieden. Der Begriff mehrjähriges Eis bezeichnet nach WMO-Definition Eis, welches mehr als eine Schmelz-

periode überstanden hat. Altes Eis ist nach WMO-Definition der Überbegriff für zweijähriges oder mehrjähriges Eis. In der Literatur wird aber altes Eis normalerweise als mehrjährig bezeichnet (Weeks und Ackley, 1986).

Es wird in dem WMO-Standard noch zwischen weiteren Erscheinungs- und Übergangsformen des Meereises unterschieden. Für die vorliegende Arbeit hat sich die obige vereinfachte Kategorisierung als zweckmäßig herausgestellt. Die Abkürzungen GR, NI, PC, FY, MY, BR, FR, PO und OW (Tabelle 4.3) werden hier zur Bezeichnung der Klassen verwendet.

### 4.3.1 Eisnadeln, Eisschlamm und Pfannkucheneis

*Frazil* Eis (Eisnadeln) ist der initiale Eistyp, der an der Ozeanoberfläche gebildet wird. Im fortgesetzten Gefriervorgang fügen sich die Eisnadeln zu Plättchen und Klumpen zusammen. Es bildet sich eine dünne, suppenartige Schicht, die *Grease* Eis (Eisschlamm) genannt wird. *Frazil* und *Grease* Eis dämpfen die kleinskaligen Oberflächenwellen (etwa im Bereich der Radar Bragg-Wellenlänge) effektiv aus, da sie die Viskosität der Ozeanoberfläche erhöhen (Martin und Kauffman, 1981). Deswegen weisen diese Eistypen einen sehr kleinen Radarrückstreukoeffizient auf. Unter bestimmten Bedingungen richten sich Streifen des Eisschlammes parallel zur Windrichtung aus (Abbildung 4.14). Dieser Effekt wurde von Martin und Kauffman (1981) mit der Konvergenz in den Langmuir-Zirkulationszellen erklärt. Diese Streifen lassen sich oft in SAR-Bildern beobachten. Aus dem Eisschlamm bildet sich danach das so genannte *Pancake* Eis (Pfannkucheneis), vorwiegend kreisförmige Eisstücke mit einem Durchmesser von 3 cm bis 3 m. Das Vorhandensein von Seegang ist wichtig für die Bildung von Pfannkucheneis, denn sonst bildet sich eine geschlossene Eisdecke (Nilas, Abschnitt 4.3.2). Durch die andauernde Kollision der Pancakes erhalten diese typischerweise einen wulstigen Schollenrand, der eine hohe Radarrückstreuung bewirkt (Abbildung 4.11). Pfannkucheneis kann innerhalb weniger Tage weite Wasserflächen bedecken, wie z.B. im *Odden* in der Grönlandsee (Wadhams und Wilkinson, 1999; Toudal et al., 1999; Ezraty, 2002). Dabei wird in einer kurzen Zeit eine große Menge Salz in den Ozean ausgestoßen. Dieser konzentrierte Salzeintrag kann die Entstehung von kurzlebigen konvektiven *Plumes* bewirken. In einem sich wiederholenden Wechselspiel von Gefrieren und Schmelzen wird so zu einem Großteil der Konvektion im Winter beigetragen (Backhaus und Kämpf, 1999; Toudal, 1999).

### 4.3.2 Nilas und Frostblumen

Bei ruhiger See wächst aus den Eisnadeln eine dünne elastische Eisschicht (Nilas). Die Sole an der Oberfläche bildet einen dünnen Film auf dem neuem Eis. Da die darüber befindliche Atmosphäre zumeist kälter als das Eis ist, entwickelt sich eine turbulente Grenzschicht. Die Sole verdunstet in diese Grenzschicht bis innerhalb



**Abbildung 4.13:** Nilas mit dem Effekt des Auf- und Unterschieben des Eises (*Finger Rafting*). Fotografiert in der Nähe von Grönlands Ostküste aus etwa 50 m Höhe, Herbst 1995.

einiger cm Wasserdampf-Übersättigung eintritt. Dieses führt zu einem verstärkten Kristallwachstum an der Oberfläche aus der Gas-Phase. Auf diese Weise wird das junge Eis innerhalb weniger Stunden von Frostblumen bedeckt (Martin et al., 1996). Frostblumen sind auf fast allen Neueis-Flächen während der kalten Jahreszeit in der Arktis und Antarktis zu finden (Perovich und Richter-Menge, 1994). Unter den Frostblumen bildet sich eine Schicht aus sehr salzreichem Eisschlamm (*Slush*). Die Sole an der Oberfläche wird durch Kapillarkräfte in die Kristalle der Eisblumen gesaugt. Die Salinität der Frostblumen erreicht bis zu 150 ‰ (Drinkwater und Crocker, 1988). Die Frostblumen werden bis zu einigen cm groß und verwandeln eine vormals glatte in eine sehr raue Oberfläche. Die Frostblumen und der Eisschlamm erhöhen so den C-Band Rückstreukoeffizienten von jungem Eis um 5-10 dB (Ulander et al., 1995; Nghiem et al., 1997). Im Gegensatz zu nicht von Frostblumen bedecktem Meereis ist die Signatur zudem polarimetrisch isotroper (Nghiem et al., 1995).

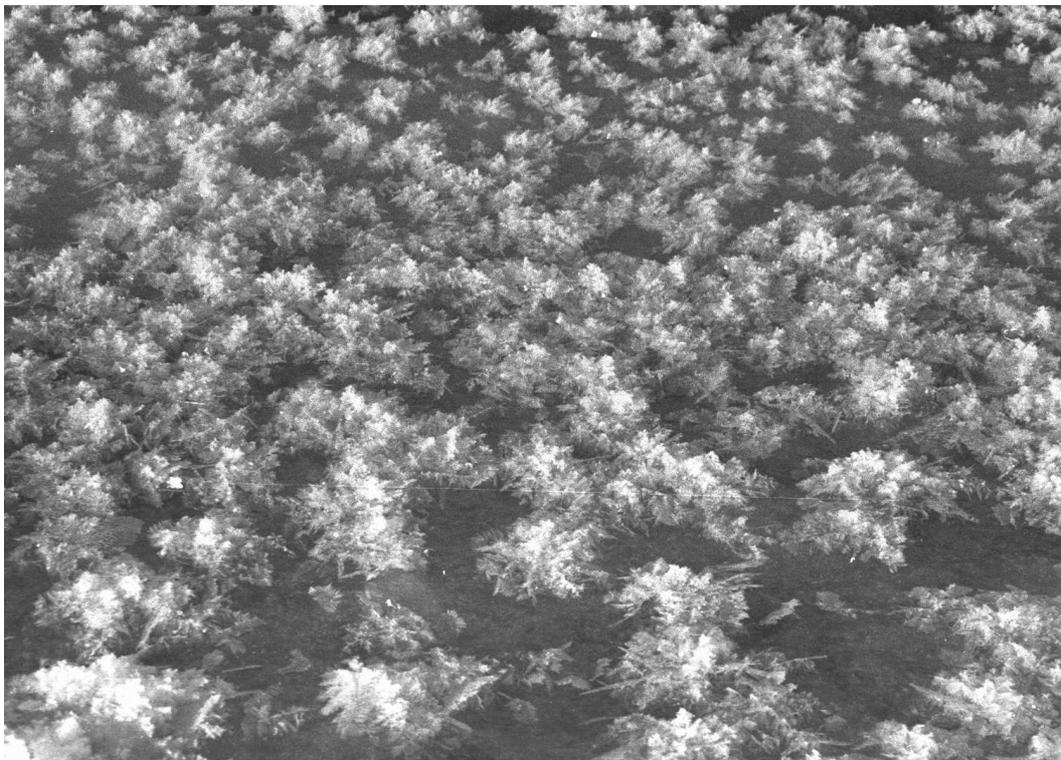
### 4.3.3 Erstjähriges Eis

Während das Eis wächst und über verschiedene Zwischenstadien (graues Eis, grauweißes Eis) zum erstjährigen Eis wird, tritt ein vertikaler Transport des Salzes im Eis auf, der zu einem C-förmigen Profil des Salzgehaltes führt (Maykut, 1985).



**Abbildung 4.14:** Eisschlamm in einer Rinne, ausgerichtet durch die Langmuir-Zirkulationsrollen. Fotografiert aus etwa 100 m Höhe, 7. April 1998.

Kalte, salzreiche Sole sinkt in den vorwiegend vertikal ausgerichteten Kanälen aufgrund höherer Dichte nach unten und verdrängt dort die Sole mit geringerer Konzentration (*Gravity Drainage*). Dieser Prozess führt zu einer Entsalzung des Eises und Ausbildung des Drainagesystems (Wakatsuchi und Kawamura, 1987). Die Salinität in erstjährigem Eis beträgt bei 50 cm Eisdicke etwa 8 bis 10 ‰, bei 1 m Eisdicke beträgt die Salinität etwa 5 bis 6 ‰ (Maykut, 1985). In Abbildung 4.6 ist zu sehen, dass die elektromagnetischen Wellen im C-Band nur einige cm tief in erstjähriges Eis eindringen. Die Rauigkeit der Oberfläche dominiert daher die Radar-Rückstreuung (Onstott, 1992). Die Oberflächenrauigkeit nimmt bis zur Schmelzperiode im Sommer durch Verwitterung und mechanische Pressung stetig zu. Es sammelt sich Schnee auf dem Meereis, der an der salzreichen Oberfläche schmilzt und Eisschlamm mit einer hohen Rauigkeit bildet. Die Entwicklung des C-Band Radarrückstreuoeffizienten ist in Abbildung 4.18 schematisch dargestellt. Der Radarrückstreuoeffizient ist auch nach einigen Monaten Eiswachstum von den initialen Bedingungen abhängig, ob eine glatte (Nilas) oder raue (Pancake) Oberfläche gebildet wurde (Bochert, 1996, Abbildung 5.1). Die Emissivität von erstjährigem Eis für die SSM/I-Frequenzen ist in Abbildung 4.19 dargestellt. Die Emissivität ist nahezu unabhängig von der Frequenz und beträgt etwa 0,92 bis 0,96 für vertikale und 0,88 bis 0,91 für horizontale Polarisierung (Eppler et al., 1992).



**Abbildung 4.15:** Frostblumen fotografiert von Karen Storey (British Antarctic Survey) nahe der Halley-Station, Antarktis, 1999.

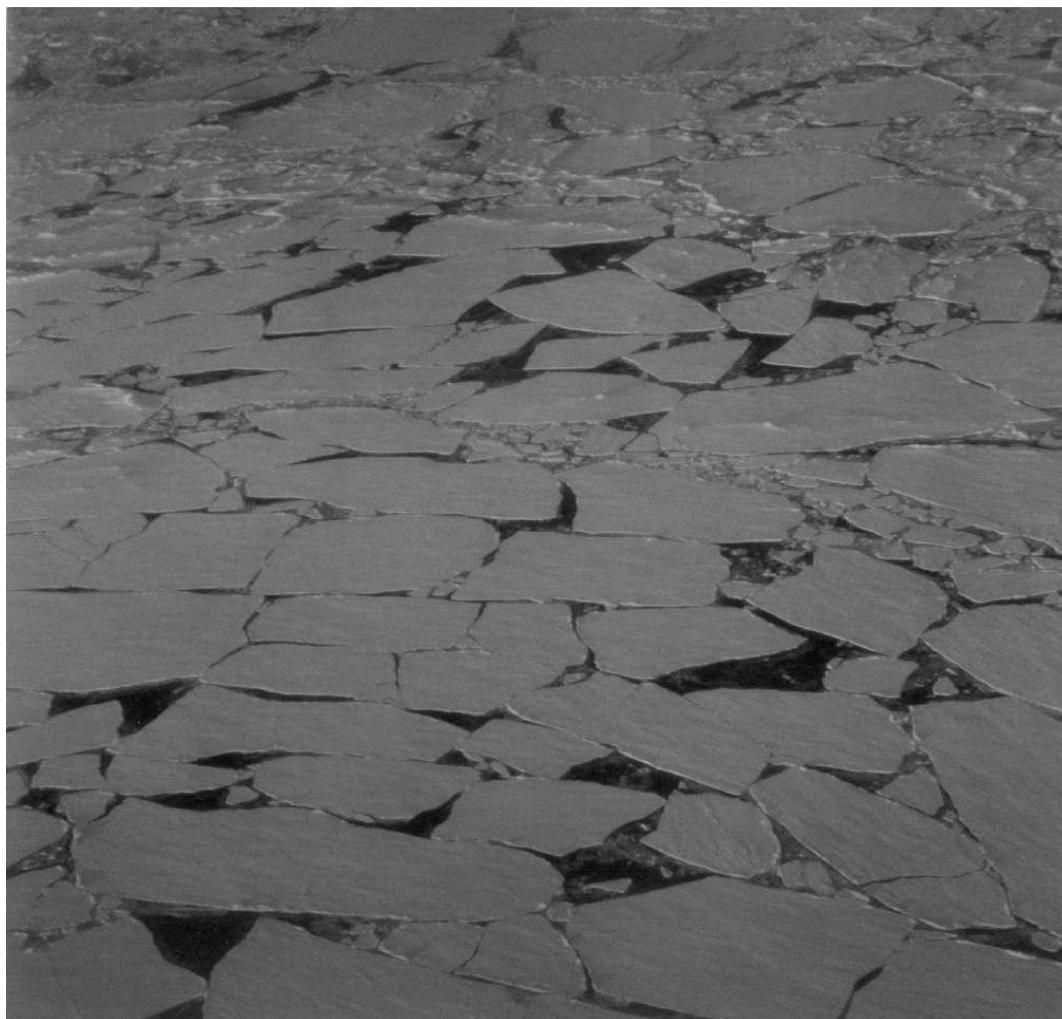
#### 4.3.4 Mehrjähriges Eis

Mehrjähriges Eis zeichnet sich dadurch aus, dass es mindestens eine Schmelzperiode überstanden hat. Die mittlere Eisdicke beträgt in der Arktis etwa 3 bis 4 m, in der Antarktis typischerweise weniger (Tucker III et al., 1992). Mehrjähriges Eis ist an der Oberkante gewöhnlich nahezu salzlos, es sei denn das Eis wird aufgrund der Schneelast vom Meerwasser überspült (Abschnitt 4.3.5), Der Salzgehalt nimmt mit der Tiefe zu. Der mittlere Salzgehalt beträgt 3 bis 3,5 ‰ (Weeks und Ackley, 1986). Mehrjähriges Eis ist anhand seiner hügeligen Oberfläche zu identifizieren, welche durch das Schmelzen geformt wird. Anhand der Schichtstruktur (*annual layer*) kann das Alter des Eises angegeben werden. Im Sommer bilden sich Schmelztümpel, die aufgrund ihrer niedrigen Albedo einen erheblichen Einfluss auf die Energiebilanz haben (Carsey, 1985; Perovich, 1994; Podgorny und Grenfell, 1996; Fetterer und Untersteiner, 1998; Naggar et al., 1998; Perovich et al., 1998; Yackel et al., 2000; Yackel und Barber, 2000; Hanesiak et al., 2001; Perovich und Ligett, 2002; Markus et al., 2002). Schmelztümpel sind die größte Fehlerquelle bei der Bestimmung der Eiskonzentration aus Mikrowellenmessungen (Abschnitt 6.2) (Cavalieri, 2000). Übersteht das Eis die Schmelzperiode, so überfrieren die Schmelztümpel im Herbst



**Abbildung 4.16:** Eisgürtel (*Belt*) bestehend aus verschiedenen Eistypen. In Abbildung 6.32 sind im Bereich der Eiskante ähnliche Strukturen zu erkennen. Fotografiert aus etwa 500 m Höhe nördlich von Spitzbergen ( $80,28^{\circ}\text{N } 5,41^{\circ}\text{O}$ ), 30. März 1998.

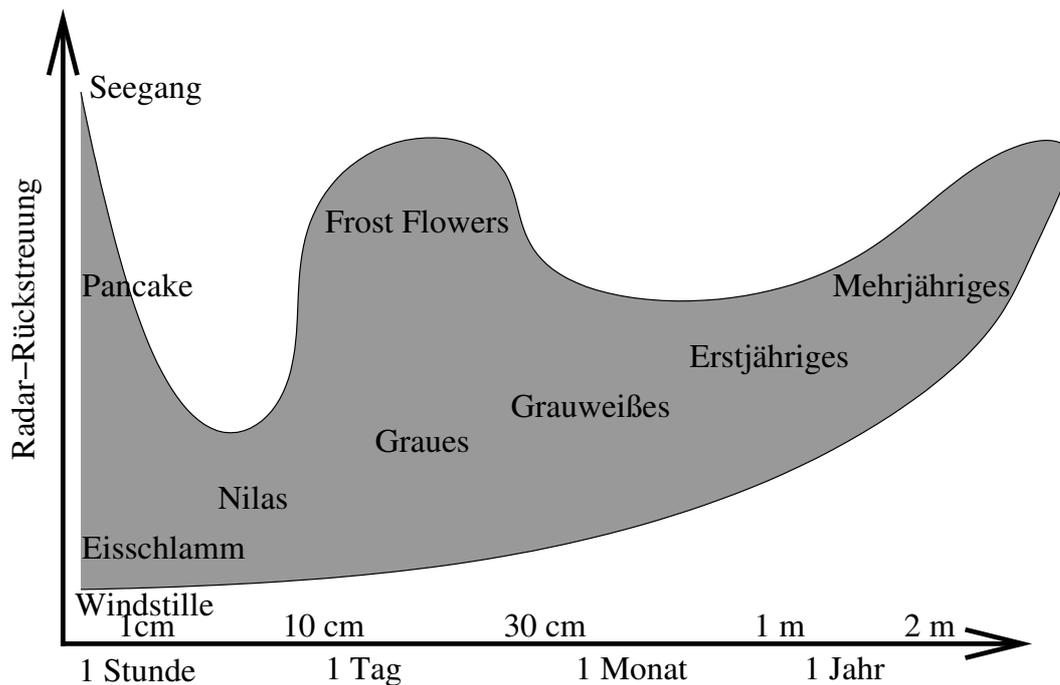
wieder (Eicken et al., 1996). Die Erwärmung im Sommer ändert die Kristallstruktur des Eises, die Porosität der oberen Schichten nimmt zu und die Dichte nimmt ab (Tucker III et al., 1992). Aufgrund der geringen Salinität dominiert bei mehrjährigem Eis die Volumenstreuung an den Luftblasen. Im C-Band ist die Rückstreuung von mehrjährigem Eis gewöhnlich sehr viel stärker als von erstjährigem Eis. Überfrorene Schmelztümpel zeigen jedoch eine geringere Rückstreuung, die Variabilität ist daher sehr groß (Hallikainen und Winebrenner, 1992). Die Emissivität des mehrjährigen Eises nimmt aufgrund der Volumenstreuung zu hohen Frequenzen hin ab (Abbildung 4.19). Überspültes mehrjähriges Eis hat ähnliche dielektrische Eigenschaften wie erstjähriges Eis. Während der Schmelzperiode verschwindet der radiometrische Unterschied zwischen erstjährigem und mehrjährigem Eis aufgrund der geringen Eindringtiefe von Mikrowellenstrahlung in feuchten Schnee (Onstott et al., 1987).



**Abbildung 4.17:** Durch Seegang zerbrochenes erstjähriges Eis. Fotografiert aus etwa 100 m Höhe in der Eisrandzone ( $80,42^{\circ}\text{N}$   $6,15^{\circ}\text{O}$ ), 30. März 1998

### 4.3.5 Schnee

Die mittlere Schneedicke beträgt typischerweise bis zu 34 cm in der zentralen Arktis und bis zu 49 cm in der Antarktis (Warren et al., 1999; Massom et al., 2001). Schnee verändert sich mit der Zeit durch den Transport von Wasserdampf in den Poren (Metamorphismus) (Josberger und Mognard, 2002). In einer isothermen Schneeschicht führt dies zu einem Abrunden der Schneekristalle, das Verhältnis von Oberfläche zu Volumen wird im Laufe der Zeit minimiert und die Dichte erhöht. Ist die Schneeschicht einem Temperaturgradienten durch die kalte Atmosphäre ausgesetzt, wird der Wasserdampf aufwärts transportiert. Dies führt zu verstärktem Kristallwachstum, welches die Schneedicke erniedrigt und zur Bildung von Tiefenreif (*Depth Hoar*) beiträgt (Massom et al., 2001). Ist im Schnee flüssiges Schmelzwasser vor-

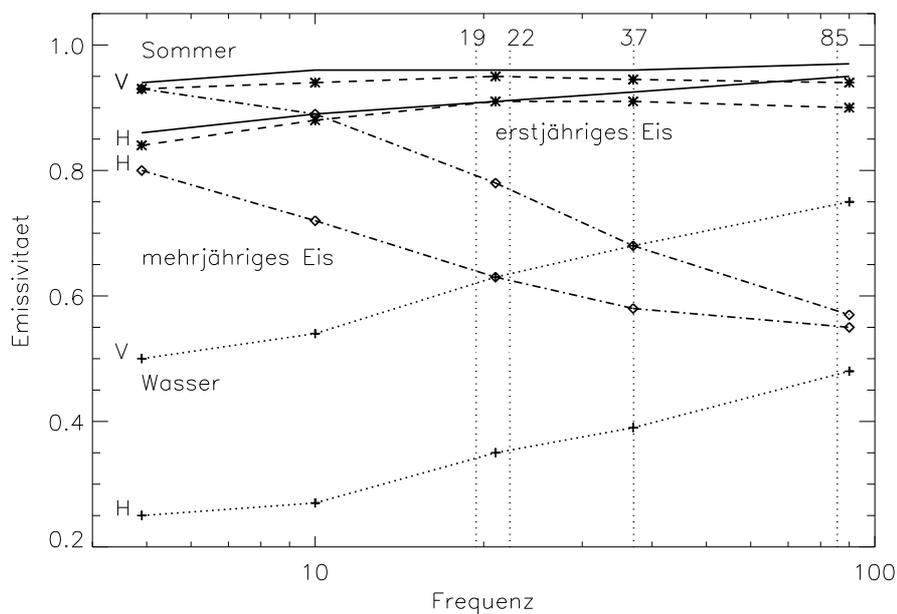


**Abbildung 4.18:** Entwicklungsstadien des Meereises und der entsprechenden Radar-Rückstreuung im Winter. Die Schmelzperiode (nicht dargestellt) erzeugt weitere Oszillationen beim Übergang von erstjährigem zu mehrjährigem Eis.

handen, so führt dieses beim wieder Gefrieren zu einer grobkörnigeren Struktur der Schneekörner. Zudem kann sich das Schmelzwasser zu einer Schicht Süßwassereis auf dem Meereis akkumulieren (*Superimposed Ice*) (Haas, 2001; Nicolaus et al., 2003). An der Grenzfläche zwischen Meereis und der Schneeauflage dringt Sole in den Schnee ein. Nicht selten kommt es vor, dass aufgrund der Schneelast die Grenzfläche unterhalb des Meeresspiegels liegt (negatives Freibord) und Meerwasser eindringt (TuckerIII et al., 1987; Lange und Eicken, 1981; Haas, 2001). Dies erhöht die Salinität an der Grenzfläche mit der Folge, dass überflutetes mehrjähriges Eis leicht mit erstjährigem Eis verwechselt werden kann (TuckerIII et al., 1991; Comiso, 1990; Thomas, 1993).

Durch wiederholtes Schmelzen und Gefrieren können sich im Schnee Eis-Schichten ausbilden (Onstott et al., 1987). Diese Schichten beeinflussen die Emissivität zwischen 5 und 37 GHz bei horizontaler Polarisation (Mätzler et al., 1984).

Obige Überlegungen machen deutlich, dass die mikrophysikalischen Eigenschaften der Schneeauflage zeitlich und räumlich stark variabel sein können. Die mittlere Dichte des Schnees beträgt typischerweise zwischen  $290$  und  $410 \text{ kg m}^{-3}$  (Massom et al., 2001). Die Schneekörner haben typische mittlere Durchmesser zwischen  $0,7$  und  $2 \text{ mm}$ . Die Variabilität der Schneeeigenschaften hat eine Variabilität der Emissions- und Rückstreueigenschaften des schneebedeckten Meereises aufgrund direkter



**Abbildung 4.19:** Emissivitäten ( $\theta \approx 50^\circ$ ) von stillem Meerwasser, erstjährigem- und mehrjährigem Eis gemessen von Svendsen et al. (1983) im Winter und Onstott et al. (1987) im Sommer (durchgezogene Linie). Unter Schmelzbedingungen ist kein Unterschied zwischen den Eistypen mehr feststellbar.

(Volumenstreuung und Absorption im Schnee) und indirekter (thermische Isolierung der Meereisoberfläche, Änderung der Oberflächenrauigkeit) Effekte zur Folge (Shokr und Barber, 1994; Barber et al., 1992, 1998; Barber und Nghiem, 1999).

Als wichtigste Parameter, welche die Emissivität des schneebedeckten Meereises beeinflussen, wurden von Johnsen (1998) die Schneedicke, der Flüssigwassergehalt und die Schneekorngröße genannt. Barber et al. (1998) haben den Einfluss einer Schneedecke auf die Emissivität anhand von Labormessungen untersucht. Bei dünnem erstjährigem Eis wurden die größten Unterschiede zwischen blankem und schneebedecktem Eis gemessen bei 19 und 37 GHz und horizontaler Polarisation ( $\theta = 50^\circ$ ). Die Emissivität des schneebedeckten Eises war um etwa 0,1 größer als die des blanken Eises. Bei 7 und 90 GHz gab es keinen Unterschied im horizontal polarisiertem Signal, jedoch bei vertikaler Polarisation für 90 GHz. Dort war die Emissivität des schneebedeckten Eises um etwa 0,1 geringer als die des blanken Eises. Erklärt wird die Änderung in der Emissivität durch direkte Emission des Schnees bei Frequenzen bis zu 19 GHz, bei Frequenzen über 37 GHz hingegen dominiert die Streuung an den Schneekörnern.

Obwohl der Schnee aufgrund seiner geringen thermischen Leitfähigkeit von besonderer Wichtigkeit für die Regulierung der Eisdicke ist, gibt es bisher keine Verfahren zur genauen Fernerkundung des Schnees auf dem Meereis (Barber et al., 1998; Perovich et al., 2003). Es wurden zwar verschiedene Verfahren zur Bestimmung der Schneedicke bzw. des äquivalenten Schneewassergehaltes aus SSM/I-Daten vorgestellt, jedoch fehlt eine umfassende Validierung (Drobot und Barber, 1998; Johnsen, 1998; Markus und Cavalieri, 1998). Barber und Nghiem (1999) demonstrieren die Möglichkeit zur Unterscheidung dünner oder dicker Schnee-Schichten anhand von Zeitserien der C-Band Rückstreuung über nicht-driftendem erstjährigem Meereis (Festeis). Das Verfahren lässt sich aber nicht verallgemeinern, denn die Änderungen in der Rückstreuung aufgrund veränderter Schneedicke können bei zu dünnem Eis, zu rauen Oberflächen oder bei mehrjährigem Eis nicht detektiert werden.

**Tabelle 4.3:** Entwicklungsstand der Meereistypen, typische mittlere Eisdicken  $d$  und Salzgehalte  $S$ . (World Meteorological Organization (WMO), 1989; Weeks und Ackley, 1986; Drinkwater und Crocker, 1988)

Art	Beschreibung	Abk.	$d$ [m]	$S$ [‰]
Eisschlamm <i>Grease Ice</i>	Eisschlamm entsteht aus den initialen Eistypen, den Eisnadeln oder Eisplättchen ( <i>Frazil Ice</i> ), und bildet eine suppenartige Schicht an der Wasseroberfläche. Abbildung 4.14.	GR		> 20
Nilas	Dünne elastische Eisschicht. Bildung bei ruhiger See. Abbildung 4.13 Dunkle Nilas Helle Nilas	NI	< 0,05 > 0,05	< 20
Pfannkucheneis <i>Pancake Ice</i>	Runde Eisstücke mit einem Durchmesser von 30 cm bis 3 m und mit wulstigen Rändern, die durch Kollisionen unter dem Einfluss des Seegangs gebildet werden. Abbildung 4.11	PC	< 0,1	< 20
Junges Eis <i>Young Ice</i>	Übergang von Nilas zu erstjährigem Eis		0,1...0,3	< 10...20
Erstjähriges Eis <i>First-Year Ice</i>	Meereis, das in nur einem Winter gebildet wurde. Abbildung 4.17.	FY	0,3...2	< 4...16
Mehrjähriges Eis <i>Multi-Year Ice</i>	Meereis, das die Eisschmelze mindestens eines Sommers überstanden hat.	MY	>2	1...4
Trümmereis <i>Brash Ice</i>	Eisbruchstücke. Abbildung 4.17 und 4.16.	BR		
Frostblumen	Wachsen auf dünnem Eis (Nilas) unter kalten Bedingungen. Abbildung 4.15.	FR		bis 150
Rinne <i>Lead</i>	Bruch oder Durchgang im Meereis. Abbildung 4.14.			
Polynye	Nicht-linear begrenzte Öffnung im Meereis.	PO		
Offenes Wasser <i>Open Water</i>	Nicht vom Meereis bedeckter Ozean.	OW		

# Kapitel 5

## Algorithmen

Die Entwicklung und Verbesserung von Algorithmen und Verfahren zur Bestimmung von Meereisparametern aus Fernerkundungsdaten ist ein wesentliches Ziel der vorliegenden Arbeit und Gegenstand dieses Kapitels.

Die Lösung des inversen Problems mittels physikalischer Modellierung ist aufgrund der Unterbestimmtheit nicht ohne weiteres möglich (Abschnitt 4.3). Um dennoch Nutzen aus den Daten zu ziehen, ist es daher angebracht, a priori Annahmen in die Analyse mit einzubeziehen (Menke, 1989), wie z.B. die Annahme, es würden in der Natur nur bestimmte Eistypen bzw. -klassen mit bestimmten Eigenschaften vorkommen. Im Rahmen der Datenanalyse ermöglichen statistische Methoden eine Behandlung des Klassifikationsproblems (Abschnitt 5.3). Durch die Einteilung in geophysikalisch unterscheidbare Kategorien erhält das Klassifikationsergebnis eine physikalische Bedeutung.

Zunächst wird ein Überblick über verschiedene aus der Literatur bekannte Verfahren zur Bestimmung der Eiskonzentration aus SSM/I-Daten gegeben (Abschnitt 5.1). In Abschnitt 5.1.11 wird ein neues, verbessertes Verfahren zur Bestimmung der Eiskonzentration mittels der 85 GHz-Kanäle des SSM/I vorgestellt. In Abschnitt 5.2 folgt ein Überblick über verschiedene aus der Literatur bekannte Verfahren zur Analyse von SAR-Daten zur Bestimmung von Meereisparametern. Der Abschnitt 5.4 behandelt eine neue Methode zur kombinierten Analyse von SSM/I- und SAR-Daten.

### 5.1 SSM/I

Es gibt eine ganze Reihe von Verfahren zur Bestimmung von Meereisparametern aus SSM/I-Daten. Die Eiskonzentration  $C$  beschreibt den prozentualen Flächenanteil der Bedeckung des Ozeans mit Meereis, und ist ein der Fernerkundung mit passiven Mikrowellensensoren besonders gut zugänglicher Parameter. Grund dafür ist der starke Kontrast der Emissivität zwischen Meereis und eisfreiem Ozean (Ab-

bildung 4.19). Den meisten Verfahren zur Bestimmung der Eiskonzentration aus SSM/I-Daten liegt die Modellvorstellung zugrunde, dass in der Natur nur die zwei Klassen Ozean und Meereis mit charakteristischen Strahlungseigenschaften (Signaturen) vorkommen. Die Benutzung vereinfachter Strahlungstransport-Modelle ermöglicht die Lösung des inversen Problems, um die Eiskonzentration aus den SSM/I-Daten zu berechnen. Neben diesem semi-empirischen Ansatz gibt es auch rein empirische Verfahren, welche in der Praxis überwiegend Verwendung finden.

Wenn im weiteren von der Eiskonzentration die Rede ist, dann ist damit die totale Eiskonzentration gemeint, d.h. es wird nur zwischen Eisbedeckung und offenem Ozean unterschieden. Im Unterschied zu der totalen Eiskonzentration  $C$  wird der prozentuale Flächenanteil mit mehrjährigem bzw. erstjährigem Eis Eistypkonzentration  $C_{MY}$  bzw.  $C_{FY}$  genannt. Eine Differenzierung zwischen diesen zwei verschiedenen Eistypen ist mit dem SSM/I zumindest in der Arktis außerhalb der Schmelzperiode möglich.

In Tabelle 5.1 sind einige SSM/I-Algorithmen zur Bestimmung von Meereisparametern aufgeführt, dabei wurde versucht eine möglichst vollständige Zusammenfassung der Verfahren für die 85 GHz-Kanäle zu geben. Der Vorteil bei der Verwendung dieser Kanäle besteht in der wesentlich höheren räumlichen Auflösung und Abtastrate (Tabelle 3.1), sowie der Unempfindlichkeit bezüglich der Oberflächeneigenschaften (Abschnitt 5.1.2). Nachteilig ist jedoch der stärkere Einfluss der Atmosphäre auf das gemessene Signal. Weitere Verfahren für die niederfrequenten Kanäle (19-37 GHz) werden in Steffen et al. (1992) zusammengefasst.

### 5.1.1 NASA-TEAM

Dem NASA-TEAM (NT) Algorithmus liegt ein Modell mit drei Klassen zugrunde (Cavalieri et al., 1984, 1991; Cavalieri, 1992, 1994; Cavalieri und St. Germain, 1995; NSIDC, 1996; Comiso et al., 1997). Die vom Radiometer betrachtete Oberfläche setzt sich aus den jeweiligen Flächenanteilen zusammen

$$1 = C_{FY} + C_{MY} + C_W, \quad (5.1)$$

wobei  $C_{FY}$ ,  $C_{MY}$  und  $C_W$  die Bedeckung mit erst- und mehrjährigem Eis, sowie dem eisfreien Ozean darstellt. Die Helligkeitstemperatur an der Oberfläche setzt sich linear aus den einzelnen Beiträgen zusammen

$$T_B(f, p) = C_W T_{B,OW}(f, p) + C_{FY} T_{B,FY}(f, p) + C_{MY} T_{B,MY}(f, p), \quad (5.2)$$

wobei  $T_B(f, p)$  die Helligkeitstemperaturen der drei Oberflächentypen bei den Frequenzen  $f$  und Polarisationen  $p$  sind. Zwei physikalische Effekte ermöglichen die Unterscheidung der drei Oberflächentypen (Abbildung 4.19). Die Differenz der vertikalen und horizontalen Strahlungskomponente ist für den eisfreien Ozean weitaus größer als beim eisbedeckten Ozean der Fall ist. Die Frequenzabhängigkeit ist un-

**Tabelle 5.1:** SSM/I-Algorithmen zur Bestimmung von Meereisparametern. Möglichst vollständige Zusammenfassung der 85 GHz Verfahren.

	Meereis-Parameter	Freq.[GHz]			
		Polarisation			
		19	22	37	85
NASA-TEAM (Cavaliere et al., 1984)	$C_T, C_{MY}$	VH		V	
(Cavaliere et al., 1995)	Wetterfilter	V	V	V	
NASA-TEAM2 (Markus und Cavaliere, 2000)	$C_T$	VH		V	VH
SVENDSEN-85 (Svendsen et al., 1987)	$C_T$				VH
2-Phasen(St. Germain, 1994)	$C_T$	VH	V	VH	VH
PSSM (Markus und Burns, 1995)	Polynya Detektion	VH		VH	VH
IED (Hunewinkel et al., 1998)	Eiskante	VH		VH	VH
(Martin und Augstein, 2000)	Eisdrift				V
(Lomax et al., 1995)	$C_T, C_{MY}$				VH
NORSEX-85H (NERSC, 1996)	$C_T$	VH			VH
DMI-Hybrid (Garrity et al., 2002)	$C_T$	VH		V	VH
SEA LION (Kern und Heygster, 2001)	$C_T$				VH
ASI (Kaleschke et al., 2001)	$C_T$	VH	V	V	VH

terschiedlich für erst- und mehrjähriges Eis. Bei den Verhältnissen der Helligkeitstemperaturen

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

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

ist die Abhängigkeit von der Eis-Temperatur reduziert. Die Eistypkonzentrationen ergeben sich aus den Gleichungssystemen 5.1 und 5.2 als Funktionen der Verhältnisse  $PR$  und  $GR$

$$C_{FY} = \frac{a_0 + a_1 PR + a_2 GR + a_3 PRGR}{c_0 + c_1 PR + c_2 GR + c_3 PRGR} \quad (5.5)$$

$$C_{MY} = \frac{b_0 + b_1 PR + b_2 GR + b_3 PRGR}{c_0 + c_1 PR + c_2 GR + c_3 PRGR}. \quad (5.6)$$

Die numerischen Koeffizienten  $a_i$ ,  $b_i$  und  $c_i$  basieren auf beobachteten Helligkeitstemperaturen (Referenzpunkte, *Tie-Points*) für die drei reinen Oberflächen (Cavaliere et al., 1991; Steffen und Schweiger, 1991).

### 5.1.2 NASA-TEAM 2

Der NASA-TEAM 2 (NT2) Algorithmus ist eine Weiterentwicklung des NT-Algorithmus (Markus und Cavalieri, 2000; Markus und Dokken, 2002). Mit dem NT-Algorithmus berechnete Eiskonzentrationen (kurz NT-Eiskonzentrationen) sind teilweise um bis zu 30 % niedriger als Vergleichsdaten (Comiso et al., 1997). Dieser Fehler wird mit der Sensitivität des horizontal polarisierten 19 GHz-Helligkeitstemperatur bezüglich Schichtungen in der Schneedecke (Fabry-Perot-Effekt) erklärt (Mätzler et al., 1984; Markus und Cavalieri, 2000). Die 85 GHz-Kanäle sind unempfindlich bezüglich dieses Oberflächen-Effekts, jedoch empfindlicher bezüglich des atmosphärischen Einflusses. Der NT2-Algorithmus nutzt die 85 GHz-Kanäle, um den Fehler durch Schnee-Schicht-Effekte zu minimieren. Das Verhältnis der Strahlungstemperaturen  $PR_{85}$

$$PR_{85} = \frac{T_B(85, V) - T_B(85, H)}{T_B(85, V) + T_B(85, H)} \quad (5.7)$$

wird analog zu Gleichung 5.3 definiert. Die Differenz  $\Delta G$

$$\Delta G = \frac{T_B(85, H) - T_B(19, H)}{T_B(85, H) + T_B(19, H)} - \frac{T_B(85, V) - T_B(19, V)}{T_B(85, V) + T_B(19, V)}, \quad (5.8)$$

die in der  $PR - GR$ -Ebene (Gleichungen 5.3 und 5.4) rotierte Variable  $PR_\phi$  (Abbildung 5.1)

$$PR_\phi = -GR \sin \phi + PR \cos \phi \quad (5.9)$$

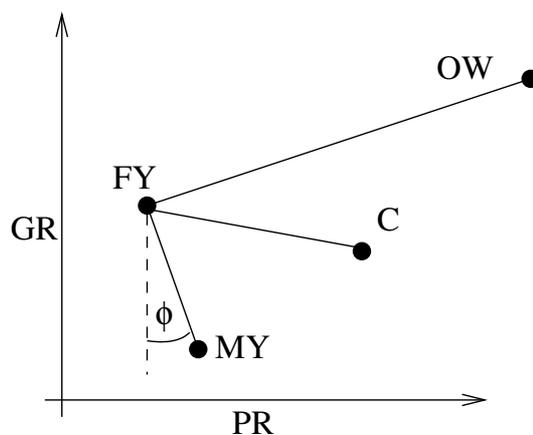
und die in der  $PR_{85} - GR$ -Ebene rotierte Variable  $PR_\psi$  bilden die drei freien Variablen des NT2-Algorithmus

$$\mathbf{R} = [PR_\phi, PR_\psi, \Delta G]. \quad (5.10)$$

Wie aus Abbildung 5.1 ersichtlich, ist  $PR_\phi$  unabhängig bezüglich Änderungen der Anteile der Eistypen  $FY$  und  $MY$ . Ein zusätzliche Oberflächentyp  $C$  repräsentiert das Eis mit einer besonderen Signatur durch Schnee-Schichtungen. Die Variable  $\Delta G$  ist sensitiv bezüglich des Oberflächentyps  $C$ . Um den Einfluss des Wetters zu korrigieren werden Strahlungstransport-Rechnungen mit insgesamt 12 Modellatmosphären durchgeführt. Dieses wird für verschiedene Werte der Eistypkonzentrationen  $C_{FY}$ ,  $C_{MY}$ , bzw. für  $C_{FY}/C_{MY}$  und  $C_C$  in 1 % Schritten realisiert. Danach wird die minimale Abweichung zwischen den vom SSM/I gemessenen Wert  $\mathbf{R}$  und den modellierten Werten gesucht. Das gefundene Minimum gibt die zu bestimmenden Eiskonzentration an.

### 5.1.3 Wetterfilter

Ein Problem bei der Bestimmung der Eiskonzentration aus SSM/I-Daten sind große Fehler über dem eisfreien Ozean, verursacht durch Wasserdampf und Wolken, oder



**Abbildung 5.1:**  $PR - GR$  Diagramm und *Tie-Points* des NT2-Algorithmus.

durch Änderungen der Ozean-Emissivität durch Windaufrauung und Schaum (Oelke, 1996, 1997). Um diese Fehler aufzuspüren wird das Gradienten-Verhältnis

$$GR22 = \frac{T_B(22, V) - T_B(19, V)}{T_B(22, V) + T_B(19, V)}, \quad (5.11)$$

sowie der Parameter  $GR$  (Gleichung 5.4) betrachtet. Der “Wetterfilter” (Cavalieri et al., 1995)

$$GR22 > 0,045 \quad (5.12)$$

$$GR > 0,05 \quad (5.13)$$

eliminiert den moderaten Wettereinfluss über dem eisfreien Ozean, indem die Datenpunkte dort auf 0 % Eiskonzentration gesetzt werden. Als unerwünschter Nebeneffekt werden echte Eiskonzentrationen mit Werten kleiner als 15 % teilweise auch auf 0 % gesetzt. Deswegen schränkt der Wetterfilter den bestimmaren Eiskonzentrationsbereich auf 15 %-100 % ein.

#### 5.1.4 SVENDSEN-85

Svendsen et al. (1987) beschreiben ein Modell zur Bestimmung der Eiskonzentration  $C$  aus dual-polarisierten Helligkeitstemperaturen nahe 90 GHz. Das Verfahren wurde noch vor dem Start des SSM/I im Jahr 1987 vorgestellt. Dieser Sensor bot erstmals die Möglichkeit, die Strahlung bei 85 GHz zu messen. Trotz der deutlich besseren Auflösung der 85 GHz-Kanäle gegenüber den tieferen Frequenzen, sind die ersten praktischen Anwendungen des Verfahrens erst bei Lomax et al. (1995) und Lubin et al. (1997) dokumentiert, da es anfangs Probleme mit der Kalibration der 85 GHz-Daten gab (Hollinger et al., 1990). Die gegenüber den tiefen Frequenzen deutlich ausgeprägtere Sensitivität bezüglich Wasserdampf und Wolken (Ab-

schnitt 4.1) wird beim Verfahren von Svendsen et al. (1987) durch eine adaptive Technik behandelt.

Messungen der Emissivität (Abbildung 4.19) zeigen, dass die Polarisations-Differenz nahe 90 GHz für  $\theta \approx 50^\circ$  nicht vom betrachteten Eistyp abhängt. Dies ist eine Grundlage des Modells von Svendsen et al. (1987), welches zwei Klassen zugrunde legt. Es wird angenommen, dass die Unterschiede der Emissivitäts-Differenz bei 85 GHz

$$\Delta\epsilon = \epsilon(p = V) - \epsilon(p = H) \quad (5.14)$$

bei den zwei vorherrschenden Meereistypen vernachlässigt werden kann

$$\Delta\epsilon_{FY} \approx \Delta\epsilon_{MY}. \quad (5.15)$$

Diese Annahme wurde auch für die Antarktis bestätigt (Grenfell et al., 1994). Ausgehend von Gleichung 5.2 ergibt sich für die Helligkeitstemperatur-Differenz an der Oberfläche

$$\Delta T_{B,E+W} = C \underbrace{(\Delta\epsilon_E T_{oE} - \Delta\epsilon_W T_{oW})}_a + \underbrace{\Delta\epsilon_W T_{oW}}_b, \quad (5.16)$$

mit der Emissivitäts-Differenz für Eis  $\Delta\epsilon_E$  und Wasser  $\Delta\epsilon_W$ , sowie den entsprechenden Oberflächen-Temperaturen  $T_{oE}$  und  $T_{oW} \approx 272$  K. Mittels Gleichung 4.6 wird die vom SSM/I gemessene Strahlung  $T_B$  abgeschätzt

$$P = \Delta T_B = \Delta T_{B,E+W} \underbrace{e^{-\tau}(1, 1e^{-\tau} - 0, 11)}_c. \quad (5.17)$$

Der Einfachheit halber wird die Differenz der vertikal und horizontal polarisierten Helligkeitstemperatur  $\Delta T_B$  mit Polarisation  $P$  bezeichnet, obwohl dies nicht der Definition der klassischen Optik entspricht. Aus Gleichung 5.16 und 5.17 ergibt sich der Zusammenhang zwischen gemessener Polarisation  $P$  und der Eiskonzentration  $C$

$$P = (aC + b)c. \quad (5.18)$$

Die Polarisation  $P_0$  und  $P_1$  geben die Werte (*Tie-Points*) für die beiden reinen Oberflächentypen Wasser ( $C = 0$ ) und Eis ( $C = 1$ ) an. Aus  $P/P_0$  und  $P/P_1$  ergeben sich zwei Gleichungen für die Berechnung der Eiskonzentration für die reinen Fälle

$$\begin{aligned} C &= \frac{bP}{aP_0} - \frac{b}{a}, & C \rightarrow 0 \\ C &= \frac{(1+b/a)P}{P_1} - \frac{b}{a}, & C \rightarrow 1 \end{aligned} \quad (5.19)$$

Die Opazität ist im Allgemeinen eine Funktion der atmosphärischen Temperatur, und diese wiederum eine Funktion der Eiskonzentration (Svendsen et al., 1983;

The NORSEX Group, 1983). Um Zwischenwerte der Eiskonzentration berechnen zu können wird eine glatte Atmosphäre für den Übergang Ozean zum Meereis angenommen. Der atmosphärische Einfluss wird durch eine glatte Funktion der Eiskonzentration beschrieben, z.B. einem Polynom dritter Ordnung

$$C_T = d_3 P^3 + d_2 P^2 + d_1 P + d_0. \quad (5.20)$$

Mittels der partiellen Ableitungen  $\frac{\partial C}{\partial P}$

$$\left. \frac{\partial C}{\partial P} \right|_{C=0} = \frac{b}{a P_0} \quad (5.21)$$

$$\left. \frac{\partial C}{\partial P} \right|_{C=1} = \frac{1 + b/a}{P_1} \quad (5.22)$$

ergibt sich ein Gleichungssystem zur Bestimmung der Koeffizienten  $d_i$

$$\begin{pmatrix} P_1^3 & P_1^2 & P_1 & 1 \\ P_0^3 & P_0^2 & P_0 & 1 \\ 3P_1^3 & 2P_1^2 & P_1 & 0 \\ 3P_0^3 & 2P_0^2 & P_0 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} d_3 \\ d_2 \\ d_1 \\ d_0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 \\ 0 \\ 1 + b/a \\ b/a \end{pmatrix}. \quad (5.23)$$

Mit dem typischen Wert (Svendsen et al., 1987)

$$b/a \approx -1,14 \quad (5.24)$$

lässt sich das Gleichungssystem 5.23 invertieren, um die Koeffizienten  $d_i$  zu bestimmen. Folgendes Verfahren (*self adjusting algorithm*) wird von Svendsen et al. (1987) vorgeschlagen, um aus den SSM/I-Daten die Referenzpunkte  $P_0$  und  $P_1$  zu bestimmen, und die Eiskonzentrationen zu berechnen:

- Suche “beam-filling” Bedingung (Minimum- und Maximumwerte)  
 $C_T = 0$  und  $C_T = 1$  für jeden Orbit.
- Bestimme Referenzpunkte  $P_0$  und  $P_1$ .
- Löse Gleichungssystem 5.23 um Koeffizienten  $d_i$  zu bestimmen.
- Berechne Eiskonzentration  $C = \sum_0^3 d_i P^i$ .

### 5.1.5 LOMAX-MY

Der große Unterschied der 85 GHz-Emissivität für erst- und mehrjähriges Eis (Abbildung 4.19) wird beim LOMAX-MY-Algorithmus genutzt, um die Eistypkonzentration aus SSM/I-Daten zu bestimmen. Der Parameter  $PCT$  (*polarization corrected temperature*)

$$PCT = 1,613 T_B(85, V) - 0,613 T_B(85, H) \quad (5.25)$$

eignet sich zur Bestimmung von Wolken und Niederschlag (Spencer et al., 1989; Lachlan-Cope und Turner, 1997). Der Versuch von Lomax et al. (1995) schlug fehl, Wolken in Polarregionen mittels  $PCT$  zu detektieren. Jedoch fanden Lomax et al. (1995) eine hohe Korrelation zwischen  $PCT$  und der NASA-TEAM-Eistypkonzentration. Diese wird genutzt, um die Eistypkonzentration  $C_{MY}$  aus den 85 GHz-Messungen zu bestimmen

$$C_{MY} = C \frac{PCT - PCT_{FY}}{PCT_{MY} - PCT_{FY}}. \quad (5.26)$$

Dabei sind  $PCT_{FY}$  und  $PCT_{MY}$  Referenzpunkte für erst- bzw. mehrjähriges Eis, und  $C$  ist die SVENDSEN-85-Eiskonzentration.

### 5.1.6 NORSEX-85

Der NORSEX-85-Algorithmus nutzt die Bildverarbeitungstechnik *unsharp masking* zur Auflösungsverbesserung des NORSEX Algorithmus. Zunächst wird die Eiskonzentration  $C(19)$  mit einer Auflösung von etwa 50 km berechnet, die durch die tiefen Frequenzen (19 GHz) gegeben ist. Die Daten des 85 GHz-Kanals werden mit einem Tiefpassfilter auf die gleiche Auflösung gebracht. Die Eiskonzentration mit verbesserter Auflösung  $C$  berechnet sich aus,

$$C = C(19) * \frac{T_B(85, H)}{\text{Tiefpass}(T_B(85, H))}. \quad (5.27)$$

Der NORSEX-85-Algorithmus ist relativ unbekannt, da er lediglich in einem Vorlesungsskript veröffentlicht wurde (NERSC, 1996). Eine Anwendung des Verfahrens findet sich in (Sandven et al., 2001).

### 5.1.7 DMI-Hybrid

Der DMI-Hybrid-Algorithmus wurde speziell für die operationelle Anwendung für die Navigation in der Grönlandsee am Dänischen Meteorologischen Institut (DMI) entwickelt (Garrity et al., 2002, 2003). Die Eiskonzentration  $C_T(low)$  wird mit einem Algorithmus (NASA-TEAM oder BOOTSTRAP) für die 19-37 GHz Kanäle berechnet. Die Eiskonzentration  $C_T(high)$  wird mittels empirischer Anpassung aus den 85 GHz-Kanälen errechnet

$$C(high) = \sqrt{C(low)(1,35 - 0,025(T_B(85, V) - T_B(85, H)))} - 0,03. \quad (5.28)$$

### 5.1.8 2-Phasen-Algorithmus

Der 2-Phasen-Algorithmus von St. Germain (1994) basiert auf Gleichung 4.5. Die gesamte atmosphärische Strahlung  $T_A$  wird approximiert als

$$T_A = \langle T \rangle (1 - e^{-\kappa\lambda}), \quad (5.29)$$

mit der konstanten effektiven Temperatur  $\langle T \rangle$  und dem Extinktionskoeffizienten  $\kappa_\lambda$ . Der Extinktionskoeffizient  $\kappa$  wird als Funktion des integrierten Wasserdampfes  $V$ , Flüssigwassergehalts  $L$  und Sauerstoffs  $O$  beschrieben

$$\kappa_\lambda = A_\lambda V + B_\lambda L + O_\lambda \quad (5.30)$$

In der ersten Phase des Verfahrens werden die geophysikalischen Parameter  $V$ ,  $L$ ,  $\langle T \rangle$ , Eistemperatur  $T_S$ , Windgeschwindigkeit  $U$  und Eiskonzentration  $C$  mittels iterativer Minimierung aus den SSM/I-Daten berechnet. Die erste Phase wird mit der größten räumlichen Auflösung (19 GHz  $\approx$  50 km) durchgeführt, die Auflösung der hochfrequenten Kanäle wird an diese Auflösung angepasst. In der zweiten Phase wird die Eiskonzentration mit der 85 GHz Auflösung berechnet, unter der Annahme der Konstanz der Parameter innerhalb der Auflösungszelle des 19 GHz-Kanals. Leider gibt es keine weiteren Publikationen zur Validation des 2-Phasen-Algorithmus, bis auf den vier-seitigen Konferenzbeitrag (St. Germain, 1994). Es ist jedoch zu vermuten, dass aufgrund der Unterbestimmtheit des Inversen Problems große Fehler auftreten. 98 % der Varianz von SSM/I-Daten der Eiskante werden schon durch die ersten beiden PCA<sup>1</sup>-Moden erklärt (Hunewinkel, 1996). Daher sind prinzipiell größere Fehler zu erwarten, wenn mehr als zwei (hier sechs) freie Parameter aus den SSM/I-Daten abgeleitet werden.

### 5.1.9 Eisdrift

Die Bestimmung der Meereis-Dynamik aus Bildfolgen, z.B. Bilder der vertikalen Komponente der 85 GHz-Helligkeitstemperatur, ist mit Hilfe von Korrelationstechniken möglich (Liu und Cavalieri, 1998; Li et al., 1998; Maslanik et al., 1998; Martin und Augstein, 2000; TZI, 2000). In einem gewissen Radius  $r$  wird die maximale Korrelation eines Teilbildes (Kantenlänge  $\delta x \times \delta x$ ) zum Zeitpunkt  $t$  zu den Teilbildern eines späteren Zeitpunktes  $t + \Delta t$  gesucht. Die maximale Korrelation gibt dann den Verschiebungsvektor bzw. die Eisdriftgeschwindigkeit  $\mathbf{v}$  an. In dieser Arbeit wird die Eisdrift aus LOMAX-MY Eistypkonzentrationen  $C_{MY}$  (Abschnitt 5.1.5) abgeleitet, um die großräumigen Strömungsverhältnisse entsprechend zu den Fallstudien zu veranschaulichen (Abbildungen 6.8 und 6.17). Die Eistypkonzentration  $C_{MY}$  ist für die Grönlandsee zur Eisdriftbestimmung besonders geeignet, da sie ein kontrastreiches Bild mit zahlreichen Merkmalen, z.B. großen Schollen mehrjährigen Eises, liefert. In dieser Arbeit wird die Eisdrift aus SAR-Bildpaaren visuell bestimmt (Abschnitt 6.6), da die automatische Analyse mit Korrelationstechniken einen sehr großen Rechenaufwand erfordert. Die Kenntnis über die Eisdrift in dem Untersuchungsgebiet ist wichtig, um die Flugzeugmessungen den ERS-SAR-Daten räumlich genau zuzuordnen.

---

<sup>1</sup>Principal Component Analysis, Hauptachsentransformation

### 5.1.10 SEA LION

Dem SEA LION (SL) Algorithmus liegt wie dem SVENDSEN-85-Algorithmus ein Modell mit zwei Oberflächentypen zugrunde (Kern und Heygster, 2001; Kern, 2001). Die 85 GHz Helligkeitstemperaturen an der Oberfläche sind

$$T_B(85, p) = C_W T_{B,W}(85, p) + C_E T_{B,E}(85, p), \quad (5.31)$$

mit der Helligkeitstemperatur des Eises  $T_{B,E}(85, p)$  und des Wassers  $T_{B,W}(85, p)$ . Beim SL-Algorithmus wird die Polarisation  $PR_{85}$  (Gleichung 5.7) genutzt um die Eiskonzentration zu berechnen

$$C = \left( 1 + \frac{T_{B,E}(85, v) + T_{B,E}(85, h)}{T_{B,W}(85, v) + T_{B,W}(85, h)} * \frac{PR_{85,E} - PR_{85}}{PR_{85} - PR_{85,W}} \right)^{-1}, \quad (5.32)$$

mit den empirischen Koeffizienten (Referenzpunkten)  $T_{B,x}(85, p)$  und  $PR_{85,x}$  für Eis und Wasser. Ähnlich wie beim 2-Phasen-Algorithmus wird eine Korrektur bezüglich des atmosphärischen Einflusses auf das 85 GHz Signal durchgeführt. Der wesentliche Unterschied ist die Nutzung von numerischen Wettermodell-Daten (z.B. HIRLAM oder ECMWF) über dem Eis und über dem offenen Wasser. Alternativ können über dem offenen Wasser die Parameter  $U$ ,  $L$  und  $V$  aus den SSM/I-Daten selbst berechnet werden (Goodberlet et al., 1989; Simmer, 1994; Karstens et al., 1994). Dies ist insbesondere sinnvoll, wenn die Qualität der Modelldaten nicht hinreichend genau ist, wie dies z.B. beim Flüssigwassergehalt  $L$  in der Antarktis der Fall ist. Das Strahlungstransport-Modell MWMOD wird genutzt, um für verschiedene Eiskonzentrationswerte  $C_i$  (1 % Intervall), bzw. für verschiedene den Eiskonzentrationswerten entsprechenden Emissivitäten, das gemessene Signal  $PR_{85,mod,i}$  zu simulieren. Es wird iterativ das Minimum der Differenz

$$\Delta PR = PR_{85} - PR_{85,mod,i} \quad (5.33)$$

gesucht, welches die zu bestimmende Eiskonzentration  $C_i$  angibt. Die Sensitivität des SL-Algorithmus bezüglich Änderungen der Emissivität wird in Abschnitt 6.4 untersucht.

