



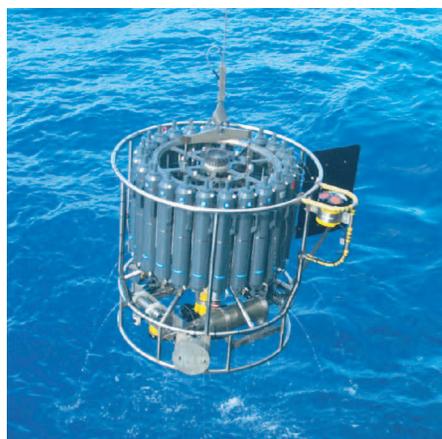
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Max Planck Institute for Meteorology



MAX-PLANCK-GESELLSCHAFT

Satellitenfernerkundung des Emissionsvermögens von Landoberflächen im Mikrowellenbereich

Claudia Wunram



Berichte zur Erdsystemforschung

Reports on Earth System Science

Hinweis

Die Berichte zur Erdsystemforschung werden vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg in unregelmäßiger Abfolge herausgegeben.

Sie enthalten wissenschaftliche und technische Beiträge, inklusive Dissertationen.

Die Beiträge geben nicht notwendigerweise die Auffassung des Instituts wieder.

Die "Berichte zur Erdsystemforschung" führen die vorherigen Reihen "Reports" und "Examensarbeiten" weiter.



Notice

The Reports on Earth System Science are published by the Max Planck Institute for Meteorology in Hamburg. They appear in irregular intervals.

They contain scientific and technical contributions, including Ph. D. theses.

The Reports do not necessarily reflect the opinion of the Institute.

The "Reports on Earth System Science" continue the former "Reports" und "Examensarbeiten" of the Max Planck Institute.

Anschrift / Address

Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstrasse 53
20146 Hamburg
Deutschland

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0
Fax: +49-(0)40-4 11 73-298
Web: www.mpimet.mpg.de

Layout:

Bettina Diallo, PR & Grafik

Titelfotos:

vorne:

Christian Klepp - Jochem Marotzke - Christian Klepp

hinten:

Clotilde Dubois - Christian Klepp - Katsumasa Tanaka

Satellitenfernerkundung des Emissionsvermögens
von Landoberflächen im Mikrowellenbereich

*Satellite remote sensing of land surface
emissivities in the microwave region*

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
vorgelegt von

Claudia Wunram
aus Brilon

Hamburg 2004

Claudia Wunram
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstrasse 53
20146 Hamburg
Germany

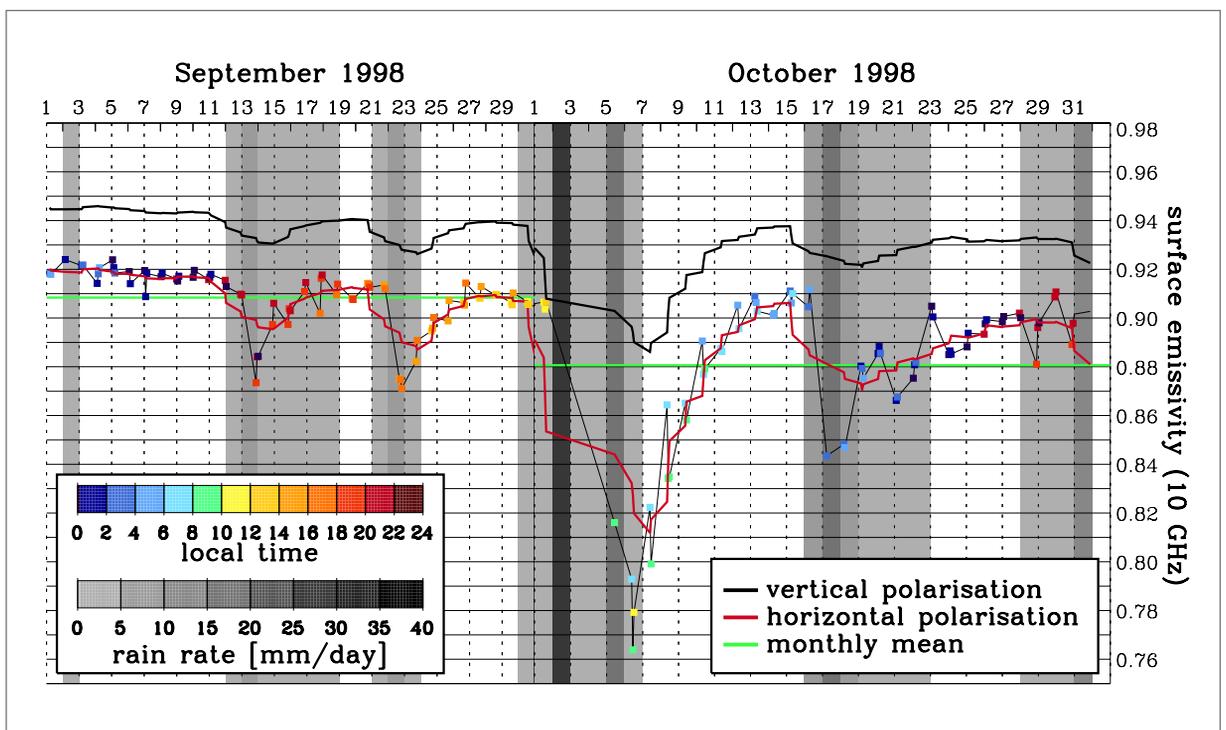
Als Dissertation angenommen
vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von
Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl und
Herrn Dr. Jörg Schulz

Hamburg, den 14. Juli 2004

Professor Dr. Helmut Schleicher
Dekan des Fachbereiches Geowissenschaften

Satellitenfernerkundung des Emissionsvermögens von Landoberflächen im Mikrowellenbereich



Claudia Wunram

Hamburg 2004

Satellitenfernerkundung des
Emissionsvermögens von Landoberflächen
im Mikrowellenbereich

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Claudia Wunram

aus Brilon

Hamburg
2004

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Herrn Prof. Dr. Hartmut Graß
und Herrn Dr. Jörg Schulz.

Hamburg, den 14. Juli 2004

Prof. Dr. H. Schleicher
Dekan des Fachbereiches Geowissenschaften

Inhalt

Zusammenfassung	3
Abkürzungsverzeichnis	5
1 Einleitung und Motivation	7
2 Satellitengestützte Fernerkundung	15
2.1 Passive Mikrowellenfernerkundung	15
2.1.1 Wichtige Strahlungsgrößen	16
2.1.2 Fernerkundung über Landoberflächen	20
2.2 Die Fernerkundungsmission TRMM	25
2.2.1 Das Mikrowellenradiometer TMI	26
3 Methodik	28
3.1 Bestimmung der Emissivität von Landoberflächen	28
3.1.1 Bestehende Verfahren	28
3.1.2 Die variationsanalytische Methode	32
3.2 Modellierung der Oberflächenemissivität	35
3.2.1 Emissivität einer gemischt strukturierten natürlichen Oberfläche	35
3.2.2 Emissivität von Wasserflächen	37
3.2.3 Emissivität des rauen Bodens	41
3.2.4 Emissivität von Vegetation, Schnee und Wüste	45
3.3 Atmosphärenbeitrag zur Helligkeitstemperatur	52
3.4 Festlegung der Variationsparameter	54
3.5 Das Niederschlagsserkennungsverfahren	58
3.6 Die numerische Optimierung	60
3.6.1 Grundlagen des Invertierungsprozesses	60
3.6.2 Optimierung mit der SCE-UA-Methode	62
3.6.3 Überprüfung an einer synthetischen Datenbank	65

4	Evaluierung des Verfahrens	68
4.1	Untersuchungsgebiet und Vergleichsdaten	68
4.1.1	Das Untersuchungsgebiet in den Southern Great Plains	69
4.1.2	Vorprozessierung der Boden- und Satellitendaten	70
4.1.3	Zeitliche Auflösung der Messungen	72
4.2	Zeitliche Variabilität der Oberflächenemissivität	74
4.2.1	Lokale Variabilität des Emissionsvermögens	76
4.2.2	Einfluss von Niederschlagsereignissen	77
4.2.3	Einfluss des trockenen Untergrundes in der Nähe von Niederschlagsereignissen	78
4.3	Langzeitanalyse der abgeleiteten Emissivitäten	82
4.3.1	Emissionsvermögen der unbenetzten Oberfläche	89
4.3.2	Emissivitätsdepression in Folge von Niederschlägen	92
4.3.3	Statistische Analyse der Wechselwirkungen	100
4.3.4	Aussagekraft des Monatsmittels	104
4.3.5	Zusammenfassung	106
4.4	Validierung der abgeleiteten Oberflächenparameter	109
4.4.1	Effektive Oberflächentemperatur	110
4.4.2	Effektiver Bedeckungsgrad mit Feuchtflächen	123
4.4.3	Effektiver Bedeckungsgrad mit Vegetationsflächen	131
4.5	Zusammenfassung	137
5	Anwendung des Verfahrens	139
5.1	Monatsmittel-Klimatologie aus SSM/I-Daten	139
5.2	Folgen einer Fehleinschätzung der Emissivität	151
6	Schlussbetrachtung	156
	Literaturverzeichnis	160
	Abbildungsverzeichnis	169
	Tabellenverzeichnis	170
	Danksagung	171
	Epilog	172

Zusammenfassung

Die Mikrowellen-Emission von Landoberflächen ist zum einen räumlich hoch variabel und dominiert zum anderen die Satellitenmessungen. Sie ist daher für die Niederschlagsfernerkundung über Land ein bedeutender Faktor. Insbesondere kann in einem Niederschlags-erkennungsverfahren durch die Kenntnis des Oberflächenbeitrags die Erkennbarkeit von Niederschlag verbessert werden.

In dieser Arbeit wurde ein Verfahren zur Bestimmung der Landoberflächeneigenschaften entwickelt. Erstmals können die Oberflächenemissivität und andere Oberflächeneigenschaften auf der Basis von Einzelmessungen der Helligkeitstemperatur global und ohne die Notwendigkeit einer räumlichen oder zeitlichen Mittelung angegeben werden. Neben der Emissivität der Landoberflächen werden gleichzeitig auch die Oberflächentemperatur, der Benetzungsgrad der Oberfläche und der Vegetationsflächenanteil abgeleitet. Im Unterschied zu bestehenden Verfahren wird hierfür ein Oberflächenemissivitätsmodell benutzt, mit welchem die wesentlichen Abhängigkeiten des Emissionsvermögens einer beliebigen natürlichen Oberfläche beschrieben werden. Das atmosphärenkorrigierte Modell wird in einem Optimierungsverfahren mit Beobachtungen des TRMM-Satelliten verglichen.

Eine Langzeitstudie zeigt, dass das neue Verfahren geeignet ist, auch den kurzfristigen Wechsel in den Oberflächeneigenschaften wiederzugeben. Dies wurde sowohl auf zeitlicher als auch räumlicher Skala untersucht und anhand unabhängiger Vergleichsdaten überprüft. Die Gültigkeit der Ergebnisse ist auf Gebiete außerhalb der Wüsten- und Schneeregionen beschränkt. Bei einem Vergleich mit Bodenstationsdaten zeigte sich eine gute tageszeitabhängige Übereinstimmung der abgeleiteten Oberflächentemperatur mit den Vergleichsdatensätzen. Sowohl der Tagesgang als auch kurzfristige Temperaturschwankungen werden erkannt. Insbesondere konnte eine zuverlässige Erkennung der benetzten Oberfläche in Folge des Durchgangs von Niederschlagsereignissen festgestellt werden. Darüberhinaus werden sowohl die globale Verteilung der Vegetationszonen als auch ihre jahreszeitlich bedingten räumlichen Schwankungen realistisch ermittelt.

Mit dem neuen Verfahren kann erstmalig durch passive Mikrowellen-Fernerkundung in den Niederschlagsfrequenzen zwischen 10 und 85 GHz der Unterschied zwischen benetzten und unbenetzten Oberflächen zuverlässig angegeben werden. Starke Niederschlagsereignisse senken das Emissionsvermögen um etwa 10 % ab. Mit Hilfe des vorgestellten Verfahrens kann eine präzisere Bestimmung der Ausdehnung von Gebieten mit leichtem Niederschlag erzielt werden. Bisher wurde vielfach der benetzte Untergrund als leichter Niederschlag fehlinterpretiert. Das Verfahren ist auf die Mikrowellensensoren anderer Satelliten übertragbar. Dadurch kann eine global umspannende Analyse erzielt werden. Der modulare Aufbau des Verfahrens ermöglicht es, weitere Emissivitätsmodelle zu integrieren und ihre Eignung zu überprüfen, die Eigenschaften natürlicher Oberflächen zu beschreiben.

Abstract

The microwave emission of land surfaces is spatially highly variable and dominates satellite measurements. Thus it is a crucial factor in remote sensing of precipitation over land. In rainfall algorithms the knowledge of the contribution of the underlying surface helps to discriminate the precipitation signal.

A new method to determine the emission characteristics of land surfaces has been developed. For the first time the microwave emissivity and other land surface parameters are derived on a pixel level from multispectral measurements of brightness temperatures. Statistical mean values of the observations are not needed, neither in space nor time. In addition to the surface emissivity, the surface temperature as well as the wetness of the surface and the fractional vegetation cover are estimated simultaneously. In contrast to previous methods, an emissivity model, depending on only few free parameters, is taken here to simulate the emission of various natural surface types. After being corrected for atmospheric effects, the model is compared to observations from the TRMM satellite within an optimisation routine.

According to a long term validation analysis, the new method reflects even short time variations in the surface characteristics. This ability has been proven against independent data in both time and space. However, snow and desert surfaces are still excluded. A ground check with meteorological measurements shows the satellite derived surface temperature values to be in good agreement with the validation data. Both the diurnal cycle and short time temperature variations are detected. Especially the retrieved wetness effect due to transient precipitation events proves to be reliable. The global distribution of vegetation zones and their seasonal variations have been determined realistically.

The new passive microwave method is the first to give quantitative values of the differences between wet and dry surface emission in the frequencies between 10 und 85 GHz , which are sensitive to precipitation. Heavy precipitation reduces the surface emissivity by about 10 %. The new method helps to discriminate the outline of regions with light precipitation more precisely. Up to now, the signal of the wet surface has often been misinterpreted as being light precipitation. The method presented here, is valid for microwave instruments on different satellite platforms, which allows an extension of the analysis to other sensors and extratropical regions as well. Due to the modular nature of the method, it can be used as a benchmark to test different emissivity models in simulating the surface characteristics of natural land surfaces.

Abkürzungsverzeichnis

ARM:	Atmospheric Radiation Measurement
AMSR:	Advanced Microwave Scanning Radiometer
AMSU:	Advanced Microwave Sounding Unit
AVHRR:	Advanced Very High Resolution Radiometer
CERES:	Clouds and Earth's Radiant Energy System
CMORPH:	Climate Prediction Center MORPHing technique
DMSP:	Defense Meteorological Satellite Program
ECHAM:	European Centre Hamburg Atmospheric Model
EFOV:	Effective Field of View
EOF:	Empirical Orthogonal Function
EURAINSAT:	European Satellite Rainfall Monitoring at the Geostationary Scale
GDCN:	Global Daily Climatology Network
GHCN:	Global Historical Climatology Network
GOES:	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPCP:	Global Precipitation Climatology Project
GPM:	Global Precipitation Mission
HOAPS:	Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data
IMPETUS:	Integratives Management-Projekt für einen effizienten und tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika
IR:	Infraroter Spektralbereich
ISCCP:	International Satellite Cloud Climatology Project
JAXA:	Japan Aerospace Exploration Agency
LAI:	Leaf Area Index
LIS:	Lightning Imaging System
METEOSAT:	Meteorological Satellite
MW:	Mikrowellen-Spektralbereich
MUSIC:	Multiple Sensor Precipitation Measurements, Integration, Calibration and Flood Forecasting
NASA:	National Aeronautics and Space Administration
NOAA:	National Oceanic and Atmospheric Administration
NVAP:	NASA Water Vapor Project
PAMIR:	Passive and Active Microwave and Infrared Radiometer
PAR:	Photosynthetic Active Radiation
PIP-2:	2nd WetNet Precipitation Intercomparison Project
PR:	Precipitation Radar

RASAM:	Radiometer-Scatterometer to Measure Microwave Signatures of Soil, Vegetation and Snow
SCE-UA:	Shuffled Complex Evolution method of the University of Arizona
SGP:	Southern Great Plains
SI:	Scattering Index
SSM/I:	Special Sensor Microwave/Imager
SSM/T-2:	Special Sensor Microwave Temperature Sounder
SMMR:	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
TOVS:	NOAA's TIROS Operational Vertical Sounder
TMI:	TRMM Microwave Imager
TRMM:	Tropical Rainfall Measuring Mission
UTC:	Universal Time Coordinated
VIRS:	Visible and Infrared Radiometer System
VIS:	Sichtbarer Spektralbereich
WMO:	World Meteorological Organization

Kapitel 1

Einleitung und Motivation

“Am meisten wird das Wetter für die Wettervorhersage beobachtet.”

Karl Nikolas B., 8 Jahre.

Die Vorhersage von Niederschlagsereignissen findet ein vielfältiges Interesse in der breiten Öffentlichkeit. Im Speziellen in der Meteorologie und Klimaforschung, aber auch in den vom aktuellen Wetter direkt betroffenen Berufsgruppen oder in der Freizeitgestaltung registrieren wir fast täglich - bewusst oder unbewusst - das Eintreffen oder Ausbleiben von Niederschlägen. Obwohl der Niederschlag im Alltagsleben der Menschen in den mittleren Breiten oft als störend empfunden wird, stellt er neben der Sonnenenergie die Lebensgrundlage auf unserem Planeten dar. Extremereignisse wie Überschwemmungen oder Dürreperioden sind zudem eine große Gefahr für die Menschen in den betroffenen Regionen.

Niederschlag ist eine wichtige Komponente des Wasser- und Energiehaushalts des Systems Erde-Atmosphäre-Ozean. Das wissenschaftliche Interesse an der Untersuchung von Niederschlagsereignissen besteht darin, deren räumliches und zeitliches Auftreten zu bestimmen und zu dokumentieren aber vor allem, die beteiligten Prozesse zu verstehen, zu quantifizieren und vorherzusagen.

Der Energieumsatz in der Atmosphäre wird maßgeblich durch die Phasenumwandlung von Wasser bestimmt. Die Speicherung und Freisetzung der in Wasser gebundenen Energie sind entscheidende Antriebsfaktoren im Klimasystem. Ähnlich wie das Schmelzen von Meereis kann der Niederschlag als Teil des Süßwassereintrags in die Ozeane einen Einfluss auf deren Zirkulationssysteme haben. Starke Veränderungen in der geographischen Lage und/oder Intensität dieser Süßwasserflüsse führen zu einer Änderung der Dichtestruktur der ozeanischen Deckschicht. In Tiefenwasserbildungsregionen kann dies Änderungen in der thermohalinen Zirkulation zur Folge haben und damit zur Verlagerung, Schwächung oder Intensivierung von Meeresströmungen führen.

Die fundierte Kenntnis der Prozesse, Mengen und raumzeitlichen Verteilungen der einzelnen Komponenten des Wasserkreislaufes ist daher für wissenschaftliche Untersuchungen besonders wichtig. Insbesondere werden globale Felder dieser Komponenten als verlässliche Datenbasis für die Entwicklung und statistische Evaluierung von globalen Klimamodellen benötigt.

Zur Bestimmung der globalen Niederschlagsverteilungen werden neben in situ-Messungen am Boden Fernerkundungsmethoden eingesetzt. Die Assimilation von Niederschlagsverteilungen aus Satellitendaten in numerische Wettervorhersagemodelle ist aktueller Forschungsinhalt und hilft bei der Verbesserung der Vorhersagen (Tsuyuki (1996a,b, 1997), Treadon (1997), Marecal und Mahfouf (2000); Marecal *et al.* (2001, 2002)). Besonders über Landgebieten werden flächendeckende Informationen über den Niederschlag sowohl zur Erstellung ökonomischer Pläne als auch für Dürrevorhersagen und Unwetterwarnungen benötigt. Dies wird durch den Einsatz von Satellitenmessungen in der Niederschlagsfernerkundung möglich.

Über den Ozeanen liefern die Niederschlagsalgorithmen verlässliche Analysen. Sie werden in verschiedenen Klimatologien (GPCP (2004), HOAPS (2004)) genutzt. Über Landgebieten ist die Niederschlagsfernerkundung wegen der höheren Oberflächenemission jedoch schwieriger. Besonders die Erkennung von leichten Niederschlägen ist in den Algorithmen nicht zufrieden stellend gelöst. Die Charakterisierung der Strahlungseigenschaften von Landoberflächen ist daher für die Erkennung von Niederschlagsgebieten über Land von großer Bedeutung. Dies ist die Zielsetzung der vorliegenden Arbeit. Sie beschreibt die Fernerkundung des Strahlungsverhaltens von Landoberflächen unter Nutzung von passiven Mikrowellendaten aus Satellitenbeobachtungen.

Niederschlagsmessungen

An den Wetterstationen werden Niederschlagsereignisse operationell aufgezeichnet. Von der WMO* werden exakte Vorgaben zu Messmethoden geliefert, um bei der Vielzahl von unterschiedlichen Messsystemen systematische Niederschlagsmessungen zu ermöglichen. Trotz der technischen Möglichkeiten in der heutigen Zeit, die zu Qualität und Kontinuität der Beobachtungen verhelfen, bleiben die bodengebundenen Messungen mit Hilfe der herkömmlichen Niederschlagsmesser in ihrer Aussagekraft immer lokal begrenzt.

Darüber hinaus ist das an sich schon inhomogene Netz der Messstationen in einigen Regionen an Land und über dem Ozean mit großen Lücken behaftet. In Westeuropa sowie

*In dieser Zusammenschrift werden zahlreiche gebräuchliche Abkürzungen verwendet. Da sie der besseren Lesbarkeit halber im Text zum Teil nicht explizit erläutert werden, sei an dieser Stelle auf das Abkürzungsverzeichnis am Anfang des Textes verwiesen (siehe S.5).

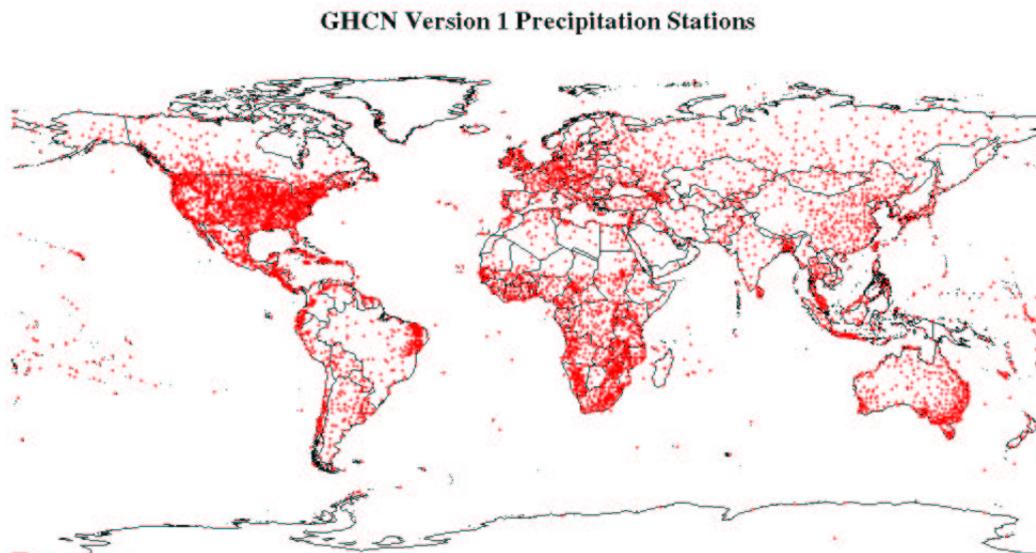


Abb. 1.1: Niederschlagsstationen des Global Historical Climatology Network (GHCN) nach Vose et al. (1992).

Nordamerika liefern Regenradarnetze zwar über weite Bereiche der Kontinente Messungen mit einer großflächigen Abdeckung in hoher horizontaler Auflösung, jedoch bleibt die Qualität der Messungen recht heterogen, was eine Vergleichbarkeit erschwert (Petty und Katsaros (1992), Kitchen und Jackson (1993), Conner und Petty (1998)). Wie Abbildung (1.1) zeigt, wird in den regenreichsten tropischen Gebieten der Erde - wie Südamerika und Indien - jedoch kaum konventionelle Niederschlagserfassung betrieben.

Satellitenmessungen können dagegen auf großer räumlicher Skala eine kontinuierliche und flächendeckende Beobachtung liefern. Nicht nur über den Ozeangebieten sondern auch über Landgebieten können dadurch große Beobachtungslücken geschlossen werden. Die zeitliche und räumliche Abdeckung durch die verschiedenen Satelliten ist dabei sehr unterschiedlich. So liefern die geostationären Satelliten Messungen von 50° N bis 50° S in kurzem zeitlichen Abstand (z.B. METEOSAT Second Generation alle 15 Minuten). Die polarumlaufenden Satelliten der DMSP- und NOAA-Serien sowie der TRMM-Satellit umkreisen den Globus hingegen fortlaufend mit einer Umlaufzeit von etwa eineinhalb Stunden. Daraus resultiert pro Satellit für bestimmte Gebiete maximal eine zweimalige Messung am Tag.

Zuverlässige Niederschlagsschätzungen vom Satelliten aus sind besonders in denjenigen Gebieten wichtig, in denen die Beobachtungsdichte durch bodengebundene Mess-

systeme sehr gering ist. Oft sind gerade dort die Niederschlagsereignisse rar und somit die Abhängigkeit von den seltenen Ereignissen in den betroffenen Regionen groß, wie z.B. in semiariden Gebieten wie der Sahelzone. Fragestellungen zu diesem Themenbereich werden derzeit im interdisziplinären Forschungsprojekt IMPETUS untersucht. Es werden die Wechselwirkungen im hydrologischen Kreislauf ausgewählter afrikanischer Regionen betrachtet.

Darüberhinaus ist die realistische Einschätzung der Stärke und des Verlaufs von Niederschlagsereignissen für den Katastrophenschutz von besonderem Interesse, um entsprechende Warnungen herausgeben zu können. Aktuelle Untersuchungen, beispielsweise in den europäischen Projekten MUSIC und EURAINSAT, zeigen die Möglichkeiten der Multisensorenteknik, über dem Ozean detektierte Starkniederschläge zu quantifizieren und bis über Landgebiete zu verfolgen (siehe z.B. Turk *et al.*, 1998). Ein weiteres Verfahren, welches die Daten verschiedener Satelliten benutzt, ist das CMORPH-Verfahren (siehe dazu CMORPH, 2004). Dort werden ebenfalls die Niederschlagsanalysen aus Satellitenbeobachtungen in niedrigen Umlaufbahnen genutzt, um dann die Zugbahnen der Niederschlagsgebiete mit Hilfe der hohen Wiederholraten der Beobachtungen geostationärer Satelliten zu verfolgen.

Niederschlagsfernerkundung über Land

In der Satellitenfernerkundung werden seit den 1970er Jahren Niederschlagsalgorithmen für verschiedene Spektralbereiche entwickelt. Anfangs konzentrierte man sich auf die Entwicklung von Algorithmen für die sichtbaren und infraroten Wellenlängen, die auf raum- und zeitgemittelten Beobachtungen basieren. Dabei wird eine statistische Abhängigkeit zwischen der Wolkenoberkantentemperatur und dem Auftreten von Niederschlag unterhalb der Wolke ausgenutzt (Barrett (1970), Arkin und Meisner (1987)). Die hohe Wiederholrate der IR-Messungen auf den geostationären Satelliten macht die IR-Niederschlagsanalysen zu einem wichtigen Bestandteil von klimatologischen Untersuchungen, die die Variabilität des Niederschlages zu erfassen versuchen (Ebert und Manton, 1998).

Im Mikrowellenbereich kann die Niederschlagsfernerkundung im Fensterbereich des thermischen Spektrums betrieben werden (siehe Abschn. 2.1). Die wesentlichen physikalischen Prozesse, die dort zur Fernerkundung des Niederschlages ausgenutzt werden, sind die Emission der Niederschlagsteilchen und die Streuung der Strahlung an diesen Teilchen. Durch diesen vergleichsweise direkten Einfluss der Niederschlagsteilchen in der Atmosphäre auf die beobachteten Helligkeitstemperaturen kann die passive Mikrowellenfernerkundung zur instantanen Erkennung und Abschätzung von Niederschlagsereignissen Gewinn bringend eingesetzt werden. Eine zeitliche oder räumliche Mittelung der Information

ist dabei nicht nötig. Dies ist ein großer Vorteil gegenüber den statistischen Methoden der Infrarotfernerkundung.

Ein besonderer Fortschritt für die Niederschlagsfernerkundung wurde mit dem Start des TRMM-Satelliten erzielt. Dessen Gerätekombination aus aktiven und passiven Instrumenten bietet die Möglichkeit, eine Validierung der passiven Verfahren anhand der Daten des Niederschlagsradars vorzunehmen. Der in Bauer *et al.* (2002) entwickelte Algorithmus nutzt beispielsweise die gleichzeitig aufgenommenen TMI- und PR-Messungen einerseits zur Detektion des Niederschlags und andererseits zur anschließenden Kalibration. Die Helligkeitstemperaturdepressionen der passiven Mikrowellenbeobachtungen werden mit Hilfe der Niederschlagsschätzungen des aktiven Instrumentes in Regenraten konvertiert.

Ein Nachteil der Satellitenfernerkundung im Mikrowellenbereich ist hingegen die wesentlich geringere zeitliche Auflösung der MW-Messungen, die bislang zumeist an Satelliten in polaren Umlaufbahnen gebunden sind. Eine deutliche Verkürzung der lokalen Wiederkehrzeit wird jedoch zukünftig durch die geplante GPM Mission erreicht werden. Darin wird ein Mutter-Satellit mit bis zu acht Tochter-Satelliten in die Umlaufbahn gebracht werden. Geplanter Starttermin ist 2011. Während der Mutter-Satellit mit einer Bahnneigung von 65° um die Erde kreist und mit MW-, IR-, und VIS-Instrumenten, entsprechend dem TRMM-Satelliten, bestückt ist (siehe Abschn. 2.2), werden die Tochttersatelliten ebenfalls mit mindestens einem Mikrowellenradiometer ausgestattet sein, aber einer sonnensynchronen Bahn folgen. Dadurch wird eine globale Niederschlagsmessung alle 3 Stunden möglich.

In zahlreichen Arbeiten der passiven Mikrowellen-Fernerkundung wurden so genannte Emissionsalgorithmen für die Niederschlagsbestimmung entwickelt (vergl. Wilheit *et al.* (1994), Smith *et al.* (1998)). Sie werden über den Ozeanen aufgrund der dort beobachteten horizontalen Homogenität des gleichzeitig relativ niedrigen Wertes der Oberflächenemission erfolgreich eingesetzt. Bei starken Niederschlagsraten ist die Streuung der Strahlung an den Niederschlagsteilchen der dominante Prozess in der Strahlungsübertragung. Im Fall der Beobachtung von Niederschlagssystemen über Land führt dies zu herabgesetzten Helligkeitstemperaturen im Vergleich zu den hohen Werten, die bei niederschlagsfreier Atmosphäre gemessen werden. Die Diskussion der unterschiedlichen physikalischen Wechselwirkungen und Phänomene, die im Mikrowellenspektrum ausschlaggebend für die Niederschlagsfernerkundung über Ozean und Landgebieten sind, wird in Kapitel 2 fortgeführt. Eine Übersicht über verschiedene Niederschlagsalgorithmen über Land wird in Spencer *et al.* (1989) und Petty (1995) gegeben.

Bedeutung der Oberflächenemissivität

Durch die Wahl von Beobachtungsfrequenzen im Mikrowellenfenster können mit Hilfe von satellitengestützten wie auch flugzeuggetragenen Radiometern oberflächennahe Parameter fernerkundet werden (siehe Abschn.2.1). Die passive Mikrowellenfernerkundung sieht sich somit vor die Aufgabe gestellt, den Atmosphärenbeitrag von den Beiträgen der Oberfläche zu isolieren. Die Emission der Oberfläche ist für Ozean und Landoberflächen unterschiedlich hoch. Landoberflächen emittieren dabei wesentlich stärker. Wie später ausführlicher diskutiert wird (siehe Kap. 2.1), ist insbesondere bei leichten Niederschlägen über Land die Unterscheidung des Atmosphärensignals vom Untergrundsignal erschwert. Darüberhinaus ist das Emissionsvermögen von Landoberflächen sowohl räumlich als auch zeitlich sehr variabel und hängt zudem von mehreren voneinander unabhängigen Parametern ab.

Die große räumliche und zeitliche Variabilität der Emissivität von Landoberflächen erweist sich für die bisherigen Algorithmen zur Niederschlagsfernerkundung über Land als problematisch. Diese nutzen zumeist einen groben saisonalen Schätzwert der Oberflächenemissivität oder sind nur regional anwendbar (Ferraro und Marks (1995), Conner und Petty (1998)). Die Algorithmen, die sowohl auf räumlich als auch zeitlich stark gemittelten Verfahren basieren, bleiben daher bei der Bestimmung der Niederschlagsmenge unzulänglich. Nach Ergebnissen aufwendiger Algorithmenvergleichsstudien (Barret *et al.* (1995), Smith *et al.* (1998)) liegen die mittleren Fehler der abgeleiteten Niederschlagsmengen über 30 %. In den Vergleichsstudien wurde gezeigt, dass die Differenzen in den Niederschlagsalgorithmen über Land hauptsächlich aufgrund der problematischen Erkennung, insbesondere von leichtem Niederschlag, entstehen. So werden laut Ferraro *et al.* (1998) vielfach Niederschlagsgebiete fälschlich detektiert oder nicht alle Teile von Niederschlagsgebieten als solche erkannt. Dies hat zur Folge, dass die entsprechenden Niederschlagsalgorithmen unzuverlässige Schätzungen liefern.

Die Problematik der Mischinformation aus Atmosphäre und Untergrund bei der Niederschlagserkennung wird in Bauer *et al.* (2002) untersucht. Dort wurden Möglichkeiten aufgezeigt, die beiden Anteile des Strahlungsbeitrags durch Vergleich mit zuvor erstellten Karten über den mittleren Beitrag der Oberfläche zu trennen und die verbleibende Niederschlagsinformation in einem Niederschlagsalgorithmus zu verwenden. In der genannten Arbeit wurde gezeigt, dass die Niederschlagserkennung über Land durch die Berücksichtigung der Oberflächenemission im Vergleich zu den Standardverfahren regional verbessert werden kann. Dies wurde in einer Arbeit von Schulz *et al.* (2003) bestätigt.

Es erscheint besonders wichtig, ein global anwendbares Verfahren zu entwickeln, mit dessen Hilfe die Frage der Niederschlagserkennung instantan auf Pixelbasis entschieden werden kann. Dies macht es unerlässlich, die aktuellen Oberflächeneigenschaften zu kennen und in das Entscheidungskriterium einzubeziehen. Dies ist der Anknüpfungspunkt

des Verfahrens der vorliegenden Arbeit, welches zur Bestimmung der Oberflächenemissivitäten und weiterer charakteristischer Oberflächeneigenschaften entwickelt wurde.

Schwerpunkt dieser Arbeit

Die vorliegende Arbeit soll zur Klärung der Frage beitragen, ob unter Berücksichtigung der aktuellen lokalen Gegebenheiten und Veränderungen der Oberfläche eine verbesserte Erkennung und gegebenenfalls Abschätzung des Niederschlages erwartet werden kann. So unterliegt der Zustand der Oberfläche einerseits kurzfristigen Einflüssen durch Temperatur- und Feuchteänderungen und je nach Region auch mittelfristigen Veränderungen durch Vegetationswachstum oder -rückgang. Diese Einflüsse wirken sich auf das Strahlungsverhalten der Oberfläche aus. Da das Atmosphärensignal über Land nur einen sehr geringen Anteil am Gesamtsignal hat, erscheint es zwingend, den Landoberflächenanteil möglichst genau und mit hoher lokaler Empfindlichkeit zu bestimmen.

Hierfür wird ein Verfahren benötigt, welches das Emissionsvermögen beliebiger Landoberflächentypen unter Einbeziehung aktueller Einflüsse ableitet. Ein solches Verfahren wird in dieser Arbeit vorgestellt. Es basiert auf einem physikalischen Ansatz, bei dem aus den am Satelliten beobachteten Helligkeitstemperaturen die Oberflächenemissivitäten abgeleitet werden. Darin werden die Helligkeitstemperaturen mit Hilfe eines Emissivitätsmodells und einer Atmosphärenkorrektur simuliert. Unter Anwendung eines Optimierungsverfahrens werden die Oberflächenemissivitäten abgeleitet.

Dieser Ansatz wurde im Hinblick darauf entwickelt, die Integration der Kenntnis des lokalen Emissionsvermögens der Oberfläche in ein Verfahren zur Detektion von leichten Niederschlägen zu ermöglichen. Darüberhinaus kann die Emissivität im niederschlagsfreien Fall als Information über den Oberflächenzustand in einem Niederschlagsalgorithmus weiterverwendet werden. Diese Anwendungsmöglichkeiten der abgeleiteten Mikrowellen-Emissivitäten begründen die Entwicklung eines Verfahrens anhand der Beobachtungen eines Niederschlagsfernerkundungssatelliten. Im vorliegenden Fall werden die passiven Mikrowellendaten des TMI-Radiometers der TRMM-Mission auf kontinentaler Skala genutzt.

Der Untergrund kann im Blickfeld des Satellitenradiometers aus einer Vielzahl von verschiedenen Oberflächentypen und -zuständen zusammengesetzt sein. Neben der Beschreibung der Emissionseigenschaften der einzelnen Anteile ist insbesondere die effektive Emission der Mischung dieser Anteile in einem Satellitenfernerkundungsverfahren von Interesse, da sich das Strahlungssignal aus den Beiträgen aller Anteile über die gesamte Fläche des Blickfeldes des Satelliten zusammensetzt. Diesem Aspekt wird in der vorliegenden Arbeit Rechnung getragen, indem die Flächenanteile der wesentlichen Beiträge im Varia-

tionsverfahren abgeleitet und bei der Emissivitätsberechnung berücksichtigt werden.

In den letzten Jahren gab es zahlreiche Untersuchungen zur Ableitung der Mikrowellen-Oberflächenemissivität (siehe dazu Abschn. 3.1.1) aus Flugzeug- oder Satellitenmessungen. Darin wurden verschiedene Methoden angewandt, aber die Gültigkeit der Ergebnisse blieb zumeist saisonal oder regional stark begrenzt. Globale Karten liegen zudem nur als räumliches und zeitliches Mittel vor (Prigent *et al.*, 1998). Das hier vorgestellte variationsanalytische Verfahren ist jedoch dynamisch an die Beobachtungssituation angepasst. Da das Emissionsvermögen der Oberfläche in der vorliegenden Analyse direkt aus den beobachteten Helligkeitstemperaturen abgeleitet wird, ist eine instantane und pixelorientierte Aussage über den aktuellen Oberflächenzustand möglich. Es wird eine höhere Sensitivität für lokale, kleinskalige Bedingungen erzielt und kurzfristige Änderungen des Emissionsvermögens werden detektiert. Diese flexible Anpassung an kurzfristige Variabilitäten kann bei der Detektion von leichten Niederschlägen hilfreich sein.

Das hier entwickelte Verfahren zur Bestimmung der Oberflächenemissivitäten liefert somit einen wichtigen Beitrag zur verbesserten Charakterisierung der Strahlungseigenschaften von Landoberflächen. Weiterführendes Ziel dieser Arbeit ist es, ein prinzipiell global anwendbares Verfahren zur Charakterisierung des Untergrundes bereitzustellen. Als Nebenprodukte liefert das Verfahren eine Schätzung der Zustandsgrößen der Oberfläche, die in das Emissivitätsmodell eingehen. Dies sind die Oberflächentemperatur und die anteiligen Bedeckungen mit Feucht- und Vegetationsflächen. Die Festlegung dieser Parameter wird in Kapitel 3.4 diskutiert.

Im folgenden Kapitel 2 wird eine Einführung in die Grundlagen der Satellitenfernerkundung mit passiven Mikrowellendaten über Landgebieten gegeben. Daran schließt sich in Kapitel 3 die Vorstellung der hier entwickelten variationsanalytischen Methode zur Bestimmung der Oberflächenemissivitäten an. Danach wird in Kapitel 4 das Verfahren anhand von Vergleichsmessungen evaluiert und dessen Eignung geprüft, den Einfluss von Niederschlagsereignissen auf das Emissionsvermögen der Oberfläche wiederzugeben. Im anschließenden Kapitel 5 wird das Verfahren auf globale Helligkeitstemperaturbeobachtungen angewandt und ein Vergleich mit einer bestehenden Klimatologie von Landoberflächenemissivitäten diskutiert. Zum Abschluss wird eine erste Einschätzung der Auswirkungen der benetzten Oberfläche in einem Niederschlagsalgorithmus gegeben, bevor die Arbeit mit einer Schlussbetrachtung und einem Ausblick schließt.

Kapitel 2

Satellitengestützte Fernerkundung

In diesem Kapitel werden zunächst die Grundlagen der passiven Mikrowellenfernerkundung über Landoberflächen beschrieben. Es werden die wichtigsten Strahlungsgesetze genannt und die Besonderheiten der Fernerkundung über Landgebieten im Gegensatz zum Ozean hervorgehoben. Zum Abschluss dieses einführenden Kapitels wird das TMI-Radiometer des TRMM-Satelliten vorgestellt. Die Helligkeitstemperatur-Messungen des TMI werden in dieser Arbeit zur Ableitung des Oberflächenemissionsvermögens genutzt.

2.1 Passive Mikrowellenfernerkundung

Als Mikrowellen bezeichnet man elektromagnetische Wellen aus dem Frequenzbereich zwischen 300 MHz und 300 GHz . Dies entspricht einem Wellenlängenbereich von 1 m bis 1 mm . In der Fernerkundung finden die Mikrowellen ihre Bedeutung aufgrund der weitgehenden Transparenz der Atmosphäre in diesem Frequenzbereich. Das heißt, dass dort nur wenige atmosphärische Gase Absorptionslinien zeigen. Dies sind zum einen die Sauerstoffabsorptionslinien um 60 GHz und 118 GHz sowie die Wasserdampflinien bei 22 GHz und 183 GHz . Neben diesen relativ eng begrenzten Linien wirkt auch das Wasserdampfkontinuum in diesem Spektralbereich. Seine Intensität nimmt mit der Frequenz zu und ist bei 85 GHz schon stärker als die Absorption im Zentrum der 22 GHz Linie.

Mikrowellen eignen sich aus verschiedenen Gründen zur Fernerkundung von bodennahen Charakteristika der Atmosphäre über den Ozeanen und von Landoberflächenphänomenen. Zum einen dringen sie nahezu ungehindert durch Wolken hindurch, sofern diese nur kleine Wolkentröpfchen enthalten. Die Ableitung von atmosphärischen Parametern und von Oberflächeneigenschaften auch in bewölkten Situationen zeichnet die Fernerkundung in den Mikrowellenfrequenzen gegenüber den kürzeren Wellenlängen im infraroten und sichtbaren Spektralbereich aus.

Das Mikrowellensignal wird aber andererseits durch das Auftreten von Niederschlags-
teilchen stark modifiziert, wodurch sich dieser Spektralbereich zur Fernerkundung von
Niederschlagsereignissen besonders gut eignet.

Zudem kann im Mikrowellenbereich im Gegensatz zu sichtbaren Wellenlängen die Fern-
erkundung der Atmosphäre und der Erdoberfläche zu jeder Tageszeit erfolgen, da die
Beobachtung vom Sonnenstand unabhängig ist. Dies ermöglicht eine kontinuierliche Aus-
wertung der Mikrowellen-Messungen zum Beispiel des TRMM-Satelliten, welcher einer
zur Sonne asynchronen Bahn folgt.

2.1.1 Wichtige Strahlungsgrößen

Strahlungsgesetz nach Planck

Jede natürliche Oberfläche absorbiert elektromagnetische Energie und strahlt sie zu einem
gewissen Teil wieder ab. Befindet sich ein Körper im thermodynamischen Gleichgewicht, so
balancieren sich die einfallende und die ausgestrahlte Energie. Als Schwarzkörper wird ein
Material bezeichnet, welches ein ideales Verhalten zeigt und jegliche auftreffende Energie
absorbiert und wieder emittiert.

Durch das Planck'sche Gesetz (2.1) wird die Strahldichte B [$W/m^2 sr Hz$] eines solchen
Schwarzkörpers in Abhängigkeit von seiner physikalischen Temperatur T [K] und der
Frequenz der Strahlung ν [Hz] beschrieben als:

$$B_\nu(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \left(\frac{1}{e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1} \right) \quad (2.1)$$

Darin sind

$h = 6.63 \cdot 10^{-34}$ [Js] die Planck-Konstante,

$k = 1.38 \cdot 10^{-23}$ [J/K] die Boltzmann-Konstante und

$c = 3 \cdot 10^8$ [m/s] die Lichtgeschwindigkeit.

Im Mikrowellenspektrum gilt näherungsweise unter der Bedingung $h\nu/kT \ll 1$ für lange
Wellenlängen bei terrestrischen Temperaturen von $T > 10^\circ C$ die Rayleigh-Jeans Ap-
proximation des Planckschen Strahlungsgesetzes, welche eine lineare Abhängigkeit der
Strahlung von der Temperatur nach Gleichung (2.2) beschreibt:

$$B_\nu(T) = \frac{2\nu^2 kT}{c^2} \quad (2.2)$$

Helligkeitstemperatur

Als Helligkeitstemperatur, T_b , eines nicht idealen, grauen Körpers bezeichnet man diejenige Temperatur, die ein idealer Schwarzkörper annehmen würde, wenn er die am grauen Körper beobachtete Strahlung aussenden würde. Nach der Rayleigh-Jeans Näherung (2.2) ist die Helligkeitstemperatur im Mikrowellenbereich linear mit der Strahldichte verknüpft und kann daher als deren Äquivalent anstelle der Strahldichte benutzt werden. Diese Betrachtungsweise wird in der Formulierung des Emissivitätsmodells in Kapitel 3.2 verfolgt.

Emissivität

Die Emissivität, e , eines Materials beschreibt, zu welchem Anteil die einfallende Strahlung von einem Körper wieder emittiert werden kann. Dies kann durch das Verhältnis der Strahldichte, I , des jeweiligen Materials zur Schwarzkörperstrahlung, B_ν , bei gleicher physikalischer Temperatur, T , in Abhängigkeit von der Frequenz, ν , ausgedrückt werden:

$$e(\nu) = \frac{I_\nu}{B_\nu} = \frac{T_{b,\nu}}{T} \quad (2.3)$$

Für einen Schwarzkörper sind physikalische Temperatur, T , und Helligkeitstemperatur, T_b , gleich. Damit hat ein Schwarzkörper ein Emissionsvermögen von $e = 1$. Die Helligkeitstemperatur eines grauen Körpers hingegen ist kleiner als seine physikalische Temperatur. Damit bleibt das Emissionsvermögen eines grauen Körpers immer kleiner als das eines Schwarzkörpers: $e < 1$.

Nach dem Kirchhoff'schen Gesetz (2.4) emittiert ein Körper im thermodynamischen Gleichgewicht genauso viel Energie wie er absorbiert:

$$e + r + t = 1 \quad (2.4)$$

Darin sind e das Emissionsvermögen, r das Reflexionsvermögen und t das Transmissionsvermögen einer finiten Schicht. Betrachtet man ein semi-infinites Medium, so kann durch diese einseitig unbegrenzte Schicht hindurch keine Transmission stattfinden. Dann können mit $t \rightarrow 0$ die Emissivität, e , und Reflektivität, r , als jeweiliges Komplement der anderen Größe dargestellt werden: $e = 1 - r$. Diese Abhängigkeit macht man sich in der Beschreibung des Emissionsvermögens einer Oberfläche vielfach zunutze (siehe Kap. 3.2).

Eindringtiefe

Die Eindringtiefe der Strahlung in den Untergrund zeigt eine starke Frequenzabhängigkeit. Da niedrige Frequenzen stärker in den Boden eindringen, sind sie besser geeignet, die

oberflächennahe Bodenfeuchte fernzuerkunden (Ulaby *et al.*, 1986a). Bei einer geringen Eindringtiefe der Strahlung in den Boden bestimmt die so genannte Skintemperatur, also die Temperatur der obersten Millimeter, die Emission des Bodens.

Die Eindringtiefe der Strahlung hängt darüberhinaus auch vom Sättigungszustand des Bodens mit Wasser ab. Die Mikrowellenstrahlung dringt um so tiefer in den Untergrund ein, je trockener der Boden oder die Vegetation ist. Nach Ulaby *et al.* (1986a) liegt die Eindringtiefe der Strahlung für trockene Böden (Bodenfeuchtegehalt $\sim 4\%$) in der Größenordnung ihrer Wellenlänge und beträgt für Böden nahe der Sättigung (Bodenfeuchtegehalt $\sim 40\%$) nur ein Zehntel der Wellenlänge. Bei offenen Wasserflächen findet man dementsprechend eine noch geringere Eindringtiefe. Dies führt zu einem generell niedrigeren Emissionsvermögen einer Wasserfläche im Vergleich zu einer Landoberfläche.

Polarisation der Strahlung

Nimmt man an, dass sich elektromagnetische Strahlung in einem homogenen, isotropen Medium ausbreitet, so erfolgen die Schwingungen des elektrischen und des magnetischen Feldes senkrecht zueinander, wobei beide Schwingungsebenen wiederum senkrecht auf der Ausbreitungsrichtung stehen. Anhand der bevorzugten Schwingungsrichtung des elektrischen Feldes wird der Polarisationszustand der Strahlung festgelegt; dieser kann linearer, elliptischer oder auch zirkularer Natur sein. Gibt es keine bevorzugte Schwingungsrichtung, so ist die Strahlung unpolarisiert, dies ist bei inkohärenter Strahlung natürlichen Ursprungs (Sonnenlicht, thermische Strahlung) der Fall. Kohärente Strahlung einer künstlichen Quelle ist jedoch immer polarisiert.

Aus den Maxwell'schen Gleichungen für elektromagnetische Wellen folgt, dass in isotropen Medien während der Ausbreitung der Wellen ihre Polarisation erhalten bleibt. Treffen sie jedoch auf eine Grenzfläche zu einem anderen Medium, so hängt es von den relativen elektromagnetischen Eigenschaften der Medien zueinander ab, ob und wie die Ausbreitung und die Polarisation der Strahlung geändert wird. Detaillierte Betrachtungen dieser Phänomene finden sich z.B. in Schanda (1986), Born (1965) und Ulaby *et al.* (1986a).

Trifft Strahlung auf eine Oberfläche, so wird sie dort teilweise absorbiert und teilweise gestreut. Die Streuung erfolgt einerseits als spiegelnde Reflexion und andererseits als diffuse Streuung in alle Richtungen, zur Anschauung siehe Abbildung 2.1. Die Intensität der spiegelnden Reflexion ist im Falle einer rauen Oberfläche geringer als im Fall einer glatten Fläche. Dieser Anteil wird auch kohärenter Streuanteil genannt, weil die Phasenfront der kohärenten Welle erhalten bleibt. Der diffus gestreute Anteil wird inkohärenter Anteil genannt, weil die Phasenkohärenz gestört ist. Seine Größenordnung ist geringer als die des spiegelnden Anteils.

Je rauer die Oberfläche, desto größer wird der diffus gestreute Anteil der Streustrahlung und umso kleiner der spiegelnd reflektierte Anteil, welcher als Reflektivität bezeichnet wird. Eine perfekt raue Oberfläche (= Lambertfläche) zeichnet sich durch ausschließlich diffuse Streuung aus, welche gleichförmig im oberen Halbraum verteilt und unpolarisiert ist. D.h. in diesem Extremfall tritt keine spiegelnde Reflexion mehr auf. Dies bedeutet, dass die Emissivitäten mit zunehmender Rauigkeit gegen den Wert $e = 1$ streben und die Strahlung zunehmend depolarisiert wird.

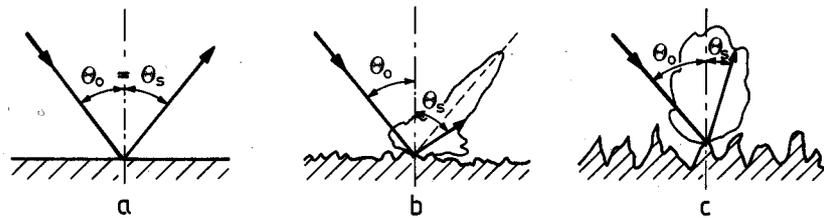


Abb. 2.1: Spiegelnde und diffuse Anteile der Streuung an verschiedenen Flächen: a) glatte, b) leicht raue, c) sehr raue Oberfläche; aus Schanda (1986).

Mikrowellenradiometer können die unterschiedlichen Polarisierungen messen, so dass Polarisationsdifferenzen bei der Fernerkundung von Oberflächeneigenschaften nutzbar sind. So treten bei nahezu glatten Wasserflächen starke Polarisationsunterschiede auf. Bei stark profilierten Landoberflächen hingegen werden die Polarisationsanteile durchgemischt und die Differenzen gehen mit zunehmender Rauigkeit gegen Null. In Kapitel 4 werden Beispiele der Emission verschiedener Oberflächen gezeigt.

Im Mikrowellenbereich müssen nahezu alle natürlichen Landoberflächen als rau angesehen werden. In dem Blickfeld einer Satellitenmessung können verschiedene Rauigkeitsskalen auftreten. Zum einen ist dies die kleinskalige Rauigkeit von Elementen, deren räumliche Ausdehnung im Vergleich zur Wellenlänge klein ist und zum anderen die großskalige Rauigkeit der Topographie. Durch die Topographie wird der aktuelle Beobachtungswinkel im Vergleich zu einer ebenen Fläche verändert. Insgesamt werden die horizontalen und vertikalen Polarisierungen gemischt und somit die Polarisationsdifferenzen durch raueres Gelände verringert. Gleichzeitig erhöht sich die effektive Emission aufgrund von Hangneigungseffekten (siehe dazu Mätzler und Standley, 2000).

2.1.2 Fernerkundung über Landoberflächen

In der Fernerkundung über Landoberflächen treten im Vergleich zur Fernerkundung über Ozeanflächen einige Besonderheiten auf. So ist zum einen die Landoberflächenstruktur und -nutzung hoch variabel. Hierdurch entstehen starke räumliche Variationen in der Emission der Landoberflächen. Die Emission des Ozeans liefert hingegen ein vergleichsweise homogenes Hintergrundsignal. Die Variationen aufgrund des Windes und aufgrund von Meereis sind moderat im Vergleich zu den beobachteten räumlichen Variationen an Land. Zudem ist die Emission der Landoberfläche dem Betrag nach höher als diejenige von Wasserflächen. Dies macht die Trennung des atmosphärischen Signals vom Beitrag der Oberfläche über Land um ein Vielfaches schwieriger.

Niederschlag in der Atmosphäre beeinflusst wesentlich den Atmosphärenanteil am Gesamtsignal in den Fensterkanälen des Mikrowellenspektrums. Im Folgenden werden daher zunächst die niederschlagsrelevanten Emissions- und Streuvorgänge in der Atmosphäre im Vergleich von Land- und Wasseroberflächen betrachtet. Daran schließt sich eine Einschätzung der Strahlungsbeiträge von Untergrund und Atmosphäre über Land und Ozean an.

Emission und Streuung

Die Niederschlagsfernerkundung im Mikrowellenbereich nutzt die Strahlungseigenschaften der Hydrometeore, um den Niederschlag in der Atmosphäre abzuschätzen. Dabei spielen zwei physikalische Prozesse, die Emission und die Streuung von bzw. an den Niederschlagsteilchen eine wichtige Rolle. Diese Prozesse bestimmen über Ozean- und Landoberflächen in unterschiedlicher Gewichtung die am Satelliten beobachtete Helligkeitstemperatur. Die Unterschiede über Land und Ozean sind durch mehrere Faktoren bedingt:

- durch die stark unterschiedlichen Strahlungseigenschaften von Wassertropfen und Eiskristallen im Frequenzbereich der Mikrowellen,
- durch das vermehrte Auftreten der Eisphase in Niederschlagswolken über Land als über dem Ozean,
- durch stark unterschiedliche Helligkeitstemperaturen des jeweiligen Untergrundes.

In Abbildung 2.2 sind die spektralen Streu- und Absorptionskoeffizienten für Wasser (durchgezogen) und Eis (gestrichelt) bei verschiedenen Regenraten angegeben (lt. Spencer *et al.*, 1989). Man erkennt im linken Teil der Abbildung, dass die Absorption und damit die Emission von Eisteilchen für alle Frequenzen und bei allen Regenraten vernachlässigbar

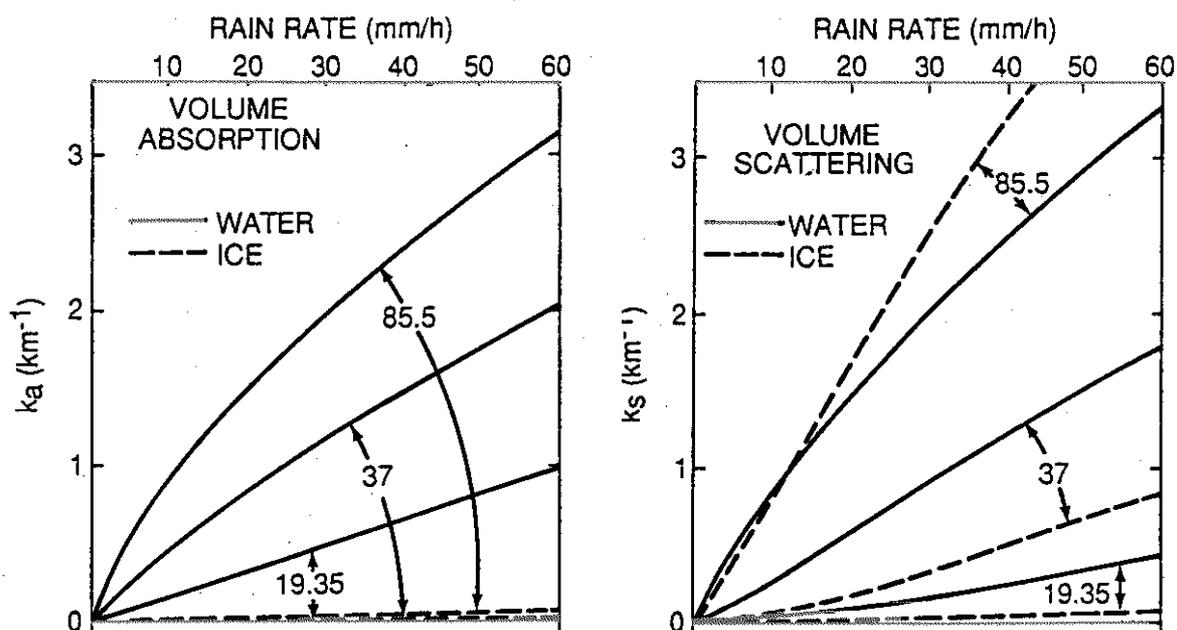


Abb. 2.2: Spektrale Absorptions- (k_a , links) und Streukoeffizienten (k_s , rechts) von Wasser- und Eisteilchen bei verschiedenen Regenraten für die Frequenzen der Satellitenradiometer. Abbildung nach Spencer et al. (1989).

klein ist. Demgegenüber steigt die Absorption für Wassertropfen sowohl mit zunehmender Frequenz als auch mit zunehmender Regenrate stark an. Im rechten Teil der Abbildung 2.2 ist der Streukoeffizient dargestellt. Man erkennt eine starke Frequenzabhängigkeit mit zunehmender Streuung bei hohen Frequenzen. Außerdem steigt die Streuung bei zunehmendem Niederschlag in der Atmosphäre stark an. Beides gilt sowohl für Wassertropfen als auch für Eisteilchen.

Während bei Regenraten unter etwa 15 mm/h im 85 GHz Kanal die Streuung an flüssigen und festen Niederschlagsteilchen gleich groß ist, überwiegt die Streuung an Eiskristallen mit steigenden Niederschlagsraten immer mehr diejenige an den Wassertropfen. In den niedrigeren Frequenzen hingegen ist die Streuung an den Wassertropfen stets größer als an den Eisteilchen.

Wassertropfen beeinflussen also in den niedrigeren Frequenzen bei zunehmender Regenrate die Strahlung sowohl durch ihre Absorptions- als auch Streueigenschaften. Die Absorption überwiegt jedoch die Streuung in den niedrigen Frequenzen. Über dem radiometrisch kalten Ozean bedeutet dies bei moderaten Regenraten zunächst eine Zunahme der Helligkeitstemperatur mit zunehmendem Flüssigwassergehalt. Bei starken Regenraten überwiegen auch bei den niedrigeren Frequenzen die Streuprozesse. Dies ist dadurch bedingt, dass heftige Niederschläge im Zusammenhang mit starker Konvektion stehen. Damit kann sich zum einen eine ausgeprägte Eisschicht in den Wolken bilden und zum

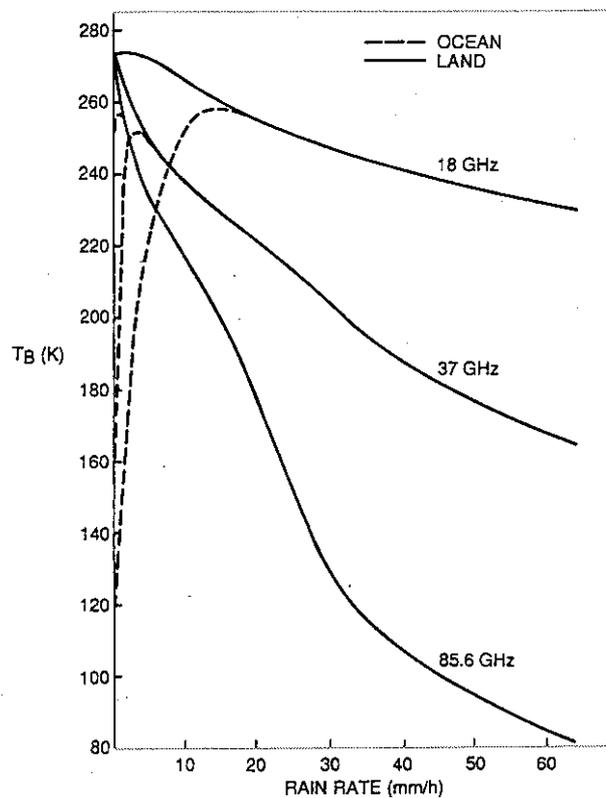


Abb. 2.3: Helligkeitstemperatur, T_b , in Abhängigkeit von der Regenrate. Ab der Regenrate, für die der Temperaturverlauf für Land und Ozean zusammenfällt, überwiegt die Streuung, vorher sind Absorptionsprozesse dominant. Abbildung nach Spencer et al. (1989).

anderen können große Wassertropfen entstehen, an denen die Strahlung gestreut wird. Eine schematische Abbildung zur Dominanz der verschiedenen Regime über Wasser und Land ist in Abbildung 2.3 dargestellt.

Über Land haben die Wassertropfen in den Niederschlagsgebieten mit geringen Regenraten jedoch den gegenteiligen Effekt. Mit zunehmender Regenrate vermindern die Niederschlagssysteme die resultierenden Helligkeitstemperaturen über Land. Dies folgt daraus, dass die Emission der Wassertropfen bei den niedrigeren Temperaturen im Wolkenniveau die hohen Helligkeitstemperaturen der Landoberfläche ersetzt. Wenn niedrige und daher warme Wolken bei nahezu den gleichen Temperaturen emittieren wie die darunter liegende Oberfläche, dann ist ihr Signal von demjenigen der Oberfläche oft nicht zu unterscheiden. Dies ist ein besonderes Problem bei der Fernerkundung geringer Niederschlagsraten. Eiskristalle zeichnen sich im Gegensatz zu Wassertropfen durch eine ausgeprägte Streuung der hochfrequenten Mikrowellenstrahlung aus. Da die Emission der Eisteilchen vernachlässigbar ist, vermindern diese Teilchen generell das Messsignal. Dies ist sowohl über Land als auch über dem Ozean zu beobachten.

Über Land kann die beobachtete Helligkeitstemperatur in der niederschlagsfreien Atmosphäre auch durch Streuvorgänge an der Oberfläche herabgesetzt werden. Anhand des spektralen Streuverhaltens der Oberfläche können absorbierende und streuende Flächen unterschieden werden. Nimmt die Helligkeitstemperatur der Fläche mit der Frequenz zu, so handelt es sich bei der Fläche um einen Absorber. Bei stark streuenden Flächen wird eine Abnahme der Helligkeitstemperaturen mit der Frequenz beobachtet. Dies trifft zum Beispiel bei Schneeflächen oder Wüstengebieten zu. Damit weisen diese Oberflächentypen Strahlungseigenschaften auf, die denjenigen des Niederschlages ähnlich sind. Sie müssen in einem Regenalgorithmus sorgfältig von Niederschlagsgebieten getrennt werden.

Beitrag von Oberfläche und Atmosphäre

Im vorangegangenen Abschnitt wurde ausgeführt, dass der Niederschlag sich durch die Strahlungseigenschaften der Niederschlagsteilchen vom Hintergrundsignal der Oberfläche abhebt. Um diese Anteile in einem Fernerkundungsalgorithmus zu trennen, muss die Helligkeitstemperatur der Oberfläche abgeschätzt werden und somit ihr Emissionsvermögen. Die relativen Beiträge der Oberfläche und der Atmosphäre sollen nun im Vergleich von Ozean- und Landoberflächen abgeschätzt werden. Dazu wird eine vereinfachte Strahlungsbilanz betrachtet. Wie in Abschnitt 2.1.1 ausgeführt, kann dies im Mikrowellenbereich durch die Angabe der Helligkeitstemperaturen statt der Strahldichten geschehen. Es wird eine niederschlagsfreie Atmosphäre betrachtet.

Die Helligkeitstemperatur am Satelliten addiert sich aus den Beiträgen der Bodenemission (1), der aufwärts gerichteten atmosphärischen Emission (2) und der abwärts gerichteten und am Boden reflektierten atmosphärischen Emission (3):

$$T_{b,ges} = \underbrace{T_{b,boden}^{\uparrow} \cdot \tau_{atm}}_{(1)} + \underbrace{T_{b,atm}^{\uparrow}}_{(2)} + \underbrace{T_{b,atm}^{\downarrow} \cdot r \cdot \tau_{atm}}_{(3)} \quad (2.5)$$

Die kosmische Hintergrundstrahlung und die Streuung in der Atmosphäre werden hier als klein im Vergleich zu den anderen Termen vernachlässigt. Mit τ_{atm} wird die atmosphärische Transmission bezeichnet und mit r die Oberflächenreflektivität.

