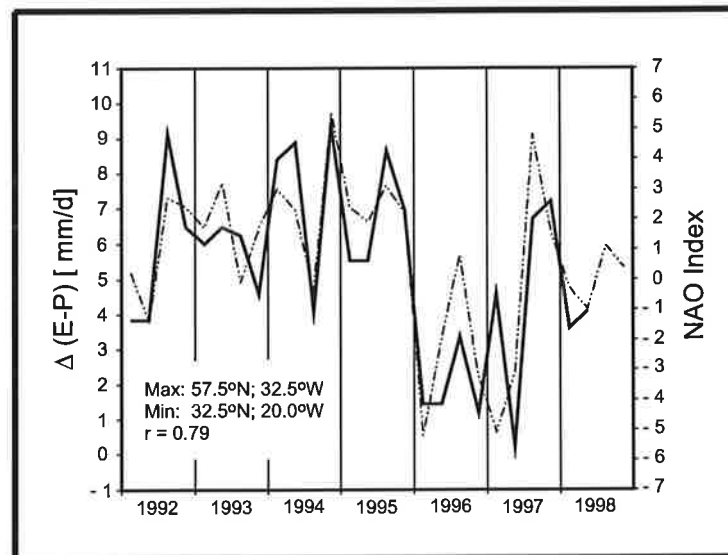




# Max-Planck-Institut für Meteorologie

## EXAMENSARBEIT Nr. 77



### **HOAPS: EINE NEUE KLIMATOLOGIE DES SÜSSWASSERFLUSSES AN DER MEERESOBERFLÄCHE ABGELEITET AUS SATELLITENDATEN**

von  
Volker Jost

HAMBURG, Juli 2000

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades

Autor:

Volker Jost

Max-Planck-Institut  
für Meteorologie

MAX-PLANCK-INSTITUT  
FÜR METEOROLOGIE  
BUNDESSTRASSE 55  
D - 20146 HAMBURG  
GERMANY

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0  
Telefax: +49-(0)40-4 11 73-298  
E-Mail: <name> @ dkrz.de

ISSN 0938-5177

**ISSN 0938-5177**

**HOAPS: Eine neue Klimatologie des  
Süßwasserflusses an der Meeresoberfläche  
abgeleitet aus Satellitendaten**

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

**vorgelegt von  
Volker Jost  
aus Eberbach/Baden**

**Hamburg 2000**



Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Herrn Prof. Dr. H. Graßl  
und Herrn Dr. Stephan Bakan

Hamburg, den 07. Juli 2000

Prof. Dr. U. Bismayer  
Dekan des Fachbereichs Geowissenschaften

# **Dedication**

**Für Jannik**



# Zusammenfassung

Bei dem in dieser Arbeit vorgestellten HOAPS (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data) Datensatz handelt es sich um eine globale Klimatologie meteorologischer und ozeanographischer Parameter sowie von Energie- und Süßwasserflüssen an der Meeresoberfläche, die für den Zeitraum Juli 1987 - Dezember 1998 aus Satellitenmessungen abgeleitet werden. Daten polar umlaufender Satelliten des Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) und des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) werden genutzt, um globale Felder der Meeresoberflächentemperatur, der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche, der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft, der Windgeschwindigkeit, aber auch des latenten Wärmeflusses, der Verdunstung, des Niederschlags und des Süßwasserflusses über dem eisfreien Ozean in unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Auflösungen abzuleiten.

Soweit möglich, werden alle verwendeten Fernerkundungsverfahren mit in situ Messungen aus regionalen Feldexperimenten und des globalen operationellen Beobachtungsnetzes auf einer quasi instantanen Skala verglichen und auf ihre globale Gültigkeit überprüft. Um die Genauigkeit der fernerkundeten Wasserhaushaltsparameter in HOAPS einschätzen zu können, werden die monatlichen, saisonalen und klimatologischen Mittelwerte ausführlich mit der in situ Klimatologie des Southampton Oceanography Centers (SOC) und den globalen Niederschlagsfeldern des Global Precipitation Climatology Projects (GPCP) verglichen und die dabei auftretenden Gemeinsamkeiten und Unterschiede diskutiert. Die Vergleichsstudie mit der SOC Klimatologie zeigt in der Nordhemisphäre und entlang der Hauptschiffahrtslinien mit signifikanten Korrelationen über 0.9 eine gute Übereinstimmung. Außerhalb dieser Regionen werden deutlich geringere Korrelationen zwischen HOAPS und SOC festgestellt. Die dabei auftretenden Abweichungen zwischen beiden Klimatologien sind jedoch in erster Linie durch die geringe Anzahl an in situ Messungen zu erklären. In einem statistischen Vergleich mit dem GPCP Produkt wird gezeigt, daß die aufwendige Kombination von Infrarot- und Mikrowellenmessungen zu keiner genaueren Abschätzung der globalen Niederschlagsfelder führt, als mit der alleinigen Nutzung von Mikrowellenmessungen in HOAPS.

Das Potential von HOAPS für die Untersuchung regionaler Klimaprozesse wird deutlich aufgezeigt. Zeitreihenanalysen des Datensatzes für den Nordatlantik und den Pazifik zeigen signifikante Korrelationen mit der Nordatlantischen Oszillation und dem El Niño/Southern Oscillation-Phänomen. Die Verteilungen der Wasserhaushaltsparameter und deren Änderungen im Zusammenhang mit den beiden Klimaphänomenen werden jeweils anhand von Fallstudien während extremer Ereignisse quantifiziert. Die lokale Variabilität der Süßwasserflüsse zwischen hohem und niedrigem NAO Index bzw. hohem und niedrigem SO Index kann dabei mehrere 100 mm betragen und liegt damit in der Größenordnung der jeweiligen Mittelwerte.

## Abstract

HOAPS is a global climatology of sea surface parameters and surface energy and freshwater fluxes derived from satellite radiances for the time period July 1987 to December 1998. Data from polar orbiting radiometers, the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) and the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), are used to get global fields of surface meteorological and oceanographic parameters such as sea surface temperature, saturated specific humidity at the sea surface, specific air-humidity close to the surface, surface windspeed, but also latent heat flux, evaporation, precipitation and net freshwater flux over sea ice free ocean areas for various averaging periods and grid sizes.

All algorithms used are validated with in situ data on a global scale to the extent possible. The monthly, seasonal and climatological means of the satellite-derived waterbalance components in HOAPS are compared to the in situ climatology of the Southampton Oceanography Center (SOC) and the global precipitation fields of the Global Precipitation Climatology Project (GPCP). All discrepancies are discussed in detail. Differences between the climatologies are generally small where the temporal and spatial sampling of the in situ data is high. Good agreements are found in the northern hemisphere and along the shipping tracks where significant correlations are greater than 0.9. Outside this regions correlations are quite smaller mostly due to the low in situ data density. The comparison with the GPCP product shows that the costly combination of infrared and microwave satellite measurements does not lead to a better estimation of the global precipitation fields than the use of microwave measurements in HOAPS only.