### 5.1.11 ARTIST SEA ICE

Die praktische Anwendung des SVENDSEN-85-Algorithmus wurde bisher durch drei verschiedene Probleme erschwert. Erstens treten bei der Bestimmung der Referenzpunkte  $P_1$  und  $P_0$  aus den Minima und Maxima Fehler z.B. durch Wolken auf, sodass diese Werte nicht die reinen eisfreien und eisbedeckten Flächen repräsentieren (Lubin et al., 1997). Zweitens ist der atmosphärische Einfluss auf das 85 GHz-Signal besonders über dem Ozean so ausgeprägt, dass unter bestimmten Bedingungen, z.B. bei dichter Bewölkung, noch nicht einmal die Eiskante richtig

bestimmt werden kann (Garrity et al., 2002). Und drittens ist die Matrix 5.23 bei bestimmten Werten von  $P_1$  und  $P_0$  schlecht konditioniert. Zur Lösung dieser Probleme wurde der ARTIST SEA ICE (ASI) Algorithmus entworfen (Kaleschke et al., 2001). Die Grundlage des ASI-Algorithmus ist das Modell von Svendsen et al. (1987) zur Berechnung der Eiskonzentration aus 85 GHz-SSM/I-Daten. Die Bestimmung der Referenzpunkte wird beim ASI-Algorithmus anhand von Referenzdaten und nicht wie bei Svendsen et al. (1987) anhand der Minima und Maxima durchgeführt. Die kombinierte Nutzung der tiefen SSM/I-Frequenzen ermöglicht beim ASI-Algorithmus die Fehlerkorrektur über dem eisfreien Ozean. Die Lösung der Gleichung 5.23 wird durch ein numerisches Verfahren stabilisiert.

#### 5.1.11.1 Bestimmung der Koeffizienten $d_i$

Gleichung 5.23 ist für bestimmte Werte von  $P_0$  und  $P_1$  schlecht konditioniert. Das deutet darauf hin, dass mindestens eine der Zeilen der Matrix von einer anderen Zeile "fast" linear abhängig ist (Schlitzer, 1995). Da bei einer großen Kondition kleine Änderungen in den Daten große Auswirkungen auf das Ergebnis haben, sind die Lösungen numerisch instabil. Durch jeweils zwei zusätzliche Stützstellen in der Umgebung  $\xi$  der Referenzpunkte  $P_0$  und  $P_1$  kann das Ergebnis stabilisiert werden. Die Steigung in der Umgebung der Referenzpunkte ist durch Gleichung 5.21 und 5.22 gegeben. Daraus lassen sich die Punkte

$$\mathbf{y} = [C(P_1), C(P_1 + \xi), C(P_1 + 2\xi), \quad (5.34)$$

$$C(P_0 - 2\xi), C(P_0 - \xi), C(P_0)] \quad (5.35)$$

$$\mathbf{x} = [P_1, P_1 + \xi, P_1 + 2\xi, P_0 - 2\xi, P_0 - \xi, P_0] \quad (5.36)$$

berechnen. Mittels der Gewichtung

$$\mathbf{w} = [1, 1/2, 1/5, 1/5, 1/2, 1] \quad (5.37)$$

lässt sich eine robuste Lösung der Koeffizienten  $d_i$  durch einen Least-Square Polynom-Fit bestimmen

$$d_i = \text{polyfit}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{w}). \quad (5.38)$$

Ein Vergleich beider Methoden zur Bestimmung der Koeffizienten  $d_i$  ist in Abbildung 5.2 dargestellt. Es ist zu sehen, dass die numerische Instabilität des Verfahrens von Svendsen et al. (1987) durch zusätzliche Datenpunkte beseitigt werden kann.

#### 5.1.11.2 Kombinierte Nutzung der tiefen SSM/I-Frequenzen

Svendsen et al. (1987) und Lubin et al. (1997) haben empfohlen, den SVENDSEN-85-Algorithmus mit den tiefen SSM/I-Frequenzen zu kombinieren, um die großen Fehler durch den Wettereinfluss zu reduzieren. Diese Idee wird beim ASI-Algorithmus umgesetzt, indem der Wetterfilter (Abschnitt 5.1.3) verwendet wird (Kaleschke et al., 2001).

### 5.1.11.3 Bestimmung der Referenzpunkte $P_0$ und $P_1$

Die richtige Wahl der Referenzpunkte  $P_0$  und  $P_1$  ist ganz entscheidend für die genaue Berechnung der Eiskonzentration. Svendsen et al. (1987) haben vorgeschlagen, die Referenzpunkte  $P_1$  und  $P_0$  aus den Minima und Maxima der Polarisation  $P$  zu bestimmen. Diese Auswahlvorschrift führt zu Fehlern durch Fluktuationen in den Daten. So ist es nicht gewährleistet, dass durch die Minima und Maxima die reinen eisfreien und eisbedeckten Flächen repräsentiert werden. Lubin et al. (1997) haben empfohlen, die Referenzpunkte durch räumliche Mittelung zu bestimmen. Die reinen eisfreien und eisbedeckten Gebiete könnten mit Hilfe von unabhängigen Daten (z.B. AVHRR) ausgewählt werden. Der Nachteil dieser Methode ist jedoch, dass sie nur bei Wolkenfreiheit anwendbar ist. Zudem ist auch nicht sicher, dass das Gebiet mit 100 % Eis bedeckt ist (*beam-filling* Bedingung). Kaleschke et al. (2001) empfehlen eine neue Methode (ASI) zur Bestimmung der Referenzpunkte, die weder reine Oberflächen noch Wolkenfreiheit voraussetzt. Bei dieser Methode werden Referenz-Eiskonzentrationen als Vergleichsdaten benötigt. Die Referenz-Eiskonzentrationen  $C_{ref}$  können aus den SSM/I-Daten selbst (z.B. mit dem NASA-TEAM-Algorithmus), oder aus unabhängigen Messungen (z.B. Flugzeugmessungen) gewonnen werden. Mittels Variation der Referenzpunkte  $P_0$  und  $P_1$  wird die perfekte Regression zwischen 85 GHz-Eiskonzentration  $C_{ASI}$  und den Referenzdaten  $C_{ref}$  gesucht (Kaleschke et al., 2001). Dabei wird die räumliche Auflösung der jeweils höher aufgelösten Daten künstlich verschlechtert, um unterschiedliche räumliche Auflösungen anzupassen. Das Ergebnis der Variation sind die gesuchten Referenzpunkte  $P_0$  und  $P_1$ , welche die 85 GHz-Eiskonzentration  $C_{ASI}$  und die Referenzdaten  $C_{ref}$  in beste Übereinstimmung bringen.

### 5.1.11.4 Adaptive versus konstante Referenzpunkte

Gemäß Svendsen et al. (1987) sind die Referenzpunkte für jeden einzelnen Überflug aus den SSM/I-Daten anhand der Minima und Maxima neu zu bestimmen. Dabei wird eine homogene Wettersituation in dem zu untersuchenden Gebiet vorausgesetzt. Gradienten in der Opazität durch Fronten des Wettersystems führen zu Fehlern bei der berechneten Eiskonzentration. Lubin et al. (1997) verglichen schiffsgestützte Beobachtungen, die während einer Expedition durch den arktischen Ozean durchgeführt wurden, mit den aus den SSM/I-Daten berechneten Eiskonzentrationen  $C_{SVENDSEN-85}$  für die Grönlandsee. Sie berichten von einer guten Übereinstimmung ohne eine Änderung der Referenzpunkte über einen Zeitraum von etwa drei Wochen im Sommer. Zur Berechnung von Eiskonzentrationen mit dem ASI-Algorithmus sind beide Varianten der Bestimmung der Referenzpunkte möglich. Sie können aus den SSM/I-Daten selbst für jeden Überflug neu bestimmt werden, oder sie können konstant gelassen werden. Garrity et al. (2002) verglichen Eiskonzentrationen aus hubschraubergestützten Line-Scanner Aufnahmen mit den aus den SSM/I-Daten berechneten Eiskonzentrationen  $C_{SVENDSEN-85}$ . Die mit konstanten

Referenzpunkten erzielten Ergebnisse stimmten schlechter mit den Line-Scanner-Daten überein, als die mit für jeden einzelnen Tag neu bestimmten Referenzpunkte.

### 5.1.11.5 Lokale Korrektur der Referenzpunkte

Der Einfluss der Atmosphäre auf die Helligkeitstemperatur ist bei 85 GHz sehr viel größer als bei 19 und 37 GHz (Abbildungen 4.1 und 4.2). Die Differenz zwischen der 85 GHz-Eiskonzentration  $C_{\text{ASI}}$  und der Eiskonzentration berechnet mit dem NASA-TEAM-Algorithmus  $C_{\text{NT}}$  ist daher eine Funktion der optischen Dicke der Atmosphäre. Die räumliche Auflösung der Eiskonzentration  $C_{\text{ASI}}$  wird durch Gaußsche Tiefpassfilterung  $\text{GTP}()$  auf die Auflösung des 19 GHz-Kanals gebracht. Die Gaußfunktion ist eine Näherung der Richtcharakteristik  $F$  der Antennen gemäß Gleichung 2.9 (Hunewinkel, 1996). Die Differenz der Eiskonzentration

$$\Delta C(x, y) = C_{\text{NT}}(x, y) - \text{GTP}(C_{\text{ASI}}(x, y)) \quad (5.39)$$

an der Position  $(x, y)$  wird genutzt, um eine lokale Korrektur der ASI-Referenzpunkte durchzuführen. Der neue Wert des Referenzpunktes  $P_{1\text{neu}}(x, y)$

$$P_{1\text{neu}}(x, y) = P_1 - d\Delta C(x, y)(1 + b/a)/P_1 \quad (5.40)$$

berechnet sich aus dem "globalen" Referenzpunkt  $P_1$  und dem Produkt der Steigung (Gleichung 5.21) mit der Differenz  $\Delta C(x, y)$ . Der empirisch zu bestimmende Faktor  $d$  regelt die Stärke dieser Korrektur. Die Korrektur wird nur über den eisbedeckten Gebieten durchgeführt.

### 5.1.11.6 ASI-Versionen

Es gibt verschiedene Versionen des ASI-Algorithmus bzw. der Referenzpunkte  $P_0$  und  $P_1$ , da verschiedene Referenz-Daten zur Bestimmung genutzt wurden. Die verschiedenen Versionen, ihre Bezeichnung und die Referenzpunkte sind in Tabelle 5.2 zusammengefasst. Zur Bestimmung der Referenzpunkte der nullten Version ASI0 wurde die Empfehlung von Lubin et al. (1997) berücksichtigt. Mit Hilfe von AVHRR-Bildern wurden Gebiete mit 100 % eisfreiem Ozean und 100 % Eisbedeckung ausgesucht. Die Mittelwerte der Polarisationen entsprechen den Referenzpunkten.

Die Referenzpunkte der Versionen ASI1 und ASI2 wurden mit Hilfe von Referenz-Eiskonzentrationen aus Flugzeug-Messungen bestimmt, die während der ARTIST-Kampagne durchgeführt wurden (Kaleschke et al., 2001; Hartmann et al., 1999; Augstein, 2000): optischer Line-Scanner (ASI1) und KT4-Strahlungsthermometer (ASI2). Die Referenz-Eiskonzentrationen der ASI-Version 3 wurden aus dem NASA-TEAM-Algorithmus berechnet. Dabei wurden sowohl Flugzeug- (AWI-Radiometer) als auch Satellitendaten (SSM/I) verwendet. Der Faktor  $d = 0,19$  für die lokale Korrektur der Version ASI4 wurde durch Minimierung der Standardabweichung

zwischen NASA-TEAM- und ASI4-Eiskonzentrationen iterativ bestimmt. Die Referenzpunkte für ASI5 wurden anhand eines numerischen Polynyen-Modells bestimmt (Abschnitt 6.3).

**Tabelle 5.2:** Versionen des ASI-Algorithmus.

Algorithmus	Referenzdatenquelle
ASI0	Mittelwerte von reinen Gebieten.
ASI1	Line-Scanner (optisch)
ASI2	KT4-Strahlungsthermometer (infrarot)
ASI3	NASA-TEAM
ASI4	NASA-TEAM
ASI5	Polynyen-Modell

Algorithmus	$P_0$ [K]	$P_1$ [K]	lokale Korrektur
Lubin	35	8	-
ASI0	50,2	9,5	-
ASI1	50,2	12,3	-
ASI2	35,0	6,86	-
ASI3	47,0	7,5	-
ASI4	47,0	7,5	$-0,19(C_{NT} - C_{ASI3})(1 + b/a)/P_1$
ASI5	47,0	11,7	-

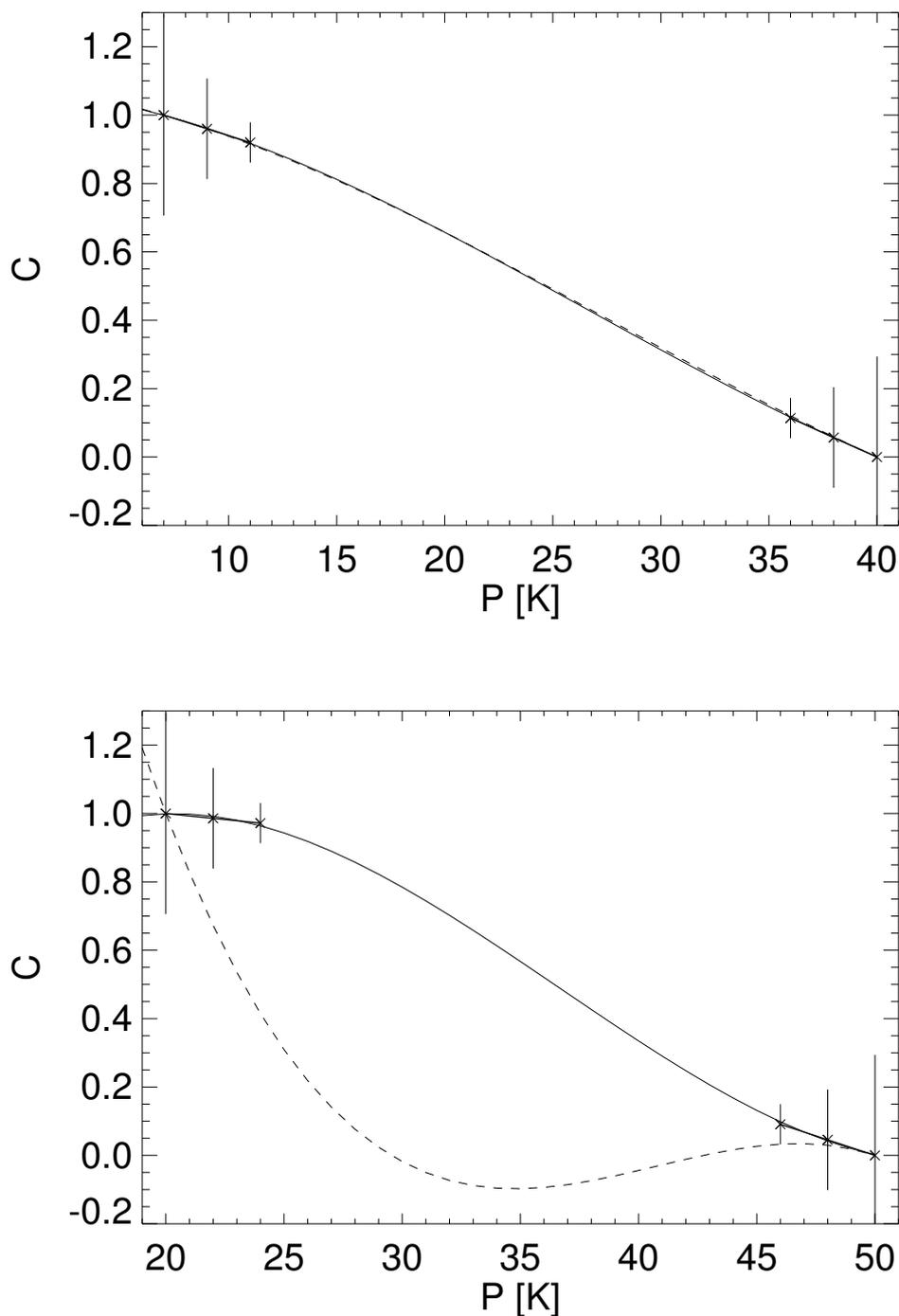
### 5.1.12 Vergleich der 85 GHz-Algorithmen

Ein Vergleich des DMI-Hybrid, SEA LION und des SVENDSEN-85-Algorithmus wurde anhand von Line-Scanner-Daten durchgeführt (Garrity et al., 2002). Das beste Ergebnis lieferte der SVENDSEN-85-Algorithmus bei Eiskonzentrationen größer als 30 %. Allerdings gab es beim SVENDSEN-85-Algorithmus fehlerhafte Eiskonzentrationen über dem eigentlich eisfreien Ozean durch den Einfluss von Wolken. Diese Fehler waren so gravierend, dass der Nutzen des SVENDSEN-85-Algorithmus überhaupt in Frage gestellt wurde (dies Problem wird beim ASI-Algorithmus durch den Wetterfilter behoben). Der SL-Algorithmus wurde als optimal zur Bestimmung der Eiskante eingeschätzt. Die Qualität der Ergebnisse des SL Algorithmus hängt jedoch wesentlich von Güte und Auflösung der Wettermodelldaten ab.

Ein Vergleich des SL und des ASI-Algorithmus anhand von AVHRR und ERS-SAR-Daten zeigte, dass diese beiden Algorithmen sehr ähnliche Ergebnisse liefern (Kern und Kaleschke, 2002; Kern et al., 2003,accepted). Der SL und der ASI-

Algorithmen unterscheiden sich im wesentlichen durch die Korrektur des Wettereinflusses und die Kombination der verwendeten 85 GHz-Kanäle (Abschnitt 6.4). Während beim SL-Algorithmus die Helligkeitstemperaturen mittels unabhängiger Wettermodelldaten lokal korrigiert werden, wird beim SVENDSEN-85- bzw. beim ASI-Algorithmus diese Korrektur empirisch bei der Auswahl der Referenzpunkte berücksichtigt. Ein Vorteil des ASI Verfahrens besteht darin, dass die Eiskonzentrationen nur aus den SSM/I-Daten selbst berechnet werden. Beim SL-Algorithmus müssen zusätzliche Wettermodelldaten verfügbar sein, was einen operationellen Einsatz erschwert.

Bei der Referenzpunkt Bestimmung mittels der ASI-Methode wird eine große Anzahl von Messwerten berücksichtigt. Die Regression entspricht der Lösung eines überbestimmten Gleichungssystems. Die Methoden von Svendsen et al. (1987) und Lubin et al. (1997) berücksichtigen lediglich zwei Messwerte, die mittleren Polarisationen der reinen Oberflächen. Deswegen basiert die ASI-Methode auf einer statistisch sichereren Grundlage als die anderen Methoden (Kaleschke et al., 2001).



**Abbildung 5.2:** Polynome zur Berechnung der Eiskonzentration  $C$  aus der Polarisation  $P$ . Koeffizienten berechnet mit der ASI-Methode (durchgezogen) und mit dem Verfahren von Svendsen et al. (1987) (gestrichelt). Die Balken geben die Wichtung des Polynom-Fits ( $\xi = 2$  K) der ASI-Methode an. Die Referenzpunkte sind  $P_1 = 7$  K und  $P_0 = 40$  K (oben), sowie  $P_1 = 20$  K und  $P_0 = 50$  K (unten). Die Kondition der Matrix (Gleichung 5.23) beträgt 534980 (oben) bzw.  $1,8 \cdot 10^7$  (unten).

## 5.2 SAR

Der Radarrückstreuoeffizient der zu beobachtenden Oberfläche ist eine Funktion der Frequenz, des Einfallswinkels und der Polarisierung. Verschiedene SAR-Systeme zeichnen sich durch unterschiedliche Betriebsparameter und somit durch unterschiedliche Leistungsfähigkeit zur Meereisfernerkundung aus. Die satellitengetragenen SAR-Systeme ERS-1/2 und RADARSAT arbeiten bei nur einer Frequenz (5,6 GHz) mit vertikaler (ERS-1/2) bzw. horizontaler (RADARSAT) Polarisierung beim Senden und Empfangen (VV bzw. HH). Dies stellt eine deutliche Einschränkung gegenüber den multispektralen Radiometern dar, die mehr Messgrößen liefern. Der Idealfall, die eindeutige Bestimmung verschiedener Meereistypen und die Unterscheidung des Eises vom offenen Wasser anhand des mittleren Radarrückstreuoeffizienten, ist nur für ganz bestimmte Bereiche des Einfallswinkels bei bestimmter Windgeschwindigkeit außerhalb der Schmelzperiode möglich. Bei vertikaler Polarisierung (ERS) ergibt sich ein starker Kontrast von Eis und Wasser nur bei hohen Windgeschwindigkeiten im *Near-Range* für Einfallswinkel nahe  $19^\circ$  (Nghiem und Bertoia, 2001, Abbildung 4). Bei horizontaler Polarisierung (RADARSAT) ergibt sich ein starker Kontrast bei niedriger Windgeschwindigkeit im *Far-Range* für Einfallswinkel größer als  $40^\circ$  (Nghiem und Bertoia, 2001, Abbildung 4). Bei einem starken Kontrast zwischen Eis und Wasser lässt sich die Eiskonzentration

$$C = \frac{I - I_{OW}}{I_E - I_{OW}} \quad (5.41)$$

aus der rückgestreuten Intensität  $I$  errechnen (Burns et al., 1987; Dokken et al., 2000). Die mittleren Intensitäten für Eis ( $I_E$ ) und Wasser ( $I_{OW}$ ) (Referenzpunkte)  $I_E$  und  $I_{OW}$  sind abhängig von der Temperatur, der Windgeschwindigkeit und dem Einfallswinkel.

Normalerweise ist die Unterscheidung nicht eindeutig möglich, es gibt Mehrdeutigkeiten zwischen verschiedenen Eistypen sowie dem offenen Wasser. Zudem sind die SAR-Bilder durch das dem kohärenten Abbildungsmechanismus inhärente Rauschen stark beeinträchtigt. Die Analyse von SAR-Bildern des Meereises ist nicht nur deswegen sehr schwierig. Allein das riesige Datenvolumen stellt hohe Ansprüche sowohl an die Computer-Hardware als auch an die Analyse-Software.

Die Analyse Verfahren sind sehr unterschiedlich ausgereift, je nach den zu bestimmenden physikalischen Meereis-Parametern. Die Bestimmung der Eisdynamik aus SAR-Bildfolgen ist zumindest in der zentralen Arktis zuverlässig möglich (Tsatsoulis und Kwok, 1998). Algorithmen zur Verfolgung von Merkmalen (*Feature-Tracking*) in Bildfolgen werden durch Mehrdeutigkeiten der Rückstreuung nicht beeinträchtigt. Ein physikalisches Verständnis der Radar-Signaturen ist für Korrelationsverfahren, welche beim Tracking Verwendung finden, nicht notwendig. Im Eisrandbereich und in Küstennähe ist die Bestimmung der Eisdynamik jedoch schwierig, dort bedürfen die Analyse-Verfahren einer Verbesserung.

Die Bestimmung von Eistypen und -Konzentrationen aus SAR-Daten ist weitaus

komplizierter. Da sich die Rückstreukoeffizienten-Verteilungen für verschiedene Oberflächentypen überlappen, ist es notwendig zusätzliche Informationen zur Auswertung hinzuzuziehen. Diese kann entweder aus den SAR-Bildern selbst extrahiert werden oder aus unabhängigen Datenquellen stammen. Neben dem mittleren Rückstreukoeffizienten  $\sigma^0$  und den statistischen Momenten der Verteilung liefert die Textur zusätzliche Information (Abschnitt 5.2.5). Weitere Information kann auf dem Niveau der regelbasierten Szenenanalyse z.B. aus der Form und Anordnung der Eisschollen gewonnen werden. Dies erfordert komplexe Softwaresysteme, die im Bereich der so genannten Künstlichen Intelligenz (KI, AI) anzusiedeln sind. Bei kombinierter Nutzung unabhängiger Datenquellen spricht man von *Data-Fusion-Algorithm*en (Abschnitt 5.4). Nützliche Information zur Interpretation der SAR-Bilder liefern z.B. SSM/I-, AVHRR- oder Wettermodelldaten. Als Multi-Sensor Data-Fusion wird die kombinierte Nutzung verschiedener Sensoren bezeichnet. Meereisparameter wurden bisher üblicherweise nur aus den Daten einzelner Sensoren bestimmt. Die Daten unabhängiger Sensoren dienen als Validation (Burns et al., 1987; Steffen und Schweiger, 1990; Massom et al., 1999; Dokken et al., 2000; Belchansky und Douglas, 2002; Markus und Dokken, 2002). Dieser Ansatz wird als Multi-Sensor Analyse (oder Vergleich) bezeichnet.

Erst neuerdings wird auch das zusätzliche Potential der kombinierten Auswertung verschiedener Sensoren ausgenutzt. Die Kombination der Information kann auf verschiedenen Ebenen geschehen (Beaven und Gogineni, 1998). Werden die einzelnen Messgrößen direkt kombiniert, so handelt es sich um *Daten-Niveau* Fusion. Die Kombination auf der Ebene der Merkmale (Abschnitt 6.6.3) wird als *Merkmals-Niveau* Fusion bezeichnet. Wird die Kombination auf der Ebene der abgeleiteten Ergebnisse durchgeführt, so spricht man von *Entscheidungs-Niveau* Fusion.

Cavalieri et al. (1990) vermuteten, dass die kombinierte Nutzung von aktiven und passiven Mikrowellensensoren zu einer verbesserten Bestimmung der Eiskonzentration beitragen kann. Im Sommer führt das Schmelzen an der Eisoberfläche zu fehlerhaften NASA-TEAM Eiskonzentrationen. Cavalieri et al. (1990) empfehlen die Nutzung hochauflösender SAR-Daten, um den Schmelztümpel-Bedeckungsgrad zu bestimmen und damit den NASA-TEAM Algorithmus zu parametrisieren. Beaven et al. (1996) bestimmen die Konzentration mehrjährigen Eises  $C_{MY,ERS-SAR}$  aus ERS-1 SAR-Bildern mit einer lokalen Schwellwert-Methode. Die Bestimmung der Eistypkonzentration  $C_{MY,SSM/I}$  aus SSM/I-Daten ist nicht zuverlässig möglich (Comiso, 1990). Der modifizierte NASA-TEAM-Algorithmus enthält die Konzentration  $C_{MY,ERS-SAR}$  als Zwangsbedingung, um verbesserte Eistypkonzentrationen aus dem SSM/I zu berechnen (Entscheidungs-Niveau) (Beaven et al., 1996). Lythe et al. (1999) verwenden eine Kombination von ERS-2 SAR und AVHRR Bildern um eine verbesserte Klassifikation zu erreichen (Daten-Niveau). Auf diese Weise ist es möglich Eisberge zu erkennen, die allein aufgrund der Rückstreuwerte nicht vom aufgerauten eisfreien Ozean zu unterscheiden sind. Auch die Trennung von neuem Eis und Festeis wird durch die Kombination von SAR und AVHRR

ermöglicht. Insgesamt unterscheiden Lythe et al. (1999) sechs Eisklassen in der Antarktis: Festeis, Eisberge, neues Eis, glattes erstjähriges Eis, raues erstjähriges Eis und dünnes neues Eis/offenes Wasser. Grandell et al. (1999) und Voß (2002) beschreiben synergistische Verfahren für SSM/I- und Scatterometer-Daten, welche eine verbesserte Unterscheidung zwischen erst und mehrjährigen Eis ermöglichen. Remund et al. (2000) kombinieren Daten von zwei verschiedenen Scatterometern, dem Ku-Band (14 GHz) NSCAT und dem C-Band ERS-Scat, mit den SSM/I-Daten. Aus den NSCAT-Daten werden die Parameter  $a$  und  $b$  (Gleichung 5.42) bei  $40^\circ$  Einfallswinkel für jeweils vertikale und horizontale Polarisation berechnet: aus den ERS-Daten wird der Parameter  $a$  bei vertikaler Polarisation abgeleitet. Zusammen mit den 7 SSM/I-Kanälen ergibt sich ein 12-dimensionaler Datensatz. Anhand dieses Datensatzes werden sechs Eisklassen in der Antarktis unterschieden (Daten-Niveau): Eisberge, Pfannkucheneis, mehrjähriges Eis, glattes erstjähriges Eis, raues erstjähriges Eis und die Eisrandzone. Partington (2000) beschreibt ein Verfahren zur verbesserten Bestimmung der Eiskonzentration aus SSM/I-Daten durch eine Fusion (Entscheidungs-Niveau) mit konventionell produzierten Eiskarten. Die Eiskarten werden am U.S. National Ice Center (NIC) manuell aus verschiedenen Informationsquellen erstellt. Dazu gehören die Eiskarten der vorherigen Wochen, Klimatologie, Wetterkarten, numerische Meereismodell-Vorhersage, RADARSAT-SAR-, AVHRR-, DMSP-OLS- und SSM/I-Daten, sowie das Wissen der Eisexperten.

In Tabelle 5.3 ist eine Auswahl verschiedener Verfahren zur Analyse von SAR-Bildern des Meereises zusammengefasst. Das derzeit erfolgreichste Verfahren zur automatischen Auswertung von SAR-Daten ist das RADARSAT Geophysical Processor System (RGPS) (Kwok, 1998, 2002). Es basiert auf der Analyse der Eisdynamik mittels Feature-Tracking in SAR-Bildfolgen (Kwok et al., 1998). Im Lagrangeschen Bild (entlang der Trajektorien) wird die Historie der einzelnen Gitterzellen verfolgt. Daraus wird das Alter des Eises abgeleitet (Kwok et al., 1995). Aus der Deformation ergibt sich der Anteil des dünnen Eises (im Winter) und der Anteil des offenen Wassers (im Sommer). In Kombination mit einem Eiswachstumsmodell und Wettermodelldaten wird die Dickenverteilung des jungen Eises bestimmt. Zum Betrieb des RGPS wird ein enormes Datenvolumen benötigt, der Datensatz muss das gesamte Untersuchungsgebiet (zentrale Arktis) einmal wöchentlich über einen mehrere Jahre umfassenden Zeitraum enthalten. Da das Feature-Tracking im Eisrandbereich und in Küstennähe nicht zuverlässig funktioniert, existieren keine RGPS-Produkte für diese Regionen.

Das ARKTOS-System ist leider bisher nur wenig dokumentiert. Die Funktionalität des Systems ist in einer Wissensdatenbank als Regelwerk gespeichert. Diese Datenbank ist nicht frei zugänglich, deswegen entzieht sich das System einer wissenschaftlichen Beurteilung durch Außenstehende. Von Soh und Tsatsoulis (2002) wird eine Genauigkeit von etwa 80 % beim Vergleich der ARKTOS-Ergebnisse mit vom NIC und Canadian Ice Service (CIS) konventionell erstellten Eiskarten angegeben.

Die meisten Verfahren zur Analyse von SAR-Bildern, wie z.B. der *SAR Ice Concentration Algorithm SICA* (Dokken et al., 2000), basieren auf der Auswertung der lokalen Statistik und Texturinformation. Diese Merkmale werden mit geeigneten Methoden klassifiziert, um verschiedene Oberflächentypen zu unterscheiden. Die Verfahren unterscheiden sich im wesentlichen in den Methoden zur Vorverarbeitung (Abschnitt 5.2.1), der Auswahl und Extraktion der Merkmale (Abschnitt 5.2.3-5.2.5) und der Klassifikation (Abschnitt 5.3).

**Tabelle 5.3:** Verfahren zur Analyse von SAR-Bildern des Meereises.

Name	Methode
Burns et al. (1987); Dokken et al. (2000)	Eiskonzentration $C = (I - I_{OW}) / (I_E - I_{OW})$
Kwok et al. (1992)	Klassifikation anhand des mittleren Rückstreuwertes mit <i>Look-up-Table</i>
Skriver (1989); Bochert (1996)	Segmentierung und Klassifikation anhand statistischer Momente und Textur
Shokr (1991); Soh und Tsatsoulis (1999); Kerman (1999); Clausi (2002)	Analyse verschiedener Texturparameter bezüglich der Eignung zur Eistyp-Unterscheidung
Clausi (1996); Liu und Peng (1998); Dokken et al. (2002)	Wavelet Analyse der Meereis-Textur
Schmidt und Heygster (1997)	Analyse des Seegangs-Spektrums in der Eisrandzone
Winebrenner et al. (1994, 1998)	Bestimmung des Anfangs und des Endes der Schmelzperiode
Kaleschke (1998); Bogdanov et al. (1999)	Textur-Klassifikation mit neuronalen Netzen
Kwok (1998)	RADARSAT Geophysical Processor System (RGPS)
Haverkamp et al. (1995); Haverkamp und Tsatsoulis (1999); Soh und Tsatsoulis (2002)	Szenenanalyse, Expertensystem, Advanced Reasoning using Knowledge for Typing of Sea Ice (ARKTOS)
Beaven und Gogineni (1998); Lythe et al. (1999); Remund et al. (2000); Partington (2000); Kaleschke und Kern (2002)	Kombinierte Nutzung (Data-Fusion) verschiedener Sensoren (SAR, AVHRR, SSM/I, Scatterometer)

### 5.2.1 Einfallswinkelabhängigkeit

Der Radarrückstreukoeffizient  $\sigma^0$  ist eine Funktion des Einfallswinkels  $\theta$  (Abbildung 4.7). Die Winkelabhängigkeit hängt von der Korrelationslänge der Oberfläche und dem Anteil an Volumenstreuung ab. Für die praktische Anwendung ist es gerechtfertigt die Winkelabhängigkeit des Rückstreukoeffizient  $\sigma^0$  in dB zu linearisieren (Gohin und Cavanie, 1994; Ezraty und Cavaine, 1999; Long und Drinkwater, 1999)

$$\sigma^0(\theta) = a + b\theta \quad (5.42)$$

Ist die mittlere Steigung  $b$  bekannt, dann kann die durch die mittlere Winkelabhängigkeit bedingte Variation des Rückstreukoeffizienten reduziert werden. Für den mittleren Einfallswinkel des ERS-SAR

$$\theta_m = \frac{\theta_{nah} + \theta_{fern}}{2} = \frac{19,385^\circ + 26,335^\circ}{2} = 22,86^\circ \quad (5.43)$$

ergibt sich ein normierter Rückstreukoeffizient

$$\sigma^0(\theta_m = 22,86^\circ) = \sigma^0(\theta) - b(\theta - \theta_m) \quad (5.44)$$

Die Winkelabhängigkeit bzw. Steigung  $b$  kann durch die Messung unter verschiedenen Einfallswinkeln bestimmt werden. Derartige Scatterometer-Messungen können direkt auf dem Eis oder vom Schiff aus durchgeführt werden (Onstott, 1992). Mit dem ERS-SAR wird jedes Bildelement der Oberfläche nur unter einem Einfallswinkel aufgenommen. Die Winkelabhängigkeit lässt sich deshalb nicht ohne a-priori Information aus nur einem SAR-Bild ableiten, denn durch die tatsächliche Änderung der Oberfläche im SAR-Bild treten Fehler auf.

Eine andere Methode zur Bestimmung der Steigung ist die Nutzung komplementärer ERS-SAR Bildpaare (Askne, 1994; Kaleschke et al., 2000; Houshangpour, 2002; Kaleschke und Kern, 2002; Makynen et al., 2002). An den Kreuzungspunkten des auf- und absteigenden Ast des Orbits werden ERS-SAR-Bildpaare mit nur wenigen Stunden Zeitdifferenz aufgezeichnet (Abbildung 6.20). Diese Bildpaare zeichnen sich dadurch aus, dass die Bildelemente an der Oberfläche mit zwei verschiedenen Einfallswinkeln vermessen werden. Unter der Annahme azimuthaler Isotropie und der zeitlichen Konstanz der Rückstreuung können aus dem Gleichungssystem

$$\sigma^0(\theta_1) = a + b\theta_1 \quad (5.45)$$

$$\sigma^0(\theta_2) = a + b\theta_2 \quad (5.46)$$

die Parameter  $a$  und  $b$  bestimmt werden. Dabei müssen die Bildpaare bezüglich der Eisdrift korrigiert werden (Abschnitt 5.1.9 und 6.6).

## 5.2.2 Merkmale zur Klassifikation

Bilder werden üblicherweise als zweidimensionale Matrizen dargestellt. Die einzelnen Bildpunkte (Pixel)  $I(\mathbf{x})$  enthalten den Wert der gemessenen Intensität  $I$ , oder den Rückstreukoeffizienten  $\sigma_0$  in Gleitkomma- oder in Ganzzahldarstellung. Die Transformation der Umwandlung von der Gleitkomma zur Ganzzahldarstellung wird Quantisierung genannt (Abschnitt 5.4.1).

Als Merkmale werden die Parameter bezeichnet, die Eigenschaften des Bildes beschreiben. In dieser Arbeit werden Merkmale verwendet, die sich aus den jeweiligen lokalen Umgebungen der Pixel berechnen lassen (Abschnitt 5.2.3-5.2.6). Das einfachste Beispiel ist der Mittelwert, der ein Maß für die mittlere Helligkeit ist.

Jedes Pixel des Ursprungsbild lässt sich durch das Merkmal ersetzen, welches aus den Pixeln der Umgebung berechnet wurde. Das Ergebnis ist ein neues Bild, das Merkmalsbild. Werden  $N$  verschiedene Merkmale berechnet, so ergibt sich ein  $N$ -dimensionaler Merkmalsraum. Jedes Pixel des Ursprungsbild ist dann durch einen  $N$ -dimensionalen Merkmalsvektor charakterisiert. Werden die Merkmale in unterschiedlich großen Umgebungen berechnet, so enthält der Merkmalsvektor Informationen auf verschiedenen Skalen (Multi-Skalen Methode, Abschnitt 5.4.1 und 5.4.2).

Die Auswahl optimaler Merkmale wird *Merkmals-Selektion* genannt (Steinhausen und Langer, 1977; Unser und Eden, 1989; Schistad Solberg und Jain, 1997; Marcoz und Torres-Torriti, 2001). Teilweise liefern verschiedene Merkmale redundante Informationen. Bei der Klassifikation ist es sinnvoll, durch Merkmals-Selektion die Dimensionalität des Merkmalsraumes zu minimieren. Die automatische Selektion der für die vorliegende Klassifikationsaufgabe geeignetsten Merkmale ist jedoch nicht nur aufgrund der Vielzahl von möglichen Kombinationen kompliziert. Mittels Hauptkomponenten- oder Korrelationsanalyse wäre es prinzipiell möglich, lineare Redundanzen in den Merkmalen aufzuspüren. Die Korrelation der Merkmale untereinander sagt jedoch nichts über die Güte der Merkmale bei der Klassifikation aus; Ist ein Merkmal stark verrauscht, dann ist es zu den anderen Merkmalen wenig korreliert, aber trotzdem wenig geeignet zur Klassifikation. Deswegen wird in dieser Arbeit ein einfacher heuristischer Ansatz verwendet, um geeignete Merkmale auszuwählen. Die Auswahl der Merkmale wird auf aus der Literatur bekannte besonders geeignete Merkmale für die SAR-Meereis Analyse beschränkt. Durch das Weglassen der einzelnen Merkmale (*leave-one-out* Methode) bei der Klassifikation wird deren Relevanz untersucht (Abschnitt 6.5 und 6.6).

## 5.2.3 Statistische Momente

Das einfachste und wichtigste Bild-Merkmal ist der Mittelwert

$$\text{MEAN} = \mu = \frac{1}{W^2} \sum_{x=0, y=0}^{W-1} I(\mathbf{x}). \quad (5.47)$$

Es wird die Summe über ein quadratisches Fenster mit der Kantenlänge  $W$  gebildet. Die Anzahl der Pixel in dem Fenster beträgt  $W^2$ . Bei einer Mittelung über ein Gebiet von  $16 \times 16$  ERS-SAR Pixeln wird eine radiometrische Auflösung von  $\delta\sigma^0 = 0,5$  dB mit einem Konfidenzniveau von 90 % erreicht (Laur et al., 1998).

Das zweite normierte Moment der Verteilung,

$$\text{PMR} = \frac{\sum_{x=0, y=0}^{W-1} I(\mathbf{x})^2}{\frac{1}{W^2-1} (\sum_{x=0, y=0}^{W-1} I(\mathbf{x}))^2} \quad (5.48)$$

wird als *Power to Mean Ratio* bezeichnet. Die Bedeutung entspricht der auf das Quadrat des Mittelwertes normierten Varianz ( $\text{PMR} = \frac{\sigma^2}{\mu^2} + 1$ ).

### 5.2.4 Speckle-Filter

SAR-Bilder sind durch das multiplikative Speckle-Rauschen beeinträchtigt (Abschnitt 2.6). Ein effektives Verfahren zur Reduzierung des Rauschens bei gleichzeitiger Erhaltung von Bilddetails ist des lokal adaptive Lee-Filter (Lee, 1981). Dem Lee-Filter liegt ein statistisches Modell des multiplikativen Rauschens zugrunde. Der Grauwert bzw. die Intensität des Pixels  $I(\mathbf{x})$  ist das Produkt aus der ungestörten Intensität  $\Upsilon(\mathbf{x})$  und dem Rauschen  $N(\mathbf{x})$  mit Mittelwert 1 und Varianz  $\sigma_N^2$

$$I(\mathbf{x}) = \Upsilon(\mathbf{x})N(\mathbf{x}). \quad (5.49)$$

In einer lokalen Umgebung des Pixels  $I(\mathbf{x})$  errechnet sich das gefilterte Pixel  $\hat{I}$  aus

$$\hat{I} = \bar{I} + k(I - \bar{I}) \quad (5.50)$$

$$k = \frac{\sigma_I^2}{\bar{I}^2 \sigma_N^2 + \sigma_I^2}, \quad (5.51)$$

wobei  $\bar{I}$  der Mittelwert und  $\sigma_I^2$  die Varianz in der Umgebung des Pixels  $I(\mathbf{x})$  ist. Die Varianz des Rauschens  $\sigma_N^2$  wird bei diesem Verfahren als Parameter vorgegeben. Die Varianz des Rauschens  $\sigma_N^2$  ist abhängig von der Anzahl der *Looks* (Abschnitt 2.6). Wenn man  $\sigma_I$  gegen  $\hat{I}$  für einen texturlosen SAR-Bildausschnitt aufträgt, ergibt sich  $\sigma_N$  aus der Geradensteigung. In einer glatten Umgebung ist die Varianz  $\sigma_I^2 \approx 0$ . Das Ergebnis des Filters ist der Mittelwert  $\hat{I} \approx \bar{I}$ . In einer kontrastreichen Umgebung (z.B. bei Kanten im Bild) ist die Varianz groß und das Ergebnis des Filters ist der Wert des Pixels selbst  $\hat{I} \approx I$ . Auf diese Weise bleiben bei dem Filterprozess Details im Bild, wie z.B. Rinnen oder Presseisrücken erhalten, die mit einem einfachen Tiefpassfilter verschmiert würden.

### 5.2.5 Textur

Als Textur einer Oberfläche wird die räumliche Variation der Rückstreu-Eigenschaften bezeichnet. Ist die Variation periodisch, etwa bei dem Vorhandensein von

Dünung, so wird die Textur eher durch das Ortsfrequenz-Spektrum charakterisiert (Abschnitt 5.2.6).

Meereis zeichnet sich durch fraktale Muster auf sehr verschiedenen Skalen aus, vom sub-mm Bereich der Eiskristalle bis zu hunderten Kilometer großen Eisschollen (Weiss, 2001). Dabei sieht das Meereis auf verschiedenen Skalen teilweise “sehr ähnlich” aus (Rothrock und Thorndike, 1984, Fig. 4). In Abbildung 5.3 ist ein Beispiel einer Textur zu sehen. Die einzelnen Eisschollen fügen sich zu einem mosaikartigen Muster zusammen. Das Eis ist derart fragmentiert, dass kleinere Eisschollen durch die relativ gröbere Auflösung des ERS-SAR nicht mehr vollständig erfasst werden können. Eisschollen, die groß sind im Vergleich zu der Auflösung des ERS-SAR, können andere Texturen aufweisen, z.B. durch Pressungen gebildete Rücken. Soh und Tsatsoulis (1999) bezeichnen dies als lokale (oder mikro) Textur der verschiedenen Eistypen einerseits, und als makroskopische Textur (oder Komposition) der Meereistypen andererseits. Die aus lokaler und makroskopischer Textur zusammengesetzte Textur wird von Soh und Tsatsoulis (1999) als textueller Kontext bezeichnet.

Es gibt verschiedene Ansätze Texturen zu beschreiben: statistische, z.B. *Grey Level Co-Occurrence Matrix* (Haralick et al., 1973), Modell-basierte, z.B. *Markov Random Fields MRF* (Chellappa R., 1985) und Methoden der Signalverarbeitung, z. B. *Wavelet Filter* (Mallat, 1989). Die *Grey Level Co-Occurrence Matrix* GLCM ist sehr gebräuchlich in der Fernerkundung. Der Nutzen für die Analyse von SAR-Bildern des Meereises wurde vielfach demonstriert (Skriver, 1989; Shokr, 1990; Baraldi und Parmiggiani, 1995; Bochert, 1996; Kaleschke, 1998; Shokr, 1991; Barber et al., 1993; Clausi, 1996; Soh und Tsatsoulis, 1999; Clausi, 2000, 2002; Kern et al., 2003,accepted). Clausi (2000) vergleicht die Eignung der verschiedenen Methoden, GLCM, MRF und Gabor Wavelet Filter, zur Klassifikation von Meereis auf SAR-Bildern. Die GLCM lieferte dabei die höchste Genauigkeit. Deswegen wird diese Verfahren auch in der vorliegenden Arbeit verwendet. Die GLCM ( $C_{ij}$ ) enthält die relativen Häufigkeiten  $C_{ij}$  der möglichen Kombinationen von Grauwerten von bestimmten Bildpunktpaaren innerhalb eines Bildausschnittes (Haralick et al., 1973). Die Anzahl der Grauwerte  $G$  bestimmt die Anzahl  $N = G \times G$  der Matrixelemente von ( $C_{ij}$ ). Zwei Parameter beschreiben die relative Lage der beiden Bildpunkte zueinander: der Abstand  $d$  und die Orientierung  $\theta$ . Für jedes Parameterpaar  $(d, \theta)$  errechnet sich die GLCM aus

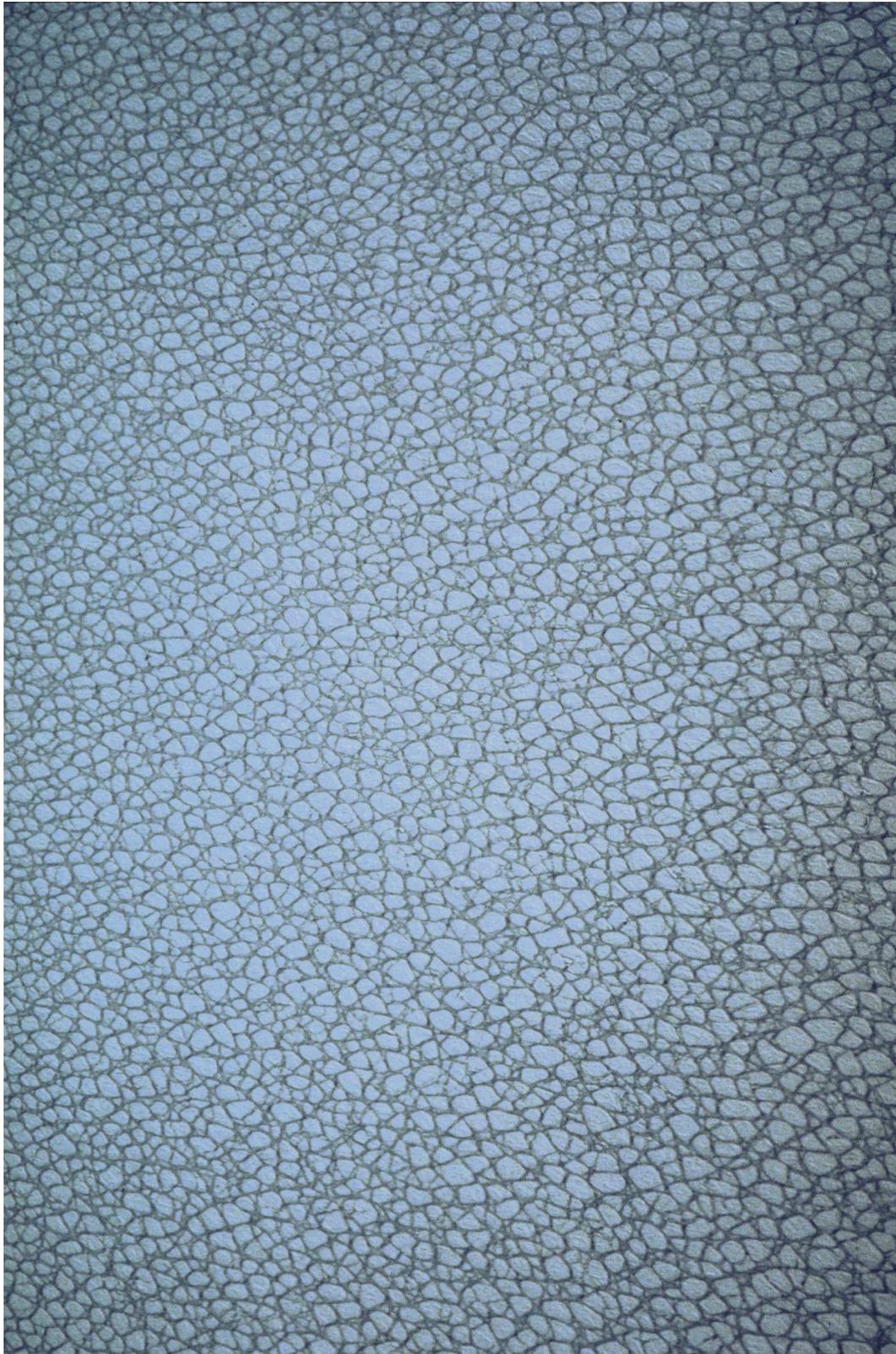
$$C_{ij} = \frac{P_{ij}}{\sum_{i,j=1}^G P_{ij}}, \quad (5.52)$$

wobei  $P_{ij}$  die Häufigkeit des Auftretens der Grauwerte  $i$  und  $j$  bezeichnet. Zur Beschreibung von Texturen betrachtet man üblicherweise nicht direkt die einzelnen Matrixelemente  $C_{ij}$ , sondern aus der Matrix abgeleitete statistische Informationen. Dabei ist es wünschenswert, Informationen zu erhalten, die invariant sind bezüglich einer Verschiebung und Skalierung des mittleren Grauwertes. Einige mögliche aus der GLCM abgeleiteten statistischen Größen, die Texturmerkmale genannt werden,

sind in der Tabelle 5.4 aufgeführt. Typischerweise werden nur vier verschiedene Orientierungen  $\theta = 0^\circ, 45^\circ, 90^\circ, 135^\circ$  verwendet. Orientierungen von  $\theta + 180^\circ$  werden normalerweise nicht betrachtet, weil sie keine zusätzliche Information liefern. Weil die GLC-Matrix zumeist spärlich besetzt ist, bietet sich die Darstellung als verkettete Liste an. Die bei Clausi (1996) vorgestellte GLCLL (*Grey Level Co-Occurrence Linked List*) ist deutlich schneller als die GLCM zu berechnen (Faktor 100-2000), und liefert die gleichen Ergebnisse (Clausi und Jernigan, 1998). Ein weiterer Geschwindigkeitsvorteil kann durch die Verwendung einer Hash-Tabelle bei der Speicherung der Listeneinträge erreicht werden, dieses Verfahren wird als *Grey Level Co-occurrence Hybrid Structure* GLCHS bezeichnet (Clausi und Zhao, 2002). Der Geschwindigkeitsvorteil bei der Berechnung der Texturmerkmale ist gerade für die Analyse von ERS-SAR-Bildern substantiell, da die große Anzahl von  $8000 \times 8000$  Bildpunkten schon eines einzelnen ERS-SAR-Bildes eine enorme Herausforderung an die zur Zeit verfügbaren Computer und Algorithmen darstellt. Die hohen Anforderungen der GLCM-Texturanalyse an die Rechenleistung ist ein Grund dafür, dass diese Information bei der Meereiskartierung der operativen Eisdienste bisher nicht vollständig ausgewertet wurde, sondern eine visuelle Analyse der SAR-Bilder durch menschliche Beobachter durchgeführt wird (Shokr et al., 1999; Gill, 2001). Clausi (2002) untersuchte die Klassifikationsleistung verschiedener aus der GLCM extrahierter Merkmale in Bezug auf die Anzahl der zur Berechnung verwendeten Grauwerte. Bei einigen Merkmalen (z.B. CON) gibt es eine Verbesserung des Klassifikationsergebnisses bei Verwendung einer feinen Quantisierung, andere Merkmale (z.B. ENT) erzielen bessere Ergebnisse bei einer groben Quantisierung. Clausi (2002) empfiehlt die Kombination der drei Merkmale CON, ENT und COR zur Textur-Klassifikation. Dies ist in Übereinstimmung mit den Ergebnissen in Kaleschke und Kern (2002). Das Merkmal COR ist für SAR-Bilder weniger geeignet, als für andere Testbilder (Brodatz Texturen) (Brodatz, 1966; Clausi, 2002). Deswegen werden in der vorliegenden Arbeit nur die GLCM-Merkmale ENT und CON bei der Klassifikation verwendet (Abschnitte 5.4.1 und 6.6).

**Tabelle 5.4:** Aus der Grey Level Co-Occurrence Matrix ( $C_{ij}$ ) abgeleitete Texturmerkmale, Abkürzungen, Berechnungsvorschriften (Summe über alle  $i, j$  Paare) und Invarianzen (V: Verschiebung, S: Skalierung).  $\mu_x, \mu_y, \sigma_x$  und  $\sigma_y$  sind die Mittelwerte und die Standardabweichungen für Reihe  $i$  und Spalte  $j$  der GLCM ( $C_{ij}$ ).

Texturmerkmal	Abk.	Berechnungsvorschrift	Inv.
Entropie	ENT	$\sum C_{ij} \log C_{ij}$	VS
Uniformität	UNI	$\sum C_{ij}^2$	V
Unähnlichkeit	DIS	$\sum C_{ij}  i - j $	V
Inverse Differenz	INV	$\sum \frac{C_{ij}}{1 +  i - j }$	V
Inverses Differenz Moment	IDM	$\sum \frac{C_{ij}}{1 + (i - j)^2}$	V
Normierte Inverse Differenz	INN	$\sum \frac{C_{ij}}{ i - j ^2 / G^2}$	V
Normiertes Inverses Differenz Moment	IDN	$\sum \frac{C_{ij}}{(i - j)^2 / G^2}$	V
Kontrast	CON	$\sum C_{ij} (i - j)^2$	V
Korrelation	COR	$\sum \frac{(i - \mu_x)(j - \mu_y) C_{ij}}{\sigma_x \sigma_y}$	V
Maximum	MAX	$\max(C_{ij})$	V



**Abbildung 5.3:** Beispiel für Textur des Meereises. Foto aus etwa 1 km Höhe. Grönlandsee, 1998.

### 5.2.6 Spektrale Merkmale

Das Wellenspektrum von Ozeanwellen, die in das Eis eindringen, wird durch die in Abschnitt 4.2.2 genannten Mechanismen beeinflusst. Die Bewegung von kurzen Wellen bewirkt eine Verschlechterung der azimutalen Auflösung. Die Dämpfung von kurzen Wellen im Meereis kann mit Hilfe des vom SAR abgebildeten Wellenspektrums beobachtet und analysiert werden.