Nimmt man eine homogene Atmosphäre an, so sind die auf- und abwärts gerichteten Anteile der Eigenemission der Atmosphäre äquivalent ($T_{b,atm}^{\uparrow} = T_{b,atm}^{\downarrow}$). Als erste Näherung können sie als proportional zur Oberflächentemperatur T_s angenommen werden: $T_{b,atm} = (1 - \tau_{atm}) \cdot T_s$. Die emittierte Strahlung des Bodens, $T_{b,boden}$, ist durch die Oberflächentemperatur T_s , skaliert mit dem Emissionsvermögen der Oberfläche, e , gegeben. So ergibt sich für die beobachtete Helligkeitstemperatur $T_{b,ges}$:

$$T_{b,ges} = \underbrace{T_s \cdot e \cdot \tau_{atm}}_{(1)} + \underbrace{T_s \cdot (1 - \tau_{atm})}_{(2)} + \underbrace{T_s \cdot (1 - \tau_{atm}) \cdot (1 - e) \cdot \tau_{atm}}_{(3)} \quad (2.6)$$

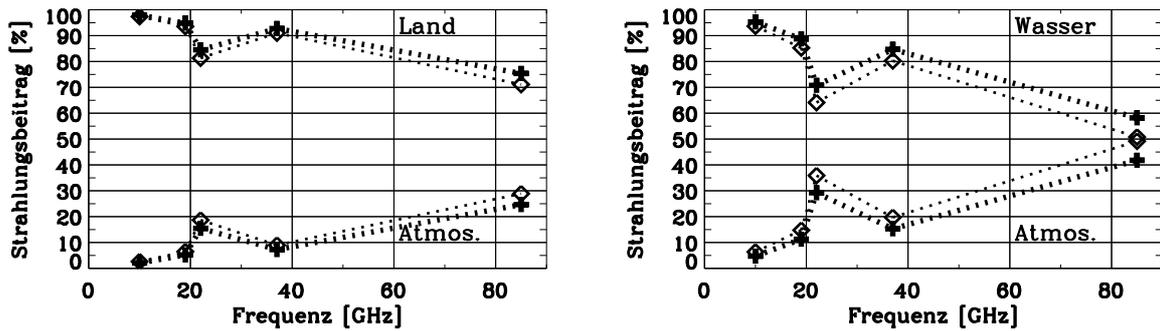


Abb. 2.4: Prozentuale Anteile der Oberflächen- und der Atmosphärenemission an der Helligkeitstemperatur am Satelliten; links über Land, rechts über Wasser. Weitere Angaben im Text.

Zur weiteren Vereinfachung seien in diesem Vergleich die atmosphärische Transmission, τ_{atm} , sowie die Oberflächentemperatur, T_s , über Land und Ozean gleich. Es werden die TMI-Frequenzen bei 10, 19, 22, 37 und 85 GHz (siehe Abschn. 2.2) betrachtet. Die Transmission in diesen Frequenzen wird nach Ulaby *et al.* (1986a) mit $\tau_{atm} = [0.98, 0.95, 0.85, 0.93, 0.76]$ abgeschätzt. Nimmt man nun für die Emissivitäten frequenzunabhängige Werte an, so ergibt sich die in Abbildung 2.4 dargestellte grobe Abschätzung der Strahlungsbeiträge von Untergrund und Atmosphäre. Darin wurden beispielhaft die Emissivitäten über Wasser und Land in zwei festen Paaren angenommen:

$$(1) \quad (e_{Land}, e_{Wasser}) = (0.86, 0.46)$$

$$(2) \quad (e_{Land}, e_{Wasser}) = (0.98, 0.58)$$

Die resultierenden Anteile am Helligkeitstemperatursignal am Satelliten werden in Abbildung 2.4 als Vierecke (1) bzw. Kreuze (2) dargestellt.

Es ergibt sich folgendes Bild: Bei der geringeren Emissivität über Wasser (im rechten Teil der Abb. 2.4), ist der relative Beitrag der Atmosphäre zu den gemessenen Helligkeitstemperaturen höher als im Falle höherer Emissivität über Land (dargestellt im linken Teil der Abbildung). Über Land hat also die gleiche Atmosphäre ein geringeres relatives Gewicht im Vergleich zu einem starken Beitrag der Oberfläche. Auch in den hohen Frequenzen nimmt der Anteil des Oberflächensignals noch Werte über 70 % an.

Außerdem wird deutlich, dass der 10 GHz Kanal fast ausschließlich vom Untergrund beeinflusst ist. Die Abschätzung zeigt, dass eine genaue Beschreibung der Oberflächenemissivität als Untergrundinformation für die Isolierung des Atmosphärensignals sehr wichtig ist.

2.2 Die Fernerkundungsmission TRMM

In diesem Abschnitt soll nun der Fernerkundungssensor betrachtet werden, dessen Messungen in der vorliegenden Arbeit ausgewertet werden. Es werden die passiven Mikrowellendaten des TMI-Radiometers der Satellitenmission TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) genutzt. Das Forschungsprojekt TRMM ist ein Gemeinschaftsprojekt der US-amerikanischen und japanischen Weltraumbehörden NASA und JAXA. Als Teil der „NASA Mission to Planet Earth“ ist es darauf ausgelegt, den Niederschlag in den tropischen Regionen der Erde zu beobachten und seinen Einfluss auf das globale Klima zu verstehen. Mit 65% des globalen Niederschlages macht der tropische Niederschlag einen bedeutenden Anteil aus.

Der TRMM-Satellit fliegt in einer Höhe von rund 400 Kilometern (bis August 2001 in 350 km Höhe) mit einer Bahnneigung von 35° . Die Umlaufbahn pendelt zwischen etwa 35° Nord und 35° Süd um den Äquator. Innerhalb eines Tages wird das Gebiet zwischen diesen Breitengraden nahezu komplett abgedeckt, wobei ein Umlauf etwa anderthalb Stunden dauert. So entstehen für jede geographische Region pro Tag zwei Überflüge, deren Bahnen sich kreuzen. Die Daten von TRMM liegen seit Januar 1998 vor.

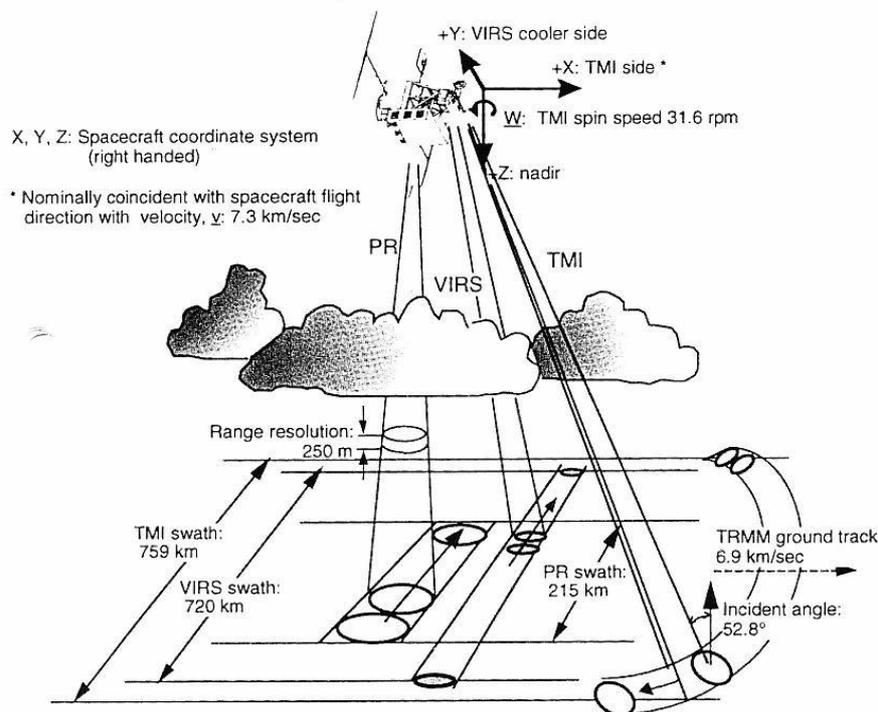


Abb. 2.5: Abtaststreifen der Instrumente PR, VIRS und TMI an Bord des TRMM-Satelliten; Abbildung aus Kummerow et al. (1998).

An Bord des TRMM-Satelliten werden verschiedene Instrumente mitgeführt: Die passiven Radiometer TMI (TRMM Microwave Imager) und VIRS (Visible and Infrared Radiometer System), sowie das aktive Radarsystem PR (Precipitation Radar). Weiterhin befinden sich die Instrumente LIS (Lightning Imaging System) und CERES (Clouds and Earth's Radiant Energy System) auf dem TRMM-Satelliten.

Abbildung 2.5 zeigt eine schematische Darstellung der Abtaststreifen der TRMM-Instrumente PR, VIRS und TMI. Die Abtaststreifen der verschiedenen Instrumente haben eine unterschiedliche horizontale Ausdehnung. Sie sind zur Mitte der Flugbahn hin zentriert, so dass sich eine gewisse Überlappung der Beobachtungstreifen am Boden ergibt.

Aus der Dreidimensionalität der Satellitenbeobachtungen resultieren fernerkundliche Phänomene wie der so genannte "beam-filling" Effekt aufgrund von unvollständiger Bedeckung mit Wolken im Beobachtungsfeld und die Problematik des geeigneten Beobachtungspfades durch die Atmosphäre. Beide werden hier der Vollständigkeit halber erwähnt, finden jedoch in der Ableitung der Oberflächenemissivitäten im Weiteren keine Berücksichtigung.

2.2.1 Das Mikrowellenradiometer TMI

In der vorliegenden Arbeit werden die Helligkeitstemperaturmessungen des TMI-Radiometers genutzt, um das Emissionsvermögen einer natürlichen Oberfläche abzuleiten. Das TMI-Radiometer ist ein passives Mikrowellenradiometer mit Frequenzen zwischen 10 und 85 GHz . Die Mikrowellenstrahlung wird in allen Frequenzen mit derselben Antenne empfangen. Durch deren vorgegebene Größe ergeben sich kanalabhängig verschieden lange Halbachsen der TMI-Beobachtungsellipsen am Boden. Die Fläche dieser Ellipsen am Boden, deren Abstrahlung das Mikrowellensignal am Satelliten beeinflusst, wird als "*effective field of view*" (EFOV) bezeichnet und im Folgenden Blickfeld der Messung genannt. Die horizontale Ausdehnung der Blickfelder in den einzelnen Kanälen kann Tabelle 2.1 entnommen werden. Eine ausführliche Beschreibung findet sich in Kummerow *et al.* (1998).

Das TMI-Radiometer wurde in Anlehnung an das SSM/I-Radiometer weiterentwickelt. Letzteres ist seit 1987 im operationellen Einsatz an Bord der DMSP-Satelliten. Durch die Erweiterung der bewährten Kanalkombinationen des SSM/I um den Kanal bei 10 GHz (siehe Tab. 2.1) wurde ein wesentlicher Vorteil für die Erkundung der Oberflächeneigenschaften geschaffen. Außerdem wird durch die niedrigere Flughöhe des TRMM-Satelliten (350 km bzw. 400 km im Vergleich zu 850 km der DMSP-Satelliten) eine höhere Auflösung des Blickfeldes am Boden erzielt.

TRMM				DMSP			
	Kanäle [GHz]	Blickfeld am Boden [km × km]	Scan- breite [km]		Kanäle [GHz]	Blickfeld am Boden [km × km]	Scan- breite [km]
TMI	10.65 V,H	63 x 37	759	SSM/I	–	–	1394
	19.35 V,H	30 x 18			19.35 V,H	43 x 69	
	21.3 V	23 x 18			22.235 V	40 x 50	
	37.0 V,H	16 x 9			37.0 V,H	28 x 37	
	85.5 V,H	7 x 5			85.5 V,H	13 x 15	

Tab. 2.1: Die Spezifikationen der passiven Mikrowellenradiometer TMI auf dem TRMM-Satelliten und des SSM/I auf den DMSP-Satelliten. Angaben nach Kummerow et al. (1998) und Hollinger et al. (1987). V und H bezeichnen die vertikale und horizontale Polarisationsrichtung.

Kapitel 3

Methodik

In diesem Kapitel wird nach einem kurzen Überblick über Methoden anderer Autoren zur Ableitung des Oberflächenemissionsvermögens die hier entwickelte variationsanalytische Methode im Einzelnen dargestellt. Dazu wird in Abschnitt 3.2 das Emissivitätsmodell erläutert, welches zusammen mit der im anschließenden Abschnitt 3.3 vorgestellten Atmosphärenkorrektur zur Simulation der Helligkeitstemperatur dient. In den Abschnitten 3.4 und 3.5 werden die Variationsparameter festgelegt und das hier benutzte Niederschlags-erkennungsverfahren beschrieben. Danach schließt das Kapitel mit einer Beschreibung der Optimierungsprozedur in Abschnitt 3.6.

3.1 Methoden zur Bestimmung der Emissivität von Landoberflächen

3.1.1 Bestehende Verfahren

In den letzten Jahren wurden von zahlreichen Autoren Arbeiten zur Ableitung von Oberflächenemissivitäten aus Satellitendaten über Landgebieten vorgestellt. Die wesentlichen Prinzipien sollen hier kurz erläutert werden.

In einem weit verbreiteten Ansatz werden die Oberflächenemissivitäten durch Invertierung der vereinfachten Strahlungsübertragungsgleichung abgeleitet:

$$\begin{aligned} T_b(f) &= e(f) \cdot T_s \cdot \tau_a(f) \\ &+ (1 - \tau_a(f)) \cdot T_{b,a}(f) \\ &+ (1 - e(f)) \cdot \tau_a(f) \cdot (1 - \tau_a(f)) \cdot T_{b,a}(f) \end{aligned} \quad (3.1)$$

Darin sind T_b die Helligkeitstemperatur am Oberrand der Atmosphäre, e die Oberflächen-

emissivität, T_s die Oberflächentemperatur, τ_a die atmosphärische Transmission und $T_{b,a}$ der Strahlungsbeitrag der Atmosphäre in Abhängigkeit der Frequenz f .

Im Gegensatz zu der in den folgenden Abschnitten (3.2 bis 3.6) vorgestellten Technik wird in diesem Ansatz kein Emissivitätsmodell genutzt, um den Beitrag des Untergrundes zu beschreiben. Es wird vielmehr ein Strahlungstransportmodell der Atmosphäre benutzt und dieses mit Hilfe von zusätzlichen Beobachtungsdaten invertiert. In der Strahlungsübertragung werden bis auf die Oberflächenemissivitäten alle Terme aus den Messungen bestimmt, so dass nach mathematischen Umformungen die Emissivität in jeder Frequenz abgeleitet werden kann:

$$e = \frac{T_b - (1 + \tau_a) \cdot (1 - \tau_a) \cdot T_{b,a}}{\tau_a \cdot (T_s - (1 - \tau_a) \cdot T_{b,a})} \quad (3.2)$$

Dieses Vorgehen hat jedoch drei entscheidende Nachteile:

- Der Zustand der Oberfläche geht in die Ableitung ihres Emissionsvermögens nicht ein.
- Es werden neben den Mikrowellenbeobachtungen zusätzliche Messungen zur Charakterisierung der Atmosphärenterme benötigt.
- Da die Emissivitäten aller Kanäle einzeln bestimmt werden und zwischen ihnen kein Zusammenhang hergestellt wird, wird fälschlicherweise angenommen, sie seien alle voneinander unabhängig.

Diese Methode wird beispielsweise in den Arbeiten von Prigent (Prigent *et al.* (1997, 1998, 1999, 2001); Prigent und Rossow (1999)) sowie Jones und Vonder Haar (1997), Morland *et al.* (2001) und auch Lin und Minnis (2000) angewandt. Letztere bedienen sich dabei der 'Golden-Section-Search'-Methode, um die Emissivitäten iterativ durch obere und untere Schranken einzugrenzen, bis die Helligkeitstemperaturen mit einer Genauigkeit von $\pm 0.1K$ simuliert werden können.

Die Ergebnisse der genannten Untersuchungen beziehen sich auf SSM/I Beobachtungen zwischen 19 und 85 GHz. Die Autoren benutzen Hilfsdaten anderer Satelliten (GOES, TOVS, METEOSAT) -wie Prigent *et al.* (1997, 1998, 1999, 2001); Prigent und Rossow (1999) - oder Vergleiche mit Feldexperimenten - wie Morland *et al.* (2001) -, um die Temperaturprofile, Wolkenbedeckung und die IR-Oberflächentemperatur zu bestimmen. Die Arbeiten unterscheiden sich hauptsächlich in der Quelle dieser Hilfsdaten. Allen gemein ist jedoch, dass die Nutzung von Multisatellitendaten eine gleichzeitige Überdeckung des Gebietes von verschiedenen Satellitenbeobachtungen erfordert oder aber in Feldmessungen großer experimenteller Aufwand getrieben werden muss. Dadurch vergrößert sich im

einen Fall der zeitliche Abstand der Messungen am gleichen Ort und im anderen Fall bleibt die geographische Übertragbarkeit der Ergebnisse beschränkt.

Während sich aus diesen Gründen die Auswertungen von sowohl Jones und Vonder Haar (1997) als auch Lin und Minnis (2000) auf stark begrenzte Testgebiete in den USA bzw. der Sahelzone (Morland *et al.*, 2001) beschränken, wurden von Prigent *et al.* (1997, 1998) erstmalig globale Emissivitätskarten als Monatsmittel geliefert. Diese dienen vielfach als Referenz für vergleichbare Studien. In Kapitel 5.1 werden diese über einen Monat gemittelten Emissivitätswerte nach Prigent *et al.* (1997, 1998) exemplarisch mit den nach der variationsanalytischen Methode abgeleiteten Werten verglichen.

Das gleiche Prinzip der Emissivitätsbestimmung durch Invertierung der Strahlungsübertragungsgleichung wird durch Felde und Pickle (1995) auf höhere Frequenzen (91 und 150 GHz) ausgedehnt und auf Daten des SSM/T-2 angewandt, wobei eine starke lokale Beschränkung durch die geforderten gleichzeitigen Radiosondenaufstiege entsteht. Auch Choudhury (1993) invertiert die Strahlungsübertragungsgleichung zur Ableitung von Bodenreflektivitäten unter Benutzung von Atmosphärendaten aus klimatologischen Datensätzen. Wie z.B. in Hewison (1999) gezeigt, können nach der gleichen Prozedur auch flugzeuggetragene Messungen zur Emissivitätsbestimmung genutzt werden.

Diese direkte Ableitung von Oberflächenemissivitäten aus der Strahlungsübertragungsgleichung wird in einigen Arbeiten auch dazu verwendet, die dort entwickelten Emissivitätsmodelle zu evaluieren. So vergleichen Weng *et al.* (2001) die Simulationen erfolgreich mit den Ableitungen des Emissionsvermögens aus AMSU-Daten bei 31.4 GHz und Choudhury *et al.* (1990) prüfen ihr 37 GHz -Modell für eine pflanzenbestandene Oberfläche anhand von über einen Monat gemittelten Helligkeitstemperaturbeobachtungen des SMMR. Auch das von Paape (2000) beschriebene Zwei-Skalen-Facettenmodell wird nach diesem Prinzip mit Hilfe von flugzeuggestützten Messungen für Frequenzen zwischen 24 und 157 GHz validiert (siehe Bennartz *et al.*, 2002).

Die Entwicklung von Oberflächenemissivitätsmodellen wird vielfach im Bereich der Studien zur Bodenfeuchte voran getrieben. Die in diesem Zusammenhang entwickelten Modelle arbeiten daher oft nur in den niedrigen Frequenzen des Mikrowellenspektrums, meist unterhalb von 5 GHz (siehe Engman und Chauhan (1995), Wigneron *et al.* (1995b)). In den Arbeiten von Mo *et al.* (1982), Calvet *et al.* (1995) und Wigneron *et al.* (1995a) wird insbesondere die Mikrowellenemission der Pflanzendecke charakterisiert. Die neueren Untersuchungen nutzen dazu auch die höheren Frequenzbereiche zwischen 19 und 90 GHz aus.

In Niederschlagsstudien werden die Frequenzen oberhalb von 10 GHz einer Analyse unterzogen, denn die Streu- und Emissionseigenschaften der Hydrometeore haben einen entscheidenden Einfluss auf Messungen bei diesen Frequenzen. So benutzen Bauer und Grody

(1995) ein Oberflächenemissivitätsmodell mit gekoppeltem Atmosphärenmodell, um die Unterscheidung zwischen Schneeflächen und Niederschlag in den Helligkeitstemperaturen der SSM/I und SSM/T-2 Frequenzen zwischen 19 und 85 GHz , bzw. 91 und 150 GHz zu untersuchen.

Ein anderer Weg wird von Xiang und Smith (1997) vorgeschlagen. Sie leiten aus dem Vergleich von zwei überlappenden Überflügen des SSM/I am gleichen Tag die Emissivität als Mittel über die beiden Polarisationsrichtungen unter der Annahme ab, dass diese sich während des Tagesverlaufs nicht ändert. Diese Annahme erscheint jedoch als ungeeignet für die Untersuchung von Oberflächenemissivitäten im Zusammenhang mit Niederschlagsereignissen, da diese eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität aufweisen.

Von Aires *et al.* (2001) wird ein neuronales Netz mit Hilfe der monatlichen Emissivitätskarten von Prigent *et al.* (1997) als Vorabinformation trainiert, um neben anderen meteorologischen Größen auch die Oberflächenemissivität aus Helligkeitstemperaturen instantan zu ermitteln. Dieses Verfahren verbessert die Genauigkeiten der über einen Monat gemittelten Emissivitäten von 0.012 auf 0.008 in unbewölkten Situationen (Aires *et al.*, 2001).

Vielfach wird in den Niederschlagsalgorithmen der passiven Mikrowellenfernerkundung auch über Land auf eine explizite Bestimmung der Oberflächenemissivität verzichtet. Sie nutzen zum Teil allein die Helligkeitstemperaturen der Beobachtungen, die dann regressiv zu Radar- oder Topfmessungen in Beziehung gesetzt werden. Oder aber es werden die Abhängigkeiten von Helligkeitstemperaturen und Niederschlagsraten in Strahlungstransportmodellen simuliert, um dann aus den entsprechenden Temperaturbeobachtungen invers auf die Niederschlagsrate zu schließen (siehe Smith *et al.*, 1998).

In dem Regenerkennungsverfahren von Conner und Petty (1998) gelingt es den Autoren, die schnell veränderlichen Anteile des Helligkeitstemperatursignals in den niederschlagsrelevanten Frequenzen durch EOF-Analysen von den saisonalen Schwankungen zu trennen. So lassen sich Indizes zur Erkennung von Niederschlagsgebieten angeben, die durch geeignete Kalibration in Regenraten konvertiert werden können. Bauer *et al.* (2002) nutzen diesen Ansatz, um die Oberflächenemissivitäten im regenfreien Fall zu bestimmen.

3.1.2 Die variationsanalytische Methode

Hauptziel dieser Arbeit ist es, das Emissionsvermögen der Oberfläche mit einer objektiven Methode instantan aus den gemessenen Helligkeitstemperaturen zu bestimmen. Das Verfahren soll global einsetzbar sein. Es soll zudem geprüft werden, ob durch eine verbesserte Bestimmung der Oberflächenemissivitäten die Niederschlagserkennung verbessert werden kann. Es wird erwartet, dass die instantane Ableitung der Oberflächenemissivität insbesondere bei geringen Regenraten eine verbesserte Schätzung des aktuellen Strahlungsbeitrages der Oberfläche liefert.

Das variationsanalytische Verfahren ist schematisch in Abbildung 3.1 dargestellt.

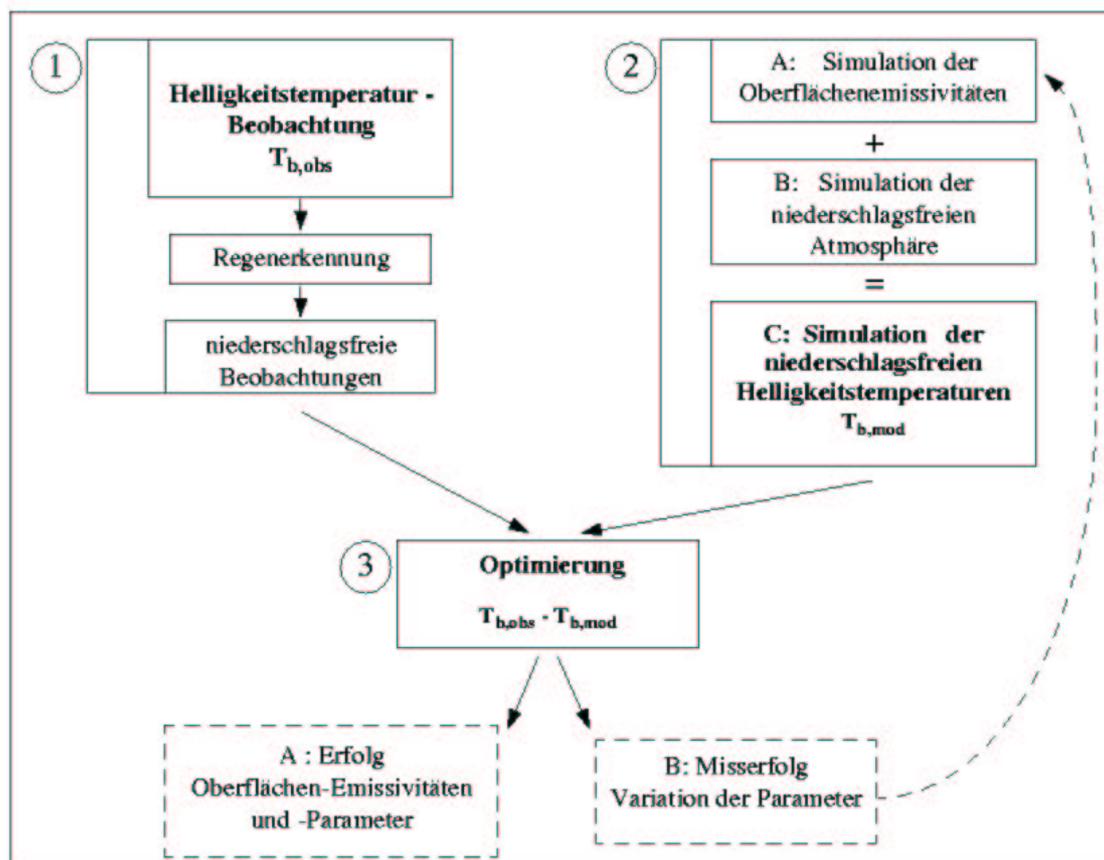


Abb. 3.1: Schematische Darstellung des Verfahrens zur Ableitung der Oberflächenemissivität aus Helligkeitstemperaturen in niederschlagsfreier Atmosphäre.

Im Folgenden wird die variationsanalytische Methode zur Bestimmung der Oberflächenemissivitäten aus beobachteten Helligkeitstemperaturen im niederschlagsfreien Fall erläutert. Das Verfahren besteht aus drei Modulen: Dies sind die Beobachtungen der Helligkeitstemperaturen in einer niederschlagsfreien Atmosphäre (1), die Simulation der Helligkeitstemperaturen unter Berücksichtigung der Oberflächen- und Atmosphärenemission (2) und die Optimierungsprozedur (3).

Aus den beobachteten Helligkeitstemperaturen, $T_{b,obs}$, werden zunächst solche Messungen herausgefiltert, in denen mit hoher Wahrscheinlichkeit Niederschlag in der Atmosphäre vorhanden ist (1). Dazu wird das Indexverfahren nach Ferraro *et al.* (1998) genutzt, welches in Abschnitt 3.5 näher erläutert wird. Nur die Beobachtungen, welche nach diesem Maßstab als niederschlagsfrei gelten, werden in der folgenden Ableitung berücksichtigt.

In Schritt (2) des Verfahrens wird ein Oberflächenemissivitätsmodell (2A) betrieben, welches in Abhängigkeit der maßgeblichen Parameter das Emissionsvermögen einer beliebigen natürlichen Oberfläche beschreibt. Gemeinsam mit dem Beitrag der Oberfläche (2A) bestimmt die Emission der nicht regnenden Atmosphäre (2B) das nach Gleichung (3.1) simulierte Helligkeitstemperatursignal, $T_{b,mod}$, am Oberrand der Atmosphäre (2C). Die Modellierung des Emissionsvermögens der Oberfläche wird in Kapitel 3.2 beschrieben und diejenige des Atmosphärenanteils in Kapitel 3.3. Es wird angenommen, dass mit den Parametern Oberflächentemperatur und der anteiligen Bedeckungsgrade mit Feucht- und Vegetationsflächen sowie der Angabe eines Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre die wichtigsten Abhängigkeiten der Helligkeitstemperaturen beschrieben werden können. Dies wird in Abschnitt 3.4 ausführlicher diskutiert.

Die beste Konfiguration dieser Parameter soll mit Hilfe einer objektiven Optimierung in Schritt (3) gefunden werden. Dazu werden die regenfreien Helligkeitstemperaturbeobachtungen aus Schritt (1) in allen Kanälen zwischen 10 GHz und 85 GHz mit den Simulationen aus Schritt (2) verglichen. Solange die Abweichungen zwischen Beobachtungen und Simulation noch zu groß sind (3B), werden die Eingangsparameter des Modells (2A) in physikalisch sinnvollen Grenzen variiert. Durch eine geeignete Wahl des Optimierungsverfahrens kann auf a priori Informationen über die Variationsparameter verzichtet werden. Genaueres zur Variationsanalyse folgt in Kapitel 3.6. Bei erfolgreicher Optimierung (3A) steht die Oberflächenemissivität fest. Als Nebenprodukt liegen am Ende der Optimierung auch die Oberflächenparameter des Emissionsmodells vor: die Oberflächentemperatur und die Bedeckungsgrade mit Feucht- und Vegetationsflächen.

In der hier entwickelten Methode werden die Effekte von vorangegangenen Niederschlagsereignissen, Überflutungen oder auch Temperaturänderungen in der Ableitung der aktuellen Oberflächenemissivität aufgefangen. So wird z.B. der aktuelle Benetzungszustand der Oberfläche in der Optimierung erfasst, indem sich dies in der Angabe eines

erhöhten Bedeckungsgrades mit Feuchtflächen im Blickfeld des Satelliten niederschlägt. Damit beinhaltet die in einer regenfreien Atmosphäre abgeleitete aktuelle Oberflächenemissivität eine Aussage über den aktuellen Zustand des Untergrundes. Somit müssen keinerlei Annahmen über den Benetzungszustand der Oberfläche gemacht werden. Dieser wird vielmehr individuell bestimmt.

Dies ist ein Vorteil für eine mögliche Anwendung des Verfahrens in einem instantanen Niederschlagsalgorithmus, da immer der aktuelle Zustand der Oberfläche berücksichtigt wird. Im Falle von leichten Niederschlägen kann die Berücksichtigung der Oberflächenemissivitäten und insbesondere des Benetzungszustandes der Oberfläche ausschlaggebend für die Unterscheidung zwischen benetzten Oberflächen und leichten Niederschlägen sein. Gegebenenfalls kann dadurch die Ableitung der geringen Niederschlagsraten korrigiert werden.

Alle Einflüsse der Oberfläche werden in dem oben skizzierten Verfahren unabhängig von ihrer Zeitskala berücksichtigt. Die unterschiedlich schnell variierenden Anteile beispielsweise der Vegetationsbedeckung im saisonalen Verlauf oder die Einflüsse von Niederschlagsgebieten auf das Emissionsvermögen der Oberfläche können in ihrem zeitlichen Verlauf durch Langzeitanalysen an einem festen Beobachtungsort betrachtet werden.

3.2 Modellierung der Oberflächenemissivität

In diesem Abschnitt wird beschrieben, welche Bestandteile einer natürlichen Oberfläche bei der Simulation der effektiven Gesamtemissivität im Blickfeld der Satellitenmessung berücksichtigt werden und wie das Emissionsvermögen dieser Anteile im Einzelnen modelliert wird.

Zunächst wird die Zusammensetzung der effektiven Gesamtemissivität einer gemischt strukturierten natürlichen Oberfläche diskutiert. Darauf folgt die Beschreibung der einzelnen Anteile der verschiedenen Oberflächentypen. In einer Sensitivitätsstudie werden dann diejenigen Parameter des Emissivitätsmodells festgelegt, die in der sich anschließenden Variationsanalyse als Optimierungsparameter eingesetzt werden.

3.2.1 Emissivität einer gemischt strukturierten natürlichen Oberfläche

Eine natürliche Oberfläche setzt sich aus sehr vielen verschiedenen Elementen und Materialien zusammen, die aufgrund ihrer jeweiligen physikalischen Eigenschaften einen unterschiedlichen Beitrag zum Emissionsverhalten der Gesamtoberfläche liefern. Daher muss in einem Emissivitätsmodell diesen einzelnen Beiträgen Rechnung getragen werden. Im Blickfeld einer Satellitenmessung können verschiedene Oberflächentypen mit unterschiedlichen Flächenanteilen vorkommen. Zum einen können sowohl offene Wasserflächen als auch vegetationsbestandene Flächen vorhanden sein. Die Vegetation kann zudem viele verschiedene Ausprägungen haben, von spärlich bewachsenen Flächen mit durchscheinendem Untergrund bis hin zu dicht bestandenen Flächen wie beispielsweise in Regenwaldgebieten. Ebenso können unbewachsene, kahle oder auch urbanisierte Flächen mit verschiedenen Strahlungseigenschaften einen entscheidenden Einfluss auf das Emissionsvermögen der Szene haben. Außerdem können vorübergehend benetzte Flächen oder von Schnee oder Eis bedeckte Gebiete das Strahlungsverhalten der Oberfläche bestimmen.

Die detaillierte Berücksichtigung aller global vorkommenden Oberflächentypen sprengt jedoch den Rahmen einer Modellierung zur Anwendung in einem Optimierungsverfahren. Zum einen würde die Berücksichtigung diverser Oberflächentypen die Kenntnis der genauen Strahlungseigenschaften aller beteiligten Materialien und Vegetationstypen voraussetzen. Zum anderen ist der Informationsgehalt der Satellitenmessungen beschränkt. Zwar zeigen die verschiedenen Frequenzen des hier betrachteten TMI-Radiometers charakteristische Sensitivitäten auf unterschiedliche atmosphärische und oberflächennahe Phänomene wie z.B. die Bodenfeuchte und -rauigkeit oder das Auftreten von Hydrometeoren in der Atmosphäre (siehe Kap. 2), jedoch sind die Messungen in den Kanälen und ihren Polari-

sationsrichtungen nicht voneinander unabhängig. Daher und aufgrund fehlender Informationen über den aktuellen, lokalen Zustand der Bodenbeschaffenheit sowie der Vegetation im Blickfeld der Satellitenmessung müssen in der Modellierung der Oberflächenemissivität einige grob vereinfachende Annahmen über die Beschaffenheit des Untergrundes gemacht werden.

Die Emissivität einer gemischt strukturierten Oberfläche wird in der vorliegenden Arbeit unter der Annahme berechnet, dass die einzelnen Beiträge der Emissivitäten der verschiedenen Oberflächentypen im Blickfeld der Messung voneinander unabhängig sind und sich die resultierende Gesamtemissivität daher als eine Linearkombination der einzelnen Anteile zusammenfassen lässt (Ulaby *et al.*, 1986b). Die lineare Verknüpfung der verschiedenen Anteile im Blickfeld des Satelliten wird im Mikrowellenspektrum durch die Gültigkeit der Rayleigh-Jeans-Approximation (siehe Gl. (2.2), Kap. 2) und der daraus folgenden linearen Abhängigkeit von Strahlung und Temperatur ermöglicht.

Es wird angenommen, dass das Strahlungsverhalten des Bodenmaterials, der Pflanzendecke und des Wasseranteils bei einer effektiven Oberflächentemperatur des gesamten Systems die resultierende Gesamtemissivität der betrachteten Fläche hinreichend gut beschreiben. Diese drei Komponenten werden als gewichtete Summe zu der gesuchten effektiven Gesamtemissivität der Szene kombiniert. Dieses Vorgehen wird im Weiteren als Mischungskonzept bezeichnet. Durch eine unterschiedliche Gewichtung der Anteile können verschiedene Oberflächentypen und -zustände im Blickfeld der Satellitenmessung berücksichtigt werden.

Im Sinne dieses Mischungsansatzes nach Ulaby *et al.* (1986b) wird die effektive Gesamtemissivität, e , einer bewachsenen, feuchten, rauen Oberfläche bei verschiedenen Frequenzen, f , in den Polarisierungen $p = h$ und $p = v$ ausgedrückt als:

$$\begin{aligned} e(f, p) &= C_{veg} \cdot e_{veg}(f, p) \\ &\quad + C_{feu} \cdot e_{was}(f, p) \\ &\quad + (1 - C_{veg} - C_{feu}) \cdot e_{rau}(f, p) \end{aligned} \quad (3.3)$$

Mit e_{veg} wird die Emissivität des vegetationsbedeckten Bodens bezeichnet, mit e_{was} das Emissionsvermögen von Wasser und mit e_{rau} das Emissionsvermögen von kahlen, rauen Oberflächen.

Die Größen C_{feu} und C_{veg} gewichten jeweils den Strahlungsbeitrag der einzelnen Komponenten zum Gesamtstrahlungssignal der Oberfläche im Blickfeld der Satellitenmessung. C_{feu} stellt den Anteil an der Oberflächenemissivität dar, welcher durch das Vorkommen von Wasser geprägt ist. Dies schließt in der folgenden Betrachtung der Emissivitäten zum einen offene Wasserflächen, aber auch benetzte Oberflächen und feuchte Böden mit ein. In diesem Sinne geht die Bedeutung der Größe C_{feu} über den reinen flächenanteiligen

Bedeckungsgrad mit offenen Wasserflächen im Blickfeld der Messung hinaus und wird daher im Folgenden als effektiver Bedeckungsgrad mit Feuchtflächen bezeichnet. Durch C_{veg} wird der Anteil an der Gesamtemissivität gewichtet, welcher durch den Vegetationsbestand beeinflusst wird. Der verbleibende Anteil am Gesamtsignal der Oberflächenemissivität, $1 - C_{veg} - C_{feu}$, gewichtet den Beitrag der vegetationslosen und unbenetzten Oberflächentypen. Dies können sowohl Schnee- als auch Wüstenflächen oder sonstige kahle Bodentypen sein.

In den folgenden Abschnitten wird die Modellierung des Emissionsvermögens der einzelnen Oberflächenanteile beschrieben und die jeweils zu Grunde liegenden Annahmen werden erläutert. Das Emissionsvermögen von Wasser und rauem Boden wird über die Beschreibung der Reflektivitäten an den Grenzflächen dieser Medien bestimmt. Nach dem Grundsatz der Energieerhaltung stehen mit den Reflektivitäten r_v und r_h unter Vernachlässigung der Transmission (siehe Kap.2.1) die Emissivitäten $e_v = 1 - r_v$ sowie $e_h = 1 - r_h$ in beiden Polarisierungen als Residuum der Reflektivitäten an der Grenzfläche fest. Im Gegensatz dazu wird zur Bestimmung des Emissionsvermögens einer vertikal ausgedehnten Schicht wie Vegetation, Schnee oder Wüstenflächen mit einer Zweistromapproximation der Strahlungstransport in der auf dem Boden aufliegenden Schicht angenähert und die resultierende Emissivität am Oberrand der Schicht betrachtet.

3.2.2 Emissivität von Wasserflächen

Zur Berechnung der Emissivität von Wasseroberflächen werden die Reflektivitäten der Wasseroberfläche nach den Fresnel-Gleichungen (3.4) und (3.5) bestimmt. Diese gelten für den Übergang von einem Medium mit Brechungsindex $n_1 \approx 1$ in ein verlustbehaftetes, dielektrisches zweites Medium mit komplexem Brechungsindex $n_2 = \sqrt{\epsilon'_r - i\epsilon''_r}$ und werden somit auf die Grenzflächen zwischen Luft und Wasser bzw. Boden angewandt. Sie lauten:

$$r_h(\theta') = \frac{(p - \cos\theta')^2 + q^2}{(p + \cos\theta')^2 + q^2} \quad (3.4)$$

$$r_v(\theta') = \frac{(\epsilon'_r \cos\theta' - p)^2 + (\epsilon''_r \cos\theta' - q)^2}{(\epsilon'_r \cos\theta' + p)^2 + (\epsilon''_r \cos\theta' + q)^2} \quad (3.5)$$

mit

$$p = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\sqrt{(\epsilon'_r - \sin^2\theta')^2 + \epsilon''_r{}^2} + (\epsilon'_r - \sin^2\theta')} \quad (3.6)$$

$$q = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\sqrt{(\epsilon'_r - \sin^2\theta')^2 + \epsilon''_r{}^2} - (\epsilon'_r - \sin^2\theta')} \quad (3.7)$$

Darin werden die Reflektivitäten einer Oberfläche, $r_h(\theta')$ und $r_v(\theta')$, in Abhängigkeit des Einfallswinkels der Strahlung $\theta' = \theta \cdot \frac{\pi}{180}$ im Bogenmaß und der dielektrischen Eigenschaften des Mediums in beiden Polarisationsrichtungen bestimmt. Die Indizes h und v kennzeichnen die horizontal und vertikal polarisierten Anteile der jeweiligen Größen.

Die dielektrischen Eigenschaften werden durch die komplexe Dielektrizitätskonstante, ϵ_r , charakterisiert. Deren Real- und Imaginärteil (ϵ_r' und ϵ_r'') wird in der Relaxationsformel von Debye für reibungsbehaftete Medien angegeben:

$$\epsilon_r' = \epsilon_{rh} + \frac{(\epsilon_{rs} - \epsilon_{rh})}{1 + \omega^2 \tau_e^2} \quad (3.8)$$

$$\epsilon_r'' = \omega \tau_e \frac{(\epsilon_{rs} - \epsilon_{rh})}{1 + \omega^2 \tau_e^2} \quad (3.9)$$

Darin wird mit τ_e die effektive Relaxationszeit einer gedämpften Schwingung eines harmonischen elektrischen Feldes bezeichnet und mit $\omega = 2\pi f$ die Relaxationsfrequenz, wobei f die Frequenz in Hz ist. ϵ_{rs} und ϵ_{rh} sind die Werte der Dielektrizitätskonstanten in den Grenzfällen $\omega \rightarrow 0$ bzw. $\omega \rightarrow \infty$, welche als statische bzw. hochfrequente Dielektrizitätskonstanten bezeichnet werden.

Für diese beiden Anteile der Dielektrizitätskonstanten sowie die effektive Relaxationszeit, τ_e , werden folgende empirische Formulierungen nach Stogryn (1971) genutzt:

$$\tau_e = 1.768 \cdot 10^{-11} - 6.086 \cdot 10^{-13} \cdot T + 1.104 \cdot 10^{-14} \cdot T^2 - 8.111 \cdot 10^{-17} \cdot T^3 \quad (3.10)$$

$$\epsilon_{rs} = 87.134 - 1.949 \cdot 10^{-01} \cdot T - 1.276 \cdot 10^{-02} \cdot T^2 + 2.491 \cdot 10^{-04} \cdot T^3 \quad (3.11)$$

$$\epsilon_{rh} = 4.9 \quad (3.12)$$

Darin wird mit T die Temperatur in $^{\circ}C$ angegeben. Der Real- und Imaginärteil der dielektrischen Konstanten für Wasser sind im Allgemeinen nicht nur von der Temperatur und der Frequenz abhängig sondern auch vom Salzgehalt des Wassers. Da in dieser Betrachtung die Reflektivitäten aus Beobachtungen über Landgebieten abgeleitet werden, handelt es sich bei den vorkommenden Wasserflächen um Binnengewässer. Daher wird angenommen, dass der Salzgehalt vernachlässigt werden kann.

Mit der komplexen Dielektrizitätskonstanten nach Gleichung (3.8) und (3.9) werden mit Hilfe der Fresnel-Gleichungen (3.4) und (3.5) die Reflektivitäten der Wasseroberfläche, r_{was} , bestimmt. Mit $e_{was} = 1 - r_{was}$ werden nachfolgend die Emissivitäten der Wasseroberfläche, e_{was} , in Abhängigkeit von der Frequenz f , der Polarisation v und h , sowie des Einfallswinkels θ' berechnet.

Dominanz der dielektrischen Eigenschaften von Wasser

Ein Vergleich gemessener Werte der Dielektrizitätskonstanten von Wasser und Boden sowie Vegetation bei verschiedenem volumetrischen Feuchtegehalt, m_v [g/cm^3], wird in Abbildung 3.2 dargestellt. Der volumetrische Feuchtegehalt ist das Verhältnis der Volumenanteile von Wasser zum Volumen des trockenen Materials. Die Messungen wurden von Hallikainen *et al.* (1985) und Ulaby und Jedlicka (1984) vorgenommen.

Im oberen Teil der Abbildung wird die spektrale Abhängigkeit der Dielektrizitätskonstanten des Bodens (Lehm) bei unterschiedlichem Feuchtegehalt (durchgezogene Linien) und von Wasser (gestrichelt) gezeigt. Links ist der Realteil und rechts der Imaginärteil aufge-

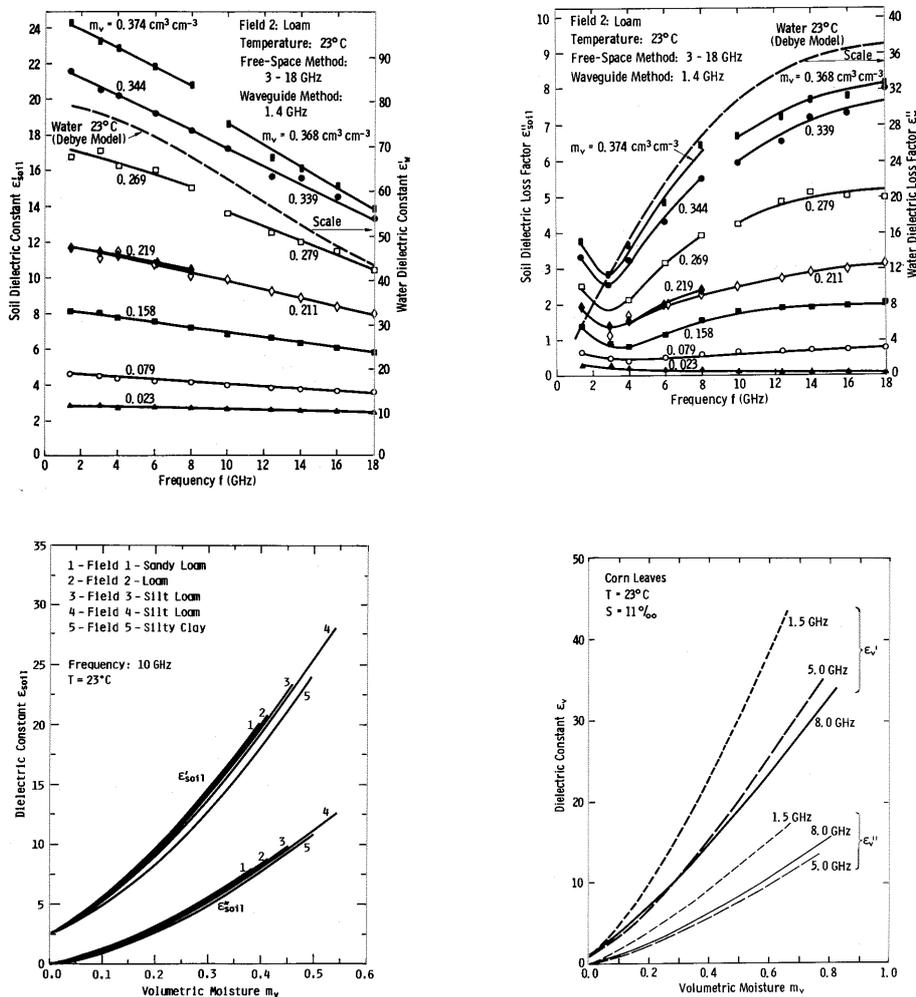


Abb. 3.2: Oben: Dielektrizitätskonstante von Wasser im Vergleich zu Boden bei verschiedenem Feuchtegehalt: Links Realteil, ϵ'_{soil} , rechts Imaginärteil, ϵ''_{soil} . Unten: Dielektrizitätskonstante verschiedener Bodentypen (links) und von Getreide (rechts) bei zunehmendem Feuchtegehalt, m_v [g/cm^3]. Abbildungen aus Ulaby et al. (1986c) nach Messungen von Hallikainen et al. (1985) und Ulaby und Jedlicka (1984).

tragen. Man beachte die zusätzliche Skala für die Werte der Dielektrizitätskonstanten von Wasser am rechten Bildrand. Im unteren Teil der Abbildung ist links die Abhängigkeit der dielektrischen Konstanten vom Feuchtegehalt des Bodens für verschiedene Bodentypen bei 10 GHz gezeigt und rechts für Getreide bei niedrigeren Frequenzen.

Die Dielektrizitätskonstante von Wasser ist um ein bis zwei Größenordnungen größer als die von anderen natürlichen Materialien. Dies liegt in dem polaren Aufbau des H_2O Moleküls begründet, welcher ein hohes Dipolmoment zur Folge hat. Für trockene Materialien liegen die Werte der Dielektrizitätskonstanten für natürliche Oberflächen im Mikrowellenspektrum bei $\epsilon'_r < 5$ für den Realteil und bei $\epsilon''_r < 1$ für den Imaginärteil. Der Realteil der Dielektrizitätskonstanten von Wasser ist im Vergleich zu anderen Materialien um eine, der Imaginärteil kann sogar um mehrere Größenordnungen größer sein (siehe dazu Engman und Chauhan, 1995).

Aufgrund dieser Tatsache werden die dielektrischen Eigenschaften von Vegetationsflächen und verschiedenen Böden immer von dem darin enthaltenen Wasseranteil dominiert. Dies wird in den folgenden Abschnitten zur Beschreibung der dielektrischen Eigenschaften von Boden und Vegetation berücksichtigt.

Ebenso besteht die Wellenlängenabhängigkeit der Emissivität hauptsächlich aufgrund derjenigen der Dielektrizitätskonstanten von Wasser. Diese nimmt mit der Frequenz ab (siehe Abb. 3.3). Die spektrale Abhängigkeit der Emissivität bildet sich über den Wasseranteil im Boden oder der Vegetation auch auf die Emissivität von gemischten Oberflächen ab.

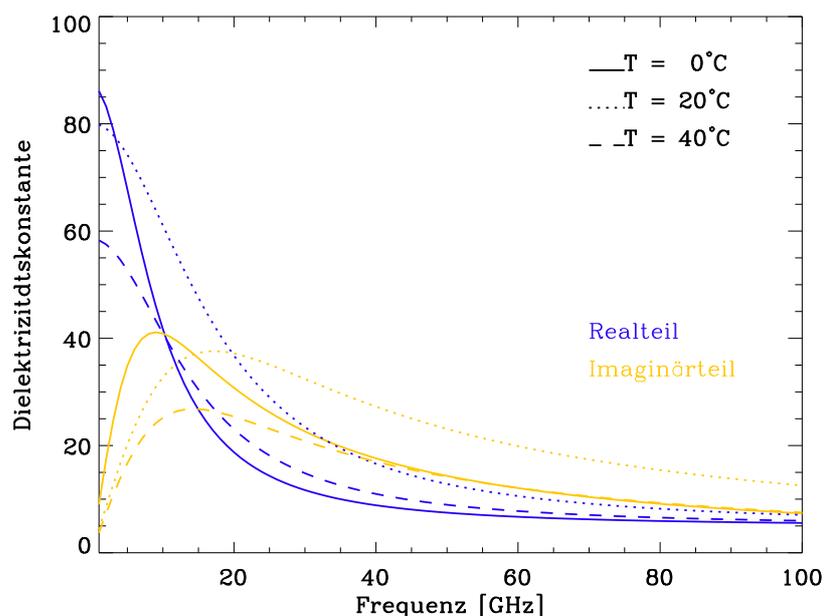


Abb. 3.3: Frequenzabhängigkeit der Dielektrizitätskonstanten von Wasser, ϵ_r , nach Gleichung (3.8) und (3.9) bei verschiedenen Temperaturen.

3.2.3 Emissivität des rauen Bodens

Die Emissivität des vegetationslosen, rauen Bodens wird in zwei Schritten berechnet. Zunächst wird mit Hilfe der Fresnel-Gleichungen (3.4) und (3.5) die Reflektivität des glatten Bodens ermittelt. Dazu müssen der Real- und Imaginärteil der Dielektrizitätskonstanten des Mediums bestimmt werden. Mit den Reflektivitäten des glatten Bodens werden dann die Reflektivitäten des rauen Bodens beschrieben und diese dann als Emissivitäten ausgedrückt. Unter vegetationslosem Boden sollen Flächen wie unbebaute Ackerflächen oder Brachland verstanden werden. Schnee- und Wüstenflächen werden in Abschnitt 3.2.4.2 gesondert behandelt.

Die Bedeutung von verschiedenen Bodenmaterialien in der Emissivitätsberechnung liegt in der unterschiedlichen Feldkapazität, also der Fähigkeit des Bodens, Wasser zu speichern. Nach einer Untersuchung von Engman und Chauhan (1995) werden verschiedene Bodentypen hinreichend durch die Angabe des im Boden gebundenen Wassers berücksichtigt. Wie auch in Abbildung 3.2 im unteren linken Teil zu sehen ist, unterscheiden sich die Dielektrizitätskonstanten verschiedener Bodentypen untereinander weit weniger als im Vergleich zu Wasser. Dies motiviert die Beschränkung auf eine bestimmte Zusammensetzung des Bodenmaterials. Somit wird auf eine weitere Spezifizierung der Bodenzusammensetzung und eine detaillierte Betrachtung der dielektrischen Konstanten verschiedener Bodentypen verzichtet. Es wird ein Mischboden aus Sand und Lehm angenommen.

Glatte Boden

Zunächst wird die komplexe Dielektrizitätskonstante des Bodens, ϵ_s , bestimmt. Sie wird nach Dobson *et al.* (1985) in Gleichung (3.13) für feuchten Boden angegeben. Der Boden wird als eine Mischung aus Sand und Lehm mit Lufteinschlüssen betrachtet.

$$\epsilon_s = \left(1 + \frac{\rho_b}{\rho_{ss}} (\epsilon_m^\alpha - 1) + m_v^\beta \cdot (\epsilon_r^\alpha - 1) \right)^{\frac{1}{\alpha}} \quad (3.13)$$

mit

$$\begin{aligned} \rho_b &= 1.44 \text{ g/cm}^3 & \epsilon'_m &= (1 + 0.44\rho_{ss})^2 \\ \rho_{ss} &= 2.65 \text{ g/cm}^3 & \epsilon''_m &= 0.1 \\ \alpha &= 0.65 & A_s &= 0.75 \\ \beta &= 1.09 - 0.11 \cdot A_s + 0.18 \cdot A_c & A_c &= 0.25 \end{aligned}$$

ρ_b ist die Dichte des Boden-Luft-Gemisches und ρ_{ss} die Dichte des Bodenmaterials. Mit $\epsilon_m = \epsilon'_m - i\epsilon''_m$ wird die komplexe Dielektrizitätskonstante des Bodenmaterials bezeichnet, wobei ϵ'_m und ϵ''_m den Real- und Imaginärteil angeben. Mit A_s und A_c wird das konstante

Mischungsverhältnis von Sand und Lehnteilen im Boden beschrieben. m_v ist die volumetrische Bodenfeuchte und ϵ_r die Dielektrizitätskonstante von Wasser. Die Angaben zur Gleichung (3.13) gelten nach Dobson *et al.* (1985).

Feuchter Boden

Alle Effekte der Bodenfeuchte auf das Emissionsvermögen der Oberfläche sollen in der folgenden Untersuchung gemäß des Mischungskonzeptes (siehe Gl. 3.3) durch den Gewichtungsfaktor C_{feu} beschrieben werden. Daher wird in dieser Betrachtung der Boden bei der Beschreibung des Emissionsvermögens als trockener Boden angesehen und die volumetrische Bodenfeuchte, m_v , in Gleichung (3.13) vernachlässigt. Diese Sichtweise wird hier bevorzugt, um die Zahl der freien Variablen gering zu halten. Die Emissivität des feuchten Bodens wird somit als eine Kombination der Emissivitäten von Wasser und trockenem Boden durch verschiedene Gewichtung der Anteile dargestellt.

Mit zunehmender Bodenfeuchte nimmt die Emissivität einer Oberfläche ab. Sowohl bodengebundene (z.B. Mätzler, 1990) als auch flugzeuggetragene Messungen (wie in Morland *et al.*, 2000) zeigen diese Reaktion des Emissivitätssignals auf die Bodenfeuchte. Besonders ausgeprägt ist der Rückgang der Emissivität in den niedrigen Frequenzen zu beobachten. Durch den folgenden Vergleich soll geprüft werden, ob diese Beobachtungen mit der stark vereinfachenden Formulierung der Feuchteeffekte im Boden beschrieben werden können.

Die modellierten Emissivitäten des feuchten Bodens werden in Abbildung 3.4 je mit und ohne explizite Berücksichtigung der volumetrischen Bodenfeuchte gezeigt. Dies ist links für die vertikale Polarisierung und rechts für die horizontale Polarisierung angegeben. Die Vegetation wird in diesem Vergleich nicht betrachtet. In Variante 1 (oberer Teil der Abbildung) werden die Emissivitäten des feuchten Bodens entsprechend des Mischungskonzeptes berechnet aus:

$$e_{feu}(1) = C_{feu} \cdot e_{was} + (1 - C_{feu}) \cdot e_{glatt, tro} \quad (3.14)$$

Dabei wird die volumetrische Bodenfeuchte, m_v , in Gleichung (3.13) vernachlässigt. $e_{glatt, tro}$ beschreibt darin die Emissivität des glatten, trockenen Bodens. In Variante 2 (unterer Teil der Abbildung) wird der volumetrische Feuchtegehalt des Bodens, m_v , hingegen berücksichtigt. Jedoch wird die Emissivität des feuchten Bodens, $e_{glatt, feu}$, dann ohne Mischungskonzept berechnet:

$$e_{feu}(2) = e_{glatt, feu} \quad (3.15)$$

Es wird festgehalten, dass die Sensitivität des Emissionsvermögens gegenüber einer Änderung des volumetrischen Wassergehaltes derjenigen der Änderung mit dem Bedeckungsgrad an Wasserflächen weitgehend entspricht. Die spektrale Abhängigkeit wird in der Approximation (1) entsprechend wiedergegeben, wobei jedoch die Unterschiede zwischen

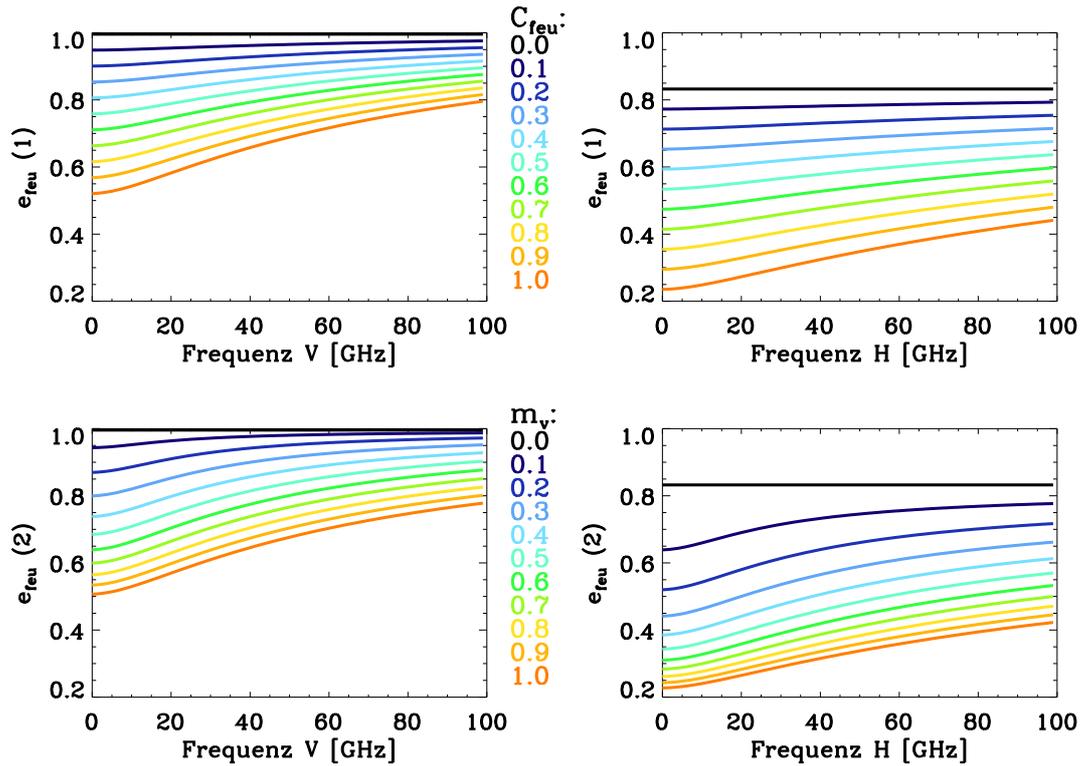


Abb. 3.4: Abhängigkeit der spektralen Emissivität des glatten, feuchten Bodens in beiden Polarisierungen (links vertikal, rechts horizontal polarisiert). Oben: (1) Emissivität des feuchten Bodens dargestellt als Mischung der Emissivitäten von Wasser und trockenem Boden. Unten: (2) Emissivität des feuchten Bodens unter Berücksichtigung der volumetrischen Bodenfeuchte m_v .

den Emissivitäten der beiden Formulierungen in der horizontalen Polarisation für Frequenzen unterhalb von 10 GHz und bei niedrigen Wassergehalten zunehmen.

Für den Einsatz in der Optimierung wird in der vorliegenden Arbeit ein Modell mit einer möglichst geringen Anzahl freier Parameter gesucht. Daher wird auf die explizite Berücksichtigung der Bodenfeuchte verzichtet und die Umschreibung mit Hilfe des effektiven Bedeckungsgrades, C_{feu} , als ausreichend angesehen. Da der Parameter C_{feu} ohnehin zur Beschreibung der offenen Wasserflächen im Mischsignal des Blickfeldes einer Satellitenmessung genutzt wird, kann durch die Zusammenfassung dieser beiden Effekte, welche beide im Zusammenhang mit Wasser stehen, die Zahl der freien Parameter erfolgreich reduziert werden.

Dementsprechend werden mit der komplexen Dielektrizitätskonstanten des trockenen Bodens ($m_v = 0$) nach Gleichung (3.13) die Reflektivitäten des glatten, trockenen Bodens mit Hilfe der Fresnel-Gleichungen (3.4) und (3.5) berechnet. Die Reflektivitäten des glatten, trockenen Bodens, r_{glatt} , werden genutzt, um die Reflektivitäten des rauen Bodens,

r_{rau} , zu bestimmen. Hierbei wird der Ansatz nach Wegmüller und Mätzler (1999) verfolgt, welcher im Folgenden beschrieben wird.

Rauer Boden

Über lange Zeit wurde in vielen Arbeiten, die Approximation des Einflusses der Rauigkeit auf das Emissionsvermögen nach Wang und Choudhury (1981) benutzt, um die rauen Emissivitäten und deren Polarisationsdurchmischung zu simulieren. So verwenden beispielsweise Mo *et al.* (1982), Ulaby *et al.* (1983), Van de Griend und Owe (1993), Wegmüller *et al.* (1995), Engman und Chauhan (1995), Wigneron *et al.* (1995a) und Calvet *et al.* (1995) diese Parametrisierung. Diese Arbeiten konzentrieren sich hauptsächlich auf die Effekte der Vegetationsdecke und betrachten den durchscheinenden rauen Boden in der Approximation nach Wang und Choudhury (1981). Die Gültigkeit des Rauigkeitsmodells nach Wang und Choudhury (1981) ist jedoch auf Frequenzen unterhalb von 37 GHz begrenzt und der diffuse Streuanteil wird darin vernachlässigt. Im Vergleich zu gemessenen Daten konnte keine realistische Größenangabe für die Rauigkeit in dieser Formulierung gemacht werden (siehe Wang *et al.*, 1983).

In den Arbeiten von Mo *et al.* (1987) und Mo und Schumge (1987), welche im Gegensatz zu Wang und Choudhury (1981) den inkohärenten Anteil der Oberflächenreflektivität berücksichtigen, wurden bereits Verbesserungen gegenüber der älteren Methode erzielt. Auf dieser Basis entwickelten Wegmüller und Mätzler (1999) unter Zuhilfenahme von Rauigkeitsmessungen von verschiedenen Geländetypen ein neues Rauigkeitsmodell, welches im Spektralbereich von 1 bis 100 GHz gültig ist. Da das Modell nach Wegmüller und Mätzler (1999) durch in-situ Messungen verifiziert wurde und sich der Gültigkeitsbereich des Modells besser mit dem Frequenzbereich des TMI-Radiometers überschneidet, wird diese Parametrisierung der Rauigkeit in der anschließenden Untersuchung eingesetzt.

Die Reflektivitäten der rauen Oberfläche $r_{rau,p}(\sigma, \theta')$ werden darin mit Hilfe der Reflektivitäten der glatten Oberfläche $r_{glatt,p}(\theta')$ in den Polarisationen $p = h$ und $p = v$ in Abhängigkeit eines Rauigkeitsparameters, σ , wie folgt bestimmt:

$$r_{rau,h}(\sigma, \theta') = r_{glatt,h}(\theta') \cdot \exp(-\sigma^{\sqrt{0.1 \cdot \cos \theta'}}) \quad (3.16)$$

$$r_{rau,v}(\sigma, \theta') = r_{rau,h}(\sigma, \theta') \cdot (0.635 - 0.0014 \cdot (\theta - 60.)) \quad (3.17)$$

mit dem Einfallswinkel $\theta' = \theta \cdot \frac{\pi}{180}$. Die Standardabweichung des Höhenprofils der Oberfläche σ , beschreibt die Rauigkeit der Oberfläche. Sie nimmt laut Wegmüller und Mätzler (1999) Werte bis zu einigen *cm* an.

Die Rauigkeit einer natürlichen Oberfläche ist streng genommen frequenzabhängig. Dennoch ist es wünschenswert, sie im Modell als frequenzunabhängige Variable zu führen,

um die Zahl der freien Parameter gering zu halten. So wird die Rauigkeit der Oberfläche in den hohen Frequenzen in Relation zur Rauigkeit bei 10 GHz dargestellt, da bei dieser Frequenz der Polarisierungseffekt der Rauigkeit am stärksten ist.

Zur Parametrisierung der Rauigkeitshöhe werden Rauigkeitsmessungen des RASAM-Datensatzes benutzt (Wegmüller und Mätzler, 1993). Dort wurden in den Frequenzen zwischen 2 GHz und 11 GHz Rauigkeitsprofile erstellt. Es ergibt sich mit der Frequenz f in GHz über die Regressionsfunktion des Datensatzes folgende Beziehung zwischen den Rauigkeitsgrößen höherer Frequenzen und derjenigen bei 10 GHz:

$$\sigma(f) = \sigma_{10GHz} \cdot (1.6424 - 0.6754 \cdot \log_{10}(f)) \quad (3.18)$$

Dies wird als Rauigkeitsparameter in der Formulierung der Reflektivitäten der rauen Oberfläche nach den Gleichungen (3.16) und (3.17) benutzt.

3.2.4 Emissivität von Vegetation, Schnee und Wüste

Die in den vorangegangenen Abschnitten dargestellten Anteile der effektiven Gesamtemissivität einer natürlichen Oberfläche wurden unter der Annahme einer semiinfiniten Schicht über die Reflektivität an der Grenzfläche bestimmt. Zur Darstellung des Emissionsvermögens der Oberflächentypen Vegetation, Schnee und Wüste wird jedoch der Strahlungstransport einer auf dem Boden aufliegenden Schicht berücksichtigt.