The potential of HOAPS for examinations of regional climatic processes is clearly pointed out. Analyses of timeseries of this dataset in the North Atlantic and the Pacific show significant correlations with the North Atlantic Oscillation and the El Niño/Southern Oscillation. The distributions of the water balance components and their variations connected with both phenomena are quantified in case studies during extreme events, respectively. The local variability of the freshwater flux between high and low NAO indices (high and low SO indices) can amount to several 100 mm and is in the range of the respective local means.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Beschreibung der satellitengetragenen Radiometer</b>	<b>5</b>
2.1	AVHRR .....	6
2.2	SSM/I .....	7
<b>3</b>	<b>Verfahren zur Fernerkundung des Süßwasserflusses</b>	<b>11</b>
3.1	Niederschlag .....	11
3.2	Verdunstung .....	13
3.2.1	Ozeanoberflächentemperatur .....	14
3.2.2	Spezifische Feuchte der bodennahen Luft .....	15
3.2.3	Bodennahe Windgeschwindigkeit .....	16
3.3	Eiserkennung .....	17
<b>4</b>	<b>Validation der Fernerkundungsverfahren</b>	<b>19</b>
4.1	Niederschlag .....	19
4.1.1	Vergleich mit Radarmessungen des AIP-3 .....	20
4.1.2	Vergleich mit Radarmessungen des PIP-2 .....	25
4.2	Verdunstung .....	27
4.2.1	Vergleich mit Schiffsmessungen während ARKTIS 93 .....	27
4.2.2	Vergleich mit Schiffsmessungen während TOGA/COARE .....	30
4.2.3	Vergleich mit global verteilten Schiffs- und Bojenmessungen .....	32
<b>5</b>	<b>Globale Klimatologie des Süßwasserflusses</b>	<b>35</b>
5.1	Operationelle Anwendung der Fernerkundungsverfahren .....	35
5.2	Beschreibung der globalen Klimatologie des Süßwasserflusses .....	37
5.2.1	Verteilung der klimatologischen Jahresmittelwerte .....	37
5.2.2	Saisonale Variabilität des Süßwasserflusses .....	41
5.3	Einschränkungen der Klimatologie .....	44
5.3.1	Abschätzung des Samplingfehlers .....	44
5.3.2	Vergleich verschiedener SSM/I-Sensoren .....	46

<b>6</b>	<b>Vergleich von HOAPS mit anderen Klimatologien</b>	<b>55</b>
6.1	Vergleich mit der SOC Air-Sea Flux Climatology .....	55
6.1.1	Globaler Vergleich .....	56
6.1.2	Vergleich im Nordatlantik .....	67
6.2	Vergleich mit dem Global Precipitation Climatology Project (GPCP) .....	72
6.2.1	Die Einzelkomponenten des GPCP Datensatzes .....	72
6.2.2	Vergleich klimatologischer Jahresmittelwerte .....	76
6.2.3	Vergleich von Monatsmittelwerten .....	83
6.2.4	Zeitliche Korrelation monatlicher Niederschlagsanomalien .....	86
<b>7</b>	<b>Untersuchung regionaler Klimaprozesse</b>	<b>89</b>
7.1	Die Nordatlantische Oszillation (NAO) .....	89
7.1.1	Der mittlere Süßwasserfluß im Nordatlantik .....	92
7.1.2	Fallstudie zweier Winter mit unterschiedlichem NAO Index .....	96
7.1.3	Zeitliche Korrelation der Wasserhaushaltsparameter mit der NAO .....	101
7.2	Das El Niño/Southern Oscillation-Phänomen (ENSO) .....	105
7.2.1	Fallstudie zweier Jahre mit unterschiedlichem SO Index .....	109
7.2.2	Zeitliche Korrelation der Wasserhaushaltsparameter mit der SO .....	114
<b>8</b>	<b>Schlußfolgerungen und Ausblick</b>	<b>119</b>
<b>9</b>	<b>Danksagung</b>	<b>123</b>
<b>10</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>124</b>

# 1 Einleitung

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

Um sich diesem Ziel schrittweise zu nähern, werden in der Klimaforschung im wesentlichen zwei unterschiedliche Methoden verfolgt. Zum einen sind gekoppelte numerische Modelle von Ozean, Atmosphäre und Kryosphäre in der Lage, das globale Klima und dessen wesentliche physikalische Prozesse zu simulieren. Solche Simulationen können, je nach Aufgabenstellung von kleinskaligen und kurzzeitigen synoptischen Systemen bis zu Untersuchungen von Klimaschwankungen über hunderte von Jahren reichen. Mit dem technischen Fortschritt der letzten Jahre und der damit verbundenen Entwicklung von immer schnelleren und leistungsfähigeren Großrechnern, konnten auf diesem Wege große Erfolge erzielt und z.B. die Vorhersage regionaler Klimaphänomene, wie die Schwankungen der Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Pazifik während eines El Niño Ereignisses (Latif et al., 1994) berechnet und sogar vorhergesagt werden.

Die zweite Hauptaufgabe der Klimaforschung besteht in der Beobachtung und Quantifizierung klimarelevanter Parameter zunächst auf einer globalen, aber auch auf regionalen Skalen. Einerseits hängt die Genauigkeit der aus Klimamodellen gewonnenen Ergebnisse in großem Maße von der Güte dieser als Anfangs- und Randbedingungen eingehenden Beobachtungen ab. Andererseits erlauben solche Daten auch modellunabhängige Studien von Klimaprozessen und bieten darüber hinaus die einzige Möglichkeit, Klimamodelle zu validieren. Daher werden weltweit kontinuierlich ozeanographische und meteorologische Daten an der Erdoberfläche, in der Atmosphäre und im Ozean durch operationelle Messungen und durch spezielle Feldexperimente gewonnen. Damit wird zumindest über den dicht besiedelten Kontinenten Nordamerikas und Mitteleuropas eine ausreichend dichte Abdeckung mit Beobachtungsdaten erreicht.

Über 70% der Erdoberfläche sind jedoch mit Wasser bedeckt. Gerade aber auf dem offenen Ozean sind auf Schiffen und Bojen gemessene meteorologische Beobachtungsdaten auch heute noch sehr spärlich verteilt. Oftmals liegen in einer Region von  $(100 \text{ km})^2$  nur zwei bis drei Messungen pro Monat vor. In einigen Gebieten der Weltmeere außerhalb der Schifffahrtsrouten, insbesondere auf der Südhalbkugel, sind es noch weniger. In einer Vielzahl von Arbei-



ten wurde bisher gezeigt, daß die Datendichte über den Ozeanen in einigen dicht befahrenen Regionen, wie dem Nordatlantik, für die Beschreibung eines mittleren Zustandes der Atmosphäre oder des Ozeans ausreicht (z.B. Bunker, 1976, 1988; Issemer und Hasse, 1987; Oberhuber, 1988; Cayan, 1992; da Silva et al., 1994). Um jedoch globale Aussagen über die interannuale, saisonale oder gar monatliche Variabilität meteorologischer oder ozeanographischer Klimaparameter zu treffen, sind die bisherigen Beobachtungen unzureichend.

Hier konnte in den letzten 20 Jahren die Satellitenfernerkundung Abhilfe schaffen. Einzig Meßgeräte auf polar umlaufenden Satelliten sind heute in der Lage, innerhalb kurzer Zeit fast die gesamte Erdoberfläche abzutasten und somit bei gleichbleibender Qualität ein globales Netz an klimarelevanten Beobachtungsdaten zu liefern. Aus diesen gut kalibrierten Satellitendaten lassen sich mittlerweile zeitlich und räumlich hochaufgelöste Zeitserien von geophysikalischen Parametern über mehrere Jahre ableiten. Dadurch ist es nun einerseits möglich, Prozesse in der Atmosphäre, wie den Einfluß der Wolken auf die planetare Strahlungsbilanz oder aber den Austausch von Energie an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre ausschließlich mit fernerkundeten Messungen aus dem Weltraum im Detail zu studieren (z.B. Schlüssel, 1995; Ferraro et al., 1996; Schulz et al, 1997; Jourdan et al., 1997). Andererseits können diese fernerkundeten Parameter als Eingangsdatensatz zum Antrieb von Ozeanmodellen verwendet werden oder dienen zur Verifikation von gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen (Huffman et al., 1997).

Um die oben genannten Ziele der Klimaforschung zu erreichen und die noch vorhandenen Wissenslücken weiter zu schließen, gilt es daher beide Methoden zusammenzuführen und dabei sowohl die Entwicklung von Klimamodellen, als auch die Erstellung von möglichst lückenlosen sowie räumlich und zeitlich hochaufgelösten Beobachtungsdatensätzen voranzutreiben.