Die lokalen Bild-Spektren

$$F(\mathbf{k}) = \left\| \int d^2\mathbf{x} I(\mathbf{x}) \exp[-i\mathbf{k}\mathbf{x}] \right\|^2 \quad (5.53)$$

lassen sich für quadratische Teilbilder berechnen. Dabei ist  $F(\mathbf{k})$  die spektrale Energieverteilung,  $I(\mathbf{x})$  die SAR-Bildintensität,  $\mathbf{x}$  der Vektor in der SAR-Bildpunktebene und  $\mathbf{k}$  der Vektor der Wellenzahlen. Aus den Spektren lassen sich die spektralen Momente

$$M_{mn} = \int d^2\mathbf{k} F(\mathbf{k}) k_x^m k_y^n; \quad m, n = 0, 1, 2 \quad (5.54)$$

berechnen, wobei  $k_x, k_y$  die Wellenzahlen in Azimut ( $x$ -Richtung) und in Range ( $y$ -Richtung) sind. Das Moment  $M_{00}$  stellt die totale Energie des Spektrums dar. Die Momente  $M_{01} = M_{10}$  verschwinden aufgrund der Punktsymmetrie des Spektrums. Die Momente  $M_{20}, M_{11}$  und  $M_{02}$  beschreiben die Abweichung der spektralen Energieverteilung von der Rotationssymmetrie (Schmidt und Heygster, 1997). Ein Parameter, der sich besonders eignet, um die SAR-Abbildung von Eis und Ozean zu unterscheiden, ist die normierte Differenz der spektralen Energie von Azimut und Range (NED) (Schmidt und Heygster, 1997)

$$\text{NED} = \frac{M_{20} - M_{02}}{M_{20} + M_{02}}. \quad (5.55)$$

## 5.3 Klassifikation

Das Problem der Klassifikation (Mustererkennung) besteht darin, ein unbekanntes Muster bzw. einen unbekanntem Merkmalsvektor  $\mathbf{F}$  einer Klasse  $S_k$  zuzuordnen. Es wird angenommen, dass alle möglichen Muster  $\mathbf{F}$  einer begrenzten Anzahl Klassen  $S_k$  zugeordnet werden können. Die Klasse  $S_k$  liegt mit der a priori Wahrscheinlichkeit  $P(S_k)$  vor. Das unbekannte Muster  $\mathbf{F}$  liegt mit der bedingten Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion  $p(\mathbf{F}|\mathbf{F} \in S_k)$  vor. Die genaue Form der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion  $p(\mathbf{F}|\mathbf{F} \in S_k)$  ist nur in seltenen Fällen bekannt. Im Allgemeinen wird die Verteilung anhand von Beispielen bestimmt. Für jede Klasse  $S_i$  kann eine Diskriminantenfunktion  $\delta_i(\mathbf{F})$  definiert werden. Für diese gilt

$$\delta_i(\mathbf{F}) \geq \delta_j(\mathbf{F}) \quad \text{für } \mathbf{F} \in S_i \quad \text{und} \quad i \neq j. \quad (5.56)$$

Die Grenze zwischen den Klassen  $i$  und  $j$  (Bayes-Entscheidungsgrenze) ist definiert als

$$\delta_i(\mathbf{F}) - \delta_j(\mathbf{F}) = 0. \quad (5.57)$$

Das Problem der Klassifikation ist die Bestimmung der Diskriminantenfunktionen. Es wird zwischen überwachten und unüberwachten Verfahren zur Lösung des Klassifikationsproblems unterschieden. Die unüberwachte Klassifikation wird auch als Clusteranalyse bezeichnet und findet Verwendung, wenn die Klassen nicht a priori bekannt sind (Steinhausen und Langer, 1977; Kohonen, 1997). In der vorliegenden Arbeit wird ein überwachter Ansatz gewählt, um a priori Informationen zu berücksichtigen.

Es gibt verschiedene Methoden zur überwachten Klassifikation. Die einfachste Methode ist der Vergleich der unbekannt Merkmalsvektoren  $\mathbf{F}$  mit einer Reihe bekannter Referenzvektoren  $\mathbf{F}_r$ . Die Unähnlichkeit zweier Vektoren kann durch die Distanz  $\|\mathbf{F}, \mathbf{F}_r\|$  z.B. in Euklidischer Metrik beschrieben werden. Bei der Minimaldistanz-Methode wird die Distanz  $\|\mathbf{F}, \mathbf{F}_r\|$  für alle Vektoren berechnet. Der unbekannte Vektor wird anhand des kleinsten Wertes klassifiziert. Die Minimaldistanz Methode liefert fehlerhafte Ergebnisse, nicht richtig durch die Referenzvektoren definiert werden können. Dies ist der Fall, wenn die Klassen anisotrop im Merkmalsraum verteilt sind. Bei der *K-Nearest-Neighbour* (KNN) Methode werden die  $K$  nächsten Referenzvektoren berücksichtigt. Der unbekannte Merkmalsvektor wird anhand der Mehrheit der  $K$  Referenzvektoren klassifiziert. Es kann gezeigt werden, dass die KNN Methode die Bayes Entscheidungsgrenzen gut approximiert (Kohonen, 1997). Eine Verbesserung der KNN Klassifikation kann durch die iterative Änderung der Referenzvektoren durch die Lernende Vektorquantisierung (LVQ) erreicht werden (Kohonen, 1997). Das überwachte Lernverfahren LVQ wird als Neuronales Netz bezeichnet, obwohl die Ähnlichkeit zu der Funktionsweise biologischer Neuronen eher gering ist (Ritter, 1991; Zell, 1994). Die einzelnen Referenzvektoren werden als Neuronen bezeichnet, die Gesamtheit der Referenzvektoren wird Codebuch genannt.

Die Eingabevektoren  $\mathbf{F}$  (Trainingsdaten) werden mit den Referenzvektoren  $\mathbf{F}_r$  verglichen. Der zu  $\mathbf{F}$  ähnlichste Referenzvektor  $\mathbf{F}_c$

$$c = \arg(\min_j(\|\mathbf{F} - \mathbf{F}_j\|)) \quad (5.58)$$

wird bei dem LVQ Verfahren nach folgender Lernregel verändert:

- $\mathbf{F}$  und  $\mathbf{F}_c$  gehören zur selben Klasse:

$$\mathbf{F}_c(t+1) = \mathbf{F}_c(t) + \eta(t)[\mathbf{F}(t) - \mathbf{F}_c(t)]$$

- $\mathbf{F}$  und  $\mathbf{F}_c$  gehören zu verschiedenen Klassen:

$$\mathbf{F}_c(t+1) = \mathbf{F}_c(t) - \eta(t)[\mathbf{F}(t) - \mathbf{F}_c(t)]$$

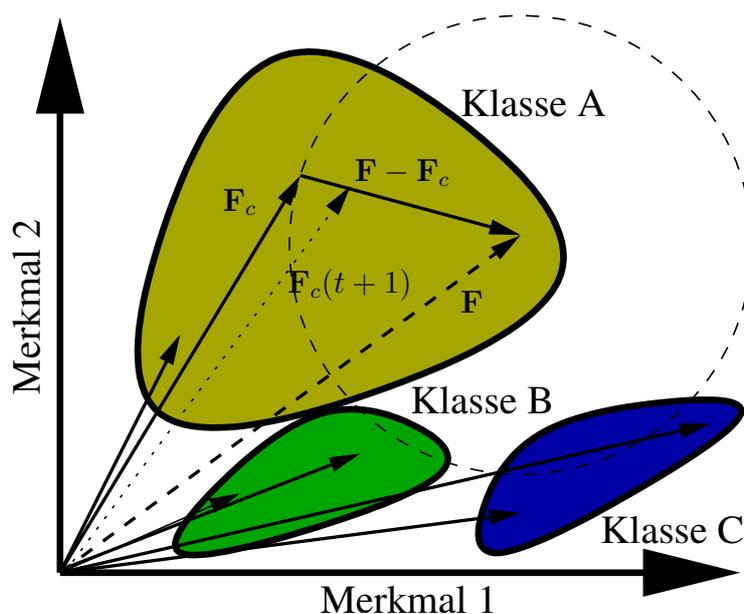
- Die übrigen Referenzvektoren  $j \neq c$  bleiben unverändert:

$$\mathbf{F}_j(t+1) = \mathbf{F}_j(t) \quad (5.59)$$

Die Lernrate  $0 < \eta(t) < 1$  ist eine monoton fallende Funktion im diskreten Zeitraum  $t = 0, 1, 2, \dots$ . Der Lernprozess ist in Abbildung 5.4 schematisch dargestellt.

Da die Bayes Entscheidungsgrenzen durch das Lernverfahren LVQ approximiert werden, wird im Gegensatz zu anderen statistischen Verfahren, z.B. der Maximum-Likelihood-Methode, keine Annahme über die Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung benötigt. Ein Anwendungsgebiet der LVQ Methode ist die Klassifikation mehrdimensionaler stochastischer Daten, z.B. Texturklassifikation von Wolken (Kohonen, 1997; Iivari et al., 1998; Schlüter und Heygster, 2002).

In der vorliegenden Arbeit wurde das Programmpaket LVQ-PAK Version 3.1 für die Klassifikation (Abschnitt 5.4.1) verwendet (Kohonen et al., 1995). LVQ-PAK enthält Programme zur Initialisierung, zum Training und zur Visualisierung des Co-debuchs, sowie zur Bestimmung der Genauigkeit der Klassifikation.



**Abbildung 5.4:** Lernende Vektorquantisierung: Der Eingabevektor  $\mathbf{F}$  "zieht" den nächsten Referenzvektor  $\mathbf{F}_c$  zu sich hin.

## 5.4 Multi-Sensor Data-Fusion

Bei den bisherigen Anwendungen der Kombination von SAR- und SSM/I-Daten werden die SAR-Daten genutzt, um die Ableitung von Meereisparametern aus SSM/I-Daten zu verbessern (Beaven et al., 1996; Partington, 2000). Der umgekehrte Weg,

bzw. die Fusion nicht nur auf Entscheidungs-Niveau, ist bisher noch nicht untersucht worden. Der Grund ist die relativ grobe räumliche Auflösung der niederfrequenten Kanäle des SSM/I. Der NASA-TEAM-Algorithmus liefert Eiskonzentrationen mit der räumlichen Auflösung des 19 GHz-Kanals, etwa  $43 \text{ km} \times 69 \text{ km}$ . Ein einzelnes ERS-SAR Frame enthält etwa vier unabhängige Messwerte des 19 GHz-Kanals. Der 85 GHz-Kanal ( $13 \text{ km} \times 15 \text{ km}$  Auflösung) liefert auf derselben Fläche 16 Messwerte. Bei der Fusion von Daten unterschiedlicher Sensoren wird eine ähnliche räumliche Auflösung vorausgesetzt. Dies ist der Fall, wenn die Daten des ERS-SAR mit den 85 GHz-SSM/I-Daten auf Merkmals-Niveau kombiniert werden. Bei der Analyse des textuellen Kontext (Abschnitt 5.2.5) beträgt die Auflösung der ERS-SAR Merkmalsbilder etwa 3 km bis 6 km (Soh und Tsatsoulis, 1999). Die räumlichen Auflösung gleichen sich bei der Verwendung neuer Sensoren noch besser an. Der 89 GHz Kanal des Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) bietet eine räumliche Auflösung von etwa  $4 \text{ km} \times 6 \text{ km}$  (Kawanishi et al., 2003). Der Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR), eine Weiterentwicklung des ERS-SAR, erfasst einen breiteren Streifen der Erdoberfläche (bis 406 km Schwadbreite) (Louet et al., 1998). Die Kombination von ENVISAT-ASAR und AMSR scheint daher sehr vielversprechend. Im Folgenden wird ein Verfahren zur Fusion von ERS-SAR und SSM/I-Daten beschrieben, welches leicht auf ENVISAT-ASAR und AMSR-Daten übertragbar ist.

### 5.4.1 RABE-Algorithmus

Das Verfahren ist nach dem Projekt mit dem Titel “Klassifikation von **R**adarsatellitenbildern zur Bestimmung von **M**eereisparametern” (RABE) benannt, welches von der DFG gefördert wurde. Die Methode wurde schon in einem Konferenzbeitrag kurz dargestellt (Kaleschke und Kern, 2002).

Der RABE-Algorithmus ist ein Multi-Sensor Multi-Skalen Verfahren zur Klassifikation von Meereis. Die Arbeitsschritte des Verfahrens sind in Tabelle 5.5 zusammengefasst.

Im ersten Schritt werden die ERS-SAR-Daten nach Laur et al. (1998) verarbeitet, um den Rückstreukoeffizienten  $\sigma_0$  zu bestimmen. Im zweiten Schritt wird die Einfallswinkelabhängigkeit  $b$  des Rückstreukoeffizienten mit der in Abschnitt 5.2.1 beschriebenen Methode bestimmt. Daraufhin werden die ERS-SAR-Bilder auf einen mittleren Einfallswinkel nach Gleichung 5.44 normiert. Der Rückstreukoeffizient  $\sigma_0$  wird zur weiteren Verarbeitung in 8-Bit Darstellung in einem Standard-Bildformat gespeichert. Dabei wird der Wertebereich von -25 dB bis 5 dB linear quantisiert (entsprechend  $\Delta\sigma_0 \approx 0,12 \text{ dB}$  radiometrischer Auflösung).

Im vierten Schritt werden die Merkmale aus den ERS-SAR-Daten extrahiert. Die verwendeten Merkmale und Parameter sind in Tabelle 5.6 angegeben. Da die Merkmale verschiedene räumliche Skalen auflösen, wird das Verfahren als Multi-Skalen Methode bezeichnet (Haring et al., 1994; Baraldi und Parmiggiani, 1996; Clausi,

**Tabelle 5.5:** Arbeitsschritte des RABE-Algorithmus

1. Berechnung des Rückstreuoeffizienten aus ERS-SAR-Daten
2. Bestimmung der Einfallswinkelabhängigkeit
3. Korrektur der Einfallswinkelabhängigkeit
4. Berechnung der Merkmale aus ERS-SAR-Daten: Lee-Filter, Mittelwert, Spektrale Momente und GLCM-Textur
5. Berechnung der Merkmale aus SSM/I-Daten: Eiskonzentration
6. Georeferenzierung der Merkmalsbilder
7. Berechnung der Mittelwerte und Varianzen der Merkmale
8. Normierung der Merkmale
9. Auswahl verschiedener Oberflächen-Beispiele
10. Training des Neuronalen Netzes anhand der Beispiele
11. Bewertung anhand der Vertauschungsmatrix für Trainings- und Testdaten
12. Klassifikation der Merkmalsbilder

1996). Aus den SSM/I-Daten wird mit dem ASI-Algorithmus die Eiskonzentration berechnet (Schritt fünf). Im nächsten Schritt (sechs) werden die Eiskonzentrationen dem SAR-Gitter geometrisch zugeordnet. Jedes Pixel an der Stelle  $\mathbf{x} = [x, y]$  ist nun durch seinen Merkmalsvektor repräsentiert

$$\mathbf{F}(\mathbf{x}) = [\text{LEE, MEAN, PMR, ENT, CON, NED, ASI}]^T. \quad (5.60)$$

Der Standard-Ansatz bei der Daten-Fusion ist die Normierung der Merkmale auf Variablen mit verschwindendem Mittelwert und der Standardabweichung gleich eins (Remund et al., 2000). Um die physikalisch relevante Information nicht zu zerstören, welche im Mittelwert und der Varianz der Merkmale enthalten sind, wird beim RABE-Algorithmus eine andere Normierung gewählt. Im siebten Schritt wird anhand eines repräsentativen Bildes jeweils der Mittelwert  $\mu_i$  und die Standardabweichung  $\sigma_i$  der einzelnen Merkmale berechnet. Dieser Schritt wird nur einmal durchgeführt. Die Werte  $\mu_i$  und  $\sigma_i$  werden gespeichert und auch für andere Bilder verwendet. Die Anwendung der folgenden Rechenvorschrift auf die Merkmale  $m_i$

$$n_i = \frac{1}{2} \left( \tanh\left(\frac{m_i - \mu_i}{s * \sigma_i}\right) + 1 \right) \quad (5.61)$$

ergibt dimensionslose Merkmale  $n_i$ , die auf den Wertebereich  $[0, 1]$  skaliert sind (achter Schritt). Der Skalierungsparameter  $s \approx 0,5 \dots 3$  kann variiert werden, um ein möglichst gleichverteiltes Histogramm für verschiedene Merkmale bzw. deren Zufallsverteilungen zu erzielen (Abbildung 5.5).

Ein ERS-SAR-Bild ( $8000 \times 8000$  Pixel) belegt etwa 256 Megabyte Speicherplatz, wenn die Werte als 4 Byte Gleitkommazahl abgelegt werden. Bei sieben Merkmalen

**Tabelle 5.6:** Verwendete Merkmale. Die Pixelangaben beziehen sich auf ein ERS-SAR-Bild mit 25 m Pixelgröße. Die Abtastung des Berechnungsfenster betrug  $\Delta x = \Delta y = 1$ .

Merkmal	Fenstergröße	Parameter
LEE	$7 \times 7$	$\sigma = 15$
MEAN	$59 \times 59$	
PMR	$59 \times 59$	
ENT	$59 \times 59$	$G = 8; d = 1$
CON	$59 \times 59$	$G = 256; d = 1$
NED	$256 \times 256$	Abtastung $\Delta x = \Delta y = 32$
ASI	entspr. $560 \times 560$	

in Gleitkommazahl-Darstellung ergibt sich ein Speicherbedarf von fast zwei Gigabyte. Eine interaktive Analyse gleich mehrerer ERS-SAR-Bilder ist mit derzeitigen Arbeitsplatzrechnern nur mit reduziertem Speicherbedarf möglich. Deswegen wird die Größe  $n_i * 255$  mit 8 Bit quantisiert, um den Speicherbedarf zu reduzieren. Zudem wird das ERS-SAR-Bild in der Auflösung auf etwa  $4000 \times 4000$  Pixel durch Mittelung reduziert. Ein Bildpunkt entspricht dann der tatsächlichen räumlichen Auflösung des ERS-SAR von etwa 25 m.

Die Skalierung mittels Tangens hyperbolicus zerstört bei der Quantisierung weniger Information im Sinne der Shannonschen Entropie (Boltzmann, 1872-1905; Shannon und Weaver, 1948)

$$S = - \sum p_j \log_2 p_j. \quad (5.62)$$

Wird die linear skalierte Größe mit 8 Bit quantisiert, hat diese im Vergleich einen geringeren Informationsgehalt (Abbildung 5.5).

Ein weiterer Vorteil der Skalierung (Gleichung 5.61) ist die für den Betrachter bessere "visuelle Qualität" der Merkmalsbilder, denn durch das ausgeglichene Histogramm ergibt sich ein kontrastreiches Bild. Dies ist wichtig für den neunten Schritt des RABE-Algorithmus, die Auswahl von Gebieten für das Training des Klassifikators. In den Merkmalsbildern werden Regionen ausgewählt, die sich durch eine gewisse Homogenität in einem oder mehreren Merkmalen auszeichnen (Abbildung 5.6). Die Regionen werden bestimmten Klassen zugeordnet. Dieser Schritt verknüpft den rein numerischen Merkmalsvektor mit der physikalischen Information über den Oberflächentyp. Die Entscheidung, welche Klasse den Regionen zuzuordnen ist, wird in diesem Arbeitsschritt von dem menschlichen Operator getroffen. Dieser entscheidet anhand seines Expertenwissens wie bei den operationellen Eisdiensten. Zusätzliche Information in Form von Flugzeugdaten oder Beobachtungen ist zwar sehr hilfreich bei der Entscheidung, aber für das Verfahren nicht zwingend erforderlich. Für das Training des Operators ist das Programm "Ice Tutor" erhältlich, welches vom Canadian Ice Service und vom U.S. National Ice Center genau

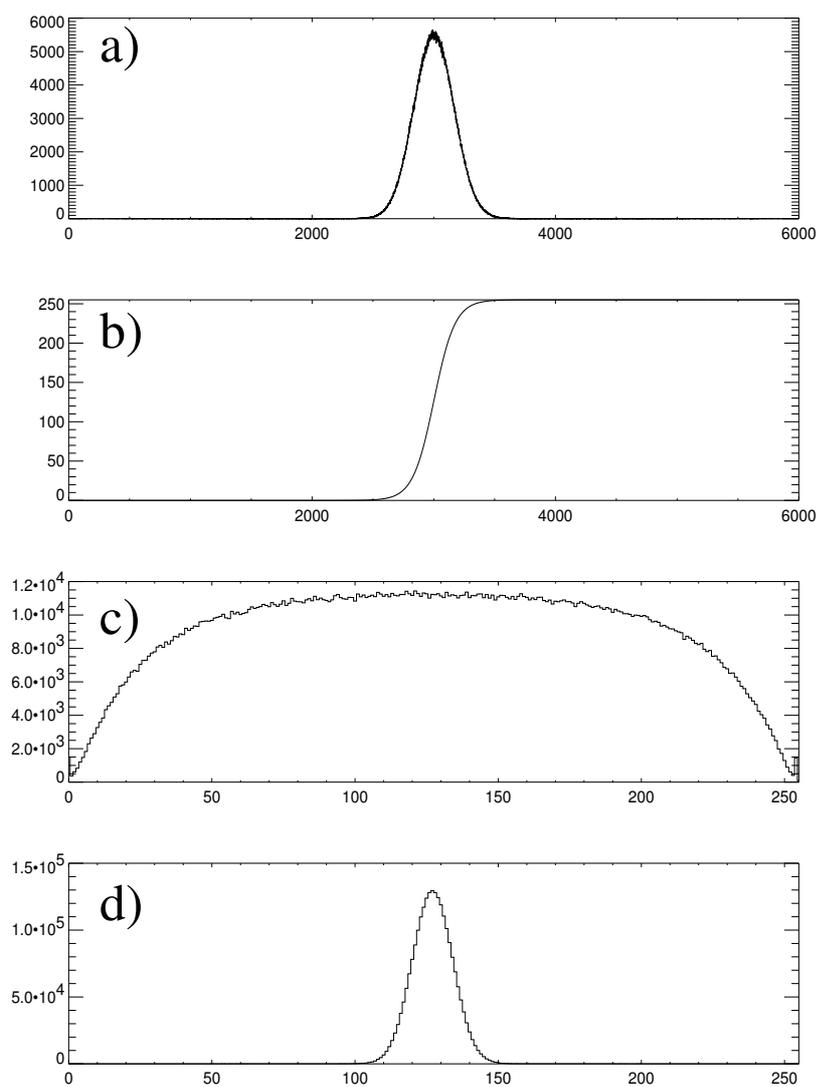
für diesen Zweck entwickelt wurde. Für jedes Klasse muss eine gewisse Anzahl von Beispielen zum Training des neuronalen Netzes ausgewählt werden. Es hat sich als praktikabel erwiesen, etwa zehn Beispielregionen pro Klasse zu benutzen. In Abbildung 5.6 ist die Auswahl einiger Beispielregionen gezeigt. In einer Datei werden die Koordinaten der Regionen zusammen mit dem Zwei-Buchstaben Code der Klassen entsprechend Tabelle 4.3 gespeichert.

Im zehnten Schritt werden die ausgewählten Beispielregionen zufällig in Test- und Trainingsdaten aufgeteilt. Die Testdaten werden nicht zum Training verwendet. Sie dienen zur Bewertung des Klassifikators (elfter Schritt). Dem neuronalen Netz werden die Merkmalsvektoren der Beispielbilder in zufälliger Reihenfolge zum Training präsentiert. Nach dem Training wird die Vertauschungsmatrix sowohl von den Test- als auch von den Trainingsdaten bestimmt. Letztere ist eine Bewertung der "Konsistenz" des Klassifikators. Weicht die Vertauschungsmatrix von der Diagonalform ab, dann gibt es Fehler bei der Klassifikation. Die Unterscheidbarkeit der einzelnen Klassen lässt sich an der Vertauschungsmatrix erkennen. Ausgehend von einer möglichst großen Anzahl verschiedener Klassen wird der Klassifikator durch Vereinigung jeweils verschiedener Klassen iterativ optimiert. Die Vereinigung jeweils verschiedener Klassen ist sinnvoll möglich, wenn es sich dabei um ähnliche Eistypen handelt. Ein Beispiel dieser Vorgehensweise findet sich in Abschnitt 6.6.

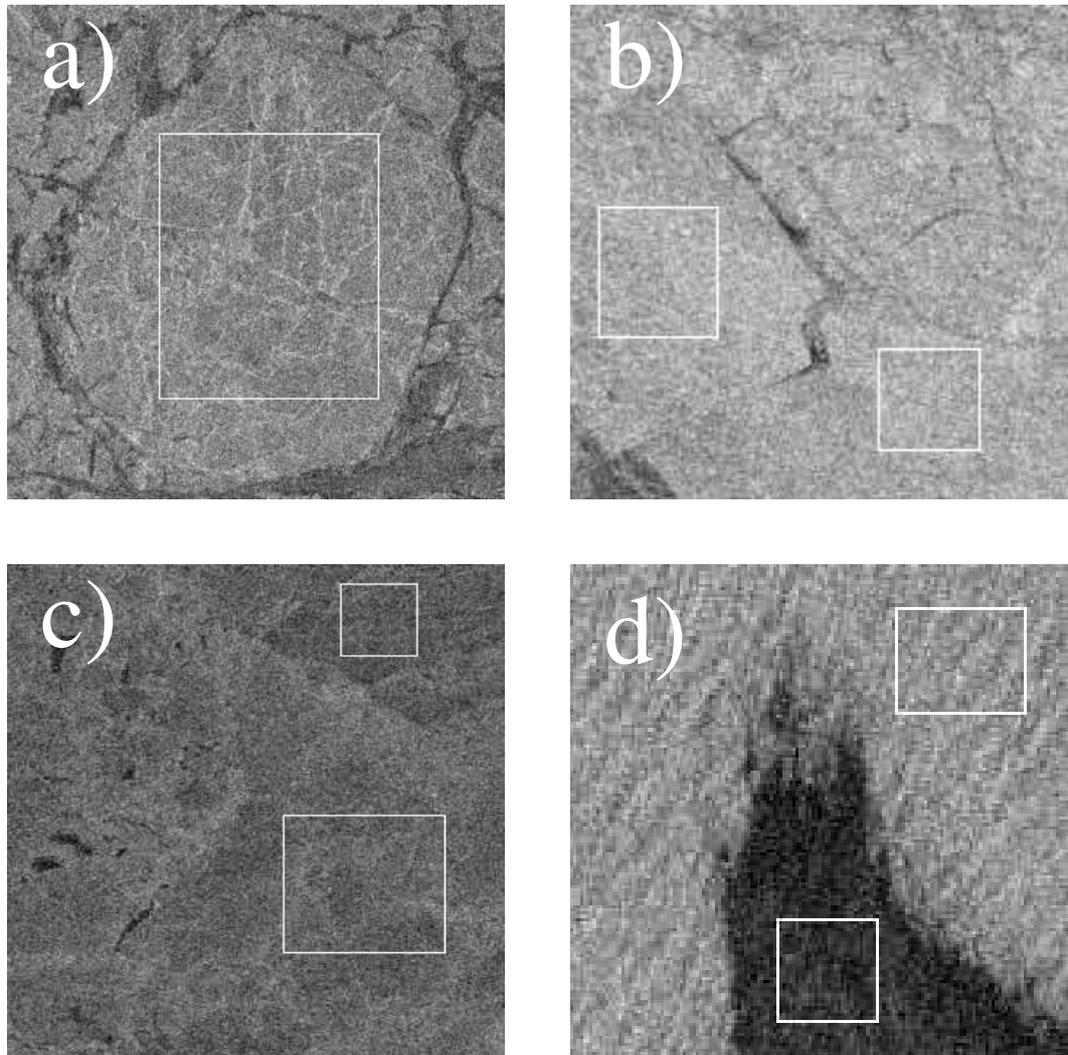
Im zwölften Schritt wird die Klassifikation des gesamten Bildes durchgeführt. Danach wird das Ergebnis der Klassifikation mit unabhängigen Daten validiert, falls diese vorhanden sind. Werden die SSM/I-Daten nicht als Merkmal verwendet, so kann ein Vergleich auf Basis der Eiskonzentration durchgeführt werden. Dafür muss für die SAR-Bild Klassen jeweils eine "effektive Eiskonzentration" bestimmt werden (Abschnitte 6.7 und 6.6). Da die Klassen sich teilweise auf den textuellen Kontext (Abschnitt 5.2.5) beziehen, enthalten sie ein Gemisch von Eis und Wasser. Die effektive Eiskonzentration kann aus simultanen Flugzeugmessungen bestimmt, oder anhand der SAR-Bilder berechnet werden (Gleichung 5.41). Mit den effektiven Eiskonzentrationen lassen sich aus dem klassifizierten SAR-Bild Eiskonzentrationen berechnen. Für den Vergleich mit dem SSM/I muss die Auflösung der Daten entsprechend angepasst werden, z.B. durch Gaußsche Tiefpassfilterung der SAR-Eiskonzentrationen. Die RABE-Eiskonzentration  $C_{RABE}$  ergibt sich mittels Gaußscher Tiefpassfilterung  $GTP()$  über eine Fläche von etwa  $15 \text{ km} \times 15 \text{ km}$  (entsprechend der räumlichen Auflösung des 85 GHz-Kanals des SSM/I)

$$C_{RABE}(\mathbf{x}) = GTP(C_{eff}(K(\mathbf{x}))), \quad (5.63)$$

wobei  $K(\mathbf{x})$  das Klassifikationsergebnis des Pixels  $\mathbf{x}$  ist.



**Abbildung 5.5:** Beispiel einer typischen Verteilungsfunktion (Histogramm) (a) und die entsprechende Skalierungsfunktion (Gleichung 5.61) mit den Parametern  $\mu = 3000$ ,  $\sigma = 172$  und  $s \doteq 1,5$  (b). Anhand Gleichung 5.61 auf den Wertebereich 0-255 skalierte Verteilung (c) und linear skalierte Verteilung (d). Die Shannonsche Entropie beträgt  $S = 9,4$  für die ursprüngliche Verteilung (a),  $S = 7,9$  für die tanh-skalierte Verteilung (c) und  $S = 4,9$  für die linear-skalierte Verteilung (d).



**Abbildung 5.6:** SAR-Bild Beispiele verschiedener Oberflächentypen: a) Mehrjähriges Eis, erkennbar an der runden Schollenform; b) von Frostblumen bedeckter Nilas, erkennbar an der hellen Signatur; c) junges Eis, erkennbar an der relativ glatten, dunklen Oberfläche; d) eisfreier Ozean, erkennbar an den Wellen, zusammen mit Eisschlamm, erkennbar an der sehr dunklen Signatur. Die Rechtecke markieren Regionen, die sich als Trainingsgebiete eignen würden.

### 5.4.2 Multi-Skalen Methode

Ein künstliches Testbild, welches Informationen auf verschiedenen Größenskalen enthält, wird im Folgenden verwendet, um den Nutzen der Multi-Skalen Methode (Abschnitt 5.4.1) zu demonstrieren. Aus dem verrauschten Testbild werden mit dem Mittelwertfilter ( $W = 32 \times 32$  Pixel) und dem Lee-Filter ( $W = 7 \times 7$  Pixel) für jeden Bildpunkt  $\mathbf{x}$  die Merkmalsvektoren  $\mathbf{F}$  extrahiert,

$$\mathbf{F}(\mathbf{x}) = [\text{LEE}, \text{MEAN}]^T. \quad (5.64)$$

Zunächst werden die Merkmale jeweils allein

$$F_1(\mathbf{x}) = \text{LEE} \quad (5.65)$$

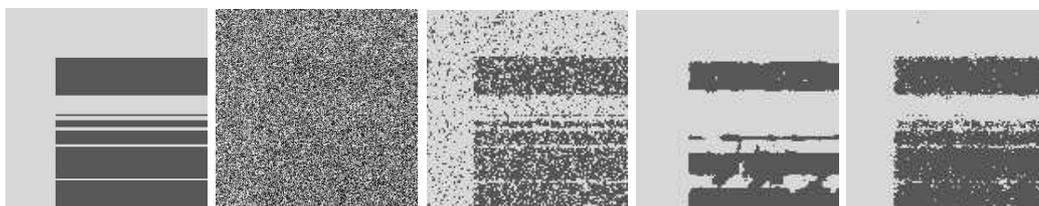
$$F_2(\mathbf{x}) = \text{MEAN} \quad (5.66)$$

zur Klassifikation verwendet. Anschließend die Kombination beider betrachtet (zweidimensionaler Merkmalsraum). Das ursprüngliche und das verrauschte Testbild, sowie die Ergebnisse der Klassifikation sind in Abbildung 5.7 dargestellt. Zur Bewertung des Ergebnisses wird der Pixel-Pixel-Fehler zwischen Testbild und Klassifikationsergebnis betrachtet.

Das Ergebnis unter Benutzung von Merkmal  $F_1$  weist feine Details des originalen Testbildes auf, die jedoch deutlich verrauscht sind (7 % Fehler).

Die groben Elemente sind bei Merkmal  $F_2$  nahezu fehlerfrei richtig erkannt worden, jedoch sind die feinen Linien durch das grobe Filter nicht mehr aufgelöst worden (5 % Fehler). Die Kombination beider Merkmale liefert das beste Ergebnis. Die groben Strukturen werden nahezu fehlerfrei richtig klassifiziert. Die feinen Strukturen sind zwar durch das Rauschen beeinträchtigt, aber dennoch zu erkennen (4 % Fehler).

Dieses Ergebnis bestätigt, dass die simultane Betrachtung der zu untersuchenden Bilder auf verschiedenen Skalen das Klassifikationsergebnis verbessern kann.



**Abbildung 5.7:** Bilder von links nach rechts: ursprüngliches und verrauschtes Testbild, Klassifikationsergebnisse Lee-Filter (7 % Fehler), Mittelwert (5 % Fehler), beide (4 % Fehler).



# Kapitel 6

## Ergebnisse der Fallstudien

### 6.1 Vergleich der SSM/I-Algorithmen

Die Eiskonzentrationen berechnet aus SSM/I-Daten mit dem NASA-TEAM (NT), NASA-TEAM 2 (NT2) und dem ARTIST Sea Ice (ASI) Algorithmus werden verglichen. Das Untersuchungsgebiet umfasst einen Großteil der Arktis (Abbildung 6.1). Die verwendeten Helligkeitstemperaturen sind Tagesmittelwerte vom National Snow and Ice Data Center (NSIDC) (Maslanik und Stroeve, 2000). Für den Vergleich wird die höhere Auflösung der ASI Eiskonzentrationen mittels Gaußscher Tiefpassfilterung den Auflösungen der NT Eiskonzentration angepasst. Es werden die ASI Versionen 3 und 4 verwendet. In den Abbildungen 6.2 und 6.3 sind die mittleren Pixel-Pixel Differenzen, die Standardabweichung der Differenzen jeweils zwischen NT-, NT2- und ASI3/ASI4-Eiskonzentrationen für das Jahr 1998 dargestellt. Die Ergebnisse für die Jahre 1999-2001 (keine Abbildungen) zeigen einen ähnlichen Verlauf. Es zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen der Schmelz- (Juli bis September, entsprechend etwa den Tagen 200 bis 280) und der Gefrierperiode (November bis Mai, entsprechend etwa den Tagen 330 bis 150), die im Folgenden einfach als Sommer und als Winter bezeichnet werden.

Im Winter ist eine Differenzierung zwischen ASI3 und ASI4 nicht notwendig, da die Unterschiede der errechneten Eiskonzentration vernachlässigbar klein sind. Im Winter beträgt die mittlere Differenz

$$\langle C_{ASI3/ASI4} - C_{NT} \rangle \approx 0 \pm 2\%$$

und

$$\langle C_{ASI3/ASI4} - C_{NT2} \rangle \approx -3 \pm 2\%,$$

d.h. der ASI3/ASI4-Algorithmus unterschätzt die Eiskonzentration gegenüber dem NT2-Verfahren. Die genannten Bereiche entsprechen der maximalen zeitlichen Variation der mittleren Eiskonzentrationsdifferenz. Die Standardabweichung und Korrelation (nicht dargestellt) zwischen ASI3/ASI4- und NT/NT2-Eiskonzentrationen

beträgt in beiden Fällen zeitlich relativ konstant etwa 5 %-6 % bzw. 0,98. Im Sommer sind die Unterschiede zwischen ASI3/ASI4 und NT/NT2 größer als im Winter. Im Sommer sinkt die Korrelation auf etwa 0,95, die Standardabweichung steigt deutlich an und die Unterschiede zwischen ASI3 und ASI4 sind offensichtlich. Der ASI4-Algorithmus ist durch den lokalen Korrekturfaktor gerade derart angepasst, dass die Standardabweichung zwischen ASI4 und NT minimiert wurde. Die Standardabweichungen betragen etwa 7 %-9 % für ASI4 und 9 %-12 % für ASI3. Die Standardabweichungen zwischen ASI3 und ASI4 und den NT2 Eiskonzentrationen betragen gleichermaßen etwa 10 %-14 %. Die Eiskonzentration wird vom NT-Algorithmus um 8 % bzw. 5 % unterschätzt verglichen mit ASI3 bzw. ASI4:

$$\begin{aligned} \langle C_{ASI3} - C_{NT} \rangle &\approx 8 \pm 3 \% \\ \langle C_{ASI4} - C_{NT} \rangle &\approx 5 \pm 2 \%. \end{aligned}$$

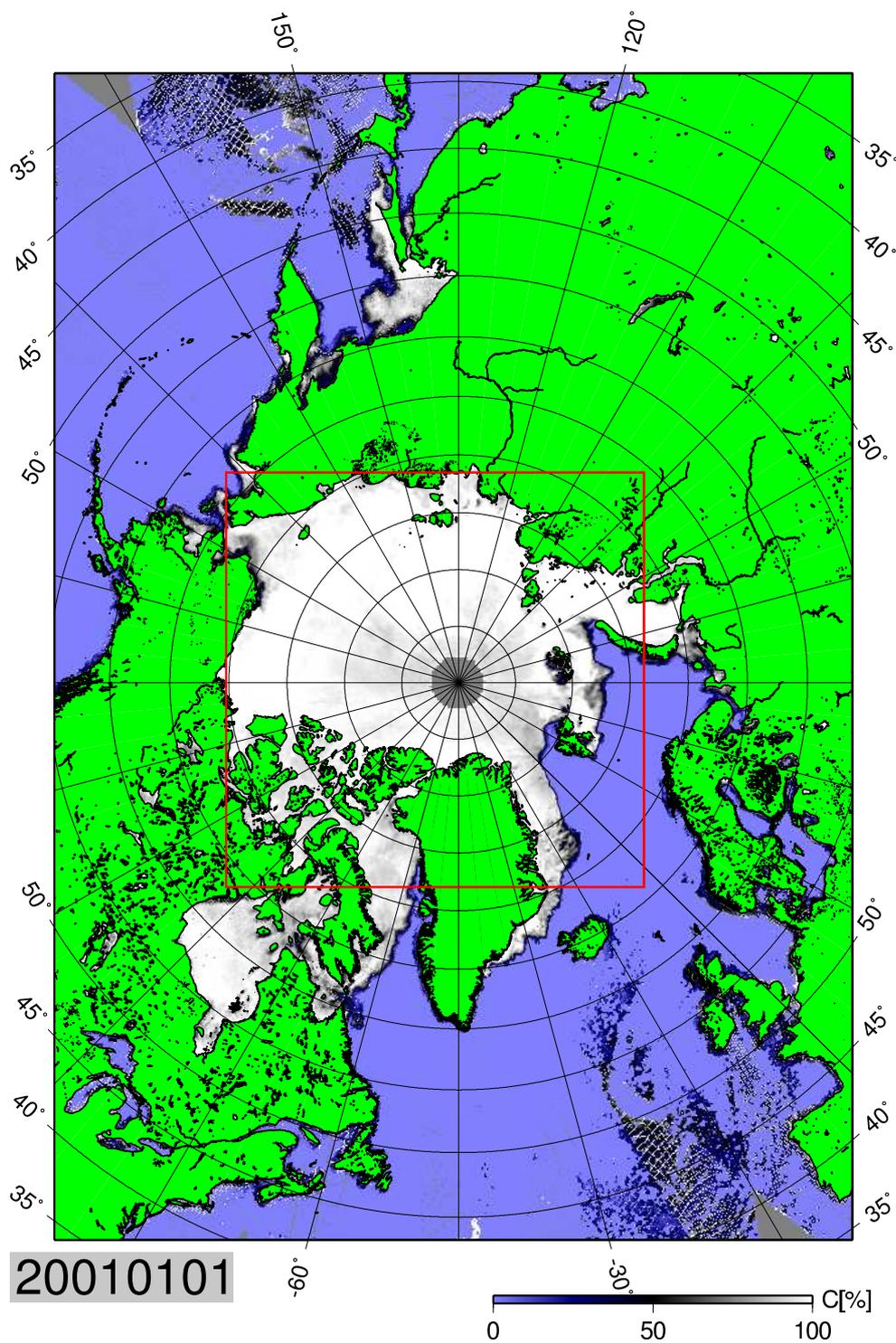
Der NT2-Algorithmus liefert im Sommer deutlich höhere Werte als der NT-Algorithmus, deswegen ist die mittlere Differenz

$$\langle C_{ASI3} - C_{NT2} \rangle \approx -1 \pm 3 \%$$

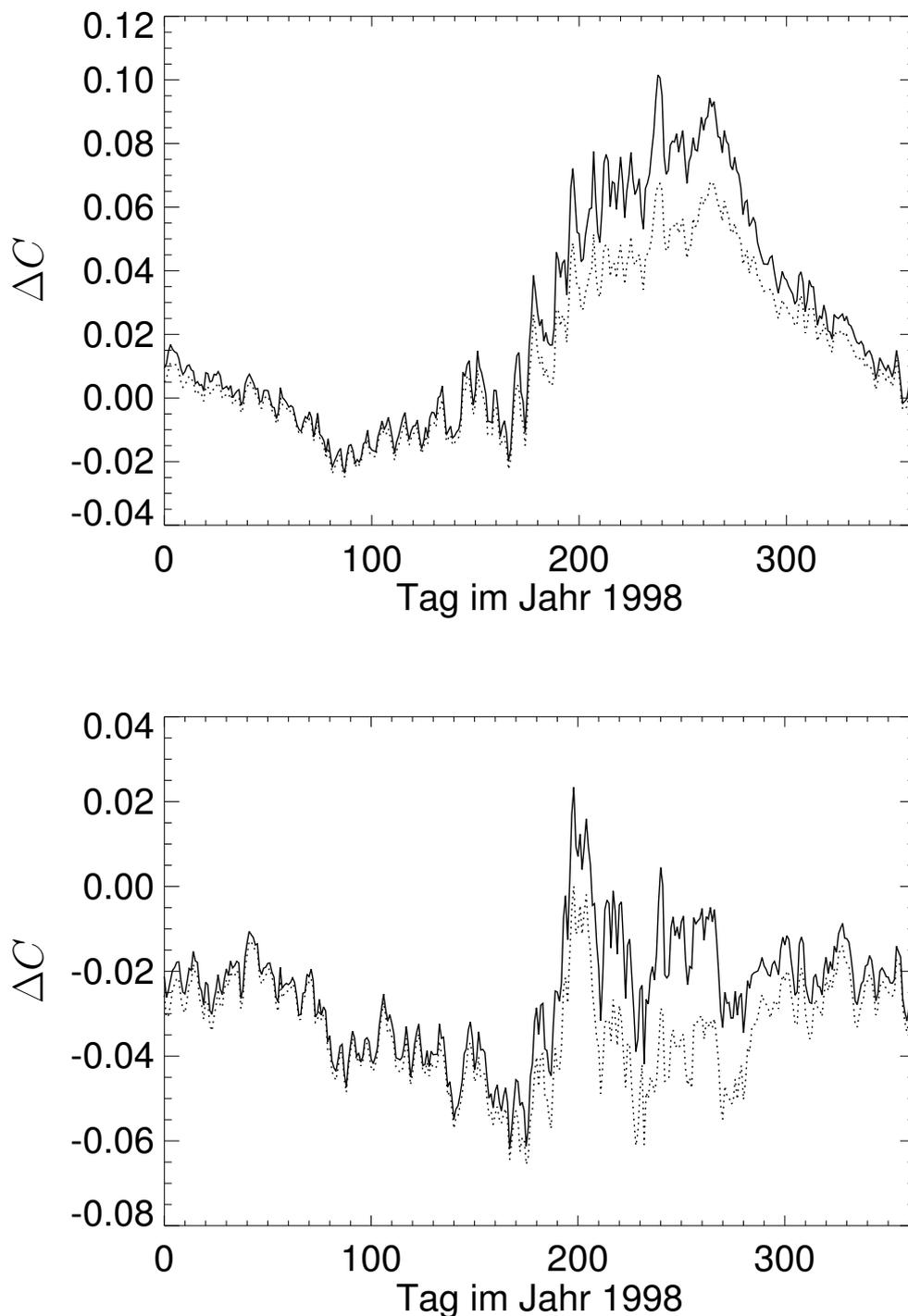
zwischen ASI3 und NT2 geringer. Verglichen mit dem NT2 unterschätzt der ASI4-Algorithmus die Eiskonzentration um

$$\langle C_{ASI4} - C_{NT2} \rangle \approx -3 \pm 3 \%.$$

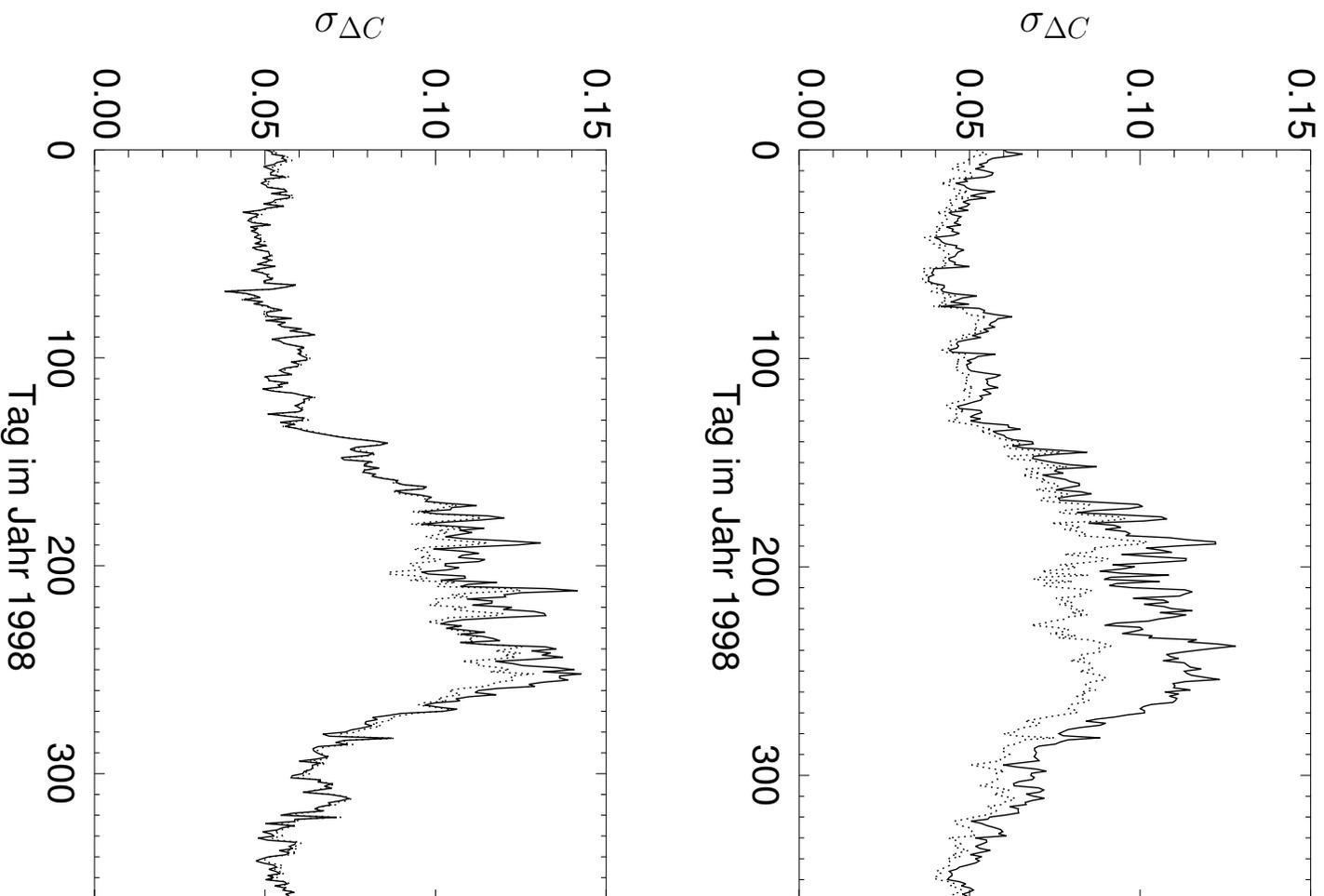
Von großer Bedeutung für die Wärmebilanz ist das offene Wasser im Winter. Der Anteil offenen Wassers in der zentralen Arktis berechnet mit RGPS (Abschnitt 5.2) betrug nur etwa  $0,3 \pm 0,1 \%$  zwischen Januar und April 1998 (Kwok, 2002). Daher ist es wichtig, dass die Algorithmen im Bereich der hohen Eiskonzentrationen besonders genaue Werte liefern. Werden nur die Eiskonzentrationen zwischen 95 und 100 % betrachtet, so ergibt sich für die Korrelationen zwischen den Algorithmen ein anderes Bild. Im Januar 1998 beträgt die Korrelation zwischen ASI3 und NT 0,1 bis 0,4. Die Korrelation zwischen ASI3 und NT2 beträgt -0,05 bis 0,05 und die zwischen NT und NT2 0,1 bis 0,2. Die Diskussion und Bewertung dieser Ergebnisse wird im Zusammenhang mit den noch folgenden Ergebnissen in Abschnitt 7 geführt.



**Abbildung 6.1:** Eiskonzentration vom 1. Januar 2001 berechnet mit dem ASI-Algorithmus. Das rote Quadrat kennzeichnet das Untersuchungsgebiet (3000 km×3000 km) des Vergleiches zwischen NASA-TEAM/2 und ASI-Algorithmus. Die dem Land zugehörigen Datenpunkte werden nicht berücksichtigt



**Abbildung 6.2:** Mittlere Differenz zwischen ASI und NT (oben), sowie ASI- und NT2-Eiskonzentrationen (unten) des in Abbildung 6.1 markierten Ausschnitts. Die ASI-Versionen 3 und 4 sind als durchgezogene (3) bzw. punktierte (4) Linie gekennzeichnet.



**Abbildung 6.3:** Standardabweichung der Differenz zwischen ASI und NT (oben), sowie ASI- und NT2-Eiskonzentrationen (unten) des in Abbildung 6.1 markierten Ausschnitts. Die ASI-Versionen 3 und 4 sind als durchgezogene (3) bzw. punktierte (4) Linie gekennzeichnet.

## 6.2 Vergleich mit Schiffsbeobachtungen

Während der Polarstern Expedition ARK 17/2 (Abschnitt 1.2, Abbildung 6.4) wurden täglich neun bis zwölf Observations durchgeführt. Dabei wurde neben der Eiskonzentration eine Reihe verschiedener Parameter, insbesondere auch der Bedeckungsgrad mit Schmelztümpeln (Abbildungen 6.5) und die Lufttemperatur bestimmt. Die jeweilige Position des Schiffes wurde den jeweiligen SSM/I-Bildpunkten zugeordnet (Abbildung 6.4). Zur Berechnung der Eiskonzentration wurden die Algorithmen ASI3, ASI4, NT und NT2 verwendet. In der Tabelle 6.1 sind die Ergebnisse des Vergleiches zwischen Polarstern-Beobachtungen und SSM/I-Messungen der Eiskonzentration auf Basis der Mittelwerte der täglichen Beobachtungen und Messungen zusammengefasst. Die Tabelle 6.2 basiert auf den einzelnen Beobachtungen und Messungen. In Abbildung 6.6 ist eine Zeitserie der täglichen Mittelwerte, der Standardabweichung und Differenzen der Eiskonzentrationen dargestellt. In Abbildung 6.7 ist eine Zeitserie der entsprechenden Lufttemperaturen und Schmelztümpelbedeckung dargestellt.

Aus den Abbildungen 6.6 und 6.7 ist ersichtlich, dass im August deutlich andere Bedingungen als im September vorherrschten. Am Anfang der Zeitserie war es wärmer (Lufttemperatur  $\langle T \rangle = -1,37^\circ$ ), die beobachtete Eiskonzentration ist geringer ( $\langle C \rangle = 0,81$ ) und weist eine höhere Variabilität ( $\sigma_C = 0,12$ ) auf. Die mittlere beobachtete Schmelztümpelbedeckung im August beträgt 0,18. Im September ist es kälter ( $\langle T \rangle = -5,24^\circ$ ), die beobachtete Eiskonzentration ist höher ( $\langle C \rangle = 0,91$ ) und die Variabilität ( $\sigma_C = 0,06$ ) geringer. Im September sind die Schmelztümpel überfrozen, meist von Schnee bedeckt, und als solche schwer zu erkennen. Die mittlere beobachtete Schmelztümpelbedeckung im September beträgt 0,06. Wegen der Unterschiede zwischen August und September werden die Daten grob in diese Abschnitte (entsprechend Tag 0 bis 24 und Tag 25 bis 51 in den Abbildungen 6.6 und 6.7) unterteilt, und in Tabelle 6.2 zusätzlich separat notiert.

Der ASI4-Algorithmus liefert das beste Ergebnis ( $\langle \Delta C \rangle = 0,01$ ) und der NT-Algorithmus das schlechteste Ergebnis ( $\langle \Delta C \rangle = 0,12$ ) im Hinblick auf die mittlere Differenz zwischen beobachteter und berechneter Eiskonzentration. Im September beträgt die mittlere Differenz zwischen berechneter und beobachteter Eiskonzentration beim NT sogar 0,21. Im Hinblick auf die Standardabweichung der Differenz zwischen beobachteter und berechneter Eiskonzentration liefert der ASI3-Algorithmus das beste Ergebnis ( $\langle \sigma_{\Delta C} \rangle = 0,12$ ) und der NT2-Algorithmus schlechteste Ergebnis ( $\langle \sigma_{\Delta C} \rangle = 0,18$ ). Im Hinblick auf die Korrelation zwischen beobachteter und berechneter Eiskonzentration liefert der ASI3-Algorithmus das beste Ergebnis ( $r = 0,48$ ) und der NT2-Algorithmus schlechteste Ergebnis ( $r = -0,03$ ).