Das Emissionsvermögen der aufliegenden Schicht wird mit dem Strahlungstransportmodell von Weng *et al.* (2001) berechnet. Dieses Modell wurde mit Messungen des bodengebundenen Radiometers PAMIR zwischen 4.9 und 94 GHz validiert. Es wurden verschiedene Vegetationstypen und Schneeflächen sowie kahler Boden berücksichtigt und gute Übereinstimmungen gefunden (siehe Weng *et al.*, 2001). Zudem liegen die Frequenzen des TMI-Radiometers in dem validierten Spektralbereich. Dies motiviert die Anwendung des Modells in der vorliegenden Arbeit.

Das Strahlungstransportmodell nach Weng *et al.* (2001) simuliert die Strahlungsvorgänge einer auf dem Boden aufliegenden Schicht mit verschiedenen Streuteilchen. Eine Skizze zur Verdeutlichung des Drei-Schichten-Modells wird in Abbildung 3.5 gezeigt. Die untere (3) und die obere Schicht (1), welche den Boden und die Luftschicht repräsentieren, werden als homogene Medien betrachtet, die durch ihre Dielektrizitätskonstante charakterisiert werden. Die dazwischenliegende Schicht (2) hingegen zeichnet sich durch ihre Inhomogenität aus und kann eine Vielzahl von Streuelementen enthalten. Die Strahlungsübertragung in dieser mittleren Schicht wird mit Hilfe der Zweistromapproximation berechnet. Sie liefert als Ergebnis die Gesamtemissivität, e_0 , am Oberrand der auf den Boden aufliegenden Schicht.

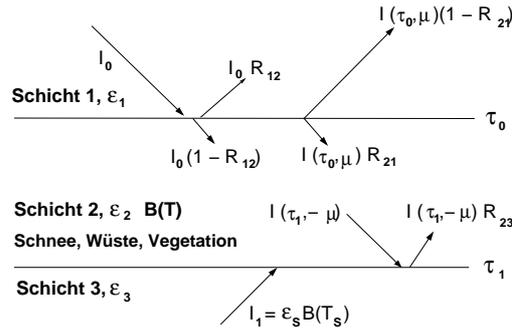


Abb. 3.5: Schematische Darstellung des Drei-Schichten-Modells (nach Weng et al., 2001). Es sind: I_n die an der jeweiligen Schichtgrenze n austretende oder einfallende Strahldichte, ϵ_n die Dielektrizitätskonstante des Mediums in der Schicht n , R_{nm} die Reflektivität an der Schichtgrenze von n zu m , B die Schwarzkörperstrahldichte, τ_n die optische Dicke der Schicht n , T_n die Temperatur und $\mu = \cos(\theta)$ der Kosinus des Einfallswinkels.

Die Gesamtemissivität, e_0 , ist definiert als das Verhältnis der gesamten abgestrahlten Strahldichte aus dem Medium, I_{tot} , zur Schwarzkörperstrahldichte, B , nach der Planck-Funktion: $e_0 = I_{tot}/B$. Mit der Notation aus Abbildung 3.5 und $\mu_t = \cos(\theta_t)$, dem Kosinus des Brechungswinkels, ist die gesamte an der Oberkante austretende Strahldichte:

$$I_{tot}(\tau_0, \mu_t) = I_0 \cdot R_{12}(\mu) + I(\tau_0, \mu_t) \cdot (1 - R_{21}(\mu_t)) \quad (3.19)$$

Die Emissivität am Oberrand der Schicht, e_0 , wird in Gleichung (3.20) angegeben (Weng et al., 2001). Sie hängt maßgeblich von den optischen Dicken, τ , der Schichten und von den Reflektivitäten, R , an den Schichtgrenzen ab:

$$e_0 = \frac{I_0}{B} \cdot R_{12} + (1 - R_{21}) \left\{ \frac{(1 - \beta) \cdot (1 + \gamma \cdot e^{(-2 \cdot \kappa \cdot (\tau_1 - \tau_0))})}{(1 - \beta \cdot R_{21}) - (\beta - R_{21}) \cdot \gamma \cdot e^{(-2 \cdot \kappa \cdot (\tau_1 - \tau_0))}} \right. \\ \left. + \frac{I_0}{B} \cdot \frac{(1 - R_{21}) \cdot (\beta - \gamma \cdot e^{(-2 \cdot \kappa \cdot (\tau_1 - \tau_0))})}{(1 - \beta \cdot R_{21}) - (\beta - R_{21}) \cdot \gamma \cdot e^{(-2 \cdot \kappa \cdot (\tau_1 - \tau_0))}} \right\} \quad (3.20)$$

mit

$$\beta = \frac{1-a}{1+a} \quad a = \sqrt{\frac{1-\omega}{1-g \cdot \omega}} \\ \kappa = \frac{\sqrt{(1-\omega)(1-g \cdot \omega)}}{\mu} \quad \gamma = \frac{\beta - R_{23}}{1 - \beta \cdot R_{23}}$$

Darin sind g der Asymmetriefaktor der Phasenfunktion und a der Ähnlichkeitsparameter. κ ist der Eigenwert der Zweistromapproximation und $\mu = \cos(\theta)$ der Kosinus des Einfallswinkels. R_{23} stellt die Reflektivität des rauen Bodens r_{rau} nach den Gleichungen (3.16) und (3.17) dar. R_{12} und R_{21} sind die Reflektivitäten an der Grenze zur darüberliegenden Luftschicht.

3.2.4.1 Emissivität der Vegetation

Als Erstes soll nun eine Vegetationsschicht betrachtet werden. Aufgrund des geringen Volumens, welches die Blätter einer Vegetationsdecke einnehmen, werden die Vegetationselemente als unabhängige Streuer behandelt. Das bedeutet, dass die Absorptionskoeffizienten und die Streukoeffizienten der Vegetationsschicht durch Integration über die einzelnen optischen Parameter entsprechend ihrer Blattorientierungsfunktion und Dichteverteilung berechnet werden müssen. Da im Falle von Vegetation die Blattgrößen typischerweise größer als die Wellenlänge im Mikrowellenbereich sind und die Abstände zwischen den Vegetationsteilen relativ groß sind, können die Grundsätze der geometrischen Optik in einem Ansatz nach Wegmüller *et al.* (1995) genutzt werden, um die optische Dicke der Vegetationsschicht zu berechnen.

Im Sinne der Reduktion der freien Variablen werden zur Beschreibung der Vegetation weitere Annahmen gemacht:

- Die unterschiedlichen Vegetationsdichten verschiedener Vegetationsgebiete können durch den Bedeckungsgrad, C_{veg} , parameterisiert werden.
- Der Wassergehalt der Vegetation steigt linear mit der Vegetationsdichte an.

Unter diesen Voraussetzungen sollen die vegetationsbeschreibenden Parameter des Emissivitätsmodells an den Bedeckungsgrad mit Vegetationsflächen, C_{veg} , gebunden werden. Der Bedeckungsgrad der Vegetation kennzeichnet somit die Dichte der Vegetation, ihren Wassergehalt und somit auch ihre dielektrischen Eigenschaften.

Dielektrische Eigenschaften der Vegetationsschicht

Die Berechnung der dielektrischen Eigenschaften der Vegetation folgt im Modell von Weng *et al.* (2001) dem Vorschlag von Ulaby und El-Rayes (1987). Die Autoren verwenden ein Dispersionsmodell, um die Dielektrizitätskonstante der Vegetation, ϵ_{veg} , zu bestimmen. In diesem Ansatz wird die Vegetation als eine additive Mischung aus ungebundenem, salzhaltigem Wasser, gebundenem Wasser und trockener Materie betrachtet. Die dielektrische Konstante ist nach Ulaby und El-Rayes (1987) maßgeblich vom gravimetrischen Wassergehalt der Vegetation, m_g , abhängig und gegeben durch:

$$\epsilon_{veg} = \epsilon_r + v_f \cdot \epsilon_f + v_b \cdot \epsilon_b \quad (3.21)$$

Der gravimetrische Wassergehalt ist das Verhältnis des Gewichts der Wasseranteile der Vegetation zum Gewicht des trockenen Materials. Mit v wird der Volumenanteil der jeweiligen Komponente bezeichnet, der die Gewichtung der Dielektrizitätskonstanten der

Mischungsanteile, ϵ_f und ϵ_b , vornimmt. Die Indizes r , f und b beziehen sich hier auf die Anteile der trockenen Materie (r), des ungebundenen Wassers (f) und des in den Pflanzen gebundenen Wassers (b). Für Frequenzen von 0.2 GHz bis 20 GHz werden von Ulaby und El-Rayes (1987) folgende Parameterisierungen der Volumenanteile und der Dielektrizitätskonstanten des trockenen Materials, ϵ_r , vorgeschlagen:

$$\begin{aligned}\epsilon_r &= 1.7 - 0.74 \cdot m_g + 6.16 \cdot m_g^2 \\ v_f &= m_g \cdot (0.55 \cdot m_g - 0.076) \\ v_b &= \frac{4.64 \cdot m_g^2}{1 + 7.36 \cdot m_g^2}\end{aligned}$$

Wie eingangs erwähnt sollen die Vegetationsparameter ausschließlich durch den Vegetationsanteil, C_{veg} , parameterisiert werden, um die Zahl der freien Variablen in der Optimierung gering zu halten. Aus diesem Grund wird der gravimetrische Wasseranteil der Vegetation, m_g , nach Gleichung (3.22) an den Bedeckungsgrad der Vegetation gekoppelt. Damit wird die Annahme ausgedrückt, dass der Wasseranteil in dichter Vegetation höher ist als bei spärlichem Vegetationsbestand und der gravimetrische Wassergehalt einen Anteil von 50% nicht überschreitet:

$$m_g = 0.5 \cdot C_{veg} \quad (3.22)$$

Mit der nach Gleichung (3.21) ermittelten Dielektrizitätskonstanten der Vegetation, ϵ_{veg} , werden für beide Polarisierungen, $p = v$ und $p = h$, das Reflexionsvermögen, r_p , und das Transmissionsvermögen, t_p der Pflanzen berechnet. Daraus wird das Absorptionsvermögen, $a_p = 1 - r_p - t_p$, bestimmt (siehe dazu Wegmüller *et al.* (1995) und Ulaby *et al.* (1986c)):

$$r_p = \left| \frac{R_p(1 - e^{-i2k_{z1}d})}{1 - R_p^2 \cdot e^{-i2k_{z1}d}} \right|^2 \quad (3.23)$$

$$t_h = \left| \frac{4k_{z0}k_{z1}e^{i(k_{z0}-k_{z1})d}}{(k_{z0} + k_{z1})^2(1 - R_h^2 e^{-i2k_{z1}d})} \right|^2 \quad (3.24)$$

$$t_v = \left| \frac{4\epsilon_{veg}k_{z0}k_{z1}e^{i(k_{z0}-k_{z1})d}}{(\epsilon_{veg}k_{z0} + k_{z1})^2(1 - R_v^2 e^{-i2k_{z1}d})} \right|^2 \quad (3.25)$$

$$(3.26)$$

mit

$$\begin{aligned}R_h &= \frac{k_{z0} - k_{z1}}{k_{z0} + k_{z1}} & k_{z0} &= k_0 \mu \\ R_v &= \frac{\epsilon_{veg}k_{z0} - k_{z1}}{\epsilon_{veg}k_{z0} + k_{z1}} & k_{z1} &= k_0 \sqrt{\epsilon_{veg} - \sin(\beta)^2}\end{aligned}$$

Darin sind $\mu = \cos(\beta)$ der Kosinus des Einfallswinkels und k_0 die Wellenzahl. Mit den über die Polarisierungen gemittelten Werten des Absorptions- bzw. Reflexionsvermögens der Pflanzendecke, a^* und r^* , wird die Einfachstreueralbedo, ω_{veg} , dargestellt als:

$$\omega_{veg} = \frac{r^*}{(a^* + r^*)} \quad (3.27)$$

Die optische Dicke der Vegetation, τ_{veg} , wird in Abhängigkeit der Dichte der Pflanzenschicht bestimmt aus:

$$\tau_{veg} = LAI \cdot (a^* + r^*) \quad (3.28)$$

Mit LAI (*leaf area index*) wird der Blattflächenindex bezeichnet. Dieser ist definiert als die Fläche der Blätter eines Pflanzenbestandes pro Quadratmeter Boden und gilt als ein Maß für die Dichte der Vegetation. Er nimmt maximal Werte bis etwa 10 an. Der Blattflächenindex soll ebenfalls mit Hilfe des Vegetationsanteils, C_{veg} , ausgedrückt werden und wird nach Gleichung (3.29) beschrieben:

$$LAI = 8 \cdot C_{veg} + 0.5 \quad (3.29)$$

Der Bedeckungsgrad mit Vegetationsflächen, C_{veg} , ist somit die ausschlaggebende Größe in der Beschreibung der optischen Parameter der Vegetation. Über die Bindung des Blattflächenindex, LAI , und des Vegetationswassergehaltes, m_g , an den Vegetationsanteil, C_{veg} , wird dichte Vegetation mit hohem Wasseranteil und hohem Blattflächenindex in Zusammenhang gestellt und dünn bestandene Vegetation mit geringem Wasseranteil und kleinem Blattflächenindex.

Emissionsvermögen der Vegetation

Mit diesen dielektrischen Parametern wird das Emissionsvermögen der Vegetationsschicht nach Gleichung (3.20) modelliert. Die Vegetationsschicht hat keine feste Grenze zwischen Luft und Vegetation. Dadurch ist es erlaubt, die Reflektivität zwischen Luft und Vegetation zu vernachlässigen, denn dies ist gleich bedeutend mit einer extrem hohen Rauigkeit und damit verschwindender Reflektivität $R_{12} = R_{21} = 0$. Außerdem soll ein verlustfreier Strahlungstransport in der Vegetationsschicht angenommen werden mit der Transmission $T_{12} = T_{21} = 1$. Wird dies in Gleichung (3.20) berücksichtigt, so ergibt sich für die Emissivität der Vegetation:

$$e_{veg} = \frac{(1 - \beta)(1 + \gamma \cdot e^{-2 \cdot \kappa \cdot \tau_{veg}})}{1 - \beta \cdot \gamma \cdot e^{-2 \cdot \kappa \cdot \tau_{veg}}} \quad (3.30)$$

Der Einfluss der Vegetation auf die Emissivität an der Obergrenze des Dreischichten-Modells wird in Gleichung (3.30) über die Einfachstreueralbedo der Vegetation, ω_{veg} , nach Gleichung (3.27) und die optische Dicke der Vegetation, τ_{veg} , nach Gleichung (3.28) berücksichtigt. β , γ und κ werden entsprechend den Angaben zu Gleichung (3.20) bestimmt.

3.2.4.2 Emissivität von Schnee- und Wüstenflächen

Das Emissionsvermögen von Schnee- und Wüstenflächen wird analog zur Emissivität der Vegetationsschicht mit dem Strahlungstransportmodell von Weng *et al.* (2001) bestimmt. Die streuenden Teilchen liegen in diesen Schichten jedoch eng beieinander. Sie nehmen 20 bis 40 % des Volumens der Schicht ein. Daher müssen Interferenz-Effekte der Nachbarpartikel berücksichtigt werden. Die kohärente Streuung von dicht gelagerten Partikeln wird in Weng *et al.* (2001) nach Tsang *et al.* (1985) unter Anwendung der Störungstheorie auf die Maxwell-Gleichungen beschrieben. Zu einer detaillierten Betrachtung sei auf diese Arbeiten verwiesen. Darin wird die effektive Ausbreitungskonstante K des Mediums bestimmt, mit welcher sich zusammen mit der Wellenzahl κ_0 nach $K^2 = \kappa_0^2 \cdot \epsilon_{p_{eff}}$ die effektive dielektrische Konstante des dichten Mediums bestimmen lässt.

Diese effektive dielektrische Konstante, $\epsilon_{p_{eff}} = \epsilon'_{p_{eff}} - i \cdot \epsilon''_{p_{eff}}$, wird in Abhängigkeit des Volumenanteils, v_a , und der Radien, r_p , der Partikel im jeweiligen Medium bestimmt. Der Index p steht hier für die verschiedenen Materialien Sand oder Schnee. In den Gleichungen (3.31) und (3.32) wird entsprechend der Real- und Imaginärteil, $\epsilon'_{p_{eff}}$ und $\epsilon''_{p_{eff}}$ nach Weng *et al.* (2001) angegeben:

$$\epsilon'_{p_{eff}} = \frac{1 + 2v_a y}{1 - v_a y} \quad (3.31)$$

$$\epsilon''_{p_{eff}} = \frac{2v_a y^2 (k_0 r_p)^3 (1 - v_a)^4}{(1 - v_a y)^2 (1 + 2v_a)^2} \quad (3.32)$$

mit

$$y = \frac{\epsilon'_p - 1}{\epsilon'_p + 2} + i \frac{\epsilon''_p}{\epsilon'_p + 2}$$

Darin sind ϵ_p die komplexen Dielektrizitätskonstanten der betrachteten Materialien. Für Schnee wird $\epsilon_p = (3.2, -0.0005)$ benutzt und für Sand $\epsilon_p = (3.0, -0.001)$. k_0 ist die Wellenzahl. Mit der effektiven Dielektrizitätskonstanten des betrachteten Mediums werden die Reflektivitäten an den Schichtgrenzen (R_{12} , R_{21} und R_{23}) und die Transmission der betrachteten Schicht mit Hilfe der Fresnel-Gleichungen (3.4) und (3.5) ermittelt. Diese Größen müssen im Fall von Schnee oder Wüste im Gegensatz zu den Annahmen bei einer

Vegetationsschicht explizit berechnet werden, da die Annahmen der rauen Oberfläche und der weit auseinander stehenden Elemente hier nicht mehr gelten.

Mit dem Real- und Imaginärteil der effektiven Ausbreitungskonstanten des Mediums, K , werden nach Tsang *et al.* (1985) die Streu- und Absorptionskoeffizienten, K_s und K_a , bestimmt und mit diesen die Einfachstreualbedo berechnet:

$$\omega = K_s / (K_s + K_a) \quad (3.33)$$

Die optische Dicke der Schicht, τ , wird mit der Schichthöhe, h , bestimmt aus:

$$\tau = 2h(K_s + K_a) \quad (3.34)$$

Mit diesen Größen wird die Strahlungsübertragung in der auf dem Boden aufliegenden Schicht mit Hilfe der Zweistromapproximation simuliert und die effektiven Gesamtemissivitäten an der Oberkante der Schicht nach Gleichung (3.20) bestimmt.

3.3 Atmosphärenbeitrag zur Helligkeitstemperatur am Satelliten

Zur Simulation der Helligkeitstemperaturen am Satelliten, muss neben dem Oberflächenanteil, der über Land den wesentlichen Beitrag liefert, auch der atmosphärische Anteil berücksichtigt werden. Dieser soll im Folgenden abgeschätzt werden.

Mit der Strahlungsübertragungsgleichung werden die Quellen und Senken der Strahlung in der Atmosphäre beschrieben. Sie gibt die Helligkeitstemperatur, $T_b(f, p)$, am Satelliten in den beiden Polarisationsrichtungen, $p = h$ und $p = v$, bei der Frequenz f an:

$$\begin{aligned} T_b(f, p) &= e(f, p) \cdot T_S \cdot \tau_a(f) \\ &+ (1 - \tau_a(f)) \cdot T_{b, a}(f) \\ &+ (1 - e(f, p)) \cdot \tau_a(f) \cdot (1 - \tau_a(f)) \cdot T_{b, a}(f) \end{aligned} \quad (3.35)$$

Darin sind im ersten Term $e(f, p)$ die Oberflächenemissivität (siehe Gl. (3.3)) und T_S die Oberflächentemperatur. Diese beiden Größen charakterisieren den Strahlungsbeitrag der Oberfläche. Er wird beim Durchgang durch die Atmosphäre durch die Extinktion in der Atmosphäre geschwächt. Durch die weiteren beiden Terme in Gleichung (3.35) wird die Eigenemission der Atmosphäre wiedergegeben. Es handelt sich um den nach oben gerichteten Anteil und um den nach unten gerichteten Anteil, welcher am Untergrund reflektiert wurde.

In der vorliegenden Arbeit sollen die Messungen in einer niederschlagsfreien Atmosphäre mit den Modellsimulationen verglichen werden (siehe Abschn. 3.1.2). Daher wird angenommen, dass die Strahlungswirkung der Atmosphärenschicht ausreichend durch die Betrachtung der Extinktion der Strahlung durch Wasserdampf beschrieben werden kann. Der Wasserdampf in der Atmosphäre hat keinen direkten Einfluss auf die Emissivität der Szene, jedoch setzt er das Transmissionsvermögen der Atmosphäre herab und beeinflusst somit die beobachtete Helligkeitstemperatur.

Die atmosphärische Transmission, τ_a , und der Strahlungsbeitrag der Atmosphäre, $T_{b, a}$, sollen im wolkenfreien Fall durch eine einfache Parameterisierung als Funktion des integrierten Gesamtwasserdampfgehaltes, W , dargestellt werden. Die Parameterisierung wurde mit Hilfe einer Regressionsrechnung anhand eines Datensatzes von 730 Radiosondenprofilen ermittelt. Daraus wurden die Koeffizienten a_i und b_i bestimmt. Die Transmission, τ_a , und die Helligkeitstemperatur der Atmosphäre, $T_{b, a}$, werden demnach wie folgt simuliert:

$$\tau_a(f) = \sum_{i=0}^2 a_i(f) \cdot W^i \quad (3.36)$$

Mit $a_i < 0$ für $i = 1, 2$ wird durch diese Approximation die abnehmende Transmission der Atmosphäre mit zunehmendem Wasserdampfgehalt beschrieben. Die Helligkeitstemperatur der Atmosphäre, $T_{b,a}$, wird nach Gleichung (3.37) ebenfalls durch den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre charakterisiert:

$$T_{b,a}(f) = T_S - 6.0 \cdot \sum_{i=0}^2 b_i(f) \cdot W^i \quad (3.37)$$

Im gedachten Extremfall einer wasserdampffreien Atmosphäre wird damit die Atmosphärentemperatur durch die Oberflächentemperatur, T_S , angenähert. Diese wird mit zunehmendem Wasserdampfgehalt zum einen durch die atmosphärische Transmission geschwächt (siehe Gl. (3.35)). Zum anderen wird mit steigendem Wasserdampfgehalt das Bodensignal zunehmend maskiert und durch das Emissionssignal des Wasserdampfes aus größeren Höhen und damit bei niedrigeren Temperaturen ersetzt. Es wird ein vertikaler Temperaturgradient von -6 K/km angenommen. Damit beschreibt Gleichung (3.37) eine abnehmende Helligkeitstemperatur der Atmosphäre bei zunehmendem Wasserdampfgehalt.

In Abbildung 3.6 wird zur Veranschaulichung der genannten Parameterisierung des Strahlungsverhaltens der Atmosphäre die spektrale Abhängigkeit der atmosphärischen Transmission, τ_a , und der Helligkeitstemperatur der Atmosphäre, $T_{b,a}$, nach den Gleichungen (3.36) und (3.37) bei verschiedenen Wasserdampfgehalten, W , grafisch dargestellt. Es wurde eine Oberflächentemperatur von $T_S = 300 \text{ K}$ zu Grunde gelegt.

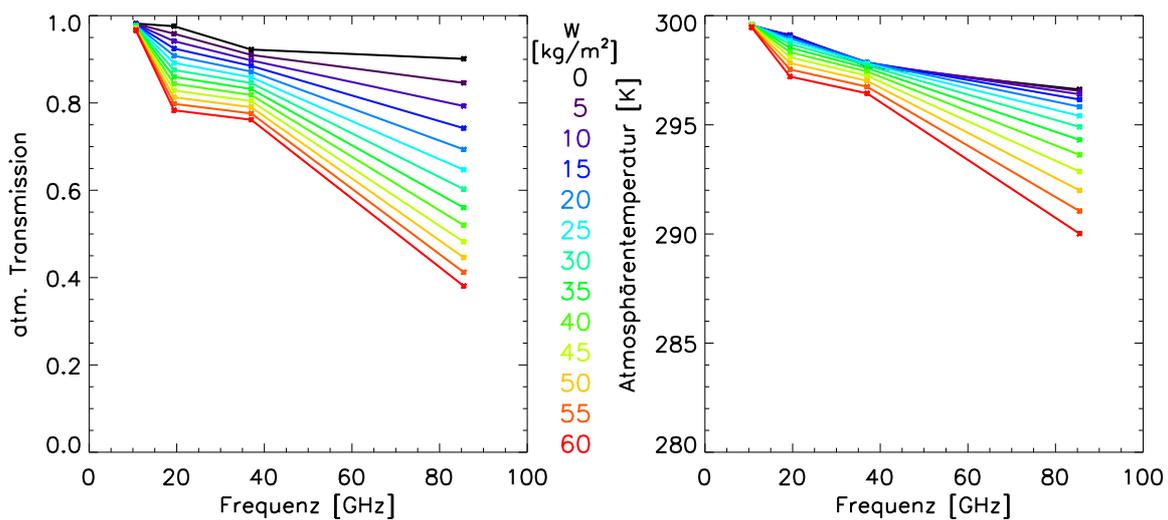


Abb. 3.6: Atmosphärische Transmission, τ_a , (links) und Helligkeitstemperatur der Atmosphäre, $T_{b,a}$, (rechts) in Abhängigkeit von den TMI-Beobachtungsfrequenzen. Der Wasserdampfgehalt W [kg/m^2] ist farblich gekennzeichnet.

3.4 Festlegung der Variationsparameter

Das variationsanalytische Verfahren zur Ableitung der Oberflächenemissivitäten vergleicht in einem Optimierungsprozess die gemessenen Helligkeitstemperaturen mit den simulierten Helligkeitstemperaturen. Die Simulationen werden mit den in den vorangegangenen Abschnitten 3.2 und 3.3 beschriebenen Modellen vorgenommen. Es wird angenommen, dass damit die wesentlichen Abhängigkeiten der Helligkeitstemperaturen hinreichend beschrieben werden. Anhand einer Betrachtung der Sensitivität der Helligkeitstemperaturen bezüglich der Modellparameter werden nun die Variationsparameter des Optimierungsprozesses festgelegt. Das Optimierungsverfahren wird dann im Anschluss in Abschnitt 3.6 erläutert.

Die Helligkeitstemperaturen am Satelliten werden maßgeblich bestimmt durch die effektive Oberflächentemperatur der Szene, T_S , das Emissionsvermögen der gemischt strukturierten Oberfläche, e , und den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, W . Das Emissionsvermögen ist dabei nach Gleichung (3.3) abhängig von den Emissivitäten der verschiedenen Oberflächentypen, welche durch ihren effektiven Bedeckungsgrad im Blickfeld der Messung gewichtet werden. Um die Zahl der freien Parameter gering zu halten, wurde die Darstellung der physikalischen Abhängigkeiten der einzelnen Emissivitäten dabei auf einfache Parameterisierungen reduziert. Diese werden charakterisiert durch die effektiven Anteile, C_{feu} und C_{veg} , sowie durch einen Rauigkeitsparameter, σ , welcher die Standardabweichung des Höhenprofils der Oberfläche beschreibt.

Im Folgenden wird nun die Sensitivität der simulierten Helligkeitstemperaturen bezüglich dieser Parameter untersucht. Die Analyse der partiellen Ableitungen ist in der Abbildung 3.7 zu sehen. Dargestellt wird die Änderung der modellierten Helligkeitstemperaturen bei Variation eines Modellparameters über den physikalisch zu erwartenden Parameterraum. Die gewählten Schrittweiten liegen in der Größenordnung von etwa 10 % des Parameterintervalls. Dies ist für die Parameter C_{feu} , C_{veg} und σ gleichbedeutend mit einer 10%igen Änderung des Parameters bezogen auf den maximalen Wert des Parameters. Die Schrittweiten sind in der Darstellung des jeweiligen Parameters angegeben. Zur Bildung der partiellen Ableitungen werden die verbleibenden Modellparameter auf mittleren Werten konstant gehalten. Diese sind als Referenzwerte in der Abbildung angegeben. Farblich gekennzeichnet sind für jeden Modellparameter verschiedene nominelle Werte des Parameters, die als Stützpunkte bei der partiellen Ableitung dienen.

Man erkennt in Abbildung 3.7 eine starke Frequenzabhängigkeit der Helligkeitstemperaturen bezüglich aller Modellparameter und auch eine recht ausgeprägte Abhängigkeit der partiellen Ableitung vom nominellen Wert des betrachteten Parameters. Eine Ausnahme bildet der Parameter C_{feu} (Abb. 3.7 (b)). Bei diesem Parameter ist generell eine starke Änderung der Helligkeitstemperaturen bei einer 10%igen Änderung des Parameterwertes

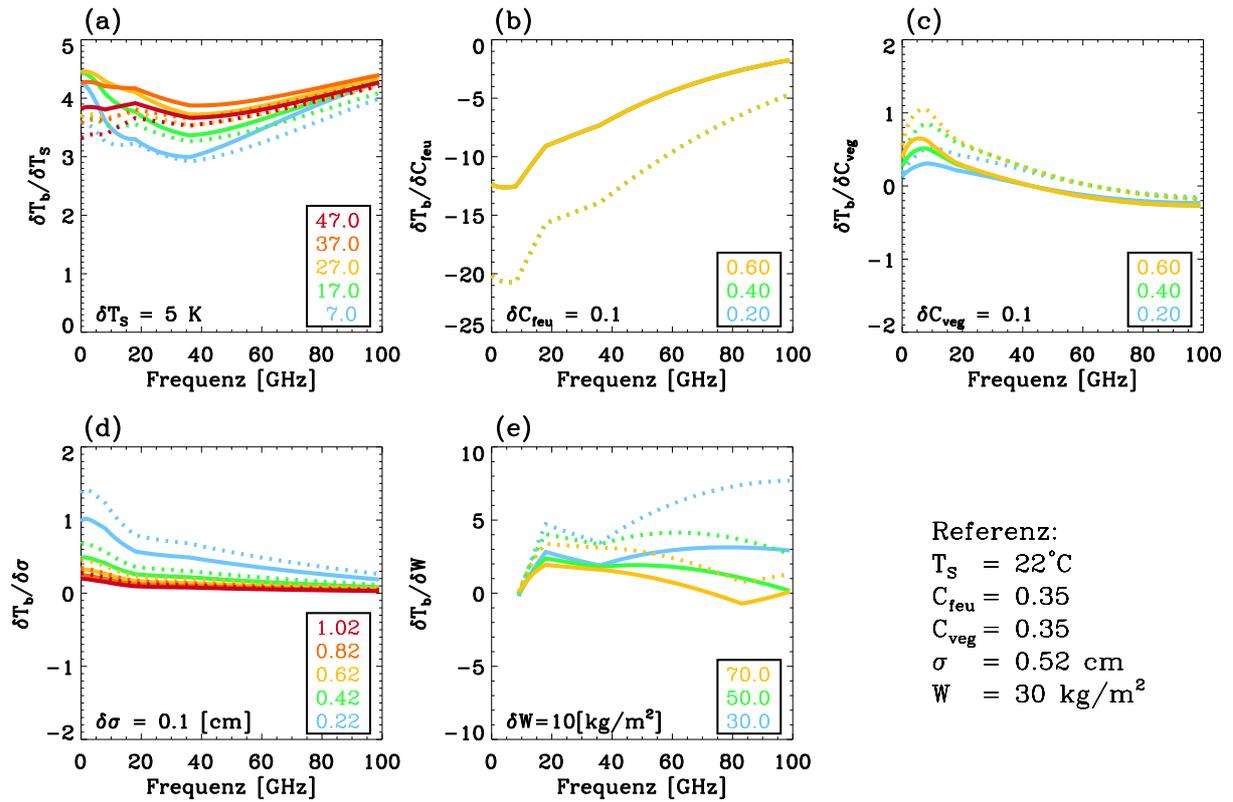


Abb. 3.7: Relative Änderungen der Helligkeitstemperatur, T_b , mit den Modellparametern: (a) T_S , (b) C_{feu} , (c) C_{veg} , (d) σ und (e) W . Vertikale Polarisation als durchgezogene Linie, horizontale Polarisation gestrichelt. Die Schrittweiten, δ , und die Stützstellen (farbig) sind in jeder Teilabbildung angegeben.

zu beobachten. Unabhängig vom nominellen Wert, $C_{feu} = 0.2, \dots, 0.6$, nehmen die Kurven denselben Verlauf (siehe Abb. 3.7 (b)). In den niedrigen Frequenzen ist die Sensitivität besonders ausgeprägt mit einer Temperaturabnahme von 15 bis 20 K bei einer Zunahme von C_{feu} um 10 %. Diese starke Abhängigkeit der Helligkeitstemperaturen vom effektiven Bedeckungsgrad mit Feuchtflächen spiegelt die Dominanz der dielektrischen Eigenschaften von Wasser über jene der anderen natürlichen Materialien wider (siehe Abschn. 3.2.2).

Die Sensitivität der Helligkeitstemperaturen bezüglich der anderen Modellparameter fällt wesentlich geringer aus. Die Abhängigkeit von der effektiven Oberflächentemperatur, T_S , ist mit bis zu 4.5 K pro 5 K die zweitstärkste (siehe Abb. 3.7 (a)). Dies entspricht einer Änderung von bis zu 0.9 K pro K und liegt damit erwartungsgemäß in der Größenordnung der Emissivitätswerte.

Die Sensitivitäten der modellierten Helligkeitstemperaturen bezüglich der Modellparameter der Vegetation, C_{veg} (Abb. 3.7 (c)), und der Rauigkeit, σ , (Abb. 3.7 (d)) liegen für beide Parameter zum einen in der gleichen Größenordnung und zum anderen zeigen sie ein

sehr ähnliches spektrales Verhalten mit besonderem Gewicht auf den niedrigen Frequenzen. Während jedoch die Änderungen der Helligkeitstemperaturen mit den Änderungen im Vegetationsbestand mit zunehmender Vegetation bedeutender werden, nehmen die relativen Änderungen bei zunehmender Rauigkeit ab. So liegt die Sensitivität des Modells bei sehr rauen Flächen ($\sigma > 1 \text{ cm}$) unter 0.2 K bei einer 10%igen Änderung des Rauigkeitsparameters. Da im Mikrowellenbereich außer Wasserflächen nahezu alle natürlichen Oberflächen als rau angesehen werden müssen (vergl. Abschn. 2.1.1), scheint die Sensitivität des Modells für kleine Variationen dieses Parameters nicht ausreichend zu sein, um ihn als Variationsparameter zu führen. Daher wird dieser Wert in der nachfolgenden Variationsanalyse konstant gehalten. Der Rauigkeitsparameter wird im Folgenden auf $\sigma = 0.49$ festgesetzt. Dieser Wert wurde aus den Rauigkeitsangaben der Bodenuntersuchungen auf dem Testgelände der in Kapitel 4 untersuchten Region ermittelt. Mangels weiterer Informationen zu den Rauigkeitsverhältnissen in anderen Regionen wird dieser Wert in der folgenden Auswertung für alle betrachteten Gebiete beibehalten.

Zwar zeigt in diesem Vergleich die Sensitivität des Modells bezüglich der Änderungen im Vegetationsparameter, C_{veg} , auch nur Werte bis maximal 1 K pro 10%iger Änderung des Parameters, jedoch ist eine Zunahme der Sensitivität mit zunehmendem Vegetationsanteil zu beobachten. Dies bedeutet, dass der Parameter in Gebieten mit starker Vegetation an Bedeutung gewinnt. In der globalen Anwendung des Verfahrens kommen Gebiete mit stark unterschiedlichen Vegetationsdichten vor. In den Regenwaldgebieten ist beispielsweise mit einer nahezu vollständigen Abdeckung des Blickfeldes der Satellitenmessung mit Vegetation zu rechnen. Nach der in Abbildung (3.7 (c)) gezeigten Analyse kann dort bei höheren nominellen Werten des Parameters C_{veg} mit einer stärkeren Sensitivität des Modells bezüglich der Änderungen dieses Parameters gerechnet werden. Daher soll der Modellparameter C_{veg} als Variationsparameter mitgeführt werden.

Die Änderungen der Helligkeitstemperatur infolge von unterschiedlichen Werten des Wasserdampfgehaltes in der Atmosphäre wurde mit Schrittweiten von $\delta W = 10 \text{ kg/m}^2$ untersucht. Dies entspricht einer 15%igen Änderung bezüglich des maximal angenommenen Wertes von $W = 70 \text{ kg/m}^2$ in der Atmosphäre. Diese recht starken Änderungen des Wasserdampfgehaltes in der Atmosphäre bewirken eine Temperaturänderung von bis zu 8 K . Je trockener die Atmosphäre ist, desto stärker sind die Helligkeitstemperaturänderungen infolge der angenommenen Wasserdampfschwankungen.

Obwohl diese Untersuchung eine starke Abhängigkeit der Helligkeitstemperaturen von dem Wasserdampfgehalt der Atmosphäre zeigt, erwies sich dieser Parameter in den Tests der Optimierungsprozedur als sehr unzuverlässig. Es konnten nur unzureichende Optimierungsergebnisse erzielt werden, wenn dieser Parameter als Variationsparameter zugelassen wurde. Um den variablen Wasserdampfanteilen in der Atmosphäre dennoch Rechnung zu tragen, ohne sie in der Variationsanalyse zu berücksichtigen, wurde folgende Lösung ge-

finden. Der Parameter bleibt zwar während des Optimierungsprozesses konstant, jedoch wird in Abhängigkeit von der geographischen Position und der Jahreszeit der Messung ein klimatologischer Wert vorgegeben. Dieser wird der NVAP-Klimatologie entnommen (Randel *et al.*, 1996). Diese Klimatologie erstreckt sich über den Zeitraum von 1988 bis 1999 und liefert auf einem 1° mal 1° Gitter neben anderen atmosphärischen Parametern den hier genutzten integrierten Wasserdampfgehalt. Die Angaben der NVAP-Klimatologie werden aus Beobachtungsdaten verschiedener Quellen erstellt. Dabei wird eine Kombination von Radiosondenprofilen, SSM/I-Satellitenbeobachtungen und TOVS-Sondierungen genutzt um Vertikalprofile des Wasserdampfes und den Gesamtsäulengehalt abzuleiten. Hier werden zur Beschreibung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes die Monatsmittel des Gesamtsäulengehaltes aus der NVAP-Klimatologie genutzt.

Zusammenfassend werden als Variationsparameter somit benannt:

- der effektive Bedeckungsgrad mit Feuchtflächen C_{feu} ,
- der effektive Bedeckungsgrad mit Vegetationsflächen C_{veg}
- und die effektive Oberflächentemperatur T_S .

Diese Parameter dienen in der nachfolgend beschriebenen Variationsanalyse zur Anpassung des Modells an die beobachteten Helligkeitstemperaturen.

3.5 Das Niederschlagserkennungsverfahren

Das Variationsverfahren zur Ableitung der Oberflächenemissivitäten wird ausschließlich auf Helligkeitstemperaturmessungen in niederschlagsfreier Atmosphäre angewandt. Um die Beobachtungen der niederschlagsfreien Situationen von den Beobachtungen mit Niederschlag zu trennen, wird das Indexverfahren nach Ferraro *et al.* (1998) benutzt. Dieses ist ein anerkanntes Verfahren, welches bei internationalen Vergleichen verschiedener Regenalgorithmen (PIP-2) zur Detektion von Niederschlagsgebieten angewendet wurde (siehe Smith *et al.*, 1998).

In dem Indexverfahren wird aus den Helligkeitstemperaturen der Kanäle von 19 und 22 GHz in vertikaler Polarisierung eine Vorhersage der Helligkeitstemperaturen des 85 GHz -Kanals abgeleitet. Damit wird die Helligkeitstemperatur im 85 GHz Kanal abgeschätzt, welche allein auf den Emissionsvorgängen beruht. Durch einen Vergleich dieser Vorhersage und der Beobachtung der Helligkeitstemperatur bei 85 GHz ergibt sich eine Differenz, deren Wert um so höher ist, je bedeutender die Streuung in der Atmosphäre ist. Da die Streuvorgänge in den hohen Frequenzen im Wesentlichen an den Eisteilchen und an großen Wassertropfen stattfinden, gibt diese Temperaturdifferenz einen Hinweis auf das Vorkommen der niederschlagsrelevanten Teilchen in der Atmosphäre. Der so genannte Streuindex, SI , wird im Falle von Landoberflächen nach Gleichung (3.38) bestimmt. Mit T_b werden darin die Helligkeitstemperaturen in den verschiedenen Kanälen bezeichnet.

$$SI = 451.9 - 0.44 \cdot T_{b,19V} - 1.775 \cdot T_{b,22} + 0.00574 \cdot T_{b,22}^2 - T_{b,85V} \quad (3.38)$$

Ferraro *et al.* (1998) schätzen mit Hilfe des Streuindex die Niederschlagsrate sowohl über Land als auch über dem Ozean ab. Über dem Ozean wird auch die Emission des Flüssigwassers berücksichtigt.

Im variationsanalytischen Verfahren zur Ableitung des Emissionsvermögens von Landoberflächen wird der Streuindex genutzt, um Niederschlagsgebiete zu lokalisieren und von der Bestimmung der Oberflächenemissivitäten auszuschließen. Daher wird der Wert des Streuindex konservativ angesetzt, so dass der Niederschlag mit hoher Wahrscheinlichkeit herausgefiltert wird. Es wird ein globaler Wert von $SI = 10 K$ benutzt. Bei größeren Differenzen wird angenommen, dass Niederschlag in der Atmosphäre vorhanden ist.

Gleichzeitig benennt das Indexverfahren nach Ferraro *et al.* (1998) Situationen, in denen die Streuung statt in der Atmosphäre an der Landoberfläche auftritt. Dies ist bei Wüstengebieten, kalten ariden Gebieten oder Schneeflächen der Fall. Ähnlich wie bei Niederschlag in der Atmosphäre wird bei diesen Oberflächentypen die Helligkeitstemperatur im Vergleich zur niederschlagsfreien Atmosphäre herabgesetzt. Im Indexverfahren wird daher

geprüft, ob die beobachtete Helligkeitstemperaturdepression aufgrund von Streuung an den Niederschlagsteilchen stattfindet oder an der Oberfläche.

In der Anwendung im variationsanalytischen Verfahren wird dieser Test als Indikator benutzt. Findet der Streuvorgang demnach an der Oberfläche statt, so wird im Mischungskonzept der Oberflächentypen, welches in Kapitel 3.2.1 beschrieben wurde, die Simulation des Emissionsvermögens des rauen Bodens nach Abschnitt 3.2.3 durch diejenige der stark streuenden Oberfläche - Schnee oder Wüste - ersetzt (s. Abschn. 3.2.4.2).

3.6 Die numerische Optimierung

3.6.1 Grundlagen des Invertierungsprozesses

Nachdem in den vorangegangenen Kapiteln das Emissivitätsmodell und die Atmosphärenkorrektur vorgestellt worden sind, wird nun mit diesem Kapitel die letzte Komponente des Verfahrens zur Ableitung von Bodenemissivitäten aus Helligkeitstemperaturen eingeführt: die Variationsanalyse.

Durch die Variationsanalyse wird eine Kostenfunktion minimiert. Dabei werden die Variablen dieser Funktion in mehreren Schritten variiert bis das Minimum gefunden wurde. Dadurch gelingt es, die modellierten Helligkeitstemperaturen mit möglichst geringem Fehler an die gemessenen Helligkeitstemperaturen anzupassen. Die Kostenfunktion der vorliegenden Problemstellung ist die in Gleichung (3.39) angegebene χ^2 -Funktion:

$$\chi^2 = \sum_{i=1,N} \left\{ \frac{T_{b,i}^{obs} - T_{b,i}^{sim}}{\Delta T_i} \right\}^2 \quad (3.39)$$

Darin wird die quadratische Summe der Helligkeitstemperaturdifferenzen zwischen Beobachtung und Simulation, $T_{b,i}^{obs} - T_{b,i}^{sim}$, über alle Frequenzen i gebildet. Jeder Term wird gewichtet mit dem kanalabhängigen Fehler ΔT_i . Dieser wird abgeschätzt als Summe aus Mess- und Modellfehler zu Werten von 1, 2, 3 und 5 K für die TMI-Frequenzen bei 10, 19, 37 und 85 GHz in beiden Polarisationsrichtungen. In diesen Fehlerangaben werden neben dem Radiometerrauschen auch Modellungenauigkeiten berücksichtigt, die durch nicht erfasste Phänomene, wie z.B. Flüssigwassereffekte, oder vereinfachende Parameterisierungen zustande kommen. Die Messungen des 22 GHz-Kanals des TMI-Radiometers werden zur Bestimmung der Oberflächenemissivität nicht benutzt. Da dieser Kanal durch den Wasserdampf in der Atmosphäre stark beeinflusst ist, kann keine zusätzliche Information über die Oberfläche erwartet werden. Ziel des Verfahrens ist es, die genannte Kostenfunktion im Einklang aller genutzten Frequenzen zu minimieren und damit einen Zustand des Modells zu finden, der die Messungen möglichst gut repräsentiert.

Die Variationsanalyse unterscheidet multivariate und univariate Problemstellungen, jeweils mit und ohne Randbedingungen. Bei dem hier vorliegenden Problem handelt es sich um ein multivariates Problem mit physikalisch bedingten Grenzen. Die in Abschnitt 3.4 benannten Variationsparameter und deren Randbedingungen sind in Tabelle 3.1 angegeben. Die Variationsparameter werden auf der Suche nach dem Minimum der Kostenfunktion solange variiert, bis das Verfahren konvergiert.

Obwohl die Kostenfunktion also von drei Variablen abhängt und das Problem durch acht Gleichungen (entsprechend den Kanälen des TMI) beschrieben wird, ergibt sich ein un-

Parameter		Minimum	Maximum
Oberflächentemperatur	$T_s[K]$	220	370
Bedeckungsgrad mit Feuchtflächen	C_{feu}	0.01	0.99
Bedeckungsgrad mit Vegetation	C_{veg}	0.01	0.99

Tab. 3.1: Zugelassene Variationsspannen der Optimierungsparameter.

terbestimmtes Gleichungssystem. Dies ist darin begründet, dass die Messungen in den Radiometerkanälen nicht linear unabhängig voneinander sind. Dies bedeutet, dass es keine eindeutige Lösung gibt, d.h. die Kostenfunktion kann mehrere lokale Minima im dreidimensionalen Parameterraum aufweisen, welche durch verschiedene Parameterkombinationen dargestellt werden können.

Die Bestimmung des globalen Minimums im gesamten Parameterraum erweist sich als ein vielschichtiges Problem, zu dessen Lösung komplexe Methoden entwickelt wurden, siehe zum Beispiel Goffe *et al.* (1994). Die iterativen Gradientenmethoden (siehe Press *et al.* (1992), Nelder und Mead (1965)) minimieren zuverlässig Funktionen mit eindeutigen Minima. Auch wenn die iterativen Verfahren Konvergenz anzeigen, können sie jedoch keine Entscheidung darüber fällen, ob das gefundene Minimum lokaler oder globaler Natur ist. Vielfach werden diese Verfahren dann von verschiedenen Startpunkten aus gestartet, um das globale Minimum zu finden, was sich als recht ineffizient erweist.

Die globalen Methoden untergliedern sich in deterministische und wahrscheinlichkeitstheoretische Verfahren. Ein Überblick über verschiedene Algorithmen beider Gruppierungen wird in Duan *et al.* (1993) gegeben. Die Aussagen können folgendermaßen zusammengefasst werden: Generell erweisen sich die deterministischen Methoden zwar als sehr stabile, aber im Gegenzug auch langsam konvergierende Methoden. In ihnen wird die Kontinuität und zweimalige Differenzierbarkeit der Kostenfunktion ausgenutzt, um die Schritte bis zum Minimum vorherzusagen. Dies legt strenge Kriterien an die Kostenfunktion an, die in den wahrscheinlichkeitstheoretischen Verfahren keine notwendige Voraussetzung sind. Daher sind letztere auch in mathematisch weniger gut zu beschreibenden Situationen anwendbar. Allerdings bleibt dabei streng genommen auch die Aussage über die Konvergenz nur in einem wahrscheinlichkeitstheoretischen Sinne gültig. Dennoch sind sie ein sehr effizientes Werkzeug, das in vielen praktischen Fragestellungen seine Anwendung findet. Sie suchen das Minimum einer Funktion ausgehend von einer zufällig gewählten Anzahl von Punkten im möglichen Parameterraum. Dieses Anfangsensemble von Parametervektoren wird durch eine Kombination von deterministischen und wahrscheinlichkeitstheoretischen Schritten verändert bis Konvergenz erreicht wird.

3.6.2 Optimierung mit der SCE-UA-Methode

In dieser Arbeit wird die **Shuffled Complex Evolution** Methode der **Universität Arizona** (SCE-UA) benutzt, um das globale Minimum der Kostenfunktion zu bestimmen. Dieses globale Optimierungsverfahren wurde von Duan *et al.* (1992) entwickelt und wird bereits erfolgreich in verschiedenen, zumeist hydrologischen Anwendungen, eingesetzt. Es zeichnet sich durch seine einfache Implementierung in die gewünschte Modellumgebung aus und erwies sich sowohl als stabiles als auch schnelles globales Variationsverfahren. Es gehört zu den wahrscheinlichkeitstheoretischen Methoden. Im Folgenden wird eine Kurzdarstellung des Algorithmus und der zugrunde liegenden Prinzipien gegeben. Eine detaillierte Beschreibung findet sich in den Arbeiten von Duan *et al.* (1992, 1993, 1994).

Der SCE-UA-Algorithmus wurde in Anlehnung an die Evolutionstheorie unter Ausnutzung des Prinzips des Überlebens der Besten, *survival of the fittest*, entwickelt. Der Vorteil dieser Methode gegenüber anderen globalen Optimierungsalgorithmen liegt einerseits in der Chance, durch den Einsatz von mehreren zunächst unabhängigen „Teams“, eine großräumige Suche zu starten und so weit gestreute Informationen über den Parameterraum zu sammeln, so dass gegebenenfalls mehrere Konvergenzregionen (= lokale Minima) gefunden werden. Andererseits ist die Weitergabe der in jedem Team gewonnenen Information an die anderen Teams ein entscheidender Fortschritt des SCE-UA-Algorithmus, was die gemeinsame Suche nach dem globalen Minimum effizienter gestaltet. Eine schematische Darstellung des Optimierungsprozesses wird in Abbildung 3.8 gezeigt.

Festlegen der Anfangspopulation: Aus dem zugelassenen n -dimensionalen Parameterraum (mit $n = 3$, siehe Tabelle 3.1) wird als Anfangspopulation eine Anzahl s von Parameterkombinationen ausgewählt. Liegen keine näheren Informationen über die mögliche Lage des globalen Minimums vor, geschieht dies entsprechend einer gleichförmigen Wahrscheinlichkeitsverteilung zufällig. Dieses Vorgehen macht das Verfahren unabhängig von a priori Informationen über günstige Startwerte.

Zu jedem Punkt der Anfangspopulation wird die Kostenfunktion (hier χ^2 nach Gl. (3.39)) bestimmt und in aufsteigender Folge der Funktionswerte sortiert. Entsprechend dieser Sortierung wird auch das Ensemble der zugehörigen Testvektoren arrangiert, sodass die Punkte mit der besten bzw. schlechtesten Kostenfunktion als erster bzw. letzter Punkt des Ensembles festliegen.

Aufteilen der Population in Hauptkomplexe: Anschließend wird die Population in eine Anzahl p Hauptkomplexe aufgeteilt, welcher jeder m Vektoren enthält. Die Testvektoren der aufsteigenden Folge werden dabei wie beim Austeilen eines Kartenspiels nacheinander den verschiedenen Komplexen zugewiesen. Die so gebildeten Hauptkomplexe, deren

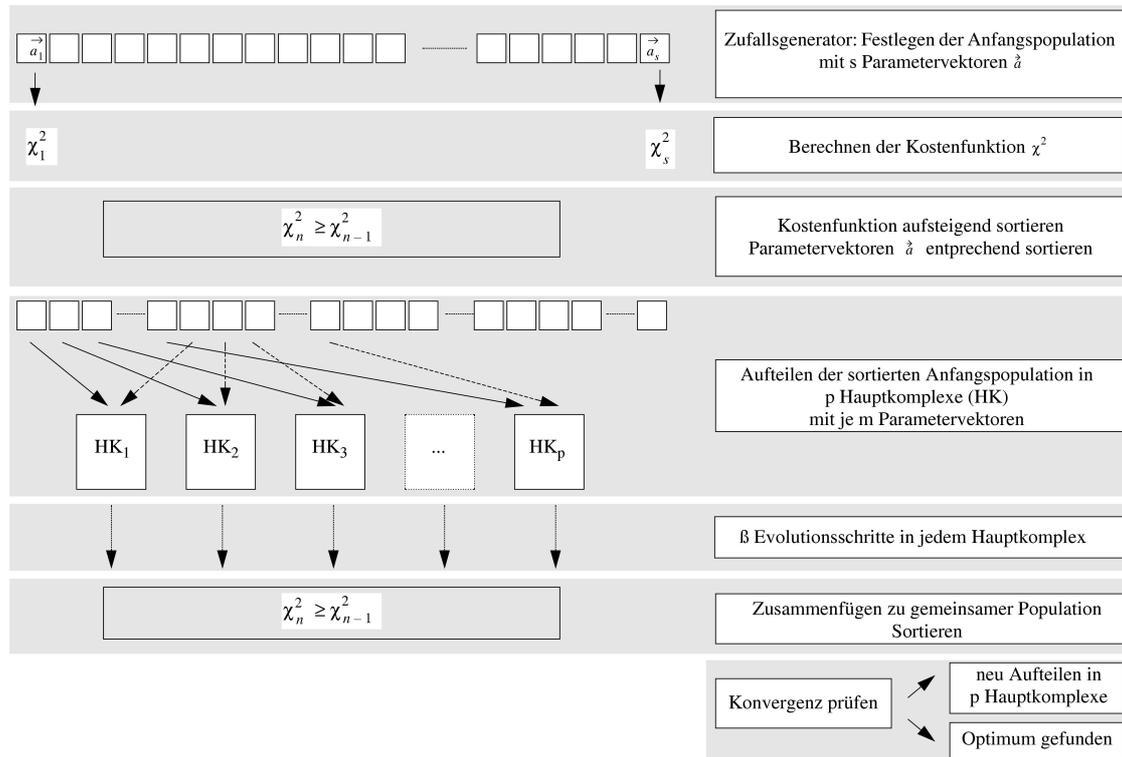


Abb. 3.8: Schematische Darstellung der Shuffled Complex Evolution Methode. Erläuterungen im Text.

Anfangspopulationen sich jeweils über den gesamten Parameterraum aufspannen, werden danach separat behandelt. Sie können sich unabhängig voneinander entwickeln und in verschiedenen Richtungen suchen, wobei eine festgelegte Anzahl β von Evolutionsschritten durchlaufen wird. So kann in jedem Hauptkomplex ein lokales Minimum gefunden werden.

Weitergabe der Erkenntnisse durch Mischen: Nachdem in allen Hauptkomplexen gewisse Evolutionsschritte vollzogen worden sind und sie in diesem Sinne verbessert worden sind, werden sie wieder zu einer gemeinsamen Population zusammengefügt und wiederum in aufsteigender Folge der Kostenfunktionen sortiert. Dann werden die Abbruchbedingungen geprüft und bei Bedarf wird ein weiterer Durchlauf gemacht. Die neusortierte und verbesserte Population des ersten Durchlaufs wird wieder auf verschiedene Hauptkomplexe aufgeteilt und die Suche beginnt erneut. Die Anzahl der Hauptkomplexe kann dabei schrittweise vermindert werden indem der Hauptkomplex mit den schlechtesten Punkten ausgelassen wird. Durch das Mischen der bereits weiterentwickelten Hauptkomplexe

und das erneute Austeilen wird gewährleistet, dass die zuvor gewonnenen Erkenntnisse aus allen Komplexen an die anderen weitergeben werden, sodass jeder Komplex von den Suchergebnissen der anderen profitieren kann.

Suche in Unterkomplexen: Um einen Evolutionsschritt zu generieren, wird aus dem aktuellen Hauptkomplex ein Unterkomplex mit jeweils q Punkten durch eine lineare Wahrscheinlichkeitsverteilung bestimmt. Dadurch werden die Punkte mit geringerer, also besserer Kostenfunktion eher ausgewählt als jene mit höherer Kostenfunktion. Dies spiegelt die Idee des *survival of the fittest* wieder, was sich hier als Suche in eine viel versprechende Richtung niederschlägt.

Die Punkte im Unterkomplex werden wieder in aufsteigender Folge der Kostenfunktion sortiert. Mit Hilfe dieser Punkte wird ein neuer Punkt gesucht (s.u.), der einen geringeren Wert der Kostenfunktion als der schlechteste Punkt im Unterkomplex hat. Ist dieser gefunden, so ersetzt er den schlechtesten Punkt. Mit diesem verbesserten Unterkomplex wird der gesamte Hauptkomplex neu sortiert und ein weiterer Unterkomplex aus dieser aufsteigenden Folge gebildet. Pro Hauptkomplex werden β Unterkomplexe gebildet, also β Evolutionsschritte gemacht. Dadurch verbessert sich der Hauptkomplex sukzessive und konvergiert zu einem lokalen Minimum, bevor er wieder in das Ensemble der ehemaligen Anfangspopulation gegeben wird.

Verschiedene Evolutionsschritte: Die Suche nach einem neuen Punkt kann durch drei verschiedene Evolutionsschritte geschehen: durch Reflexion, Kontraktion oder Mutation. Das Verfahren zur Generierung der Evolutionsschritte basiert auf Nelder und Mead (1965), wobei es von Duan *et al.* (1994) durch die Möglichkeit der Mutation ergänzt wurde, um das Verfahren aus ungünstigen Situationen zu retten.

Reflexion bedeutet, dass der schlechteste Punkt des Unterkomplexes parameterweise an dem Mittelwert der anderen Punkte gespiegelt wird. Hat der reflektierte Punkt einen niedrigeren Wert der Kostenfunktion als der schlechteste Punkt zu Folge, so ersetzt er diesen nach dem Sprung. Wird nach einer Reflexion der Punkt abgelehnt, weil er die Kostenfunktion nicht wesentlich verbessert hat, so wird mit Hilfe der Kontraktion weiter gesucht.

Bei der Kontraktion wird der neue Punkt auf halber Strecke zwischen dem schlechtesten Punkt und dem Mittelwert festgelegt. Wenn sowohl der Reflexionsschritt als auch der Kontraktionsschritt zu keiner Verbesserung der Kostenfunktion führten, dann wird ein Mutationsschritt probiert.

Als Mutation wird bezeichnet, dass ein neuer Punkt im zugelassenen Parameterraum durch einen Zufallsgenerator bestimmt wird und den schlechtesten Punkt ersetzt. Diese Maßnahme wird auch dann ergriffen, wenn ein Reflexionsschritt zu einem Punkt führte, der außerhalb des zugelassenen Bereiches liegt. Dadurch wird sichergestellt, dass der Evolutionsprozess nicht stecken bleibt.

Beenden der Suche: Die Suche wird solange fortgeführt bis ein Konvergenzkriterium erfüllt wurde oder die maximal gewünschte Anzahl von Suchvorgängen k_{max} überschritten wurde. Konvergenz ist dann erfüllt, wenn in einer gewissen Anzahl k von aufeinander folgenden Suchvorgängen die minimale Kostenfunktion sich nur noch um weniger als einen gewünschten Prozentsatz verbessert. Auch bei Konvergenz der Parameter wird die Suche beendet. Parameterkonvergenz liegt vor, wenn die Population im Hauptkomplex sich nur noch auf einen kleinen Teil des Parameterraums verteilt, die Parameter also nur noch wenig variieren. Außerdem wird die Suche nach dem Minimum der Kostenfunktion beendet, sobald die Differenzen zwischen Simulation und Beobachtung der Helligkeitstemperatur in allen Kanälen i kleiner als die angenommenen Modellfehler ΔT_i werden.

Ist das Optimum gefunden, so liegen entsprechend Gleichung (3.39) die simulierten Helligkeitstemperaturen in allen Frequenzen mit den geringsten Abweichungen zu den Messungen vor. Diejenigen Bodenemissivitäts- und Atmosphärenmodellparameter, die diese Helligkeitstemperaturen generieren, werden im Folgenden als optimierte Parameter bezeichnet und die Emissivitäten, die sich an diesem Punkt ergeben als optimierte Emissivitäten.

3.6.3 Überprüfung an einer synthetischen Datenbank

Das Verfahren wurde an einer Datenbank getestet, die zuvor mit Hilfe der Modellkonfiguration aus Emissivitätsmodell und Atmosphärenkorrektur erstellt wurde. Diese Vorwärtsrechnung ergibt eine Referenz, die zum einen der Findung der Steuerparameter des Variationsprozesses dient und zum anderen beim Test der oben beschriebenen Variationsanalyse benutzt wird. Außerdem wird dadurch der systematische Fehler des Verfahrens abgeschätzt.

Die Helligkeitstemperaturen in der Datenbank wurden simuliert, indem die Modellparameter über den zu erwartenden Parameterraum nach Tabelle 3.1 (s. S. 61) variiert wurden. Der Parameterraum wird durchlaufen, indem auf jeder Stufe eines Parameters die jeweils anderen über die gesamte Intervallbreite variiert werden. Die dafür gewählten Schrittweiten sind für die Oberflächentemperatur $\Delta T_G = 5 \text{ K}$ und für die Bedeckungsgrade mit Feucht- und Vegetationsflächen $\Delta C_{feu} = \Delta C_{veg} = 0.2$.

Festlegung der geeigneten Steuerparameter

Zunächst wurde eine geeignete Konfiguration des Optimierungsprozesses gesucht. Die Entscheidung über die zu favorisierende Kombination der möglichen Steuerparameter wurde anhand der so genannten wahren Werte aus der Datenbank zugunsten kurzer Rechenzeit im Einklang mit geringsten Optimierungsfehlern gefällt. Nach eingehender Prüfung wurde die Konfiguration des numerischen Verfahrens wie in Tabelle 3.2 angegeben festgelegt.

Anzahl der	
Hauptkomplexe	$p = 4$
Punkte im Hauptkomplex	$m = 30$
Evolutionsschritte = Unterkomplexe	$\beta = 11$
Punkte im Unterkomplex	$q = 6$
Durchläufe = Mischvorgänge	$k = 8$
Funktionsberechnungen maximal	$k_{max} = 10000$

Konvergenzkriterien	
Temperaturdifferenzen	$T_{b,i}^{obs} - T_{b,i}^{sim} \leq \Delta T_i$
Funktionswert	$\epsilon_{fun} = 1 \%$
Parameter	$\epsilon_{par} = 10 \%$

Tab. 3.2: *Gewählte Steuerparameter des numerischen Optimierungsprozesses nach der SCE-UA-Methode.*

Test des Verfahrens

Mit einem einfachen Test wurde geprüft, ob das Verfahren zuverlässig das globale Minimum findet. Dazu wurde die oben erwähnte Datenbank der Helligkeitstemperaturen mit bekannten Modellparameterwerten und den angegebenen Steuerparametern der Optimierung genutzt. Findet das Verfahren auf unterschiedlichen Wegen und mit unterschiedlichen Ausgangspunkten zu demselben Minimum, so kann es als zuverlässig eingeschätzt werden.

Der Weg, auf welchem das Minimum gefunden wird, ist von einer Zufallsgröße abhängig. Stößt man diesen Zufallsgenerator mit verschiedenen Werten an, so ist garantiert, dass sich die Wege unterscheiden. Der Test verläuft erfolgreich, wenn der Optimierungsprozess in allen Fällen das gleiche Minimum findet. Diese Prozedur wurde mit zehn verschiedenen Ausgangswerten des Zufallsgenerators in der oben genannten Konfiguration des Verfahrens auf die Helligkeitstemperatursimulationen der Datenbank angewandt. Das Minimum wird in über 93 % der Fälle mit einer Helligkeitstemperatur-Abweichung von weniger als $\pm 1.5 K$ gefunden. Damit wird das Verfahren als zuverlässig erachtet, da das Minimum innerhalb der Fehler der gemessenen Helligkeitstemperaturen gefunden wird.

Fehlerbetrachtung

Mit den Vorwärtsrechnungen wird der systematische Fehler des Optimierungsverfahrens abgeschätzt. Dieser wird als mittlere Abweichung, \bar{D} , zwischen den Erwartungswerten aus der Vorwärtsrechnung, x_{vor} , und den optimierten Werten, x_{opt} , nach Gleichung (3.40) bestimmt. Mit $D_i = x_{vor,i} - x_{opt,i}$ und $N = 105$ gilt für jede Parameterkombination i :

$$\begin{aligned}\bar{D} &= \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N D_i \\ \sigma &= \sqrt{\frac{1}{N-1} \cdot \sum_{i=1}^N (D_i - \bar{D})^2}\end{aligned}\quad (3.40)$$

Die mittlere Abweichung, \bar{D} , und die Standardabweichung, σ , sind für die Emissivitäten, Helligkeitstemperaturen und Variationsparameter in Tabelle 3.3 angegeben.

In den folgenden Untersuchungen zur zeitlichen und räumlichen Variabilität der Emissivität muss diese systematische Abweichung berücksichtigt werden. Die in der Tabelle 3.3 angegebenen Abweichungen, welche sich allein aufgrund der numerischen Optimierung ergeben, helfen bei der Einschätzung der Güte des Verfahrens (siehe Kap. 4).

Frequenz [GHz]	\bar{D}_e	σ_e	\bar{D}_{T_b}	σ_{T_b}
10 V	-0.00034	0.00169	-0.048	0.284
10 H	-0.00055	0.00273	0.018	0.316
19 V	-0.00023	0.00212	-0.098	0.308
19 H	-0.00032	0.00307	-0.071	0.241
37 V	-0.00025	0.00297	-0.102	0.341
37 H	-0.00032	0.00415	-0.081	0.433
85 V	-0.00056	0.00618	-0.101	0.638
85 H	-0.00070	0.00787	-0.083	0.631
Parameter	\bar{D}	σ		
T_S	-0.1564	0.8232		
C_{feu}	-0.0012	0.0130		
C_{veg}	-0.0322	0.2157		

Tab. 3.3: Systematische Abweichung, \bar{D} , und Standardabweichung, σ , zwischen den Erwartungswerten aus der Vorwärtsrechnung und den optimierten Werten für die Emissivitäten, e , und Helligkeitstemperaturen, T_b , in den TMI-Frequenzen (oben) sowie für die Variationsparameter (unten).

Kapitel 4

Evaluierung des Verfahrens

Mit dem zuvor vorgestellten Verfahren wurden die TRMM-Mikrowellenradiometerdaten aus den Monaten Juli 1998 bis Juli 1999 prozessiert. Im folgenden Kapitel werden anhand einer Region in Nordamerika verschiedene Untersuchungen zu den abgeleiteten Oberflächenemissivitäten und den aus dem Variationsverfahren ermittelten Bodenparametern vorgestellt. Ziel dieser Analysen ist es, eine Einschätzung sowohl der Güte als auch der Restriktionen des Verfahrens zu geben.

