Fernerkundung von **hy**dro-meteorologischen **Pa**rametern durch **M**ikrowellenradiometrie (HYPAM)

Peter Bauer[1], Claudia Wunram, Dirk Burose, Jörg Schulz
DLR FF-SR, Linder Höhe, 51170 Köln
[1]European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK

Jürgen Fischer, Ralf Bennartz, Katja Paape
Institut für Weltraumwissenschaften, Fabeckstraße 69, 14195 Berlin

Georg Heygster, Klaus Künzi, Jungang Miao, Norbert Schlüter
Institut für Umweltphysik, Postfach 33 04 40, 28334 Bremen

Eberhard Ruprecht, Andreas Macke, Lüder von Bremen
Institut für Meereskunde, Düsternbrooker Weg 20, 24105 Kiel

Hartmut Graßl, Stephan Bakan[2], Volker Jost
Meteorologisches Institut, Universität Hamburg, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg
[2]Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg

Clemens Simmer, Harald Czekala
Meteorologisches Institut, Universität Bonn, Auf dem Hügel 20, 53121 Bonn

Arbeitsbericht an die
Deutsche Forschungsgemeinschaft

Förderkennzeichen
Ba 1565/1-2, Fi 435/6-2, Gr 660/11-2, He 1746/3-2, Ru 357/5-2, Si 606/1-2

6. September 2001

Inhaltsverzeichnis

Teil I

Gemeinsamer Berichtsteil

Kapitel 1

Abstract

(Remark: This abstract is identic with the editorial of the special issue of the Meteorologische Zeitschrift on the HYPAM project.)

Absorption, scattering and emission are the interaction mechanisms of the atmosphere with electromagnetic radiation. They are highly variable e.g. with frequency and particle size. Therefore, the atmosphere itself (composition, thermodynamic structure and dynamics) and the Earth's surface can be remotely sensed from space, whereby the accuracy depends only on wavelength or frequency chosen and on the instantaneous field of view of the satellite sensor. In principle global observations at short time intervals are possible. In 1995 a small group of microwave remote sensing specialists applied for funding at the German Science Foundation (DFG) under the acronym HYPAM (remote sensing of HYdro-meteorological PArameters by Microwave radiometry) in order to improve algorithms for passive microwave satellite sensors that have the potential to become the work horses for operational meteorology, climatology and other disciplines; because the microwave region allows temperature and humidity profiling in a cloudy atmosphere, cloud water and cloud ice determination, surface wind speed and temperature estimation, sea ice cover and type determination, surface emissivity and precipitation rate measurements. The Defence Meteorological Satellite Program (DMSP) of the Navy of the United States of America has guaranteed since 1987 with the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) continuous measurements in seven microwave channels centered at 19, 22, 37 and 85 GHz with vertical and horizontal polarization for all except the 22 GHz channel that probes a water vapour line. The data are given on request nearly free of charge to the global scientific community. Most of the time more than one sensor has been operated. This allows daily global coverage also in the tropics and a more frequent one in higher latitudes.

Nearly all projects, funded for four years, have used this data set as the backbone for their algorithm development. One of the projects went far beyond algorithm development and improvement by deriving the first thirteen-year net water balance climatology for the global ocean since 1987.

This combined publication in a special issue of Meteorologische Zeitschrift is part of the reporting to the funding agency and a sign for a successful completion.

At the Free University of Berlin a surface emissivity model for land surfaces has been developed and tested that now reduces errors in emissivity between 0.9 and 2.5

percent depending on frequency at emissivities ranging from 0.8 to 0.98 (Bennartz et al.)

At the Institute of Oceanography at Kiel University the errors in cloud liquid water path retrievals due to cloud inhomogeneities have been modelled for SSM/I frequencies. The comparison to plane-parallel clouds, the so-called beam filling effect depends differently on liquid water path at different frequencies and on polarization, it increases at 19 and 22 GHz with liquid water path and inhomogeneity but it decreases at 37 GHz and also for 85 GHz for large liquid water path (Lueder von Bremen et al.).

At the Institute of Environmental Physics of the University of Bremen a rather sophisticated algorithm for nighttime cloud detection over sea-ice and land-ice covered areas has been developed, using DMSP sensors only. It has been applied to a case study in the Weddell Sea with ground truth data from the research vessel „Polarstern“ (Schlüter and Heygster).

At the German Aerospace Centre (DLR) in Cologne a new algorithm to detect rain over land surfaces has been applied to the TRMM Microwave Imager (TMI) (similar to SSM/I) data onboard the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) over Africa, North and South America as well as India. The new approach is superior to earlier attempts and also delivers near surface rainfall intensities (Bauer et al.).

At the Meteorological Institute of the University of Bonn the polarisation effects of non-spherical ice particles and larger raindrops have been investigated. The brightness temperature differences are strongest for the 85 GHz channel of SSM/I. Thus ice clouds over rain (the normal case) may cause large errors in rain estimates if no additional information on the ice crystal shape is used (Cekala and Simmer).

At the Meteorological Institute of the University of Hamburg improved algorithms for sea surface parameters, surface energy and freshwater fluxes were applied to SSM/I data from July 1987 until December 1998. The first climatology, the Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data (HOAPS) is now available on the web and used at many institutions worldwide.

One of the outstanding results of HYPAM is the detection of a very high precipitation maximum over the Gulf Stream and its northward extension, the North Atlantic Current (see figure), that originates from frequent cold air outbreaks from the North American continent. The yearly precipitation amount there reaches values of about 3 m that compete with the value over the warm pool in the West Pacific. It was not detected by in situ observations as only a rain rate of 2.8 mm per hour was allowed if a ship had reported violent showers or very heavy rain.

In spite of the large progress achieved in the atmopsheric remote sensing with passive microwave sensors in the last two decades, there is still a high potential in unexploited information content in these data, especially for cloud microphysical parameters. Therefore, some members of the HYPAM team and others have put forward a new proposal on Microwave Remote Sensing of Clouds to DFG.

Hartmut Graßl Guest Editor

Kapitel 2

Ablauf und Koordination

Dies ist der Arbeitsbericht des zweiten Projektabschnittes HYPAM. Er stellt die Ergebnisse der sechs Teilanträge des Gruppenantrages HYPAM (Fernerkundung von hydro-meteorologischen Parametern durch Mikrowellenradiometrie), der im Juni 1997 an die Deutsche Forschungsgemeinschaft eingricht worden war.

Obwohl beim ersten Teilantrag die Teilprojekte nahezu geschlossen um die Jahreswende 1995/96 begonnen hatten, hat sich durch Personalwechsel und Unterbrechungen der Ablauf des zweiten Teilprojektes bei den verschiedenen Gruppen stark auseinandergezogen. Der zeitliche Ablauf ist in Tabelle 2.1 dargestellt.

Tabelle 2.1: Teilprojekte HYPAM und Startzeitpunkte

Teilprojekt	Antragsteller	Institution	Start	Ende
HYPAM-A	Bauer, Meischner	DLR Köln/O'hofen		4/01
HYPAM-B	Fischer	IWW Berlin	12/99	12/99
HYPAM-C	Heygster, Künzi	IUP, U Bremen	1/98	3/00
HYPAM-D	Ruprecht	IfM, U Kiel	6/98	5/00
HYPAM-E	Schlüssel, Graßl	MI, U Hamburg	3/98	2/00
HYPAM-F	Simmer	MI, U Bonn	6/98	9/00

Entsprechen dem Antrag haben in etwa halbjährlichem Abstand reihum an den Orten der einzelnen Antragsteller Gruppentreffen stattgefunden. Tabelle 2.2 gibt die Daten sowie die Orte an. Es haben jeweils die Projektmitarbeiter und, soweit nicht verhindert, die Antragstellter teilgenommen, darüberhinaus weitere interessierte Mitarbeiter der gastgebenden Institute.

Tabelle 2.2: Liste der Treffen und Orte

Datum	Ort
6. 5. 1998	MPM Hamburg
13. 10. 1998	IUP Bremen
9. 4. 1999	DLR Köln
25. 11. 1999	IWW Berlin

Auf dem Koordiationstreffen im November 1999 in Berlin wurde beschlossen, die Ergebnisse von HYPAM in einem Sonderheft der *Meteorlogischen Zeitschrift* zu veröffentlichen, um den Forschungsstand der passiven Mikrowellenradiometrie in Deutschland in geschlossener Form und in englischer Sprache der internationalen wissenschaftlichen Öffentlichkeit zu präsentieren. Alle Projektteilnehmer haben hierzu einen Beitrag geleistet. Diese sind mittlerweise akzeptiert, das Heft wird voraussichtlich Anfang 2002 erscheinen. Der Gasteditor dieses Heftes, Prof. Gaßl, hat hierzu ein Editorial vefaßt, welches in diesem Bericht auch als Zusammenfassung dient.

Die bereits im ersten Antragszeitraum begonnene Liste HYPADATA von Fernerkundungsdaten, welche an den beteiligten Instituten verfügbar sind, wurde fortgeführt und steht weiterhin allen Interessenten zur Verfügung.

Auf allen Treffen wurden die einzelnen Arbeitsgruppenergebnisse kritisch und diskutiert. Es hat sich gezeigt, dass die gegenseitige Präsentation des aktuellen Arbeitsstandes von allen Teilnehmern als große Hilfe empfunden wird. Die kritischen Diskussionen haben geholfen, Schwachstellen der Arbeiten frühzeitig zu erkennen und zu beheben. Anregungen konnten so früh genug in die laufenden Arbeiten aufgenommen werden. Dies schlägt sich in den Teilberichten, -anträgen und Veröffentlichungen nieder, ohne daß es für den außenstehenden Leser direkt erkennbar wäre.

Teil II

Berichte der Teilprojekte

HYPAM A

Entwicklung dedizierter Algorithmen zur Bestimmung des Niederschlages

Arbeitsbericht zum Förderungsvorhaben Ba 1565/1-2
der Deutsche Forschungsgemeinschaft
im Gruppenantrag
Fernerkundung von hydro-meteorologischen Parametern
durch Mikrowellenradiometrie (HYPAM)

Peter Bauer
European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
Reading, UK

Claudia Wunram, Dirk Burose, Jörg Schulz
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt,
Oberpfaffenhoden

Zusammenfassung

HYPAM-A hatte zum Ziel, Grundlagen für verbesserte Methoden zur Erkennung und Schätzung von Niederschlagsraten über Landoberflächen bereit zu stellen. Da der Informationsgehalt des Niederschlags im Mikrowellensignal dort vergleichsweise gering ist, lag der Schwerpunkt auf einfachen Methoden sowie auf einem Vergleich eher physikalischer mit empirisch- statistischen Verfahren. Angestrebt wurde eine Verwendung der Methoden für Sensoren wie SSM/I[1] und TMI[2] mit der Möglichkeit ihrer Übertragung auf AMSR[3], SSMIS[4]und CMIS[5].

Das empirische Verfahren beruht auf einer EOF[6]-Analyse derjenigen Signalbeiträge, die eine ähnlich starke raum-zeitliche Variabilität aufweisen wie der Niederschlag. Die trägeren Parameter wie Bodenbeschaffenheit und Vegetation werden durch Erstellung von Hintergrundkarten der mittleren TBs[7] (ohne Regen) eliminiert. Die

[1]Special Sensor Microwave/Imager
[2]Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM, Microwava Imager
[3]Advanced Microwave Scanning Radiometer
[4]Special Sensor Microwave Imager Sounder
[5]Conical Microwave Imager/Sounder
[6]Empirical Orthogonal Functions
[7]Brightness Temperatures = Strahlungstemperaturen

Eigenvektoren/Kovarianzen der Signale von Bodentemperatur und -feuchte werden aus Strahlungstransportsimulationen mit Hilfe eines Emissivitätsmodells gewonnen und bei der Anwendung durch Orthogonalisierung von dem gemessenen Signal subtrahiert. Ein so abgeleiteter Niederschlagsindex zeigte eine verbesserte Qualität im Vergleich zu anderen Techniken. Als Referenz dienten Radarmessungen des PR[8], die mit einer Parallaxenkorrektur auf die Bezugskoordinaten des TMI-Produkts transformiert wurden. Mit Hilfe des Heidke skill score lassen sich die Indizes auf Regenraten kalibrieren. Es zeigte sich, dass die Kalibration regional und saisonal unterschiedlich sein muss, in jedem Fall aber nicht-linear ist. Noch ausstehend ist die tatsächliche Kalibration des Indexes zu einer Regenrate sowie seine Validation mit unabhängigen Daten.

Das physikalische Verfahren basiert auf der optimalen Schätzung der Regenrate über einer Landoberfläche in Kenntnis eines ‘first-guess’-Zustandes und unter der Annahme, dass das Vorwärtsproblem, also die Modellierung des Strahlungstransports mit Effekten der Oberfläche und der Atmosphäre, ausreichend genau beschrieben werden kann. Hierfür wurde in Kooperation mit dem Projekt HYPAM-B ein Emissivitätsmodell entwickelt und in das Optimierungsverfahren integriert. Über zahlreiche Tests wurde die Zuverlässigkeit und die Fehlergrenzen dieses Verfahrens bestimmt. Die Parameter, die die Oberfläche beschreiben, wurden validiert (z. B. Oberflächentemperatur). Es wurden verschiedene Ansätze zur Regenerkennung ausprobiert, wobei sich heraus stellte, dass eine Beschränkung der Emissivitätsoptimierung auf Frequenzen $\leq 37\,\text{GHz}$ mit folgendem Abgleich der modellierten und gemessenen Strahlungstemperaturen bei 85 GHz die besten Ergebnisse lieferte. Im restlichen Verlauf des Projekts soll das physikalische mit dem empirischen Verfahren verglichen werden sowie für die Schätzung von Regenraten erweitert werden.

A.1 Motivation

Da die Regenerkennung über Landoberflächen aus den instantan gemessenen Strahlungstemperaturen aufgrund des geringen Kontrastes zwischen Land- und Atmosphäreneffekten sowie der großen räumlichen Variabilität der Landoberflächen bisher sehr unzulänglich ist, können dynamische Methoden unter Zuhilfenahme externer Daten eine deutliche Verbesserung erzielen. Hierzu sollten innerhalb des Vorhabens u. a. multitemporale Aufnahmen genutzt werden, um eine bessere Identifikation räumlich und zeitlich variabler Gebiete im Satellitenbild zu erlauben. Die bisherigen Arbeiten zur Regenabschätzung über Landoberflächen verwenden entweder statische oder räumlich und zeitlich stark gemittelte Ansätze für die Abschätzung des Oberflächenbeitrages. Aus den im Laufe der ersten Projektphase gewonnenen und weiter zu entwickelnden Ergebnisse sollte daher ein verbessertes Verfahren für die Erkennung von Regengebieten und die Quantifizierung der Niederschlagsmengen über Land fortentwickelt werden. Hierfür sollten die spektrale Information aus den Kanälen des

[8] Precipitation Radar

SSM/I, Zusatzdaten aus AVHRR [9]-Produkten (z. B. NDVI[10] siehe HYPAM-B) und Analysen (z. B. Oberflächentemperatur) sowie die Auswertung multitemporaler Aufnahmen genutzt werden.

Des weiteren sollte geprüft werden, ob Methoden, die auf der Vorwärtsmodellierung des Strahlungstransports beruhen, Vorteile gegenüber empirischen Verfahren besitzen. Die rechnerisch aufwendigere Modellierung des Strahlungstransports muss ein Emissivitätsmodell von Landoberflächen beinhalten, dessen Eingangsvariablen i. a. nur mit Schwierigkeiten bestimmbar sind. Der Vorteil einer physikalischen Modellierung ist jedoch die genaue Identifikation des Atmosphären- und Wolkenbeitrags sowie die Möglichkeit, genauere Informationen über die Wolken abzuleiten. Empirische Verfahren sind i. a. effizient und, in Abhängigkeit von ihrer Kompatibilität, ebenfalls global einsetzbar.

A.2 Vergleich mit dem Arbeitsplan und Ausblick

Arbeitsplan und thematische Fokussierung wurden im Laufe des Projekts geändert. Die ursprüngliche Antragsfassung konzentrierte sich auf den physikalischen Ansatz, während die empirische Methodik nur am Rande behandelt werden sollte. Im Laufe des Projekts hatte sich heraus gestellt, dass aufgrund der zu erwartenden Ungenauigkeiten des physikalischen Ansatzes (im Zusammenhang mit dem Emissivitätsmodell, den 'first-guess'-Feldern sowie deren Fehlerschätzung) zunächst dem empirischen Verfahren der Vorzug gegeben werden soll. Dieses ist vollständig im Bericht beschrieben und bildet die Grundlage für den Artikel, welcher in der HYPAM-Ausgabe der Meteorologischen Zeitschrift erscheinen wird (Bauer et al. 2001).

Im Projektteil zur Entwicklung des physikalischen Verfahrens wurde die Methodik der Vorwärtsmodellierung sowie Invertierung entwickelt (wie im Bericht beschrieben). Im Vergleich zum Arbeitsplan sind damit Monat 1–12 abgedeckt. Die Interaktion mit HYPAM-B drückt sich in der Nutzung der Parametrisierung der Frequenzabhängigkeit der Bodenrauhigkeit aus. Noch austehend sind:

- Die nicht-lineare Kalibration des Eigenvektor-Indexes zur Regenrate am Boden aus kolokierten TMI und PR Messungen. Die Untersuchung der räumlich-zeitlichen Variabilität dieser Kalibration auf der Basis der ausgewählten Kontinente. Dieser Teil wird mit etwa 3 Monaten veranschlagt und wird von Herrn Dr. Jörg Schulz zur Zeit an der Universität Bonn durchgeführt.
- Die Adjustierung der Regenerkennung mit dem physikalischen Verfahren über kolokierte TMI- und PR-Messungen und die Untersuchung ihrer räumlich-zeitlichen Variabilität; auch im Vergleich mit dem empirischen Verfahren.
- Die Implementierung des Eisgehalts/Wassergehalts des Niederschlags in das Optimierungsverfahren und dessen Überprüfung mit dem selben Datensatz, der auch für das empirische Verfahren heran gezogen wurde. Diese beiden Aspekte wer-

[9] Advanced Very High Resolution Radiometer
[10] Normalized Differential Vegetation Index

den von Frau Claudia Wunram an der Universität Hamburg bearbeitet. Mit dem Abschluss dieser Arbeiten ist in den nächsten 6 Monaten zu rechnen.

Insgesamt muss berücksichtigt werden, dass Frau Birgit Drüen vom 1.5.1996–31.1.1998 im Projekt HYPAM-1 gearbeitet und Frau Claudia Wunram seit dem 1.2.1999 im Projekt HYPAM-2 arbeitet. Durch den Wechsel der Bearbeiter und die damit verbundene Einarbeitungszeit von Frau Wunram sowie die Unterbrechung von einem Jahr sind Verzögerungen aufgetreten, die leider nur über zusätzlichen Zeitaufwand auszugleichen sind.

A.3 „Empirische“ Verfahren

Der empirische Ansatz beinhaltet zwei Schritte, um die Niederschlagssignatur von derjenigen anderer Quellen zu trennen: Beiträge schwach variabler Quellen wie Bodentyp und -zustand werden über dynamisch gemittelte Karten der Mikrowellen-Strahlungstemperaturen (TB) in wolken- und regenfreien Fällen ermittelt. Eher dynamische Parameter wie Temperatur und Bodenfeuchte werden durch ihre sukzessive Subtraktion aus dem Signal elimiert. Das Verfahren beruht auf der Methode von Conner und Petty (1998), nur dass für die Eliminierung der o. g. unerwünschten Signalbeträhe Simulationen verwendet werden, und dass die Methode für verschiedene Kontinente (Afrika, Nord-/Südamerika, Indien) sowie Daten des TMI erweitert wurde. Des weiteren liefert die Evaluierungsgröße (Heidke skill score), eine effiziente Kalibrierungsmöglichkeit, um Niederschlagsraten abzuleiten.

A.3.1 Hintergrundfelder

TB-Hintergrundfelder wurden für zwei Testperioden (18/08/98–02/09/98: 241 orbits, 13/12/99–05/01/00: 373 orbits) aus TRMM-Daten auf einem $(0.25°)^2$-Gitter erstellt. Zur ersten Bereinigung von Regenfeldern wurde das Verfahren von Ferraro and Marks (1995) verwendet, das global anwendbar jedoch statisch ist. TBs wurden gemittelt und ihre Standardabweichung vom Mittelwert bestimmt. Letztere erlauben auch die Identifikation von nicht erkannten Wolken bzw. Oberflächen mit hoher zeitlicher Variabilität. Effekte der Orographie (Mätzler and Standley 1999) wurden vernachlässigt, da diese vergleichsweise geringe Auswirkungen (< 2 K) auf die Bodenemissivität in den betrachteten Gebieten haben (Burose 2000).

Abbildungen A.1 und A.2 zeigen die zeitlich gemittelten Felder sowie die Standardabweichungen der vier Gebiete für den TMI 85.5 GHz-Kanal (horizontale Polarisation). Die Felder sind eher glatt und Variabilität wird hauptsächlich durch offene Wasserflächen produziert, die mit unterschiedlichen Anteilen in die aufeinander folgenden Beobachtungen eingehen. Im folgenden werden jedoch nur die Gebiete betrachtet, in denen die Standardabweichungen geringer als 10 K ist, um eine Kontamination der Hintergrundfelder zu vermeiden.

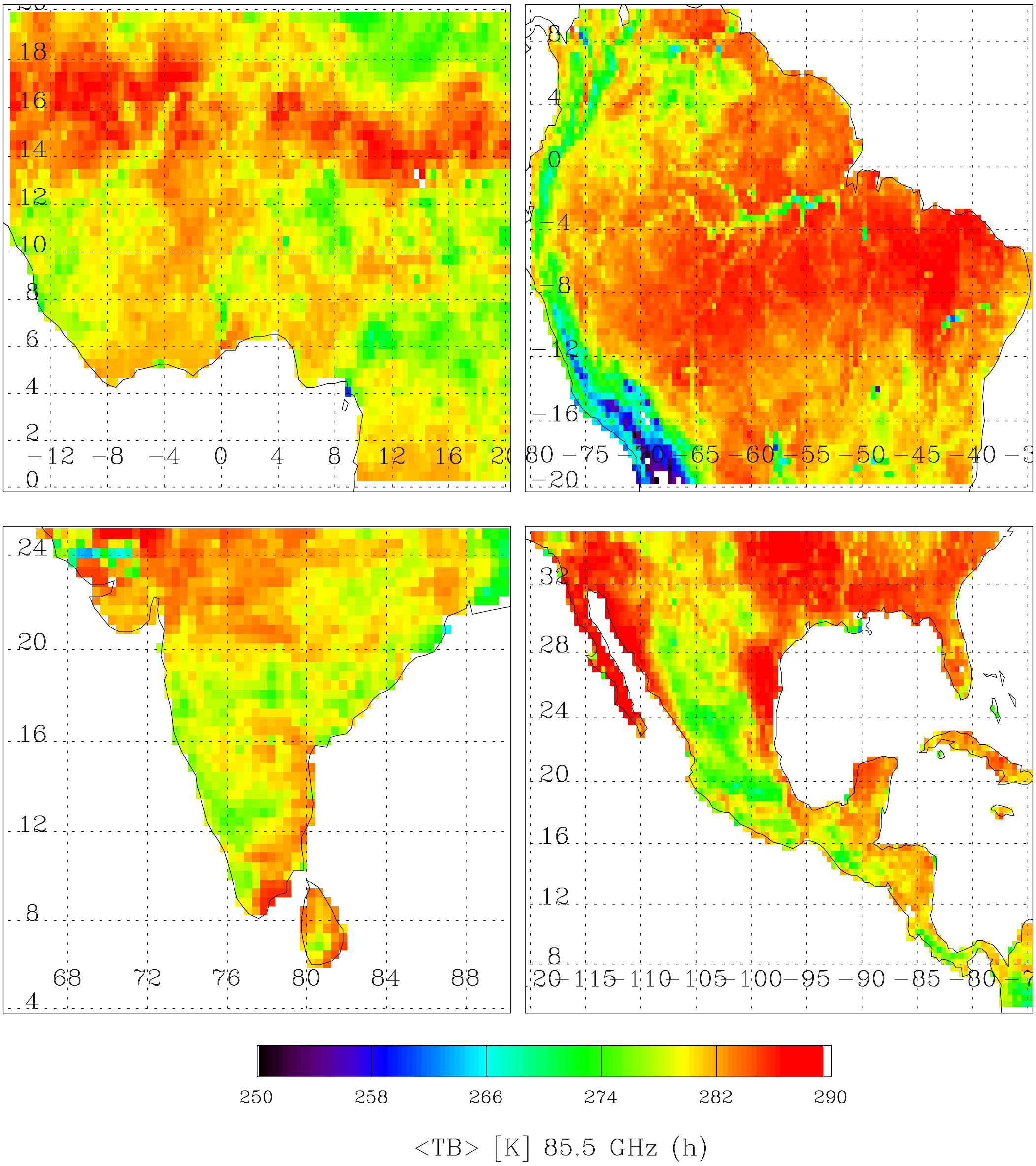


Abbildung A.1: Mittlere TBs bei 85.5 GHz über den ausgewählten Gebieten für den Zeitraum 18/08/98–02/09/98.

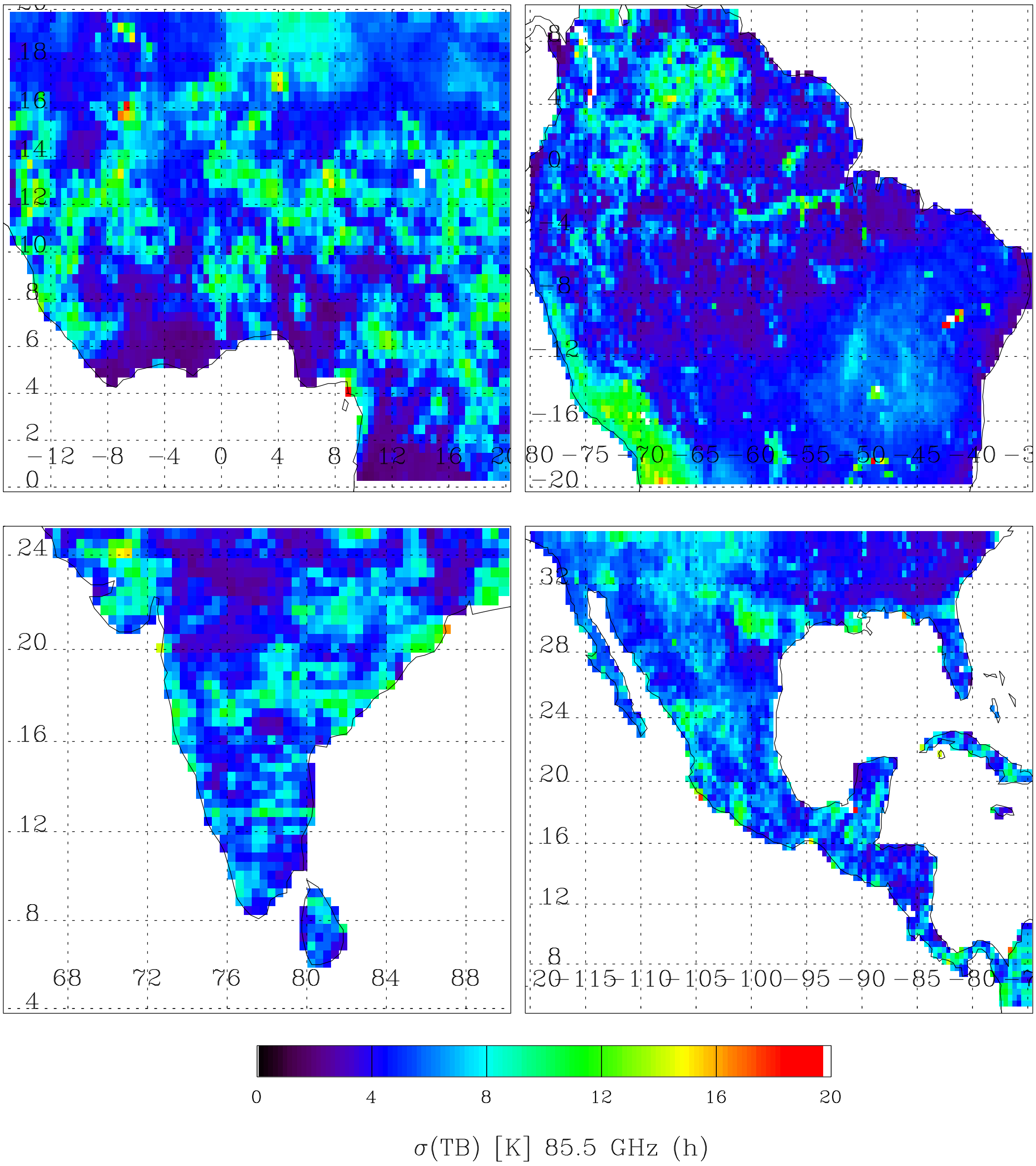


Abbildung A.2: Wie in Abb. A.1 jedoch für Standardabweichungen.

A.3.2 TMI-EOFs

Die TBs bei verschiedenen Frequenzen sind, insbesondere über Landoberflächen, stark korreliert. Nur bei höheren Frequenzen ($> 40\,\mathrm{GHz}$) nimmt die TB durch Streuung an grossen Niederschlagsteilchen (Schnee, Graupel) ab. Zum Ausschluss redundanter Information sowie zur Reduzierung der Dimension des Beobachtungsvektors werden daher empirische orthogonale Funktionen (EOF) verwendet, die aus gemessenen/simulierten TBs und den Eigenvektoren ($\mathbf{E}_0$) der TB-Differenzen zum Hintergrund ($\delta\mathbf{TB}_0 = \mathbf{TB}_0 - \overline{\mathbf{TB}}_0$) eines ausreichend grossen Datensatzes bestimmt werden können. Wie die TBs sind die EOFs eine Matrix mit m Messungen und n Kanälen:

$$\mathbf{EOF}_0 = \mathbf{TB}_0\,\mathbf{E}_0 \tag{A.1}$$

wobei die EOFs orthogonal zueinander im Vekrorraum stehen, d. h.:

$$\sum_n \mathrm{EOF}_i \mathrm{EOF}_j = 0 \tag{A.2}$$

während:

$$\sum_n \mathrm{TB}_i \mathrm{TB}_j \neq 0 \tag{A.3}$$

mit $i, j = 1, n$ und $i \neq j$. Darüber hinaus geben die assoziierten Eigenwerte (λ_i) den relativen Anteil der jeweiligen EOF zur Gesamtvariabilität an. Im Fall von TMI-Messungen über Land oder Ozean sind bereits mehr als 98 % der Gesamtvariabilität in den ersten drei EOFs enthalten.

A.3.3 Temperatur- und Feuchteeffekte

Die Subtraktion der relativen Beiträge von Bodenfeuchte und -temperatur aus der Messung erfolgt mit Hilfe des Gram-Schmidt Orthogonalisierungsverfahrens, das durch Conner and Petty (1998) auf das Problem der Regenfernerkundung über Land übertragen wurde. Damit wird die Abweichung vom Hintergrundsignal jeder Beobachtung korrigiert durch:

$$\begin{aligned}\delta\mathbf{TB}_0' = \delta\mathbf{TB}_0 &- \langle \delta\mathbf{TB}_0, \mathbf{e}_\mathrm{t} \rangle\, \mathbf{e}_\mathrm{t} \\ &- \langle \delta\mathbf{TB}_0, \mathbf{e}_\mathrm{m} \rangle\, \mathbf{e}_\mathrm{m}\end{aligned} \tag{A.4}$$

wobei $\mathbf{e}_{\mathrm{t,m}}$ den ersten Eigenvektor der relativen Signatur von Feuchte (m) und Temperatur (t) enthält. Diese können aus Simulationen oder Messungen bestimmt werden. $\langle\cdot,\cdot\rangle$ bezeichnet das innere Produkt. Damit enthalten der zweite und dritte Term auf der rechten Seite von Gl.(A.4) die Signalbeiträge des Bodens, die in den TB-Raum projeziert wurden. $\delta\mathbf{TB}_0'$ sollte daher nur noch Signalbeiträge des Niederschlags relativ zum Hintergrund enthalten. Lediglich die erste EOF wird benutzt, da angenommen wird, dass die Reduktion erfolgreich ist und dass das verbleibende Signal die Niederschlagsvariabilität zu einem grossen Anteil erklärt.

Im Gegensatz zu Conner und Petty werden hier Simulationen zur Ermittlung von $\mathbf{e}_\mathrm{m}$ und $\mathbf{e}_\mathrm{t}$ verwendet, da: (1) deren Isolation aus Messungen schwierig ist, da immer Restbeiträge unerkannter anderer Signalquellen verbleiben, (2) der Rechenaufwand vergleichsweise gering ist und die Randbedingungen der Simulation kontrolliert werden können und (3) mit unterschiedlichen Bodenzuständen auch die atmosphärischen Bedingungen verschieden sind. Ungenauigkeiten in der Simulation stammen hauptsächlich vom Bodenemissivitätsmodell, jedoch werden relative Signaturen berechnet, d. h. TBs mit hoher Feuchte/Temperatur minus TBs mit geringer Feuchte/Temperatur, so dass Fehler in der Berechnung absoluter Emissivitäten geringeren Einfluss haben, wenn die relative Änderung der Emissivitäten reproduziert wird.

Es wurden Strahlungstransportsimulationen durchgeführt für wolkenfreie Atmosphären, deren Eingangsdaten aus Messungen von Radiosonden stammen. Das Bodenemissivitätsmodell ist in Bauer und Grody (1995) beschrieben und erlaubt, in einer vereinfachten Version die Berechnung der Emissivität (mit Polarisation) als Funktion der relativen Bedeckung einer Szene mit Vegetation und Wasser sowie Bodenrauhigkeit und -temperatur. Die volumetrische Bodenfeuchte und Parameter der Vegetation (z. B. integrierter Blattwassergehalt) sind an die genannten Größen gebunden (siehe Modellbeschreibung im folgenden Kapitel). Zwei Datensätze wurden erzeugt:

- Temperatur: TB-Differenzen aus identischen Profilen und Bodenbedingungen, jedoch mit Änderung der Bodentemperatur um $+5\,\mathrm{K}$ und $-5\,\mathrm{K}$ relativ zu derjenigen der untersten Atmosphärenschicht. Mit den Profilen wurde der Bedeckungsgrad der Vegetation von 0 bis 1 und die Rauhigkeit zwischen 0 und 0.1 cm zufällig variiert; Feuchte wurde ausgeschlossen.
- Bodenfeuchte: wie oben mit Wasserbedeckungsgrad von 0.5 und 0 jedoch identischer Temperatur.

Nach Berechnung der Kovarianzmatrizen und Eigenvektoren dieser Datensätze ergab sich ein Beitrag der ersten EOF zur Gesamtvarianz von 89 % für den Temperatur-Datensatz und 86 % für den Bodenfeuchte-Datensatz. Die Eigenvektoren werden in Folge unverändert für alle Regionen und Perioden angewandt wie in Gl.(A.4) und $\mathbf{e}_\mathrm{p}$, d. h. der erste Eigenvektor des relativen Niderschlagssignals kann berechnet werden.

