Meereisfernerkundung mit dem satellitengestützten Mikrowellenradiometer AMSR(-E) –

Bestimmung der Eiskonzentration und Eiskante unter Verwendung der 89 GHz-Kanäle

Diplomarbeit am Fachbereich Physik der Universität Hamburg, angefertigt am Institut für Umweltphysik, Universität Bremen.

Gunnar Spreen

Bremen, den 6. April 2004





Inhaltsverzeichnis

1	Ein	leitung	6
2	Phy	vsikalische Grundlagen	13
	2.1	Elektromagnetische Strahlung	13
	2.2	Mikrowellenfernerkundung	15
		2.2.1 Thermische Strahlung	15
		2.2.2 Helligkeitstemperatur und Emissivität	16
		2.2.3 Mikrowelleneigenschaften von Meerwasser und Meereis	17
		2.2.4 Entwicklung und Aufbau von Meereis	20
		2.2.5 Einfluss der Atmosphäre	23
3	Sen	soren, Satelliten und Daten	29
	3.1	AMSR(-E)	29
		3.1.1 Abtastgeometrie	30
		3.1.2 Datenprodukte	32
	3.2	SSM/I	33
	3.3	MODIS	34
	3.4	RADARSAT	35
4	Eisl	konzentrationsberechnung	36
	4.1	BOOTSTRAP-Algorithmus	36
	4.2	ARTIST Sea Ice (ASI) Algorithmus	39
		4.2.1 89 GHz Algorithmus	39
		4.2.2 Wetterfilter	44
	4.3	Gitterprojektion	53
		4.3.1 Abtastabstand der Schwaddaten	53
		4.3.2 Polarstereographische Projektion	54
		4.3.3 Gitterinterpolation	56
		4.3.4 Kartendarstellung	57
	4.4	Validierung	61
		4.4.1 Vergleich mit BOOTSTRAP-Daten	61

INHALTSVERZEICHNIS

		4.4.2 Anpassung an NASA-TEAM-SSM/I-Dater	ι.						64
	4.5	Fehlerbetrachtung							73
	4.6	Fallstudien und Anwendungen							77
		4.6.1 Ochotskisches Meer							77
		4.6.2 North Water Polynye							77
		4.6.3 Nord-West-Passage				•	•		80
		4.6.4 Eis auf Seen und Flüssen	•		•		•	•	82
5	Eisk	kantendetektion							84
	5.1	<i>Ice Edge Detection</i> (IED) Algorithmus							85
	5.2	Vergleich und Validierung							88
		5.2.1 MODIS							88
		5.2.2 Eiskantendetektion mit ASI							92
		5.2.3 RADARSAT	•		•	•	•	•	92
6	Zus	ammenfassung und Ausblick							98
A	Wet	tterdaten						1	L 03
В	RA	DARSAT-Szenen mit detektierten Eiskanten						1	105
С	Stre	eudiagramme der Wetterfilter						1	18
Li	ste d	ler verwendeten Abkürzungen						1	125
Abbildungsverzeichnis 128							L 2 8		
Ta	belle	enverzeichnis						1	L 29
D	Lite	eraturverzeichnis						1	L 30
Da	anksa	agung						1	139



Septentrionalium Terrarum Descriptio von C. Loew. Die Arktis, wie sie 1597 gesehen wurde.

Kapitel 1 Einleitung

Die polaren Regionen gehören zu den unwirtlichsten und am schwersten zugänglichen Regionen der Erde. Noch hundert Jahre nach der Wiederentdeckung Amerikas 1492 war über die Arktis wenig bekannt. Die der Einleitung dieser Arbeit vorangestellte Landkarte von C. Loew aus dem Jahre 1598 zeigt einen eisfreien arktischen Ozean im Bereich des Nordpols. Diese Vorstellung von einem eisfreien Meer hinter einer Eisbarriere hielt sich noch bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts. Die Existenz des antarktischen Kontinents galt lange als ungewiss. Die Vorstellung von einem unbekannten südlichen Land *Terra Australis* taucht zwar schon in der griechischen Mythologie auf und auch die Europäer des 16. Jahrhunderts zeichneten oft einen Fantasiekontinent, als Ausgleich für die nördlichen Landmassen, in ihre Karten ein. Doch noch James Cook, der als erster Europäer den südlichen Polarkreis überschreitet, geht 1773 davon aus, dass hinter dem südlichen Meereis kein Kontinent existieren kann. Erst 1820 entdeckt die russische Antarktisexpedition unter Fabian Bellinghausen das antarktische Festland.

Heute gibt es keine weißen Flecken mehr auf der Landkarte, aber die Anzahl der aus den polaren Regionen zur Verfügung stehenden wissenschaftlichen Messungen, sei es der Atmosphäre, Kryosphäre oder des Ozeans, ist gering. Dies begründet sich hauptsächlich aus den menschenfeindlichen Bedingungen in der Arktis und Antarktis und den daraus resultierenden hohen Kosten für Forschungsstationen und nicht aus einer geringen Bedeutung dieser Gebiete, denn die Bedeutsamkeit der Polargebiete für das globale Klima ist unbestritten. Vor allem die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Ozean und Kryosphäre ist hierbei von Belang. Zur Kryosphäre gehören schneebedeckte Gebiete, eisbedeckte Gebiete und Permafrost-Böden. Dabei werden verschiedene Eisarten unterschieden: Landeis, das Gletscher und Schelfeis umfasst, außerdem See-, Fluss- und Meereis (WMO, 1989). Meereis ist ein wichtiger Parameter im Klimasystem. Bis zu 7% der Meeresoberfläche kön-



Abbildung 1.1: Übersicht der Arktis mit Topographie.

nen mit Meereis bedeckt sein (Cavalieri und St. Germain, 1995). Im Winter beträgt die Eisfläche in der Arktis etwa $16 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ und in der Antarktis mehr als $18 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Im Sommer sind es nur $7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ und $3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ entsprechend für Arktis und Antarktis (Cavalieri et al., 1997). Bei vielen Prozessen im Klimasystem spielt Meereis eine entscheidende Rolle. Die wichtigsten sollen hier kurz benannt werden:

 Wärmefluss: Die Temperatur der obersten Ozeanschicht liegt um den Gefrierpunkt von -1,8 °C. Meereis isoliert dieses Wasser gegen die kalte polare Atmosphäre (bis zu -40 °C im Winter) und reduziert den Wärmefluss um mehr als eine Größenordnung. Schon dünnes Eis hat eine



Abbildung 1.2: Übersicht der Antarktis mit Topographie.

stark isolierende Wirkung. Meereis hat damit einen großen Einfluss auf den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre. Durch seine große Variabilität beeinflusst Meereis diese Wärmeflüsse im Klimasystem.

 Eis-Albedo-Rückkopplung: Die Sonne ist die Hauptenergiequelle der Erde. Meereis hat einen wesentlichen Einfluss auf die Strahlungsbilanz der Erde. Die Albedo ist das Rückstrahlvermögen eines Körpers, d. h. das das Verhältnis von reflektierter zu eingestrahlter Strahlung. Eis und Schnee, der häufig das Meereis bedeckt, haben über das solare Spektrum integriert ein hohes Rückstrahlvermögen (mittlere Albedo von 0,8 mit Werten von bis zu 0,98 für Neuschnee, Schmelztümpel und Ruß können die Albedo auf bis zu 0,2 senken (Gloersen et al., 1992; Hansen und Nazarenko, 2004)). Wasser dagegen hat eine sehr geringe Albedo von 0,04 bis 0,15 und absorbiert damit zum großen Teil die eingestrahlte Energie. Neben atmosphärischen Strahlungsprozessen bestimmt die eis- und schneebedeckte Fläche, wie groß das Verhältnis von absorbierter zu reflektierter Energie im Klimasystem ist. Die Gesamtalbedo der Erde von 0,3 ist groß im Verhältnis zu anderen Planeten (Roedel, 2000). An der Erdoberfläche ist Meereis nach Landschnee der Parameter mit der größten Variabilität, der Einfluss auf die Erdalbedo hat. Damit kommt es beim Meereis zu einer positiven Rückkopplung. Schmilzt mehr Meereis, wird der Anteil des Strahlung absorbierenden Wassers größer. Die Energie und damit Temperatur innerhalb des Klimasystem wird größer. Dies hat zur Folge, dass mehr Eis schmilzt. Ein typischer positiver Rückkopplungsmechanismus ist in Gang gesetzt(*Ice*-Albedo-Feedback).

- **Tiefenwasserbildung:** Das Salz des Meerwassers (ca. 35 % Salzgehalt) wird bei der Eisbildung nicht in das Kristallgitter des Eises integriert. Der Großteil wird ins Meerwasser abgegeben, ein kleiner Teil in Soletaschen im Eis gespeichert. Unterhalb des neu gebildeten Eises bildet sich kaltes, salzreiches Wasser mit großer Dichte. Dies kann eine Destabilisierung der Schichtung des Ozeans zur Folge haben und es kommt zur Konvektion (thermohaline Zirkulation). Das schwere Oberflächenwasser sinkt auf den Ozeangrund ab und bildet Tiefen- und Bodenwasser, welches elementar für die Ozeanzirkulation ist (Aagaard und Carmack, 1989). Der Großteil des ozeanischen Tiefenwassers wird östlich von Grönland und im Weddellmeer gebildet. Das Schmelzen von Meereis und der damit verbundene Süßwassereintrag in den Ozean stabilisiert die ozeanische Schichtung und wirkt der Tiefenwasserbildung entgegen. Dies kann auch Einfluss auf Teile der globalen Thermohaline Zirkulation im Ozean, wie den Golfstrom, haben. Es gibt Anzeichen, dass sich dies verschieben oder ganz abbrechen kann (Rahmstorf, 2003, 2002, 1999; Wood et al., 1999).
- Transport latenter Wärme: Der Ort der Eisentstehung und des Abschmelzens des Eises sind nicht identisch. Ein großer Teil des Eises wird in Polynyen gebildet. Polynyen sind Bereiche offenen Wassers im Meereis. Von dort wandert das Eis durch Wind und Ozeanströmung angetrieben über weite Entfernungen, um dann zum Beispiel im Ost-Grönlandstrom oder in der Framstraße wieder abzuschmelzen. Dies be-

wirkt zum einen den Transport von Süßwasser mit den zuvor beschriebenen Auswirkungen auf die Schichtung des Ozeans und zum anderen einen Energietransport. Denn die bei der Eisbildung freigesetzte latente Wärme wird an einem anderen Ort dem System wieder durch das Abschmelzen des Eises entzogen.

Neben diesen Prozessen ist das Meereis aber auch ein wichtiger diagnostischer Parameter des Klimasystems. Als die Hinweise auf eine mögliche anthropogene Klimaveränderung immer deutlicher wurden, gründeten 1988 die World Meteorological Organization (WMO) und das United Nations Environment Programme (UNEP) das IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Seine Aufgabe besteht darin, Politikern und Entscheidungsträgern unabhängige und wissenschaftlich akzeptierte Informationen über einen Klimawandel zur Verfügung zu stellen. In seiner letzten Einschätzung "Climate Change 2001" kommt das IPCC zu dem Ergebnis, dass das Meereis in der Arktis und Antarktis schnell auf Klimaveränderungen reagiert und daher, wenn es umfassend beobachtet wird, ein guter Indikator für einen Klimawandel ist (Stocker et al., 2001). Die Ausdehnung des arktischen Meereises hat seit 1950 um 10 bis 15% abgenommen, während beim antarktischen Meereis seit 1978 kein signifikanter Trend zu beobachten ist. Betrachtet man dagegen den Zeitraum seit 1973 kommt man auch in der Antarktis auf einen negativen Trend für die Meereisausdehnung, wobei dies aber auf einen starken Anstieg der Meereisausdehnung zwischen Ende der 60er und Anfang der 70er Jahre zurückzuführen ist und nicht als langfristiger Trend angesehen werden kann (Cavalieri et al., 2003). Im letzten Jahrhundert hat sich die Erdoberfläche um 0.6 ± 0.2 °C erwärmt, wobei sich die nördliche Hemisphäre stärker erwärmt hat als die südliche. Der Großteil der Erwärmung der letzten 50 Jahre ist dabei auf menschlichen Einfluss zurückzuführen. Für die nächsten Jahrzente wird sich das Klima weiter um 0,1 bis 0, 2°C pro Dekade erwärmen (Houghton et al., 2001b; Folland et al., 2001).

Zusätzlich zu den Auswirkungen auf das Klima ist das Meereis für die Seeschifffahrt relevant. Gerade im Gebiet der Nord-Ost-Passage, die sich entlang der nördlichen russischen Küste erstreckt, sowie im Bereich der gesamten Antarktis gibt es nur wenige meteorologische Stationen und keine verlässlichen Eisdienste. Dort sind Satellitendaten die einzige Informationsquelle. Die Nord-Ost-Passage ist als kürzeste Verbindung zwischen Europa und Asien für die Schifffahrt von Belang und in den polaren Meeren manövrieren viele Fischfangflotten.

Satellitenmessungen sind die einzige Möglichkeit, eine globale Abdeckung mit Daten über den Zustand des Systems Erde zu gewährleisten. Satellitengestützte Mikrowellenradiometer sind wichtige Instrumente der Meereisfernerkundung. Sie messen die im Mikrowellenspektrum von der Erde emittierte Eigenstrahlung. Im Mikrowellenbereich ist die Atmosphäre für große Frequenzbereiche transparent. Die Erdoberfläche kann so in verschiedenen Kanälen ohne den störenden Einfluss der Bewölkung untersucht werden. Desweiteren sind diese Sensoren tageslichtunabhängig, was gerade in den Polarregionen unabdingbar ist und einen entscheidenden Vorteil gegenüber optischen Sensoren darstellt. Passive Mikrowellensensoren bieten zwar eine weitaus geringere räumliche Auflösung als SAR-Sensoren, können aber, da sie nur wenig Energie benötigen, kontinuierlich betrieben werden. Nahezu die komplette Erdoberfläche wird täglich abgedeckt. Dadurch sind sie ideal, um zeitlich stark variable Prozesse im Klimasystem gut aufzulösen.

Schon seit Anfang der 70er Jahre wird die Meereisbedeckung mit diesen Sensoren erfasst. Durch technische Verbesserungen an den Radiometern hat sich die Auflösung der Daten von über 100 km im Jahr 1970 auf heute 5 km gesteigert. Im Jahr 2002 sind zwei neue Mikrowellenradiometer, AMSR (*Ad*vanced Microwave Scanning Radiometer) und AMSR-E (*Advanced Microwa*ve Scanning Radiometer for EOS), in die Umlaufbahn geschickt worden. Im Oktober 2003 wurde die Kontrolle über MIDORI-II, den Satelliten der AMSR trägt, verloren. Seit diesem Zeitpunkt stehen nur noch Daten von AMSR-E zur Verfügung. Im Folgenden werden AMSR und AMSR-E zusammen als AMSR(-E) bezeichnet.

Aufgabenstellung

Daten der beiden Radiometer AMSR und AMSR-E werden in dieser Arbeit verwendet, um

- 1. die Meereiskonzentration und
- 2. die Lage der Eiskante

sowohl in der Arktis als auch in der Antarktis zu bestimmen. Dazu werden zwei am Institut für Umweltphysik der Universität Bremen für das SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) entwickelte Verfahren zur Meereisfernerkundung auf die AMSR(-E)-Daten übertragen. Dies sind der ASI (ARTIST Sea Ice)-Eiskonzentrationsalgorithmus von Kaleschke et al. (2001) und der Eiskantendetektionsalgorithmus IED (Ice Edge Detection) von Markus und Burns (1995) und Hunewinkel et al. (1998). Sowohl der ASI als auch der IED-Algorithmus verwenden die 89 GHz-Kanäle des AMSR(-E), die über die höchste räumliche Auflösung aller AMSR(-E)-Kanäle verfügen. Die bisher gebräuchlichsten Verfahren zur Meereisfernerkundung mit Mikrowellenradiometern verwenden tiefere Frequenzen und kommen damit auf eine geringere räumliche Auflösung. Das gilt auch für die Standard-Meereiskonzentrationsalgorithmen des AMSR(-E): BOOTSTRAP und NASA-TEAM. Für die 85 GHz Kanäle des SSM/I wurde schon mehrfach gezeigt, dass bei dieser Frequenz Meereisfernerkundung möglich ist (Kaleschke et al., 2001; Kern und Heygster, 2001; Garrity et al., 2002, 2003). Dies ist die erste systematische Anwendung der 89 GHz-Daten des AMSR(-E) zur Meereisfernerkundung.

Gliederung

Die Arbeit ist wie folgt aufgebaut:

Kapitel 2 beschreibt die physikalischen Grundlagen der Mikrowellenfernerkundung und gibt eine kurze Einführung über die verschiedenen Eistypen. Auch der Einfluss der Atmosphäre auf Mikrowellenmessungen wird hier beschrieben.

Kapitel 3 beschäftigt sich mit den verwendeten Sensoren und Daten. Dabei liegt der Schwerpunkt auf dem AMSR(-E), aber auch die zum Vergleich verwendeten Sensoren SSM/I, MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) und RADARSAT werden kurz beschrieben.

In **Kapitel 4** wird der ASI-Algorithmus vorgestellt. Die zugehörigen Wetterfilter werden eingestellt und validiert (Abschnitt 4.2.2). Darauf folgt ein Vergleich mit den mit dem BOOTSTRAP-Algorithmus berechneten Eiskonzentrationen und mit Eiskonzentrationen die mit dem NASA-TEAM-Algorithmus aus SSM/I-Daten bestimmt wurden (Abschnitt 4.4). Die ASI-Daten werden mit einem iterativen Verfahren an die NASA-TEAM-Daten angepasst und mögliche Fehler abgeschätzt (Abschnitt 4.5). Abschließend werden die Eiskonzentrationen RADARSAT und MODIS-Szenen gegenübergestellt und eine Anwendung der Karten für die Schifffahrt präsentiert (Abschnitt 4.6.3).

Kapitel 5 beschreibt die Ergebnisse der Eiskantendetektion. Die mit dem IED-Verfahren gefundenen Eiskanten werden mit MODIS- und RADARSAT-Bildern verglichen. Die durch verschiedene Isolinien der Eiskonzentration des ASI-Algorithmus festgelegte Eiskanten werden mit den IED-Ergebnissen verglichen und an diese angepasst.

Kapitel 6 gibt eine Zusammenfassung der Ergebnisse und stellt mögliche Weiterentwicklungen und Anknüpfungspunkte an diese Arbeit vor.

Kapitel 2

Physikalische Grundlagen

Die Grundlage von Fernerkundungsmessungen ist die Wechselwirkung von elektromagnetischer Strahlung mit der beobachteten Oberfläche. Bei der passiven Mikrowellenfernerkundung wird die natürlich emittierte Strahlung der Erde gemessen. Hierfür ist es notwendig zu wissen, wie elektromagnetische Strahlung mit Materie wechselwirkt, um daraus Rückschlüsse über den beobachteten Oberflächentyp zu ziehen. Für die Meereisfernerkundung sind dies die Oberflächentypen Meereis und Meerwasser. Zusätzlich spielt die Wechselwirkung der elektromagnetischen Strahlung mit der Atmosphäre eine Rolle. In diesem Kapitel wird in Abschnitt 2.1 und 2.2.1 auf die Entstehung der natürlich emittierten elektromagnetischen Strahlung und ihre Eigenschaften eingegangen. Darauf folgen in Abschnitt 2.2.3 eine Beschreibung, wie sich Meereis und Meerwasser im Mikrowellenspektrum verhalten. Abschnitt 2.2.4 beschreibt die Entwicklung und den Aufbau von Meereis. Abschließend wird in Abschnitt 2.2.5 der Einfluss der Atmosphäre im verwendeten Mikrowellenbereich diskutiert.

2.1 Elektromagnetische Strahlung

Beschleunigte elektrische Ladungen strahlen elektromagnetische Wellen ab. Die wichtigsten Fälle sind schwingende elektrische und magnetische Dipole. Das damit verbundene elektromagnetische Feld kann durch die Maxwell-Gleichungen beschrieben werden. Im Vakuum und näherungsweise auch in der Atmosphäre gilt:

$$\operatorname{rot} \mathbf{H} = \epsilon_0 \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{E}$$
$$\operatorname{rot} \mathbf{E} = -\mu_0 \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{H}$$
$$\operatorname{div} \mathbf{E} = 0$$
$$\operatorname{div} \mathbf{H} = 0.$$

Dabei ist **H** die magnetischen Feldstärke, **E** die elektrischen Feldstärke, ϵ_0 die elektrische Feldkonstante und μ_0 die magnetische Feldkonstante. Daraus lassen sich die Wellengleichungen für elektromagnetische Wellen ableiten:

$$\begin{array}{rcl} \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} &=& c^2 \cdot \Delta \mathbf{E} \\ \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} &=& c^2 \cdot \Delta \mathbf{H} \,, \end{array}$$

mit der Lichtgeschwindigkeit $c = 1/\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}$. Es handelt sich um dreidimensionale, dispersionsfreie Transversalwellen. Der elektrische Feldvektor **E** und der magnetische Feldvektor **H** stehen senkrecht aufeinander. Für eine ebenen elektromagnetischen Welle gilt für das elektrische Feld am Ort **r** zur Zeit t:

$$\mathbf{E}(\mathbf{r},t) = \begin{pmatrix} E_v \cos(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r} - \omega t + \delta_v) \\ E_h \cos(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r} - \omega t + \delta_h) \end{pmatrix}$$

Dabei bezeichnet **k** den Wellenzahlvektor in Ausbreitungsrichtung, ω die Kreisfrequenz und δ die Phase der Welle. E_v und E_h sind der vertikale und horizontale Anteil der Amplitude des Feldes. Die zeitabhängige Ausrichtung des Feldes im Raum wird als Polarisation bezeichnet. Die durch \mathbf{E} und \mathbf{k} aufgespannte Ebene nennt man Schwingungsebene, die durch \mathbf{H} und \mathbf{k} aufgespannte Ebene, in der der H-Vektor schwingt, heißt Polarisationsebene. Schwingt der E-Vektor immer nur in einer Ebene, ist die Welle linear polarisiert ($\delta_v = \delta_h = \delta$). Ist für diese Ebene gerade $E_h = 0$ und $E_v \neq 0$, heißt die Welle vertikal polarisiert und für $E_v = 0$ und $E_h \neq 0$ heißt sie horizontal polarisiert. Beschreibt die Spitze von **E** einen Kreis ($\delta_h = \delta_v \pm \pi/2$) bzw. eine Ellipse $(\delta_h - \delta_v \neq \pm \pi/2)$, wird die Welle zirkular bzw. elliptisch polarisiert genannt. Um elektromagnetische Wellen vollständig zu beschreiben, werden also vier unabhängige Variablen benötigt. Bei dem in dieser Arbeit verwendeten Radiometer AMSR(-E) werden nur zwei Komponenten der Strahlung gemessen, somit lassen sich nur der Anteil der vertikalen und horizontalen Polarisation der Strahlung bestimmen.

2.2 Mikrowellenfernerkundung

Das elektromagnetische Spektrum wird für verschiedene Wellenlängen λ und Frequenzen ν in Bereiche eingeteilt:

$\lambda = \infty$ bis 10 cm	$\nu = 0$ bis 3 GHz	Radiowellen
$= 10 \mathrm{cm} \mathrm{bis} 1 \mathrm{mm}$	$= 3 \mathrm{GHz}$ bis $300 \mathrm{GHz}$	Mikrowellen
$= 1 \mathrm{mm}$ bis 0,7 $\mu\mathrm{m}$	$= 0.3 \mathrm{THz}$ bis $428 \mathrm{THz}$	Infrarot
$= 0.7 \mu \mathrm{m}$ bis $0.4 \mu \mathrm{m}$	$= 428 \mathrm{THz}$ bis 750 THz	sichtbares Licht
$= 400 \mathrm{nm}$ bis $10 \mathrm{nm}$	$= 0.75 \mathrm{PHz}$ bis $30 \mathrm{PHz}$	Ultraviolett
= 100 Å bis 0,1 Å	$= 30 \mathrm{PHz}$ bis $30 \mathrm{EHz}$	Röntgenstrahlung
$\leq 0,1\text{\AA}$	$\geq 30 \mathrm{EHz}$	γ -Strahlung

Der verwendete AMSR(-E)-Sensor misst die von der Erde emittierten Mikrowellen im Frequenzbereich zwischen 7 und 89 GHz.

2.2.1 Thermische Strahlung

Ursache der mit einem Mikrowellenradiometer gemessenen elektromagnetischen Strahlung ist die natürliche thermische Strahlung der Erde. Durch die thermisch angeregte Oszillation der Atome in einem Körper wird elektromagnetische Strahlung emittiert. Gleichzeitig absorbieren sie auftreffende elektromagnetische Strahlung. Dabei ist die emittierte bzw. absorbierte Energie E der Oszillatoren der Frequenz ν nach der von Max Planck gefundenen Beziehung quantisiert: $E = h\nu$, mit dem Planckschen Wirkungsquantum h. Ist ein Körper im Strahlungsgleichgewicht wird er *schwarzer Körper* genannt. D. h. sämtliche einfallende Strahlung wird absorbiert (Absorption A = 1) und damit ist nach dem Kirchhoffschen Strahlungsgesetz die Strahlungsemission gleich der Strahlungsabsorption (Emissivität $\epsilon = 1$). Die Atome des Körpers emittieren und absorbieren die gleiche Menge an Strahlung. Für einen *schwarzen Körper* kann durch Anwendung der Bose-Einstein-Statistik auf ein Photonengas in einem Hohlraum das nach Planck benannte Strahlungsgesetz gefunden werden:

$$B(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \cdot \frac{1}{e^{h\nu/kT} - 1}$$

Das spektrale Emissionsvermögen B ist nur abhängig von der Frequenz ν und der Temperatur T. k bezeichnet die Boltzmann Konstante. In Abbildung 2.1 ist das Plancksche Strahlungsgesetz für drei verschiedene Temperaturen wiedergegeben (durchgezogene Graphen). Unter der Bedingung, dass $\frac{h\nu}{kT} \gg 1$ gilt, kann die Funktion mit der von Rayleigh-Jeans gefundenen Näherung



Abbildung 2.1: Emittierte thermische Strahlung eines idealen schwarzen Körpers bei drei verschiedenen Temperaturen aufgetragen gegen die Frequenz. Die durchgezogenen Graphen geben die Planckfunktionen, die gestrichelten die Rayleigh-Jeans Approximationen wieder.

beschrieben werden (gestrichelte Linien in Abb. 2.1):

$$B(\nu, T) = 2kT \frac{\nu^2}{c^2} .$$
 (2.1)

Für auf der Erde vorherrschende Temperaturen fällt die in dieser Arbeit verwendete Frequenz von 89 GHz sowie der gesamte Mikrowellenbereich in den Gültigkeitsbereich der Näherung (siehe Abb. 2.1).

2.2.2 Helligkeitstemperatur und Emissivität

Misst man das spektrale Emissionsvermögen B, kann daraus im Fall des schwarzen Körpers seine physikalische Temperatur T bestimmt werden. Im Mikrowellenbereich sind nach Gleichung 2.1 das Emissionsvermögen und die Temperatur proportional zueinander. Die von einem Radiometer bei einer festen Frequenz gemessene Strahlung kann somit linear einer Temperatur, die als Helligkeitstemperatur T_B bezeichnet wird, zugeordnet werden:

$$T_B = \frac{c^2}{2\nu^2 k} B(\nu, T) \; .$$

Die Helligkeitstemperatur ist die Messgröße eines Radiometers. Sie wird auch, vorallem im optischen Bereich des elektromagnetischen Spektrums, als Strahlungstemperatur bezeichnet. Beim schwarzen Körper entspricht T_B der physikalischen Temperatur. Für reale Körper ist dies nicht der Fall. Die verschiedenen Oberflächentypen der Erde sind nicht im Strahlungsgleichgewicht und emittieren weniger Strahlung als ein schwarzer Körper gleicher Temperatur. Der Proportionalitätsfaktor zwischen der gemessenen Helligkeitstemperatur und der physikalischen Temperatur des Körpers wird als Emissivität ϵ bezeichnet:

$$T_B = \epsilon \ T \ . \tag{2.2}$$

Die Emissivität und damit die Helligkeitstemperatur sind abhängig von der Frequenz und Polarisation der elektromagnetischen Strahlung und dem Einfallswinkel Θ , unter dem die Oberfläche beobachtet wird.

Die Emissivität ist eine wichtige Messgröße in der Fernerkundung. So unterscheidet sich zum Beispiel die Emissivität im Mikrowellenbereich für verschiedene Oberflächentypen stark, während sie im Infraroten nahezu gleich ist. Mit Mikrowellenradiometern misst man daher vor allem Emissivitätsunterschiede der Oberfläche, im infraroten Spektralbereich hingegen Temperaturdifferenzen bei bekannter Emissivität.

2.2.3 Mikrowelleneigenschaften von Meerwasser und Meereis

Die Abhängigkeit der Emissivität von Frequenz, Polarisation und Einfallswinkel ist in Abbildung 2.2 für das Beispiel einer spekular reflektierenden Ozeanoberfläche für drei AMSR(-E)-Frequenzen wiedergegeben. (Zum Darstellen der Funktionen wurden, wie für die Plots 2.3, 2.6 und 2.7, angepasste Programme aus Kaleschke (2003) verwendet.) Für diesen einfachen Fall kann die Emissivität für die Polarisation p aus der Reflektivität R_p durch $\epsilon_p = 1 - R_p$ bestimmt werden. Mit Hilfe der Fresnelgleichungen ergibt sich für die Emissivität einer spekular reflektierenden Oberfläche (Ulaby et al., 1981):

$$\epsilon_{H}(\nu,\Theta) = 1 - \left| \frac{\cos\Theta - \sqrt{\zeta_{w}(\nu) - \sin^{2}\Theta}}{\cos\Theta + \sqrt{\zeta_{w}(\nu) - \sin^{2}\Theta}} \right|^{2}$$

$$\epsilon_{V}(\nu,\Theta) = 1 - \left| \frac{\zeta_{w}(\nu)\cos\Theta - \sqrt{\zeta_{w}(\nu) - \sin^{2}\Theta}}{\zeta_{w}(\nu)\cos\Theta + \sqrt{\zeta_{w}(\nu) - \sin^{2}\Theta}} \right|^{2}$$

Dabei ist $\zeta_w(\nu)$ die komplexe Dielektrizitätskonstante des Wassers, die nach Stogryn und Desargant (1985) für Meerwasser frequenzabhängig bestimmt



Abbildung 2.2: Emissivität einer spekular reflektierenden Ozeanoberfläche mit einem Salzgehalt von 36‰ und einer Temperatur von 0°C. Wiedergegeben ist die Emissivität für vertikale und horizontale Polarisation dreier AMSR(-E)-Frequenzen.

werden kann. Natürliche Oberflächen wie aufgerautes Wasser und Eis weisen Rauigkeiten auf verschiedenen Skalen auf und reflektieren diffus. Hierfür ist die Emissivität nicht mehr analytisch zu bestimmen und es müssen komplexe Modelle angewendet werden. Die Emissivität von Meerwasser ist neben Temperatur und Salzgehalt auch noch stark von der Windaufrauung abhängig.