Folgenden Fragestellungen wird dabei nachgegangen: Die zeitliche Variabilität der Emissivität wird durch eine Betrachtung von aufeinander folgenden Messungen an einem festen Ort analysiert. Es können mehrere Ursachen dafür identifiziert werden. Insbesondere wird die Frage des Einflusses von Niederschlag auf das Emissionsvermögen einer natürlichen Oberfläche untersucht. Im Anschluss daran wird die Langzeitvariabilität anhand des Jahresganges der Emissivität in der Region diskutiert und der Einfluss von Niederschlagsereignissen in einer statistischen Betrachtung quantifiziert. Des Weiteren werden Validierungsdaten zur Überprüfung der abgeleiteten Bodenparameter verwendet, um eine Plausibilitätskontrolle des Verfahrens durchführen zu können.

4.1 Auswahl des Untersuchungsgebietes und der Vergleichsdaten

Zur Klärung der Frage, welche Unterschiede in den abgeleiteten Emissivitäten von trockener und benetzter Oberfläche bestehen, wird ein zeitlich hochaufgelöster Datensatz von Niederschlagsbeobachtungen benötigt. Nur dann ist eine genaue Zuordnung zwischen Niederschlagsereignissen und Satellitenüberflügen mit möglichst geringem zeitlichen Abstand gewährleistet, so dass mittels der Abfolge von Eintritt des Ereignisses und Mes-

sung über dem benetzten Untergrund die gewünschte Untersuchung vorgenommen werden kann. Außerdem ist ein möglichst engmaschiges Netz von Niederschlagsstationen über eine hinreichend große Fläche nötig, deren Ausmaße mindestens in der Größenordnung eines Blickfeldes der Satellitenmessung (EFOV) liegen. Diese räumliche Abdeckung ist erforderlich, um eine Einschätzung der Größe des Niederschlagsfeldes geben zu können und dessen Relevanz für die Messung abschätzen zu können.

Zudem müssen in der Untersuchungsregion zur Validierung der abgeleiteten Oberflächenparameter weitere Beobachtungen der Bodeneigenschaften und der meteorologischen Größen vorliegen. Auch dies ist im Falle der Temperaturen in einer möglichst hochaufgelösten Zeitserie wünschenswert, um die zeitliche Distanz zu den Satellitenüberflügen möglichst gering zu halten und so die Effekte des Tagesganges in der Oberflächentemperatur untersuchen zu können.

4.1.1 Das Untersuchungsgebiet in den Southern Great Plains

Die geforderten Voraussetzungen werden in der Region der Southern Great Plains (SGP) in Oklahoma, USA, erfüllt (SGP, 2004). Dort befindet sich auf einem Areal von $143\,000\text{ km}^2$ ein festinstalliertes System von meteorologischen in situ- und Fernerkundungsinstrumenten. Es gehört zum ARM-Programm (Atmospheric Radiation Measurement) der Umweltbehörde der USA. Das Gebiet zeichnet sich durch relativ homogene geographische Bedingungen aus und weist einen ausgeprägten Jahresgang der Temperatur auf. Durch regelmäßige Überprüfungen der Mess-Stationen ist die Verlässlichkeit der Daten hinsichtlich ihrer Qualität als auch ihrer Verfügbarkeit sichergestellt. Beide Faktoren sind für einen Vergleichsdatensatz insbesondere in einer Langzeitstudie unerlässlich.

Die Messkampagnen in den Southern Great Plains sind aufwendig angelegte Feldexperimente, welche Satellitenmessungen, Flugzeugmessungen und Bodenmessungen zusammenführen. Ihr Ziel ist es, durch eine Vielzahl von Vergleichsmessungen mit verschiedenen Sensoren, die Entwicklung von Auswertetechniken für die Fernerkundung der Bodenfeuchte aus Mikrowellenmessungen zu unterstützen. In Abbildung 4.1 wird eine schematische Abbildung des Gebietes zusammen mit den in diesem Kapitel näher untersuchten Unterregionen dargestellt.

Die Beobachtungen verschiedener meteorologischer Größen werden auch außerhalb der Kampagnenzeiträume zur Verfügung gestellt. Sie werden an den Stationen des Messnetzes ARS-Micronet aufgenommen. Deren geographische Verteilung im SGP-Gebiet ist in Abbildung 4.1 durch sternförmige Symbole wiedergegeben. Als Größenvergleich ist zusätzlich die Projektion des Blickfeldes einer Satellitenbeobachtung im 10 GHz -Kanal des TMI-Radiometers eingezeichnet.

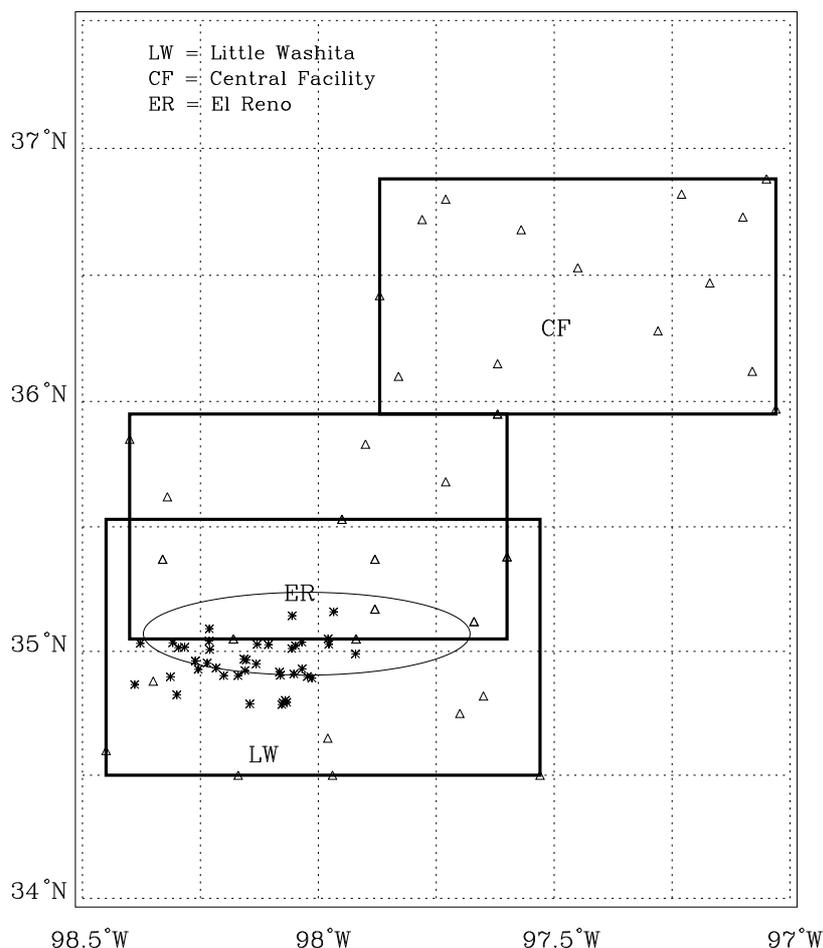


Abb. 4.1: Untersuchungsgebiet in den Southern Great Plains, USA. Eingezeichnet sind die Referenzregionen (Rechtecke) mit den Positionen der ARS-Micronet-Stationen (Sterne) und der GDCN-Stationen (Dreiecke). Die Ellipse kennzeichnet schematisch ein Bildelement für den 10 GHz-Kanal des TMI-Radiometers.

4.1.2 Vorprozessierung der Boden- und Satellitendaten

Der Vergleich von Bodenstationsdaten und Satellitenmessungen wirft folgendes Problem auf: Wie Abbildung 4.1 eindrücklich zeigt, liegen im Blickfeld einer einzelnen Satellitenmessung eine Vielzahl von Bodenmessungen. Die aus den Satellitendaten abgeleiteten Bodenparameter repräsentieren als integrales Maß jedoch die gesamte Fläche des Blickfeldes am Boden. Um eine Vergleichbarkeit der Bodenmessungen mit den Satellitenmessungen zu erreichen, werden die Einzelmessungen der Bodenparameter und Niederschlagsmengen in Gebieten mit einer Ausdehnung von 0.2° Länge und 0.4° Breite (entsprechend etwa 18 km x 44 km) gemittelt. Die Größenordnungen der Referenzregionen liegen damit in

der Größenordnung der Ausdehnung der Blickfelder in den niedrigen Frequenzen des TMI (vergl. Tab. 2.1 in Abschnitt 2.2). Die Lage der Referenzgebiete wiederum orientiert sich an den geographischen Positionen der ARS-Micronet-Stationen, welche durch die Grenzen der Referenzgebiete umschlossen werden

Die räumliche Zuordnung der Satellitenmessungen zu den Referenzregionen geschieht folgendermaßen: Die geographische Positionsangabe der Messung bezieht sich auf den Mittelpunkt des elliptischen Blickfeldes am Boden. Liegt dieser Mittelpunkt innerhalb der Referenzregion, so wird die Messung dieser Region zugeordnet und mit allen anderen Messungen des Überfluges, die dieses Kriterium erfüllen, zu einem Gebietsmittel zusammengefasst. Diejenigen Messungen, deren Zentrum der Ellipse nicht innerhalb der geographischen Grenzen der Region liegen, werden als nicht repräsentativ für dieses Gebiet erachtet und von der Mittelbildung ausgeschlossen. Aufgrund der Größe des Satellitenblickfeldes am Boden wird durch die Satellitenmessung zum Teil ein größerer Bereich als das Gebiet der Referenzregionen abgedeckt. Dies muss in den folgenden Auswertungen als mögliche Fehlerquelle berücksichtigt werden, weil dadurch die Satellitenmessungen teilweise durch die Strahlung der zusätzlichen Landoberflächen und deren Eigenschaften beeinflusst werden, welche nicht durch die festinstallierten Mess-Systeme der Bodenmessungen abgedeckt werden können.

4.1.2.1 Globaler Niederschlagsdatensatz

Die Daten des globalen GDCN-Datensatzes (siehe Gleason (2002) und GDCN (2004)) wurden ergänzend zu den ARS-Micronet-Stationen herangezogen. Dadurch wird einerseits erreicht, dass ein größerer Bereich innerhalb des SGP-Gebietes mit bodengebundenen Messungen abgedeckt wird. Andererseits ermöglicht die Integration dieser Daten in den Evaluierungsprozess die Übertragbarkeit der Untersuchungen auf andere Regionen der Erde. Die Positionen der GDCN-Stationen sind in Abbildung 4.1 durch Dreiecke gekennzeichnet. Dieser Datensatz umfasst die Niederschlagsmengen eines Tages sowie die Tagesminimum- und -maximum-Temperaturen an über 32 000 Stationen weltweit. Die Datenreihe reicht teilweise bis zum Beginn der Aufzeichnungen der jeweiligen Station zurück.

4.1.3 Zeitliche Auflösung der Messungen

Im Untersuchungszeitraum Juli 1998 bis Juli 1999 liegen für die ARS-Micronet-Stationen im SGP-Gebiet ebenfalls die Niederschlagsmengen pro Tag vor. Außerdem werden an den Stationen die Bodentemperatur in verschiedenen Tiefen, die Lufttemperatur, die relative Feuchte und die einfallende Globalstrahlung gemessen. Die Einstrahlung wird als Tagessumme ausgegeben, während zu den Temperaturen und der relativen Feuchte die Minimal- und Maximalwerte angegeben werden.

Für die beiden Monate Juni 1999 und Juli 1999 wurden zeitlich hochaufgelöste Daten der ARS-Micronet-Stationen zur Verfügung gestellt. Diese Daten werden im folgenden Abschnitt zu einer detaillierten Studie der zeitlichen Variabilität der Landoberflächenemissivität herangezogen. Eine Zusammenfassung der hier genutzten Parameter der Bodenstationen, deren zeitliche Auflösung sowie die Verfügbarkeit der Daten wird in Tabelle 4.1 gegeben.

Die zeitliche Zuordnung der Boden- und Satellitenmessungen wird anhand der mittleren

Datenquelle	Parameter	zeitliche Auflösung	Zeitraum	Region
ARS	T_{2m} [K]	5 Min.	06/1999 und 07/1999	LW
	T_{5cm} [K]	15 Min.		
	RH [%]	5 Min.		
	R [mm] G [W/m^2]	5 Min. (akkum.)		
ARS	T_{2m} [K]	Tagesminimum und -maximum	07/1998 bis 07/1999	LW
	T_{5cm} [K]			
	RH [%]	Tagessumme (akkum.)		
	R [mm] G [MJ/m^2]			
GDCN	T_{2m} [K]	Tagesminimum und -maximum	07/1998 bis 07/1999	global
	R [mm]	Tagessumme (akkum.)		

Tab. 4.1: Verfügbare Messungen an den Bodenstationen im Untersuchungszeitraum von Juli 1998 bis Juli 1999 im SGP-Gebiet. T_{2m} = Lufttemperatur, T_{5cm} = Temperatur der Bodenschicht in 5 cm Tiefe, RH = relative Feuchte, R = akkumulierter Niederschlag, G = Globalstrahlung.

Satellitenbeobachtungszeit zwischen Eintritt in und Verlassen des Beobachtungsgebietes vorgenommen. Diese Definition des Messzeitpunktes der Satellitenmessung ist für die betrachteten Referenzgebiete gerechtfertigt, da die Messungen innerhalb der Gebiete in einem Zeitraum von wenigen Sekunden stattfinden.

Die günstige Lage des SGP-Gebietes am nördlichen Rand der vom TRMM - Satelliten abgedeckten geographischen Region (siehe Abb. 4.2) macht zudem pro Tag 2 bis 3 Beobachtungen in kurzer zeitlicher Folge mit einem Abstand von etwa 2 Stunden möglich. Im Vergleich dazu liegt die lokale Wiederkehrzeit des Satelliten für eine Region am Äquator bei 2 Tagen.

Die häufige Abdeckung von Regionen im Bereich des nördlichen und südlichen Randes der globalen Beobachtungszone des TRMM-Satelliten ist dadurch bedingt, dass die geographische Lage der Flugbahnen von aufeinander folgenden Überflügen am Wendepunkt der Bahnen eine longitudinale Drängung erfahren. Dadurch verringert sich der zonale

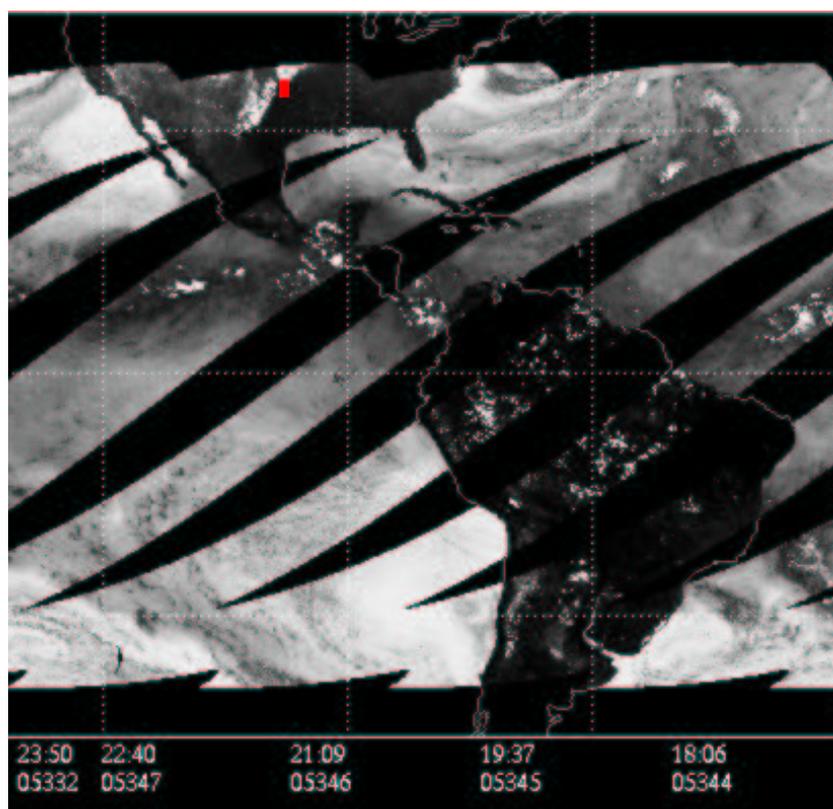


Abb. 4.2: Flugbahnen des TRMM-Satelliten am 1.11.1998. Am unteren Rand sind die Äquator-Überflugzeiten (UTC) und die Nummern der abgebildeten Flugabschnitte angegeben. Die Position des SGP-Gebietes ist durch ein rotes Rechteck gekennzeichnet. Die Grauwerte zeigen als Kombination aus dem 19 und 85 GHz-Kanal die Helligkeitstemperaturen an. Hohe Temperaturen erscheinen hier dunkel, niedrige Temperaturen hell. (Quelle: http://trmm.gsfc.nasa.gov/data/quicklook/quick_looks.html)

Abstand zwischen den Gebieten, die in aufeinander folgenden Überflügen abgedeckt werden mit zunehmendem Abstand vom Äquator. Infolgedessen werden die Bereiche an den nördlichen und südlichen Begrenzungen des TRMM-Beobachtungsgebietes mehrmals am Tag in schneller Folge überflogen. Daran schließt sich dann eine Zeitspanne von 20 bis 22 Stunden an, in denen keine Beobachtung erfolgt. Somit verschiebt sich im Monatsverlauf die tägliche lokale Überflugzeit des Satelliten für ein bestimmtes Gebiet. Die tägliche 4 bis 6 stündige Phase der intensiven Beobachtung durch die dicht aufeinander folgenden Überflüge über dem Gebiet verlagert sich im Laufe der Wochen zu immer früheren Tageszeiten hin.

Die Verschiebung der täglichen lokalen Überflugzeit des Satelliten ermöglicht so für ein bestimmtes Gebiet eine Betrachtung der Emissivitäten zu unterschiedlichen Tageszeiten. Die Abdeckung des Gebietes zur gleichen Tageszeit wird jedoch erst nach dem Ablauf von 6 Wochen wieder erreicht. Dadurch sind Aussagen über einen Tagesgang der Emissivitäten nur bedingt möglich, da saisonale Einflüsse überlagert sein können.

4.2 Zeitliche Variabilität der Oberflächenemissivität

Im folgenden Abschnitt wird die Variabilität der Emissivität einer natürlichen Oberfläche, ein möglicher Tagesgang an einem bestimmten Ort und der Einfluss von vorausgegangenen Niederschlagsereignissen auf das Emissionsvermögen der Oberfläche untersucht. Dies wird anhand des zeitlichen Verlaufs der abgeleiteten Emissivitäten in der Region Little Washita betrachtet. Um eine möglichst detaillierte Aufschlüsselung der Zusammenhänge zu erzielen, werden dazu die hochaufgelösten bodengebundenen Niederschlagsdaten aus den Monaten Juni 1999 und Juli 1999 zur Kennzeichnung der Niederschlagsereignisse genutzt.

In den folgenden Abbildungen 4.3 und 4.4 werden die abgeleiteten Werte der 10 *GHz*-Emissivität der TMI-Messungen für beide Polarisationsrichtungen gezeigt. Da die Variation der Emissivitäten in den anderen Kanälen zwischen 19 und 85 *GHz* qualitativ derjenigen in der unteren Frequenz entspricht, wird auf die entsprechende Darstellung für diese Kanäle hier verzichtet. Eine Zusammenfassung der Untersuchungen aus den Abschnitten 4.2 und 4.3 wird für alle Kanäle in tabellarischer Form am Ende des Abschnittes 4.3 geliefert (siehe Tab. 4.6 und 4.7 auf den Seiten 107 und 108).

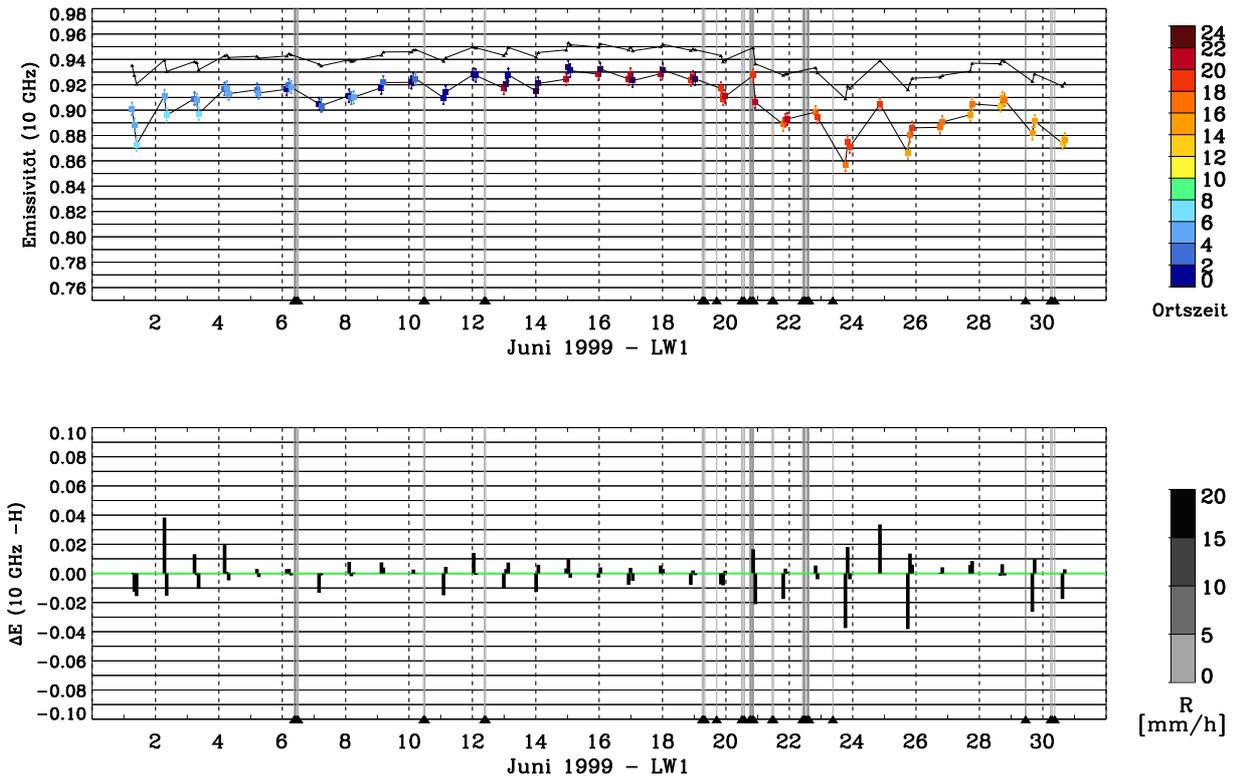


Abb. 4.3: Oben: Zeitlicher Verlauf der Emissivität im Juni 1999 in der Region Little Washita. Vertikale Polarisation in schwarz, horizontale Polarisation farbig. Unten: Abweichungen zur Messung des vorangegangenen Überfluges als schwarze Balken.

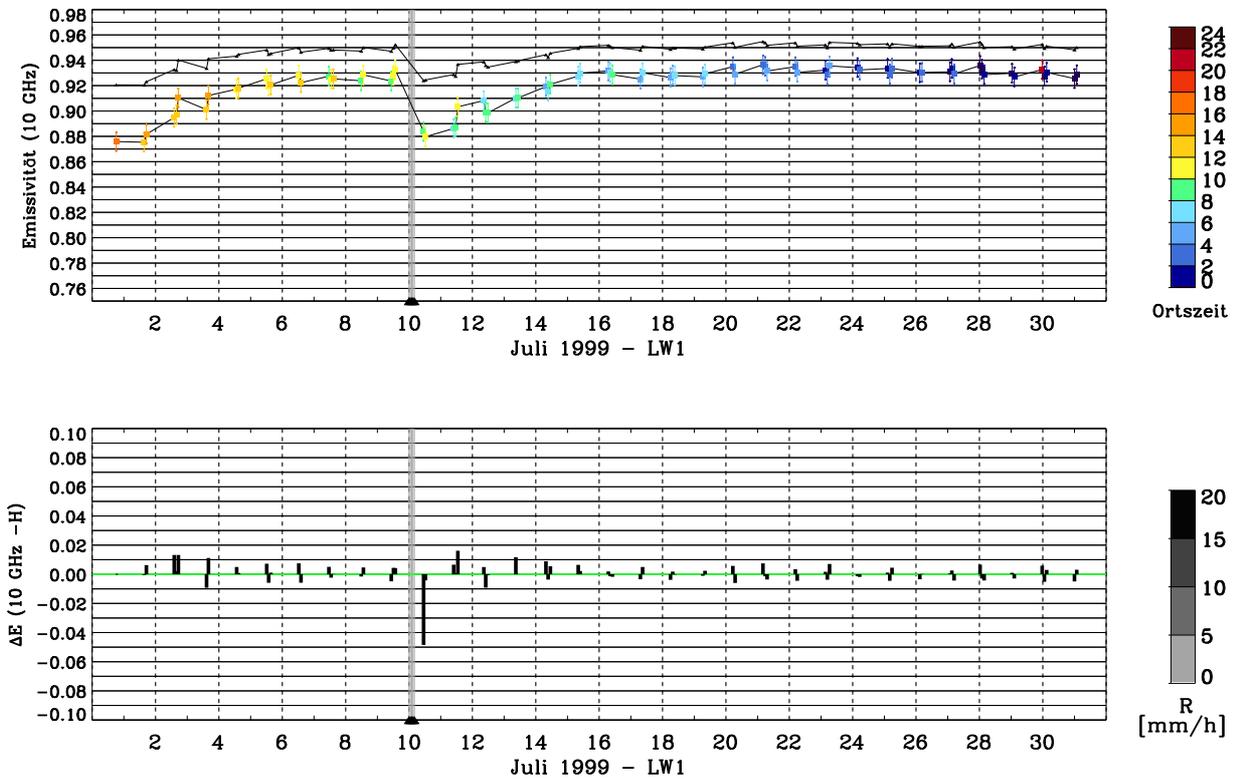


Abb. 4.4: Wie Abb. 4.3 im Juli 1999.

In den Abbildungen 4.3 und 4.4 wird der Verlauf der Emissivität für die Monate Juni 1999 und Juli 1999 in der Referenzregion Little Washita gezeigt. Dargestellt sind im oberen Teil der Abbildungen die Gebietsmittel der Emissivität des 10 *GHz*-Kanals in beiden Polarisierungen als Zeitserie über die beiden Monate. Die Farbgebung der Symbole der Emissivitätsmittelwerte in horizontaler Polarisation kennzeichnet die zeitliche Zuordnung der Satellitenmessung zu 2-Stunden-Intervallen. Die vertikale Polarisation wird durch schwarze Symbole gekennzeichnet. Im unteren Teil der Abbildungen sind entsprechend die Differenzen der Emissivitäten zur jeweils vorhergehenden Beobachtung aufgetragen (nur horizontale Polarisation). Weiterhin wurden in der Abbildung die Tage mit Niederschlag in dem Referenzgebiet durch graue Balken hinterlegt und zusätzlich durch Markierungen am unteren Rand der Abbildungen hervorgehoben. Hier sind nur solche Niederschlagsereignisse verzeichnet, deren Niederschlagsmenge im Gebietsmittel der ARS-Stationen 0.5 *mm* pro Stunde übersteigt. Die Intensität der Ereignisse ist durch verschiedene Graustufen der Balken angedeutet. Da der GDCN-Datensatz keine zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsdaten liefert, wurden die Beobachtungen dieser Stationen hier nicht berücksichtigt.

4.2.1 Lokale Variabilität des Emissionsvermögens

Die lokale Variabilität des Emissionsvermögens einer Oberfläche, welche sich über einen gewissen Zeitraum in einem stabilen Zustand befindet, erlaubt eine Einschätzung der Auswirkungen von Störungen ebendiesem Zustands. Zu diesem Zweck wird hier zunächst der niederschlagsfreie, ungestörte Zeitraum der letzten zwei Wochen im Monat Juli 1999 in Abbildung 4.4 betrachtet.

Sofern die Messungen nicht durch Niederschlag beeinflusst werden, kann eine Schwankung der abgeleiteten Emissivitätswerte von Überflug zu Überflug von 0.003 im Monatsmittel beobachtet werden. Die Variabilität der abgeleiteten mittleren Emissivitätswerte aufeinander folgender Überflüge liegt im Referenzgebiet auch dann in der Größenordnung von weniger als 0.007, wenn die letzte Messung der intensiven Beobachtungsperiode des einen Tages mit der ersten Messung der intensiven Beobachtungsperiode des Folgetages verglichen wird und somit der zeitliche Abstand der Messungen mehr als 20 Stunden beträgt.

Diese lokale Variabilität hat mehrere Ursachen: So führen sowohl die unterschiedliche Abdeckung des Referenzgebietes durch aufeinander folgende Satellitenüberflüge als auch die unterschiedlichen geographischen Positionen jeder Einzelmessung zu verschiedenen Werten der abgeleiteten Emissivität im Referenzgebiet. Im nachfolgenden Überflug werden folglich die gleichen Flächen unter einem leicht unterschiedlichen effektiven Blickwinkel beobachtet. Zusätzlich können die verschiedenen Oberflächenanteile der Szene im Blickfeld des Satelliten mit leicht veränderter Gewichtung zur Messung beitragen. In der Summe

dieser Effekte tragen jeweils andere Bildelemente zum Gebietsmittel der Emissivität bei, woraus selbst bei zeitlich konstanter Emissivität der einzelnen Anteile eine Schwankung der Werte der Gesamtemissivität von Überflug zu Überflug resultieren würde.

Ebenso tragen die systematischen Fehler der Helligkeitstemperaturmessung am Satelliten und der Fehler des Verfahrens zur Bestimmung der Oberflächenemissivität zu einer Variation der abgeleiteten Emissivität bei. Der Verfahrensfehler ist jedoch um eine Größenordnung kleiner als die hier beobachtete Variation der lokalen Emissivität in niederschlagsfreien Perioden (siehe Tab. 3.3 auf S.67). Darüberhinaus kann auch leichter Regen, welcher nicht detektiert wurde, durch eine leichte Benetzung der Oberfläche zu einer Fluktuation in den Emissivitätswerten führen. Ebenso können atmosphärische Bedingungen, die nicht der verwendeten Wasserdampfklimateologie entsprechen, oder physikalische Veränderungen der Oberfläche (Erwärmung, Abkühlung) die resultierenden Helligkeitstemperaturen verändern, so dass trotz der zum Teil nur kurzen Zeiträume zwischen den Messungen unterschiedliche Emissivitätswerte am gleichen Ort abgeleitet werden.

4.2.2 Einfluss von Niederschlagsereignissen

Im Folgenden soll nun der Einfluss von Niederschlagsereignissen auf das Emissionsverhalten der Oberfläche untersucht werden. Dazu werden die Beobachtungen an den Niederschlagsstationen im Untersuchungsgebiet genutzt, um den Zeitpunkt der Benetzung der Oberfläche abzuschätzen. Die Diskussion wird hier am Beispiel der Emissivitäten des 10 *GHz*-Kanals im Juni und Juli 1999 aus den Abbildungen 4.3 und 4.4 geführt.

Anhand der eingetragenen Zeitpunkte der Niederschlagsereignisse ist eine deutliche Veränderung des Emissionsvermögens durch den Eintrag von Wasser zu erkennen. Es zeigt sich ein eindeutiger kausaler Zusammenhang zwischen dem Verlauf der Emissivität und dem vorhergehenden Eintritt von Niederschlagsereignissen. Dies ist besonders klar im Monat Juli 1999 zu sehen, in dessen Verlauf das Emissionsvermögen durch zwei Niederschlagsereignisse beeinflusst wird. Diese traten am 30. Juni 1999 und in der Nacht vom 9. auf den 10. Juli 1999 ein.

Das Niederschlagsereignis vom 10. Juli 1999 bildet sich deutlich durch eine Absenkung der mittleren 10 *GHz*-Emissivität in horizontaler Polarisation von 0.93 auf 0.88 ab (siehe Abb. 4.4). In der Zeit von 23:30 Uhr des 9. Juli bis 5:30 Uhr des 10. Juli fielen 15 *mm* Niederschlag. Während somit am 9. Juli in der Mittagszeit noch der trockene Untergrund beobachtet wird, fanden die Messungen am folgenden Mittag unter dem Einfluss des feuchten Bodens statt, woraus eine Absenkung des Emissionsvermögens um 0.05 im Vergleich der beiden Messungen resultiert. Man erkennt einen Anstieg der Oberflächenemissivität nach dem Ereignis auf die mittleren Werte der Tage vor dem Niederschlag. Sofern die

Ereignisse hinreichend weit auseinander liegen, entsteht ein typisches Sägezahnmuster im zeitlichen Verlauf, welches auch bei Untersuchungen der Bodenfeuchte beobachtet wird (Seuffert *et al.*, 2003).

Treten die Niederschlagsereignisse jedoch in schneller Folge ein, wie im Juni 1999 zu beobachten ist (Abb. 4.3), so resultiert daraus ein stark schwankender Verlauf der abgeleiteten Emissivitätswerte. Durch die rege Schauertätigkeit in der Region beispielsweise in dem Zeitraum vom 19. bis 23. Juni 1999 wird eine fortschreitende Absenkung der mittleren Emissivitätswerte induziert. Sie beträgt in der Summe über diese 5 Tage ~ 0.07 .

4.2.3 Einfluss des trockenen Untergrundes in der Nähe von Niederschlagsereignissen

Anhand des erwähnten fünftägigen Zeitraumes im Juni 1999 können weitere Effekte benannt werden, die den gezeigten Verlauf der Emissivitätswerte beeinflussen. Bei der Betrachtung der zeitlichen Abfolge der Emissivität in Abbildung 4.3 fallen die Eintragungen der Messungen am 20. Juni um 20:30 Uhr und am 22. Juni in den Abendstunden auf. Sie weichen vom generellen Trend abnehmender Emissivitäten in Folge vorangegangener Niederschläge deutlich ab. Am 20. Juni überschneidet sich der Zeitpunkt des Überfluges mit dem Regenereignis, welches noch bis 21 Uhr anhielt. Auch am 22. Juni fiel kurz vor der Satellitenmessung in der Region Niederschlag, jedoch wird dieser nicht in vollem Umfang in den Messungen abgebildet. Weiterhin fällt ein außergewöhnlicher Anstieg der abgeleiteten Emissivität in dem Gebiet am übernächsten Tag, dem 24. Juni 1999, auf. Wie im späteren Abschnitt 4.3.2 noch gezeigt wird, traten auch an diesem Tag Niederschläge in der Region auf, die jedoch von den hier eingetragenen ARS-Micronet-Stationen nicht erfasst wurden. Sie können jedoch im Datensatz der GDCN-Stationen nachgewiesen werden.

Bevor diese Beobachtungen erläutert werden, soll folgender Sachverhalt durch die schematische Darstellung in Abbildung 4.5 verdeutlicht werden: Die Messungen, die das Gebietsmittel der Emissivität bestimmen, können für aufeinander folgende Termine aus verschiedenen Teilbereichen des Untersuchungsgebietes stammen. Diese Teilbereiche können unterschiedliche Oberflächeneigenschaften haben. Wenn sich zu einem Termin die Beobachtung mit dem Niederschlagsereignis zeitlich überschneidet, ergibt sich die in Abbildung 4.5 skizzierte Situation. Darin ist links ein fiktives Untersuchungsgebiet während eines Niederschlagsereignisses schematisch dargestellt und rechts die Situation zum nächsten Beobachtungstermin. Die weißen Flächen repräsentieren zu beiden Terminen die unbenetzte Oberfläche im Untersuchungsgebiet. Die grau hinterlegte Fläche links soll den Teil des Gebietes darstellen, in welchem zum Termin 1 aktuell Niederschlag fällt. Zum darauf folgenden Termin 2 (rechts), soll diese Fläche noch benetzt sein, was durch die Schraffur gekennzeichnet wird. Durch die Kreuze werden beispielhaft verschiedene Positionen der

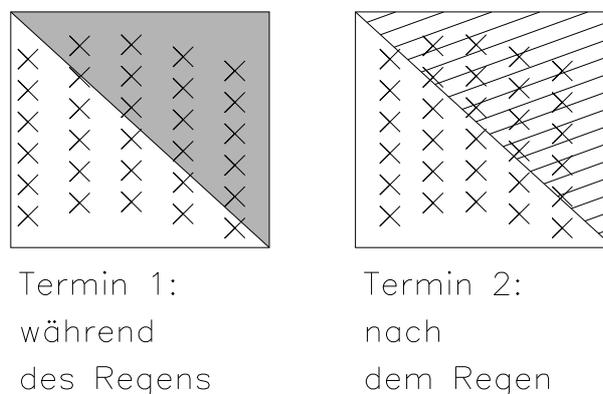


Abb. 4.5: Schematische Darstellung der Flächen im Untersuchungsgebiet, die während und nach einem Niederschlagsereignis in das Gebietsmittel der Emissivitätswerte eingehen. Links: Aktueller Niederschlag in der grau hinterlegten Fläche des Gebietes. Rechts: Durch den vorhergehenden Niederschlag benetzte Fläche (schraffiert). Trockene Oberfläche zu beiden Terminen in weiß. Positionen der Satellitenmessungen durch Kreuze angedeutet. Größenverhältnisse sind willkürlich.

Satellitenmessungen angedeutet. Die Darstellung ist weder flächentreu noch größenkaliert.

Wie in Abschnitt 3.5 erläutert, werden Beobachtungen mit aktuellem Regen (graue Fläche zu Termin 1 in Abb. 4.5) von der Bestimmung der Oberflächenemissivitäten ausgeschlossen. Erstreckt sich der Niederschlag nicht über das gesamte Untersuchungsgebiet, so verbleiben zur Emissivitätsbestimmung zu diesem Termin gerade diejenigen Messungen, die über der unbenetzten Oberfläche stattfanden (weiße Fläche zu Termin 1). Beim nächsten Beobachtungstermin sei das gesamte Gebiet niederschlagsfrei. Es gehen dann sowohl die Messungen über der vom vorhergehenden Niederschlag noch benetzten Fläche (schraffiert) in das Gebietsmittel ein als auch diejenigen über den trockenen Anteilen (weiße Flächen). Dadurch ergibt sich zum Zeitpunkt des Niederschlages bei Termin 1 eine höhere mittlere Emissivität in dem Untersuchungsgebiet als zum nachfolgenden Termin 2.

Der hier skizzierte angenommene Fall von gleich großen benetzten und unbenetzten Flächenanteilen im Untersuchungsgebiet kann in der Realität mit verschiedener Gewichtung der einzelnen Anteile auftreten. Außerdem kann auch eine unterschiedlich starke Benetzung der Oberflächenanteile vorliegen und so zu einem Mischsignal führen. Zum Teil gelangen auch aufgrund der unterschiedlichen Abdeckung des Gebietes von einem Überflug

zum anderen unterschiedliche geographische Anteile ins Blickfeld der Messungen, wodurch das resultierende Signal entsprechend den beschriebenen Überlegungen beeinflusst wird. Das Ausmaß der genannten Effekte hängt vom aktuellen Verhältnis der benetzten und unbenetzten Anteile in der betrachteten Szene sowie vom jeweiligen Besetzungsgrad der beteiligten Flächen ab.

Mit diesen Ausführungen ist der in den Daten aufgezeigte Befund wie folgt zu erklären: Bedingt durch die zeitliche und räumliche Koinzidenz des Satellitenüberfluges am 20. Juni mit einem Niederschlagsereignis entsteht die starke Abweichung der mittleren Emissivitätswerte des aktuellen Überfluges vom Trend der vorangegangenen und nachfolgenden Messungen. Wie oben erläutert, repräsentieren nach Ausschluss des aktuellen Niederschlages aus den Messungen die verbleibenden Bildelemente der Szene genau diejenigen Flächen, in denen es zu dem Zeitpunkt nicht geregnet hat und welche überwiegend trocken sind. Sie ergeben folglich eine höhere mittlere Emissivität als die nach dem Regenereignis abgeleiteten Werte, die dann den Einfluss des nassen Bodens einschließen. Die trotz des vorangegangenen Schauers und damit möglicher Benetzung der Oberfläche leicht erhöhten Werte der Emissivität am Abend des 22. Juni 1999 sind hingegen eine Folge der unvollständigen Benetzung der Fläche des Untersuchungsgebietes. Der leichte Anstieg der durch die Niederschläge des Vortages bereits abgesenkten Emissivität der Oberfläche weist darauf hin, dass im Blickfeld der Messung auch unbenetzte Oberflächenanteile liegen, die jedoch im Gegensatz zu den Ergebnissen am 20. Juni 1999 die Emissivität der Szene nicht dominieren.

Die Beobachtung der vergleichsweise hohen Emissivitätswerte am 24. Juni 1999 steht ebenfalls im Zusammenhang mit dem Durchzug eines Niederschlagsgebietes. Dadurch tragen vor und nach dem Ereignis die Flächen verschiedener Benetzungszustände mit unterschiedlichem Gewicht zum Gebietsmittel bei. An diesem Tag wurde an einigen GDCN-Stationen Niederschlag gemeldet, welche jedoch den Zeitpunkt des Ereignisses nicht festhalten und deswegen in der Abbildung 4.3 nicht eingetragen sind. Daher kann keine Aussage darüber gemacht werden, ob eine zeitliche Überschneidung von Messung und Niederschlagsereignis die resultierenden hohen Emissivitätswerte bedingt, oder ob dies durch eine nur unvollständige Benetzung der Beobachtungsfläche zu erklären ist. In beiden Fällen bleiben jedoch nach Ausschluss der durch aktuellen Niederschlag beeinflussten Bildelemente in der Region wiederum ausreichend viele Messungen über trockenen oder weniger stark benetzten Oberflächen in direkter Nähe des Niederschlagsgebietes übrig, um der Emissivitätsdepression der benetzten Anteile entgegenzuwirken. Die effektive mittlere Emissivität der gesamten Region weist daher höhere Werte auf als die der benetzten Flächen der vorangehenden und nachfolgenden Messungen.

Da die Ableitung der Oberflächenemissivität anhand der Helligkeitstemperaturbeobachtungen nur in niederschlagsfreier Atmosphäre möglich ist, kann es also vorkommen,

dass trotz zeitlicher Nähe des Satellitenüberfluges und des Regenereignisses sich Letzteres nicht oder nur unvollständig in den abgeleiteten Emissivitäten abzeichnet, wie es in den angeführten Beispielen der Emissivität des 20., 22. und 24. Juni 1999 ausgeführt wurde. Dies muss bei der nun folgenden Analyse des Jahresverlaufs der Emissivitätswerte berücksichtigt werden, denn für diesen Zeitraum liegen die Niederschlagsdaten nur in tagesakkumulierten Summen vor. Daher ist die zeitliche Abfolge oder gar Überschneidung von Niederschlagsereignis und Satellitenmessung unbekannt.

Zusammenfassung

Durch den detaillierten Abgleich der zeitlichen Abfolge von Niederschlagsereignissen und abgeleiteten Landoberflächenemissivitäten in den Monaten Juni 1999 und Juli 1999 konnten verschiedene Einflüsse auf den Monatsverlauf der Emissivität identifiziert werden. Während die Variabilität der abgeleiteten Emissivitätswerte der trockenen Oberfläche an einem Ort von Überflug zu Überflug weniger als 0.01 beträgt, resultiert die Benetzung der Oberfläche durch vorausgegangenen Niederschlag in dem betrachteten Zeitraum in einer Absenkung der Emissivitätswerte in der Größenordnung von bis zu 0.05, sofern im nachfolgenden Überflug vornehmlich die benetzte Oberfläche in der Region beobachtet wird. Es konnte weiterhin gezeigt werden, dass die erhöhten Emissivitätswerte bei einer direkten Überschneidung von Satellitenmessung und Niederschlag darin begründet sind, dass in das Gebietsmittel nur diejenigen Messungen einbezogen werden, die den trockenen Untergrund in der Region repräsentieren.

Die gezeigten Effekte von Niederschlagsereignissen auf das Emissionsvermögen einer natürlichen Oberfläche stimmen mit den Erwartungen aus theoretischen Überlegungen überein. Das Emissionsvermögen von Wasserflächen macht im Mikrowellenbereich lediglich etwa 60 % der Emissivitätswerte von trockenen Landoberflächen aus. Daher wird die resultierende Emissivität der beobachteten Fläche abgesenkt, wenn in Folge von Niederschlagsereignissen eine relative Zunahme von mit Wasser bedeckten Flächen im Blickfeld der Satellitenmessung eintritt. Dass dieser Effekt durch eine Benetzung der Oberfläche erzielt werden kann, liegt wiederum daran, dass die Eindringtiefe der Strahlung in den Untergrund im Mikrowellenbereich in Abhängigkeit vom Feuchtezustand des Bodens zwischen einer und einem Zehntel der Wellenlänge liegt (siehe Abschnitt 2.1.1 auf Seite 16). Dies bedeutet, dass für trockene Böden die Schichtdicke, deren dielektrische Eigenschaften das Emissionsvermögen der Oberfläche bestimmt, für die TMI-Radiometerkanäle zwischen 3 cm bei 10 GHz und 0.3 cm bei 85 GHz liegt. Für feuchte Böden ist die Eindringtiefe um eine Größenordnung geringer. Daraus folgt, dass schon ein dünner Wasserfilm auf der Oberfläche oder dem Pflanzenbestand ausreicht, um das effektive Emissionsvermögen der betrachteten Fläche stark herabzusetzen.

4.3 Langzeitanalyse der abgeleiteten Emissivitäten

Die im vorangegangenen Abschnitt benannten Abhängigkeiten zwischen dem Auftreten von Niederschlagsereignissen und der abgeleiteten Landoberflächenemissivität sollen im Folgenden in einer Langzeitstudie über den Zeitraum von 13 Monaten verifiziert werden. Darüberhinaus wird eine statistische Untersuchung der Emissivitätsdepression infolge von Niederschlagsereignissen vorgenommen, um den Unterschied des Emissionsvermögens von trockenen und benetzten Oberflächen zu quantifizieren. Des Weiteren wird die Möglichkeit zur Abschätzung eines Tages- und Jahresganges der Oberflächenemissivität geprüft.

In den Abbildungen 4.6 bis 4.10 werden im oberen Teil der Abbildungen die im 10 GHz -Kanal des TMI-Radiometers abgeleiteten Emissivitätswerte in beiden Polarisierungen dargestellt. Als grüne Linie ist der Monatsmittelwert der Emissivität in horizontaler Polarisation angegeben. Wie in den vorangegangenen Abbildungen 4.3 und 4.4 zeigt die Farbgebung der Symbole die Überflugzeit des Satelliten an. Die Messungen sind aufgrund der unterschiedlichen Beobachtungsbedingungen von Flug zu Flug mit einem statistischen Fehler behaftet (siehe Abschn. 4.2). Nach Entfernen dieses Rauschens ergibt sich der geglättete Verlauf des Emissionsvermögens der Oberfläche, welcher in den folgenden Abbildungen 4.6 bis 4.10 als schwarze und rote Linie für die vertikale bzw. horizontale Polarisation dargestellt wurde. Das Filterverfahren, welches zur Glättung der Zeitreihe benutzt wurde, bestimmt ein gleitendes Mittel über 9 Messungen, die um die aktuelle Messung zentriert wurden. Die folgenden Untersuchungen wurden anhand der Werte des so geglätteten Verlaufs der 10 GHz -Emissivität vorgenommen. Die Angaben zu den Emissivitätswerten in den anderen Frequenzen zwischen 19 und 85 GHz werden in den Tabellen 4.6 und 4.7 zusammengefasst (siehe Seite 107 und 108).

Im unteren Teil der Abbildungen 4.6 bis 4.10 wird der maximale Wert der Emissivitätsänderung in Folge von vorausgehenden Niederschlagsereignissen für die horizontale Polarisation des 10 GHz -Kanals angegeben. Die Änderungen in der vertikalen Polarisationsrichtung werden ebenfalls in den genannten Tabellen am Ende des Abschnittes aufgelistet. Die Emissivitätsänderung wird als Differenz zwischen dem Minimum des geglätteten Verlaufs nach Beginn der Niederschlagsperiode und dem am letzten Termin vor den Niederschlägen abgeleiteten Wert angegeben. In den Abbildungen ist diese Absenkung der Emissivität durch rote Balken symbolisiert. Die gestrichelte rote Linie kennzeichnet den Zeitraum, über den die Differenz gebildet wurde.

Zusätzlich zu den auftretenden Differenzen in der Emissivität aufgrund der Niederschläge wird im unteren Teil der Abbildungen die mittlere einfallende Globalstrahlung in kWh/m^2 als schwarze Linie dargestellt. Dies ist hilfreich bei der Einschätzung der in der Region vorherrschenden Witterungsverhältnisse.

In den folgenden Untersuchungen des Jahresverlaufs der aus den TMI-Helligkeitstemperaturen abgeleiteten Emissivitäten werden die innerhalb eines Tages akkumulierten Niederschlagsmengen als Gebietsmittel aus den ARS-Micronet-Stationen und den GDCN-Stationen zur Dokumentation der Niederschlagsereignisse genutzt. Sie sind im Jahresverlauf der Landoberflächenemissivität in der Region Little Washita, welcher für den Zeitraum Juli 1998 bis Juli 1999 in den Abbildungen 4.6 bis 4.10 zu sehen ist, durch grau hinterlegte Balken eingetragen. Die Grauwerte kennzeichnen die Stärke der Niederschlagsereignisse in Stufen von 5 mm/Tag .

Die Tagessummen der Niederschläge liefern jedoch keine Aussage über die Stärke der Einzelereignisse. Eine innerhalb von 24 Stunden akkumulierte Niederschlagsmenge von 1 mm/Tag würde einem Ereignis entsprechen, welches über den Tag kontinuierlich andauert und im Mittel pro Stunde etwa 0.04 mm Niederschlag liefert. Nach einer Klassifikation von Tucker (1961) wäre dies als sehr leichtes Nieseln einzuschätzen (siehe Tab. 4.2). Demgegenüber ergeben Ereignisse, die in der Tagessumme 40 mm/Tag Niederschlag liefern, im Stundenmittel über den Tag 1.66 mm/h . Ein solches Ereignis wäre nach Tucker (1961) als moderater Regen zu bezeichnen. Es ist jedoch zu beachten, dass der Niederschlag bei starken Ereignissen zumeist nur innerhalb von wenigen Stunden fällt und eine aktuelle Wetterbeobachtung daher ein Starkregenereignis klassifizieren würde.

7 mm/Tag	0.3 mm/h	leichtes Nieseln
14 mm/Tag	0.6 mm/h	moderates Nieseln
17 mm/Tag	0.7 mm/h	leichter Regen
40 mm/Tag	1.6 mm/h	moderater Regen
57 mm/Tag	2.4 mm/h	starker Regen

Tab. 4.2: *Klassifikation von Niederschlagsereignissen.*
 Modifiziert nach Tucker (1961).

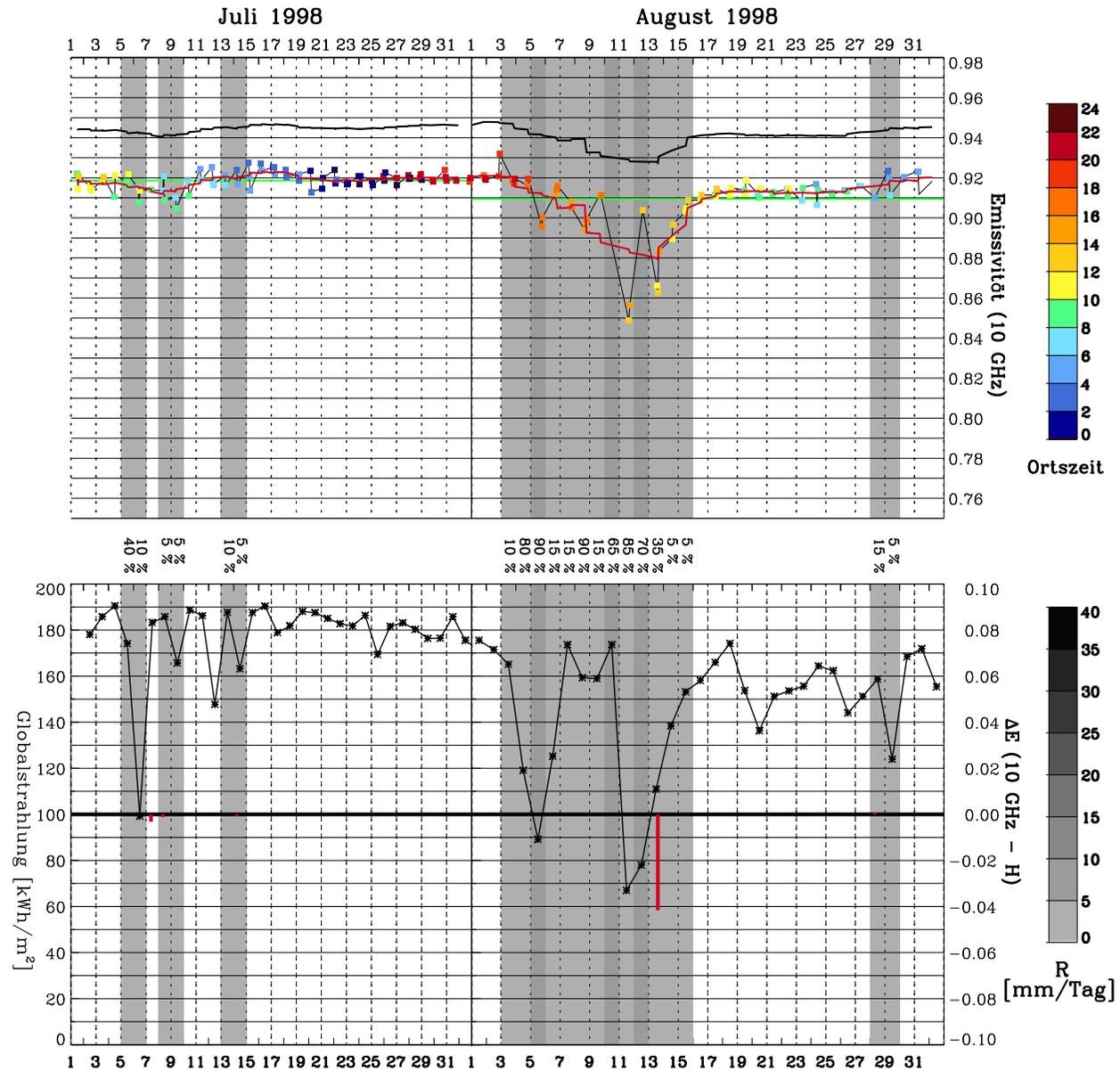
Zur Einschätzung, ob die gemeldeten Niederschlagsereignisse zum einen repräsentativ für das betrachtete Gebiet sind und zum anderen, ob sie aufgrund ihrer jeweiligen Stärke die Messung der Helligkeitstemperatur des Gebietes überhaupt relevant beeinflussen können, wird neben der Angabe der Niederschlagsmenge eine Abschätzung des Flächenanteils mit Niederschlagsgebieten benötigt. Zu diesem Zweck sind in der Mitte der Abbildungen 4.6 bis 4.10 Prozentangaben eingetragen. Sie geben für jedes Ereignis an, welcher Anteil der Stationen im Referenzgebiet Niederschlag gemeldet hat. Anhand dieser Angabe kann nachvollzogen werden, ob es sich um ein großflächiges Ereignis handelt oder um lokal begrenzte Schaueraktivität.

Abb. 4.6: Die ersten beiden Monate eines Jahresverlaufes des Emissionsvermögens im 10 GHz-Kanal in der Region Little Washita.

Oben: Geglätteter Verlauf in beiden Polarisationen als schwarze (vertikal) und rote (horizontal) Linie. Für die horizontale Polarisation sind zusätzlich die Einzelmessungen mit farblicher Kennzeichnung der Überflugzeit angegeben. Der Monatsmittelwert ist als grüne Linie dargestellt.

Unten: Maximal erreichte Absenkung der Emissivität (horizontale Pol.) aufgrund vorangegangener Niederschläge als rote Balken. Die mittlere Globalstrahlung in $[kWh/m^2]$ ist in schwarz gezeichnet.

Tage mit Niederschlag sind entsprechend der Niederschlagsmenge in mm/Tag grau hinterlegt. Die Prozentwerte geben den Anteil der Stationen an, die Niederschlag gemeldet haben.



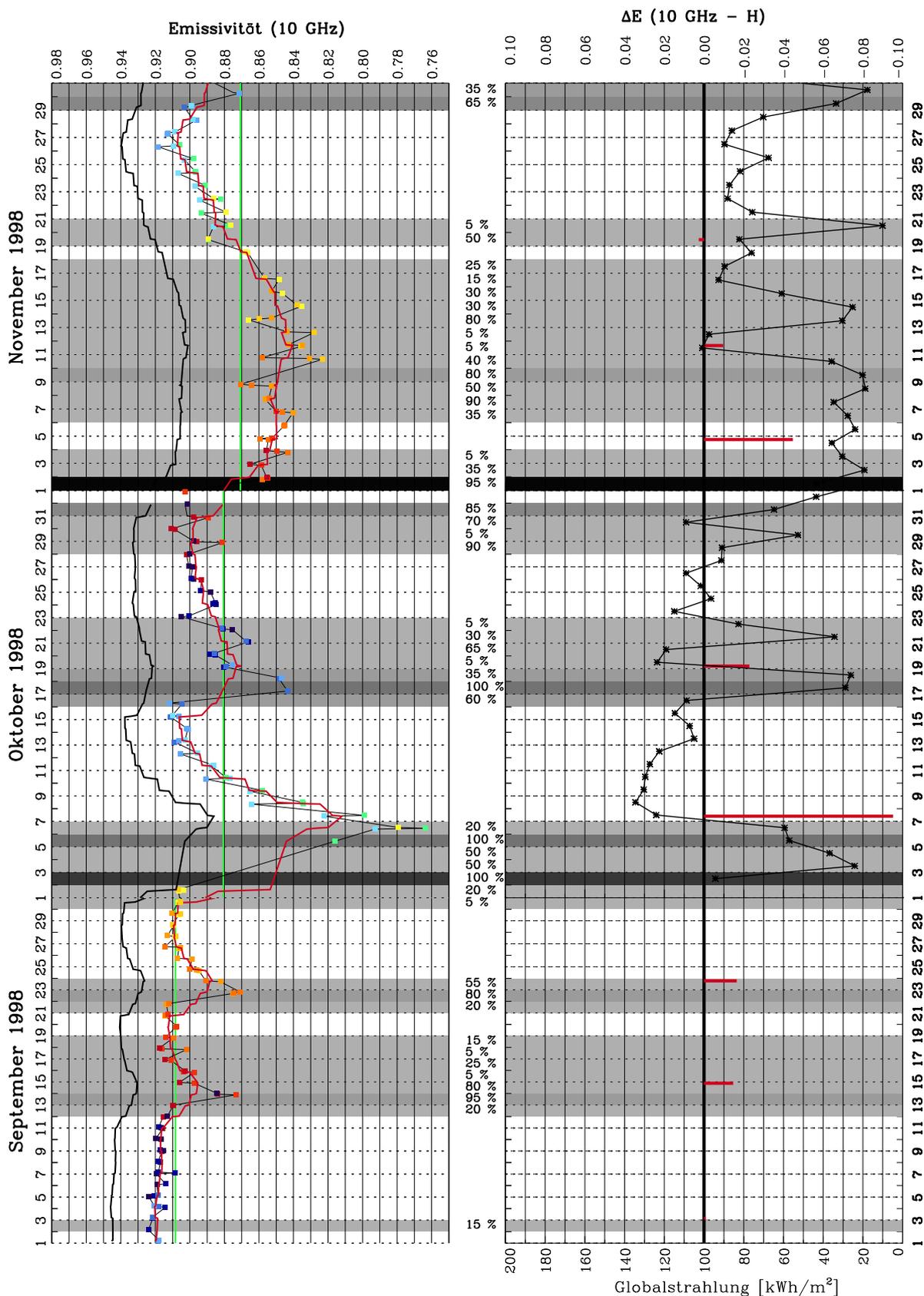


Abb. 4.7: Zweiter Teil des Jahresganges, siehe Abb. 4.6.

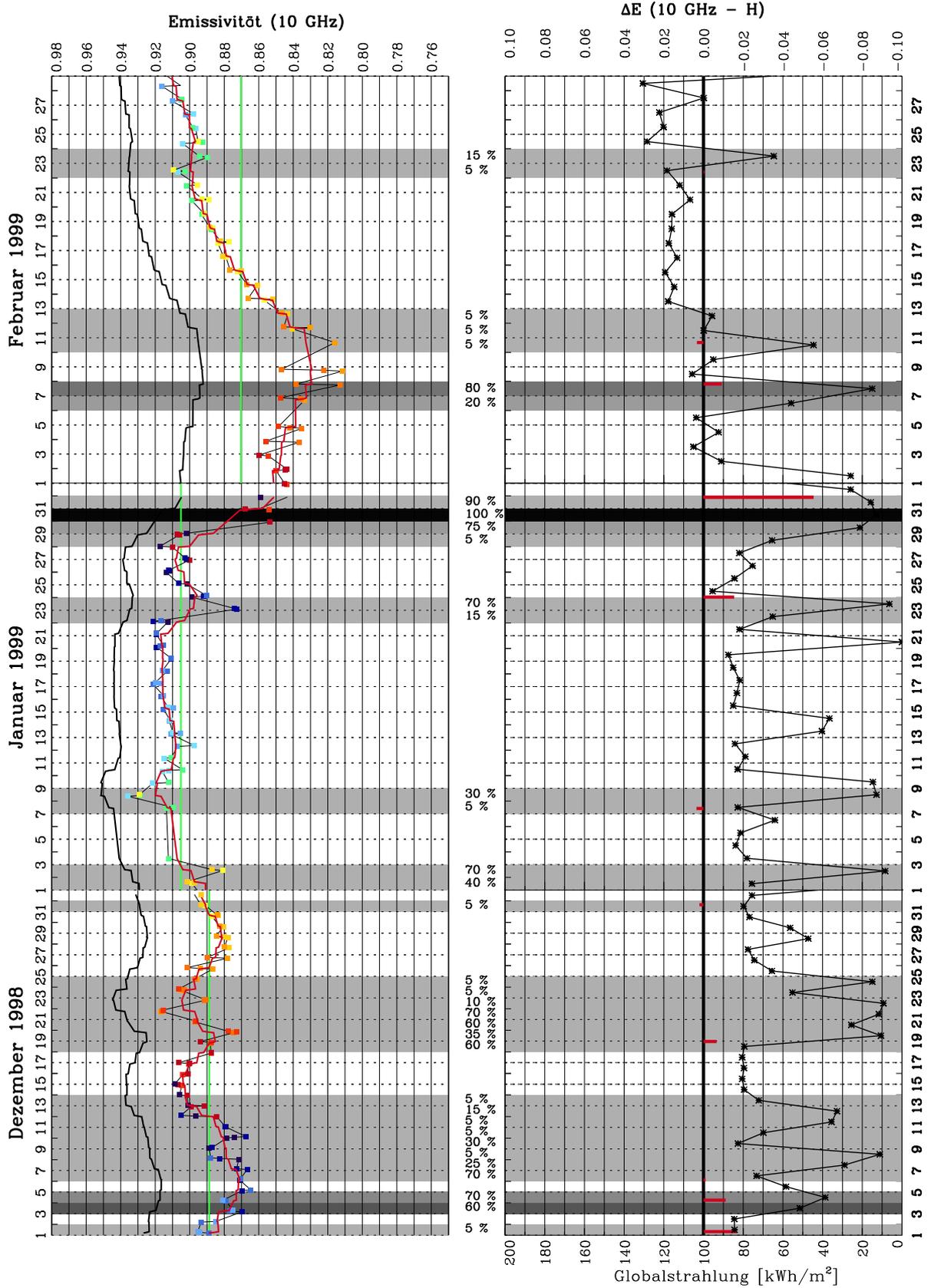


Abb. 4.8: Dritter Teil des Jahresganges, siehe Abb. 4.6.

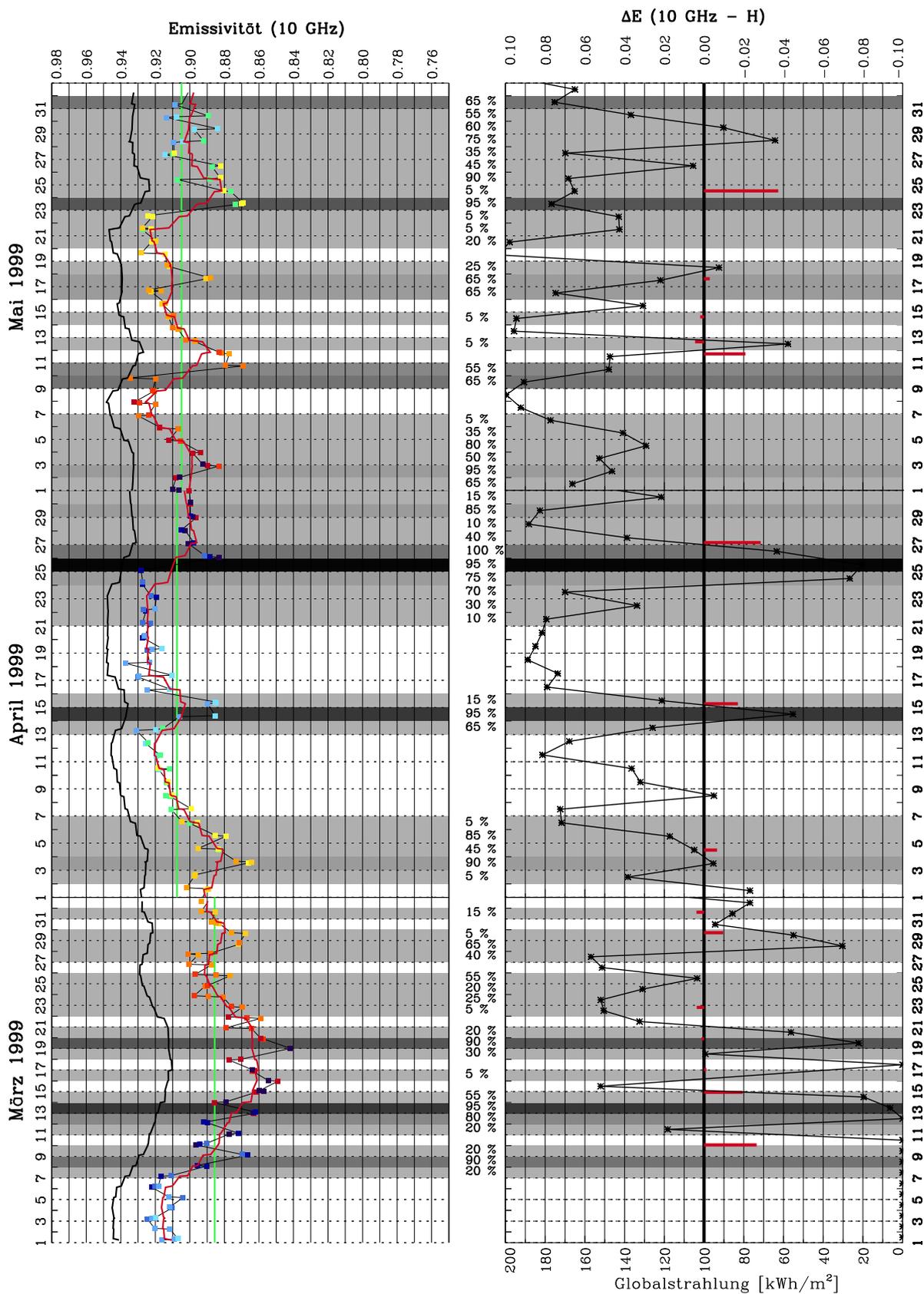


Abb. 4.9: Vierter Teil des Jahresganges, siehe Abb. 4.6.