Abbildungen A.3 und A.4 geben eine Übersicht der ersten drei Eigenvektoren des Niederschlags für beide Perioden und alle Regionen. $\mathbf{e}_\mathrm{p}$ nimmt in allen Fällen mit der Frequenz ab, jedoch varriiert die erklärte Varianz stark mit Region und Periode (61 % bis 87 %). Eine mögliche Erklärung hierfür ist die Restvariabilität der wolkenfreien Atmosphäre sowie der nicht regnenden Wolken, die unberücksichtigt blieben. Diese zeigen sich durch leicht positive $\mathbf{e}_\mathrm{p}$ bei niedrigen Frequenzen und leicht negative $\mathbf{e}_\mathrm{p}$ bei hohen Frequenzen in der zweiten EOF. Die Änderung über Indien zwischen der Monsunperiode (Phase 1) und dessen Abklingen (Phase 2) reflektieren diesen Einfluss. Die dritte EOF enthält nur geringe Beiträge, die schwer zu interpretieren sind.

Mit Hilfe des geschilderten Verfahrens kann schliesslich ein Niederschlagsindex (in K) berechnet werden mit:

$$PI = \langle \delta \mathbf{TB}_0, \mathbf{e}_\mathrm{p} \rangle \tag{A.5}$$

der positiv korreliert zur Regenrate oder Regensäule (oder eher Eissäule) ist. Dieser hat eine ähnliche Qualität wie der sog. ‘scattering index’ (Ferrao und Marks 1995), nur dass er dynamisch und regional anpassbar ist.

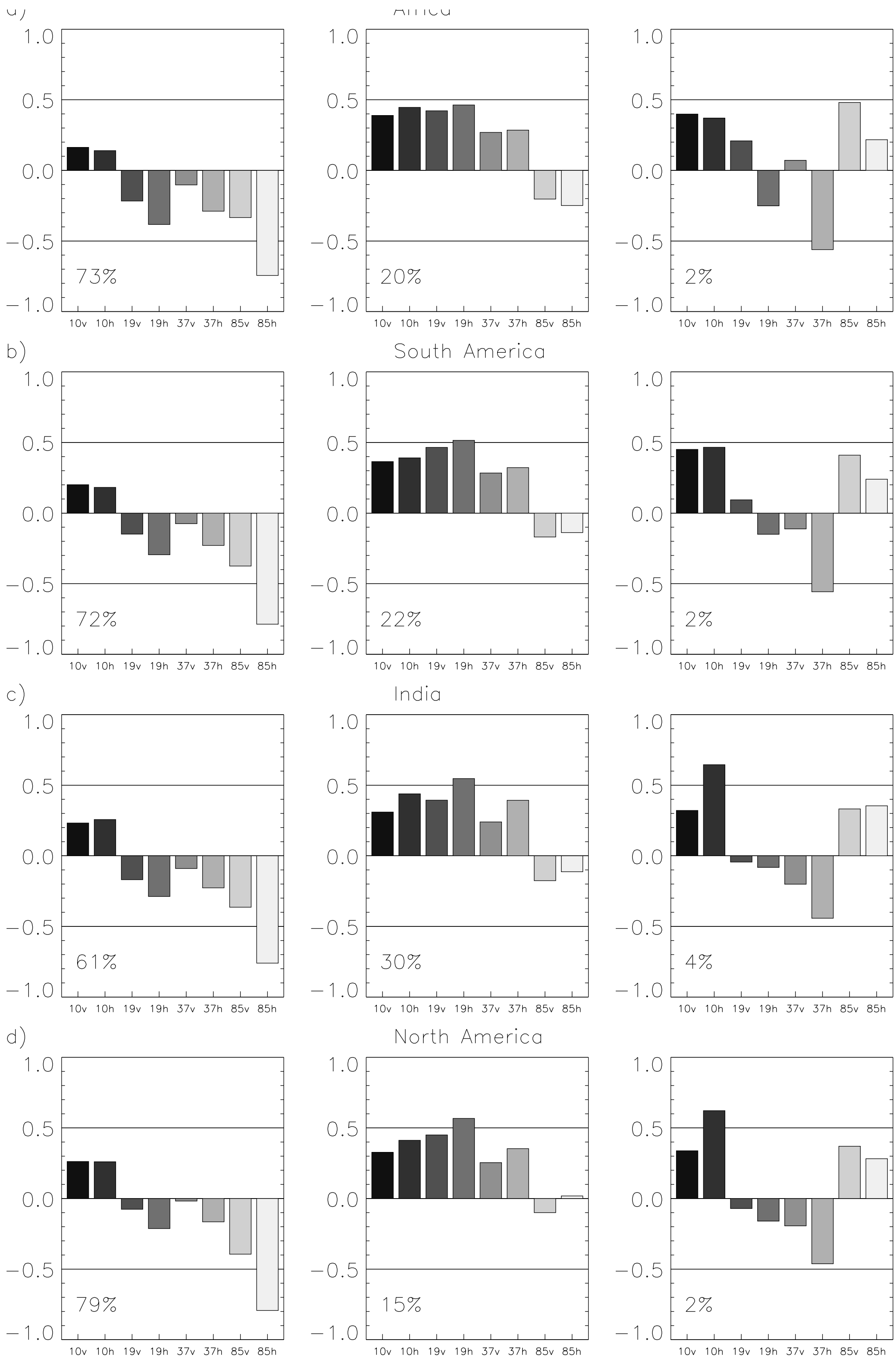


Abbildung A.3: Die ersten drei Komponenten (von links nach rechts) von e_p für die ausgewählten Gebiete (18/08/98–02/09/98). Die Zahlen indizieren die durch jede Komponente erklärte Variabilität.

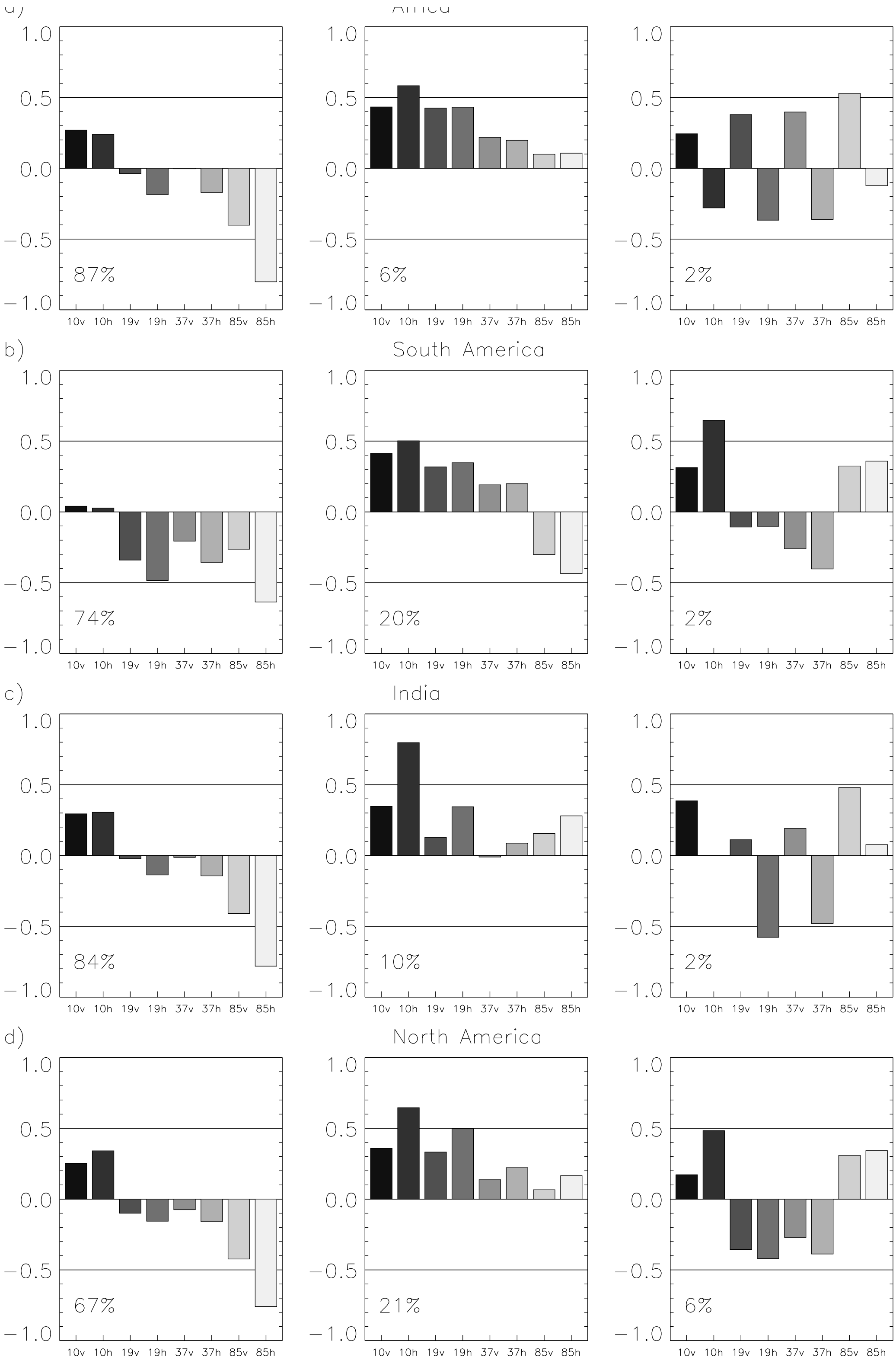


Abbildung A.4: Siehe A.3 für den Zeitraum 13/12/99–05/01/00.

A.3.4 TMI-PR Ko-Navigierung

Evaluierung und Kalibration von Gl.(A.5) erfordern die Kolokation von TMI- mit Referenzmessungen, in diesem Fall aus dem PR abgeleiteten Regenraten (bzw. Flüssigwassergehalten). Als Referenzauflösung wurde die des 19.35 GHz- und dies des 85.5 GHz-Kanals getestet. Diese wurden mit einem Faktor von 2.5 multipliziert, um 98 % der durch die Antennenempfindlichkeitsfuntion (effective field of view, EVOV)) abgedeckten Fläche einzuschliessen. Die Form der EFOVs wurde durch Ellipsen angenähert deren Ausrichtung von der Position des EFOVs auf dem konischen Scan des TMI abhängt. Lediglich PR-Beobachtungen ab 2 km Höhe wurden berücksichtigt, um den Einfluss von Oberflächenreflexionen auszuschliessen. Weiterhin wurden nur TMI-PR Datenpaare verwendet, für die der Bedeckungsgrad des TMI-EFOVs mit gültigen PR-Beobachtungen größer 0.8 war.

Alle Niederschlagsalgorithmen nutzen hauptsächlich das Signal bei hohen Frequenzen, so dass die Referenzauflösung etwa 5 km × 7 km im Fall des TMI beträgt. Jedoch werden die anderen Kanäle zur Berechnung eines regenfreien Signals (Ferraro und Marks 1995) oder für die Berechnung der ersten EOF benutzt, so dass deren räumliche Auflösung und die räumliche Variabilität der Szene eine Rolle spielen. Da die Beziehung zwischen Regenrate am Boden und den TBs vergleichsweise ung ist und die horizontale und vertikale Niederschlagsvariabilität gross ist, nimmt das Rauschen mit zunehmender Auflösung zu, so dass hier eine Referenzauflösung von 18 km × 30 km gewählt wurde (Burose 2000).

A.3.5 Parallaxen-Korrektur

Ein geometrisches Problem wird durch die Projektion aller Signalbeiträge auf den Fusspunkt der Beobachtung hervor gerufen. Wenn der Hauptteil des Signals bei grossen Höhen entsteht, ist dessen Nadirpunkt (d. h. bei vertikaler Konvektion der dazu gehörige Nadirpunkt) z. T. weit vom Fusspunkt entfernt. Dies ist hier besonders wirksam, da der Grossteil der Information durch hohe Frequenzen beigetragen wird, bei denen die Wichtungsfunktion ihr Maximum bei grossen Höhen haben kann (Bauer et al. 1998). Zur Korrektur dieses „Parallaxeneffekts“ wurden Strahlungstransportsimulationen mit Hilfe mesoskaliger Wolkenmodelle durchgeführt, um statistische Beziehungen zwischen dem Schwerpunkt der Wichtungsfunktion und den TBs abzuleiten. Die Wolkensimulationen entstammen dem Cooperative Huntsville Meteorological Experiment (COHMEX, Smith et al. 1992), dem Cooperative Convective Precipitation Experiment (CCOPE, Johnson et al. 1993), und dem Convection Profonde Tropical Experience (COPT-81, Redelsperger and Lafore 1988).

Der Schwerpunkt der Wichtungsfunktion (z_{CG}) wurde über Regressionen bestimmt; die Korrektur der Position der PR-Beobachtung relativ zur TMI-Beobachtung erfolgt durch Schieben um die Entfernung d_{CG} hin zum Subsatellitenpunkt:

$$\begin{aligned} d_{CG} &= R_e\,\beta \approx z_{CG} \\ \beta &= \frac{1}{2}\sin^{-1}\left(\left(\frac{R_e}{R_e + z_{cg}}\right)^2 - 1\right) \end{aligned} \tag{A.6}$$

mit dem mittleren Erdradius $R_e = 6370\,\mathrm{km}$ und dem Winkel β zwischen Fusspunkt und korrigierten PR-Koordinaten, mit dem Erdmittelpunkt als Zentrum. Ohne Wolken müsste $d_{CG} = 0$ erfüllt sein; in tropischer Konvektion kann d_{CG} jedoch 12–15 km erreichen. Die Genauigkeit dieser Korrektur hängt von der Repräsentativität der Simulationen sowie der dreidimensionalen Wolkenstruktur der Beobachtung ab.

In Abbildung A.5 werden die Korrelationskoeffizienten zwischen PI und dem Regenwassergehalt des PR (LWC_{PR}) vor (linke Spalte) und nach (rechte Spalte) der Korrektur verglichen. Die o. g. Simulationen wurden getrennt und zusammen betrachtet. Die x-Achse bezeichnet das z_{CG}-Intervall, auf die die Korrektur bezogen wurde. Der generelle Anstieg der Korrelation mit der Höhe zeigt den Zusammenhang zwischen Regenrate und Höhe der Konvektion. Über Indien ist eine Verbessrung der Korrelation durch die Parallaxen-Korrektur im Höhenbereich $z_{CG} \in [4\text{–}6\,\mathrm{km}]$ fest zu stellen, wenn die Regression aus den CCOPE- oder COPT-81-Simulationen verwendet wird. Diese beiden Simulationen sind grundsätzlich besser für die hier gezeigten Beispiele geeignet, mit Ausnahme der Region Südamerika. COHMEX repräsentiert die stärkste Konvektion, die in dem ausgewählten Datensätzen auch in dieser Region zu finden ist, was durch die höchsten z_{CG} in Südamerika angezeigt wird. Da die Verbesserung der Korrelationen ab Höhen von 4–6 km auftritt, wurde die Anwendung der Korrektur auf diesen Bereich beschränkt.

A.3.6 Heidke Skill Score

Wie in Conner and Petty (1998) wurde der Heidke Skill Score als Evaluierungsmass der binären Genauigkeit der Regenerkennung verwendet:

$$HSS = \frac{2(AD - BC)}{B^2 + C^2 + 2AD + (B + C)(A + D)} \tag{A.7}$$

wobei A/D die Anzahl der Fälle ist, bei denen TMI und PR Niederschlag/keinen Niederschlag erkannten während B/C die Anzahl der Fälle ist, bei denen TMI Niederschlag/keinen Niederschlag und PR keinen Niederschlag/Niederschlag erkannten. $HSS = -1$ wäre damit ein negativer Skill, $HSS = 0$ kein Skill und $HSS = 1$ perfekter Skill. Um dieses Verfahren weiter zu stratifizieren, wurden die Datensätze unterteilt nach Minimum der enthaltenen Regenrate, so dass der HSS pro unterer Grenze bestimmt werden kann. Damit wird die Empfindlichkeit des Verfahrens quan-

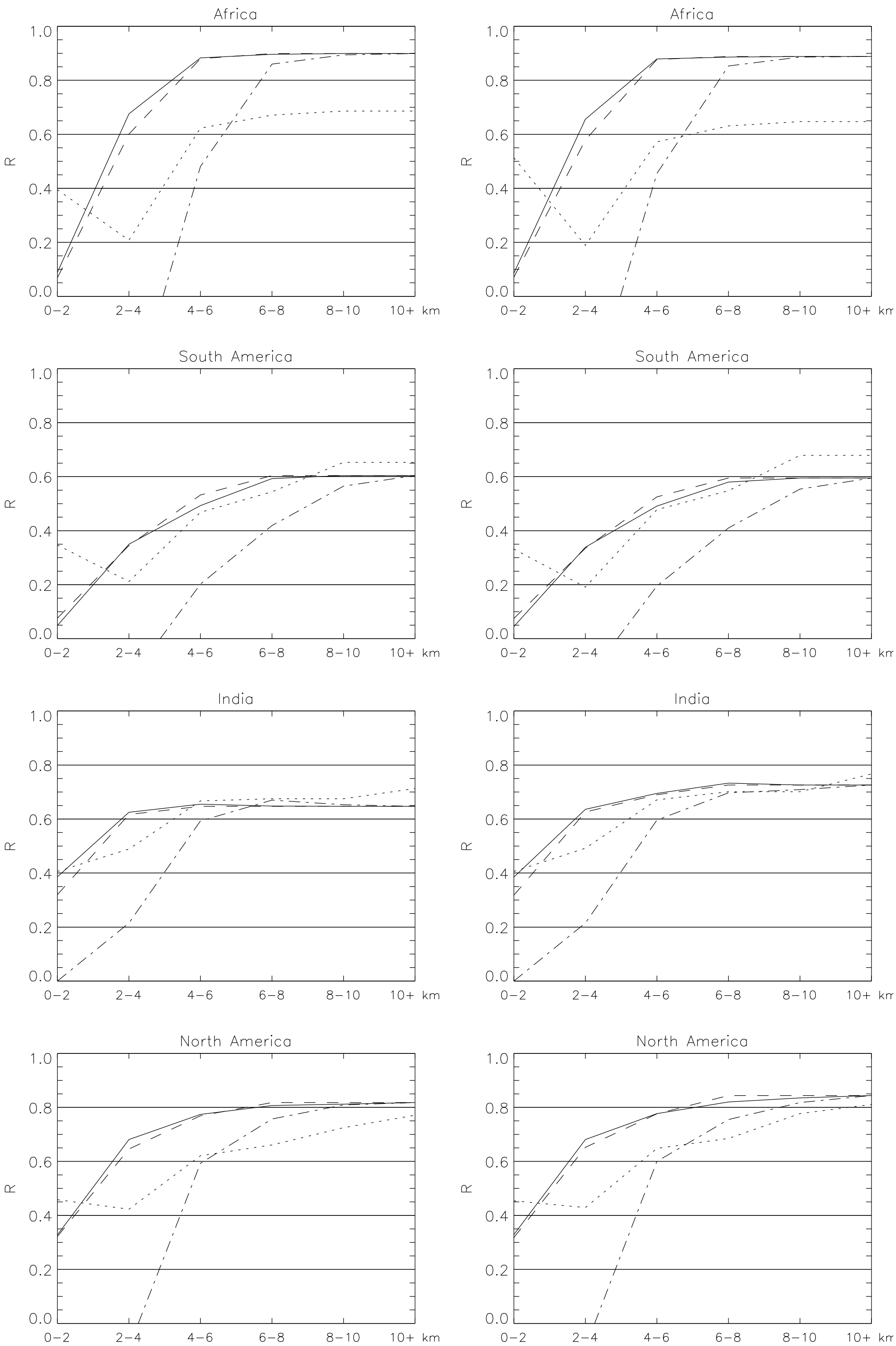


Abbildung A.5: $LWC - PI$-Korrelationskoeffizienten zwischen unkorrigierten (linke Spalte) und korrigierten (rechte Spalte) PR-Koordinaten als Funktion des Höhenbereichs.

tifiziert und A, B, C, und D hängen vom Schwellwert für LWC_{PR} ab:

$$A(i,j) = \sum_{k=i}^{m} \sum_{l=j}^{n} s(k,l) \tag{A.8}$$

$$B(i,j) = \sum_{k=i}^{m} \sum_{l=1}^{j-1} s(k,l)$$

$$C(i,j) = \sum_{k=1}^{i-1} \sum_{l=j}^{n} s(k,l)$$

$$D(i,j) = \sum_{k=1}^{i-1} \sum_{l=1}^{j-1} s(k,l)$$

$s(k,l)$ bezeichnet die Zahl der LWC_{PR} (Index 'i, k') bzw. der PI (Index 'j, l'). (m,n) ist die maximale Anzahl der Fälle. Die maximalen HSS sowie die Gesamtkorrelationen wurden ebenfalls berechnet und in Beziehung zu $\log_{10}[LWC_{PR}]$ gesetzt, da damit der Wahrscheinlichkeitsverteilung des Niederschlags besser entsprochen wird. Damit wird auch die Bedeutung des HSS für die Regenerkennung (d. h. geringe Regenraten) erhöht.

Die Interpretation von Gl.(A.7) und Gl.(A.8) ist z. B., dass $A(i,j)$ die Summe der Fälle oberhalb eines LWC_{PR}, PI-Schwellwerts angibt, d. h. das Gewicht für einen positiven Skill oberhalb (i,j). B ist die Summe der Fälle oberhalb eines LWC_{PR}-Schwellwerts und unterhalb eines PI-Schwellwerts, d. h. ein negativer Skill in Bezug auf Regen oberhalb (i) und TBs unterhalb (j). C und D funktionieren analog mit Bezug zum PI-Schwellwert.

A.3.7 Andere Algorithmen

Zur Veranschaulichung wurden weitere Algorithmen (hier SSM/I-Algorithmen) einbezogen, da sie allgemein verfügbar und einfach zu implementieren sind. Im Unterschied zum TMI hat das SSM/I keinen Kanal bei 10.65 GHz und eine geringere räumliche Auflösung, ausserdem ist der Wasserdampfkanal bei 22.235 GHz während der des TMI bei 21.3 GHz zentriert ist. Aufgrund des geringen Beitrags der wolkenfreien Atmosphäre zum Gesamtsignal über Landoberflächen sollte letzteres von geringer Bedeutung sein. Die Unterschiede in der Referenzauflösung müssen noch untersucht werden, von Bedeutung ist jedoch, dass keiner der SSM/I-Algorithmen für eine spezifische Auflösung optimiert wurde.

Der Algorithmus des NOAA/Satellite Research Laboratory algorithm (NOAA/SRL, Grody 1991, Ferraro and Marks 1995) besteht aus einem Regenerkennungsteil, der auf dem Scattering Index (SI) beruht, der als die Differenz zwischen der gemessenen und einer simulierten 85.5 GHz-TB definiert ist. Die Simulation erfolgt durch die TBs der anderen Kanäle, die als vom Niederschlag unbeeinflusst angenommen werden. Der NASA Goddard Scattering Algorithmus (GSCAT, Adler et al. 1993) entstammt einer Regression aus Wolken-Strahlungstransportsimulationen mit $GS = 262\,\mathrm{K} - \mathrm{TB}_{85}$. Letztlich wird eine einfache Beziehung von Conner and Petty ($2C$) verwendet, welche die TB-Differenzen bei 37.0 und 85.5 GHz nutzt. Zur Evaluierung der Regenerkennung werden lediglich die Indizes (in K) verwendet, d. h. PI, SI, $2C$, und GS.

A.4 Ergebnisse

Abbildung A.6 zeigt einen Vergleich der Indizes gegen $LWC_{PR} > 0.01\,\mathrm{g/m^3}$ für alle Regionen und beide Perioden. Die Anzahl der Fälle sowie die Korrelationen sind in Tabelle 1 aufgeführt. Die Streudiagramme zeigen eine sehr ähnliche Qualität aller Algorithmen, jedoch weist PI einen etwas größeren dynamischen Bereich auf. Ausserdem ergeben sich höhere Korrelationen mit Ausnahme über Südamerika; jedoch ist die Überlegenheit in Indien mit einer Differenz von 0.07 recht deutlich. Die Verteilung der maximalen HSS zeigt eine bessere Qualität des PI über Südamerika bei niedrigen Intensitäten und über Indien bei mittleren Intensitäten. In den anderen Fällen ist die Qualität aller Algorithmen sehr ähnlich wobei SI und $2C$ etwas schlechter abschneiden. Dies ist ein bedeutendes Ergebnis, da GS eine extrem einfache Beziehung des Niederschlags zur Verringerung der 85.5 GHz-TB nutzt. Dies bedeutet, dass nur geringe Verbesserungen möglich sind. Im allgemeinen ist die Qualität gering bei sehr niedrigen und sehr hohen Intensitäten mit höherer Empfindlichkeit für $LWC \in [0.03, 0.3\,\mathrm{g/m^3}] \approx [0.5\text{–}8\,\mathrm{mm/h}]$. Darunter ist der Wolkenbeitrag schwach, darüber wird da sSignal stark von der Variabilität des gefrorenen Niederschlags bestimmt, dessen Beziehung zur Bodenrate stark an das Wolkenregime und dessen Entwicklungsstadium gebunden ist.

Tabelle A.1: Korrelationskoeffzienten zwischen LWC_{PR} und Niederschlagsindex aus TMI (PI = Eigenvektorindex, SI = Scattering Index, $2C$ = 2-Kanalindex, GS = 85 GHz-Index, n = Größe der Stichprobe).

Region	n	PI	SI	$2C$	GS
Afrika	3576	0.90	0.86	0.85	0.89
Südamerika	10077	0.60	0.70	0.70	0.65
Indien	1037	0.70	0.59	0.55	0.63
Nordamerika	6686	0.83	0.78	0.73	0.82

Die Verteilungen konstanter HSS sind für PI und GS in Abbildung A.7 dargestellt. Beide Methoden zeigen $HSS > 0.8$ über Afrika und im mittleren LWC-Bereich. Die eher flache Konvektion über Indien im Monsun reduziert den HSS. PI zeigt eine bessere Empfindlichkeit bei geringen LWC über Südamerika und Afrika. Eine weitere Beobachtung ist die nicht-lineare Beziehung zwischen LWC_{PR} und HSS-Maxima, d. h. eine Kalibration der Indizes sollte über eine nicht-lineare Funktion erfolgen. Die HSS liefern hierfür ein effizientes Hilfsmittel, das räumlich und zeitlich variiert eingesetzt werden kann.

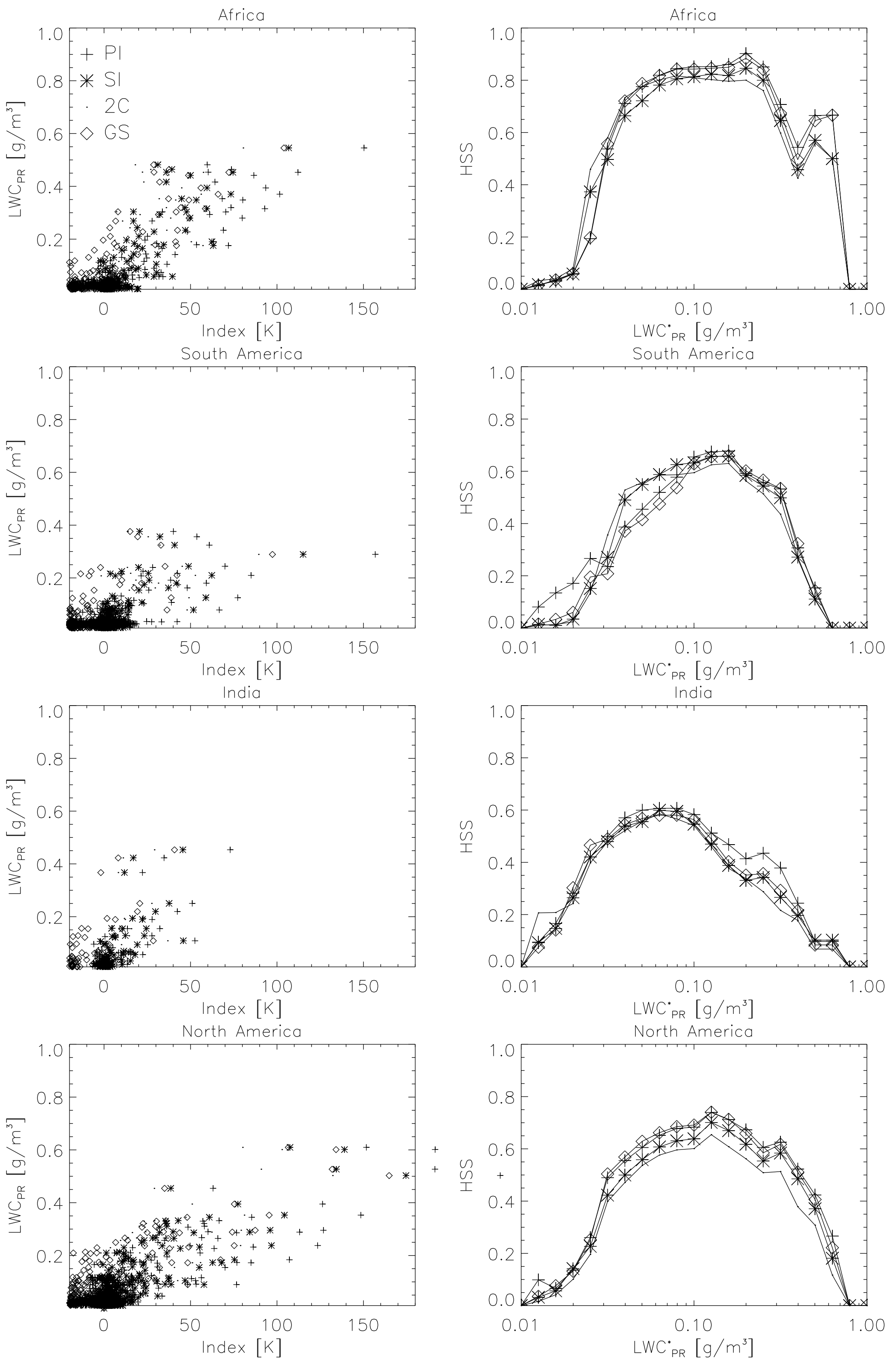


Abbildung A.6: Streuung der Indizes gegen LWC_{PR} in 2 km Höhe (linke Spalte) und maximaler HSS für alle Regionen und Periode 18/08/98–02/09/98 (rechte Spalte).

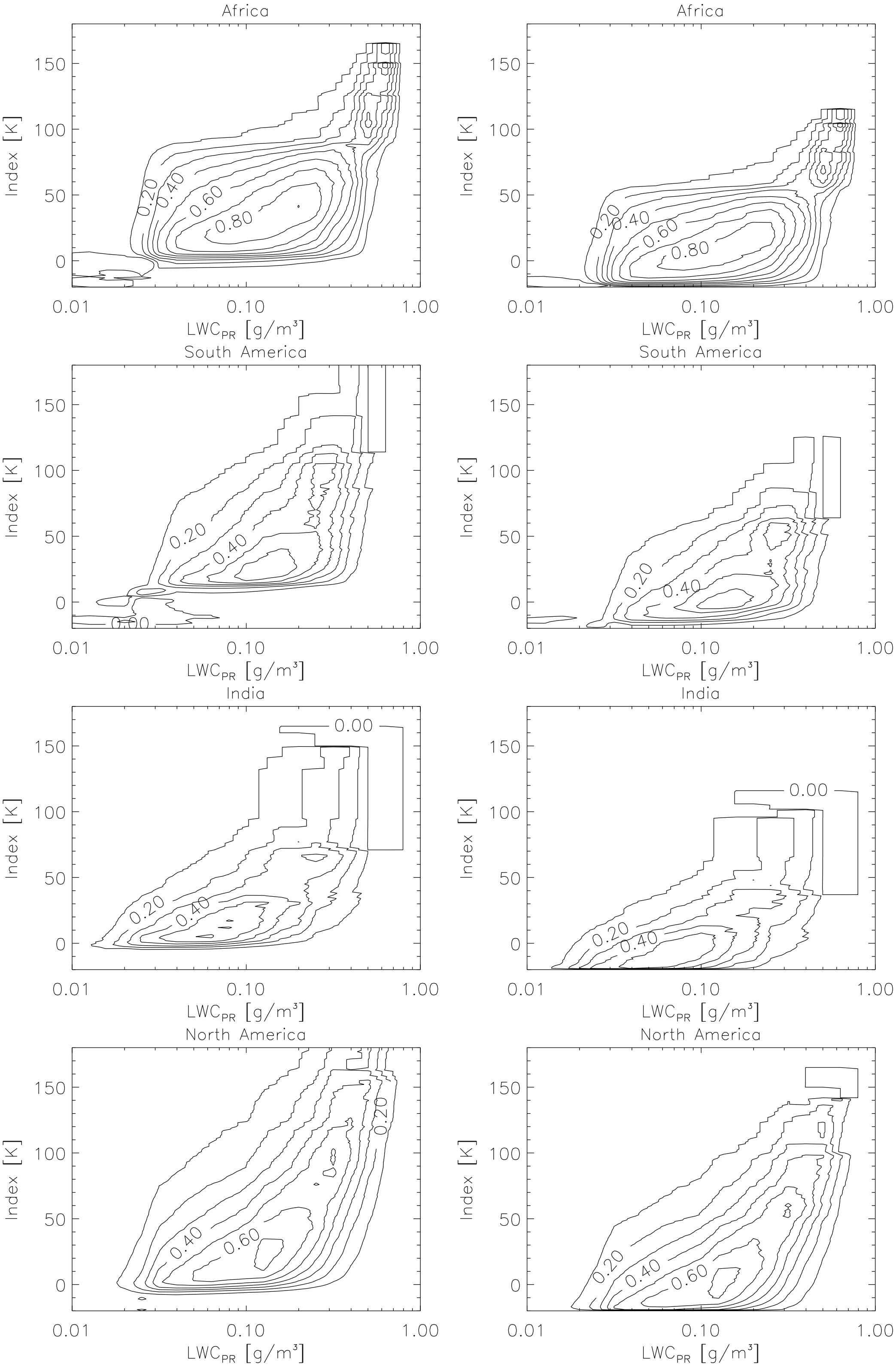


Abbildung A.7: HSS für PI (linke Spalte) und GS (rechte Spalte) und für alle Regionen (18/08/98–02/09/98).

A.5 „Physikalische“ Verfahren

Der physikalische Ansatz verwendet die klassische Methode der Invertierung durch schrittweise Optimierung der Eingangsparameter unter Kenntnis von Startwerten (‘first-guess’ oder ‘background’) sowie der Fehler der Beobachtung, der Startwerte und der Modellierung (z. B. Rodgers 1976). Das Verfahren ist rechnerisch aufwendiger als statistisch- empirische Methoden, jedoch lassen sich Erfolg und Misserfolg des Verfahrens direkt auf Modell- oder Invertierungsprobleme zurückführen; ausserdem lassen sich die Invertierungsfehler quantifizieren.

A.5.1 Emissivitätsmodell

Grundlage der Vorwärtsmodellierung ist hier ein Bodenemissivitätsmodell, da der Strahlungsbeitrag der Landoberfläche einen Grossteil des Gesamtsignals ausmacht. Wie beim oben geschilderten empirischen Verfahren wird die relative Änderung des Signals zum Hintergrund durch Regenwolken bestimmt. Dies hat den Vorteil der Anpassung an lokale Verhältnisse und damit einer größeren Empfindlichkeit. Nachteilig ist, dass auch alle lokalen Hintergundbeiträge bestimmt werden müssen, was neben der erhöhten Rechenzeit auch die Kenntnis der die Strahlungstransportmodellierung bestimmenden Parameter erfordert.