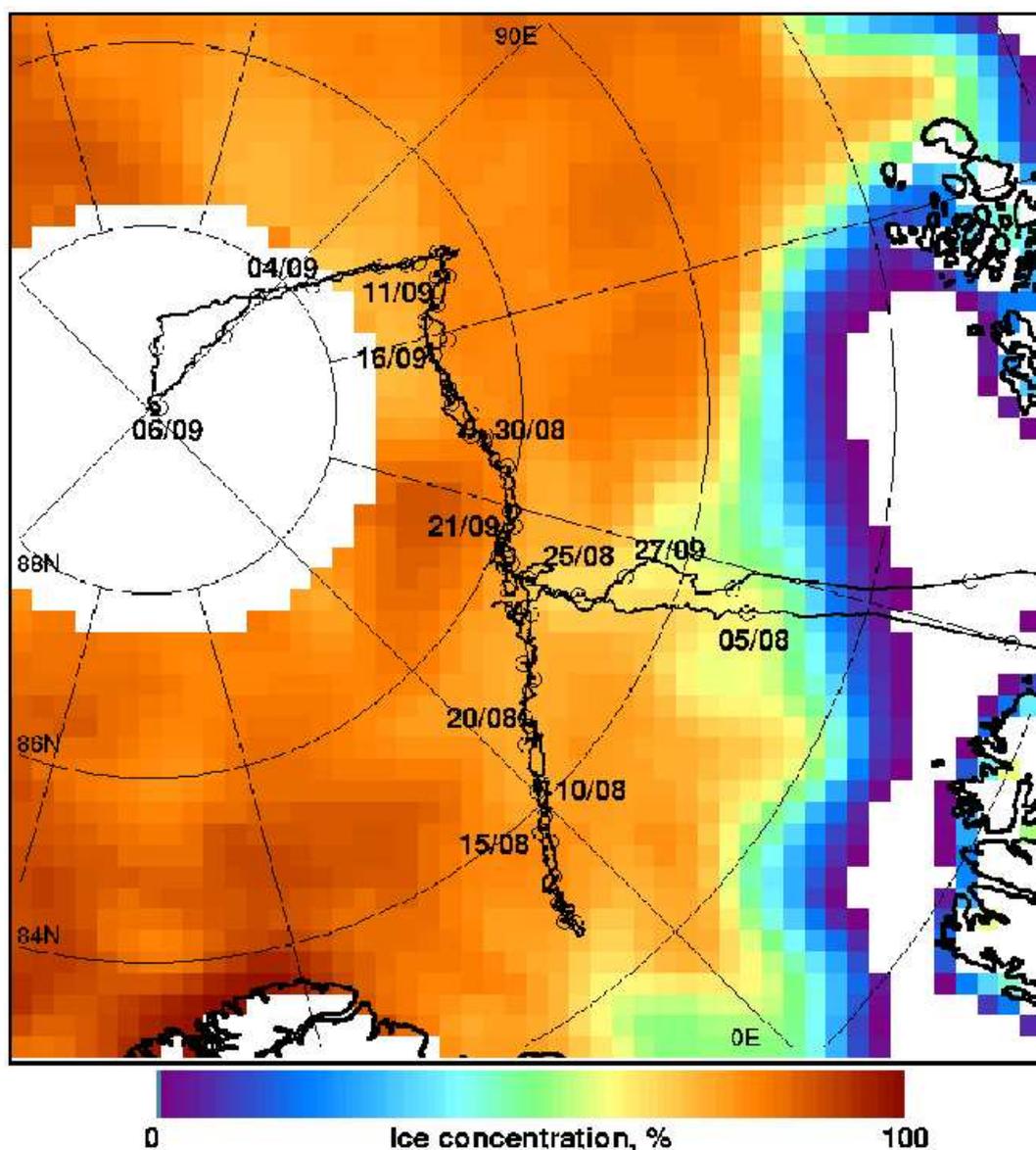
Werden die täglichen Mittelwerte für die Bewertung herangezogen, so steigen die Korrelationen zwischen beobachteter und berechneter Eiskonzentration an (ASI3:  $r = 0,66$ , ASI4:  $r = 0,61$ , NT:  $r = 0,20$  und NT2:  $r = 0,04$ ).

Die Korrelation zwischen beobachteter Eiskonzentration und der Lufttemperatur ( $r = -0,59$ ), und die Korrelation zwischen beobachteter Eiskonzentration und der Schmelztümpelbedeckung ( $r = -0,62$ ), sind negativ, wenn der gesamte Zeitraum betrachtet wird. Dies ist auch der Fall für die Korrelationen dieser beiden Größen mit der berechneten ASI3/ASI4 Eiskonzentration. Für die mit dem NT/NT2-Algorithmus berechnete Eiskonzentration ergibt sich hingegen eine positive Korrelation. Der NT2-Algorithmus weist die höchste Korrelation (Tagesmittelwerte:  $r = 0,37$ , Einzelmessungen September:  $r = 0,46$ ) zwischen gemessener Lufttemperatur und berechneter Eiskonzentration auf.

Um den Effekt der besseren Auflösung der 85 GHz-Kanäle auf den Vergleich zu untersuchen, wurden die ASI Eiskonzentrationen mittels Gaußscher Tiefpassfilterung verschlechtert. Die unterschiedlichen Eiskonzentrationen der unterschiedlichen Verfahren rühren dann nur von den unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften der Oberflächen bei den verschiedenen Kanalfrequenzen her. Das Ergebnis dieser Untersuchung ist sehr ähnlich, wie das in der Tabelle 6.2 angegebene. Die Unterschiede in der Auflösungsver schlechterung schlagen sich nur in einer geringfügig kleineren Korrelation zwischen beobachteter und berechneter Eiskonzentration (ASI4  $r = 0,41$ , ASI3  $r = 0,44$ ) nieder. Die Standardabweichung der Eiskonzentration ist durch die räumliche Mittelung geringfügig kleiner (ASI4  $\sigma_C = 0,10$ , ASI3  $\sigma_C = 0,10$ ). Die Standardabweichung der Differenz zwischen beobachteter und berechneter Eiskonzentration ändert sich nicht merklich. Damit wurde gezeigt, dass die wesentlichen Unterschiede der Algorithmen durch die Unterschiede in den physikalischen Wechselwirkungen bei den verwendeten Frequenzen bedingt sind. Die räumliche Auflösung der Satellitendaten spielt bei dem Vergleich mit Schiffsbeobachtungen eine nur unwesentliche Rolle, die Beobachtungen können im Vergleich, sowohl mit 50 km (NT), als auch mit 15 km (ASI) Auflösung, noch als Punktmessungen angesehen werden.

Die große Abweichung der berechneten Eiskonzentrationen besonders im September lässt sich möglicherweise durch die an der Oberfläche zugefrorenen und mit Schnee bedeckten Schmelztümpel erklären. Der Salzgehalt in den Schmelztümpeln ist sehr gering ( $0,01 \dots 0,5\%$ ) und nimmt gewöhnlich zur Oberfläche hin ab (stabile Schichtung) (Mätzler und Wegmüller, 1987; Haas und Lieser, 2003). Die Eindringtiefe der elektromagnetischen Wellen in die überfrorene Oberfläche beträgt etwa 2 bis 3 cm bei 19 GHz und 2 bis 3 mm bei 85 GHz (Abbildung 4.12 und Gleichung 4.11). Die Emissivität einer Eisschicht auf Süßwasser bzw. die Emissivität überfrorener Schmelztümpel kann mit einem einfachen Dreischichtenmodell erklärt werden (Liu et al., 1998). Durch Reflexion an den Grenzflächen Atmosphäre-Eis und Eis-Wasser ergibt sich eine oszillierende Emissivität in Abhängigkeit von der Eisdicke (Liu et al., 1998). Bei bestimmten Einfallswinkeln bzw. Eisdicken kann die horizontale Komponente der Emissivität sogar größer als die vertikale Komponente werden (Anomalie der Polarisierung). Eine zweite mögliche Erklärung der Abweichungen sind Schichtungen der Schneeaufgabe durch Schmelzen und Wie-

dergefrieren der Oberfläche. Derartige Schichten wurden während der Expedition ARK 17/2 beobachtet (Haas und Lieser, 2003). Durch Interferenzen an den Schichten werden die 19 und 37 GHz Kanäle bei horizontaler Polarisation beeinflusst, das 85 GHz-Signal ist durch diesen Effekt jedoch unbeeinflusst (Mätzler et al., 1984). Drittens gibt es Unterschiede aufgrund der unterschiedlichen Sensitivität der Frequenzen bezüglich des atmosphärischen Einflusses. Die relativ hohe Korrelation des NT2-Verfahrens mit der Lufttemperatur könnte durch die NT2-Atmosphärenkorrektur bedingt sein.



**Abbildung 6.4:** Fahrtroute der Polarstern ARK17/2 Expedition und mittlere Eiskonzentration aus SSM/I-Daten. Die Abbildung wurde entnommen aus Haas und Lieser (2003).

**Tabelle 6.1:** Vergleich der aus den SSM/I-Daten berechneten Eiskonzentrationen mit Polarstern-Beobachtungen auf Basis der Tagesmittelwerte.

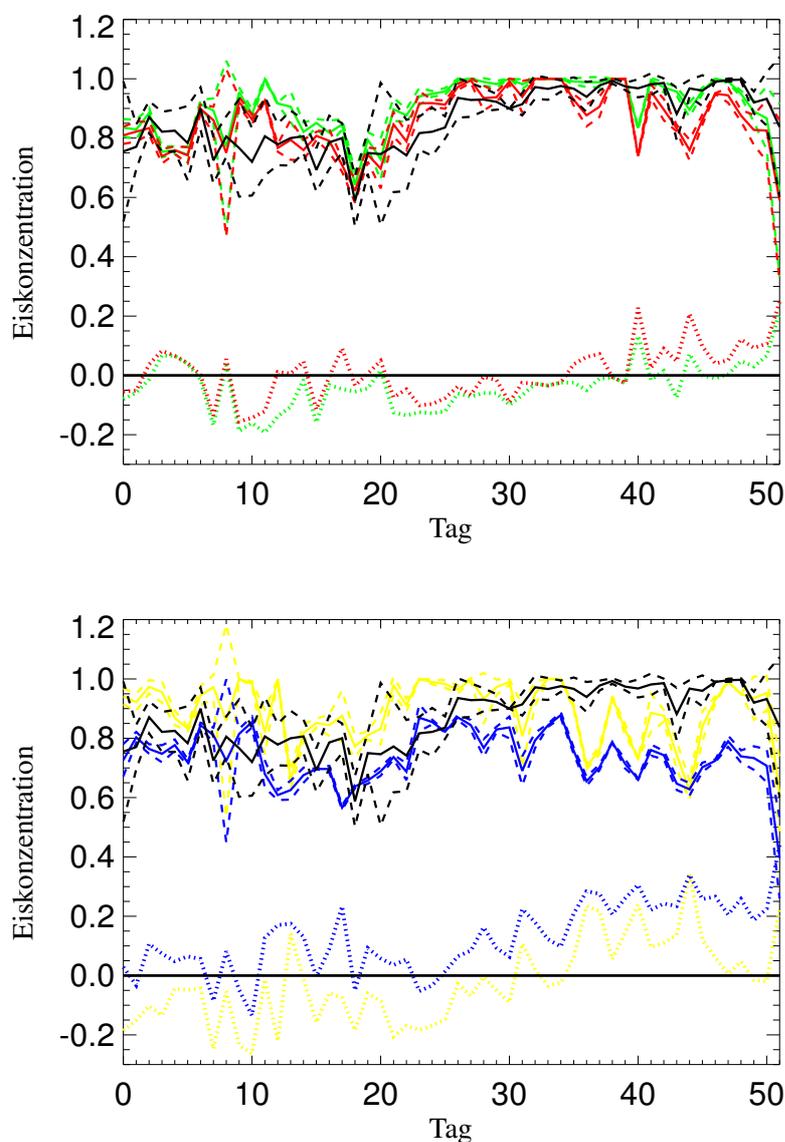
Polarstern	ASI4	ASI3	NT	NT2
Tagesmittelwerte				
Korrelation Eiskonz. Polarstern-SSM/I				
	0,61	0,66	0,20	0,04
Korrelation Temperatur-Eiskonz.				
-0,59	-0,13	-0,27	0,20	0,37
Korrelation Schmelztümpelbedeckung-Eiskonz.				
-0,62	-0,32	-0,39	0,08	0,19



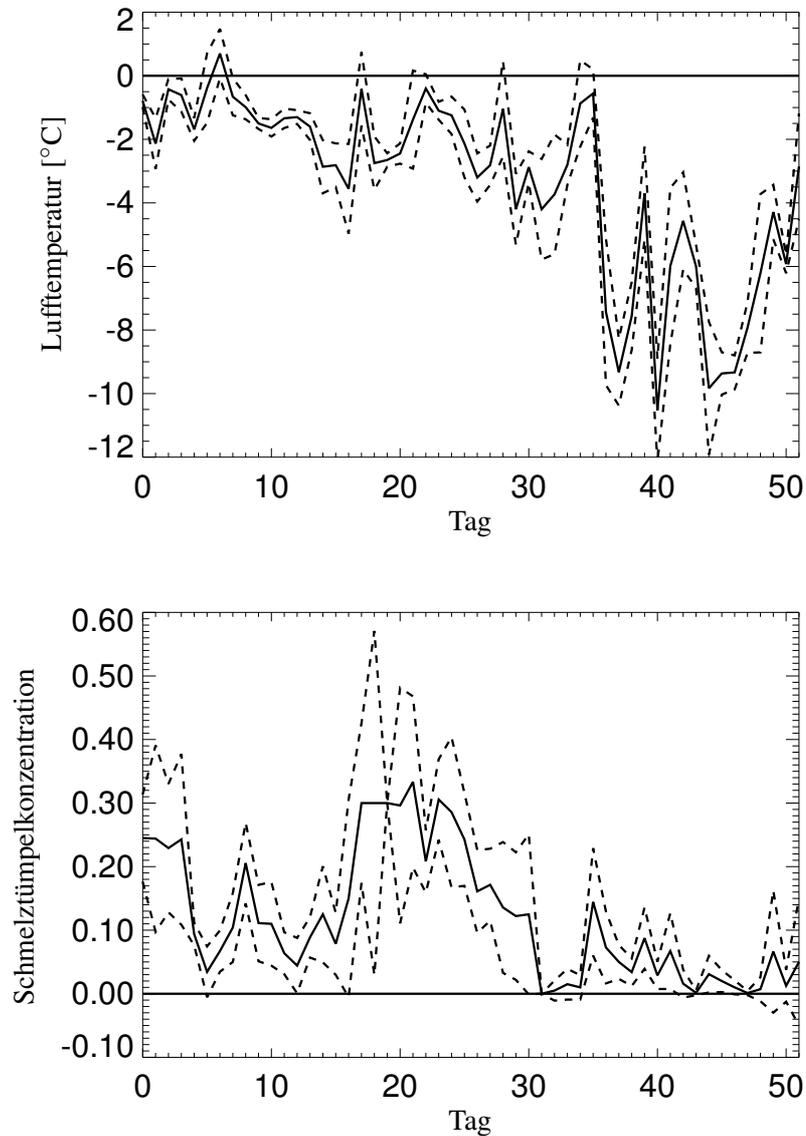
**Abbildung 6.5:** Eissituation am 24.8.2001. Etwa 40 % der Oberfläche sind mit Schmelztümpeln bedeckt. Die Abbildung wurde entnommen aus Haas und Lieser (2003).

**Tabelle 6.2:** Vergleich der aus den SSM/I-Daten berechneten Eiskonzentrationen mit Polarstern-Beobachtungen. In den numerischen Blöcken aus jeweils drei Zeilen repräsentieren die Zahlen oben 434 Messwerte, vom 4.8.-28.9.2001 bei einer mittleren Temperatur von  $\langle T \rangle = -3,28^\circ\text{C}$ . Die mittleren Zahlen repräsentieren den ersten Abschnitt vom 4.8. bis 28.8. ((Tag 0 bis 24 in den Abbildungen 6.6 und 6.7): 220 Messwerte) bei einer mittleren Temperatur von  $\langle T \rangle = -1,37^\circ\text{C}$ . Die unteren Zahlen repräsentieren zweiten Abschnitt vom 29.8.-28.9. (Tag 25 bis 51 in den Abbildungen 6.6 und 6.7): 114 Messwerte) bei einer mittleren Temperatur von  $\langle T \rangle = -5,24^\circ\text{C}$ . Die mittlere Schmelztümpelbedeckung beträgt im ersten Abschnitt etwa 18 % (0,18) und im zweiten Abschnitt etwa 6 % (0,06).

Polarstern	ASI4	ASI3	NT	NT2
Mittlere Eiskonz. $\langle C_i \rangle$				
0,87	0,86	0,90	0,74	0,89
0,78	0,81	0,85	0,74	0,91
0,95	0,91	0,96	0,75	0,88
Standardabweichung Eiskonz. $\sigma_{C_i}$				
0,13	0,11	0,11	0,09	0,12
0,12	0,10	0,10	0,09	0,10
0,06	0,10	0,08	0,09	0,12
Differenz Eiskonz. Polarstern-SSM/I $\langle \Delta C \rangle = \langle C_{\text{SCHIFF}} - C_{\text{SSM/I}} \rangle$				
	0,01	-0,04	0,12	-0,03
	-0,03	-0,06	0,04	-0,12
	0,04	-0,01	0,21	0,08
Standardabw. Eiskonz. Polarstern-SSM/I $\sigma_{\Delta C}$				
	0,13	0,12	0,15	0,18
	0,15	0,15	0,15	0,16
	0,09	0,07	0,09	0,13
Korrelation Eiskonz. Polarstern-SSM/I				
	0,44	0,48	0,07	-0,03
	0,12	0,12	0,03	0,07
	0,37	0,44	0,19	0,12
Korrelation Lufttemperatur-Eiskonz.				
-0,45	-0,13	-0,26	0,20	0,37
0,17	0,12	0,14	0,10	0,22
-0,24	0,34	0,16	0,39	0,46
Korrelation Schmelztümpelbedeckung-Eiskonz.				
-0,32	-0,20	-0,27	0,09	0,18
0,04	-0,04	-0,06	0,05	0,11
-0,20	0,15	0,13	0,24	0,18



**Abbildung 6.6:** Beobachtete Eiskonzentration (schwarz) und korrespondierende SSM/I-Eiskonzentrationen berechnet mit ASI4 (rot), ASI3 (grün), NT (blau) und NT2 (gelb). Die Differenzen der Eiskonzentrationen sind unten als punktierte Linie dargestellt. Der nullte Tag auf der Zeitachse entspricht dem 4. August 2001. Die letzte Beobachtung wurde am 28. September durchgeführt. Täglich wurden etwa 9-12 Eisbeobachtungen durchgeführt. Die Standardabweichungen sind jeweils als gestrichelte Linien eingezeichnet. Zwischen dem 4. (Tag 31) und dem 9. (Tag 32) September befand sich Polarstern außerhalb des vom SSM/I betrachteten Gebiets ( $> 87, 2^{\circ}\text{N}$ ), deswegen fehlen diese Tage in der Abbildung.



**Abbildung 6.7:** Gemessene Lufttemperatur (oben) und beobachtete Schmelztümpelbedeckung (unten). Der nullte Tag auf der Zeitachse entspricht dem 4. August 2001. Die letzte Beobachtung wurde am 28. September durchgeführt. Täglich wurden etwa 9-12 Eisbeobachtungen durchgeführt. Die Standardabweichungen sind jeweils als gestrichelte Linien eingezeichnet. Zwischen dem 4. (Tag 31) und dem 9. (Tag 32) September befand sich Polarstern außerhalb des vom SSM/I betrachteten Gebiets ( $> 87,2^\circ\text{N}$ ), deswegen fehlen diese Tage in der Abbildung.

### 6.3 Vergleich mit Storfjorden Polynyen-Modell

Der Storfjorden befindet sich südöstlich des Svalbard-Archipels zwischen Spitzbergen im Westen und Barentsøya und Edgeøya im Osten. In der Abbildung 6.8 ist das für den folgenden Vergleich gewählte Untersuchungsgebiet markiert. In dieser Region wird salzreiches Tiefenwassers gebildet, welches in die Grönlandsee und die Norwegische See abfließt (Schauer, 1995). Die Storfjord-Polynye trägt zu etwa zwei Dritteln der gesamten Eisbildung bei, obwohl ihre Fläche nur etwa ein Fünftel der Gesamtfläche (Gesamtfläche 13000 bis 14000 km<sup>2</sup>) des (inneren) Fjordes einnimmt (Haarpaintner et al., 2001a). Im Storfjorden bildet sich regelmäßig eine Riss-Polynye (*flaw polynya*) bei nördlichem Wind (Haarpaintner, 1999, 2000; Haarpaintner et al., 2001b,c,a; Kaleschke et al., 2001). Das Eis reißt an dem Übergang vom Festeis zum Packeis ab, gewöhnlich etwa in der Höhe des Freemansund (Abbildung 6.9). Durch den Sund fließen starke Tidenströmungen, welche durch Scherkräfte die Eisdecke destabilisieren.

Die Größe der Polynye und die Eisproduktion wurde von Haarpaintner et al. (2001a) mit einem Wind-getriebenen Polynyen-Modell untersucht. Messungen des Windes und der Lufttemperatur stammen von der norwegischen Wetterstation auf der Insel Hopen im Südosten von Spitzbergen, etwa 150 bis 200 km vom Untersuchungsgebiet entfernt. Haarpaintner et al. (2001a) verwendet das Modell von Pease (1987), um den Anteil des offenen Wassers und des Eisschlammes in der Polynye zu bestimmen. Die Modellparameter wurden mittels Beobachtungen, ERS-SAR-Bildern, hydrographischen Messungen und Driftbojendaten angepasst.

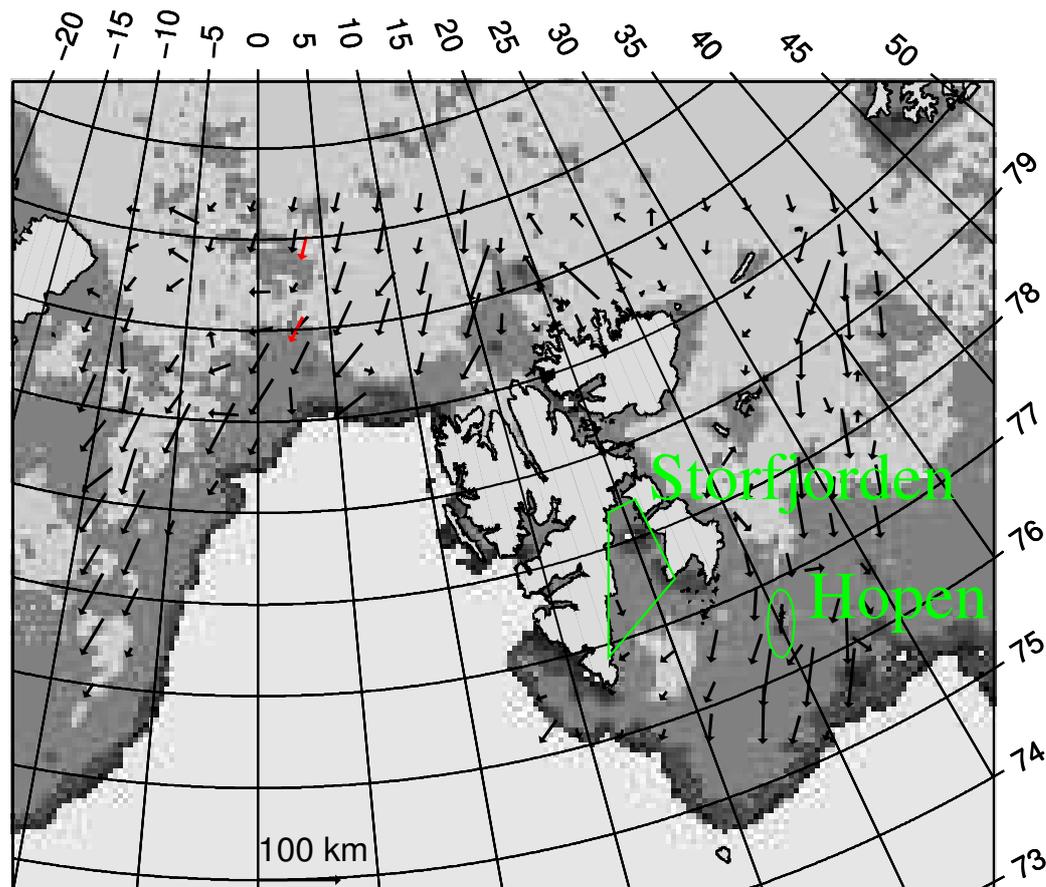
In den Abbildungen 6.9 und 6.10 ist die Situation am 9. April 1998 als Beispiel dargestellt. Die Fläche der Polynye beträgt am 9. April etwa ein Drittel ( $\approx 3000$  km<sup>2</sup>) des gesamten Untersuchungsgebietes (9753 km<sup>2</sup>). Die Polynye besteht zu etwa einem Drittel ( $\approx 1000$  km<sup>2</sup>) aus offenem Wasser und ist zu zwei Dritteln ( $\approx 2000$  km<sup>2</sup>) mit dünnem Eis bedeckt. Die Polynye ist im SAR-Bild (Abbildung 6.9) an ihrer besonders hellen und dunklen Signatur zu erkennen. Die helle Signatur ist vermutlich durch Frostblumen bedingt (Abschnitt 6.5). Die dunkle Signatur weist auf eine glatte Oberfläche hin. Dies kann entweder die Oberfläche jungen Eises (Eisschlamm oder Nilas) oder offenes Wassers (ohne signifikante Windaufrauung) sein. In Abbildung 6.10 ist das offene Wasser anhand der geringen Albedo zu erkennen.

Die von Haarpaintner et al. (2001a) erzielten Modellergebnisse werden im Folgenden für einen Vergleich mit SSM/I Eiskonzentrationen herangezogen. In der Abbildung 6.11 ist eine Zeitserie des Anteils offenen Wasser bestimmt aus SSM/I-Daten im Vergleich mit den Modell-Daten gezeigt. In den Tabellen 6.3 und 6.4 sind die Ergebnisse des Vergleichs für zwei verschiedene Zeiträume zusammengefasst. Der längere Zeitraum (Tabelle 6.4: Januar bis Mai) schließt den Einfluss durch die zunehmende solare Einstrahlung mit ein. Im kürzeren Zeitraum (Tabelle 6.3: Januar bis März) wird das Modell nur durch die Lufttemperatur und den Wind angetrieben. Die ASI5 Referenzpunkte wurden so angepasst, dass die mittlere Differenz zu den

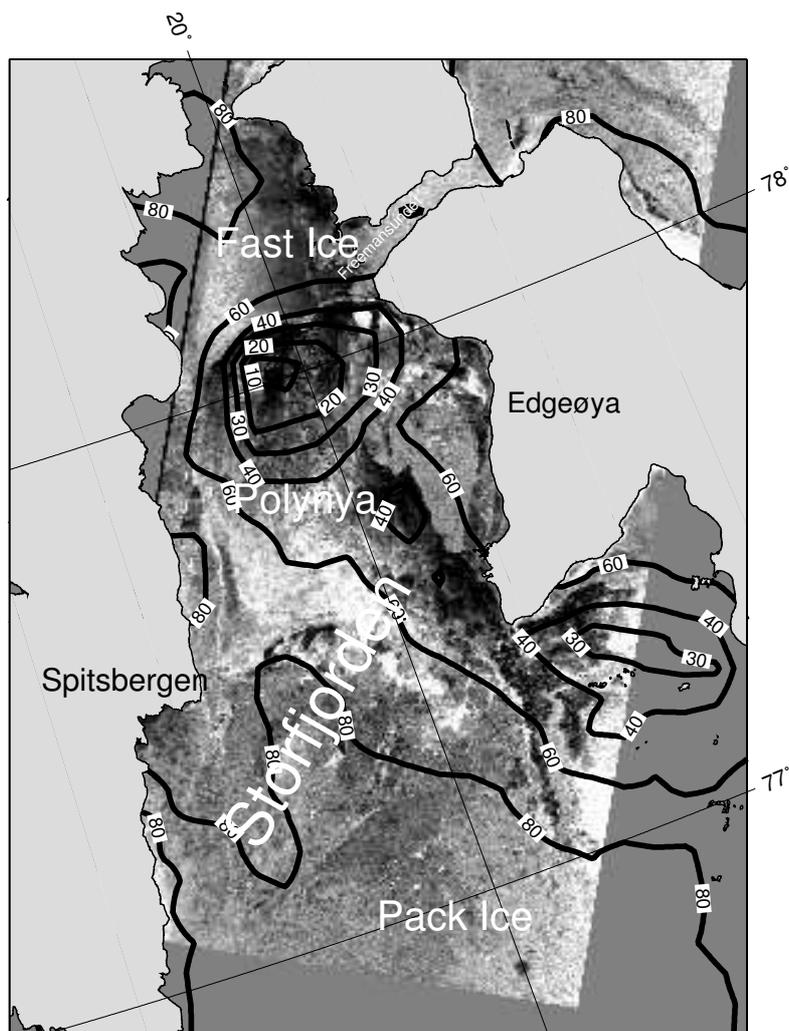
Modell-Daten für den längeren Zeitraum minimiert wird. Daher liefert der ASI5-Algorithmus das beste Ergebnis in Hinblick auf die mittlere Differenz zu den Modell-Daten für diesen Zeitraum. Die ASI3/ASI4 Referenzpunkte wurden für den Zeitraum der ARTIST-Kampagne (März bis April 1998, entsprechend Tag 70 bis 100 in Abbildung 6.11) mit den NT Eiskonzentrationen als Referenz ermittelt, deswegen sind die ASI3/ASI4 und NT-Ergebnisse in diesem Zeitraum sehr ähnlich. Eine Unterscheidung zwischen ASI3 und ASI4 ist nicht notwendig, da die Differenzen im Winter vernachlässigbar sind (Abschnitt 6.1)

Die Variabilität der ASI3/ASI4/ASI5- und NT-Eiskonzentrationen ist höher, und die Variabilität der NT2-Eiskonzentration ist niedriger, als die Variabilität der Modellergebnisse. Der NT2-Algorithmus liefert das beste Ergebnis in Hinblick auf die Standardabweichung der Differenz zu den Modell-Daten. Im Hinblick auf die Korrelation zu den Modell-Daten liefert der ASI5-Algorithmus das beste Ergebnis. Der NT2-Algorithmus weist die niedrigste Korrelation zu den Modell-Daten auf. Der NT-Algorithmus liefert ähnliche Ergebnisse wie der ASI5-Algorithmus im Hinblick auf die Standardabweichung der Differenz und der Korrelation zu den Modell-Daten. Der Anteil offenen Wassers wird vom ASI3/ASI4- und NT-Algorithmus um etwa 7 %-9 % überschätzt. Bei einem gesamten Anteil von nur etwa 3 %-7 % offenen Wassers ergibt sich eine relative Abweichung von 100 %-218 %.

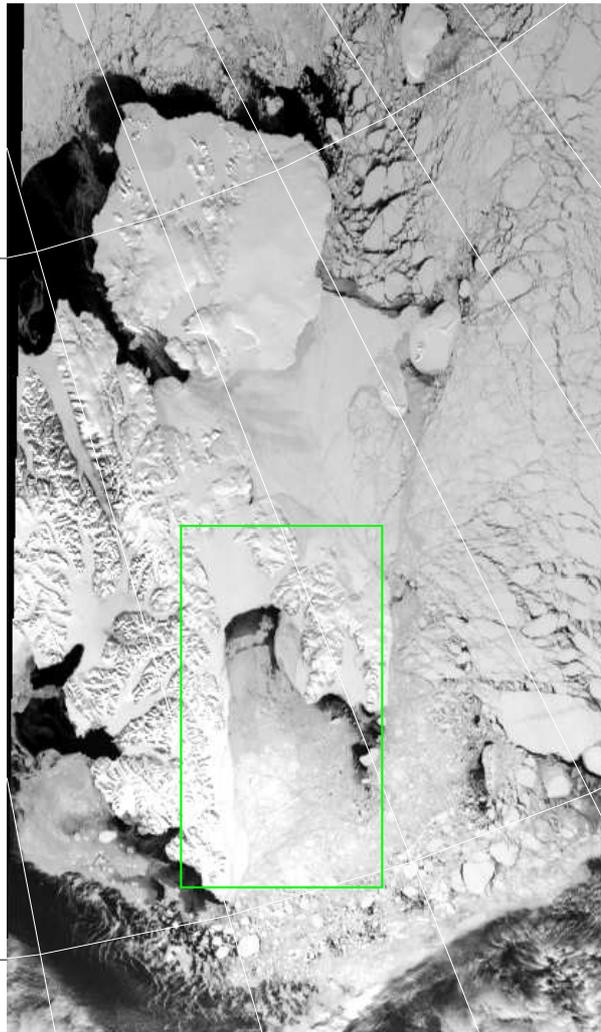
Haarpaintner et al. (2001a) gibt einen Fehler von nicht mehr als 30 % für die gesamte (kumulative) Eisproduktion an. Da die Eisproduktion insbesondere von der Größe der eisfreien Fläche abhängt, ist es begründet, den Fehler der mittleren eisfreien Fläche bei auch nicht mehr als 30 % anzunehmen. Somit liegt das Ergebnis des ASI5 Algorithmus innerhalb der Fehlergrenzen des Modells für den längeren Zeitraum und etwas außerhalb der Fehlergrenzen für den kürzeren Zeitraum. Das ASI3/ASI4- und NT-Ergebnis liegt weit außerhalb der Fehlergrenzen des Modells. Das Ergebnis des NT2-Algorithmus liegt etwas außerhalb der Fehlergrenzen. Jedoch gibt es keinen ersichtlichen Zusammenhang (Korrelation  $r = 0,06$ ) zwischen NT2 und Modellergebnissen, wenn nur der Zeitraum bis Ende März betrachtet wird. Für die einzelnen Tagesdaten wird kein Fehler angegeben. Diese werden vermutlich einen deutlich höheren Fehler als 30 % aufweisen, denn im Modell von Haarpaintner et al. (2001a) wurden verschiedene Prozesse nicht berücksichtigt. Die Tidenströmung und Änderungen im ozeanischen Wärmefluss wurden in dem relativ einfachen empirischen Modell vernachlässigt. Das Aufeinanderschieben (*Rafting*) des Eises und die Eistrückenbildung (*Ridging*) wurde nicht betrachtet (Zyryanov et al., 2003). Zudem stammten die verwendeten Antriebsdaten von einer relativ weit entfernten Wetterstation. Da die Fehler nicht bekannt sind, wird für den Vergleich auf Basis der Tagesdaten keine Bewertung vorgenommen.



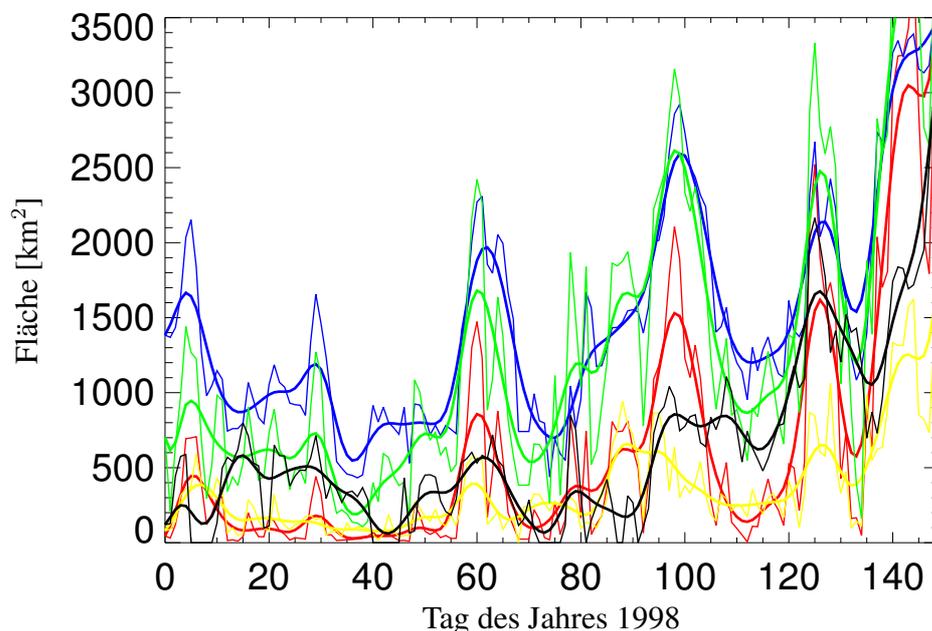
**Abbildung 6.8:** Untersuchungsgebiet im Storfjorden und Lage der Insel Hopen (grün). Die Isoflächen der Eiskonzentration (30 %, 60 %, 90 %) berechnet mit dem ASI4-Algorithmus am 10. April 1998 sind in verschiedenen Grautönen dargestellt. Die Eisdrift vom 7. bis zum 10. April bestimmt aus SSM/I-Daten (schwarz) und aus Driftbojen (rot) ist zur Veranschaulichung der Strömungsverhältnisse eingezeichnet.



**Abbildung 6.9:** Storfjorden: ERS-2 SAR-Bild und Isolinien der ASI3-Eiskonzentration am 9. April 1998. Die Polynye erstreckt sich südwärts von der Festeisgrenze im Norden.



**Abbildung 6.10:** Umgebung von Svalbard: AVHRR-Bild (Kanal 1:0,55...0,68  $\mu\text{m}$ ) am 9. April 1998. Das grüne Rechteck markiert den in Abbildung 6.9 dargestellten Ausschnitt.



**Abbildung 6.11:** Fläche offenen Wassers im Storfjorden bestimmt aus SSM/I-Daten (ASI3: grün, ASI5: rot, NT: blau, NT2: gelb) und berechnet mit dem Polynyen-Modell (schwarz) für Tage zwischen dem 1. Januar und 31. Mai 1998. Die über fünf Tage laufenden Mittelwerte sind als dicke Linie eingezeichnet. Die gesamte analysierte Fläche beträgt etwa 9753 km<sup>2</sup>.

**Tabelle 6.3:** Anteil offenen Wassers im Storfjorden berechnet mit dem Polynyen-Modell und bestimmt aus SSM/I-Daten. Der betrachtete Zeitraum reicht vom 1. Januar bis 21. März 1998 (entsprechend Tag 0 bis 79 in Abbildung 6.11).

Modell	ASI5	ASI3/ASI4	NT	NT2
Mittelwert [%]				
3,4	2,2	7,5	10,9	2,0
Standardabweichung [%]				
2,5	3,2	5,1	4,9	1,4
Differenz Modell-SSM/I [%]				
	1,2	-4,1	-7,5	1,4
Relative Abweichung Modell-SSM/I [%]				
	35	-121	-218	41
Standardabweichung Differenz Modell-SSM/I [%]				
	3,3	4,7	4,7	2,8
Korrelation Modell SSM/I				
	0,32	0,42	0,31	0,06

**Tabelle 6.4:** Anteil offenen Wassers im Storfjorden berechnet mit dem Polynyen-Modell und bestimmt aus SSM/I-Daten. Der betrachtete Zeitraum reicht vom 1. Januar bis 31. Mai 1998 (entsprechend Tag 0 bis 150 in Abbildung 6.11).

Modell	ASI5	ASI3/ASI4	NT	NT2
Mittelwert [ % ]				
6,6	6,4	13,3	15,2	3,7
Standardabweichung [ % ]				
2,5	3,2	5,1	4,9	1,4
Differenz Modell-SSM/I [ % ]				
	0,2	-6,6	-8,6	2,9
Relative Abweichung Modell-SSM/I [ % ]				
	3	-100	-130	44
Standardabweichung Differenz Modell-SSM/I [ % ]				
	5,7	7,3	5,5	4,7
Korrelation Modell SSM/I				
	0,77	0,73	0,72	0,66

## 6.4 Sensitivität des ASI-Algorithmus

Die Eiskonzentrationsdaten sind bimodal verteilt. Der Großteil der Daten beträgt entweder 0 % oder ist nahe 100 %, deswegen beschränkt sich die Analyse auf diese beiden Fälle. Eine Sensitivitätsanalyse für die Zwischenwerte ist in Lubin et al. (1997) zu finden. Für das offene Wasser ist die Sensitivität des Wetterfilters entscheidend, die in Cavalieri et al. (1995) angegeben wurde.

Die Emissivitätsdifferenz  $\Delta\epsilon_E$  für 100 % Eisbedeckung ergibt sich aus den Gleichungen 5.16 und 5.17

$$\Delta\epsilon_E = \frac{P}{T_{oE}e^{-\tau}(1, 1e^{-\tau} - 0, 11)} \quad (6.1)$$

Die mittlere Temperatur  $T_{oE}$  betrug während der ARTIST-Kampagne  $-19,6^\circ\text{C}$ . Für den Referenzpunkt  $P_1 = 7,5\text{K}$  der ASI3 Version errechnet sich die Emissivitätsdifferenz  $\Delta\epsilon$  für die Opazität  $\tau = 0,14 \pm 0,04$  (Abschnitt 4.1.3) zu

$$\Delta\epsilon_E = 0,040 \pm 0,004. \quad (6.2)$$

Die Emissivitätsdifferenz  $\Delta\epsilon_{OW}$  für den eisfreien Ozean errechnet sich für den Referenzpunkt  $P_0 = 47\text{K}$  zu

$$\Delta\epsilon_{OW} = 0,23 \pm 0,02. \quad (6.3)$$

Dies entspricht nach Abbildung 4.8 einer Windgeschwindigkeit von etwa  $8\text{ms}^{-1}$ . Der klimatologische Mittelwert der Windgeschwindigkeit in der Eisrandzone der Grönlandsee beträgt im Frühjahr zwischen 6 bis  $8\text{ms}^{-1}$  (Przybylak, 2003).

Während der ARK17/2-Expedition (Abschnitt 6.2) betrug die mittlere Temperatur  $T_{oE} = -3,3^\circ\text{C}$ . Für den Referenzpunkt  $P_1 = 7,5\text{K}$  der ASI3 Version errechnet sich die Emissivitätsdifferenz  $\Delta\epsilon$  für die Opazität  $\tau = 0,27 \pm 0,1$  zu

$$\Delta\epsilon_E = 0,05 \pm 0,01. \quad (6.4)$$

Anhand der Gleichung 5.19 lässt sich die Sensitivität der ASI Eiskonzentration bezüglich Änderungen der Eingangsparameter abschätzen (Tabelle 6.5). Die Zahlen in Klammern geben im Folgenden die Sensitivität für offenes Wasser an. Für eine Änderung der Opazität von  $\tau = 0,14 \pm 0,04$  ergibt sich eine Änderung in der Eiskonzentration von etwa  $\pm 1\%$  ( $\pm 10\%$ ).

Eine Änderung von  $\tau = 0,27 \pm 0,1$  hat eine Änderung von etwa  $\pm 3\%$  ( $20\%$ ) Eiskonzentration zur Folge. Die gleichzeitige Änderung von  $\tau = 0,14$  zu  $\tau = 0,27$  und  $T_{oE} = -19,6^\circ\text{C}$  zu  $T_{oE} = -3,3^\circ\text{C}$  bei konstantem  $\Delta\epsilon_E = 0,04$  (über 100 % Eis) bewirkt eine Änderung der Eiskonzentration von 3 %. Der Einfluss der höheren Temperatur auf die Eiskonzentration ist gegenläufig zu dem einer höheren Opazität.

Die Zunahme der Oberflächentemperatur  $T_{oE} = -20^\circ\text{C}$  auf  $T_{oE} = 0^\circ\text{C}$  bewirkt eine Abnahme der Eiskonzentration von  $-1\%$ . Eine 10 % höhere Emissivitätsdifferenz bewirkt eine Änderung der Eiskonzentration um  $-1,4\%$ . Die Änderung der

Emissivitätsdifferenzen bzw. des Referenzpunktes  $P_1$  ( $P_0$ ) um +10 % bewirkt eine Änderung der Eiskonzentration um etwa 1 % (10 %).

Die radiometrische Auflösung des SSM/I bei 85 GHz beträgt 0,87 K bzw. 0,7 K für die vertikale und die horizontale Komponente (Tabelle 3.1). Ein Fehler bei der Bestimmung der Helligkeitstemperaturdifferenz von  $\pm 0,8$  K hat einen Fehler bei der Eiskonzentration von 10 % (2 %) zur Folge.

Durch Streuung an asphärischen Teilchen in der Atmosphäre könnte sich die Polarisationsdifferenz ändern, aber nur wenn diese Teilchen eine bevorzugte Orientierung haben. Würde sich die Polarisationsdifferenz um  $\pm 1$  K ändern, hätte dieses einen Fehler von  $\pm 13$  % ( $\pm 2$  %) in der Eiskonzentration zur Folge.

Änderung der Summe der Meereis-Emissivitäten  $\epsilon_V + \epsilon_H$  haben keinen Einfluss auf das Ergebnis der ASI Eiskonzentration. Dies ist anders beim SL-Algorithmus, denn dieser nutzt den Parameter  $PR_{85}$  (Gleichung 5.7). Die Idee dieses Ansatzes ist es, die Abhängigkeit von der Temperatur zu reduzieren. Die Summe  $\epsilon_V + \epsilon_H = f(T, C_{MY})$  hängt vom Anteil mehrjährigen Eises  $C_{MY}$  (oder von den Eigenschaften der Schneeeauflage) und von der Saison bzw. Temperatur  $T$  ab (Abbildung 4.19), wohingegen die Differenz  $\epsilon_V - \epsilon_H$  davon unabhängig ist (Grenfell et al., 1994). Das Differential von  $\epsilon_V - \epsilon_H$  ist

$$d(\epsilon_V - \epsilon_H) = d\epsilon_V - d\epsilon_H, \quad (6.5)$$

und das Differential von  $\epsilon_V - \epsilon_H / (\epsilon_V + \epsilon_H)$  lautet,

$$d\left(\frac{\epsilon_V - \epsilon_H}{\epsilon_V + \epsilon_H}\right) = \frac{1}{\epsilon_V + \epsilon_H} d(\epsilon_V - \epsilon_H) - \frac{\epsilon_V - \epsilon_H}{(\epsilon_V + \epsilon_H)^2} d(\epsilon_V + \epsilon_H). \quad (6.6)$$

Die von Kern (2001, Seite 99) angenommene Näherung  $\epsilon_p \approx \epsilon_{p,FY} \approx \epsilon_{p,MY}$  trifft nicht zu, da die Emissivitäten von erstjährigem Eis  $\epsilon_{FY} \approx 0,9$  und die des mehrjährigen Eises  $\epsilon_{MY} \approx 0,6$  deutlich verschieden sind (Eppler et al., 1992). Der Wert  $\frac{\epsilon_V - \epsilon_H}{(\epsilon_V + \epsilon_H)^2} \approx 0,02$  ist zwar klein, aber die Änderungen der Summe der Emissivitäten sind um bis zu 30 mal größer als die Änderungen der Differenz der Emissivitäten. Der SL-Algorithmus weist daher Abhängigkeiten der berechneten Eiskonzentration von Änderungen der Summe und der Differenz der Emissivitäten auf, die etwa in der gleichen Größenordnung liegen. Die Sensitivität bezüglich Änderungen der Emissivitätsdifferenz ist beim SL verglichen mit dem ASI-Algorithmus um 20 bis 60 % reduziert (Abschnitt 7).

**Tabelle 6.5:** Sensitivität der ASI Eiskonzentration bezüglich Änderungen der Eingangsparameter für 100 % und 0 % Eiskonzentration. Wenn nicht anders angegeben betragen  $P_1 = 7,5 \text{ K}$ ,  $P_0 = 47 \text{ K}$ ,  $T_{oE} = -19,6^\circ\text{C}$ ,  $\tau = 0,14$  und  $\Delta\epsilon_E = 0,04$

Änderung des Parameters		$\Delta C$ [%]	$\Delta C$ [%]
→		100 %	0 %
$\tau = 0,14 \pm 0,04$		$\pm 1$	$\pm 10$
$\tau = 0,27 \pm 0,1$		$\pm 3$	$\pm 20$
$\tau = 0,14, T_{oE} = -19,6^\circ\text{C}$	$\tau = 0,27, T_{oE} = -3,3^\circ\text{C}$	3	
$T_{oE} = -20^\circ\text{C}$	$T_{oE} = 0^\circ\text{C}$	-1	
$\Delta\epsilon = 0,04$	$\Delta\epsilon = 0,05$	-1,5	
$P_1 = 7,5 \text{ K}$	$P_1 = 8,25 \text{ K}$	1	
$P_0 = 47 \text{ K}$	$P_0 = 51,7 \text{ K}$		10
$\Delta T_B = 0,8 \text{ K}$		$\pm 10$	$\pm 2$

## 6.5 12. März 1998: Frostblumen

Das Flugmuster des ersten ARTIST Fernerkundungsflugs am 12. März 1998 ist in Abbildung 6.12 dargestellt. In den Tagen vor dem 12. März führte ein Hochdruckgebiet über Grönland und ein Tiefdruckgebiet über Svalbard zu einer kalten nördlichen Luftströmung (Hartmann et al., 1999). Am 12. März bewirkte ein Hochdruckgebiet über Franz-Josef-Land und ein Tiefdruckgebiet über der Grönlandsee eine warme aufeisige Strömung im Westen Svalbards (Brümmer und Thiemann, 2002). Die Minimum-Lufttemperatur am 11. März betrug  $-40,3^{\circ}\text{C}$  im Gebiet der ARTIST Driftboje 9372 bei  $81,8^{\circ}\text{N}$  und  $10,9^{\circ}\text{O}$ . Die niedrigen Temperaturen begünstigten ein sehr schnelles Wachstum von Frostblumen.

Die am 12. März aufgenommenen ERS-SAR- und SSM/I-Daten wurden mit dem RABE-Algorithmus klassifiziert (Abschnitt 5.4.1). Bei der Auswahl der Trainingsgebiete waren die Aufzeichnungen der visuellen Beobachtungen (Logbuch) während des Messfluges hilfreich. Die Flughöhe betrug etwa 1600 m. Zur genauen Zuordnung der Flugzeugdaten zu den SAR-Daten wurde neben der Lage des Flugzeugs auch die Eisdrift berücksichtigt. Die mittlere Geschwindigkeit der Driftboje 9372 zwischen 12 und 18 Uhr betrug  $0,06\text{ ms}^{-1}$  in einem Winkel von  $52^{\circ}$  zum Nordpol (Richtung NE). Dies bewirkt einen relativen Versatz entsprechend etwa 9 ERS-SAR Pixeln (25 m Auflösung) bei einer Zeitdifferenz von einer Stunde zwischen der Flugzeug-Messung und der SAR-Aufnahme.

Wie in Abschnitt 3.2.1 erwähnt, gab es bei diesem ersten Flug Probleme mit der thermischen Isolierung der Radiometer. Es sind also große Fehler durch die Drift der Systemparameter möglich. Der relative Verlauf der gemessenen Helligkeitstemperaturen liefert dennoch wichtige Informationen, die zur Interpretation mit herangezogen werden können.

In den ERS-SAR-Bildern wurden fünf verschiedene Oberflächentypen unterschieden: offenes Wasser (OW), junges Eis (NI), von Frostblumen bedecktes junges Eis (FR), erstjähriges Eis (FY) und altes Eis (MY). Es wurden je Klasse etwa 10 Regionen auf den ERS-SAR-Bildern selektiert und jeweils zum Training oder Test des Klassifikators verwendet. Es wurden die drei Merkmale MEAN, LEE und ASI (Tabelle 5.6) zur Klassifikation verwendet. Die Anzahl der Referenzvektoren betrug 500.

Die Trainingsdaten wurden mit einer Genauigkeit von 95,66 % richtig klassifiziert. Die von den Trainingsdaten unabhängigen Testdaten wurden mit einer Genauigkeit von 81,45 % richtig klassifiziert. Tabelle 6.6 zeigt die Vertauschungsmatrix der Testdaten. Die Klasse OW wird am besten identifiziert. Jeweils weniger als 3 % werden mit NI oder FY verwechselt. Die Klasse FR wird am schlechtesten identifiziert, etwa 50 % wird mit MY verwechselt. Die Klassen NI, FY und MY werden zu etwa 20 %-30 % falsch identifiziert.

In Abbildung 6.13 ist das Ergebnis der RABE-Klassifikation der Satelliten-Daten gezeigt. Im ERS-SAR-Bild in Abbildung 6.12 sind im südlichen Abschnitt zwei

**Tabelle 6.6:** Vertauschungsmatrix der 10000 Testdaten vom 12. März 1998. OW: offenes Wasser, NI: junges Eis, FR: Frostblumen, FY: erstjähriges Eis, MY: altes Eis.

	NI	OW	FY	MY	FR
NI:	2632	51	428	158	31
OW:	72	2443	34	0	0
FY:	54	0	1475	457	28
MY:	0	0	9	1067	531
FR:	0	2	0	0	528

sehr helle Gebiet zu erkennen. Anhand der SSM/I Eiskonzentrations-Daten lässt sich das helle Gebiet bei  $11^\circ\text{O}$  eindeutig dem eisfreien Ozean zuordnen. Das helle Gebiet bei  $8^\circ\text{O}$  weist eine hohe Eiskonzentration auf. Ohne die zusätzliche SSM/I-Information wäre eine Unterscheidung dieser beiden Gebiete nur anhand des mittleren Rückstreuwertes nicht möglich. Dieses Beispiel zeigt, dass die kombinierte Analyse von SSM/I und ERS-SAR-Daten eine verbessertes Ergebnis liefern kann.

In Abbildung 6.14 ist der Ausschnitt bei  $80,8^\circ\text{N}$   $8^\circ\text{O}$  aus dem ERS-SAR-Daten zusammen mit dem entsprechenden Line-Scanner-Bild dargestellt. Es wurde nicht gereferenziert und ist deswegen relativ zum SAR-Bild verzerrt. Bei 1600 m Flughöhe und  $90^\circ$  Öffnungswinkel beträgt die Breite des Line-Scanner-Streifens 3,2 km, also ein Viertel der Breite des SAR-Ausschnittes. In der Abbildung 6.15 sind die Messwerte der Helligkeitstemperatur und der Radar-Rückstreuung entlang des Flugprofils dargestellt. Dem SAR-Bild in Abbildung 6.14 sind farb-kodierte Klassifikationsergebnisse als Profil (AWI-Radiometer) und als Raster (RABE Ergebnis) überlegt. Der horizontal polarisierten 19 GHz-Helligkeitstemperatur des AWI-Radiometers wurden folgende Farben zugeordnet:  $T_B < 170\text{ K}$  (blau),  $170\text{ K} \geq T_B < 185\text{ K}$  (hellgrün),  $T_B > 185\text{ K}$  (rot).

Während der Flugzeit von 12:29 bis 12:31 wurde im Logbuch graues Eis (GI), offenes Wasser (OW) sowie heller Nilas (NI) notiert. Dies entspricht dem oberen Bildbereich in Abbildung 6.14. Der Rückstreukoeffizient  $\sigma_0$  beträgt dort etwa -7 bis -2 dB. Solche hohe Rückstreuwerte treten normalerweise nur bei vom Wind aufgerauhtem offenem Wasser, mehrjährigem Eis oder bei Frostblumen auf. Im Line-Scanner-Bild ist zu erkennen, dass es sich nicht um offenes Wasser oder mehrjähriges Eis handeln kann. Es handelt sich bei diesem Gebiet daher sehr wahrscheinlich um mit Frostblumen bedecktes junges Eis. Die beiden im Radiometerprofil als blau gekennzeichneten Punkte sind im Line-Scanner-Bild als dunkle Risse erkennbar.

Im Logbuch wurden zwischen 12:32:31 bis 12:33:23 dunkler (DN) und heller (LN) Nilas, graues Eis (GI) und mehrjähriges Eis (MY) notiert. Die RABE Klassifikation ergibt erstjähriges Eis (rot), Nilas (grün) und offenes Wasser (blau).

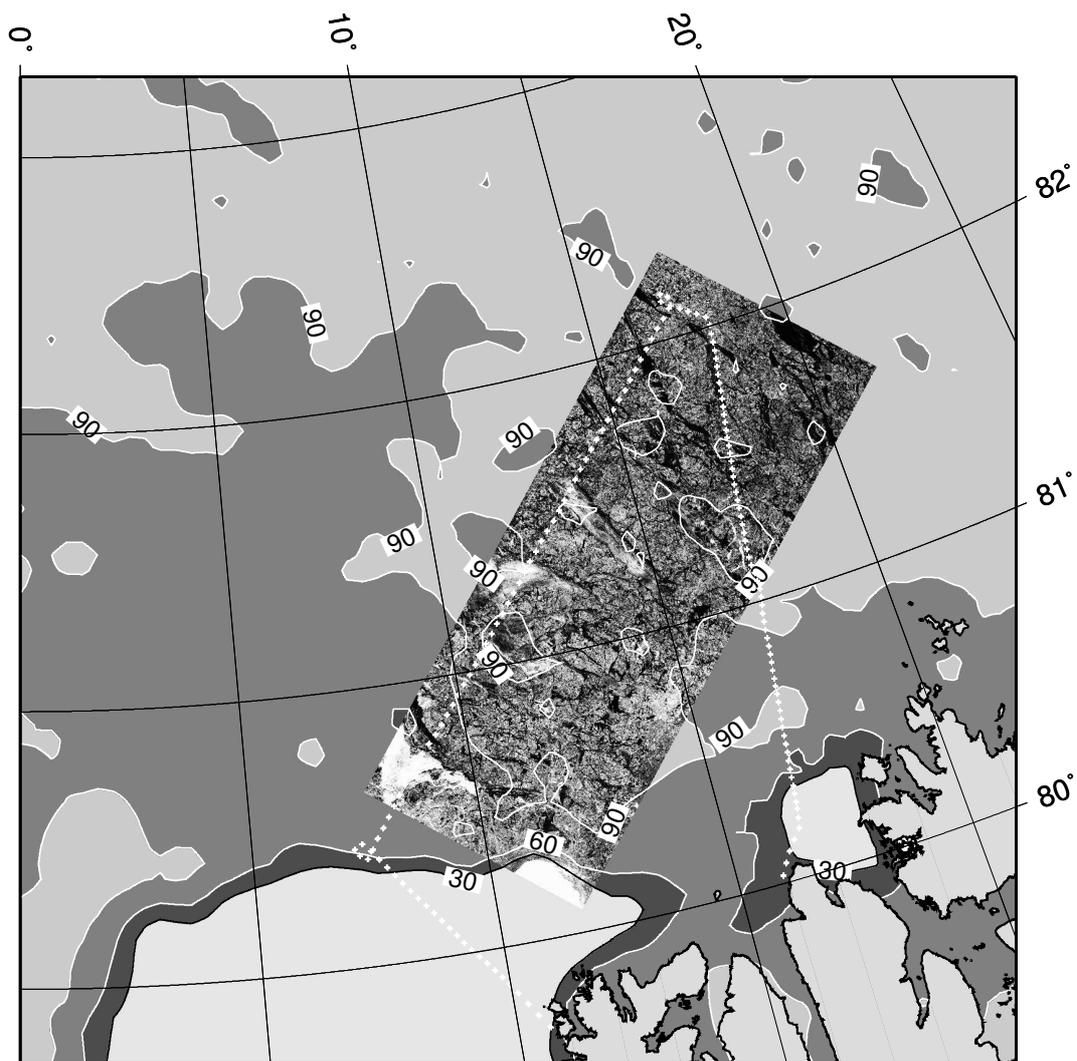
Um 12:34:53 wurde im Logbuch offenes Wasser mit Seerauch notiert. Diese et-

wa 1 km breite Rinne wurde mit dem RABE-Algorithmus als offenes Wasser ausgewiesen, was an den blauen Rasterpunkten in Abbildung 6.14 zu sehen ist. Der Rückstreukoeffizient  $\sigma_0$  beträgt dort etwa -20 bis -18 dB. Auch in Abbildung 6.13 ist diese etwa 20 km lange Rinne zu erkennen. Das Gebiet ist groß genug, um vom SSM/I detektiert zu werden. Die Eiskonzentration sinkt dort unter die 60 % Marke, wie an der Isolinie (weiß) zu erkennen ist. Um 12:34:11 wurde im Logbuch mehrjähriges Eis notiert. Bei der Beobachtung aus dem Flugzeug ist es sehr schwierig, mehrjähriges Eis von erstjährigem Eis richtig zu unterscheiden. Der Rückstreukoeffizient  $\sigma_0$  beträgt dort etwa -10 dB, was eher für erst- als für mehrjähriges Eis spricht.