Die Untersuchung der Prozesse und Wechselwirkungen an der Grenzfläche zwischen Ozean und Atmosphäre sind für das Verständnis des Klimas von besonderem Interesse. Den dominierenden Anteil hat dabei der Süßwasserfluß, die Nettobilanz aus Verdunstung und Niederschlag. Durch Verdunstung werden Energie und Wasser an der Ozeanoberfläche ausgetauscht. Dieser Prozeß ist zum einen wichtig für den Wasserkreislauf des Systems Ozean-Atmosphäre, zum anderen für deren Energiehaushalt. Die dabei in die Atmosphäre transportierte latente Wärme stellt die größte Einzelkomponente des Energieaustauschs zwischen beiden Elementen dar. Zusammen mit dem energetisch unbedeutenderen fühlbaren Wärmefluß und dem langwelligen Strahlungsfluß, wird dadurch im globalen Mittel die solare Einstrahlung und der damit verbundene Energieverlust der Atmosphäre ausgeglichen. Weiterhin bewirkt die Verdunstung eine Abkühlung der Ozeanoberfläche und durch den Wasserverlust eine Erhöhung des prozentualen Salzgehaltes in der ozeanischen Deckschicht. Dem entgegen wirkt der Niederschlagsprozeß,

der für den Transport von Wasser von der Atmosphäre in den Ozean verantwortlich ist und somit zu einer Abnahme der Salinität an der Meeresoberfläche führt. Letztlich beeinflussen so beide Komponenten des Süßwasserflusses sowohl den Wasserkreislauf der Erde als auch die thermohaline Zirkulation des Ozeans.

Mit der Fernerkundung globaler Felder der Verdunstung über dem Ozean wurde schon Mitte und Ende der 80er Jahre durch Liu und Niiler (1984), Liu (1986, 1988) und Liu et al. (1991) begonnen. Es zeigte sich, daß das größte Problem dabei die Bestimmung der spezifischen bodennahen Feuchte ist. Diese wurde von Liu (1986) durch einen empirischen Zusammenhang aus dem recht genau fernerkundeten Gesamtwasserdampfgehalt für Monatsmittelwerte abgeschätzt. Schulz et al. (1993) und Chou et al. (1995) verbesserten diese Methode, indem sie den Wasserdampfgehalt in den untersten 500 m der planetaren Grenzschicht fernerkundeten und dessen hohe Korrelation mit der spezifischen Feuchte für deren instantane Bestimmung ausnutzten. Schlüssel (1995) gelang es schließlich, die spezifische bodennahe Feuchte direkt aus Satellitendaten zu bestimmen. Die Qualität der genannten Methoden wurde von den Autoren durch Vergleiche mit in situ Daten ausführlich diskutiert. Es wurden aber in erster Linie die Entwicklung und Validation der Fernerkundungsalgorithmen betrachtet, während sich die Anwendungen und deren Analysen lediglich auf den Vergleich von Monatsmittelwerten über einen relativ kurzen Zeitraum beschränkten.

Auch die Fernerkundung des Niederschlags wird seit etwa einem Jahrzehnt mit verschiedenen Radiometern und mit unterschiedlichen Methoden intensiv verfolgt (Arkin und Meisner, 1987; Bauer und Schlüssel, 1993; Xie und Arkin, 1996). Im Global Precipitation Climatology Project (GPCP) versucht man daher mit großem Aufwand, die Vorteile der verschiedenen Fernerkundungsmethoden zu kombinieren (Huffmann et al., 1997). Dadurch wurde ein prominenter Datensatz mehrjähriger und globaler Zeitreihen des Niederschlags erstellt, auf den im Rahmen dieser Arbeit ausführlich eingegangen wird.

Zur Untersuchung des ozeanischen Süßwasserflusses wurden von Jourdan et al. (1997) neben der Verdunstung zusätzlich globale, fernerkundete Felder des Niederschlags nach Wilheit et al. (1991) genutzt. Die Verfahren wurden gemeinsam auf eine insgesamt dreijährige Zeitserie von Satellitendaten angewendet. Dieser Zeitraum ist aber immer noch zu kurz, um die fernerkundeten Felder des Süßwasserflusses mit den meist auf Schiffsmessungen mehrerer Jahrzehnte basierenden herkömmlichen Klimatologien zu vergleichen und langfristige Trends oder interannuale Variabilitäten näher zu untersuchen.

Die vorliegende Arbeit hat daher das Ziel, mit Hilfe der passiven Fernerkundung einen detaillierteren Einblick in die globale Verteilung der für den Wasserkreislauf Ozean-Atmosphäre relevanten Parameter und deren Variabilität über mehrere Jahre aufzuzeigen. Der wesentliche

Schwerpunkt liegt dabei auf der Konstruktion der globalen Klimatologie des Süßwasserflusses HOAPS (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data) durch Anwendung von in jüngster Vergangenheit entwickelter Fernerkundungsverfahren auf Satellitendaten der Jahre 1987-1998. Aus diesen mehrjährigen Zeitserien von monatlichen Feldern der Verdunstung, des Niederschlags und des Süßwasserflusses sollen danach Antworten zu folgenden Fragestellungen herausgearbeitet werden: Mit welcher Genauigkeit können globale Felder der Wasserhaushaltsparameter mit der heutigen Satellitentechnologie fernerkundet werden? Welche Vor- und Nachteile haben die hier abgeleiteten Zeitreihen auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen gegenüber bisher existierenden Klimatologien? Welche weiteren Verbesserungsmöglichkeiten ergeben sich aus den durchgeführten Analysen? Welchen Nutzen haben die in dieser Arbeit vorgestellten fernerkundeten Klimatologien des Süßwasserflusses für die Klimaforschung?

Um diese Fragen zu beantworten, werden nach einer Beschreibung der genutzten Satelliten und Radiometer in Kapitel 3 zunächst die hier verwendeten Fernerkundungsverfahren zur Bestimmung des Niederschlags und der Verdunstung vorgestellt. Diese werden dann durch Vergleiche mit instantanen Messungen aus verschiedenen Feldexperimenten und operationellen Routinebeobachtungen validiert und anschließend auf Satellitendaten der Jahre 1987-1998 angewendet. Die dadurch entstehenden 12-jährigen fernerkundeten Klimatologien verschiedener Wasserhaushaltskomponenten werden in Kapitel 5 zunächst vorgestellt und danach in Kapitel 6 mit bisherigen Klimatologien des operationellen Meßnetzes verglichen. Die dabei auftretenden Unterschiede auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen werden dort ausführlich diskutiert. Abschließend soll in Kapitel 7 die praktische Anwendung der im Rahmen dieser Arbeit erstellten Klimatologien bei der Analyse zweier prominenter regionaler Klimaprozesse, der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und dem El Niño/Southern Oscillation-Phänomen (ENSO), eingehend demonstriert werden.

## 2 Beschreibung der satellitengetragenen Radiometer

In diesem Abschnitt werden die im Rahmen dieser Arbeit genutzten Radiometer und Satelliten näher vorgestellt. Die Instrumente müssen höchsten Anforderungen genügen und über einen möglichst langen Zeitraum stabile und genaue Messungen liefern. Dieses kann nur durch ständige Eichung während des Fluges an Bord oder durch Algorithmen, die ein Altern des Instruments berücksichtigen, gewährleistet werden. Die Abtastbreite des Radiometers muß groß genug sein, um innerhalb weniger Tage die gesamte Erdoberfläche zu erfassen. Neben anderen erfüllen die hier verwendeten Geräte, das im Infrarotbereich messende Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) und der im Mikrowellenbereich messende Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), diese Anforderungen.

Für die in dieser Arbeit fernerkundeten Parameter hat sich eine Kombination aus beiden genannten Radiometern als sehr nützlich erwiesen. Im thermischen Infrarot (AVHRR) läßt sich die Meeresoberflächentemperatur im wolkenfreien Fall wegen der hohen Emissivität der Oberfläche in diesem Spektralbereich sehr genau fernerkunden. Andererseits verhindert aber diese hohe Emissivität eine genaue Ableitung der atmosphärischen Parameter, wie z.B. Wasserdampf. Der Mikrowellenbereich eignet sich dagegen für eine Bestimmung dieser Parameter wesentlich besser, da das am Radiometer ankommende Signal nicht durch die deutlich niedrigere Emissivität der darunterliegenden Oberfläche gestört wird. Darüber hinaus können Messungen in diesem Spektralbereich auch in bewölkten Situationen ausgewertet werden.

Beide Geräte sind auf unterschiedlichen Satelliten mit entsprechend unterschiedlichen Umlaufcharakteristiken installiert. Der Fehler, der aus der räumlichen und zeitlichen Zuordnung der Messungen beider Radiometer resultiert, wird aber als gering eingeschätzt. Wegen der hohen Wärmekapazität von Wasser sind die zeitlichen Änderungen der Meeresoberflächentemperatur, im Vergleich zu atmosphärischen Parametern, sehr langsam. Man kann daher davon ausgehen, innerhalb dieses Zeitraums räumlich und zeitlich korrelierte Messungen beider Instrumente zu erhalten. Daneben ist man seit dem Start der Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) im November 1997 aber auch dazu übergegangen, beide Radiometer auf einem einzigen Satelliten zu installieren. Diese Daten standen aber für eine Auswertung im Rahmen dieser Arbeit noch nicht zur Verfügung.