Weiter muss in Betracht gezogen werden, ob das vom Radiometer gemessene Signal nur von der Oberfläche herrührt, verursacht durch Oberflächenstreuung, oder ob auch die Volumenstreuung innerhalb des Mediums berücksichtigt werden muss. Die Eindringtiefe δ von elektromagnetischen Wellen in ein Medium ist gegeben durch (Ulaby et al., 1986):

$$\delta = \frac{c}{4\pi\nu \left| \operatorname{Im}(\sqrt{\zeta}) \right|}$$

Die Eindringtiefe in Meerwasser, erstjähriges und mehrjähriges Eis ist in Abbildung 2.3 für Frequenzen zwischen 1 und 89 GHz dargestellt. Dabei wurde die Dielektrizitätskonstante für Meerwasser wie zuvor frequenzabhängig berechnet. Für erst- und mehrjähriges Eis wurden Dielektrizitätskonstanten aus Ulaby et al. (1986) eingesetzt. Diese gelten zuverlässig nur für Frequenzen zwischen 1 und 20 GHz. Um einen Eindruck von der Eindringtiefe in Eis bei der in dieser Arbeit verwendeten Frequenz von 89 GHz zu bekommen, wurden die Graphen bis 89 GHz aufgetragen, ohne eine möglicherweise abweichende



Abbildung 2.3: Eindringtiefe von elektromagnetischen Wellen in Meerwasser (S = 36%, T = -1.7 °C), erstjähriges Eis ($\zeta = 3.3 - 0.25$ i) und mehrjähriges Eis ($\zeta = 3.0 - 0.03$ i).

Frequenzabhängigkeit oberhalb von 20 GHz zu berücksichtigen. Die Wellenlänge bei 89 GHz beträgt 3,4 mm. Die Eindringtiefe von Meerwasser liegt deutlich unterhalb davon, die von erstjährigem Eis hat in etwa den gleichen Betrag. Bei diesen beiden Oberflächentypen muss daher nur die Oberflächenstreuung berücksichtigt werden. Für mehrjähriges Eis liegt die Eindringtiefe bei etwa 3 cm, für Schnee kann sie noch weitaus größer sein (bis zu 30 cm (Mätzler, 1987)). Für diese Medien hat auch die Volumenstreuung Einfluss auf die emittierte Strahlung und muss bei der Interpretation der Messungen mit betrachtet werden. Bei den tieferen AMSR(-E) Frequenzen ist die Eindringtiefe und damit der Einfluss der Volumenstreuung auf das Signal wesentlich größer.

In mehreren Feldkampagnen wurde die Emissivität von Meereis vor Ort gemessen. Eine gute Übersicht gibt Eppler et al. (1992). Die Ergebnisse von Svendsen et al. (1983) und Onstott et al. (1987), die auch bei der AMSR(-E)-Frequenz 89 GHz gemessen haben, sind in Abbildung 2.4 wiedergegeben. Diese Messungen wurden in der Arktis durchgeführt. Grenfell et al. (1994) kam in der Antarktis zu ähnlichen Ergebnissen, wenn dort auch eine Unterscheidung zwischen erst- und mehrjährigem Eis nicht ohne weiteres möglich ist (siehe Seite 23). Weitere Messungen werden nach den AMSR(-E)-Validationskampagnen zur Verfügung stehen.



Abbildung 2.4: Emissivität von Meereis und Meerwasser ohne Windeinfluss, gemessen unter dem Einfallswinkel $\Theta \approx 50^{\circ}$. Die Messungen bei mehrjährigem und erstjährigem Eis wurden im Winter von Svendsen et al. (1983) und im Sommer von Onstott et al. (1987) durchgeführt. Im Sommer sind keine Eistypen unterscheidbar. V steht für vertikale, H für horizontale Polarisation, auf die Differenzen A bis D wird in Kapitel 4 eingegangen.

2.2.4 Entwicklung und Aufbau von Meereis

Meereis kann in vielen verschiedenen Formen auftreten. Die wichtigsten, die von der WMO (*World Meteorological Organisation*) unterschieden werden, sind in Tabelle 2.1 angegeben. Fällt die Temperatur der obersten Ozeanschicht unter den Gefrierpunkt, der aufgrund des gelösten Salzes um -1,8 °C liegt, bilden sich kleine Eisplättchen und Eisnadeln (*Frazil Ice*). Dies ist der erste Eistyp. Haben sich genügend Eisplättchen gebildet, beginnen diese zu verklumpen und es entsteht Eisschlamm (*Grease Ice*). Diese beiden Eistypen sind noch sehr elastisch, dämpfen aber schon die kleinskaligen Oberflächenwellen. Ist der Seegang nicht zu stark, bildet sich danach eine erste

Entwicklung	Eistyp	Eisdicke
neues Eis	Eisnadeln, Eisschlamm, dunkle Nilas	$< 5\mathrm{cm}$
	helle Nilas	$5-10\mathrm{cm}$
	Pfannkucheneis	bis $10\mathrm{cm}$
junges Eis	graues Eis	$10-15\mathrm{cm}$
	grau-weißes Eis	$15-30\mathrm{cm}$
erstjähriges Eis	dünnes erstjähriges Eis	$30-70\mathrm{cm}$
	mittleres erstjähriges Eis	$70 - 120 \mathrm{cm}$
	dickes erstjähriges Eis	$1,2-2{\rm m}$
altes Eis	zweijähriges Eis	$\sim 2,5\mathrm{m}$
	mehrjähriges Eis	3 m oder mehr

 Tabelle 2.1:
 Verschiedene Eisklassen nach WMO (1989).

geschlossene Eisdecke (Nilas), die aber immer noch elastisch ist. Nach ihrer Farbe werden dunkle ($< 5 \,\mathrm{cm}$) und helle ($5 - 10 \,\mathrm{cm}$) Nilas unterschieden. Ist der Seegang stärker, kann sich keine geschlossene Eisdecke bilden. Der Eisschlamm verklumpt weiter und es bilden sich Eisschollen zwischen 30 cm und 3 m Größe, die als Pfannkucheneis (*Pancake Ice*) bezeichnet werden. Ist die Temperatur der Atmosphäre lange genug unter dem Gefrierpunkt des Meerwassers, entsteht eine erste feste Eisschicht (junges Eis). Über mehrere Entwicklungsstufen (graues, grau-weißes Eis) bildet sich ein Eistyp, der erstjähriges Eis genannt wird. So wird alles Eis, das dicker als 30 cm ist und noch keine Sommer überstanden hat, genannt. Eis, das mindestens eine Sommer überstanden hat, heißt mehrjähriges Eis. Diese beiden Eistypen haben so unterschiedliche Oberflächeneigenschaften, dass sie sich mit Mikrowellenradiometern zumindest in der Arktis unterscheiden lassen (z.B. NASA-TEAM-Algorithmus (Cavalieri et al., 1984; Cavalieri, 1994; Cavalieri und St. Germain, 1995)). In Abbildung 2.5 ist der Aufbau von typischem erstjährigem und mehrjährigem Eis abgebildet (Comiso, 1983). Als oberste Schicht ist sowohl erstjähriges als auch mehrjähriges Eis von einer variablen Schneeschicht bedeckt. Trockener Schnee ist im niederfrequenten Teil des Mikrowellenfrequenzspektrums nahezu transparent für die elektromagnetischen Wellen, so dass der Hauptanteil des Signals von dem darunter liegendem Eis oder älterem verharschten Schneeschichten herrührt. Ein Großteil des im Meerwasser gelösten Salzes wird bei der Eisbildung direkt in das darunter liegende Wasser abgegeben. Der Rest wird nicht in die Kristallstruktur des Eises eingebaut, sondern in Soletaschen eingelagert. Auch Meereis hat also einen Salzgehalt, der aber weitaus geringer als der des Meerwassers ist. Je kälter es wird, umso größer wird die Dichte der Sole in den Poren, da sich die Salzkonzentration der Sole erhöhen muss, um unterhalb des Gefrierpunkts und damit flüssig zu bleiben. Die hochkonzentrierte Sole verbleibt nicht im Eis, sondern schweißt sich langsam durch das Eis nach unten. Es bilden sich Kanäle und Lufteinschlüsse im Eis. Erreicht die Sole die Unterkante des Eises, wird sie ins Meerwasser abgegeben. Älteres Eis, wie mehrjähriges Eis, hat aufgrund dieses Austreten des Salzes einen geringeren Salzgehalt (um 3-3,5%) als jüngeres, erstjähriges Eis (5‰). Dabei ist der Salzgehalt nicht gleichmäßig vertikal im Eis verteilt. Bei mehrjährigem Eis nimmt er nach unten hin zu, während der Salzgehalt von erstjährigem Eis an der Oberfläche hoch ist (8–16‰), dann abnimmt und in der Nähe der Eisunterkante wieder ansteigt (C-Profil) (Tucker et al., 1992).

Die oberste Eisschicht von erstjährigem Eis hat eine körnige Struktur, deren Aussehen durch die erste Wachstumsphase des Eises bestimmt ist. Die Emissivität von erstjährigem Eis liegt im Frequenzspektrum des AMSR(-E) Radiometers nahezu frequenzunabhängig zwischen 0,84-0,91 für horizontale Polarisation und 0,90-0,96 für vertikale Polarisation (Eppler et al., 1992).

Bei mehrjährigem Eis hat sich die Oberfläche durch mehrfache Schmelzund Gefrierprozesse verändert. Im Sommer taut eine Schicht des Eises an und es bilden sich Schmelztümpel. Im Winter gefriert es wieder vollständig. Dadurch kommt es zu einer Schichtung im Eis, anhand derer das Alter des Eises bestimmt werden kann. Das Eis ist im oberen Bereich porös und der Salzgehalt ist gering, daher hat mehrjähriges Eis eine geringere Dichte als erstjähriges. Im Mikrowellenbereich nimmt die Volumenstreuung an den von der Sole zurückgelassenen Luftblasen und Kanälen in der obersten Eisschicht zu. Zusätzlich kann es zu Brechung an den Schichtgrenzen im Eis kommen. Durch die verstärkte Volumenstreuung nimmt die Emissivität für beide Polarisationen zu höheren Frequenzen hin ab (siehe Abbildung 2.4). Dadurch lassen sich erst- und mehrjähriges Eis prinzipiell unterscheiden. Dabei sind



Abbildung 2.5: Schematischer Aufbau von erstjährigem (links) und mehrjährigem Eis (rechts) (Verändert aus Comiso, 1983).

2.2. MIKROWELLENFERNERKUNDUNG

aber einige Einschränkungen zu machen:

- Im Sommer schmelzen das Eis und der Schnee an der Oberfläche. Die elektromagnetische Strahlung kann in diese feuchten Medien nur mit geringer Tiefe eindringen, was zur Folge hat, dass erst- und mehrjähriges Eis im Mikrowellenspektrum radiometrisch nicht mehr zu unterscheiden sind. Der Emissivitätsverlauf beider Eistypen im Sommer ist dem von erstjährigem Eis im Winter ähnlich (Abbildung 2.4 und Onstott et al. (1987)).
- In der Antarktis sind zwar zwei Eistypen mit Mikrowellenradiometern zu unterscheiden, diese lassen sich aber nicht eindeutig mehrjährigem und erstjährigem Eis zuordnen. Man spricht hier von den Eistypen A und B (Gloersen et al., 1992). In der Antarktis übersteht nur ein kleiner Teil des Eises den Sommer. Es gibt in der Antarktis daher weniger mehrjähriges Eis als in der Arktis (bezogen auf die Gesamteisfläche und absolut). Im Gegensatz zur Arktis gibt es dort erstjähriges Eis mit einer starken Schneeauflage (Massom et al., 2001). Schnee verursacht durch seine Volumenstreuung eine ähnliche Mikrowellensignatur wie die Lufteinschlüsse im porösen mehrjährigem Eis. Auch überfrorener Regen kann die Eisoberfläche von erstjährigem Eis unter Umständen so verändern, dass sie sich radiometrisch nicht mehr eindeutig erstbzw. mehrjährigem Eis zuordnen lässt (Voss et al., 2003). Diese Oberflächentypen, bei denen die Volumenstreuung nicht zu vernachlässigen ist, werden zu Eistyp B zusammengefasst. Erstjähriges Eis ohne (oder mit nur geringer) Schneeauflage bildet Eistyp A.
- In der Arktis wird z.B. vom NASA-TEAM-Meereiskonzentrationsalgorithmus zwischen erst- und mehrjährigen Eis unterschieden. Aufgrund der großen Fehler dieses Verfahrens wird aber die Nützlichkeit von einigen Autoren in Frage gestellt (Comiso, 1990; Thomas, 1993; Belchansky und Douglas, 2002).

2.2.5 Einfluss der Atmosphäre

Opazität

Die Atmosphäre hat für die Meereisfernerkundung einen störenden Einfluss. Die optische Dicke entlang eines Pfades durch die Atmosphäre wird als Opazität τ bezeichnet. Die Opazität der Atmosphäre ist bei den verwendeten Mikrowellenfrequenzen relativ gering (siehe Abbildung 2.6), kann aber trotzdem die Messergebnisse so stark verfälschen, dass es zu Fehlinterpretationen kommt. Die Opazität wird durch Absorption und Streuung der elektromagnetischen Strahlung in der Atmosphäre bestimmt. Dabei sind zwei wesentliche Prozesse zu unterscheiden:

- 1. Absorption und Emission von Gasen und
- 2. die Wechselwirkung mit Hydrometeoren, wie Wolkenflüssigwasser, Wolkeneis, Regen und Schnee.

Zwischen 0 und 100 GHz wird die durch Gase bestimmte Opazität hauptsächlich durch Wasserdampf und Sauerstoff verursacht. Stickstoff hat erst oberhalb von 100 GHz einen nennenswerten Einfluss auf die Opazität. Bei den Energien $E = h \nu$ des Mikrowellenspektrums spielen nur Rotationsübergänge der Gasmoleküle eine Rolle. Vibrations- und Elektronen-Ubergänge können nur bei höheren Energien und damit höheren Frequenzen angeregt werden. Wasserdampf hat bei 22,235 GHz eine Rotationsabsorptionslinie, Sauerstoff eine Vielzahl von Linien (über 30 werden bei einem Druck von unter 20 kPa unterscheidbar (Liebe et al., 1992)) zwischen 50 und 70 GHz, zusammen als Absorptionsbande bezeichnet. Die Absorptionslinien sind nicht scharf begrenzt, sondern nehmen durch die Druck- und Dopplerverbreiterung ein breites Frequenzspektrum ein (Rosenkranz, 1993). Die Flanken von Absorptionsbanden, die höher als 100 GHz liegen, überlagern auch im Bereich 0 bis 100 GHz die Absorptionslinien, so dass es zusätzlich zu einer nicht resonanten Kontinuums-Absorption im gesamten Mikrowellenbereich kommt, die hauptsächlich durch Wasserdampfabsorptionslinien im infraroten Spektrum hervorgerufen wird. Die durch Wasserdampf und Sauerstoff verursachte Opazität wurde nach der in Rosenkranz (1998) (inkl. Korrektur in Rosenkranz (1999)) vorgestellten Methode berechnet und in Abbildung 2.6 für einen Wasserdampfgehalt von 5 kg/m^2 frequenzabhängig dargestellt. Dabei wird eine polare Standard-Atmosphäre von 100 km Höhe nach Ulaby et al. (1981) verwendet. In Abbildung 2.7 ist die Abhängigkeit der verwendeten AMSR(-E)-Frequenzen vom Wasserdampfgehalt gezeigt. Es wird deutlich, dass die Opazität der Atmosphäre bei 89 GHz wesentlich größer ist als für die tieferen Frequenzen. Mit steigendem Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre vergrößert sich dieser Unterschied. In den arktischen Gebieten herrscht ein mittlerer Wasserdampfgehalt von 5 kg/m^2 (Raschke, 1996).

Der zweite für die Opazität wichtige Mechanismus ist die Streuung an Hydrometeoren und Aerosolen. Im Mikrowellenspektrum sind dies hauptsächlich das Wolkenflüssigwasser und Regentropfen. Da die Stärke der Wechselwirkung von der Größe, Form und den dielektrischen Eigenschaften der Teilchen abhängt, ist eine genau Berechnung des Einflusses sehr komplex. Für in



Abbildung 2.6: Opazität einer polaren Standard-Atmosphäre von 100 km Höhe für einen Wasserdampfgehalt von 5 kg/m². Der rote Graph gibt die durch Sauerstoff, der blaue die durch Wasserdampf verursachte Opazität an. Die schwarze Kurve ist die Gesamtopazität inklusive dem Einfluss von Stickstoff. Die verwendeten AMSR(-E)-Frequenzen und ihre Schnittpunkte mit der Opazitätskurve sind eingezeichnet.

Wolken kondensierten Wasserdampf und Regen ist der Radius r der Tropfen der wichtigste Parameter. Es werden drei Streumechanismen unterschieden:

- $r \ll \lambda$, **Rayleigh-Streuung**: Der Teilchenradius ist wesentlich kleiner als die Wellenlänge λ der wechselwirkenden elektromagnetischen Strahlung.
- $r \approx \lambda/2\pi$, Mie-Streuung: Teilchenradius und Wellenlänge haben die gleiche Größenordnung.
- $r \gg \lambda$, geometrische Streuung: Die Streuung ist unabhängig von der Teilchengröße.

Wolkentropfen haben typischerweise einen Radius von $1 - 15 \,\mu\text{m}$ und liegen damit für die Wellenlänge $\lambda = 3,4 \,\text{mm}$ des 89 GHz Kanals im Bereich der Rayleigh-Streuung. Für Regentropfen, die einen typischen Radius zwischen $0,1-5 \,\text{mm}$ haben, muss die kompliziertere Mie-Streuung berücksichtigt werden.



Abbildung 2.7: Opazität einer polaren Standard-Atmosphäre von 100 km Höhe in Abhängigkeit vom Wasserdampfgehalt, aufgetragen für die verwendeten AMSR(-E)-Frequenzen.

Der Einfluss von Wolken auf die Opazität ist je nach Art der Wolken sehr unterschiedlich. Ein Maß für den Flüssigwassergehalt in der Atmosphäre ist der Wolkenflüssigwasserpfad. Dies ist das vertikal über die Atmosphäre integrierte Flüssigwasser pro Fläche. Nach Lubin et al. (1997) verhält sich die durch Wolken verursachte optische Dicke zwischen 0 und 0,5 für -15 °C kaltes Wasser linear zu einem Wolkenflüssigwasserpfad von 0 bis 480 g/m^2 und für 0 °C kaltes Wasser linear zu einem Wolkenflüssigwasserpfad von 0 bis 500 g/m^2 . Bei den meisten Wolkentropfen dominiert die Absorption elektromagnetischer Strahlung über die Streuung der Strahlung. Die Absorption ist volumenabhängig und die Form der Tropfen spielt nur eine untergeordnete Rolle. Da der Wolkenflüssigwasserpfad ebenfalls linear vom Volumen der Tropfen abhängt, kommt es zu diesem linearen Verhältnis zwischen optischer Dicke und Wolkenflüssigwasserpfad. Der Einfluss von Absorption und Streuung zusammen wird als Extinktion bezeichnet.

2.2. MIKROWELLENFERNERKUNDUNG

Strahlungstransfer

Die Kenntnis der Opazität ist eine wichtige Voraussetzung zur Bestimmung des Strahlungstransports in der Atmosphäre. Die in den letzten beiden Abschnitten 2.2.3 und 2.2.4 betrachteten Emissivitäten beziehen sich auf Messungen nahe der Oberfläche. Für Satellitenmessungen muss der Einfluss der Atmosphäre berücksichtigt werden. Die am Satelliten gemessene Strahlung T_B setzt sich aus vier Anteilen zusammen (Ulaby et al., 1986):

- 1. Helligkeitstemperatur der Oberfläche, die durch die atmosphärische Extinktion abgeschwächt wird.
- 2. Aufwärts gerichtete Strahlung der Atmosphäre.
- 3. An der Erdoberfläche reflektierte Strahlung der Atmosphäre.
- 4. An der Erdoberfläche reflektierte kosmische Hintergrundstrahlung.

Es ergibt sich folgende vereinfachte Strahlungstransportgleichung mit den oben angegebenen Anteilen (Svendsen et al., 1987):

$$T_B = \underbrace{\epsilon T_s e^{-\tau}}_{1.} + \underbrace{T_a(1 - e^{-\tau})}_{2.} + \underbrace{(1 - \epsilon)T_a(1 - e^{-\tau})e^{-\tau}}_{3.} + \underbrace{(1 - \epsilon)T_k e^{-2\tau}}_{4.} \quad (2.3)$$

 T_s ist die physikalische Temperatur und ϵ die Emissivität der Oberfläche. T_a bezeichnet die Temperatur und τ die Opazität der Atmosphäre, $T_k \approx 2.7 \,\mathrm{K}$ ist die Temperatur des kosmischen Hintergrunds. Eine Veranschaulichung der einzelnen Anteile findet sich in Abbildung 2.8. Dabei wurden für Gleichung 2.3 folgende Vereinfachungen angenommen:

- 1. Die Atmosphäre ist horizontal geschichtet.
- 2. Die Temperatur T_a der Atmosphäre ist konstant mit der Höhe.
- 3. Die beobachtete Oberfläche reflektiert die Strahlung diffus und der Einfallswinkel beträgt $\Theta \approx 50^{\circ}$. Daraus folgt, dass die effektive Opazität für die nach unten gerichtete Strahlung gleich der Opazität der nach oben gerichteten Strahlung ist: $\tau_{\downarrow} \approx \tau_{\uparrow} = \tau$.

Diese Näherungen sind für Meereis und Wasser unter arktischen Bedingungen vertretbar (Svendsen et al., 1987). Der Einfallswinkel des AMSR(-E)-Radiometers beträgt 55° und wird daher auch durch dieser Näherung abgedeckt. Da die Emissivität von der Polarisation p und Emissivität und



Abbildung 2.8: Strahlungstransport in der Atmosphäre: (1) Strahlung der Oberfläche, (2) reflektierte atmosphärische Strahlung, (3) direkte Emission der Atmosphäre und (4) reflektierte kosmische Hintergrundstrahlung.

Opazität von der Frequenz ν abhängen, hängt auch die gemessene Helligkeitstemperatur T_B in Gleichung 2.3 von Frequenz ν und Polarisation p ab. Für die Polarisationsdifferenz $P = T_{B,V} - T_{B,H}$ der vertikal und horizontal polarisierten gemessenen Helligkeitstemperaturen folgt aus Gleichung 2.3:

$$P(\nu) = (\epsilon_V - \epsilon_H)e^{-\tau}(T_s - T_a + (T_a - T_k)e^{-\tau}).$$
(2.4)

Für arktische Bedingungen wird von Svendsen et al. (1983) eine effektive Temperatur der Atmosphäre von $T_a \approx 1,11 T_s$ und für das Verhältnis von kosmischer zur Oberflächen Temperatur $T_k/T_s \approx 0,01$ vorgeschlagen. Damit ergibt sich Gleichung 2.4 zu:

$$P(\nu) = T_{B,V}(\nu) - T_{B,H}(\nu) = (\epsilon_V - \epsilon_H) T_s e^{-\tau} (1, 1 e^{-\tau} - 0, 11).$$
(2.5)

Diese vereinfachte Strahlungstransportgleichung für die Polarisationsdifferenz wird in dieser Arbeit verwendet.

Kapitel 3

Sensoren, Satelliten und Daten

Zur Meereisfernerkundung werden seit Anfang der 70er Jahre satellitengestützte Mikrowellenradiometer eingesetzt. Seit dieser Zeit liegen kontinuierliche globale Beobachtungen vor. Mikrowellensensoren sind damit wichtige Instrumente zur Meereisfernerkundung. In dieser Arbeit werden Daten des Mikrowellenradiometers AMSR(-E) verwendet, das in Abschnitt 3.1 ausführlich vorgestellt wird. Zum Vergleich dienen Daten des SSM/I, MODIS und RADARSAT, die ebenfalls in eigenen Unterkapiteln kurz vorgestellt werden.

$3.1 \quad AMSR(-E)$

Im Jahr 2002 sind zwei neue, fast baugleiche Mikrowellenradiometer gestartet worden: AMSR-E im Mai auf der amerikanischen Plattform AQUA und AMSR im Dezember auf dem japanischen Satelliten MIDORI–II (bis zum Start als ADEOS–II bezeichnet) (Abbildungen 3.1 und 3.2). Im Oktober 2003 ist MIDORI–II aufgrund eines Energieproblems ausgefallen. Seit diesem Zeitpunkt stehen nur noch AMSR-E-Daten zur Verfügung. Ist eine Unterscheidung zwischen den Sensoren nicht wichtig, werden AMSR und AMSR-E zusammen als AMSR(-E) bezeichnet.

Beide Radiometer wurden von der japanischen Weltraumbehörde NASDA (*National Space Development Agency of Japan*), seit Oktober 2003 JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*), entwickelt und gebaut. Sie sind sehr ähnlich aufgebaut. Unterschiede ergeben sich nur aufgrund der unterschiedlichen Flughöhe der Satelliten, AQUA fliegt in 705 km, MIDORI–II in 803 km Höhe, und den beiden zusätzlichen Kanälen des AMSR. Details sind in den Tabellen 3.1 und 3.2 zusammengefasst. Dabei wurde für die radiometrische Auflösung des AMSR-E die aktuelle Leistung angegeben (NASDA, 2003b), während für das AMSR nur die Mindestleistung, die in der technischen Spe-



Abbildung3.1:SatellitAQUAAbbildung3.2:SatellitMIDORI-II(NASDA, 2003b)(ADEOS-II) (NASDA, 2003a)

zifikation festgelegt wurde, bekannt ist. Die beiden zusätzlichen Kanäle des AMSR Sensors bei 50,3 und 52,8 GHz (beide jeweils nur vertikal polarisiert) werden in dieser Arbeit nicht weiter behandelt, da sie der atmosphärischen Fernerkundung dienen und außerdem am AMSR-E nicht vorhanden sind.

Satellit	MIDORI–II	AQUA	
	(ADEOS–II)		
Starttermin	14.12.2002	04.05.2002	
Flughöhe	803 km	$705\mathrm{km}$	
Umlaufperiode	101 min	98,8 min	
Inklination	98,6°	98,2°	
AMSR Antennendurchmesser	2 m	1,6 m	
Orbit	sonnensynchron		

Tabelle 3.1: Vergleich der beiden Satelliten MIDORI–II und AQUA (NASDA, 2003a,b)

3.1.1 Abtastgeometrie

Die AMSR(-E) Radiometer tasten die Erdoberfläche konisch ab. Damit bleiben der Einfallswinkel, die räumliche Auflösung und die Länge der durchstrahlten Atmosphäre über die gesamte Breite des Abtaststreifens nahezu konstant. Diese Schwadbreite beträgt beim AMSR ca. 1600 km und beim AMSR-E ca. 1440 km (jeweils für einen Azimutwinkel des Sensors von $\pm 61^{\circ}$, siehe Abbildung 3.3). Polwärts von $\pm 55^{\circ}$ Breite wird die Erdoberfläche damit täglich vollständig mit Messungen abgedeckt. Dies sind die für die Meereisfernerkundung wichtigen geographischen Breiten. Aufgrund der Inklination

 Tabelle 3.2: Vergleich der wichtigsten Frequenzen der Sensoren AMSR und AMSR-E (NASDA, 2003a,b; JAXA, 2003b)

	AMSR	AMSR-E	AMSR	AMSR-E	AMSR	AMSR-E		
Frequenz [GHz]	.0	925	1(),65	-	8,7		
Bandbreite [MHz]		350		100	.7	000		
3 dB Strahlbreite	1.8°	$2,2^{\circ}$	$1,2^{\circ}$	1.5°	$0,65^{\circ}$	0.8°		
räumliche Auflösung [km ²]	40×70	43×75	27×46	$29{\times}51$	14×25	$16{\times}27$		
Abtastabstand [km ²]	10×10	$8,9{ imes}10,1$	10×10	$8,9{\times}10,1$	10×10	$8,9{\times}10,1$		
radiometrische Auflösung [K]	0,34	0,33	0,7	0,54	0,7	0,48		
Polarisation			vertikal ur	nd horizonta				
Einfallswinkel				55°				
Integrationszeit [ms]				2,5				
	AMSR	AMSR-E	AMSR	AMSR-E	AMSR	AMSR-E	AMSR	AMSI
Fractions [CH _n]	c	8	c	2	X	0 0		a B

	AMSR	AMSR-E	AMSR	AMSR-E	AMSR	AMSR-E	AMSR	AMSR-E
Frequenz [GHz]	7	3,8	e	6,5	×	9A	x	9B
Bandbreite [MHz]	7.	100	1	000		30	00	
3 dB Strahlbreite	$0,75^{\circ}$	$0,92^{\circ}$	$0,35^{\circ}$	$0,42^{\circ}$	$0,15^{\circ}$	$0,19^{\circ}$	$0,15^{\circ}$	$0,18^{\circ}$
räumliche Auflösung [km ²]	17×29	18×32	8×14	$8,2 \times 14,4$	3×6	$3,7 \times 6,5$	3×6	$3,5 \times 5,9$
Abtastabstand [km ²]	10×10	$8,9{ imes}10,1$	10×10	$8,9{\times}10,1$	5×5	$4,4 \times 5$	5×5	$4,4 \times 5$
radiometrische Auflösung [K]	0,6	0,45	0,7	0,45	1,2	0,98	1,2	1,12
Polarisation				vertikal und	l horizont	al		
Einfallswinkel				55°			ъ С	$1,5^{\circ}$
Integrationszeit [ms]		5.	5				2	

von etwa 98° der Satellitenbahn ergibt sich um die Pole ein Bereich ohne Datenabdeckung von ca. $1,5^{\circ}$. Der Einfallswinkel von 55° wurde gewählt, damit die Differenz zwischen horizontal und vertikal polarisierter Strahlung von offenem Wasser möglichst groß ist (nahe dem Brewster-Winkel, Abb. 2.2). Außerdem ist bei diesem Winkel der Einfluss von Wind an der Meeresoberfläche auf die Messung gering. Die Abtastgeometrie des AMSR ist in Abbildung 3.3 dargestellt. Dort sind auch die unterschiedlichen Größen des *Footprints* der verschiedenen Frequenzen zu erkennen. Als *Footprint* wird das Integrationsgebiet der Antenne bezeichnet, das durch die 3 dB Kontur der Antennencharakteristik begrenzt ist. Bei diesem Wert ist die Intensität der empfangenen elektromagnetischen Strahlung gerade auf die Hälfte des Wertes am Mittelpunkt des *Footprint* gesunken. Die beiden Satelliten fliegen in einem sonnensynchronen Orbit, das heißt, dass der Äquator an einem Ort immer zur selben lokalen Zeit überflogen wird (einmal in aufsteigender und einmal in absteigender Richtung).