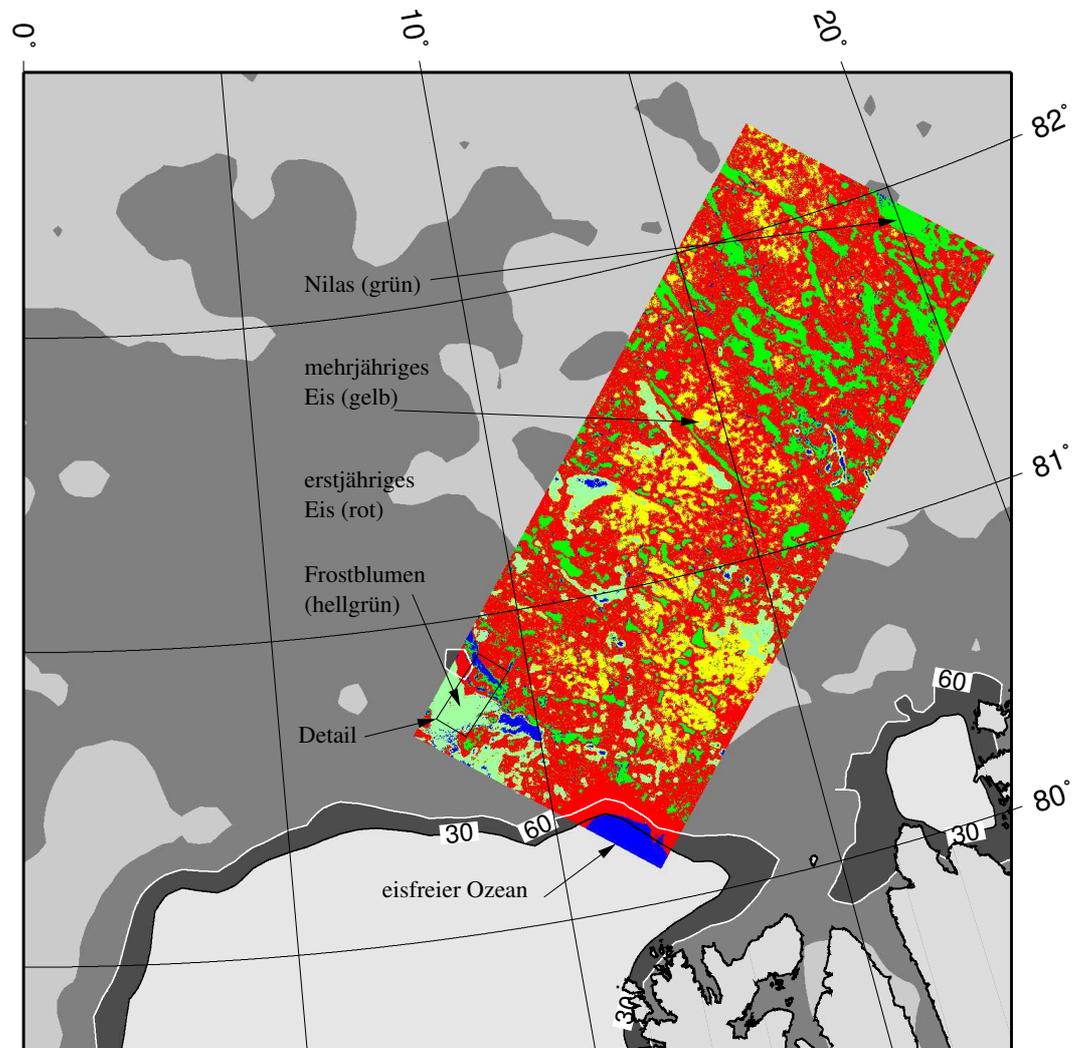
Für den Rest des Fluges von 12:35 bis etwa 14:15 ergibt sich eine gute Übereinstimmung zwischen Beobachtungen und der RABE-Klassifikation in Hinblick auf die Unterscheidbarkeit von Nilas einerseits und erst- und mehrjährigem Eis andererseits. Erst- und mehrjähriges Eis können jedoch nicht unterschieden werden. Dies hat zwei Gründe. Zum einen ist die Identifikation vom Flugzeug aus schwierig für den Beobachter. Zum anderen weisen diese Eistypen auch im SAR-Bild einen geringen Kontrast auf. Im SAR-Bild kann mehrjähriges Eis teilweise an der runden Schollenform identifiziert werden. Dieses Merkmal geht jedoch nicht in die Klassifikation mit ein, denn das RABE-Verfahren basiert nicht auf Methoden der Szenenanalyse (Abschnitte 5.2 und 5.4.1).

In Abbildung 6.12 und 6.13 ist eine große runde Scholle (etwa 10 km Durchmesser) mehrjährigen Eises an der Position 81,5°N 14°O (Spitze des Pfeils, welcher das mehrjährige Eis markiert, Abbildung 6.13) zu erkennen. In Abbildung 6.16 ist ein Ausschnitt des in Abbildung 6.12 SAR-Bildes gezeigt, welcher genau diese runde Scholle enthält. Auch am 30. März (Abschnitt 6.6) wurde diese Scholle anhand ihrer Konturlinie im SAR-Bild identifiziert. Die Beobachtung über diesen Zeitraum zeigt die Veränderung der Rückstreueigenschaften des an der runden Scholle angrenzenden jungen Eises (Abschnitt 7).

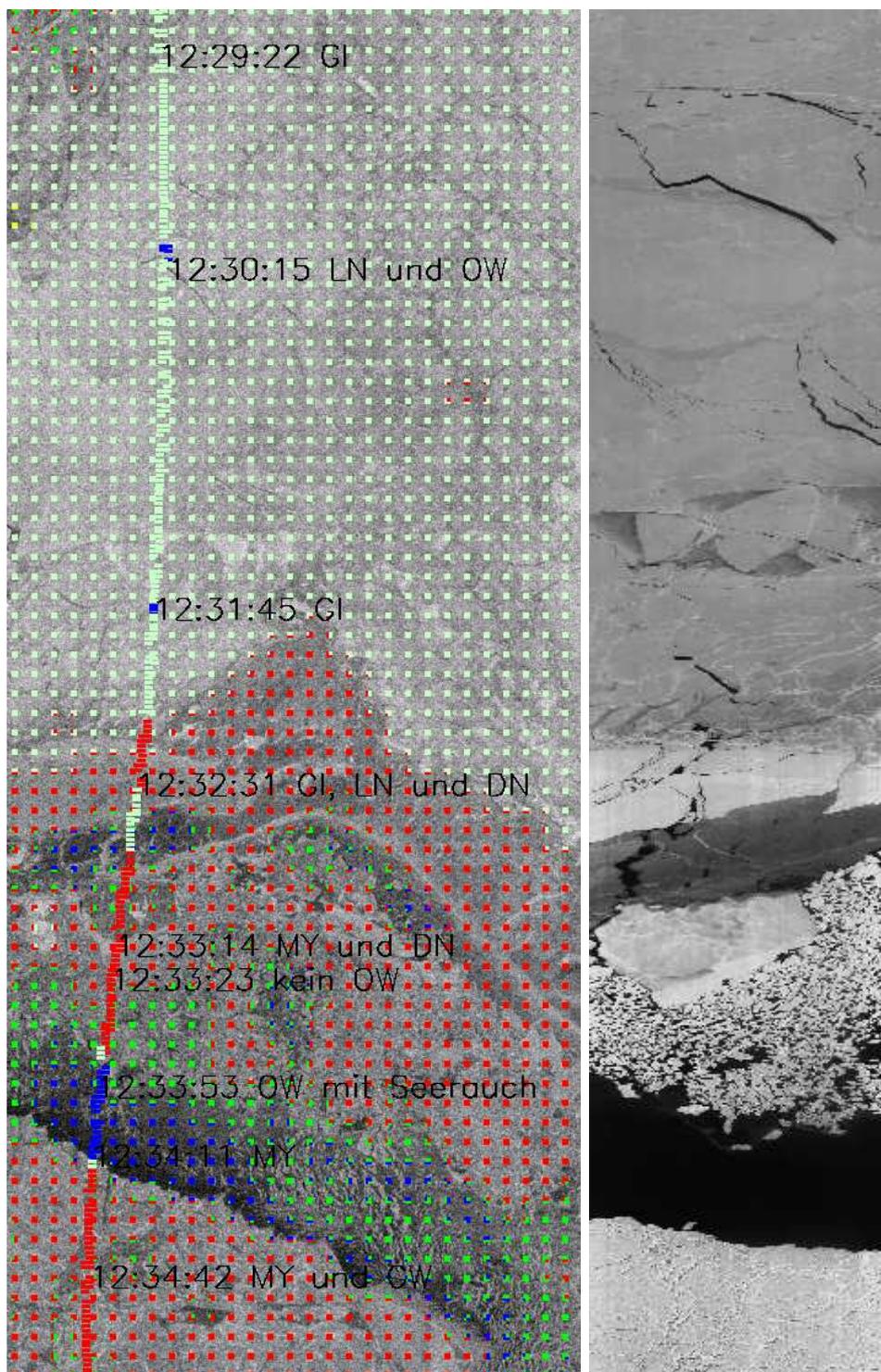
An vielen Stellen im SAR-Bild wird mehrjähriges Eis angezeigt, wo sich aber tatsächlich von Frostblumen bedecktes junges Eis befindet. Dieser Fehler wurde schon in der Vertauschungsmatrix 6.6 signalisiert. Junges Eis kann je nach Frost-Flower-Bedeckungsgrad, ähnlich wie offenes Wasser je nach Windgeschwindigkeit, einen sehr großen Bereich von möglichen Rückstreuwerten aufweisen. Im gezeigten Beispiel wurden die Frostblumen nur dort als solche identifiziert, wo die Rückstreuung höher als die des mehrjährigen Eises ist. Dies ist aber nicht immer der Fall. Junges Eis mit einer mittleren Frost-Flower-Bedeckung weist Rückstreuwerte wie erst- und mehrjähriges Eis auf, und wird daher vom Klassifikator mit diesem verwechselt. Für eine verbesserte Klassifikation von Frostblumen müssen daher noch andere als die hier verwendeten Merkmale in die Analyse mit einbezogen werden (Abschnitt 7.3).



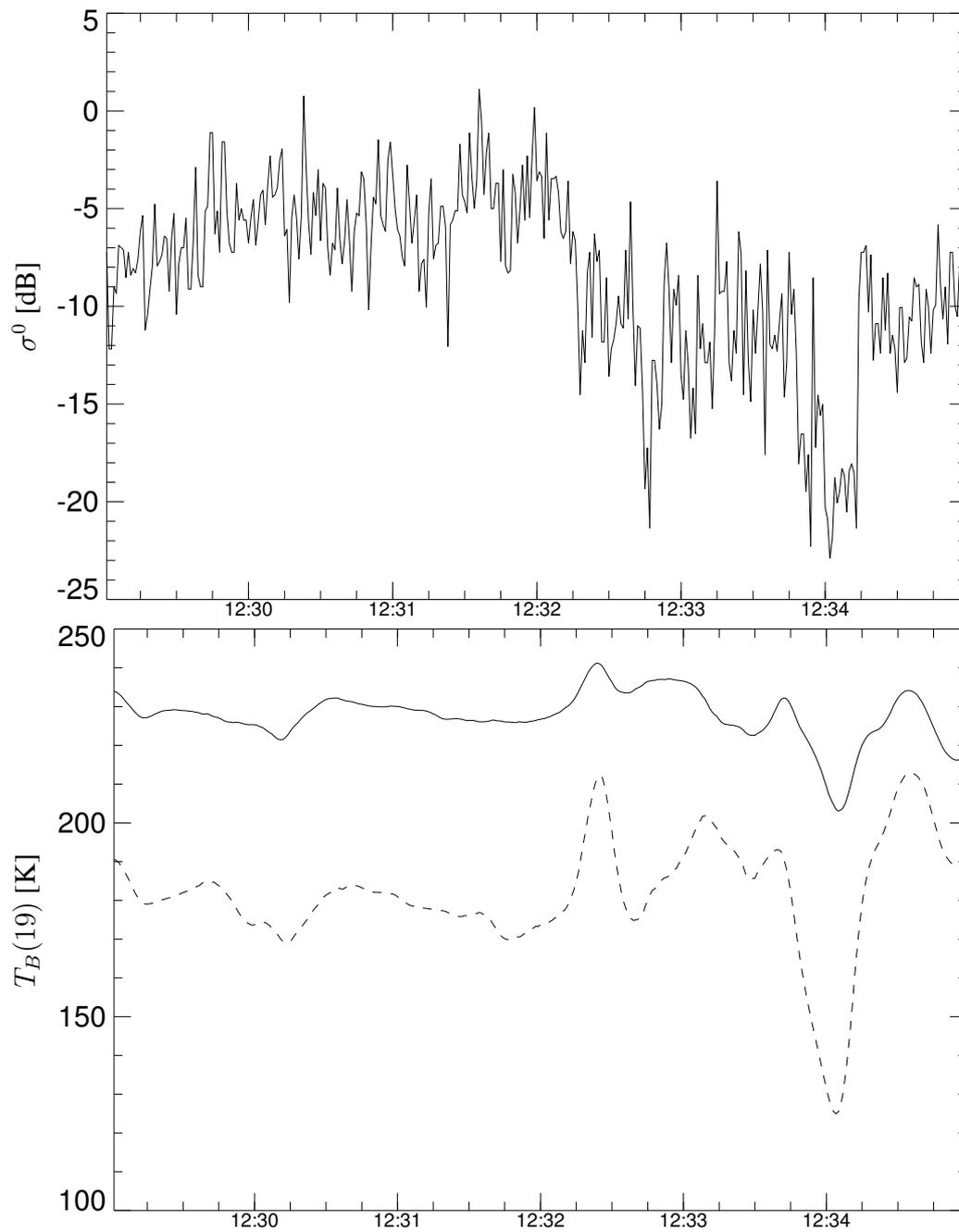
**Abbildung 6.12:** ASI Eiskonzentration, ERS-SAR-Szenen (Orbit 15122, Frames 1943, 1935, 1953; 12:18). und Flugmuster der POLAR 4 am 12. März 1998.



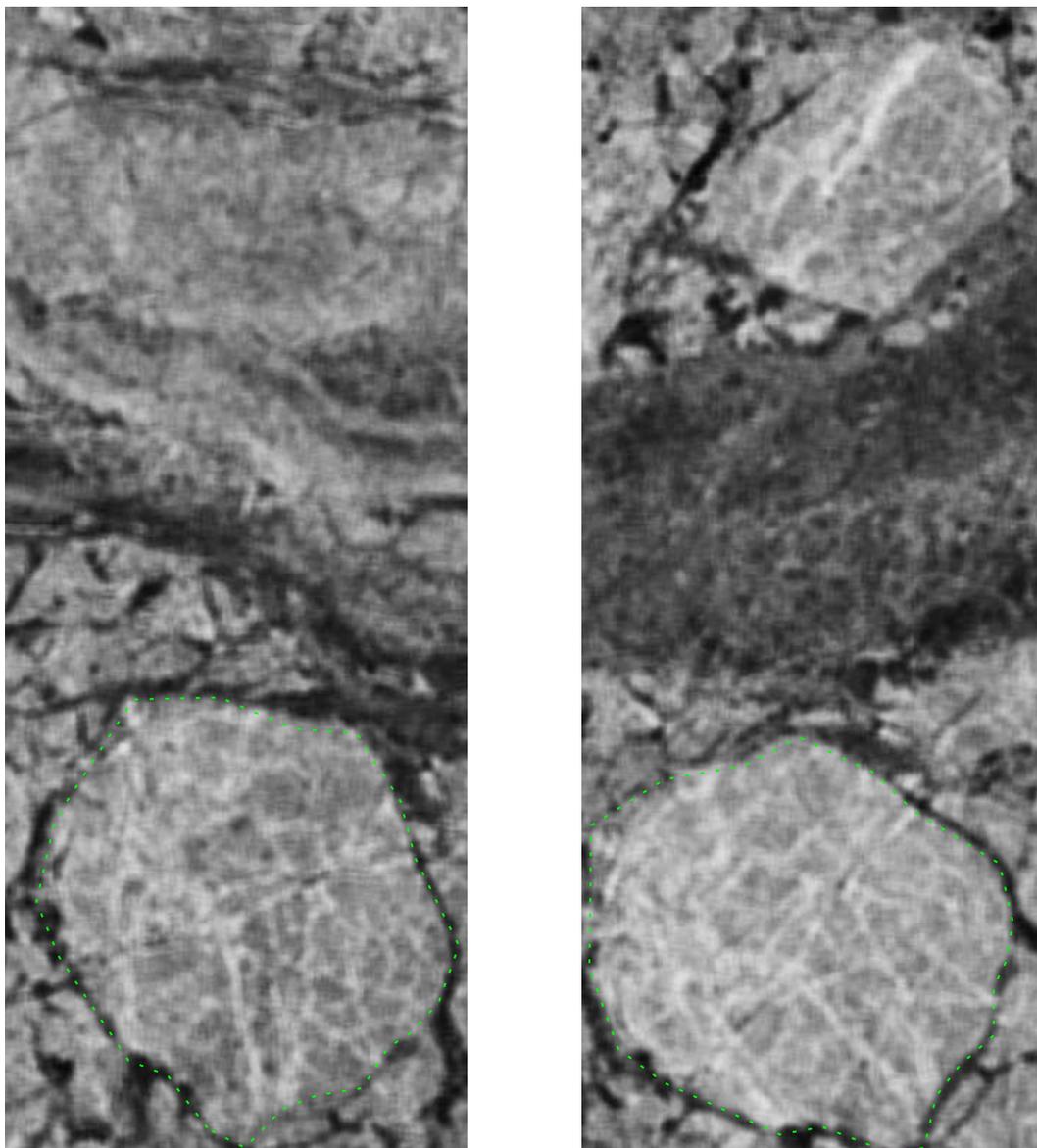
**Abbildung 6.13:** ASI Eiskonzentration und klassifizierte ERS-SAR-Szenen entsprechend Abbildung 6.12. Fünf verschiedene Oberflächentypen sind farb-kodiert dargestellt. Der markierte Ausschnitt (schwarzes Rechteck) bei  $80,7^{\circ}\text{N}$   $8,8^{\circ}\text{O}$  ist in Abbildung 6.14 vergrößert (und um etwa  $70^{\circ}$  rotiert) dargestellt. Das weiße Fünfeck in der Nähe des Ausschnitts kennzeichnet die 60% Eiskonzentrations Isolinie.



**Abbildung 6.14:** Ausschnitt (12 km×28 km; 80,7°N 8,8°O) aus einer SAR-Szene (links) aufgenommen am 12. März 1998, 12:18 und entsprechendes Line-Scanner-Bild (rechts).



**Abbildung 6.15:** Zeitserien der ERS-SAR Radar-Rückstreukoeffizienten  $\sigma^0$  und der AWI-Radiometer Helligkeitstemperaturen bei 19 GHz (V-Pol. durchgezogen, H-Pol. gestrichelt) entlang des in Abbildung 6.14 dargestellten Flugprofils.



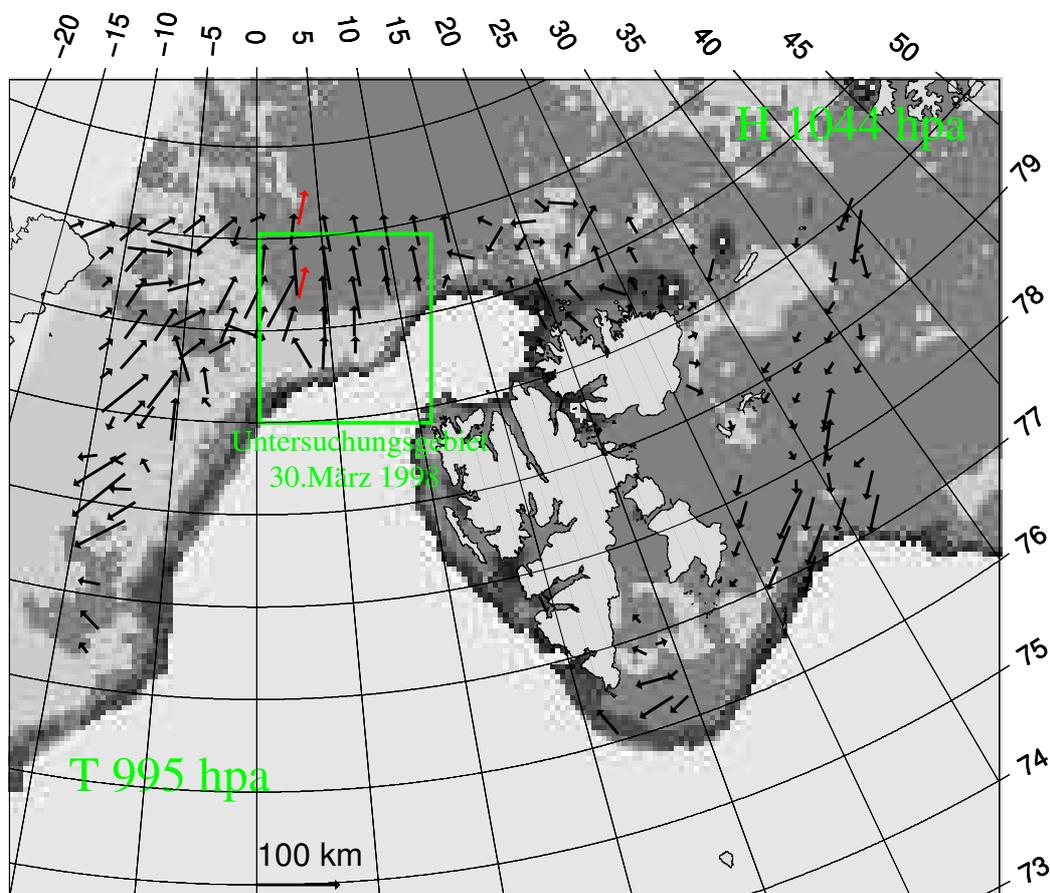
**Abbildung 6.16:** Ausschnitte ( $8\text{ km} \times 19\text{ km}$ ) aus den ERS-SAR-Bildern (LEE-gefiltert) vom 12. März (links) und vom 30. März (rechts). Die gekennzeichnete Eisscholle lässt sich in beiden Bildern wiederfinden. Das junge Eis (oben in den Bildern) zeichnet sich durch eine variabelere Signatur aus und ist rechts nicht unbedingt das gleiche Eis wie links.

## 6.6 30. März 1998: kompakte Eiskante und Pfannkucheneis

Am 30. März 1998 wurde der zweite ARTIST-Fernerkundungsflug simultan zu entsprechenden ERS-SAR Aufnahmen durchgeführt. Ein Hochdruckgebiet im Nordosten von Svalbard und ein Tiefdruckgebiet nördlich der Insel Jan Mayen sorgten für eine südliche Luftströmung, die die Eiskante in der Framstraße kompaktierte (Abbildung 6.17). Die ARTIST Boje 9372 hat um 12 Uhr bei  $81,54^{\circ}\text{N}$ ,  $2,78^{\circ}\text{O}$  eine Lufttemperatur von  $-12^{\circ}\text{C}$  gemessen. Als Untersuchungsgebiet wurde ein Kreuzungspunkt des auf- und des absteigenden ERS-Orbits (*Ascending/Descending*) gewählt. Dieses Gebiet zeichnet sich dadurch aus, dass innerhalb weniger Stunden zwei ERS-SAR Aufnahmen mit unterschiedlicher Aufnahmegeometrie aufgenommen wurden (Abbildung 6.20). Damit sind verschiedene Analysen möglich, die mit nur einem SAR-Bild nicht möglich wären. Erstens kann aus der Verschiebung in den Bildern die Eisdrift bestimmt werden, die wichtig für die genaue Zuordnung zwischen ERS-SAR und Flugzeug-Daten ist. Zweitens ist es möglich, aus den zwei Messungen mit unterschiedlicher Aufnahmegeometrie die Einfallswinkelabhängigkeit des Rückstreukoeffizienten zu bestimmen. Drittens können zeitliche Veränderungen des Rückstreukoeffizienten beobachtet werden, welche zusätzliche Informationen über die betrachtete Oberfläche liefern.

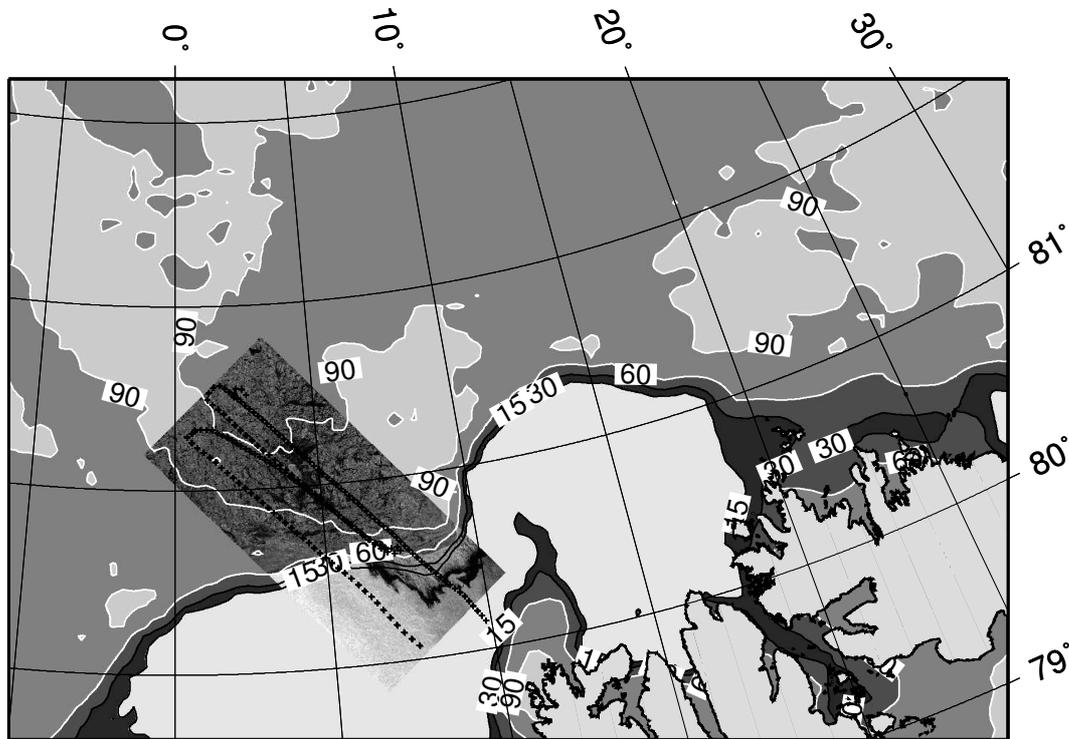
### 6.6.1 Eisdrift

Zwischen 15 und 18 Uhr wurden Messungen von Bord der POLAR 4 über dem Eis durchgeführt (Abbildung 6.18). ERS-SAR-Bilder wurden um 12:52 und um 19:31 aufgenommen. Die Flughöhe der POLAR 4 betrug 500 bis 600 m, daraus ergibt sich eine räumliche Auflösung der AWI-Radiometer von 245 bis 294 m am Boden. Bei der räumlichen Zuordnung der AWI-Radiometer- zu den SAR-Daten sollte die Genauigkeit nicht schlechter als die räumliche Auflösung der AWI-Radiometer sein. Die Eisdrift wurde aus den geokodierten SAR-Bildpaaren an  $9 \times 5$  Stützstellen ermittelt. Bildausschnitte der lokale Umgebung der Stützstellen wurde jeweils in den Bildpaaren visuell verglichen. Die Eisdrift ergibt sich aus der relativen Verschiebung der Bildausschnitte gegeneinander, welche die beste Übereinstimmung liefert. Das Eisdriftfeld beschreibt im wesentlichen eine Translation mit nur relativ geringer Deformation ( $<10\%$ ). Die Deformation ergibt sich aus dem Driftfeld durch Subtraktion der mittleren Translation von den einzelnen Driftvektoren (Abbildung 6.19). Während der 6 Stunden und 39 Minuten Zeitdifferenz zwischen den Aufnahmen bewegte sich das Eis 2,7 km in nordöstlicher Richtung ( $27^{\circ}$ ), was einer mittleren Driftgeschwindigkeit von  $0,11 \pm 0,02 \text{ ms}^{-1}$  entspricht. Zum Vergleich wurde die Eisdrift aus Positionsdaten der ARTIST Boje 9372 ermittelt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 6.7 zusammengefasst. Da es keine Positionsdaten der Boje genau zu den Aufnahmezeiten der SAR-Bilder gibt, wurden verschiedene Kombinationen der



**Abbildung 6.17:** Untersuchungsgebiet und Luftdruckverhältnisse (grün) am 30. März 1998. Isoflächen der Eiskonzentration (30 %, 60 %, 90 %) berechnet mit dem ASI4-Algorithmus am 1. April 1998 und Eisdrift vom 28. März bis zum 1. April bestimmt aus SSM/I-Daten (schwarz) und aus Driftbojen (rot).

3-stündlichen Bojendaten betrachtet. Da die aus den Bojendaten ermittelte Variabilität der Eisdrift im Zeitraum 12:00-18:00 relativ gering ist, wird für die Zuordnung der Flugzeug- zu den SAR-Daten eine konstante mittlere Eisdrift von  $0,11 \text{ ms}^{-1}$  angenommen. Wird für die ermittelte Eisdrift ein Fehler von etwa 10 bis 20 % angenommen, so ergeben sich Fehler in der räumlichen Zuordnung von bis zu 350 m. Es sind also beim Vergleich der Flugzeug- und der SAR-Daten Fehler von bis zu 14 SAR-Pixeln (bei 25 m Auflösung) aufgrund der unzureichenden räumlichen Zuordnung zu erwarten.



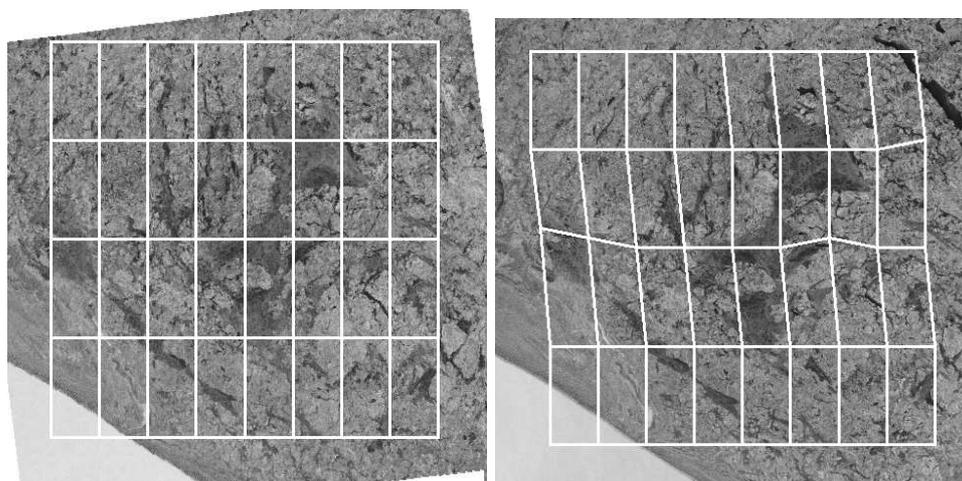
**Abbildung 6.18:** 30. März 1998. Oben: Isolinien und -flächen der Eiskonzentration berechnet mit dem ASI3-Algorithmus, ERS-SAR-Bild (Orbit 15384, Frames 1647,1665, 19:31) und Flugmuster der POLAR 4 (15:00 bis 18:10).

## 6.6.2 Einfallswinkelabhängigkeit

In Abbildung 6.20 ist die Abbildungsgeometrie der komplementären SAR-Bildpaare am 30. März 1998 dargestellt. Für jeden Punkt innerhalb des überlappenden Gebietes gibt es zwei Messungen des Rückstreukoeffizienten unter verschiedenen Einfallswinkeln. Nach einer Korrektur bezüglich der mittleren Eisdrift wurde die mittlere lineare Einfallswinkelabhängigkeit anhand Gleichung 5.45 für das eisbedeckte Gebiet bestimmt (Kaleschke et al., 2000)

$$b = -0,3 \pm 0,1 \quad \text{dB/grad.} \quad (6.7)$$

Der Wert  $b = -0,3 \text{ dB/grad}$  wurde verwendet, um die Einfallswinkelabhängigkeit entsprechend Gleichung 5.44 für alle SAR-Bilder zu normieren. Für eine maximale Winkeldifferenz von  $\Delta\theta = 7,15^\circ$  ergibt sich somit eine Änderung im Rückstreukoeffizienten von  $\Delta\sigma^0 = 2,15 \text{ dB}$ . In Tabelle 6.8 sind verschiedene Messungen der Winkelabhängigkeit des Rückstreukoeffizienten zusammengestellt.



**Abbildung 6.19:** Deformation der Eisfläche im Untersuchungsgebiet. Das Deformationsgitter wurde aus den Verschiebungsvektoren zwischen dem SAR-Bild links (Aufnahmezeit 12:52) und dem SAR-Bild rechts (Aufnahmezeit 19:31) berechnet. Die Deformation wurde aus Darstellungsgründen um den Faktor 50 skaliert

**Tabelle 6.7:** Eisdrift bestimmt aus dem SAR-Bildpaar und aus Positionsdaten der ARTIST Boje 9372 am 30. März 1998.

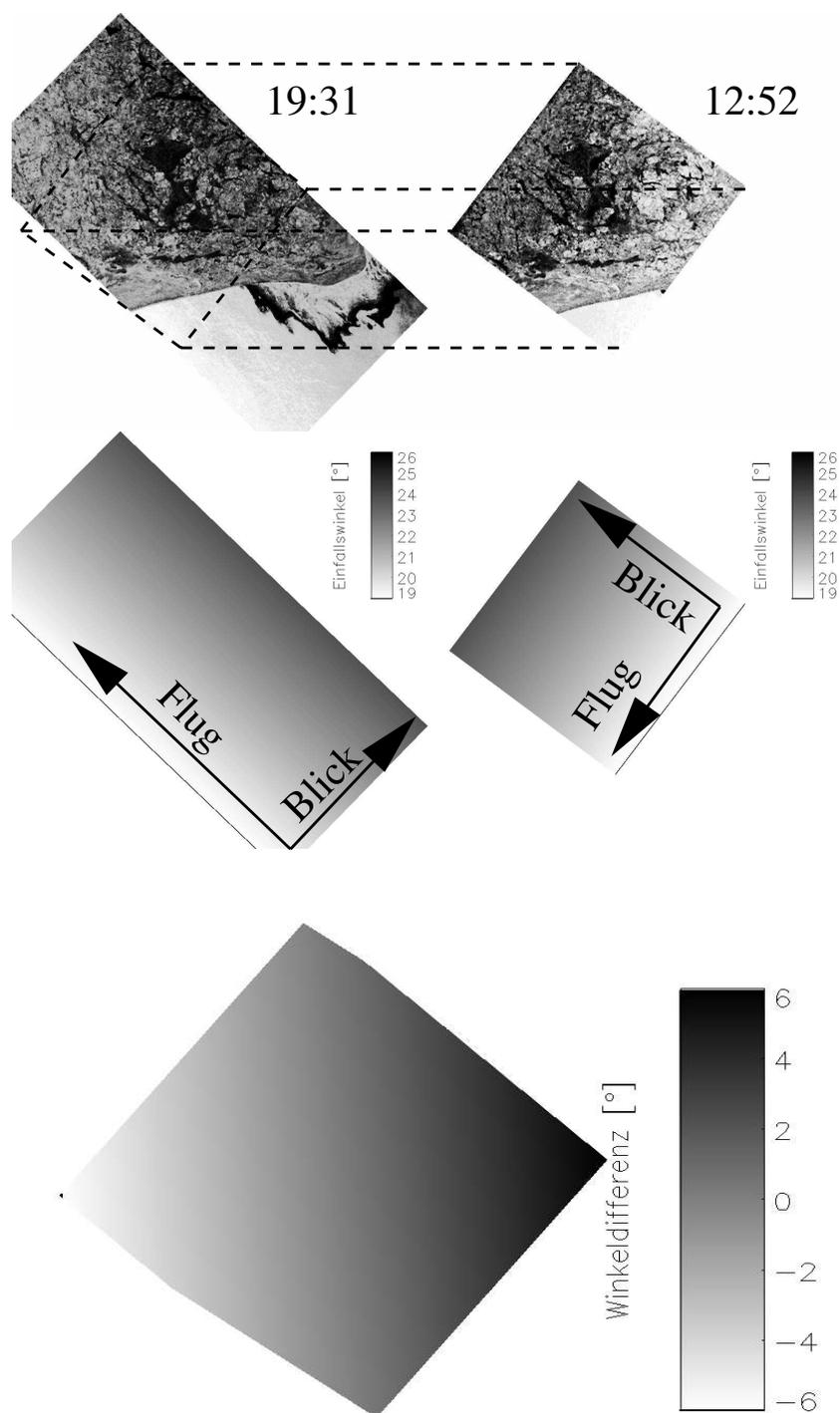
	Boje					SAR-Bilder
Zeitpunkt 1	12:00	15:00	12:00	15:00	18:00	12:52
Zeitpunkt 2	18:00	18:00	21:00	21:00	21:00	19:31
Strecke [km]	2,1	1,08	2,4	2,08	0,45	2,7±0,2
Richtung [grad]	37	43	29	17	-12	27
Geschwindigkeit [ $\text{ms}^{-1}$ ]	0,096	0,10	0,07	0,06	0,04	0,11±0,02

### 6.6.3 Merkmale

Aus den SAR-Bildern wurden die in Tabelle 5.6 angegebenen Merkmale LEE, MEAN, ENT, CON, NED und aus den SSM/I-Daten das Merkmal ASI extrahiert. Die Anwendung der Gleichung 5.61 ergibt auf den Wertebereich  $[0, 1]$  skalierte dimensionslose Merkmale. In Abbildung 6.21 sind diese Merkmalsbilder dargestellt. In Abbildung 6.22 sind zwei Bildausschnitte, die aus dem Bereich des eisfreien Ozeans und aus der Eisrandzone stammen, und die entsprechenden SAR-Bildspektren dargestellt. Der Ausschnitte wurden jeweils bei einem mittleren Einfallswinkel von etwa  $25^\circ$  aufgenommen, welches dem rechten Bildrand (*far range*) in Abbildung 6.21 entspricht. Das eisfreie und eisbedeckte Gebiet (Eiskonzentration 60 bis 90 %) können anhand ihres Rückstreuoeffizienten ( $\sigma_W^0 = -6$  bis  $-12$  dB,  $\sigma_E^0 = -7$  bis  $-14$  dB)

nicht unterschieden werden. Auch anhand der Texturmerkmale ENT und CON ist die Unterscheidung nicht möglich. Das aus dem Bildspektrum abgeleitete Merkmal NED (Gleichung 5.55) ermöglicht die Unterscheidung des eisfreien und eisbedeckten Gebietes. Das multimodale Wellenfeld ändert beim Eindringen in das Eis zum einen seine Ausbreitungsrichtung (Abbildung 6.22). Zum anderen findet eine Umverteilung der spektralen Energie statt. Diese Umverteilung wird mit der normierten Differenz der spektralen Energie von Azimut und Range detektiert. Im Eis sind die Wellen als schmale helle Linien als Folge des *Velocity Bunching* Effektes zu erkennen (Abschnitt 4.2.2).

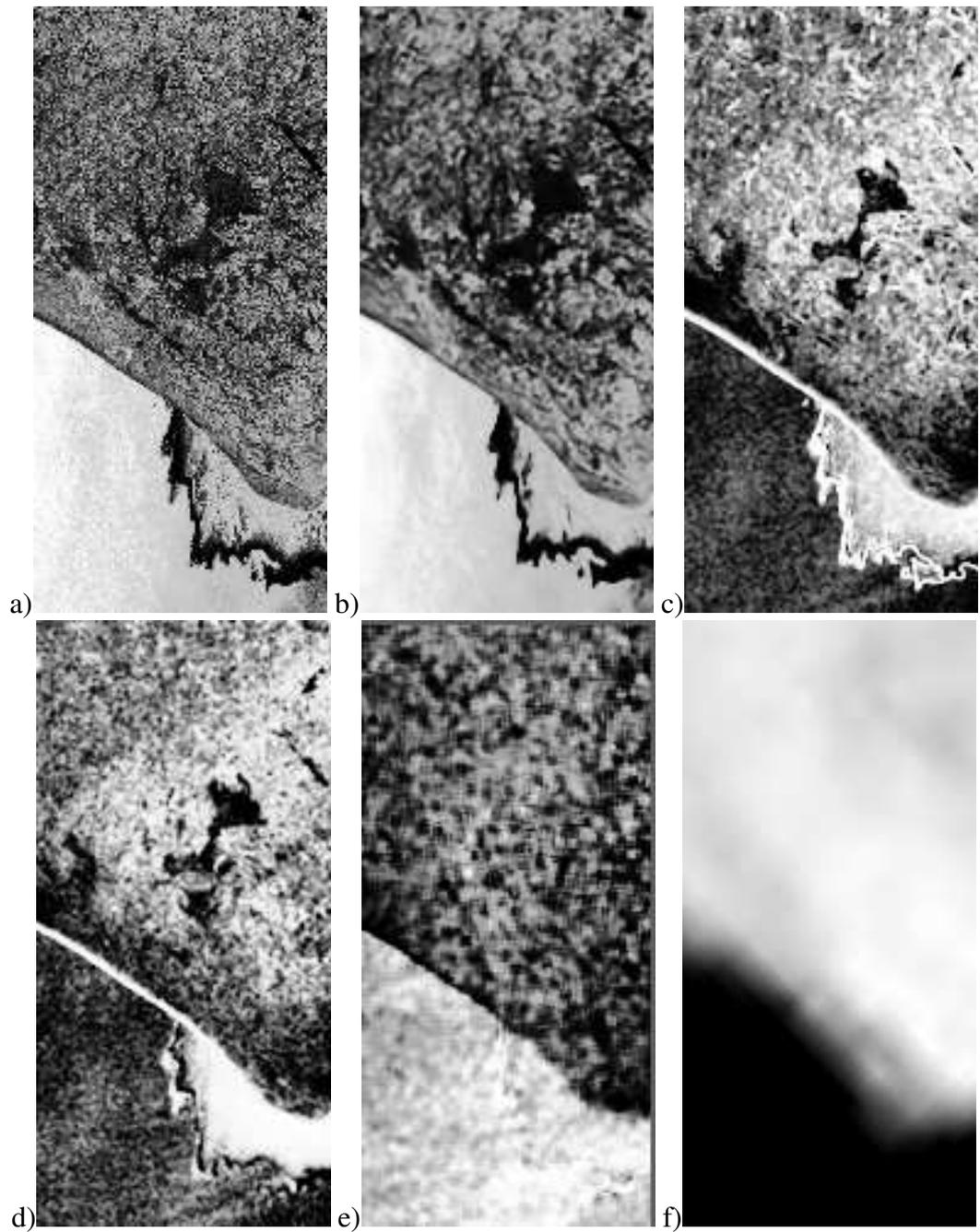
Wie in Abbildung 6.21 zu sehen ist, sind die Merkmale NED und die ASI Eiskonzentration antikorreliert. Auffällig ist das Gebiet jeweils unten rechts, welches in den Merkmalsbildern LEE, MEAN, ENT und CON, aber nicht in den NED und ASI Bildern zu erkennen ist. Hier ist der Ozean mit Eisschlamm und Pfannkucheneis (Abbildung 4.11) bedeckt, der den langwelligen Seegang kaum beeinflusst, aber einen starken Einfluss auf die Oberflächenrauigkeit im Bereich der Bragg-Wellenlänge des Radars ausübt (Abschnitt 6.6.4).



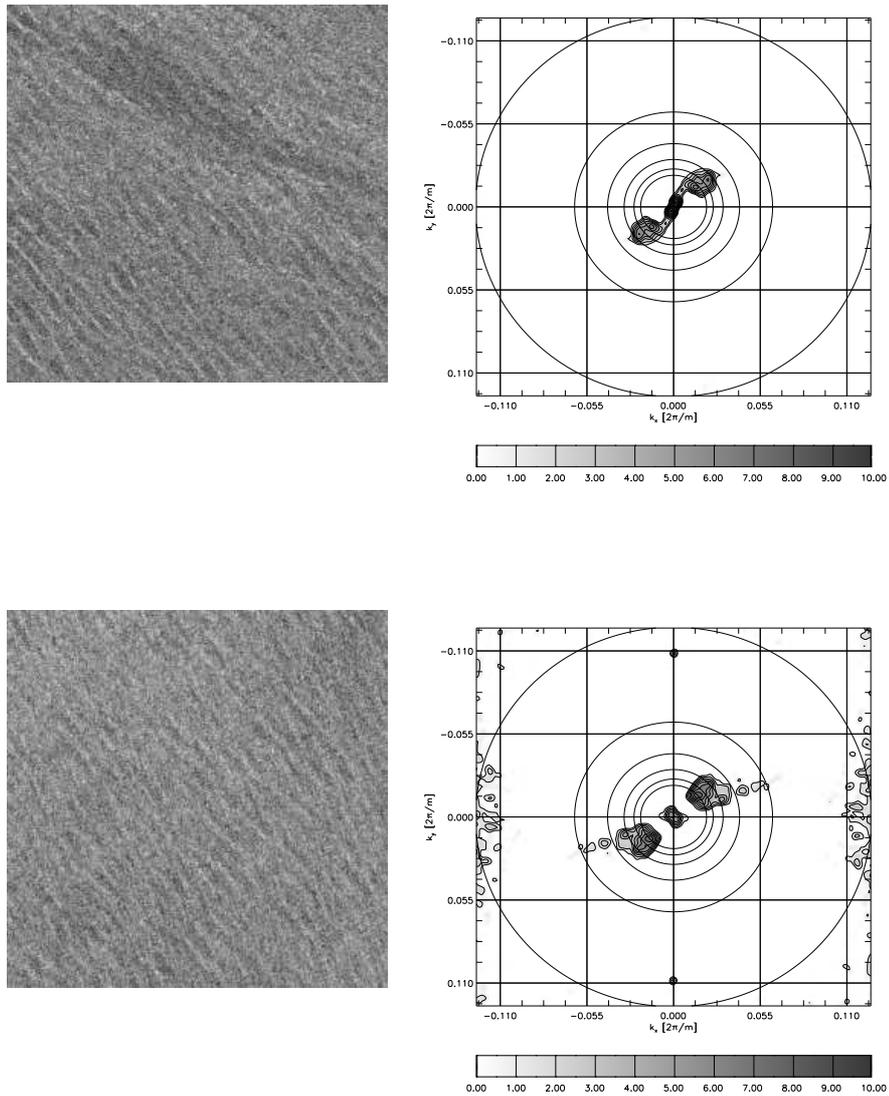
**Abbildung 6.20:** Konfiguration des komplementären SAR-Bildpaares am 30. März 1998 zur Bestimmung der Winkelabhängigkeit des Radarrückstreukoeffizienten  $\sigma^0(\Theta)$ . Dargestellt sind die geokodierten SAR-Bilder (oben), die entsprechenden Einfallswinkel (mitte) und die Winkeldifferenzen (unten).

**Tabelle 6.8:** Winkelabhängigkeit (C-Band nahe 23°) des Rückstreukoeffizienten für verschiedene Oberflächen.

Oberfläche	$b$ [dB/1°]	Methode	Quelle
Mehrjähriges Eis	Winter:-0,08 Frühjahr:-0,27 Sommer:-0,6 Herbst:-0,04	Scatterometer	Onstott (1992)
Erstjähriges Eis	Winter:-0,77 Frühjahr:-0,22 Sommer:-0,6 Herbst:-0,21	Scatterometer	Onstott (1992)
Erst- und mehrjähriges Eis	-0,6	Modell der Oberflächenstreuung (skalare Approximation)	Dierking (1992)
Mehrjähriges Eis / Sommer	-0,25	ERS-SAR Klassifikation	Askne (1994)
Mehrjähriges Eis / Herbst	-0,1 ... -0,3	ERS-SAR Klassifikation	Pettersson et al. (1996)
Junges Eis / Herbst	keine einheitliche Abhängigkeit wegen Frostblumen	ERS-SAR Klassifikation	Pettersson et al. (1996)
Neues, erst- und mehrjähriges Eis / Frühjahr	keine einheitliche Abhängigkeit wegen zu hoher Variabilität	ERS-SAR Klassifikation und LineScanner	Bochert (1996)
Eisrandzone / Frühjahr	$-0,3 \pm 0,1$	ERS-SAR-Bildpaare	Kaleschke et al. (2000)
Eisrandzone / Frühjahr	$-0,28 \pm 0,16$	ERS-SAR-Bildpaare	Houshangpour (2002)



**Abbildung 6.21:** Merkmalsbilder: LEE (a), MEAN (b), ENT (c), CON (d), NED (e), ASI (f).



**Abbildung 6.22:** SAR-Bildausschnitte (256×256 Pixel) und zugehörige Bildspektren im Eis der Eisrandzone (oben) und im Ozean (unten). Zur Berechnung und Darstellung der Bildspektren wurde die Methode von Schmidt (1995) verwendet. Die spektrale Energie ist in einer absoluten Skala in dB eingetragen. Die Kreise in den Spektren kennzeichnen die Wellenlängen 50m (außen) bis 300m (innen) in Schritten von 50 m. Die entsprechenden NED-Werte sind 0,01 (Eis) und 0,08 (Ozean). Ein Foto des in diesem Fall vorherrschenden Eistyps ist in Abbildung 4.17 dargestellt.

### 6.6.4 Klassifikation

In den ERS-SAR-Bildern wurden acht verschiedene Oberflächentypen unterschieden: offenes Wasser (OW), Polynye (PO), Nadeleis (GR), Pfannkuchen (PC), Trümmereis (BR), junges Eis (NI), erstjähriges Eis (FY) und altes Eis (MY). Es wurden je Klasse etwa acht Regionen auf den ERS-SAR-Bildern selektiert und jeweils zum Training oder Test des Klassifikators verwendet.

Die Trainingsdaten wurden mit einer Genauigkeit von 91 %-98 % mit dem RABE-Verfahren richtig klassifiziert. Die von den Trainingsdaten unabhängigen Testdaten wurden mit einer Genauigkeit von 76 %-80 % richtig klassifiziert. Es ergeben sich etwas andere Ergebnisse, je nach der zufällig getroffenen Auswahl, ob ein Gebiet zum Training, oder zum Testen verwendet wird.

In Tabelle 6.9 ist die Vertauschungsmatrix der Testdaten verzeichnet. Dabei wurden die Merkmale LEE, MEAN, ENT, CON und NED verwendet. Die Klassen PC und GR werden jeweils am besten identifiziert (Fehler < 5 %). Die Klassen FY, MY, OW und BR, sowie die Klassen NI und PO werden teilweise verwechselt. Bei der in Tabelle 6.10 verzeichneten Vertauschungsmatrix wurde anstelle des dem SAR-Bild-Spektrum abgeleiteten Merkmals NED die aus den SSM/I-Daten berechnete Eiskonzentration ASI verwendet. In diesem Fall werden die Klassen OW, PC und GR jeweils fehlerfrei identifiziert. Die Klassen FY, MY und BR, sowie die Klassen NI und PO werden teilweise verwechselt. Durch geschickte Vereinigung der Klassen kann man jedoch zu einer konsistenteren Klassifikation gelangen: Vereinigt man die Klassen FY, MY und BR zur neuen Klasse ICE und fasst man die Klassen NI und PO zur Klasse NI zusammen, so werden die fünf verbleibenden Klassen OW, PC, GR, ICE und NI jeweils fehlerfrei identifiziert. Die Klasse GR wird aus den initialen Eistypen, dem Nadeleis und dem Eisschlamm gebildet. Die Klasse NI, schließt die WMO-Eistypen dunkler Nilas, heller Nilas, graues Eis und grauweißes Eis mit ein. Die Klasse FY beinhaltet dünnes bis dickes erstjähriges Eis. Die Klasse MY umfasst zweitjähriges und mehrjähriges Eis.

Im Folgenden werden acht Klassen (OW, PO, GR, BR, PC, NI, FY und MY) bzw. sieben Klassen (PO und OW bilden zusammen Klasse OW) zur Klassifikation verwendet. Das Ergebnis der Klassifikation der gesamten SAR-Bilder ist in Abbildungen 6.23 (acht Klassen) und 6.24 (sieben Klassen) dargestellt.

Wird für die Klassifikation nicht das aus den SSM/I-Daten abgeleitete Merkmal ASI sondern das Merkmal NED verwendet, so stehen die SSM/I-Daten als unabhängige Datenquelle für einen Vergleich zur Verfügung. Aus dem klassifizierten SAR-Bild wurde die Eiskonzentration berechnet, indem für die unterschiedlichen Klassen jeweils eine effektive Eiskonzentration  $C_{eff}(Klasse)$  angenommen wurde. Die effektive Eiskonzentration gibt den typischen Eisbedeckungsgrad der jeweiligen Klasse an. Dies ist insbesondere sinnvoll für die Eistypen, die anhand ihres textuellen Kontextes identifiziert werden (Abschnitt 5.2.5). Bei diesen Eistypen (z.B. Pfannkucheneis) können die einzelnen Schollen nicht vom ERS-SAR auf-

**Tabelle 6.9:** Vertauschungsmatrix der Test-Daten (SAR-Bild: Orbit 16384). Verwendete Merkmale: LEE, MEAN, ENT, CON und NED.

	FY	PC	NI	OW	MY	PO	GR	BR
FY:	1940	10	0	0	302	0	0	470
PC:	53	1506	0	2	21	0	0	0
NI:	0	0	1543	0	0	0	0	0
OW:	0	0	0	367	762	0	0	8
MY:	49	0	0	0	1082	0	0	0
PO:	0	0	321	0	0	456	0	0
GR:	0	0	0	0	0	1	736	0
BR:	0	0	0	0	0	0	0	371

**Tabelle 6.10:** Vertauschungsmatrix der Test-Daten (SAR-Bild: Orbit 16384). Verwendete Merkmale: LEE, MEAN, ENT, CON und ASI.

	FY	PO	PC	GR	NI	OW	MY	BR
FY:	1124	0	0	0	0	0	917	778
PO:	0	959	0	0	680	0	0	0
PC:	0	0	1608	0	0	0	0	0
GR:	0	0	0	1546	0	0	0	0
NI:	0	0	0	0	794	0	0	0
OW:	0	0	0	0	0	787	0	0
MY:	3	0	0	0	0	0	418	0
BR:	0	0	0	0	0	0	0	386

gelöst werden. Anhand der visuellen Beobachtungen vom Flugzeug aus wurden die in Tabelle 6.11 angegebenen effektiven Eiskonzentrationen geschätzt. Die RABE-Eiskonzentration  $C_{RABE}$  ergibt sich aus der RABE-Klassifikation (Gleichung 5.63). Unter anderen Bedingungen können die effektiven Eiskonzentrationen der Klassen PC, GR und BR deutlich andere Werte annehmen, da sie von der Kompaktheit des Eisfeldes abhängen. Der gesamte Flächenanteil dieser Klassen ist im untersuchten Fall jedoch relativ klein, so dass eine Änderung der effektiven Eiskonzentrationen nur einen relativ geringen Einfluss auf das Ergebnis in Hinblick auf den Vergleich zwischen den SSM/I und ERS-SAR Eiskonzentrationen hat.