## 2.1 AVHRR

Das abbildende Radiometer AVHRR fliegt in unterschiedlichen Versionen auf Satelliten der NOAA-Serie (National Oceanic and Atmospheric Administration) in polnahen sonnensynchronen Bahnen in Höhen zwischen 820 km bis 860 km. Eine Umlaufperiode beträgt ca. 102 Minuten. Jeweils zwei Satelliten mit annähernd senkrecht zueinander stehenden Bahnebenen werden operationell betrieben und überfliegen um sechs Stunden gegeneinander versetzt die gleichen Gebiete. Die dazugehörigen Äquatorübergangszeiten der verschiedenen Satelliten können Tabelle 1 entnommen werden.

**Tabelle 1:** Äquatorübergangszeiten der genutzten NOAA-Satelliten.

Satellit	Äquatorübergangszeiten (lokale Ortszeit aufsteigend/absteigend)	Zeitraum
NOAA 9	0220/1420	Februar 1985 - November 1988
NOAA 10	0730/1930	November 1986 - September 1991
NOAA 11	0130/1330	November 1988 - April 1995
NOAA 12	0730/1930	Mai 1991 - heute
NOAA 14	0130/1330	April 1995 - heute

Die technischen Details des AVHRR sind in Tabelle 2 zusammengefaßt. Das Gerät ist je nach Ausführung mit vier oder fünf Spektralkanälen ausgestattet, die alle in den atmosphärischen Fensterbereichen des sichtbaren und infraroten Spektrums liegen, so daß die am Radiometer ankommende Strahlung hauptsächlich von Oberflächen (Erdboden, Ozean, Wassertröpfchen in der Atmosphäre) stammt. Zur Abschätzung der Meeresoberflächentemperatur im wolkenfreien Fall werden die Messungen der Kanäle 4 und 5 genutzt, die während des Fluges mit einem Schwarzkörper ständig geeicht werden. Auf das entsprechende Verfahren wird in Kapitel 3 näher eingegangen. Das AVHRR tastet im Winkelbereich  $\pm 55.4^\circ$  von der Nadirrichtung die Erdoberfläche quer zur Flugrichtung ab. Dabei werden pro Scan 2048 Messungen (Pixel) mit einem Öffnungswinkel von 1.4 mrad aufgenommen. Daraus ergibt sich am Boden eine Auflösung zwischen  $(1 \text{ km})^2$  im Nadir und etwa  $(5.6 \text{ km})^2$  am Abtastrand bei einer Abtastbreite von ca. 3000 km pro Scan. Die Spezifikationen dieses Gerätes haben sich seit 1985 bewährt und daher wird das AVHRR neben der Fernerkundung der Meeresoberflächentemperatur auch heute noch für eine Reihe von anderen klimatologischen Anwendungen, wie z.B. zur Wolkenerkennung oder zur Abschätzung der Regenrate über die Wolkenoberkantentemperatur (siehe Kapitel 6) eingesetzt.

**Tabelle 2:** AVHRR-Charakteristika.

Kanal	Wellenlänge [ $\mu\text{m}$ ]	Auflösung [mrad]
1	0.58 - 0.68	1.39
2	0.725 - 1.1	1.41
3	3.55 - 3.93	1.51
4	10.3 - 11.3	1.41
5	11.5 - 12.5	1.30
S/R (Kanäle 1, 2) <sup>i</sup> NE $\Delta$ T (Kanäle 3 - 5) <sup>ii</sup> Abtastwinkel Pixel pro Zeile Abtastbreite Abtastrate Integrationszeit Eichung		3 bei 0.5% Reflektivität 0.12 K $\pm 55.4^\circ$ 2048 $\sim 3000$ km 1 Zeile pro 1/6 s 20 $\mu\text{s}$ interner Schwarzkörper und Blick in den Weltraum

i. S/R, Signal-zu-Rauschverhältnis

ii. NE $\Delta$ T, dem Radiometerrauschen äquivalente Temperaturdifferenz

## 2.2 SSM/I

Ein sehr stabil messendes Satelliteninstrument ist das Mikrowellenradiometer SSM/I. Es fliegt seit Juli 1987 im Rahmen des US-amerikanischen Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) an Bord von polar umlaufenden sonnensynchronen Satelliten. Die stabilen Absolutmessungen sind dabei durch eine ständige Eichung des Gerätes während des Fluges garantiert. Tabelle 3 gibt einen Überblick wichtiger technischer Einzelheiten des SSM/I.

Das SSM/I mißt die von der Erdoberfläche und der Atmosphäre emittierte thermische Strahlung bei vier Frequenzen im Mikrowellenbereich. Dabei wird bei 19.35, 37.0 und 85.5 GHz jeweils das horizontal und vertikal polarisierte Signal, bei 22.235 GHz nur das vertikal polarisierte Signal gemessen. Die sieben Kanäle werden im folgenden auch als TB<sub>1</sub> - TB<sub>7</sub> bezeichnet. Im Gegensatz zum AVHRR tastet das SSM/I nicht quer zur Flugrichtung, sondern konisch unter einem konstanten Nadirwinkel von 45° ab, was am Erdboden einem mittleren Zenitwinkel von 53.1° entspricht. Die räumliche Auflösung ist deutlich geringer als beim AVHRR und je nach Kanal verschieden. Sie beträgt bei der höchsten Frequenz nahezu kreisförmige (15 km)<sup>2</sup> und verringert sich mit abnehmender Frequenz bis zu einer Ellipse von 43 km x 69 km bei 19 GHz. Weitere Details sind bei Holliger et al. (1987) nachzulesen.

**Tabelle 3:** SSM/I-Charakteristika.

Kanal	Frequenz [GHz] <sup>i</sup>	NE $\Delta$ T [K] <sup>ii</sup>	Räumliche Auflösung [km <sup>2</sup> ]
1 (TB <sub>1</sub> )	19.35 v	0.35	43 x 69
2 (TB <sub>2</sub> )	19.35 h	0.35	43 x 69
3 (TB <sub>3</sub> )	22.235 v	0.60	40 x 50
4 (TB <sub>4</sub> )	37.0 v	0.30	29 x 37
5 (TB <sub>5</sub> )	37.0 h	0.30	29 x 37
6 (TB <sub>6</sub> )	85.5 v	0.70	13 x 15
7 (TB <sub>7</sub> )	85.5 h	0.60	13 x 15
Inklination Umlaufzeit Abtastwinkel Pixel pro Zeile  Abtastbreite Abtastrate Eichung	98.1° 102 Minuten 45° (Zenitwinkel: 53.1°) 128 bei 85.5 GHz, 64 bei niedrigeren Frequenzen 1394 km, konisch 1 Zeile pro 1.9 s Blick in den Weltraum		

i. v, vertikale Polarisation; h, horizontale Polarisation

ii. NE $\Delta$ T, dem Radiometerrauschen äquivalente Temperaturdifferenz

Mittlerweile sind sechs dieser Radiometer auf DMSP-Satelliten in etwa 850 km hohe Erdumlaufbahnen gebracht worden. Allerdings überlappten sich die Meßzeiträume der einzelnen Instrumente bis 1992 nur gering, weswegen für die im Rahmen dieser Arbeit erstellten Klimatologien jeweils nur Daten eines Radiometers verwendet wurden. Für zukünftige Studien kann zwar seit Anfang 1996 auf brauchbare Messungen von drei, zeitweise sogar von vier zeitgleich fliegenden Radiometern zurückgegriffen werden, diese Daten standen aber hier noch nicht zur Verfügung.