Der Abtastabstand beträgt bei den tiefen Frequenzen 10 km, bei den 89 GHz-Kanälen 5 km. Ein Dipolantenne in einer sich nach vorne erweiternden Röhre wird als *Feedhorn* bezeichnet. Das AMSR(-E) besitzt einen Antennenreflektor und für jede Frequenz ein eigenes *Feedhorn* (die 18,7 und 23,8 GHz-Kanäle teilen sich ein *Feedhorn*). Um in Flugrichtung für die 89 GHz-Kanäle ebenfalls einen Abtastabstand von 5 km zu erzielen, wird eine zusätzliche Abtastlinie benötigt (Abbildung 3.4). Diese als B-Scan bezeichnete Abtastlinie liegt jeweils in der Mitte zwischen der Abtastlinie der übrigen Frequenzen (A-Scan). Dafür wird ein zusätzliches *Feedhorn* unter einem leicht anderen Einfallswinkel (54,5° statt 55°) genutzt. Es hat ebenfalls einen vertikal und horizontal polarisierten Kanal, zusammen als 89 GHz B bezeichnet.

3.1.2 Datenprodukte

Die Daten der AMSR(-E) Sensoren werden bei der JAXA in Japan verarbeitet und sind in verschiedenen Stufen der Prozessierung erhältlich. In dieser Arbeit werden Daten der Stufen "Level 1A" und "Level 1B" verwendet.

- Level 1A Daten beinhalten die unverarbeiteten Zählerwerte (Counts) des Radiometers, sowie alle Kalibrationsdaten, die nötig sind, um diese Zählerwerte in Helligkeitstemperaturen umzurechnen. Level 1A Daten wurden vom National Snow and Ice Data Center (Colorado, Boulder, USA) zeitnah zur Prozessierung via FTP bezogen.
- Level 1B Daten sind kalibrierte Helligkeitstemperaturen. Diese wurden von der JAXA auf Magnetbändern zur Verfügung gestellt.



Abbildung 3.3: AMSR Abtastgeometrie (Verändert aus JAXA, 2003a)

3.2 SSM/I

Beim SSM/I handelt es sich wie beim AMSR(-E) um ein konisch abtastendes Mikrowellenradiometer. Zahlreiche Sensoren dieses Typs sind zeitlich gestaffelt seit 1987 auf den amerikanischen DMSP (*Defense Meteorological Satellite Program*) Satelliten im Einsatz. Die Frequenzen und Abtastcharakteristik sind sehr ähnlich zum AMSR(-E). Deshalb können Verfahren zur Meereisfernerkundung, die für den SSM/I-Sensor entwickelt wurden, auf AMSR-Messungen übertragen werden. Hauptunterschied sind die fehlenden tiefen



Abbildung 3.4: Vereinfachte Darstellung der Geometrie der AMSR(-E) *Footprints* auf der Erdoberfläche. Die kleinen Ellipsen symbolisieren die 89 GHz-*Footprints*, die großen die *Footprints* der tieferen Frequenzen. Die Abbildung ist entlang der Abtastrichtung gestreckt. In der Realität überlappen sich auch in dieser Richtung die *Footprints*.

Frequenzkanäle bei 6,9 und 10,7 GHz und die wesentlich gröbere räumliche Auflösung des SSM/I. In Tabelle 3.3 werden die Unterschiede deutlich.

Am IUP (Institut für Umweltphysik der Universität Bremen) sind verschiedene SSM/I Datensätze archiviert, die zum Vergleich zur Verfügung standen.

3.3 MODIS

MODIS ist ein Erdfernerkundungssensor, der im sichtbaren bis infraroten Frequenzbereich arbeitet (Wellenlängen zwischen 0,4 und 14,4 μ m). Zur Zeit sind zwei MODIS-Sensoren im Einsatz, der eine wie AMSR-E auf AQUA und der andere auf dem ebenfalls U.S.-amerikanischen TERRA Satelliten. MODIS besitzt 36 quer zur Flugrichtung abtastende Kanäle mit Auflösungen von 250 m bis 1 km Nadir. Die Schwadbreite beträgt 2330 km. Damit ist eine vollständige Abdeckung der Erdoberfläche alle ein bis zwei Tage gewährleistet. Da sowohl AMSR-E als auch MODIS auf AQUA fliegen, können zeitgleich aufgenommene Daten verglichen werden. Zur Fernerkundung von Prozessen auf der Erdoberfläche wie Meereis können allerdings nur wolkenfreie Szenen herangezogen werden. Weiterhin können, da MODIS im sichtbaren Frequenzbereich arbeitet, nur Tageslicht-Szenen aufgenommen werden. Diese beiden Faktoren führen zu einer geringen Datenausbeute in den polaren Regionen. Vor allem die für die Eisfernerkundung wichtigen Winter werden

3.4. RADARSAT

	SSM/	[, ,	AMSR-E			
Frequenz	räumliche	radiometrische	Frequenz	radiometrische			
[GHz]	Auflösung	Auflösung [K]	[GHz]	Auflösung	Auflösung [K]		
	$[\mathrm{km}^2]$			$[\mathrm{km}^2]$			
19,35	43×69	0,4	18,7	16×27	0,5		
22,235	40×60	0,7	23,8	18×32	0,5		
37 29×37		0,4	36,5	8×14	0,5		
85,5 13×15		0,8	89	4×6	1,0		
Orbit:		sonnensynchron		sonnensynchron			
Höhe:		850 km					
Einfallswi	nkel:	53,1°		55°			
Schwadbre	eite:	1400 km		$1450~\mathrm{km}$			

Tabelle 3.3: Vergleich der wichtigsten Parameter des SSM/I- und AMSR-E-Sensors (NASDA, 2003a,b; Hollinger et al., 1987, 1990).

aufgrund der vorherrschenden Dunkelheit nicht abgedeckt.

Die Daten wurden vom *Goddard Distributed Active Archive Center* (http://daac.gsfc.nasa.gov) der NASA bezogen.

3.4 RADARSAT

RADARSAT ist ein kanadischer Satellit mit einem Radar mit synthetischer Apertur, SAR (Synthetic Aperture Radar), an Bord. Er ist seit November 1995 in Betrieb. Das SAR arbeitet bei einer Frequenz von 5,3 GHz (C-Band). Es sendet und empfängt mit horizontaler Polarisation (HH). Für diese Arbeit wurden Szenen des ScanSAR Wide Modus von RADARSAT verwendet, die eine Auflösung von 100 m und eine Größe von 500 × 500 km² haben. Das SAR-Signal wird bei 5,3 GHz von Wolken praktisch nicht beeinflusst und ist mit seiner hohen Auflösung sehr gut zur kleinräumigen Fernerkundung des Meereises geeignet. Nachteilig ist die geringe Schwadbreite von 500 km und der hohe Energiebedarf des SAR, das deshalb nicht kontinuierlich betrieben werden kann. Daher können RADARSAT-Szenen nur für kleine, ausgewählte Bereiche und Tage bezogen werden. Für eine tägliche globale Beobachtung des Meereises sind sie ungeeignet. Die Arktis wird etwa alle drei Tage komplett abgedeckt, die Antarktis weitaus seltener.

Die in dieser Arbeit verwendeten Szenen wurden in enger Zusammenarbeit mit Dr. Søren Andersen vom *Danish Meteorological Institute* bearbeitet.

Kapitel 4

Eiskonzentrationsberechnung

Einer der wichtigsten Parameter des Meereises, die sich vom Satelliten aus bestimmen lassen, ist die Eiskonzentration C. Sie ist als der prozentuale Anteil der eisbedeckten Meeresoberfläche, bezogen auf das Integrationsgebiet des Sensors, definiert. Fernerkundungsmessungen können nicht als Punktmessungen angesehen werden. Im *Footprint* der Antennenkeule können offenes Wasser und Eis gemischt vorkommen.

Für Mikrowellenradiometer wurden verschiedene Eiskonzentrationsalgorithmen entwickelt. Die wichtigsten sind der NASA-TEAM-Algorithmus (Cavalieri et al., 1984; Gloersen und Cavalieri, 1986; Cavalieri et al., 1991; Cavalieri und St. Germain, 1995; Cavalieri et al., 1995) und der BOOTSTRAP-Algorithmus (Comiso, 1986, 1995; Comiso et al., 1997). Sie sind seit langer Zeit im Einsatz, gut validiert und wurden für eine Vielzahl von Studien verwendet. Auf den BOOTSTRAP-Algorithmus wird im ersten Abschnitt 4.1 dieses Kapitels näher eingegangen, da er an AMSR(-E) Daten angepasst wurde (Comiso et al., 2003) und später neben dem NASA-TEAM-Algorithmus als Vergleich dient. Es existieren noch weitere Eiskonzentrationsalgorithmen, zum Beispiel NASA-TEAM2 (Markus und Cavalieri, 2000), SVENDSEN-85 (Svendsen et al., 1987) und SEA LION (Kern und Heygster, 2001).

Den Hauptteil dieses Kapitels nimmt die Übertragung des für SSM/I-Daten entwickelten ASI-Algorithmus (Kaleschke et al., 2001) auf AMSR(-E)-Messungen ein (Abschnitt 4.2).

4.1 BOOTSTRAP-Algorithmus

Der BOOTSTRAP-Algorithmus wurde 1995 am Goddard Space Flight Center der NASA (National Aeronautics and Space Administration) von J. C. Comiso für SSM/I-Daten entwickelt (Comiso et al., 1997).
Für AMSR(-E) wurde der BOOTSTRAP-Algorithmus weiterentwickelt und er ist neben dem NASA-TEAM einer der beiden Standard-Meereiskonzentrationsalgorithmen. BOOTSTRAP-Eiskonzentrationen stehen im Rahmen der Level 2 und 3 Datenprodukte des AMSR und AMSR-E zur Verfügung. Es existieren zwei Versionen des BOOTSTRAP Algorithmus, der *Bootstrap Basic Algorithem* (BBA) und der AMSR Bootstrap Algorithmus, der (ABA) (Comiso et al., 2003). Für die räumlich höher aufgelösten Produkte (12,5 km Gitterweite) wird der BBA verwendet, da der ABA die 6,9 GHz-Kanäle mit schlechter Auflösung verwendet, um die Eistemperatur zu bestimmen. Daher ist auch die Auflösung der Eiskonzentration von dieser Frequenz abhängt und nur noch auf einem 25 km Gitter sinnvoll zu bestimmen. Der Unterschied zwischen ABA und BBA ist klein (Comiso et al., 2003). Aus diesen Gründen wird im Folgenden der BBA verwendet, da er sich mit seiner höheren Auflösung besser zum Vergleich und zur Korrektur der ASI-Ergebnisse eignet.

Die von einem Radiometer bei einer festen Frequenz ν gemessene Helligkeitstemperatur T_B setzt sich aus den Anteilen für offenes Wasser (W) und Meereis (E) zusammen:

$$T_B = C T_{B,E} + (1 - C) T_{B,W}.$$
(4.1)

Dabei bezeichnet C die Eiskonzentration und $T_{B,E}$ und $T_{B,W}$ sind die über Eis und Wasser gemessenen Helligkeitstemperaturen inklusive der darüber befindlichen Atmosphäre. Aus Gleichung 4.1 ergibt sich für die Eiskonzentration:

$$C = \frac{T_B - T_{B,W}}{T_{B,E} - T_{B,W}}$$

Der BOOTSTRAP-Algorithmus verwendet eine Kombination aus zwei Kanälen, um die Eiskonzentration zu bestimmen:

$$C = \frac{T_{B1}(X) - T_{B2,W} - S_{\overline{AD}}(T_{B2}(X) - T_{B1,W})}{S_{\overline{AD}}T_{B1,W} - T_{B2,W} + Off_{\overline{AD}}}$$

Für die Kanäle i = 1, 2 ist $T_{Bi}(X)$ die gemessene Helligkeitstemperatur am Punkt X, $T_{Bi,W}$ die Referenz-Helligkeitstemperatur des Wassers und $S_{\overline{AD}}$ und $Off_{\overline{AD}}$ die Steigung und der Achsenabschnitt der Geraden \overline{AD} , die ein Fit durch die Punkte mit 100% Eiskonzentration darstellt (siehe Abbildung 4.1). Es gehen also vier von einander unabhängige Werte als bekannte Größen in den Algorithmus ein. Weiterhin werden zwei unterschiedliche Kanalkombinationen für unterschiedliche Meereistypen benutzt. In der Arktis werden für T_{Bi} die Kanalkombination 36,5H (36,5 GHz, horizontale Polarisation) gegen



Abbildung 4.1: Schematisches Streudiagramm der Helligkeitstemperaturen zweier Kanäle, z.B 18,7 und 36,5V GHz, vertikale Polarisation. In der roten Ellipse liegen die Punkte mit 100% Eiskonzentration, im blauen Bereich die Werte für offenes Wasser. Der BOOTSTRAP Algorithmus benötigt die Steigung und den Achsenabstand der Geraden \overline{AD} und den Bezugspunkt für offenes Wasser W, um die Eiskonzentration am Punkt X zu bestimmen.

36,5V für hohe Eiskonzentrationen (>90%) und mehrjähriges Eis verwendet, da dort diese Kanäle für Eis hoch korreliert sind, aber eine gute Unterscheidung zum Wasser ermöglichen (siehe auch Abbildung 2.4 auf Seite 20). Für diese Gebiete hat man die volle Auflösung der 36,5 GHz Kanäle. Für die Eisrandzone wird die Kombination 18,7V und 36,5V benutzt. Die Trennung der Gebiete erfolgt durch die zu AD parallele Gerade AD - 5K der H36,5/V36,5 Kombination. Alle Werte oberhalb dieser Geraden werden mit der H36,5/V36,5, alle unterhalb mit der 18,7V/36,5V Kombination berechnet. In der Antarktis wird immer die 18,7V/36,5V Kombination benutzt, da dort erstjähriges Eis vorherrscht. Abschließend werden noch zwei Wetterfilter angewendet, um über dem Meer Fehler in der Eiskonzentrationsberechnung durch atmosphärische Einflüsse zu vermeiden (siehe auch Abschnitt 4.2.2. Die für den BOOTSTRAP-Algorithmus verwendeten Fixpunkte $T_{B_i,W}, S_{\overline{AD}}$ und $Off_{\overline{AD}}$ (*Tie-Points*) sind in Tabelle 4.1 gegeben. Diese werden von J. C. Comiso als vorläufig bezeichnet, da sich der Algorithmus für AMSR(-E)-Daten noch in der Validierung befindet.

Tabelle 4.1: Die vier *Tie-Points* des *Basic Bootstrap Algorithm* für AMSR(-E) für die drei verschieden behandelten Fälle (Arktis, mehrjähriges Eis; Arktis, erstjähriges Eis; Antarktis). (Stand Sommer 2003, Validierung noch nicht abgeschlossen.)

	$T_{B1,W}$	$T_{B2,W}$	$S_{\overline{AD}}$	$Off_{\overline{AD}}$
Arktis $36,5H/36,5V$	208,0 K	$133,0 {\rm ~K}$	1,0593	-30,90
Arktis 18,7V/36,5V	208,0 K	181,0 K	0,5659	110,89
Antarktis $18,7V/36,5V$	207,0 K	181,0 K	0,5732	115,12

4.2 ARTIST Sea Ice (ASI) Algorithmus

Der ASI-Algorithmus ist ein hybrider Algorithmus aus drei Teilen:

- Berechnung der Eiskonzentration aus den beiden 89 GHz-Kanälen.
- Berechnung der Eiskonzentration mit einem Algorithmus, der die tieferen Frequenzen benutzt (hier: BOOTSTRAP), und Korrektur des Wettereinflusses mit diesen Ergebnissen.
- Anwendung zweier weiterer Wetterfilter, die Kombinationen der Kanäle 18,7, 23,8 und 36,5 GHz verwenden.

4.2.1 89 GHz Algorithmus

Von Svendsen et al. (1987) wurde ein Verfahren zur Bestimmung der Eiskonzentration mit einem dual-polarisierten passiven Mikrowellenradiometer nahe 90 GHz beschrieben. Darauf aufbauend wurde von Kaleschke et al. (2001) ein Algorithmus entwickelt, der einige Probleme des SVENDSEN-85 Algorithmus korrigiert.

Beim ASI-Verfahren werden nur zwei Oberflächentypen unterschieden: Eis und Wasser. Im Frequenzbereich nahe 90 GHz und einem Einfallswinkel $\Theta \approx 50^{\circ}$ unterscheidet sich die Differenz der Emissivitäten für vertikale Polarisation ϵ_V und horizontale Polarisation ϵ_H

$$\Delta \epsilon = \epsilon_V - \epsilon_H \tag{4.2}$$

für Wasser stark von der für Eis. Dies wird aus Messungen der Emissivität in Abbildung 2.4 auf Seite 20 deutlich. Die dort eingetragene Emissivitätsdifferenz D des Meerwassers ist groß im Verhältnis zu den Differenzen von Meereis im Sommer A, erstjährigem Eis B und mehrjährigem Eis C. Da die Emissivitätsdifferenzen A, B, C in etwa gleich groß sind, können mit diesem Verfahren keine Eistypen unterschieden werden. Die Messungen in Abbildung 2.4 auf Seite 20 wurden vom Schiff aus in der Arktis vorgenommen. Grenfell et al. (1994) haben diesen Zusammenhang auch für die Antarktis bestätigt. Die unterschiedliche Emissivitätsdifferenz für Wasser und Eis bei 89 GHz wird beim ASI-Algorithmus ausgenutzt, um Eiskonzentrationen zu bestimmen. Dafür muss von den am Satelliten gemessenen Helligkeitstemperaturen auf die Emissivität am Boden rückgeschlossen und der Anteil von Eis und offenem Wasser für den zugehörigen *Footprint* bestimmt werden.

Die von einem Radiometer bei einer festen Frequenz ν an der Oberfläche s gemessene Helligkeitstemperatur $T_{B,s}$ ergibt sich aus Gleichung 4.3.

Die von einem Radiometer bei einer festen Frequenz ν an der Oberfläche s gemessene Helligkeitstemperatur $T_{B,s}$ setzt sich aus den Anteilen für offenes Wasser (W) und Meereis (E) zusammen:

$$T_{B,s,p} = C T_{B,E,p} + (1 - C) T_{B,W,p}.$$
(4.3)

Dabei ist C die Eiskonzentration und p der vertikal (V) oder horizontal (H) polarisierte Anteil der Strahlung. Die Differenz der vertikal und horizontal polarisierten Helligkeitstemperaturen bei einer festen Frequenz wird als Polarisationsdifferenz P bezeichnet:

$$P_s = T_{B,V} - T_{B,H}.$$

Mit Gleichung 2.2 auf Seite 17 ergibt sich für die Polarisationsdifferenz:

$$P_s = \Delta \epsilon T$$

und damit für die beiden Oberflächentypen Wasser und Eis:

$$P_{s} = C P_{s,E} + (1 - C) P_{s,W}$$

$$\Leftrightarrow P_{s} = C \Delta \epsilon_{E} T_{E} + (1 - C) \Delta \epsilon_{W} T_{W}$$

$$\Leftrightarrow P_{s} = C \underbrace{(\Delta \epsilon_{E} T_{E} - \Delta \epsilon_{W} T_{W})}_{a} + \underbrace{\Delta \epsilon_{W} T_{W}}_{b}.$$
(4.4)

 T_E ist die Oberflächentemperatur des Eises, $T_W \approx -1.8$ °C die des Wassers. Die am Satelliten gemessene Polarisationsdifferenz wird durch die Atmosphäre beeinflusst. Sie kann mit Hilfe von Gleichung 2.5 abgeschätzt werden:

$$P = P_s \underbrace{e^{-\tau} \left(1, 1 e^{-\tau} - 0, 11\right)}_{c}$$

$$\Leftrightarrow P = (aC + b)c. \tag{4.5}$$

Wenn die Parameter a, b und der atmosphärische Einfluss c bekannt sind, kann Gleichung 4.5 benutzt werden, um aus der gemessenen Polarisationsdifferenz P die Eiskonzentration C zu bestimmen. Der atmosphärische Einfluss c kann stark variieren. Die Opazität der Atmosphäre τ ist eine Funktion der atmosphärischen Temperatur, die wiederum im Allgemeinen eine Funktion der Eiskonzentration ist (Svendsen et al., 1983, 1987). Daher ist hier der atmosphärische Einfluss c abhängig von der Eiskonzentration C. Dieser Zusammenhang wurde auch mit Satellitendaten im optischen Spektrum bestätigt, in denen häufig eine Änderung der Bewölkung über der Eiskante beobachtet wird. Würde c konstant gehalten, könnte dies zu falschen Eiskonzentrationsberechnungen führen. Um dieser Abhängigkeit Rechnung zu tragen werden zwei Gleichungen, einmal für Eiskonzentrationen nahe 0% und einmal nahe 100%, gesucht. Aus 4.5 folgt bei Eiskonzentrationen C = 0für die Polarisationsdifferenz P_0 und den atmosphärischen Einfluss c_0 sowie für Eiskonzentrationen C = 1 für P_1 und c_1 :

$$P_0 = b c_0 \tag{4.6}$$

$$P_1 = (a+b)c_1 (4.7)$$

Nach Taylorentwicklung von Gleichung 4.5 um die Werte C = 0 und C = 1 ergibt sich:

$$P = ac_0 C + P_0 \qquad \text{für} \quad C \to 0 \tag{4.8}$$

$$P = ac_1 C + P_1 - ac_1$$
 für $C \to 1.$ (4.9)

Dabei wurden alle Terme höherer Ordnung vernachlässigt und angenommen, dass die Variation des atmosphärischen Einflusses zwischen offenem Wasser (C = 0) und geschlossener Eisdecke (C = 1) eine glatte Funktion der Eiskonzentration ist, bei der die Ableitungen des atmosphärischen Einflusses c'_0 für C = 0 und c'_1 für C = 1 gleich Null sind. Mit den Beziehungen 4.6 und 4.7 folgt für die Eiskonzentration aus 4.8 und 4.9:

$$C = \frac{b}{a} \frac{P}{P_0} - \frac{b}{a} \qquad \text{für} \quad C \to 0 \qquad (4.10)$$

$$C = \left(1 + \frac{b}{a}\right) \frac{P}{P_1} - \frac{b}{a} \qquad \text{für} \quad C \to 1.$$
(4.11)

Um auch Eiskonzentrationen zwischen 0 und 100% berechnen zu können, wird zwischen den Gleichungen 4.10 und 4.11 mit Hilfe eines Polynoms dritter Ordnung interpoliert:

$$C = d_3 P^3 + d_2 P^2 + d_1 P + d_0. ag{4.12}$$

Um hieraus die Eiskonzentration zu bestimmen, werden zwei Fixpunkte (*Tie-Points*) benötigt, die a priori in die Berechnung einfließen: die Polarisationsdifferenz P_0 für C = 0 und die Polarisationsdifferenz P_1 für C = 1. Die partiellen Ableitungen von 4.10 und 4.11 ergeben sich zu:

$$\left. \frac{\partial C}{\partial P} \right|_{C \to 0} = \frac{b}{aP_0} \tag{4.13}$$

$$\left. \frac{\partial C}{\partial P} \right|_{C \to 1} = \frac{1 + b/a}{P_1}. \tag{4.14}$$

Wenn b/a als konstant vorausgesetzt wird, sind damit vier Bedingungen gefunden, um die vier Koeffizienten d_i aus 4.12 zu bestimmen. Es ergibt sich folgendes Gleichungssystem:

$$\begin{bmatrix} P_0^3 & P_0^2 & P_0 & 1\\ P_1^3 & P_1^2 & P_1 & 1\\ 3P_0^3 & 2P_0^2 & P_0 & 0\\ 3P_1^3 & 2P_1^2 & P_1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} d_3\\ d_2\\ d_1\\ d_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0\\ 1\\ b/a\\ 1+b/a \end{bmatrix}.$$
 (4.15)

Svendsen et al. (1987) haben den Parameter b/a mit typischen Werten für Meereis und Meerwasser belegt:

$$\frac{b}{a} = \frac{\Delta \epsilon_W T_W}{\Delta \epsilon_E T_E - \Delta \epsilon_W T_W} = -1,14.$$

Dieses Gleichungssystem kann nun gelöst werden. Mit den so gefundenen Koeffizienten d_i kann mit Gleichung 4.12 aus der gemessenen Polarisationsdifferenz P die gesuchte Eiskonzentration C berechnet werden.

Kaleschke et al. (2001) und Kaleschke (2003) haben zur Lösung von Gleichung 4.12 einen anderen Weg gewählt. Das Polynom 4.12 wird durch einen Polynomfit genähert. Die Randbedingungen des Polynomfits werden durch die *Tie-Points* P_0 und P_1 und weitere Stützstellen, die durch die Ableitungen 4.13 und 4.14 bestimmt werden, festgelegt.

In dieser Arbeit wird dagegen das Gleichungssystem 4.15 analytisch gelöst. Hierfür wird nach der Cramerschen Regel vorgegangen (Bronstein et al., 1996). Abbildung 4.2 veranschaulicht einige typische Verläufe von Gleichung 4.12 für die so gefundenen d_i , die in Tabelle 4.2 angegeben sind. Für den gestrichelte Teil der roten Kurve in Abbildung 4.2 würden falsche Eiskonzentrationen berechnet. Polarisationsdifferenz P die kleiner als der *Tie-Point* P_1 für 100% Eisbedeckung sind, entsprechen der Eiskonzentration C = 1entsprechen. Durch den Polynomverlauf würden diesen niedrigen Polarisationsdifferenzen aber Eiskonzentrationen kleiner als 1 (linker gestrichelter Teil



Abbildung 4.2: Einige typische Verläufe des Polynoms $C = d_3P^3 + d_2P^2 + d_1P + d_0$, das den Verlauf der Eiskonzentration zwischen hundert Prozent Eisbedeckung und offenem Ozean simuliert. Es wurden vier verschiedene *Tie-Point* Kombinationen verwendet.

der Kurve) zugewiesen. Genauso verhält es sich mit Polarisationsdifferenzen, die größer als P_0 sind. Um diese Fehler zu vermeiden, werden Polarisationsdifferenzen, die kleiner oder größer als die *Tie-Points* sind, auf 100% bzw. 0% Eiskonzentrationt gesetzt:

$$P < P_1 \Rightarrow C = 1$$
$$P > P_0 \Rightarrow C = 0$$

Entscheidend für die Berechnung der Eiskonzentration ist die Bestimmung der *Tie-Points*. Dies wird in Abbildung 4.2 deutlich. Hier wurde der *Tie-Point* P_1 zwischen 7 und 20 K und der *Tie-Point* P_0 zwischen 40 und 50 K variiert. Die Verläufe der Polynome sind unterschiedlich, woraus stark abweichende Eiskonzentrationen resultieren können.

Von Svendsen et al. (1987) wurde vorgeschlagen, die *Tie-Points* direkt aus den Maxima und Minima der Polarisationsdifferenz des betrachteten Tages oder Schwads zu bestimmen. Dies erwies sich aber in der Praxis als schwierig, da die Daten durch den atmosphärischen Einfluss stark variieren und deshalb

Tabelle 4.2: Die Koeffizienten d_i des Polynoms 4.12 für verschieden *Tie-Points* P_0 und P_1 . Die Versionsnummer des ASI-Algorithmus, für die sie verwendet werden, ist ebenfalls angegeben (Version 6 wird in Abschnitt 4.4.2 beschrieben).

ASI Ver.	P_0 [K]	P_1 [K]	$d_{3} \cdot 10^{-5}$	$d_{2} \cdot 10^{-3}$	d_1	d_0
	50	20	4,096	-4,564	$0,\!126$	-0,030
3	47	7,5	$0,\!494$	-0,475	-0,012	$1,\!117$
5	47	11,7	1,640	$-1,\!618$	0,019	0,971
6 Ark	51	6	-0,061	0,063	-0,024	1,142
6 Ant	66	5,8	-0,226	0,300	-0,027	1,149

nicht sicher gestellt ist, dass das Minimum 100% Eis und das Maximum 0% Eis repräsentiert.

Kaleschke et al. (2001) benutzen feste *Tie-Points*, die aus einem Vergleich mit Referenz-Eiskonzentrationen gewonnen werden. Dabei werden die *Tie-Points* P_0 und P_1 so large variiert, bis die Differenz zwischen ASI und Referenz-Eiskonzentrationen minimal wird. Je nach verwendetem Referenz-Datensatz ergeben sich unterschiedliche *Tie-Points* und damit unterschiedliche Versionen des ASI-Algorithmus. Diese werden durch nachgestellte Nummern unterschieden. Für die täglich am Institut für Umweltphysik der Universität Bremen aus den SSM/I-Daten berechneten und im Internet zur Verfügung gestellten Eiskarten werden Tie-Points benutzt (ASI 3, $P_0 = 47,0$ K, $P_1 = 7.5 \,\mathrm{K}$), die aus dem Vergleich mit Eiskonzentrationen des NASA-TEAM Algorithmus gewonnen wurden. Eine weitere Anwendung war ein Vergleich mit dem Storfjorden Polynyen-Modell (Haarpaintner et al., 2001; Pease, 1987), der die Tie-Points $P_0 = 47,0$ K, $P_1 = 11,7$ K lieferte (ASI Version 5). Für den ASI-Algorithmus für AMSR(-E)-Daten haben als erster Ansatz die *Tie-Points* des Storfjorden Polynyen-Modells (ASI 5) gute Übereinstimmung mit den BOOTSTRAP Eiskonzentrationen geliefert.

4.2.2 Wetterfilter

Die so gefundenen Eiskonzentrationen weisen vor allem über dem offenen Wasser starke Fehler durch den Einfluss der Atmosphäre auf. Die Helligkeitstemperaturen von Schlechtwettergebieten (vor allem Wolken mit hohem Flüssigwasseranteil (*Cumulus-Congestus*)) haben bei 89 GHz eine wesentlich geringere Polarisationsdifferenz als die des offenen Meeres. Deshalb werden sie vom ASI-Algorithmus fälschlich als Eis erkannt. Dieser Effekt ist durch den großen Unterschied der Polarisationsdifferenzen über dem Meer dominant. Bei Eiskonzentrationen nahe 100% spielt er kaum eine Rolle. In der Eisrandzone hingegen, bei mittleren Eiskonzentrationen, können Schlechtwettergebiete zu einer Überschätzung der Eiskonzentration führen. Durch die Bildung von Tagesmittelwerten aus mehreren Überflügen des Sensors wird dieser Einfluss abgeschwächt.