Zum Antrieb des Emissivitätsmodells wird angenommen, dass die Beiträge der Vegetation, des Bodens sowie der Wasserflächen linear gemäss ihrer Bedeckungsanteile im EFOV gemischt werden können. Vielfachstreuung in der Vegetationsdecke und Streuung im Bodenkörper werden vernachlässigt. Wie über Wasserflächen lässt sich die Emissivität des Bodens über die Fresnelschen Gleichungen ausdrücken, wobei die Eindringtiefe der elektromagnetischen Strahlung in den Boden gleich Null gesetzt wird ($e^s_{v,h} = 1.0 - r^s_{v,h}$) (Njoku and Kong 1977):

$$r^s_v(\theta) = 1.0 - \left| \frac{\epsilon_b\, k\, \cos\theta - \left[\epsilon_b\, k^2 - (k\, \sin\theta)^2\right]^{1/2}}{\epsilon_b\, k\, \cos\theta + \left[\epsilon_b\, k^2 - (k\, \sin\theta)^2\right]^{1/2}} \right|^2 \tag{A.9}$$

$$r^s_h(\theta) = 1.0 - \left| \frac{k\, \cos\theta - \left[\epsilon_b\, k^2 - (k\, \sin\theta)^2\right]^{1/2}}{k\, \cos\theta + \left[\epsilon_b\, k^2 - (k\, \sin\theta)^2\right]^{1/2}} \right|^2$$

mit Wellenzahl $k = 2\pi/\lambda = 2\pi c\nu$, Wellenlänge λ, Frequenz ν, Lichtgeschwindigkeit im Vakuum c, lokalem Zenitwinkel θ, und der Dielektrizitätskonstante trockenen Bodens ϵ_b. Die Berechnung von ϵ_b kan z. B. nach Dobson et al. (1985) erfolgen (hier unter Ausschluss von Feuchte):

$$\epsilon_b = 1.0 + \frac{\rho_m}{\rho_f}(\epsilon_m^\beta - 1) \tag{A.10}$$

$$\epsilon_m = (1.0 - 0.44\, \rho_m)^2$$

mit der Dichte des Boden-Luftgemisches, ρ_m, und der Dichte des reinen Bodenmaterials, ρ_f. Die Koeffizienten sind $\alpha = 0.65$ und $\beta = 1.09 - 0.11 A_s + 0.18 A_c$ wobei

$A_{s,c}$ den relativen Massenanteil von Sand und Ton im Boden angeben. In Unkenntnis der lokalen Mischung werden hierfür konstante Werte ($A_s = 0.75$, $A_c = 0.25$) angenommen.

Die Bodenrauhigkeit geht ein durch die Parameter P und Q, welche grundsätzlich eine Erhöhung der Emissivität mit der Rauhigkeit sowie eine Ausmischung der Polarisation bewirken (Wang and Choudhury 1981):

$$r^{s*}_{v,h}(\theta) = \big(Q\, r^{s}_{h,v}(\theta) + (1-Q)\, r^{s}_{v,h}\big)P \tag{A.11}$$

mit

$$P = \exp\big(-(2\,k\,\cos\theta)^2\big)\,, \quad Q = 0.35\big(1.0 - \exp(-0.6\,\sigma_s^2\,\nu)\big) \tag{A.12}$$

Vegetation wird als absorbierendes Medium betrachtet mit geringer Streuung (vernachlässigbarer Vielfachstreuung, d. h. Einfachstreualbedo $\omega_v < 0.01$) wobei die Transmission der Vegetation eine Funktion des vertikal integrierten Blattwassergehalts, W_v, und eines Strukturparameters, A_v, ist:

$$\tau_v = \exp(-A_v\, W_v\, \epsilon''_w\, \nu / \cos\theta) \tag{A.13}$$

Die Gesamtemissivität ergibt sich dann aus (Ulaby et al. 1986):

$$\begin{aligned} e_{v,h} = {} & C^v\big((1-\tau_v)(1-\omega_v)(1 + r^{s*}_{v,h}\tau_v) + e^{s*}_{v,h}\tau_v\big) \\ & + C^w e^w_{v,h} + (1 - C^v - C^w)e^{s*}_{v,h} \end{aligned} \tag{A.14}$$

mit der Emissivität einer Wasserfläche $e^w_{v,h}$, die aus den Fresnelschen Gleichungen unter Kenntnis der Dielektrizitätskonstante von Wasser (Liebe et al. 1989) bestimmt wird.

Da das Invertierungsproblem unterbestimmt ist, muss die Anzahl der freien Parameter im Modell gering gehalten werden. Hierzu wurden einige Vereinfachungen eingeführt:

- Bodenfeuchte und offene Wasserflächen haben den selben Effekt in Gl.(A.14), so dass nur der Bedeckungsgrad des Wassers im EFOV als freie Variable zugelassen wird. D. h. bei Koexistenz wasserbedeckter und feuchter Flächen muss dieser Bedeckungsgrad größer sein als der tatsächliche Bedeckungsgrad, kann jedoch nicht größer als 1 sein.
- Die Temperaturabhängigkeit der Dielektrizitätskonstante von Wasser wird vernachlässigt, daher taucht T nur direkt als Oberflächentemperatur in Gl.(A.17) auf. Da die Anwendung des Verfahrens zunächst auf die Tropen (d. h. TRMM-Abdeckung) beschränkt wird, erscheint der dadurch hervorgerufene Fehler gering.
- W_v wird linear an den Vegetationsbedeckungsgrad gebunden ($W_v = 2\,C^v$ in kg/m^2) unter der Annahme, dass dichtere Vegetation auch mehr Wasser enthält. Die Einfachstreualbedo nimmt leicht mit der Frequenz zu ($\omega_v = 0.001\nu + 0.03$) und der Strukturparameter wurde als konstant angenommen.
- Die Rauhigkeit muss eigentlich frequenzabhängig betrachtet werden, da sich in Abhängigkeit der Frequenz der Beobachtung der Bereich der kleinskaligen zu großskaligen Rauhigkeit verschiebt, so dass verschiedene Bereiche des Rauhigkeitsspektrums wirken. Aus den Ergebnissen des Teilprojekts HYPAM-B wurde daher eine

einfache Parameterisierung der Rauhigkeiten aller Frequenzen zu derjenigen bei 10.7 GHz abgeleitet [$\sigma(\nu) = \sigma_{10.7}(1.6424 - 0.6755 \log_{10} \nu)$], so dass eine freie Variable verbleibt.

- Im wolkenfreien Fall werden atmosphärische Transmission sowie Strahlungsbeitrag als Funktion des integrierten Gesamtwasserdampfgehalts, W, parametrisiert aus:

$$\tau_a(\nu) = \sum_{i=0}^{2} a_i(\nu) W^i \tag{A.15}$$

$$\mathrm{TB}_a(\nu) = \big(1 - \tau_a(\nu)\big) T_0 - 0.6 \sum_{i=0}^{2} b_i(\nu) W^i \tag{A.16}$$

so dass:

$$\mathrm{TB}(\nu) = e_{v,h} \tau_a(\nu) T_0 + \big(1 + (1 - e_{v,h}) \tau_a(\nu)\big) \mathrm{TB}_a(\nu) \tag{A.17}$$

Im Fall von Niederschlag wird dies durch eine analoge Parametrisierung als Funktion des Eisgehalts bzw. der Niederschlagsrate ersetzt, so dass sich die Anzahl der freien Parameter nicht erhöht. Dies ist plausibel, da die Effekte der wolkenfreien Atmosphäre schnell kleiner werden als diejenigen der Regenwolke.

Damit verbleiben fünf freie Parameter: Bodentemperatur, Bedeckungsgrade von Wasser und Vegetation, Rauhigkeit und Wasserdampfgehalt (wolkenfrei) bzw. Eisgehalt/ Wassergehalt (Wolken/Regen).

A.5.2 Optimierung

Die Messung am Satelliten kann dargestellt werden als (z. B. Pumphrey 1998):

$$\mathbf{y} = F(\mathbf{x}) \tag{A.18}$$

wobei $\mathbf{y}$ dem Vektor der Strahlungstemperaturen und $\mathbf{x}$ dem Zustandsvektor entspricht. Wie dargestellt beinhaltet $\mathbf{x}$ im vereinfachten Modell nur fünf Parameter und $\mathbf{y}$ repräsentiert sieben (SSM/I) oder neun (TMI) Strahlungstemperaturen. F ist das Strahlungstransportmodell, also Gl.(A.17) mit Gl.(A.14). Die Invertierung erfordert die Bestimmung des $\mathbf{x}$ nach Messung von $\mathbf{y}$. Unter der Annahme, dass in der Umgebung eines (bekannten) Startwertes $\mathbf{x_b}$ die relative Änderung von $\mathbf{y}$ linear ist, kann Gl.(A.18) als:

$$\mathbf{y} \approx F(\mathbf{x_b}) + \mathbf{K}(\mathbf{x} - \mathbf{x_b}), \quad \mathbf{K} = \left(\frac{d\mathbf{y}}{d\mathbf{x}}\right)_{\mathbf{x_b}} \tag{A.19}$$

geschrieben werden. $\mathbf{K}$ ist in der Regel nahezu singulär und die Invertierung von Gl.(A.19) hängt stark von der Auswahl des $\mathbf{x}$ und der bekannten Fehler in $\mathbf{x_b}$ und $F(\mathbf{x})$ ab. Wenn diese als normal verteilt angenommen werden können, dann kann die Charakteristik von $\mathbf{x}$ über den Mittelwert $\overline{\mathbf{x}}$ und die Kovarianzmatrix $\mathbf{S} = E[(\mathbf{x} - \overline{\mathbf{x}})(\mathbf{x} - \overline{\mathbf{x}})^T]$ beschrieben werden. E bezeichnet den Erwartungswert, d. h.:

$$\mathbf{S} = \int_{-\infty}^{\infty} p(\mathbf{x})[(\mathbf{x} - \overline{\mathbf{x}})(\mathbf{x} - \overline{\mathbf{x}})^T] d\mathbf{x} \tag{A.20}$$

mit der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion von $\mathbf{x}, p(\mathbf{x})$. Unter Ausnutzung der „Kenntnis“ des Startwertes und seiner Kovarianzmatrix sowie seiner Entsprechung in der Beobachtung $F(\mathbf{x_b})$ kann das wahrscheinlichste $\mathbf{x}$ gefunden werden über die Minimierung einer Kostenfunktion:

$$J(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x_b})^T \mathbf{S_x}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x_b}) + [\mathbf{y} - F(\mathbf{x_b})]^T \mathbf{S_y}^{-1} [\mathbf{y} - F(\mathbf{x_b})] \tag{A.21}$$

Gl.(A.21) beinhaltet zwei Terme, nämlich derjenige des Abstands des gesuchten $\mathbf{x}$ vom Startwert (normiert durch die Fehler in $\mathbf{x}$) sowie derjenige des Abstands der Messung von der Transformation von $\mathbf{x}$ in den Beobachtungsraum (normiert durch die Fehler der Beobachtung und Modellierung). Wenn o. g. Linearisierung zutrifft, kann das Minimum von Gl.(A.21) über dessen erste Ableitung direkt (analytisch) gefunden werden, so dass:

$$\mathbf{x} = \mathbf{x_b} + \mathbf{S_x} \mathbf{K}^T (\mathbf{K} \mathbf{S_x} \mathbf{K}^T + \mathbf{S_y})^{-1} [\mathbf{y} - F(\mathbf{x_b})] \tag{A.22}$$

Gl.(A.22) entspricht der Minimum-Varianz- oder Maximum-Likelihood-Lösung (Rodgers 1976).

Für nicht-lineare Probleme muss die Lösung iterativ gefunden werden, z. B. mittels Newtonscher Iteration der Form:

$$\mathbf{x}_{n+1} = \mathbf{x}_n - J''(\mathbf{x}_n)^{-1} J'(\mathbf{x}_n), \quad J''(\mathbf{x}_n)^{-1} = (\mathbf{S_x}^{-1} + \mathbf{K}_n^T \mathbf{S_y}^{-1} \mathbf{K}_n)^{-1} \tag{A.23}$$

$J''(\mathbf{x}_n)^{-1} = \mathbf{S_n}$ entspricht hierbei der Fehler-Kovarianzmatrix der Invertierung. Recheneffizienter ist jedoch (Eyre 1989):

$$\mathbf{x}_{n+1} = \mathbf{x}_b + \mathbf{W}_n [\mathbf{y} - F(\mathbf{x_b}) - \mathbf{K}_n (\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_n)] \tag{A.24}$$

mit:

$$\mathbf{W}_n = \mathbf{S_x} \mathbf{K}_n^T (\mathbf{K}_n \mathbf{S_x} \mathbf{K}_n^T)^{-1} \tag{A.25}$$

Die Konvergenz kann überprüft werden durch Betrachtung der relativen Änderung des $\mathbf{x}$ mit $\chi^2 = (\mathbf{x}_{n+1} - \mathbf{x}_n)^T \mathbf{S_n}^{-1} (\mathbf{x}_{n+1} - \mathbf{x}_n)$. Eine etwas sicherere Konvergenz kann mit dem Levenberg-Marquardt-Verfahren erzielt werden, das Gl.(A.24) in:

$$\mathbf{x}_{n+1} = \mathbf{x}_b + \mathbf{W}_n [\mathbf{y} - F(\mathbf{x_b}) - \mathbf{K}_n (\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_n) + \gamma (\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_n)] \tag{A.26}$$

ändert, wobei

$$\mathbf{W}_n = \mathbf{S_x} \mathbf{K}_n^T (\mathbf{K}_n \mathbf{S_x} \mathbf{K}_n^T + \gamma \mathbf{I}_n)^{-1} \tag{A.27}$$

Der γ-Term wird während der Iteration kleiner, wenn die Kostenfunktion abnimmt, sonst wird die letzte (erfolglose) Iteration mit einem größeren γ wiederholt. In jedem Fall kann eine komplizierte Kostenfunktion mit mehreren Minima zu Problemen führen, jedoch ist das Levenberg-Marquardt-Verfahren vergleichsweise effizient, da es sich nicht so schnell in Bereichen der Kostenfunktion mit geringen Gradienten festsetzt.

Beide Verfahren, d. h. die Optimierung mit dem Newtonschen Iterationsverfahren sowie der Levenberg-Marquardt-Modifikation wurden miteinander verglichen. Es wurde angenommen, dass die Fehler des ‘first-guess’ (FG)-Vektors und der Modellierung bekannt sind. Für alle Kombinationen der o. g. fünf Parameter konnten keine signifikanten Unterschiede in den abgeleiteten Parametern festgestellt werden. Jedoch erschien das Levenberg-Marquardt-Verfahren stabiler falls die FG-Werte weit von den wahren Werten entfernt waren, so dass ihm hier der Vorzug gegeben werden soll. Da sich in Voruntersuchungen bereits herausgestellt hatte, dass die Optimierung bessere Ergebnisse liefert, wenn auch der 10.7 GHz-Kanal genutzt wird, wurden im weiteren Verlauf die Untersuchungen auf TMI-Daten begrenzt.

A.5.2.1 $\mathbf{x_b}$

Im folgenden wird dargestellt, wie die Startwerte der Optimierung erhalten werden können.

A.5.2.1.1 T_0: In Voruntersuchungen zur Empfindlichkeit des Optimierungsverfahrens hatte sich gezeigt, dass die Ableitung von T_0 aufgrund der linearen Abhängigkeit der Emissivität von T_0 sehr stabil verläuft. Daher kann dieser Parameter z. B. über ein einfaches Regressionsverfahren (z. B. McFarland et al. 1990) initialisiert werden.

A.5.2.1.2 C_w, C_v: Die Hintergrundfelder der anteiligen Bedeckung mit Vegetations- und Wasserflächen wurden einer unabhängigen Quelle entnommen. Hierfür dienten globale Landnutzungskarten (Hagemann et al. 1999), die zum Teil auf AVHRR-Satellitendaten basieren. Abbildungen A.8 und A.9 zeigen Beispiele für die Regionen Südamerika und Nordafrika. Die hohe räumliche Auflösung der Karten erfordert eine Mittelung auf ein Gitter (hier $(0.25°)^2$), das vergleichbar mit der Auflösung der TMI-Beobachtungen ist.

A.5.2.1.3 σ_s: Die Rauhigkeit stellt den am schwierigsten zu modellierenden und damit zu initialisierenden Parameter dar. Es wurde versucht, diese aus den genannten Landnutzungskarten (dort Rauhigkeitslänge der Vegetation) abzuleiten. Der dynamische Bereich der Vegetationsrauhigkeitslängen (0–2 m) wurden auf den von σ_s (0–0.4 cm) skaliert. Die damit initialisierte Optimierung erzielte systematisch niedrigere Emissivitäten, wodurch sich ein inhomogeneres räumliches Bild der Emissivitäten bei niedrigen Frequenzen ergab, während der Effekt bei 85.5 GHz umgekehrt ist (Abbildung A.10). C_w und C_v blieben unverändert, während T_0 abnahm (hier nicht gezeigt). Die Vegetationsbedeckung und der Rauhigkeitsparameter selbst zeigten jedoch mehr Struktur als zuvor. Dies scheint sich gut mit den Initialisierungsfeldern selbst zu decken, was jedoch nicht als unabhängige Bewertung zählen kann.

A.5.2.2 $\mathbf{y} - F(\mathbf{x_b})$

Die Optimierung wurde an einem Testfall (22.04.98, TMI-Orbit 2288) ohne vorherige Regenerkennung durchgeführt. Die Übereinstimmung der simulierten mit den gemessenen Strahlungstemperaturen ist in Abbildung A.11) illustriert, während Abbildung A.12 die Karten der freien Parameter sowie der Kostenfunktion nach der Optimierung zeigt.

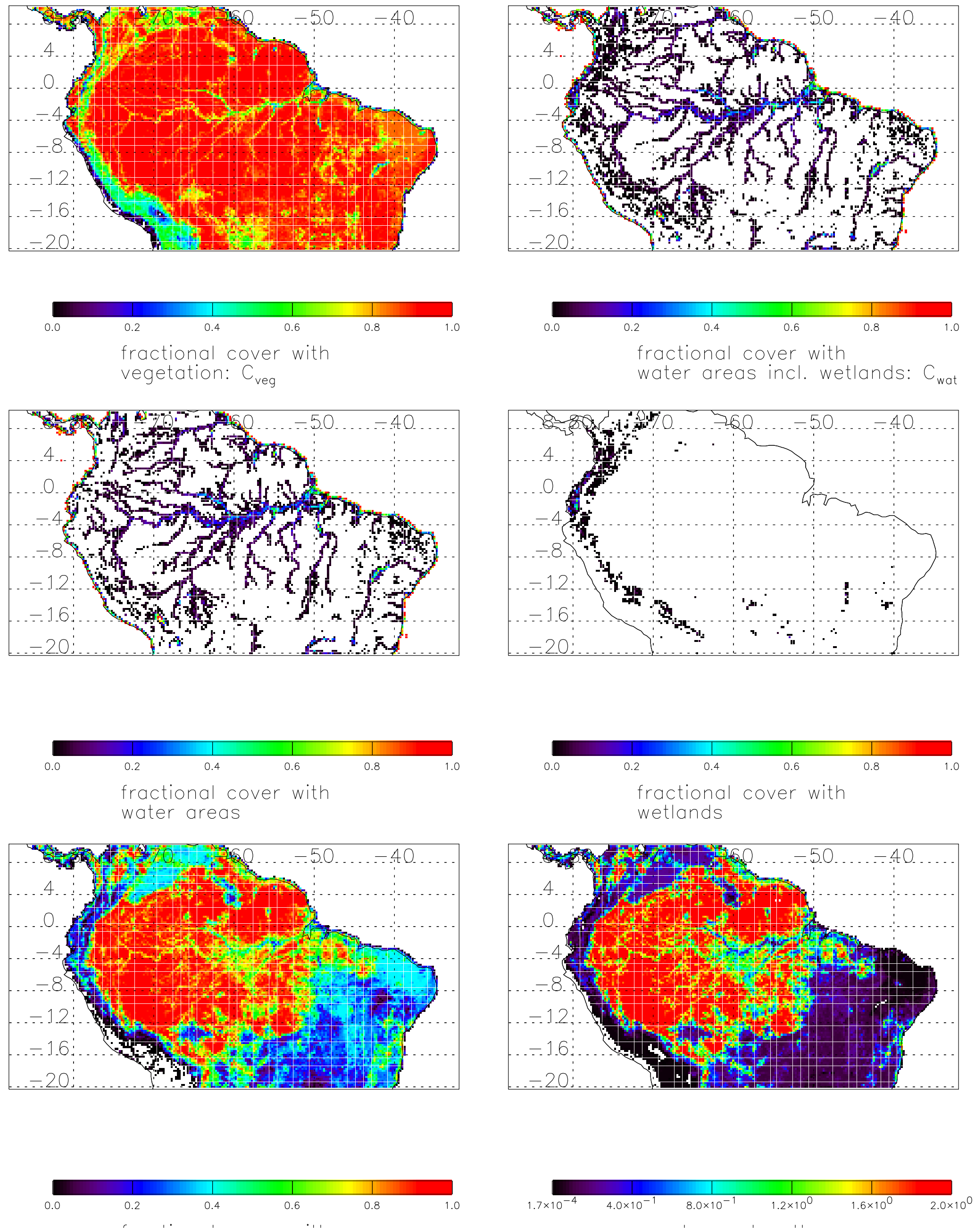


Abbildung A.8: Auszug aus globalen Landnutzungskarten (Hagemann et al. 1999) für Bedeckungsgrade von Vegetation, Wasser, Feuchtgebieten und Wald sowie Rauhigkeitslänge der Vegetation über Südamerika.

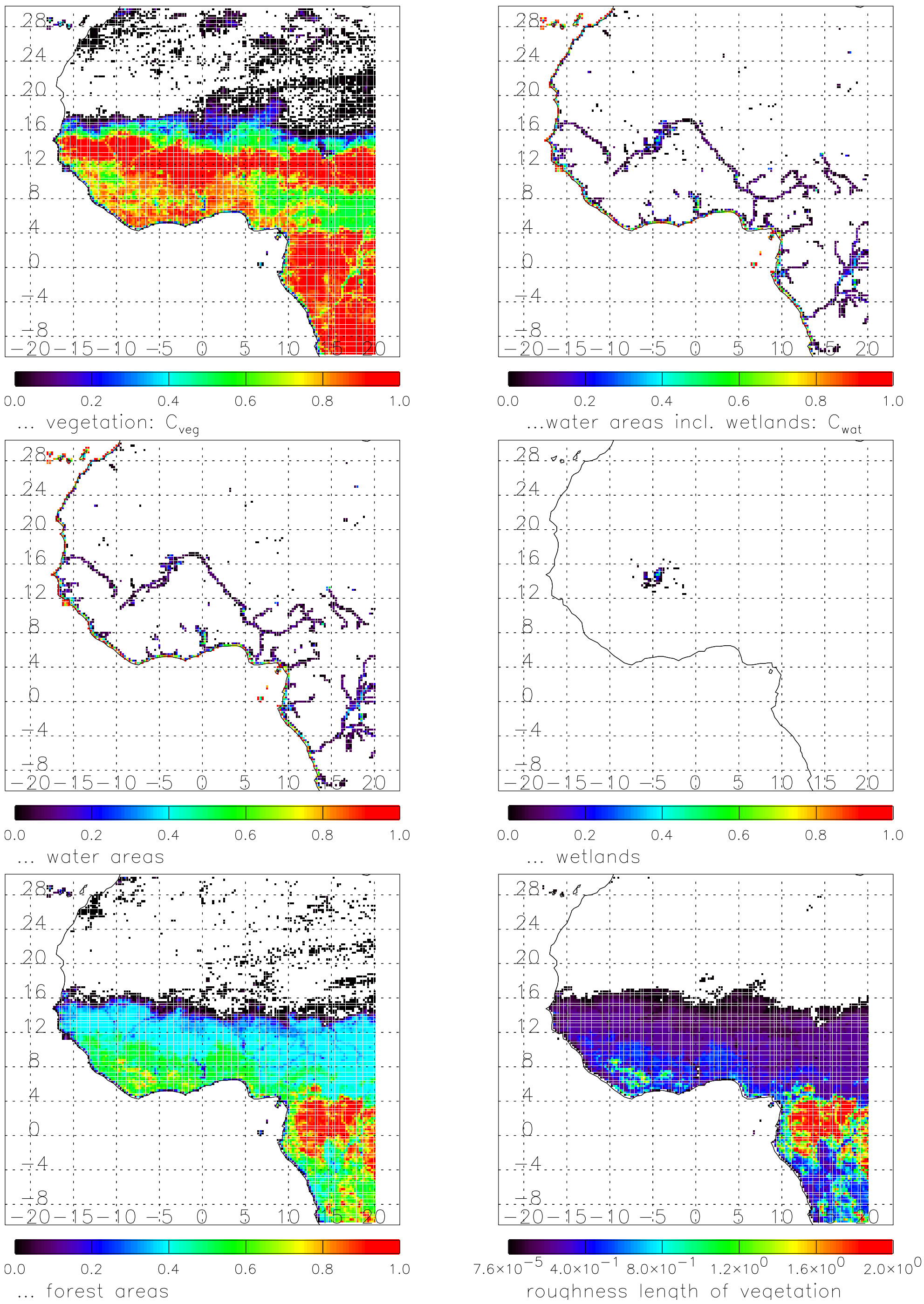


Abbildung A.9: Siehe Abbildung A.8 für Afrika.

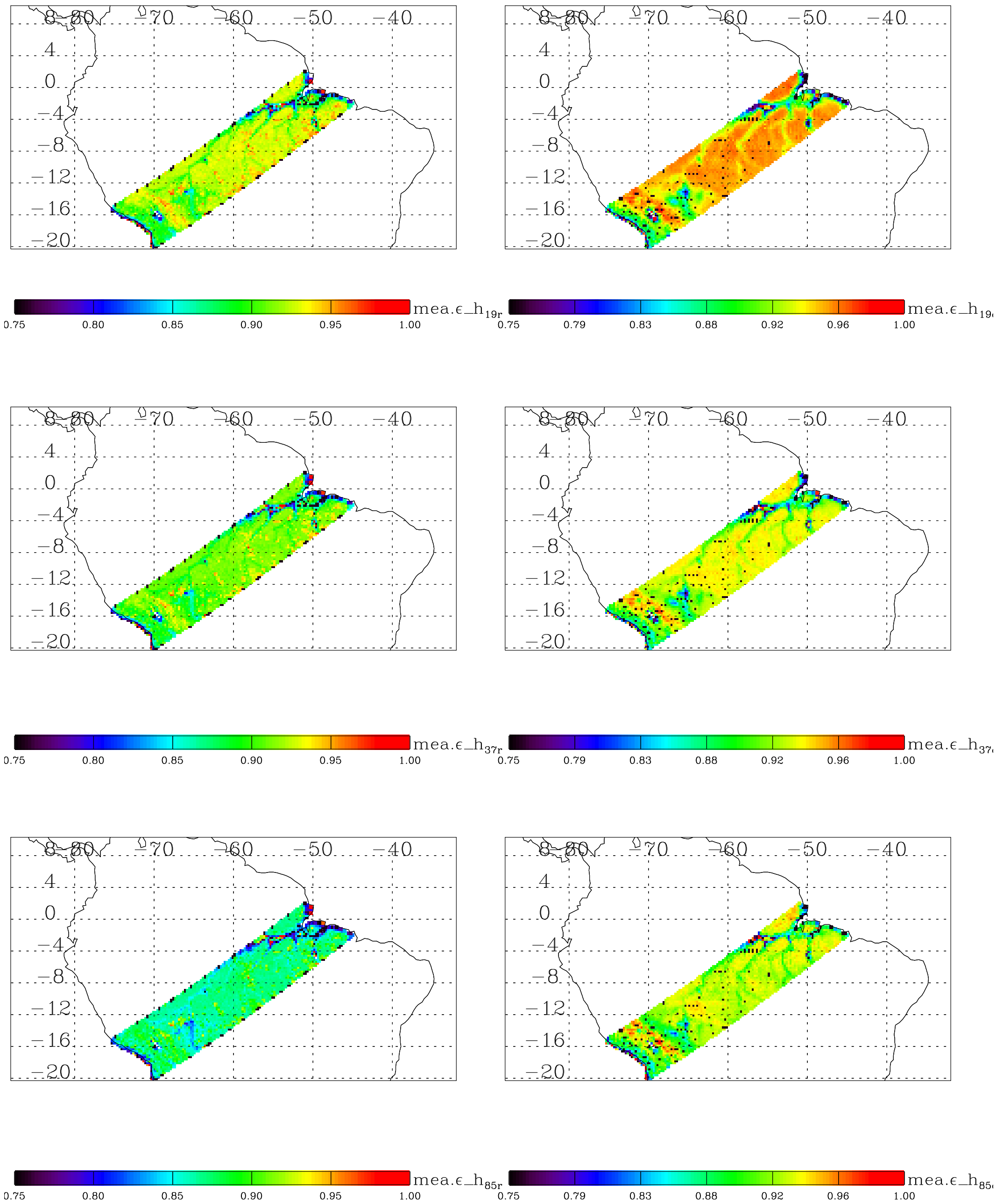


Abbildung A.10: Horizontal polarisierte Emissivitäten bei 19.35, 37.0 und 85.5 GHz aus der Optimierung (linke Spalte) und der Prigent-Klimatologie (rechte Spalte) unter Nutzung der Rauhigkeitslänge der Vegetation aus Hagemann-Klimatologie über Südamerika.

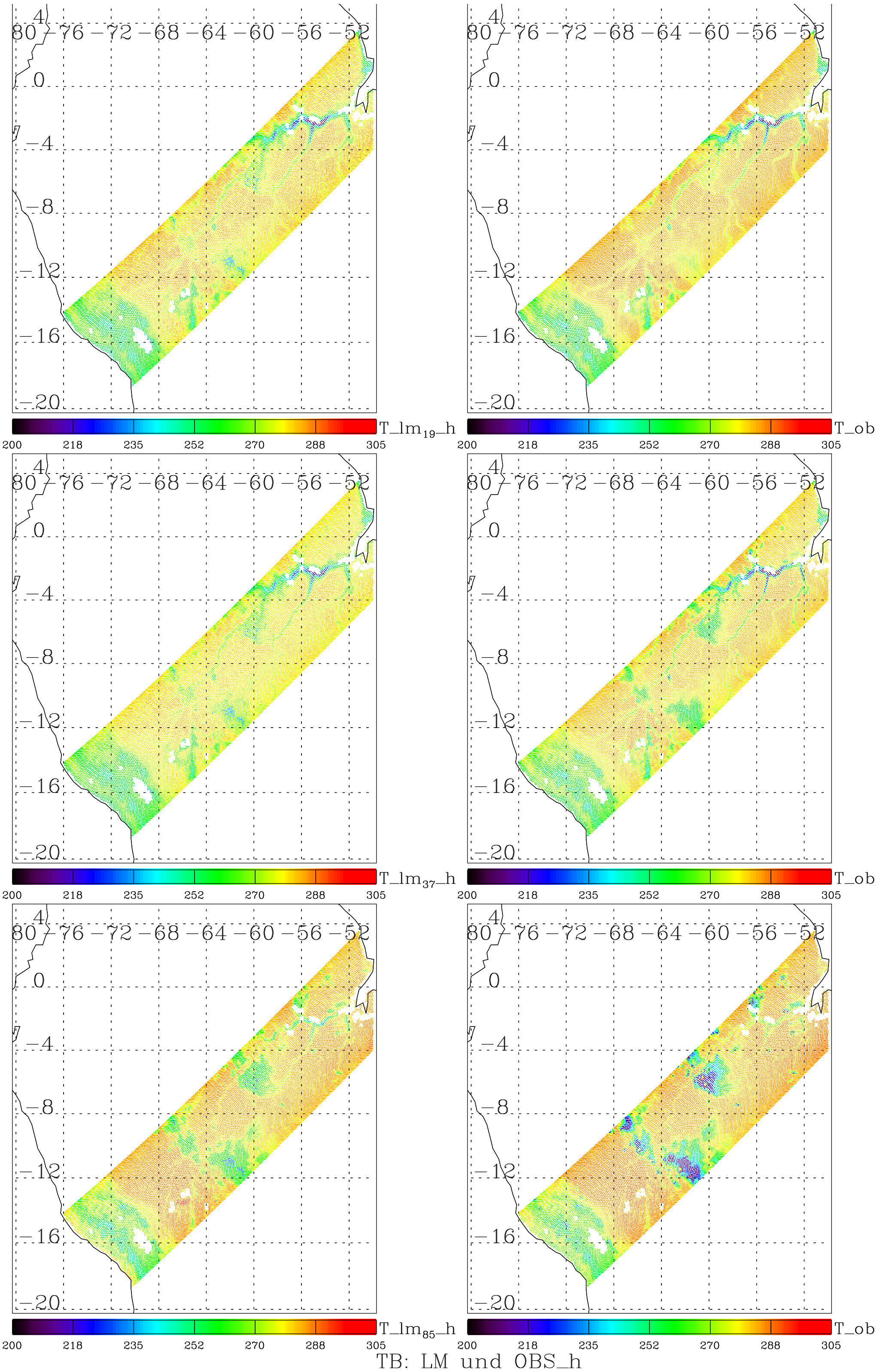


Abbildung A.11: Strahlungstemperaturen (horizontal polarisiert) nach Optimierung (linke Spalte) und aus der Beobachtung (rechte Spalte) bei 19.35, 37.0 und 85.5 GHz.

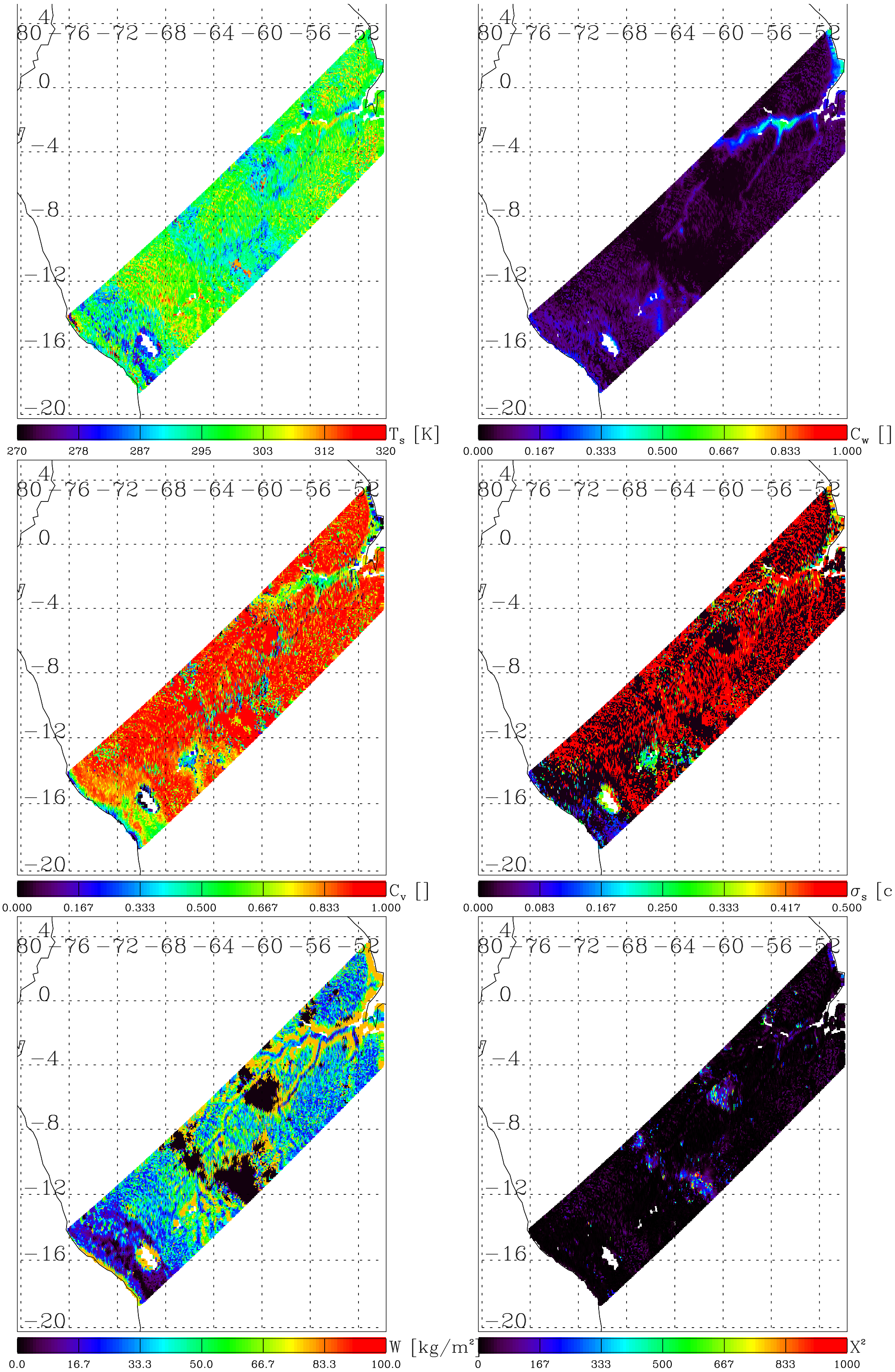


Abbildung A.12: Freie Parameter und Kostenfunktion nach Optimierung.