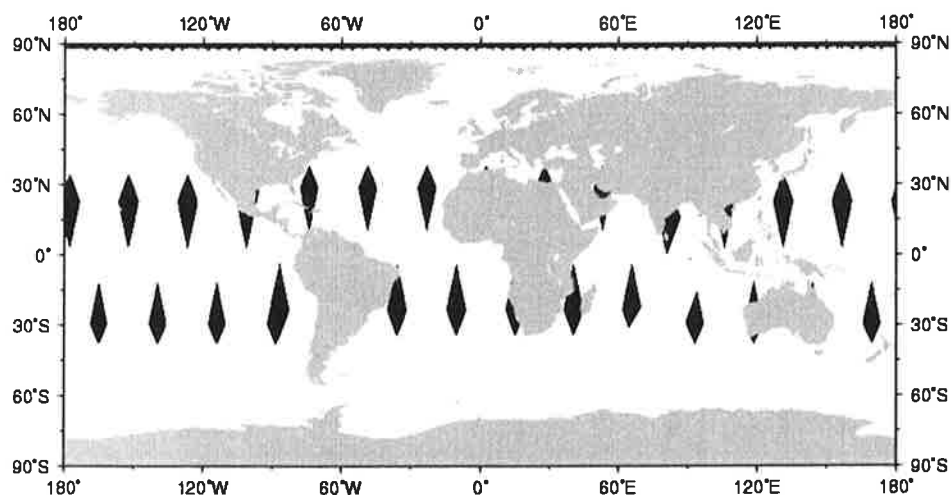
Insgesamt wurden hier Messungen dreier verschiedener SSM/I-Radiometer im Zeitraum Juli 1987 bis Dezember 1998 genutzt (Tabelle 4), wobei wegen technischer Defekte an Bord des DMSP-F08 für den Dezember 1987 keine Daten vorlagen und die Kanäle bei 85 GHz ab Januar 1989 ausgefallen waren. Für einige wenige Monate standen Messungen von jeweils zwei Satelliten zur Verfügung, die in Kapitel 5 verglichen werden, um die unterschiedlichen Orbit- und Geräteeigenschaften der verschiedenen Radiometer zu untersuchen, und um die sich daraus ergebenden Auswirkungen auf die Zeitreihen zu diskutieren.

**Tabelle 4:** Äquatorübergangszeiten der genutzten DMSP-Satelliten.

Satellit	Äquatorübergangszeiten (lokale Ortszeit aufsteigend/absteigend)	Zeitraum
DMSP F-08	0615/1815	Juli 1987 - Dezember 1990
DMSP F-10	0830/2030	Januar 1991 - Dezember 1991
DMSP F-11	0530/1730	Januar 1992 - Dezember 1998

Alle SSM/I-Daten wurden nach Navigation und Eichung von der Firma Remote Sensing Systems (RSS) in Kalifornien bezogen. Sämtliche Daten sind danach noch einmal durch eine automatische Fehlerkontrolle nach Wentz (1991) geprüft und in Helligkeitstemperaturen umgerechnet worden. Um eine Verfälschung der Messungen durch den leicht variierenden Satellitenzenitwinkel zu beseitigen, wurden die Daten zusätzlich mit einem Verfahren nach Fuhrhop und Simmer (1996) korrigiert.

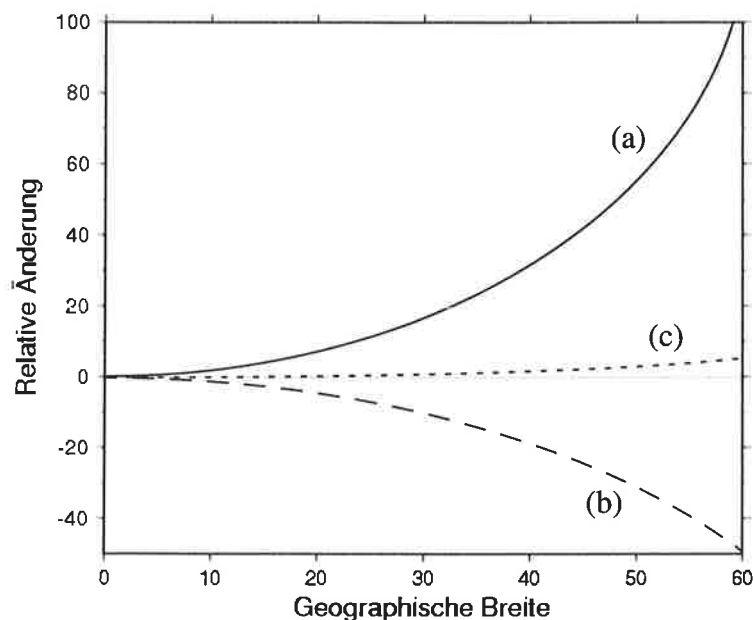
Im Gegensatz zum AVHRR beträgt die Abtastbreite des SSM/I nur etwa 1400 km. Trotzdem werden damit innerhalb eines Tages ca. 82% der Erdoberfläche erfaßt. Abbildung 1 zeigt eine typische Abdeckung innerhalb von 24 Stunden. Die rautenförmigen, nicht erfaßten Gebiete nördlich und südlich des Äquators verlagern sich von Tag zu Tag, so daß innerhalb von drei bis vier Tagen, bis auf kleine kreisförmige Gebiete an den Polen, eine globale Abdeckung erreicht wird.



**Abbildung 1:** Typische tägliche Abdeckung des SSM/I über dem Ozean. Rautenförmige, schwarze Gebiete wurden nicht abgetastet.



Da im Rahmen dieser Arbeit die Messungen des SSM/I für verschiedene Zeitintervalle auf ein geographisches Gitter gemittelt werden, soll hier abschließend anhand von Abbildung 2 auf die dabei entstehende Problematik kurz eingegangen werden. Unterteilt man die sphärische Erdoberfläche in ein globales  $1^\circ \times 1^\circ$  Gitter, so hängt die Anzahl von SSM/I-Messungen in einer Gitterbox innerhalb eines bestimmten Zeitraumes zum einen von der breitenabhängigen geometrischen Veränderung der Gitterboxen und zum anderen von der Orbitcharakteristik des polar umlaufenden Satelliten ab. Durch die Abnahme des Abstandes zwischen zwei Längengraden mit zunehmender Breite verringert sich die Fläche einer  $1^\circ \times 1^\circ$  Box, wodurch es während eines SSM/I-Überfluges zu weniger Messungen je Box kommt. Andererseits vergrößert sich aber die Anzahl der Überflüge je Box ebenfalls mit der Breite. Sind es am Äquator nur etwa 32 Überflüge je Monat und  $1^\circ \times 1^\circ$  Gitterbox, so steigt diese Zahl exponentiell bis zu einer Breite von  $60^\circ$  auf etwa 65 an (Berg und Chase, 1992). Beide Effekte wirken also entgegengesetzt, so daß als Kombination daraus die Anzahl von SSM/I-Messungen je Gitterbox mit der Breite bleibt (Abbildung 2, Kurve c).



**Abbildung 2:** Im Vergleich zum Äquator prozentuale breitenabhängige Änderung der Anzahl der SSM/I-Messungen pro Monat in einer  $1^\circ \times 1^\circ$  Gitterbox. Kurve (a) zeigt die Anzahl der Überflüge eines Satelliten über mindestens einen Teil der Gitterbox (abhängig vom Orbit des Satelliten), (b) zeigt die Anzahl der Pixel pro Gitterbox (abhängig von der Größe und Geometrie der Gitterbox) und (c) zeigt als Kombination der beiden Effekte die Anzahl der SSM/I-Messungen je Gitterbox (aus Berg und Chase, 1992).