Zusätzlich erhöhen hohe Windgeschwindigkeiten durch die Aufrauung der Meeresoberfläche deren Emissivität. Dies beeinflusst den horizontal polarisierten Anteil der Strahlung stärker als den vertikalen (Wentz, 1983). Auch hierdurch kann es zu Polarisationsdifferenzen über dem Meer kommen, die falsch als Eis klassifiziert werden. Über dem offenen Wasser werden falsche Eiskonzentrationen durch drei Wetterfilter nahezu eliminiert.

Der BOOTSTRAP-Algorithmus als Wetterfilter

Der in Abschnitt 4.1 beschriebene BOOTSTRAP-Algorithmus dient als erster Wetterfilter für die aus den 89 GHz-Kanälen berechneten Eiskonzentrationen C(ASI). Der atmosphärische Einfluss auf die BOOTSTRAP-Eiskonzentrationen ist geringer als beim ASI-Algorithmus, da die Opazität der Atmosphäre für die beim BOOTSTRAP-Algorithmus verwendeten Frequenzen kleiner ist (vergleiche Abbildungen 2.6 bis 2.7 auf Seiten 25–26). Zusätzlich wird von den beim BOOTSTRAP implementierten Wetterfiltern profitiert. Alle Werte des ASI-Algorithmus, für die die BOOTSTRAP Werte kleiner als 5% sind, werden auf 0 gesetzt:

$$C(BOOTSTRAP) \le 5\% \Rightarrow C(ASI) = 0.$$

Damit wird ein Großteil der falschen Eiskonzentrationen im offenen Wasser beseitigt.

Weitere Wetterfilter

Zusätzlich zum BOOTSTRAP-Algorithmus werden zwei weitere Wetterfilter eingesetzt, die Kombinationen der tieferen Frequenzen benutzen, um fälschlich im offenen Wasser angezeigte Eiskonzentrationen zu eliminieren. Beide Wetterfilter nutzen Schwellwerte. Alle Datenpunkte oberhalb der Schwellwerte werden als offenes Wasser klassifiziert, für alle anderen findet der ASI-89 GHz-Algorithmus (Abschnitt 4.2.1) Anwendung. Die Schwellwerte müssen nun so gewählt werden, dass möglichst alle falsch erkannten Eiskonzentrationen herausgefiltert werden, aber reale Datenpunkte mit geringer Eiskonzentration noch als solche erkannt werden. Die Schwellwerte wurden so gewählt, dass alle Eiskonzentrationen über 15% sicher erkannt werden. Dies ist der Wert, der für Satellitenradiometermessungen als Eiskante definiert wurde (Gloersen et al., 1992; Cavalieri et al., 1995). Eiskonzentrationen darunter können in einigen Fällen durch die Wetterfilter unterdrückt werden.

GR(36,5/18,7) Wetterfilter

Für das SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) auf dem Nimbus-7 Satelliten wurde von Gloersen und Cavalieri (1986) ein Wetterfilter entwickelt, der die mit der Summe normierte Differenz der vertikalen 37 und 18 GHz Kanäle (*GR*, *Gradient Ratio*) verwendet. Das AMSR(-E) hat ähnliche Kanäle bei 36,5 und 18,7 GHz, die sich in identischer Weise verwenden lassen. Das Verhältnis der Helligkeitstemperaturen

$$GR(36,5/18,7) = \frac{T_B(36,5,V) - T_B(18,7,V)}{T_B(36,5,V) + T_B(18,7,V)}$$

ist für Wasser positiv und für Eis nahe 0 (erstjähriges Eis) oder negativ (mehrjähriges Eis) (siehe Abbildung 2.4). Trägt man GR(36,5/18,7) gegen die mit der Summe normierte Polarisationsdifferenz PR (*Polarisation Ratio*; im folgenden Polarisationsverhältnis genannt, in der Literatur wird PR häufig auch als Polarisation bezeichnet) des 18,7 GHz Kanals

$$PR(18,7) = \frac{T_B(18,7,V) - T_B(18,7,H)}{T_B(18,7,V) + T_B(18,7,H)}$$

auf, lassen sich klar die Cluster für Eis (mehrjähriges und erstjähriges) und Wasser unterscheiden. Dies ist exemplarisch für einen Tag in Abbildung 4.3 dargestellt. Der mit "Wolken" markierte Bereich enthält Datenpunkte mit hohem Wolkenflüssigwasseranteil (obere Hälfte der Ellipse) und hohem Wasserdampfanteil (untere Hälfte der Ellipse) in der Atmosphäre (Cavalieri et al., 1995). Dazwischen können auch Werte mit hoher Windgeschwindigkeit an der Meeresoberfläche liegen. Der blaue Bereich zwischen den Ellipsen Eis und Wasser enthält Datenpunkte mit Eiskonzentrationen zwischen 100% und 0%. Damit entsteht eine Zweideutigkeit für den PR(18,7)-Bereich der Wolkenellipse. Diese PR-Werte können Wolken, aber auch mittlere Meereiskonzentrationen repräsentieren. Würde nur das Polarisationsverhältnis PR als Entscheidungskriterium für die Eiskonzentration herangezogen, wie es in ähnlicher Form beim 89 GHz Algorithmus mit der Polarisationsdifferenz P geschieht, würde der Wolkenbereich als Eis klassifiziert.

Der optimale Schwellwert des Wetterfilters wurde mit Hilfe von Streudiagrammen verschiedener Jahreszeiten sowohl der Arktis als auch der Antarktis bestimmt:

$$GR(36,5/18,7) \ge 0.045 \Rightarrow C(ASI) = 0$$



Abbildung 4.3: Streudiagramm des Gradientenverhältnisses GR(36,5/18,7) gegen das Polarisationsverhältnis PR(18,7) für den 18. Januar 2004. Es lassen sich gut mehrjähriges (MY), erstjähriges Eis (FY) und Wasser unterscheiden. Die horizontale Linie markiert den Schwellwert des GR(36,5/18,7) Wetterfilters. Der Cluster im roten Rechteck repräsentiert Eis auf Seen und Flüssen (siehe Abb. 4.22 auf Seite 83 und Abschnitt 4.6.4). Datendichte in willkürlichen Einheiten.

Eine Übersicht über die zur Bestimmung des Schwellwerts verwendeten Tage und die Streudiagramme dieser findet sich in Anhang C auf Seite 118.

GR(23,8/18,7) Wetterfilter

Messwerte mit hohem Wasserdampfanteil in der Atmosphäre können sich auch noch unterhalb der durch den GR(36,5/18,7) Wetterfilter festgelegten Schwellwertlinie befinden. Um auch diese noch zu filtern, wird ein weiterer Wetterfilter speziell für den Wasserdampf verwendet.

Ein Filter, der ähnliche Frequenzen benutzt, wurde von Cavalieri et al. (1995) erstmals für die SSM/I-Frequenzen 22,2 GHz und 19,4 GHz vorge-



Abbildung 4.4: Die Opazität der polaren Atmosphäre für 8 und 2 kg/m^2 Wasserdampfgehalt, aufgetragen gegen die Frequenz. Die Steigung zwischen den Schnittpunkten 18,7 und 23,8 GHz ist für 8 kg/m^2 deutlich größer als für 2 kg/m^2 und kann damit als Unterscheidungskriterium für hohen Wasserdampfgehalt dienen.

schlagen. Der 23,8 GHz Kanal des AMSR(-E) liegt nahe der Wasserdampfabsorptionslinie bei 22,235 GHz (siehe Abbildungen 2.6 und 4.4). Bildet man das vertikale Gradientenverhältnis der 23,8 und 18,7 GHz Kanäle

$$GR(23,8/18,7) = \frac{T_B(23,8,V) - T_B(18,7,V)}{T_B(23,8,V) + T_B(18,7,V)},$$

kann damit eine Aussage über den Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre gemacht werden. Nach Gleichung 2.3 hängt die gemessene Helligkeitstemperatur von der Opazität τ der Atmosphäre ab. In Abbildung 4.4 ist die Opazität für 2 und 8 kg/m² Wasserdampfsäule gegen die Frequenz aufgetragen. Auch wenn die Helligkeitstemperatur nicht linear von der Opazität abhängt, veranschaulicht Abbildung 4.4 gut die Funktionsweise des Wetterfilters. Für die beiden benutzten Frequenzen sind die Schnittpunkte mit den beiden Opazitätsgraphen als a,b,c und d eingezeichnet. Die Differenz der Opazität zwischen den Punkten c und d für den hohen Wasserdampfgehalt (8 kg/m²) ist größer als die Differenz zwischen den Punkten a und b für



Abbildung 4.5: Streudiagramm von GR(23,8/18,7) gegen PR(18,7) für den 18. Januar 2004. Die vertikale Linie markiert den für den Wetterfilter gefundenen Schwellwert. Datendichte in willkürlichen Einheiten.

 2 kg/m^2 Wasserdampf. Ähnlich verhält sich GR(23,8/18,7) für unterschiedlichen Wasserdampfgehalt. Weiterhin muss in Betracht gezogen werden, dass GR(23,8/18,7) für den reinen Oberflächentyp Eis ohne Atmosphäre negativ oder nahe 0 ist (siehe Abbildung 2.4). Dies wirkt der Erhöhung von GR(23,8/18,7) durch hohen Wasserdampfanteil entgegen. Für den Oberflächentyp Wasser ist GR(23,8/18,7) positiv und addiert sich damit zum Wasserdampfeffekt. Somit ist es durch korrektes Einstellen des Schwellwerts für GR(23,8/18,7) möglich, Datenpunkte mit hohem Wasserdampfanteil über Meerwasser auszufiltern.

In Abbildung 4.5 ist das Gradientenverhältnis GR(23,8/18,7) gegen das Polarisationsverhältnis PR(18,7) aufgetragen. Es ergeben sich ähnliche Cluster wie für GR(36,5/18,7) in Abbildung 4.3. Der eingezeichnete Schwellwert des Wetterfilters wurde mit Hilfe von Streudiagrammen verschiedener Jahreszeiten beider Hemisphären gewählt:

$$GR(23,8/18,7) \ge 0.04 \Rightarrow C(ASI) = 0$$

Alle verwendeten Streudiagramme sind in Anhang C auf Seite 118 wiedergegeben.

Die Eingangsgrößen der beiden Wetterfilter für den 18. Januar 2004 sind in Abbildung 4.6(a) gegeneinander aufgetragen. Die Schwellwerte beider Filter GR(36,5/18,7) = 0.045 und GR(23,8/18,7) = 0.04 sind eingezeichnet.



Abbildung 4.6: (a) Streudiagramm des Gradientenverhältnisses GR(23,8/18,7) gegen GR(36,5/18,7) für den 18. Januar 2004. Die Bereiche oberhalb und rechts von den Schwellwertlinien werden als Wasser klassifiziert. In Abbildung (b) sind blau die vom GR(36,5/18,7)- und grün die vom GR(23,8/18,7)-Wetterfilter gefundenen Gebiete eingezeichnet. Gebiete, die von beiden Wetterfiltern abgedeckt werden, sind rot markiert.

In Abbildung 4.6(b) ist die durch die Schwellwerte in (a) gefundene Wettermaske dargestellt. Rote Flächen markieren Bereiche in denen beide Wetterfilter ansprechen. Die blauen Bereiche werden nur vom GR(36,5/18,7)-Wetterfilter, die grünen nur vom GR(23,8/18,7)-Wetterfilter gefunden. Innerhalb der schwarzen Bereiche kann die Eiskonzentration Werte zwischen 0% und 100% annehmen. An diesem Tag werden nur wenige Datenpunkte durch den GR(23,8/18,7)-Filter eliminiert, die nicht schon durch den GR(36,5/18,7)-Wetterfilter abgedeckt sind. Das ist nicht repräsentativ. Vor allem im Sommer kann es zu höherem Wasserdampfgehalt, wie z.B. in dem in Abbildung 4.7 betrachteten Fall, in der Atmosphäre kommen. In Abbildung 4.7(c) wird wieder der gleiche Farbkode verwendet. Hier sind kaum noch Bereiche, die nur vom GR(36,5/18,7)-Wetterfilter gefunden werden (blau) und größere Bereiche die nur vom GR(23,8/18,7)-Wetterfilter gefunden werden (grün), zu sehen. Hier hat der GR(23,8/18,7)-Filter größere Bedeutung.

Abschließend noch ein Beispiel zur Veranschaulichung der Effizienz der kombinierten Wetterfilter BOOTSTRAP, GR(36,5/18,7) und GR(23,8/18,7)für einen Schlechtwetter-Tag. Von Miao et al. (2000) wurde ein Verfahren zur Detektion von Wolkenflüssigwasser über Wasser und Eis vorgestellt. Darin wird der so genannte R-Faktor definiert, der ein Maß für die Wolkensignatur, eine Linearkombination aus Wolkenflüssigwasserpfad und einem geringen Anteil Wasserdampfpfad, ist. Am 15. August 2002 ziehen in der Arktis einige Tiefdruckgebiete mit hohem Wolkenflüssigwasseranteil über die Eiskante, südlich von Island befindet sich ein Tiefdruckwirbel (siehe Druckverteilung in Abbildung A.1). Der R-Faktor für diesen Tag ist in Abbildung 4.7(b) wiedergegeben. In Abbildung 4.7(a) wurde nur der ASI-Algorithmus ohne Wetterfilter verwendet. Der Tiefdruckwirbel vor Island, das Tiefdruckgebiet nördlich der Beringstraße und die Schlechtwettergebiete östlich von Grönland werden als falsche Eiskonzentrationen wiedergegeben. Selbst die Struktur des Tiefdruckwirbels ist zu erkennen. Der Einfluss der Atmosphäre ist also, gerade im Sommer, nicht zu vernachlässigen. Nach Anwendung der drei Wetterfilter ist der Großteil der falschen Eiskonzentrationen eliminiert (Abb. 4.7(c)). Nordöstlich der Beringstraße, in der Karasee und im Hudson Bay bleiben einige falsche Eiskonzentrationen übrig. Dieses Beispiel betrachtet einen Tag mit vielen Tiefdruckgebieten und großem Einfluss der Atmosphäre auf die verwendeten Mikrowellenfrequenzen. Den überwiegenden Teil der Tage und die gesamte Winterzeit über funktionieren die Wetterfilter noch wesentlich zuverlässiger. Der BOOTSTRAP Wetterfilter ist relativ kongruent zu den beiden GR Wetterfiltern. Durch seine Anwendung werden nur noch wenige zusätzliche Datenpunkte gefiltert (1 bis 2% der Gesamtmenge). Die beiden GR Wetterfilter sind durch die zwei Schwellwerte einfacher zu handhaben und an verschiedene Gegebenheiten (zum Beispiel saisonale) anzupassen. Für Anwendungen, bei denen das gewünscht ist, könnte es sinnvoll sein, den BOOTSTRAP Wetterfilter wegzulassen. Hier wird er aber weiter verwendet, da er bei Verwendung der globalen und saisonunabhängigen Tie-Points des ASI Algorithmus immer noch eine Verbesserung darstellt.

Maske: Maximale-Eisausdehnung

Eine weitere Möglichkeit, um weit von der Eiskante entfernte falsche Eiskonzentrationen zu beseitigen, ist der Einsatz einer Eismaske. Der Datensatz von Comiso (1999) umfasst die BOOTSTRAP Eiskonzentrationen der Jahre 1979 bis 2002. Sie wurden aus den Daten des SMMR und SSM/I gewonnen. Innerhalb dieser 23 Jahre wurde die maximale Eisausdehnung bestimmt und ein Sicherheitsabstand von 50 km addiert. In Zeiten abnehmender Meereisausdehnung kann davon ausgegangen werden, dass Meereis nur in dem so bestimmten Bereich auftritt. Die so gewonnenen Eismasken können vom NSIDC (*National Snow and Ice Data Center*) bezogen werden und sind in Abbildung 4.8 wiedergegeben. Alle Datenpunkte im weißen Bereich werden auf 0% Eiskonzentration gesetzt.



Abbildung 4.7: Vergleich für den 15. August 2002: ASI Algorithmus ohne (a) und mit (c) Wetterfilter. Gebiete mit hohem Flüssigwassergehalt (b) erzeugen falsche Eiskonzentrationen in (a). Die Wetterfilter kompensieren diesen Effekt nahezu komplett (c). In (d) sind die von den Wetterfiltern abgedeckten Gebiete eingezeichnet: blau kennzeichnet die vom GR(36,5/18,7)(nur im Eisrandbereich sichtbar), grün für die vom GR(23,8/18,7) Wetterfilter gefundenen Gebiete. Gebiete, die von beiden Wetterfiltern abgedeckt werden, sind rot markiert.



(a) Eismaske Arktis

(b) Eismaske Antarktis

Abbildung 4.8: Die maximale Ausdehnung des Meereises zwischen den Jahren 1979 und 2002 zuzüglich 50 km. Grau entspricht Land, weiß nie mit Eis bedecktem Wasser und schwarz der maximalen Eisausdehnung.

4.3 Gitterprojektion

Die berechneten Eiskonzentrationen sollen schlussendlich in einem polarstereographischen Gitter dargestellt werden.

4.3.1 Abtastabstand der Schwaddaten

Zunächst werden die ASI-Eiskonzentrationen aber aus den Schwaddaten berechnet. Dabei ergibt sich als erstes Problem, dass, wie in Abschnitt 3.1.1 beschrieben, nur die 89 GHz-Kanäle in 5 km Abtastabstand vorliegen. Alle anderen Kanäle haben einen Abtastabstand von 10 km. Wie zuvor beschrieben, benötigen die ASI-Wetterfilter auch die tiefen AMSR(-E)-Frequenzen. Diese müssen also auf die 5 km Abtastung der 89 GHz-Kanäle interpoliert werden. Innerhalb des A-Scans (siehe Abbildung 3.4 auf Seite 34) wird der 5 km Abtastabstand durch lineare Interpolation der benachbarten Datenpunkte der entsprechenden 10 km Auflösung gewonnen. Beim B-Scan ist der Fall etwas schwieriger. Der B-Scan liegt zwischen den A-Scans und in ihm sind nur 89 GHz-Daten enthalten. Die Informationen der anderen Kanäle müssen aus dem A-Scan gewonnen werden. Der *Footprint* der tiefen Frequenzen ist immer größer als 5 km. Für jeden Abtastpunkt des B-Scans wird daher der Wert des am nächsten liegenden Punktes aus dem A-Scan als repräsentativ ausgewählt. Der Abstand zwischen A- und B-Scan ist aber innerhalb der Schwadbreite nicht konstant. Auch ist die Reihenfolge der A- und B-Scans für aufsteigende und absteigende Überflüge unterschiedlich. Es ist also nicht möglich, einen festen eindeutigen Bezug zwischen A- und B-Scan herzustellen. Aus diesem Grund wird der Winkelabstand zwischen zwei Punkten auf einer Kugel als Kriterium benutzt. Für jeden Punkt des B-Scans wird der Winkelabstand zu 14 umliegenden Punkten der A-Scans vor und nach dem B-Scan berechnet und der Punkt mit dem geringsten Winkelabstand ausgewählt. Diese Menge und Anordnung von Punkten enthält immer das Minimum des Abstands. Sollte das Mittel der so gefundenen Winkelabstände aller Punkte eines Schwads 0,05° (ca. 5,5 km auf der Erdoberfläche) auf Grund fehlender Daten überschreiten, wird der Schwad verworfen. Jetzt liegen die Helligkeitstemperaturen aller Kanäle in 5 km Abtastung sowohl auf dem A- als auch dem B-Scan vor. Mit diesem Datensatz werden die ASI-Eiskonzentrationen der Schwaddaten berechnet. Dies ergibt für den AMSR-E 29 Schwaddatensätze mit jeweils einem Halb-Orbit pro Tag.

4.3.2 Polarstereographische Projektion

Vom NSIDC wurde in NSIDC (1990, 1996) ein Gitter für die Darstellung von SSM/I-Helligkeitstemperaturen und Eiskonzentrationen im Bereich der Arktis und Antarktis definiert. Es wird eine polarstereographische Projektion mit Projektionsfläche bei 70° nördlicher bzw. südlicher Breite verwendet. Der Projektionsursprung liegt dabei am gegenüberliegenden Pol. Die Erde wird auf eine Ebene, die die Erde bei 70° schneidet, projiziert (siehe Abbildung 4.9). 70° Breite wurden gewählt, da dort die so gewonnenen Karten längentreu sind. In diesen Breitengraden liegt die für die Meereisfernerkundung wichtige Eisrandzone, die möglichst verzerrungsfrei abgebildet werden soll. Der Grad der Verzerrung nimmt zum Aquator und Pol hin zu. An den Polen beträgt der Grad der Verzerrung 3%, an den Kartenrändern werden bis zu 34% erreicht (NSIDC, 1990). Die Eckkoordinaten der Karten sind in Tabelle 4.3 angegeben. Es ist auf einen Abstand der Gitterpunkte von 25 km angelegt. Für die Projektion der AMSR(-E)-Daten werden ganzzahlige Teiler davon verwendet, um einen einfachen Vergleich zu ermöglichen. Je nach gewünschter Auflösung werden Karten mit einem Gitterabstand von 6,25 oder 3,125 km benutzt. Die Umrechnung der geographischen Koordinaten der Schwaddaten in polarstereographische Koordinaten erfolgt nach den in Snyder (1983) angegebenen Gleichungen. Dabei wurde das Hughes-Ellipsoid $(a = 6378,273 \,\mathrm{km}, b = 6356,889 \,\mathrm{km})$ als Referenzellipsoid für die Erde verwendet.



Abbildung 4.9: Polarstereographische Projektion: Der Punkt P auf der Erdoberfläche wird auf den Punkt P' projiziert. Der Projektionsursprung liegt dabei am gegenüberliegenden Pol (Z). Die Projektionsebene schneidet die Erde bei 70° Breite.

Tabelle 4.3: Die Eckkoordinaten der für die Projektion der Eiskonzentrationen verwendeten polarstereographischen Gitter der nördlichen und südlichen Hemisphäre (siehe z.B. Abb. 4.12 und 4.13). Der Ursprung der xy-Angaben liegt am Nord- bzw. Südpol.

Ecke	nördliche H	emisphäre	südliche Hemisphäre			
	Breite, Länge	x,y [km]	Breite/Länge	x,y [km]		
untere	$33,92^{\circ},-80,74^{\circ}$	-3850, -5350	$-41,45^{\circ},-135,00^{\circ}$	-3950, -3950		
linke						
untere	$34,35^{\circ},-9,97^{\circ}$	3750, -5350	$-41,45^{\circ},135,00^{\circ}$	3950, -3950		
rechte						
obere	$30,98^{\circ}, 168,35^{\circ}$	-3850, 5850	$-39,23^{\circ},-42,24^{\circ}$	-3950, 4350		
linke						
obere	$31,37^{\circ}, 102,34^{\circ}$	3750, 5850	$-39,23^{\circ},42,24^{\circ}$	3950, 4350		
rechte						

4.3.3 Gitterinterpolation

Die Eiskonzentrationen der Schwaddaten liegen nun in polarstereographischen Koordinaten vor, die beliebig über das Gitter verteilt sind. Hieraus müssen jetzt Werte für die Gitterpunkte interpoliert werden. Dabei wird folgende gewichtete Interpolation der umliegenden Punkte verwendet (*weighted nearest neighbor*-Verfahren von GMT (*The Generic Mapping Tools*) (Wessel und Smith, 1991, 1998), siehe Abbildung 4.10):



Abbildung 4.10: Gitterinterpolation: Die roten Messpunkte werden verwendet, um den Wert des Gitterpunkts A zu interpolieren. Dabei werden sie mit $w(r) = (R_S^2) / (R_S^2 + 9r^2)$ gewichtet.

- Definition eines Kreises mit Radius R_S , in dem Messwerte zur Interpolation liegen können.
- Kreis R_S um jeden Gitterpunkt legen und in vier Sektoren einteilen (blaue Schnitte in Abb. 4.10).
- Den nächstliegendsten Messpunkt jedes Sektors auswählen (rote Punkte in Abb. 4.10) und mit

$$w(r) = \frac{R_S^2}{R_S^2 + 9r^2}$$

4.3. GITTERPROJEKTION

gewichten. Hierbei ist r der Abstand des Datenpunkts vom Gitterpunkt. Hierdurch werden alle eingehenden Werte in Abhängigkeit vom quadratischen Abstand mit 1 bis $\frac{1}{10}$ gewichtet. Ist mindestens einer der Sektoren leer, wird der Gitterpunkt verworfen.

• Die vier Gewichte zusammen auf eins normieren und damit den interpolierten Wert am Gitterpunkt berechnen. Der gemittelte Wert S in Punkt A ergibt sich dann für $i = 1 \dots 4$ zu:

$$S(A) = \frac{\sum_{i=1}^{4} w(r_i) S(r_i)}{\sum_{i=1}^{4} w(r_i)}.$$

Für die Interpolation ist es unwichtig, wie viele Messpunkte im Bereich des Gitters vorliegen. Alle Gitterpunkte, um die nicht wenigstens ein Messpunkt pro Sektor innerhalb des Suchradius R_S liegt, bleiben leer. So ist es möglich, sowohl einzelne Schwade (Abbildung 4.11) als auch die Daten aller Überflüge eines Tages ins Gitter zu interpolieren (Abbildung 4.12 und 4.13). Bei allen Eiskonzentrationskarten dieser Arbeit handelt es sich, wenn nicht anders angegeben, um aus allen Überflügen eines Tages interpolierte Daten.

4.3.4 Kartendarstellung

Landgebiete innerhalb der Kartengebiete werden ausmaskiert, dabei werden die mit dem freien Softwarepaket GMT gelieferten Küstenlinien verwendet (Wessel und Smith, 1996). Zusätzlich können über den Landgebieten noch topographische Informationen eingeblendet werden (Siehe Abbildungen 4.12 und 4.13). Dabei wird der GLOBE-Datensatz (GLOBE Task Team et al., 1999) in einem Gitter von einer Bogenminute verwendet. Neben der optisch ansprechenden Darstellung kann die Topographie der Küstenregionen Aufschluss über Phänomene im Meereis nahe der Küste liefern, zum Beispiel das Entstehen von Küstenpolynyen durch katabatische Winde. Es werden zwei verschiedene Farbskalen verwendet. Die erste versucht den visuellen Eindruck des Eises, den man als menschlicher Beobachter vom All aus hätte, wiederzugeben: 0 bis 100% Eiskonzentration wird durch eine Farbskala von blau (Wasser) nach schwarz (Eis und Wasser gemischt) nach weiß (Eis) dargestellt (Abbildungen 4.12 und 4.13). Die zweite Farbskala ist der des NIC (National Ice Center, Washington DC, USA) nachempfunden: Eiskonzentrationen bis 80% werden in 10% Schritten farblich unterschieden, höhere in 5% Schritten. Zusätzlich wurde eine gesonderte Farbe für 99 bis 100% Eiskonzentration eingeführt (Abbildung 4.11 auf der nächsten Seite). Diese Karten werden täglich aus den AMSR-E-Daten des vorherigen Tages berechnet und im Internet



Abbildung 4.11: ASI-Eiskonzentrationen am 18. Januar 2004 eines AMSR-E Schwades. Zusammengesetzt aus zwei Dateien (063-Ascending und 079-Descending), jede enthaltend die Daten eines halben Umlaufs. (NIC-Farbskala.)



Abbildung 4.12: ASI-Eiskonzentrationen der Arktis am 18. Januar 2004 auf ein polarstereographisches Gitter projiziert. Der Kasten markiert das später zum Vergleich verwendete Gebiet (Abschnitt 4.4).



Abbildung 4.13: ASI Eiskonzentrationen der Antarktis am 11. November 2003 auf ein polarstereographisches Gitter projiziert.

unter www.seaice.de und www.iup.physik.uni-bremen.de zur Verfügung gestellt. Dort werden auch Daten einiger ausgesuchter Regionen, wie Ostsee, Ochotskisches Meer, Kaspisches Meer und weitere, in einem 3,125 km Gitter veröffentlicht (Beispiel: Abb. 4.18(c) auf Seite 78).

4.4 Validierung

Zur Validierung des ASI-Algorithmus müssen Kriterien gefunden werden, anhand derer man die Qualität der berechneten Eiskonzentrationen überprüfen kann. Der naheliegendste Ansatz ist der Vergleich mit Feldmessungen der Eisbedeckung. Dabei erweist sich jedoch die grobe Auflösung des Sensors als Problem. Die Fläche eines *Footprints* des 89 GHz-Kanals beträgt immer noch 19 km². Feldmessungen können also immer nur wenige Pixel der späteren Karte abdecken. Außerdem werden Daten nur über einen kurzen Zeitraum im Jahr aufgenommen, der nicht unbedingt repräsentativ für den Rest des Jahres ist. Für das AMSR(-E) sind zwei Validationskampagnen in polaren Regionen durchgeführt worden. Leider liegen ihre Daten noch nicht vor und konnten somit hier nicht verwendet werden. Außerdem wurden bei diesen Kampagnen nur Radiometermessungen durchgeführt, aus deren Daten dann ebenfalls erst Eiskonzentrationen berechnet werden müssen, wobei wieder Fehler auftreten. Eine direkte Bestimmung der Eiskonzentration, z.B. per Videoauswertung im optischen Spektrum, hat bislang nicht stattgefunden.

In dieser Arbeit wird die Validierung durch einen Vergleich mit anderen aus Satellitendaten gewonnenen Meereiskonzentrationen durchgeführt. Es wird ein Verfahren präsentiert, um die ASI-Eiskonzentrationen durch Variation der *Tie-Points* an beliebige Referenz-Eiskonzentrationen anzupassen. Danach wird die Qualität des Algorithmus anhand von Fallbeispielen im Vergleich zu anderen Satellitendaten verdeutlicht. Das wird auch in Kapitel 5 fortgesetzt, in dem der ASI-Algorithmus als Vergleich zu einem Algorithmus zur Bestimmung der Eiskante verwendet wird.