Es zeigt sich, dass in Fällen mit dichter Bewölkung, in denen geringe Helligkeitstemperaturen beobachtet werden, die Optimierung größere Abweichungen zur Beobachtung aufweist als in den wolkenfreien Abschnitten. Die Abweichungen in bewölkten Situationen sind im 85 GHz-Kanal besonders gross. Ein Vergleich mit den Kostenfunktionen der jeweiligen Optimierung (Abbildung A.12) zeigt auch, dass bei beiden Verfahren an diesen Stellen die Optimierung mit einem vergleichsweise hohen Wert der Kostenfunktion beendet wurde. Dies deutet darauf hin, dass die Optimierung vermutlich an einem lokalen Minimum gelandet ist und ggf. nicht die optimalen Parameter hervorbringt. Wie dies zur Erkennung von bewölkten Beobachtungen ausgenutzt werden kann, wird später weiter ausgeführt.

Zur Überprüfung der Konsistenz des Verfahrens wurde getestet, ob sowohl kleinere Wasserflächen in Landgebieten sowie Wüstengebiete mit einem korrekten Bedeckungsgrad erkannt werden und ob die Seegebiete an Land eine wassertypische Emissivität aufweisen. Dazu wurde das Verfahren für einen Überflug über dem Ozean angewandt, obwohl das Emissivitätsmodell hier keine offenen Wasserflächen simuliert und somit weder Wellengang noch Schaumbedeckung berücksichtigt. Dies führt folglich zu niedrigeren Emissivitätswerten über Wasser (Abbildung A.13). Allerdings werden die Wasserflächen des Titicaca-Sees in allen Frequenzen mit der gleichen Emissivität wieder gegeben wie diejenigen der umgebenden Ozeanflächen. Ausserdem steigt die Emissivität über allen Wasserflächen mit der Frequenz an, was den Erwartungen entspricht. Die Histogramme (Abbildung A.14) zeigen eine klare bimodale Verteilung mit Werten zwischen 0.45 und 0.62 über Wasserflächen und zwischen 0.88 und 0.92 über Landoberflächen.

Der Übergang von Wasser zu Land wird in den Bedeckungsgraden von Vegetations- und Wasserflächen ebenfalls realistisch wiedergegeben. Über die Parameter Oberflächentemperatur, Rauhigkeit und Wasserdampfpfad kann ohne Vergleichsinformation keine bewertende Aussage gemacht werden. Des weiteren wurde ein Orbit über Afrika ausgewertet, der zeigte, dass die Emissivitäten und Bodenparameter auch über weniger homogenem Untergrund plausibel abgeleitet werden können (hier nicht gezeigt).

A.5.2.3 $\mathbf{S_x}$, $\mathbf{S_y}$

Da die Korrelation der Fehler der einzelnen Parameter nicht bekannt ist, wurde angenommen, dass diese nicht korreliert sind. Damit ist $\mathbf{S_x}$ eine diagonale Matrix. Gleiches gilt für $\mathbf{S_y}$; das Radiometerrauschen ist nicht korreliert, die Fehlerkorrelation des Emissivitätsmodells ist ebenfalls nur schwer zu ermitteln. Für die Parameter wurde angenommen $S_{x,ii} = [4\,K, 0.1, 0.1, 0.1\,cm, 5\,\mathrm{kg/m^2}]$, während die Fehler des Modells mit $S_{y,ii} = [1\,\mathrm{K}, 2\,\mathrm{K}, 2\,\mathrm{K}, 3\,\mathrm{K}, 5\,\mathrm{K}]$ für 10.7, 19.4, 21.3, 37.0 und 85.5 GHz veranschlagt wurden. Zu letzteren ist das Radiometerrauschen zu addieren.

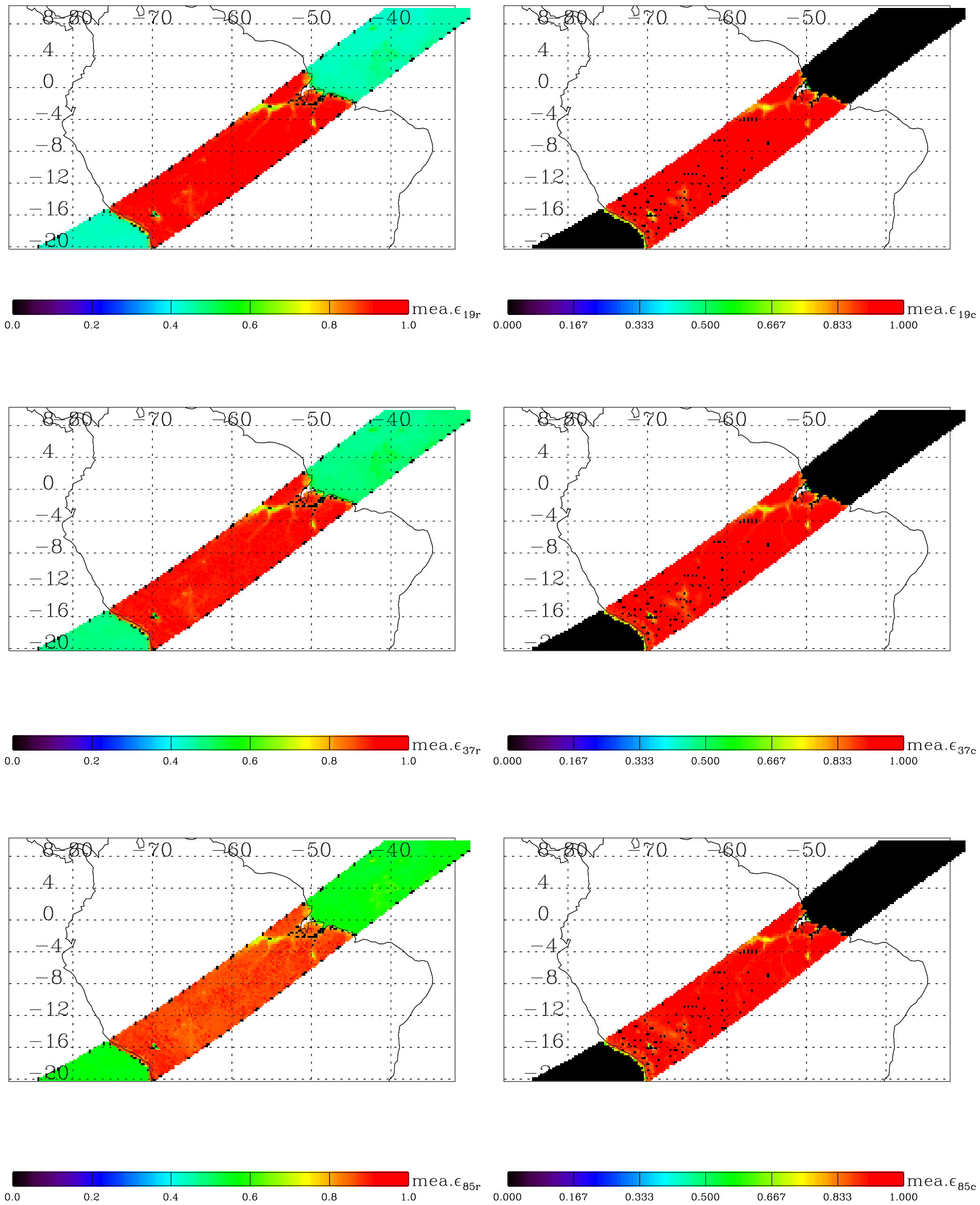


Abbildung A.13: Berechnete Emissivitäten (linke Spalte) bei 19.35, 37.0 und 85.5 GHz und Emissivtäten aus Klimatologie (rechte Spalte).

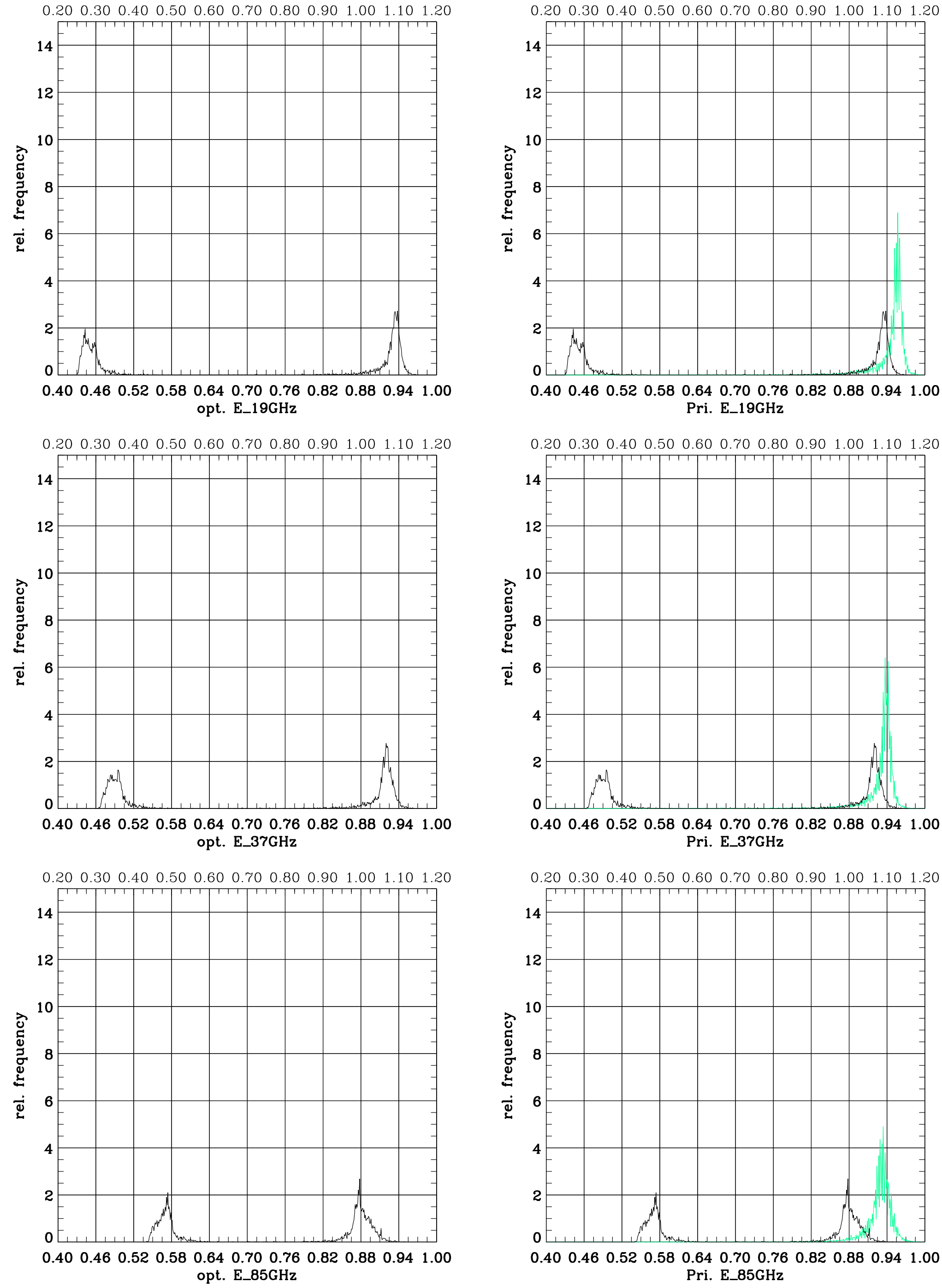


Abbildung A.14: Bimodale Verteilung der Emissivitäten aus Ozean- und Landflächen aus Optimierung (schwarz) und Klimatologie (grün).

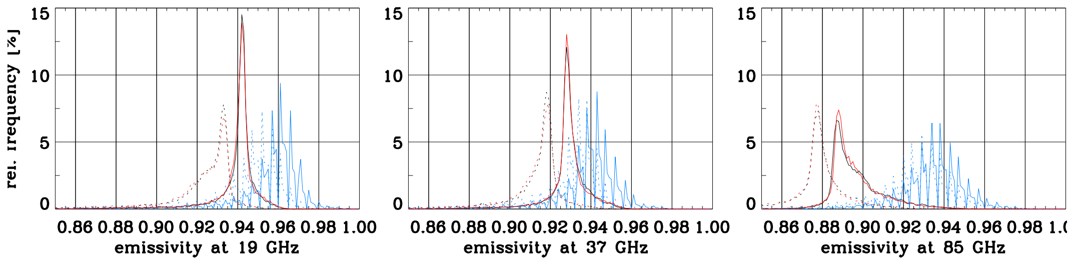


Abbildung A.15: Verteilung der vertikal (durchgezogen) und horizontal (gestrichelt) polarisierte Emissivitäten nach Optimierung im Juli 1998 (schwarz) und Juli 1999 (rot). Klimatologische Daten entstammen dem Juli 1992 (blau).

A.5.3 Vergleichsdaten

A.5.3.1 Emissivität

Als qualitativer Vergleich wurde die Klimatologie von Prigent et al. (1997) herangezogen, die jedoch nur für die SSM/I-Kanäle zur Verfügung steht. Das Verfahren nutzt die Strahlungsübertragungsgleichung, wobei Wolkenerkennung und Oberflächentemperatur zuvor aus ISCCP[11]-Daten (VIS/IR) und die Temperatur- und Feuchteprofile der wolkenfreien Atmosphäre aus TOVS[12]-Messungen gewonnen wurden. Zum Vergleich wurden die TMI-Daten auf ein 0.5 Grad-Gitter gemittelt. Aufgrund der vergleichsweise niedrigen Abtastfrequenz des TMI ergibt sich eine unterschiedliche Belegung der Gitterpunkte mit 1–42 Überflügen pro Monat. Da die Klimatologie nur für das Jahr 1992 zur Verfügung stand, wurde jeweils der Juli aus 1998 und 1999 mit dem Juli aus 1992 der Klimatologie verglichen.

Abbildung A.15 zeigt Histogramme der vertikal polarisierten (durchgezogene Li-

[11]International Satellite Cloud Climatology Project
[12]Tiros Operational Vertical Sounder

nie) sowie der horizontal polarisierten Emissivität (gestrichelt). Daten des Juli 1999 sind in rot und die des Juli 1998 in schwarz dargestellt. Wie sich zeigt, unterscheiden sich die beiden Ergebnisse nur gering voneinander, d. h. die Emissivität zeigt keine starke Variation in aufeinander folgenden Jahren. Die SSM/I-Emissivitäten sind systematisch um bis zu 0.02–0.05 höher als die aus den TMI-Daten abgeleiteten Werte. Ausserdem wird von Prigent bei allen Frequenzen eine breitere Verteilung der Emissivitäten als mit Hilfe des Optimierungsverfahrens gefunden. Beide Datenquellen zeigen jedoch - wie erwartet - eine Abnahme der Emissivitäten mit der Frequenz über Landoberflächen. Die gezackte Struktur der klimatologischen Emissivitäten ergibt sich aus einer relativ groben Diskretisierung der Werte.

A.5.3.2 LST aus VIRS

Eine Größe, die vergleichsweise einfach zu validieren ist, ist die 'skin'-Temperatur der Landoberflächen (land surface temperature, LST). Diese ist, wie über Wasserflächen, relativ genau aus wolkenfreien Messungen im Infraroten zu bestimmen (Wellenlängen von ca. 10–12 μm). Die Effekte der verschiedenen Eindringtiefe zwischen infraroten Wellen und Mikrowellen werden hierbei vernachlässigt. Für den Vergleich bieten sich die Daten des Visible Infrared Scanner (VIRS) an, die zeit- und ortsgleich mit den TMI-Messungen aufgenommen werden. Die fünf Kanäle des VIRS liegen bei 0.63, 1.61, 3.75, 10.8 und 12.0 μm. Aufgrund der ähnlichen Auslegung der VIRS-Kanaäle im Vergleich zu den Kanälen des AVHRR wird hier das AVHRR-'split window'-Verfahren zur Ableitung von Oberflächentemperaturen benutzt, da es für das VIRS noch kein spezifisches Verfahren gibt.

Die Auflösung des VIRS ist mit etwa 2 km um ein vielfaches höher als die des TMI, so dass die VIRS-Messungen gemittelt wurden (hier auf das EFOV des 37.0 GHz-Kanals). Anschliessend wurde eine Wolkenerkennung vorgenommen, um die bewölkten Beobachtungen zu eliminieren. Hierfür wurden die Strahldichten aus Kanal 1 und 4 verwendet unter der Annahme, dass Wolken solare Strahlung stärker reflektieren bzw. eine geringere Oberkantentemperatur haben als der Untergrund. Konservative Schwellenwerte wurden bestimmt, so dass eine möglichst geringe Kontamination der Bildpunkte mit Wolken erzielt werden könnte, da diese eine systematische Reduzierung der ermittelten LST bewirken würde.

Die eigentliche LST wurde über die Kombination von Strahlungstemperaturen der Kanäle 4 und 5 ($\mathrm{TB}_{4,5}$) sowie des Normalized Differential Vegetation Index (NDVI) bestimmt. Falls dieser > 0 ist, gilt (Kerr et al. 1992):

$$LST = \mathrm{TB}_4 + 3.3\,(\mathrm{TB}_4 - \mathrm{TB}_5)\Big(\frac{5.5 - \epsilon_4}{4.5}\Big) + 0.75\,\mathrm{TB}_5 \Delta\epsilon \tag{A.28}$$

$\epsilon_4 = 0.9897 + 0.029 \log(\mathrm{NDVI})$ bezeichnet die Emissivität bei der Wellenlänge des AVHRR/VIRS-Kanals 4 und $\Delta\epsilon = 0.01019 + 0.01344 \log(\mathrm{NDVI})$ ist die Differenz der Emissivitäten bei den Wellenlängen der Kanäle 4 und 5. Die Nutzung des NDVI erfordert die Beschränkung auf Daten, die bei Tag aufgenommen wurden. Aus Daten von 27 Orbits ergab sich eine systematische Differenz von ca. 1 K zwischen der aus VIRS- und TMI-Daten abgeleiteten LST. Die Fehler sind normal verteilt mit einer

Standardabweichung von etwa 4 K. Bei einer genaueren Untersuchung zeigte sich, dass die Qualität der Ableitung der LST mittels VIRS-Daten von der Tageszeit abhängt. Daher sollten in einer weitergehenden Untersuchung über eine größere Anzahl von Fällen bevorzugt Mittagsüberflüge genutzt werden. Da die Ableitung des Mikrowellenproduktes vom Sonnenstand unbeeinflusst bleibt, kann eine derartig zeitlich eingeschränkte Validierung dennoch für alle TMI-Flüge genutzt werden.

A.5.4 Regenerkennung

Die Regenerkennung wurde auf zwei verschiedene Arten getestet: (1) Über die Kostenfunktion (χ^2), d. h. unter der Annahme, dass das oben dargestellte Modell für wolkenfreie Atmosphären bei Regen nicht konvergiert. Hierfür werden alle TMI-Kanäle verwendet, da in diesen Fällen der 85 GHz-Kanal das χ^2 bestimmt. (2) Über die verbleibenden Differenzen der TBs bei 85 GHz, wenn nur die anderen Kanäle im Optimierungsverfahren genutzt werden. Da das Emissivitätsmodell besser für niedrige Frequenzen geeignet ist, welche auch weniger sensitiv auf Niederschlag reagieren, lässt sich nach Abschluss der Optimierung eine TB bei 85 GHz ohne Wolkeneffekt berechnen. Auch wenn diese nicht genau ist, kann sie ein gutes Mittel zur Regenerkennung darstellen.

Zum Vergleich wurden zum einen SSM/I-Algorithmen zur Regenerkennung sowie PR-Daten verwendet. Neben dem im Kapitel „Empirische Regenerkennung“ dargestellten Verfahren wurde der ‘scattering index’ (SI, Grody 1991, Ferraro und Marks 1995) verwendet.

A.5.4.1 χ^2

Es ergaben sich gute Übereinstimmungen in der Lokalisierung der Wolkengebiete zwischen $\chi^2 = 15$ und SI, allerdings wurde die räumliche Ausdehnung der Wolkengebiete im Vergleich zu denen aus der SI-Analyse unterschätzt. Entlang Küstenlinien entstehen die bekannten Probleme der Fehlklassifikation (Abbildung A.16 b und c).

A.5.4.2 $\mathbf{y} - F(\mathbf{x_b})$

Die Differenz der Helligkeitstemperaturen wurde in allen Frequenzen als Häufigkeitsverteilung aufgetragen (hier nicht gezeigt). Da bei den niedrigen Frequenzen die Differenzen um $\pm 6\,K$ um $0\,K$ verteilt sind, wurde diese Grenze als Schwellenwert festgelegt. Es zeigte sich im Testfall, siehe Abbildung A.16 (b) und (d), dass im Vergleich mit der SI-Regenerkennung über den Streuindex eine hervorragende Übereinstimmung der beiden Verfahren sowohl in der Position als auch der Ausdehnung der Gebiete erzielt wird, wenn als Grenze ausschließlich $+6K$ angenommen wird. Das bedeutet, dass dann Regen auftritt, wenn die aus der Variationsanalyse erhaltene TB um mindestens $6\,K$ höher ist als die TB der aktuellen Beobachtung. Dies entpricht dem SI-Prinzip, da dort eine TB bei 85 GHz aus den niedrigen Kanälen bestimmt wird, die ohne Niederschlag zu messen wäre. Die Differenz zur Beobachtung ist dann ein Mass für den Niederschlag. Das Optimierungsverfahren bestimmt ebenfalls eine

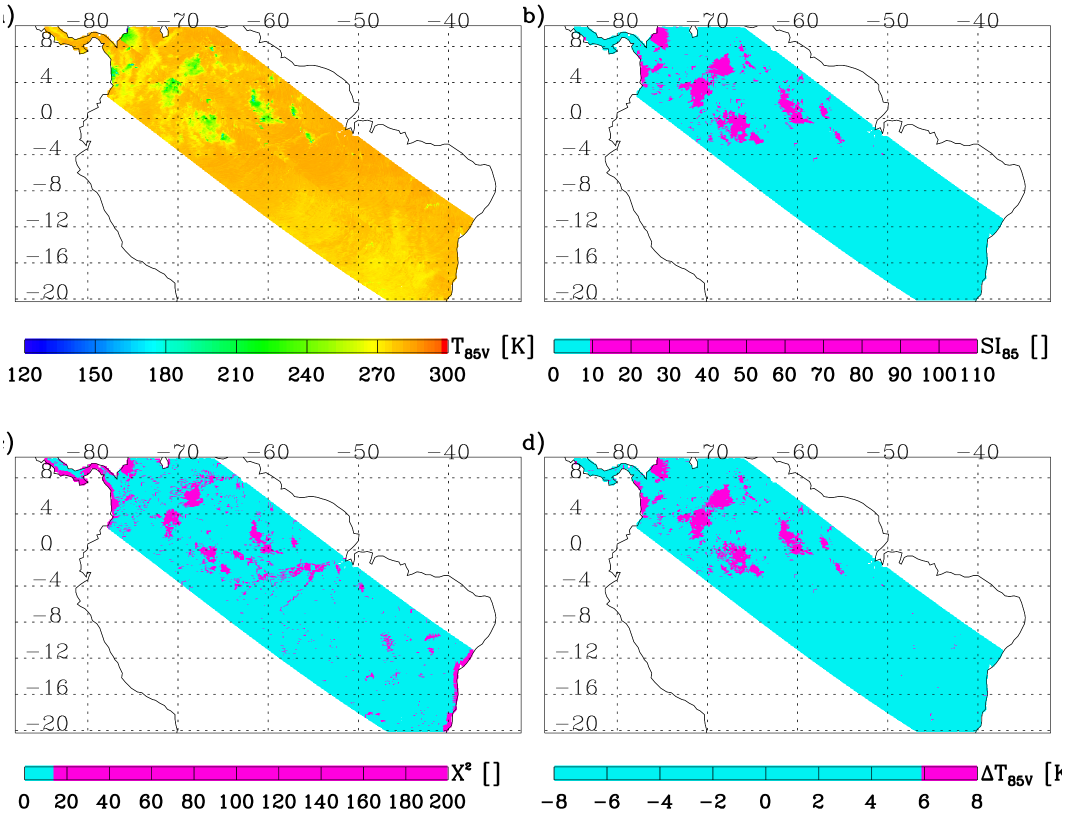


Abbildung A.16: Vergleich der Regenerkennung: Strahlungstemperatur bei 85.5 GHz (a), ‘Scattering Index’ (b), Kostenfunktion (c) und Differenz der simulierten und gemessenen Strahlungstemperatur bei 85.5 GHz, wenn dieser Kanal nicht in der Optimierung verwendet wird (d).

regenfreie TB bei 85 GHz, jedoch findet eine Anpassung an lokale Verhältnisse der freien fünf Parameter statt, während der SI global einheitlich ist.

A.6 Literatur

Adler, R.F., A.J. Negri, P.R. Keehn und I.M. Hakkarinen, 1993: Estimation of monthly rainfall over Japan and surrounding waters from a combination of low-orbit microwave and geosynchronous IR data. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 335–356.

Barrett, E.C.; und Ko-Autoren, 1995: The first WetNet Precipitation Intercomparison Project (PIP-1): Interpretation of results. *Remote Sens. Rev.*, **11**, 303–373.

Bauer, P. und N.C. Grody, 1995: The potential of combining SSM/I and SSM/T2 measurements to improve the identification of snowcover and precipitation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **33**, 252–261.

Bauer, P., L. Schanz und L. Roberti, 1998: Correction of three-dimensional effects for passive microwave retrievals of convective clouds. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1619–1632.

Bauer, P., D. Burose und J. Schulz, 2001: Rainfall detection over land surfaces using passive microwave satellite data. *Meteorologische Zeitschrift*, im Druck.

Burose, D., 2000: Schätzung von Niederschlagsraten über Landoberflächen aus Satellitenmessungen. Diplomarbeit. Meteorologisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, pp. 79.

Conner, M.D. und G.W. Petty, 1998: Validation and intercomparison of SSM/I rain-rate retrieval methods over the continental United States. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 679–700.

Dobson, M.C., F.T. Ulaby, M.T. Hallikainen und M.A. El-Rayes, 1985: Microwave dielectric behavior of wet soil-Part II: Dielectric mixing models. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **23**, 35–45.

Eyre, J.R., 1989: Invresion of cloudy satellite sounding radiances by ninlinear optimal estimation. I: Theory and simulation for TOVS. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 1001–1026.

Ferraro, R.R. und G.F. Marks, 1995: The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using ground-based radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 755–770.

Grody, N.C., 1991: Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager. *J. Geophys. Res.*, **96**, 7423–7435.

Hagemann, S., M. Botzet, L. Dümenil und B. Machenbauer, 1999: Derivation of global GCM boundary conditions from 1 km land use satellite data. Technical Report No. 289, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany.

Johnson, D.E., P.K. Wang und J.M. Straka, 1993: The numerical simulation of the 2 August 1981 CCOPE supercell storm with and without ice microphysics. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 745–759.

KERR, Y.H. UND E.G. NJOKU, 1990: A semiempirical model for interpreting microwave emission from semiarid land surfaces as seen from space. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **28**, 384–393.

KERR, Y.H., J.P. LAGOURDE, AND J. IMBERNON, 1992: Accurate land-surface temperature retrieval from AVHRR data with the use of an improved split-window algorithm. *Remote Sens. Environ.*, **41**, 97–209.

KUMMEROW, C.D., W. BARNES, T. KOZU, J. SHIUE UND J. SIMPSON, 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **15**, 809–817.

LIEBE, H.J, T. MANABE, AND G.A. HUFFORD, 1989: Millimeter wave attenuation and delay rates due to fog/cloud conditions. *IEEE Trans. Antennas Propag.*, **37**, 1617–1623.

MCFARLAND, M.J., R.L. MILLER UND C.M.U. NEALE, 1990: Land surface temperature derived from the SSM/I passive microwave brightness temperatures. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **28**, 839–845.

MÄTZLER, C. UND A. STANDLEY, 2000: Relief effects for passive microwave remote sensing. *Int. J. Remote Sens.*, im Druck.

NJOKU, E.G. UND J.-A. KONG, 1977: Theory of passive microwave remote sensing of near-surface soil moisture. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3108–3118.

PETTY, G.W., 1995: The status of satellite-based rainfall estimation over land. *Remote Sens. Environ.*, **51**, 125–137.

PRIGENT, C., W.B. ROSSOW, AND E. MATTHEWS, 1997: Microwave land surface emissivities estimated from SSM/I observations. *J. Geophys. Res.*, **102**, 21867–21890.

PUMPHREY, H.C., 1998: Atmospheric profile retrieval techniques in practical use. In: Micrwave radiometry for atmospheric research and monitoring. ESA ESTEC WPP-139, pp. 161.

REDELSPERGER, J.-L. UND J.-P. LAFORE, 1988: Three-dimensional simulation of a tropical squall-line: Convective organization and thermodynamic vertical transports. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1334–1356.

RODGERS, C.D., 1976: Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**, 609–624.

SMITH, E.A., H.J. COOPER, G.J. TRIPOLI UND X. XIANG, 1992: Foundations for statistical-physical precipitation retrieval from passive microwave satellite measurements. Part I: Brightness-temperature properties of a time-dependent cloud-radiation model. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 506–531.

SMITH, E.A. UND KO-AUTOREN, 1998: Results of WetNet PIP-2 project. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1483–1536.

ULABY, F.T., R.K. MOORE UND A.D. FUNG, 1986: Microwave Remote Sensing, Active and Passive, Vol. III-From Theory to Application. Dedham, MA, Artech House.

Wang, J.R. und B.J. Choudhury, 1981: Remote sensing of soil moisture content over bare field at 1.4 GHz. *J. Geophys. Res.*, **86**, 5277–5282.

A.7 Anlagen

Anlage A.1: Bauer, P., D. Burose und J. Schulz, 2001: Rainfall detection over land surfaces using passive microwave satellite data. *Meteorologische Zeitschrift*, im Druck.

Anlage A.2: Burose, D., 2000: Schätzung von Niederschlagsraten über Landoberflächen aus Satellitenmessungen. Diplomarbeit. Meteorologisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, pp. 79.

HYPAM B

Ableitung von Wolken- und Niederschlagsparametern zur Erstellung regionaler Klimatologien über Land

Arbeitsbericht zum Förderungsvorhaben Fi 435/6-2
der Deutschen Forschungsgemeinschaft
im Gruppenantrag
Fernerkundung von hydro-meteorologischen Parametern
durch Mikrowellenradiometrie (HYPAM)

Jürgen Fischer, Ralf Bennartz, Katja Paape
Institut für Weltraumwissenschaften, Freie Universität Berlin
Fabeckstraße 69, 14195 Berlin

Vorbemerkung

Der formale Bericht an die DFG ist bereits gesondert eingereicht worden. Hier wird er nur aus Gründen der Vollständigkeit in gekürzter Fassung wiedergegeben. Deshalb sind auch die aus dem Projekt hervorgegangenen Veröffentlichungen nicht erneut beigefügt.

B.1 Einleitung

Der Arbeitsschwerpunkt des Teilprojekts B lag auf der Entwicklung eines Modells zur Beschreibung der Emissionseigenschaften von Landoberflächen. Dabei kam es insbesondere darauf an, daß das zu entwickelnde Modell die durch bestehende Modelle großteils inkorrekt beschriebene Zenitwinkelabhängigkeit (Wegmüller et al., 1995) der Emissivität möglichst genau wiederzugeben. Da das Modell hauptsächlich in der Algorithmenentwicklung zur Niederschlagsableitung über Land genutzt werden soll, ist es ein zweites wichtiges Ziel, daß das Modell für einen breiten Frequenzbereich bis 160 GHz Gültigkeit besitzt, den die Sensoren, die zur Ableitung von Niederschlag genutzt werden, vorgeben.

In HYPAM Projektteil B wurde dazu ein Modell entwickelt, welches die polarisierte Emissivität von Landoberflächen unter der Berücksichtigung zweier Skalen der

Oberflächenrauhigkeit beschreibt. Die Oberflächenrauhigkeit ist dabei die Größe, die die Reflektivität und die Emissivität einer Oberfläche, insbesondere bezogen auf den breiten Frequenzbereich, entscheidend bestimmt. Arbeiten zu derartigen Zweiskalenmodellen (SCHRADER, M., 1995) haben in der Anwendung auf Meeresoberflächen gezeigt, daß sie eine genauere Beschreibung des Reflexionsverhaltens der Meeresoberfläche sowie die Anwendbarkeit auf einen breiteren Frequenzbereich ermöglichen als andere derzeit verfügbare Modelle.

Das im Rahmen des HYPAM Teilprojekts B entwickelte Zweiskalenmodell für Landoberflächen konnte anhand zweier Datensätze für einen Frequenzbereich von 2 GHz bis 157 GHz validiert werden. Es ist detailliert in der beiliegenden Dissertation (PAAPE, K., 2000) beschrieben.

B.2 Das Zweiskalenmodell

Im Bereich niedriger Frequenzen ist neben der Oberflächenrauhigkeit auch die Bodenfeuchte von entscheidender Bedeutung für das Emissionsvermögen einer Landoberfläche, mit zunehmender Frequenz jedoch nimmt der Einfluß der Bodenfeuchte ab und die Emissivität wird entscheidend abhängig von der Rauhigkeit. Nach der klassischen Definition des Parameters Rauhigkeit oder rms-Höhe entspricht sie der Standardabweichung aller Rauhigkeitshöhen eines Reliefs.