In der Abbildung 6.23 sind die aus den SSM/I- (ASI3) und ERS-SAR-Daten (RABE) abgeleiteten Eiskonzentrationen als 30 und 60 % Isolinien eingezeichnet. Die räumliche Auflösung der RABE-Eiskonzentration wurde mittels Gaußscher Tiefpassfilterung an die Auflösung des 85 GHz-Kanals angepasst. In Hinblick auf die ASI3-Eiskonzentration stellt die RABE-Eiskonzentration im Mittel eine Überschät-

zung um 4 % dar. Die Standardabweichung der Eiskonzentrationsdifferenzen beträgt 6 %, und die Korrelation zwischen ERS-SAR- und SSM/I-Eiskonzentration beträgt 0,99. Wie in Abbildung 6.23 zu sehen ist, ergibt sich eine recht gute Übereinstimmung der Isolinien im Bereich der kompakten Eiskante. Im südlichen Teil des Bildes gibt es an den Übergängen vom Eisschlamm zum Pfannkucheneis aber offensichtlich Fehlklassifikationen. Dort wird erst- und mehrjähriges Eis detektiert. Auch innerhalb des kompakten Eisgebietes gibt es offensichtlich Fehler. Dort identifiziert der Klassifikator erst- und mehrjähriges Eis als Pfannkucheneis. Diese mögliche Fehlklassifikation wird auch durch die Vertauschungsmatrix prognostiziert (Tabelle 6.9).

**Tabelle 6.11:** Effektive Eiskonzentrationen. Die Eisklassen werden im Text beschrieben.

	OW	PO	PC	GR	BR	NI	FY	MY
$C_{eff}$ :	0	0	0,1	0,1	0,9	1,0	1,0	1,0

Die aus den SSM/I-Daten berechnete ASI Eiskonzentration ist weniger verrauscht als das aus dem ERS-SAR-Bildspektrum berechnete Merkmal NED (Abbildung 6.21). Das Rauschen des Merkmals NED spiegelt sich im Ergebnis der Klassifikation wieder. Die in Abbildung 6.23 offensichtlichen Fehler treten in Abbildung 6.24 nicht auf. Es wurde kein erst- und mehrjähriges Eis im Pfannkucheneisfeld detektiert, und auch kein Pfannkucheneis im Gebiet des kompakten Eises.

Weil die Merkmale ASI und NED im untersuchten Fall ein ähnliches Bild ergeben (Abbildung 6.21), sind auch die Klassifikationsergebnisse bei Verwendung dieser Merkmale ähnlich. In der Tabelle 6.12 ist die Vertauschungsmatrix der Klassifikationsergebnisse mit den Merkmalen ASI und NED angegeben. Die oben beschriebenen offensichtlichen Fehler der Abbildung 6.23 sind in der Tabelle 6.12 abzulesen. Wird das in Abbildung 6.24 (Merkmal ASI) dargestellte Ergebnis als Referenz genommen, so lassen sich die Fehler der Klassifikation bei Benutzung des Merkmals NED in Bezug dazu angeben. So wurde z.B. etwa 43 % (2,8 % der Gesamtfläche, Tabelle 6.12) der in Abbildung 6.23 als PC klassifizierten Oberfläche in Abbildung 6.24 als FY ausgewiesen.

In Tabelle 6.13 sind die gesamten Flächenanteile zusammengefasst. Die größten absolute Abweichungen treten beim Pfannkucheneis (2,3 %) und beim mehrjährigen Eis (1,5 %) auf. Die Klasse Polynye (PO) wurde mit der Klasse offenen Wassers (OW) vereinigt, was die Anzahl der Klassen auf sieben reduziert.

In den Tabellen 6.14 und 6.15 sind Vergleiche der Klassifikationsergebnisse für den Überlapp des ERS-Orbits (Abbildung 6.20) gezeigt. Die Trainingsdaten wurden aus den Bildern des aufsteigenden Astes ausgewählt. Die Daten des absteigenden Astes sind dem Klassifikator unbekannt, sie können als unabhängige Testdaten gewertet werden. Der größte Fehler trat bei der Klassifikation mehrjährigen Eises bei den Testdaten auf, welches bei den Trainingsdaten als erstjähriges Eis identifiziert wird.

**Tabelle 6.12:** Vertauschungsmatrix Klassifikationsergebnisse mit ASI bzw. NED. Angaben in Prozent-Flächenanteil.

	BR	FY	GR	MY	NI	OW	PC
BR	1,4	0	0,6	0	0,2	0	0
FY	0,8	47,2	0	3,4	0	0	0,4
GR	0	0	1,6	0	0	0	0
MY	0,3	1,7	0	4,2	0	0	0
NI	0	0,3	0	0	2,7	0	0
OW	0	0	0	0	0	23,8	0
PC	0	2,8	0	0	0	0	6,5

**Tabelle 6.13:** Klassifikationsergebnisse mit ASI und NED. Gesamte Flächenanteile und absolute Differenz in Prozent.

	ASI	NED	Differenz
BR	2,6	2,2	0,4
FY	53,0	52,0	1,0
GR	1,9	1,8	0,1
MY	7,8	6,3	1,5
NI	2,8	3,0	0,2
OW	23,8	23,8	0,0
PC	7,1	9,4	2,3

### 6.6.5 Vergleich mit AWI-Radiometer

Aus den mit dem AWI-Radiometer gemessenen Helligkeitstemperaturen wurden die  $PR$ - und  $GR$ -Werte berechnet (Gleichungen 5.3 und 5.4). Um eine einfache Klassifikation zu ermöglichen, wurde eine Rotation in der  $PR - GR$ -Ebene durchgeführt. Diese Methode, die auch beim NT2-Algorithmus (Abschnitt 5.1.2) Verwendung findet, ermöglicht die Klassifikation anhand einfacher Schwellwerte. Bei einem Drehwinkel  $\phi = -35^\circ$  ist  $GR'$  nahezu unabhängig von der Eiskonzentration und  $PR'$  nahezu unabhängig vom Eistyp. In der Abbildung 6.25 ist die Verteilung der Klassen im  $PR' - GR'$ -Merkmalsraum dargestellt. Datengrundlage der Abbildung 6.25 ist der Flugabschnitt 17:12 bis 17:57 (der nördlichste Abschnitt in Abbildung 6.18)

Im Folgenden werden die auf diese Weise klassifizierten AWI-Radiometerdaten und die RABE-Ergebnisse qualitativ anhand von Fallbeispielen verglichen. Die Beispiel-Regionen sind in Abbildung 6.24 markiert. In den Abbildungen 6.26 bis 6.28 sind die klassifizierten AWI-Radiometerdaten zusammen mit den ERS-SAR Bildern dargestellt. Die AWI-Radiometerdaten sind entsprechend der Abbildung

**Tabelle 6.14:** Vertauschungsmatrix: Lerndatensatz aufsteigender Umlauf, Testdaten absteigender Umlauf. Angaben in Prozent-Flächenanteil.

	BR	FY	MY	NI	OW	PC
BR	2,2	2,5	0,3	0,1	0	0,7
FY	1,4	54,5	4,6	2,8	0,1	0,2
MY	0,6	12,6	2,1	0,3	0	0,0
NI	0,1	2,5	0,1	2,3	0	0,0
OW	0	0	0	0	7,2	0,1
PC	0	0	0	0	1,1	0,2

**Tabelle 6.15:** Klassifikationsergebnisse auf- und absteigender Umlauf. Gesamte Flächenanteile und absolute Differenz in Prozent.

	Aufsteigend	Absteigend	Differenz
BR	4,2	5,8	1,6
FY	72,2	64,9	7,3
MY	7,2	15,8	8,6
NI	5,5	5,0	0,5
OW	8,4	7,3	1,1
PC	1,0	1,2	0,2

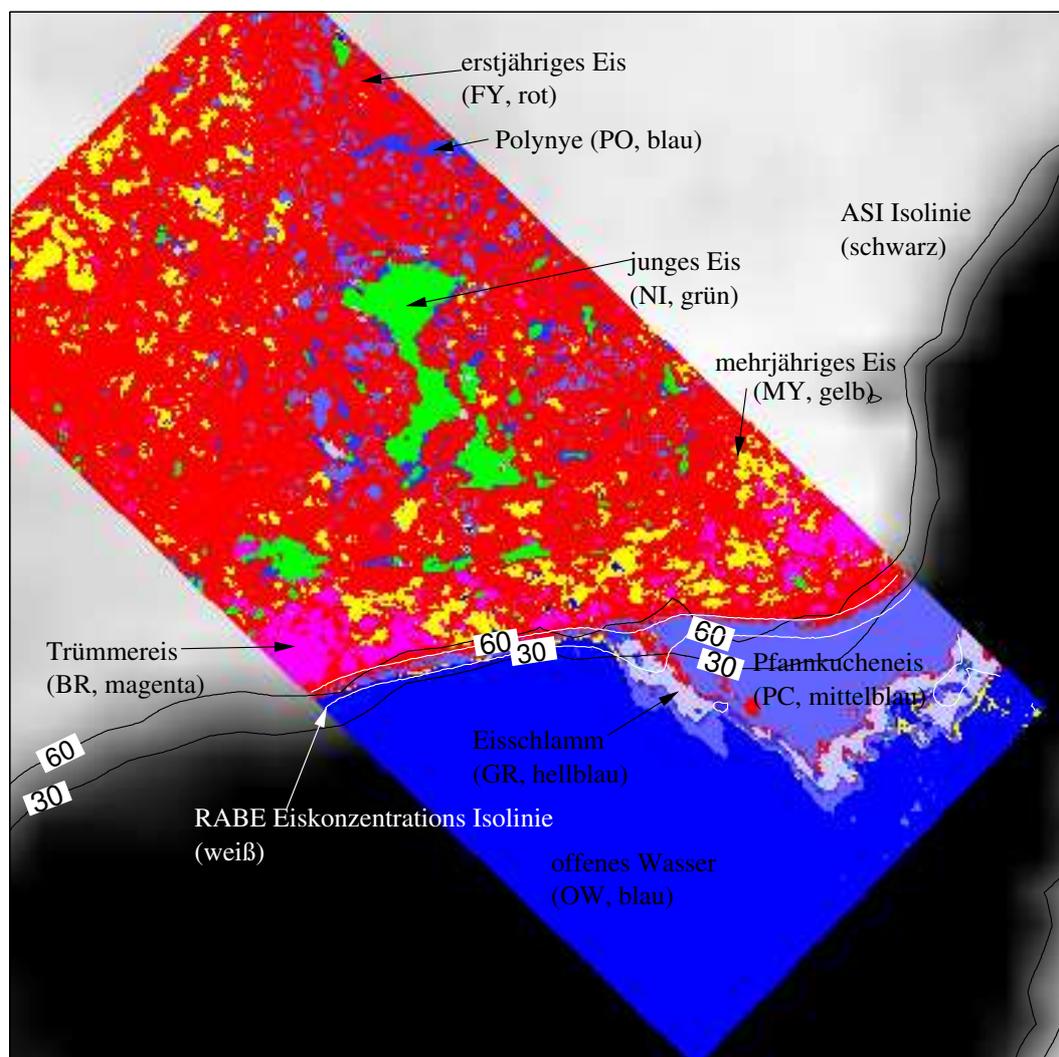
6.25 farb-kodiert. Die ERS-SAR-Daten wurden entsprechend Abbildung 6.24 klassifiziert und in den gleichen Farben in den Abbildungen 6.26 bis 6.28 als farbiges Raster dargestellt. Zusätzlich sind die Beobachtungen aus dem Logbuch vermerkt. Die im Logbuch verwendeten Abkürzungen entsprechen Tabelle 4.3. Zusätzlich wurde zwischen dunklen und hellen Nilas (DN/LN), sowie grauen und grauweißes Eis (GI/GW) unterschieden. Die Kommentare wurden von A. Bochert (AWI-Bremerhaven) während des Messfluges im Logbuch zeitnah notiert. Die Flughöhe betrug während der Messung<sup>1</sup> etwa 500 m.

Es wurde während des Flugabschnittes 17:12 bis 17:57 überhaupt kein mehrjähriges Eis im Logbuch verzeichnet. Die klassifizierten AWI-Radiometerdaten zeigen um etwa 17:18 mehrjähriges Eis (Abbildung 6.26). Der RABE-Klassifikator identifiziert an dieser Stelle erstjähriges Eis. Um 17:29:07 (Abbildung 6.27) zeigt der RABE-Klassifikator mehrjähriges Eis an, die klassifizierten AWI-Radiometerdaten und Logbucheintragen jedoch erstjähriges Eis. Auch im gesamten übrigen Datensatz lässt sich die Unterscheidbarkeit von erst- und mehrjährigem Eis nicht nachweisen.

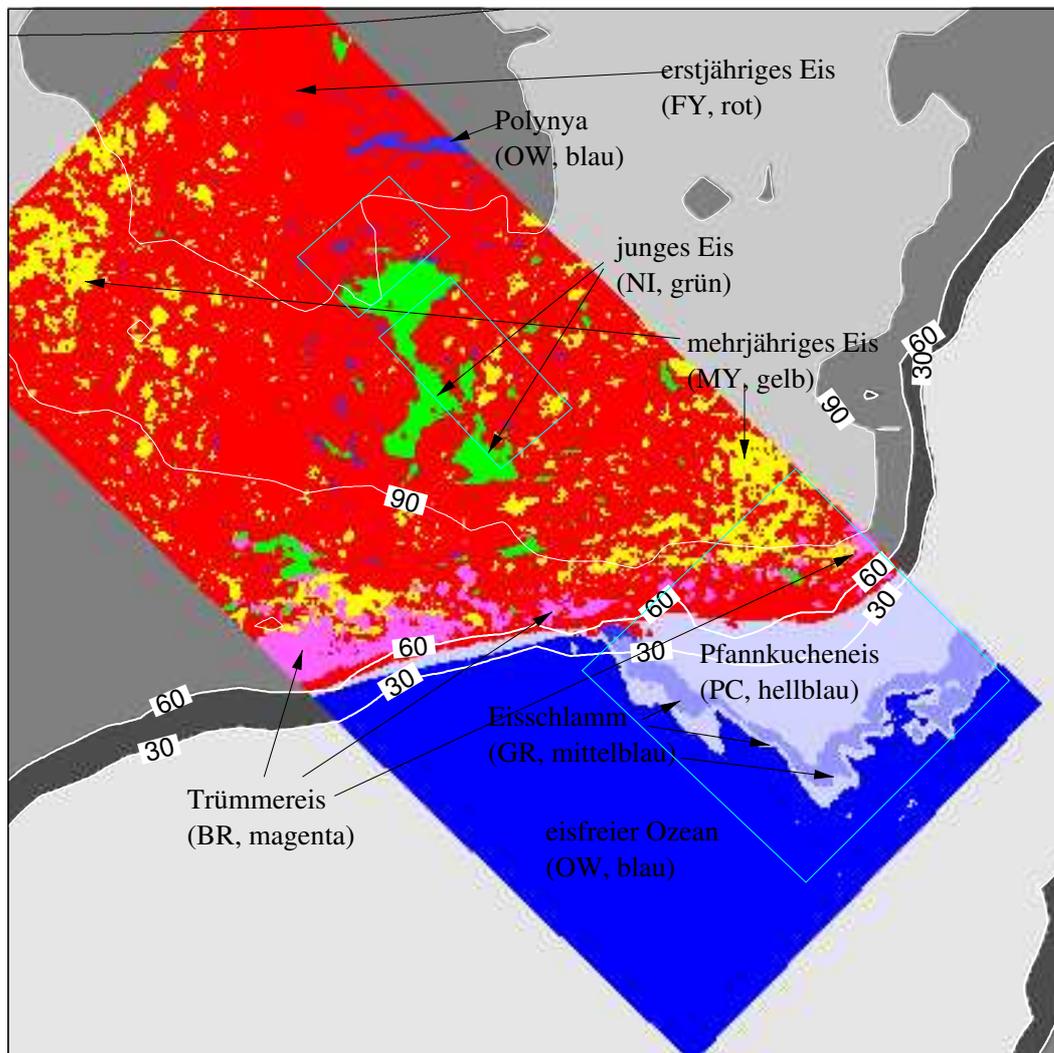
<sup>1</sup>Die Flughöhe war an den Umkehrpunkten der einzelnen Flugabschnitte zu Kalibrationszwecken des Radaraltimeters jedoch geringer, wie z.B in Abbildung 4.11 und 4.17 zu sehen.

Zwischen 17:19 und 17:20, sowie um 17:31 wurde mit dem AWI-Radiometer offenes Wasser detektiert (Abbildung 6.26 und 6.27). Diese Stellen lassen sich auch im RABE-Ergebnis in unmittelbarer Umgebung des Flugprofils wiederfinden. Diese nur sehr kleine Flächen von etwa  $100\text{ m} \times 500\text{ m}$  Ausdehnung können nur durch die Verwendung eines räumlich hochauflösenden Merkmals (LEE) gefunden werden (Abschnitt 5.4.2). Das offene Wasser wird anhand der geringen Rückstreuung ( $\sigma^0 = -23$  bis  $-15$  dB) identifiziert.

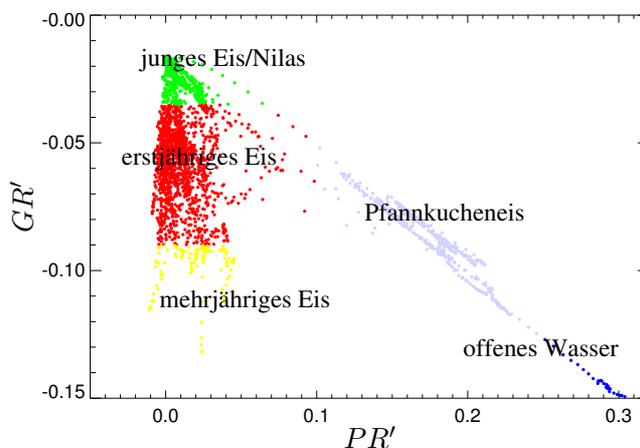
Zwischen 17:20 und 17:30 wurde im Logbuch graues und grauweißes Eis verzeichnet. Dieser Eistyp zeichnet sich im SAR-Bild durch eine homogene Oberfläche und vereinzelte Presseisrücken bzw. Auffaltungen sowie Stellen offenen Wassers aus. Der Rückstreuoeffizient  $\sigma^0$  beträgt  $-16$  bis  $-10$  dB. Das zwischen 17:20 und 17:30 überflogene Gebiet wurde zuvor schon am 12. März überflogen. Dies ergibt sich aus der Verfolgung von charakteristischen Eisschollen in den SAR-Bildern und der daraus ermittelten Eisdrift (Abbildung 6.16). Am 12. März zeichnete sich das Gebiet jungen Eises durch eine besonders hohe Rückstreuung ( $\sigma^0 = -5$  dB) aus. Demnach nahm die mittlere Rückstreuung innerhalb von 18 Tagen um etwa 7 dB ab. Diese Abnahme ist vermutlich durch die Verwitterung der Frostblumen bedingt (Abschnitt 7). Die Regionen des jungen Eises werden durch die AWI-Radiometer anhand der  $GR'$ -Werte ( $GR' > 0,035$ ) identifiziert. Die Klassifikationen der AWI-Radiometer- und der ERS-SAR-Daten stimmen in Hinblick auf die Unterscheidbarkeit von jungem Eis und älteren Eistypen (erst- und mehrjähriges Eis) gut überein. Um 17:44 wurde im Logbuch Trümmereis (BR, Abbildung 4.17) verzeichnet. Dieses wird auch vom RABE-Klassifikator detektiert. Dieser Eistyp zeichnete sich nicht durch eine besondere Signatur im  $PR' - GR'$ -Merkmalsraum aus. Deswegen konnte er mit dem AWI-Radiometer nicht identifiziert werden. Für die Identifikation des Trümmereises in der Eisrandzone ist der Texturparameter ENT unverzichtbar (Abbildung 6.21). Zwischen 17:47 und 17:55 wird in der Eisrandzone Pfannkucheneis (PC, Abbildung 4.11 rechts) im Logbuch verzeichnet. Das Pfannkucheneis lässt sich im  $PR' - GR'$ -Raum auf der Verbindungslinie zwischen jungem Eis und offenem Wasser finden. Die Eisschollen sind deutlich kleiner als die Auflösung des AWI-Radiometers. Zur Identifikation des Pfannkucheneises in der Eisrandzone sind die Texturparameter CON oder ENT notwendig (Abbildung 6.21). Um 17:55 wurde im Logbuch Eisschlamm (GR, Abbildung 4.14) verzeichnet. Dieser weist im SAR-Bild eine sehr dunkle Signatur ( $\sigma^0 = -23$  bis  $-18$  dB) auf (Abschnitt 4.2.2). Im  $PR' - GR'$ -Raum ist der Eisschlamm nicht vom offenen Wasser unterscheidbar. Der Eisschlamm und das Trümmereis wurden nur einige Sekunden lang vermessen. Die hier gemachten Aussagen über die passiven Mikrowellensignaturen dieser Eistypen benötigen daher noch weiterer Validation.



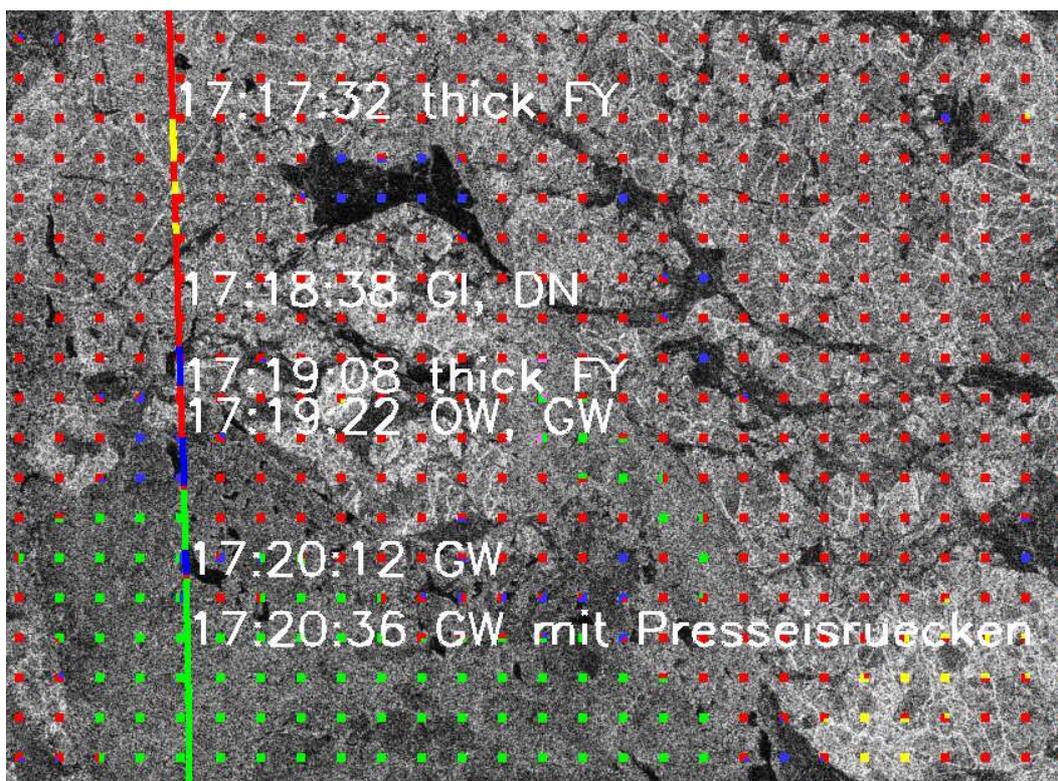
**Abbildung 6.23:** Untersuchungsgebiet in der Eisrandzone gemäß Abbildung 6.17. SSM/I (ASI3) Eiskonzentration (grau-skaliert und 30 % und 60 % Isolinien in schwarz), ERS-SAR (RABE) Eiskonzentration (30 % und 60 % Isolinien in weiß), klassifizierte ERS-SAR-Szenen (Orbit 15384, Frames 1647, 1665, 19:31). Acht verschiedene Oberflächentypen sind durch verschiedene Farben dargestellt. Zur Klassifikation wurden die Merkmale MEAN, LEE, CON, ENT und NED verwendet.



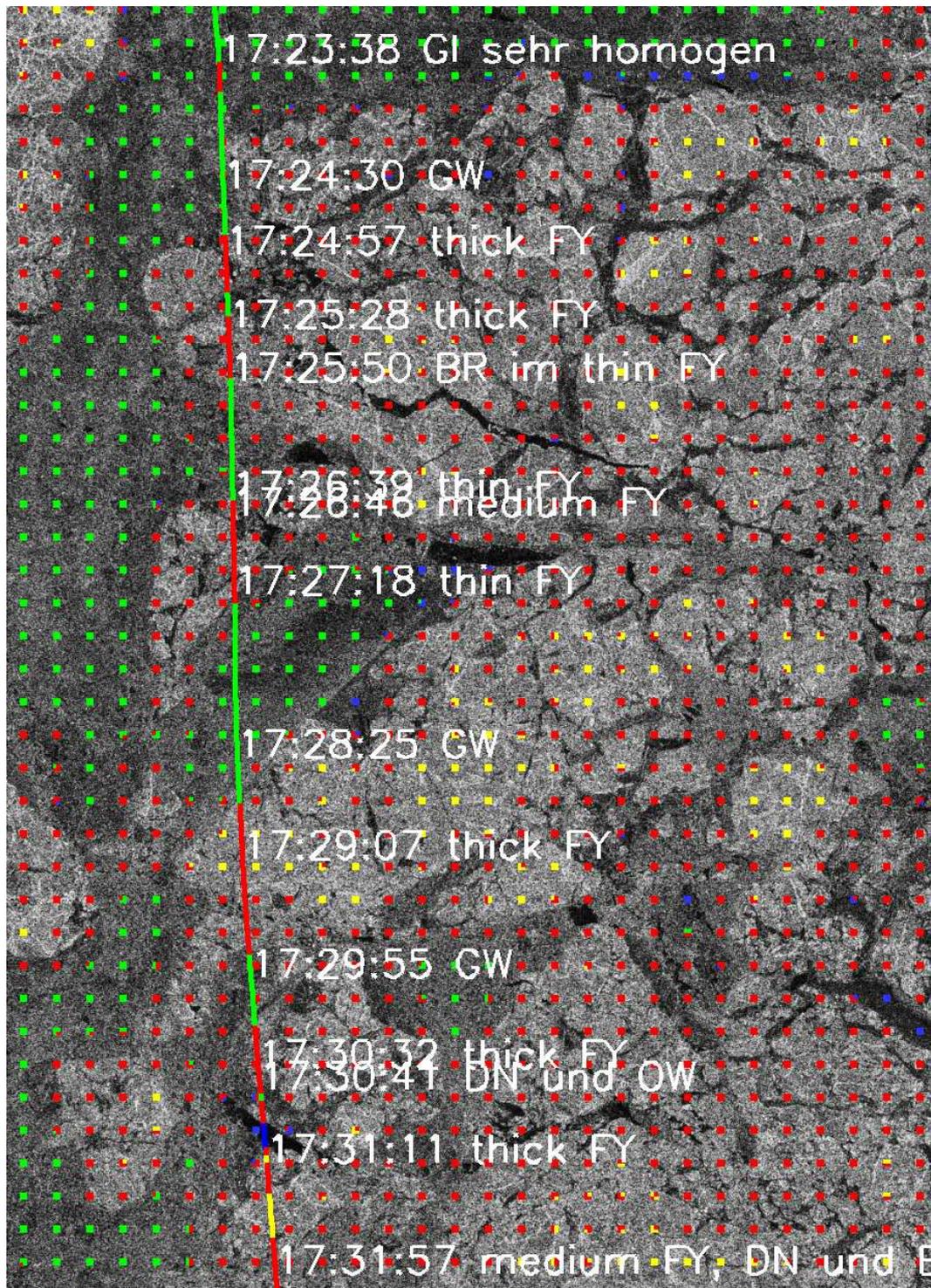
**Abbildung 6.24:** Untersuchungsgebiet in der Eisrandzone gemäß Abbildung 6.17. ASI3-Eiskonzentrations Isolinien und Isoflächen (30 %, 60 % und 90 %) und klassifizierte ERS-SAR-Szenen (Orbit 15384, Frames 1647, 1665, 19:31). Sieben verschiedene Oberflächentypen sind durch verschiedene Farben dargestellt. Zur Klassifikation wurden die Merkmale MEAN, LEE, CON, ENT und ASI verwendet. Die markierten Rechtecke (cyan) sind in den Abbildungen 6.26 bis 6.28 vergrößert dargestellt.



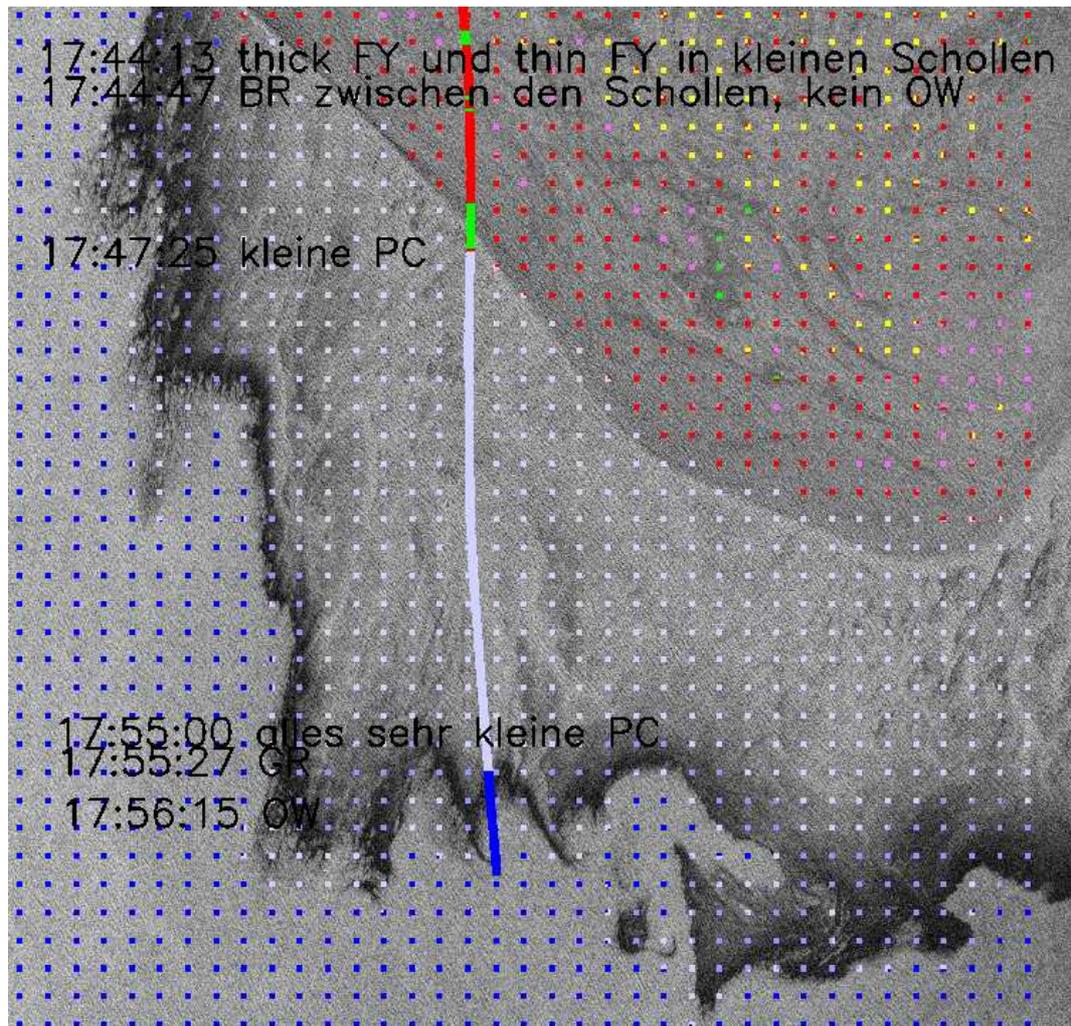
**Abbildung 6.25:** Streuplot der gedrehten Gradienten- und Polarisationsverhältnisse  $PR'$  und  $GR'$ . Jeder Punkt repräsentiert ein sekundliches Mittel der während des Flugabschnittes 17:12 bis 17:57 am 30. März 1998 gemessenen Helligkeitstemperaturen.



**Abbildung 6.26:** Ausschnitt ( $21 \text{ km} \times 15 \text{ km}$ ;  $81,28^\circ \text{N}$   $3,7^\circ \text{O}$ ) aus ERS-SAR-Bild (Abbildung 6.24). Ergebnisse der RABE-Klassifikation (Raster-Farben gemäß Abbildung 6.24). Klassifizierte AWI-Radiometerdaten (Linien-Farben gemäß Abbildung 6.25). Die visuellen Beobachtungen zu den angegebenen Zeiten sind dem Flug-Logbuch entnommen.



**Abbildung 6.27:** Ausschnitt (22 km×31 km; 81,08°N 4,9°O) aus ERS-SAR-Bild (Abbildung 6.24). Ergebnisse der RABE-Klassifikation (Raster-Farben gemäß Abbildung 6.24). Klassifizierte AWI-Radiometerdaten (Linien-Farben gemäß Abbildung 6.25). Die visuellen Beobachtungen zu den angegebenen Zeiten sind dem Flug-Logbuch entnommen.



**Abbildung 6.28:** Ausschnitt (62 km×59 km; 80,5°N 8°O) aus ERS-SAR-Bild (Abbildung 6.24). Ergebnisse der RABE-Klassifikation (Raster-Farben gemäß Abbildung 6.24). Klassifizierte AWI-Radiometerdaten (Linien-Farben gemäß Abbildung 6.25). Die visuellen Beobachtungen zu den angegebenen Zeiten sind dem Flug-Logbuch entnommen.

## 6.7 6. April: ASI und RABE Eiskonzentration

Vom 4. April bis zum 10. April wurde die Wettersituation in der Framstraße durch ein Tiefdruckgebiet östlich von Spitzbergen (Novaja Zemlja 990 hPa) und ein Hochdruckgebiet über Grönland (1045 hPa) bestimmt. Dies führte zu einer starken nördlichen Luftströmung (15 bis 17  $\text{ms}^{-1}$ ), die die Eiskante nach Süden verlagerte. Die Driftboje an der Position 81,2°N 3,3°O registrierte um 12 Uhr eine Lufttemperatur von -20,5°C. Die Abbildung 6.8 auf Seite 107 veranschaulicht die Strömungsverhältnisse. Im Gegensatz zum 30. März ist die Eiskante in der Framstraße am 6. April diffus (offener Eisrand) und nicht scharf begrenzt. In Abbildung 6.29 ist ein AVHRR-Bild vom 6. April dargestellt. Auf diesem Bild ist die abeisige Luftströmung anhand der Konvektionsrollen über dem Ozean und die diffuse Eiskante zu erkennen. Am 6. April fand kein Messflug im Gebiet des SAR-Bildes statt, aber am 7. April wurde das Gebiet überflogen (Abbildung 6.30). Die zeitliche Differenz zwischen Messflug und SAR-Aufnahme ist zu groß für eine genaue räumliche Zuordnung der Daten. Die Wettersituation zwischen dem 6. und 7. April änderte sich nicht wesentlich. Deswegen konnten die Beobachtungen und Fotografien (z. B. Abbildung 4.14), die während des Messfluges am 7. April gemacht wurden, zur allgemeinen Interpretation der SAR-Bilder vom 6. April genutzt werden. In dem ERS-SAR-Bild vom 6. April 1998 wurden vier Klassen unterschieden: offenes Wasser (OW), neues Eis (NI), erstjähriges und mehrjähriges Eis (FY), sowie die Misch-Klasse BR. Die Klasse BR enthält Trümmereis, Eisgürtel und Streifen (ähnlich Abbildung 4.16), sowie neues Eis in den Rinnen mit einer hellen Radarsignatur (graues/grauweißes Eis oder mit Frostblumen bedecktes Nilas). Im untersuchten Fall weisen alle BR-Eistypen eine sehr ähnliche Radarsignatur auf, sodass eine Differenzierung im SAR-Bild nicht möglich war.

Es wurden etwa 70 Teilbilder zum Trainieren und Testen des Klassifikators ausgewählt. Zunächst wurde die Genauigkeit der Klassifikation in Abhängigkeit von der Anzahl der Referenzvektoren betrachtet (Abbildung 6.31). Als Merkmale wurden MEAN, LEE, PMR und CON verwendet. Die Genauigkeit der Klassifikation der Trainingsdaten nimmt zu, bis die Anzahl der Referenzvektoren pro Klasse mehr als 30 beträgt. Beim Übergang von einem zu zwei Referenzvektoren pro Klasse ist die Zunahme der Genauigkeit (von 86 auf 95 %) am größten. Die Klassifikation mit nur einem Referenzvektor pro Klasse entspricht der gewöhnlichen Minimaldistanz-Methode (Abschnitt 5.3). Die Genauigkeit der Klassifikation der Test-Daten nimmt bei diesem ersten Schritt von 82 auf 85 % zu. Bei der Verwendung von noch mehr Referenzvektoren werden die Test-Daten mit einer Genauigkeit von etwa 85 % richtig klassifiziert. Bei 200 Referenzvektoren pro Klasse nahm die Genauigkeit wieder ab. Dies hängt möglicherweise von der unzureichenden Länge des Trainings ab, denn die Anzahl der Trainingsschritte (10000) blieb konstant für jede Anzahl von Referenzvektoren. Normalerweise hat die Lernrate und die Anzahl der Trainingsschritte keinen signifikanten Einfluss auf das Ergebnis, solange das Lernverfahren konvergiert.

Für den hier untersuchten Fall sind die Merkmale PMR und CON für die Klassifikation nicht notwendig. Die Klassen können schon allein durch den mittleren Rückstreuoeffizienten unterschieden werden. Dies war durch die besondere Situation in der Eisrandzone am 6. April bedingt. Die hohen Windgeschwindigkeiten bewirkten einen starken Kontrast zwischen offenem Wasser und Eis. Die Texturmerkmale oder die SSM/I-Eiskonzentration bringen daher keine wesentliche Verbesserung der Klassifikation. Im Folgenden werden für die Klassifikation nur die Merkmale MEAN und LEE verwendet. In Tabelle 6.16 ist die Vertauschungsmatrix der Testdaten aufgeführt. Die gesamte Genauigkeit dieser Realisierung betrug 83 % (OW 87 %, BR 70 %, FY 85 %, NI 77 %). In Abbildung 6.32 ist das Ergebnis der Klassifikation des gesamten ERS-SAR-Bildes eingezeichnet.

Aus dem klassifizierten ERS-SAR-Bild wurde mit den in Tabelle 6.17 angegebenen effektiven Eiskonzentration die RABE-Eiskonzentration berechnet (Abschnitt 5.4.1). Für die effektive Eiskonzentration der Klasse BR wurde ein geringerer Wert als in Abschnitt 6.6 geschätzt, da es sich hier um eine diffuse Eiskante handelt.

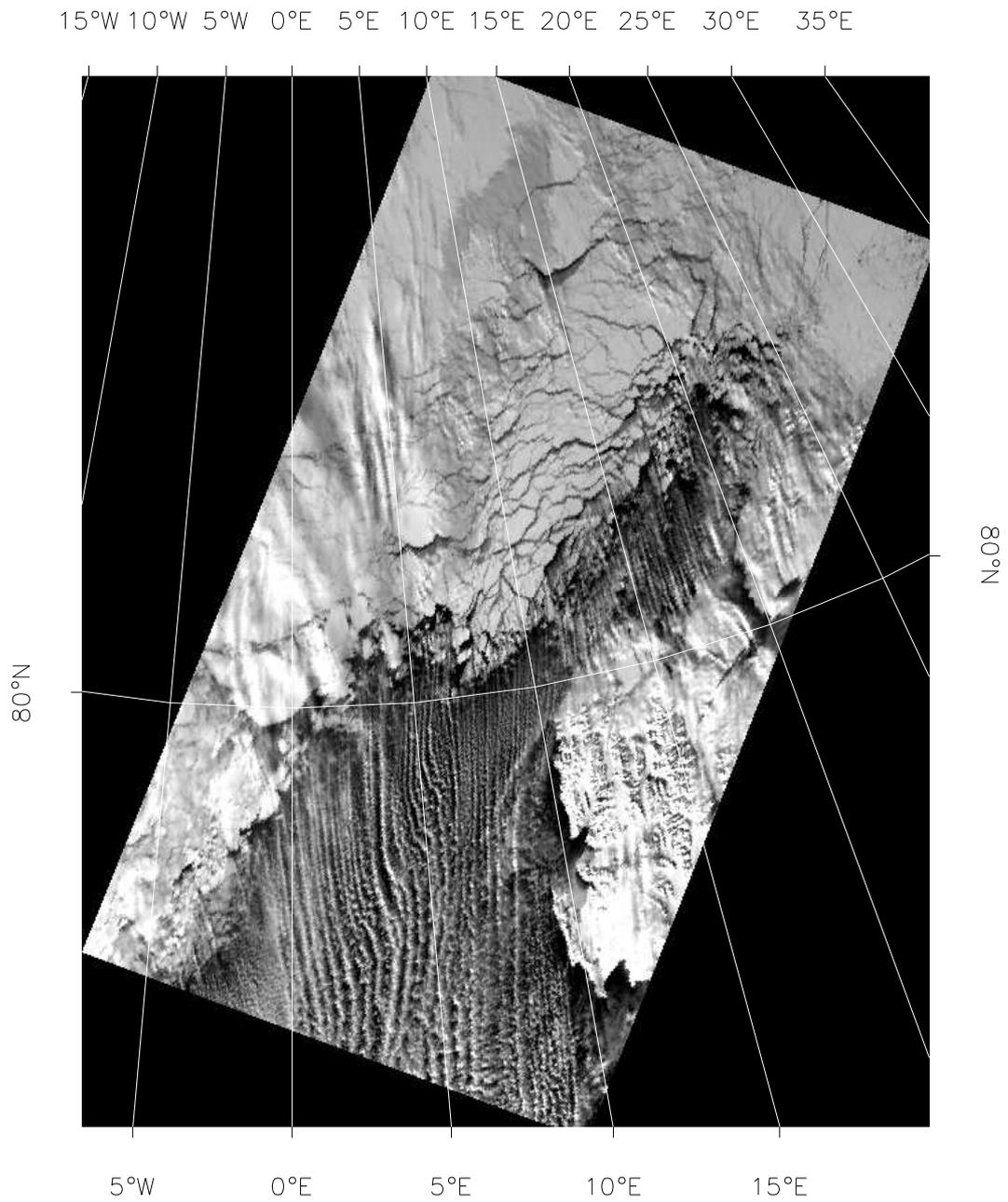
In Abbildung 6.32 sind die Isolinien (30, 60 und 90 %) zusammen mit den ASI4-Eiskonzentrationen dargestellt. Die mittlere Abweichung zwischen der ERS-SAR und der SSM/I Eiskonzentration beträgt 1 %, die Standardabweichung der Differenz 8 % und die Korrelation 0,96.

**Tabelle 6.16:** Vertauschungsmatrix der 10000 Test-Daten vom 6. April 1998.

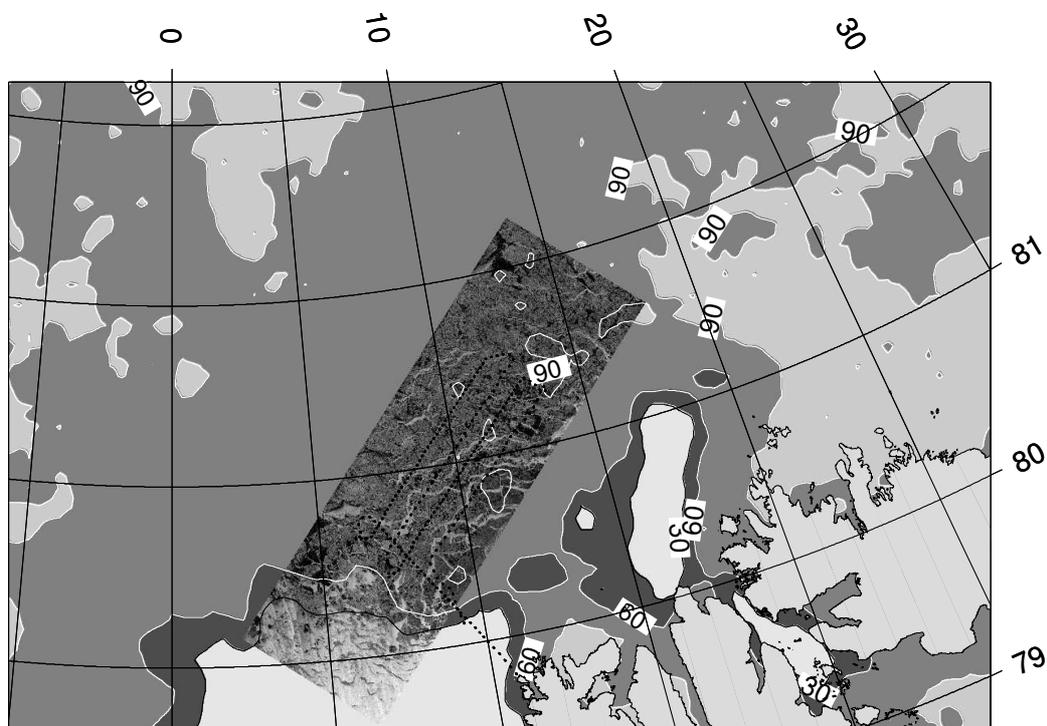
	OW	BR	FY	NI
OW:	5427	841	0	0
BR:	285	1091	184	0
FY:	0	182	1106	6
NI:	0	0	203	675

**Tabelle 6.17:** Effektive Eiskonzentrationen. Die Eisklassen werden im Text beschrieben.

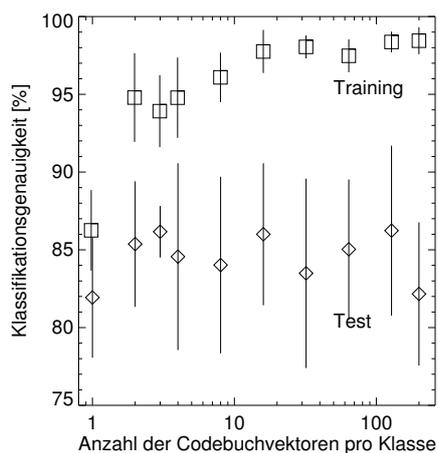
	OW	BR	NI	FY
$C_{eff}$ :	0	0,7	1,0	1,0



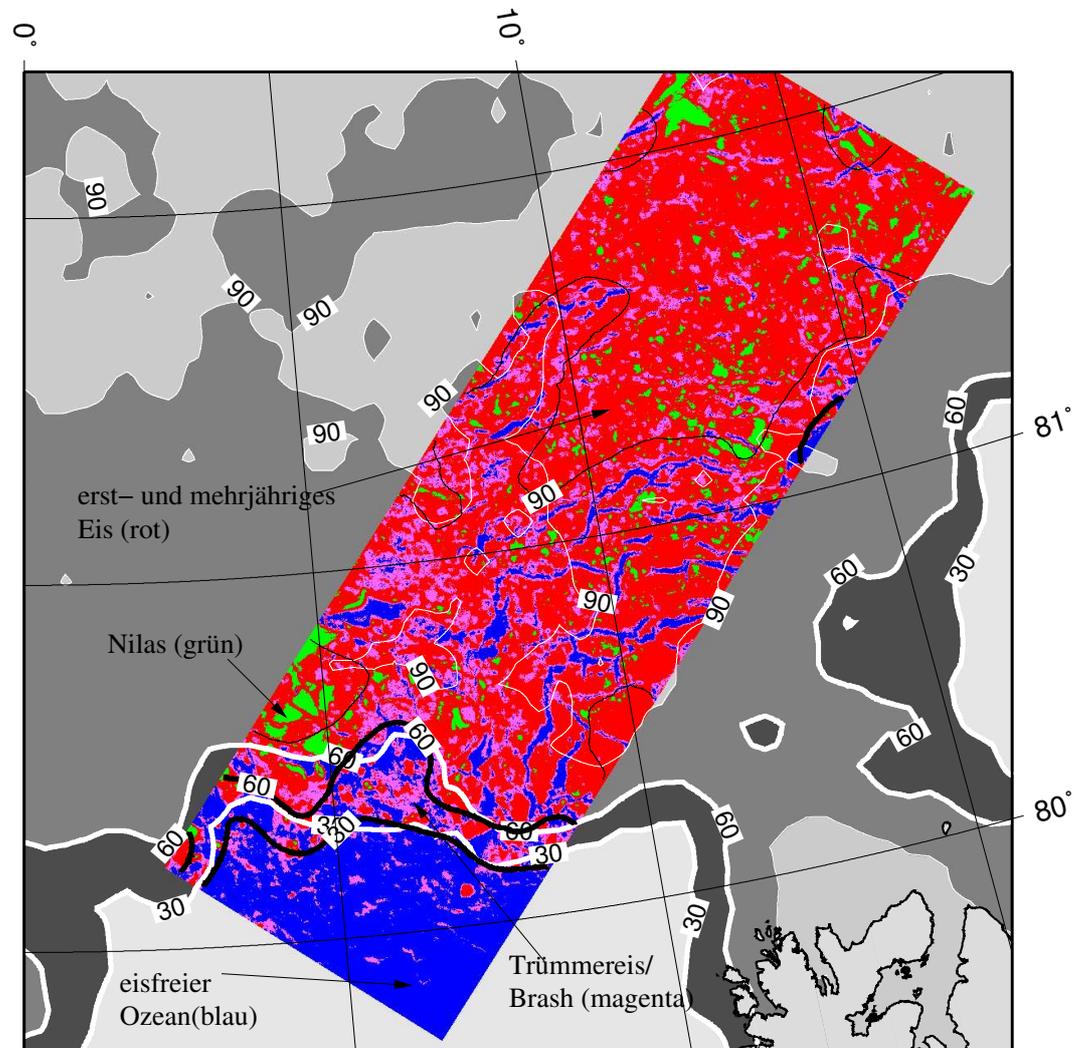
**Abbildung 6.29:** AVHRR-Bild (Kanal 1:0,55 - 0,68  $\mu\text{m}$ ) am 9. April 1998.



**Abbildung 6.30:** 6. und 7. April 1998. Isolinien und -flächen der Eiskonzentration (6. April) berechnet mit dem ASI3-Algorithmus, ERS-SAR-Bild (Orbit 15480, Frames 1917,1935,1953, 6. April, 12:32) und Flugmuster der POLAR 4 am 7. April 1998.



**Abbildung 6.31:** Absolute Klassifikationsgenauigkeit in Abhängigkeit von der Anzahl der zur Klassifikation verwendeten Referenzvektoren (Codebuch). In der Abbildung sind Mittelwert und Standardabweichung von jeweils zehn Realisierungen dargestellt.



**Abbildung 6.32:** ASI4 Eiskonzentration und klassifizierte ERS-SAR-Szenen vom 6. April 1998. Vier verschiedene Oberflächentypen sind durch verschiedene Farben dargestellt. Zur Klassifikation wurden die Merkmale MEAN und LEE verwendet. Die dargestellten Eiskonzentrations-Isolinien (30 %, 60 % und dünn 90 %) wurden aus SSM/I-Daten (weiß) sowie ERS-SAR-Daten (schwarz) berechnet.



# Kapitel 7

## Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick

### 7.1 SSM/I-Algorithmen

Verschiedene neue Algorithmen zur Auswertung von passiven und aktiven Mikrowellendaten des Meereises wurden anhand von Fallstudien verglichen. Der erste Schwerpunkt war die Validation und Verbesserung eines Verfahrens zur Bestimmung der Eiskonzentration aus 85 GHz-SSM/I-Daten. Der ARTIST Sea Ice (ASI) Algorithmus basiert auf dem semi-empirischen Modell von Svendsen et al. (1987), welches, ausgehend von einer vereinfachten Strahlungstransportgleichung (Gleichung 4.5), die Berechnung der Eiskonzentration anhand der Differenz der vertikal und horizontal polarisierten Helligkeitstemperatur ermöglicht. Der Einfluss der Atmosphäre auf das vom Satelliten gemessene Signal wird durch die Wahl der zwei Referenzpunkte für vollständig eisfreien und eisbedeckten Ozean berücksichtigt. Die Referenzpunkte beinhalten das typische Oberflächensignal, sowie die mittlere atmosphärische Dämpfung. Der wesentliche Unterschied zwischen dem Verfahren von Svendsen et al. (1987) und dem ASI-Algorithmus besteht in der Methode zur Auswahl der Referenzpunkte. Beim Verfahren von Svendsen et al. (1987) werden die Referenzpunkte für jeden einzelnen Überflug des Satelliten aus den Minima und den Maxima der Polarisationsdifferenzen gewählt. Beim ASI-Algorithmus wird die Auswahl der Referenzpunkte anhand von Referenz-Eiskonzentrationen getroffen (Kaleschke et al., 2001). Die Referenz-Eiskonzentrationen können aus einer unabhängigen Datenquelle stammen (z.B. aus Beobachtungen), oder anhand eines validierten Verfahrens aus den tieferfrequenten Kanälen des SSM/I (19 und 37 GHz) selbst berechnet werden (z.B. NASA-TEAM-Algorithmus, NT). Der Vorteil der Bestimmung der Referenzpunkte anhand von Referenzdaten gegenüber der Auswahl aus den Minima und Maxima liegt in einer größeren statistischen Sicherheit, da mehr Datenpunkte in die Bewertung mit einfließen (Kaleschke et al., 2001). Anhand von unterschiedlichen Referenzdaten wurden verschiedene Referenzpunkte für den

ASI-Algorithmus bestimmt, die jeweils die ASI-Ergebnisse und die Referenzdaten in größt mögliche Übereinstimmung bringen. Die unterschiedlichen Referenzpunkte werden durch eine Versionsnummerierung gekennzeichnet (ASI1...5, Tabelle 5.2). Die Version ASI4 beinhaltet zusätzlich einen lokalen Korrekturterm, welcher sich aus der Differenz zwischen ASI- und NT-Ergebnis errechnet. Diese empirische Korrektur nähert das ASI-Ergebnis dem NT-Ergebnis an, um den bei 85 GHz höheren atmosphärischen Einfluss zu auszugleichen.

Die Verwendung eines Wetterfilters, basierend auf den tieferen SSM/I-Frequenzen, reduziert beim ASI-Algorithmus den störenden atmosphärischen Einfluss über dem offenen Wasser. Dieser Einfluss ist so stark, dass das Verfahren von Svendsen et al. (1987) in der ursprünglichen Form oft nicht einmal die Eiskante richtig detektiert (Garrity et al., 2002). Der Verlauf der Eiskante wird vom ASI-Algorithmus in jedem Fall mindestens genau so gut wie von den Algorithmen für die tiefen Frequenzen bestimmt. Bei moderatem Wettereinfluss wird die Eiskante wegen der höheren räumlichen Auflösung des 85 GHz-Kanals genauer wiedergegeben (Kaleschke et al., 2001).

In Abschnitt 5.1 wurden verschiedene aus der Literatur bekannten Meereis-Algorithmen zusammengefasst. Dabei wurde eine möglichst vollständige Übersicht der Verfahren zur Berechnung der Eiskonzentration aus 85 GHz-SSM/I-Daten gegeben. Ein quantitativer Vergleich der verschiedenen 85 GHz-Verfahren untereinander wird in dieser Arbeit nicht vorgenommen, da sie, bedingt durch die gleichen Eingangsgrößen, recht ähnliche Ergebnisse liefern (Kern et al., 2003,accepted; Kern und Kaleschke, 2002; Garrity et al., 2002). Der größte methodische Unterschied zwischen dem ASI und dem SL-Algorithmus liegt in der Verwendung der Polarisationsdifferenz (ASI) einerseits und der normierten Polarisationsdifferenz (SL) andererseits (Abschnitt 6.4). Ein weiterer Unterschied zwischen dem ASI und dem SL-Algorithmus betrifft die Korrektur des atmosphärischen Einflusses. Beim ASI-Algorithmus wird dieser durch eine empirische Korrektur berücksichtigt. Der SL-Algorithmus nutzt unabhängige Informationen aus Wettermodelldaten und ein numerisches Strahlungstransportmodell, um das Ergebnis bezüglich des Wettereinflusses zu korrigieren. Die Qualität der SL-Ergebnisse hängt daher von den zur Korrektur verwendeten Modelldaten ab.