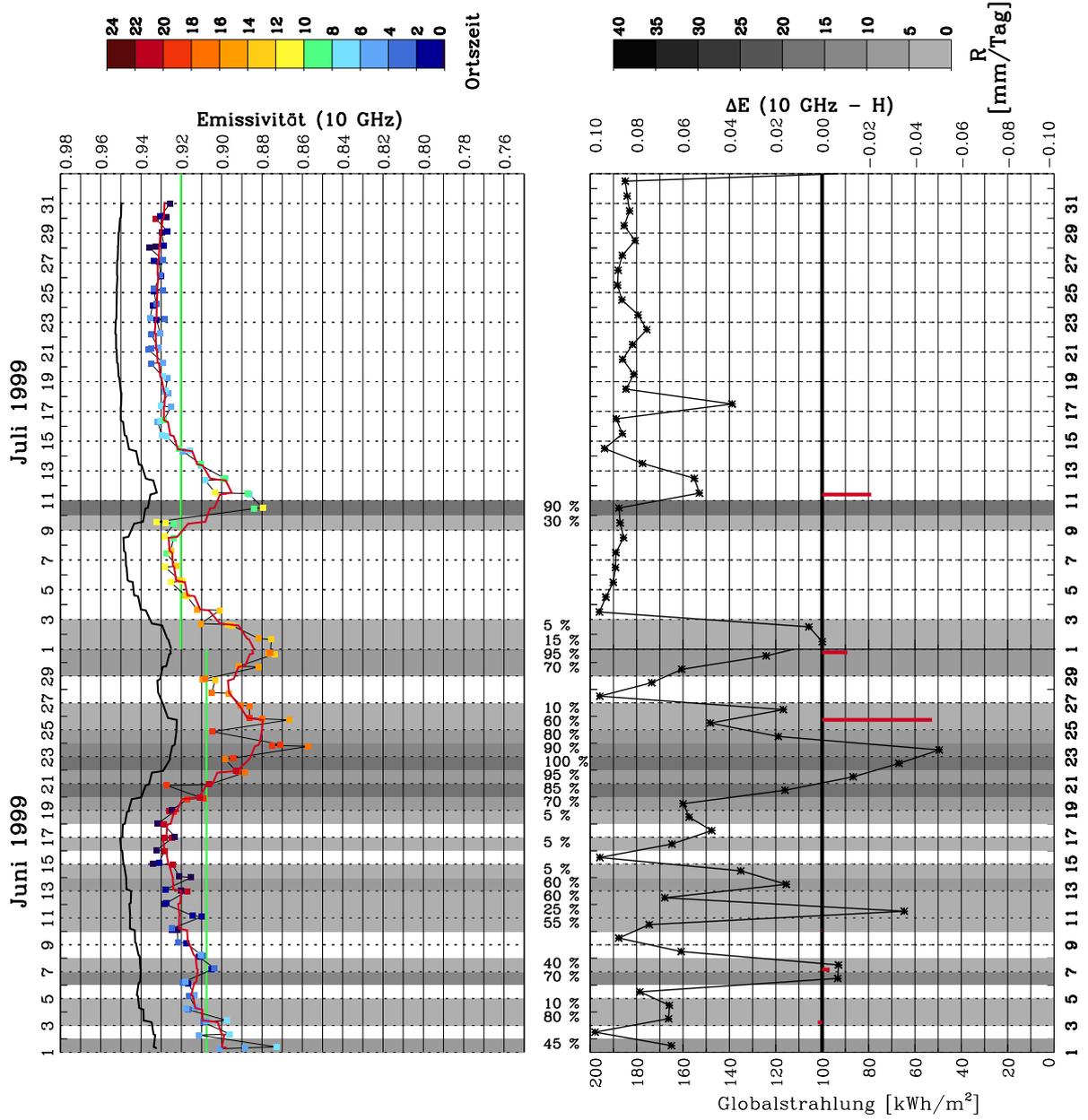


Abb. 4.10: Letzter Teil des Jahresganges, siehe Abb. 4.6.

Nr.	Termin	Tageszeit der Messungen	Emissivität	
			Mittelwert	rms
1	15.07. - 03.08.1998	20 - 8 Uhr	0.9202	0.0010
2	18.08. - 27.08.1998	7 - 15 Uhr	0.9131	0.0009
3	03.09. - 10.09.1998	23 - 6 Uhr	0.9179	0.0010
4	12.01. - 20.01.1999	5 - 11 Uhr	0.9131	0.0013
5	16.07. - 31.07.1999	23 - 10 Uhr	0.9308	0.0009

Tab. 4.3: *Links: Festlegung der niederschlagsfreien Perioden im Untersuchungszeitraum Juli 1998 bis Juli 1999 in der Region Little Washita. Rechts: Mittelwerte und mittlere quadratische Abweichung, rms, des gleitenden Mittels über 9 aufeinander folgende Messungen. Die Angaben beziehen sich auf die im 10 GHz-Kanal in horizontaler Polarisation abgeleitete Emissivität während der angegebenen Perioden.*

4.3.1 Emissionsvermögen der unbenetzten Oberfläche

In der Zeitserie der 13 Monate, die in den Abbildungen 4.6 bis 4.10 gezeigt ist, wird zunächst nach niederschlagsfreien Perioden gesucht. Anhand dieser soll die lokale Variabilität des Emissionsvermögens des unbenetzten Untergrundes, wie sie in der Betrachtung des Monats Juli 1999 in Abschnitt 4.2.1 abgeleitet wurde, überprüft werden. Im Verlauf des Untersuchungszeitraumes konnten mehrere Perioden isoliert werden, innerhalb derer an keiner der Stationen in der Region Niederschlag gefallen war. Nach den Erkenntnissen aus dem vorangegangenen Abschnitt 4.2.2 muss ein weiteres Kriterium bei der Festlegung der ungestörten Perioden erfüllt werden: Der Einfluss vorhergehender Niederschlagsereignisse muss bereits abgeklungen sein. Die Festlegung der ungestörten Perioden wird anhand des zeitlichen Gradienten der Emissivitätswerte vorgenommen. Es wird eine Mindestdauer von 5 Tagen gefordert, innerhalb derer der Gradient in der niederschlagsfreien Zeitspanne kleiner als 0.015 sein muss, damit die Messungen als vom Niederschlag ungestört gelten. Auf diese Weise wurden in den untersuchten 13 Monaten 5 Zeitabschnitte bestimmt, in denen die genannten Voraussetzungen erfüllt werden. Die resultierenden Termine sind in Tabelle 4.3 angegeben.

Durch den Vergleich der Niederschlagsereignisse im Monat Juli 1999 in den Abbildungen 4.4 und 4.10 wird zunächst die Festlegung der ungestörten Untersuchungsperiode von 15 Tagen in der zweiten Monatshälfte, wie sie in Abschnitt 4.2.1 vorgenommen wurde, bestätigt. In Tabelle 4.3 wird diese Phase als Nr. 5 bezeichnet. Auch an den GDCN-Stationen, deren Beobachtungen in der Abbildung 4.10 zusätzlich hinzugezogen worden sind, wurden in dem Monat keine weiteren Niederschlagsereignisse nach dem 10. Juli verzeichnet.

Im selben Monat des vorangegangenen Jahres (siehe Juli 1998 in Abb. 4.6) wurden durch die zusätzlich zu Rate gezogenen Niederschlagsstationen nur vereinzelte, leichte Niederschläge mit geringer Gebietsabdeckung dokumentiert. Diese treten am 5./6. Juni 1998, am 8./9. Juni 1998 und am 13./14. Juni 1998 mit Regensmengen unter 1 mm/Tag auf. Infolgedessen kommt es in der ersten Monatshälfte zu den moderaten Schwankungen in der Abfolge der abgeleiteten Emissivitätswerte. Aufgrund der geringen Intensität und starken räumlichen Begrenzung der Niederschläge haben diese jedoch nur einen geringen Einfluss auf die mittleren Emissivitätswerte. Die rms-Abweichung liegt in der ersten Monatshälfte bei 0.0015 und damit in der gleichen Größenordnung wie in den als ungestört identifizierten Zeitspannen. Eine Zusammenfassung zur Variabilität der unbenetzten Oberflächen in diesen 5 weitgehend ungestörten Untersuchungsperioden wird im rechten Teil der Tabelle 4.3 gegeben. Die mittleren Schwankungen der Emissivität von einer Messung zur anderen liegen in allen 5 Phasen, in denen der unbenetzte Untergrund beobachtet wurde, mit einem Betrag kleiner als 0.001 in der gleichen Größenordnung.

Es kann also festgehalten werden, dass die abgeleiteten Emissivitätswerte einer Oberfläche, welche sich in einem ungestörten, von Niederschlag unbeeinflussten Zustand befindet, im Laufe verschiedener Messungen um weniger als 0.1 % des Emissivitätsmittelwertes über den betrachteten Zeitraum fluktuieren. Damit kann das Emissionsvermögen einer solchen Oberfläche als nahezu stabil angesehen werden.

4.3.1.1 Tages- und Jahresgang der Emissivität in der Region

Anhand der in Tabelle 4.3 ausgewiesenen Zeitabschnitte des gesamten Untersuchungszeitraumes wird zusätzlich zu den Ausführungen des vorangegangenen Abschnitts die Suche nach einem mittleren Tages- und Jahresgang der Emissivität in der Region ermöglicht. Die von Niederschlag beeinflussten Phasen müssen von der Betrachtung eines Tages- und Jahresganges ausgeschlossen werden, weil der Einfluss der Benetzung der Oberfläche das Emissionsvermögen stark dominiert. Dieser Einfluss wird im anschließenden Abschnitt 4.3.2 näher betrachtet und quantifiziert.

Wie bereits erwähnt, muss eine Analyse des Tagesganges aufgrund der lokalen Wiederkehrzeiten des TRMM-Satelliten in der Region die Zeitspanne von mehreren Wochen berücksichtigen, damit mit Hilfe der Messzeitpunkte der einzelnen Messungen ein voller Tagesgang zusammengesetzt werden kann. Diese Voraussetzung wird mittels der Daten der oben definierten ungestörten Perioden aus den 13 Monaten des Untersuchungszeitraumes annähernd erreicht: Lediglich der Zeitraum zwischen 15 Uhr und 20 Uhr konnte in diesem Datensatz nicht durch Messungen aus niederschlagsfreien Perioden abgedeckt werden, welche die oben genannte Voraussetzung erfüllen. Außerdem muss berücksichtigt werden, dass die Untersuchung eines Tagesganges nicht gänzlich unabhängig vom Jah-

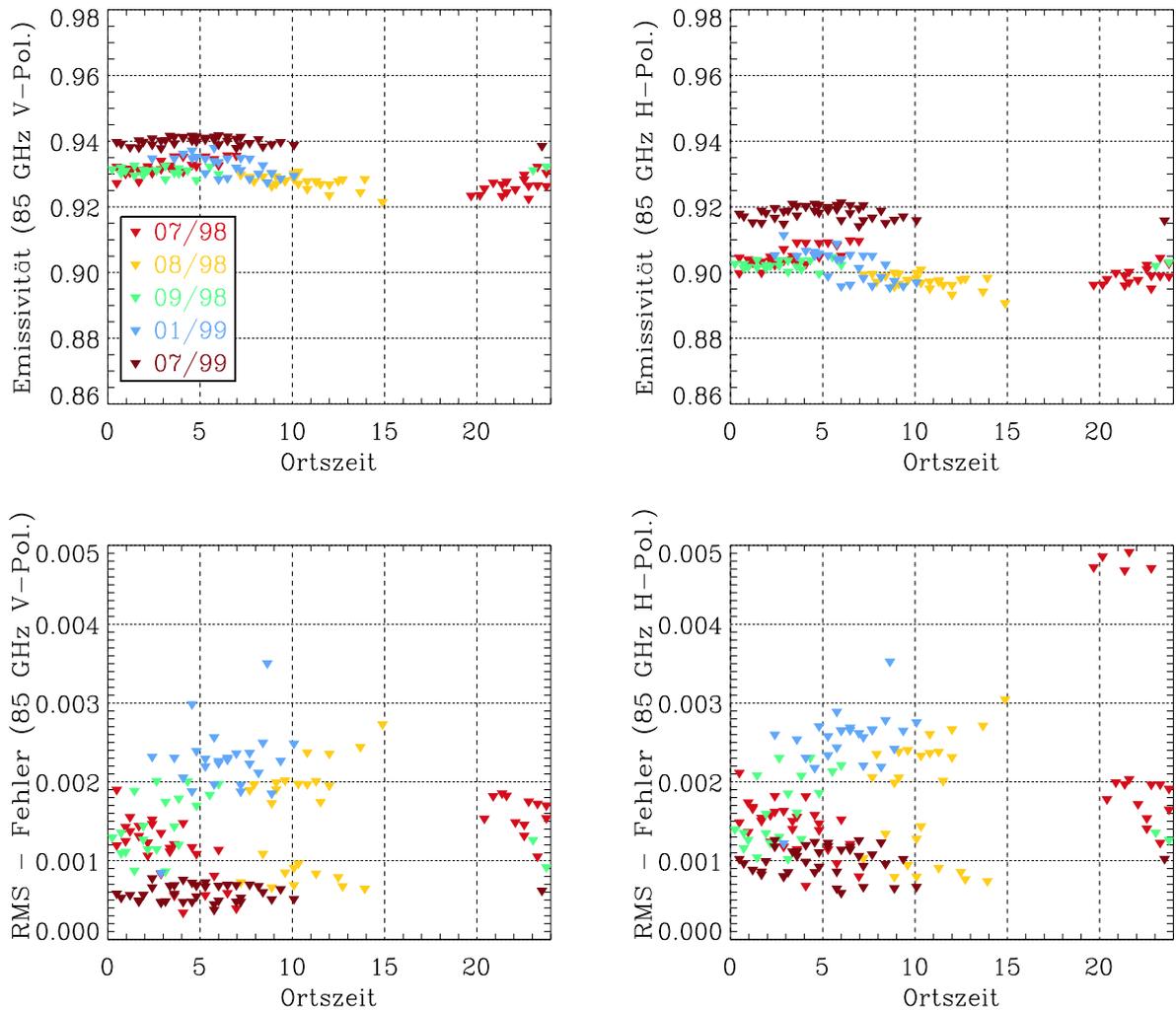


Abb. 4.11: Oben: Emissivitäten bei 85 GHz im Tagesverlauf über unbenetztem Untergrund aus verschiedenen Monaten des Jahres 1998/1999 (links für vertikale, rechts horizontale Polarisation).

Unten: Mittlere quadratische Abweichungen, rms, des gleitenden Mittels über 9 Messungen. Die Symbole kennzeichnen die 5 Perioden, die in Tabelle 4.3 definiert wurden.

resgang vorgenommen werden kann, da sich die in Frage kommenden Zeiträume über verschiedene Jahreszeiten erstrecken.

Die Analyse der Emissivität im Tages- und Jahresverlauf über unbenetztem Untergrund ist in Abbildung 4.11 für den 85 GHz-Kanal des TMI-Radiometers in beiden Polarisationen dargestellt. Wie aus dem oberen Teil der Abbildung ersichtlich wird, kann ein möglicher Tagesgang von den saisonalen Einflüssen nicht getrennt werden. So sind die unterschiedlichen Emissivitätswerte im Tagesverlauf gleichzeitig mit dem jahreszeitlichen Verlauf verknüpft. Betrachtet man die Emissivitätswerte innerhalb einzelner Monate, so

kann in dem Intervall der jeweils abgedeckten Tageszeiten keine Abhängigkeit zwischen dem Emissionsvermögen der Oberfläche und der Tageszeit der Messung festgestellt werden. Im Laufe der Untersuchung stellte sich heraus, dass der qualitative Verlauf der anderen Kanäle zwischen 10 und 37 GHz mit dem hier gezeigten weitgehend übereinstimmt. Auch in den niedrigeren Frequenzen des TMI-Radiometers kann keine tageszeitliche Abhängigkeit der Emissivitätswerte nachgewiesen werden. Daher wird auf die Darstellung der niedrigeren Frequenzen verzichtet.

Im vorangegangenen Abschnitt 4.2 wurden die Auswirkungen einer Benetzung der Oberfläche auf das Emissionsvermögen dieser Fläche betrachtet. Diese Untersuchungen legen die Vermutung nahe, dass auch durch Taubildung am frühen Morgen eine Absenkung der Emissivitätswerte erfolgen kann. Dies müsste sich in einer verstärkten Varianz der Messungen aufgrund der teilweise benetzten Flächen in den morgendlichen Messungen niederschlagen. Diese Hypothese wurde durch eine Analyse der Varianz der Emissivitätswerte im tageszeitlichen Verlauf geprüft. Eine Darstellung der mittleren quadratischen Abweichungen der Messungen ist im unteren Teil der Abbildung 4.11 entsprechend der Tageszeit aufgetragen. Anhand dieser Daten kann diese Vermutung nicht bestätigt werden.

Zusammenfassend wird hier festgestellt, dass durch die Analyse der ausgewählten Messintervalle in der Region Little Washita im Zeitraum Juli 1998 bis Juli 1999 kein Tagesgang der Emissivität über den unbenetzten Flächen nachgewiesen werden konnte. Dies ist eine Folge der begrenzten Datenlage, welche sich zum einen aus der Beschränkung des Untersuchungszeitraumes auf 13 Monate ergibt und zum anderen aus den geforderten Kriterien, die innerhalb der Perioden eingehalten werden müssen, um den Einfluss der Benetzung der Oberfläche auszuschließen. Aus den gleichen Gründen kann auch keine weitere Aussage zum Jahresgang der Emissivität über unbenetzten Oberflächen in dieser Region gemacht werden.

4.3.2 Emissivitätsdepression in Folge von Niederschlägen

Zur Untersuchung der Auswirkungen von Niederschlagsereignissen auf die Oberflächenemissivität werden die in den Abbildungen 4.6 bis 4.10 dargestellten Emissivitätswerte in ihrem Verlauf nach den Ereignissen näher analysiert.

Bezugnehmend auf die Ausführungen im vorangegangenen Abschnitt 4.2.3 wird hier zunächst auf die Abbildung 4.10 verwiesen, in der nochmals die Monate Juni 1999 und Juli 1999 dargestellt werden. Da hier im Gegensatz zu der Abbildung 4.3 aus dem Abschnitt 4.2.3 auch die Beobachtungen der Niederschlagssummen an den GDCN-Stationen verzeichnet sind, konnten weitere Tage mit Niederschlag in der Region erfasst werden, die

nach der Auswertung der ARS-Micronet-Stationen in Abbildung 4.3 vorerst als niederschlagsfrei angesehen wurden. Im Vergleich dieser Abbildungen wird bestätigt, dass das Verhalten des zeitlichen Verlaufs der Emissivität am 1. und 24./25. Juni 1999 ebenfalls mit dem Durchgang von Niederschlagsgebieten zu erklären ist. In gleicher Weise kann die Fluktuation der Werte an den Tagen vom 10. bis 13. Juni im Zusammenhang mit weiteren Niederschlagstagen in dem Zeitraum verstanden werden.

Durch die Betrachtung des vollen Untersuchungszeitraumes von 13 Monaten in den Abbildungen 4.6 bis 4.10 wird der starke Zusammenhang zwischen Niederschlagsereignissen und anschließender Absenkung des Emissionsvermögens der Oberfläche bestätigt. Die Erkenntnisse aus der Analyse anhand der hochaufgelösten Niederschlagsdaten im Abschnitt 4.2.2 vereinfacht die Interpretation des zeitlichen Verlaufs der Emissivitätswerte der aufeinander folgenden Einzelmessungen im Nachlauf von bzw. bei möglicher Koinzidenz mit Niederschlagsereignissen. Die Verminderung des Emissionsvermögens bildet sich jedoch auch dann noch deutlich in den Zeitserien ab, wenn diese vom Rauschen der Einzelmessungen befreit worden sind. Dies ist als durchgezogene schwarze (vertikale Polarisierung) und rote Linie (horizontale Polarisierung) in den Abbildungen eingetragen.

Es werden drei Merkmale identifiziert, welche einen Einfluss auf die Stärke der Emissivitätsabsenkung und auch auf den weiteren zeitlichen Verlauf haben:

- Die Stärke des Einzelereignisses,
- die durch das Ereignis abgedeckte Fläche des Beobachtungsgebietes,
- die Häufung von Ereignissen in kurzer Folge.

Diese Einflussfaktoren und ihre Auswirkungen auf das beobachtete Emissionsvermögen der Oberfläche werden im Folgenden an charakteristischen Beispielen aus dem Untersuchungszeitraum vom Sommer 1998 bis zum Sommer 1999 diskutiert. Eine statistische Betrachtung der Zusammenhänge zwischen der Emissivitätsverminderung und den genannten auslösenden Faktoren wird in Abschnitt 4.3.3 erstellt.

4.3.2.1 Quantifizierung des Einflusses von Niederschlag

Folgende Beobachtungen werden im Jahresverlauf der Emissivitätswerte in der Region Little Washita gemacht: Es fällt auf, dass die Niederschlagsereignisse eine unterschiedlich starke Absenkung des Emissionsvermögens der Oberfläche induzieren. Die Größenordnung der akkumulierten Emissivitätsdepression in Folge von wiederholten Niederschlagsereignissen kann diejenige der direkt aufeinander folgenden Beobachtungen weit übersteigen. Als maximale Absenkung des Emissionsvermögens aufgrund von Niederschlagsereig-

nissen wird die Differenz zwischen der letzten Messung vor der Niederschlagsperiode und dem minimalen Wert der Emissivität nach Beginn der Niederschlagsperiode bestimmt.

Pro Monat treten etwa 1 bis 3 markante Ereignisse auf, in deren Verlauf die Emissivität um mehr als 0.01 im Vergleich zur letzten Messung vor dem Niederschlag vermindert wird. In 5 Fällen erreicht die Abnahme zwischen den abgeleiteten Emissivitäten vor und nach dem Niederschlag sogar Werte zwischen ~ 0.04 und ~ 0.1 (13. August 1998, 7. Oktober 1998, 4. November 1998, 31. Januar 1999, 25. Juni 1999). Diese starke Absenkung des Emissionsvermögens der Oberfläche steht in allen Fällen im Zusammenhang mit entweder starken Niederschlägen an einzelnen Tagen im gesamten Gebiet oder aber mit moderaten Niederschlägen über mehrere Tage hinweg. Bei leichten Niederschlägen, die zudem auch nur eine geringe Gebietsabdeckung erreichen, werden geringere Differenzen der Emissivität von weniger als 0.01 festgestellt. Werden die Niederschläge nur an einem geringen Anteil der Stationen beobachtet, so bleibt der Verlauf der abgeleiteten Emissivitätswerte davon unbeeinflusst, wie beispielsweise am 28. und 29. August 1998 zu sehen ist.

4.3.2.2 Akkumulation durch nachfolgende Ereignisse

Der wiederholte Eintrag von Niederschlag auf die beobachtete Fläche durch dicht aufeinander folgende Ereignisse hat eine fortschreitende Absenkung des Emissionsvermögens der Oberfläche zur Folge.

So findet man einen Unterschied von nahezu 0.1 zwischen der mittleren Emissivität der ungestörten Phasen vor und nach dem heftigen Niederschlag in den ersten Tagen des Oktober 1998 (siehe Abb. 4.7). Im weitgehend ungestörten Zustand vor und nach dem Ereignis wird eine mittlere Emissivität von ~ 0.91 abgeleitet, während am 7. Oktober 1998 nach mehreren heftigen Niederschlägen in dem Gebiet der abgeleitete Wert auf ~ 0.81 abgesunken ist. An den vier vorhergehenden Tagen hat es an mindestens der Hälfte der Stationen geregnet, wobei an zwei Tagen flächendeckend heftige Niederschläge von 20 und 26 *mm/Tag* verzeichnet wurden. Dies führt in der Summe zu den extrem niedrigen Emissivitätswerten der nassen Oberfläche am 6. und 7. Oktober 1998. Mit Abklingen der Niederschläge regeneriert sich die Oberfläche wieder und nach einem Zeitraum von etwa 8 Tagen ist das Emissionsvermögen der unbenetzten Oberfläche wieder erreicht.

Als weiteres Beispiel der sukzessiven Absenkung des Emissionsvermögens wird hier die Zeitspanne vom 7. bis zum 17. März 1999 hervorgehoben (siehe Abb. 4.9). Es wird ein ähnliches zeitliches Verhalten der Emissivitätswerte wie im Oktober 1998 beobachtet, jedoch in gemäßigerer Ausprägung. Hier zeigt sich, dass sich aufgrund des wiederkehrend erneuten Eintrags von Niederschlag auf die Oberfläche in kurzer zeitlicher Folge deren Emissionsvermögen innerhalb von 10 Tagen in der Summe um etwa 0.055 vermindert, während die beobachteten Einzelereignisse jeweils mit etwa 0.02 zu der Absenkung bei-

tragen. In diesem Beispiel sind besonders starke Fluktuationen im Verlauf der fortschreitenden mittleren Absenkung des Emissionsvermögens von einer Messung zur nächsten zu beobachten. Der Zeitpunkt der aufeinander folgenden Beobachtungen ist in der Abbildung durch farbige Symbole gekennzeichnet. Diese Fluktuationen liegen vermutlich darin begründet, dass sich Helligkeitstemperaturmessung und Zeitpunkt der Niederschläge in Teilen des Gebietes überschneiden. Wie in Abschnitt 4.2.3 ausgeführt (siehe Abb. 4.5) entstehen dadurch starke Schwankungen im effektiven Signal der Fläche. Dass nicht nur die minimalen Werte sondern auch die maximalen Werte der Zeitserie in diesen Tagen fortlaufend abgesenkt werden zeigt, dass in keinem Fall ausschließlich der trockene Boden beobachtet wird, sondern es sich bei der resultierenden Beobachtung immer um ein Mischsignal aus trockenen und benetzten Flächen handelt.

4.3.2.3 Relaxation der Emissivität nach Niederschlagsereignissen

Der Einfluss des Niederschlages auf das Emissionsvermögen der Oberfläche klingt nach einer gewissen Zeitspanne wieder ab. Wenn nach dem Niederschlag eine hinreichend lange Phase ohne weitere Störung auftritt, so werden die Emissivitätswerte des ungestörten Oberflächenzustandes wieder erreicht. Diese Zeitspanne vom erreichten Minimum der Emissivität nach einem Niederschlagsereignis bis zum Erreichen der Emissivitätswerte des ungestörten Zustandes soll als Relaxationsphase bezeichnet werden. Die Relaxationsphasen zeigen verschiedene charakteristische Verläufe, welche von den vorherrschenden meteorologischen Bedingungen und der Stärke der Niederschlagsereignisse abhängen. Die unterschiedlichen Charakteristika der Relaxationsphasen werden im Folgenden anhand von Fallbeispielen dargestellt.

Mehrwöchige Relaxationszeit

Der wiederholte Eintrag von Niederschlag vermindert das Emissionsvermögen der Oberfläche zunehmend. Aufgrund des hohen Wassereintrages in den Boden wird bei akkumulierten Ereignissen typischerweise eine längere Abtrocknungsphase des Bodens beobachtet. Das Emissionsvermögen der Oberfläche bleibt während dieser Zeit immer noch unter dem Einfluss des nassen Bodens. Folglich tritt bei starken Auslenkungen aus dem ungestörten Zustand eine lange Relaxationsphase auf.

Dies wird beispielsweise im November 1998 und im Januar/Februar 1999 beobachtet (Abb. 4.7 und 4.8). Diese beiden Monate zeichnen sich durch eine sehr ähnliche zeitliche Abfolge der wesentlichen Niederschläge und trockenen Abschnitte aus. Zudem liegen die tagesakkumulierten Niederschlagssummen der beiden Monate in der gleichen Größenordnung. Beide Monate beginnen mit einem starken, flächendeckenden Niederschlagsereignis

(über 40 mm/Tag am 1. November 1998 und 30. Januar 1999) infolgedessen das Emissionsvermögen um Werte zwischen 0.04 und 0.055 abgesenkt wird. Daran schließt sich eine Phase von 7 Tagen mit wenig oder keinem Niederschlag an, welche jeweils von einem Ereignis mit Tagessummen von mehr als 5 mm/h beendet wird (9. November 1998 und 6./7. Februar 1999). Im Verlauf dieses Zeitraums und im Nachlauf des Niederschlages am Ende der 7 Tage sinkt das Emissionsvermögen sukzessive ab, bis es das jeweilige Monatsminimum von ~ 0.84 im November und ~ 0.83 im Februar erreicht hat. Damit ergibt sich in der Summe eine Verminderung des Emissionsvermögens um einen Wert von ~ 0.06 im November und ~ 0.08 im Februar. Die sich daran anschließende Phase ansteigender Emissivitätswerte zeigt in beiden Monaten einen sehr ähnlichen Verlauf, welcher im November 1998 aufgrund von einigen Niederschlägen geringeren Ausmaßes etwas stärkere Fluktuationen aufweist als im Februar 1999. In den beiden Monaten wird nach 15 bis 20 Tagen der Emissivitätswert des ungestörten Zustands der Oberfläche wieder erreicht.

Auffällig ist in diesen beiden Fallbeispielen, dass sich nach den anfänglichen heftigen Niederschlägen in beiden Fällen trotz Rückgang oder sogar Ausbleiben der Niederschläge für einige Tage noch keine kurzfristige Relaxation des Emissionsvermögens der Oberfläche einstellt. Erst nach dem erneut einsetzenden Niederschlag wird ein Anstieg des Emissionsvermögens beobachtet. Diese Verzögerung der Relaxation ist im November durch verminderte Einstrahlung aufgrund von starker Bewölkung verursacht, wodurch die Verdunstung gering bleibt und die Abtrocknung verhindert wird. Im Februar ist trotz stärkerer Einstrahlung bei geringeren Temperaturen ein ähnliches Verhalten zu beobachten. Die Verdunstung ist neben der Temperatur auch abhängig von den vorherrschenden Windverhältnissen. Bei starkem Wind wird die Abtrocknung generell beschleunigt.

Die Interpretation des unterschiedlichen zeitlichen Verlaufs der Emissivitätswerte soll anhand der Werte in Tabelle 4.4 erleichtert werden. Hier sind für die diskutierten Fallbeispiele die Extrema und Mittel der pro Tag einfallenden Solarstrahlung zusammen mit den entsprechenden Werten der Luft- und Bodentemperatur angegeben. Angaben zu den vorherrschenden Windverhältnissen können jedoch nicht gemacht werden. Für jedes Beispiel werden in der oberen Zeile die genannten Werte für einen Zeitraum vor Erreichen des Minimums und in der unteren Zeile nach Erreichen des Minimums angegeben. Daraus wird ersichtlich, dass in der Phase zwischen dem starken Niederschlag und dem Emissionsminimum sowohl im November als auch im Februar eine geringere totale Einstrahlung verzeichnet wurde als in der Relaxationsphase nach dem Erreichen des jeweiligen Minimums. Damit wird plausibel, dass der Anstieg im Emissivitätsverlauf nach den starken Niederschlägen in beiden Fällen zunächst ausbleibt und der Verlauf von dem Sägezahnmuster abweicht. Im Februar werden zudem geringere Bodentemperaturen als im November beobachtet, so dass trotz der höheren Einstrahlung als im November die Verdunstung gering bleibt und das Einsetzen der Relaxationsphase verzögert wird.

Termin	Globalstrahlung [kWh/m ²]				Lufttemperatur [°C]			Bodentemperatur [°C]		
	\bar{G}	G_{min}	G_{max}	G_{tot}	\bar{T}	T_{min}	T_{max}	\bar{T}	T_{min}	T_{max}
November 1998										
02.11. - 09.11.	28	18	35	226	8	4	23	12	9	16
12.11. - 26.11.	69	10	92	1043	11	1	23	12	8	18
Februar 1999										
01.02. - 07.02.	81	14	105	568	10	0	21	8	3	14
08.02. - 21.02.	106	44	119	1486	9	-3	23	9	3	16
August 1998										
15.07. - 03.08.	177	119	190	3546	31	19	40	35	28	43
14.08. - 17.08.	162	153	174	651	28	19	36	29	24	37
Juli 1999										
03.07. - 09.07.	188	185	193	1321	27	19	35	30	25	37
12.07. - 16.07.	176	138	193	884	26	16	34	28	22	34

Tab. 4.4: Mittelwerte und Extrema der täglichen Einstrahlung, der Luft- und Bodentemperaturen für die im Text diskutierten Beispiele. Für jeden Termin sind in der oberen Zeile die Werte für eine Zeitspanne vor und in der unteren Zeile nach Erreichen des Minimums der Emissivität angegeben.

Relaxation innerhalb einiger Tage

Als Vergleich zu diesen Fällen mit zwei- bis dreiwöchiger Relaxationsphase sollen die beiden Niederschlagsperioden ab 12. und 21. September 1998 betrachtet werden (Abb. 4.7). Die Ereignisse der niederschlagsreichsten Tage (13. und 22. September 1998) erstrecken sich zwar auch über weite Teile des Referenzgebietes, sind aber mit Tagessummen von 10 bzw. 6 mm/Tag weniger stark. Die Absenkung der Emissivität summiert sich für beide benannte Ereignisse im September 1998 bis zum jeweils erreichten Minimum auf Werte um ~ 0.02 im Vergleich zum ungestörten Zustand vor dem entsprechenden Ereignis. Während die ungestörten Phasen vor und nach den Niederschlägen wie in dem zuvor diskutierten Beispiel vom November 1998 und Februar 1999 Emissivitätswerte von etwa 0.92 aufweisen, wird durch die hier betrachteten Niederschläge lediglich eine Absenkung auf Minimalwerte von etwa 0.89 erzielt. Die Relaxationsphase bis zum Erreichen des ungestörten Zustands ist folglich mit etwa 6 bis 7 Tagen wesentlich kürzer als in den oben genannten Fällen. Sie wird durch erneut einsetzenden Niederschlag beendet. Für diesen Monat liegen jedoch keine Bodenstationsdaten zum Vergleich vor, daher kann keine Einschätzung der meteorologischen Bedingungen angegeben werden.

In den Monaten August 1998 und Juli 1999 (in Abb. 4.6 und 4.10) kann nach den Niederschlägen eine noch kürzere Relaxationsphase von etwa 4 bis 5 Tagen beobachtet werden. In beiden Fällen sind die betrachteten Termine in eine eher trockene Phase eingebettet, was die Regeneration des Emissionsvermögens der Oberfläche durch schnelles Abtrocknen begünstigt. Da dem Ereignis im August 1998 eine lange trockene Phase (Nr. 1 aus Tab. 4.3) vorausgegangen war, wird trotz der längeren Niederschlagsperiode eine ähnlich kurze Relaxationsphase beobachtet wie im Juli 1999. Während die Absenkung der Emissivität im August 1998 im Wesentlichen durch die Niederschläge an drei Tagen (10. bis 12. August 1998) mit Tagessummen zwischen 4 und 7 *mm/Tag* erfolgte, geschieht dies im Juli 1999 aufgrund eines einzigen Ereignisses innerhalb von 6 Stunden (9./10. Juli 1999). Die maximale Absenkung infolge der Benetzung beträgt in diesen Fällen 0.02 bis 0.04. Nach Erreichen der Emissivitätswerte des unbenetzten Untergrundes am Ende der Relaxationsphase, schließt sich in beiden Monaten ein längerer Zeitraum ohne Niederschlag an (vergl. Perioden Nr. 2 und Nr. 5 aus Tab. 4.3). In beiden Fällen wird die Phase der hohen Einstrahlung durch das Niederschlagsereignis kurzfristig unterbrochen und anschließend wieder fortgesetzt (siehe Tab. 4.4). Die Temperaturen sind sommerlich warm und fallen auch während der Niederschlagstage nicht unter 15 Grad. Diese Faktoren begünstigen in der Summe eine schnelle Abtrocknung und einen Anstieg der Oberflächenemissivität auf die Werte der unbenetzten Fläche innerhalb von wenigen Tagen.

Zusammenfassung

Die Untersuchungen des zeitlichen Verlaufs der Emissivitätswerte zeigen, dass mit Hilfe des hier vorgestellten Verfahrens die Sensitivität des Oberflächenemissionsvermögens gegenüber Wassereinträgen in realistischer Weise wiedergegeben wird.

Durch die Betrachtung der Fallbeispiele konnte gezeigt werden, dass die Relaxationsphase nach einem Niederschlagsereignis sowohl in der Dauer als auch in ihrem Verlauf stark variiert. Dies ist durch mehrere Faktoren bedingt, deren Auswirkungen sich überlagern. Zum einen spielen die Witterungsverhältnisse der vorangegangenen Tage eine Rolle für den zeitlichen Verlauf und die Stärke des erreichten Minimums der Emissivitätswerte. Zum anderen sind auch die meteorologischen Verhältnisse der auf das Minimum folgenden Tage für den Verlauf der Relaxationsphase bedeutend. Sie können eine Abtrocknung der benetzten Oberfläche durch eine hohe Verdunstung fördern oder auch verzögern und durch erneuten Niederschlag sogar umkehren. Insbesondere kann durch geringere Einstrahlung an bewölkten Tagen das Einsetzen der Relaxationsphase verzögert werden.

Der typische sägezahnähnliche zeitliche Verlauf der Emissivitätswerte wird durch den raschen Abfall des Emissionsvermögens aufgrund der Niederschläge und den asymptotischen Anstieg auf die Werte des ungestörten Zustands der Oberfläche geprägt. Dieser charakte-

ristische Verlauf der Relaxationsphase zeigt, dass der mikrophysikalische Zustand der oberen Bodenschichten das Signal beeinflusst. Es wird damit eine gewisse Gedächtnisfunktion des Bodens angezeigt. Von den verschiedenen Anteilen, die im Blickfeld der Satellitenmessung die Emissivität der Szene bestimmten, kann nur der Boden selbst den Wassereintrag speichern. Die mikrophysikalischen Eigenschaften der obersten Bodenschichten können somit die beobachtete Verzögerung im Wechsel des Emissionsvermögens zwischen nassem und trockenem Zustand bewirken. Die Oberfläche des Bodens und des Pflanzenbestandes hingegen können innerhalb von kurzer Zeit wieder abgetrocknet sein. Somit wird als weiterer Faktor, der einen maßgeblichen Einfluss auf den Verlauf des Emissionsvermögens nach Erreichen des beobachteten Minimums hat, der Sättigungszustand des Bodens benannt.

Im zuletzt angeführten Beispiel der Monate August 1998 und Juli 1999 konnte demzufolge eine recht kurze Relaxationsphase von nur 5 Tagen beobachtet werden, weil der Boden aufgrund der Witterungsverhältnisse der vorangegangenen Tage relativ trocken war. Der Niederschlag eines derart begrenzten Ereignisses dringt in den Boden ein und versickert dort. Unter den gegebenen meteorologischen Umständen mit sommerlichen Temperaturen und starker Verdunstung trocknet die Oberfläche relativ schnell wieder ab und ohne weiteren Eintrag von Niederschlag erreichen auch die oberen Bodenschichten rasch wieder den trockenen Zustand. Befindet sich der Boden jedoch durch vorausgegangenen ergiebigen Niederschlag in einem Zustand nahe der Sättigung, so dauert die Abtrocknungsphase erheblich länger und das Emissionsvermögen der Oberfläche bleibt folglich über einen längeren Zeitraum unter dem Einfluss des feuchten Bodens. Dies erklärt den Befund in den Beispielen der Monate November 1998 und Februar 1999.

Darüberhinaus hängt die Zeitspanne der Relaxationsphase auch von der Stärke, Dauer und Gebietsgröße des Niederschlages und somit der Größenordnung der über die Dauer des Ereignisses aufsummierten Emissivitätsabsenkung ab. Dies wird im Folgenden einer weiteren Betrachtung unterzogen.

4.3.3 Statistische Analyse der Wechselwirkungen

In diesem Abschnitt werden in einer statistischen Analyse die Ergebnisse der vorangegangenen Untersuchungen quantifiziert. Zunächst wird die beobachtete Absenkung des mittleren Emissivitätswertes im Zusammenhang mit ihren möglichen Einflussfaktoren betrachtet. Im Anschluss daran wird die Dauer der Relaxationsphase in Abhängigkeit von der erfolgten Emissivitätsdepression untersucht.

Der Zusammenhang zwischen der maximal erreichten Absenkung des mittleren Emissivitätswertes und der akkumulierten Niederschlagsmenge bis zum Auftreten des Emissivitätsminimums ist in den Abbildungen 4.12 und 4.13 für die horizontale Polarisation der TMI-Kanäle dargestellt. Die Farbgebung der Symbole kennzeichnet in Abbildung 4.12 den prozentualen Anteil der niederschlagsmeldenden Stationen in der Region und in Abbildung 4.13 die Höhe des letzten Emissivitätswertes vor dem Niederschlag.

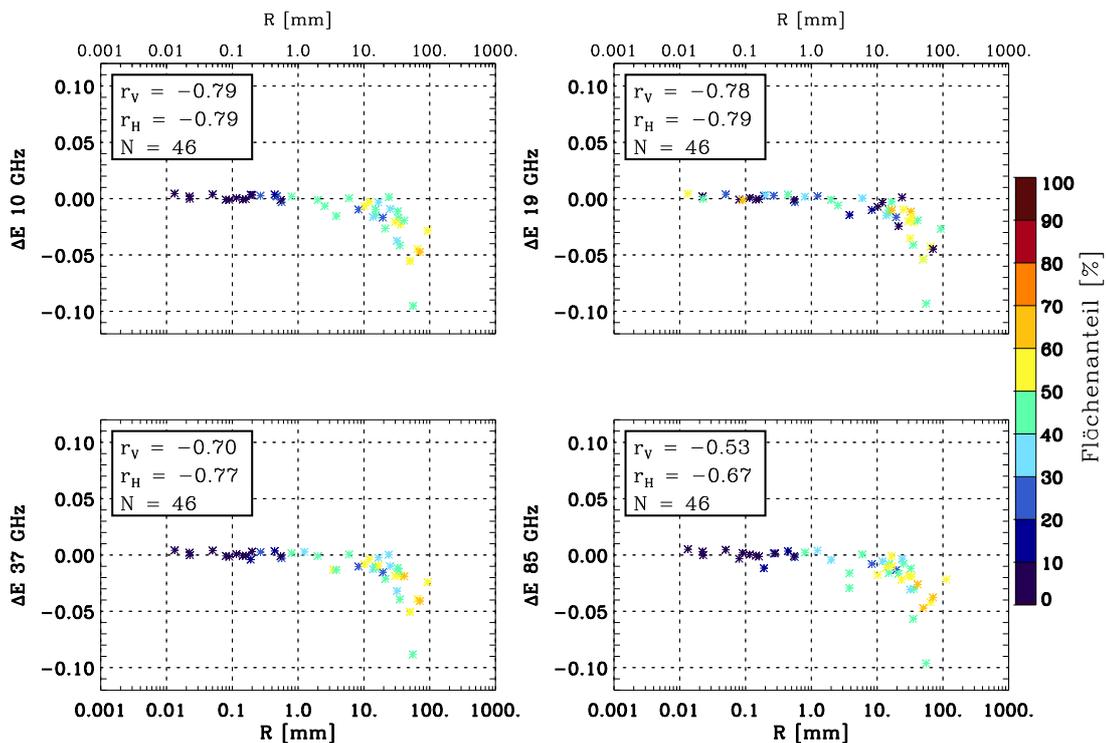


Abb. 4.12: Maximale Absenkung der Emissivität aufgrund der 46 Niederschlagsereignisse aus den Monaten Juli 1998 bis Juli 1999 in der Region Little Washita. Die Niederschlagsmengen sind als Summe über die Tage bis zum Erreichen des Minimums in mm angegeben. Die Absenkung des Emissionsvermögens ist in den TMI-Kanälen zwischen 10 und 85 GHz dargestellt (nur horizontale Polarisation). Der Korrelationskoeffizient $r_{v,h}$ zwischen der Niederschlagsmenge und der beobachteten Emissivitätsabsenkung ist für beide Polarisationen eingetragen. Der Anteil der niederschlagsmeldenden Stationen im Gebiet ist farblich gekennzeichnet.

Aus der Abbildung 4.12 wird deutlich, dass in allen Radiometerkanälen zwischen 10 und 85 GHz eine starke Korrelation zwischen der Absenkung des Emissionsvermögens und dem gefallenem Niederschlag einerseits und der Größe des Ereignisses andererseits existiert. Je stärker die Niederschläge sind und je größer der Flächenanteil des Gebietes ist, den die Niederschläge einnehmen, um so ausgeprägter ist die Absenkung der Emissivität der beobachteten Fläche. Niederschlagsgebiete, die an weniger als 30 % der Stationen beobachtet wurden, sind in der Regel nur wenig ergiebig und zeichnen sich infolge beider Effekte nicht wesentlich in den abgeleiteten Emissivitätswerten ab. Ab einer Abdeckung von 40 % des Gebietes und akkumulierten Regenmengen von mehr als 3 mm tritt eine Verminderung des Emissionsvermögens der Oberfläche um mehr als 0.01 ein. Durch heftige Niederschläge kann das Emissionsvermögen auch dann merklich herabgesetzt werden, wenn diese nur einen Teil des Beobachtungsgebietes abdecken. Die Korrelationskoeffizienten zwischen der Niederschlagsmenge und der beobachteten Absenkung der Oberflächenemissivität in der Größenordnung von -0.5 bis -0.8 wurden durch einen Student-T-Test auf ihre Signifikanz getestet. Es ergibt sich in allen Frequenzen ein Signifikanzniveau von über 99 %.

In Abbildung 4.13 ist abweichend zu Abbildung 4.12 der Wert der letzten Emissivitätsmessung vor den Niederschlägen farblich gekennzeichnet. Diese Darstellung soll klären, wie die geringen Differenzen zu verstehen sind, die zum Teil trotz starker Regenfälle auftreten.

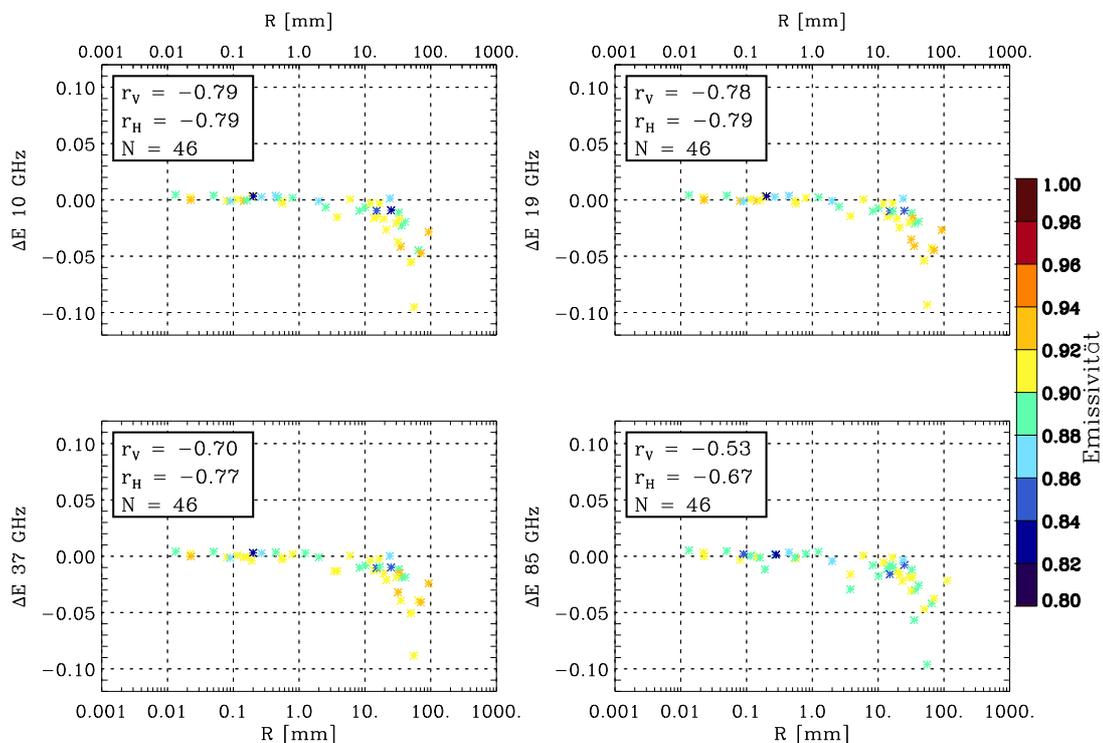


Abb. 4.13: Wie Abb. 4.12, jedoch ist der letzte Wert der Emissivitätsmessung vor den Niederschlägen farblich gekennzeichnet.

Man erkennt, dass diese moderaten Differenzen vorzugsweise dann auftreten, wenn der Emissivitätswert schon vor Eintritt des letzten Niederschlagsereignisses auf einem niedrigen Niveau war. Dies bedeutet, dass es sich hier um Folgeniederschläge handelt, welche das Emissionsvermögen der bereits benutzten Fläche weiter absinken lassen. Die größten Differenzen zwischen den Emissivitätswerten vor und nach den Niederschlägen senken das Emissionsvermögen jeweils von einem vergleichsweise hohen Wert ab.

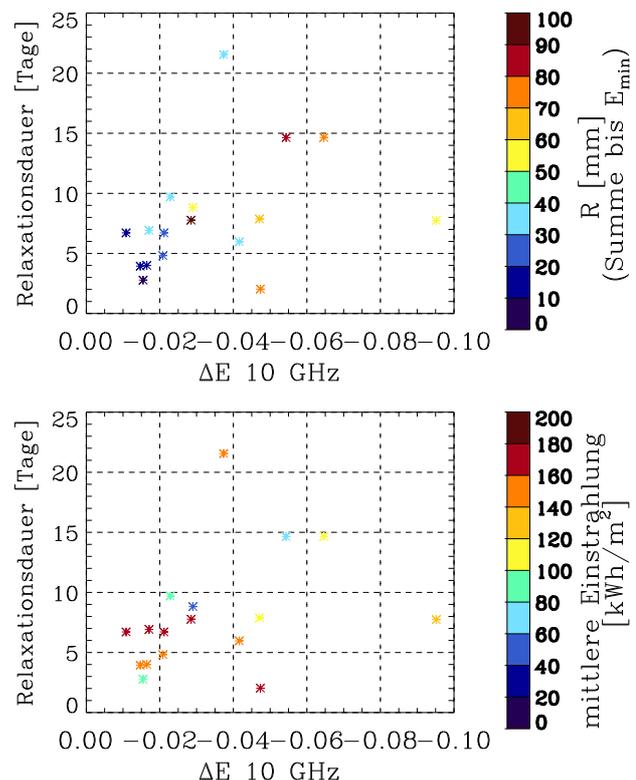
Emissivitätsdepression und Abklingphase: Im Folgenden soll geprüft werden, welche der verschiedenen Einflussfaktoren, die in Abschnitt 4.3.2 benannt wurden, den Verlauf der beobachteten Relaxationsphase maßgeblich bestimmen. Zu diesem Zweck wird in Abbildung 4.14 die Dauer der Relaxationsphase der maximal erreichten Absenkung des Emissionsvermögens aufgrund der vorangegangenen Niederschläge gegenübergestellt. In der Abbildung sind 17 Fälle aus dem Untersuchungszeitraum dargestellt, in welchen eine deutliche Relaxationsphase beobachtet wurde. Durch die Farbe der Symbole wird in den beiden Teilen der Abbildung jeweils ein Parameter gekennzeichnet, der einen Einfluss auf die Dauer der Relaxationsphase hat. Im oberen Teil der Abbildung wird durch die farbliche Kennzeichnung der Symbole die Niederschlagsmenge angegeben. Dies ist die akkumulierte Menge bis zum Erreichen des Minimums der Emissivität in dem entsprechenden Fall. Im unteren Teil der Abbildung gibt die Farbe der Symbole die innerhalb der Relaxationsphase im Mittel eingefallene Globalstrahlung wieder. Die Einstrahlung ist als Mittelwert über die Tage vom Minimum der Emissivität bis zum Ende der Relaxationsphase angegeben.

Abb. 4.14: Dauer der Relaxationsphase in Abhängigkeit von der maximal erreichten Absenkung der Emissivität im 10 GHz-Kanal (horizontale Polarisation).

Farblich gekennzeichnet sind:

Oben: Akkumulierte Niederschlagsmenge von Beginn der Niederschlagsperiode bis zum Erreichen des Emissivitätsminimums;

Unten: Mittlere Einstrahlung während der Relaxationsphase.



Anhand dieser zusammenfassenden Darstellungen werden die vorangegangenen Ausführungen der Fallbeispiele bestätigt: Die Dauer der Relaxationsphase ist um so kürzer je schwächer die Niederschläge sind und infolgedessen um so geringer die Absenkung der Emissivität ausfällt. Außerdem bekräftigt die Darstellung der mittleren täglichen Einstrahlung, dass die Relaxation durch eine hohe Einstrahlung generell beschleunigt wird. Relativ kurze Relaxationszeiten von weniger als einer Woche können auch dann bei einer kräftigen Absenkung der Emissivität (stärker als 0.04) beobachtet werden, wenn die Einstrahlung hoch ist und somit eine hohe Verdunstung stattfinden kann. Eine Bestimmung der Verdunstungsrate in diesen Zeiträumen ist jedoch aufgrund der fehlenden Windinformation nicht möglich. Dauert die Relaxationsphase trotz hoher Einstrahlung dennoch länger als eine Woche, so sind währenddessen erneut Niederschläge gefallen, wodurch die Abtrocknungsphase verzögert wird.

In Abbildung 4.14 zeigt sich eine starke Streuung der dargestellten Werte. Eine statistische Analyse der gezeigten Zusammenhänge zwischen der beobachteten Absenkung des Emissionsvermögens und der Dauer der Relaxationsphase kann nicht vorgenommen werden. Das Ensemble der beobachteten Relaxationsphasen aus dem Untersuchungszeitraum von Sommer 1998 bis Sommer 1999 ist mit 17 Fällen zu gering, um eine statistische Absicherung zu gewährleisten.

4.3.4 Aussagekraft des Monatsmittels

Zum Abschluss dieses Kapitels über das Emissionsverhalten einer natürlichen Oberfläche im Jahresverlauf werden nochmals die Abbildungen 4.6 bis 4.10 auf den Seiten 84 bis 88 herangezogen. Anhand dieser Darstellungen soll nun die Aussagekraft des Monatsmittels des Emissionsvermögens einer natürlichen Oberfläche beleuchtet werden. Die Monatsmittelwerte sind im oberen Teil der genannten Abbildungen als grüne durchgezogene Linie verzeichnet.

Nach den Ausführungen der vorangegangenen Abschnitte über die hohe Sensibilität des Emissionsvermögens gegenüber Niederschlagsereignissen wird deutlich, dass das Monatsmittel dieser Größe an einem Ort die hoch variablen lokalen Verhältnisse nur unzulänglich repräsentieren kann. Nur wenn über den Zeitraum von mehreren Wochen kein Niederschlag gefallen ist, wie beispielsweise im Juli 1998, liefert der Monatsmittelwert eine annähernd gute Schätzung der Oberflächenemissivität des trockenen Zustands (vergl. Abb. 4.6). In niederschlagsreicheren Monaten ist zwar der Mittelwert deutlich abgesenkt, wie beispielsweise im Oktober 1998 (Abb. 4.7), weist aber entsprechend auch eine höhere Variabilität auf. Die Monatsmittelwerte der abgeleiteten Emissivität im 10 GHz-Kanal sind zusammen mit der Angabe der rms-Abweichung und der monatlichen Niederschlagssummen in Tabelle 4.5 für die Monate des Untersuchungszeitraumes aufgelistet.

Monat	Emissivität V-Pol.		Emissivität H-Pol.		Nieder- schlag [mm]
	Mittelwert	rms-Abw.	Mittelwert	rms-Abw.	
Juli 1998	0.944	0.0003	0.919	0.0005	1
Aug. 1998	0.941	0.0009	0.909	0.0017	36
Sep. 1998	0.939	0.0008	0.908	0.0014	32
Okt. 1998	0.924	0.0022	0.880	0.0040	110
Nov. 1998	0.917	0.0017	0.870	0.0030	83
Dez. 1998	0.929	0.0011	0.889	0.0014	39
Jan. 1999	0.939	0.0013	0.906	0.0020	55
Feb. 1999	0.917	0.0021	0.870	0.0035	25
März 1999	0.926	0.0014	0.886	0.0024	96
Apr. 1999	0.938	0.0011	0.908	0.0020	145
Mai 1999	0.936	0.0011	0.905	0.0019	113
Juni 1999	0.938	0.0012	0.908	0.0021	126
Juli 1999	0.946	0.0010	0.921	0.0018	24

Tab. 4.5: Monatsmittel und Varianz der abgeleiteten Emissivität im 10 GHz-Kanal des TMI-Radiometers sowie monatliche Niederschlagssummen.

An dieser Stelle wird darauf hingewiesen, dass die Festlegung der Mittelungsperiode auf Kalendermonate für die Aussagekraft der aktuellen Oberflächenemissivität ungeeignet erscheint. Die Repräsentativität eines Mittelwertes würde durch einen variablen Mittelungszeitraum, der die vorangegangenen Wochen eines bestimmten Beobachtungstermins umfasst, erhöht werden. Nur so können die Auswirkungen des Witterungsverlaufs in einem Mittelwert erfasst werden und die Einflüsse der auf das Emissionsvermögen wirkenden Ereignisse wie Niederschlagsperioden und Einstrahlungsverhältnisse durch die Angabe eines Mittelwertes wiedergegeben werden. So werden beispielsweise die Niederschläge, die im Monat Februar 1999 die niedrigen Mittelwerte der Emissivität bedingen, in der Monatssumme dieses Monats nicht erfasst, da sie am Ende des Vormonats niedergingen. Eine Statistik von Niederschlagsereignissen und anschließender Absenkung des Emissionsvermögens der Oberfläche auf Kalendermonatsbasis muss demnach zu einem verfälschten Eindruck der Abhängigkeiten führen.

Diese Fehleinschätzung des aktuellen Zustands und der strahlungsrelevanten Eigenschaften der Oberfläche muss bei der Verwendung eines Kalendermonatsmittels zur Abschätzung der Oberflächenemissivität berücksichtigt werden. Ebenso muss diesen Überlegungen bei einem Vergleich von Monatsmittelwerten aus verschiedenen Verfahren und aus verschiedenen Jahren Rechnung getragen werden. Der Vergleich der Monatsmittelwerte der Landoberflächenemissivität aus dem Variationsanalyseverfahren mit denjenigen aus einer SSM/I-Monatsmittel-Klimatologie wird in Abschnitt 5.1 vorgestellt. Eine Abschätzung der Folgen der Fehleinschätzung des Emissionsvermögens von Landoberflächen in einem Regenalgorithmus über Land wird in Abschnitt 5.2 vorgenommen.

4.3.5 Zusammenfassung

In den vorangegangenen Abschnitten wurde anhand einer Referenzregion in Nordamerika die Anwendbarkeit des Verfahrens zur Fernerkundung von Landoberflächenemissivitäten gezeigt. Die an den Bodenstationen beobachteten Niederschlagsereignisse bilden sich im zeitlichen Verlauf durch eine abrupte Absenkung der abgeleiteten Emissivitätswerte ab. Der allmähliche Anstieg auf die Werte vor dem Niederschlagsereignis wird durch das Verfahren realistisch wiedergegeben.

In der Betrachtung der 13 Monate des Untersuchungszeitraumes vom Sommer 1998 bis zum Sommer 1999 konnten die Ergebnisse der vorangegangenen Detailstudie von 2 Monaten bestätigt werden. Es wurde ein Absinken des Emissionsvermögens einer Oberfläche im Nachlauf von Niederschlagsereignissen in der Größenordnung von 5 – 10 % nachgewiesen. Weiterhin wurde gezeigt, dass eine Analyse des Jahresganges nur in den von Niederschlag ungestörten Zeiträumen möglich ist. Diese Analyse zeigte keinen nachweisbaren Jahresgang in den Emissivitätswerten der Region. Diese Aussage kann jedoch aufgrund der begrenzten Datenbasis statistisch nicht abgesichert werden.

Besonders in denjenigen Fällen, in denen in dem gesamten Gebiet Niederschlag gefallen ist, ist die Absenkung des Emissivitätswertes aufgrund der Benetzung stark. Man stellt fest, dass bei gebietsabdeckenden Ereignissen, die Absenkung der Emissivität ausgeprägter ausfällt als bei lokal stark begrenztem Niederschlag. Dies hängt zum einen damit zusammen, dass die ausgedehnteren Ereignisse ergiebigeren Niederschlag aufweisen und somit eine stärkere Benetzung zur Folge haben als auch damit, dass bei kleinräumigen Ereignissen sowohl das Blickfeld der Satellitenmessung als auch das Referenzgebiet nur teilweise durch benetzte Flächen abgedeckt ist. Folglich ist der Einfluss der Benetzung moderater als bei vollständiger Abdeckung und heftigen Niederschlägen.

Weiterhin konnte gezeigt werden, dass durch Folgeniederschläge das Emissionsvermögen immer weiter abgesenkt wird und gegebenenfalls die Zeitspanne, innerhalb derer das Strahlungsverhalten der unbenetzten Oberfläche wieder erreicht wird, verlängert wird. Die Dauer dieser Relaxationsphase ist von den Witterungsbedingungen der Tage vor und nach dem Eintreten des Emissivitätsminimums sowie von der Stärke der Niederschlagsereignisse abhängig. Sie variiert von einigen Tagen bis hin zu 2 bis 3 Wochen.

In einer Betrachtung der Monatsmittelwerte des Emissionsvermögens wurde auf die möglicherweise unzureichende Repräsentativität des Monatsmittelwertes für den Zustand der Oberfläche hingewiesen. Dies ergibt sich zum einen als eine direkte Folge der hohen Sensibilität des Emissionsvermögens gegenüber Benetzung und zum anderen durch die Festlegung des Mittelungsintervalls auf die Kalendermonate, wodurch die relevanten Ereignisse, die das Emissionsvermögen beeinflussen, möglicherweise nicht erfasst werden.

Die Untersuchung des Einflusses von Niederschlagsereignissen auf das Emissionsvermögen der Oberfläche wurde anhand der abgeleiteten Werte im 10 GHz-Kanal des TMI-Radiometers diskutiert. In den folgenden Tabellen 4.6 und 4.7 werden die Ergebnisse der Untersuchungen für alle bei der Optimierung genutzten Frequenzen in beiden Polarisationsrichtungen aufgelistet. Tabelle 4.6 zeigt die Mittelwerte und Variabilität der Emissivität einer trockenen Oberfläche. Die beobachteten Schwankungen der abgeleiteten Emissivitätswerte in den von Niederschlag unbeeinflussten Zeitspannen liegen in allen Frequenzen bei etwa 0.1 % bis 0.2 % des jeweiligen Mittelwertes mit leicht größerer Variabilität in den horizontalen Polarisierungen. Die leicht stärkeren Schwankungen bei den höheren Frequenzen sind durch atmosphärische Einflüsse zu erklären, welche bei den niedrigeren Frequenzen weniger bedeutend sind. Der systematische Fehler des Verfahrens ist nach Tabelle 3.3 (siehe S. 67) um eine Größenordnung kleiner als die benannten Schwankungen der Emissivität in den ungestörten Perioden. Die zeitliche Variabilität der über das Untersuchungsgebiet gemittelten Emissivität wird demzufolge im Wesentlichen durch die unterschiedliche Gewichtung der jeweils betrachteten Flächenanteile hervorgerufen.

		10 GHz		19 GHz		37 GHz		85 GHz	
		V	H	V	H	V	H	V	H
Nr.1	\bar{E}	0.9458	0.9202	0.9467	0.9218	0.9457	0.9198	0.9299	0.9026
	<i>rms</i>	0.0007	0.0010	0.0007	0.0009	0.0007	0.0009	0.0016	0.0018
Nr.2	\bar{E}	0.9414	0.9131	0.9423	0.9148	0.9413	0.9129	0.9277	0.8976
	<i>rms</i>	0.0006	0.0009	0.0006	0.0009	0.0006	0.0009	0.0014	0.0016
Nr.3	\bar{E}	0.9442	0.9179	0.9450	0.9197	0.9444	0.9179	0.9305	0.9018
	<i>rms</i>	0.0007	0.0010	0.0008	0.0010	0.0007	0.0010	0.0014	0.0016
Nr.4	\bar{E}	0.9427	0.9131	0.9463	0.9165	0.9443	0.9100	0.9329	-
	<i>rms</i>	0.0009	0.0013	0.0010	0.0015	0.0019	0.0024	0.0022	-
Nr.5	\bar{E}	0.9512	0.9308	0.9524	0.9330	0.9513	0.9314	0.9395	0.9179
	<i>rms</i>	0.0006	0.0009	0.0005	0.0009	0.0006	0.0009	0.0006	0.0010

Tab. 4.6: Mittlere Emissivität \bar{E} und mittlere quadratische Abweichung, *rms*, im ungestörten Zustand der Oberfläche in den TMI-Kanälen zwischen 10 und 85 GHz in vertikaler (V) und horizontaler (H) Polarisationsrichtung. Die Definition der 5 ungestörten Perioden entspricht der Tabelle 4.3.

Termin	10 GHz		19 GHz		37 GHz		85 GHz	
	V	H	V	H	V	H	V	H
13.08.1998	-0.020	-0.042	-0.019	-0.041	-0.017	-0.039	-0.037	-0.057
15.09.1998	-0.009	-0.015	-0.008	-0.013	-0.006	-0.012	-0.002	-0.008
24.09.1998	-0.009	-0.016	-0.008	-0.015	-0.006	-0.013	-0.005	-0.011
07.10.1998	-0.052	-0.095	-0.049	-0.093	-0.042	-0.088	-0.050	-0.096
19.10.1998	-0.010	-0.023	-0.007	-0.021	-0.004	-0.018	-0.019	-0.030
04.11.1998	-0.025	-0.045	-0.021	-0.043	-0.016	-0.039	-0.020	-0.042
12.11.1998	-0.004	-0.010	-0.005	-0.010	-0.006	-0.010	-0.012	-0.016
01.12.1998	-0.010	-0.017	-0.009	-0.017	-0.007	-0.015	-0.004	-0.013
04.12.1998	-0.007	-0.011	-0.007	-0.011	-0.007	-0.012	-0.006	-0.012
24.01.1999	-0.008	-0.015	-0.007	-0.015	-0.005	-0.013	-0.009	-0.016
31.01.1999	-0.032	-0.055	-0.029	-0.054	-0.024	-0.050	-0.020	-0.047
08.02.1999	-0.006	-0.009	-0.007	-0.010	-0.007	-0.010	-0.004	-0.008
10.03.1999	-0.015	-0.026	-0.013	-0.024	-0.010	-0.021	-0.005	-0.017
15.03.1999	-0.010	-0.019	-0.009	-0.019	-0.007	-0.019	-0.015	-0.026
30.03.1999	-0.006	-0.010	-0.007	-0.010	-0.007	-0.010	-0.004	-0.008
15.04.1999	-0.009	-0.017	-0.008	-0.016	-0.006	-0.015	-0.011	-0.019
27.04.1999	-0.017	-0.029	-0.015	-0.027	-0.012	-0.024	-0.010	-0.022
12.05.1999	-0.012	-0.021	-0.011	-0.020	-0.008	-0.019	-0.008	-0.016
25.05.1999	-0.021	-0.037	-0.019	-0.035	-0.015	-0.032	-0.014	-0.031
25.06.1999	-0.027	-0.047	-0.024	-0.045	-0.021	-0.041	-0.017	-0.038
01.07.1999	-0.006	-0.011	-0.005	-0.010	-0.004	-0.009	-0.005	-0.010
11.07.1999	-0.011	-0.021	-0.009	-0.020	-0.007	-0.018	-0.012	-0.022

Tab. 4.7: *Emissivitätsabnahme in Folge von Niederschlagsereignissen in den TMI-Kanälen zwischen 10 und 85 GHz in vertikaler (V) und horizontaler (H) Polarisationsrichtung. Die Datumsangabe bezieht sich auf das beobachtete Minimum der Emissivität.*

In Tabelle 4.7 ist die maximale Absenkung der Emissivität infolge der Niederschlagsereignisse für alle Frequenzen und beide Polarisierungen eingetragen. Die Absenkung des Emissionsvermögens schlägt sich in allen Frequenzen annähernd gleich stark nieder. Demgegenüber zeigt sich die höhere Sensitivität der horizontalen Polarisierung bezüglich veränderter Oberflächenbedingungen in einer etwa doppelt so starken Absenkung der Emissivitätswerte im Vergleich zur vertikalen Polarisierung.