### **3 Verfahren zur Fernerkundung des Süßwasserflusses**

Das wesentliche Ziel dieser Arbeit ist es, aus Daten der beschriebenen Radiometer SSM/I und AVHRR globale Klimatologien der Verdunstung und des Niederschlags sowie des Süßwasserflusses als Differenz aus beiden Parametern über See zu erstellen. Das generelle Problem der Fernerkundung besteht darin, aus den vom Satelliten in verschiedenen Frequenzen gemessenen Strahldichten über einem Punkt der Erde, die gewünschten Parameter mit hinreichender Genauigkeit abzuleiten. Jede Oberfläche (Land, Ozean, aber auch Wasserdampf in der Atmosphäre, Wolkentröpfchen, Aerosole u.a.) emittiert in unterschiedlichen Frequenzbereichen je nach Emissivität unterschiedlich viel thermische Strahlung, die, bevor sie zum Radiometer am Satelliten gelangt, von der darüberliegenden oder umgebenden Atmosphäre absorbiert, gestreut, reflektiert und dabei von vielen geophysikalischen Parametern beeinflusst wird. Die Inversion der Strahlungsübertragungsgleichung erlaubt Aussagen über die Wechselwirkungen dieser Parameter mit dem Strahlungsfeld und den dadurch bedingten Einfluß auf den Strahlungstransport. Durch eine geeignete Wahl der Rand- und Zwangsbedingungen läßt sich daraus dann die Größe der entsprechenden Einflußparameter bestimmen. Einzelheiten über die Entwicklung von Fernerkundungsverfahren im allgemeinen sind z. B. bei Schulz et al. (1993) oder Schlüssel (1995) nachzulesen. Dieses Kapitel beschränkt sich zunächst auf einen zusammenfassenden Überblick der ausgewählten Verfahren, mit denen sich Niederschlag und Verdunstung über See aus den Satellitendaten ableiten lassen, bevor dann im nächsten Kapitel die Genauigkeit dieser Verfahren durch einen Vergleich mit Schiffs- und Bojenmessungen überprüft wird.

#### **3.1 Niederschlag**

Da über dem offenen Ozean kaum Niederschlagsdaten aus Regenschirmen oder bodengestützten Radarmessungen vorhanden sind, ist eine Ableitung globaler Felder des Niederschlags mit konventionellen Meßmethoden unmöglich. Satellitenmessungen bieten hier die einzige sinnvolle Alternative. Daher wurden in den letzten Jahren intensiv Methoden entwickelt, um die Niederschlagsrate über dem Ozean möglichst genau fernzuerkunden. Die verschiedenen Techniken nutzen dafür zum einen Messungen im infraroten Spektralbereich, zum anderen Messungen im Mikrowellenbereich.

Abschätzungen aus Infrarotmessungen (IR) basieren auf einem empirischen Zusammenhang zwischen der Regenrate am Boden und den Helligkeitstemperaturen der Wolkenoberkante in der Höhe. Arkin (1979) sowie Arkin und Meisner (1987) wendeten diese Technik auf Daten der geostationären Satelliten GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) an und entwickelten daraus den GOES Precipitation Index (GPI). Dadurch ist es möglich, im Abtastbereich der geostationären Satelliten zwischen etwa 40°S und 40°N die Regenrate mehrmals täglich abzuschätzen.

Während man mit IR-Verfahren nur indirekt über die Wolkenoberkantentemperatur auf den Niederschlag am Boden schließt, basieren die Abschätzungen des Niederschlags aus passiven Mikrowellenmessungen (PMW) polar umlaufender Satelliten, wie z.B. dem SSM/I, direkt auf den Wechselwirkungen zwischen den Niederschlagselementen und dem Strahlungsfeld. Dabei unterscheidet man bei den PMW-Verfahren zwischen den sogenannten Emissions- und Streuverfahren. Die Emissionsverfahren beruhen auf einem starken Anstieg der Helligkeitstemperaturen in den unteren Frequenzen des Mikrowellenspektrums (19 GHz, 22 GHz) durch Emission von Wolken- oder Regentropfen über einem radiometrisch kalten Hintergrund wie der Meeresoberfläche. Dadurch lassen sich optisch dünne Wolken und leichter Regen fernerkunden. Dagegen basieren die sogenannten Streuverfahren darauf, daß bei einem weiteren Anwachsen der optischen Dicke durch Wolken, Regentropfen oder sogar Eisteilchen die Helligkeitstemperaturen in den höheren Frequenzbereichen (85 GHz) durch Streuung stark geschwächt werden.

In einem Vergleich mit Radarmessungen im tropischen Pazifik (siehe Kapitel 4) fanden Ebert und Manton (1998) im Rahmen des Algorithm Intercomparison Project-3 (AIP-3) heraus, daß PMW-Verfahren zur Messung instantaner Regenraten weitaus besser geeignet sind, als IR-Verfahren und bestätigten damit die Ergebnisse von Lee et al. (1991), die die Überlegenheit des SSM/I gegenüber IR-Radiometern schon im Rahmen des Vorgängerprojektes AIP-1 nachwiesen. Insbesondere in den Tropen muß für die Berechnung von Monatsmitteln zwischen den genaueren Methoden der PMW und dem zeitlich höheren Sampling der Verfahren aus Infrarotmessungen der geostationären Satelliten abgewogen werden, weswegen vielfach der Versuch unternommen wurde, die beiden Techniken zur Ableitung von monatlichen Niederschlagsfeldern zu kombinieren (Huffmann et al., 1997). Ebert und Manton (1998) zeigten aber, daß mit Infrarotverfahren abgeleitete Monatsmittelwerte keine signifikant höhere Korrelation mit den Validationsdaten aufweisen, als PMW-Verfahren.

Aufgrund der Ergebnisse der AIP-3-Studie (Ebert und Manton 1998) wurde daher für diese Arbeit der PMW-Algorithmus von Bauer und Schlüssel (1993) ausgewählt. Berücksichtigt man nämlich die systematischen Unterschiede und Standardabweichungen zwischen den getesteten 29 Mikrowellenverfahren und dem Validationsdatensatz auf der Basis von Monatsmittelwerten, so schneidet der Bauer-Algorithmus am drittbesten ab. Bessere Resultate zeigen lediglich zwei iterative Verfahren von Wilheit et al. (1991) und Smith et al. (1994), die aber wegen der dafür notwendigen Rechenzeiten nicht für die Konstruktion einer mehrjährigen Zeitserie geeignet sind.

Der Algorithmus von Bauer und Schlüssel (1993) ist eine Mischung aus den oben erwähnten Emissions- und Streuverfahren und verwendet daher sowohl Messungen der SSM/I-Kanäle bei 19 GHz und 22 GHz, als auch bei 85 GHz. Dabei wird mit einem Wolkenmodell zunächst zwischen wolkenfreier, bewölkter und regnender Atmosphäre unterschieden und dann in einem nicht-linearen Regressionsverfahren eine Beziehung zwischen der Regenrate am Boden und den

Helligkeitstemperaturen in den genannten Frequenzbereichen abgeleitet. Die Sensitivität des Verfahrens liegt bei 0.3 mm/h, so daß bei geringeren Regenraten die Bedingungen als regenfrei gesetzt werden. Die Genauigkeit des Algorithmus für die instantane Ableitung der Niederschlagsrate wird von Bauer und Schlüssel (1993) mit 0.5 mm/h angegeben.

Wegen des frühen Ausfalls der Kanäle bei 85Ghz auf dem DMSP-F8 ab Januar 1989 wurde von Bauer und Schlüssel (1993) ein weiteres Verfahren zur Ableitung der Regenrate hergeleitet, das nur mit den vorhandenen niederen SSM/I-Frequenzen auskommt. Zwar sind die Fehler im Vergleich zum obengenannten Verfahren größer, eine Auswertung der verbleibenden Messungen des Zeitraums von Januar 1989 bis zum Start des DMSP-F10 im Januar 1991 ist aber dennoch sinnvoll (Schlüssel, 1995).

### 3.2 Verdunstung

Der Energieaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre durch Verdunstung und Kondensation ist in erster Linie durch das Korrelationsprodukt von spezifischer Feuchte der bodennahen Luft und der Vertikalgeschwindigkeit gegeben. Der latente Wärmefluß kann daher auf konventionelle Weise nur sehr aufwendig und vom Satelliten aus nicht direkt gemessen werden. Er wird im allgemeinen sowohl für Schiffs- als auch für Satellitenmessungen über die Bulk-Methode bestimmt. Die entsprechende Bulk-Formel parameterisiert dabei den turbulenten Feuchtefluß an der Ozeanoberfläche aus gemessenen mittleren Größen der bodennahen Luftschicht.