In dieser Arbeit wurde ein Vergleich des ASI-Algorithmus mit den Verfahren für die tieferen Frequenzen durchgeführt. Aus Gründen der Übersichtlichkeit beschränkte sich die Untersuchung auf zwei Verfahren, den NT- und NASA-TEAM-2 (NT2) Algorithmus. Der NT-Algorithmus gilt neben dem BOOTSTRAP Verfahren (Abschnitt 7.3) als Standard-Methode zur Berechnung der Eiskonzentration (Comiso et al., 1997, 2003). Zahlreiche Untersuchungen basieren auf Ergebnissen des NT Verfahrens, weswegen dieses eine hohe praktische Relevanz besitzt. Der NT2-Algorithmus ist eine Weiterentwicklung des NT Verfahrens, welches zusätzlich die 85 GHz-Kanäle nutzt. Allerdings wird damit nicht die räumliche Auflösung des 85 GHz-Kanals, sondern nur die der 19 GHz-Kanäle erreicht. Bekannte Fehler des

NT-Algorithmus, die Sensitivität bezüglich Schichtungen im Schnee und die Unterschätzung der Eiskonzentration im Sommer, wurden beim NT2-Algorithmus behoben (Markus und Cavalieri, 2000; Markus und Dokken, 2002). Der NT2-Algorithmus wird als Standardverfahren für die neuen AMSR/AMSR-E Sensoren Verwendung finden (Cavalieri und Comiso, 1997; Comiso et al., 2003).

Im Abschnitt 6.1 wurde ein Vergleich der Eiskonzentrationen berechnet mit den NT/NT2- und ASI3/ASI4-Algorithmen durchgeführt. In den Abschnitten 6.2 und 6.3 wurden die aus den SSM/I-Daten errechneten Eiskonzentrationen mit unabhängigen Validationsdaten verglichen. Die größten Unterschiede zwischen NT und ASI treten im Sommer auf. Der NT-Algorithmus unterschätzt die Eiskonzentration im hemisphärischen Mittel um 5 %-8 % relativ zu den ASI3/ASI4-Ergebnissen. Die Standardabweichung der Differenz zwischen ASI3/ASI4 und NT beträgt 7 %-12 %. Der NT2-Algorithmus überschätzt die ASI3/ASI4 die Eiskonzentration im hemisphärischen Mittel um 1 %-3 %. Die Standardabweichung der Differenz zwischen ASI3/ASI4 und NT2 beträgt 10 %-14 %.

Die im Sommer 2001 durchgeführten Eisbeobachtungen vom Bord der Polarstern zeigen die beste Übereinstimmung mit den ASI3/ASI4-Ergebnissen in Hinblick auf die mittlere Differenz, die Standardabweichung und die Korrelation zwischen SSM/I und Schiffsbeobachtungen. Die größte Differenz wird bei den NT-Ergebnissen ermittelt, im September wird die Eiskonzentration vom NT-Algorithmus im Mittel um 20 % unterschätzt. Die Eisbeobachtungen und NT2-Ergebnisse weisen eine sehr niedrige Korrelation auf, jedoch gibt es eine relativ hohe Korrelation zwischen der gemessenen Lufttemperatur und der NT2-Eiskonzentration. Die Korrelationen auf Basis der Tagesmittelwerte betragen  $r_{ASI} \approx 0,6$ ,  $r_{NT} \approx 0,2$  und  $r_{NT2} \approx 0,04$ . Die unterschiedliche räumliche Auflösung der SSM/I Eiskonzentrationen ( $ASI \approx 15$  km,  $NT/NT2 \approx 50$  km) spielte bei dem Vergleich mit den Schiffsbeobachtungen keine wesentliche Rolle, wie ein Vergleich mit den in der Auflösung künstlich verschlechterten ASI Eiskonzentrationen ergab. Folglich können die Abweichungen nur durch die verschiedenen Frequenzen und Unterschiede in den Verfahren erklärt werden. Drei verschiedene Ursachen kommen als mögliche Erklärung in Frage (Abschnitt 6.1): Schmelztümpel, Schichtungen im Schnee sowie der atmosphärische Einfluss. Welcher der drei Effekte den größten Einfluss hat, wird nur durch weitere Feldmessungen ermittelt werden können.

Die Ergebnisse eines numerischen Modells der Storfjorden-Polynye wurden mit den SSM/I-Eiskonzentrationen in zwei verschiedenen Zeiträumen verglichen. Im ersten Zeitraum (Januar bis März) wurde das Modell nur von Wind und Lufttemperatur angetrieben. Im zweiten Zeitraum (Januar bis Mai) spielt die ab April/Mai zunehmende solare Einstrahlung eine Rolle. In diesem Vergleich wurde der Anteil offenen Wassers (1-Eiskonzentration) betrachtet. Relativ kleine Fehler in der Eiskonzentration haben große relative Fehler bei der Bestimmung des Anteils offenen Wassers zur Folge. Die ASI3/ASI4 und NT-Ergebnisse liegen außerhalb der Fehlergrenzen des Modells von 30 % im Hinblick auf die Differenz der mittleren Flächen

offenen Wassers. Die Größe der Fläche wird um 100 %-218 % überschätzt. Die Referenzpunkte des ASI5-Algorithmus wurden gerade so gewählt, dass die mittlere Eiskonzentration für den Zeitraum Januar bis Mai mit den Modellergebnissen übereinstimmt. Für den Zeitraum Januar bis März wird die Fläche offenen Wasser um 35 % unterschätzt. Der NT2-Algorithmus unterschätzt den Anteil offenen Wassers um 41 %-44 %. Auch bei dieser Untersuchung fällt auf, dass die Korrelation zwischen den unabhängigen Validationsdaten und den NT2-Ergebnissen geringer als die der anderen Algorithmen ist. Die Korrelationen für den Zeitraum Januar bis März betragen  $r_{ASI3/ASI4} \approx 0,4$ ,  $r_{ASI5} \approx 0,3$ ,  $r_{NT} \approx 0,3$  und  $r_{NT2} \approx 0,06$ . Für den Zeitraum bis Mai sind die Korrelationen insgesamt höher ( $r_{ASI3/ASI4} \approx 0,7$ ,  $r_{ASI5} \approx 0,8$ ,  $r_{NT} \approx 0,7$  und  $r_{NT2} \approx 0,7$ ), was durch den Trend durch die zunehmende solare Einstrahlung zu erklären ist (Abbildung 6.11).

Bei der Bewertung des ASI-Algorithmus beim Storfjorden-Vergleich muss berücksichtigt werden, dass die Referenzpunkte in einem Fall (ASI5) anhand der Validationsdaten ermittelt wurden. Das bedeutet, dass zumindest die mittlere Eiskonzentration in diesem Fall nicht zur Bewertung herangezogen werden kann. Die Standardabweichung der Differenz und die Korrelation zu den Validationsdaten lässt jedoch eine Bewertung des Verfahrens relativ zu den anderen Algorithmen zu. Für den Vergleich mit den Schiffsbeobachtungen ist der ASI3/ASI4-Algorithmus unabhängig von den Validationsdaten. Die ASI3-Referenzpunkte wurden anhand von NT-Referenzdaten für den Zeitraum März bis April in der Grönlandsee ermittelt. Dennoch liefert der ASI3-Algorithmus eine weitaus bessere Übereinstimmung zu den Schiffsbeobachtungen als der NT-Algorithmus. Dies kann durch verschiedene Effekte erklärt werden, zum einen durch die auch während der Schmelzphase gleichbleibende Differenz der vertikal und horizontal polarisierten Komponente der Emissivität des Meereises bei 85 GHz (Abbildung 4.19), zum anderen durch die durch Interferenz an den Grenzflächen an Schneesichten und in den überfrorenen Schmelztümpeln hervorgerufene Änderung der Emissivität bei 19 und 37 GHz. In Bezug auf die Standardabweichung der Differenz und die Korrelation zu den Validationsdaten liefert das ASI3 Verfahren die besten Ergebnisse im Vergleich zu den NT- und NT2-Ergebnissen. Für den Vergleich mit den Modell-Daten wurde der ASI5-Algorithmus speziell angepasst. Die mittlere Differenz der Ergebnisse ist also zur Bewertung nicht geeignet. In Bezug auf die Korrelation zu den unabhängigen Modell-Daten liefert das ASI5-Verfahren das beste Ergebnis. In Bezug auf die Standardabweichung der Differenz liefert der NT2-Algorithmus etwas bessere Ergebnisse als der ASI5-Algorithmus.

Die NT-Ergebnisse weisen die hinlänglich bekannten Fehler auf (Cavalieri et al., 1990; Burns, 1993; Comiso et al., 1997). Die Eiskonzentration wurde unter spätsommerlichen Bedingungen im Mittel um 20 % unterschätzt. Im Winter wurde der Anteil offenen Wassers um mehr als 200 % überschätzt. Diese Ergebnisse stehen im Einklang mit der Untersuchung von Kwok (2002). Im Bereich der zentralen Arktis überschätzte der NT-Algorithmus den Anteil offenen Wasser verglichen mit RGPS-

Daten sogar bis zu 10-fach (Abschnitt 5.2).

Wegen der niedrigen Korrelation zwischen den NT2-Ergebnissen und den Validationsdaten stellt sich die Frage nach der prinzipiellen Eignung des NT2-Verfahrens zur Bestimmung der Eiskonzentration im Bereich hoher Werte. Das Problem der Unterschätzung der Eiskonzentration, welches beim NT-Algorithmus im Sommer und in Gebieten jungen Eises gewöhnlich auftritt, wurde zwar beim NT2 Verfahren erfolgreich beseitigt. Die NT2-Ergebnisse weisen auf einem konstant hohen Niveau fluktuierende Werte in eisbedeckten Gebieten auf. Dass diese Fluktuationen etwas mit der tatsächlichen Eiskonzentration zu tun haben, konnte in der vorliegenden Arbeit aber nicht nachgewiesen werden. Die Korrelation der NT2-Ergebnisse zur gemessenen Lufttemperatur ( $r \approx 0,4$ ) war deutlich höher als die Korrelation zu der vom Schiff beobachteten Eiskonzentration ( $r \approx -0,03$ ). Das dem NT2 zugrundeliegende Modell geht von vier verschiedenen Oberflächentypen aus. Durch die Zwangsbedingung  $1 = C_{FY} + C_{MY} + C_C + C_{OW}$  ergeben sich insgesamt drei freie Parameter. Zusätzlich soll aus den Daten der atmosphärische Zustand bzw. die Nummer einer von zwölf Modellatmosphären bestimmt werden. Der NT2-Algorithmus versucht also, etwa vier freie Parameter aus den SSM/I-Daten abzuleiten. Der SSM/I besitzt zwar sieben Kanäle, aber nur weniger linear unabhängige Messgrößen. Über 98 % der gesamten Varianz über dem Meereis wird durch die ersten beiden Eigenvektoren erklärt (Hunewinkel, 1996). Die Bestimmung von mehr als zwei freien Parametern aus den SSM/I-Daten ist folglich zumindest mit größeren Unsicherheiten behaftet. Aus den 85 GHz-Kanälen können die Eiskonzentration und der Eistyp mit sehr hoher Korrelation zu den NT-Ergebnissen bestimmt werden (Lomax et al., 1995; Kaleschke et al., 2001). Dieser Umstand spricht dafür, dass die 85 GHz-Kanäle nur wenig von den 19- und 37 GHz-Kanälen unabhängige Informationen liefern. Bisher wurde der NT2 nur anhand von Daten überprüft, die einen relativ großen Wertebereich der Eiskonzentrationen abdeckten (Markus und Cavalieri, 2000; Markus und Dokken, 2002; Meier et al., 2002). Die Ergebnisse der vorliegende Arbeit zeigen, dass eine Validation des NT2-Algorithmus im Bereich der hohen Eiskonzentrationen erforderlich ist.

## 7.2 RABE-Algorithmus

Der zweite Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit ist die Entwicklung eines Verfahrens zur Klassifikation von ERS-SAR-Bildern des Meereises und die Validation anhand von Flugzeugdaten.

Die Ableitung von Meereis-Parametern aus ERS-SAR-Daten ist schwierig, da im Allgemeinen anhand des mittleren Rückstreuoeffizienten  $\sigma^0$  kein eindeutiger Rückschluss auf den Oberflächentyp möglich ist. Die Rückstreuung der eisfreien Ozeanoberfläche hängt von der Aufrauung durch den Wind ab und ist stark variabel (-17 bis 0 db). Die Oberfläche des jungen Eises wird durch Frostblumen aufgeraut, was zu einer Zunahme der Rückstreuung um 5 bis 10 dB innerhalb von wenigen Stunden

führen kann (Drinkwater und Crocker, 1988; Steffen und Heinrichs, 1994; Ulander et al., 1995; Nghiem et al., 1995, 1997). Die Frostblumen verwittern normalerweise innerhalb einiger Tage (Perovich und Richter-Menge, 1994; Martin et al., 1995, 1996). Die durch Frostblumen bedingte Variabilität der Rückstreuung wurde schon des öfteren als mögliche Fehlerquelle bei der Analyse von ERS-SAR-Bildern angegeben, jedoch bisher nicht quantifiziert (Pettersson et al., 1996; Lundhaug, 2002). In dieser Arbeit wurde anhand eines Beispiels (12. März 1998) gezeigt, dass Frostblumen ausgedehnte Flächen (etwa  $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ ) bedecken können. Die Rückstreuung der Frostblumen  $\sigma^0 \approx -5 \text{ dB}$  war ähnlich stark wie die des aufgerauten Wassers. Um das Signal der Frostblumen vom Wasser zu unterscheiden, wurde die Eiskonzentration aus 85 GHz-SSM/I-Daten als weitere Informationsquelle herangezogen. Das führte aber nicht zu einem vollständig zufriedenstellenden Ergebnis, denn die von Frostblumen bedeckten Gebiete werden leicht mit anderen Eistypen verwechselt. 50 % der Testdaten, die dem mehrjährigen Eis zugerechnet wurden, wurden vom RABE-Klassifikator als Frostblumen identifiziert. Kwok et al. (1992) und Beaven et al. (1996) versuchten den Anteil mehrjährigen Eises nur anhand der mittleren Rückstreuung zu bestimmen. Wie das hier untersuchte Beispiel vom 12. März 1998 zeigt, können dabei bis zu 50 % Fehlklassifikationen durch die Frostblumen auftreten. Neben der Bedeutung der Frostblumen als mögliche Fehlerquelle bei der Bestimmung von geophysikalischen Parametern aus Fernerkundungsdaten gibt es zwei weitere wichtige Bedeutungen, zum einen haben sie möglicherweise Einfluss auf die troposphärische Chemie (Abschnitt 1.1), und zum anderen können Frostblumen als Proxy zur Bestimmung der Eisdicke verwendet werden, denn sie entstehen nur auf jungem Eis. Die Eisdicke des am 12. März 1998 mit Frostblumen bedeckten Gebietes betrug etwa 5 bis 20 cm (Zabel et al., 1996). Die Eisdicke<sup>1</sup> dieses Gebietes betrug am 30. März etwa 30 bis 40 cm.

Die räumliche Verteilung der Rückstreuwerte, also die Textur des Bildes, liefert zusätzliche Informationen, welche Mehrdeutigkeiten teilweise auflösen kann. Dies ist insbesondere dann der Fall, wenn die Eiskante durch aufeisige Strömung kompaktiert wurde (Onstott, 1992). Der Datensatz vom 30. März 1998 repräsentiert eine solche Situation. Das Untersuchungsgebiet im Eisrandbereich wurde zweimal innerhalb weniger Stunden vom ERS-SAR aufgenommen, da sich in diesem Gebiet der auf- und der absteigende Ast des ERS Orbits kreuzten. Dies erlaubte die Bestimmung der Einfallswinkelabhängigkeit des Rückstreukoeffizienten. Die Berücksichtigung der Einfallswinkelabhängigkeit bei der Klassifikation wurde von Bochert (1996) als ein Vorschlag zur Verbesserung der Ergebnisse genannt, welcher in dieser Arbeit aufgegriffen wurde, indem die Rückstreuwerte bezüglich der mittleren Winkelabhängigkeit linear korrigiert wurden.

Das RABE Verfahren verwendet effiziente Algorithmen zur schnellen Berechnung von Texturparametern. In bisherigen Arbeiten wurden zur Berechnung der Textur-

---

<sup>1</sup>Geschätzter Wert für eine mittlere Lufttemperatur von  $T_a \approx -20^\circ\text{C}$  (Maykut, 1985, Abbildung 4).

parameter üblicherweise Fenster der Größe  $5 \times 5$  bis  $9 \times 9$  Pixel verwendet. Von Soh und Tsatsoulis (1999) wurde die Bedeutung der makroskopischen Texturen zur Klassifikation von Meereis hervorgehoben. Diese großskaligen Texturen beschreiben ein Konglomerat verschiedener Oberflächentypen. Erst mit den effizienten Algorithmen war es möglich, die großskaligen Texturparameter mit einem vertretbaren Zeitaufwand für Fenstergrößen von  $32 \times 32$  bis  $256 \times 256$  Pixeln zu berechnen. Die besondere Bedeutung der Textur wurde anhand der Identifikation von Trümmeis und Pfannkucheneis deutlich. Für die Identifikation anderer Eistypen ist die Textur weniger hilfreich. Die aus den SAR-Bildern abgeleiteten Texturmerkmale besitzen eine ähnliche räumliche Auflösung wie die 85 GHz-SSM/I-Daten. Deswegen ist die Fusion der ERS-SAR und SSM/I-Daten auf dem Niveau der Merkmale eine geeignete Methode, die insbesondere für neue Sensoren wie ENVISAT-ASAR und AMSR vielversprechend erscheint (Abschnitt 7.3).

Die aus dem ERS-SAR-Bildspektrum abgeleitete normierte Differenz der spektralen Energie von Azimut und Range (NED) erwies sich als geeignet, um Eis und Ozean in den ERS-SAR-Bildern zu unterscheiden, wenn Seegang in dem Bild vorherrscht. Die räumliche Auflösung des NED-Merkmals ist höher als die der 85 GHz-SSM/I-Daten und gibt deswegen den Verlauf der Eiskante genauer wieder (Schmidt und Heygster, 1997).

Aus den klassifizierten ERS-SAR-Bildern wurde die Eiskonzentration (RABE-Eiskonzentration) berechnet, indem die einzelnen Klassen mit einer effektiven Konzentration gewichtet wurden. Diese Vorgehensweise spiegelt die Klassifikation anhand von makroskopischer Texturen, die ein Gemisch von Eis und Wasser enthalten, wieder. Dabei ist die effektive Eiskonzentration die mittlere Eiskonzentration der jeweiligen Klasse (Abschnitt 7.3). Die Differenzen zwischen RABE-Eiskonzentration und ASI3-Eiskonzentration für die zwei untersuchten Fälle (30. März und 6. April) betragen  $4 \pm 6 \%$  (Korrelation  $r = 0,99$ ) und  $1 \pm 8 \%$  (Korrelation  $r = 0,96$ ). Die Eiskante wurde in guter Übereinstimmung zwischen ASI3- und RABE-Algorithmus wiedergegeben (Abbildungen 6.23 und 6.32). Für die zwei untersuchten Fälle ergibt sich also ein konsistentes Bild zwischen der in der Auflösung künstlich verschlechterten RABE- und der ASI-Eiskonzentration. Das RABE-Klassifikationsergebnis in der ursprünglichen räumlichen Auflösung wird mit räumlich hoch aufgelösten (etwa 250 m) Flugzeugdaten verglichen. Es ist schwierig, die genaue räumliche Auflösung des RABE-Ergebnisses anzugeben, da Merkmale auf verschiedenen räumlichen Skalen (Multi-Skalen Methode, Abschnitt 5.4.2) zur Klassifikation verwendet wurden. Das Merkmal LEE ist ein kantenerhaltendes adaptives Filter. Die räumliche Auflösung des Merkmals LEE entspricht der ursprünglichen Auflösung der ERS-SAR-Bilder von etwa 25 m. Mit dem Merkmal LEE werden feine Details, wie z.B. Rinnen oder Löcher im Eis erfasst. Am oberen Ende der Auflösungsskala (etwa 1,5 km) liegen Texturmerkmale wie das Merkmal ENT oder CON, welche zur Erkennung von Makrotexturen, wie z.B. dem Pfannkucheneis, geeignet sind. Das Pfannkucheneis wird daher nur mit geringerer Auflösung als Rinnen oder Löcher

im Eis identifiziert. Mit dem flugzeuggetragenen AWI-Radiometer wurden fünf verschiedene Oberflächentypen unterschieden: offenes Wasser, Pfannkucheneis, junges Eis, erst- und mehrjähriges Eis. Die Anzahl der aus den ERS-SAR-Bildern ermittelbaren Eistypen variierte von Fall zu Fall. Die Bestimmung von acht verschiedenen Oberflächentypen wurde in einem Fall mit einer Genauigkeit von etwa 76 %-80 % durchgeführt (Abschnitt 6.6). Neben den eben erwähnten fünf Typen wurden zusätzlich zwischen Polynyen, Eisschlamm und Trümmereis voneinander unterschieden. Eine Übereinstimmung der Flugzeugdaten mit der ERS-SAR Klassifikation ergab sich jedoch nur für die vier Oberflächentypen offenes Wasser, Pfannkucheneis, junges Eis und erst- oder mehrjähriges Eis. Das erst- und das mehrjährige Eis konnten nicht übereinstimmend unterschieden werden. Dies kann drei verschiedene Ursachen haben. 1.) Die Unterscheidung ist nicht anhand des AWI-Radiometer Signals möglich. 2.) Die Unterscheidung ist mit den ERS-SAR-Daten nicht möglich. 3.) Beide Sensoren/Methoden sind ungeeignet. Dass die Unterscheidung zwischen erst- und mehrjährigem Eis anhand der ERS-SAR-Daten zumindest mit großen Fehlern (15 %-50 %) behaftet ist, wurde anhand der Vertauschungsmatrizen der Test-Daten nachgewiesen. Eine Übereinstimmung zwischen den klassifizierten AWI-Radiometersignalen und den Logbuch-Aufzeichnungen konnte im Fall des mehrjährigen Eises nicht nachgewiesen werden. Es ist jedoch nicht einfach für den menschlichen Beobachter, vom Flugzeug aus dickes erstjähriges Eis von mehrjährigem Eis zu unterscheiden, insbesondere wenn das Eis von Schnee bedeckt ist. Die Möglichkeit der Unterscheidung des erstjährigen vom mehrjährigen Eis anhand der AWI-Radiometer-Daten kann also weder erbracht noch widerlegt werden. Es sind aber Zweifel angebracht, ob die Unterscheidung anhand der Heligkeitstemperaturen bei 19 und 37 GHz überhaupt möglich ist, oder ob sich nur die Eigenschaften der Schneeeauflage in den Daten widerspiegeln. Die 85 GHz-Kanäle des SSM/I liefern eine Verteilung, die sehr hoch korreliert ist zu dem Anteil mehrjährigen Eises berechnet mit dem NT-Algorithmus (Lomax et al., 1995). Da die 85 GHz-Kanäle aber nur wenige cm tief in den Schnee eindringen, ist auch die Frage berechtigt, ob das 37 GHz Signal von der Grenzschicht Schnee-Meereis, oder nur vom Schnee allein dominiert wird. Beim NT-Algorithmus wird das Gradientenverhältnis  $GR$  (Gleichung 5.4) zur Unterscheidung von erst- und mehrjährigem Eis genutzt. Johnsen (1998) zeigte, dass der Parameter  $GR$  zur Fernerkundung der Schneedicke verwendet werden kann. Dies spricht zumindest für einen dominanten Einfluss der Schneeschicht auf das Ergebnis der Eistypbestimmung mittels  $GR$ . Es könnte also sein, dass der NT-Algorithmus eher die Verteilung der Schneeigenschaften als Ergebnis liefert, als die tatsächliche Verteilung des mehrjährigen Eises. Darüber hinaus ist es in der Grönlandsee nicht selten, dass aufgrund der Schneelast die Grenzfläche Schnee-Meereis unterhalb des Meeresspiegels liegt und Meerwasser eindringt (Abschnitt 4.3.5). Die dielektrischen Eigenschaften von überspültem mehrjährigem Eis ähneln dann den Eigenschaften des erstjährigen Eises (Abschnitt 4.3.4). Die Ergebnisse dieser Arbeit sind im Einklang mit anderen Untersuchungen, die die Unterscheidbarkeit von erst- und mehrjährigem Eis anhand der passiven Mi-

krowellensignaturen in Frage stellen (Comiso, 1990; Thomas, 1993; Belchansky und Douglas, 2002). Das positive Ergebnis dieser Untersuchung ist, dass das junge Eis bis dünne erstjährige Eis (Eis dünner als 30 bis 40 cm) von älterem Eis übereinstimmend anhand der ERS-SAR und der AWI-Radiometer-Daten unterschieden werden konnte. Die Unterschiede zwischen jungem Eis und älterem Eis (erst- oder mehrjähriges Eis) sind größer als die Unterschiede zwischen erst und mehrjährigem Eis, wenn Parameter wie z.B. die Eisdicke, der Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre und die geometrische Oberflächenrauigkeit betrachtet werden. Deshalb ist dies auch die wichtigere Aufgabe (Abschnitt 7.3). Hier wurde die Lösbarkeit in Fallstudien nachgewiesen.

## 7.3 Ausblick und Anwendungen

Die ASI-Eiskonzentrationsdaten haben bereits jetzt vielfältig Anwendung gefunden. Einige Beispiele werden im Folgenden kurz dargestellt.

T. Vihma, C. Lüpkes und J. Hartmann verwendeten die ASI Eiskonzentrationsdaten als Randbedingungen für mesoskalige numerische Atmosphärenmodelle (Kaleschke et al., 2001; Vihma et al., 2003). Weitere Untersuchungen mit neuen Messdaten (Polarstern Expedition ARK-XIX/1, Winter Arctic Polynya Study, WARPS) werden derzeit durchgeführt.

Selbach et al. (2003) planten anhand der im Internet operationell zur Verfügung gestellten ASI-Eiskarten ihre Messflüge und nutzten die Eiskonzentrationsdaten zur Auswertung der Messdaten.

Ezraty (2002) untersuchte die Neueisbildung in der östlichen Grönlandsee anhand von Scatterometer-, SAR- und SSM/I-Daten. Bei dem Vergleich kam auch der ASI-Algorithmus zum Einsatz.

Kahle und Zauke (2003) nutzten die ASI-Daten bei einer Untersuchung der Schwermetallbelastung antarktischer Copepoden zur Dokumentation der Eisbedingungen.

O. Böbel (AWI-Bremerhaven) nutzte die ASI-Daten um die Trajektorien ozeanographischer Messbojen (*Floats*) im Eisrandbereich der Antarktis zu untersuchen.

T. Agnew (Environment Canada) untersucht die Eignung des ASI-Algorithmus für den Einsatz beim kanadischen Eisdienst (CIS).

D. Schröder (Universität Hamburg) untersucht die Wirkung von Zyklonen auf die Eisdrift. Dabei werden die ASI-Daten als Anfangs- und Randbedingungen für ein Eismodell, zum Vergleich mit Simulationsergebnissen und zur Prozeßanalyse verwendet.

A. C. Targino (Universität Stockholm) untersucht anhand von Rückwärtstrajektorien eines Atmosphärenmodells die Transformation von Luftpaketen in der arktischen Grenzschicht. Dabei werden die ASI-Daten genutzt, um zu untersuchen, wie oft die Luftpakete mit dem eisfreien Ozean in Berührung kommen.

K. G. Karlsson (Swedish Meteorological and Hydrological Institute SMHI) nutzte die ASI-Daten im Rahmen eines EUMETSAT-Projektes Climate Monitoring SAF um Wolken-Algorithmen für den AVHRR-Sensor zu entwickeln.

Schoster und Levitan (2003) nutzten die ASI-Daten während der Karasee-Expedition 2002 mit dem Forschungsschiff Akademik Boris Petrov.

K. de Korte (Oceanwide Expeditions, Holland) und E. Prior (Aurora Expeditions, Australien) nutzen ASI-Daten zur Planung von Abenteuer-Reisen und Kreuzfahrten in die Arktis und Antarktis.

A. Ivanov (Shirshov Institute of Oceanology, Moskau) plant anhand der ASI-Daten eine Expedition zur Bennett Insel in der sibirischen See, die im Sommer 2003 durchgeführt werden soll.

Fuchs (2003b) durchsegelte mit Hilfe der ASI-Daten 2002 die Nord-Ost-Passage. Für die 2003 geplante Durchsegelung der Nord-West-Passage wird er sich wieder auf die ASI-Eiskarten verlassen.

Weitere Verbesserungen und Validationen des ASI-Algorithmus sind notwendig. Ein Vergleich mit dem BOOTSTRAP-Algorithmus und RGPS-Daten steht noch aus. Insbesondere für den Anfang der Schmelzperiode in der Arktis im Juni wurden noch keine Vergleiche mit unabhängigen Daten durchgeführt. Auch für andere Regionen (Antarktis) besteht noch Bedarf zur Validation. Das ASI-Verfahren ist in Landnähe mit großen Fehlern behaftet, da die Emissivitäten der Landoberfläche und des Ozean sehr verschieden sind. ASI4-Eiskonzentrationen und Schiffs-Beobachtungen, die in Landnähe durchgeführt wurden zeigen nur wenig Übereinstimmung (Abbildung 7.1). Die Fehler in Landnähe können reduziert werden, wenn die Emissivität der Landoberfläche entsprechend berücksichtigt wird (Bellerby et al., 1998). Auch durch eine höhere Auflösung des Sensors können derartige Fehler reduziert werden. Von G. Spreen bearbeitet im Rahmen einer Diplomarbeit an der Universität Bremen die Anpassung des ASI-Algorithmus an die Daten der neuen Satellitensensoren AMSR/AMSR-E. Dadurch ist es möglich, die Eiskonzentration mit einer räumlichen Auflösung von etwa  $4 \text{ km} \times 6 \text{ km}$  zu bestimmen (Abbildung 7.2).

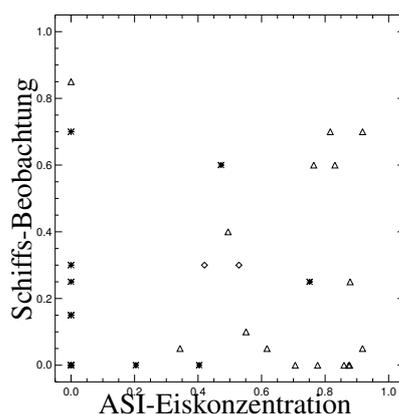
Das RABE-Verfahren ist einfach auf andere Sensoren (z.B. ENVISAT-ASAR) übertragbar. S. Andersen (Danish Meteorological Institute DMI) untersucht das RABE-Verfahren bezüglich der Eignung zum operationellen Einsatz zur Klassifikation von RADARSAT-SAR-Bildern.

In dieser Arbeit wurde die effektive Eiskonzentration der zur Klassifikation verwendeten Klassen anhand von visuellen Beobachtungen geschätzt. Eine quantitative Bestimmung der effektiven Eiskonzentrationen könnte mit der Kombination von SAR- und hochauflösenden optischen Daten (z.B. LANDSAT oder ASTER) zumindest in wolkenfreien Fällen möglich sein.

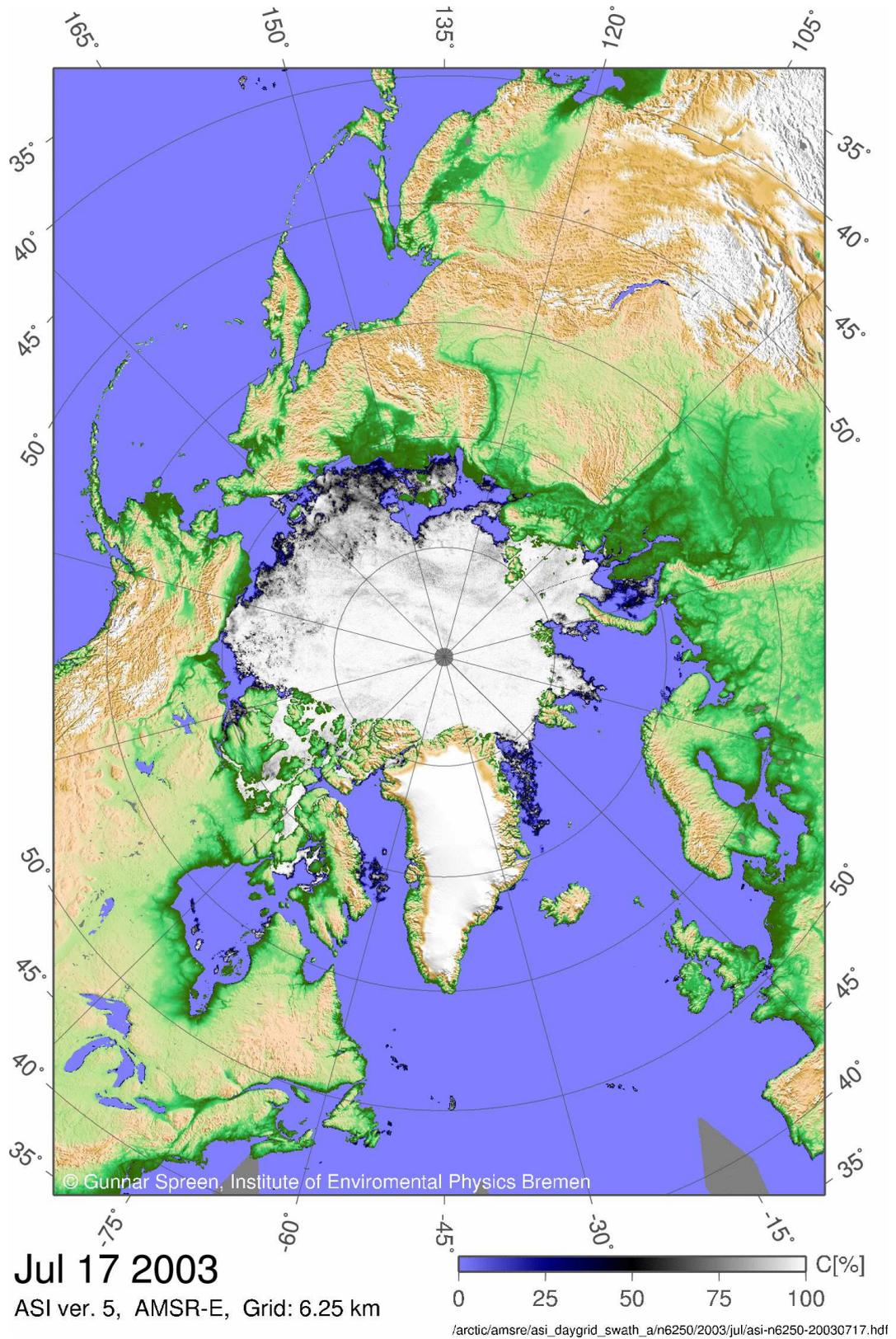
Bisher ging man davon aus, dass die Bestimmung des Anteils dünnen Eises in der Grönlandsee nicht möglich ist, da mit dem SSM/I nur zwischen insgesamt

drei Oberflächentypen (offenes Wasser, erstjähriges Eis und mehrjähriges Eis) unterschieden werden kann. In dieser Arbeit wurde nunmehr gezeigt, dass in der Grönlandsee zwischen jungem Eis (Eis dünner als 30 bis 40 cm) und älterem Eis anhand der passiven Mikrowellensignaturen bei 19 und 37 GHz unterschieden werden konnte. Dies eröffnet den Weg zur Entwicklung eines Verfahrens, welches ähnlich wie der *Thin-ice*-Algorithmus in der Beringsee, zur Bestimmung des Anteils dünnen Eises in der Grönlandsee angewendet werden könnte (Cavalieri, 1994). Ein derartiges Verfahren könnte beispielsweise im Rahmen der Validation der SIRAL-Daten (Synthetik-Apertur Interferometrisches Radar Altimeter auf dem Satelliten CryoSat) Anwendung finden.

Die Bestimmung des Bedeckungsgrades mit Frostblumen ist Ziel eines neuen ebenfalls von der DFG geförderten Projektes. Neben der in dieser Arbeit vorgestellten Methode, der Kombination von aktiven und passiven Mikrowellendaten, sollen andere Methoden zur Identifikation von Frostblumen untersucht werden. Die zusätzliche Einbeziehung von Merkmalen aus optischen Sensoren könnte dabei helfen, die noch bestehenden Mehrdeutigkeiten aufzulösen, da die Frostblumen auch anhand ihrer Albedo identifiziert werden können (Abbildung 6.14). Die zeitliche Entwicklung der Rückstreuung und der Helligkeitstemperaturen könnte weitere Hinweise auf die Bedeckung mit Frostblumen liefern. Bisher ist noch wenig über die genauen Wetter-Bedingungen bekannt, unter denen Frostblumen entstehen. Der Vergleich mit atmosphärischen Modelldaten könnte dann zur Klärung dieser Frage beitragen. Um den möglichen Einfluss der Frostblumen auf die troposphärische Chemie zu untersuchen ist ferner ein Vergleich mit der aus Satellitendaten bestimmten BrO-Verteilung geplant.



**Abbildung 7.1:** Vergleich der ASI4-Eiskonzentration und Schiffs-Beobachtungen in Landnähe (Nord-Ost-Passage und Svalbard) im August 2002. (\*) MS-Bremen (pers. Mitteilung, T. Bergmann), (Δ) Dagmar Aaen (pers. Mitteilung, A. Fuchs), (◇) Vagabond (pers. Mitteilung E. Brossier).



**Abbildung 7.2:** Eiskonzentration (6,25 km×6,25 km Gitter) am 17. Juli 2003 berechnet aus AMSR-E-Daten mit dem ASI5-Algorithmus. Die Abbildung wurde von G. Spreen erstellt.

# Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. und E. C. Carmack. The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation. *J. Geophys. Res.*, 94(C10):14485–14498, 1989.
- Aagaard, K. J. H. S. und E. C. Carmack. Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, 90(C3):4833–4846, 1985.
- Agnew, T. A. und S. Howell. Comparison of Digitized Canadian Ice Charts and Passive Microwave Sea-Ice Concentrations. *Proc. IGARSS 2002*, Seiten 231–233, 2002.
- Alam, A. und J. Curry. Evolution of new ice and turbulent fluxes over freezing winter leads. *J. Geoph. Res.*, 103(C8):15783–15802, 1998.
- Alpers, W. R., D. B. Ross, und C. L. Rufenach. On the Detectability of Ocean Surface Waves by Real and Synthetic Aperture Radar. *J. Geophys. Res.*, 86(C7):6481–6498, 1981.
- Alpers, W. R. und C. L. Rufenach. The effect of orbital motions on synthetic aperture radar imagery of ocean waves. *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, AP-27:685–690, 1979.
- Anderson, C., T. Macklin, C. Gommenginger, und M. Srokosz. Towards a unified theoretical model of ocean backscatter for wind speed retrieval from SAR, scatterometer, and altimeter. *Can. J. Rem. Sens.*, 28(3):354–366, 2002.
- Arfeuille, G., L. A. Mysak, und L.-B. Tremblay. Simulation of the interannual variability of the wind-driven Arctic sea-ice cover during 1958-1998. *Climate Dynamics*, 16, Issue 2/3:107–121, 2000.
- Askne, J. Arctic sea ice climate system parameters as observed by synthetic aperture radar. In *14th EARSeL Symposium*. Goeteborg, 1994.
- Atallah, M. J., Herausgeber. *Handbook on Algorithms and Theory of Computation*. CRC Press LLC, 1999.
- Augstein, E. *Final Report On The Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST) Contract Nr. ENV4-CT97-0497-0487 (DG12-ESCY)*. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) Bremerhaven, 2000.

- Backhaus, J. und J. Kämpf. Simulations of sub-mesoscale oceanic convection and ice-ocean interactions in the Greenland Sea. *Deep-Sea Research II*, 46:1427–1455, 1999.
- Baraldi, A. und F. Parmiggiani. An Investigation of the Textural Characteristics Associated with Gray Level Cooccurrence Matrix Statistical Parameters. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 33(2):293–304, 1995.
- Baraldi, A. und F. Parmiggiani. Segmentation of SAR images by means of Gabor filters working at different resolution. In *Proc. IGARSS '96, Lincoln / Nebraska*, Seiten 709–713. 1996.
- Barber, D., D. Flett, R. D. Abreu, und E. LeDrew. Spatial and Temporal Variations in Sea Ice Geophysical Properties and Microwave Remote Sensing Observations: The SIMS'90 experiment. *Arctic*, 45(3):233–251, 1992.
- Barber, D., M. Shokr, E. S. abd R. Fernandes, D. Flett, und E. LeDrew. A Comparison of Second Order Texture Classifiers for SAR Sea Ice Discrimination. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 59(9):1397–1408, 1993.
- Barber, D. G., A. K. Fung, T. C. Grenfell, S. V. Nghiem, R. G. Onstott, V. I. Lytle, D. K. Perovich, und A. J. Gow. The role of snow on microwave emission and scattering over first-year sea ice. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 36(5):1750–1763, 1998.
- Barber, D. G. und S. V. Nghiem. The role of snow on the thermal dependence of backscatter over sea ice. *J. Geophys. Res.*, 104(C11):25,789–25,803, 1999.
- Beaven, S. G. und S. P. Gogineni. Fusion of Satellite SAR with Passive Microwave Data for Sea Ice Remote Sensing. In C. Tsatsoulis und R. Kwok, Herausgeber, *Analysis of SAR Data of the Polar Oceans*, Seiten 91–109. Springer, Berlin, 1998.
- Beaven, S. G., S. P. Gogineni, und F. D. Carsey. Fusion of satellite active and passive microwave data for sea ice type concentration estimates. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 34(5):1172–1183, 1996.
- Belchansky, G. und D. C. Douglas. Seasonal comparisons of sea ice concentration estimates derived from SSM/I, OKEAN and RADARSAT data. *Rem. Sens. Environ.*, 81:67–81, 2002.
- Bellerby, T., M. Taberner, A. Wilmshurst, M. Beaumont, E. Barrett, J. Scott, und C. Durbin. Retrieval of land and sea brightness temperatures from mixed coastal pixels in passive microwave data. *IEEE TGRS*, 36(6):1844–1851, 1998.
- Birnbaum, G. und C. Lüpkes. A new parameterization of surface drag in the marginal sea ice zone. *Tellus A*, 54(1):107–123, 2002.

- Bochert, A. *Classification of Radar Satellite Data for Sea Ice Identification by Means of Line Scanner Measurements*. Berichte zur Polarforschung **209**. Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, 1996.
- Boer, G. J., G. Flato, und D. Ramsden. A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: projected climate to the twenty-first century. *Climate Dynamics*, 16, Issue 6:427–450, 2000.
- Bogdanov, A., S. Sandven, O. M. Johannessen, und V. Y. Alexandrov. Automatic classification of RADARSAT SAR images of the northern sea route. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1999.*, Nummer 2, Seiten 1028–1030. IEEE, 1999.
- Boltzmann, L. *Entropie und Wahrscheinlichkeit*. Verlag Harry Deutsch, Frankfurt am Main, 1872-1905. Herausgeber L. Boltzmann; Ostwalds Klassiker der exakten Wissenschaften; Bd. 286, 2000.
- Bottenheim, J. W., J. D. Fuentes, D. W. Tarasick, und K. G. Anlauf. Ozone in the Arctic lower troposphere during winter and spring 2000 (ALERT2000). *ATMOS ENVIRON*, 36(15-16):2535–2535, 2002.
- Brodatz, P. *Textures: A Photographic Album for Artists and Designers*. Dover, 1966.
- Brümmer, B. und S. Thiemann. The Atmospheric Boundary Layer in an Arctic Wintertime On-Ice Air Flow. *Bound. Lay. Meteorol.*, 104:53–72, 2002.
- Buesseler, K. O., R. T. Barber, M. Dickson, M. R. Hiscock, J. K. Moore, und R. Sambrotto. The effect of marginal ice-edge dynamics on production and export in the Southern Ocean along 170°W. *Deep Sea Research Part II*, 50(3-4):579–603, 2003.
- Burns, B. Comparison of SSM/I ice concentration algorithms for the Weddell Sea. *Ann. Glaciol.*, 17:344–350, 1993.
- Burns, B. A., D. J. Cavalieri, M. R. Keller, W. J. Campbell, T. C. Grenfell, G. A. Maykut, und P. Gloersen. Multisensor Comparison of Ice Concentration Estimates in the Marginal Ice Zone. *J. Geophys. Res.*, 92(C7):6843–6856, 1987.
- Carlström, A. A microwave backscattering model for deformed first-year sea ice and comparisons with SAR data. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 35(2):378–391, 1997.
- Carsey, F. Summer Arctic Sea Ice Character From Satellite Microwave Data. *J. Geophys. Res.*, 90(C3):5015–5034, 1985.

- Cavaliere, D. J. NASA Sea Ice Validation Program for the Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager: Final Report. Technischer Report NASA Technical Memorandum 104559, NASA, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 1992.
- Cavaliere, D. J. A microwave technique for mapping thin sea ice. *J. Geophys. Res.*, 99(C6):12561–12572, 1994.
- Cavaliere, D. J. EOS Aqua Sea Ice Validation Program: Meltpond2000, NASA Technical Memorandum 2000-209972, National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD 20771, pp. 31, December 2000. 2000.
- Cavaliere, D. J., B. A. Burns, and R. O. Onstott. Investigation of the Effects of Summer Melt on the Calculation of Sea Ice Concentration Using Active and Passive Microwave Data. *J. Geophys. Res.*, 95(C4):5359–5369, 1990.
- Cavaliere, D. J. und J. C. Comiso. Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the AMSR sea ice algorithm. Technischer Report, NASA, 1997.
- Cavaliere, D. J., J. P. Crawford, M. R. Drinkwater, D. T. Eppler, L. D. Farmer, R. R. Jentz, und C. C. Wackerman. Aircraft active and passive microwave validation of the sea ice concentration from the Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager. *J. Geophys. Res.*, 96(C12):21998–22008, 1991.
- Cavaliere, D. J., P. Gloersen, und W. J. Campbell. Determination of sea ice parameters with the NIMBUS-7 SMMR. *J. Geophys. Res.*, 89:5355–5369, 1984.
- Cavaliere, D. J. und K. M. St. Germain. Arctic sea ice research with satellite passive microwave radiometers. *IEEE Geosci. and Rem. Sens. Soc.*, 97, 1995.
- Cavaliere, D. J., K. M. St. Germain, und C. T. Swift. Reduction of weather effects in the calculation of sea-ice concentration with DMSP SSM/I. *J. Glaciology*, 41(139):455–464, 1995.
- Chellappa R., C. S. Classification of Textures using Gaussian Markov Random Fields. *IEEE Trans. Acoustics Speech and Signal Processing*, 33:959–963, 1985.
- Clausi, D. *Texture Segmentation of SAR Sea Ice Imagery*. Doktorarbeit, University of Waterloo., 1996.
- Clausi, D. Comparison and Fusion of Co-occurrence, Gabo and MRF Texture Features for Classification of SAR Sea-Ice Imagery. *Atmospher-Ocean*, 39(3):183–194, 2000.
- Clausi, D. A. An Analysis of co-occurrence texture statistics as a function of grey level quantization. *Can. J. Rem. Sens.*, 28(1):1–18, 2002.

- Clausi, D. A. und M. E. Jernigan. A Fast Method to Determine Co-Occurrence Texture Features. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 36(1):298–300, 1998.
- Clausi, D. A. und Y. Zhao. Rapid extraction of image texture by co-occurrence using a hybrid data structure. *Computers and Geoscience*, 28:763–774, 2002.
- Comiso, J. C. Arctic Multiyear Ice Classification and Summer Ice Cover Using Passive Microwave Satellite Data. *J. Geophys. Res.*, 95(C8):13411–13422, 1990.
- Comiso, J. C., D. J. Cavalieri, und T. Markus. Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data. *IEEETGRS*, 41(2):243–252, 2003.
- Comiso, J. C., D. J. Cavalieri, C. L. Parkinson, und P. Gloersen. Passive microwave algorithms for sea ice concentration – A comparison of two techniques. *Rem. Sens. Environ.*, 12(60):357–384, 1997.
- Cox, C. und W. Munk. Statistics of the sea surface derived from sun glitter. *J. Marine Res.*, 13:198–227, 1954.
- Curlander, J. C. und R. N. McDonough. *Synthetic Aperture Radar*. Wiley Series in Remote Sensing, New York, N.Y., 1991.
- Curry, J. A. und G. F. Herrman. Infrared radiative properties of summertime Arctic stratus clouds. *J. Climate Appl. Meteorol.*, 24:525–538, 1985.
- Dagg, I. R., G. E. Reesor, und J. L. Urbaniak. Collision induced absorption in N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, and H<sub>2</sub> at 2cm. *Canadian Journal of Physics*, 53:1764–1776, 1975.
- Dierking, W. Sensitivity Studies of Selected Theoretical Scattering Models with Applications to Radar Remote Sensing of Sea Ice. Berichte aus dem Fachbereich Physik Report 33, Alfred-Wegener-Institute, Bremerhaven, Germany, 1992.
- Dixon, K. W., T. L. Delworth, T. R. Knutson, M. J. Spelman, und R. J. Stouffer. A comparison of climate change simulations produced by two GFDL coupled climate models. *GAPC*, 768:1–22, 2003.
- Dokken, S. T., B. Hakansson, und J. Askne. Inter Comparison of Arctic Sea Ice Concentration Using Radarsat, ERS, SSM/I and in-situ Data. *Can. J. Rem. Sens.*, 26(6):521–531, 2000.
- Dokken, S. T., P. Winsor, T. Markus, J. Askne, und G. Björk. ERS SAR characterization of coastal polynyas in the Arctic and comparison with SSM/I and numerical model investigations. *Rem. Sens. Environ.*, 80(2):321–335, 2002.
- Dominé, F. und P. B. Shepson. Air-Snow interactions and Atmospheric Chemistry. *Science*, 297:1506–1510, 2002.

- Drinkwater, M. R. LIMEX 87 Ice Surface Characteristics: Implications for C-Band SAR backscatter Signatures. *IEEE TGRS*, 27(5):147–158, 1989.
- Drinkwater, M. R. und G. B. Crocker. Modelling changes in the dielectric and scattering properties of young snow-covered sea ice at GHz frequencies. *J. Glaciol.*, 34(118):274–282, 1988.
- Drobot, S. und D. Barber. Drobot, S. and D.G. Barber. 1998. Towards development of a snow water equivalence (SWE) algorithm using microwave radiometry over snow covered first-year sea ice. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 64(5):415–423, 1998.
- Ebinghaus, R., H. H. Kock, C. Temme, J. W. Einax, A. G. Löwe, A. Richter, J. P. Burrows, und W. H. Schroeder. Antarctic Springtime Depletion of Atmospheric Mercury. *Environ. Sci. Technol.*, 36:1238–1244, 2002.
- Eicken, H., R. Gradinger, B. Ivanov, A. Makshtas, und R. Pác. Surface melt puddles on multi-year sea ice in the Eurasian Arctic, World Climate Research Programme WCRP-94. In *Proceedings of the ACSYS Conference on the Dynamics of the Arctic Climate System (Göteborg, Sweden, 7-10 November 1994)*, WMO/TD No. 760, 267-271. 1996.
- Enders, M. Eiskarten für die Klimaprognose. *National Geographic*, Dezember, 2002.
- Eppler, D., L. D. Farmer, A. W. Lohanick, M. R. Anderson, D. J. Cavalieri, J. Comiso, P. Gloersen, C. Garrity, T. C. Grenfell, M. Hallikainen, J. A. Maslanik, C. Mätzler, R. A. Melloh, I. Rubinstein, und C. T. Swift. Passive Microwave Signatures of Sea Ice. In F. D. Carsey, Herausgeber, *Microwave remote sensing of sea ice*, AGU Monograph, 68, Seiten 47–71. Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1992.
- Ezraty, R. Detection and Monitoring of New-Ice in the East Greenland Sea using the SeaWinds Scatterometer. *Journal of Ocean University of Qingdao*, 1(2), 2002.
- Ezraty, R. und A. Cavaine. Construction and Evaluation of 12.5-km Grid NS-CAT Backscatter Maps Over Arctic Sea Ice. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 37(3):1685–1697, 1999.
- Fetterer, F. und N. Untersteiner. Observations of melt ponds on Arctic sea ice. *JGR*, 103(C11):24821–24835, 1998.
- Freese, D. *Solare und terrestrische Strahlungswechselwirkung zwischen arktischen Eisflächen und Wolken*. Berichte zur Polarforschung **312**. Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, 1999.

- Frisch, V., Herausgeber. *Wave Propagation in Random Media: Probabilistic Methods of Applied Mathematics*. Academic Press, New York, 1968.
- Fuchs, A. Kurs Alaska - So bezwang ich die Nordostpassage. *National Geographic*, März, 2003a.
- Fuchs, A. *Kälter als Eis - Die Wiederentdeckung der Nordostpassage*. Delius Klasing Verlag, Bielefeld, 2003b.
- Fuhrhop, R., T. C. Grenfell, G. Heygster, K.-P. Johnsen, P. Schlüssel, M. Schrader, und C. Simmer. A combined radiative transfer model for sea ice, open ocean, and atmosphere. *Radio Sci.*, 33(2):303–316, 1998.
- Fuhrhop, R. und C. Simmer. *MWMOD User Manual, Version 1.12*. Institut für Meereskunde, Kiel, Germany, 1998.
- Garrity, C., D. Lubin, S. Kern, und L. T. Pedersen. Linescan camera evaluation of SSM/I 85.5 GHz sea ice retrieval. *Rem. Sens. Environ.*, 83(3):472–487, 2002.
- Garrity, C., D. Lubin, S. Kern, und L. T. Pedersen. Corrigendum to "Linescan camera evaluation of SSM/I 85.5 GHz sea ice retrieval". *Rem. Sens. Environ.*, 84:321, 2003.
- Gheng, Q. und M. Sugi. Possible Change of Extratropical Cyclone Activity due to Enhanced Greenhouse Gases and Sulfate Aerosols - Study with a High-Resolution AGCM. *Journal of Climate*, 16(13):2262–2274, 2003.
- Gill, R. S. Operational Detection of Sea Ice Edges and Icebergs Using SAR. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 27(5):411–431, 2001.
- Gillet, N. P., F. W. Zwiers, A. J. Weaver, und P. A. Stott. Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature*, 422:292–294, 2003.
- Gloersen, P., D. J. Cavalieri, A. T. C. Chang, T. T. Wilheit, W. J. Campbell, O. M. Johannessen, K. B. Katsaros, K. F. Künzi, D. B. Ross, D. Staelin, E. P. L. Windsor, F. T. Barath, P. Gudmandsen, E. Langham, und R. O. Ramseier. A summary of results from the first NIMBUS-7 SMMR observations. *J. Geophys. Res.*, 84(D4):5335–5344, 1984.
- Gohin, F. und A. Cavanie. A first try at identification of sea ice using the three beam scatterometer of ERS-1. *Int. J. Rem. Sens.*, 15:1221–1228, 1994.
- Golden, K., D. Borup, M. Cheney, E. Cherkaeva, M. S. Dawson, K. H. Ding, A. K. Fung, D. Isaacson, S. A. Johnson, J. A. Kong, R. Kwok, S. V. Nghiem, R. G. Onstott, J. Sylvester, D. P. Winebrenner, und I. H. H. Zabel. Inverse electromagnetic scattering models for sea ice. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 36(5):1675–1704, 1998a.

- Golden, K., M. Cheney, K. H. Ding, A. K. Fung, T. C. Grenfell, D. Isaacson, J. A. Kong, S. V. Nghiem, J. Sylvester, und D. P. Winebrenner. Forward electromagnetic scattering models for sea ice. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 36(5):1655–1674, 1998b.
- Goodberlet, M. A., C. T. Swift, und J. C. Wilkerson. Remote sensing of ocean surface winds with the Special Sensor Microwave Imager. *J. Geophys. Res.*, 94(C10):14547–14555, 1989.
- Goodman, J. W. Statistical Properties of Laser Speckle Patterns. In J. C. Dainty, Herausgeber, *Laser speckle and related phenomena*. Springer Verlag, Berlin, Germany, 1975.
- Grandell, J., J. A. Johannessen, und M. T. Hallikainen. Development of a synergistic sea ice retrieval method for the ERS-1 AMI wind scatterometer and SSM/I radiometer. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 37(2):668–679, 1999.
- Gregory, J. M., P. A. Stott, D. J. Cresswell, N. A. Rayner, C. Gordon, und D. M. H. Sexton. Recent and future changes in Arctic sea ice simulated by the HadCM3 AOGCM. *Geophys. Res. Lett.*, 29(24):10.1029/2001GL014575, 2002.
- Grenfell, T. C., D. G. Barber, A. K. Fung, A. J. Gow, K. C. Jezek, E. J. Knapp, S. V. Nghiem, R. G. Onstott, D. K. Perovich, C. S. Roesler, C. T. Swift, und F. Tanis. Evolution of electromagnetic signatures of sea ice from initial formation to the establishment of thick first-year ice. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 36(5):1642–1654, 1998.
- Grenfell, T. C., J. C. Comiso, M. A. Lange, H. Eicken, und M. R. Wensnahan. Passive microwave observations of the Weddell Sea during austral winter and spring. *J. Geophys. Res.*, 99(C5):9995–10010, 1994.
- Haarpaintner, J. The Storfjorden polynia: ERS-2 SAR observations and overview. *Polar Resear*, 18(2):175–182, 1999.
- Haarpaintner, J. Sea Ice dynamics Observed By ERS-2 SAR Imagery and ARGOS Buoys in Storfjorden. *Proc. IGARSS 2000*, 2000.
- Haarpaintner, J., J.-C. Gascard, und P. M. Haugan. Ice production and brine formation in Storfjorden. *JGR*, 106(C7):14001–14013, 2001a.
- Haarpaintner, J., P. M. Haugan, und J.-C. Gascard. Interannual variability of the Storfjorden ice cover and ice production observed by ERS-2 SAR. *Ann. Glaciol.*, 33:430–436, 2001b.
- Haarpaintner, J., J. O’Dwyer, J.-C. Gascard, P. M. Haugan, U. Schauer, und S. Østerhus. Seasonal transformation of water masses circulation and brine formation observed in Storfjorden. *Ann. Glaciol.*, 33:437–443, 2001c.