4.4 Validierung der Oberflächenparameter

In der Variationsanalyse werden neben den Oberflächenemissivitäten auch verschiedene Oberflächenparameter abgeleitet: eine effektive Oberflächentemperatur der beobachteten Fläche, ein effektiver Bedeckungsgrad mit Feuchtflächen sowie ein effektiver Anteil an Vegetationsflächen im Blickfeld des Radiometers. Diese als Variationsparameter definierten Größen (siehe Abschn. 3.4) bestimmen die effektive Oberflächenemissivität im Optimierungsverfahren. Sie werden im folgenden Kapitel einer Plausibilitätskontrolle unterzogen. Dabei muss beachtet werden, dass sich im Variationsverfahren aufgrund des Verhältnisses der Zahl unabhängiger Informationen zur gewählten Zahl der abgeleiteten Parameter ein unterbestimmtes Gleichungssystem ergibt. Dadurch gibt es keine eindeutige Lösung und die beobachteten Helligkeitstemperaturen können durch die Kombination verschiedener Parameter mit der gleichen Genauigkeit simuliert werden. Dies zeigt, dass die Überprüfung der abgeleiteten Variationsparameter nur anhand einer Plausibilitätsbetrachtung vorgenommen werden kann. Die Validierung der Oberflächenparameter dient der Absicherung des Analyseverfahrens und der Güteabschätzung des Emissivitätsmodells.

Die Untersuchungsregion in den Southern Great Plains wurde aufgrund der Verfügbarkeit von Validierungsdaten für zwei der drei Parameter als Testregion für das Variationsanalyseverfahren ausgewählt. In dieser Region stehen für 2 Monate aus dem Untersuchungszeitraum von Juli 1998 bis Juli 1999 hochaufgelöste Temperaturmessungen und Niederschlagsbeobachtungen zur Verfügung, sowie über den gesamten Zeitraum der 13 Monate die Tageswerte der an den Bodenstationen gemessenen Parameter (vergl. Tab. 4.1).

Im folgenden Abschnitt wird zunächst die aus den Mikrowellendaten abgeleitete effektive Oberflächentemperatur der beobachteten Fläche verschiedenen Vergleichen unterzogen. Sie wird zum einen mit den an den SGP-Bodenstationen gemessenen Temperaturen verglichen. Die Zeitreihen der dort gemessenen Lufttemperatur und Bodentemperatur in 5 cm Tiefe dienen dabei zur Abschätzung des Erwartungswertes der abgeleiteten effektiven Oberflächentemperatur. Zum anderen werden die variationsanalytisch abgeleiteten Oberflächentemperaturen den Schätzwerten der Landoberflächentemperatur aus einem anderen Fernerkundungsverfahren gegenübergestellt, welches ebenfalls auf satellitengestützten Messungen der Helligkeitstemperatur beruht.

Im Anschluss daran wird anhand der Information über das Auftreten von Niederschlagsereignissen in der SGP-Region der Variationsmodellparameter der anteiligen Bedeckung mit Feuchtflächen C_{feu} überprüft. Zum Schluss wird der dritte Variationsparameter, die anteilige Bedeckung mit Vegetationsflächen, C_{veg} , mit einem globalen Vegetationsdatensatz verglichen, welcher im Hamburger Klimamodell ECHAM verwendet wird.

4.4.1 Effektive Oberflächentemperatur

Die Überprüfung der abgeleiteten effektiven Oberflächentemperatur gliedert sich in zwei Abschnitte. Zuerst wird ein Vergleich der variationsanalytisch bestimmten Oberflächentemperaturen mit bodengebundenen Messungen aus der SGP-Region vorgenommen. Die Überprüfung des abgeleiteten Parameters an unabhängig gemessenen Bodenstationsdaten ist unverzichtbar und stellt ein wichtiges Hilfsmittel zur Einschätzung der Güte des Verfahrens dar. Wie in Abschnitt 4.1.2 bereits ausgeführt, sind jedoch allein aufgrund der Skalenunterschiede gewisse Unsicherheiten beim Vergleich von Satellitenmessungen mit den Punktmessungen der Bodenstationen unvermeidbar. Daher wird eine weitere Vergleichsmöglichkeit gesucht, die diese Fehlerquelle ausschließt. Dies kann nur durch ein Verfahren gewährleistet werden, welches ebenfalls auf satellitengestützten Messungen basiert. Ein solches Verfahren zur Ableitung von Landoberflächentemperaturen wurde von Hiltbrunner (1996) anhand von SSM/I-Helligkeitstemperaturbeobachtungen entwickelt. Es wird in Abschnitt 4.4.1.2 auf die TMI-Messungen angewandt und mit den variationsanalytisch ermittelten Werten verglichen. Zum Abschluss dieser Untersuchungen werden in Abschnitt 4.4.1.3 die bodengebundenen und die fernerkundete Referenztemperatur einander gegenübergestellt, um eine Übertragbarkeit der in der SGP-Region gefundenen Aussagen auf globale Verhältnisse zu prüfen.

4.4.1.1 Überprüfung an bodengebundenen Messungen

Folgende Überlegungen müssen bei der Suche nach einer Validierungsmöglichkeit der effektiven Oberflächentemperatur mit Hilfe von bodengebundenen Messungen beachtet werden: Die abgeleitete Oberflächentemperatur ist eine effektive Temperatur, welche ein integrales Maß für die gesamte Beobachtungsellipse der Satellitenmessung darstellt. Sie umfasst gleichermaßen die Temperaturen der verschiedenen Bodenanteile sowie des Pflanzenbestandes, die im Blickfeld der Messung vorkommen. Aufgrund dieser Tatsache kann weder eine exakte Übereinstimmung der effektiven Oberflächentemperatur mit den Werten der Lufttemperatur noch mit den Werten der Temperatur der oberflächennahen Bodenschicht, wie sie an meteorologischen Bodenstationen gemessen werden, erwartet werden. Diese Werte können jedoch als Anhaltspunkt dienen, um zu beurteilen, in welchem physikalisch sinnvollen Wertebereich die effektive Temperatur der Szene liegen kann. Insbesondere sollte sich der zeitliche Verlauf der Bodenstationstemperaturen in den abgeleiteten Oberflächentemperaturen wiederfinden lassen, sofern eine gute zeitliche Vergleichbarkeit gewährleistet werden kann. Auch die Zuverlässigkeit der Vergleichsdaten ist eine wesentliche Voraussetzung für den Erfolg einer solchen Validierungsmaßnahme.

Mit den Messungen der Luft- und Bodentemperatur an den ARS-Micronet-Stationen im SGP-Gebiet steht ein Datensatz zur Verfügung, der die Anforderungen eines Vergleichs-

datensatzes an die Qualität der Daten und ihre kontinuierliche Verfügbarkeit über einen mehrmonatigen Zeitraum hinweg erfüllt. Zu jedem Messwert wird eine Qualitätskennung in mehreren Abstufungen angegeben. In die vorliegenden Untersuchungen gehen nur die Werte der höchsten Zuverlässigkeitsstufe ein.

Im Folgenden werden die zeitlich hochaufgelösten Daten der Monate Juni 1999 und Juli 1999 zur Validierung der abgeleiteten Oberflächentemperatur im Satellitenblickfeld herangezogen. Die zeitliche Auflösung der Messungen der 2m-Lufttemperatur beträgt 5 Minuten, während die Bodentemperatur in 5 cm Tiefe unter der Oberfläche alle 15 Minuten aufgenommen wurde. Damit wird eine möglichst genaue zeitliche Zuordnung der Vergleichswerte zu den Satellitenmessungen erzielt. Die über das Referenzgebiet gemittelten Werte der Temperaturmessungen sind unter den oben genannten Umständen die bestmöglich zu erwartenden bodengebundenen Vergleichswerte für die effektive Oberflächentemperatur. Sie dienen zur Abschätzung des Erwartungswertes der abgeleiteten effektiven Oberflächentemperatur.

Temperaturverlauf

Die Temperaturmessungen der Bodenstationen werden in der Abbildung 4.15 für die Monate Juni 1999 (oben) und Juli 1999 (unten) den Oberflächentemperaturen aus dem Variationsverfahren gegenübergestellt. Die Werte der abgeleiteten effektiven Oberflächentemperatur, T_S , sind im zeitlichen Verlauf der Monate als farbige Symbole dargestellt. Die Farbkennung gibt die Lokalzeit der Satellitenmessung in zweistündigen Intervallen an. Um eine möglichst hohe zeitliche Auflösung der abgeleiteten effektiven Landoberflächentemperaturen zu sichern, werden hier die Gebietsmittel der Satellitenmessungen zu jedem Überflugtermin betrachtet.

Zum Vergleich mit den variationsanalytisch ermittelten Temperaturen, T_S , ist in der Abbildung 4.15 pro Tag der volle Tagesgang der Lufttemperatur, T_{2m} , als gestrichelte Linie eingetragen und derjenige der Bodentemperatur, T_{5cm} , als durchgezogene Linie. Die Termine mit möglichst geringem zeitlichen Abstand zu den Satellitenmessungen sind durch schwarze Kreuze in der Abbildung hervorgehoben. Die Niederschlagsmeldungen sind in Form von grauen Balken angegeben. Sie repräsentieren die stündlich akkumulierten Mengen.

Wie aus der Abbildung 4.15 aus der farblichen Markierung der Satellitenüberflugzeit ersichtlich wird, folgt die abgeleitete Oberflächentemperatur einem ausgeprägten Tagesgang. Dieser stimmt im Allgemeinen mit demjenigen der bodennahen Lufttemperatur (gestrichelte Linie) gut überein. In beiden Monaten liegen die abgeleiteten Temperaturen der nächtlichen Messungen im Bereich der minimalen Lufttemperaturen und tagsüber im Bereich der Tagesmaxima der Lufttemperaturen.

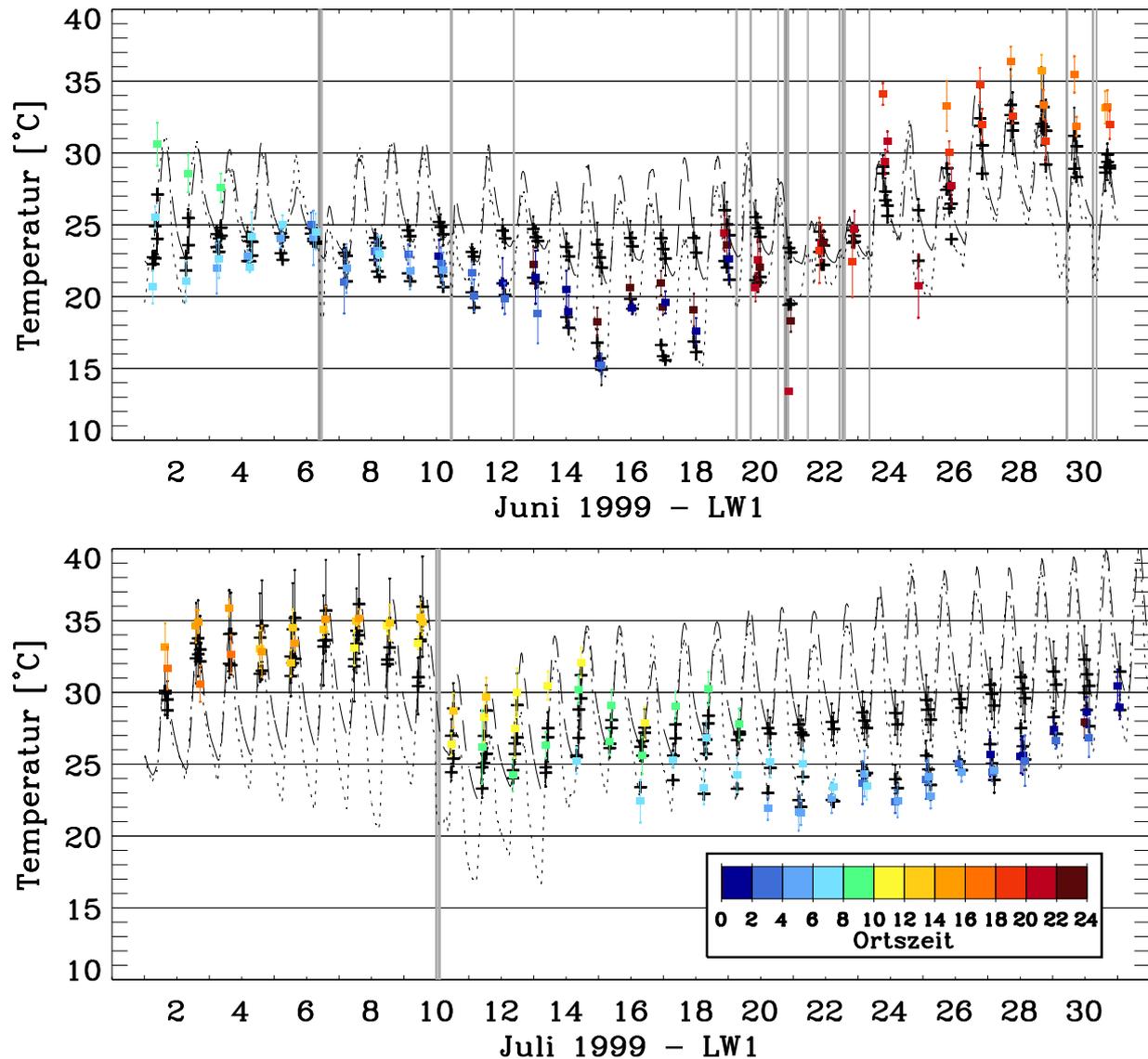


Abb. 4.15: Abgeleitete effektive Oberflächentemperatur T_S mit farblicher Kennzeichnung der Überflugzeit und die an den Bodenstationen gemessene Lufttemperatur (T_{2m} gestrichelt) und Bodentemperatur (T_{5cm} durchgezogen). Stündliche Niederschlagsmeldungen sind grau hinterlegt.

Auch der Wechsel in den Witterungsbedingungen mit niedrigeren Minimaltemperaturen zwischen dem 14. und 18. Juni 1999 sowie der Zeitraum hoher Maximaltemperaturen zwischen dem 26. und 28. Juni 1999 und in der ersten Woche des Juli 1999 werden in den effektiven Oberflächentemperaturen, T_S , wiedergegeben. Der Temperatureinbruch nach dem Niederschlagsereignis am 10. Juli 1999 wird ebenfalls in den Abschätzungen der effektiven Oberflächentemperatur angezeigt, und zwar in der gleichen Größenordnung wie an den Bodenstationen.

Die Bodentemperaturen (durchgezogene Linie) folgen einem deutlich abgeschwächten Tagesgang, dessen Minimalwerte sich in Abkühlungsphasen (vergl. 14. bis 18. Juni 1999 in Abb. 4.15) weniger stark den Witterungsverhältnissen anschließen. In den Phasen starker Erwärmung werden jedoch sowohl die Minima als auch die Maxima der Bodentemperatur stark angehoben (Ende Juni 1999/Anfang Juli 1999). Das Niederschlagsereignis am 10. Juli 1999 senkt auch die Bodentemperatur abrupt ab.

Das zur Lufttemperatur abweichende Temperaturverhalten der obersten Bodenschicht liegt in der Wärmespeicherkapazität des Bodens begründet. Dadurch bleiben die nächtlichen Bodentemperaturen bei kurzen Phasen mit kühleren Witterungsverhältnissen zunächst annähernd konstant. Erst nach mehrtägigen Perioden extremer Verhältnisse, wie z.B. hoher Einstrahlung zum Monatswechsel Juni/Juli 1999 oder in der zweiten Monatshälfte des Juli 1999 werden auch die minimalen Bodentemperaturen angehoben. Demgegenüber zeigt der Verlauf der Lufttemperatur eine stärkere Kopplung an den kurzfristigeren Wechsel der Witterungsbedingungen.

Die Niederschlagsereignisse haben eine deutliche Auswirkung sowohl auf die Luft- als auch die Bodentemperatur. Beide Temperaturverläufe zeigen eine stark verminderte Tagesgangamplitude im Nachlauf der Ereignisse. Dies ist in ausgeprägter Form in Folge der Niederschläge am 6., 10., 20. und 22. Juni 1999 zu beobachten. Aufgrund der Phase hoher Einstrahlung im Nachlauf des Ereignisses am 10. Juli erfolgt jedoch im Anschluss daran eine zügige Abtrocknung und die Amplitude des Tagesganges beider Temperaturen wird nicht wesentlich vermindert. Die Temperaturen steigen im weiteren Verlauf bis zum Monatsende stetig an.

Abweichungen im Tagesgang

Während der allgemeine Verlauf der Vergleichstemperaturen zufrieden stellend durch die abgeleiteten Oberflächentemperaturen wiedergegeben wird, ergeben sich im direkten Vergleich der zeitlich nah beieinander liegenden Messwerte jedoch einige Abweichungen, die in der Abbildung 4.16 in Abhängigkeit von der Tageszeit der Messung gezeigt werden.

Es werden diejenigen Stationsmeldungen zur Differenzenbildung benutzt, die einen möglichst geringen zeitlichen Abstand zur Satellitenmessung aufweisen. In der oberen Abbildung sind die Differenzen zwischen der Lufttemperatur, T_{2m} , und der abgeleiteten TMI-Landoberflächentemperatur, T_S , zu sehen, während im unteren Teil der Abbildung die Abweichungen zu der Temperatur der oberflächennahen Bodenschicht in 5 cm Tiefe, T_{5cm} , angegeben sind. Die Differenzen aus dem Monat Juni 1999 sind mit schwarzen Symbolen dargestellt und diejenigen aus dem Monat Juli 1999 mit roten Symbolen. Die durchgezogenen schwarzen und roten Linien geben entsprechend ihrer Farbe den geglätteten Verlauf der Differenzen in dem jeweiligen Monat an.

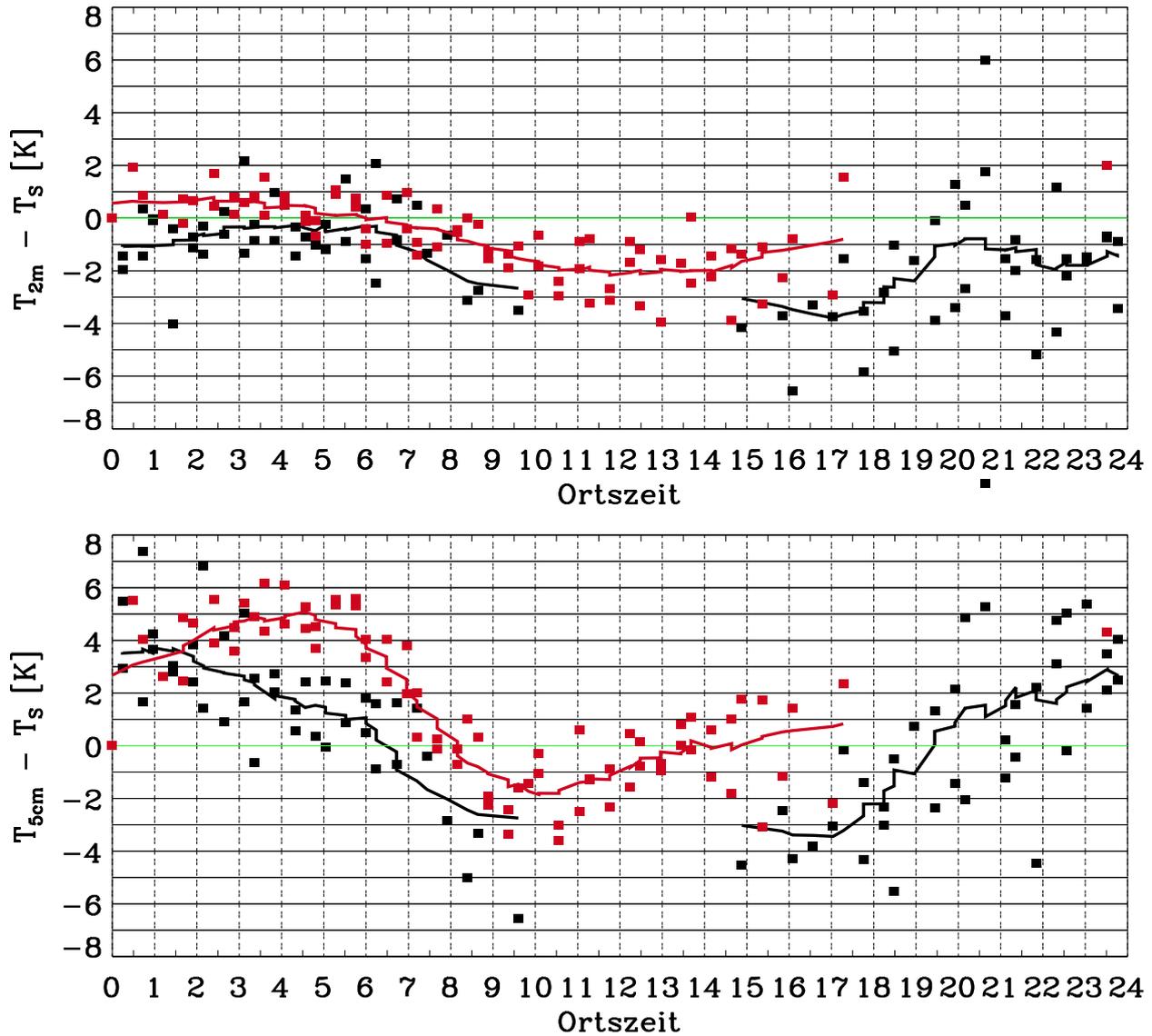


Abb. 4.16: Differenzen der abgeleiteten Oberflächentemperatur, T_S , zu den jeweiligen Vergleichstemperaturen, T_{2m} (oben) und T_{5cm} (unten), in Abhängigkeit von der Tageszeit der Messung für die Monate Juni 1999 (schwarz) und Juli 1999 (rot) in der Region Little Washita.

Es zeigt sich eine starke Abhängigkeit der auftretenden Abweichungen von der Tageszeit der Messungen. Insgesamt scheinen die Werte der abgeleiteten Oberflächentemperatur den jeweils extremen Werten der beiden Vergleichstemperaturen zu folgen. Dies lässt sich wie folgt erklären:

In der Nacht treten die geringsten Differenzen der abgeleiteten effektiven Oberflächentemperatur zur Lufttemperatur von bis zu ± 2 K auf, während gleichzeitig die stärksten positiven Abweichungen zur Bodentemperatur beobachtet werden (bis zu 8 K). Aufgrund der

wärmespeichernden Eigenschaften der Bodenschichten kühlen diese im Laufe der Nacht weniger stark aus als die Luft. So liegen die abgeleiteten TMI-Temperaturen der Szene nachts, zu den Zeiten der größten Abstrahlung, im Bereich der Temperaturen der bodennahen Luftschicht und damit deutlich unter den Nachttemperaturen der Bodenschicht in 5 cm Tiefe unterhalb der Oberfläche. Die größeren Differenzen zur nächtlichen Bodentemperatur im Juli (rote Symbole) als im Juni (schwarze Symbole) kommen dadurch zustande, dass die Minimaltemperaturen im Juli aufgrund der großen Einstrahlung um 4 bis 5 K im Vergleich zu den Nachttemperaturen im Vormonat angehoben sind, während sowohl die Luft- als auch die abgeleitete Oberflächentemperatur in beiden Monaten im gleichen Temperaturintervall von 20 bis 25 °C liegen.

Im weiteren Tagesverlauf steigt mit zunehmender Erwärmung aufgrund der Einstrahlung die abgeleitete Oberflächentemperatur am stärksten an, was sich in einem Vorzeichenwechsel der Differenzen zu beiden Vergleichstemperaturen in den frühen Morgenstunden (zwischen 6 und 8 Uhr Ortszeit) niederschlägt. Im Laufe des Vormittags bleibt sie mit 1 bis 4 K Abweichung in der Nähe der Lufttemperatur. Erst wenn der Boden zu Zeiten der maximalen Einstrahlung (13 bis 14 Uhr) sich stark erwärmt hat, treten die geringsten Abweichungen zur Bodentemperatur auf. Da sich der Boden infolge der Einstrahlung stärker erwärmt als die aufliegenden Luftschichten, können die Differenzen der abgeleiteten Temperatur zur Bodentemperatur auch diejenigen zur Lufttemperatur unterschreiten. Mit zunehmender Abkühlung durch den Rückgang der Einstrahlung in den frühen Abendstunden zeigt sich wieder die Wärmespeicherfähigkeit des Bodens in den ansteigenden positiven Abweichungen zur effektiven Oberflächentemperatur, welche die Nacht über anhalten. Auch die Differenzen zwischen der Temperatur der bodennahen Luftschicht und der abgeleiteten Oberflächentemperatur schwingen sich wieder auf ihre nächtlichen Werte ein.

Zusammenfassung

Die aus den Mikrowellendaten abgeleiteten effektiven Oberflächentemperaturen erfassen den Tagesgang der Vergleichstemperaturen in dem Referenzgebiet hinreichend gut. In den abgeleiteten Werten wird im Wesentlichen der Tagesverlauf der Temperaturen der bodennahen Luftschicht abgebildet, während sich aufgrund der wärmespeichernden Eigenschaften der Bodenschichten zu der Temperatur in 5 cm Tiefe insbesondere nachts größere Differenzen ergeben. Es konnte gezeigt werden, dass sich die Phasen starker Erwärmung und auch die abrupte Abkühlung aufgrund von Niederschlägen im zeitlichen Verlauf der abgeleiteten effektiven Oberflächentemperatur deutlich widerspiegeln. Während die Beträge der Temperaturanstiege und der Abkühlungen in der gleichen Größenordnung wie im Verlauf der Vergleichstemperaturen beobachtet werden, bleibt stets eine Abweichung der absoluten Werte von mindestens 2 bis 3 K zwischen der effektiven Oberflächentempe-

ratur der beobachteten Szene und den mittleren Temperaturen an den Bodenstationen in dem Gebiet bestehen. Diese Abweichungen stellen einen statistischen Fehler dar, dessen Vorzeichen tageszeitabhängig ist. Ein systematischer Fehler ist jedoch nicht erkennbar. Es ergibt sich eine mittlere Abweichung der effektiven Oberflächentemperatur zur Lufttemperatur von etwa -1 K mit einer rms-Abweichung von 0.14.

Da aus der Satellitenmessung die effektive Oberflächentemperatur als ein Mischsignal aller Oberflächenanteile abgeleitet wird, müssen sich zwingend Differenzen zu Vergleichstemperaturen ergeben, welche durch ihren Temperaturwert nur einen Teil des Signals repräsentieren. Die aufgetretenen Abweichungen zu den Stationsmessungen sind zudem durch den Skalensunterschied zwischen Satellitenmessung und Punktmessung bedingt. Demzufolge bleibt die Vergleichbarkeit der Daten a priori begrenzt und eine bessere Übereinstimmung kann nicht erwartet werden. Die Validierung des Variationsparameters der effektiven Oberflächentemperatur anhand von in situ gemessenen Bodenstationsdaten wird somit als erfolgreich betrachtet.

4.4.1.2 Überprüfung mit Hilfe satellitengestützter Messungen

Im folgenden Abschnitt wird die variationsanalytisch abgeleitete Landoberflächentemperatur, T_S , mit den Temperaturwerten aus einem weiteren Fernerkundungsverfahren verglichen, welches ebenfalls auf Helligkeitstemperaturmessungen auf einer Satellitenplattform basiert. Das Vergleichsverfahren wurde von Hiltbrunner (1996) anhand von SSM/I-Helligkeitstemperaturbeobachtungen und Beobachtungen mit dem Mikrowellenradiometer PAMIR entwickelt. Dieses Verfahren stützt sich auf die Beobachtungsfrequenz bei 19 GHz. Da diese Frequenz auch zu den Frequenzen des TMI-Radiometers gehört und in der Methode keine expliziten gerätespezifischen Voraussetzungen gemacht werden, wird die generelle Übertragbarkeit des SSM/I-Verfahrens auf die Helligkeitstemperaturbeobachtungen des TMI-Radiometers vorausgesetzt. Eine Winkelkorrektur, welche die unterschiedlichen Beobachtungsgeometrien der beiden Satelliten berücksichtigt, wurde hier jedoch nicht vorgenommen.

Beide Methoden werden auf die TMI-Messungen angewandt und ermitteln somit Landoberflächentemperaturen auf der Größenskala der Satellitenmessungen, die im Anschluss miteinander verglichen werden. Dieses Vorgehen hat den Vorteil, dass weder räumliche noch zeitliche Abweichungen zwischen den Verfahren zur Bestimmung der Landoberflächentemperatur bestehen. Daher können die Effekte einer ungleichen Abdeckung des Gebietes und eines zeitlichen Versatzes der Beobachtungen ausgeschlossen werden und somit kann eine gute Übereinstimmung der Ergebnisse erwartet werden. Die Landoberflächentemperatur aus dem Variationsanalyseverfahren wird im Folgenden weiterhin mit T_S bezeichnet und jene aus dem Verfahren nach Hiltbrunner (1996) mit $T_{S_{Hilt}}$.

Die Betrachtung der beiden aus Satellitendaten abgeleiteten Oberflächentemperaturen wird hier zunächst auch anhand der Daten in der SGP-Region vorgenommen, um einen Vergleich mit den zuvor betrachteten Referenztemperaturen der Bodenstationen durchführen zu können. Diese zweite Analyse ist jedoch unabhängig von der SGP-Referenzregion und kann global erstellt werden. Eine Übertragung der Erkenntnisse aus der Referenzregion auf globale Bedingungen wird im Anschluss in Abschnitt 4.4.1.3 geprüft.

Landoberflächentemperaturen nach Hiltbrunner

Das Verfahren zur Bestimmung der Landoberflächentemperaturen wurde von Hiltbrunner (1996) für schneefreie Oberflächen in mittleren Breiten entwickelt und liefert eine Abschätzung der Landoberflächentemperatur, $T_{S_{Hilt}}$, aus der Helligkeitstemperatur des 19 *GHz*-Kanals. Die Temperaturableitung beruht auf der Beobachtung eines linearen Zusammenhangs zwischen den Polarisationsdifferenzen der Helligkeitstemperaturbeobachtungen des Kanals und der Helligkeitstemperatur der vertikalen Polarisation. Dieser Zusammenhang wird durch den Koeffizienten k ausgedrückt und die Landoberflächentemperatur, $T_{S_{Hilt}}$, nach folgender Vorschrift berechnet:

$$T_{S_{Hilt}} = \frac{(k \cdot T_{b,19V} - (k - 1) \cdot T_{b,19H})}{\bar{e}_x} \quad (4.1)$$

Darin sind $T_{b,19V}$ und $T_{b,19H}$ die Helligkeitstemperaturbeobachtungen im 19 *GHz*-Kanal in vertikaler und horizontaler Polarisationsrichtung. \bar{e}_x stellt eine mittlere 19 *GHz*-Emissivität der betrachteten x Oberflächentypen dar. Diese umfassen verschiedene Gras- und Getreideflächen, sowie kahlen Boden. Schnee- und Wasserflächen wurden explizit ausgeschlossen. Die Emissivitäten $e_{x,f}$ wurden aus PAMIR Messungen anhand der Helligkeitstemperatur $T_{b,f}$ und der physikalischen Oberflächentemperatur T nach $e_f = T_{b,f}/T$ für die PAMIR Frequenzen f zwischen 4 und 94 *GHz* abgeleitet. Da PAMIR ein bodengebundenes Mikrowellen-Radiometersystem ist, wird bei der Emissivitätsbestimmung mit Hilfe dieser Messungen die Atmosphäre zunächst vernachlässigt.

Von Hiltbrunner (1996) wurde ein linearer Zusammenhang zwischen den Polarisationsdifferenzen und der vertikalen Polarisation der Emissivitäten festgestellt und für jede Oberfläche x ausgedrückt als: $e_x = ke_{f,v} - (k - 1)e_{f,h}$. Dieser Zusammenhang wurde in der genannten Arbeit auf die SSM/I-Helligkeitstemperaturen übertragen und nach Gleichung (4.1) damit Oberflächentemperaturen abgeleitet. Die Parameter k und \bar{e}_x wurden dort aus einer Regression über verschiedene schneefreie Landoberflächentypen im Vergleich der so ermittelten Oberflächentemperaturen zu bodengebundenen Messungen der Oberflächentemperaturen bestimmt. Hiltbrunner (1996) gibt die optimalen Werte für die betrachteten Oberflächen mit $k = 1.95$ und $\bar{e}_x = 0.95$ an. Diese Werte wurden anhand der

geringsten rms-Abweichungen zu den bodengebundenen Messungen festgelegt. Sie sind streng genommen nur für die in der Ableitung betrachtete klimatische Zone (Schweizer Mittelland) und die genannten Oberflächentypen gültig. In dem hier vorgenommenen Vergleich werden sie auf die Untersuchungsregion in den Southern Great Plains übertragen. Auch dort ist die Landschaft von verschiedenen Gras- und Getreideflächen geprägt, daher wird angenommen, dass die genannten Parameter auch in dieser Region gültig sind.

Da atmosphärische Effekte in der Ableitung der Oberflächentemperaturen nach Gleichung (4.1) vernachlässigt wurden, muss bei der Übertragung auf die Messungen am Satelliten eine atmosphärische Korrektur vorgenommen werden. Diese beträgt laut Hiltbrunner (1996) in nicht regnender Atmosphäre für Emissivitäten oberhalb von 0.9 und bei einer atmosphärischen Transmission von mindestens 0.9 maximal 5 K.

Vergleich mit den effektiven Oberflächentemperaturen

Die Ableitung der Landoberflächentemperaturen nach Gleichung (4.1) wird nun zum Vergleich mit den variationsanalytisch abgeleiteten Temperaturen auf die Helligkeitstemperaturen des 19 GHz-Kanals der TMI-Messungen angewandt. Es wird eine Atmosphärenkorrektur von 5 K vorgenommen. Der Vergleich der so ermittelten Oberflächentemperaturen, $T_{S_{Hilt}}$ (in rot), mit den Werten der effektiven Oberflächentemperatur, T_S (in schwarz), aus dem variationsanalytischen Verfahren wird in Abbildung 4.17 im Jahresverlauf über die Monate Juni 1998 bis Juli 1999 für die Region Little Washita gezeigt. Die Differenzen der beiden Temperaturen, $\Delta T = T_{S_{Hilt}} - T_S$, sind als grüne Linie dargestellt.

Es zeigt sich, dass die nach Gleichung (4.1) bestimmte Landoberflächentemperatur, $T_{S_{Hilt}}$, die aus der Variationsanalyse abgeleitete Oberflächentemperatur, T_S , in der Regel um etwa 1 bis 5 K überschätzt. Diese starken Abweichungen werden zwischen den beiden Verfahren beobachtet, obwohl in der Analyse bereits die maximale Atmosphärenkorrektur von 5 K angenommen wird, die von Hiltbrunner (1996) angegeben wurde. Dies zeigt, dass neben der vorgenommenen Korrektur noch weitere systematische Fehler vorhanden sind. Diese können in der Übertragung des SSM/I-Verfahrens auf die TMI-Helligkeitstemperaturen begründet sein, oder durch die Anwendung der Koeffizienten k und $\bar{\epsilon}_x$ in einer anderen klimatischen Zone. Die Ursache dieses systematischen Fehlers kann in der vorliegenden Arbeit nicht abschließend geklärt werden.

Aufgrund der Restriktionen des Vergleichsverfahrens, welches offene Wasserflächen a priori ausschließt, werden streng genommen nur in den Phasen, in denen mit großer Wahrscheinlichkeit die trockene Oberfläche beobachtet wird, die Voraussetzungen zur Anwendung des Verfahrens erfüllt. In diesen 5 Phasen des Jahres 1998/1999, welche in der Abbildung laut Tabelle 4.3 durch rote Balken am unteren Rand markiert sind, liegt eine systematische Abweichung zwischen den Verfahren von 3 K im Winter und 4 bis 5 K im Sommer vor.

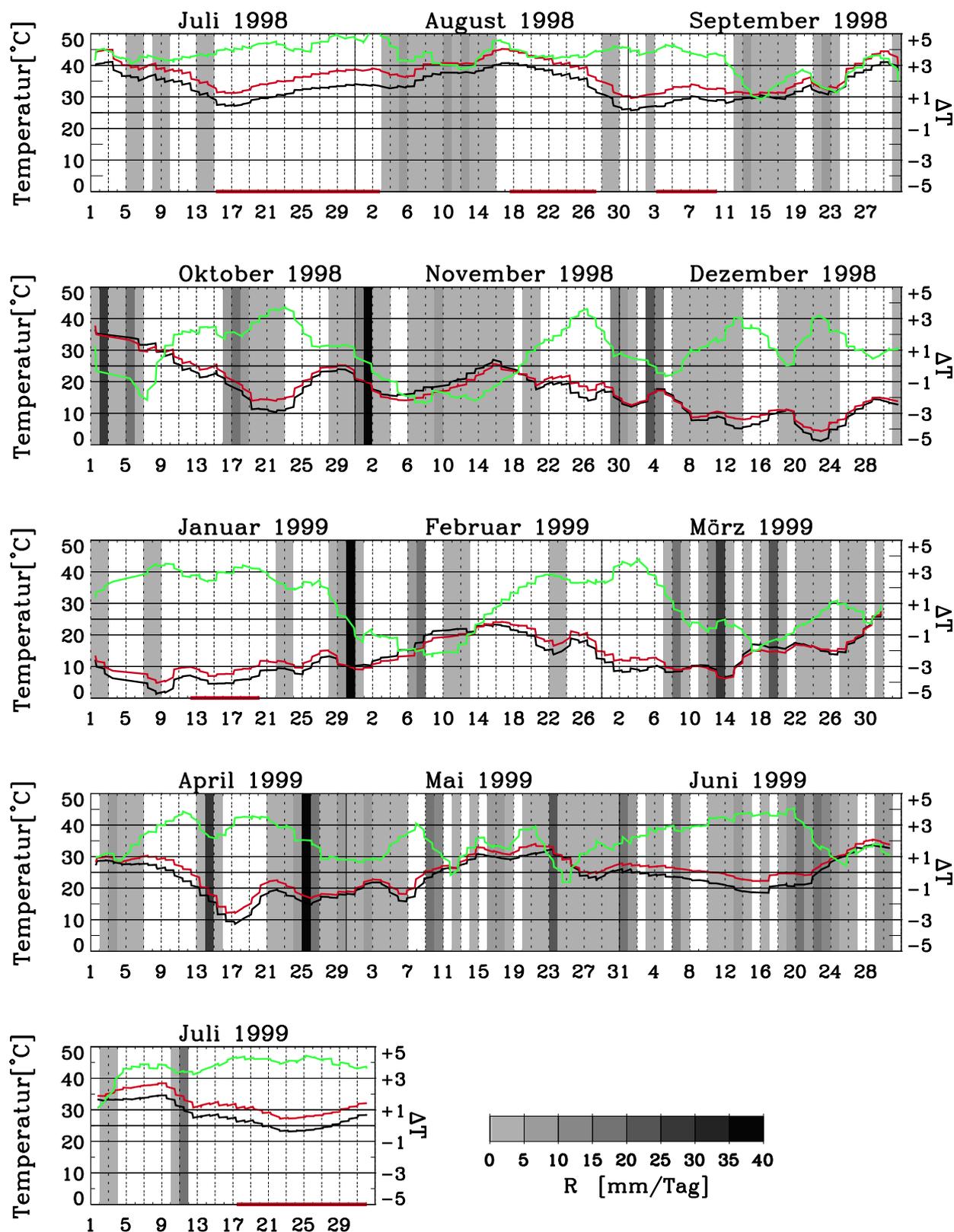


Abb. 4.17: Vergleich der effektiven Oberflächentemperaturen aus dem Variationsverfahren, T_S (schwarz), und aus dem Verfahren nach Hiltbrunner (1996), $T_{S_{Hilt}}$ (rot), in der Region Little Washita für Juli 1998 bis Juli 1999. In grün sind die Differenzen der beiden Temperaturen dargestellt: $\Delta T = T_{S_{Hilt}} - T_S$.

Die Abweichungen zu den übrigen Terminen, die unter dem Einfluss der Niederschläge stehen, sind im zeitlichen Verlauf stärker variabel. Jedoch ist die Anwendbarkeit des Vergleichsverfahrens hier in Frage gestellt und daher wird an dieser Stelle keine weitergehende Analyse der Ursachen vorgenommen. Die Abweichungen zwischen den Verfahren liegen in den trockenen Perioden in der Größenordnung der Genauigkeit des Vergleichsverfahrens, welche mit etwa 4 K angegeben werden (Hiltbrunner, 1996).

4.4.1.3 Vergleich der Referenztemperaturen

Der Vergleich der aus dem Variationsverfahren abgeleiteten effektiven Oberflächentemperaturen, T_S , mit den an den Bodenstationen im SGP-Gebiet gemessenen Lufttemperaturen, T_{2m} , ergab eine zufrieden stellende Übereinstimmung. Die Abweichungen liegen im Rahmen der zu erwartenden Werte. Außerhalb dieses Gebietes liegen jedoch keine Bodenstationsdaten vor, so dass eine Übertragung der Erkenntnisse aus Abschnitt 4.4.1.1 auf andere geographische Regionen über andere Vergleichswerte ermöglicht werden muss. Dazu kann zum Beispiel die in Abschnitt 4.4.1.2 vorgestellte Referenztemperatur, $T_{S_{Hilt}}$, dienen.

Um die aus den TMI-Temperaturen ermittelte Referenztemperatur, $T_{S_{Hilt}}$, an den Bodenstationsdaten zu überprüfen, werden die verschiedenen Referenztemperaturen in Abbildung 4.18 als Streudiagramme gegeneinander aufgetragen. Die Abbildung beinhaltet die zeitlich hoch aufgelösten Daten aus den Monaten Juni 1999 (sternförmige Symbole) und Juli 1999 (dreieckige Symbole). Die Farben kennzeichnen die Satellitenüberflugzeit in zweistündigen Intervallen. In der Abbildung sind beide Regressionsgeraden als schwarze Linien eingezeichnet. Zusätzlich sind gestrichelte Hilfslinien in 2 K Abstand zur Winkelhalbierenden eingetragen. Es sind für jeden Vergleich die mittlere Abweichung, ΔT_{mean} , die rms-Abweichung und die erklärte Varianz, B , angegeben. Weiterhin werden der Regressionsparameter, r_{xy} , und die Regressionskonstante, c_{xy} , angegeben.

Abbildung 4.18 bestätigt, dass zwischen den variationsanalytischen Oberflächentemperaturen und den Bodenstationstemperaturen nur ein geringer systematischer Fehler von etwa 1 K auftritt. Dies liegt im Rahmen der Erwartungen beim Vergleich der Luft- und Oberflächentemperaturen. Hingegen zeigt sich ein systematischer Fehler der Referenztemperatur, $T_{S_{Hilt}}$, von etwa 4 K zu den an den Bodenstationen gemessenen Lufttemperaturen, T_{2m} , und von etwa 3 K zu den effektiven Oberflächentemperaturen, T_S , aus der Variationsanalyse. Man erkennt, dass beide fernerkundeten Temperaturen nachts eine größere Abweichung zur Bodentemperatur aufweisen als tagsüber. Dies trifft auch für die Bodenstationsdaten, T_{5cm} und T_{2m} , untereinander zu.

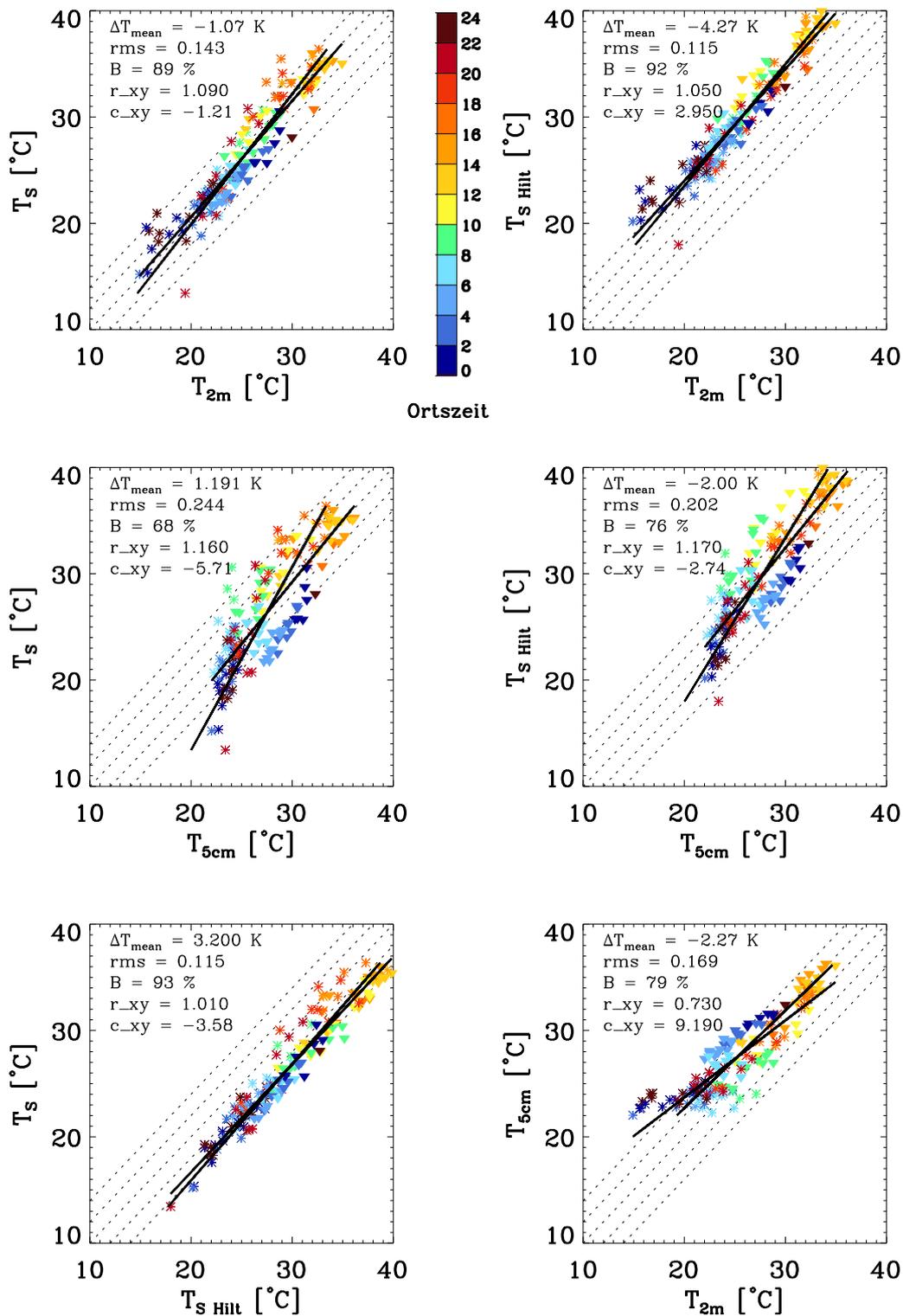


Abb. 4.18: Streudiagramme der abgeleiteten effektiven Oberflächentemperatur, T_s , und der Referenztemperaturen im Monat Juni 1999 (Sterne) und Juli 1999 (Dreiecke). Die Farben bezeichnen die Tageszeit der Beobachtung. Die schwarzen Linien stellen die Regressionsgerade dar. Die gestrichelten Linien sind Hilfslinien in 2 K Abstand. Es sind: $\Delta T_{\text{mean}} = \overline{T(x) - T(y)}$, rms = mittlere quadratische Abweichung, B = erklärte Varianz, r_{xy} = Regressionskoeffizient, c_{xy} = Regressionskonstante.

Die in der Abbildung angegebenen Bestimmtheitsmaße von über 90 % - für den Fall des Vergleichs mit den Lufttemperaturen - weisen darauf hin, dass die dargestellten Abweichungen durch die angegebene lineare Regression hinreichend gut erklärt werden. Nimmt man die Bodentemperatur als Referenzgröße, so werden nur bis zu 80 % der beobachteten Varianz erklärt.

Zusammenfassend wird hier festgehalten, dass die Validierung der aus dem Variationsverfahren abgeleiteten effektiven Oberflächentemperatur anhand der Temperaturmessungen an den Bodenstationen in dem Referenzgebiet zufrieden stellende Ergebnisse gezeigt hat. Die fernerkundeten Temperaturen folgen weitgehend dem Tagesverlauf der beiden Bodenstationstemperaturen. Die aufgetretenen Abweichungen konnten mit Hilfe der Betrachtung der Tageszeit der Messungen plausibel gemacht werden und liegen in der erwarteten Größenordnung der Differenzen zwischen in situ Stationsmessungen und Satellitenmessungen. Der Vergleich der abgeleiteten effektiven Oberflächentemperatur mit einem weiteren Fernerkundungsverfahren hingegen zeigt systematische Abweichungen zwischen den beiden Verfahren. Diese liegen innerhalb der Genauigkeitsangaben des Referenzverfahrens.

Bei einem globalen Vergleich der abgeleiteten effektiven Oberflächentemperaturen, T_S , mit den Temperaturen, $T_{S_{Hilt}}$, aus dem Verfahren nach Hiltbrunner (1996) muss der systematische Fehler zwischen den beiden Verfahren berücksichtigt werden.

Insgesamt konnte durch die vorgestellten Untersuchungen die Plausibilität des Variationsparameters, T_S , gezeigt werden. Das Verfahren erkennt zuverlässig die effektive Temperatur der Oberfläche in ihrem tageszeitlichen Verlauf. Darüberhinaus werden auch abrupte Temperaturwechsel in Folge von Niederschlagsereignissen in der richtigen Größenordnung wiedergegeben.

4.4.2 Effektiver Bedeckungsgrad mit Feuchtflächen

Der Variationsparameter C_{feu} beschreibt, welcher Anteil des effektiven Emissionssignals der beobachteten Szene durch das Vorhandensein von Wasser geprägt ist. Dies schließt den Einfluss von offenen Wasserflächen, vorübergehend benetzten Oberflächen und feuchtem Boden ein. Als anschauliche Vorstellung kann dies als Flächenäquivalent der benetzten Fläche im Bildelement der Satellitenmessung angesehen werden und wird daher als effektiver Bedeckungsgrad bezeichnet. Es gibt jedoch für diesen Parameter im Falle von gemischt strukturierten Oberflächen keinen physikalisch überprüfbaren Vergleichswert. Daher kann sich eine Einschätzung der Treffsicherheit dieses Parameters für solche Oberflächen nicht auf seine Größenordnung beziehen, sondern vielmehr darauf, wie sich seine ortsfeste zeitliche Entwicklung unter dem Einfluss von durchziehenden Niederschlagsereignissen in einer Region gestaltet. Dies wird im ersten Teil der Überprüfung am Beispiel der SGP-Region betrachtet. In einem zweiten Teil wird anhand einiger Fallbeispiele aus verschiedenen Regionen getestet, wie sich der Wechsel von offenen Wasserflächen zu Landgebieten in dem Variationsparameter C_{feu} abbildet.

4.4.2.1 Überprüfung der zeitlichen Variabilität im SGP-Gebiet

Der Jahresverlauf der abgeleiteten Größe C_{feu} wird in der Abbildung 4.19 für die Region Little Washita dargestellt. Wie im vorangegangenen Abschnitt 4.3 sind die Niederschlagsereignisse durch graue Balken gekennzeichnet. Das Rauschen der Einzelmessungen ist durch die Betrachtung des gleitenden Mittels aus der Zeitreihe entfernt worden. Der zeitliche Verlauf des Parameters C_{feu} ist als schwarze durchgezogene Linie eingetragen. Die roten Balken kennzeichnen die Änderung des Parameters in Folge der vorangegangenen Niederschläge. Sie ist als Differenz des maximal erreichten Parameterwertes während des Niederschlagsereignisses zum letzten Wert vor dem Ereignis angegeben. Die Zeitspanne, über welche diese Differenz gebildet wurde, wird durch die gestrichelte rote Linie angedeutet. Als gestrichelte schwarze Linie ist zusätzlich die Polarisationsdifferenz der beobachteten Helligkeitstemperaturen im 10 GHz-Kanal eingezeichnet.

Man erkennt, dass sich die vorhergehenden Niederschlagsereignisse deutlich im Verlauf des Variationsparameters abbilden und einen erhöhten effektiven Bedeckungsgrad mit Feuchtflächen C_{feu} ergeben. Die starken Niederschlagsereignisse von Anfang Oktober 1998, Anfang November 1998 und Ende Januar 1999 mit akkumulierten Niederschlagssummen von 35 bis 70 mm haben einen Anstieg des Parameterwertes um 0.05 bis 0.13 zur Folge. Schwache Niederschlagsereignisse mit akkumulierten Niederschlagsmengen unter 2 mm resultieren in einem geringen Anstieg dieses Wertes unter 0.01. Dieses Verhalten spiegelt die zunehmende Bedeutung des Wasseranteils am Emissionssignal wider, welcher sich

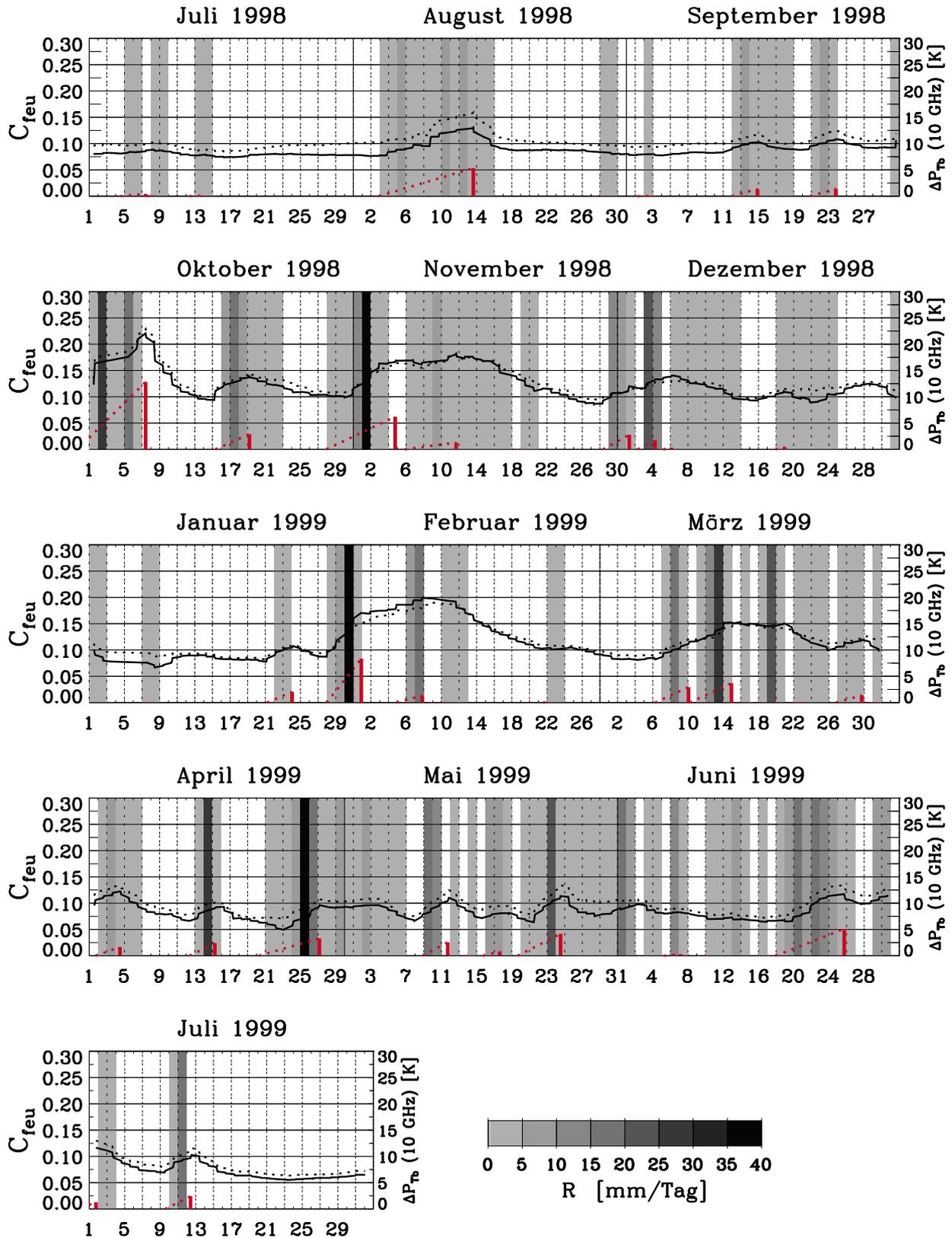


Abb. 4.19: Zeitreihe des Variationsparameters C_{feu} (durchgezogen) und der Polarisationsdifferenzen der 10 GHz-Helligkeitstemperaturen, ΔP_{T_b} , (gestrichelt). Tage mit Niederschlag sind durch graue Balken gekennzeichnet. Die maximalen Änderungen in dem Parameter C_{feu} aufgrund des Niederschlages sind als rote Balken eingetragen. Die Zeitspanne, über die sich die Werte akkumulieren wird durch die gestrichelte rote Linie markiert.

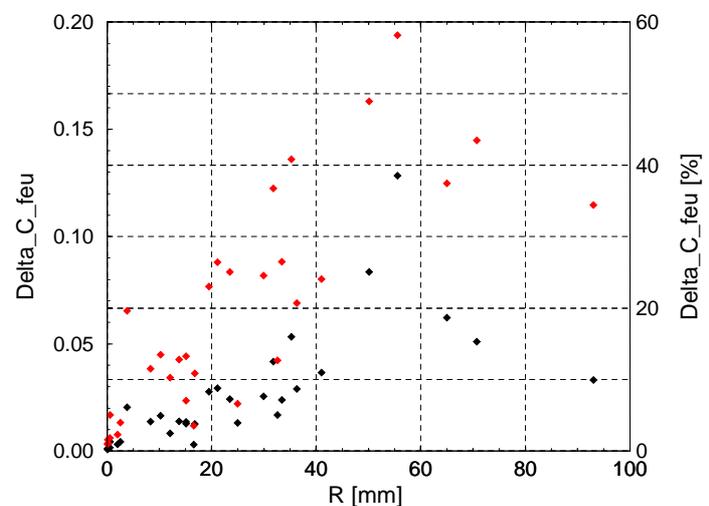
durch den zusätzlichen Eintrag von Wasser auf die beobachtete Fläche erhöht. Auch der Abtrocknungseffekt wird im zeitlichen Verlauf des Parameters C_{feu} deutlich.

Die Angabe der Polarisationsdifferenz in den beobachteten Helligkeitstemperaturen bei 10 GHz dient als eine weitere Referenz zur Überprüfung der Sensitivität des Verfahrens auf die Benetzung der Oberfläche. Es ist bekannt (Ulaby *et al.*, 1986a), dass bei Wasserflächen eine größere Differenz zwischen den Polarisationsrichtungen der beobachteten Helligkeitstemperaturen beobachtet wird als bei trockenen und feuchten Landoberflächen. Auch bei zunehmender Bodenfeuchte nimmt die Polarisationsdifferenz zu.

Da die Polarisationsdifferenzen aus den Beobachtungswerten gebildet werden und keine abgeleiteten Größen sind, stellen sie eine Referenzgröße dar, die von dem benutzten Variationsanalyseverfahren und seinen möglichen Fehlern nicht beeinflusst ist. Es wird eine hervorragende Übereinstimmung des Verlaufs der Polarisationsdifferenzen in Abbildung 4.19 mit dem variationsanalytisch abgeleiteten Parameter des effektiven Bedeckungsgrades mit Feuchtflächen, C_{feu} , gefunden. Dies zeigt, dass sowohl das Emissivitätsmodell als auch das Variationsverfahren die Benetzung der Oberfläche eindeutig wiedergibt und in korrekter zeitlicher Abfolge zu den Niederschlagsereignissen darauf reagiert.

Der Zusammenhang zwischen der Stärke der Niederschlagsereignisse und dem induzierten Anstieg des effektiven Bedeckungsgrades mit Feuchtflächen, ΔC_{feu} , wird für den betrachteten Zeitraum von Juli 1998 bis Juli 1999 in Abbildung 4.20 zusammengefasst. Zum einen sind die absoluten Änderungen des Parameters C_{feu} in Folge der Niederschläge in schwarz eingetragen und zum anderen die prozentualen Änderungen im Vergleich zum letzten Wert vor den Niederschlägen in rot. Die Niederschlagsmengen sind als akkumulierte Summen der Gebietsmittel über die Niederschlagsstationen bis zum Termin der maximalen Änderung des Parameters angegeben.

Abb. 4.20: Änderung des effektiven Bedeckungsgrades mit Feuchtflächen, ΔC_{feu} , in Abhängigkeit von der bis zum Termin akkumulierten Niederschlagsmenge, R . Die absolute Änderung zum letzten Wert vor den Niederschlägen ist in schwarz dargestellt, die prozentuale Änderung in rot.



Auf Ereignisse, welche akkumulierte Niederschlagsmengen von mehr als 10 *mm* im Gebietsmittel erbringen, erfolgt in der Regel ein Anstieg in der dargestellten Größe C_{feu} um mindestens 10 %. Bei Starkregenereignissen oder länger andauernden Niederschlägen mit Niederschlagssummen über 50 *mm* kann der Anstieg über 35 % zum Teil sogar bis 60 % betragen.

Damit wird festgehalten, dass das Variations-Emissivitäts-Modell das Vorkommen von benetzten Oberflächen sicher erkennt und entsprechend den physikalischen Erwartungen durch eine Erhöhung des Modellparameters C_{feu} auf die Niederschläge reagiert. Mit Hilfe einer vom Variationsverfahren weitgehend unabhängigen Größe, den Polarisationsdifferenzen der Helligkeitstemperaturen im 10 *GHz*-Kanal, konnte die Sensitivität des Verfahrens auf eine Benetzung der Oberfläche im zeitlichen Verlauf nachgewiesen werden.

4.4.2.2 Detektion von Land- und Wasserflächen

Nachdem im vorangegangenen Abschnitt eine zufrieden stellende Sensitivität des Verfahrens zur Erkennung von vorübergehend benetzten Oberflächen festgestellt wurde, soll dies im Folgenden an einigen Fallbeispielen von permanenten Wasserflächen überprüft werden. Anhand der geographischen Lage der betrachteten Binnensee- und Küstengebiete kann eine eindeutige Aussage über den Oberflächenzustand gemacht werden. Es ist dabei jedoch zu beachten, dass hier entlang der Küstenlinien ebenfalls Mischsignale beobachtet werden. Dies ist eine Folge der recht großen Fläche am Boden, die durch ein Bildelement einer Satellitenmessung erfasst wird (siehe Tab. 2.1), wodurch verschiedene Oberflächenstrukturen zum beobachteten Helligkeitstemperatursignal beitragen. Nach diesen Überlegungen kann erst in einem Abstand von der Küste ein eindeutig zu überprüfendes Signal erwartet werden. Dies erfordert somit eine ausreichende Größe der betrachteten Wasserfläche, damit die Küsteneffekte die Messungen nicht mehr beeinflussen und der gewünschte Parameter eindeutig überprüft werden kann. Dies wird in den folgenden Beispielen anhand eines Übergangs von Ozean zu Land und anhand eines großen Binnensees betrachtet.

In Abbildung 4.21 sind die Ergebnisse der Variationsanalyse einzelner Satellitenüberflüge dargestellt. Die geographische Verteilung des Variationsparameters C_{feu} wird hier einerseits entlang der südamerikanischen Küste in der Region des Amazonas-Deltas gezeigt (links) und andererseits für ein Gebiet um den Victoria-See in Ostafrika (rechts). Die abgeleiteten Werte der effektiven Bedeckung mit Feuchtflächen, C_{feu} , sind entsprechend farbig dargestellt. Im unteren Teil der Abbildung werden zwei Ausschnitte aus den Überflügen im Detail gezeigt. Die innerhalb des Abtaststreifens nicht dargestellten Bildelemente dieser Überflüge wurden von der Variationsanalyse ausgeschlossen, weil sie durch aktuellen Niederschlag beeinflusst sind.

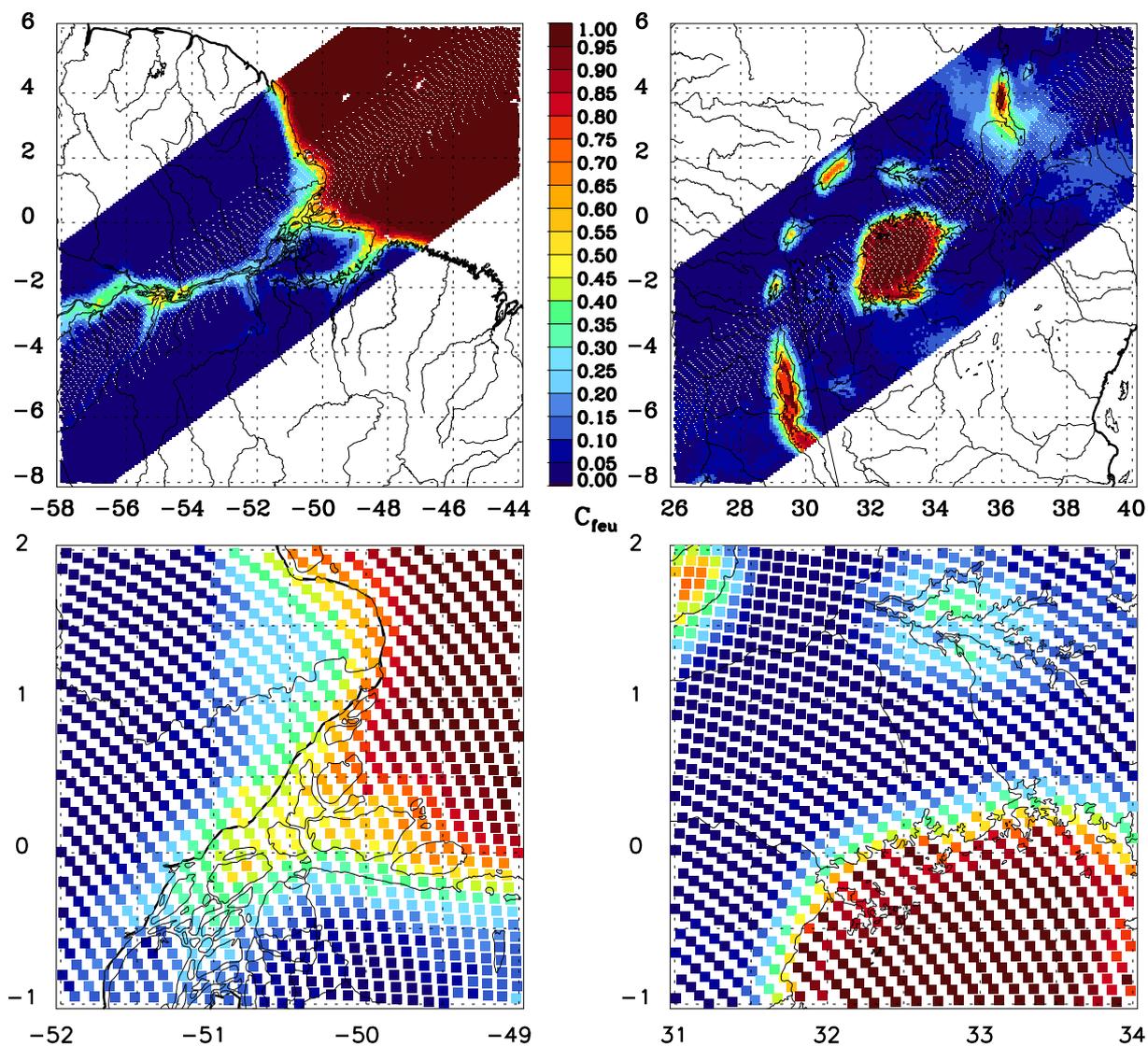


Abb. 4.21: Effektiver Bedeckungsgrad mit Feuchtflächen, C_{feu} , beim Übergang von Wasser zu Land. Gezeigt sind die Resultate der Variationsanalyse der Überflüge Nr. 3739 vom 23.07.1998 über Südamerika (Amazonas-Delta) und Nr. 3581 vom 13.07.1998 über Ostafrika (Victoria-See). Die unteren Abbildungen geben einen Ausschnitt aus den oberen Darstellungen wieder.