Der latente Wärmefluß  $Q_l$  in  $W/m^2$  ist danach gegeben durch:

$$Q_l = -\rho \cdot L_e \cdot C_e \cdot u \cdot (q_l - q_s) \quad (1)$$

mit

$\rho$  = Dichte der Luft [in  $kg/m^3$ ]

$L_e$  = temperaturabhängige Verdunstungswärme von Wasser [in J/kg]

$C_e$  = dimensionsloser Transferkoeffizient (Dalton-Zahl)

$u$  = bodennahe Windgeschwindigkeit [in m/s]

$q_l$  = spezifische Feuchte der bodennahen Luft [in kg/kg]

$q_s$  = spezifische Sättigungsfeuchte der Wasseroberfläche [in kg/kg]

Ein von der Wasseroberfläche in die Atmosphäre gerichteter Fluß ist in Gleichung (1) positiv definiert. Die Verdunstungsrate [in mm/h] ergibt sich daraus einfach durch:

$$E = Q_l / L_e \cdot \rho_o \quad (2)$$

mit  $\rho_o$  = Dichte des Wassers [in  $kg/m^3$ ]

Für eine Anwendung der Bulk-Formel auf Satellitenmessungen müssen mindestens die drei Parameter bodennahe Windgeschwindigkeit, spezifische Feuchte der bodennahen Luft sowie die spezifische Sättigungsfeuchte an der Ozeanoberfläche fernerkundet werden. Letztere ergibt sich über die Magnus-Formel aus dem Sättigungsdampfdruck bei Meeresoberflächentemperatur, die aus AVHRR-Daten abgeschätzt werden kann. Für die restlichen Parameter müssen weitere Annahmen gemacht werden. Dabei wird der Luftdruck konstant zu 1013.25 hPa gesetzt. Um die temperaturabhängige Verdunstungswärme  $L_e$  und die Luftdichte  $\rho$  zu bestimmen, wird die nicht fernzuerkundende Lufttemperatur, unter der Annahme einer konstanten relativen Feuchte von 80%, aus der Messung der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft abgeschätzt.

Schulz et al. (1997) diskutierten den durch diese Annahmen induzierten Fehler und quantifizierten den Beitrag zum Fehlerhaushalt bei der instantanen Abschätzung des latenten Wärmeflusses auf 2%. Größere Ungenauigkeiten können jedoch bei der Bestimmung des Transferkoeffizienten  $C_e$  entstehen. Dieser wird durch ein wind- und stabilitätsabhängiges Verfahren nach Smith (1988, 1989) bestimmt. Durch die in diesem Modell parametrisierten Stabilitätsbedingungen können die Fehler bei der Bestimmung des Transferkoeffizienten bei niedrigen Windgeschwindigkeiten in der Größenordnung von bis zu 10% liegen (Schulz et al., 1997). Dieser Fehler reduziert sich aber bei mittleren und höheren Windgeschwindigkeiten, da die Stabilitätsabhängigkeit dann unbedeutender wird.

Generelle Einschränkungen bei der Anwendung der Bulk-Methode ergeben sich bei Windgeschwindigkeiten unter 1 m/s. In solchen Fällen wird der turbulente Transport von Wasserdampf in der Grenzschicht allein durch die Auftriebskräfte bestimmt. Solche geringen Windgeschwindigkeiten sind bezogen auf den globalen Ozean aber statistisch unbedeutend, weswegen die hier vorgestellte Bulk-Methode in den meisten Fällen angewendet werden kann. In den folgenden Abschnitten werden die drei zur Ableitung des latenten Wärmeflusses aus Satellitendaten notwendigen Fernerkundungsverfahren näher erläutert. Dabei wird allerdings auf detaillierte Herleitungen sowie die mathematische Formulierung der Algorithmen verzichtet und stattdessen jeweils auf die entsprechenden Quellen verwiesen.

### **3.2.1 Ozeanoberflächentemperatur**

Um die Datenmenge für die zwölfjährige Klimatologie zu reduzieren, wurde für die Ableitung der Ozeanoberflächentemperatur (SST) nicht direkt auf die hochaufgelösten AVHRR-Daten zurückgegriffen, sondern die daraus abgeleiteten SSTs aus dem Pathfinder Datensatz der NOAA/NASA verwendet. Diese Produkte sind frei zugänglich und werden vom Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PODAAC) am Jet Propulsion Laboratory (JPL) als globale Tagesmittel in einer Auflösung von  $(9 \text{ km})^2$  zur Verfügung gestellt. Das zugrunde liegende Verfahren beruht in erster Linie auf dem Fernerkundungsalgorithmus von Walton (1988), der

AVHRR-Daten der Kanäle 4 und 5 im Frequenzbereich des atmosphärischen Fensters zwischen 10  $\mu\text{m}$  und 12  $\mu\text{m}$  nutzt. Dabei wird das Radiometersignal entsprechend des variierenden Wasserdampfgehalts der Atmosphäre korrigiert. Zusätzlich wird bei der Erstellung des Pathfinder Datensatzes die zeitliche Drift der Sensorgenauigkeit der Radiometer durch einen entsprechenden Korrekturterm berücksichtigt.

Die Ableitung der SST ist allerdings nur im wolkenfreien Fall möglich. Dadurch kommt es in den globalen Feldern zu Datenlücken, die sich in einigen Regionen der Erde mit persistenter Bewölkung wie z.B. die Stratocumulusgebiete westlich von Afrika, die inneren Tropen oder die arktischen und antarktischen Regionen im Winter, über mehrere Tage bis Wochen erstrecken können. Die Methoden zum Auffüllen dieser Lücken werden im Zusammenhang mit der Einbindung des SST-Produktes in die Klimatologie in Kapitel 5 genau beschrieben.

Reynolds und Smith (1994) verglichen wöchentlich gemittelte SSTs des Pathfinder Datensatzes mit globalen Bojenmessungen des Jahres 1987 und berechneten daraus mittlere Differenzen von unter  $0.1^{\circ}\text{C}$  sowie Standardabweichungen zwischen  $0.94^{\circ}\text{C}$  für Tagmessungen und  $0.97^{\circ}\text{C}$  für Nachtmessungen. Die geringen Unterschiede in den Genauigkeiten zwischen Tag- und Nachtmessungen sind auf die unterschiedlichen Korrekturverfahren der Satellitenmessungen zurückzuführen, da für die Tagmessungen auch Daten der AVHRR-Kanäle im sichtbaren Spektralbereich zur Wolkenerkennung berücksichtigt werden. Abweichungen werden in erster Linie in den inneren Tropen und in den hohen Breiten gefunden und mit einer fehlerbehafteten Wolkenerkennung des Algorithmus in diesen häufig bewölkten Gebieten begründet. Allerdings verursachen bei derartigen Vergleichen auch die verschiedenen Meßverfahren unterschiedliche Ergebnisse, da im Gegensatz zu den Bulk-Temperaturen der Bojenmessungen die satellitengestützten Radiometer die Temperatur der bis zu einige Zehntel Grad kühleren Haut des Ozeans messen (Schlüssel, 1995). Für eine weitere Überprüfung der Genauigkeit des Pathfinder Datensatzes standen für diese Arbeit Schiffsmessungen der SST aus mehreren wissenschaftlichen Feldexperimenten zur Verfügung. Die Ergebnisse dieser Validationsstudien werden in Kapitel 4 diskutiert.

### **3.2.2 Spezifische Feuchte der bodennahen Luft**

Da der Wasserdampf in der Atmosphäre die am Satelliten ankommende Strahlung bei verschiedenen Frequenzen insbesondere im Mikrowellenbereich unterschiedlich modifiziert, ist es prinzipiell möglich, diesen Parameter fernzuerkunden. Die ersten Methoden zur Abschätzung der spezifischen Feuchte aus Satellitenmessungen beruhten daher auf der Bestimmung des Gesamtwasserdampfgehaltes der Atmosphäre (Liu, 1986). Später untersuchte Schlüssel (1989) Korrelationen des Wasserdampfes in getrennten atmosphärischen Schichten und zeigte, daß der Wasserdampfgehalt in der planetarischen Grenzschicht weitgehend von der höheren Atmosphäre

entkoppelt ist. Schulz et al. (1993) entwickelten daher ein zweistufiges Regressionsverfahren, um die spezifische Feuchte der bodennahen Luft  $q_1$  abzuschätzen. Im ersten Schritt leitete er zunächst aus Strahlungstransportrechnungen eine Methode ab, mit der aus Messungen des SSM/I in den Spektralkanälen bei 19, 22 und 37 GHz der Wasserdampfgehalt  $\omega_1$  in den untersten 500 m der Atmosphäre zu bestimmen ist. Im zweiten Schritt nutzten Schulz et al. (1993) die hohen Korrelationen von 0.965 zwischen  $q_1$  und  $\omega_1$ , um in einer weiteren linearen Regression die bodennahe spezifische Feuchte aus dem Grenzschichtwasserdampfgehalt mit einer Genauigkeit von 1.2 g/kg abzuleiten. Schlüssel (1995) gelang eine weitere Verbesserung, indem er einen Algorithmus entwickelte, der es erlaubt  $q_1$  direkt aus den Helligkeitstemperaturen der Kanäle 1 bis 5 des SSM/I zu bestimmen, so daß die Fehlerfortpflanzung in der doppelten Regression vermieden wird. Die theoretische Genauigkeit dieses direkten Verfahrens gibt Schlüssel (1995) mit 1.1 g/kg an.