- Haas, C. The seasonal cycle of ERS scatterometer signatures over perennial Antarctic sea ice and associated surface ice properties and processes. *Annals of Glaciology*, 33:69–73, 2001.
- Haas, C. und J. L. Lieser. *Sea ice conditions in the Transpolar Drift in August/September 2001: Observations during Polarstern cruise ARK 17/2*. Reports on Polar and Marine Research 441. Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, 2003.
- Hallikainen, M. und D. P. Winebrenner. The physical basis of sea ice remote sensing. In F. D. Carsey, Herausgeber, *Microwave remote sensing of sea ice*, AGU Monograph, 68, Seiten 29–46. Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1992.
- Hanesiak, J. M., J. J. Yackel, und D. G. Barber. Effect of Melt Ponds on First-Year Sea Ice Ablation - Integration of RADARSAT-1 and Thermodynamic Modelling. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 27(5):433–442, 2001.
- Haralick, R. M., K. Shanmugam, und L. Dinstein. Textural Features for Image Classification. *Transactions on Systems Man and Cybernetics*, (3):610–621, 1973.
- Harder, M., P. Lemke, und M. Hilmer. Simulation of sea ice transport through Fram Strait: Natural variability and sensitivity to forcing. *J. Geophys. Res.*, 103(C3):5595–5606, 1998.
- Haring, S., M. A. Viergever, und J. N. Kok. Kohonen networks for multiscale image segmentation. *Image and Vision Computing*, 12(6):339–344, 1994.
- Hartmann, J., F. Albers, S. Argentini, A. Bochert, U. Bonafe, W. Cohrs, A. Conidi, D. Freese, T. Georgiadis, A. Ippoliti, L. Kaleschke, C. Lüpkes, U. Maixner, G. Mastrantonio, F. Ravegnani, A. Reuter, G. Trivellone, und A. Viola. *Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST)*. Berichte zur Polarforschung **305**. Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, 1999.
- Hasselmann, K., R. K. Raney, W. J. Plant, W. Alpers, R. A. Shuchman, D. R. Lyzenga, C. L. Rufenach, und M. J. Tucker. Theory of synthetic aperture radar ocean imaging: A MARSEN view. *JGR*, (90):4659–4686, 1985.
- Haverkamp, D., L. K. Soh, und C. Tsatsoulis. A comprehensive, automated approach to determining sea ice thickness from SAR data. *IEEETGRS*, 33(1):46–57, 1995.
- Haverkamp, D. und C. Tsatsoulis. Information fusion for estimation of summer MIZ ice concentration from SAR imagery. *IEEETGRS*, 37(3):1278–1291, 1999.
- Hilmer, M. und P. Lemke. On the decrease of Arctic sea ice volume. *Geophys. Res. Lett.*, 27(22):3751–3754, 2000.

- Hollinger, J. P., R. Lo, und G. Poe. *Special Sensor Microwave/Imager User's Guide*. Naval Research Laboratory, Washington, D.C., 1987.
- Hollinger, J. P., J. L. Peirce, und G. A. Poe. SSM/I instrument evaluation. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 5(28):781–790, 1990.
- Holloway, G. und T. Sou. Has Arctic Ice Rapidly Thinned? *Journal of Climate*, 15:1691–1701, 2002.
- Houshangpour, A. Bestimmung der Einfallswinkelabhängigkeit des Radarrückstreuoeffizienten von Meereis aus komplementären ERS-SAR Bildpaaren. 2002. Diplomarbeit am Institut für Umweltphysik, Universität Bremen.
- Hunewinkel, T. *Methoden zur Fernerkundung der marginalen Eiszone*. Doktorarbeit, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen., 1996.
- Hunewinkel, T., T. Markus, und G. Heygster. Improved determination of the sea ice edge with SSM/I data for small-scale analyses. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 36:1795–1808, 1998.
- Hönninger, G. und U. Platt. Observations of BrO and its vertical distribution during surface ozone depletion at Alert. *Atmos. Environ.*, 36:2481–2489, 2002.
- Iivarinen, J., M. Peura, O. Simula, K. Valkealahti, und A. Visa. Satellite Image Analysis, QUINQUENNIAL REPORT (1994-1998), Helsinki University of Technology, Laboratory of Computer and Information Science, Finland. 1998.
- IPCC. *Summary for Policymakers - A Report of Working Group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. World Meteorological Organization, Switzerland, 2001a.
- IPCC. *Technical Summary - A Report accepted by Working Group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change but not approved in detail*. World Meteorological Organization, Switzerland, 2001b.
- Janssen, M. A. *Atmospheric remote sensing by microwave radiometry*. Wiley serie in remote sensing. John Wiley & sons, inc., New York, 1993.
- Jenkins, G. S. und S. S. R. GCM simulations of Snowball Earth conditions during the late Proterozoic. *Geophys. Res. Lett.*, 26(15):2263–2266, 1999.
- Johnsen, K.-P. *Radiometric Measurements in the Arctic Ocean – Comparison between Theory and Experiment*. Doktorarbeit, Reports on Polar Research, **297**, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI), 1998.
- Johnson, J. B. Thermal Agitation of Electricity in Conductors. *Phys. Rev.*, 32:97–109, 1928.

- Josberger, E. G. und N. M. Mognard. A passive microwave snow depth algorithm with a proxy for snow metamorphism. *HYDROL PROCESS*, 16(8):1557–1568, 2002.
- Kahle, J. und G. P. Zauke. Trace metals in Antarctic copepods from the Weddell Sea (Antarctica). *CHEMOSPHERE*, 51(5):409–417, 2003.
- Kaleschke, L. Klassifikation von ERS-SAR Bildern des Meereises durch Texturanalyse mit neuronalen Netzen. 1998. Diplomarbeit, Universität Bremen, Fachbereich Physik und Elektrotechnik.
- Kaleschke, L. und G. Heygster. Towards multisensor microwave remote sensing of frost flowers on sea ice. *Annals of Glaciology*, 39:0, 2003, submitted.
- Kaleschke, L., G. Heygster, und K. Künzi. Rabe: Klassifikation von Radarsatellitenbildern zur Bestimmung von Meereisparametern mittels statistischer Texturanalyse. 2000. Bericht zur DFG-Förderung HE 1746/5-1, Universität Bremen, Fachbereich Physik und Elektrotechnik.
- Kaleschke, L. und S. Kern. ERS-2 SAR Image Analysis for Sea Ice Classification in the Marginal Ice Zone. *Proc. IGARSS 2002*, Seiten 3038–3040, 2002.
- Kaleschke, L., C. Lüpkes, T. Vihma, J. Haarpaintner, A. Bochert, J. Hartmann, und G. Heygster. SSM/I Sea Ice Remote Sensing for Mesoscale Ocean-Atmosphere Interaction Analysis. *Can. J. Rem. Sens.*, 27(5):526–537, 2001.
- Karstens, U., C. Simmer, und E. Ruprecht. Remote sensing of cloud liquid water. *Meteorol. and Atmos. Phys.*, 54:157–171, 1994.
- Kawanishi, T., T. Sezai, Y. Ito, K. Imaoka, T. Takeshima, Y. Ishido, A. Shibata, M. Miura, H. Inahata, und R. W. Spencer. The advanced microwave scanning radiometer for the earth observing system (AMSR-E), NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies. *IEEE TGRS*, 41(2):184–194, 2003.
- Kerman, B. R. Information States in Radar Imagery of Sea Ice. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 37(3):1435–1446, 1999.
- Kern, S. *A new Algorithm to retrieve the Sea Ice Concentration using weather-corrected 85 GHz SSM/I Measurements*. Doktorarbeit, University of Bremen, Fachbereich 1 (Physik und Elektrotechnik) and Reports from the Institute of Environmental Physics 1, University of Bremen, 2001.
- Kern, S. und G. Heygster. Sea ice concentration retrieved in the Antarctic based on the SSM/I 85.5 GHz polarization. *Annals of Glaciology*, 33:109–114, 2001.

- Kern, S. und L. Kaleschke. Two ice concentration algorithms benefitting from 85 GHz Special Sensor Microwave/Imager data: A comparison. *Proc. IGAR-SS 2002*, Seiten 1938–1940, 2002.
- Kern, S., L. Kaleschke, und D. A. Clausi. A Comparison of two 85 GHz SSM/I Ice Concentration Algorithms with AVHRR and ERS-SAR. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 0(0), 2003,accepted.
- Kim, S.-J., G. Flato, G. Boer, und N. McFarlane. A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 1: transient multi-decadal response. *Climate Dynamics*, Published Online, 2002.
- Kohonen, T. *Self-Organizing Maps*. Springer Series in Information Sciences, 1997. 2. Auflage.
- Kohonen, T., J. Hynninen, J. Kangas, J. Laaksonen, und K. Torkkola. LVQ PAK: The Learning Vector Quantization Program Package. 1995.
- Kramer, H. J. *Observation of the Earth and Its Environment - Survey of Missions and Sensors*. Springer Verlag, 2002.
- Kuhn, T., A. Bauer, M. Godon, S. Bühler, und K. Künzi. Water vapor continuum: absorption measurements at 350 GHz and model calculations. *J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer*, 74:545–562, 2002.
- Kummerow, C. On the accuracy of the Eddington approximation for radiative transfer in the microwave frequencies. *J. Geophys. Res.*, 98(D2):2757–2765, 1992.
- Kwok, R. The RADARSAT Geophysical Processor System. In C. Tsatsoulis und R. Kwok, Herausgeber, *Analysis of SAR Data of the Polar Oceans*, Seiten 235–257. Springer, Berlin, 1998.
- Kwok, R. Sea ice concentration estimates from satellite passive microwave radiometry and openings from SAR ice motion. *Geophys. Res. Lett.*, 29(9):10.1029/2002GL014787, 2002.
- Kwok, R., G. Cunningham, und B. Holt. An Approach to Identification of Sea Ice Types From Spaceborne SAR Data. In F. D. Carsey, Herausgeber, *Microwave remote sensing of sea ice*, Seiten 355–360. Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1992.
- Kwok, R., D. A. Rothrock, H. L. Stern, und G. F. Cunningham. Determination of Ice Age using Lagrangian Observations of Ice Motion. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 33(2):392–400, 1995.
- Kwok, R., A. Schweiger, D. A. Rothrock, S. Pang, und C. Kottmeier. Sea ice motion from satellite passive microwave imagery assessed with ERS SAR and buoy motions. *J. Geophys. Res.*, 103(C4):8191–8214, 1998.

- Künzi, K. Cloud Ice Water Sub-millimetre Imaging Radiometer CIWSIR. Proposal submitted to ESA, [www.sat.uni-bremen.de/projects/ciwsir](http://www.sat.uni-bremen.de/projects/ciwsir), 2002.
- Lachlan-Cope, T. A. und J. Turner. Passive microwave retrievals of precipitation over the Southern Ocean. *Int. J. Rem. Sens.*, 18(8):1725–1742, 1997.
- Lange, M. A. und H. Eicken. The Sea Ice Thickness Distribution in the Northwestern Weddell Sea. *J. Geophys. Res.*, 96(C3):4821–4837, 1981.
- Laur, H., P. Bally, P. Meadows, J. Sanchez, B. Schaettler, E. Lopinto, und D. Esteban. ERS SAR CALIBRATION Derivation of the Backscattering Coefficient Sigma-Nought in ESA ERS SAR PRI Products. Esa document no: Es-tn-rs-pm-hl09 7 september 1998 issue 2, rev.5b., ESA, 1998.
- Ledley, T. S. A coupled energy balance climate–sea ice model: Impact of sea ice and leads on climate. *J. Geophys. Res.*, 93(D12):15,919–15,932, 1988.
- Lee, J. S. Speckle Analysis and Smoothing of Synthetic Aperture Radar Images. *Computer Graphics and Image Processing*, 17:24–32, 1981.
- Lehner, S. und K. Hasselmann. ERS-1 SAR observations of swell travelling into the ice. In *Proc. Second ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment, Hamburg, Germany. ESA SP-361*. 1994.
- Leontyeva, E. und K. Stammes. Estimations of cloud optical thickness from ground-based measurements of incoming solar radiation in the Arctic. *J. Climate*, 7:556–578, 1994.
- Li, S., Z. Cheng, und W. F. Weeks. Extraction of Intermediate Scale Sea Ice Deformation Parameters from SAR Ice Motion Products. In C. Tsatsoulis und R. Kwok, Herausgeber, *Analysis of SAR Data of the Polar Ocean*, Seiten 69–90. Springer-Verlag Berlin, 1998.
- Liebe, H. J., P. W. Rosenkranz, und G. A. Hufford. Atmospheric 60-GHz Oxygen Spectrum: New Laboratory Measurements and Line Parameters. *J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer*, 48(5/6):629–643, 1992.
- Light, B., G. A. Maykut, und T. C. Grenfell. Effects of temperature on the microstructure of first-year Arctic sea ice. *JGR*, 108(C2):doi:10.1029/2001JC000887, 2003.
- Liu, A. K. und D. J. Cavalieri. On sea ice drift from the wavelet analysis of the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) data. *Int. J. Rem. Sens.*, 19(7):1415–1423, 1998.

- Liu, A. K. und C. Y. Peng. Wavelet Analysis of SAR Images in the Marginal Ice Zone. In C. Tsatsoulis und R. Kwok, Herausgeber, *Analysis of SAR Data of the Polar Oceans*, Seiten 111–128. Springer, Berlin, 1998.
- Liu, G. und J. A. Curry. Observation and Interpretation of Microwave Cloud Signatures over the Arctic Ocean during Winter. *Journal of Applied Meteorology*, 42:51–64, 2003.
- Liu, Q., E. Augstein, und A. Darovskikh. Polarization anomaly of the microwave brightness temperature from ice. *Applied Optics*, 37(12):2228–2230, 1998.
- Lomax, A. S., D. Lubin, und R. H. Whritner. The potential of interpreting total and multiyear-ice concentration in SSM/I 85.5 GHz imagery. *Rem. Sens. Environ.*, 54:13–26, 1995.
- Long, D. G. und M. R. Drinkwater. Cryosphere Applications of NSCAT Data. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 37(3):1671–1684, 1999.
- Lord Rayleigh, S. J. W. On the resultant of a large number of vibrations of the same pitch and of arbitrary phase. *Phil. Mag.*, 10:73–78, 1880.
- Louet, J., G. Levrini, J. Cendral, S. Bruzzi, und C. Garrido. Envisat - Europe's Earth-Observation Mission for the new Millennium. *Earth Observation Quarterly*, (60), 1998.
- Lu, J. Y., W. Schroeder, L. A. Barrie, A. Steffen, H. E. Welch, K. Martin, L. Lockhart, R. V. Hunt, G. Boila, und A. Richter. Magnification of atmospheric mercury deposition to polar regions in springtime: the link to tropospheric ozone depletion chemistry. *Geophys. Res. Lett.*, 28(17):3219–3222, 2001.
- Lubin, D., C. Garrity, R. Ramseier, und R. H. Whritner. Total sea ice concentration retrieval from the SSM/I 85.5 GHz channels during the Arctic summer. *Rem. Sens. Environ.*, 62:63–76, 1997.
- Lundhaug, M. ERS SAR studies of sea ice signatures in the Pechora Sea and Kara Sea region. *Can. J. Rem. Sens.*, 28(2):114–127, 2002.
- Lythe, M., A. Hauser, und G. Wendler. Classification of sea ice types in the Ross Sea, Antarctica from SAR and AVHRR imagery. *Int. J. Rem. Sens.*, 20(15 & 16):3073–3085, 1999.
- Lyzenga, D. R. Unconstrained Inversion of Waveheight Spectra from SAR Images. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 40(2):261–270, 2002.
- Lyzenga, R., R. A. Shuchman, J. D. Lyden, und C. L. Rufenach. SAR Imaging of Waves in Water and Ice: Evidence for Velocity Bunching. *J. Geophys. Res.*, 90(C1):1031–1036, 1985.

- Madsen, S. N. *Speckle Theory. Modelling, Analysis and Applications related to Synthetic Aperture Radar Data*. Doktorarbeit, Ph. D. Thesis, Technical University of Denmark, 1986.
- Makynen, M. P., A. T. Manninen, M. H. Simila, J. A. Karvonen, und M. T. Hallikainen. Incidence angle dependence of the statistical properties of C-band HH-polarization backscattering signatures of the Baltic Sea ice. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 40(12):2593–2605, 2002.
- Mallat, S. G. A Theory for Multiresolution Signal Decomposition: The Wavelet Representation. *IEEE Trans. Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 11(7):674–693, 1989.
- Manschke, A. *Fernerkundung der Basistemperatur konvektiver Wolken über dem Ozean*. Doktorarbeit, Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg, 1991.
- Marcoz, Y. und M. Torres-Torriti. Feature Selection using Genetic Algorithms in SAR airborne imagery. July 2001. Available at: <http://www.ifrance.com/silksift/ga/>. 2001.
- Markus, T. und B. A. Burns. A method to estimate subpixel-scale coastal polynyas with satellite microwave data. *J. Geophys. Res.*, 100(C3):16,707–16,718, 1995.
- Markus, T. und D. J. Cavalieri. Snow depth distribution over sea ice in the Southern Ocean from satellite passive microwave data. In M. O. Jeffries, Herausgeber, *Antarctic Sea Ice: Physical processes, interactions and variability*, Antarctic Research Series, 74, pp. 19–39. Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1998.
- Markus, T. und D. J. Cavalieri. An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 38(3):1387–1398, 2000.
- Markus, T., D. J. Cavalieri, und A. Ivanoff. The potential of using Landsat 7 ETM+ for the classification of sea-ice surface conditions during summer. *Ann. Glaciol.*, 34:415–419, 2002.
- Markus, T. und S. T. Dokken. Evaluation of Late Summer Passive Microwave Arctic Sea Ice Retrievals. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 40(2):348–355, 2002.
- Martin, S., R. Drucker, und M. Fort. A laboratory study of frost flower growth on the surface of young sea ice. *J. Geophys. Res.*, 100(C4):7027–7036, 1995.
- Martin, S. und P. Kauffman. A field and laboratory study of wave damping by grease ice. *J. Glaciol.*, 27(96):283–313, 1981.
- Martin, S., Y. Yu, und R. Drucker. The temperature dependence of frost flower growth on laboratory sea ice and the effect of the flowers on infrared observations of the surface. *J. Geophys. Res.*, 101(C5):12111–12125, 1996.

- Martin, T. und E. Augstein. Large-scale drift of Arctic sea ice retrieved from passive microwave satellite data. *J. Geophys. Res.*, 105(C4):8775–8788, 2000.
- Maslanik, J., T. Agnew, M. Drinkwater, W. Emery, C. Fowler, R. Kwok, und A. Liu. Summary of Ice-Motion Mapping using Passive Microwave Data. NSIDC Special Publication 8. 1998.
- Maslanik, J. und J. Stroeve. 1990 - March 2000. DMSP SSM/I daily polar gridded brightness temperatures. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. CD-ROM. 2000.
- Massom, R., J. C. Comiso, A. P. Worby, V. I. Lytle, und L. Stock. Regional Classes of Sea Ice Cover in the East Antarctic Pack Observed from Satellite and In Situ Data during a Winter Time Period. *Rem. Sens. Environ.*, 68:61–76, 1999.
- Massom, R., H. Eicken, C. Haas, M. O. Jeffries, M. R. Drinkwater, M. Sturm, A. P. Worby, X. Wu, V. I. Lytle, S. Ushio, K. Morris, P. A. Reid, S. G. Warren, und I. Allison. Snow on Antarctic Sea Ice. *Reviews of Geophysics*, 39(3):413–445, 2001.
- Maxwell, J. C. *Über Faradays Kraftlinien / Über physikalische Kraftlinien*. Verlag Harry Deutsch, Frankfurt am Main, 1855-1862. Herausgeber L. Boltzmann; Ostwalds Klassiker der exakten Wissenschaften; Bd. 69, 1898.
- Maykut, G. A. Energy exchange over young sea ice in the central Arctic. *J. Geophys. Res.*, 83(C7):3646–3658, 1978.
- Maykut, G. A. The Ice Environment. In R. A. Horner, Herausgeber, *Sea Ice Biota*. CRC Press, Inc., 1985.
- Maykut, G. A. The surface heat and mass balance. In N. Untersteiner, Herausgeber, *The geophysics of sea ice*, Seiten 395–463. Martinus Nijhoff Publ., Dordrecht (NATO ASI B146), 1986.
- McElroy, C. T., C. A. McLinden, und J. C. McConnell. Evidence for bromine monoxide in the free troposphere during the Arctic polar sunrise. *Nature*, 397:338–341, 1999.
- Meehl, G. A., J. M. Arblaster, und W. G. Strand. Sea-ice effects on climate model sensitivity and low frequency variability. *Climate Dynamics*, 16, Issue 4:257–271, 2000.
- Meier, W. M., S. Andersen, und N. Bastar. Evaluation of SSM/I-derived Sea Ice Concentrations with AVHRR Imagery. *Proc. IGARSS 2002*, Seiten 1935–1937, 2002.

- Menke, W. *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*, Band 45 von *International Geophysics Series*. Academic press, Inc., San Diego, 1989.
- Miao, J., K.-P. Johnsen, S. Buehler, und A. Kokhanovsky. The potential of polarization measurements from space at mm and sub-mm wavelengths for determining cirrus cloud properties. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 2:1403–1427, 2002a.
- Miao, J., K.-P. Johnsen, S. Kern, G. Heygster, und K. Künzi. Signature of clouds over Antarctic sea ice detected by the Special Sensor Microwave/Imager. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 38(5):2333–2345, 2000.
- Miao, J., T. Rose, K. Künzi, und P. Zimmermann. A future millimeter/sub-millimeter radiometer for satellite observation of ice clouds. *Int. J. Infrared and Millimeter Waves*, 23:1159–1170, 2002b.
- Morales Maqueda, M. A. und S. Rahmstorf. Did Antarctic sea-ice expansion cause glacial CO<sub>2</sub> decline? *Geophys. Res. Lett.*, 29:111–113, 2002.
- Morales Maqueda, M. A., A. J. Willmott, und M. S. Darby. A numerical model for interdecadal variability of sea ice cover in the Greenland-Iceland-Norwegian Sea. *Climate Dynamics*, 15:89–113, 1999.
- Moran, B. Carbon fluxes in a Changing Arctic, Workshop on Ocean-Sea Ice-Snowpack-Atmosphere Interactions Research, Purdue University in West Lafayette, Indianapolis, November 10-12, 2002. 2002.
- Moritz, R. E., C. M. Bitz, und E. J. Steig. Dynamics of Recent Climate Change in the Arctic. *Science*, 768(5586):1497–1501, 2002.
- Mulherin, N. D. The Northern Sea Route - Its Development and Evolving State of Operations in the 1990s, CRREL REPORT 96-3. 1996. US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research & Engineering Laboratory.
- Mätzler, C., R. O. Ramseier, und E. Svendsen. Polarization effects in sea-ice signatures. *IEEE J. Oceanic Eng.*, OE-9:333–338, 1984.
- Mätzler, C. und U. Wegmüller. Dielectric properties of freshwater ice at microwave frequencies. *J. Phys. D: Appl. Phys.*, 20:1623–1630, 1987.
- Naggar, S. E., C. Garrity, und R. O. Ramseier. The modelling of sea ice melt-water ponds for the High Arctic using an Airborne line scan camera, and applied to the Satellite Special Sensor Microwave/Imager. *Int. J. Rem. Sens.*, 19(12):2373–2394, 1998.
- Nassar, E. M., J. T. Johnson, und R. Lee. A Numerical Model for Electromagnetic Scattering from Sea Ice. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 38(3):1309–1319, 2000.

- Nedeltchev, N. M., J. C. Peuch, and H. Baudrand. Strong permittivity fluctuation theory of random media: Part I: nonspherical scatterers. *Int. J. Rem. Sens.*, 23(3):569–591, 2002.
- NERSC. *Earth Observation Compendium*. NANSEN INTERNATIONAL ENVIRONMENTAL AND REMOTE SENSING CENTER, 1996.
- Nghiem, S. V. und C. Bertoia. Study of Multi-Polarization C-Band Backscatter Signatures for Arctic Sea Ice Mapping with Future Satellite SAR. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 27(5):387–401, 2001.
- Nghiem, S. V., R. Kwok, J. A. Kong, and R. T. Shin. A model with ellipsoidal scatterers for polarimetric remote sensing of anisotropic layered media. *Radio Sci.*, 28(5):687–703, 1993.
- Nghiem, S. V., R. Kwok, J. A. Kong, R. T. Shin, S. A. Arcone, and A. J. Gow. An electrothermodynamic model with distributed properties for effective permittivities of sea ice. *Radio Sci.*, 31(2):297–311, 1996.
- Nghiem, S. V., R. Kwok, S. H. Yueh, J. A. Kong, C. C. Hsu, M. A. Tassoudji, and R. T. Shin. Polarimetric scattering from layered media with multiple species of scatterers. *Radio Sci.*, 30(4):835–852, 1995.
- Nghiem, S. V., S. Martin, D. K. Perovich, R. Kwok, R. Drucker, and A. J. Gow. A laboratory study of the effect of frost flowers on C band radar backscatter from sea ice. *JGR*, 102(C2):3357–3370, 1997.
- Nicolaus, M., C. Haas, and J. Bareiss. Observations of superimposed ice formation at melt-onset on fast ice on Kongsfjorden, Svalbard. *Physics and Chemistry of the Earth*, 0:0–0, 2003.
- NSIDC. DMSP SSM/I Brightness Temperature and Sea Ice Concentration Grids for the Polar Regions: User's Guide – Revised Edition. Technischer Report, NSIDC Distributed Active Archive Center, University of Colorado, Boulder, Colorado, 1996.
- Nyquist, H. Thermal Agitation of Electric Charge in Conductors. *Phys. Rev.*, 32:110–113, 1928.
- Oelke, C. *The influence of the atmosphere on the remote sensing of sea ice using passive microwave radiometers*. Berichte zur Polarforschung 208. Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, 1996.
- Oelke, C. Atmospheric signatures in sea-ice concentration estimates from passive microwaves: modelled and observed. *Int. J. Rem. Sens.*, 18:1113–1136, 1997.

- Onstott, R. G. SAR and scatterometer signatures of Sea Ice. In F. D. Carsey, Herausgeber, *Microwave remote sensing of sea ice*, AGU Monograph 68, Seiten 73–104. Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1992.
- Onstott, R. G., T. C. Grenfell, C. Mätzler, C. A. Luther, und E. A. Svendsen. Evolution of microwave sea ice signatures during early summer and midsummer in the marginal ice zone. *J. Geophys. Res.*, 92(C7):6825–6835, 1987.
- Pandey, P. C. und R. K. Kakar. An Empirical Microwave Emissivity Model for a Foam-Covered Sea. *IEEE J. Oceanic Eng.*, OE-7(3):135–140, 1982.
- Parkinson, C. L., J. C. Comiso, H. J. Zwally, D. J. Cavalieri, P. Gloersen, und W. J. Campbell. Arctic Sea-Ice, 1973–1976: Satellite Passive-Microwave Observations. Technischer Report NASA SP-489, National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C., 1987.
- Partington, K. C. A Data Fusion Algorithm for Mapping Sea-Ice Concentrations from Special Sensor Microwave/Imager Data. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 38(4):1947–1958, 2000.
- Peake, W. H. Interaction of electromagnetic waves with some natural surfaces. *IEEE Trans. on Antennas and Propagation*, AP-7:324–329, 1959.
- Pease, C. H. The size of wind-driven coastal polynyas. *J. Geophys. Res.*, 92(C7):7049–7059, 1987.
- Penzias, A. Measurement of Cosmic Microwave Background Radiation. *IEEE Transactions on Microwave Theory and Techniques*, 16(9):608–611, 1968.
- Penzias, A. und R. Wilson. Determination of the Microwave Spectrum of Galactic Radiation. *Astrophysical Journal*, 146:666–669, 1966.
- Perovich, D. und J. A. Richter-Menge. Surface characteristics of lead ice. *J. Geophys. Res.*, 99(C8):16341–16350, 1994.
- Perovich, D. K. LIGHT-REFLECTION FROM SEA-ICE DURING THE ONSET OF MELT. *JGR*, 99(C2):3351–3359, 1994.
- Perovich, D. K., T. C. Grenfell, J. A. Richter-Menge, B. Light, W. B. Tucker III, und H. Eicken. Thin and thinner: Sea ice mass balance measurements during SHEBA. *JGR*, 108(C3):doi:10.1029/2001JC001079, 2003.
- Perovich, D. K., C. S. Roesler, und W. S. Pegau. Variability in Arctic sea ice optical properties. *JGR*, 103(C1):1193–1208, 1998.
- Perovich, W. B. T. und K. A. Ligett. Aerial observations of the evolution of ice surface conditions during summer. *JGR*, 107(C10):doi:10.1029/2000JC000448, 2002.

- Pettersson, M. I., J. Askne, und D. J. Cavalieri. SAR observations of arctic freeze-up compared to SSM/I during ARCTIC '91. *Int. J. Rem. Sens.*, 17(13):2603–2624, 1996.
- Planck, M. *Die Ableitung der Strahlungsgesetze: (1895-1900) sieben Abhandlungen aus dem Gebiet der elektromagnetischen Strahlungstheorie*. Verlag Harry Deutsch, Frankfurt am Main, 1895-1900. Ostwalds Klassiker der exakten Wissenschaften; Bd. 206, 1997.
- Plant, W. J. A stochastic, multiscale model of microwave backscatter from the ocean. *J. Geophys. Res.*, C9(107):art. no. 3120, 2002.
- Podgorny, I. A. und T. C. Grenfell. Partitioning of solar energy in melt ponds from measurements of pond albedo and depth. *JGR*, 101(C10):22737–22748, 1996.
- Polder, D. und J. V. Santen. The effective permeability of mixtures of solids. *Physics*, 12:257–271, 1946.
- Pruppacher, H. und J. Klett. *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Kluwer Academic Publishers, 1997.
- Przybylak, R. *The Climate of the Arctic*. Kluwer Academic Publishers, 2003.
- Rahmstorf, S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419:207–214, 2002.
- Raney, R. K. Wave orbital velocity, fade and SAR response to azimuth waves. *IEEE J. Oceanic Eng.*, (OE-6):140–146, 1981.
- Rankin, A., V. Auld, und E. W. Wolff. Frost Flowers as a source of fractionated sea salt aerosol in the polar regions. *Geophys. Res. Lett.*, 27:3469–3472, 2000.
- Rankin, A. M., E. W. Wolff, und S. Martin. Frost Flowers - implications for tropospheric chemistry and ice core interpretation. *J. Geophys. Res.*, 107(D23):4683, doi:10.1029/2002JD002492, 2002.
- Raschke, E. *Radiation and water in the climate system – remote measurements*. NATO ASI Series, Series I: Global Environmental Change, 45. Springer Verlag, Berlin, Germany, 1996.
- Reece Jr., A. M. Modulation of Short Waves by Long Waves. *Bound. Lay. Meteorol.*, 13:203–214, 1978.
- Remund, Q. P., D. G. Long, und M. R. Drinkwater. An iterative approach to multi-sensor sea ice classification. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 38(4):1843–1856, 2000.

- Richter, A., F. Wittrock, und J. P. Burrows. GOME Observations of Tropospheric BrO. *Geophys. Res. Lett.*, 25:2683–2686, 1997.
- Rind, D., M. Chandler, J. Lerner, D. Martinson, und X. Yuan. Climate response to basin-specific changes in latitudinal temperature gradients and implications for sea ice variability. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ATMOSPHERES*, 106(D17):20161–20173, 2001.
- Ritter, H. *Neuronale Netze : eine Einfuehrung in die Neuroinformatik selbstorganisierender Netzwerke*. Addison-Wesley, 1991.
- Rosenkranz, P. W. Absorption of microwaves by atmospheric gases. In M. A. Janssen, Herausgeber, *Atmospheric remote sensing by microwave radiometry*, Seiten 37–90. John Wiley & Sons, Inc., 1993.
- Rosenkranz, P. W. Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models. *Radio Sci.*, 33(4):919–928, 1998.
- Rothrock, D. A. und D. R. Thomas. Principal component analysis of satellite passive microwave data over sea ice. *J. Geophys. Res.*, 93(C3):2321–2332, 1988.
- Rothrock, D. A. und A. S. Thorndike. Measuring the sea ice floe size distribution. *J. Geophys. Res.*, 89(C4):6477–6486, 1984.
- Sandven, S., Ø. Dalen, M. Lundhaug, K. Kloster, Y. V. Alexandrov, und L. V. Zaitsev. Sea Ice Investigations in the Laptev Sea Area in Late Summer Using SAR Data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 27(5):502–516, 2001.
- Schanda, E. *Physical fundamentals of remote sensing*. Springer Verlag, Berlin, 1986.
- Schauer, U. The release of brine-enriched shelf water from Storfjord into the Norwegian Sea. *J. Geophys. Res.*, 100(C8):16015–16028, 1995.
- Schistad Solberg, A. H. und A. K. Jain. Texture Fusion and Feature Selection Applied to SAR Imagery. *IEEE TGRS*, 5(2):475–479, 1997.
- Schlitzer, R. *Mathematische Methoden für Physiker und Geophysiker*. Vorlesungsskript, Fachbereich 1 (Physik und Elektrotechnik), University of Bremen, 1995.
- Schlüter, N. und G. Heygster. Remote sensing of Antarctic clouds with infrared and passive microwave sensors. *METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT*, 11(1):21–36, 2002.
- Schmidt, R. *Bestimmung der Ozeanwellen-Radar-Modulations-Übertragungsfunktion aus der Abbildung des Ozeanwellenfeldes durch flugzeuggetragene Radarsysteme mit synthetischer Apertur*. Doktorarbeit, Universität Hamburg, Fachbereich Geowissenschaften, 1995.

- Schmidt, R. und G. Heygster. Use of Ocean Wave Imaging to Detect the Marginal Ice Zone in ERS-SAR Images. In *Proc. 3rd ERS Symposium - Space at the Service of our Environment, Florence, Italy. ESA SP-414*. 1997.
- Schoster, F. und M. Levitan. *Scientific Cruise Report of the Joint Russian-German Kara Sea Expedition in 2002 with RV Akademik Boris Petrov*. Reports on Polar and Marine Research 450. Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, 2003.
- Selbach, N., T. J. Hewison, G. Heygster, J. G. Miao, A. J. McGrath, und J. Taylor. Validation of total water vapor retrieval with an airborne millimeter wave radiometer over Arctic sea ice. *RS*, 38:art. no. 8061, 2003.
- Serreze, M. C., J. A. Maslanik, T. A. Scambos, F. Fetterer, J. Stroeve, K. Knowles, C. Fowler, S. Drobot, R. Barry, und T. M. Haran. A record minimum arctic sea ice extent and area in 2002. *Geophys. Res. Lett.*, 30(3):10.1029/2002GL016406, 2003.
- Shannon, C. E. und W. Weaver. *The mathematical theory of communication*. University of Illinois Press, 1948.
- Shokr, M. E., R. Jessup, und B. Ramsay. An Interactive Algorithm for Derivation of Sea Ice Classifications and Concentrations from SAR Images. *Can. J. Rem. Sens.*, 25(1):1–18, 1999.
- Shokr, M. On Sea-Ice Texture Characterization From SAR Images. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 28(4):737–744, 1990.
- Shokr, M. Evaluation of Second-Order Texture Parameters for Sea Ice Classification from Radar Images. *JGR*, 96(C6):10625–10640, 1991.
- Shokr, M. E. Field Observations and Model Calculations of Dielectric Properties of Arctic Sea Ice in the Microwave C-Band. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 36(2):463–478, 1998.
- Shokr, M. E. und D. G. Barber. Regional Variation in Geophysical Properties of a Seasonally Varying Snow Covered Sea Ice Surface: Implications for Operational Remote Sensing Algorithm Development. *Journal of Glaciology*, 40(134):16–30, 1994.
- Simmer, C. *Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen*. Verlag Dr. Kovac., 1994.
- Skriver, H. *Extraction of Sea Ice Parameters from Synthetic Aperture Radar Images*. Doktorarbeit, Ph. D. Thesis, Technical University of Denmark, 1989.

- Smith, S. D., R. D. Muench, und C. H. Pease. Polynyas and Leads: An overview of physical processes and environment. *J. Geophys. Res.*, 95(C6):9461–9479, 1990.
- Smith, W. H. F. und P. Wessel. Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, 55(3):293–305, 1990.
- Snyder, J. P. Map projections used by the U.S. Geological Survey. U.s. geological survey bulletin 1532, Geological Survey, 1982.
- Soh, L. und C. Tsatsoulis. ARKTOS: a knowledge engineering software tool for images. *Int. J. Human-Computer Studies*, 57:469–496, 2002.
- Soh, L. K. und C. Tsatsoulis. Texture Analysis of SAR Sea Ice Imagery Using Gray Level CO-Occurrence Matrices. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(2):780–795, 1999.
- Spencer, R. W., H. M. Goodman, und R. E. Hood. Precipitation retrieval over land with the SSM/I: Identification of the scattering signal. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 6:254–273, 1989.
- Steffen, K. und J. Heinrichs. Feasibility of Sea-Ice Typing with Synthetic-Aperture-Radar (SAR) - Merging of Landsat Thematic Mapper and ERS-1 SAR Satellite Imagery. *J. Geophys. Res.*, 99(C11):22413–22424, 1994.
- Steffen, K., J. Key, D. J. Cavalieri, J. Comiso, P. Gloersen, K. St. Germain, und I. Rubinstein. The estimation of geophysical parameters using passive microwave algorithms. In F. D. Carsey, Herausgeber, *Microwave remote sensing of sea ice*, AGU Monograph, 68, Seiten 201–231. Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1992.
- Steffen, K. und A. Schweiger. NASA team algorithm for sea ice concentration retrieval from defense meteorological satellite program Special Sensor Microwave Imager: Comparison with Landsat imagery. *J. Geophys. Res.*, 96(C12):21,971–21,987, 1991.
- Steffen, K. und A. J. Schweiger. A Multisensor Approach to Sea Ice Classification for the Validation of DMSP-SSM/I Passive Microwave Derived Sea Ice Products. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 56(1):75–82, 1990.
- Steinhausen, D. und K. Langer. *Clusteranalyse - Einführung in Methoden und Verfahren der automatischen Klassifikation*. Walter de Gruyter & Co, Berlin, 1977.
- Stephens, B. B. und R. F. Keeling. The influence of Antarctic sea ice on glacial-interglacial CO<sub>2</sub> variations. *Nature*, 404:171–174, 2000.
- St. Germain, K. A two-phase algorithm to correct for atmospheric effects on the 85 GHz channels of the SSM/I in Arctic region. In *Proc. IGARSS '94, Los Angeles*. 1994.

- Stogryn, A. Equations for calculating the dielectric constant of saline water. *IEEE Transactions on Microwave Theory and Techniques*, 19:733–736, 1971.
- Stogryn, A. The emissivity of sea foam at microwave frequencies. *J. Geophys. Res.*, 77:1658–1666, 1972.
- Stogryn, A. Strong Fluctuation Theory for Moist Granular Media. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, GE-23:78–83, 1985.
- Stogryn, A. A study of the microwave brightness temperature of snow from the point of view of strong interaction theory. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 24:220–228, 1986.
- Stogryn, A. und G. J. Desargeant. The dielectric properties of brine in sea ice at microwave frequencies. *IEEE Trans. Ant. Prop.*, AP-33(5):523–532, 1985.
- Sumner, A. L. und P. B. Shepson. Snowpack production of formaldehyde and its effect on the Arctic troposphere. *Nature*, 398:230–233, 1999.
- Svendsen, E., K. Kloster, B. Farrelly, O. M. Johannessen, J. A. Johannessen, W. J. Campbell, P. Gloersen, D. Cavalieri, und C. Mätzler. Norwegian remote sensing experiment: evaluation of the NIMBUS 7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer for sea ice research. *J. Geophys. Res.*, 88:2781–2791, 1983.
- Svendsen, E., C. Mätzler, und T. C. Grenfell. A model for retrieving total sea ice concentration from a spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz. *Int. J. Rem. Sens.*, 8:1479–1487, 1987.
- Swift, C. T. Passive microwave remote sensing of the ocean – a review. *Bound. Lay. Meteorol.*, 18:25–40, 1980.
- Tarasick, D. W. und J. W. Bottenheim. Surface ozone depletion episodes in the Arctic and Antarctic from historical ozonesonde records. *Atmos. Chem. Phys.*, 2:197–205, 2002.
- Tatarskii, V. I. Propagation of Waves in a Medium with Strong Fluctuations of the Refractive Index. *Soviet Physics JETP*, 17:458–463, 1963.
- Tatarskii, V. I. Propagation of Electromagnetic Waves in a Medium with Strong Dielectric-Constant Fluctuations. *Soviet Physics JETP*, 19:946–953, 1964.
- The NORSEX Group. Norwegian remote sensing experiment in a marginal ice zone. *Science*, 220(4599):781–787, 1983.
- Thiede, J. *POLARSTERN ARKTIS XVII/2 Cruise Report: AMORE 2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition)*. Reports on Polar and Marine Research 421. Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, 2002.

- Thomas, D. R. Arctic Sea Ice Signatures for Passive Microwave Algorithms. *J. Geophys. Res.*, 98(C6):10037–10052, 1993.
- Thompson, D. W. J. und J. M. Wallace. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *GRL*, 25(9):1297 (98GL00950), 1998.
- Toudal, L. Ice extent in the Greenland Sea 1978-1995. *Deep-Sea Research II*, 46(6-7):1237–1254, 1999.
- Toudal, L., K. Q. Hansen, H. Valeur, P. Wadhams, E. Aldworth, und J. C. Comiso. Mapping of ice in the Odden by satellite and airborne remote sensing. *Deep-Sea Research II*, 46(6-7):1255–1275, 1999.
- Tsang, L. und J. A. Kong. Scattering of electromagnetic waves from random media with strong permittivity fluctuations. *RS*, 16:303–320, 1981.
- Tsatsoulis, C. und R. Kwok. Recent Advances in the Analysis of SAR data of the Polar Oceans. In C. Tsatsoulis und R. Kwok, Herausgeber, *Analysis of SAR Data of the Polar Oceans*, Seiten 3–8. Springer, Berlin, 1998.
- Tucker III, W. B., D. K. Perovich, A. J. Gow, W. F. Weeks, und M. R. Drinkwater. Physical properties of sea ice relevant to remote sensing. In F. D. Carsey, Herausgeber, *Microwave remote sensing of sea ice*, AGU Monograph, 68, Seiten 9–28. Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1992.
- Tucker III, W. B., A. J. Gow, und W. F. Weeks. Physical Properties of Summer Sea Ice in the Fram Strait. *J. Geophys. Res.*, 92(C7):6787–6803, 1987.
- Tucker III, W. B., T. C. Grenfell, R. G. Onstott, D. K. Perovich, A. J. Gow, und R. A. Shuchman. Microwave and Physical Properties of Sea Ice in the Winter Marginal Ice Zone. *J. Geophys. Res.*, 96(C3):4573–4587, 1991.
- TZI. Projektbericht - SIMA - Satellite Image Analysis, ein Projekt der Informatik im Bereich der Bildverarbeitung und der Künstlichen Intelligenz an der Universität Bremen. 2000. [Http://www-agki.tzi.de/grp/sima/](http://www-agki.tzi.de/grp/sima/).
- Ulaby, F. T., R. K. Moore, und A. K. Fung. *Microwave remote sensing, active and passive. Volume I: Fundamentals and Radiometry*. Addison Wesley Pub., London, U.K., 1981.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore, und A. K. Fung. *Microwave remote sensing, active and passive. Volume II: Radar remote sensing and surface scattering and emission theory*. Addison Wesley Pub., London, U.K., 1982.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore, und A. K. Fung. *Microwave remote sensing, active and passive. Volume III: From theory to applications*. Addison Wesley Pub., London, U.K., 1986.

- Ulander, L. M. H., A. Carlstrom, und J. Askne. Effect of frost flowers, rough saline snow and slush on the ERS-1 SAR backscatter of the Arctic sea ice. *IJRS*, 16:3287–3305, 1995.
- Unser, M. und M. Eden. Multiresolution Feature Extraction and Selection for Texture Segmentation. *IEEE Trans. Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 11(7):717–728, 1989.
- Valenzuela, G. R. Theories for the interaction of electromagnetic and ocean waves - A review. *Bound. Lay. Meteorol.*, 13:61–85, 1978.
- Vihma, T. Subgrid parameterization of surface heat and momentum fluxes over polar oceans. *Journal of Geophysical Research*, 100(C11):22625–22646, 1995.
- Vihma, T., J. Hartmann, und C. Lupkes. A case study of an on-ice air flow over the Arctic marginal sea-ice zone. *BOUND-LAY METEOROL*, 107(1):189–217, 2003.
- Vinje, T. Anomalies and Trends of Sea-Ice Extent and Atmospheric Circulation in the Nordic Seas during the Period 1864-1998. *Journal of Climate*, 14:255–267, 2001.
- Vinnikov, K. Y., A. Robock, R. Stouffer, J. Walsh, C. Parkinson, D. Cavalieri, J. Mitchell, D. Garrett, und V. Zakharov. Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent. *Science*, 768(5446):1934–1937, 1999.
- Voß, S. *Synergetische Charakterisierung von Meereis mit SSM/I- und Scatterometerdaten*. Doktorarbeit, University of Bremen, Fachbereich 1 (Physik und Elektrotechnik) and Reports from the Institute of Environmental Physics **15**, University of Bremen, 2002.
- Wackerman, C., P. Clemente-Colon, W. Pichel, und X. Li. A two-scale model to predict C-band VV and HH normalized radar cross section values over the ocean. *Can. J. Rem. Sens.*, 28(3):367–384, 2002.
- Wadhams, P. The seasonal ice zone. In N. Untersteiner, Herausgeber, *The geophysics of sea ice*, Seiten 825–991. Martinus Nijhoff Publ., Dordrecht (NATO ASI B146), 1986.
- Wadhams, P. und B. Holt. Waves in Frazil and Pancake Ice and Their Detection in Seasat Synthetic Aperture Radar Imagery. *J. Geophys. Res.*, 96(C5):8835–8852, 1991.
- Wadhams, P. und J. P. Wilkinson. The physical properties of sea ice in the Odden ice tongue. *Deep-Sea Research II*, 46:1275–1300, 1999.

- Wagner, T. und U. Platt. Satellite mapping of enhanced BrO concentrations in the troposphere. *Nature*, 395:486–490, 1998.
- Wakatsuchi, M. und T. Kawamura. Formation Processes of Brine Drainage Channels in Sea Ice. *JGR*, 92(C7):7195–7197, 1987.
- Walsh, J. E., W. D. H. III, und B. Ross. Numerical Simulation of Northern Hemisphere Sea Ice Variability, 1951-1980. *J. Geophys. Res.*, 90(C3):4847–4865, 1985.
- Warren, S., I. G. Rigor, und N. Untersteiner. Snow Depth on Arctic Sea Ice. *Journal of Climate*, 12:1814–1829, 1999.
- Warren, S. G. Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave. *Applied Optics*, 23(8):1206–1225, 1984.
- Weeks, W. F. und S. F. Ackley. The Growth, Structure, and Properties of Sea Ice. In N. Untersteiner, Herausgeber, *The geophysics of sea ice*, Seiten 9–163. Martinus Nijhoff Publ., Dordrecht (NATO ASI B146), 1986.
- Weiss, J. Fracture and fragmentation of ice: a fractal analysis of scale invariance. *Engineering Fracture Mechanics*, 68(17-18):1975–2012, 2001.
- Weng, F. und N. C. Grody. Retrieval of cloud liquid water using the special sensor microwave imager (SSM/I). *J. Geophys. Res.*, 99(D12):25535–25551, 1994.
- Wenneberg, P. Bromine explosion. *Nature*, 397:299–300, 1999.
- Wensnahan, M., G. A. Maykut, und T. C. Grenfell. Passive microwave remote sensing of thin ice using principal component analysis. *J. Geophys. Res.*, 98(C7):12,453–12,468, 1993.
- Wentz, F. J. A model function for ocean microwave brightness temperatures. *JGR*, 88(C3):1892–1908, 1983.
- Wentz, F. J. A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/imager. *JGR*, 102(C4):8703–8718, 1997.
- Wentz, F. J. und R. W. Spencer. SSM/I rain retrievals within a unified all-weather ocean algorithm. *JATMOS SCI*, 55(9):1613–1627, 1998.
- Wien, W. *Eine neue Beziehung der Strahlung schwarzer Körper zum zweiten Hauptsatz der Wärmetheorie*. Verlag Harry Deutsch, Frankfurt am Main, 1893. Ostwalds Klassiker der exakten Wissenschaften; Bd. 228, 1997.
- Wien, W. *Temperatur und Entropie der Strahlung*. Verlag Harry Deutsch, Frankfurt am Main, 1894. Ostwalds Klassiker der exakten Wissenschaften; Bd. 228, 1997.

- Wien, W. und O. Lummer. *Die Verwirklichung des schwarzen Körpers (1895)*. Verlag Harry Deutsch, Frankfurt am Main, 1895. Ostwalds Klassiker der exakten Wissenschaften; Bd. 228, 1997.
- Wiley, C. A. Pulsed Doppler Radar Methods and Apparatus. United States Patent, Nr. 3196436, 1954.
- Wilheit, T. T. A model for the microwave emissivity of the ocean's surface as a function of wind speed. *IEEE transactions on geoscience electronics*, GE-17:255–249, 1979.
- Winebrenner, D. P., J. Bredow, A. K. Fung, M. R. Drinkwater, S. Nghiem, A. J. Gow, D. K. Perovich, T. C. Grenfell, H. C. Han, J. A. Kong, J. K. Lee, S. Mudaliar, R. G. Onstott, L. Tsang, und R. D. West. Microwave Sea Ice Signature Modeling. In F. D. Carsey, Herausgeber, *Microwave remote sensing of sea ice*, AGU Monograph, 68, Seiten 137–175. Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1992.
- Winebrenner, D. P., D. G. Long, und B. Holt. Mapping the Progression of Melt Onset and Freeze-Up on Arctic Sea Ice Using SAR and Scatterometry. In C. Tsatsoulis und R. Kwok, Herausgeber, *Analysis of SAR Data of the Polar Oceans*, Seiten 129–144. Springer, Berlin, 1998.
- Winebrenner, D. P., E. D. Nelson, R. Colony, und R. D. West. Observation of melt onset on multiyear Arctic sea ice using ERS 1 synthetic aperture radar. *J. Geophys. Res.*, 99(C11):22,425–22,441, 1994.
- World Meteorological Organization (WMO). WMO sea ice nomenclature. Technischer Report WMO/OMM/BMO, suppl. 5, WMO, Geneva, Switzerland, 1989.
- Wright, J. Detection of Ocean Waves by Microwave Radar: The Modulation of Short Gravity-Capillary Waves. *Bound. Lay. Meteorol.*, 13:87–105, 1978.
- Yackel, J. J. und D. G. Barber. Melt ponds on sea ice in the Canadian Archipelago, 2., On the use of RADARSAT-1 synthetic aperture radar for geophysical inversion. *JGR*, 105(C9):22061–22070, 2000.
- Yackel, J. J., D. G. Barber, und J. M. J. M. Hanesiak. Melt ponds on sea ice in the Canadian Archipelago, 1., Variability in morphological and radiative properties. *JGR*, 105(C9):22049–22060, 2000.
- Zabel, I. H. H., K. C. Jezek, S. P. Gogineni, und P. Kanagaratnam. Search for proxy indicators of young sea ice thickness. *JGR*, 101(C3):6697–6709, 1996.
- Zell, A. *Simulation neuronaler Netze*. Addison-Wesley, 1994.

- Zwally, H. J., B. Schutz, W. Abdalati, J. Abshire, C. Bentley, A. Brenner, J. Bufton, J. Dezio, D. Hancock, D. Harding, T. Herring, B. Minster, K. Quinn, S. Palm, J. Spinhirne, und R. Thomas. ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *Journal of Geodynamics*, 34(3-4):405–445, 2002.
- Zyryanov, D., J. Haarpaintner, und R. Korsnes. Storfjorden (Svalbard): Modeling of the polynya development and the sea ice ridging process. *MODELING IDENTIFICATION AND CONTROL*, 24(1):37–48, 2003.



# Danksagung

Mein Dank gilt an erster Stelle meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Klaus Künzi für die Möglichkeit, diese Arbeit am Institut für Umweltphysik durchzuführen. Besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Dr. Peter Lemke als zweiter Gutachter und dafür, dass er mein Interesse für das Meereis überhaupt erst geweckt hat.

Dem Arbeitsgruppenleiter Dr. Georg Heygster danke ich für seine permanente Diskussionsbereitschaft und für die mir gewährte Freiheit bei der Ausgestaltung meiner Arbeit. Dr. Ralf Schmidt und Dr. Norbert Schlüter danke ich für die hilfreichen Diskussionen und insbesondere dafür, dass sie mich als Mitarbeiter für das ARTIST-Projekt vorgeschlagen haben. Ich danke Dr. Axel Bochert für die große Hilfe bei der Planung und Durchführung der ARTIST-Messflüge und für die Bereitstellung der Radiometerdaten und der Line-Scanner-Daten vom 12. März 1998. Dank auch an Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die Konzipierung und Prof. Dr. Ernst Augstein für die Organisation und Leitung des ARTIST-Projektes. Den Teilnehmern der ARTIST-Messkampagne, besonders Dr. Dietmar Freese, Dr. Christoph Lüpkes, Dr. Jörg Hartmann und Dr. Timo Vihma danke ich für die gute Zusammenarbeit und die interessanten Diskussionen.

Dr. Jörg Haarpaintner danke ich für die zur Verfügungstellung seiner Modelldaten. Prof. Dr. David Clausi und Dr. Thorsten Markus danke ich für die zur Verfügungstellung ihrer Quellcodes. Dr. Robert Ezraty, Dr. Tom Agnew, Dr. Stefan Kern und Dr. Søren Andersen danke ich für die Fehlersuche in meinen Quellcodes. Den Nutzern meiner Webseite ([www.seaice.de](http://www.seaice.de)) danke ich für das motivierende Feedback, insbesondere Dr. Klaus Strübing, Prof. Dr. Torgny Vinje, Dr. Kim Partington, Dr. Michael Manore und der Crew der Dagmar Aaen. Dank auch an Dr. Christian Haas, Jan Lieser, Thomas Bergmann und Arved Fuchs für die Schiffs-Beobachtungen.

Prof. Dr. John Burrows und Dr. Andreas Richter danke ich für die inspirierenden Diskussionen zum Thema Frostblumen. Ich danke den früheren und jetzigen Mitgliedern des Instituts für Umweltphysik, insbesondere der Arbeitsgruppe “Physikalische Satellitenbildanalyse” Dr. Stefan Kern, Dr. Christian Thomas, Dr. Jungang Miao, Dr. Klaus-Peter Johnsen, Dr. Britta Klocke, Dr. Oliver Funke, Dr. Stefan Voß, Dr. Christian Melsheimer, Nathalie Selbach, Hendrik Laue, Jens Dannenberg, Hong Gang, Arash Houshangpour, Gunnar Spreen, und auch allen hier namentlich nicht genannten, die dennoch ihren Teil zu dieser Arbeit beigesteuert haben, für die gute Zusammenarbeit und die schöne und interessante Zeit.

Des weiteren geht mein Dank an die Europäische Kommission und die DFG, die durch die Bereitstellung finanzieller Mittel im Rahmen der Projekte ARTIST und RABE diese Arbeit ermöglicht haben, sowie dem Global Hydrology Resource Center und dem National Snow and Ice Data Center für die Bereitstellung der SSM/I-Daten.

Last, but not least, danke ich meiner Freundin Anneke Schmitt-Wenkebach für ihre Geduld und Unterstützung.