Die Rauhigkeit beeinflußt das Emissionsverhalten der Oberfläche auf zwei unterschiedliche Weisen, die von der Größenordnung der Rauhigkeiten bezogen auf die betrachtete Frequenz, bzw. der ihr entsprechenden Wellenlänge, abhängen. Anteile der Oberflächenrauhigkeit, die deutlich kleiner sind als die betrachtete Wellenlänge, bestimmen direkt das Emissionsvermögen der Fläche. Diese Anteile werden als „kleinskalige Rauhigkeitshöhen“ s_k definiert und bilden den Eingangsparameter in ein Emissivitätsmodell. Anteile der Oberflächenrauhigkeit, die in der Größenordnung der betrachteten Wellenlänge und darüber liegen, führen zu einer Umverteilung zwischen den Anteilen der vertikalen und der horizontalen Polarisation, sowie zu einer Neuverteilung des Emissivionsvermögens in die verschiedenen Winkelbereiche. Diese Anteile werden als „großskalige Rauhigkeit“ definiert, und durch ein Facettenmodell angenähert.

Die Teilung zwischen den beiden Größenordnungen erfolgt auf der Basis eines Reliefs der betrachteten Fläche mittels der Methode der zweidimensionalen

Fouriertransformation. Empirische Untersuchungen haben gezeigt, daß das Modell gemessene Emissivitäten am genauesten wiedergibt, wenn die Teilung der Rauhigkeiten bei einem Cutoff-Wert von $2 \cdot \lambda$, das heißt der doppelten Wellenlänge, erfolgt. Anhand der resultierenden Anteile der kleinskaligen Rauhigkeitshöhen wird die kleinskalige Rauhigkeit als Standardabweichung aller kleinskaligen Rauhigkeitshöhen berechnet. Anhand der großskaligen Rauhigkeitshöhen werden Facetten berechnet, die in Form eines Facettenmodells die mittels kleinskaliger Rauhigkeit berechnete Emissivität in andere Winkelbereiche und zwischen den beiden Polarisationen umverteilen. Die Umverteilungen sind dabei abhängig von den Neigungen und den azimutalen Ausrichtungen der Facetten.

Als Emissivitätsmodell wurde ein halbempirisches Modell nach WANG and CHOUDHURY (1981) genutzt, welches in seiner Anwendung weit verbreitet ist. Dieses Modell berechnet die Reflektivität einer rauhen Fläche auf Basis eines empirischen Zusammenhangs zwischen der Fresnel-Reflexion einer glatten und der Reflexion einer rauhen Fläche. Zur Berücksichtigung der Rauhigkeit wird hierbei eine sogenannte effektive Rauhigkeitshöhe h' eingeführt, die deutlich geringer ist als die gemessene physikalische Rauhigkeit, ausgedrückt durch den Parameter rms-Höhe s. Eine Beschreibung der effektiven Rauhigkeitshöhe h' wurde durch Anpassen simulierter Strahlungstemperaturen an experimentell gewonnene Strahlungstemperaturen abgeleitet (CHOUDHURY, B.J. et al., 1979):

$$h' = 4\,k^2\,s^2 \tag{B.1}$$

mit der Wellenzahl $k = 2\pi/\lambda$. WANG and CHOUDHURY (1981) entwickelten daraus ein Zwei-Parameter-Modell, indem sie die effektive Rauhigkeitshöhe h' und den Polarisations-Kopplungsparameter Q als freie Parameter eingeführt haben. Dieses Modell berechnet die Reflektivität einer rauhen Fläche anhand der Fresnel-Reflektivität Γ^{sp} und dem folgenden empirisch abgeleiteten Zusammenhang zwischen der effektiven Rauhigkeit h' und der durch diese induzierte Mischung der Polarisationsanteile, angenähert durch den Parameter Q:

$$\begin{aligned}\Gamma_h(\theta) &= \left((1-Q)\,\Gamma_h^{\mathrm{sp}}(\theta) + Q\,\Gamma_v^{\mathrm{sp}}(\theta)\right) e^{-h'\cos^2(\theta)}\\ \Gamma_v(\theta) &= \left((1-Q)\,\Gamma_v^{\mathrm{sp}}(\theta) + Q\,\Gamma_h^{\mathrm{sp}}(\theta)\right) e^{-h'\cos^2(\theta)}\end{aligned} \tag{B.2}$$

Durch Anpassung an Messungen wurde folgender Zusammenhang zwischen Q und der rms-Höhe s abgeleitet:

$$Q = 0.35\left(1 - e^{-0.6 s^2 \nu}\right) \tag{B.3}$$

ν gibt die Frequenz in Gigahertz an.

Diese Parameterisierungen des Rauhigkeitseinflusses wurden als Näherungsansätze für Frequenzen unterhalb 50 GHz entwickelt (SAATCHI et al., 1995). Über ihre Gültigkeit in höheren Frequenzbereichen ist in der Literatur bisher keine sichere Aussage getroffen worden. Vergleiche von Messungen der Rauhigkeit von natürlichen rauhen Oberflächen mit Werten der Rauhigkeit s, wie sie in die Gleichungen B.1 und B.2 eingehen müssen, um $\Gamma_{h,v}(\theta)$ möglichst genau wiederzugeben, haben große Unterschiede aufgewiesen (WEGMÜLLER et al., 1995; WANG et al., 1983). Dies konnte anhand von Vorarbeiten zu dieser Arbeit bestätigt werden. Dazu wurden Messungen eines verfügbaren Datensatzes (RASAM-Daten) mit entsprechenden Modellrechnungen des halb-empirischen Emissivitätsmodells verglichen. Der in das Modell eingehende Rauhigkeitsparameter war dabei die Rauhigkeit s, also entsprechend der Definition im Modell durch (WANG and CHOUDHURY, 1981) die Standardabweichung aller Rauhigkeitshöhen der betrachteten Fläche. Die Vergleichsergebnisse sind in Abbildung B.1 dargestellt.

Die Abbildung B.1 zeigt, daß mit der klassischen Rauhigkeitshöhe als Modelleingangsgröße die simulierten Emissivitäten Eins werden, da die Parameterisierungen im Modell den Einfluß der Rauhigkeit zu hoch bewerten. Ebensowenig gibt das Modell die Zenitwinkelabhängigkeit der Emissivität wieder.

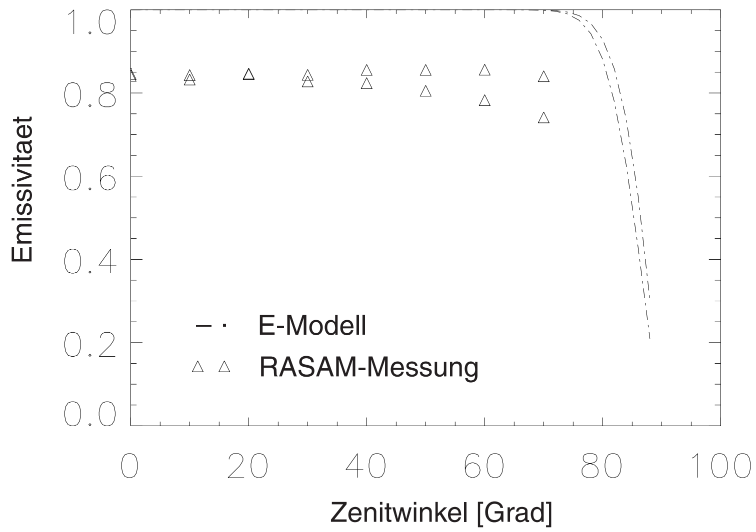


Abbildung B.1: Vergleich zwischen Messungen des RASAM-Datensatzes und Simulationen des halb-empirischen Emissivitätsmodells (E-Modell) unter Verwendung der Rauhigkeit s als Modelleingangsparameter; für Zenitwinkel bis 70° liegen die simulierten Emissivitäten bei einem Wert von Eins.

Nutzt man anstelle der klassischen Rauhigkeit s die eingeführte kleinskalige Rauhigkeit s_k als Eingangsparameter in das Emissivitätsmodell, so zeigen die Simulationsergebnisse deutlich realistischere Emissivitätswerte. Dies ist in Abbildung B.2 dargestellt. Die Kurven des „E-Modell(1)“ zeigen die Emissivitätswerte, die unter Verwendung der klassischen Rauhigkeit s berechnet wurden, „E-Modell(2)“ dagegen zeigt die Emissivitätswerte, die unter Verwendung der kleinskaligen Rauhigkeit s_k simuliert worden sind.

Die Abbildung B.2 zeigt, daß die auf Basis der kleinskaligen Rauhigkeit berechneten Emissivitäten die gemessenen deutlich besser wiedergeben. Allerdings stimmt auch bei Simulationsrechnungen anhand der kleinskaligen Rauhigkeit die Zenitwinkelabhängigkeit der simulierten Emissivität nicht mit der gemessenen überein. Die Kopplung des Facettenmodells an das bislang betrachtete Emissivitätsmodell läßt erwarten, daß der starke Abfall der Emissivität insbesondere bei hohen Zenitwinkeln sowie die hohe Emissivität um den Brewster-Winkel auf Grund der Winkel- und Polarisationsumverteilungen geschwächt wird.

Dies wird bestätigt, wenn die mittels des vollständigen Zweiskalenmodells, das ein gekoppeltes Modell aus Emissivitäts- und Facettenmodell darstellt, simulierten Emissivitäten mit entsprechenden gemessenen Werten verglichen werden. Diese Validation ist im Folgenden beschrieben. In (Paape, K. et al., 1999) wurde der Einfluß des Facettenmodells anhand artifizieller Testflächen detailliert untersucht.

B.3 Validierung des Zweiskalenmodells

Es standen zwei Datensätze zur Verfügung, die eine Validierung des Zweiskalenmodells für Frequenzen von 2 GHz bis 157 GHz ermöglichen. Ein Datensatz ist der

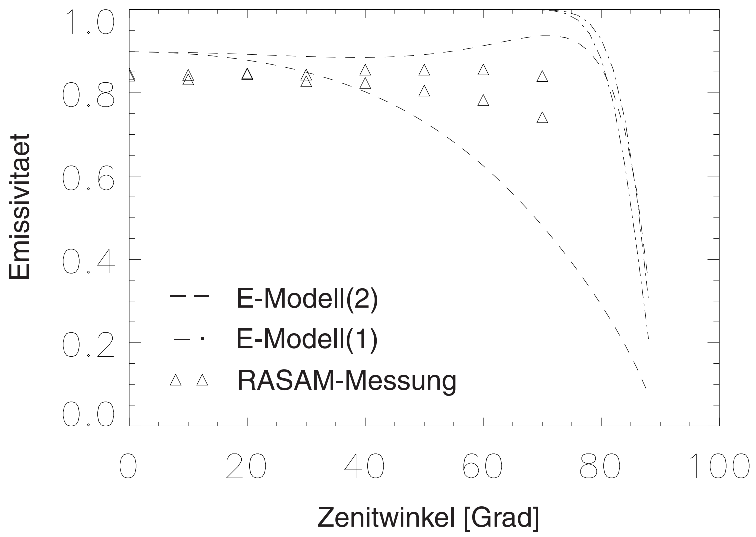


Abbildung B.2: Gemessene Emissivitäten des RASAM-Datensatzes im Vergleich zu simulierten Emissivitäten; die Simulationsergebnisse unterscheiden sich in der Wahl des Rauhigkeitsparameters als Modelleingangsgröße: die Kurven „E-Modell(1)“ wurden unter Verwendung der klassischen Rauhigkeit s berechnet, die Kurven „E-Modell(2)“ dagegen unter Verwendung der kleinskaligen Rauhigkeit s_k.

RASAM-Datensatz (Wegmüller and Mätzler, 1993), der jedoch nur eindimensionale Profile enthält und damit die Anwendung des Facettenmodells nur unter Annahmen ermöglicht. Die RASAM-Daten erlauben dann eine Validierung für die Frequenzen 2.5, 3.1, 4.6, 7.2, 10.2 und 11.0 GHz. Der zweite Datensatz wurde im Rahmen des HYPAM Teilprojekts B innerhalb des Flugzeugexperiments VALEM erarbeitet. Innerhalb dieses Experiments wurden Emissivitäten verschiedener Testfelder mittels flugzeuggetragener Mikrowellenradiometer gemessen, und zusätzlich zeitgleich alle relevanten Parameter (inklusive zweidimensionaler Reliefs) erfaßt, die zu einer möglichst exakten Simulation der Emissivitäten der Testfelder nötig sind. Die Mikrowellenradiometer ermöglichen die Messung der Emissivität bei den Frequenzen 23.8, 50.1, 89.0 und 157.0 GHz.

B.3.1 Vergleich zwischen simulierten und im Rahmen von VALEM gemessenen Emissivitäten

Die Radiometermessungen während des VALEM-Experiments erlauben einen Vergleich zwischen simulierten und gemessenen Emissivitäten für zwei Zenitwinkel, im Nadir bei 0° und für 40° Off-Nadir. Es standen insgesamt Messungen von drei brachen Testfeldern zur Verfügung. Im Folgenden werden die Vergleichsergebnisse für beide Zenitwinkel exemplarisch für ein Testfeld vorgestellt. Sowohl gemessene als auch simulierte Emissivitäten stellen Feldmittelwerte dar, die in den Abbildungen auch zur Fehlerangabe herangezogen werden.

Für Feld 1 sind die Nadir-Simulationen in allen Frequenzen höher als die gemessenen Nadir-Emissivitäten, die maximale Abweichung der simulierten Emissivität vom Meßwert beträgt 2.8 % bei 89 GHz, bei 157 GHz ist sie am geringsten mit 0.9 %.

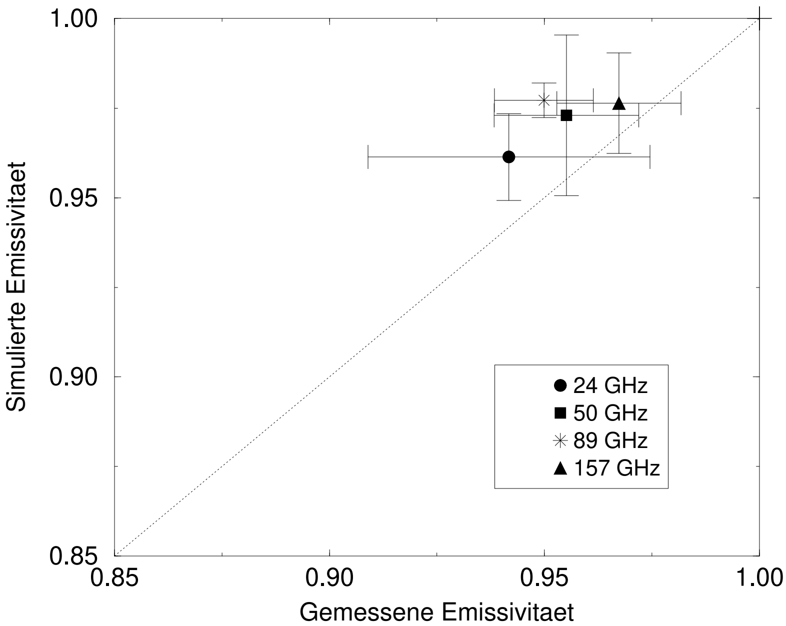
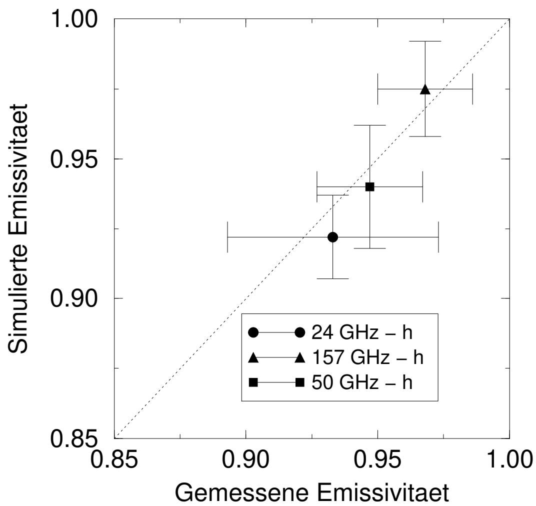


Abbildung B.3: Vergleich zwischen simulierten und gemessenen Nadir-Emissivitäten für Feld 1



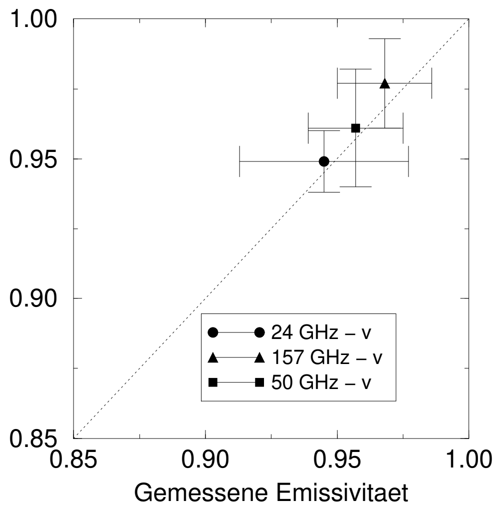


Abbildung B.4: Vergleich zwischen simulierten und gemessenen Emissivitäten bei einem Zenitwinkel von 35° bzw. 40° für Feld 1; in der linken Teilabbildung sind die Werte für die horizontale, in der rechten die für die vertikale Polarisation dargestellt.

Für den Zenitwinkel von 40° zeigen die Ergebnisse für Feld 1 eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Messungen und Simulationen für die drei Frequenzen 24 GHz, 50 GHz und 157 GHz. Dies gilt sowohl für die horizontale als auch die vertikale Polarisation. Die maximale relative Abweichung der simulierten von der gemessenen Emissivität tritt mit 1 % bei der horizontalen Polarisation des 24 GHz Kanals auf. Dabei wird die Emissivität durch das Modell bei den niedrigen Frequenzen hauptsächlich unter- und bei den hohen Frequenzen hauptsächlich überschätzt.

B.3.2 Vergleich zwischen simulierten und gemessenen Emissivitäten des RASAM-Datensatzes

Der RASAM-Datensatz ermöglicht einen Test des Modells sowohl bezüglich der Wiedergabe der Zenitwinkelabhängigkeit der Emissivität als auch der Frequenzabhängigkeit. In Abbildung B.5 ist der Vergleich zwischen Messungen des Feldes der Kennung 880511 und entsprechenden simulierten Emissivitäten dargestellt. Da keine zweidimensionalen Reliefs der Testfelder zur Verfügung standen, wurden diese angenähert.

Die Abbildung B.5 zeigt deutlich, daß das Zweiskalenmodell die Abhängigkeit der Emissivität sowohl vom Zenitwinkel als auch von der Frequenz sehr gut repräsentiert. Diese guten Ergebnisse, die durch weitere Testfälle des RASAM-Datensatzes bestätigt wurden (siehe Dissertation), stärken die bereits anhand der VALEM-Daten getroffene Aussage, daß das Zweiskalenmodell gemessene Emissivitäten gut wiedergibt.

B.4 Zusammenfassung

Während die Vergleiche mit den RASAM-Daten gezeigt haben, daß das Modell die Zenitwinkel- und Frequenzabhängigkeit der Emissivität auf der räumlichen Skala der Flugzeugmessungen sehr gut wiedergibt, zeigen die Vergleiche mit den VALEM-Daten, daß das Modell die Emissivität insbesondere quantitativ sehr gut beschreibt, wenn die Modelleingangsdaten reale Reliefs der betrachteten Fläche beinhalten.

Weitere Vergleiche zwischen gemessenen und simulierten Emissivitäten oder Strahlungstemperaturen würden eine allgemeine, statistisch signifikante Aussage zur Genauigkeit des Zweiskalenmodells ermöglichen. Jedoch sind insbesondere Vergleichsdatensätze auf einer größeren räumlichen Skala, wie sie der Auflösung von flugzeuggetragenen Radiometern entspricht, auf Grund ihrer instrumentellen und finanziellen Aufwendigkeit selten, so daß diese Arbeit die Möglichkeiten der Modellvalidierung, soweit zu diesem Zeitpunkt bekannt, ausschöpft.

Das durch diese Arbeit gewonnene Verständnis der Emissionseigenschaften von Landoberflächen auf dieser Skala stellt die Basis für eine Erweiterung des Modells auf die Skala von Satellitendaten dar, insbesondere wenn die Simulation von Vegetationseinfluß auf das Emissionsvermögen durch das Modell berücksichtigt wird.

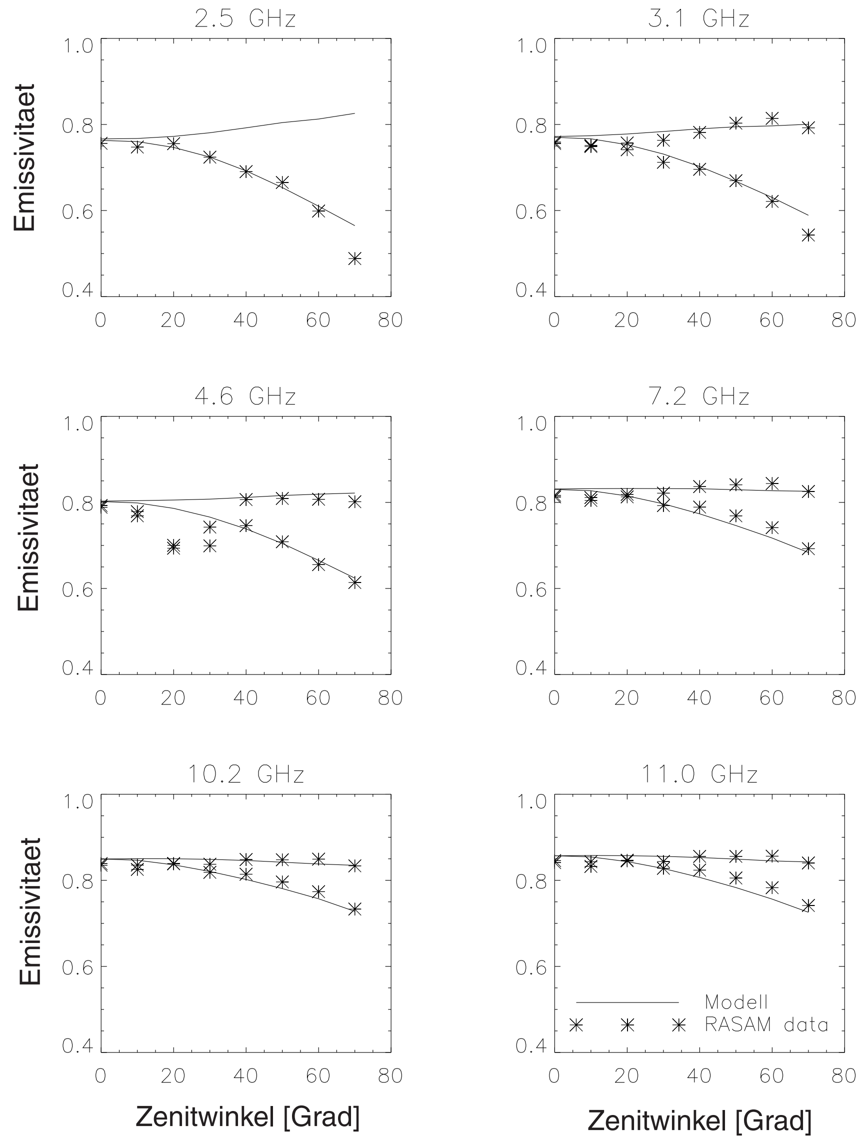


Abbildung B.5: Vergleich zwischen gemessenen Emissivitäten der Messung 880511 des RASAM-Datensatzes und entsprechenden simulierten Emissivitäten; die höheren Werte der Emissivität entsprechen der vertikalen, die niedrigeren der horizontalen Polarisation.

B.5 Bewertung der Arbeitsergebnisse in Bezug auf Antrag

Diese Arbeit hat deutlich zum Verständnis des Emissionsverhaltens von Landoberflächen beigetragen und zu einem Modell geführt, welches es ermöglicht, die Emissivität unter Kenntnis der Bodencharakteristika für einen breiten Frequenzbereich recht genau zu simulieren. Dieses Zweiskalenmodell kann somit auf verschiedenen Untersuchungsgebieten Anwendung finden, insbesondere nach der Validierung des bereits implementierten Ansatzes zur Berücksichtigung von Vegetation. Es kann zum einen genutzt werden, um die Frequenzabhängigkeit der Emissivität bestimmter Oberflächen zu untersuchen und so einen empirischen Zusammenhang zwischen Frequenz und Emissivität abzuleiten. Eine derartige empirische Beziehung wird im HYPAM Teilprojekt A zur Ableitung von Niederschlag über Land genutzt. Unter Verallgemeinerung der Oberflächenrauhigkeit für bestimmte Oberflächentypen kann das Modell auch an ein Modell zur Simulation des atmosphärischen Strahlungstransports gekoppelt werden.

Die Arbeitsschritte der Nutzung des Modells bei der Algorithmenentwicklung zur Ableitung von Niederschlag über Land, sowie deren Anwendung zur Auswertung von Satellitendaten bezüglich Niederschlag, konnte im gegebenen Zeitrahmen nicht mehr erfüllt werden. Einerseits nahm die eigene Modellarbeit und insbesondere die Planung und Durchführung der Experimente mehr Zeit als vorgesehen in Anspruch, andererseits hat sich das HYPAM Teilprojekt A auf Grund des Personalwechsels stark zeitlich verschoben.

B.6 Literatur

Choudhury, B.J., T.J. Schmugge, A. Chang, R.W. Newton, 1979: Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. J. Geoph. Res., **84**, 5699–5706.

Paape, K., 2000: Simulation der Emissionseigenschaften von Landoberflächen im Mikrowellenbereich mittels eines Zweiskalenmodells. Dissertation, eingereicht am Fachbereich Geowissenschaften, Institut für Weltraumwissenschaften, Freie Universität Berlin.

Paape, K., R. Bennartz, J. Fischer, 1999: A combined two-scale model for microwave emissivities of land surfaces. In: Pampaloni, P., S. Paloscia (Eds.) Microwave radiometry and remote sensing of the Earth's surface and atmosphere, 317–344, VSP Zeist, The Netherlands, Im Druck.

Saatchi, S. S., E. G. Njoku, U. Wegmüller, 1995: Synergism of active and passive microwave data for estimating bare soil surface moisture. In: Choudhury, B.J., Y.H. Kerr, E.G. Njoku, P. Pampaloni (Eds.) Passive microwave remote sensing of land-atmosphere interactions, 205–224, VSP Utrecht, The Netherlands.

Schrader, M., 1995: Ein Dreiskalenmodell zur Berechnung der Reflektivität der Ozeanoberfläche im Mikrowellenfrequenzbereich. Dissertation am Institut für Meereskunde, Christian-Albrechts-Universität Kiel, ISBN 0341-8561.

Wang, J. R., B. J. Choudhury, 1981: Remote sensing of soil moisture content over bare field at 1.4 GHz frequency. J. Geoph. Res., **86**, 5277–5282.

Wang, J. R., P. E. O'Neill, T. J. Jackson, E. T. Engman, 1983: Multifrequency measurements of the effect of soil moistrue, soil texture and surface roughness. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, **21**, 44–51.

Wegmüller, U., C. Mätzler, 1993: Active and passive microwave signature catalog (2–12 GHz). Report des Institute of Applied Physics, University of Bern, Switzerland.

Wegmüller, U., C. Mätzler, E. G. Njoku, 1995: Canopy opacity models. In: Choudhury, B.J., Y.H. Kerr, E.G. Njoku, P. Pampaloni (Eds.) Passive microwave remote sensing of land-atmosphere interactions, 375–387, VSP Utrecht, The Netherlands.

B.7 Veröffentlichungen

Aus dem Projekt sind die Dissertation Paape (2000) sowie folgende Veröffentlichungen hervorgegangen:

Paape, K., R. Bennartz, and J. Fischer (2000): A combined two-scale model for microwave emissivities of land surfaces. In Microwave Radiometry and REmote Sensing of the Earth's Surface and Atmosphere, P. Pampaloni and S. Paloscia Eds., 552 pages VSP, P.O. Box 346, 3700 AH Zeist, The Netherlands, ISBN 90-6764-318-1

Bennartz, R., K. Paape, J. Fischer, and T. J. Hewison: Comparison of observed and simulated microwave land surface emissivities over bare soil. In press, Meteorologische Zeitschrift.

HYPAM C

Multisensoranalyse in polaren Gebieten

Arbeitsbericht zum Förderungsvorhaben He 1746/3-1
der Deutsche Forschungsgemeinschaft
im Gruppenantrag
Fernerkundung von hydro-meteorologischen Parametern
durch Mikrowellenradiometrie (HYPAM)

Georg Heygster, Klaus Künzi, Jungang Miao, Norbert Schlüter
Institut für Umweltphysik, Universität Bremen
Postfach 33 04 40, 28334 Bremen

Zusammenfassung

Das Teilprojekt HYPAM C bearbeitet die Multisensoranalyse von Hydrometeoren in polaren Gebieten. Ziel ist es, Daten verschiedener Sensoren einer Plattform gleichzeitig zu nutzen und so Inversionsverfahren zu verbessern. Im Laufe des Projektes hat es sich jedoch herausgestellt, dass auch die Daten einzelner Sensoren dieser Satelliten ein großes Verbesserungspotential zur Fernerkundung atmosphärischer Parameter in den Polargebieten besitzen. Hierzu wurden ebenfalls umfangreiche Arbeiten durchgeführt.

Es werden Sensoren der Satellitenserie *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP) benutzt. Die verwendeten Sensoren sind das *Operational Linescan System* (OLS), ein Sensor im sichtbaren und infraroten Spektralbereich, der *Special Sensor Microwave Imager* (SSM/I), ein passives Mikrowellenradiometer, und der *Special Sensor Microwave Water Vapor Profiler 2* (SSM/T2). Bei der Analyse von atmosphärischen Parametern und Phänomenen ist die Zeitgleichheit der einbezogenen Messungen von entscheidener Bedeutung, hier sichergestellt durch die ausschließliche Verwendung von Sensoren der DMSP-Satelliten. In den entwickelten Algorithmen werden nur Daten der Mikrowellensensoren und des OLS-Infrarotkanals genutzt, so daß sie zu allen Tages- und Jahreszeiten (insbesondere während der Polarnacht) eingesetzt werden können. Für die Daten der verschiedenen Sensoren wurden folgende Verfahren entwickelt:

OLS: Im zweiten Berichtzeitraums wurde der schon im ersten entwickelte Algorithmus zur Klassifikation von einzelnen Infrarotbilder verbessert. Die Normierung der Texturparameter wurde überarbeitet. Weiter werden nur noch solche Texturparameter berücksichtigt, die zur Klassifikation beitragen. Die richtige Klassifikation

des betrachteten Datensatzes aus dem März 1992 betrug 88,0 % ohne und 90,9 % mit Überprüfung, in der die IR-Temperatur und die aus SSM/I-Daten ermittelten Eiskonzentrationen einbezogen wurden.

Neu entwickelt wurde ein Verfahren zur Detektion von Wolken über dem antarktischen Kontinent. Es basiert auf der Differenz nahezu zeitgleicher Infrarotbilder von unterschiedlichen Satelliten. Da dieses Verfahren vor allem nichtstratiforme Wolken erfaßt, bietet es auch einen Ansatz zur Klassifikation von Wolken. Die Ergebnisse wurden mit Daten des sichtbaren Kanals für Sommerdaten (Januar 1996) und mit Daten des passiven Mikrowellensondierers SSM/T2 für Winterdaten (Juli 1995) verglichen.

SSMI/I: Aus den 37- und 85-GHz-Kanälen des SSM/I wird über Meereis und offenem Wasser eine Wolkensignatur, d. h. eine Linearkombination aus atmosphärischem Flüssigwassergehalt und Wasserdampf, berechnet.

SSM/T2: Für den Feuchtesondierer SSM/T2 wird ein Verfahren zu Bestimmung des Gesamtwasserdampfgehaltes im Bereich von 0 bis 6 $\mathrm{kg/m^2}$ entwickelt.

Multisensoranalyse: Die Klassifikation der Infrarotbilder und das Infrarotdifferenzverfahren bilden die Grundlage für ein Multisensorverfahren. In einer Fallstudie für drei Tagen aus dem April 1998 werden die Analysen der Satellitendaten mit meteorologischen Daten und Radiosondenaufstiegen verglichen. Alle Daten wurden während einer Antarktis-Expedition mit dem Forschungsschiff Polarstern aufgenommen. Es wurde aufgezeigt, wie die Dektektion von Wolken zu einer Klassifikation erweitert werden kann.

Den zentralen Teil der Arbeit stellt die Dissertation von Schlüter dar (Anlage 1). Im folgenden Text wird mit runden Klammern auf die jeweiligen Kapitel verwiesen. Eine Zusammenfassung davon ist zur Veröffentlichung in der Meteorologischen Zeitschrift eingereicht (Anlage 6). Die zusätzlichen Arbeiten zur Fernerkundung der Wolkensignatur über Meereis mit SSM/I (Anlage 4) und des Gesamt-Wasserdampfgehaltes über Land- und Meereis aus SSM/T2-Daten (Anlage 5) werden in den Abschnitten C.5 bzw. C.6 beschrieben. Sie werden in dem OLS-Differenzverfahren (C.4) bzw. in der Multisensoranalyse (C.7) genutzt.

C.1 Motivation

Wolken stellen für die Modellierung des Klimasystems in vielerlei Hinsicht eine Herausforderung dar (1.1, 1.2). Sie sind in Modellen nur schwer zu beschreiben und beeinflussen das Gesamtsystem über zahlreiche Wechselwirkungsmechanismen. Dagegen ist das Wissen über Wolken eingeschränkt. Insbesondere für polare Gebiete, deren besondere Bedeutung für das globale Klima bekannt ist, existieren keine Wolkenklimatologien in hinreichender Qualität. Die geringe Anzahl an Meßstationen und die schwierigen klimatologischen Bedingungen sind der Hauptgrund für die schlechte Datenlage. Daher bieten Satellitendaten einen Ansatz, diesen Mißstand zumindest teilweise zu beheben. Allerdings lassen sich Wolken bzw. Wolkenparameter nicht direkt mit Satellitenmessungen erfassen, sondern müssen mit zum Teil aufwendigen Algorithmen abgeleitet werden.

C.2 Benutzte Sensoren

Folgende Sensoren der DMSP-Satelliten wurden genutzt (2.5): Der Sensor OLS hat je einen Kanal im sichtbaren und infraroten Spektralbereich mit einer Auflösung von 2,7 km. SSM/I ist ein konisch abtastendes Mikrowellenradiometer mit insgesamt sieben Kanälen bei 19, 22, 37 und 85 GHz. Der passive Mikrowellensondierer SSM/T2 arbeitet hauptsächlich in der 183-GHz-Absorptionslinie des Wasserdampfes (drei Kanäle) mit zusätzlichen Kanälen bei den Fensterfrequenzen 90 und 150 GHz. Im Hinblick auf die Fernerkundung polarer Gebiete besitzen die DMSP-Plattformen gegenüber den im Grundsatz ähnlichen NOAA-Satelliten den Vorteil des passiven Mikrowellensensors SSM/I, welcher zur Detektion von Meereis und atmosphärischen Säulenparametern dient. Die NOAA-Satelliten bieten hierzu keine Entsprechung. Außerdem hatten die NOAA-Satelliten bislang keine Entsprechung zu dem Feuchtesondierer SSM/T2 auf DMSP. Diese ist erst ab NOAA-15 (gestartet im Mai 1998) mit dem Feuchtesondierer AMSU-B realisiert.

C.3 Klassifikation einzelner Infrarotbilder (Kapitel 3)

Der prinzipielle Aufbau des im ersten Teil von HYPAM C entwickelten Verfahrens zur Klassifikation von einzelnen Infrarotbildern wurde beibehalten (3.1). Der Algorithmus besteht aus den Teilen „Segmentieren“ (3.2), „Texturberechnung“ (3.3), „Klassifikation mit dem neuronalen Netz LVQ“ (3.4) und „Überprüfung der Klassifikation“ (3.5). Die Normierung der einzelnen Texturparameter wurde mit dem Ziel überarbeitet, für alle den Wertebereich zwischen Null und Eins möglichst gut auszunutzen.