4.4.1 Vergleich mit BOOTSTRAP-Daten

In den ASI-Algorithmus gehen zwei freie Parameter, die *Tie-Points* P_0 und P_1 , ein, die vor der Berechnung bekannt sein müssen. Die *Tie-Points* P_0 und P_1 repräsentieren die vom Satelliten gemessenen Referenz-Polarisationsdifferenzen für 0% und 100% Eisbedeckung im *Footprint* des Sensors. In diese geht auch der atmosphärische Einfluss mit ein. Da der atmosphärische Einfluss zeitlich sehr variabel ist, müssten die *Tie-Points* idealerweise täglich neu bestimmt werden. Svendsen et al. (1987) schlagen vor, die *Tie-Points* aus dem Maximum und Minimum der Polarisationsdifferenzen jedes Schwads neu zu bestimmen. Dieses Verfahren lieferte häufig keine guten Ergebnisse, da durch den atmosphärischen Einfluss die *Tie-Points* zu stark schwanken und das Maximum und Minimum nicht repräsentativ für 0% bzw. 100% Eisbedeckung sind. Kaleschke et al. (2001) bestimmen die *Tie-Points* durch einen Vergleich mit Referenz-Eiskonzentrationen, die durch Flugzeugmessungen in der Region Spitzbergen gewonnen wurden. Dabei wurden die Tie-Points P_0 und P_1 so lange variiert, bis eine Regression mittels der Methode der kleinsten Quadrate eine optimale Übereinstimmung zwischen Referenz- und ASI-Eiskonzentrationen lieferte. Es wurde gezeigt, dass diese Tie-Points auch über einen längeren Zeitraum gute Übereinstimmung der ASI-Eiskonzentrationen mit NASA-TEAM-Eiskonzentrationen liefern (Kaleschke et al., 2001; Kaleschke, 2003). Das Verfahren liefert konsistente Eiskonzentrationen, obwohl keine lokale oder zeitliche Anpassung der Tie-Points erfolgt. In Kern et al. (2003) wird ein Vergleich mit einem Eiskonzentrationsalgorithmus, der den atmosphärischen Einfluss explizit berücksichtigt, angestellt. Beim ASI-Verfahren wurden keine signifikant falschen Eiskonzentrationen festgestellt. Die aus einem SAR-Bild gewonnene Eiskante wurde sogar besser reproduziert.

Als erster Ansatz werden daher in dieser Arbeit auch feste *Tie-Points* verwendet, die im Vergleich mit dem BOOTSTRAP-Algorithmus für AMSR-Daten gute Ergebnisse liefern. Es wurde exemplarisch für einige Tage und unterschiedliche Regionen die Differenz zwischen ASI- und BOOTSTRAP-Eiskonzentrationen gebildet. Dafür wurden die höher aufgelösten ASI-Eiskonzentrationen mit einer zweidimensionalen Gauß-Funktion gefaltet, deren Halbwertsbreite der mittleren Auflösung der 18,7 GHz-Kanäle von 21 km entspricht. Dieser Ansatz wurde gewählt, da die Auflösung durch die Größe des *Footprints* bestimmt ist, der gerade die Konturlinie der gegenüber dem Mittelpunkt auf die Hälfte gefallenen Intensität der Strahlung ist. Eine Gauß-Funktion kann als Näherung für die Antennencharakteristik verwendet werden. Die räumliche Auflösung der Eiskonzentrationen wird in erster Linie durch die Auflösung der niedrigsten verwendeten Frequenz, hier 18,7 GHz, bestimmt, daher wird die Auflösung des ASI-Algorithmus daran angepasst. Für die Tie-Points $P_0 = 47 \,\mathrm{K}$ und $P_1 = 11,7 \,\mathrm{K}$ ergibt sich für die ASI-Eiskonzentrationen eine Abweichung von etwa $\pm 5\%$ gegenüber den BOOTSTRAP-Eiskonzentrationen abhängig von Jahreszeit und Region, wobei der ASI-Algorithmus die Eiskonzentrationen in der Arktis im Vergleich zu den BOOTSTRAP-Ergebnissen eher unterschätzt und in der Antarktis eher überschätzt. Ein Beispiel ist in Abbildung 4.4.1 dargestellt. Eine systematische Untersuchung wurde nicht durchgeführt, da der BOOTSTRAP-Algorithmus für AMSR(-E) noch als experimentell und nicht validiert gilt. Die für ihn verwendeten *Tie-Points* werden ausdrücklich als *vorläufig* bezeichnet. Seine Ergebnisse werden aber schon im Internet veröffentlicht und sollten nicht ganz falsch sein. Daher sollte der ASI-Algorithmus vergleichbare Ergebnisse liefern. Das war in allen untersuchten Gebieten der Fall. Zu beachten ist noch die Abweichung von der Ursprungsgeraden in Abbildung 4.14(e). Während ASI- und BOOTSTRAP-Daten über den Bereich

4.4. VALIDIERUNG



Abbildung 4.14: Vergleich der ASI- und BOOTSTRAP-Eiskonzentrationen in der Baffin Bay am 31.12.2002. Abbildung (c) stellt die Differenz zwischen Abbildung (a) und (b) dar. Abbildung (d) gibt das Histogramm und das Streudiagramm für die Eiskonzentrationen zwischen 0 und 100% und Abbildung (e) das entsprechende für die Eiskonzentrationen zwischen 80 und 100% wieder.

aller Eiskonzentrationen zwischen 0% und 100% erwartungsgemäß hoch korreliert sind (Abbildung 4.14(d)), da es zwei Häufungspunkte der Daten bei 0% und nahe 100% gibt, ist die Korrelation mit 0,7 zwischen den Daten zwischen 80% und 100% Eiskonzentration deutlich niedriger. Dies deutet darauf hin, dass die Algorithmen einigen Eisoberflächen verschiedene Eiskonzentrationen zuordnen. So könnte der BOOTSTRAP-Algorithmus durch die bei den verwendeten niedrigeren Frequenzen größere Eindringtiefe der elektromagnetischen Strahlung in Eis durch Schichtungen im Eis und überfrorene Schmelztümpel stärker beeinflusst sein als der ASI-Algorithmus. Das Bild ist auf jeden Fall sehr uneinheitlich. In Abbildung 4.14(c) fallen die hohen und sowohl negativen als auch positiven Differenzen im Eisrandbereich auf. In einigen Bereichen liefert der ASI-Algorithmus um bis zu 25% höhere Eiskonzentrationen als der BOOTSTRAP, in anderen Bereichen ist es umgekehrt. Nach Abschluss der Validierung des BOOTSTRAP-Algorithmus sollte ein genauerer Vergleich angestellt werden.

4.4.2 Anpassung an NASA-TEAM-SSM/I-Daten

Bisher wurden die *Tie-Points* des ASI-Algorithmus manuell angepasst und danach das Ergebnis mit anderen Daten verglichen. Im Folgenden wird eine Methode vorgestellt, die die ASI-Eiskonzentrationen unter Minimierung der mittleren quadratischen Abstands an Referenz-Eiskonzentrationen anpasst.

Als Referenzdatensatz werden mit dem NASA-TEAM-Algorithmus aus SSM/I-Daten bestimmte Eiskonzentrationen verwendet. Der NASA-TEAM-Algorithmus wurde von Cavalieri et al. (1984) für den Sensor SMMR entwickelt und später an den SSM/I-Sensor angepasst und um Wetterfilter ergänzt (Gloersen und Cavalieri, 1986; Cavalieri und St. Germain, 1995; Cavalieri et al., 1995). Der NASA-TEAM-Algorithmus wurde vielfach validiert und mit anderen Daten verglichen (Cavalieri et al., 1990, 1991; Cavalieri, 1992; Comiso et al., 1997). Er wird neben dem BOOTSTRAP-Algorithmus seit 1987 operationell mit SSM/I-Daten eingesetzt. Daher gelten NASA-TEAM-Eiskonzentrationen als einer der zuverlässigsten Datensätze für Meereiskonzentrationen. Für diesen Vergleich haben sie noch den Vorteil, dass die Eiskonzentrationen mit einem anderen Sensor als dem AMSR(-E) bestimmt werden. Systematische Fehler zwischen AMSR(-E) und SSM/I sollten so minimiert werden. Es werden Tagesmittelwerten der NASA-TEAM-Meereiskonzentrationen des Jahres 2003 verwendet. Die Daten liegen im in Abschnitt 4.3.2beschriebenen Gitter mit einem Gitterabstand von 12,5 km vor. Die aus den AMSR(-E)-Daten mit dem ASI-Algorithmus berechneten Eiskonzentrationen sollen an diesen Datensatz angepasst werden.

Der mittlere quadratische Abstand S von ASI- und NASA-TEAM-Eis-

4.4. VALIDIERUNG

konzentrationen, der auch als mittlerer quadratischer Fehler, MSE (*Mean Square Error*), bezeichnet werden kann, wenn die NASA-TEAM-Daten als Referenz angesehen werden, soll minimiert werden:

$$S = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (C_{ASI} - C_{NT})^2.$$
(4.16)

Dabei sind C_{ASI} die mit dem ASI-Algorithmus aus den AMSR(-E)-Daten berechneten Eiskonzentrationen und C_{NT} die mit dem NASA-TEAM-Algorithmus aus den SSM/I-Daten berechneten Eiskonzentrationen; n ist die Anzahl der verwendeten Messpunkte. Die zwei *Tie-Points* P_0 und P_1 für C_{ASI} sollen so verändert werden, dass S minimal wird. Die ASI-Eiskonzentrationen werden mit dem in Abschnitt 4.4.1 beschriebenen Verfahren verunschärft, um die Auflösung an die räumliche Auflösung der NASA-TEAM-SSM/I-Eiskonzentrationen anzupassen. Dabei wurde die mittlere *Footprint*-Größe von 54 km der SSM/I-19 GHz-Kanäle als Zielauflösung verwendet.

Da keine analytische Lösung des Problems möglich ist, wird eine iterative Lösung gewählt. Diese iterative Minimierung in Abhängigkeit von zwei freien Variablen wird mit der Simplex-Methode nach Nelder und Mead (1965) vorgenommen (siehe auch Blobel und Lohmann (1998)). Dabei handelt es sich um eine direkte Suchmethode des Minimums, die keine Ableitungen der zu minimierenden Funktion verwendet. Es werden jedoch geschickt Informationen aus den vorangegangenen Iterationsschritten ausgenutzt, um das Minimum in möglichst wenig Schritten zu finden. Das Konvergenzverhalten der Methode ist gut, wenn die Anfangsparameter sinnvoll gesetzt werden. Hier wurde als Startwert $P_0 = 8 \text{ K}$ und $P_1 = 45 \text{ K}$ mit einer Anfangsschrittweite für P_0 von 8 K und für P_1 von 3 K gewählt. Der Algorithmus berechnet zunächst für 3 verschiedene Kombinationen von P_0 und P_1 die Funktionswerte S_i (i = 1, 2, 3). Die zugehörige, von P_0 und P_1 abhängige Variable sei $x_i(P_0, P_1)$. Als erste Kombination werden die Anfangswerte von P_0 und P_1 und die um die Anfangsschrittweiten variierten P_0 und P_1 verwendet. Das so gefundene Dreieck aus Funktionswerten (in mehr Dimensionen wäre es ein Polyeder oder Simplex, daher der Name der Methode) wird nun je nach den gefundenen Werten verändert. Dazu werden die S_i nach ihrer Größe sortiert und der Schwerpunkt der Koordinaten $c = (x_1 + x_2)/2$ der beiden besseren Punkte gebildet. Die Koordinaten des schlechtesten, d.h. größten Funktionswerts S_3 werden nun in Richtung dieses Schwerpunkts c verschoben. Dabei stehen vier Transformationen zur Verfügung, die der Reihe nach abgearbeitet werden, bis ein besserer Punkt als S_3 gefunden ist:

• Reflexion von S_3 am Schwerpunkt.

- Streckung des Dreiecks Richtung Schwerpunkt.
- Stauchung des Dreiecks Richtung Schwerpunkt.
- Sollte durch die obigen Operationen kein besserer Funktionswert als S_3 gefunden werden, wird das ganze Dreieck verkleinert.

Diese Schritte werden so lange wiederholt, bis sich die Funktionswerte S_i nicht mehr ändern.

Dieses Verfahren wird verwendet, um die optimal an den NASA-TEAM-Algorithmus angepassten *Tie-Points* des ASI-Algorithmus für das Jahr 2003 zu bestimmen. Dabei wird der Wertebereich für P_0 und P_1 auf physikalisch sinnvolle Werte begrenzt. P_1 darf im Bereich 0 K bis 15 K variiert werden, für P_0 wird die Obergrenze in jedem Iterationsschritt auf folgende Weise neu festgelegt:

- Berechnung der ASI-Eiskonzentrationen C aus AMSR(-E) -Daten ohne Wetterfilter (SVENDSEN-Algorithmus, siehe Abschnitt 4.2.1).
- Berechnung des Mittelwerts \overline{P}_W und der Standardabweichung $\sigma_{\overline{P}_W}$ der Polarisationsdifferenz P für alle Messwerte mit der Eiskonzentration C = 0, also alle Werte, die schon vom Algorithmus ohne Wetterfilter als offenes Wasser erkannt werden. Dies stellt sicher, dass nur Messwerte, die durch die Atmosphäre wenig beeinflusst sind, in die Mittelung eingehen.
- Als Obergrenze für P_0 wird dann $\overline{P}_W + \sigma_{P_W}$ festgelegt. Diese Maßnahme stellt sicher, dass das durch die Simplex-Minimierungsmethode gefundene P_0 nicht zu stark von der vom AMSR(-E)-Radiometer gemessenen Polarisationsdifferenz für offenes Wasser abweicht.

Arktis

Die Anpassung der *Tie-Points* in der Arktis wurde für das ganze Jahr 2003 in dem in Abbildung 4.12 auf Seite 59 eingezeichneten Gebiet durchgeführt. Dieses $412,5 \times 1200 \text{ km}^2$ große Gebiet ist das ganze Jahr über größtenteils mit Eis bedeckt, abgesehen vom südlichen Rand, wo immer ein kleiner Bereich mit offenem Wasser bleibt. Es konnten Daten von 341 Tage zwischen dem 01.01.2003 und 31.12.2003 ausgewertet werden. Die restlichen Tage standen auf Grund von Datenausfällen oder Datenfehlern nicht zur Verfügung. Die Monatsmittelwerte der mit diesem Datensatz berechneten *Tie-Points* und die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichungen *S* sind in Tabelle



Abbildung 4.15: Monatsmittelwerte der durch den Vergleich mit NASA-TEAM-Daten in dem in Abbildung 4.12 markierten Bereich in der Arktis gefundenen *Tie-Points* des ASI-Algorithmus für das Jahr 2003.

4.4 zusammengefasst, in Abbildung 4.15 ist der zeitliche Verlauf der Monatsmittelwerte aufgetragen. Die Werte der Eiskonzentrationen C des ASI und NASA-TEAM-Algorithmus sind hierbei zwischen 0 bis 1 skaliert (entspricht 0% bis 100% Eisbedeckung). Für die Monate Februar und August 2003 wurde die Anpassung für das gesamte in Abbildung 4.12 gezeigte Gebiet durchgeführt (siehe Tabelle 4.5). Aufgrund des hohen Rechenaufwands konnte diese Untersuchung nicht für einen längeren Zeitraum durchgeführt werden. Für die Anpassung in dem in Abbildung 4.12 gekennzeichneten Ausschnitt ergibt sich über das ganze Jahr 2003 gemittelt eine mittlere Abweichung von $\sqrt{S} = 0.08 \pm 0.02$ zwischen den Eiskonzentrationsdaten des ASI und NASA-TEAM-Algorithmus. Das ist bezogen auf den Wertebereich der Eiskonzentration zwischen 0 und 1 eine geringe Abweichung. Die mit dem ASI-Algorithmus aus AMSR(-E)-Daten berechneten Eiskonzentrationen konnten also erfolgreich an die aus SSM/I-Daten bestimmten NASA-TEAM-Eiskonzentrationen angepasst werden. Als über das Jahr gemittelte Tie-Points ergeben sich $P_0 = (51 \pm 9)$ K und $P_1 = (6,0 \pm 1,5)$ K. Die Standardabweichungen der Tie-Points sind groß im Verhältnis zum Wert der Tie-

Tabelle 4.4: ASI-*Tie-Points* P_0 und P_1 , die für das in Abbildung 4.12 auf Seite 59 eingezeichnete Gebiet der Arktis für das Jahr 2003 als optimale Anpassung an den NASA-TEAM-SSM/I-Algorithmus berechnet wurden. \sqrt{S} ist die mittlere Abweichung von ASI- und NASA-TEAM-Eiskonzentrationen, σ die Standardabweichung der entsprechenden Größen und r die relative Standardabweichung.

Monat	$P_0 \pm \sigma_{P0} [\mathrm{K}]$	r_{P0}	$P_1 \pm \sigma_{P1} [\mathrm{K}]$	r_{P1}	$\sqrt{S} \pm \sigma_{\sqrt{S}}$	$r_{\sqrt{S}}$
Januar	60 ± 5	0,08	$4,5 \pm 0,5$	0,10	$0,062 \pm 0,009$	0,14
Februar	47 ± 7	$0,\!15$	$5,8 \pm 0,7$	0,12	$0,074 \pm 0,016$	0,21
März	49 ± 6	$0,\!13$	$6,4 \pm 0,4$	0,06	$0,062 \pm 0,010$	0,17
April	44 ± 6	$0,\!15$	$7,1\pm1,0$	0,14	$0,072 \pm 0,016$	0,22
Mai	41 ± 7	$0,\!17$	$7,7 \pm 1,1$	0,15	$0,069 \pm 0,014$	0,21
Juni	54 ± 5	$0,\!10$	$7,6 \pm 2,0$	0,27	$0,081 \pm 0,020$	0,24
Juli	55 ± 6	0,11	$6,0 \pm 1,1$	0,19	$0,091 \pm 0,014$	0,15
August	58 ± 6	0,11	$5,3\pm1,1$	0,21	$0,094 \pm 0,024$	0,25
September	63 ± 4	0,06	$4,2 \pm 0,7$	0,18	$0,077 \pm 0,014$	0,18
Oktober	52 ± 6	0,12	$4,5 \pm 0,6$	0,12	$0,084 \pm 0,013$	0,16
November	41 ± 6	$0,\!16$	$5,9 \pm 1,0$	0,17	$0,080 \pm 0,011$	0,14
Dezember	48 ± 8	$0,\!17$	$7,1 \pm 0,6$	0,08	$0,055 \pm 0,014$	0,24
Gesamt	51 ± 9	0,18	$6,0\pm1,\overline{5}$	0,25	$0,\!076\pm0,\!019$	0,26

Tabelle 4.5: ASI-*Tie-Points* P_0 und P_1 der Arktis für das Jahr 2003. Sie wurden als optimale Anpassung der ASI-AMSR-Ergebnisse an die NASA-TEAM-SSM/I-Ergebnisse berechnet. \sqrt{S} ist die quadratische Abweichung von ASI- und NASA-TEAM-Eiskonzentrationen, σ die Standardabweichung der entsprechenden Größen und r die relative Standardabweichung.

Monat	$P_0 \pm \sigma_{P0}$ [K]	r_{P0}	$P_1 \pm \sigma_{P1}$ [K]	r_{P1}	$\sqrt{S} \pm \sigma_{\sqrt{S}}$	$r_{\sqrt{S}}$
Februar	64 ± 3	0,05	$7,3 \pm 0,2$	0,03	$0,035 \pm 0,003$	0,09
August	66 ± 4	0,06	$4,6 \pm 0,2$	0,05	$0,042 \pm 0,008$	0,18

Points (relative Standardabweichungen von 0,18 bzw. 0,25), was neben der großen täglichen Variabilität, auf die in Abbildung 4.15 zu erkennen starken Schwankungen über das Jahr zurückzuführen ist. Absolut variiert P_0 wesentlich stärker als P_1 . Die relative Standardabweichung ist aber für P_0 und P_1 in der gleichen Größenordnung (siehe Tabelle 4.4). Die gefundenen P_0 und P_1 -Werte variieren zwar über das Jahr, es lässt sich aber in Abbildung 4.15 kein klarer Jahresgang erkennen, der unterschiedliche Tie-Points für verschiedene Jahreszeiten rechtfertigen würde. Der hohe P_0 -Wert des Januars stört den jahreszeitabhängigen Verlauf. Betrachtet man den Januar-Wert als Ausreißer, der durch besondere klimatologische Bedingungen im Januar 2003 entstanden ist, und beachtet den Januar daher nicht, würde sich durchaus ein Jahresgang identifizieren lassen. Die Tie-Points P_0 der Monate Juni bis Oktober, in denen Schmelzbedingungen herrschen, sind größer als die der restlichen Monate. Für die P₁-Tie-Points verhält es sich umgekehrt. Um diese Annahme zu bestätigen, müssten mehrere Jahre untersucht werden, was nicht möglich ist, da die AMSR-E-Daten erst seit Juli 2002 verfügbar sind. Eine ähnliche Untersuchung könnte aber mit SSM/I-Daten über mehrere Jahre durchgeführt werden. Für das untersuchte Gebiet werden $P_0 = 51 \,\mathrm{K}$ und $P_1 = 6 \text{ K}$ als konstante *Tie-Points* ohne jahreszeitliche Variation vorgeschlagen.

Für kleine Eiskonzentrationen nahe C = 0 ergibt sich aus Gleichung 4.10 auf Seite 41 mit der Standardabweichung $\sigma_{P_0} = 9$ und mit $P = P_0$ eine Variabilität der Eiskonzentration von $\sigma_{C_{C\to 0}} = 0,20$. Diese große Variabilität von 20% gilt nur nahe 0% Eiskonzentration. In diesem Wertebereich sorgen die zusätzlichen Wetterfilter aus Abschnitt 4.2.2 für eine Reduzierung des Fehlers, da sie zusätzliche Bedingungen zur Identifizierung von offenem Wasser verwenden. Niedrige Eiskonzentrationen unterhalb etwa 10% bis 15% werden dabei immer auf die Eiskonzentration C = 0 gesetzt. In diesem Wertebereich wird der Fehler der Eiskonzentration daher hauptsächlich durch die Güte der Wetterfilter festgelegt.

Nahe 100% Eiskonzentration ist die aus Gleichung 4.11 auf Seite 41 für die Standardabweichung $\sigma_{P_1} = 1,5$ bestimmte Variabilität mit $\sigma_{C_{C\to 1}} = 0,035$ wesentlich kleiner. Eine Variabilität von 3,5% für hohe Eiskonzentrationen ist durchaus tolerabel, zumal es weitere Fehlerquellen in der gleichen Größenordnung gibt (siehe Abschnitt 4.5).

Streng genommen sind die *Tie-Points* nur für das verglichene Gebiet gültig. Eine Auswertung der gesamten Arktis war auf Grund der Größe und der damit verbundenen Rechenzeit nicht möglich. Die probeweise für die gesamte Arktis berechneten Werte für die beiden Monate Februar und August 2003 in Tabelle 4.5 weichen für die beiden *Tie-Points* $P_0 = 62 \pm 3$ und $P_0 = 66 \pm 4$ auch deutlich von dem in dem begrenzten Gebiet gefundenen Tie-Point $P_0 = (51 \pm 9)$ K ab und liegen auch nicht innerhalb dessen Fehlerintervall. Die Tie-Points $P_1 = 7,3 \pm 0,2$ und $P_1 = 4,6 \pm 0,2$ für die gesamte Arktis liegen schon näher an $P_1 = (6,0 \pm 1,5)$ K für das begrenzte Gebiet und betrachtet man die Variabilität von P_1 in Tabelle 4.4, passen die beiden Tie-Points P_1 der gesamten Arktis ganz gut ins Bild. Da hauptsächlich der Tiepoint P_1 die richtige Berechnung der wichtigen hohen Eiskonzentrationen bestimmt, werden die Tie-Points $P_0 = 51$ K und $P_1 = 6$ K durchaus auch zur Verwendung in der ganzen Arktis empfohlen.

Die Variabilität des Tie-Points P_0 kann verschiedene Gründe haben. So geht in das gekennzeichnete Gebiet in Abbildung 4.12 nur ein kleiner Anteil offenes Wasser ein, im Gegensatz dazu sind im gesamten für die Arktis definierten Gitter in Abbildung 4.12 große offene Wasserflächen vorhanden, die darüberhinaus nicht in der Nähe des Eisrandes liegen. Eine so unterschiedliches Verhältnis der zwei Oberflächentypen kann bei der Minimierung zu unterschiedlichen Ergebnissen führen. So verringert z.B. die Windaufrauung des Wassers die Polarisationsdifferenz P. Da die gemessenen Polarisationsdifferenzen als obere Schranke in den Minimierungsalgorithmus eingehen, kann dies Einfluss auf den gefundenen Tie-Point P_0 haben.

Antarktis

Für die Antarktis wurde mit derselben Minimierungsmethode eine Anpassung der ASI-AMSR-Eiskonzentrationen an die NASA-TEAM-SSM/I-Eiskonzentrationen durchgeführt. Die Minimierung wurde auf dem gesamten in Tabelle 4.3 definierten und in Abbildung 4.13 dargestellten Gitter durchgeführt. Es konnten 351 Tage des Jahres 2003 ausgewertet werden, die restlichen Tage waren nicht verfügbar oder fehlerhaft. Die Monatsmittelwerte der gefundenen Tie-Points und der mittlere Abweichung \sqrt{S} sind in Tabelle 4.6 angegeben, eine Darstellung des Verlaufs der Tie-Points über das Jahr 2003 findet sich in Abbildung 4.16. Die mittleren Abweichungen \sqrt{S} nach der Optimierung sind mit durchschnittlich $\sqrt{S} = 0.05 \pm 0.01$ kleiner als die mittlere Abweichung in dem in der Arktis untersuchten Gebiet ($\sqrt{S} = 0.08 \pm 0.02$). Dies ist auf den größeren Anteil von offenem Wasser zurückzuführen, da Messpunkte mit Wasser sowohl für den ASI- als auch den NASA-TEAM-Algorithmus immer die Eiskonzentration 0 haben. Betrachtet man Abbildung 4.16, so kann eine jahreszeitliche Variation der *Tie-Points* eher als in Abbildung 4.15 ausgemacht werden. P_0 fällt zwischen März und Mai zum Winter hin ab und steigt zwischen Oktober und November zum Sommer hin wieder an. P_1 zeigt genau umgekehrt einen Anstieg zum Winter und ein Abfallen zum Sommer. Es könnte also sinnvoll sein, für Sommer- und Wintermonate unterschiedliche *Tie-Points* zu verwenden. Dafür müsste der

4.4. VALIDIERUNG

Tabelle 4.6: ASI-*Tie-Points* P_0 und P_1 der Antarktis für das Jahr 2003. Sie wurden als optimale Anpassung der ASI-AMSR-Ergebnisse an die NASA-TEAM-SSM/I-Ergebnisse berechnet. \sqrt{S} ist die mittlere Abweichung von ASI- und NASA-TEAM-Eiskonzentrationen, σ die Standardabweichung der entsprechenden Größen und r die relative Standardabweichung.

Monat	$P_0 \pm \sigma_{P0} [\mathrm{K}]$	r_{P0}	$P_1 \pm \sigma_{P1}$ [K]	r_{P1}	$\sqrt{S} \pm \sigma_{\sqrt{S}}$	$r_{\sqrt{S}}$
Januar	73 ± 2	0,03	$5,3 \pm 0,4$	0,08	$0,031 \pm 0,005$	0,15
Februar	73 ± 2	0,02	$5,1 \pm 0,4$	0,07	$0,023 \pm 0,002$	0,08
März	73 ± 2	0,02	$5,1 \pm 0,4$	0,07	$0,025 \pm 0,003$	0,13
April	66 ± 5	0,08	$5,7 \pm 0,3$	0,06	$0,033 \pm 0,003$	0,08
Mai	60 ± 6	0,10	$6,5 \pm 0,5$	0,07	$0,040 \pm 0,003$	0,08
Juni	63 ± 7	0,10	$5,9 \pm 0,4$	0,06	$0,050 \pm 0,005$	0,10
Juli	59 ± 5	0,08	$6,0 \pm 0,2$	0,05	$0,053 \pm 0,002$	0,03
August	59 ± 4	0,07	$6,2 \pm 0,2$	0,04	$0,061 \pm 0,005$	0,08
September	58 ± 4	0,06	$6,4 \pm 0,2$	0,03	$0,062 \pm 0,003$	0,05
Oktober	61 ± 4	0,06	$6,3 \pm 0,1$	0,02	$0,059 \pm 0,005$	0,08
November	72 ± 4	0,05	$5,4 \pm 0,2$	0,03	$0,055 \pm 0,004$	0,08
Dezember	75 ± 1	0,02	$5,3\pm0,3$	0,05	$0,043 \pm 0,005$	0,11
Gesamt	66 ± 8	0,12	$\mathbf{5,8\pm0,\overline{6}}$	0,10	$0,\!046\pm0,\!\overline{013}$	0,28

Effekt aber über mehrere Jahre betrachtet werden. So lange liegen jedoch noch keine Daten vom AMSR(-E) vor. Hier werden wieder die Jahresmittelwerte $P_0 = (66 \pm 8)$ K und $P_1 = (5,8 \pm 0,6)$ K als konstante *Tie-Points* empfohlen. Durch die Standardabweichungen von P_0 und P_1 ergibt sich mit Gleichungen 4.6 und 4.7 für die Eiskonzentration $C \rightarrow 0$ nahe 0% ein Standardabweichung von $\sigma_{C\rightarrow 0} = 0,14$ und für Eiskonzentrationen $C \rightarrow 1$ nahe 100% ein Standardabweichung von $\sigma_{C\rightarrow 1} = 0,014$. Die Standardabweichungen sind in der gleichen Größenordnung wie in der Arktis, aber insgesamt kleiner. Die Standardabweichung von P_1 ist mit 1,4% klein im Vergleich zu anderen Fehlern (Abschnitt 4.5). Dies ist die Variabilität, die durch das Festhalten des *Tie-Points* P_1 über das Jahr verursacht wird. Es stellt sich daher die Frage, ob es überhaupt sinnvoll ist, die *Tie-Points* jahreszeitabhängig zu variieren, wenn die maximal zu erzielende Verbesserung für die wichtigen hohen Eiskonzentrationen unter 2% liegt, was wiederum unter den durch andere Einflüsse verursachten Fehlern liegt (Abschnitt 4.5).

Der in der Antarktis für offenes Wasser gefundene *Tie-Point* $P_{0,Ant} = 66 \pm$ 8 K ist wesentlich größer als der in dem Gebiet der Arktis gefundene *Tie-Point* $P_{0,Ark} = 51 \pm 9$ K. Dies könnte, wie im letzten Absatz des letzten Abschnitts auf Seite 70 erklärt, auf das unterschiedlich große Verhältnis von Wasser



Abbildung 4.16: Monatsmittelwerte der durch den Vergleich mit NASA-TEAM-Daten in der Antarktis gefundenen *Tie-Points* des ASI-Algorithmus des Jahres 2003.

und Eis im Untersuchungsgebiet in der Arktis im Vergleich zur Antarktis zurückzuführen sein. Die für die Arktis, $P_{1,Ark} = (6,0 \pm 1,5)$ K und Antarktis, $P_{1,Ant} = (5,8 \pm 0,6)$ K gefundenen *Tie-Points* für 100% Eisbedeckung sind sehr ähnlich, so dass eine hemisphärische Abhängigkeit der *Tie-Points* nicht bestätigt werden kann.