Im linken Teil der Abbildung erkennt man, dass der Parameter C_{feu} sich bei Annäherung an die Küste von den maximalen Werten um 1 über Wasser auf die minimalen Werte kleiner als 0.05 über Land absenkt. Die Flussläufe in der abgebildeten Szene werden durch eine Zunahme des effektiven Bedeckungsgrades, C_{feu} , angezeigt. Man erkennt deutlich die geographische Lage des Amazonas und seines Einzugsbereichs. Betrachtet man die Verhältnisse im rechten Teil der Abbildung in der Umgebung des Victoria-Sees, so wer-

den an den Binnenseeküsten ähnliche Übergangsbereiche beobachtet wie an den Küsten des Kontinents. Auch in diesem Beispiel wird erst mit etwa 5 Pixeln Abstand zur Küste ausschließlich die Wasseroberfläche bzw. die Landoberfläche beobachtet und der Variationsparameter C_{feu} erlangt maximale bzw. minimale Werte. An der Detaildarstellung der Umgebung des Victoria-Sees im unteren rechten Teil der Abbildung 4.21 erkennt man auch, dass sich aufgrund der geringen Ausdehnung des Albert-Sees (in der Abbildung in der Nordwest-Ecke des dargestellten Ausschnittes) keines der Bildelemente als reine Wasserfläche identifizieren lässt. Dies trifft ebenso auf den Lauf des Amazonas zu, dessen geographische Position sich daher nicht durch maximale Werte des Parameters C_{feu} abzeichnet.

Da in dem Variationsverfahren weder die geographische Information noch die Land-See-Verteilung als Eingangsgröße genutzt werden, bestätigt sich die Eignung des Verfahrens, zuverlässig die wechselnden Feuchtezustände der Oberfläche zu erkennen. Außerdem wurde gezeigt, dass auch die Extremwerte über reinen Wasserflächen durch den Sensitivitätsbereich des Variationsparameters C_{feu} erfasst werden.

4.4.2.3 Einschränkung des Verfahrens

In den vorangegangenen Abschnitten wurde gezeigt, dass feuchte und nasse Oberflächen mit Hilfe des Variationsverfahrens in den betrachteten Gebieten zufrieden stellend von trockenen Oberflächen unterschieden werden können. Es bleibt zu prüfen, ob auch in Gebieten, in denen bekanntermaßen weder flüssiges Wasser noch Vegetation eine Rolle spielen die erwarteten Ergebnisse erzielt werden. Dies wird hier am Beispiel der nordafrikanischen Wüstengebiete getestet und zum anderen am Beispiel eines vegetationsarmen aber kalten Gebietes im bolivianischen Hochland. In Abbildung 4.22 sind die effektive Oberflächentemperatur, T_S (oben), sowie der effektive Bedeckungsgrad mit Feucht- und Vegetationsflächen, C_{feu} (Mitte) und C_{veg} (unten), für verschiedene Überflüge über Südamerika (links) und Afrika (rechts) dargestellt. Abgebildet sind die resultierenden Variationsparameter der Messungen vom 23. und 24. Juli 1998.

Es zeigen sich unrealistisch hohe Werte des Parameters C_{feu} in den Gebieten, in denen kein nennenswerter Einfluss von Feuchtflächen erwartet wird. So werden beispielsweise in den nordafrikanischen Wüstengebieten (nördlich von 15°N) unstimmmige Werte des Parameters C_{feu} abgeleitet. Ebenso ist der Anstieg in den Parameterwerten C_{feu} in der Andenregion (in Abb. 4.22 grün umrandet) als unrealistisch einzuschätzen. In beiden Regionen geht jedoch der Vegetationsanteil, C_{veg} , wie erwartet zurück. Die effektive Oberflächentemperatur, T_S , nimmt in der heißen Wüste in Nordafrika plausible Werte an, während dieser Parameter jedoch im kalten Hochland der Anden für den Südwinter zu hohe Temperaturen anzeigt.

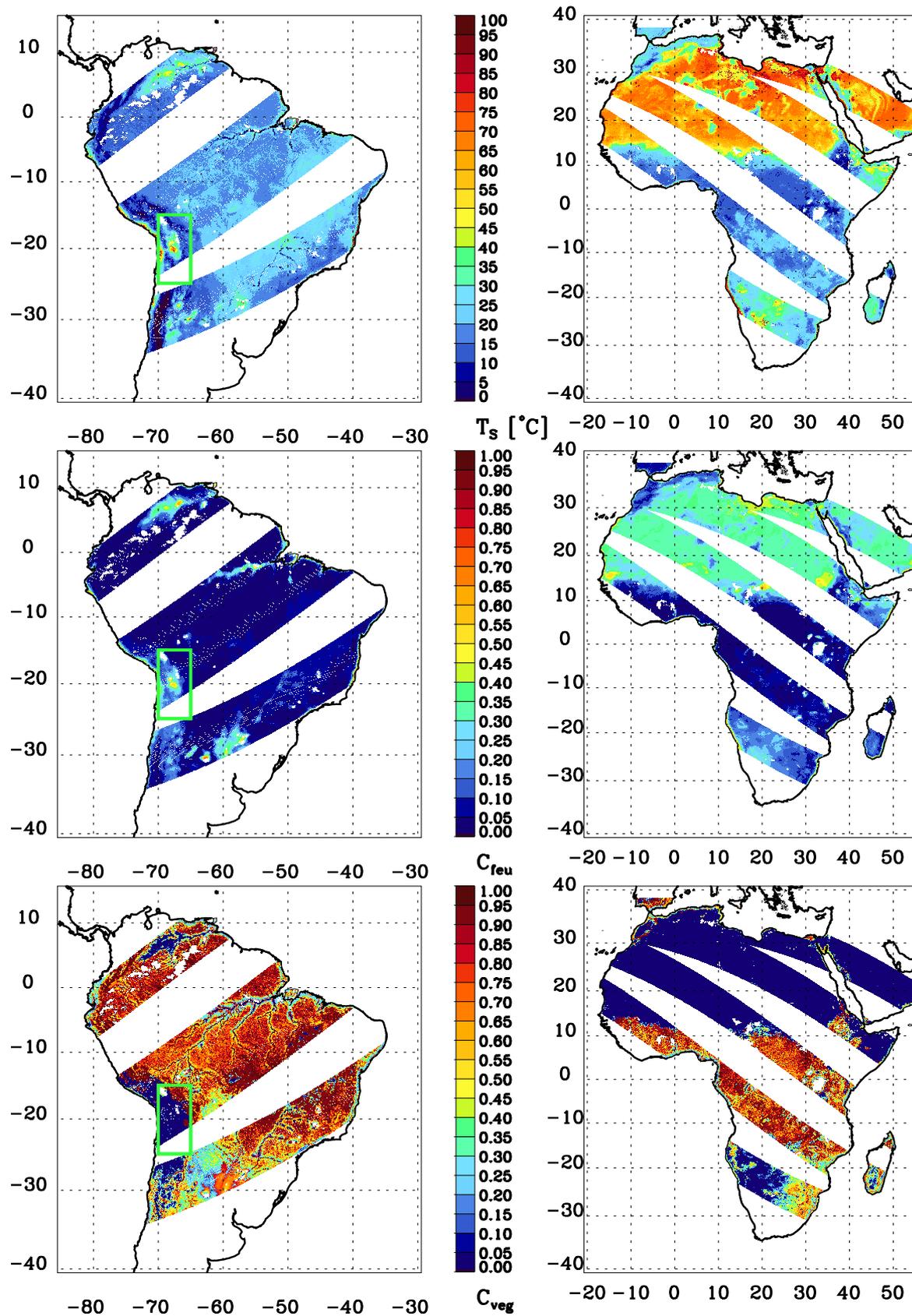


Abb. 4.22: Die Variationsparameter T_s (oben), C_{feu} (Mitte) und C_{veg} (unten) der Überflüge am 23.07.1998 über Südamerika (links) und am 24.07.1998 über Afrika (rechts).

Die hier gezeigten Unstimmigkeiten sind das Resultat einer im Oberflächenemissivitätsmodell bisher unzulänglich beschriebenen Strahlungsübertragung an den stark streuenden Flächen (siehe Abschn. 3.4). Diese Oberflächentypen stellen in der Mikrowellen-Fernerkundung ein bekanntes Problem dar. Sie zeigen ein Strahlungsverhalten, welches dem von Niederschlag sehr ähnelt. Die Strahlung wird durch diese Oberflächen stark gestreut, so dass das Signal am Satelliten im Vergleich zu nicht streuenden Oberflächen vermindert wird. Dieses Phänomen wird offensichtlich durch das Emissivitätsmodell unzureichend beschrieben und verfälscht die Ergebnisse aus der Optimierungsprozedur. Die getroffenen Annahmen zu Schichtdicken der Schnee- und Sandschicht sowie der Körnchengrößenverteilung sind vermutlich zu restriktiv gewählt worden. Es können realistischere Werte der abgeleiteten Oberflächenparameter und damit des Emissionsvermögens erwartet werden, wenn die Simulation des Strahlungstransportes dieser Oberflächentypen verbessert wird.

Die Überprüfung des Parameters der effektiven Bedeckung mit Feuchtflächen, C_{feu} , wird damit abgeschlossen. Es wurde gezeigt, dass sich für C_{feu} mit Ausnahme der vegetationslosen Gebiete schlüssige Werte ergeben. Mit Hilfe des Index-Verfahrens nach Ferraro *et al.* (1998) können diese Flächen vorab erkannt und gegebenenfalls von der Ableitung des Emissionsvermögens ausgeschlossen werden. Die Sensitivität des Verfahrens bezüglich des Auftretens von Wasserflächen und der Benetzung von Oberflächen durch Niederschlagsereignisse oder in Überschwemmungsgebieten wird somit innerhalb der Vegetationsgebiete als zuverlässig eingestuft.

4.4.3 Effektiver Bedeckungsgrad mit Vegetationsflächen

Der Variationsparameter C_{veg} stellt den Anteil am Signal dar, welcher von der Vegetation beeinflusst wird. Im Optimierungsverfahren ist dieser Parameter an den Parameter C_{feu} gekoppelt, sodass die Summe der drei Anteile aus Feuchtflächen, Vegetationsflächen und rauem, unbewachsenen Boden den Wert eins nicht überschreitet. Dies hat eine direkte Beeinflussung des Parameters C_{veg} durch den Anstieg des Wertes von C_{feu} zur Folge, wenn Letzterer durch das Einsetzen von Niederschlag erhöht wurde, oder Gebiete mit stark streuenden Oberflächen betrachtet werden, in denen die Glaubwürdigkeit des Feuchteparameters C_{feu} limitiert ist.

Da sich der Einfluss von Wasser überdurchschnittlich stark auf den Wert der Emissivität auswirkt (vergl. Abschn. 3.2.2), entsteht eine Rückkopplung auf den Wert des Parameters C_{veg} . Das bedeutet, dass der zeitliche Verlauf dieses Parameters durch starke Schwankungen gekennzeichnet ist, die nicht als Veränderung des Pflanzenbestandes interpretiert werden dürfen. Die Zeitskalen auf denen eine Ab- und wieder Zunahme des Pflanzenbestandes erwartet werden kann liegen zudem im Bereich von Wochen und Monaten und nicht im Bereich von wenigen Tagen, wie es hier durch die Kopplung an den Parameter C_{feu} und als Folge der Niederschlagsereignisse induziert wird.

Die Überprüfung des Parameters C_{feu} wird anhand eines klimatologischen Vegetationsdatensatzes vorgenommen. Dieser wird im Folgenden zusammen mit einigen Überlegungen zur Vergleichbarkeit der Vegetationsparameter beschrieben. Im Anschluss daran erfolgt eine Betrachtung des Parameters C_{feu} im Referenzgebiet in den Southern Great Plains in der Untersuchungsperiode von Juli 1998 bis Juli 1999. Das Kapitel schließt mit einem überregionalen Vergleich der beiden Vegetationsparameter.

Klimatologischer Vegetationsdatensatz

Als klimatologische Vergleichswerte werden die Analysen der Landoberflächenparameter nach Hagemann (2002) genutzt. Darin wurden auf einer Gittergröße von 0.5 Grad die Monatsmittel des Vegetationsflächenanteils an photosynthetisch aktiven Pflanzen auf globaler Skala abgeleitet.

Das Verfahren nach Hagemann (2002) wurde zum Gebrauch in globalen und regionalen Klimamodellen entwickelt. Es basiert auf globalen Verteilungen von Landnutzungsklassen, welche mit Hilfe von AVHRR-Beobachtungen entsprechend der Klassifikation nach Olson (1994) definiert wurden. Wie in Hagemann *et al.* (1999) und Hagemann (2002) beschrieben, wurden den Landnutzungsklassen verschiedene Landoberflächenparameter, wie der hier zum Vergleich herangezogene Vegetationsflächenanteil, zugewiesen.

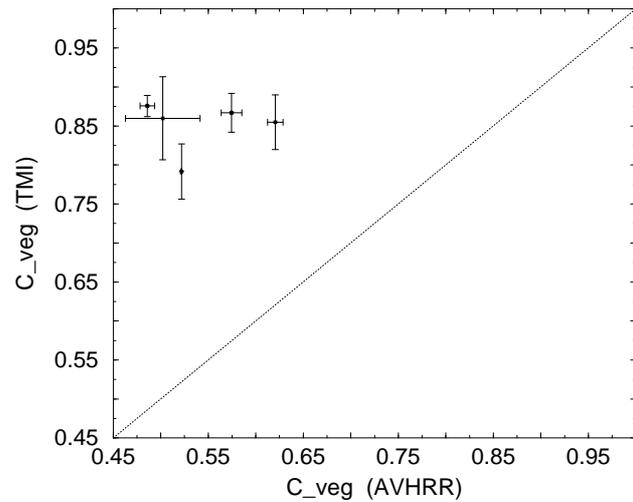
Bei einem Vergleich der beiden Vegetationsparameter muss Folgendes beachtet werden: Der Vegetationsflächenanteil nach Hagemann (2002) beschreibt den Anteil der photosynthetisch aktiven Pflanzen. Die Ableitung geht auf die Absorption der Strahlung im sichtbaren Spektralbereich zurück, welche zur Photosynthese genutzt werden kann (PAR). Damit steht dieser Parameter im engen Zusammenhang mit dem Anteil an grünen Pflanzen. Im Gegensatz dazu spiegelt der Vegetationsparameter im Mikrowellenbereich die Sensitivität der Mikrowellenstrahlung auf die effektive dielektrische Konstante der Vegetationsschicht wieder. Diese wird maßgeblich vom Wasseranteil in den Pflanzen bestimmt. Damit sind die beiden in verschiedenen Spektralbereichen abgeleiteten Größen nur bedingt miteinander vergleichbar. Dennoch wird mangels einer Mikrowellen-Klimatologie des Vegetationsbestandes der Vergleich der Parameter hier durchgeführt. Eine Einschätzung der Plausibilität des Variationsparameters C_{veg} durch den Vegetationsanteil des photosynthetisch aktiven Pflanzenbestandes erscheint dennoch möglich. Insbesondere sollten sich zeitliche und räumliche Muster in beiden Vegetationsparametern erkennen lassen, die durch den Wechsel der Vegetationsperioden geprägt sind.

4.4.3.1 Überprüfung im Untersuchungsgebiet

Zunächst wird der Variationsparameter C_{veg} in der Region Little Washita im Untersuchungszeitraum 1998/1999 betrachtet. Aufgrund der genannten Restriktionen, die durch die Kopplung der Parameter in der Variationsanalyse entstehen, kann keine Untersuchung des Jahresganges der Vegetation erfolgen. Daher muss eine Überprüfung des Parameters C_{veg} auf längeren Zeitskalen und unter Ausschluss derjenigen Messungen erfolgen, welche unter dem Einfluss des Niederschlages stehen. Folglich wird in der Region Little Washita ein Vergleich von Mittelwerten des abgeleiteten Parameters C_{veg} mit klimatologischen Werten angestrebt. Der Variationsparameter C_{veg} wurde dazu ausschließlich über die in Abschnitt 4.3.1 bestimmten und als ungestört bezeichneten Phasen des Jahres 1998/1999 gemittelt (siehe Tab. 4.3, S. 89). Zum Vergleich werden auch die klimatologischen Werte des Vegetationsanteils der photosynthetisch aktiven Pflanzen als Gebietsmittel betrachtet. Im Bereich der Region Little Washita liegen 4 Gitterpunkte dieses Vegetationsdatensatzes.

Die Überprüfung des Variationsparameters C_{veg} im Untersuchungsgebiet ist in Abbildung 4.23 dargestellt. In der Abbildung werden die Gebietsmittel der klimatologischen Werte des AVHRR-Datensatzes mit denjenigen des variationsanalytisch abgeleiteten Vegetationsflächenanteils, C_{veg} , aus den 5 ungestörten Phasen verglichen. Die Standardabweichungen der Mittelwerte sind als Fehlerbalken in der Abbildung angegeben. Der aus den TMI-Daten abgeleitete Vegetationsflächenanteil übersteigt den klimatologischen Wert in dieser Region um 40 bis 80 %. Die Plausibilität des Parameters konnte durch diesen kleinskaligen Vergleich nicht gezeigt werden. Eine weitere Überprüfung des abgeleiteten Wertes auf längeren Zeitskalen und in ausgedehnteren Gebieten ist daher erforderlich.

Abb. 4.23: Vegetationsflächenanteil C_{veg} aus der Variationsanalyse (TMI) und der Landoberflächenklimatologie (AVHRR) als Mittelwert über die 5 ungestörten Phasen des Untersuchungszeitraumes nach Tabelle 4.3.



4.4.3.2 Überprüfung auf globaler Skala

Um die Plausibilität des Variationsparameters C_{veg} weiter einzuschätzen, wurden die Untersuchungen auf kontinentale Regionen ausgeweitet. Dazu wurde das Variationsverfahren auf die Daten der Mikrowellenmessungen aus mehreren Monaten über den Kontinenten angewandt. Die resultierenden Werte der einzelnen Überflüge wurden auf einem 0.25 Grad-Gitter sowohl räumlich als auch zeitlich gemittelt. Die Einführung eines räumlichen Gittersystems ist für die zeitliche Mittelung zwingend notwendig, da sich die geographischen Koordinaten der Beobachtungen von Überflug zu Überflug verändern und sich nur so eine annähernd ortsfeste zeitliche Mittelung erzielen lässt. Die Beobachtungen über benetztem Untergrund wurden bei dieser Betrachtung mit Hilfe des Parameters C_{feu} aus der Untersuchung so weit wie möglich eliminiert. Entsprechend den Erkenntnissen aus Abschnitt 4.4.2.1 wurden nur solche Beobachtungen zur Mittelwertbildung zugelassen, deren Feuchtflächenanteil, C_{feu} , kleiner als 0.11 ist. Damit werden für diese Überprüfung gleichzeitig die vom Niederschlag beeinflussten Schätzungen und auch die verfälschten Werte über vegetationslosen Gebieten herausgefiltert. Dadurch entstehen in der Präsentation des Variationsparameters C_{veg} Datenlücken, wenn der Parameter aufgrund der Bindung an den Parameter C_{feu} unrealistische Werte annimmt.

Die so erstellten Monatsmittel des Parameters C_{veg} werden mit den klimatologischen Werten des Flächenanteils der photosynthetisch aktiven Pflanzen verglichen. Die Monatsmittel der Vegetationsflächenschätzungen beider Verfahren werden für drei Kontinentgebiete und je einen Sommer- und Wintermonat in den Abbildungen 4.24 und 4.25 gegenübergestellt.

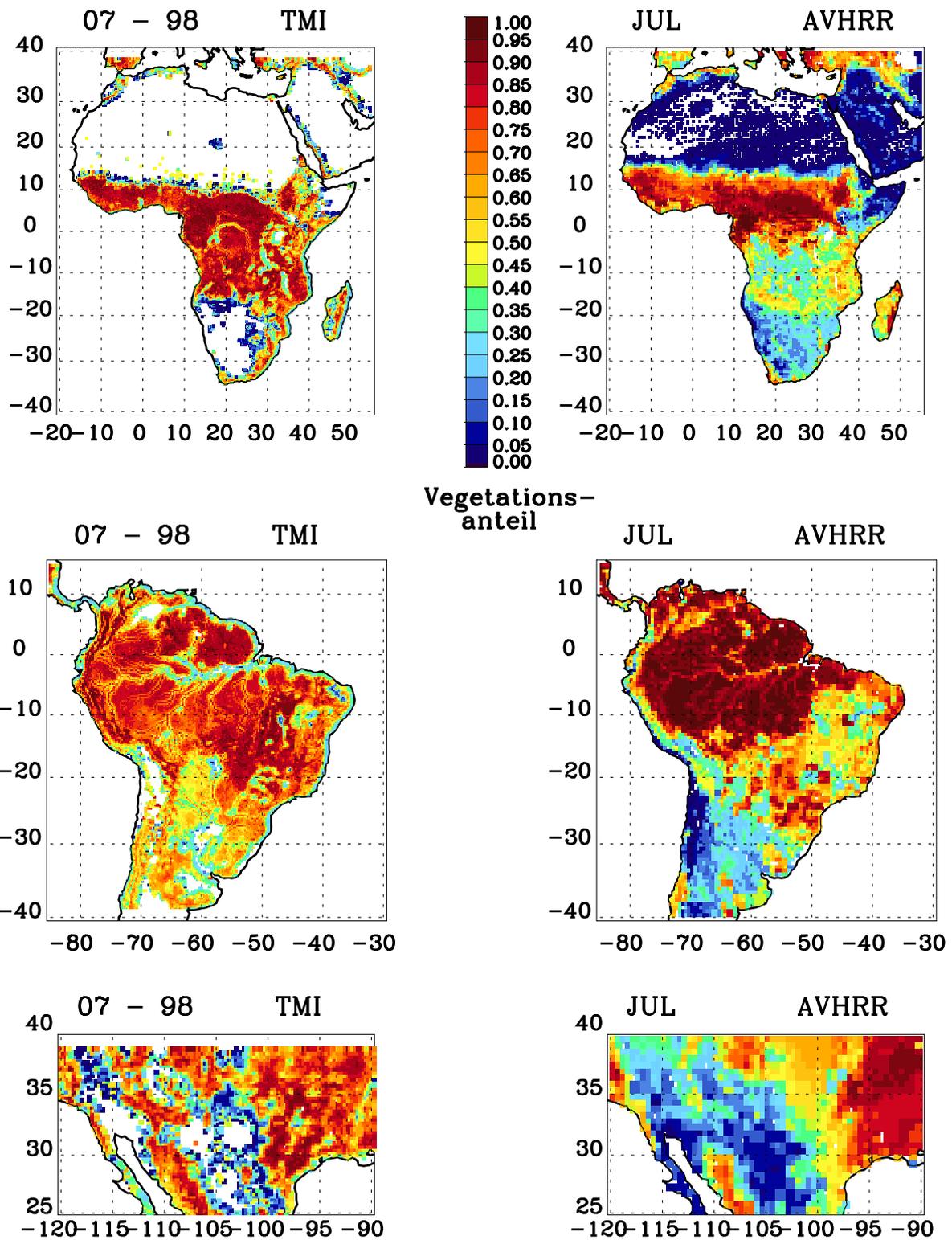


Abb. 4.24: Vegetationsflächenanteil im Juli in den Gebieten Afrika, Südamerika und USA. Links: Abgeleitet aus der TMI-Variationsanalyse. Rechts: Entsprechend der AVHRR-Klimatologie nach (Hagemann, 2002).

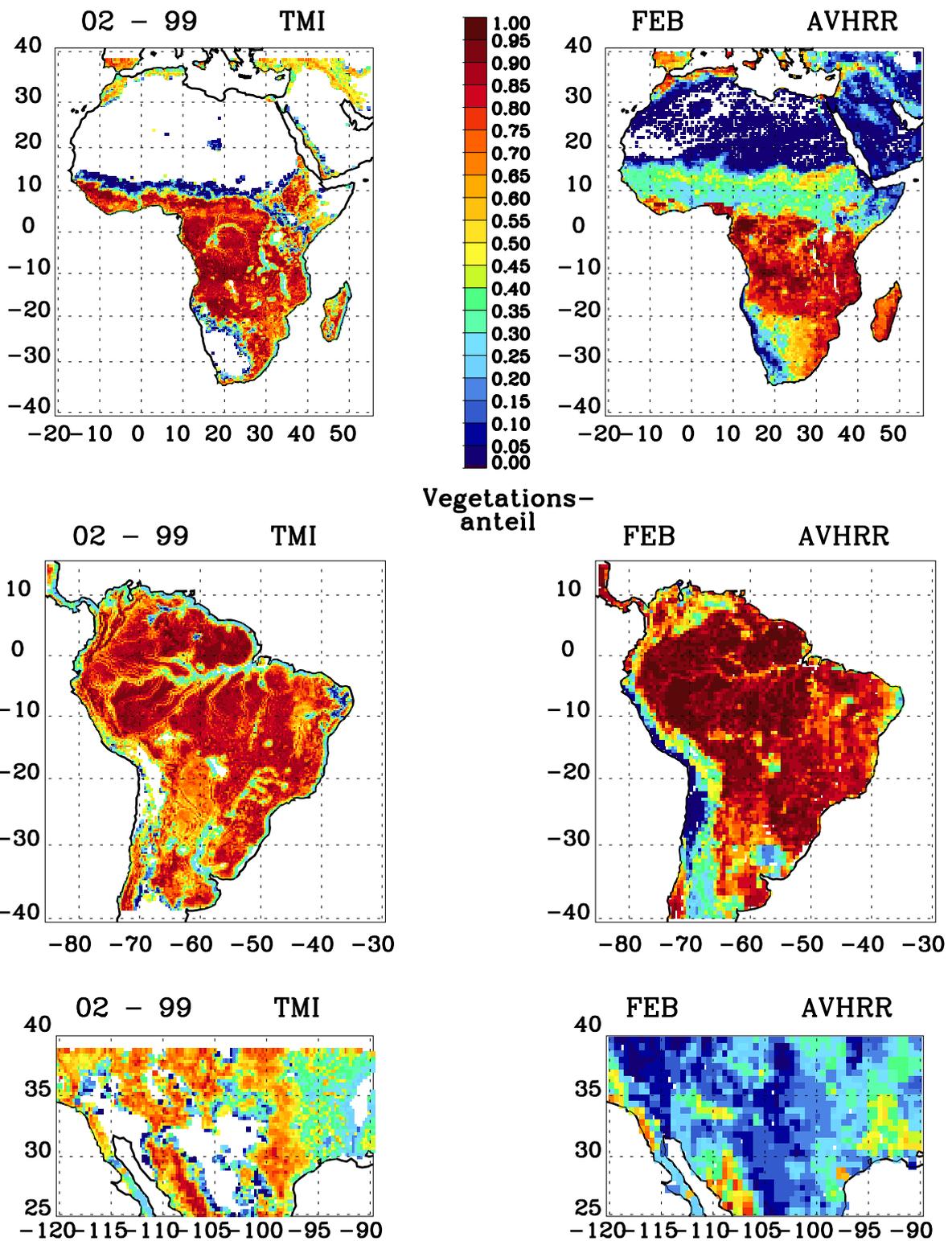


Abb. 4.25: Vegetationsflächenanteil wie in Abbildung 4.24 im Februar.

Im linken Teil der Abbildungen sind die Monatsmittel des Vegetationsparameters, C_{veg} , (Juli 1998 bzw. Februar 1999) angegeben und im rechten Teil entsprechend die aus der AVHRR-Klimatologie gewonnenen Daten des entsprechenden Monats. In den ausgewählten Gebieten herrschen verschiedene charakteristische Vegetationszonen vor, deren jahreszeitlicher Wechsel im Vergleich der Darstellung der Sommer- und Wintermonate zu beobachten ist.

Auf dem afrikanischen Kontinent wird durch den variationsanalytisch abgeleiteten Vegetationsflächenanteil, C_{veg} , der Übergang von den Wüstengebieten im Norden zu der sich nach Süden hin anschließenden Vegetationszone bei etwa 12 Grad Nord im Juli erkannt. Die jahreszeitlich bedingte Verschiebung der Vegetationszone nach Süden im Februar wird weniger stark als im Vergleichsdatensatz abgebildet. Die Regenwaldgebiete im nördlichen Teil Südamerikas werden über das Jahr hinweg von dem Variationsanalyseverfahren als Zonen hoher Vegetationsdichte erkannt, während der Rückgang der Vegetation in den südlicheren Gebieten im Südwinter im Monat Juli weniger ausgeprägt wiedergegeben wird als in der AVHRR-Klimatologie. Die Gebiete im Südosten der USA zeichnen sich in den klimatologischen Werten durch einen ausgeprägten saisonalen Wechsel des Vegetationsbestandes aus. Dies wird durch die variationsanalytisch abgeleiteten Werte zwar auch angezeigt, jedoch wiederum in abgeschwächter Form.

Wie aus den Abbildungen 4.24 und 4.25 ersichtlich ist, werden durch das Variationsverfahren die Vegetationszonen auf kontinentaler Skala im Wesentlichen erkannt. Auch der jahreszeitliche Wechsel der Vegetationsgebiete zeichnet sich in dem Parameter ab. Jedoch werden die regionalen Ausmaße der Vegetationsgebiete einerseits und auch der nominelle Wert des Parameters andererseits in den beiden Methoden besonders in den vegetationsärmeren Gebieten unterschiedlich abgeleitet. Wie oben ausgeführt, ist dabei zu beachten, dass der klimatologische Vergleichsparameter ein Maß für den Anteil des photosynthetisch aktiven Pflanzenbestandes ist. In dem hier vorgestellten Vergleich dient diese Größe als ein Richtwert des Variationsparameters C_{veg} , welcher seinerseits den gesamten, nicht nur den grünen Teil des Pflanzenbestandes umfasst. Damit wird es als realistisch betrachtet, dass die saisonalen Variationen in dem von der Photosynthese dominierten Vergleichsparameter stärker wiedergegeben werden als in dem Mikrowellenparameter C_{veg} . Letzterer zeigt auch dann noch den Vegetationsbestand an, wenn in den Wintermonaten hauptsächlich nur noch die nicht grünen Pflanzenteile vorhanden sind.

Der Einfluss der Vegetation auf das Emissionsvermögen der beobachteten Oberfläche ist wesentlich geringer als der Einfluss von Wasser. Daher wird die Überprüfung des Variationsparameters C_{veg} anhand der hier vorgestellten Ergebnisse als hinreichend angesehen. Zusammenfassend bleibt festzuhalten, dass der Variationsparameter C_{veg} die globale Verteilung der Vegetationszonen in plausibler Form wiedergibt und auch saisonale Unterschiede anzeigt.

4.5 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde die Eignung des variationsanalytischen Verfahrens zur Ableitung des Emissionsvermögens von natürlichen Landoberflächen betrachtet. Zu diesem Zweck wurden die abgeleiteten Emissivitätswerte einer Langzeitstudie unterzogen und die Oberflächenparameter mit Hilfe von Vergleichsdatensätzen überprüft. Diese Untersuchungen wurden in einem ausgewählten Gebiet in Nordamerika, dem Messgebiet der Umweltbehörde der USA in den Southern Great Plains, vorgenommen. Anhand der dort zur Verfügung stehenden Bodenstationsdaten wurden die Ergebnisse des Variationsverfahrens mit geringem zeitlichen und räumlichen Versatz der Vergleichsdaten analysiert.

Mit Hilfe der Regenstationsdaten wurde die Sensitivität der Oberflächenemissivität auf die Benetzung der Oberfläche demonstriert. In dem untersuchten Zeitraum von Juli 1998 bis Juli 1999 wurde eine Absenkung des Emissionsvermögens der Oberfläche um 5 bis 10 % aufgrund vorangegangener Niederschläge diagnostiziert. Die Depression der Emissivitätswerte zeigte sich von der eingegangenen Niederschlagsmenge und Größe des Niederschlagsgebietes abhängig. Das Emissionsvermögen der Oberfläche weist nach den Niederschlagsereignissen einen charakteristischen zeitlichen Verlauf auf, der die Abtrocknung des Bodens widerspiegelt. Sowohl die erfolgte Absenkung der Emissivität nach den Niederschlägen als auch die anschließende Abtrocknungsphase werden vom aktuellen Witterungsverlauf und vom aktuellen Sättigungsgrad des Bodens beeinflusst.

Die abgeleiteten Oberflächenparameter wurden anhand von in situ-Messungen in dem SGP-Untersuchungsgebiet und verschiedener weiterer Vergleichsdatensätze einer Plausibilitätsbetrachtung unterzogen. Im Vergleich der aus Satellitendaten abgeleiteten effektiven Oberflächenparameter mit den Punktmessungen an den Bodenstationen kann keine exakte Übereinstimmung der Werte erwartet werden. Daher erfolgte eine Überprüfung der Parameter im Sinne einer Überprüfung der physikalischen Plausibilität der angenommenen Wertebereiche. Die abgeleiteten effektiven Oberflächentemperaturen, T_S , bewegen sich mit einer Abweichung von 2 bis 3 K im Bereich der bodennahen Lufttemperatur und folgen im Wesentlichen deren Tagesverlauf. Auch die witterungsbedingten Schwankungen werden ereignisnah und mit den gleichen Beträgen wie im Verlauf der Lufttemperatur wiedergegeben. Dieser Parameter liefert somit eine verlässliche Schätzung der Gesamttemperatur der Szene.

Die Betrachtung der effektiven Bedeckung mit Feuchtflächen, C_{feu} , zeigt systematisch die Sensitivität des Verfahrens auf die Benetzung der Oberfläche an. Die Regenereignisse wirken sich in einem Anstieg dieses Parameters um mindestens 10 % aus. Starke Ereignisse werden durch eine Zunahme des Wertes um bis zu 60 % angezeigt. Nicht nur die zeitliche Variabilität sondern auch der räumliche Wechsel beim Übergang von offenen Wasserflächen zu Landflächen wird zuverlässig in diesem Parameter abgebildet.

Die effektive Bedeckung des Blickfeldes der Messung mit Vegetationsflächen, C_{veg} , wurde anhand eines Vergleiches mit einem klimatologischen Vegetationsdatensatz überprüft. Es zeigten sich gute Übereinstimmungen in der Detektion der global vorhandenen Vegetationsgebiete. Regionen, in denen ausschließlich vegetationslose Flächen vorherrschen, können jedoch mit diesem Verfahren bisher nicht zuverlässig beschrieben werden. Dies wurde auf eine unzureichende Repräsentation dieser stark streuenden Flächen im Emissivitätsmodell zurückgeführt. Hier sind weitere Studien zur Parameterisierung der Strahlungsübertragung dieser Oberflächentypen erforderlich, die im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden konnten.

Das Emissionsvermögen natürlicher Oberflächen wird von dem Wasser im Blickfeld der Radiometermessung dominiert. Insbesondere offene Wasserflächen und benetzte Oberflächen haben einen großen Einfluss auf die Höhe der Emissivitätswerte. Dem Variationsparameter C_{feu} kommt damit in der Ableitung des Emissionsvermögens der Oberflächen eine größere Bedeutung zu als den Parametern der Oberflächentemperatur und der Vegetation.

Insgesamt konnten die Untersuchungen mit einem zufrieden stellenden Ergebnis abgeschlossen werden. Somit steht nun ein neues Fernerkundungsverfahren zur Ableitung von Landoberflächenemissivitäten zur Verfügung. Die aufgezeigte Technik ist global einsetzbar. Im folgenden Kapitel werden einige Anwendungsgebiete dieses Verfahrens diskutiert.

Kapitel 5

Anwendung des Verfahrens

Das im vorangegangenen Kapitel evaluierte Verfahren zur Ableitung von Oberflächenemissivitäten wurde auf die Helligkeitstemperaturbeobachtungen der TRMM-Überflüge des Jahres Juli 1998 bis Juli 1999 in verschiedenen Regionen der Erde angewandt. Die Untersuchungsregionen umfassen weite Teile der Kontinente und werden durch die Abdeckung des TRMM-Satelliten in der Nord-Süd-Erstreckung begrenzt. Sie sind auf der Karte in Abbildung 5.1 markiert. Die angegebenen Abkürzungen werden in den folgenden Abbildungen zur Kennzeichnung der Gebiete benutzt.

Die Ergebnisse der Emissivitätsableitung nach der variationsanalytischen Methode werden in Abschnitt 5.1 im Vergleich zu einer bereits bestehenden Klimatologie von Landoberflächenemissivitäten dargestellt. Zum Abschluss der Untersuchungen erfolgt in Abschnitt 5.2 eine Betrachtung über die zu erwartenden Auswirkungen der in Kapitel 4 benannten Emissivitätsdepression auf die abgeleitete Regenrate, wenn in einem Regenalgorithmus, die Benetzung der Oberfläche nicht detektiert wird.

5.1 Monatsmittel-Klimatologie aus SSM/I-Daten

Die variationsanalytisch abgeleiteten Landoberflächenemissivitäten werden nun einer vergleichbaren Klimatologie von global abgeleiteten Oberflächenemissivitäten gegenübergestellt. Nach einer kurzen Beschreibung des Vergleichsverfahrens werden die Emissivitätswerte beider Verfahren in verschiedenen kontinentalen Regionen betrachtet. Zu diesem Vergleich wird die Klimatologie nach dem Verfahren von Prigent *et al.* (1997) herangezogen. Diese Klimatologie liefert eine Langzeitstudie von Landoberflächenemissivitäten aus dem Jahr 1992/1993, welche global aus SSM/I-Satellitendaten ermittelt wurden.

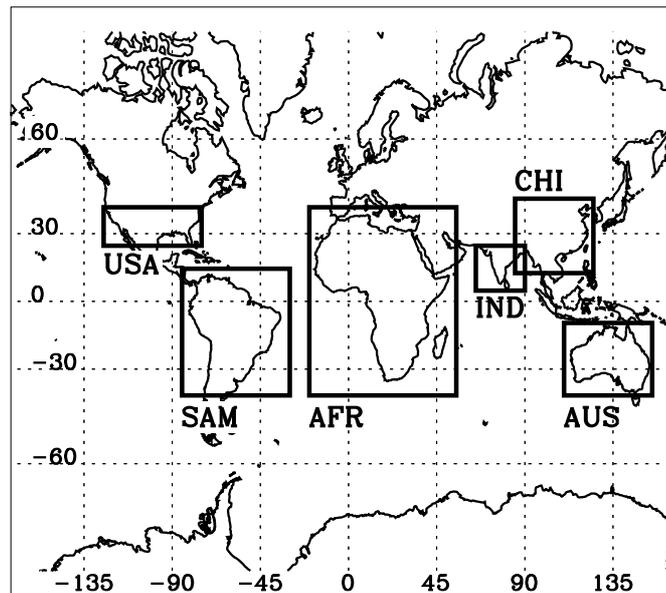


Abb. 5.1: Kennzeichnung der Gebiete für den Vergleich der Klimatologien der Oberflächenemissivitäten.

Die Methode des Vergleichsverfahrens

Prigent *et al.* (1997) leiten die Emissivitätswerte in den SSM/I-Kanälen zwischen 19 und 85 GHz durch Invertierung eines Strahlungstransportmodells aus den beobachteten Helligkeitstemperaturen ab. Der ISCCP-Datensatz (Rossow und Schiffer, 1991), welcher die Beobachtungen verschiedener polarumlaufender und geostationärer Satelliten im sichtbaren und infraroten Spektralbereich zusammenfasst, dient dabei zur Bestimmung der atmosphärischen und oberflächennahen Parameter. Die Unterscheidung zwischen bewölkten und unbewölkten Beobachtungen wird in der genannten Studie anhand des ISCCP-Datensatzes aus VIS- und IR-Beobachtungen vorgenommen. Es werden nur wolkenfreie Beobachtungen zur Bestimmung des Emissionsvermögens genutzt. Die atmosphärischen Temperatur- und Feuchteprofile werden mit Hilfe von täglichen TOVS-Sondierungen ermittelt und die Landoberflächentemperaturen aus IR-Messungen aus dem ISCCP-Datensatz bestimmt. Nachdem der Atmosphärenbeitrag und die Landoberflächentemperatur aus den externen Informationen abgeleitet wurden, ermitteln Prigent *et al.* (1997) die Emissivitätswerte durch Invertierung des Strahlungstransportmodells in jeder Frequenz.

Diese Vorgehensweise bedingt, dass alle Informationen auf einem gemeinsamen Gitter ausgewertet werden müssen, um eine zeitliche und räumliche Überlappung der verschiedenen Datenquellen zu gewährleisten. Außerdem wird in dem Verfahren impliziert, dass die Helligkeitstemperaturbeobachtungen in den Kanälen voneinander unabhängig sind, da die Invertierung der Strahlungsübertragung in allen Kanälen einzeln vorgenommen wird.

Vorprozessierung

Die so ermittelten Emissivitäten der SSM/I-basierten Methode liegen als Monatsmittelwerte für einzelne Monate aus dem Zeitraum 1992/1993 auf einem 0.25° -Gitter vor. Die aus TMI-Helligkeitstemperaturbeobachtungen variationsanalytisch abgeleiteten Emissivitätswerte wurden daher mit der gleichen Auflösung zu Monatsmittelwerten auf einem Gitter zusammengefasst. Da die TRMM-Ära jedoch erst mit dem Jahr 1998 beginnt, können in diesem Vergleich der Klimatologien keine zeitgleich aufgenommenen Beobachtungen gegenübergestellt werden. Die genannte einjährige SSM/I-Klimatologie ist jedoch die bislang einzige globale Emissivitätsklimatologie über Landgebieten, daher werden diese Daten trotz der fehlenden zeitlichen Übereinstimmung zu einem Vergleich herangezogen.

Den folgenden Untersuchungen der variationsanalytisch abgeleiteten Emissivitätswerte liegen Beobachtungen der TMI-Helligkeitstemperatur in niederschlagsfreier Atmosphäre aus den in Abbildung 5.1 markierten Regionen zu Grunde. Die niederschlagsfreien Beobachtungen wurden mit Hilfe des Indexverfahrens nach Ferraro *et al.* (1998) ermittelt (siehe Abschn. 3.5). Bei den folgenden Analysen wurden mit Hilfe einer Land-See-Maske die Beobachtungen über den offenen Wasserflächen der Binnengewässer aus beiden Datensätzen von der Betrachtung ausgeschlossen.

Vergleichbarkeitsstudie

Bei dem Vergleich der SSM/I-Klimatologie mit den aus den TMI-Messungen abgeleiteten Emissivitätswerten stellt sich zunächst die Frage, ob der recht große zeitliche Abstand zwischen den Untersuchungszeiträumen eine Aussage über mögliche Unterschiede in den Ergebnissen, die auf den Auswertetechniken beruhen könnten, überhaupt zulässt. Dazu wird vorab geprüft, welche Änderungen der abgeleiteten Emissivitäten sich von Jahr zu Jahr auf Monatsmittelbasis ergeben, wenn allein die variationsanalytische Methode zur Ableitung der Emissivitäten verwendet wird. Hierfür werden die Häufigkeitsverteilungen der abgeleiteten Emissivitäten als Monatsmittelwerte im Juli 1998 und Juli 1999 in verschiedenen Regionen betrachtet.

Der Vergleich der Differenzen zwischen den monatsgemittelten Werten der beiden Jahre 1998 und 1999 wird in Abbildung 5.2 für beide Polarisationsrichtungen in den TMI-Frequenzen zwischen 10 und 85 GHz gezeigt. Die Differenzen aus den verschiedenen Regionen werden darin durch farbliche Kennzeichnung unterschieden. Die Häufigkeitsverteilung der Differenzen in horizontaler Polarisation ist als gestrichelte Linie gezeichnet, diejenige der vertikalen Polarisation als durchgezogene Linie.

Es zeigt sich, dass die Verteilungen der aus TMI-Daten abgeleiteten Emissivitäten von Jahr zu Jahr auf Monatsmittelbasis keine signifikanten Unterschiede aufweisen. Dies wird durch den Vergleich der Verteilungen der Differenzen zwischen den Monaten in verschiedenen Regionen deutlich. In mehr als 95 % der Fälle liegen die Abweichungen zwischen den Monatsmitteln in den Regionen Afrika (AFR, dunkelblau), Südamerika (SAM, hellblau), USA (orange) und China (CHI, rot) unterhalb von $\pm(0.01 - 0.03)$ und unterhalb von $\pm(0.05 - 0.07)$ in den Regionen Indien (IND, grün) und Australien (AUS, gelb). Nach den Ergebnissen aus Kapitel 4 liegen diese Differenzen im Rahmen der Emissivitätsunterschiede, die sich allein aufgrund der verschiedenen Benetzungszustände der Ober-

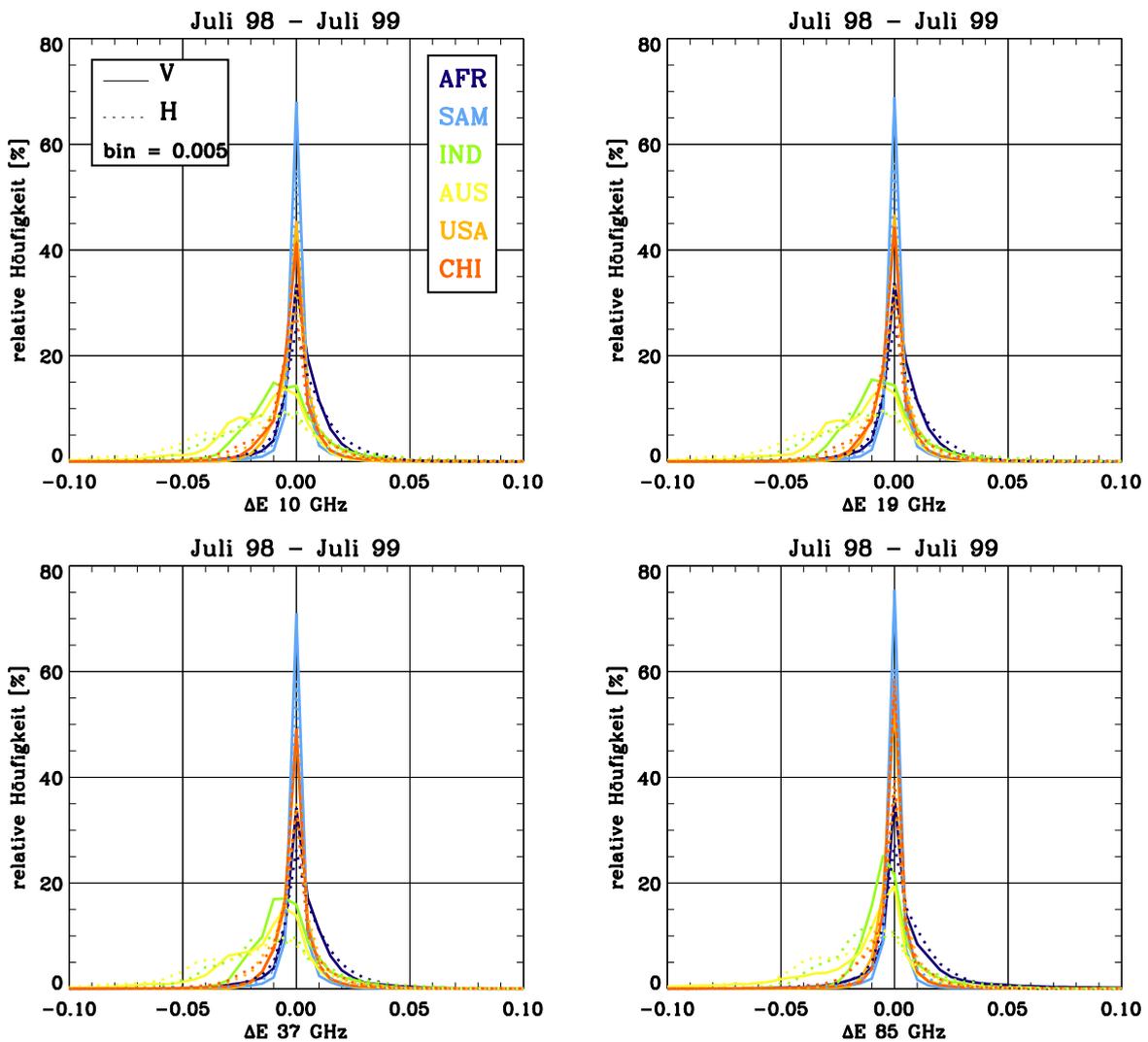


Abb. 5.2: Histogramme der Differenzen der variationsanalytisch abgeleiteten TMI-Emissivitäten, ΔE , auf Monatsmittelbasis zwischen den Monaten Juli 1998 und Juli 1999 in den angegebenen Regionen. Mit 'bin' wird die Schrittweite der Histogramme angegeben.

fläche ergeben. Dies bedeutet, dass in der Betrachtung der Emissivitätswerte aus den beiden Verfahren aus unterschiedlichen Jahren Differenzen dieser Größenordnung nicht auf Verfahrensunterschiede zurückgeführt werden dürfen.

Es werden folgende Annahmen gemacht: Der Zeitraum zwischen Juli 1998 und Juli 1999 zeichnet sich nicht durch außergewöhnlich homogene Bedingungen aus, welche verantwortlich für die geringen Unterschiede in den Emissivitätswerten zwischen den beiden Jahren sein könnten. Weiterhin wird angenommen, dass der Zeitraum zwischen den Untersuchungsjahren 1992/1993 bis 1998/1999 ebenso durch eine mit dem zuvor genannten Zeitraum vergleichbare statistische Variabilität der Oberflächenbedingungen gekennzeichnet ist und keine extremeren als die saisonalbedingten Wechsel der Oberflächeneigenschaften auftraten.

Unter diesen Annahmen ist ein Vergleich der beiden Methoden auf Basis der Monatsmittelwertverteilungen der abgeleiteten Emissivitätswerte aus den verschiedenen Jahren erlaubt. Diese Schlussfolgerung bedeutet, dass beobachtete Unterschiede in den Monatsmittelwertverteilungen der beiden Methoden im Wesentlichen auf den Auswertemethoden selbst beruhen und vermutlich weniger durch den großen zeitlichen Abstand der Beobachtungen und gegebenenfalls wesentlich veränderten Oberflächeneigenschaften innerhalb dieses Zeitraumes bedingt sind.

Analyse der Monatsmittelwerte

Nach diesen Vorüberlegungen werden nun die abgeleiteten Emissivitätswerte der beiden Verfahren aus den jeweiligen Jahren miteinander verglichen. Als Beispiel werden die Emissivitätskarten der Region Afrika in den Abbildungen 5.3 und 5.4 in der vertikalen bzw. horizontalen Polarisation der Frequenzen zwischen 19 und 85 GHz gezeigt. Es handelt sich um Monatsmittel der Emissivitätswerte des Monats Juli aus den Jahren 1998 (TMI, links) und 1992 (SSM/I, rechts).

Es fällt auf, dass in allen Frequenzen das variationsanalytische Verfahren einen größeren Unterschied zwischen den Emissivitäten der Wüstengebiete im Norden Afrikas und den Vegetationszonen im Süden ermittelt als die SSM/I-Klimatologie. Besonders in der horizontalen Polarisation werden durch das variationsanalytische Verfahren deutlich niedrigere Werte in den vegetationsarmen Gebieten abgeleitet als in der SSM/I-Klimatologie. Dies ist darauf zurückzuführen, dass das Variationsanalyseverfahren in diesen Gebieten unrealistisch hohe Feuchtanteile ableitet (vergl. Abschn. 4.4.2.3), sodass die abgeleiteten Emissivitätswerte das Emissionsvermögen der unbewachsenen Oberfläche vermutlich unterschätzen. Die Emissivitätswerte in den Vegetationszonen hingegen liegen in beiden Verfahren nahe beieinander. Das Variationsanalyseverfahren scheint jedoch eine größere Sensitivität auf kleinräumige Variationen aufzuweisen.

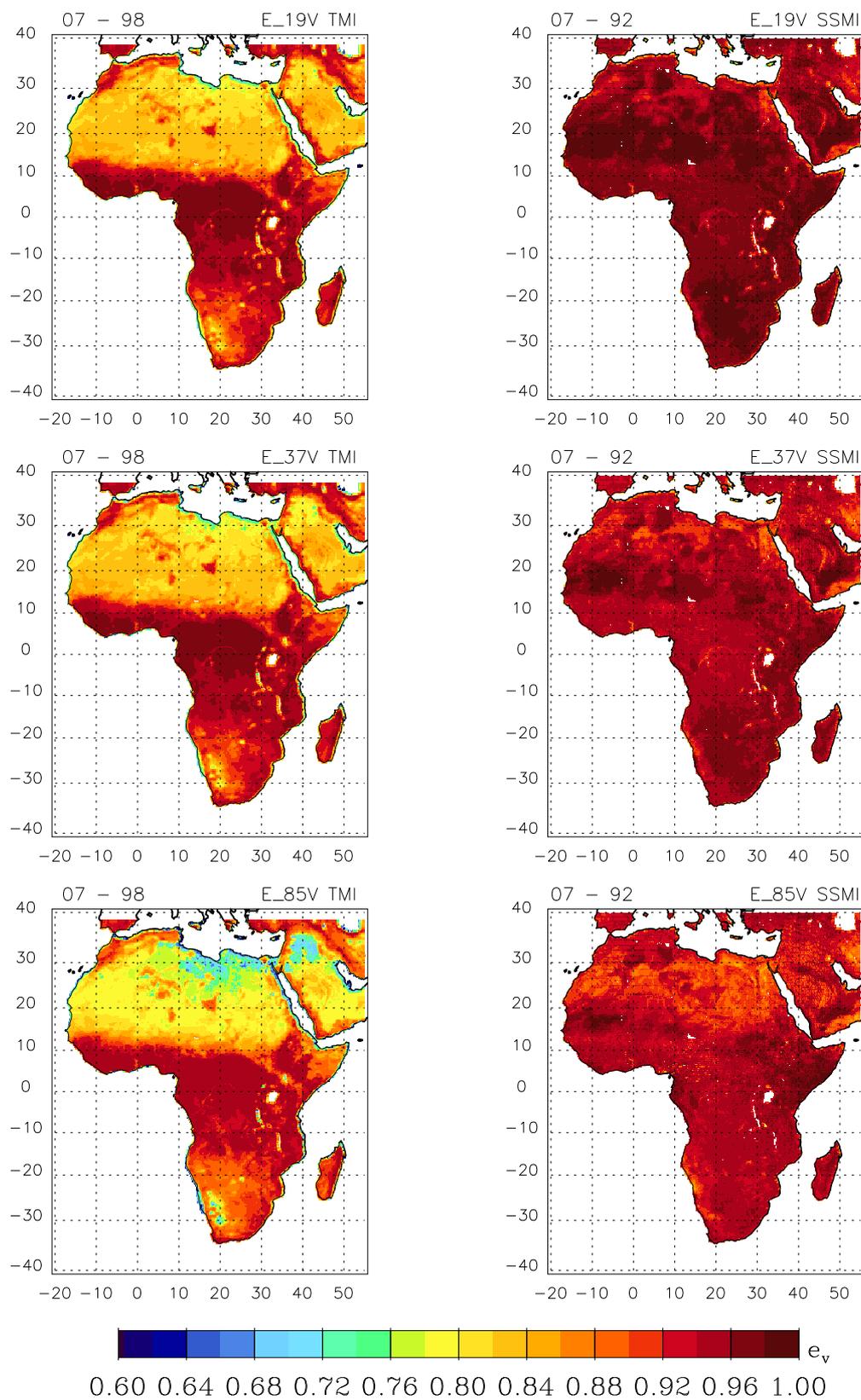


Abb. 5.3: Landoberflächenemissivitäten in vertikaler Polarisierung, e_v , von 19 bis 85 GHz für Juli 1998 (links) aus der Variationsanalyse (TMI) und für Juli 1992 (rechts) aus der SSM/I-Klimatologie.

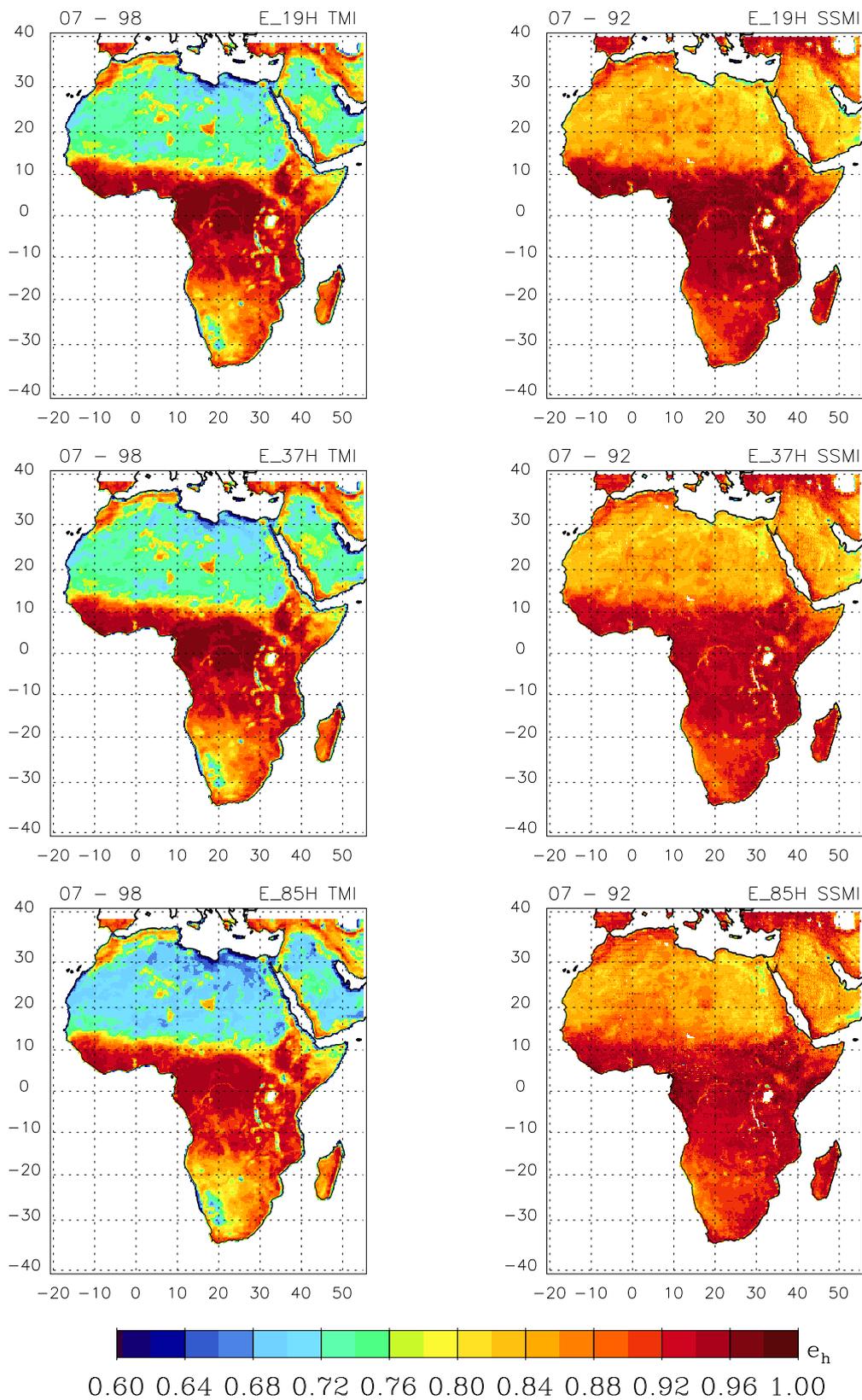


Abb. 5.4: Wie Abb. 5.3, hier in horizontaler Polarisation, e_h .

Die Diskussion der Unterschiede zwischen den Verfahren wird an den Verteilungen der Differenzen der monatsgemittelten Emissivitäten aus dem TMI- und SSM/I-basierten Verfahren fortgesetzt. Diese werden in der Abbildung 5.5 für die Emissivitäten im 19 *GHz*-Kanal in horizontaler Polarisierung für die Monate Juli und Februar dargestellt. Diese Monate wurden als repräsentative Monate des Sommer- und Winterhalbjahres ausgewählt. Die im Folgenden genannten Unterschiede zwischen den beiden Klimatologien zeigen sich in gleichem Maße in den höheren Frequenzen um 37 und 85 *GHz*, welche hier jedoch nicht dargestellt werden.

In der Abbildung 5.5 werden die Daten als Histogramme der monatsgemittelten Emissivitäten aus beiden Verfahren (TMI oben, SSM/I Mitte) und als Histogramm der Differenzen zwischen den beiden Verfahren dargestellt (unten). Die Abbildung fasst die Emissivitätsverteilungen der Monatsmittel aus den Monaten Juli im linken Teil der Abbildung und aus den Monaten Februar im rechten Teil der Abbildung in den sechs kontinentalen Regionen zusammen. In beiden Analysen wurden nur regenfreie Beobachtungen ausgewertet.

Die Breite der Verteilung, die Lage des Maximums und gegebenenfalls das Auftreten von mehreren Maxima gibt Hinweise auf die großräumig vorhandenen Oberflächeneigenschaften und deren Homogenität in der betrachteten Region. So spiegelt in Abbildung 5.5 (oben und Mitte) die Bimodalität der Verteilungen beider Verfahren aus der Region Afrika (AFR, dunkelblau) die beiden Oberflächentypen wieder, die in dieser Region vornehmlich zu finden sind: die ganzjährig vegetationsarmen Gebiete nördlich von etwa $16^\circ N$ und die daran im Süden angrenzende Vegetationszone, welche mit dem Wechsel der Jahreszeiten eine Verschiebung nach Süden erfährt. Die hohen Emissivitätswerte sind nach beiden Analyseverfahren mit Flächen starker Vegetation verknüpft und die geringeren Werte mit vegetationslosen oder nur spärlich bewachsenen Flächen. Da das variationsanalytische Verfahren zu geringeren Emissivitätswerten in vegetationslosen Gebieten kommt als das SSM/I-Verfahren treten in diesen Gebieten Differenzen von 0.1 bis 0.2 zwischen den beiden Methoden auf (Abb. 5.5 unten).

Große Differenzen zwischen den Verfahren treten demnach besonders dann auf, wenn vegetationslose Flächen in der Region eine Rolle spielen. So erkennt man auch im Vergleich der Monate Februar und Juli in Australien (AUS, gelb), dass während der Vegetationsperiode (Februar) die Differenzen zwischen den Methoden geringer sind als im Wintermonat (Juli). Das Maximum der Häufigkeitsverteilungen der Differenzen zwischen den Verfahren liegt im Februar bei -0.07 und im Juli bei -0.1 . Dies zeigt den Rückgang der Vegetation und somit den größeren Anteil der vegetationsarmen Gebiete mit dem Wechsel der Jahreszeiten an.

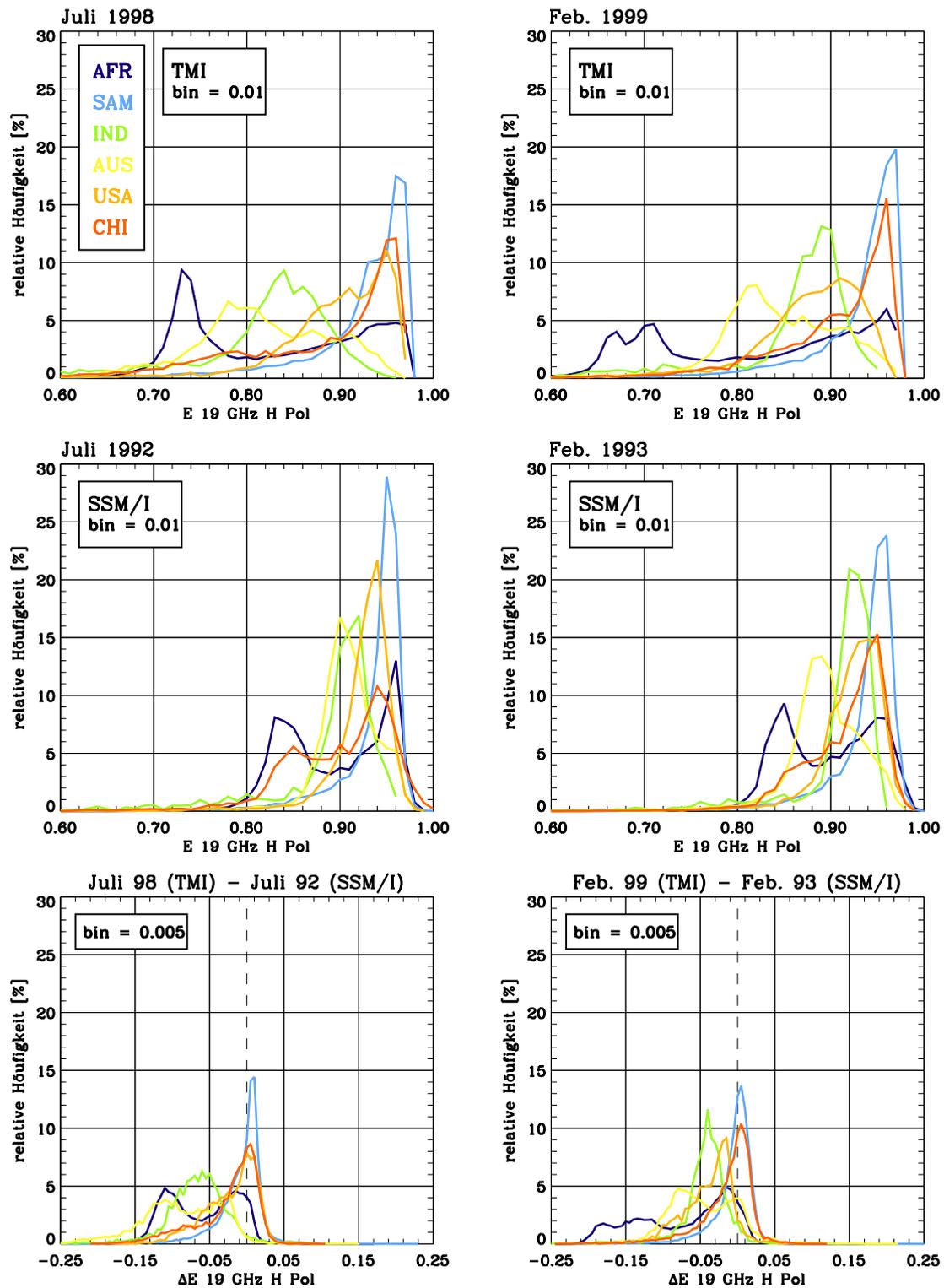


Abb. 5.5: Vergleich der 19 GHz-Emissivitäten in horizontaler Polarisation in den Monaten Juli 1992/1998 (links) und Februar 1993/1999 (rechts). Oben: Histogramme der Emissivitätsverteilungen aus dem TMI-Verfahren. Mitte: Häufigkeitsverteilungen aus dem SSM/I-Verfahren. Unten: Histogramme der Differenzen, ΔE , zwischen den beiden Verfahren. 'bin' gibt die Schrittweite der Histogramme an.