Im Gegensatz zum ersten Teil, in dem alle neun Parameter in die Klassifikation einbezogen wurden, wurde im diesem Teil ein Verfahren entwickelt, mit dem ein optimaler Satz von Texturparametern erstellt wird (3.3). Das entscheidene Kriterium für die Zusammensetzung ist dabei das Klassifikationsergebnis. Es zeigt sich, daß die optimale Anzahl der Texturparameter zusätzlich mit der Anzahl der verwendeten Codebookvektoren verknüpft ist. Mit wenigen (< 200) Codebookvektoren erzielt ein Satz von nur drei Texturparametern die besten Ergebnisse, für eine große (> 500) Anzahl benötigt man vier oder fünf. Abbildung C.1 zeigt die Klassifikationsergebnisse für Testdaten in Abhängigkeit von der Anzahl der Codebookvektoren (NOC) für unterschiedliche Anzahl von Texturparametern.

Die eigentliche Klassifikation erfolgt mit einem neuronalem Netz, dem *Learning Vector Quantization* (Kohonen, 1990) (3.4–3.6). Als Vergleichsdatensatz sind die Segmente vom Autor unter Einbeziehung der Daten des sichtbaren Kanals klassifiziert worden. Diese Klassifikation wird auch im Training verwendet. Die Klassifikationsergebnisse verbesserten sich aufgrund der veränderten Algorithmen gegenüber dem ersten Teil. In Tabelle C.1 sind die Klassifikationsergebnisse für alle Pixel dargestellt. Alle Parametereinstellungen wurden jeweils 50 Mal verwendet, so daß auch die Zuverlässigkeit mit Hilfe der Standardabweichung der Klassifikationsergebnisse beschrieben werden kann. Entscheidend für die Qualität eines neuronalen Netzes sind

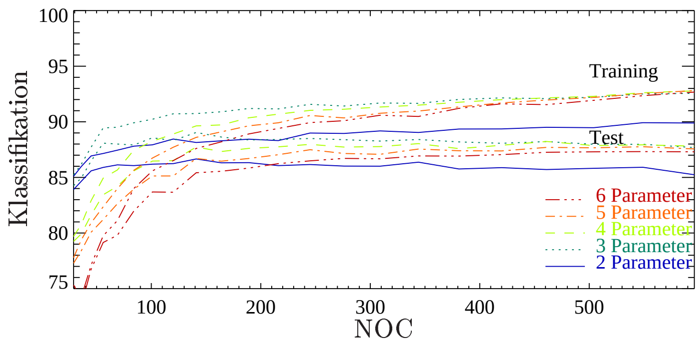


Abbildung C.1: Klassifikationsergebnisse in Abhängigkeit von der Anzahl der Codebookvektoren (NOC) für verschiedene Anzahl von Texturparametern. Ausschnitt für NOC zwischen 20 und 600.

die Ergebnisse der Testdaten. Mit 88,0 % ohne und 90,9 % mit Überprüfung wurden dabei zufriedenstellende Resultate erzielt. Bei der Überprüfung wird sowohl die aus den IR-Daten berechnete Temperatur als auch die aus SSM/I-Daten ermittelte Eiskonzentration benutzt.

Tabelle C.1: Klassifikationstabelle des LVQ für die Test- und Trainingsdaten jeweils mit (cor) und ohne (n. cor.) Korrektur. Neben den Durchschnittswerten (Avg.) sind auch die Standardabweichungen (Stdev.) dargestellt [%].

Training				Test			
n. cor.		cor.		n. cor.		cor.	
Avg.	Stdev.	Avg.	Stdev.	Avg.	Stdev.	Avg.	Stdev.
92,9	0,8	94,7	0,6	88,0	0,9	90,9	0,7

Neben der Gesamtklassifikation wurden auch die Klassifikationsergebnisse für die einzelnen Klassen betrachtet. Tabelle C.2 zeigt die Vertauschungsmatrix für den Testdatensatz. In der Vertauschungsmatrix wird aufgelistet, wie gut die einzelnen Klassen erkannt werden bzw. welche Verwechslungen zwischen den Klassen auftreten. Zusätzlich ist die relative Häufigkeit angegeben, mit der die jeweiligen Klassen in den Datensätzen vertreten sind. Zur Berechnung der Klassifikationswerte wurden die Segmentgrößen berücksichtigt, so daß die Zahlen die Anzahl der jeweils richtig klassifizierten Pixel pro Klasse angeben. Die Tabellen sind so aufgebaut, daß horizontal die visuelle Klassifikation dargestellt ist und vertikal die LVQ-Klassifikation. Die Normierung erfolgt mit der visuellen Klassifikation, d. h. der Wert in der i-ten Zeile und der j-ten Spalte gibt an, wieviel Prozent der visuell der Klasse i zugeordneten Pixel das LVQ die Klasse j zuweist. In dieser Auswertung wurden die Klassen „Nebel“ und „Wolken“ getrennt betrachtet, beim allgemeinen Klassifikationsergebnis (Tabelle C.1) werden sie jedoch zusammengefaßt. Daher werden Vertauschungen zwischen ihnen im folgenden nicht als Fehler gewertet.

Insgesamt ist das Ergebnis für die einzelnen Klassen zufriedenstellend. Die schlechteste Klassifikation wird für den offenen Ozean erreicht. Einerseits liegt dieses an der niedrigen relativen Häufigkeit im Trainingsdatensatz. Andererseits ist die Trennung zwischen offenem Ozean und niedrigen stratiformen Nebel, der vor allem bei Vorliegen von Temperaturinversionen ähnliche Temperaturwerte wie die Wasseroberfläche aufweist, nur mit Infrarotdaten schwierig.

Tabelle C.2: Vertauschungsmatrix der Testdaten (mit Korrektur) [%].

	Visuelle Klassifikation				
LVQ	Wolke	Meereis	Ozean	Land	Nebel
Rel. Häufigkeit	53,9	7,9	1,1	27,2	5,5
Wolke	89,2	29,2	2,2	2,0	29,1
Meereis	5,6	71,0	0,0	0,0	0,0
Ozean	0,0	0,0	55,8	0,0	8,0
Land	2,5	0,0	0,0	96,9	0,0
Nebel	2,3	0,0	42,0	0,0	62,7

Abbildung C.2 zeigt die Klassifikation des IR-Bildes vom 31.3.1992, 9:13 Uhr. Das Ausgangsbild ist oben links dargestellt. Zunächst wird das Bild segmentiert (oben rechts). Das Ergebnis der Klassifikation ist unten links dargestellt und zeigt gute Übereinstimmung mit der visuellen Klassifikation (unten rechts).

C.4 Infrarotdifferenzbilder (Kapitel 4)

Das Ziel des Infrarotdifferenzbild-Verfahrens ist die Dektektion von Wolken über dem antarktischen Kontinent. Dies war aufgrund der starken Variabilität der Topographie, die einen großen Einfluß auf die Infrarottemperaturen besitzen, ein bisher nicht gelöstes Problem. Es befinden sich immer mindestens zwei DMSP-Satelliten auf polarumlaufenden Bahnen im All. Die Umlaufbahnen schneiden sich nahe den Polen. Daher besteht in polaren Gebieten die Möglichkeit, Differenzen von nahezu zeitgleichen Infrarotbildern zu erzeugen. Dieses wurde für Daten der Satelliten F12 und F13 aus dem Juli 1995 und Januar 1996 durchgeführt. Der Ansatz ähnelt einem Verfahren von Hasler (1991), der mit Hilfe von Steoreoskopieeffekten eine dreidimensionale Darstellung von Wolken ableitet. Vor der Berechnung der Infrarotdifferenzen muß zunächst eine Intersensorkalibration zwischen den Satelliten F12 und F13 durchgeführt werden, da diese systematische Unterschiede aufwiesen (4.2.2). Danach wurden die durch Wolken hervorgerufen Infrarotdifferenzen analysiert. Es zeigt sich, daß vor allem nicht-stratiforme Wolken Differenzen ungleich Null aufweisen (4.3). Verursacht werden diese vor allem bei geringen Zeitdifferenzen ($<$ 20 min) durch Unterschiede der Einfallswinkel, die bewirken, daß die Sensoren jeweils unterschiedliche Bereiche der Wolke erfassen. Weisen diese unterschiedliche Temperaturen auf, messen die IR-Sensoren Unterschiede in den Helligkeitstemperaturen. Ist der Zeitunterschied größer, können auch die Bewegung von Wolken und Temperaturänderungen einen Beitrag zu den IR-Differenzen leisten. Abbildung C.3 zeigt links das IR-Bild des Satelliten F12 vom 3.01.1996, 3:13 Uhr, und rechts das Differenzbild zwischen diesem und dem IR-Bild des Satelliten F13 von 3:22 Uhr.

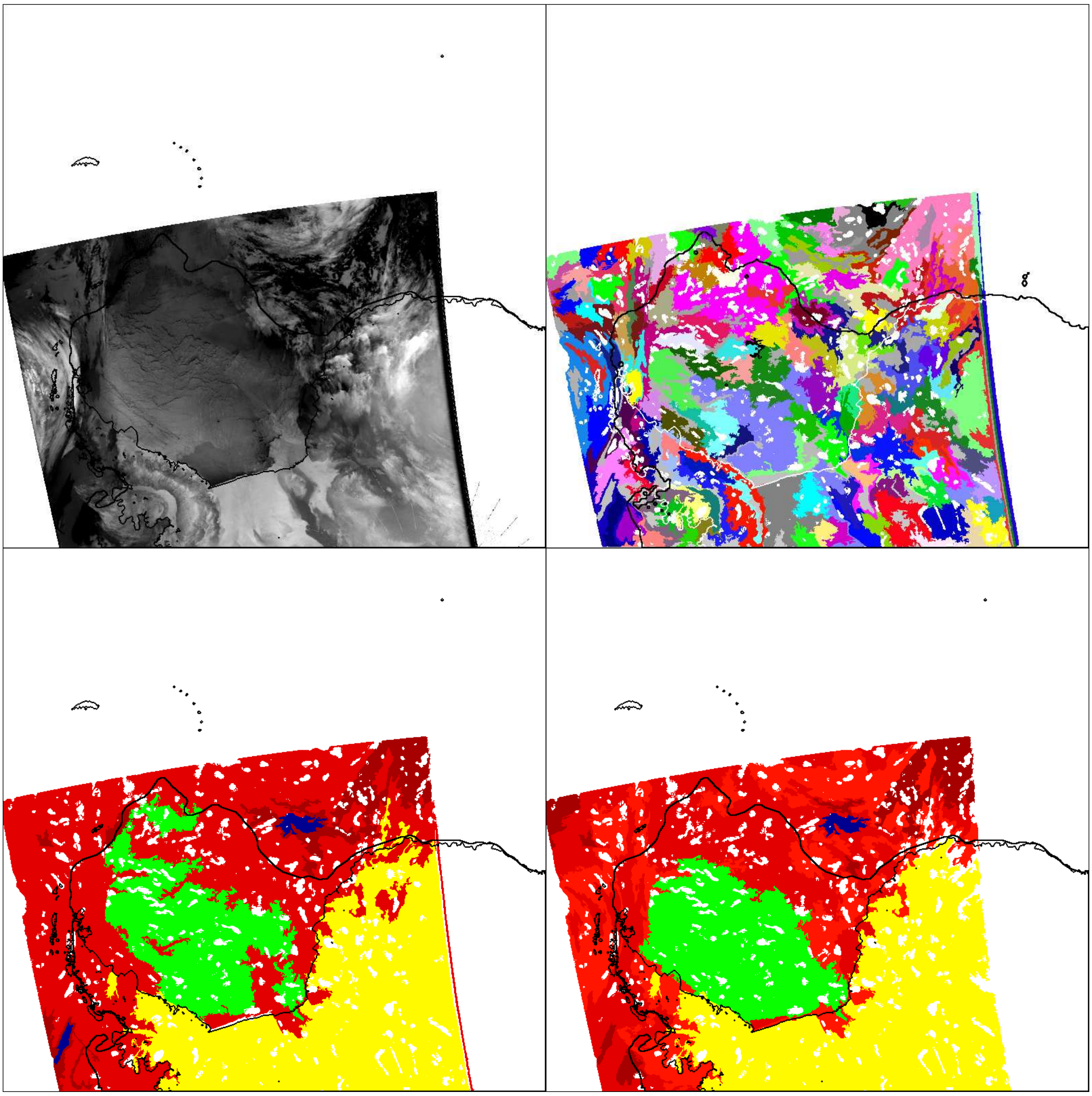


Abbildung C.2: Klassifikation eines IR-Bildes (oben links) des Weddellmeeres (Antarktis). Das Bild wird zunächst segmentiert (oben rechts). Das Ergebnis der Klassifikation mit dem LVQ ist unten links dargestellt. Zum Vergleich unten rechts die visuell erstellte Klassifikation (Farben: Wolken rot, Ozean blau, Meereis grün, Land gelb). Ebenfalls eingezeichnet sind die Küstenlinie und die Meereiskante.

Vergleiche mit Daten des sichtbaren OLS-Kanals für Sommer- (4.4) und Daten des Mikrowellensondierers SSM/T2 für Winterdaten (4.5) zeigten generell eine gute Übereinstimmung. Insbesondere zeigten sich, daß die auftretenden Differenzen nur von Wolken verursacht werden. Allerdings weisen nicht alle Wolken derartige Differenzen auf. Stratiforme Wolken zeigen den Effekt nur an den Rändern. Das unterschiedliche Verhalten von stratiformen und nicht-stratiformen Wolken kann zu deren Klassifikation genutzt werden.

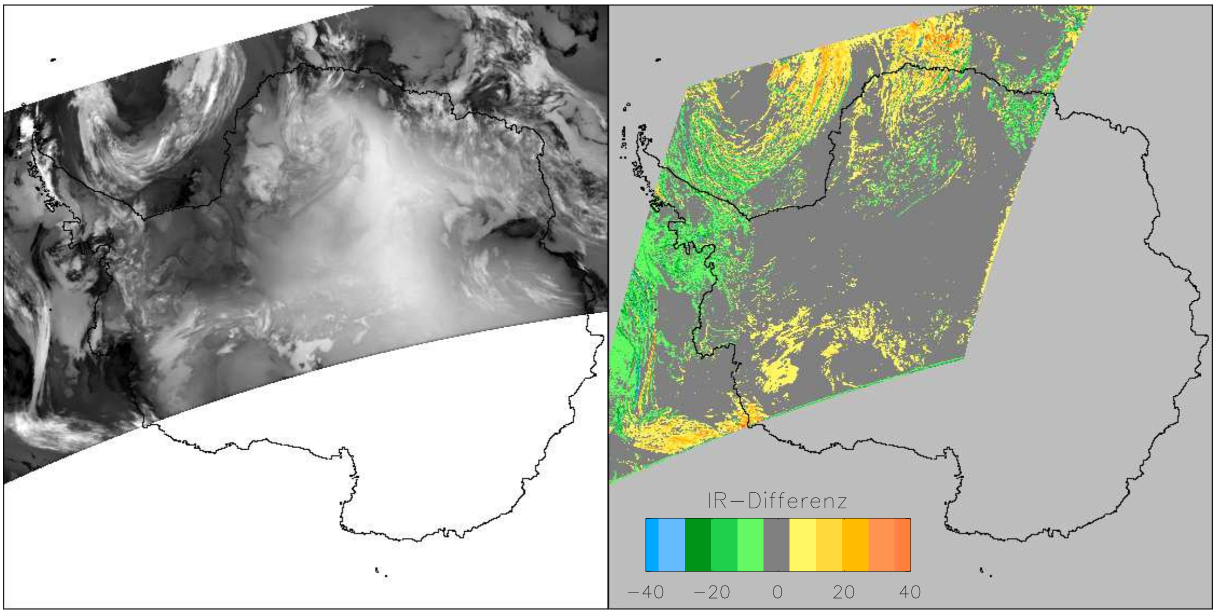


Abbildung C.3: Links: IR Bild des Satelliten F12 vom 3.01.1996, 3:13 Uhr. Das Bild rechts zeigt die Differenz zwischen diesem Bild und dem des Satelliten F13 um 3:22 Uhr.

C.5 Wolkensignatur über Meereis (R-Faktor)

Zur Charakterisierung von Wolken über Meereis wurde ein Verfahren entwickelt, das die Polarisationsdifferenzen der beiden höchsten Frequenzen des SSM/I (37 und 85 GHz) nutzt (Anlage 4). Damit wird eine neue Größe, genannt R-Faktor, definiert. Sie gestattet, das atmosphärische Signal von Bodenanteil zu trennen und, noch wichtiger, letzteren stark insbesondere in Gebieten geringer Eiskonzentration heranzusetzten. In Gebieten mit hoher Eiskonzentration beeinflussen andere Meereisparameter wie die Schneeauflage das Signal, wie Simulationen mit in situ gemessenen Meereisemissivitäten und SSM/I-Messungen zeigen. Unter der Annahme, dass die Meereisparameter über eine kurze Zeit (z. B. zehn Tage) hinreichend stabil bleiben, wird eine Methode zur Bestimmung des Hintergrundterms aus den SSM/I-Messungen vorgeschlagen. Das erlaubt, die Wolkensignatur zu bestimmen. Der Vergleich mit einem bekannten Flüssigwasseralgorithmus über offenem Wasser aus SSM/I-Daten zeigt hohe Korrelation (0.958) zwischen den Wolkensignaturen aus beiden Verfahren.

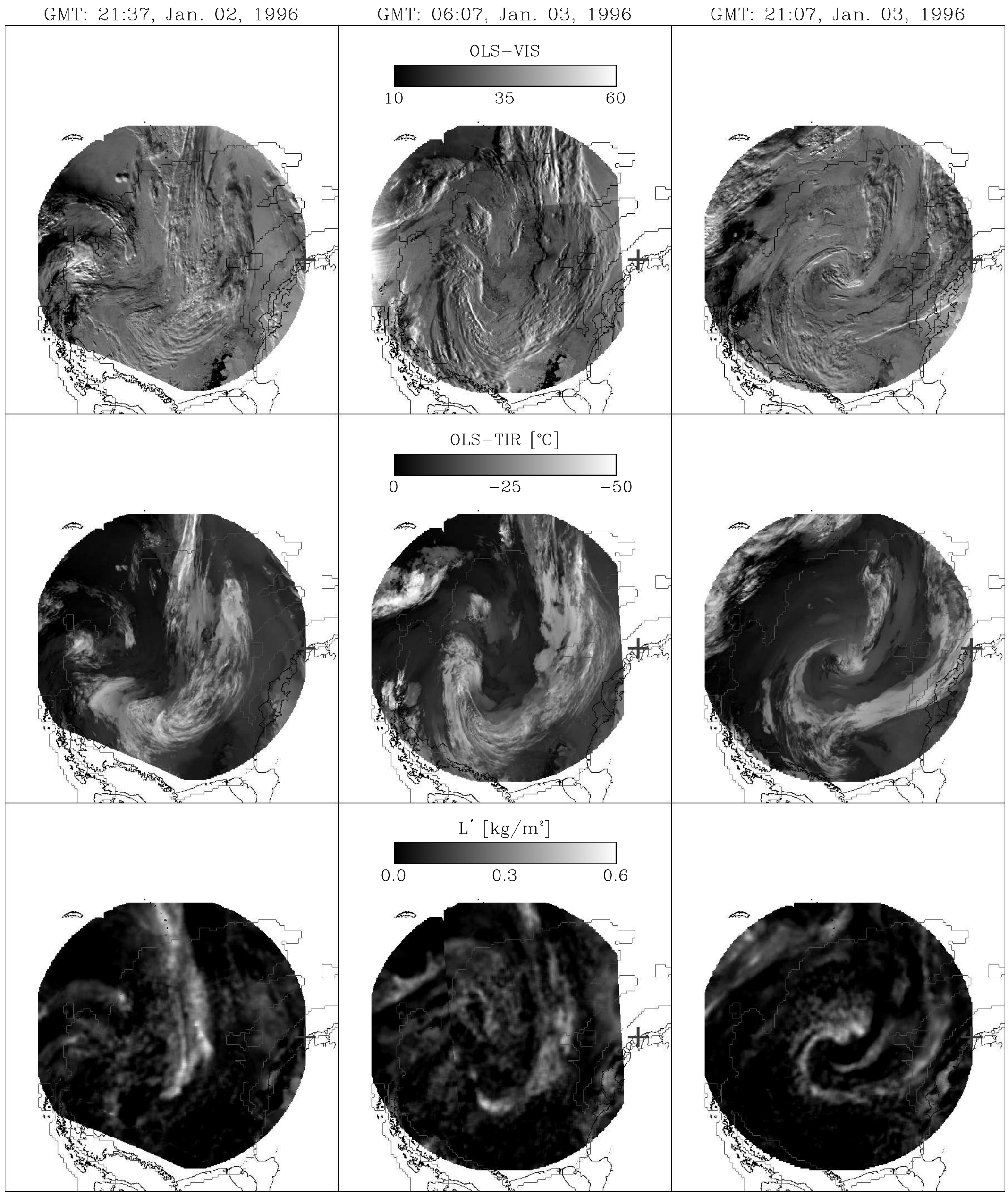


Abbildung C.4: Vergleich der Wolkensignaturen über dem Weddellmeer detektiert mit SSM/I und OLS. '+': Position der Neumayer-Station. Die graue Kontur zeigt die Lage der Eiskante an.

Die Wolkensignaturen eines Tiefdrucksystems, das am 2. und 3. Januar 1996 über die eisbedeckte Weddellsee hinwegzog, zeigen gute Übereinstimmung mit zeitgleichen Beobachtungen mit OLS-Daten im sichtbaren in infraroten Bereich. (Abb. C.4)

C.6 Gesamtwasserdampf aus SSM/T2-Daten

Es wurde ein Verfahren zur Bestimmung des atmosphärischen Gesamtwasserdampfes im Bereich von $0\ldots 6\,\mathrm{kg/m^2}$ aus Daten des Wasserdampfsondierers SSM/T2 entwickelt. Eigentliche Aufgabe dieser Sondierers ist (analog zu AMSU-B auf NOAA-13 und MHS auf METOP) die Bestimmung der Feuchteprofile in tropischen und mittleren Breiten aus passiven Mikrowellenmessungen an der Flanke der Wasserdampfabsorptionslinie bei 183 GHz. In polaren Gebieten ist der TWV jedoch so gering, daß die Atmosphäre bei diesen Frequenzen nahezu durchsichtig ist und die Gewichtungsfunktionen alle ihr Maximum in Bodennähe haben. Deshalb galten die SSM/T2-Daten der polaren Gebiete bislang als nicht auswertbar. Grundlage des Verfahrens ist die Betrachtung von Quotienten η_c von Differenzen von Helligkeitstemperaturen bei benachbarten Frequenzen, bei denen die Bodenemissivität als gleich angesehen werden kann. Dann heben sich die Terme für Boden und kosmischen Hintergrund gerade heraus und der betrachtete Ausdruck η_c hängt nur noch von der atmoshärischen Opazität ab, welche im wesentlichen vom TWV bestimmt ist. Für etwas weiter entfernte Frequenzen (z. B. 150 GHz), wo die Voraussetzung identischer Bodenemissivitäten nicht mehr gegeben ist, werden mit Hilfe der Formulierung der Strahlungstransportgleichung von Guissard und Sobieski (1994) Korrekturen durchgeführt. So konnten erstmals tägliche flächenhafte Daten des TWV über dem antarktischen Festland, Meereis und Meer vorgelegt werden (Abb. C.5 und Anlage 5).

C.7 Multisensoranalyse

Während der Teilnahme an der Antarktis-Expedition mit dem Forschungsschiff Polarstern von März bis Mai 1998 wurden Satellitendaten und meteorologische Daten aufgenommen. Unter anderem wurden 37 zusätzliche Radiosondenaufstiege zeitgleich mit Satellitenüberflügen durchgeführt.

Der Multisenoransatz wurde mittels einer Fallstudie für die Tage 25.–27.4.1998 durchgeführt (5.5). Benutzt wurden dabei Infrarotbilder, Infrarotdifferenzbilder und die aus SSM/I-Daten abgeleitete Parameter Meereiskonzentration, Gesamtwasserdampfgehalt, Flüssigwassergehalt (Simmer, 1994) und der neu eingeführte Parameter R-Faktor (Abschnitt C.5 dieses Berichtes), der in erster Linie vom Flüssigwassergehalt der Atmosphäre abhängt. Über meereisbedecktem Ozean läßt sich der Flüssigwassergehalt nicht direkt vom Satelliten messen. Da dieses jedoch für den R-Faktor möglich ist, wird dieser als Erweiterung der Flüssigwassermessung über dem Meereis verwendet.

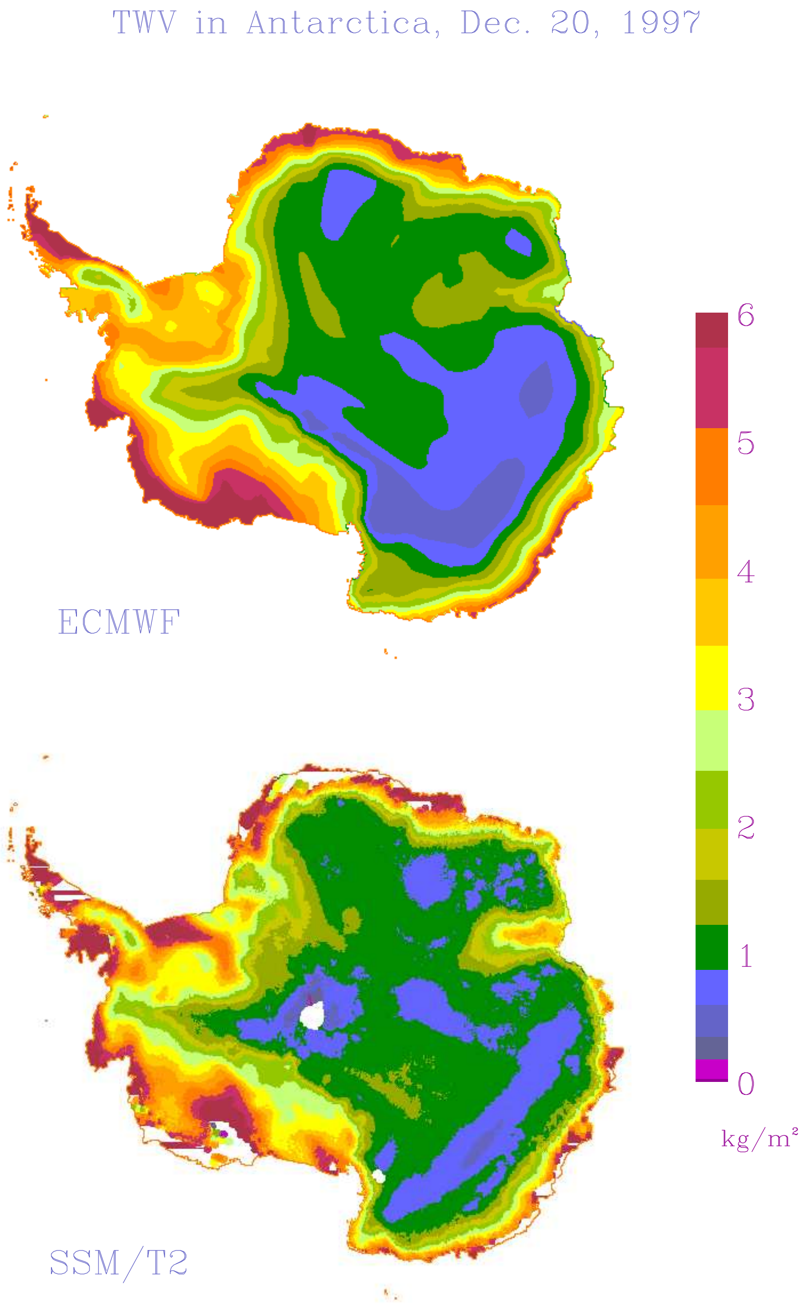


Abbildung C.5: Vergleich des Gesamtwasserdampfes über dem antarktischen Kontinent am 20. Dez. 1997 im ECMWF-Modell (oben) und mit SSM/T2 (unten).

Die Grundlage für diese Analyse bilden die Infrarotdaten, da sie die größte Abdeckung haben und so fast immer zur Verfügung stehen. Auch sind mit ihnen bewölkte und wolkenfreie Gebiete zu identifizieren. Die Infrarotdifferenzbilder bilden den ersten Schritt zur Wolkenklassifikation, da mit ihnen stratiforme und nichtstratiforme Wolken unterschieden werden können. Um jedoch auch die vertikale Ausdehnung abzuschätzen, werden die SSM/I-Daten benötigt. Es gelang, Wolken, die im Infrarotbild ähnliche Oberkantentemperatur aufwiesen, mit Hilfe von Wasserdampf- und Flüssigwassergehalt bezüglich ihrer vertikalen Ausdehnung zu charakterisieren. Über Meereis, wo sich die üblichen Flüssigwasseralgorithmen nicht anwenden lassen, wurden diese durch den R-Faktor ersetzt. In der Fallstudie konnten einzelne Wolkengebiete über einen längeren Zeitraum beobachtet (*Tracking*) und so ihre Entwicklung verfolgt werden. Abbildung C.6 zeigt eine Szene vom 25.4.1998 21:29 Uhr, für die das Infrarotbild, das Infrarotdifferenzbild (mit dem vorherigen Überflug, Zeitdifferenz: 102 min), der Gesamtwasserdampfgehalt (TWV) und der R-Faktor vorliegen. Die Position des Schiffes (nahe der Eiskante) ist mit einem Kreuz markiert. Mit Hilfe der verschiedenen Parameter lassen sich die unterschiedlichen Wolkengebiete identifizieren.

Die Ergebnisse der Satellitenbildanalysen wurden mit den zur Verfügung stehenden meteorologischen Daten verglichen. Dazu wurden sowohl die automatisch auf dem Schiff gemessenen meteorologischen Parameter wie Temperatur, relative Feuchte, Luftdruck etc. als auch Radiosondendaten und Wetterkarten des Bordmeteorologen genutzt. Die Validierung ergab eine gute Übereinstimmung und der Vorteil eines Multisensoransatzes zur Klassifikation von Wolken durch Abschätzung der vertikalen Struktur konnte gezeigt werden.

C.8 Vergleich mit dem Arbeitsplan

Alle im Arbeitsplan aufgeführten Punkte wurden abgearbeitet. Allerdings stellte sich als vorteilhaft heraus, die einzelnen Arbeitspunkte anders zusammenzufassen. Die Übertragung des neuronalen Netzes (1.–6. Monat) auf andere Jahreszeiten, wurde nicht wie geplant durchgeführt, da die Erstellung des Trainingsdatensatzes für den polaren Winter nicht ohne weitere Analysen möglich war. Daten aus dem Juli 1995 wurden bei der Entwicklung des Infrarotdifferenzverfahrens betrachtet, das zur Wolkendetektion über dem Kontinent (7.–10. Monat) genutzt wird. Hierbei handelt es sich um ein neues unabhängiges Verfahren. Es spricht auf Wolken an, ohne von der Topographie beeinflußt zu werden. Insbesondere über dem antarktischen Kontinent besitzt es Vorteile gegenüber bislang bekannten Verfahren.

In dieser Analyse wird auch der Vergleich von OLS und SSM/T2-Daten durchführt. Insgesamt wurden Daten aus den Monaten Januar, März, April und Juli betrachtet, so daß die Ergebnisse sowohl aus dem polaren Sommer als auch aus dem Winter vorliegen.

In der Fallstudie mit Daten aus dem April 1998 wurde die Kombination der Sensoren OLS und SSM/I (11.–12. Monat) sowie die daraus resultierenden Möglichkeiten zur Klassifikation von Wolken (13.–15. Monat) untersucht. Auch die Bildfolgenanalyse (16.–23. Monat) wurden mit diesem Datensatz durchgeführt.

Zusätzlich zum Arbeitsplan wurde mit dem R-Faktor ein neuer Parameter entwickelt, der auch für die Multisensoranalyse eine wesentliche Erweiterung darstellt, da er Aussagen über den atmosphärischen Flüssigwassergehalt über dem Meereis erlaubt.

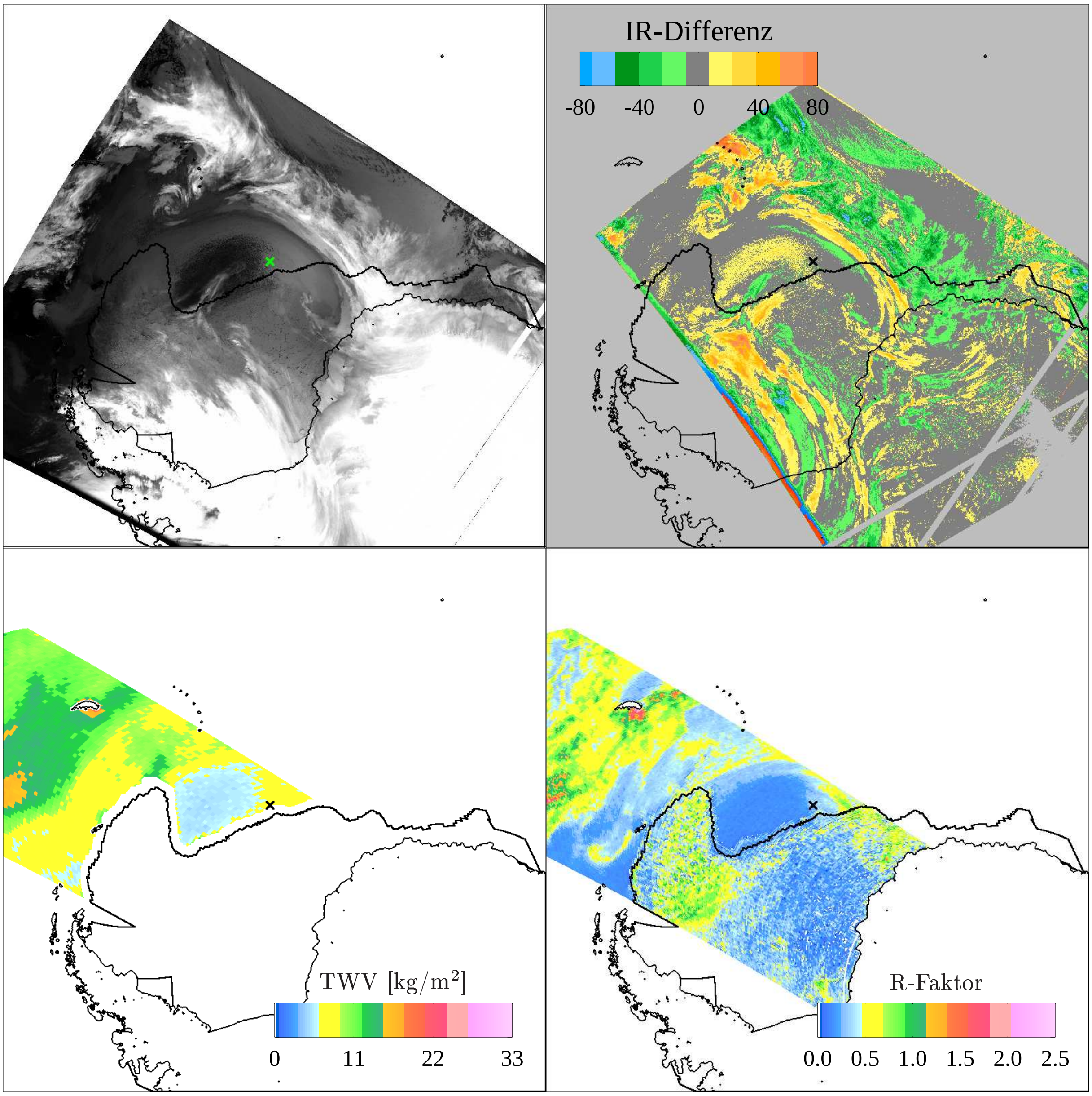


Abbildung C.6: Daten vom 25.04.1998: das IR-Bild (oben links), das IR-Differenzbild (oben rechts), der Gesamtwasserdampfgehalt (TWV, unten links), der *R*-Faktor (unten rechts).