Durch die Simplex-Minimierungsmethode konnten sowohl für die Arktis als auch für die Antarktis *Tie-Points* gefunden werden, die die ASI-AMSR-Meereiskonzentrationen im Mittel den NASA-TEAM-SSM/I-Eiskonzentrationen angleichen. Für den *Tie-Point* P_1 könnte in der Arktis und Antarktis der gleiche Wert verwendet werden. Da aber die *Tie-Points* P_0 für Arktis und Antarktis abweichen, werden zwei unterschiedliche Sätze an *Tie-Points* für die Arktis und Antarktis verwendet, auch wenn höchstwahrscheinlich keine hemisphärische Abhängigkeit der *Tie-Points* vorliegt. Für die an die NASA-TEAM-Ergebnisse angepasste ASI-Version 6 werden die *Tie-Points* $P_{0,Ark} = 51$ und $P_{1,Ark} = 6$ für die Arktis und $P_{0,Ant} = 66$ und $P_{1,Ant} = 5,8$ für die Antarktis verwendet.
Tägliche Anpassung

Die in den letzten beiden Abschnitten verwendete Simplex-Minimierungsmethode eignet sich auch dazu, um die Eiskonzentration des ASI-Algorithmus täglich an eine Referenzeiskonzentration anzugleichen. Es werden jeden Tag neue *Tie-Points* berechnet, wobei aus den AMSR(-E)-Messungen ein physikalisch sinnvoller Wertebereich bestimmt wird (siehe Aufzählung auf Seite 66). Wenn die Referenzeiskonzentration mit einem Algorithmus bestimmt wird, der durch die Atmosphäre weniger beeinflusst wird als der ASI-Algorithmus, ergibt sich durch diese tägliche Anpassung eine mittlere Atmosphärenkorrektur des ASI-Algorithmus. Der Einfluss kleinskaliger Tiefdruckgebiete, die den atmosphärischen Einfluss lokal stark ändern, kann damit zwar nicht beseitigt werden, für die Korrektur der Schwankung des mittleren atmosphärischen Einflusses im Untersuchungsgebiet sollte diese Methode aber einen Vorteil gegenüber festen *Tie-Points* bringen.

Als Referenzeiskonzentrationen eignen sich wieder die aus SSM/I-Daten berechneten NASA-TEAM-Eiskonzentrationen, da sie wie die AMSR(-E) -Daten täglich aktuell zur Verfügung stehen. So werden zunächst täglich neu die NASA-TEAM-Eiskonzentrationen aus den SSM/I-Daten berechnet und danach die aus AMSR-E-Daten bestimmten ASI-Eiskonzentrationen daran angepasst. Sollte der BOOTSTRAP-Algorithmus für AMSR(-E) -Daten einmal hinreichend gut validiert sein, würden auch seine Ergebnisse sich als Referenz anbieten. Prinzipiell können alle Eiskonzentrationsdaten, die das Untersuchungsgebiet abdecken, als Referenz verwendet werden.

4.5 Fehlerbetrachtung

Als erstes soll der Einfluss der Variabilität der atmosphärischen Opazität τ , der Helligkeitstemperaturdifferenzen des Wassers, $\Delta T_{B_W} = \Delta \epsilon_W T_W$, und des Eises, $\Delta T_{B_E} = \Delta \epsilon_E T_E$, auf die mit dem ASI-Algorithmus bestimmten Eiskonzentrationen C betrachtet werden. Die *Tie-Points* werden dabei als bekannt vorausgesetzt. Hierzu werden in-situ Messungen von Schiffskampagnen verwendet. Diese können, da die Messungen nur über einen kurzen Zeitraum und lokal sehr begrenzt durchgeführt wurden, nur einen groben Eindruck des zu erwartenden Fehlers liefern. Es handelt sich zudem nur um Messungen im Sommer.

Aus einer Vielzahl von Bodenmessungen der NORSEX und MIZEX-Kampagnen (The NORSEX Group, 1983; Onstott et al., 1987) ergeben sich nach Svendsen et al. (1987) im Mittel folgende Werte mit Standardabweichungen: Helligkeitstemperaturdifferenz des Wassers $\Delta T_{B_W} = (82 \pm 4)$ K und des Eises $\Delta T_{B_E} = (10 \pm 4) \text{ K}$. Für Lufttemperaturen am Boden von durchschnittlich -5° während der NORSEX-Kampagne betrug die Opazität $\tau = 0.14 \pm 0.035$ und für Lufttemperaturen von durchschnittlich 5° während der MIZEX-Kampagne wurde eine Opazität von $\tau = 0.27 \pm 0.1$ gemessen. In dieser Untersuchung wird die Opazität von $\tau_E = 0.14 \pm 0.035$ für Gebiete mit Eis und die Opazität von $\tau_W = 0.27 \pm 0.1$ für offenes Wasser angenommen. Dies ist in Übereinstimmung mit Lubin et al. (1997), die ähnliche Werte als typisch für die Atmosphäre im Sommer über Eis und Wasser angeben.

Nach Gleichungen 4.4 und 4.5 auf Seite 40 kann mit diesen gemessenen Größen die Polarisationsdifferenz P in Abhängigkeit von der Eiskonzentration C berechnet werden. Dabei wird ein linearer Verlauf der Opazität zwischen τ_W und τ_E für die Eiskonzentrationen zwischen 100% und 0% angenommen. Die Standardabweichung σ_P der Polarisationsdifferenz ergibt sich dann zu:

$$\sigma_{P} = \left[\left(\frac{\partial P}{\partial \tau} \right)^{2} \sigma_{\tau}^{2} + \left(\frac{\partial P}{\partial \Delta T_{B_{W}}} \right)^{2} \sigma_{\Delta T_{B_{W}}}^{2} + \left(\frac{\partial P}{\partial \Delta T_{B_{E}}} \right)^{2} \sigma_{\Delta T_{B_{E}}}^{2} \right]^{1/2} \\ = \left[(\Delta T_{B_{E}} - \Delta T_{B_{W}})C + \Delta T_{B_{W}})^{2} (-2, 2 e^{-2\tau} + 0, 11 e^{-\tau})^{2} \sigma_{\tau}^{2} \\ + (e^{-\tau} (1, 1 e^{-\tau} - 0, 11)(1 - C))^{2} \sigma_{\Delta T_{B_{W}}}^{2} \\ + (e^{-\tau} (1, 1 e^{-\tau} - 0, 11)C)^{2} \sigma_{\Delta T_{B_{E}}}^{2} \right]^{1/2}.$$

$$(4.17)$$

Mit diesen Gleichungen werden für die bei der NORSEX und MIZEX-Kampagne bestimmten Werte die Polarisationsdifferenz mit Standardabweichung in Abhängigkeit von der Eiskonzentration bestimmt.

Daraus lässt sich nun die Standardabweichung des ASI-Algorithmus in Abhängigkeit von der Eiskonzentration bestimmen. Dabei werden nur die 89 GHz-Kanäle nach dem Algorithmus von Svendsen et al. (1987) verwendet (siehe Abschnitt 4.2.1). Die Wetterfilter finden keine Anwendung. Die Eiskonzentration wird mit Hilfe des Polynoms 4.12 auf Seite 41 bestimmt. Die *Tie-Points* für den ASI-Algorithmus ergeben sich aus den oben berechneten Werten der Polarisationsdifferenz P für die Eiskonzentrationen 0% und 100% ($P_0 = 46, P_1 = 7,4$). Aus Gleichung 4.12 ergibt sich für die Standardabweichung von C:

$$\sigma_C = \left| \frac{\partial C}{\partial P} \sigma_P \right|$$

= $\left| (3d_3P^2 + 2d_2P + d_1) \sigma_P \right|.$ (4.18)

Die so abgeschätzte Variabilität der Eiskonzentration σ_C ist in Abbildung 4.17 abhängig von der Eiskonzentration C wiedergegeben. Hierbei wird nicht



Abbildung 4.17: Verlauf der Standardabweichung der Eiskonzentration σ_C in Abhängigkeit der Eiskonzentration C, wenn Werte und Standardabweichungen für die Opazität ($\tau_W = 0.27 \pm 0.1$, $\tau_E = 0.14 \pm 0.035$), Helligkeitstemperaturdifferenz an der Oberfläche des Wassers ($\Delta T_{B_w} = (82\pm4)$ K) und des Eises ($\Delta T_{B_E} = (10 \pm 4)$ K) bekannt sind. Rot ist die Gesamtstandardabweichung unter Berücksichtigung von σ_{τ} , $\sigma_{\Delta T_{B_W}}$ und $\sigma_{\Delta T_{B_E}}$ eingezeichnet. Für den schwarz gestrichelten Graphen wurde nur σ_{τ} , für den grünen strich-punktierten Graphen nur $\sigma_{\Delta T_{B_W}}$ und für den blau lang-gestrichelten nur $\sigma_{\Delta T_{B_E}}$ berücksichtigt.

berücksichtigt, dass C in der Nähe von C = 1 und C = 0 nicht normalverteilt ist. Die Standardabweichung σ_C beträgt 0,25 für C = 0 und $\sigma_C = 0,057$ für C = 1. Die hohe Standardabweichung der Eiskonzentration bei kleinen Funktionswerten wird durch die große Standardabweichung $\sigma_{\tau_W} = 0,1$ der Opazität über offenem Wasser verursacht. Wählt man $\sigma_{\tau} = 0$, ergibt sich sowohl für C = 0 und C = 1 eine Standardabweichung von $\sigma_C = 0,057$. Durch die Wetterfilter werden aber die Fehler für offenes Wasser unterdrückt, der Fehler für offenes Wasser ist dann nur noch abhängig von der Sensitivität der Wetterfilter. Für Eiskonzentrationen C größer als 0,65, wie sie in der zentralen Arktis vorherrschen, ist die Variabilität kleiner als 0,1. Dies ist ein akzeptabler Wert. Für mittlere Eiskonzentrationen zwischen 0,15 und 0,65 im Eisrandbereich können Abweichungen von bis zu 0,22 auftreten. Der Fehler kann durch Tiefdruckgebiete auch bedeutend größer werden. So steigt die Standardabweichung σ_C für C = 0,15 auf 0,45, wenn für $\tau_W = 0,4 \pm 2$ angenommen wird. Zusätzlich ergeben sich noch Abweichungen durch die nicht optimal angepassten *Tie-Points* (siehe auch 4.4.2). Eine größere Opazität der Atmosphäre als die bei der Bestimmung der *Tie-Points* angenommene, verursacht eine Erhöhung der mittlere Eiskonzentrationen. Mittlere Eiskonzentrationen können durch den atmosphärischen Einfluss also erheblich zu groß angegeben werden. Bei der Schiffsroutenplanung sind Fehler dieses Vorzeichens jedoch weit weniger gefährlich als umgekehrt. Bei klimatologischen Anwendungen relativiert sich der Fehler, weil mittlere Eiskonzentrationen, verglichen mit höheren (>65%) und niedrigen (nahe 0%), nur einen geringe flächenhafte Ausdehnung besitzen.

Als weitere Fehlerquelle kommt die Messgenauigkeit des Radiometers selbst in Betracht. Die radiometrische Auflösung des AMSR-E beträgt bei 89 GHz etwa 1 K (siehe Tabelle 3.2 auf Seite 31). Damit folgt aus Gleichung 4.10 auf Seite 41 für $C \rightarrow 0$ für den Tie-Point $P_0 = 47$ K eine Standardabweichung von $\sigma_{C\rightarrow 0} = 0,034$ und für den Tie-Point $P_0 = 66$ K eine Standardabweichung von $\sigma_{C\rightarrow 0} = 0,024$. Diese Fehler sind gegenüber den zuvor betrachteten Variabilitäten der Eiskonzentration zu vernachlässigen. Für hohe Eiskonzentrationen ergibt sich aus Gleichung 4.11 auf Seite 41 für $C \rightarrow 1$ und dem Tie-Point $P_1 = 11,7$ K eine Standardabweichung von $\sigma_{C\rightarrow 1} = 0,017$ und für $P_1 = 5,8$ K eine Standardabweichung von $\sigma_{C\rightarrow 1} = 0,034$. Diese Fehler sind immer noch kleiner als die zuvor betrachteten Fehlerquellen.

4.6 Fallstudien und Anwendungen

Hier werden kurz einige Beispiele und Anwendungen des ASI-Meereiskonzentrationsalgorithmus vorgestellt. Für einen genaueren Vergleich mit MODIS und vor allem RADARSAT-Daten sei auf Kapitel 5 verwiesen.

4.6.1 Ochotskisches Meer

Im Ochotskischen Meer strömt zu Beginn jeden Jahres Eis aus den nördlichen Regionen des Meeres an der russischen Insel Sachalin entlang bis zur Nordküste Japans. Dabei ist das Eis zeitlich sehr variabel und innerhalb eines Tages kann sich die Eissituation stark verändern. In diesem von Schiffen viel befahrenen Gebiet betreibt Japan einen eigenen Eisdienst. Von Akira Shibata vom Earth Observation Research Center der japanischen JAXA wurde ein RADARSAT-Bild zur Verfügung gestellt, dass die Eisbedeckung am 7. Februar 2004 nördlich von Japan zeigt, siehe Abbildung 4.18(a). Abbildung 4.18(b) zeigt ein MODIS-Bild des entsprechenden Tages und Abbildung 4.18(c) die zugehörigen ASI-Eiskonzentrationen. Die RADARSAT- und MODIS-Szene sind wesentlich höher aufgelöst als die ASI-Eiskonzentrationen (100 m, 500 m und 5 km) und zeigen Strukturen, die in den ASI-Eiskonzentrationen nicht zu erkennen sind. Insgesamt geben die ASI-Eiskonzentrationen aber die Form und Größe der Eiszunge gut wieder. ASI-Eiskonzentrationen aus AMSR-E-Daten stehen täglich zur Verfügung, RADARSAT-Daten in diesem Gebiet nur alle 3 bis 4 Tage. Außerdem ist der Kontrast zwischen Wasser und Eis selten so gut wie im gezeigten Beispiel. MODIS-Daten stehen zwar täglich zur Verfügung, sind aber von Wetter und Licht abhängig. Dieser Region ist häufig unter einer dichten Wolkendecke, welche die MODIS-Daten für die Meereisfernerkundung unbrauchbar macht. ASI-Meereiskonzentrationen sind durch die hohe zeitliche Auflösung eine gute Ergänzung zu räumlich höher aufgelösten Produkten. Alle anderen Verfahren, die die Eiskonzentration aus passiven Mikrowellensensoren bestimmen, haben maximal eine räumliche Auflösung von 20 km und sind damit um einen Faktor vier und mehr schlechter als das ASI-Verfahren.

4.6.2 North Water Polynye

Anhand eines Beispiels werden hier die Unterschiede in der räumlichen Auflösung von drei verschiedenen Meereiskonzentrationen, die mit Mikrowellenradiometer-Daten bestimmt wurden, gezeigt.

Nord-westliche von Grönland im Bereich des Smith-Sunds und der Baffin-Bay befindet sich die *North Water* Polynye. Eine Polynye ist ein eifreies







(b) MODIS-Bild (TERRA), 1:15–1:20 Uhr, Ch. 1,4,3.



Abbildung 4.18: Vergleich der ASI-Eiskonzentrationen mit RADARSATund MODIS-Aufnahmen vom 7. Februar 2004 im Ochotskischen Meer nördlich von Japan.



Abbildung 4.19: Vergleich der drei mit dem BOOTSTRAP-Algorithmus aus AMSR-E-Daten (a), dem ASI-Algorithmus aus SSM/I-Daten (b) und dem ASI-Algorithmus aus AMSR-E-Daten (c) berechneten Meereiskonzentrationen. Dargestellt ist der Bereich des Smith-Sunds nord-westlich von Grönland am 31.12.2002. Hier entwickelt sich jährlich die *North-Water*-Polynye. Deutlich ist der Unterschied in der räumlichen Auflösung zwischen den drei Verfahren zu erkennen.

Gebiet im Meer, wo man auf Grund der allgemeinen klimatologischen Bedingungen Eis vermuten würde. Die *North Water* Polynye ist nicht das ganze Jahr eisfrei, aber die Eisdicke übersteigt selten 30 cm und ab Januar öffnen sich größere eisfreie Bereiche. Diese Polynye wird durch aufsteigendes warmes Meerwasser offen gehalten (*Sensible Heat Polynya*) und ist ein wichtiger Lebensraum für Tiere (Yao und Tang, 2003).

Für dieses Gebiet wurde für den 31.12.2002 die Eiskonzentration mit drei verschiedenen Verfahren bestimmt (Abbildung 4.19). Die Auflösung der Eiskonzentrationen des BOOTSTRAP-Algorithmus unter Verwendung der AMSR-E-Daten ist durch die Auflösung der 18,7 GHz-Kanäle von $16 \times 27 \text{ km}^2$ bestimmt (Abb. 4.19(a)). Für ASI-Eiskonzentrationen aus 85,5 GHz-SSM/I-Daten wird eine Auflösung von $13 \times 15 \text{ km}^2$ erreicht (Abb. 4.19(b)). Die ASI-Eiskonzentrationen aus den 89 GHz-AMSR-E-Daten haben eine Auflösung von $4 \times 6 \text{ km}^2$ (Abb. 4.19(c)). Sie sind in einem Gitter mit 3,125 km Gitterweite dargestellt, während die anderen beiden Eiskonzentrationskarten in einem 12,5 km-Gitter vorliegen. Der Gitterabstand ist aber immer kleiner als die Auflösung der Daten, so dass kein Informationsverlust auftreten sollte.

Klar ist der wesntlich größere Detailreichtum der ASI-AMSR-E-Eiskonzentrationen in Abb. 4.19(c) gegenüber den anderen beiden Verfahren zu erkennen. Deutlich sind offene Wasserflächen der *North Water* Polynye im Eis zu sehen. Bei den anderen beiden Eiskarten Abb. 4.19(a) und 4.19(b) ist in diesen Bereichen nur eine verminderte Eiskonzentration zu erkennen. Die offenen Wasserflächen werden nicht aufgelöst.

Der Wärmefluss zwischen Ozean und Atmosphäre ist über offenem Wasser wesentlich größer als über Eis. Daher ist eine genaue Bestimmung der Ausdehnung der offenen Wasserflächen für gekoppelte Ozean-Atmosphären-Modelle wichtig.

4.6.3 Nord-West-Passage

Der Abenteurer Arved Fuchs hat, nach dem er im Sommer 2002 die Nord-Ost-Passage entlang der russischen Küste durchsegelt hat, im Sommer 2003 versucht, die Nord-West-Passage entlang der kanadischen Küste mit einem traditionellen dänischen Fischkutter, der *Dagmar Aaen* (Abb. 4.20), zu durchsegeln. Seit 2002 gibt es eine Zusammenarbeit zwischen Arved Fuchs und



Abbildung 4.20: Die *Dagmar Aaen*, das von Arved Fuchs verwendete Schiff, sitzt im Packeis fest (September 2003, (Fuchs und Heller, 2003)).

der Universität Bremen. Während 2002 Meereiskonzentrationen aus SSM/I-Daten verwendet wurden, standen 2003 ASI-Meereiskonzentrationskarten aus AMSR-E-Daten zur Verfügung. Diese wurden für verschiedene Ausschnitte der Nord-West-Passage in komprimierter Form über die Webseite www.



Abbildung 4.21: Die Eissituation im Peel-Sund, dem schwierigsten Teil der Nord-West-Passage, für drei verschiedene Tage im September 2003. Der Kreis in der rechten Abbildung markiert die Stelle, an der Arved Fuchs stecken blieb.

seaice.de veröffentlicht und dann über die Satellitenkommunikation der Dagmar Aaen für das entsprechende Gebiet übermittelt. Zwei weitere Segelboote, die Vagabond und die Norwegian Blue, versuchten im Jahr 2003 ebenfalls die gemeinsame Durchquerung der Nord-West-Passage. Auch sie verwendeten unsere öffentlich ins Internet gestellten Eiskarten zur Navigation. Alle Boote versuchten die Passage von West nach Ost zu durchfahren. Ein entscheidendes Nadelöhr ist der in Abbildung 4.21 dargestellte Peel-Sund.

Alle drei Boote trafen hier zu Beginn des Monats Septembers 2003 ein und warteten, dass sich das Eis im Sund öffnete. Die Vagabond und die Norwegian Blue wagten um den 8. September einen Versuch und hatten Glück. In Abbildung 4.21(a) ist in den ASI-Eiskonzentrationen zu erkennen, wie sich das Eis am 8. September im Peel-Sund geöffnet hat und eine schmale, schiffbare Passage freigibt. Auch am 12. September in Abbildung 4.21(b) war der Peel-Sund noch offen. Arved Fuchs auf der Dagmar Aaen, der unter anderem durch unsere Eiskarten über die Eissituation informiert war, wagt die Durchquerung des Peel-Sunds am 14. September. An diesem Tag hat sich der Peel-Sund aber schon wieder auf Grund drehenden Windes geschlossen, wie gut in Abbildung 4.21(c) zu erkennen ist. Die Dagmar Aaen blieb im Eis stecken und kam erst eine Woche später wieder frei. Danach hat Arved Fuchs aufgrund der fortgeschrittenen Jahreszeit keinen weiteren Versuch der Durchquerung mehr unternommen und die Dagmar Aaen liegt über den Winter im Ort Cambridge Bay nahe des Peel-Sunds vor Anker.

Die ASI-Eiskarten haben die Eissituation gut wiedergegeben, sie stehen

allerdings immer erst im nachhinein zur Verfügung. Es wird immer die Eissituation vom vorigen Tag berechnet. In Gebieten, in denen sich das Eis so schnell wie im Peel-Sund bewegt, kann diese Verzögerung für die Schifffahrt zu groß sein. Durch die Zusammenarbeit mit Arved Fuchs konnten weitere Erkenntnisse über die Zuverlässigkeit des ASI-Algorithmus durch Beobachtungen vor Ort gewonnen werden. So beobachtete Arved Fuchs Bereiche mit Eisschollen aus mehrjährigem Eis, die für ein kleines Boot nicht zu durchqueren sind, in den ASI-Eiskarten aber nicht als Eis erkannt wurden. Im Sommer sind diese Schollen teilweise durch Schneeauflage überflutet oder mit Schmelztümpeln bedeckt. Solche nassen Oberflächen sind ein prinzipielles Problem für alle Meereisalgorithmen, die Mikrowellenradiometer verwenden, da die Strahlung kaum in Wasser eindringt und so das darunter liegende Eis nicht detektiert werden kann.

4.6.4 Eis auf Seen und Flüssen

Beim Einstellen des Schwellwerts für den GR(36,5/18,7)-Wetterfilter ist ein anderer interessanter Aspekt in den Daten gefunden worden. Im Winter ist im GR(36,5/18,7) - PR(18,7)-Diagramm ein weiteres Cluster zu identifizieren. Es ist in Abbildung 4.3 auf Seite 47 durch den rot begrenzten Bereich markiert. Er beinhaltet Datenpunkte von zugefrorenen Seen und Flüssen, die in Abbildung 4.22 wiedergegeben sind (vergleiche auch die Eiskonzentration der gesamten Arktis an diesem Tag, Abbildung 4.12 auf Seite 59). Dieses Cluster tritt auch an anderen Wintertagen in der Arktis auf. Mit den eingezeichneten Grenzen ist es im GR(36,5/18,7) - PR(18,7)-Diagramm möglich, neben erstjährigem und mehrjährigen Eis auch Süßwassereis als dritten Eistyp zu identifizieren. Süßwassereis hat eine glattere Oberfläche als Meereis. Die Emissivität hängt von der Rauigkeit der Oberfläche und der Frequenz ab, dies könnte die Ursache für die Verschiebung im GR(36,5/18,7) - PR(18,7)-Diagramm sein. Weitere Größen, die die Verschiebung bewirkt haben könnten, sind die Schneeauflage und die Abwesenheit von Salz im Eis. Die Volumenstreuung im Schnee hat für 19 und 37 GHz unterschiedlichen Einfluss auf die Emissivität (Barber et al., 1998) und auch der Salzgehalt des Eises kann bei diesen Frequenzen noch eine, wenn auch kleinere, Rolle spielen (Mätzler und Wegmüller, 1987). Eine genauere Untersuchung wurde nicht durchgeführt, da der Schwerpunkt dieser Arbeit bei der Meereisfernerkundung unter Verwendung der 89 GHz-Kanäle liegt.



Abbildung 4.22: Die schwarzen Flächen sind die mit dem roten Rechteck markierten Werte aus Abbildung 4.3 auf Seite 47. Sie geben gut die Bereiche von zugefrorenen Seen und Flüssen am 18. Januar 2004 wieder (vergleiche Abb. 4.12 auf Seite 59).

Kapitel 5

Eiskantendetektion

Neben der Eiskonzentration ist die Eisausdehnung und damit die Eiskante ein wichtiger Parameter des Meereises. Für die Beobachtung mesoskaliger Phänomene des Meereises wie Küstenpolynyen, Eiszungen und Eisgürtel ist es wichtig, die Eiskante in hoher Auflösung bestimmen zu können. Polynyen sind für den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre von Bedeutung. Der Wärmefluss zwischen offenem Wasser $(-1,8 \,^{\circ}\text{C})$ und kalter Atmosphäre (ca. $-30 \,^{\circ}\text{C}$) ist um eine Größenordnung höher ($100 \,^{\text{Wm}^{-2}}$ und mehr) als der zwischen Eis (ca. -5 bis $-25 \,^{\circ}\text{C}$) und Atmosphäre (ca. $10 \,^{\text{Wm}^{-2}}$). Schon dünnes Eis dämmt den Wärmefluss beträchtlich. Weiterhin sind Küstenpolynyen Orte hoher Eisproduktion und damit für die Bildung von salzreichem Tiefenwasser verantwortlich, das durch das abgeschiedene Salz bei der Eisbildung entsteht.

Die Eiskante kann als Isolinie der Eiskonzentration bestimmt werden. Hierbei wird ein Wert zwischen 15% und 100% Eiskonzentration als Eiskante definiert. Dies wird in Abschnitt 5.2.2 mit dem ASI-Algorithmus demonstriert. Eine weitere Möglichkeit ist die Verwendung eines eigenständigen Eiskantendetektionsalgorithmus, wie er in diesem Kapitel vorgestellt wird. Einer Diskussion bedarf der Begriff Eiskante. Herrscht aufeisiger oder nur schwacher Wind ist die Eiskante im Rahmen der Auflösung von Mikrowellenradiometern klar definiert. Bei abeisigem Wind wird das Eis auseinandergetrieben und es bilden sich Eiszungen und -gürtel aus, die sich weit ins offene Wasser hinein erstrecken können. In diesem Fall gibt es keine Eiskante im Sinn des Wortes mehr. Der Eiskantenalgorithmus soll die gefundene Kante dann statistisch zutreffend in den Bereich des sich auflösenden Eises legen.

5.1 *Ice Edge Detection* (IED) Algorithmus

Der hier benutzte Eiskantendetektionsalgorithmus, kurz IED, beruht auf dem von Markus und Burns (1995) vorgestellten und von Hunewinkel et al. (1998) verbesserten PSSM (*Polynya Signature Simulation Method*) Verfahren. In diesen beiden Untersuchungen wurde das Verfahren auf kleine Gebiete von einigen hundert Kilometern angewendet. Die hier für AMSR(-E) -Daten verwendete Methode ist durch verbesserte Wetterfilter und mittlerweile zur Verfügung stehende wesentlich höhere Rechenleistung auch großräumig anwendbar.

Um eine möglichst hohe Auflösung der Eiskante zu erreichen, werden die 89 GHz-Kanäle des AMSR(-E) verwendet. Damit kann die Eiskante in etwa 5 km Auflösung wiedergegeben werden. Die 89 GHz-Kanäle werden durch Wechselwirkung mit der Atmosphäre so stark beeinflusst, dass die Eiskante damit alleine nicht korrekt zu identifizieren ist. Die Emission des Wolkenflüssigwassers und Wasserdampfs kann die Helligkeitstemperaturen soweit erhöhen, dass Wolken über offenem Wasser nicht mehr vom Eis zu unterscheiden sind. Auf die 36,5 GHz-Kanäle hat die Atmosphäre immer noch Einfluss, dieser ist aber signifikant geringer als bei den 89 GHz-Kanälen (siehe Abbildungen 2.6 und 2.7). Deshalb werden bei diesem Verfahren die 36,5 GHz-Kanäle und den geringen Einfluss der Atmosphäre auf die 36,5 GHz-Kanäle zu kombinieren.

Mit der gleichen Begründung wie beim ASI-Algorithmus in Kapitel 4.2 wird die Differenz der vertikal und horizontal emittierten Strahlung zur Unterscheidung zwischen Eis und Wasser verwendet. Allerdings wird hier das Polarisationsverhältnis

$$PR(\nu) = \frac{T_{B,V} - T_{B,H}}{T_{B,V} + T_{B,H}}$$

benutzt. Dabei ist ν die Frequenz der verwendeten Kanäle, V und H deren Polarisationsrichtung. Zunächst werden PR(36,5) und PR(89) berechnet und verglichen. PR(36,5) wird als Referenz genommen, die die Eiskante unbeeinflusst von der Atmosphäre wiedergibt, aber nur mit der räumlichen Auflösung der 36,5 GHz-Kanäle von $8 \times 14 \text{ km}^2$ liefert. Aus PR(89) werden jetzt durch Faltung mit der Antennencharakteristik bei 36,5 GHz simulierte PR(36,5) berechnet, um sie mit den gemessenen PR(36,5) zu vergleichen und iterativ anzupassen. Das Verfahren ist in Abbildung 5.1 als Flussdiagramm dargestellt. Abbildung 5.2 gibt die einzelnen Stufen der Berechnung wieder. Zunächst wird ein Grenzwert zur Trennung von Wasser und Eis mit PR(89)



Abbildung 5.1: Diagramm der Funktionsweise des IED-Algorithmus. (Abgewandelt aus Hunewinkel et al. (1998))

festgelegt:

$G = PR(89)_{max} - \Delta PR.$

Dabei ist $PR(89)_{max}$ der maximale PR(89)-Wert der betrachteten Szene und ΔPR ein zunächst beliebiger Betrag, der aber als Startbedingung so gewählt wird, dass sich ein typischer Grenzwert zur Unterscheidung von Wasser und Eis ergibt. Alle Datenpunkte mit Werten größer als G werden als Wasser, alle kleineren als Eis klassifiziert. Den beiden Klassen Wasser und Eis werden typische *PR*-Werte für Helligkeitstemperaturen der 36,5 GHz-Kanäle zugeordnet. Diese *Tie-Points* müssen vorher festgelegt werden und beeinflussen das Ergebnis der Eiskantendetektion. Die so entstandene synthetische Polarisationsverhältnisse PR_{synth} liegen in der durch den Footprint bzw. die PSF (Point Spread Function) der 89 GHz-Kanäle bestimmten Auflösung vor. Um diese an die 36.5 GHz-Kanäle anzupassen, wird PR_{sunth} mit einer zweidimensionalen Gaußfunktion gefaltet, die die Antennencharakteristik der 36,5 GHz-Kanäle simuliert. Diese $PR(36,5)_{simul}$ werden mit den realen PR(36,5) verglichen, indem die mittlere quadratische Abweichung, MSE (Mean Square Error), und die Korrelation zwischen beiden berechnet wird. Dann wird G variiert und das Verfahren erneut durchlaufen, bis die mittlere quadratische Abweichung oder die Korrelation konvergieren oder eine vorher festzulegende Anzahl an Iterationen durchlaufen worden ist. Die im letzten Schritt gefundenen synthetischen Polarisationsverhältnisse PR_{synth} legen die gefunden Eiskante fest. Sie liegt in der räumlichen Auflösung von $4 \times 6 \text{ km}^2$ der 89 GHz-Kanäle vor.