In Gebieten wie Südamerika (SAM, hellblau) und in Teilen der USA (orange) und China (CHI, rot) können die Unterschiede zwischen den Verteilungen nicht mehr von denjenigen getrennt werden, die sich allein schon aus der zeitlichen Differenz der Untersuchungsperioden ergeben (vergl. Abb. 5.2) und durch verschiedene aktuelle Benetzungszustände der Oberfläche bedingt sein können. In der Region Indien (IND, grün) differieren die beiden Methoden jedoch im Juli der betrachteten Jahre erheblich.

Da im Juli Regenzeit in Indien ist, liegt die Vermutung nahe, dass sich die großen Unterschiede zwischen den Verfahren aufgrund der großräumig benetzten Oberflächen ergeben. Bei benetzten Oberflächen ist das Emissionsvermögen herabgesetzt. Dies wird im variationsanalytischen Verfahren deutlich widerspiegelt, im Vergleichsverfahren hingegen nicht.

Polarisationsdifferenzen

Hohe Polarisationsdifferenzen treten in den Mikrowellenfrequenzen dann auf, wenn die Oberfläche nahezu glatt erscheint. Dies ist bei offenen Wasserflächen und auch bei benetzten Flächen der Fall. Daher kann die Betrachtung von Polarisationsdifferenzen zur Klärung der großen Unterschiede zwischen den Verfahren während der Regenzeit in Indien beitragen. Neben der Oberflächenrauigkeit führt auch der Vegetationsbestand einer Fläche dazu, dass die Polarisierungen durchmischt werden. Somit treten also bei Vegetation geringere Polarisationsdifferenzen auf als im Falle von unbewachsenen und nahezu glatten Flächen.

Die Häufigkeitsverteilungen der Polarisationsdifferenzen, $\Delta P_e = e_v - e_h$, sind in Abbildung 5.6 für die genannten Gebiete und Monate für beide Verfahren aufgetragen. In den vegetationsarmen Gebieten zeigen sich die stärksten Unterschiede in den Verteilungen der Polarisationsdifferenzen in den beiden Verfahren. Das TMI-basierte Verfahren reagiert in beiden Polarisierungen auf das Fehlen der Vegetation mit herabgesetzten Emissivitätswerten, während sich dies in der Auswertung des SSM/I-Verfahrens nur in der horizontalen Polarisationsrichtung niederschlägt. Daher ergeben sich im SSM/I-Verfahren größere Polarisationsdifferenzen in den vegetationslosen Gebieten als im TMI-Verfahren, obwohl die Emissivitäten im TMI-Verfahren in der horizontalen Polarisationsrichtung in diesen Gebieten deutlich geringer sind als im SSM/I-Verfahren.

In beiden Verfahren werden große Polarisationsdifferenzen, $\Delta P_e > 0.04$, in den Gebieten mit stark streuenden Oberflächen gefunden. Dies sind die bereits erwähnten Wüstengebiete in Nordafrika und in Australien. Die vegetationsreichen Gebiete in Südamerika, Südafrika und China werden durch geringe Polarisationsdifferenzen angezeigt. Die Polarisationsdifferenzen in Indien hingegen sind zum einen weniger stark ausgeprägt als die in den Wüstengebieten ermittelten Werte, heben sich jedoch deutlich von den geringen

Differenzen in den Vegetationszonen ab. Dies ist in den Häufigkeitsverteilungen beider Verfahren zu beobachten. Beide Verfahren leiten in der Region Indien Polarisationsdifferenzen in der gleichen Größenordnung ab.

Dies bedeutet, dass beide Verfahren die Polarisationsunterschiede, die vermutlich aufgrund der Benetzung der Oberfläche im Juli entstehen, in gleicher Weise wiedergeben. Der Wert der Emissivität wird jedoch unterschiedlich abgeleitet. Nach dem variationsanalytischen Verfahren wird das Emissionsvermögen der nassen Oberfläche stärker abgesenkt als dem Vergleichsverfahren zufolge.

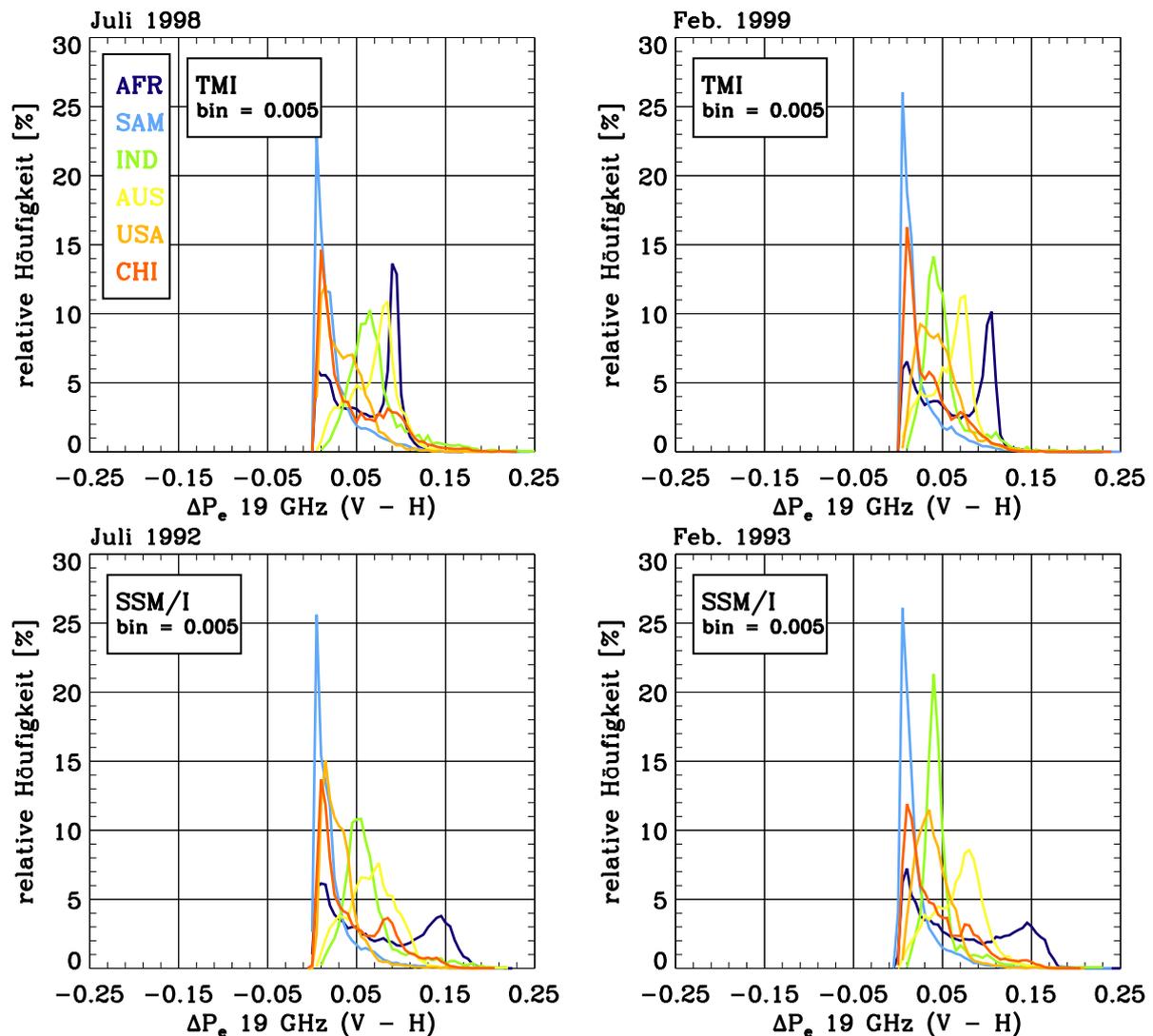


Abb. 5.6: Histogramme der Polarisationsdifferenzen, $\Delta P_e = e_v - e_h$, der abgeleiteten TMI-Emissivitäten (oben) und der SSM/I-Emissivitäten (unten) in den angegebenen Regionen. Dargestellt sind die Verteilungen in den Monaten Juli (links) und den Monaten Februar (rechts) im 19 GHz-Kanal. 'bin' gibt die Schrittweite der Histogramme an.

Zusammenfassung

Wie in Abschnitt 4.2 verdeutlicht wurde, unterliegt die Oberflächenemissivität den Auswirkungen von durchgehenden Niederschlagsgebieten. Da aufgrund dieser Ereignisse kurzfristige Absenkungen der Emissivitätswerte von bis zu 0.1 auftreten können, kann eine regionale Untersuchung auf der Basis von Monatsmittelwerten nur einen generellen Trend der Werte in diesem Gebiet aufzeigen und ist nicht dazu geeignet, ein Verfahren zu validieren. In diesem Sinne kann durch den hier gezeigten Vergleich der beiden Landoberflächenklimatologien lediglich eine generelle Aussage über die Tauglichkeit des Variationsanalyseverfahrens zur Ableitung von globalen Emissivitätswerten getroffen werden.

Die beiden Verfahren zur Ableitung der Oberflächenemissivitäten zeigen in vegetationsbestandenen Gebieten im Monatsmittel zumeist eine gute Übereinstimmung. Die beobachteten Unterschiede zwischen den Emissivitätsverteilungen beider Verfahren sind im überwiegenden Teil der betrachteten Regionen kleiner als die Differenzen, die sich daraus ergeben, dass die Beobachtungen aus verschiedenen Jahren miteinander verglichen wurden. In der Region Indien wurden jedoch größere Abweichungen ermittelt. Das variationsanalytische Verfahren leitet aufgrund der Benetzung der Oberfläche niedrigere Emissivitätswerte der Oberfläche ab als das Vergleichsverfahren.

Insgesamt ist die Sensitivität des variationsanalytischen Verfahrens bezüglich kleinskaliger Variabilitäten größer als im Vergleichsverfahren. Dies kann darauf zurückgeführt werden, dass der aktuelle Oberflächenzustand in der Variationsanalyse berücksichtigt wird, was im Vergleichsverfahren nicht der Fall ist. Dort wird vielmehr durch die Ableitung der Emissivitäten auf einem vorgegebenen Gitter zum einen die Beobachtung horizontal verschoben und zum anderen die Berechnung mit einem zeitlichen Versatz der atmosphärischen Eingabewerte von bis zu 3 Stunden initialisiert. Die Oberflächeneigenschaften werden demzufolge nicht zeitnah abgeleitet.

Wie in Abschnitt 4.4.2.3 erläutert, müssen die Ergebnisse des variationsanalytischen Verfahrens in der Ableitung des Emissionsvermögens von Wüstenflächen als vorläufig betrachtet werden. Dies zeigt sich in den hier betrachteten Emissivitätskarten in den stark abgesenkten Werten der Wüstenregionen.

5.2 Folgen einer Fehleinschätzung der Emissivität

In den vorangegangenen Abschnitten wurde die starke Abhängigkeit des Emissionsvermögens von der Benetzung der Oberfläche beschrieben. Dies wurde anhand der Korrelation von Niederschlagsereignissen mit dem Jahresverlauf der Emissivität in der SGP-Region demonstriert. Damit kann erstmalig die Differenz zwischen den Werten des Emissionsvermögens einer benetzten und unbenetzten Oberfläche pixelorientiert angegeben werden. Dies ist in Tabelle 4.7 für die Niederschlagsereignisse aus dem Zeitraum Juli 1998 bis Juli 1999 in der Untersuchungsregion Little Washita für alle TMI-Beobachtungskanäle zwischen 10 und 85 GHz aufgelistet.

Mit diesen Ergebnissen soll nun im Folgenden abgeschätzt werden, welche Auswirkung die Fehleinschätzung der Emissivität bei benetzter Oberfläche auf die ermittelte Niederschlagsrate in einem Niederschlagsalgorithmus über Land hat. Als Fehleinschätzung wird hier die Abweichung des aktuellen Wertes der Emissivität einer benetzten Fläche vom Emissionsvermögen der trockenen Oberfläche bezeichnet. Es müssen zunächst verschiedene Niederschlagssituationen und verschiedene Oberflächenzustände betrachtet werden, deren Helligkeitstemperatursignal am Satelliten abgeschätzt werden soll. Die Helligkeitstemperaturen verschieden starker Niederschlagsereignisse werden durch die flächenanteilige Gewichtung von Messungen mit Niederschlag im Blickfeld des Satelliten bei unterschiedlich benetzten Oberflächen simuliert. Mit diesen Schätzungen der Helligkeitstempe-

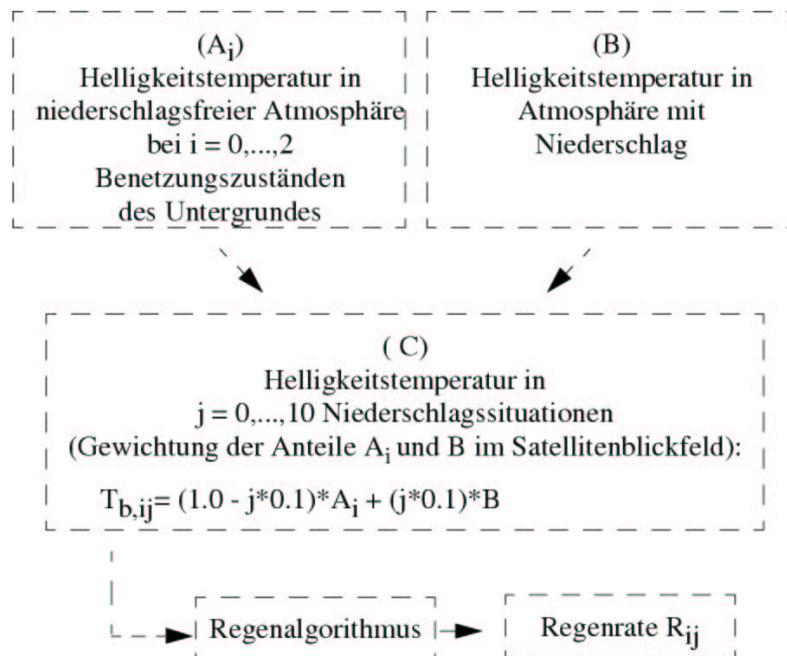


Abb. 5.7: Skizze zur Abschätzung des Einflusses der benetzten Oberfläche auf die ermittelte Niederschlagsrate.

ratur werden in einem Niederschlagsalgorithmus exemplarisch Niederschlagsraten abgeleitet und die Differenz zur Niederschlagsschätzung über der trockenen Oberfläche betrachtet. Das Vorgehen ist in Abbildung 5.7 skizziert und wird im Weiteren erläutert.

Zur Beschreibung verschiedener Benetzungszustände der Oberfläche ($i = 0, \dots, 2$) und verschiedener Niederschlagssituationen ($j = 0, \dots, 10$) innerhalb des Blickfeldes einer Satellitenmessung werden folgende Annahmen gemacht: Das Helligkeitstemperatursignal am Satelliten lasse sich durch die Kombination von zwei Anteilen darstellen. Diese beschreiben den Strahlungsbeitrag mit und ohne Niederschlag in der Atmosphäre. Der Strahlungsbeitrag in niederschlagsfreier Atmosphäre soll mit A_i bezeichnet werden. Darin wird mit dem Index i der Benetzungszustand der Oberfläche bezeichnet. Der zweite Anteil sei das Atmosphärensignal B , welches am Satelliten beobachtet wird, wenn das Blickfeld vollständig mit Niederschlag ausgefüllt ist.

Weiterhin wird angenommen, dass durch eine variable Gewichtung der beiden Anteile A_i und B zueinander unterschiedlich starke Niederschlagsereignisse innerhalb des Blickfeldes einer Satellitenmessung simuliert werden können. Die Stärke der Niederschläge soll durch die Abdeckung des Blickfeldes mit Niederschlag wiedergegeben werden, welche in 10 % Schritten variiert wird. Dadurch ergibt sich zu jeder Abdeckung mit Niederschlag j und dem angenommenen Benetzungszustand des Untergrundes i eine simulierte Helligkeitstemperatur $T_{b,ij}(f)$ in jeder Frequenz f :

$$T_{b,ij}(f) = (1.0 - j \cdot 0.1) \cdot A_i(f) + (j \cdot 0.1) \cdot B(f) \quad (5.1)$$

Die Messung am Satelliten wird vollständig vom Anteil A_i bestimmt, wenn das gesamte Blickfeld niederschlagsfrei ist ($j = 0$). Im anderen Extremfall kommt das gesamte Signal aus der Atmosphäre ($j = 10$). Dies ist dann der Fall, wenn das Blickfeld der Satellitenmessung vollständig mit Niederschlag abgedeckt ist, so dass kein Beitrag vom Boden mehr vorhanden ist.

Die Beiträge A_i und B werden nun exemplarisch anhand von Helligkeitstemperaturbeobachtungen abgeschätzt. Dazu werden die Beobachtungen entsprechender Termine aus dem Untersuchungszeitraum Juli 1998 bis Juli 1999 in der SGP-Region herangezogen. Mit Hilfe der Ergebnisse aus Kapitel 4 werden die Termine identifiziert.

Strahlungsbeitrag in niederschlagsfreier Atmosphäre A_i : Der Anteil A_i stellt den Beitrag der Oberfläche und der niederschlagsfreien Atmosphäre dar. Mit Hilfe der Untersuchung aus Kapitel 4 werden zwei Termine benannt, an denen eine leichte beziehungsweise starke Absenkung des Emissionsvermögens in Folge der Niederschlagsereignisse auftrat. Die Termine wurden anhand der Angaben in Tabelle 4.7 ausgewählt. Sie repräsentieren

eine mäßig benetzte ($i=1$) und eine stark benetzte ($i=2$) Oberfläche. Die zu diesen Terminen beobachteten Helligkeitstemperaturen beschreiben somit den gesuchten Anteil A_i in der niederschlagsfreien Atmosphäre bei verschieden stark benetzter Oberfläche. Der jeweilige trockene Zustand ($i = 0$) wird zu jedem Termin durch die mittleren Helligkeitstemperaturbeobachtungen vor dem Niederschlagsereignis wiedergegeben. Die Angaben zu den prozentualen Änderungen der Emissivitäten und den absoluten Änderungen der Helligkeitstemperaturen der so deklarierten Benetzungszustände zum trockenen Zustand der Oberfläche werden in Tabelle 5.1 zusammengefasst.

Strahlungsbeitrag der Atmosphäre mit Niederschlag B : Der relative Beitrag der Atmosphäre in Niederschlagsituationen, B , wird mit Hilfe des Strahlungsbeitrags eines typischen Starkregenereignisses abgeschätzt. Es wird angenommen, dass sich das Niederschlagsgebiet über die gesamte Fläche des Blickfeldes der Satellitenmessung erstreckt, sodass der Untergrund keinen Beitrag mehr liefert. Unterschiedlich starke Niederschlagsereignisse ($j = 1, \dots, 10$) im Blickfeld der Satellitenmessung werden beschrieben indem der Strahlungsbeitrag des Ereignisses mit unterschiedlichen Flächenanteilen im Blickfeld entsprechend Gleichung (5.1) gewichtet wird.

Dieser Strahlungsbeitrag des Niederschlages wird anhand der Beobachtungen aus der Region Little Washita im Untersuchungszeitraum Juli 1998 bis Juli 1999 ermittelt. Am Beispiel eines Überfluges, anhand dessen laut Streuindex (siehe Abschnitt 3.5) starker

Frequenz [GHz]	Benetzungszustand				$T_{b,j=10}$ [K]
	leicht: i=1	stark: i=2	leicht: i=1	stark: i=2	
	Δe [%]	Δe [%]	ΔT_b [K]	ΔT_b [K]	
10 V - Pol.	-1.02	-5.63	9.08	25.06	269.87
10 H - Pol.	-1.92	-10.61	11.36	37.22	264.56
19 V - Pol.	-0.85	-5.22	8.94	22.82	264.28
19 H - Pol.	-1.80	-10.33	10.03	31.90	261.37
37 V - Pol.	-0.61	-4.46	8.23	20.41	230.97
37 H - Pol.	-1.62	-9.76	8.73	25.94	226.39
85 V - Pol.	-0.75	-5.37	7.46	16.18	172.50
85 H - Pol.	-1.73	-10.78	7.85	19.47	167.18

Tab. 5.1: Änderung des abgeleiteten Emissionsvermögens, Δe , und der beobachteten Helligkeitstemperaturen, ΔT_b , aufgrund von leichter und starker Benetzung einer Oberfläche. Angegeben sind die Änderungen zum trockenen Zustand vor den Niederschlägen. Rechts sind Helligkeitstemperaturen, T_b , bei starkem Niederschlag ($j = 10$) angegeben. Daten aus der SGP-Region.

Niederschlag in der Atmosphäre detektiert wurde, werden typische Helligkeitstemperaturen einer Atmosphäre mit Niederschlag abgeschätzt. Diese sind als Gebietsmittel über die Untersuchungsregion in Tabelle 5.1 im rechten Teil angegeben. Die Niederschlagsrate dieses Ereignisses beträgt 29 mm/h .

Niederschlagsraten: Mit dem Ansatz nach Gleichung (5.1) werden die verschiedenen Niederschlagssituationen angenähert und die Helligkeitstemperaturen $T_{b,ij}$, welche unter den genannten Umständen am Satelliten beobachtet werden, bestimmt. Diese Simulationen der Helligkeitstemperaturen über verschieden benetzten Oberflächen und unter verschiedenen atmosphärischen Bedingungen dienen als Beobachtungen in einem Niederschlagsalgorithmus. Mit ihnen werden die entsprechenden Niederschlagsraten, die sich in den Modellsituationen ergeben, berechnet. Diese liefern eine Abschätzung der Unterschiede in der abgeleiteten Niederschlagsrate der simulierten Benetzungs- und Niederschlagszustände.

Der hier betrachtete Niederschlagsalgorithmus über Land wird dem Verfahren nach Ferraro *et al.* (1998) entnommen. Darin wird dem in Abschnitt 3.5 bereits vorgestellten Streuindex eine Niederschlagsrate zugewiesen. Dieses Verfahren wurde hier willkürlich ausgewählt, um eine Veränderung in der Niederschlagsrate bei Berücksichtigung des Benetzungszustandes der Oberfläche abzuschätzen. Es ergeben sich die in Abbildung 5.8 dargestellten Unterschiede in den simulierten Niederschlagsraten bei trockenen und verschieden stark benetzten Oberflächen. Dargestellt sind links die absoluten Änderungen und rechts die relativen Änderungen der Niederschlagsrate, wenn verschiedene Feuchtezustände des Bodens im Vergleich zum trockenen Boden angenommen werden. Die Änderung der Niederschlagsraten ist gegen den Flächenanteil des Niederschlages im Blickfeld der Satellitenmessung aufgetragen. Dies ist hier gleichbedeutend mit der Stärke des angenommenen Niederschlages.

Wie aus der Abbildung 5.8 ersichtlich, überschätzen die Niederschlagsraten, die unter der Annahme eines trockenen Untergrundes ermittelt werden, generell die Niederschlagsraten bei einer aktuell benetzten Fläche. Dies bedeutet zum einen, dass die Helligkeitstemperaturabsenkung, die aufgrund der benetzten Oberfläche entsteht, fälschlicherweise dem Niederschlag zugeschrieben wird. Zum anderen ist gerade die Grenze der Niederschlags-erkennung betroffen. Im einen Fall wird Niederschlag abgeleitet, im anderen noch nicht.

Die Unterschiede in den Niederschlagsraten wirken sich erwartungsgemäß im Wesentlichen bei geringer Abdeckung des Blickfeldes durch Niederschlag aus. Sofern der Niederschlag mindestens die Hälfte des Blickfeldes einnimmt, macht der Unterschied in der Niederschlagsrate von trockenem zu feuchtem Untergrund weniger als 5 % aus. Größere Differenzen ergeben sich jedoch bei geringeren Abdeckungen des Blickfeldes. Bei stark benetzten

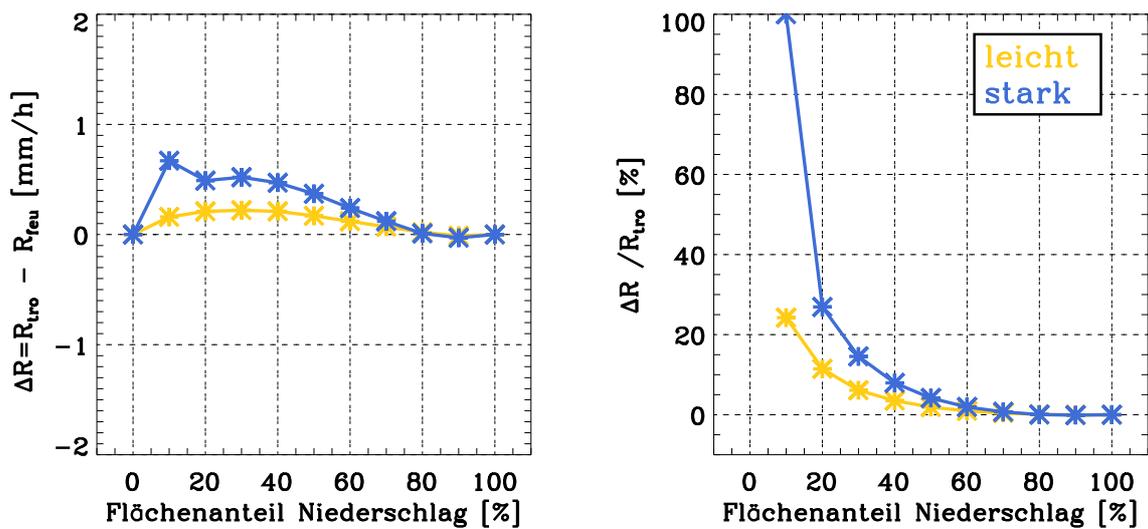


Abb. 5.8: Änderung der Niederschlagsrate, R , bei Berücksichtigung der trockenen und feuchten Oberfläche bei verschiedenen Flächenanteilen des Niederschlages im Blickfeld der Messung.

Links absolute Änderung: $\Delta R = R_{tro} - R_{feu}$ unter Annahme einer trockenen, R_{tro} , und feuchten Oberfläche, R_{feu} . Rechts: Relative Änderung bezogen auf den trockenen Zustand. Die unterschiedlich starke Benetzung ist farblich gekennzeichnet.

Oberflächen kann gemäß dieser Abschätzung eine Überschätzung der Niederschlagsrate bis zu 30 % auftreten.

Bei dem hier betrachteten Niederschlagsalgorithmus handelt es sich um ein zweistufiges Verfahren. Zuerst wird eine Niederschlagserkennung vorgenommen. Im Anschluss daran erfolgt eine Zuweisung der beobachteten Helligkeitstemperaturunterschiede zwischen dem Emissionssignal und dem Streusignal zu einer Niederschlagsrate (siehe Abschn. 3.5). Die Detektion von Niederschlagsgebieten wird über ein Grenzwertverfahren gemacht. Die Festlegung dieses Schwellenwertes ist somit ein entscheidender Punkt in der Erkennung von Niederschlagsgebieten.

Die vorangegangene Untersuchung zeigt, dass die beobachteten Veränderungen im Emissionsvermögen einer benetzten Oberfläche bei der Entscheidung über die Detektion von leichtem Niederschlag berücksichtigt werden sollten. Das Strahlungssignal der nassen Oberfläche kann sonst als leichter Niederschlag missinterpretiert werden. Die Entwicklung eines neuen Verfahrens zur Erkennung von leichten Niederschlägen erscheint unter Zuhilfenahme der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit möglich.

Kapitel 6

Schlussbetrachtung

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurde ein Verfahren entwickelt, mit dem aus den beobachteten Helligkeitstemperaturen im Mikrowellenspektrum ohne weitere Zusatzinformationen instantan Landoberflächeneigenschaften abgeleitet werden können. Besonderer Fokus liegt dabei auf der Oberflächenemissivität. Gleichzeitig werden auch Angaben zur Oberflächentemperatur, dem Benetzungszustand der Oberfläche und der Vegetationsbedeckung gemacht.

Im Unterschied zu bestehenden Verfahren wird hierfür ein Oberflächenemissivitätsmodell benutzt, mit welchem die wesentlichen Abhängigkeiten des Emissionsvermögens einer beliebigen natürlichen Oberfläche beschrieben werden. Aufgrund des begrenzten Informationsgehaltes der Beobachtungen und der Vielfalt der global vorkommenden Oberflächentypen müssen vereinfachende Annahmen zur Modellierung der Oberflächenemissivität gemacht werden. Diese betreffen die Bodenzusammensetzung, die Beschreibung der Strahlungseigenschaften der Vegetations-, Wüsten- und Schneeflächen, sowie die Rauigkeit der Oberfläche der betrachteten Szene. Das Modell wird mit wenigen freien Parametern in einem Optimierungsverfahren betrieben und es werden damit die Oberflächenemissivitäten abgeleitet.

Das variationsanalytische Verfahren wurde in einer Langzeitstudie getestet und auf seine Eignung geprüft, kurzfristige Wechsel in den Oberflächeneigenschaften anzuzeigen. Dies wurde sowohl auf zeitlicher als auch räumlicher Skala untersucht und anhand unabhängiger Vergleichsdaten überprüft. Insbesondere konnte eine zuverlässige Erkennung der benetzten Oberfläche in Folge des Durchgangs von Niederschlagsereignissen festgestellt werden. Dies wird durch eine deutliche Erhöhung des Parameters der Feuchtanteile wiedergegeben. Bei der Überprüfung auf globaler Skala zeigte sich jedoch, dass dieser Parameter im Fall der Oberflächentypen Wüste und Schnee unrealistische Werte annimmt.

Eine weitere Verbesserung der Simulation der entsprechenden Strahlungseigenschaften dieser Oberflächentypen ist ein wesentlicher Schritt zur weiteren Optimierung des Verfahrens. Die Gültigkeit des Verfahrens bleibt somit vorläufig auf Gebiete außerhalb der Wüsten- und Schneeregionen beschränkt. Die Überprüfung des Parameters der Vegetation wurde auf kontinentaler Skala erfolgreich durchgeführt. Sowohl die globale Verteilung der Vegetationszonen als auch ihre jahreszeitlichen Schwankungen werden plausibel wiedergegeben.

Zur Validierung des Variationsanalyseverfahrens wurde die ermittelte effektive Oberflächentemperatur mit Bodenstationsdaten verglichen. Es zeigte sich eine gute tageszeitabhängige Übereinstimmung mit den Werten der bodennahen Lufttemperatur beziehungsweise der oberflächennahen Bodenschicht. Der zeitliche Verlauf der aus den Satellitenbeobachtungen abgeleiteten effektiven Oberflächentemperatur folgt dem Tagesgang der Vergleichstemperaturen mit zufrieden stellender Genauigkeit. Auch kurzfristige Temperaturschwankungen werden erkannt.

Damit steht ein Verfahren zur Verfügung, um das Mikrowellen-Emissionsvermögen von Landoberflächen global aus Satellitenmessungen abzuleiten. Erstmals kann die Oberflächenemissivität und andere Oberflächeneigenschaften aus den Helligkeitstemperaturbeobachtungen global und instantan auf der Basis von Einzelmessungen ohne die Notwendigkeit einer räumlichen oder zeitlichen Mittelung angegeben werden.

Mit diesem Verfahren wurde der Einfluss von Niederschlagsereignissen auf das Emissionsvermögen der Oberfläche untersucht. Erstmals können somit die Unterschiede zwischen benetzten und unbenetzten Oberflächen durch ein passives Mikrowellen-Fernerkundungsverfahren in dem zur Niederschlagsfernerkundung genutzten Frequenzbereich zwischen 10 und 85 GHz auf globaler Skala ermittelt werden. Bisherige Algorithmen, die das Emissionsvermögen einer Oberfläche in dem hier betrachteten Spektralbereich ableiten, sind regional begrenzt oder beschränken sich auf die Angabe von Mittelwerten, die nicht die tatsächliche Variabilität der Emissivität wiedergeben. Untersuchungen mit dem speziellen Ziel der Ableitung der Bodenfeuchte werden üblicherweise in niedrigeren Frequenzen bis etwa 5 GHz vorgenommen. Diese niedrigen Frequenzen eignen sich aber wiederum nicht für die Fernerkundung von Niederschlagsereignissen. Daher wird dieser niedrige Frequenzbereich durch die Instrumente auf dem Niederschlagsfernerkundungssatelliten TRMM, dessen Daten die Grundlage der vorliegenden Arbeit bilden, nicht abgedeckt. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen jedoch die Möglichkeiten, auch in dem vergleichsweise hohen Frequenzbereich die Oberflächeneigenschaften abzuleiten.

Das vorgestellte Verfahren zur Bestimmung von Landoberflächenemissivitäten ist weder sensorspezifisch noch auf die tropischen Regionen beschränkt. Da die Ableitung der Oberflächenparameter vom Beobachtungswinkel unabhängig ist und die Parameter auch nicht

von den Beobachtungsfrequenzen abhängen, ist die Möglichkeit gegeben, den Algorithmus auf andere Messinstrumente zu übertragen. So erlaubt beispielsweise die Analogie des TMI zum SSM/I eine generelle Übertragung des Verfahrens zur Ableitung von Landoberflächenemissivitäten auf die passiven Mikrowellendaten der DMSP-Satelliten und somit auf Messungen in außertropischen Regionen. Das Verfahren kann auch auf Messungen weiterer Radiometer wie AMSR oder AMSU übertragen werden. Die Satellitenmissionen des DMSP und der NOAA liefern seit Jahren kontinuierlich Messungen. Durch eine geeignete Kombination von Daten mehrerer Satelliten kann auch der zeitliche Abstand der Messungen für ein bestimmtes Gebiet vermindert werden.

Insbesondere mit der geplanten Satellitenmission GPM, in welcher die auf TRMM getestete Gerätekonfiguration mit verbesserten Sensoren zum Einsatz kommt, wird in den nächsten Jahren eine Abdeckung des Globus mit Mikrowellenmessungen in höherer zeitlicher Auflösung erzielt. Das vorgestellte Verfahren ist uneingeschränkt auf die GPM-Sensoren übertragbar. Es erscheint somit möglich, unter Zuhilfenahme von Daten anderer Satelliten die räumliche Begrenzung auf die geographischen Regionen der TRMM-Mission aufzuheben und eine global umspannende Ableitung von Landoberflächenemissivitäten auch auf klimatologisch relevanten Zeitskalen zu erzielen.

Ausblick

Das variationsanalytische Verfahren erkennt die Benetzung der Oberfläche in Folge der Niederschlagsereignisse zuverlässig. Daher ist es möglich auch unabhängig von der Kenntnis des Zeitpunktes und der Dauer der Ereignisse den Benetzungseffekt zu bestimmen. Anhand des zeitlichen Gradienten des abgeleiteten Oberflächenemissionsvermögens kann ein Verfahren zur Erkennung des Benetzungszustandes der Oberfläche entwickelt werden. Die in dieser Arbeit betrachteten Werte der Emissivitätsdepression, die Relaxationsphasen des Oberflächenzustandes und die als ungestört bezeichneten Perioden wurden anhand dieses Gradienten festgelegt. Damit wurden die Grundsteine eines solchen Verfahrens gelegt. Anhand eines globalen Niederschlagsdatensatzes wie der GDCN-Beobachtungen, die auch in dieser Arbeit verwendet wurden, kann in einer Testphase die Eignung des Verfahrens, die Benetzung der Oberfläche zu erkennen, global überprüft werden. Dazu ist eine Langzeitstudie mit globalen Helligkeitstemperaturbeobachtungen nötig, um regionale und saisonale Einflüsse zu erfassen.

Damit ist eine automatische Erkennung von benetzten Oberflächen und somit vorhergehenden Niederschlags- oder Überflutungsereignissen möglich. Folglich ist eine Betrachtung des Benetzungseffekts auch in Regionen möglich, in denen zusätzliche Niederschlagsbeobachtungen nicht zur Verfügung stehen.

Darauf aufbauend kann ein Verfahren entwickelt werden, welches zur Unterscheidung von benetzten Oberflächen und leichtem Niederschlag dient. Wie durch eine erste Abschätzung gezeigt wurde, kann durch die Benetzung der Oberfläche eine Missdetektion der Ausdehnung von Niederschlagsgebieten entstehen. Die Entscheidung für oder gegen Niederschlag in einem Niederschlagserkennungsverfahren kann durch die Einbeziehung der Kenntnisse des Oberflächenbeitrags präzisiert werden.

Hierdurch ist ein großes Potenzial vorhanden, die Niederschlagsdetektion über Land in diesem Spektralbereich zu verbessern. Die mit Hilfe der TMI-Messungen abgeleiteten Oberflächenemissivitäten können zudem als Baustein in einem Niederschlagsalgorithmus dienen, welcher auch in Verfahren integriert werden kann, die anhand der Daten anderer Instrumente im gleichen Spektralbereich entwickelt wurden. So können beispielsweise Emissivitätskarten aus vorangegangenen Überflügen mit geringem zeitlichen Abstand zur aktuellen Messung zur Abschätzung der Oberflächeneigenschaften genutzt werden.

Die Abschätzung der Oberflächentemperatur aus den Mikrowellenmessungen liefert viel versprechende Resultate. Aufgrund der Synergie der Messungen mit den Messungen des VIRS-Radiometers auf der gleichen Satellitenplattform können diese Ergebnisse mit den Oberflächentemperaturschätzungen im sichtbaren und infraroten Spektralbereich verglichen werden. Durch die gute Vergleichbarkeit der Kanäle des VIRS-Instrumentes mit denjenigen anderer IR-Instrumente auf geostationären oder polarumlaufenden Satelliten dient das VIRS als eine Schnittstelle zum Vergleich der hier abgeleiteten Landoberflächentemperaturen mit den Schätzungen der anderen Instrumente.

In der vorliegenden Arbeit wurde ein Verfahren zur Ableitung von Oberflächenemissivitäten aus Satellitenmessungen etabliert. Sowohl das Optimierungsverfahren als auch die Validierungsmethoden, die in dieser Arbeit angewendet wurden, können nun dazu dienen die Eignung anderer Emissivitätsmodelle in diesem Ansatz zur Bestimmung des Emissionsvermögens zu überprüfen. Insbesondere ist die Weiterentwicklung der Simulation von stark streuenden Oberflächen wie Schnee und Wüste und ihre sinnvolle Integration in den Optimierungsprozess eine viel versprechende Aufgabe. Dadurch würde die uneingeschränkte globale Anwendbarkeit des Verfahrens erreicht werden.

Literatur

- Aires, F., C. Prigent, W. Rossow und M. Rothstein (2001). A new neural network approach including first guess for retrieval of atmospheric water vapor, cloud liquid water path, surface temperature and emissivities over land from satellite microwave observations. *J. Geophys. Res.*, 106, Nr. D14, 14887–14907.
- Arkin, P. und B. Meisner (1987). The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. *Month. Weather Rev.*, 115, 51–74.
- Barret, E., R. Adler, K. Arpe, P. Bauer, W. Berg, A. Chang, R. Ferraro, J. Ferriday, S. Goodman, , Y. Hong, J. Janowiak, C. Kidd, D. Kniveton, M. Morrissey, W. Olson, G. Petty, B. Rudolf, A. Shibata, E. Smith und R. Spencer (1995). The first Wet-Net Precipitation Intercomparison Project (PIP-1): Interpretation of results. *Remote Sensing Reviews*, 11, 303–373.
- Barrett, E. (1970). The estimation of monthly rainfall from satellite data. *Month. Weather Rev.*, 98, 322–327.
- Bauer, P. und N. Grody (1995). The potential of combining SSM/I and SSM/T2 measurements to improve the identification of snowcover and precipitation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 33, Nr. 2, 252–261.
- Bauer, P., D. Burose und J. Schulz (2002). Rain detection over land surfaces using passive microwave satellite data. *Meteorol. Z.*, 11, Nr. 1, 37–48.
- Bennartz, R., K. Paape, J. Fischer und T. Hewison (2002). Comparison of observed and simulated microwave land surface emissivities over bare soil. *Meteorol. Z.*, 11, 5–12.
- Born, M. (1965). *Optik: Ein Lehrbuch der elektromagnetischen Lichttheorie*. Springer Verlag, zweite Auflage.
- Calvet, J.-C., J.-P. Wigneron, A. Chanzy und D. Haboudane (1995). Retrieval of surface parameters from microwave radiometry over open canopies at high frequencies. *Remote Sens. Environ.*, 53, 46–60.

- Choudhury, B., J. Wang, A. Hsu und Y. Chien (1990). Simulated and observed 37 GHz emission over Africa. *Int. J. Remote Sensing*, 11, Nr. 10, 1837–1868.
- Choudhury, B. J. (1993). Reflectivities of selected land surface types at 19 and 37 GHz from SSM/I observations. *Remote Sens. Environ.*, 46, 1–17.
- CMORPH. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph.html>. Zitiert 2004.
- Conner, M. und G. Petty (1998). Validation and intercomparison of SSM/I rain-rate retrieval methods over the continental united states. *J. Appl. Met.*, 37, Nr. 7, 679–700.
- Dobson, M., F. Ulaby, M. Hallikainen und M. El-Rayes (1985). Microwave dielectric behaviour of wet soil - Part II: Dielectric mixing models. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-23, Nr. 1, 35–46.
- Duan, Q., S. Sorooshian und V. Gupta (1992). Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28, Nr. 4, 1015–1031.
- Duan, Q., V. Gupta und S. Sorooshian (1993). A shuffled complex evolution approach for effective and efficient optimization. *J. Optimization Theory Appl.*, 76, Nr. 3, 501–521.
- Duan, Q., S. Sorooshian und V. Gupta (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *J. Hydromet.*, 158, 265–284.
- Ebert, E. und M. Manton (1998). Performance of satellite rainfall estimation algorithms during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, 55, 1537–1557.
- Engman, E. und N. Chauhan (1995). Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing. *Remote Sens. Environ.*, 51, 189–198.
- Felde, G. und J. Pickle (1995). Retrieval of 91 and 150 GHz earth surface emissivities. *J. Geophys. Res.*, 100, Nr. D10, 20855–20866.
- Ferraro, R. und G. Marks (1995). The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using ground-based radar measurements. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 12, 755–770.
- Ferraro, R., E. Smith, W. Berg und G. Huffman (1998). A screening methodology for passive microwave precipitation retrieval algorithms. *J. Atmos. Sci.*, 55, 1583–1600.
- GDCN. <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/gdcn/gdcn.html>. Zitiert 2004.
- Gleason, B. (2002). Data documentation for data set 9101 Global Daily Climatology Network, V1.0. Technischer Bericht, National Climatic Data Center.
- Goffe, W., G. Ferrier und J. Rogers (1994). Global optimization of statistical functions with simulated annealing. *Journ. of Econometrics*, 60, 65–99.

- GPCP. <http://cics.umd.edu/yin/GPCP/main.html>. Zitiert 2004.
- Hagemann, S. (2002). An improved land surface parameter dataset for global and regional climate models. Technischer Bericht No. 336, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany.
- Hagemann, S., M. Botzet, L. Dümenil und B. Machenhauer (1999). Derivation of global GCM boundary conditions from 1 km land use satellite data. Technischer Bericht No. 289, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany.
- Hallikainen, M., F. Ulaby, M. Dobson, M. El-Rayes und L.-K. Wu (1985). Microwave dielectric behavior of wet soil - Part I: Empirical models and experimental observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-23, Nr. 1, 25–34.
- Hewison, T. (1999). Airborne measurements of forest and agricultural land surface emissivity at millimetre wavelengths. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*.
- Hiltbrunner, D. (1996). *Land surface temperature and microwave emissivity from SSM/I data*. Dissertation, Universität Bern.
- HOAPS. <http://www.hoaps.zmaw.de/>. Zitiert 2004.
- Hollinger, J., R. Lo, G. Poe, R. Savage und J. Pierce. *Special Sensor Microwave / Imager User's Guide*. Naval Research Laboratory, Washington, DC.
- Jones, A. und T. Vonder Haar (1997). Retrieval of microwave surface emittance over land using coincident microwave and infrared satellite measurements. *J. Geophys. Res.*, 102, Nr. D12, 13609–13626.
- Kitchen, M. und P. Jackson (1993). Weather radar performance at long range - simulated and observed. *J. Appl. Met.*, 32, 975–985.
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue und J. Simpson (1998). The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 15, 809–817.
- Lin, B. und P. Minnis (2000). Temporal variations of land surface microwave emissivities over the Atmospheric Radiation Measurement Program Southern Great Plains Site. *J. Appl. Met.*, 39.
- Marecal, V. und J. Mahfouf (2000). Variational retrieval of temperature and humidity profiles from TRMM precipitation data. *Month. Weather Rev.*, 128, Nr. 11, 3853–3866.
- Marecal, V., E. Gerard, J. Mahfouf und P. Bauer (2001). The comparative impact of the assimilation of SSM/I and TMI brightness temperatures in the ECMWF 4D-Var system. *Quarterly Journal*, 127, Nr. 573, 1123–1142.

- Marecal, V., J. Mahfouf und P. Bauer (2002). Comparison of TMI rainfall estimates and their impact on 4D-Var assimilation. *Quarterly Journal*, 128, Nr. 586, 2737–2758.
- Mätzler, C. (1990). Seasonal evolution of microwave radiation from an oat field. *Remote Sens. Environ.*, 31, 161–173.
- Mätzler, C. und A. Standley (2000). Relief effects for passive microwave remote sensing. *Int. J. Remote Sensing*, 21, Nr. 12, 2403–2412.
- Mo, T. und T. Schmugge (1987). A parameterization of the effect of surface roughness on microwave emission. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-25, 481–486.
- Mo, T., B. Choudhury, T. Schmugge, J. Wang und T. Jackson (1982). A model for microwave emission from vegetation-covered fields. *J. Geophys. Res.*, 87, Nr. C13, 11229–11237.
- Mo, T., T. Schmugge und J. Wang (1987). Calculation of the microwave brightness temperature of rough soil surfaces: bare field. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-25, 47–54.
- Morland, J., D. Grimes, G. Dugdale und T. Hewison (2000). The estimation of land surface emissivities at 24 GHz and 157 GHz using remotely sensed aircraft data. *Remote Sens. Environ.*, 73, 323–336.
- Morland, J., D. Grimes und T. Hewison (2001). Satellite observations of the microwave emissivity of a semi-arid land surface. *Remote Sens. Environ.*, 77, 149–164.
- Nelder, J. und R. Mead (1965). A simplex method for function minimization. *Comput. J.*, 7, 308–313.
- Olson, J. (1994). Global ecosystem framework-definitions. Internal report, USGS EROS Data Center, Sioux Falls, SD.
- Paape, K. (2000). *Simulation der Emissionseigenschaften von Landoberflächen im Mikrowellenbereich mittels eines Zweiskalenmodells*. Dissertation, Freie Universität Berlin.
- Petty, G. (1995). The status of satellite-based rainfall estimation over land. *Remote Sens. Environ.*, 51, Nr. 1, 125–137.
- Petty, G. und K. Katsaros (1992). Nimbus-7 SMMR precipitation observations calibrated against surface radar during TAMEX. *J. Appl. Met.*, 31, 489–505.
- Press, W. H., B. P. Flannery, S. A. Teukolsky und W. T. Vetterling (1992). *Numerical recipes in FORTRAN - The art of scientific computing*, Cambridge University Press, Kapitel 15.5. Zweite Auflage, S. 675–683.

- Prigent, C. und W. R. Rossow (1999). Retrieval of surface and atmospheric parameters over land from SSM/I: Potential and limitations. *Quarterly Journal*, 125, 2379–2400.
- Prigent, C., W. Rossow und E. Matthews (1997). Microwave land surface emissivities estimated from SSM/I observations. *J. Geophys. Res.*, 102, Nr. D18, 21867–21890.
- Prigent, C., W. Rossow und E. Matthews (1998). Global maps of microwave land surface emissivities: Potential for land surface characterization. *Radio Science*, 33, Nr. 3, 745–751.
- Prigent, C., J. Wigneron, W. Rossow und J. Pardo-Carrion (1999). Frequency and angular variations of land surface emissivities: Can we estimate SSM/T and AMSU emissivities from SSM/I emissivities? *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 38, Nr. 5, 2373–2386.
- Prigent, C., F. Aires, W. Rossow und E. Matthews (2001). Joint characterization of vegetation by satellite observations from visible to microwave wavelengths: A sensitivity analysis. *J. Geophys. Res.*, 106, Nr. D18, 20665–20685.
- Randel, D. L., T. H. V. Haar, M. A. Ringerud, G. L. Stephens, T. J. Greenwald und C. L. Combs (1996). A new global water vapor dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1233–1246.
- Rossow, W. und R. Schiffer (1991). ISCCP cloud data products. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*
- Schanda, E. (1986). *Physical fundamentals of remote sensing*. Springer Verlag.
- Schulz, J., P. Bauer und C. Simmer (2003). Synergetic use of TRMM's TMI and PR data for an improved estimate of instantaneous rain rates over Africa. In *Proceedings of the 1st Workshop of the International Precipitation Working Group*, Band EUM P34. S. 175–184.
- Seuffert, G., H. Wilker, P. Viterbo, J. Mahfouf, M. Drusch und J. Calvet (2003). Soil moisture analysis combining screen-level parameters and microwave brightness temperature: A test with field data. *Geophys. Res. Lett.*, 30, Nr. 10. Art. No. 1498.
- SGP. <http://www.arm.gov/sites/sgp.stm>. Zitiert 2004.
- Smith, E., J. Lamm, R. Adler und Co-authors (1998). Results of WetNet PIP-2 Project. *J. Atmos. Sci.*, 55, Nr. 9, 1483–1536.
- Spencer, R., H. Goodman und R. Hood (1989). Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 6, 254–274.

- Stogryn, A. (1971). Equations for calculating the dielectric constant of saline water. *IEEE Trans. Microwave Theory Tech.*, MTT-19, 733–736.
- Treadon, R. (1997). *Assimilation of satellite derived precipitation estimates with the NCEP GDAS*. Dissertation, Florida State University.
- Tsang, L., J. Kong und R. Shin (1985). *Theory of microwave remote sensing*. 498pp. John Wiley, New York.
- Tsuyuki, T. (1996a). Variational data assimilation in the tropics using precipitation data. Part I: Column model. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 60, 87–104.
- Tsuyuki, T. (1996b). Variational data assimilation in the tropics using precipitation data. Part II: 3D-model. *Month. Weather Rev.*, 124, Nr. 11, 2545–2561.
- Tsuyuki, T. (1997). Variational data assimilation in the tropics using precipitation data. Part III: Assimilation of SSM/I precipitation rates. *Month. Weather Rev.*, 125, Nr. 7, 1447–1464.
- Tucker, G. (1961). Precipitation over the North Atlantic. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 87, 147–158.
- Turk, F., F. Marzano und E. Smith (1998). Combining geostationary and SSM/I data for rapid rain rate estimation and accumulation. *Prepr. 9th Conf. Satellite Meteorology and Oceanography*.
- Ulaby, F. und M. El-Rayes (1987). Microwave dielectric spectrum of vegetation - Part II: Dual-dispersion model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-25, Nr. 5, 550–557.
- Ulaby, F. und R. Jedlicka (1984). Microwave dielectric properties of plant materials. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-22, Nr. 4, 406–414.
- Ulaby, F., M. Razani und M. Dobson (1983). Effects of vegetation cover on the microwave radiometric sensitivity to soil moisture. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-21, Nr. 1, 51–61.
- Ulaby, F., R. Moore und A. Fung (1986a). *Microwave remote sensing - active and passive*, Band 1. Artech House Inc.
- Ulaby, F., R. Moore und A. Fung (1986b). *Microwave remote sensing - active and passive*, Band 2. Artech House Inc.
- Ulaby, F., R. Moore und A. Fung (1986c). *Microwave remote sensing - active and passive*, Band 3. Artech House Inc.

- Van de Griend, A. und M. Owe (1993). Determination of microwave vegetation optical depth and single scattering albedo from large scale soil moisture and Nimbus/SMMR satellite observations. *Int. J. Remote Sensing*, 14, Nr. 10, 1875–1886.
- Vose, R. S., R. Schmoyer, P. Steurer, T. Peterson, R. Heim, T. Karl und J. Eischeid. *The Global Historical Climatology Network: Long-term monthly temperature, precipitation, sea level pressure, and station pressure data*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.
- Wang, J. und B. Choudhury (1981). Remote sensing of soil moisture content over bare field at 1.4 GHz. *J. Geophys. Res.*, 86, 5277–5282.
- Wang, J. R., P. E. O’Neill, T. J. Jackson und E. T. Engman (1983). Multifrequency measurements of the effects of soil moisture, soil texture, and surface roughness. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE21, Nr. 1, 44–51.
- Wegmüller, U. und C. Mätzler (1993). Active and passive microwave signature catalog (2-12 GHz). Technischer Bericht, Institute of Applied Physics, University of Bern, Switzerland.
- Wegmüller, U. und C. Mätzler (1999). Rough bare soil reflectivity model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 37, Nr. 3, 1391–1395.
- Wegmüller, U., C. Mätzler und E. Njoku (1995). *Passive microwave remote sensing of land-atmosphere interactions*, VSP BV, Utrecht, Netherlands, Kapitel Canopy opacity models. S. 375–387.
- Weng, F., B. Yan und N. Grody (2001). A microwave land emissivity model. *J. Geophys. Res.*, 106, Nr. D17, 20115–20123.
- Wigneron, J.-P., J.-C. Calvet, A. Chantzy, O. Grosjean und L. Laguerre (1995a). A composite discrete-continuous approach to model the microwave emission of vegetation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 33, Nr. 1, 201–211.
- Wigneron, J.-P., A. Chantzy, J.-C. Calvet und N. Bruguier (1995b). A simple algorithm to retrieve soil moisture and vegetation biomass using passive microwave measurements over crop fields. *Remote Sens. Environ.*, 51, 331–341.
- Wilheit, T., R. Adler, S. Avery, E. Barret, P. Bauer, W. Berg, A. Chang, J. Ferriday, N. Grody, S. Goodman, C. Kidd, D. Kniveton, C. Kummerow, A. Mugnai, W. Olson, G. Petty, A. Shibata und E. Smith (1994). Algorithms for the retrieval of rainfall from passive microwave measurements. *Remote Sensing Reviews*, 11, 163–194.

Xiang, X. und E. Smith (1997). Feasibility of simultaneous surface temperature-emissivity retrieval using SSM/I measurements from HAPEX Sahel. *J. Hydromet.*, 188-189, 330–360.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Niederschlagsstationen des Global Historical Climatology Network	9
2.1	Streuung an unterschiedlich rauen Flächen	19
2.2	Spektrale Absorptions- und Streukoeffizienten	21
2.3	Absorption und Streuung bei verschiedenen Regenraten	22
2.4	Oberflächen- und Atmosphärenemission über Land und Wasser	24
2.5	Die TRMM-Instrumente PR, VIRS und TMI	25
3.1	Schematische Darstellung des Verfahrens	32
3.2	Dielektrizitätskonstante von Wasser, Boden und Vegetation	39
3.3	Frequenzabhängigkeit der Dielektrizitätskonstanten von Wasser	40
3.4	Spektrale Emissivität des glatten, feuchten Bodens	43
3.5	Schematische Darstellung des Drei-Schichten-Modells	46
3.6	Transmission und Helligkeitstemperatur der Atmosphäre	53
3.7	Abhängigkeit der Helligkeitstemperatur von den Modellparametern	55
3.8	Schematische Darstellung der Shuffled Complex Evolution Methode	63
4.1	Untersuchungsgebiet in den Southern Great Plains, USA	70
4.2	Flugbahnen des TRMM-Satelliten am 1.11.1998	73
4.3	Emissivität im Juni 1999 in der Region Little Washita	75
4.4	Emissivität im Juli 1999 in der Region Little Washita	75
4.5	Schematische Darstellung der benetzten und unbenetzten Flächenanteile	79
4.6	Jahresverlauf der Emissivität in der Region Little Washita, Teil 1	84
4.7	Jahresverlauf der Emissivität in der Region Little Washita, Teil 2	85
4.8	Jahresverlauf der Emissivität in der Region Little Washita, Teil 3	86

4.9	Jahresverlauf der Emissivität in der Region Little Washita, Teil 4	87
4.10	Jahresverlauf der Emissivität in der Region Little Washita, Teil 5	88
4.11	Tagesverlauf der Emissivität	91
4.12	Absenkung der Emissivität aufgrund von Niederschlagsereignissen, Teil 1 .	100
4.13	Absenkung der Emissivität aufgrund von Niederschlagsereignissen, Teil 2 .	101
4.14	Dauer der Relaxationsphase nach Niederschlägen	102
4.15	Effektive Oberflächentemperatur: Referenzmessungen im Juni/Juli 1999 . .	112
4.16	Temperaturdifferenzen im Tagesverlauf	114
4.17	Jahresverlauf der effektiven Oberflächentemperatur	119
4.18	Effektive Oberflächentemperatur und Referenztemperaturen	121
4.19	Jahresverlauf des effektiven Bedeckungsgrades mit Feuchtflächen	124
4.20	Effektiver Bedeckungsgrad mit Feuchtflächen und Niederschlagsmenge . . .	125
4.21	Effektiver Bedeckungsgrad mit Feuchtflächen: Übergang Land-Wasser . . .	127
4.22	Variationsparameter der Überflüge am 23.07.1998 und 24.07.1998	129
4.23	Vegetationsflächenanteil bei trockener Oberfläche	133
4.24	Vegetationsflächenanteil in Afrika, Südamerika und USA (Juli)	134
4.25	Vegetationsflächenanteil in Afrika, Südamerika und USA (Februar)	135
5.1	Untersuchungsgebiete für den Vergleich der Emissivitäts-Klimatologien . .	140
5.2	Histogramme der Emissivitätsdifferenzen zwischen Juli 1998 und Juli 1999	142
5.3	Vergleich der Landoberflächenemissivitäten in vertikaler Polarisierung	144
5.4	Vergleich der Landoberflächenemissivitäten in horizontaler Polarisierung . .	145
5.5	Vergleich der Emissivitäts-Klimatologien im Juli und Februar	147
5.6	Histogramme der Polarisationsdifferenzen der Emissivitäten	149
5.7	Schema zur Abschätzung des Einflusses der benetzten Oberfläche	151
5.8	Niederschlagsrate bei Berücksichtigung der feuchten Oberfläche	155

Tabellenverzeichnis

2.1	Die Mikrowellenradiometer TMI und SSM/I	27
3.1	Variationsspannen der Optimierungsparameter	61
3.2	Parameter des Optimierungsprozesses nach der SCE-UA-Methode	66
3.3	Betrachtung der systematischen Fehler	67
4.1	Messungen an den Bodenstationen im SGP-Gebiet	72
4.2	Klassifikation von Niederschlagsereignissen	83
4.3	Niederschlagsfreie Perioden im Untersuchungszeitraum	89
4.4	Mittelwerte und Extrema der Bodenstationsdaten	97
4.5	Monatsmittel der Emissivität und monatliche Niederschlagssummen	104
4.6	Mittlere Emissivität der trockenen Oberfläche	107
4.7	Emissivitätsabnahme in Folge von Niederschlagsereignissen	108
5.1	Änderung der Emissivität und der Helligkeitstemperatur bei Benetzung . .	153

Das ABC des Dankes

Danke zu sagen ist traditionell einer der schwersten Teile der Dissertation. Es fällt einem so viel ein, so viele Menschen waren wichtig auf diesem Weg, doch so wenig Raum soll es einnehmen.

Ich bedanke mich...

- A** bei Achim für die Flipcharts.
- B** für die Begutachtung der Arbeit bei Prof. Dr. Hartmut Graßl und Dr. Jörg Schulz.
- C** bei Corinna und Corinna für “durch dick und dünn”.
- D** bei Dr. Daniel Taurat für die Lektüre und seine Freizeit.
- E** für die Emissivitäts-Klimatologie bei Dr. Catherine Prigent.
- F** bei meiner Familie und allen Freundinnen und Freunden für die Unterstützung in der Endphase.
- G** für die Gespräche, Mittel und Wege bei Prof. Dr. Hartmut Graßl und Dr. Stephan Bakan.
- H** bei Hamburgs Badewannenbesitzerinnen für den Zugang zu unmöglichsten Zeiten.
- I** bei den Instituten, die mich bezahlt und beherbergt haben: das DLR in Köln-Porz, die Meteorologischen Institute der Universität in Bonn und Hamburg und das Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg.
- J** bei Dr. Jörg Schulz für die unermüdliche Betreuung der Arbeit - egal ob in Köln, Bonn, Offenbach oder Hamburg.
- K** bei de Köll’sche Jungs im Karneval für “es kütt wie’s kütt wenn’s kütt”.
- L** für die Lebensweisheiten bei Petra und Hans-Bernd.
- M** für die Mobbingschule meiner Kollegen in “3+4”.
- N** für die Niederschlagsdaten des GDCN bei Dr. Bruno Rudolf und Anja Meyer-Christoffer.
- O** für die Optimierungsroutine SCE-UA bei Dr. Qingyun Duan und Dr. Hoshin Gupta.
- P** bei Dr. Peter Bauer für die Idee zu dieser Arbeit.
- Q** für den frischen Wind vom “Queer-Format”.
- R** bei den “Rechnerfredies” der CIS-Gruppe, insbesondere Jan Sellmann.
- S** bei den “Schrillerlocken” für den guten Ton.
- T** für die “Teleconnections” zu Holger, Adrian und Volodya.
- U** bei der “Und es war Sommer”-Fan-Gemeinde.
- V** für den Vegetationsdatensatz bei Dr. Stefan Hagemann und für die Validierungsdaten des ARM-Programms.
- W** für die Wasserdampf-Klimatologie NVAP des Langley Data Centers.
- X** für die X-beliebigen Antworten auf ebensolche Fragen bei Dr. Andreas Chlond, Karsten Fennig, Dr. Heinz-Dieter Hollweg und Dr. Christian Klepp.
- Y** für Ying und Yang - für die Abwechslung und Gegensätze im Leben.
- Z** für “Zwölf unten?” bei meiner Mittagscrew, Silke und Amélie, für den wechselhaften Mittagstisch zwischen Zickenalarm und Zusammenhalt.

Epilog

“Schreiben war mühselig, aber wie eine Schiffsreise: es erzeugte die Kräfte und Hoffnungen, die es erforderte, selbst und sie reichten auch noch für das sonstige Leben. Wer ein Buch zu schreiben hat, konnte nicht auf Dauer verzweifelt sein. Und alle Verzweiflungen des Formulierens waren durch Fleiß zu besiegen. Anfangs hatte John besonders mit seinen Wiederholungen zu kämpfen. Sein ganzes Leben lang hatte er abgelehnt, für eine einzige Sache mehrere Wörter zu gebrauchen. Daher hatte er zwischen gebräuchlichen und überflüssigen Wörtern unterschieden und seinen Vorrat so gering wie möglich gehalten. Jetzt aber kam es ihm vor, daß ein Wort auf einer Seite zehnmal vorkam, etwa das Verbum ”vorkommen” bei der Aufzählung der arktischen Pflanzen. Sogar nachts schreckte John hoch und suchte nach Wiederholungen wie nach einem hartnäckigen, schlafraubenden Ungeziefer.”

aus: *“Die Entdeckung der Langsamkeit”*
Sten Nadolny, Serie Pieper, 1983.

MPI-Examensarbeit-Referenz:

Examensarbeit Nr. 1-79 bei Bedarf bitte Anfragen:
MPI für Meteorologie, Abtlg.: PR, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg

Examensarbeit Nr. 80 November 2000	Vertikalmessungen der Aerosolextinktion und des Ozons mit einem UV-Raman-Lidar Volker Matthias
Examensarbeit Nr. 81 Dezember 2000	Photochemical Smog in Berlin-Brandenburg: An Investigation with the Atmosphere-Chemistry Model GESIMA Susanne E. Bauer
Examensarbeit Nr. 82 Juli 2001	Komponenten des Wasserkreislaufs in Zyklonen aus Satellitendaten – Niederschlagsfallstudien- Klepp Christian-Philipp
Examensarbeit Nr. 83 Juli 2001	Aggregate models of climate change: development and applications Kurt Georg Hooss
Examensarbeit Nr. 84 Februar 2002	Ein Heterodyn-DIAL System für die simultane Messung von Wasserdampf und Vertikalwind: Aufbau und Erprobung Stefan Lehmann
Examensarbeit Nr. 85 April 2002	Der Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre Tido Semmler
Examensarbeit Nr. 86 April 2002	Auswirkungen der Assimilation von Meereshöhen-Daten auf Analysen und Vorhersagen von El Niño Sigrid Schöttle
Examensarbeit Nr. 87 Juni 2002	Atmospheric Processes in a young Biomass Burning Plume - Radiation and Chemistry Jörg Trentmann
Examensarbeit Nr. 88 August 2002	Model Studies of the Tropical 30 to 60 Days Oscillation Stefan Liess
Examensarbeit Nr. 89 Dezember 2002	Influence of Sub-Grid Scale Variability of Clouds on the Solar Radiative Transfer Computations in the ECHAM5 Climate Model Georg Bäuml
Examensarbeit Nr.90 Mai 2003	Model studies on the response of the terrestrial carbon cycle to climate change and variability Marko Scholze
Examensarbeit Nr.91 Juni 2003	Integrated Assessment of Climate Change Using Structural Dynamic Models Volker Barth

MPI-Examensarbeit-Referenz:

Examensarbeit Nr. 1-79 bei Bedarf bitte Anfragen:
MPI für Meteorologie, Abtlg.: PR, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg

Examensarbeit Nr.92
Juli 2003

**Simulations of Indonesian Rainfall with a Hierarchy
of Climate Models**
Edvin Aldrian

Examensarbeit Nr.93
Juli 2003

**ENSO Teleconnections in High Resolution AGCM
Experiments**
Ute Merkel

Examensarbeit Nr.94
Juli 2003

**Application and Development of Water Vapor DIAL
Systems**
Klaus Ertel

**Beginn einer neuen Veröffentlichungsreihe des MPIM, welche die vorherigen Reihen
“Reports” und “Examensarbeiten“ weiterführt:**

**„Berichte zur Erdsystemforschung“ , „Reports on Earth System Science“, ISSN 1614-1199
Sie enthält wissenschaftliche und technische Beiträge, inklusive Dissertationen.**

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.1**
Juli 2004

**Simulation of Low-Frequency Climate Variability
in the North Atlantic Ocean and the Arctic**
Helmuth Haak