Im Nachgang zum Bewilligungsschreiben zum zweiten Antragszeitraum hatten die Gutachter bemerkt, dass es im ersten Antragszeitraum bei der Nutzung neuronaler Netze unkoordinierte Überschneidungen mit HYPAM-D (Prof. Ruprecht) gegeben habe. Obwohl in beiden Teilprojekten in der Tat mit Verfahren gearbeitet wird, die als neuronale Netze bezeichnet werden, sind diese doch sehr verschieden: HPYPAM-D setzt unidirektionale geschichtete Netze, die nach einer modifizierten back propagation Methode trainiert werden, im Rahmen eines statistischen Inversionsverfahrens ein, um skalare Größen zu bestimmen. Im vorliegenden Teilprojekt jedoch werden Kohonen-Netze genutzt, um Muster, welche Segmente auf Bildern charakterisieren, bestimmten Klassen zuzuordnen. Trotz der großen Unterschiedlichkeit dieser Anwendungen neuronaler Netze haben beide Arbeitsgruppen über die regelmäßigen Arbeitstreffen hinaus ihre Aktivitäten mit großem Interesse verfolgt. Dies hat sich etwa in der Einladung von Herrn Thomas Jung, Mitarbeiter von Prof. Ruprecht, zu einem Seminarvortrag nach Bremen im Jahr 1996 niedergeschlagen.

C.9 Ausblick

Die entwickelten Algorithmen ermöglichen eine Anwendung auf größere Zeiträume. Eine mögliches Ziel könnte die Erstellung einer Wolkenklimatologie für die Antarktis (sowohl Ozean als auch Kontinent) darstellen, die in dieser Form noch nicht vorliegt. Insbesondere gilt dieses für den Multisensoransatz, der in der Arbeit exemplarisch für drei Tage ausgeführt wurde. Dabei kann auch untersucht werden, ob mit Hilfe fester Schwellen für die Atmosphärenparameter die Einteilung in Wolkenklassen möglich ist. Andererseits können die Ergebnisse der Multisensoranalyse auch genutzt werden, um die Klassifikation einzelner Infrarotbilder mit dem neuronalen Netz zu erweitern. So kann mit Hilfe der Differenzbilder die Klasse „Wolken über Kontinent“ einbezogen werden, zum anderen können verschiedene Wolkentypen als eigenständige Klassen betrachtet werden. Es muß jedoch sichergestellt werden, daß die visuellen Klassifikation mit hinreichender Qualität durchgeführt werden kann und die Klassen gut im jeweiligen Trainingsdatensatz repräsentiert werden.

Eine weitere Option stellt die Übertragung der Algorithmen auf andere Satellitensensoren dar. In der Arbeitsgruppe wurde bereits das Segmentierverfahren auf SAR-Bilder übertragen. Das Prinzip des Infrarotdifferenzverfahrens könnte auf die zukünftigen CLOUDS-Daten übertragen werden, da auch dort aus verschiedenen Richtungen auf die Erde geschaut wird und so für Wolken der Parallaxeeffekt auftritt.

C.10 Literatur

A. Guissard and P. Sobieski, 1994: *A siplified radiative transfer equation for application in ocean microwave remote sensing.* Radio Science 29,4, 881–894, 1994

T. Kohonen, 1990: *The Self-Organizing Map.* Proceedings of the IEEE, 78,9,pp.1464-1480, 1990

A. Hasler, J. Strong, R. Woodward and H. Pierce, 1991: *Automatic analysis of stereoscopic satellite image pairs for determination of cloud-top height and structure.* Journal of applied meteorology, 30, pp257-281, 1991. University Press, 1997

C. Simmer, 1994: *Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen. Verlag Dr. Kovac, 1994*

C.11 Anlagen

Anlage C.1: N. Schlüter: Satellitenfernerkundung von Wolken mit Infrarot- und passiven Mikrowellensensoren in der Antarktis, Dissertation im Fachbereich Physik der Universität Bremen., Februar 2000.

Anlage C.2: N. Schlüter, J. Miao, H. Laue 1999: *Cloud masking with satellite infrared images over Antarctica*, veröffentlicht bei 'International Geoscience and Remote Sensing Symposium', Hamburg, Germany, June 1999.

Anlage C.3: N. Schlüter: Wolkendetektion mit Satellitendaten in polaren Gebieten, Annalen der Meteorologie, 37, DMT, Leipzig, 1998.

Anlage C.4: J. Miao and K. Johnsen and S. Kern and G. Heygster and K. Künzi *Signature of clouds over Antarctic sea ice detected by the Special Sensor Microwave/Imager*, IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing 38,5, 2333-2345 2000

Anlage C.5: J. Miao, Klaus Kunzi, Georg Heygster, Tom A. Lachlan-Cope and John Turner *Remote Sensing of Antarctic Clouds with Infrared and Passive Microwave Sensors*, Journal of Geophysical Research, in press 2001

Anlage C.6: N. Schlüter und Georg Heygster *Remote Sensing of Antractic Clouds with Infrared and Passive Microwave Sensors*, submitted to Meteorologische Zeitschrift, 2000

HYPAM D

Anwendung Neuronaler Netze zur Ableitung hydro-meteorologischer Parameter

Arbeitsbericht zum Förderungsvorhaben Ru 357/5-2
der Deutsche Forschungsgemeinschaft
im Gruppenantrag
Fernerkundung von hydro–meteorologischen Parametern
durch Mikrowellenradiometrie (HYPAM)

Eberhard Ruprecht, Andreas Macke, Lüder v. Bremen
Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Düsternbrooker Weg 20, 24105 Kiel

Berichtszeitraum: 12.02.1998–31.05.2000
gesamter Förderungszeitraum: 31.10.1995–31.05.2000

Zusammenfassung

Die Fernerkundung von Wolken wird in hohem Maße durch deren Inhomogenität beeinträchtigt. Der nicht-lineare Einfluß von Wolken im Strahlungstransport bewirkt, daß die Strahlungsflüsse ausgehend von einer inhomogenen Wolke und die einer äquivalenten homogenen Wolke sehr unterschiedlich sein können. Die Differenz der entsprechenden Helligkeitstemperaturen im Mikrowellenbereich wird *beam filling* (BF) Effekt genannt und in diesem Vorhaben in Abhängigkeit der Wolkeninhomogenität untersucht. Die sich aus dem BF-Effekt ergebenden Konsequenzen für die Mikrowellenfernerkundung werden für den *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) angegeben.

Zur Darstellung des BF-Effektes in Abhängigkeit des mittleren Flüssigwasserpfades und dessen Inhomogenität wurde ein analytisches BF-Modell und ein BF-Modell unter der Annahme eines gammaverteilten Flüssigwasserpfades entwickelt. In diesen Modellen läßt sich die Entstehung des BF-Effektes auf die Abnahme der atmosphärischen Emission bei gleichzeitiger Zunahme der Emission des Untergrun-

des beim Übergang von einer homogenen zu einer inhomogenen Wolke zurückführen. Da netto der erstgenannter Effekt überwiegt nimmt die Helligkeitstemperatur ab.
Die starke Frequenzabhängigkeit des BF-Effektes wird zum überwiegenden Teil durch die frequenzabhängige Extinktion der Hydrometeore bestimmt. Durch einen hohen atmosphärischen Wasserdampfgehalt kann der BF-Effekt allerdings je nach Frequenz unterschiedlich stark gedämpft werden.
Zur Berechnung des BF-Effektes bei nicht idealisierten Wolkenverteilungen wurden inhomogene Wolken, die mit dem dreidimensionalen atmosphärischen Mesoskalenmodells GESIMA simuliert wurden, verwendet. Die Strahlungstransportrechnungen wurden mit einem 3d Monte Carlo Strahlungstransportmodell unter Berücksichtigung des Strahlungstransportes in dreidimensionalen Wolkenstrukturen durchgeführt. Die berechneten BF-Effekte bestätigen grundsätzlich die Ergebnisse der idealisierten BF-Modelle.

Die Auswirkungen des BF-Effektes auf die Fernerkundung des Flüssigwasserpfades (LWP) inhomogener Wolken wurden mit LWP-Algorithmen, die für homogene Wolken entwickelt wurden, analysiert. Durch die niedrigeren Helligkeitstemperaturen der inhomogenen Wolken kommt es zu einer systematischen Unterschätzung des mittleren Flüssigwasserpfades (systematischer BF-Fehler).

Für die Entwicklung eines neuen Algorithmus für den Flüssigwasserpfad wurde ein Neuronales Netz verwendet. Der systematische BF-Fehler kann vermieden werden, wenn der LWP-Algorithmus für inhomogene Wolken entwickelt wird; dabei müssen Inhomogenitätsinformationen nicht direkt in den Algorithmus eingehen, da die Helligkeitstemperaturen bzw. ihre Kombinationen den BF-Effekt enthalten. Es tritt jedoch ein zufälliger Algorithmenfehler auf, der größer ist als bei Algorithmen, die für homogene Wolken gelten. Diese Verschlechterung kann auf BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen inhomogener Wolken zurückgeführt werden.
Durch die Eingabe von Zusatzinformation über die Wolkeninhomogenität in den Algorithmus gelingt es, den zufälligen Algorithmenfehler durch BF-Effekte zu reduzieren. Mit dem höher aufgelösten 85 GHz B-Scan des SSM/I ist es jedoch nicht möglich, die geforderte Genauigkeit dieser Inhomogenitätsinformation zu erreichen: die Abhängigkeit des Signals vom Flüssigwasserpfad ist zu verrauscht und mehrdeutig.

Aus der Sensitivität des BF-Effektes bezüglich des mittleren Flüssigwasserpfades und dessen Inhomogenität konnte berechnet werden, mit welcher Genauigkeit die Wolkeninhomogenität mindestens bekannt sein muß, damit in Invertierungsalgorithmen mit Hilfe der eingegebenen Inhomogenitätsinformation BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen korrigiert werden können. Das vorgestellte Verfahren erlaubt es, die Chancen zu beurteilen, mit neuen oder zu entwickelnden Radiometern die BF-Problematik zu lösen.

D.1 Ausgangsfragen und Zielsetzung des Teil-Projektes HYPAM D

Die Inhomogenität von Wolken stellt ein bisweilen wenig beachtetes Problem in der Fernerkundung mit Mikrowellen dar; obgleich bereits einfache Analysen zeigen, daß es zu erheblichen (systematischen) Fehlern in fernerkundeten Größen wie integrierter Flüssigwassergehalt (*liquid water path* LWP) und Regenrate kommt (*Short and North, 1990*), wenn sich inhomogene Wolken im Satellitenblickfeld (*field of view* FOV) befinden.
Der Erfolg im ersten Berichtszeitraum des Teil-Projektes HYPAM D Algorithmen mit Neuronalen Netzen (NN) abzuleiten, die sich gegenüber einfachen Regressionsalgorithmen deutlich auszeichnen, hat die Motivation dazu gegeben, ein Neuronales Netz auch zur Überwindung der Problematik bei inhomogenen Wolken zu nutzen. Die entscheidende Frage dabei ist, wie Information über die Wolkeninhomogenität in ein Neuronales Netz bzw. in einen Algorithmus eingegeben wird und welchen Einfluß diese Zusatzinformation auf die Qualität der abgeleiteten Größen hat. Die Information über die Wolkeninhomogenität muß dabei aus den Helligkeitstemperaturen z.B. des *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) extrahiert werden.
Im Gegensatz zu den Arbeiten im ersten Berichtszeitraum, wo als hydrometeorologische Parameter der integrierte Wolkenwasser- und Wasserdampfgehalt, die bodennahe spezifische Feuchte und der Oberflächenwind abgeleitet wurden, beschränken sich die Arbeiten im zweiten Bereichtszeitraum auf die Ableitung des Flüssigwasserpfades. Es ist insbesondere der Wolkenwasser- und Regenwassergehalt, die eine sehr inhomogene Verteilung in der Atmosphäre besitzen und einen starken nicht-linearen Einfluß im Strahlungstransport erzeugen.

Die Arbeiten im zweiten Berichtszeitraumes wurden im wesentlichen von Lüder v. Bremen als Bestandteil seiner Dissertation (Anlage 3) durchgeführt. Die Kapitel, Abschnitte und Abbildungen, auf die im folgenden Ergebnis- und Diskussionsteil verwiesen wird, beziehen sich auf diese Dissertation.
Ergebnisse aus dem Kapitel 3 sind teilweise und aus Kapitel 5 vollständig zur Veröffentlichung in der Meteorologischen Zeitschrift eingereicht (Anlage 4). Zwei weitere Veröffentlichungen in Tagungsbänden sind als Anlage 1 und Anlage 2 beigefügt.

D.2 Durchgeführte Arbeiten

Alle vorbereitenden Arbeiten zur Erstellung der benötigten Daten waren im September 1999 abgeschlossen. Dazu gehörte die Simulation von inhomogenen Wolken mit dem Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre (GESIMA) (Abschnitt 2.2) und die Erstellung von homogenen Wolken mit äquivalentem Flüssigwassergehalt (Abschnitt 2.4). Die Wolkenverteilung in den simulierten GESIMA-Wolken stimmt überwiegend mit fernerkundeten Wolken, die aus den Beobachtungen eines bodengebundenen Mikrowellenradiometers abgleitet wurden, überein. Darüberhinaus zeigte sich, daß die Hypothese der Gammaverteilung von Wolken bzw. Regen (*Kedem et* *al., 1990*) für die GESIMA-Wolken nicht zweifelsfrei verworfen werden konnte; somit liegt ein weiterer Hinweis auf eine zufriedenstellende Qualität der Inhomogenität der GESIMA-Wolken vor.

Die Helligkeitstemperaturen zu den GESIMA-Wolken wurden mit einem dreidimensionalen Strahlungstransportmodell berechnet (Abschnitt 2.3). Vor Beginn der Rechnungen wurden die Algorithmen im Monte Carlo Strahlungstransportmodell grundlegend überarbeitet und verändert. Somit wurde eine wesentlich rechentechnisch effizientere Version erstellt, die es erlaubt, Helligkeitstemperaturen auch für große Atmosphärenfelder zu simulieren. Gegenüber der ursprünglichen Version konnte die Rechenzeit um den Faktor 8 und der Speicherbedarf um den Faktor 4 reduziert werden.
Der aus den GESIMA-Wolken und den dazugehörigen Helligkeitstemperaturen erstellt Datensatz diente im weiteren als Trainingsdatensatz für das Neuronale Netz (Kapitel 4) und zur Untersuchung, welche Helligkeitstemperaturen Informationen über die Wolkeninhomogenität liefern, die dann geeignet in das NN eingegeben werden können.

Über den Arbeitsplan hinaus wurden zwei Modelle mit unterschiedlicher Komplexität entwickelt, um die Auswirkungen der Inhomogenität von Wolken im Strahlungstransport zu studieren (Kapitel 3). Dies führte zu einer Möglichkeit, die es erlaubt Aussagen darüber zu machen, wie groß der Fehler bei der Ableitung des LWP mindestens sein wird, wenn die Wolkeninhomogenität nicht exakt bekannt/bestimmtbar ist.

D.3 Ergebnisse und Diskussion

Die Fernerkundung von Wolken wird in hohem Maße durch deren Inhomogenität beeinträchtigt. Der nicht-lineare Einfluß von Wolken im Strahlungstransport bewirkt, daß die Helligkeitstemperatur einer inhomogenen Wolke und die einer äquivalenten homogenen Wolke sehr unterschiedlich sein kann. Diese Differenz wird *beam filling* (BF) Effekt genannt und in diesem Vorhaben in Abhängigkeit der Wolkeninhomogenität untersucht. Die sich aus dem BF-Effekt ergebenden Konsequenzen für die Mikrowellenfernerkundung wurden für den *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) durchgeführt.

Die Untersuchungen beruhen auf zwei modellbasierten Ansätzen. Im ersten Fall kann von einer *expliziten* Modellierung der BF-Effekte bei inhomogenen Wolken gesprochen werden. Die verwendeten Wolken sind mit dem atmosphärischen Mesoskalenmodell GESIMA modelliert worden. Der Strahlungstransport in den dreidimensionalen Wolkenstrukturen wurde mit einem 3d Monte Carlo Strahlungstransportmodell berechnet. Auf Grund der großen Komplexität dieser Berechnung des BF-Effektes wird diese Vorgehensweise NUMERISCHES BEAM FILLING (NBF) MODELL genannt.
Der zweite Ansatz geht in die Richtung einer theoretischen Betrachtung des BF-Effektes unter der Annahme zahlreicher Idealisierungen, wie z.B. gammaverteilte Wolkeneigenschaften, Anwendung der *independent column approximation (ICA)* und

einer einheitlichen Struktur der Hydrometeorprofile. In Anlehnung an die *independent column approximation* und einen gammaverteilten Flüssigwasserpfad heißt das Modell GICA-Modell. Entgegen der expliziten Modellierung von BF-Effekten ist die theoretische Betrachtung besonders geeignet, um die Hintergründe bei der Entstehung von BF-Effekten zu untersuchen und somit das Verhalten des BF-Effektes in Abhängigkeit des mittleren Flüssigwasserpfades (LWP) und dessen Inhomogenität zu verstehen.

Beam Filling Modelle (Kapitel 3)

Mit einem analytischen BF-Modell und dem GICA-Modell läßt sich zeigen, daß die Entstehung des BF-Effektes auf die Abnahme der atmosphärischen Emission und auf die Zunahme der Emission des Untergrundes beim Übergang von einer homogenen zu einer inhomogenen Wolke zurückzuführen ist. Netto überwiegt der erst-genannte Effekt, so daß die Helligkeitstemperatur abnimmt.
Das GICA-Modell stellt eine sehr gute Alternative – insbesondere hinsichtlich der sehr kurzen Rechenzeiten – zur Modellierung von BF-Effekten gegenüber der Verwendung eines Wolken- und Strahlungstransportmodells (Numerisches Beam Filling (NBF) Modell) dar. Im Rahmen der Idealisierungen sind die mit dem GICA-Modell berechneten BF-Effekte in sehr guter Übereinstimmung mit der expliziten Modellierung der BF-Effekte mit dem NBF-Modell, obgleich nicht abschließend gezeigt werden konnte, daß der LWP in den GESIMA-Wolken gammaverteilt ist.

Beide BF-Modelle zeigen, daß der BF-Effekt in den Helligkeitstemperaturen in Abhängigkeit der ersten zwei Momente der Verteilung des Flüssigwasserpfades (Mittelwert und Standardabweichung) darstellbar ist.
Die Sensitivität des BF-Effektes bezüglich des Mittelwertes und der Standardabweichung, die als Maß für die Inhomogenität betrachtet wird, ist jedoch gänzlich verschieden (Abb. 3.22). Während der BF-Effekt in jeder Frequenz monoton mit der Inhomogenität zunimmt (negativer wird), ist die Sensitivität bezüglich des mittleren LWP frequenzabhängig. Bei allen Frequenzen ist bei niedrigen Flüssigwasserpfaden eine Zunahme des BF-Effektes mit zunehmendem LWP zu beobachten. Diese Zunahme wird jedoch bei höheren Mittelwerten immer schwächer, so daß es anschließend zu einem Wendepunkt kommt und der BF-Effekt mit weiter zunehmendem Mittelwert kleiner wird. Dieser Wendepunkt ist bei 85 GHz bereits bei 0.2–0.3 kg/m^2 erreicht und verschiebt sich mit abnehmender Frequenz zu höheren Mittelwerten. Bei 19 GHz und 22 GHz ist der Wendepunkt in der Sensitivität nur sehr schwach ausgeprägt, so daß der BF-Effekt in diesem Bereich LWP-unabhängig wird. Der vergleichsweise kleine BF-Effekt bei hohem mittlerem LWP ist damit zu erklären, daß in diesem Fall die nicht-lineare Beziehung zwischen LWP und Helligkeitstemperatur zunehmend an Bedeutung verliert, da gemäß der Verteilung des LWP nur noch wenig kleine Flüssigwasserpfade bzw. wolkenfreie Gebiete vorhanden sind.
Die größten Differenzen zwischen inhomogener und homogener Helligkeitstemperatur, die mit dem NBF-Modell aus den GESIMA-Wolken simuliert worden sind, betragen -20, -18, -60 und -14 K für 19, 22, 37 und 85 GHz in der horizontalen Polarisation (Abb. 3.29). Der simulierte BF-Effekt bei 19 GHz von -20 K ist im

Vergleich zu Ergebnissen von *Kummerow (1998)*, Werte bis zu $-80\,\mathrm{K}$, noch gering. In der vertikalen Polarisation sind BF-Effekte kleiner, weil der Anteil der atmosphärischen Emission, die maßgeblich für den BF-Effekt bei inhomogenen Wolken verantwortlich ist, am Gesamtsignal viel geringer ist.

Der BF-Effekt ist stark wasserdampfabhängig: bei hohen Wasserdampfgehalten wird der BF-Effekt kleiner, da die Transmission der homogenen sowie der inhomogenen Wolke zu einem großen Teil gleichmäßig vom Wasserdampf bestimmt wird (Abb. 3.8).
Die Streuung an Wolken- und Regentropfen bewirkt ebenfalls eine Verkleinerung des BF-Effektes, da durch die Streuung die effektive Strahlungstemperatur der Atmosphäre abnimmt (Verlagerung in höhere Atmosphärenschichten). Eine niedrigere effektive Strahlungstemperatur der Atmosphäre bedeutet jedoch, daß der Einfluß des Unterschieds in der atmosphärischen Emission einer inhomogenen zu einer homogenen Wolke abnimmt.

Im Zuge der Berechnungen mit dem NBF-Modell zeigte sich, daß keine Notwendigkeit besteht, dreidimensionalen Strahlungstransport zu rechnen; insbesondere dann nicht, wenn die hochaufgelösten Helligkeitstemperaturen mit der Antennenfunktion des Radiometers gemittelt werden. Es ist ausreichend, ein eindimensionalen Strahlungstransportmodell zu benutzen und geometrische Effekte durch die Wolkengeometrie und die schräge Blickrichtung zu berücksichtigen. Die Anwendung der *independent column approximation (ICA)* – in jeder Säule wird eindimensionaler Strahlungstransport gerechnet – ohne die Berücksichtigung der geometrischen Effekte, führt dagegen bei Mittelung mit der Antennenfunktion bei 19, 22 und 37 GHz zu einer systematisch zu niedrigen Helligkeitstemperatur (Abb. 3.28) (vgl. auch *Kummerow (1998)*. Lediglich bei 85 GHz kommen Unter- und Überschätzungen der Helligkeitstemperatur vor, wenn Strahlungstransport nach der *ICA*-Methode gerechnet wird.

LWP-Unterschätzung mit homogenen Algorithmen (Kapitel 5)

Bei Eingabe von Helligkeitstemperaturen inhomogener Wolken in LWP-Algorithmen, die für homogene Wolken abgeleitet wurden, kommt es zu sehr großen Unterschätzungen des wahren Flüssigwasserpfades. Diese Unterschätzungen (bis zu $1.2\,\mathrm{kg/m^2}$) können direkt auf Wolkeninhomogenitäten zurückgeführt werden (Abb. 5.3). Im Falle nicht-regnender inhomogener Wolken ist die Inhomogenität des Flüssigwasserpfades vergleichsweise klein, so daß die systematische LWP-Unterschätzung (BF-Fehler) für die verwendeten GESIMA-Wolken mit $0.006\,\mathrm{kg/m^2}$ etwa um den Faktor drei kleiner ist als für regnende Wolken. Es wird aber erwartet, daß diese Zahlen des systematischen BF-Fehlers sehr stark vom verwendeten Wolkendatensatz abhängen.
Abgeleitete Korrekturfaktoren (Abb. 5.6b,d,f), mit denen Ergebnisse von Algorithmen, die für homogene Wolken gelten, zu multiplizieren sind, um die LWP-Unterschätzung durch BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen inhomogener Wolken auszugleichen, stimmen qualitativ mit denen von *Short und North (1990)* überein (Abb. 5.7), obgleich *Short und North (1990)* ihre Analyse zur Korrektur der Regenrate durchgeführt haben. Die größten prozentualen Korrekturen sind bei einer hohen Wolken-

inhomogenität und einem gleichzeitig niedrigen Mittelwert des Flüssigwasserpfades notwendig.

Entwicklung von LWP-Algorithmen (Kapitel 4)

In Rahmen dieses Projektes wurden mit einem Neuronalen Netz (NN) LWP-Algorithmen für homogene und inhomogene Wolken entwickelt. Der verwendete Datensatz basiert auf den modellierten GESIMA-Wolken und den dazugehörigen simulierten Helligkeitstemperaturen.
Die entwickelten LWP-Algorithmen für inhomogene Wolken besitzen keinen systematischen BF-Fehler (Abb. 4.8). Allerdings ist der zufällige Algorithmenfehler höher als bei Algorithmen, die für homogene Wolken entwickelt worden sind (Abb. 4.4). Die Verschlechterung ist zum einen auf die unterschiedliche Auflösung der einzelnen Kanäle des SSM/I und z.T. auf BF-Effekte in den inhomogenen Helligkeitstemperaturen zurückzuführen. BF-Effekte erzeugen aber keinen systematischen Fehler, sondern vergrößern ausschließlich den zufälligen Algorithmenfehler. Aus der Tatsache, daß trotz der großen BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen (bis zu $-50\,\mathrm{K}$) und ohne Eingabe von Inhomogenitätsinformation die Verschlechterung der Retrievalgenauigkeit gegenüber homogenen Algorithmen relativ klein ist, folgt, daß die Information über BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen (in ihren Kombinationen) enthalten ist. Das NN nutzt diese Information und vollführt somit eine *indirekte Korrektur* von BF-Effekten.

Theoretisch wäre es mit der Auflösung und der Abtastrate des höher auflösenden SSM/I B-Scans möglich, die Wolkeninhomogenität zu erkennen, die zu BF-Effekten und somit zusätzlichen zufälligen Algorithmenfehler führt. Denn bei Kenntnis der exakten LWP-Verteilung – wie sie der B-Scan sieht – können die auftretenden BF-Effekte ausreichend berücksichtigt werden, so daß es zu einer systematischen Verbesserung des LWP-Retrievals kommt (Abb. 6.5).
In der Realität ist der Zusammenhang zwischen der 85 GHz Helligkeitstemperatur des SSM/I B-Scans und dem LWP nicht eindeutig (Abschnitt 6.2), so daß dem NN mit Hilfe der Helligkeitstemperaturen des B-Scans keine Zusatzinformation eingegeben werden konnte, die zu einer Verbesserung der Retrievalgenauigkeit führt.

Die Ableitung eines antennengewichteten mittleren Flüssigwasserpfades im Radiometerblickfeld erscheint für die Anwendung wenig Aussage kräftig. Es hat sich jedoch gezeigte, daß die Ableitung des mittleren Flüssigwasserpfades im gesamten GESIMA-Modellgebiet aus antennengewichteten LWPs genauer möglich ist, als wenn der linear gemittelten LWP in jedem Radiometerblickfeld abgeleitet wird (Abb. 4.9b,d). Dies liegt mitunter daran, daß die Ableitung des innerhalb eines Radiometerblickfeldes mit der Antennenfunktion gewichteten Flüssigwasserpfades genauer möglich ist als die Ableitung des linear gemittelten Flüssigwasserpfades (Abb. 4.8).

Korrektur von BF-Effekten (Abschnitt 6.1)

Mit den Sensitivitäten des BF-Effektes bezüglich des mittleren Flüssigwasserpfades und dessen Inhomogenität wurde ein BF-Korrektur-Modell entwickelt, das Aussagen darüber gestattet, wie genau die Wolkeninhomogenität und der mittlere LWP mindestens bekannt sein müssen, um BF-Effekte direkt berücksichtigen zu können. Unter der Annahme, daß BF-Effekte im Grunde exakt korrigierbar sind, wenn nur die Inhomogenität und der mittlere LWP genau bekannt wären, kann abgeschätzt werden, wie groß das Rauschen in einer expliziten BF-Korrektur ist, wenn die Wolkeninhomogenität und der mittlere LWP unsicher bekannt sind (Abb. 6.1). Die Anwendung der explizit korrigierten Helligkeitstemperaturen in einem Algorithmus für homogene Wolken liefert somit den zusätzlichen, zufälligen Algorithmenfehler durch ungenau korrigierte BF-Effekte.
Auf Grund der Annahme einer optimalen Korrigierbarkeit von BF-Effekten, die niemals in der Realität erfüllbar ist, ist nicht zu erwarten, daß die Verarbeitung der Inhomogenitätsinformation in einem Algorithmus so gut möglich ist, daß BF-Effekte derart effektiv wie in diesem Modell korrigiert werden können.
Das BF-Korrektur-Modell ist dazu gedacht, eine schnelle Abschätzung über die maximal-mögliche Korrektur von BF-Effekten zu erhalten, wenn die Inhomogenität nur unsicher bestimmbar ist bzw. geschätzt werden muß.

Ausblick

Vor einer möglichen Anwendung der abgeleiteten NN-Algorithmen auf gemessene Helligkeitstemperaturen muß (i) untersucht werden, welchen Einfluß der bislang vernachlässigte Schnee- und Eisgehalt von Wolken auf den BF-Effekt und die Ableitung des Flüssigwasserpfades hat und (ii) welchen Einfluß der zur Algorithmenentwicklung verwendete Wolkendatensatz auf die Fähigkeit des NN hat, BF-Effekte in den Helligkeitstemperaturen ohne Inhomogenitätsinformation zu berücksichtigen (*indirekte Korrektur*). Es ist zu erwarten, daß diese indirekte Korrektur sehr von den Skalenverhältnissen der Wolken und ihrer Variabilität abhängt, so daß es bei der Anwendung auf reale Wolken zu großen systematischen und zufälligen Algorithmenfehlern kommen kann, falls der zu Grunde liegende Wolkendatensatz nicht repräsentativ ist.

Insbesondere wenn der zufällige Fehler in Beobachtungen einzelner Radiometerblickfelder bei inhomogenen Wolken reduziert werden soll, stellt das entwickelte BF-Korrektur-Modell ein hilfreiches Verfahren dar, um die Größe eines unvermeidbaren zufälligen Algorithmenfehlers durch BF-Effekte abzustecken.

Ein konkretes Anwendungsbeispiel sind die Versuche mit den hochaufgelösten AVHRR (*Advanced Very High-Resolution Radiometer*)-Messungen, die Wolkeninhomogenität in AMSU (*Advanced Microwave Sounding Unit*)-Radiometerblickfeldern zu bestimmen, um Fehler durch BF-Effekte im aus AMSU abgeleiteten Flüssigwasserpfad zu korrigieren (*Hauschildt, 2000*). Diese vielversprechende Synergie zwischen zwei satellitengetragenen Radiometern ist möglich, da beide Instrumente auf dem gleichen Satelliten fliegen und zeitgleich die gleiche Position beobachten.

Bei der Entwicklung neuer LWP-Algorithmen für inhomogene Wolken kann mit dem BF-KORREKTUR-MODELL abgeschätzt werden, wie groß der verbleibende zufällige Algorithmenfehler mindestens ist, wenn die Wolkeninhomogenität mit AVHRR nur mit einer bestimmten Genauigkeit detektierbar bzw. bestimmbar ist. Auf diese Weise ist es möglich zu beurteilen, ob der hohe Aufwand der Algorithmenentwicklung mit Integration von AVHRR-Inhomogenitätsinformation lohnend ist oder ob es ausreicht, Algorithmen für inhomogene Wolken ohne Inhomogenitätsinformation zu entwickeln.
Die dazu notwendigen Sensitivitätsberechnungen des BF-Effektes bezüglich der Wolkeninhomogenität und des mittleren LWP in Abhängigkeit des Beobachtungszenitwinkels und des Wasserdampfgehaltes sind effizient mit dem GICA-MODELL durchführbar.

Es muß jedoch beachtet werden, daß es nicht richtig ist, die Wolkeninhomogenität alleine der Wolkenbedeckung zuzuschreiben. Die Wolkeninhomogenität muß die Variation der quantitativen Wolkeneigenschaft (z.B. Flüssigwasserpfad) enthalten, wie sich am Beispiel des SSM/I 85 GHz B-Scan gezeigt hat.
Insofern bietet die *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) der NASA eine optimale Möglichkeit, die Wolken- bzw. Regeninhomogenität in den Radiometerblickfeldern des *TRMM Microwave Imager* (TMI) zu erfassen: Ein vertikal-auflösendes Regenradar (*Precipitation Radar* PR), dessen Auflösung ca. 4.3 km beträgt, wird erstmals auf einem Satelliten eingesetzt.

D.4 Stellungnahme zu wirtschaftlicher Verwertbarkeit

Eine wirtschaftliche Verwertbarkeit der Ergebnisse ist nicht erfolgt und auch nicht geplant. Allerdings bietet – wie bereits im Ausblick erwähnt –, das entwickelte BF-KORREKTUR-MODELL eine Möglichkeit abzuschätzen, inwieweit es maximal-möglich ist, Fehler durch BF-Effekte zu vermeiden, wenn die Inhomogenität nicht exakt erfaßt werden kann. Die Frage, wie gut die Wolkeninhomogenität bestimmt werden kann, ist selbstverständlich primär von der Auflösung des verwendeten Radiometers abhängig. Insofern kann das BF-KORREKTUR-MODELL angewendet werden, wenn das Ziel, ein möglichst hochauflösendes Radiometer zu entwickeln, um damit die BF-Problematik zu lösen, verfolgt wird.

D.5 Literatur

H. Hauschildt, 2000: *Bestimmung der horizontalen Verteilung des Flüssigwasserpfades aus Daten des AMSU und AVHRR.* Diplomarbeit am Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. 83 S., 2000

B. Kedem, L.S. Chiu und G.R. North, 1990: *Estimation of Mean Rain Rate: Application to Satellite Observations.* J. Geophys. Res., **95**(D2), 1965–1972, 1990

C. Kummerow, 1998: *Beamfilling Errors in Passive Microwave Rainfall Retrievals.* J. Appl. Meteor., **37**, 356–370

D.A. Short und G.R. North, 1990: *The Beam Filling Error in the Nimbus 5 Electronically Scanning Microwave Radiometer Observations of Global Atlantic Tropical Experiment Rainfall.* J. Geophys. Res., **95**(D3), 2187–2193, 1990

D.6 Anlagen

Anlage D.1: L. von Bremen und E. Ruprecht, 1998: *Systematische Untersuchung des „Beam-Filling"-Problems.* Ann. Meteorol., 37, 9–10

Anlage D.2: L. von Bremen, E. Ruprecht und A. Macke, 1999: *Modelling Study of Beamfilling Effects in Passive Microwave Remote Sensing.* In: Proc. Int. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS'99 in Hamburg, Germany), IEEE Publications, Piscataway, USA, Vol. 1, 152–154

Anlage D.3: L. von Bremen, 2001: *Mikrowellenfernerkundung bei inhomogener Bewölkung.* Dissertation am Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel., Februar 2001.