Die Atmosphäre kann auch auf die 36,5 GHz-Kanäle einen so starken Einfluss haben, dass falsche Eiskanten detektiert werden. Deshalb werden die beiden in Kapitel 4.2.2 für den ASI-Algorithmus vorgestellten Wetterfilter auch hier verwendet. Um sicher zu gehen, dass möglichst wenig niedrige Eiskonzentrationen durch die Wetterfilter abgeschnitten werden, kommen etwas großzügigere Schwellwerte ($GR(36,5/18,7)_S = 0,065$, $GR(23,8/18,7)_S = 0,045$) zum Einsatz. Dadurch handelt man sich allerdings eine größere Empfindlichkeit gegenüber atmosphärischen Einflüssen ein. Insbesondere Tiefdruckgebiete mit hohem Wolkenflüssigwasseranteil oder Gebiete mit hohem Wasserdampfanteil, die nicht von den Wetterfiltern eliminiert werden, können jedoch immer noch zu falsch detektierten Eiskanten führen. Dies schlägt sich bereits in zu niedrigen PR(36,5)-Werten nieder, die mit dem IED-Verfahren nicht korrigiert werden können, da die 36 GHz-Kanäle als Referenz verwendet werden. Insgesamt ist der IED-Algorithmus nur gering empfindlich gegen Wettereinfluss.

Der IED-Algorithmus wird mit ins Gitter projizierten Helligkeitstemperaturen eines Tages berechnet. Dabei wird die polarstereographische Projektion



Abbildung 5.2: Die einzelnen Stufen der Prozessierung des IED-Algorithmus am 31. März 2003 und ein MODIS Falschfarbenbild des gleichen Tages zum Vergleich mit der gefundenen Eiskante. Die Bilder zeigen die Norwegen- und Barentssee. Unten Mitte: Skandinavien, oben rechts Sibirien.

aus Kapitel 4.3.2 und die Gitterprojektion aus Kapitel 4.3.3 verwendet.

5.2 Vergleich und Validierung

Um die Qualität der gefundenen Eiskante zu beurteilen und die *Tie-Points* des IED-Verfahrens zu bestimmen, werden Daten anderer Sensoren herangezogen.

5.2.1 MODIS

Für wolkenfreie Bedingungen bei Tageslicht eignet sich MODIS gut zur Eisfernerkundung. Das optisch helle Eis lässt sich gut vom dunklen Wasser unterscheiden. Um die ebenfalls hellen Wolken noch vom Eis unterscheiden zu können, wurde eine Kombination der MODIS-Kanäle 3 (459-479 nm, blau), 6 (1628-1652 nm, kurzwelliges-infrarot (*short-wave infrared (SWIR*))) und 7 (2105-2155 nm, kurzwelliges-infrarot) gewählt. Stellt man diese Kanäle als Falschfarben durch Rot, Grün und Blau (RGB) dar, wird Eis rot, die Wolken weiß, Vegetation grün und Wasser schwarz wiedergegeben. Eis reflektiert stark im sichtbaren Bereich (Kanal 3) und absorbiert in den Infrarot-Kanälen 6 und 7. Die Wolkentröpfchen und Eiskristalle der Wolken streuen die elektromagnetische Strahlung in allen drei Kanälen, was diese hell erscheinen lässt. Flüssiges Wasser absorbiert in allen drei Kanälen. Die vom DAAC (*Goddard Distributed Active Archive Center*) bezogenen Daten wurden mit dem *Simplified Atmospheric Correction Algorithm for MODIS* (Descloitres, 2003) in korrigierte Reflektanzen umgerechnet. Um die MODIS-Daten mit der IED-Eiskante vergleichen zu können, müssen beide im gleichen Gitter vorliegen. Daher wurden die AMSR-E-Eiskantendaten und die in 1 km Auflösung vorliegenden Reflektanzen auf das gleiche polarstereographische Gitter mit 3,125 km Gitterabstand projiziert.

Mit Hilfe einer MODIS-Szene der Barentssee vom 31. März 2003 wurden die *Tie-Points* des IED-Algorithmus so eingestellt, dass sich eine möglichst gute Ubereinstimmung zwischen der in den MODIS-Daten sichtbaren und aus den AMSR-E berechneten Eiskante ergibt. Dies wird in Abbildung 5.3für die ganze MODIS-Szene und in Abbildung 5.4 für einen Ausschnitt dargestellt. Es handelt sich um eine MODIS-Szene von TERRA, die zwischen 9:30 Uhr und 9:35 Uhr aufgenommen wurde. Von AQUA stand an diesem Tag kein Bild dieser Region zur Verfügung. Die Abweichung durch Eisdrift sollte zwischen den Aufnahmezeitpunkten der MODIS- und AMSR-E-Daten nicht mehr als zwei Pixel betragen, z.B. 4,32 km für 0,1 m/s Drift und $\Delta t = 12 \text{ h}$. In den meisten Gebieten treten nicht mehr als 0,14 m/s Eisdriftgeschwindigkeit auf, lediglich an bestimmten Orten, wie z.B. im Ost-Grönlandstrom, können Geschwindigkeiten bis zu 0,4 m/s erreicht werden. Das würde in 12 Stunden einen Versatz von 6 Pixeln zur Folge haben (Martin und Wadhams, 1999; Martin und Augstein, 2000). An diesem Tag ist es über dem Eis nahezu wolkenfrei, über dem Meer sind atmosphärische Konvektionsrollen zu erkennen. Wetterdaten zeigen, dass sich zwischen Spitzbergen und Nowaja Semlja ein Tiefdruckgebiet befindet. Ebenso über Island und dem Norden Russlands. In der Höhe der 700 hPa Isobarenfläche weht über der Eiskante ein Wind von West nach Ost bis Süd-Ost, der damit größtenteils parallel zur Eiskante orientiert ist (siehe meteorologische Informationen in Abbildung A.2 auf Seite 104). Der Vektor der Eisbewegung ist nahezu in Richtung des geostrophischen Windes ausgerichtet und die Eisdriftgeschwindigkeit ist proportional zur geostrophischen Windgeschwindigkeit. Der Einfluss der Ekman-Ablenkungen für die Atmosphäre und Ozean und die Coriolis-Kräfte heben sich gegeneinander auf (Kottmeier und Sellmann, 1996; Roedel, 2000). Die in Abbildung A.2 dargestellten Windvektoren können als geostrophischer



Abbildung 5.3: MODIS Falschfarbenbild der Barentssee vom 31. März 2003 und in grün die mit dem IED-Algorithmus gefundene Eiskante. Eis erscheint rot, Wolken weiß und Wasser schwarz.

Wind angesehen werden und repräsentieren damit die Eisdriftrichtung. Eis und offenes Wasser ist in der MODIS-Szene größtenteils klar zu unterscheiden. Nur in wenigen Bereichen sind die Wolken so dicht, dass visuell keine klare Entscheidung mehr möglich ist, wo das Eis beginnt. Große Bereiche der Eiskante selbst sind diffus und nicht klar definiert. Das Eis strömt aus und bildet Eisgürtel (Kasten C in Abbildung 5.4). Über dem offenen Meer wehen Winde von Nord nach Süd (Wetterkarte Abb. A.2). Die Windrichtung findet sich auch als Konvektionsrollen in den Wolkenstrukturen in Abbildungen 5.3 und 5.4 wieder. Durch Variation der *Tie-Points* wurde eine gute Übereinstimmung der optisch zu ermittelnden und berechneten Eiskante gefunden.



Abbildung 5.4: Ausschnitt aus Abbildung 5.3. Die *Tie-Points* des IED-Verfahrens wurden so angepasst, dass die Eiskante gut wiedergegeben wird.

Die detektierte Eiskante gibt auch feinere Strukturen (Größenordnung: 15 bis 20 km) der Eiskante in der MODIS-Szene gut wieder (Kasten B in Abb.5.4), auch wenn diese teilweise von Wolken überdeckt sind (Kasten A Abb.5.4). Die Eiszungen (< 10 km) in Kasten C in Abbildung 5.4 werden nur ansatzweise gefunden. Die IED-Eiskante weist dort eine gezackte Struktur auf. Die schmalen Ausflüsse in diesem Bereich werden aber nicht aufgelöst. Es wird also eher die Kante zum kompakten Eis gefunden. Möglicherweise bestehen die Eiszungen aus Eistypen, die auf Grund des hohen Wasseranteils nur eine geringe bis mittlere Eiskonzentration haben (Eisschlamm (*Grease ice, Slush* oder Pfannkucheneis (*Pancake ice*). $PR_{OW} = 0,20$ und $PR_{FY} = 0,06$ sind die so bestimmten Referenzpunkte für offenes Wasser und erstjähriges Eis. Sie wurden unter Bedingungen mit geringem atmosphärische Einfluss gefunden und sollten deshalb als Referenz-Tie-Points geeignet sein. Im folgenden wird ihre Robustheit bei stärkerem Wettereinfluss überprüft.

5.2.2 Eiskantendetektion mit ASI

Jeder Eiskonzentrationsalgorithmus kann auch als Eiskantenalgorithmus verwendet werden, indem ein Eiskonzentrationswert als Isolinie für die Eiskante verwendet wird. Die 15% Isolinie wurde vielfach als Eiskante für satellitengestützte Radiometer definiert (Gloersen et al., 1992; Cavalieri et al., 1995). Der ASI-Algorithmus bietet die gleiche Auflösung wie das IED-Verfahren und sollte ähnliche Ergebnisse liefern, wenn beide Verfahren korrekt funktionieren. Der ASI-Algorithmus wird nur über dem Meer auf Wetterenflüsse korrigiert. Über dem Eis findet keine Korrektur statt. Beim IED-Verfahren werden die 89 GHz-Kanäle mit den weniger wetterempfindlichen 36,5 GHz-Kanälen korrigiert. Das IED-Verfahren sollte daher weniger wetterbeeinflusst sein. Für die folgenden RADARSAT-Szenen wird sowohl mit ASI als auch mit IED eine Eiskante bestimmt und verglichen. Die 15%-Konturlinie des ASI-Algorithmus liegt häufig weit von der optisch aus dem Bild zu bestimmenen Eiskante und der IED-Eiskante entfernt. Daher wurde zusätzlich die ASI-Isolinie in 5%-Schritten variiert, bis sie bestmöglich mit der IED Eiskante übereinstimmt (Letzte Spalte in Tabelle 5.1). Dies gibt einen Eindruck von den Vor- und Nachteilen und den Unterschieden beider Verfahren. Eine Diskussion der Ergebnisse folgt im nächsten Abschnitt 5.2.3.

5.2.3 RADARSAT

In RADARSAT-Szenen (Abschnitt 3.4) können Wasser und Eis unter bestimmten Voraussetzungen durch ihren Kontrast und ihre Struktur voneinander unterscheiden werden. Oft kommt es jedoch zu Mehrdeutigkeiten. Der mit einem SAR gemessene Radarrückstreukoeffizient ist abhängig von den Rauigkeitseigenschaften der beobachteten Oberfläche. Er ist eine Funktion der Frequenz, des Einfallswinkels und der Polarisation. Für die beim RADARSAT verwendeten 5,3 GHz mit HH-Polarisation ergibt sich ein starker Kontrast zwischen Wasser und Eis bei niedrigen Windgeschwindigkeiten über dem Wasser und für Einfallswinkel größer als 40°. Es standen acht RADARSAT-Szenen zur Auswertung zur Verfügung, in denen sich Wasser und Eis gut unterscheiden lassen. Sie wurden in das gleiche polarstereographische Gitter projiziert wie die AMSR(-E) -Daten. Die räumliche Auflösung der RADARSAT-Daten ist mit $100 \times 100 \,\mathrm{m^2}$ wesentlich höher als die der AMSR(-E)-Daten. Beispielhaft sind in Abbildung 5.5 eine Szene vom 13. März 2003 mit kompakter Eiskante und in Abbildung 5.6 eine Szene vom 23. März 2003 mit diffuser Eiskante dargestellt. Die anderen Szenen finden sich in Anhang B. Aufnahmedatum, Abbildungsnummern und Eckkoordinaten der Szenen finden sich in Tabelle 5.1.

Tabelle 5.1: Datum, Abbildungsnummer mit Prozentsatz der ASI-Isolinie und Eckkoordinaten in (Breitengrad, Längengrad) der verwendeten RADARSAT-Szenen. In der letzten Spalte ist der Wert der ASI-Isolinie, die am besten der IED-Eiskante entspricht, angegeben.

Datum	Abbildung	Eckkoordinaten (Lat,Lon)		$ASI \approx$
	(ASI %)	links	rechts	IED
06.11.2002	B.2 (15%)	$(78, 18^{\circ}, -19, 55^{\circ})$	$(74, 73^{\circ}, 0, 75^{\circ})$	75%
	B.3 (75%)	$(73,02^\circ,-27,65^\circ)$	$(70, 50^{\circ}, -11, 03^{\circ})$	
11.11.2002	B.4 (15%)	$(78,37^{\circ},-33,80^{\circ})$	$(75,61^{\circ},-7,32^{\circ})$	65%
	B.5 (65%)	$(72,10^{\circ},-37,78^{\circ})$	$(70, 23^{\circ}, -18, 71^{\circ})$	
16.11.2002	B.6 (15%)	$(78,23^{\circ},-22,02^{\circ})$	$(75,04^{\circ},-1,30^{\circ})$	45%
	B.7 (45%)	$(73, 13^{\circ}, -29, 24^{\circ})$	$(70, 81^{\circ}, -12, 55^{\circ})$	
26.11.2002	B.8 (15%)	$(77, 37^{\circ}, -25, 09^{\circ})$	$(74,57^{\circ},-5,16^{\circ})$	65%
	B.9 (65%)	$(72,37^{\circ},-30,94^{\circ})$	$(70, 29^{\circ}, -15, 01^{\circ})$	
09.03.2003	B.10 (15%)	$(67,21^{\circ},-65,15^{\circ})$	$(68,40^\circ,-52,40^\circ)$	50%
	B.11 (50%)	$(62, 22^{\circ}, -61, 32^{\circ})$	$(63, 16^{\circ}, -50, 91^{\circ})$	
13.03.2003	B.1 (15%)	$(69, 38^{\circ}, -62, 90^{\circ})$	$(70,34^{\circ},-47,72^{\circ})$	35%
	5.5(35%)	$(64, 12^{\circ}, -59, 08^{\circ})$	$(64, 85^{\circ}, -47, 12^{\circ})$	
23.03.2003	5.6 (15%)	$(66, 62^{\circ}, -62, 36^{\circ})$	$(67, 60^{\circ}, -49, 36^{\circ})$	15%
		$(61, 45^{\circ}, -59, 05^{\circ})$	$(62, 23^{\circ}, -48, 49^{\circ})$	
23.03.2003	B.12 (15%)	$(70,71^{\circ},-66,46^{\circ})$	$(71,92^\circ,-51,14^\circ)$	30%
	B.13 (30%)	$(65,73^{\circ},-61,81^{\circ})$	$(66, 66^{\circ}, -49, 73^{\circ})$	

In allen Szenen wurde die Eiskante mit dem IED-Verfahren zuverlässig detektiert. In Fällen mit kompakter Eiskante wie in Abbildung 5.5 würde ein menschlicher Auswerter die Eiskante sehr ähnlich zur gefundenen legen. Eine Ausnahme bildet das relativ freie Stück Eis in Kasten C in der Mitte des Bildes. Dort würde man die Eiskante weiter außen vermuten. Bei der Interpretation der Bilder ist zu bedenken, dass es schwierig ist, von den RADARSAT-Szenen auf die vorherrschende Eiskonzentration zu schließen. So kann zum Beispiel Pfannkucheneis durchaus eine hohe Radarrückstreuung bewirken, entspricht aber nur geringen bis mittleren Eiskonzentrationen und wird nicht als Eiskante detektiert. Die ASI-15%-Konturlinie gibt die Form dieses Eisbereichs besser wieder (Abb. B.1 auf Seite 105). Betrachtet man alle acht Szenen, so wird deutlich, dass das IED-Verfahren die kompakte Eiskante findet. Ausströmende Eiszungen und Eisgürtel werden nicht detektiert (Abb. 5.6). Größere Strukturen, die mit der Auflösung des AMSR(-E) zusammenhängend aufgelöst werden können, werden durch den IED-Algorithmus gut reproduziert (Kästen A und B in Abb. 5.5). Dies deckt sich mit den



Abbildung 5.5: RADARSAT-Szene westlich von Grönland vom 13. März 2003. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-35%-Isolinie grün dargestellt. (Bildmitte: 67,2°N, 54,2°W)

Beobachtungen aus der MODIS-Szene (Abb. 5.4). Die ASI-15%-Isolinie liegt bei allen acht RADARSAT-Szenen immer weiter vom kompakten Eis entfernt als die IED-Eiskante. Nur am 23.3.2003 (Abb. 5.6) stimmen 15%-Isoline und IED-Eiskante überein. Sonst gibt sie häufig den äußersten Bereich des Bildes, in dem noch Eis zu identifizieren ist, wieder (z.B. Abb. B.8 auf Seite 112). Teilweise werden auch Bereiche noch als Eis erkannt, die in den RADARSAT-Szenen kein Eis zeigen (z.B Abb. B.10 auf Seite 114). Ob dies auf (1.) Fehlinterpretation der RADARSAT-Szenen, (2.) starke Eisdrift oder



Abbildung 5.6: RADARSAT-Szene westlich von Grönland vom 23. März 2003. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-15%-Isolinie grün dargestellt. (Bildmitte: 64,5°N, 54,8°W)

(3.) durch Wettereinfluss verfälschte ASI-Ergebnisse zurückzuführen ist, ist schwer zu beurteilen.

Wird der Prozentsatz der ASI-Konturlinie variiert, lässt sich in allen Fällen eine nahezu ideale Übereinstimmung zwischen ASI- und IED-Eiskante finden. Nur in einem Fall, am 16.11.2002 (Abbildung B.7 auf Seite 111, untere Hälfte), werden von der ASI-45%-Konturlinie noch Bereiche ausserhalb der eigentlichen Eiskante umgrenzt, die mit dem IED-Verfahren nicht sichtbar werden. Auch in der RADARSAT-Aufnahme ist dort kein Eis zu erkennen. Dies kann durch die größere Wetterempfindlichkeit des ASI-Algorithmus verursacht sein. Da dieser Einfluss aber nur in einem Fall beobachtet wurde, ist keine abschliessende Beurteilung über die Häufigkeit und Relevanz dieses Effekts möglich. Beide Verfahren liefern prinzipiell die gleichen Eiskanten in ähnlich guter Qualität. Die IED-Eiskante kann keinem festen Eiskonzentrationswert zugeschrieben werden. Der Wert der ASI-Eiskante, der mit der IED-Eiskante übereinstimmt, schwankt zwischen 15% und 75% mit einem Mittelwert der acht betrachteten Fälle von $48\% \pm 20\%$ (letzte Spalte in Tabelle 5.1).

In einigen Fällen (6.11.2002, 11.11.2002 und 13.3.2203) werden falsche Eiskanten im offenen Wasser detektiert, die vermutlich auf Wettereinflüsse zurückzuführen sind. Sie könnten durch eine schärfere Einstellung der Wetterfilter oder durch andere Verfahren beseitigt werden: zum Beispiel, indem eine minimale mit Eis bedeckte Fläche definiert wird, die vom IED-Algorithmus noch als Eis detektiert werden darf. Dies würde die kleinen, falschen Eisflächen an den genannten Tagen eliminieren. Insgesamt kann das IED-Verfahren als wenig empfindlich gegenüber atmosphärischen Einflüssen angesehen werden. In den gefundenen Eiskanten sind keine durch Wettereinfluss verursachten Verschiebungen der Eiskante zu erkennen. Abweichungen von der in den RADARSAT-Szenen sichtbaren Eiskanten können durch geringe Eiskonzentrationen und damit diffuser Eiskante erklärt werden. Weiterhin kann es in einzelnen Fällen zu Abweichungen von einigen Kilometern durch Eisdrift kommen.

Zusammenfassend lässt sich sagen:

- Der IED-Algorithmus findet in allen betrachteten Fällen zuverlässig und ohne weiteres Eingreifen die Eiskante mit der 5 km Auflösung der 89 GHz-AMSR(-E)-Kanäle. Dies ist eine Verbesserung um mehr als einen Faktor zwei gegenüber allen bisherigen Verfahren, da diese maximal eine Eiskante in einem 12,5 km Gitter produzieren.
- Die gefundene Eiskante repräsentiert im allgemeinen die kompakte Eiskante. Im Fall einer diffusen realen Eiskante wird die IED-Eiskante in den Übergangsbereich zwischen Wasser und Eis gelegt, wie man es auch anschaulich erwartet.
- Der ASI-Algorithmus liefert vergleichbare Ergebnisse zum IED-Verfahren. Die Eiskante ist dann einem festen Eiskonzentrationswert zugeordnet, der aber variiert werden muss, um die gleichen Ergebnisse wie das IED-Verfahren zu erzielen. Die Gründe, wann welche Eiskonzentrations-Isolinie der IED-Eiskante entspricht, können nicht mit Sicherheit

5.2. VERGLEICH UND VALIDIERUNG

angegeben werden. Es ist aber zu vermuten, dass der atmosphärische Einfluss eine Rolle spielt. Hierzu müssten Wetterdaten aller Tage herangezogen werden. Dies bleibt späteren Untersuchungen vorbehalten.

- Der IED-Algorithmus ist vom Wetter weitgehend unbeeinflusst. Weiter von der realen Eiskante entfernt können durch Wettereinfluss falsche Eiskanten detektiert werden.
- Die ASI-Eiskante wird unter Umständen durch starken Wettereinfluss beeinträchtigt. Eine nennenswerte Verschlechterung gegenüber den IED-Ergebnissen konnte anhand der hier betrachteten Szenen nicht nachgewiesen werden.

Kapitel 6

Zusammenfassung und Ausblick

Meereis ist ein wichtiger Parameter im Klimasystem der Erde. Kenntnis über die Ausdehnung und zeitliche Entwicklung des Meereises beider Hemisphären erlaubt eine genauere Analyse von für das Klima relevanten Prozessen. Satellitenmessungen sind die einzige Möglichkeit, die Eisbedeckung großräumig und in kurzen Zeitintervallen aufzuzeichnen. Zusätzlich werden Satellitenkarten der Eisbedeckung regelmäßig für die Schifffahrt genutzt, da sie in den abgelegenen polaren Meeren die einzige Informationsquelle darstellen.

Satellitengestützte Mikrowellenradiometer sind ein lange erprobtes Mittel, um aus der von der Erde emittierten elektromagnetischen Strahlung die Meereiskonzentration und Eiskante zu bestimmen. Diese Messungen haben den Vorteil, im wesentlichen unabhängig von Bewölkung und den vorherrschenden Lichtverhältnissen im Untersuchungsgebiet zu sein. Nachteilig ist die im Vergleich zu optischen Sensoren geringe räumliche Auflösung der Mikrowellenradiometer.

Im Jahr 2002 sind zwei neue Mikrowellenradiometer in den Orbit gebracht worden, die unter anderem ein verbessertes Auflösungsvermögen bieten. Einer der beiden Sensoren, AMSR, ist im November 2003 ausgefallen, so dass seit diesem Zeitpunkt nur noch Daten des zweiten Sensors, AMSR-E, zur Verfügung stehen.

Das AMSR(-E) -Radiometer arbeitet bei Frequenzen zwischen 6,9 und 89 GHz, wobei die räumliche Auflösung mit höheren Frequenzen besser wird und bei 89 GHz ca. 5 km erreicht. Wesentlicher Punkt dieser Arbeit war es, die Möglichkeiten der Meereisfernerkundung mit den 89 GHz-Kanälen des AMSR(-E) zu untersuchen. Dabei sollten die Ergebnisse von der im Vergleich zu den anderen AMSR(-E) -Frequenzen hohen Auflösung der 89 GHz Kanäle profitieren, aber nicht zu stark durch die größere Wetterempfindlichkeit dieser Kanäle beeinträchtigt sein. Dieses Ziel wurde erreicht. Zwei für den SSM/I-Sensor entwickelte Verfahren zur Meereisfernerkundung wurden an die AMSR(-E)-Daten angepasst und weiterentwickelt. Beide verwendeten Algorithmen wurden ursprünglich für die 85 GHz-Kanäle des SSM/I-Sensors auf den DMSP-Satelliten entwickelt.

• Der ASI-Algorithmus von Kaleschke et al. (2001) dient der Eiskonzentrationsberechnung. Dabei wird das unterschiedliche Polarisationsverhalten von Wasser und Eis genutzt, um den Anteil von offenem Wasser und Eis innerhalb des *Footprints* des Sensors zu bestimmen. Um durch atmosphärische Einflüsse verursachte falsche Eiskonzentrationen zu entfernen, wurden zwei Wetterfilter verwendet. Deren Schwellwerte wurden anhand von Streudiagrammen eingestellt.

In den ASI-Algorithmus gehen zwei Fixpunkte (*Tie-Points*) ein, die zuvor festzulegen sind. Diese wurden aus einem Vergleich mit einem anderen Meereiskonzentrationsalgorithmus gewonnen. Der dazu verwendete NASA-TEAM-Algorithmus bestimmt die Eiskonzentrationen aus einer Kombination tieferer Frequenzen des SSM/I-Sensors. Der NASA-TEAM-Algorithmus ist gut validiert und einer der Standard-Algorithmen zur Eiskonzentrationsbestimmung des SSM/I und wird hier als Referenz verwendet. Mit beiden Algorithmen wurden Tagesmittelwerte der Meereiskonzentration berechnet. Die mittlere Abweichung zwischen ASI und NASA-TEAM-Eiskonzentrationen lag nach Anpassung der *Tie-Points* für ein 412,5x1200 km² großes Gebiet in der Arktis nördlich der Grönlandsee bei 0.08 ± 0.02 und für die gesamte Antarktis bei 0.05 ± 01 (Mittelwerte über das gesamte Jahr 2003). Es wurde ein Verfahren vorgestellt, um die Tie-Points täglich neu an Referenz-Eiskonzentrationen anzupassen. Weiterhin wurden die ASI-Daten mit RADARSAT- und MODIS-Daten verglichen und der Nutzen des Verfahrens für die Schifffahrt demonstriert.

• Zur Eiskantendetektion wurde ein Verfahren von Markus und Burns (1995) und Hunewinkel et al. (1998) verwendet, hier als IED (*Ice Edge Detection*) bezeichnet. Dabei werden nur die Oberflächentypen Wasser und Eis unterschieden. Das Polarisationsverhältnis der 89 GHz-Kanäle wird an die Auflösung der 36,5 GHz-Kanäle angepasst und mit dem Polarisationsverhältnis dieser Frequenz verglichen. Die 36,5 GHz-Kanäle sind weniger empfindlich für atmosphärische Einflüsse. Durch ein iteratives Verfahren werden die Klassen Wasser und Eis der beiden Polarisationsverhältnisse in bestmögliche Übereinstimmung gebracht. Die daraus resultierenden Daten in originaler Auflösung der 89 GHz-Kanäle geben die Eiskante in höherer Auflösung als die 36,5 GHz-Kanäle, aber mit der geringeren atmosphärischen Empfindlichkeit der 36,5 GHz-Kanä le wieder. Die beiden Referenzpunkte für Eis und Wasser des Algorithmus wurden durch einen Vergleich mit einer MODIS-Szene bestimmt. Danach wurde das Verfahren im Vergleich mit acht RADARSAT-Szenen und dem ASI-Eiskonzentrationsalgorithmus getestet. Vom IED-Verfahren wurde eine kompakte Eiskante immer zuverlässig detektiert. Im nicht seltenen Fall diffuser Eiskanten, bei denen das Verfahren die einzelnen Strukturen nicht mehr auflösen kann, ist es nicht möglich, von einer Eiskante im Sinne des Wortes zu sprechen. Der IED-Algorithmus legt die Eiskante in den Übergangsbereich zwischen offenem Wasser und kompaktem Eis. Die vom IED-Algorithmus gefundene Eiskante lässt sich global und über einen längeren Zeitraum nicht einer bestimmten Isolinie der ASI-Eiskonzentration zuordnen. Durch Variation des Eiskonzentrationswertes der ASI-Isolinie konnte lokal (über einen Bereich von 500 km) immer eine gute Übereinstimmung zwischen IED- und ASI-Eiskante gefunden werden. Eine stärkere Beeinflussung des ASI-Algorithmus im Vergleich zum IED-Algorithmus durch die Atmosphäre liess sich nicht zeigen. Beide Verfahren können relativ gleichwertig zur Eiskantenbestimmung eingesetzt werden.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass beide Verfahren erfolgreich auf die AMSR(-E)-Daten übertragen wurden und durch weiter Validierung und Vergleichsstudien die Tauglichkeit beider Verfahren bestätigt wurde. Eine tägliche Anpassung der ASI-Daten an Referenzdaten wurde implementiert.