Anlage D.4: L. von Bremen, E. Ruprecht und A. Macke, 2001: *Errors in Liquid Water Path Retrieval arising from Cloud Inhomogeneities: The Beam-Filling Effect.* Meteorol. Z. (zur Veröffentlichung eingereicht)

HYPAM E

Klimatologien von Niederschlag und Verdunstung

Arbeitsbericht zum Förderungsvorhaben Gr 660/11-2
der Deutsche Forschungsgemeinschaft
im Gruppenantrag
Fernerkundung von hydro–meteorologischen Parametern
durch Mikrowellenradiometrie (HYPAM)

Hartmut Graßl
Meteorologisches Institut, Universität Hamburg
Bundesstraße 55, 20146 Hamburg
Stephan Bakan, Volker Jost
MaxPlanckInstitut für Meteorologie
Bundesstraße 55, 20146 Hamburg

Zusammenfassung

Die Wasserbilanz aus Verdunstung und Niederschlag an der Meeresoberfläche war bisher nur recht ungenau bekannt, da die konventionelle Datenbasis in weiten Teilen des Weltozeans nicht ausreicht und genaue Aussagen nur in wenigen Gebieten zu erhalten sind. Satellitenbeobachtungen zusammen mit Auswerteverfahren, die in den letzten Jahren entwickelt wurden, bieten nun die Möglichkeit, die Kenntnis über die globale Wasserbilanz an der Meeresoberfläche deutlich zu verbessern. Diese Verfahren im Rahmen dieses Projektes einer umfangreichen Validation unterzogen und auf eine mittlerweile zwölfjährige Zeitserie von Satellitendaten angewendet um die Klimatologie HOAPS(Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data) zu erstellen. Diese Daten für Niederschlag, Feuchtefluss und verwandte Größen über dem Ozean liegen nun für unterschiedliche räumliche (0.5, 1.0, 2.5°) und zeitliche Auflösungen (tages-, Pentaden, Monatsmittel) vor. Globale Betrachtungen zeigen die typischen regionalen Muster und saisonalen Variationen der abgeleiteten Größen und erlauben auch die Untersuchung regionaler Klimaprozesse. Der Vergleich dieses Datensatzes mit der aus konventionellen Schiffsbeobachtungen (COADS)erstellten SOC-Klimatologie zeigt deren starke räumlich Inhomogenität in den Tropen und auf der Südhalbkugel und deren ungenügende Bestimmung des Niederschlages über den warmen Ozeanbereichen des Golf- und des Kuroshio-Stromes.

Andererseits scheint der Feuchtefluss von HOAPS über den Tropen systematisch zu niedrige Werte anzugeben.

E.1 Motivation

Kenntnisse über die globalen Energie- und Süßwasserflüsse sind für die Klimaforschung von fundamentaler Bedeutung. Die räumliche Verteilung und die zeitliche Variabilität bestimmen die allgemeine Zirkulation und somit das Klimasystem unseres Planeten. Viele der dabei beteiligten Prozesse und deren Zusammenhänge werden auch heute noch nicht oder zu wenig verstanden, um genaue Vorhersagen möglicher Klimaschwankungen zu treffen und insbesondere die Bedeutung des anthropogenen Einflusses unserer modernen Zivilisation abzuschätzen.

Zur Verbesserung dieser Situation ist neben intensiven Modelluntersuchungen des Klimasystems die Beobachtung und Quantifizierung klimarelevanter Parameter auf globaler und auch regionaler Skala erforderlich. Dies geschieht traditionell durch operationelle meteorologische Messungen an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre. Da aber 70% der Erdoberfläche mit Wasser bedeckt sind, ist dieses klassische Messnetz über dem Ozean, und da vor allem wieder auf der Südhalbkugel, sehr dünn geknüpft. Insbesondere für die räumlich und zeitlich genügend homogene Erfassung der interannualen, saisonalen oder gar monatlichen Variabilität globaler Felder reichen diese Datensätze nicht aus.

Hier konnte in den letzten Jahrzehnten die Satellitenfernerkundung wesentliche neue Impulse geben. Einzig Meßgeräte auf polar umlaufenden Satelliten sind heute in der Lage, innerhalb kurzer Zeit fast die gesamte Erdoberfläche abzutasten und somit bei gleichbleibender Qualität global Felder klimarelevanter Parameter zu liefern.

Die Untersuchung der Prozesse und Wechselwirkungen an der Grenzfläche zwischen Ozean und Atmosphäre ist für das Verständnis des Klimas von besonderem Interesse. Dabei hat der Süßwasserfluss, die Nettobilanz aus Verdunstung und Niederschlag besondere Bedeutung. Dieser Prozess des Austausches von Energie und Wasser ist sowohl für den Wasserkreislauf als auch für den Energiehaushalt des Systems Ozean-Atmosphäre wichtig.

Mit der Fernerkundung globaler Felder der Verdunstung über dem Ozean aus Mikrowellen-Satellitendaten wurde schon Mitte der 80er Jahre begonnen (z.B. Liu, 1988), wobei sich die Bestimmung der bodennahen spezifischen Feuchte als besonderes Problem erwies. Erst Schulz et al. (1993) und Schlüssel (1995) konnten eine weitgehend zufriedenstellende Prozedur zur Abschätzung dieser Größe entwickeln. Auch die Fernerkundung des Niederschlages aus Mikrowellen-Satellitendaten hat im letzten Jahrzehnt mit der Entwicklung verschiedener Algorithmen erhebliche Fortschritte gemacht.

Daher schien es zu Beginn des jetzt zum Abschluss gebrachten Projektes an der Zeit diese Methoden systematisch zur Erstellung einer mehrjährigen globalen Zeitserie von Niederschlag und Verdunstung und dem daraus resultierenden Süßwasserfluss zu nutzen.

E.2 Methoden und Ziele

Hauptziel der Arbeiten war die Erstellung und Auswertung einer längeren Zeitreihe globaler Felder von Niederschlag und Verdunstung über dem Ozean aus Daten der Instrumente SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) und AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Diese Geräte befinden sich auf den polar umlaufenden Satelliten der amerikanischen DMSP- und NOAA Fxx - Progamme. In einem ersten Antragszeitraum wurden die bereits vorhandenen Fernerkundungsverfahren in mehreren Fallstudien sowie durch Vergleich mit globalen Schiffs und Bojenbeobachtungen einer ausführlichen und statistisch abgesicherten Validation unterzogen. In der zweiten Phase konnte dann aus den vorhandenen Datensätzen die Klimatologie HOAPS (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data) erstellt und der Bestand an gut geeichten Satellitendaten der beiden genannten Radiometer weiter ausgebaut werden.

Zur Ableitung des Verdunstungsflusses an den Ozeanoberfläche wird der klassische Bulkansatz benutzt, für den die notwendigen Parameter Windgeschwindigkeit, spezifische Feuchte der Luft und spezifische Sättigungsfeuchte bei Ozeanoberfächentemperatur aus den Satellitendaten bestimmt werden. Die Windgeschindigkeit wird nach einem Ansatz von Schlüssel und Luthart (1991) bestimmt, der eine Genauigkeit von 2 m/s aufweist. Die spezifische Feuchte nahe der Oberfläche wird nach der von Schlüssel (1995) angegebenen Methode aus einer geeigneten Kombination der verfügbaren Mikrowellenkanäle nach Ausschluß von Regenkontamination des Pixels bestimmt. Die Sättigungsdampfdichte ergibt sich nach den gängigen Formeln aus der Ozeanoberflächentemperatur, die aus dem NOAA/NASA Oceans Pathfinder Datensatz stammt. Für die Berechnung des Austauschkoeffizienten sind Annahmen über die Temperaturdifferenz zwischen Wasser und Luft nötig. Dazu wird die Atmosphärentemperatur aus der Annahme geschätzt, dass die relative Feuchte über dem Ozean im Mittel etwa 80% beträgt.

Für die Ableitung des Niederschlages über dem Ozean wird der Algorithmus von Bauer und Schlüssel (1993) verwendet, der durch Ausnutzung sowohl des Emissions- als auch des Streuverhaltens von atmosphärischen Hydrometeoren den verschiedenen Anforderungen einer globalen Klimatologie gut Rechnung tragen sollte und der in früheren Vergleichsstudien durchaus zufriedenstellend abgeschnitten hat.

Die methodischen Details und die Einzelheiten der Validation der verwendeten Fernerkundungsverfahren sind insbesondere in der Doktorarbeit von Jost (2000) dargestellt.

E.3 Globale Klimatologie von Niederschlag und Verdunstung - HOAPS

Mit den oben genannten Methoden konnte aus den vorhandenen Datensätzen die Klimatologie HOAPS (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data) erstellt werden. Der Bestand an gut geeichten Satellitendaten der beiden genannten Radiometer wurde weiter ausgebaut, so daß HOAPS mittlerweile auf insgesamt fast 13 Jahre (Juli 1997 - Feb. 2000) ausgedehnt werden konnte. Die mit oben angedeuteten Methoden pixelweise bestimmten Parameterwerte wurden auf ein globales Gitter mit den Auflösungen 2.5, 1.0 und 0.5° gemittelt und liegen als Monats- Pentaden- und Tagesmittelwerte vor. Der Datensatz enthält die Parameter: Latenter Wärmefluss, Verdunstungsrate, Niederschlagsrate, Süßwasserfluss, bodennahe spezifische Feuchte, spezifische Sättigungsfeuchte bei Ozeanoberflächentemperatur, Windgeschwindigkeit, sensibler Wärmefluss, langwellige Nettostrahlung.

Die resultierenden mittleren globalen Felder der abgeleiteten Parameter (Fig. 10 + 11 bei Jost, 2000) zeigen die bekannten Details der Klimazonen mit z.B. den hohen Feuchtewerten in den Tropen und den hohen Windgeschwindigkeiten in den mittleren Breiten. Besonders intensiv kommen die Maxima der Verdunstungsrate in den Subtropen beider Halbkugeln und die relativ eng begrenzten tropischen und außertropischen Niederschlagsgebiete heraus. Hier fallen vor allem die überraschend hohen Niederschlagsmaxima über den warmen Ozeanströmungen der Nordhalbkugel - dem Golfstrom und dem Kuroshio - auf. In der Süßwasserbilanz erkennt man das Überwiegen der Verdunstung in den Subtropen, das jeweils zu den östlichen Ozeanregionen hin zunimmt. In den inneren Tropen und den mittleren und polaren Breiten überwiegt dagegen der Niederschlag. Die saisonale Variabilität dieser Verteilung (Fig. 12 bei Jost, 2000) zeigt sehr eindrucksvoll das starke Überwiegen des Niederschlages während der Zeit des südostasiatischen Sommermonsuns und die Verstärkung der subtropischen Verdunstung über der jeweiligen Sommerhemisphäre.

Erst Untersuchungen regionaler Klimaphänomene sind mit diesen Daten gemacht worden (Jost 2000). Dabei wird für die Nordatlantische Oszillation eine hohe Korrelation des Niederschlages mit dem NAO-Index festgestellt, die bei niedrigem NAO-Index zu stark erhöhtem Niederschlag nördlich etwa 40 N führt (Bakan et al., 2000). So werden dem Ozean entlang des Stormtracks bei etwas 55 N im gesamten Winter 1993/94 (hoher NAOI) über 250 mm Süßwasser mehr zugeführt als im Winter 1995/96 (geringer NAOI). Vielleicht noch eindrucksvollere Änderungen werden für das El Nino-Ereignis von 1997 gefunden, bei dem der Anstieg der äquatorialen Ozeanoberflächentemperatur in der zweiten Jahreshälfte besonders stark war. Das geht einher mit deutlichen Verschiebungen der Niederschlagszonen entlang des Äquators. Während im subtropischen Ostpazifik und im Nordpazifik kaum signifikante Unterschiede des Süßwasserflusses zwischen den Jahren 1996 und 1997 festzustellen sind, werden der El Nino-Region zwischen März 1996 und Februar 1997 noch 1400 mm Süßwasser entzogen, in den 12 Monaten danach werden aber wieder 1500 mm zugeführt. Diese riesigen Umsätze dürften nicht ohne Folgen für die thermohaline Zirkulation in dieser Periode im tropischen Pazifik sein.

Diese Klimatologie wurde inzwischen der internationalen Öffentlichkeit in den Arbeiten Schulz et al., 1998; Jost et al., 1999a + b, Graßl et al., 2000 und Jost et al., 2001 und über die Webseite www.mpimet.mpg.de/Depts/Physik/HOAPS bekannt gemacht. Die Daten stehen nach vorheriger Anfrage entweder als CD-ROM oder zum Herunterladen über FTP zur Verfügung.

E.4 Vergleich von HOAPS mit anderen Klimatologien und in-situ-Daten

Zur Absicherung der Qualität der erstellten Zeitreihen im HOAPS wurden verschiedene Vergleiche mit anderen Datenquellen durchgeführt. Abgesehen von den früheren Vergleichen bei der Entwicklung der einzelnen Fernerkundungsalgorithmen wurden im Rahmen von Hypam weitere Fallstudien für die Validierung der Einzelkomponenten des Algorithmus für die Verdunstung und des Regenalgorithmus erstellt. Für letzteres handelt es sich um Vergleiche mit Radardaten aus der internationalen Meßkampagne TOGA/COARE im tropische Pazifik, die im Rahmen von AIP-3 (Algorithm Intercomparison Project 3)zur Verfügung standen. Hier ergibt sich eine sehr geringe systematische Differenz zwischen den Regenraten aus Schiffsradar-Messungen und den aus SSM/I abgeleiteten Werten. Die Standardabweichung wächst mit zunehmender Regenrate zwar an, bezogen auf die Regenrate selbst nimmt dieser Wert aber etwas ab.

Für die Validation der Verdunstungsrate und ihrer Komponenten standen Schiffsdaten ebenfalls aus der TOGA/COARE Periode und zusätzlich von der zeitlich anschließenden CEPEX-Kampagne, sowie vom Feldexperiment Arktis '93 des Hamburger SFB 318 (März 1993) zur Verfügung. Hierbei zeigt sich vor allem in den Tropen eine schwache Überschätzung der Windgeschwindigkeit und eine deutliche Überschätzung der spezifischen Feuchte, was in beiden Regionen zu einer recht geringen systematischen Differenz von wenigen W/m^2 führt.

Besonders interessant ist der Vergleich mit den Ergebnissen der vom SOC Southampton aufbereiteten COADS-Klimatologie (Josey et al., 1999) für die Jahre 1992 und 1993. Hier fällt zunächst das sehr unruhige fleckige Feld des Niederschlages ausserhalb der nördlichen mittleren Breiten in der SOC-Klimatologie auf, das auf die vor allem auf der Südhalbkugel doch nur sehr sporadisch vorliegenden Schiffsmessungen zurückzuführen ist (Jost, 2000; Jost et al., 2001). In den Tropen liegt die Verdunstung bei HOAPS systematisch um etwa 20 % niedriger, was durch die etwas geringeren Windgeschwindigkeiten und die etwas höhere spezifische Bodenfeuchte bedingt ist. Über dem Nordatlantik stimmend die Daten generell recht gut überein. Über dem Golfstom und dem Kuroshio ergibt der Regenalgorithmus von HOAPS allerdings deutlich höhere Niederschlagsraten, was wahrscheinlich auf ein Problem der COADS-Daten zurückzuführen ist, die ja keine direkten Regenmessungen enthalten, sondern nur statistische Korrelationen mit den gemeldeten Wetterschlüsseln. Hier sprechen auch erste Vergleiche mit Daten des TRMM(Tropical Rainfall Measuring mission)-Satelliten eher für die Gültigkeit der Satellitendaten.

Im Vergleich mit dem GPCP (Global Precipitation climatology Project) zeigen sich systematische Unterschiede, die auf die verschiedenen benutzten Regenalgorithmen für die Satellitendaten zurückzuführen sind. Hier haben wir inzwischen gute Argumente zu glauben, dass der in GPCP über den Ozeanen verwendete reine Emissionsalgorithmus nach Wilheit et al. (1991) vor allem bei konvektiven Niederschlägen nicht besonders geeignet ist (Klepp und Bakan, 2000; Klepp, 2001).

E.5 Vergleich mit dem Arbeitsplan

Die wesentlichen Aufgaben und Ziele des Arbeitsplanes wurden erreicht. Lediglich der Einfluss des Tagesganges auf die Datenfelder (Sampling-Problem) konnte im Rahmen des Projektes nicht ausreichend behandelt und zufriedenstellend gelöst werden. Für diese Aufgabe mußte zunächst eine Vergleich der verschiedenen verfügbaren Satellitenradiometer erstellt werden, was für sich eine aufwändige Aufgabe darstellte. In einer Diplomarbeit konnte Fennig (2001) zeigen, wie gross diese Differenzen sind und daraus Vorschläge für die Anpassung der verschiedenen Radiometer erstellen.

Die Bekanntmachung des HOAPS-Datensatzes in der nationalen und internationalen Wissenschaftlergemeinde ist gut gelungen. Der Datensatz ist inzwischen vielfach verteilt und für eine Reihe von Vergleichen und Untersuchungen angewendet worden (z.B. Taylor, 2000).

E.6 Ausblick

Die weitere Pflege, Entwicklung und Nutzung von HOAPS ist inzwischen in unserem neuen SFB512 (Tiefdruckbegiete und Klimasystem des Nordatlantiks), TP C1 (Komponenten des atmosphärischen Wasserkreislaufs über dem Nordatlantik aus Satellitendaten), übernommen worden. Dort soll die Zeitreihe auf 20 Jahre in gleichbleibender Qualität verlängert und vor allem für die Untersuchung des Wasserhaushalts von Zyklonen und deren Einfluss auf und Beeinflussung durch die Nordatlantik-Oszillation genutzt werden.

Da HOAPS bisher auf den Daten jeweils eines Satelliten beruht, besteht sicherlich ein gewisses Sampling-Problem. Dieses wurde ja schon im Rahmen des zweiten Hypam-Abschnittes untersucht (s.o.) und es existieren nun konkrete Vorschläge, wie jeweils alle verfügbaren Satelliten in die Erstellung von Tagesmittelwerten einbezogen werden können.

Durch die inzwischen vielfältigen Vergleiche gibt es auch eine Reihe von weiteren Vorschlägen und Wünschen zur Verbesserung und Erweiterung von HOAPS. Dies wird in eine zweite Version der Klimatologie münden, die gegenwärtig etwa für das ersten Halbjahr 2002 vorgesehen ist. Bis dahin ist z.B. die zukünftige Quelle von Ozeanoberflächentemperaturdaten zu klären, da der NOAA/NASA Pathfinder Datensatz gegenwärtig nur bis Okt. 1999 verfügbar ist und seine Weiterführung bisher nicht endgültig geklärt scheint.

Zusammenfassend kann man das Ergebnis dieses Projektes als sehr erfolgreich einschätzen. Der dabei entstandene Datensatz ist inzwischen international anerkannt und enthält noch viel Stoff für weitergehende klimatologische Untersuchungen.

E.7 Literatur

S. Bakan, V. Jost und K. Fennig, 2000: *Satellite derived water balance climatology for the North Atlantic: First results.* Phys. Chem. Earth (B) 25, 121–128, 2000

BAUER, P., AND P. SCHLÜSSEL, 1993: *Rainfall, total water, ice water, and water vapor over sea from polarized microwave simulations aus Special Sensor Microwave/Imager data.* Journal of Geophysical Research 98, 20737–20759, 1993

K. FENNIG, 2001: *Interkalibration verschiedener SSM/I Mikrowellenradiometer im Hinblick auf eine gemeinsame Nutzung für eine fernerkundete Klimartologie.* Diplomarbeit, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, pp.68, 2001

H. GRASSL, V. JOST, R. KUMAR, J. SCHULZ, P. BAUER UND P. SCHLÜSSEL, 2000: *The Hamburg ocean-atmosphere parameters and fluxes from satellite data (HOAPS): A climatological atlas of satellite-derived air-sea-interaction parameters over the oceans.* Report No. 100, ISSN 0937-1060, Max-Planck-Institut für Meteorologe, Hamburg, pp. 130, 2001

S.A. JOSEY, E. C. KENT AND P. K. TAYLOR, 1999: *New insight into the ocean heat budget closure problem from analysis of the SOC air sea flux climatology.* J. Climatology 12, 1856–1880, 1999

V. JOST, 2000: *HOAPS: Eine neue Klimatologie des Süßwasserflusses an der Meeresoberfläche abgeleitet aus Satellitendaten.* Examensarbeit Nr. 77, ISSN 0938-5177, Max-Planck-Institut für Meteorologe, Hamburg, pp. 134, 2000

V. JOST, S. BAKAN UND K. FENNIG, 2001: *HOAPS - A new Satellite-derived Freshwater Flux Climatology.* Submitted to Meteorol. Z., 2001

V. JOST, J. SCHULZ UND S. BAKAN, 1999A: *A new satellite-derived freshwater flux climatology: Hamburg ocean atmosphere parameters and fluxes from satellite data* . In: Conference on the TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (COARE), Boulder, Colorado, USA, 7-14 July 1998. World Meteorological Organization, TD-No. 940, 205–206, 1999

C. KLEPP UND S. BAKAN, 2000: *Satellite derived energy and water cycle components in North Atlantic cyclones.* Phys. Chem. Earth (B) 25, 65–68, 2000

C. KLEPP, 2001: *Komponenten des Wasserkreislaufs in Zyklonen aus Satellitendaten - Niederschlagsfallstudien.* Dissertation, Meteorologisches Institut der Universität, Hamburg, pp. 161, 2001

W. T. LIU, 1988: *Moisture and latent heat flux variabilities in the tropical Pacific derived from satellite data.* J. Geophys. Res. 93, 6749–6760, 1988

P. SCHLÜSSEL, 1995: *Passive Fernerkundung der unteren Atmosphäre und der Meeresoberfläche aus dem Weltraum.* Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Reihe A: Meteorologie, No. 29, Universität Hamburg, Meteorologisches Institut, 174pp, 1995

SCHLÜSSEL, P., AND H. LUTHARDT, 1991: *Surface wind speeds over the North Sea from SSM/I observations.* Journal of Geophysical Research 96, 4845–4854, 1991

J. SCHULZ, P. SCHLÜSSEL UND H. GRASSL, 1993: *Water vapour in the atmospheric boundary layer over oceans from SSM/I measurements.* Int. J. Remote Sensing 14, 2773–2789, 1993

J. SCHULZ, V. JOST UND S. BAKAN, 1998: *A New Satellite-Derived Freshwater Flux Climatology (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data).* Int. WOCE Newsletter 32, 20–26, 1998

P. K. Taylor (Ed.), 2000: *Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Energy Flux Fields - Final report of the joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes*. WCRP Report 112, WMO/TD-No. 1036, 2000

T. Wilheit, A. Chang und L. Chiu, 1991: *Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurements using probability distribution function.* Am. Oc. techn. 8, 118–136, 1991

E.8 Anlagen

Anlage E.1: J. Schulz, V. Jost und S. Bakan, 1998: *A New Satellite-Derived Freshwater Flux Climatology (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data).* Int. WOCE Newsletter 32, 20–26, 1998

Anlage E.2: S. Bakan, V. Jost und K. Fennig, 2000: *Satellite derived water balance climatology for the North Atlantic: First results.* Phys. Chem. Earth (B) 25, 121–128, 2000

Anlage E.3: H. Grassl, V. Jost, R. Kumar, J. Schulz, P. Bauer und P. Schlüssel, 2000: *The Hamburg ocean-atmosphere parameters and fluxes from satellite data (HOAPS): A climatological atlas of satellite-derived air-sea-interaction parameters over the oceans.* Report No. 100, ISSN 0937-1060, Max-Planck-Institut für Meteorologe, Hamburg, pp. 130, 2000 mit HOAPS Daten-CD

Anlage E.4: V. Jost, S. Bakan und K. Fennig, 2001: *HOAPS - A new satellite-derived freshwater flux climatology.* Submitted to Meteorol. Z., 2001

Anlage E.5: V. Jost, 2000: *HOAPS: Eine neue Klimatologie des Süßwasserflusses an der Meeresoberfläche abgeleitet aus Satellitendaten.* Examensarbeit Nr. 77, ISSN 0938-5177, Max-Planck-Institut für Meteorologe, Hamburg, pp. 134, 2000

Anlage E.6: K. Fennig, 2001: *Interkalibration verschiedener SSM/I Mikrowellenradiometer im Hinblick auf eine gemeinsame Nutzung für eine fernerkundete Klimartologie.* Diplomarbeit, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, pp.68, 2001

HYPAM F

Strahlungstransfer mit asphärischen Hydrometeoren

Arbeitsbericht zum Förderungsvorhaben Si 606/1-2
der Deutsche Forschungsgemeinschaft
im Gruppenantrag
Fernerkundung von hydro–meteorologischen Parametern
durch Mikrowellenradiometrie (HYPAM)

Clemens Simmer und Harald Czekala
Meteorologisches Institut, Universität Bonn
Auf dem Hügel 20, 53121 Bonn

Zusammenfassung

Das Projekt hatte die möglichst realistische Modellierung der Mikrowellenstrahldichten in der bewölkten Atmosphäre zum Inhalt. Besonderes Augenmerk lag dabei auf den Einflüssen asphärischer Teilchen im Allgemeinen und abgeplatteter Regentropfen im Speziellen. Der Projektbearbeiter Harald Czekala promovierte 1999 mit einer Arbeit zur theoretischen Behandlung asphärischer Teilchen. Projektziel war zunächst die Parametrisierung der Effekte asphärischer Teilchen für Strahlungstransportrechnungen und in Satelliten-gestützten Algorithmen in Form einer Korrektur. Die sich aus den Modellierungen ergebenden und schliesslich auch mit Messungen validierten hohen negativen Polarisationsdifferenzen für bodengebundenen Messungen führten zu einer Fokussierung der Arbeiten; denn es eröffnete sich die Möglichkeit, das Signal der asphärischen Teilchen zur bodengebundenen Fernerkundung von Regenwasser zu nutzen. Die Grundlagenarbeit und auch der theoretisch-praktische Ausbau dieser neuen Thematik mündete in einer Reihe von Veröffentlichungen, die als Anlage beigefügt sind, und die im folgenden kurz zusammengefasst werden.

F.1 Ergebnisse

F.1.1 Microwave Radiative Transfer Calculations with Multiple Scattering Effects by Nonspherical Hypdrometeors (Czekala, 1999)

Die Dissertation des Projektmitarbeiters ist wegen ihres umfangreichen Inhaltes auf mehrere Zeitschrftenartikel aufgeteilt veröffentlicht worden, die im Folgenden zusammengefasst werden.

F.1.2 Microwave radiative transfer with non-spherical precipitating hydrometeors (Czekala and Simmer, 1998)

Die theoretischen Grundlagen der Einbindung asphärischer Teilchen in den Strahlungstransport werden allgemein entwickelt, und das Strahlungstransportmodell für den Mikrowellenbereich MWMOD im Hinblick auf die SSM/I-Frequenzen (19–90 GHz) entsprechend erweitert. Regentropfen werden nun als vertikal orientierte rotationssymmetrische Ellipsoide modelliert und Ergebnisse der Simulationen vorgestellt. Es zeigt sich u.a. dass Differenzen bis zu 15 K zwischen Rechnungen mit und ohne Berücksichtigung der Asphärizität zu erwarten sind.

F.1.3 Effects of ice particle shape and orientation on polarized microwave radiation for off-nadir problems (Czekala, 1998)

Das oben entwickelte Modell wird verwendet, um im höheren Frequenzbereich (200 GHz) den Einfluss orientierter Cirruspartikel auf die Mikrowellenstrahlung zu untersuchen. Hier werden die gefrorenene Hydrometeore durch stark abgeplattete Rotationsellipsoide approximiert. Hintergrund dieser Arbeit ist die Nutzung dieser Frequenzen für das limb-sounding von atmosphärischen Bestandteilen in der oberen Troposphäre. Die Untersuchungen konzentrieren sich daher auf grosse Zenitwinkel. Die Ergebnisse der Modellrechnungen lassen Intensitätsunterschiede bis zu 15 K und Polarisationen bis zu 30 K bei den zukünftigen Messungen erwarten.

F.1.4 Comparison of microwave radiative transfer calculations obtained with three different approximations of hydrometeor shape (Czekala et al. 1999)

Da Rotationsellipsoide nur eine Approximation für abgeplattete Regentropfen darstellen, wird das Modell erweitert, indem der Asymmetrie (Regentropfen sind an ihrer Unterseite mehr abgeplattet als an ihrere Oberseite) der Regentropfen durch eine Reihenentwicklung nach Chebyshew-Polynomen Rechnung getragen wird. Während bisher die Einfachstreuparameter durch die T-Matrix-Methode von Mishchenko berechnet wurden, wird für diese Partikelformen der diskrete Mie-Formalismus nach Rother und Schmidt verwendet. Zunächst bestätigen die Simulationen mit der neuen Partikelapproximation die früheren Ergebnisse; die genauere Berücksichtigung der exakten Partikelformen führt allerdings leichten betragsmässigen Verminderungen der simulierten Polarisationseffekte.

F.1.5 Discrimination of cloud and rain liquid water path by ground-based polarized microwave radiometry (Czekala et al. 2000)

Die Polarisation der abwärtigen Mikrowellenstrahlung von regnenden Wolken wird untersucht und dabei der Zusammenhang der Polarisation mit dem Regenwasser- und Wolkenwassergehalt der Atmosphäre auf der Basis eines sehr vereinfachten Wolkenmodells quantifiziert. Auf der Basis der Ergebnisse wird ein Vorschlag gemacht, wie die Polarisationsdifferenz als Informationsquelle für Trennung von beiden Wolkenpartikelklassen in der bodengebundenen Fernerkundung nutzbar gemacht werden kann.

F.1.6 Interpretation of polarization features in ground based microwave observations as caused by horizontally aligned oblate rain drops (Czekala et al., 2001)

Die Langzeitmessungen eines 19-GHz-Radiometers des DLR werden in Bezug auf Niederschlagsereignisse und Polarisationsgrad der Mikrowellenstrahlung hin untersucht. Die Messungen weisen negative Polarisationsdifferenzen bis $-18\,\mathrm{K}$ (im Mittel über alle Regenfälle $-9\,\mathrm{K}$) auf. Diese Ergebnisse und auch der Zusammenhang zwischen Regenrate und Polarisation stehen einerseits im Gegensatz zur Annahme sphärischer Regentropfen, die positive Polarisationsdifferenzen erzeugen würden, und bestätigen andererseits die bisherigen Modellsimulationen, wodurch erstmals eine wenn auch beschränkte Validierung der Modellergebnisse erreicht wird.

F.1.7 On precipitation induced polarization of microwave radiation measured from space (Czekala and Simmer, 2001)

Diese Arbeit greift schliesslich die ursprüngliche Fragestellung des Projektes wieder auf, nämlich den Einfluss asphärischer Teilchen auf Satellitenstrahldichten im Mikrowellenbereich. Es wird gezeigt, dass der Einfluss asphärischer Regentropfen insbesondere bei den niedrigen Frequenzen der gängigen Satellitensensoren (kleiner 40 GHz) auch durch eine Schicht von streuenden Eispartikeln hindurch messbar und interpretierbar sein sollte. Die Modifikation des Polarisationssignals bei den höheren Frequenzen durch asphärische Eispartikel im oberen Bereich regnender Wolken ist allerdings sehr variabel und von der Art der teilchen abhängig, und lässt daher quantitative Verfahren auf der Basis des insbesonder über Landoberflächen verwendeten 85-GHz-Kanals fragwürdig erscheinen.

F.2 Vergleich mit dem Arbeitsplan

Durch die neuen und überraschenden Ergebnisse bezüglich der möglichen Nutzbarkeit der Polarisation der Mikrowellenstrahlung für die bodengebundene Fernerkundung von regnenden Wolken, wurden die Arbeiten mehr auf die Evaluierung dieses Potentials konzentriert. Die geplanten Arbeiten zur Einbindung der aphärischen Teilchen in den 3-dimensionalen Strahlungstransport wurden daher zunächst zurückgestellt. Anbetracht der in Czekala und Simmer (2001) veröffentlichten Ergebnisse, schient auch das ursprüngliche Ziel, nämlich der einfachen Parametrisierung aspärischer Effekte im Strahlungstransport und in den Satelliten-basierten Fernerkundungsverfahren kaum realisierbar zu sein, da die Variabilität der mikrophysikalischen Eigenschaften insbesondere von regnenden Wolken zu gross ist. Zudem bedarf er noch einer bislang ausstehenden zuverlässigen Analyse der teils umstrittenen gemessenen Polarisationsdifferenzen in den Satellitendaten.

F.3 Ausblick

Die Projektergebnisse sind bereits in ein europäisches Verbundprojekte (EU-Projekt CLIWA-NET, Koordination KNMI: das bodengebundene Fernerkundungsverfahren zur Trennung von Wolken- und Niederschlagswasser wird mittels Messungen verfeinert/validiert werden) eingegangen. Ein vom Antragsteller koordiniertes Verbundprojekt (BMBF/AFO2000, Verbundprojekt 4D-WOLKEN) wird sich dem Einfluss der dreidimensionalen Struktur der Bewölkung auf den Strahlungstransport durch eine Kombination von 3D-Modellierung in allen Spektralbereichen, bodengebundenen Messungen (u.a. Mikrowellenmessungen, Wolkenradar) und Messungen von Satellit und Flugzeug widmen. Hier erfolgt derzeit die übertragung der asphärischen Teilchen inden 3D-Strahlungstransport. Im laufenden DFG-Gruppenantrag zu FERMI fliessen die Ergebnisse von HYPAM-F unter dem besonderen der Aspekt der synergetischen Sensorkombination von Mikrowellen und Radar mit ein.

F.4 Literatur

Czekala, H. and C. Simmer, 2001: On precipitation induced polarization of microwave radiation measured from space, Accepted by *Meteorologische Zeitschrift*

Czekala, H., S. Crewell, A. Hornbostel, K. Schroth, C. Simmer und A. Thiele, 2001: Interpretation of polarization features in ground based microwave observations as caused by horizontally aligned oblate rain drops. Accepted by *Journal of Applied Meteorology*

Czekala, H., A. Thiele, S. Crewell und C. Simmer, 2000: Discrimination of cloud and rain liquid water path by groundbased polarized microwave radiometry. *Geophysical Research Letters*, 28, 267–270.

Czekala, H., S. Havemann, K. Schmidt, T. Rother, and C. Simmer, 1999: Comparison of microwave radiative transfer calculations obtained with three different approximations of hydrometeor shape, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 63, 545–558.

Czekala, H., A. Thiele, A. Hornbostel, A. Schroth und C. Simmer, 1999: Polarized microwave microwave radiation from nonspherical cloud and precipitation particles, *Workshop on Remote Sensing of Clouds: Retrieval and Validation, 21.–22. October 1999*, Delft, Netherlands, Symposium Proceedings, 71–76.

Czekala, H., 1998: Effects of ice particle shape and orientation on polarized microwave radiation for off-nadir problems, *Geophysical Research Letters*, 25 (10), 1669–1672.

Czekala, H. und C. Simmer, 1998: Microwave radiative transfer with non-spherical precipitating hydrometeors. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 60, 365–374.

F.5 Anlagen

Anlage 1: H. Czekala: Microwave Radiative Transfer Calculations with Multiple Scattering Effects by nonspherical hydrometeors, Dissertation in der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn., 1999.

Anlage 2–6: Reprints bzw. Kopien der Veröffentlichungen im Rahmen des Projektes in referierten Fachzeitschriften aus obiger Literaturliste