Ausblick

Die ASI- und IED-Algorithmus sollten weiter validiert werden. Dazu ist es nötig, die Eiskonzentrationen und Eiskanten über längere Zeiträume mit anderen Datenquellen zu vergleichen. Für die Eiskonzentrationen stehen noch weitere Vergleichsdaten zur Verfügung, so werden in Zukunft von T. Skagemo-Andreassen vom Meereis-Service des Meteorologischen Instituts Norwegens unsere ASI-Eiskonzentrationen aus AMSR-E-Daten mit Eisdaten, die aus QuickSCAT-Messungen gewonnen werden, verglichen. Auch Feldkampagnen, die die Eiskonzentration vor Ort messen, können zur Validierung der ASI-Eiskonzentration herangezogen werden. Im Sommer 2004 ist im Rahmen der Expedition ARK–XX/2 mit dem Forschungsschiff Polarstern in Zusammenarbeit mit dem AWI (Alfred-Wegener-Institut) eine Messkampagne geplant, bei der durch Videoaufzeichnung vom Hubschrauber die Eiskonzentration bestimmt werden soll. Bei dieser Expedition soll auch der Nutzen der Eiskonzentrationskarten für die Navigation der Polarstern im Eis betrachtet werden, um diese dann routinemäßig auf der Polarstern zu verwenden. Der ASI-Algorithmus liefert für hohe Eiskonzentrationen gute Ergebnisse, für mittlere Eiskonzentrationen im Eisrandbereich kann der Einfluss von Tiefdruckgebieten die Eiskonzentrationsberechnung verfälschen, dann wird die Eiskonzentration überschätzt. Durch Kombination des ASI-Algorithmus mit einem Algorithmus wie dem R-Faktor-Verfahren von Miao et al. (2000) der das Wolkenflüssigwasser bestimmt, könnten diese Fehler unter Umständen kompensiert oder zumindest ausgeblendet werden. Der Einfluss der Atmosphäre über dem offenem Wasser wird durch die Wetterfilter in den allermeisten Fällen beseitigt, aber auch hier sind noch Verbesserungen möglich. Bisher wird nur das Gradientenverhältnis GR für die Schwellwerte der Wetterfilter verwendet. Durch die Kombination von GR mit dem Polarisationsverhältnis PR könnten für extreme Wettereinflüsse noch bessere Filter gefunden werden.

Mit der Meereisfernerkundung von Eiskonzentration und Eiskante sind die Möglichkeiten der 89 GHz-Kanäle des AMSR(-E) noch nicht erschöpft. So sind für viele Anwendungen Informationen über den Eistyp notwendig. Bisher ist dies nur mit niedriger Auflösung, zum Beispiel mit dem NASA-TEAM-Algorithmus, möglich. Wie aus Abbildung 2.4 auf Seite 20 deutlich wird, unterscheiden sich die Emissivitäten bei 89 GHz für mehrjähriges und erstjähriges Eis zumindest im Winter deutlich. Aufbauend auf die Arbeit von Lomax et al. (1995), die SSM/I-85 GHz-Messungen zur Bestimmung von mehrjährigem Eis verwenden, könnte ein Verfahren für den AMSR(-E)-Sensor zur Unterscheidung von mehr- und erstjährigem Eis entwickelt werden.

Weitere Verbesserungen sind bei der Gitterinterpolation und bei der Auflösungsanpassung verschiedener Frequenzen möglich. Der ASI-Algorithmus berechnet die Eiskonzentrationen zwar auf den Schwad-Daten, danach müssen die Daten jedoch zur Visualisierung in ein Gitter projiziert werden. Der IED-Algorithmus bestimmt die Eiskante direkt aus Helligkeitstemperaturen, die in ein Gitter interpoliert sind. Dazu wird bisher eine gewichtete *Nearest-Neighbor*-Methode angewandt (siehe Abschnitt 4.3.3 auf Seite 56). Für die Auflösungsanpassung wird eine Faltung mit einer zweidimensionalen Gaußfunktion, die die Antennencharakteristik approximiert, verwendet (Abschnitt 4.4.2 und Kapitel 5). Beide Methoden beinhalten Fehler, die durch die Verwendung der Backus-Gilbert-Interpolationsmethode (Backus und Gilbert, 1970) minimiert werden können.

Für hochaufgelöste numerischen Klima- und Wettermodellen werden auch Messdaten in möglichst der gleichen Auflösung als Randbedingungen benötigt. Für ein regionales hydrostatisches Atmosphärenmodell mit 2 km horizontaler und 3 km vertikaler Auflösung wurde von Kaleschke et al. (2001) gezeigt, dass die Auflösung der als Randbedingung verwendeten Eiskonzentrationen das Ergebnis beeinflusst. Bei einer Verbesserung der Auflösung der Eiskonzentrationen von 50 km auf 12 km stimmten die Ergebnisse des Modells wesentlich besser mit Flugzeugmessungen überein. Eine ähnliche Untersuchung wäre auch für die wiederum erhöhte Auflösung der ASI-Eiskonzentrationen aus AMSR(-E)-Daten sinnvoll.

Abschließend bleibt zu wünschen, dass die hier präsentierten Meereisdaten und Verfahren vielfach Anwendung finden, denn nur eine große Nutzerzahl deckt Schwächen auf und bietet Möglichkeit zur Verbesserung der Verfahren.



Abbildung A.1: Druckverteilung in der Arktis für den 15. August 2002 aus den NCEP-Modell-Daten des *Air Resources Laboratory* (ARL) der NOAA (http://www.arl.noaa.gov).

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION - AIR RESOURCES LABORATORY





Abbildung A.2: Druckverteilung und Windvektoren in der Grönland- und Barentsee für den 31. März 2003 aus den NCEP-Modell-Daten des Air Re-

sources Laboratory (ARL) der NOAA (http://www.arl.noaa.gov).

Anhang B

RADARSAT-Szenen mit detektierten Eiskanten



Abbildung B.1: RADARSAT-Szene westlich von Grönland vom 13. März 2003. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-15%-Isolinie grün dargestellt. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93, das zugehörige Bild mit angepasster ASI-Eiskante: 5.5 auf Seite 94.)

106ANHANG B. RADARSAT-SZENEN MIT DETEKTIERTEN EISKANTEN



Abbildung B.2: RADARSAT-Szene östlich von Grönland vom 6. November 2002. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-15%-Isolinie grün dargestellt. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93.)



Abbildung B.3: RADARSAT-Szene östlich von Grönland vom 6. November 2002. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-75%-Isolinie grün dargestellt. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93.)

108ANHANG B. RADARSAT-SZENEN MIT DETEKTIERTEN EISKANTEN



Abbildung B.4: RADARSAT-Szene östlich von Grönland vom 11. November 2002. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-15%-Isolinie grün dargestellt. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93.)


Abbildung B.5: RADARSAT-Szene östlich von Grönland vom 11. November 2002. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-65%-Isolinie grün dargestellt. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93.)

110ANHANG B. RADARSAT-SZENEN MIT DETEKTIERTEN EISKANTEN



Abbildung B.6: RADARSAT-Szene östlich von Grönland vom 16. November 2002. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-15%-Isolinie grün dargestellt. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93.)



Abbildung B.7: RADARSAT-Szene östlich von Grönland vom 16. November 2002. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-45%-Isolinie grün dargestellt. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93.)



Abbildung B.8: RADARSAT-Szene östlich von Grönland vom 26. November 2002. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-15%-Isolinie grün dargestellt. Das IED-Verfahren gibt gut die Grenze des kompakten Eises, die ASI-15%-Konturlinie den äußersten Bereich, in dem noch Eis zu erkennen ist, wieder. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93.)



Abbildung B.9: RADARSAT-Szene östlich von Grönland vom 26. November 2002. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-65%-Isolinie grün dargestellt. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93.)



Abbildung B.10: RADARSAT-Szene westlich von Grönland vom 9. März 2003. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-15%-Isolinie grün dargestellt. Der Kasten zeigt einen Bereich, in dem die sichtbare Eiskante nicht korrekt erkannt wird. Dabei weist die ASI-15%-Eiskante eine wesentlich größere Abweichung als die IED-Eiskante auf. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93.)



Abbildung B.11: RADARSAT-Szene westlich von Grönland vom 9. März 2003. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-50%-Isolinie grün dargestellt. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93.)



Abbildung B.12: RADARSAT-Szene westlich von Grönland vom 23. März 2003. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-15%-Isolinie grün dargestellt. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93.)



Abbildung B.13: RADARSAT-Szene westlich von Grönland vom 23. März 2003. Die Eiskante des IED-Algorithmus ist weiß, die ASI-30%-Isolinie grün dargestellt. (Eckkoordinaten in Tabelle 5.1 auf Seite 93.)

Anhang C

Streudiagramme der Wetterfilter

Tabelle C.1: Datum, Region und Abbildungsnummern der Streudiagramme, die zur Festlegung der Grenzwerte für den GR(36,5/18,7)- und GR(23,8/18,7)-Wetterfilter verwendet wurden.

Datum	Arl	ktis	Antarktis	
	GR(36)	GR(23)	GR(36)	GR(23,8)
17.07.2002	C.1(b), S.119	C.5(b), S.122	C.1(a), S.119	C.5(a) , S.122
22.07.2002	C.1(c), S.119	C.6(a), S.123	_	—
15.08.2002	C.2(a), S.120	C.6(c), S.123	C.1(d), S.119	C.6(b), S.123
04.12.2002	C.2(b), S.120	C.6(d), S.123	_	—
30.12.2002	C.2(d), S.120	C.6(f), S.123	C.2(c), S.120	C.6(e), S.123
31.12.2002	C.3(b), S.121	C.7(b), S.124	C.3(a), S.121	C.7(a), S.124
12.04.2003	C.3(d), S.121	C.7(d), S.124	C.3(c), S.121	C.7(c), S.124
18.01.2004	4.3, S.47	4.5, S.49	C.4(a), S.122	C.7(e), S.124



GR(36,5/18,7)-Streudiagramme

Abbildung C.1: Streudiagramme des GR(36,5/18,7)-Wetterfilters. Das Datum und die Hemisphäre sind angegeben.



Abbildung C.2: Streudiagramme des GR(36,5/18,7)-Wetterfilters. Das Datum und die Hemisphäre sind angegeben.



Abbildung C.3: Streudiagramme des GR(36,5/18,7)-Wetterfilters. Das Datum und die Hemisphäre sind angegeben.



Abbildung C.4: Streudiagramme des GR(36,5/18,7)-Wetterfilters. Das Datum und die Hemisphäre sind angegeben.

GR(23,8/18,7)-Streudiagramme



Abbildung C.5: Streudiagramme des GR(23,8/18,7)-Wetterfilters. Das Datum und die Hemisphäre sind angegeben.



Abbildung C.6: Streudiagramme des GR(23,8/18,7)-Wetterfilters. Das Datum und die Hemisphäre sind angegeben.



Abbildung C.7: Streudiagramme des GR(23,8/18,7)-Wetterfilters. Das Datum und die Hemisphäre sind angegeben.

Liste der verwendeten Abkürzungen

AMSR Advanced Microwave Scanning Radiometer **AMSR-E** Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS **ARTIST** Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study **ASI** ARTIST Sea Ice AWI Alfred-Wegener-Institut **DAAC** Goddard Distributed Active Archive Center **DMSP** Defense Meteorological Satellite Program **GLOBE** The Global Land One-kilometer Base Elevation **GMT** The Generic Mapping Tools **IED** Ice Edge Detection IUP Institut für Umweltphysik der Universität Bremen **IPCC** Intergovernmental Panel on Climate Change **JAXA** Japan Aerospace Exploration Agency **MODIS** Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer **MSE** Mean Square Error NASA National Aeronautics and Space Administration NASDA National Space Development Agency of Japan **NCEP** National Centers for Environmental Prediction

NIC National Ice Center NSIDC National Snow and Ice Data Center NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration PSF Point Spread Function PSSM Polynya Signature Simulation Method SAR Synthetic Aperture Radar SMMR Scanning Multichannel Microwave Radiometer SSM/I Special Sensor Microwave/Imager UTC Universal Time Coordinated WMO World Meteorological Organisation

Abbildungsverzeichnis

$1.1 \\ 1.2$	Übersicht der Arktis mit Topographie	7 8
2.1	Strahlung eines schwarzen Körpers.	16
2.2	Emissivität von Meerwasser in Abhängigkeit vom Einfallswinkel.	18
2.3	Eindringtiefe von EM-Wellen in Meerwasser und Meereis	19
2.4	Gemessene Emissivität von Meereis und -wasser	20
2.5	Aufbau von Meereis.	22
2.6	Opazität der Atmosphäre im Mikrowellenfrequenzspektrum.	25
2.7	Opazität der Atmosphäre in Abhängigkeit vom Wasserdampf.	26
2.8	Strahlungstransport in der Atmosphäre.	28
3.1	Satellit AQUA.	30
3.2	Satellit MIDORI–II.	30
3.3	AMSR Abtastgeometrie.	33
3.4	AMSR-E <i>Footprints</i> auf der Erdoberfläche	34
4.1	Schematisches Streudiagramm für BOOTSTRAP.	38
4.2	ASI Polygonverläufe.	43
4.3	Streudiagramm des $GR(36,5/18,7)$ -Wetterfilters	47
4.4	Opazität der Atmosphäre um 22 GHz	48
4.5	Streudiagramm des $GR(23,8/18,7)$ -Wetterfilters	49
4.6	Streudiagramm beider Wetterfilter	50
4.7	Vergleich: ASI mit und ohne Wetterfilter	52
4.8	Maximale Eisausdehnung zwischen 1979 und 2002	53
4.9	Polarstereographische Projektion.	55
4.10	Nearest-Neighbor-Gitterinterpolation.	56
4.11	ASI-Eiskonzentration eines Schwads am 18.01.2004.	58
4.12	ASI-Eiskonzentrationen der Arktis am 18. Januar 2004	59
4.13	ASI Eiskonzentrationen der Antarktis am 11. November 2003.	60
4.14	Vergleich von ASI und BOOTSTRAP in der Baffin Bay.	63

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

$\begin{array}{c} 4.15 \\ 4.16 \\ 4.17 \\ 4.18 \\ 4.19 \\ 4.20 \\ 4.21 \\ 4.22 \end{array}$	Vergleich ASI mit NASA-TEAM in der Grönlandsee für 2003. Vergleich ASI mit NASA-TEAM in der Antarktis für 2003 Variabilität des ASI-Algorithmus	67 72 75 78 79 80 81 83
5.1 5.2 5.3 5.4 5.5 5.6	Flussdiagramm des IED-VerfahrensProzessierungsschritte des IED-VerfahrensVergleich IED mit MODIS-DatenAusschnitt aus dem Vergleich IED mit MODIS-DatenVergleich IED mit RADARSAT-Szene am 13.03.2004Vergleich IED mit RADARSAT-Szene am 23.03.2004	86 88 90 91 94 95
A.1 A.2	Druckverteilung in der Arktis für den 15. August 2002 Druck und Wind, 31. März 2003, Grönland- und Barentsee	103 104
$\begin{array}{c} B.1 \\ B.2 \\ B.3 \\ B.4 \\ B.5 \\ B.6 \\ B.7 \\ B.8 \\ B.9 \\ B.10 \\ B.11 \\ B.12 \\ B.13 \end{array}$	IED, ASI und RADARSAT-Szene am 13.03.2003	$105 \\ 106 \\ 107 \\ 108 \\ 109 \\ 110 \\ 111 \\ 112 \\ 113 \\ 114 \\ 115 \\ 116 \\ 117 \\$
C.1 C.2 C.3 C.4 C.5 C.6 C.7	$\begin{array}{llllllllllllllllllllllllllllllllllll$	 119 120 121 122 122 123 124

Tabellenverzeichnis

2.1	Verschiedene Eisklassen nach WMO (1989)	21
3.1	Vergleich der beiden Satelliten MIDORI–II und AQUA	30
3.2	Vergleich der wichtigsten Frequenzen der Sensoren AMSR und	
	AMSR-E	31
3.3	Vergleich AMSR(-E) und SSM/I	35
4.1	Die <i>Tie-Points</i> des BOOTSTRAP-Algorithmus für AMSR(-E).	39
4.2	Die Koeffizienten d_i des beim ASI-Algorithmus verwendeten	
	Polynoms	44
4.3	Eckkoordinaten der NSIDC-Gitter.	55
4.4	Angepasste ASI- <i>Tie-Points</i> im Bereich der Grönlandsee	68
4.5	Angepassten ASI- <i>Tie-Points</i> der Arktis.	68
4.6	Angepassten ASI- <i>Tie-Points</i> der Antarktis	71
5.1	An IED angepasste ASI-Isolinie für alle RADARSAT-Szenen	93
C.1	Informationen zu den Streudiagrammen der Wetterfilter	118

Anhang D

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.
- BACKUS, G. UND F. GILBERT. Uniqueness in the inversion of inaccurate gross earth data. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, (A 266): 123–192, 1970.
- 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.
- 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.
- BLOBEL, V. UND E. LOHMANN. Statistische und numerische Methoden der Datenanalyse. B. G. Teubner, Stutgart; Leibzig, 1998.
- BRONSTEIN, I. N., K. A. SEMENDJAJEW, G. GROSCHE, V. ZIEGLER UND D. ZIEGLER. *Teubner-Taschenbuch der Mathematik*. Zeidler, E., B. G. Teubner Stuttgart, Leipzig, 1996.
- CARSEY, F. D., Herausgeber. Microwave Remote Sensing of Sea Ice, Band 68 von Geophysical Monograph. Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1992.
- CAVALIERI, 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 Fligth Center, Greenbelt, MD, 1992.

- CAVALIERI, D. J. A microwave technique for mapping thin sea ice. J. Geophys. Res., 99(C6): 12561–12572, 1994.
- CAVALIERI, D. J., B. A. BURNS UND 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.
- CAVALIERI, D. J., J. P. CRAWFORD, M. R. DRINKWATER, D. T. EPP-LER, 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.
- CAVALIERI, 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.
- CAVALIERI, D. J., P. GLOERSEN, C. L. PARKINSON, J. C. COMISO UND H. J. ZWALLY. Observed Hemispheric Asymmetry in Global Sea Ice Changes. *Science*, **278**: 1104–1106, 1997.
- CAVALIERI, D. J., C. L. PARKINSON UND K. Y. VINNIKOV. 30-Year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctic decadal sea ice variability. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(18), 2003.
- CAVALIERI, D. J. UND K. M. ST. GERMAIN. Arctic sea ice research with satellite passive microwave radiometers. *IEEE Geosci. and Rem. Sens. Soc.*, **97**, 1995.
- CAVALIERI, 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.
- COMISO, J. C. Sea Ice Effective Microwave and Infrared Observations. *JGR*, **88**(C12): 7686–7704, 1983.
- COMISO, J. C. Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations. J. Geophys. Res., **91**(C1): 975–995, 1986.
- COMISO, J. C. Arctic Multiyear Ice Classification and Summer Ice Cover Using Passive Microwave Satellite Data. J. Geophys. Res., 95(C8): 13411– 13422, 1990.

- COMISO, J. C. SSM/I ice concentrations using the Botstrap algorithm. NASA-Report 1380, (NASA), 1995.
- COMISO, J. C. Bootstrap sea ice concentrations for NIMBUS-7 SMMR and DMSP SSM/I. Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media, 1999. Updated 2002.
- COMISO, J. C., D. J. CAVALIERI UND T. MARKUS. Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, **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.
- DESCLOITRES, J. Simplified Atmospheric Correction Algorithm for MODIS. MODIS Rapid Response Project, NASA/GSFC/SSAI, 2003. URL http: //rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov.
- EPPLER, D. T., 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 Carsey (1992), Seiten 47–71.
- FOLLAND, C. K., T. KARL, J. CHRISTY, R. CLARKE, G. GRUZA, J. JOU-ZEL, M. MANN, J. OERLEMANS, M. SALINGER UND S.-W. WANG. Observed Climate Variability and Change. In Houghton et al. (2001a), Kapitel 2, Seiten 99–182.
- FUCHS, A. UND T. HELLER. Die "Dagmar Aaen" im Eis der Nordwestpassage eingeschlossen. Photo, 2003. Mit freundlicher Genehmigung von Arved Fuchs.
- 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.

- GLOBE TASK TEAM, D. A. HASTINGS, P. K. DUNBAR, G. M. EL-PHINGSTONE, M. BOOTZ, H. MURAKAMI, H. MARUYAMA, H. MASA-HARU, P. HOLLAND, J. PAYNE, N. A. BRYANT, T. L. LOGAN, J.-P. MULLER, G. SCHREIER UND J. S. MACDONALD. The Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model. Digital data base on the World Wide Web and CD-ROMs, 1999. URL http://www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/globe.shtml. Version 1.0. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 325 Broadway, Boulder, Colorado 80303, U.S.A.
- GLOERSEN, P., W. J. CAMPBELL, D. J. CAVALIERI, J. C. COMISO, C. L. PARKINSON UND H. J. ZWALLY. Arctic and Antarctic sea ice, 1978–1987: satellite passive-microwave observations and analysis, Band NASA SP-511 von Scientific and technical information program. National Aeronautics and Space Administration (NASA), Washington, D.C., 1992.
- GLOERSEN, P. UND D. J. CAVALIERI. Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration from microwave radiances. J. Geophys. Res., **91**(C3): 3913–3919, 1986.
- 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., 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, 2001.
- HANSEN, J. UND L. NAZARENKO. Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proceed. National Academy of Science*, **101**(2): 423–428, 2004.
- 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.
- HOUGHTON, J. T., Y. DING, D. J. GRIGGS, M. NOGUER, P. J. VAN DER LINDEN, X. DAI, K. MASKELL UND C. A. JOHNSON, Herausgeber. *The Scientific Basis*. IPCC Third Assessment Report - Climate Change 2001. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, NY, USA, 2001a.

- HOUGHTON, J. T., Y. DING, D. J. GRIGGS, M. NOGUER, P. J. VAN DER LINDEN, X. DAI, K. MASKELL UND C. A. JOHNSON, Herausgeber. Summary for Policymakers, Seiten 1–20. In Houghton et al. (2001a), 2001b.
- 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**(5): 1795–1808, 1998.
- JAXA. ADEOS-II English Homepage. Internet, 2003a. URL http://adeos2.hq.nasda.go.jp/default_e.htm.
- JAXA. AMSR/AMSR-E Homepage. Internet, 2003b. URL http://sharaku. eorc.nasda.go.jp/AMSR/index_e.htm.
- KALESCHKE, L. Fernerkundung des Meereises mit passiven und aktiven Mikrowellensensoren. Dissertation, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen, 2003. URL http://elib.suub.uni-bremen.de/publications/ dissertations/E-Diss628_Kaleschke.pdf.
- KALESCHKE, L., C. LÜPKES, T. VIHMA, J. HAARPAINTNER, A. BO-CHERT, 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.
- 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., 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.*, 41(10): 2294–2306, 2003.
- KOTTMEIER, C. UND L. SELLMANN. Atmospheric and oceanic forcing of Weddell Sea ice motion. J. Geophys. Res., **101**(C9): 20,809–20,824, 1996.
- LIEBE, H. J., P. W. ROSENKRANZ UND G. A. HUFFORD. Atmospheric 60-GHz Oxyggen Spectrum: New Laboratory Measurements and Line Parameters. J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer, 48(5/6): 629–643, 1992.
- 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.

- 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.
- MARKUS, T. UND B. A. BURNS. A method to estimate subpixel-scale coastal polynyas with satellite microwave data. J. Geophys. Res., **100**(C3): 4473–4487, 1995.
- 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.
- 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.
- MARTIN, T. UND P. WADHAMS. Sea-Ice Flux in the East Greenland Current. *Deep-Sea Research II*, 46: 1063–1082, 1999.
- MASSOM, R., H. EICKEN, C. HAAS, M. O. JEFFRIES, M. R. DRINK-WATER, 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.
- 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.
- MÄTZLER, C. Applications of the Interaction of Microwaves with the Natural Snow Cover. *Remote Sensing Reviews*, **2**: 259–392, 1987.
- MÄTZLER, C. UND U. WEGMÜLLER. Dielectric properties of freshwater ice at microwave frequencies. J. Phys. D: Appl. Phys., 20: 1623–1630, 1987.
- NASDA. ADEOS-II Reference Handbook. NASDA, 1401 Numanoue, Ohashi, Hatoyama-machi, Hiki-gunm, Saitana, Japan, 350-0302, 2003a.
- NASDA. AMSR-E Data Users Handbook. NASDA, 1401 Numanoue, Ohashi, Hatoyama-machi, Hiki-gunm, Saitana, Japan, 350-0302, 2. Auflage, 2003b.
- NELDER, J. A. UND R. MEAD. A simplex method for function minimization. Computer Journal, 7: 308–313, 1965.

- NSIDC. DMSP SSM/I Brightness Temperature Grids for the Polar Regions on CD-ROM: User's Guide. Technischer Report, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado, 1990. URL http://nsidc.org/data/ docs/daac/nsidc0001_ssmi_tbs.gd.html.
- 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.
- 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.
- PEASE, C. H. The size of wind-driven coastal polynyas. J. Geophys. Res., **92**(C7): 7049–7059, 1987.
- RAHMSTORF, S. Shifting seas in the greenhouse? *Nature*, **399**: 523–524, 1999.
- RAHMSTORF, S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, **419**: 207–214, 2002.
- RAHMSTORF, S. Thermohaline circulation: The current climate. *Nature*, **421**: 699, 2003.
- 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.
- ROEDEL, W. *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. Springer Verlag, 3. Auflage, 2000.
- ROSENKRANZ, P. W. Absorption of microwaves by atmospheric gases. In M. A. Janssen, Herausgeber, Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry, Wiley series in remote sensing, Kapitel 2. John Wiley & Sons, Inc., New York, 1993.
- ROSENKRANZ, P. W. Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models. *Radio Sci.*, **33**(4): 919–928, 1998.
- ROSENKRANZ, P. W. Correction to "Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models". *Radio Sci.*, **34**(4): 1025, 1999.

- SNYDER, J. P. Map projections used by the U.S. Geological Survey. U.S. Geological Survey Bulletin 1532. Geological Survey, 2. Auflage, 1983.
- STOCKER, T. F., G. CLARKE, H. L. TREUT, R. LINDZEN, V. MELESHKO, R. MUGARA, T. PALMER, R. PIERREHUMBERT, P. SELLERS, K. TREN-BERTH UND J. WILLEBRAND. Physical Climate Processes and Feedbacks. In Houghton et al. (2001a), Kapitel 7, Seiten 417–470.
- STOGRYN, A. UND G. J. DESARGANT. The dielectric properties of brine in sea ice at microwave frequencies. *IEEE Trans. on Antennas and Propagation*, **AP-33**(5): 523–532, 1985.
- 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.
- THE NORSEX GROUP. Norwegian remote sensing experiment in a marginal ice zone. *Science*, **220**(4599): 781–787, 1983.
- THOMAS, D. R. Arctic Sea Ice Signatures for Passive Microwave Algorithms. J. Geophys. Res., 98(C6): 10037–10052, 1993.
- TUCKER, 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 Carsey (1992), Kapitel 2, Seiten 9–28.
- 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 III: From theory to applications. Addison Wesley Pub., London, U.K., 1986.
- VOSS, S., G. HEYGSTER UND R. EZRATY. Improving sea ice type discrimination by the simultaneous use of SSM/I and scatterometer data. *Polar Research*, **22**(1): 35–42, 2003.

- WENTZ, F. J. A model function for ocean microwave brightness temperatures. J. Geophys. Res., 88(C3): 1892–1908, 1983.
- WESSEL, P. UND W. H. F. SMITH. Free software helps map and display data. *Eos Trans.*, *AGU*, **72**(441), 1991. URL http://gmt.soest.hawaii.edu.
- WESSEL, P. UND W. H. F. SMITH. A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database. J. Geophys. Res., **101**(B4): 8741–8743, 1996. URL http://gmt.soest.hawaii.edu.
- WESSEL, P. UND W. H. F. SMITH. New, improved version of the Generic Mapping Tools released. *Eos Trans.*, *AGU*, **79**(579), 1998. URL http://gmt.soest.hawaii.edu.
- WMO. WMO sea ice nomenclature. Technischer Report WMO/OMM/BMO 259-TP-145, suppl. 5, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 1989.
- WOOD, R. A., A. B. KEEN, J. F. B. MITCHELL UND J. M. GREGORY. Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO2 forcing in a climate model. *Nature*, **399**: 572–575, 1999.
- YAO, T. UND C. L. TANG. The Formation and Maintenance of the North Water Polynya. Atmospher-Ocean, 41(3): 187–201, 2003.

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Dr. Georg Heygster. Er hat dieses Thema vorgeschlagen, mein Interesse am Thema Meereis geweckt und die Betreuung meiner Arbeit als externe Diplomarbeit des Fachbereichs Physik der Universität Hamburg übernommen. Das gab mir erst die Gelegenheit, diese Arbeit am Institut für Umweltphysik der Universität Bremen durchzuführen. In diesem Zusammenhang möchte ich mich auch bei Prof. Hartwig Spitzer von der Universität Hamburg bedanken. Nur durch seine Bereitschaft, das Zweitgutachten zu übernehmen, wurde diese Arbeit als externe Diplomarbeit ermöglicht.

An zweiter Stelle möchte ich mich bei Dr. Lars Kaleschke bedanken, auf dessen Forschung vieles in dieser Arbeit aufbaut und der mich an seinem umfangreichen Wissen über das Meereis teilhaben ließ. Seine Anregungen, Kritik und die Diskussionen mit ihm waren mir immer sehr hilfreich. Danke auch für den Datensatz mit NASA-TEAM-Meereiskonzentrationen und die vielen Programme, auf die ich aufbauen konnte.

Ich danke allen Mitgliedern der Arbeitsgruppe "Physikalische Satellitenbildanalyse" für ihre freundliche Aufnahme, die gute Zusammenarbeit und Offenheit für Fragen aller Art, Dr. Christian Melsheimer und Jens Dannenberg (Danke fürs Korrekturlesen), Hendrik Laue, Hong Gang, Nizy Mathew, Nathalie Selbach und Lothar Meyer-Lerbs (Danke für die LaTeX-Tipps).

Weiterhin möchte ich noch Dr. Søren Andersen für die Zusammenarbeit bei den RADARSAT-Szenen, Arved Fuchs und seinem Team für die Schiffsbeobachtungen, Dr. Rober Ezraty und Dr. Michael Schodlok für ihr Interesse und ihre Rückmeldungen zu den Eisdaten danken.

Dafür, dass ich seine schöne alte Karte der Arktis für meine Einleitung verwenden durfte, danke ich Dr. Angelo Rubino.

Meinen Eltern und meiner Familie danke ich für den Rückhalt, die Unterstützung und das Vertrauen, das sie mir während meines Studiums entgegengebracht haben.

Die Wichtigsten kommen immer am Schluss. Vielen Dank an meine Freunde und besonders an meine Freundin Gabi van Sterkenburg, die mich immer ermutigt, unterstützt und mir vor allem die nötige Ablenkung verschafft hat.