In einem Vergleich der drei genannten Verfahren (Liu, 1986; Schulz et al., 1993; Schlüssel, 1995) mit global verteilten Schiffsmessungen konnte Schlüssel (1995) zeigen, daß die beiden Methoden von Schlüssel und Schulz mit Standardabweichungen von 1.61 g/kg bzw. 1.73 g/kg gegenüber der Methode von Liu mit 2.07 g/kg bemerkenswerte Verbesserungen brachten. Wegen der etwas geringeren systematischen Abweichung von 0.02 g/kg im Vergleich zu Schulz et al. (1993), wurde die spezifische Feuchte der bodennahen Luft mit dem Verfahren von Schlüssel (1995) fernerkundet.

In jüngerer Vergangenheit wurde vielfach der Versuch unternommen, mit Hilfe Neuronaler Netzwerke (NN) Algorithmen zur Fernerkundung der bodennahen spezifischen Feuchte zu entwickeln (Ruprecht und Jung, 1997; Jones et al., 1999). Ruprecht und Jung (1997) verglichen zur Validation ihre NN-Methode mit den Verfahren von Schulz et al. (1993) und Schlüssel (1995). Sie zeigten, daß die NN-Methode in trockenen Grenzschichten eine geringere Streuung zu den unabhängigen Vergleichswerten aufweist, aber bei hohen Feuchtwerten über 18 g/kg eher zur Sättigung neigt, als die beiden anderen Verfahren. Insgesamt brachte der mit dem neuronalen Netzwerk entwickelte Algorithmus bezüglich der erklärten Varianzen und systematischen Fehler keine Verbesserungen, weil die Beziehung zwischen Feuchte und Strahlung im wesentlichen linear ist.

### **3.2.3 Bodennahe Windgeschwindigkeit**

Die Fernerkundung der Windgeschwindigkeit ist möglich, da die windinduzierte Rauigkeit und die mit der Windgeschwindigkeit zunehmende Schaumbedeckung die Emission der Ozeanoberfläche und somit das vom Radiometer gemessene Strahlungsfeld im Mikrowellenbereich verändern. Für die Ableitung der bodennahen Windgeschwindigkeit aus SSM/I-Daten wird ein Verfahren von Schlüssel und Luthardt (1991) mit leicht modifizierten Verbesserungen

nach Schlüssel (1995) verwendet. Das Verfahren basiert auf Simulationen aus Strahlungsübertragungsrechnungen und anschließender linearer Regression zwischen den simulierten Helligkeitstemperaturen und den im Modell vorgegebenen Windgeschwindigkeiten. Für den Algorithmus werden die fünf Kanäle bei niedrigen Frequenzen genutzt, wobei nach Schlüssel und Luthardt (1991) die Hauptinformationen bezüglich der Windgeschwindigkeit in der Polarisationsdifferenz bei 37 GHz enthalten ist und die Messungen der übrigen Frequenzen zur Korrektur des Atmosphärensignals genutzt werden. Das Verfahren unterscheidet zwischen regenfreien, leicht regnenden und stark regnenden Situationen, wobei im letzteren Fall, wegen der großen optischen Dicke der Atmosphäre, die Windgeschwindigkeit am Boden nicht mehr abgeleitet werden kann. Als Maß für die Einteilung in die genannten Klassen werden Schwellwerte für die Polarisationsdifferenz bei 37 GHz und die horizontal polarisierte Komponente bei 19 GHz herangezogen. Die genauen Kriterien dafür werden bei der Erstellung der Klimatologie in Kapitel 5 aufgeführt.

Die theoretischen Genauigkeiten des Verfahrens werden von Schlüssel (1995) mit 1.4 m/s für regenfreie und 1.6 m/s für leicht regnende Messungen angegeben. In einem Vergleich zwischen fernerkundeten Windgeschwindigkeiten und objektiv analysierten in situ Daten über der Nordsee, ermittelten Schlüssel und Luthardt (1991) eine Standardabweichung von 1.9 m/s bei einem vernachlässigbaren systematischen Unterschied. Taurat (1996) verglich das Verfahren von Schlüssel gemeinsam mit anderen Mikrowellenverfahren von Goodberlet et al. (1989) und Stogryn et al. (1994) in einer umfangreichen Validationsstudie mit Windgeschwindigkeiten aus Scatterometermessungen, Analysedaten des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) und Schiffsmessungen über dem Nordatlantik. Alle Mikrowellenalgorithmen schneiden dabei annähernd gleich gut ab, so daß keines der drei erwähnten Verfahren bevorzugt werden kann und letztlich nichts gegen eine Verwendung des Algorithmus von Schlüssel (1995) für die hier vorgestellte Klimatologie spricht. Weitere Ergebnisse aus Validationsstudien, die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden, werden in Kapitel 4 vorgestellt.

### **3.3 Eiserkennung**

Da alle der oben beschriebenen Fernerkundungsverfahren nur für eine Verwendung über offenem Wasser entwickelt wurden, ist bei ihrer Anwendung darauf zu achten, daß Satellitenmessungen über Land und Meereis a priori ausgeschlossen werden. Während dies für Landmessungen durch die Berücksichtigung einer geographischen Land/Seemaske relativ einfach gewährleistet werden kann, muß für die Eiserkennung wiederum auf spezielle Fernerkundungsverfahren zurückgegriffen werden. Im Rahmen dieser Arbeit wurde dafür eine Methode verwendet, die im wesentlichen auf den für das Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) entwickelten Verfahren von Cavalieri et al. (1984) beruht und von Cavalieri et al.



(1991) für das SSM/I angepaßt wurde. Der Algorithmus unterscheidet dabei für jeden Satellitenbildpunkt zwischen einjähriger, mehrjähriger und totaler Eiskonzentration. Da die Emissivität von Eis im Mikrowellenbereich im Vergleich zu einer offenen Wasseroberfläche sehr stark ansteigt, können schon sehr geringe Eiskonzentrationen, z.B. am Rand eines Bildpunktes, eine Satellitenmessung und damit die daraus abgeleiteten Parameter stark verfälschen. Daher müssen für eine operationelle Anwendung der Fernerkundungsverfahren auf Mikrowellendaten zur Erstellung einer Klimatologie die Kriterien zum Ausschluß von eiskontaminierten Messungen relativ eng gefaßt werden. Auf deren genaue Festlegung wird in Kapitel 5 eingegangen.

## 4 Validation der Fernerkundungsverfahren

### 4.1 Niederschlag

Die Validation von Fernerkundungsalgorithmen zur Ableitung der Regenrate über dem Ozean aus Messungen polar umlaufender Satelliten gestaltet sich aus mehreren Gründen problematisch. Im Vergleich zu anderen Parametern ist die Verteilung des Niederschlags über See sowohl räumlich als auch zeitlich sehr viel variabler. Häufig treten Situationen auf, in denen an einem bestimmten Ort lokal begrenzte Niederschläge fallen, während es dort einige Minuten später oder zur gleichen Zeit wenige Seemeilen weiter niederschlagsfrei ist. Bellon und Austin (1986) schätzten den Unterschied der monatlichen Regensumme zweier 100 km entfernter Regenmesser auf bis zu 100%. Daher ist es, im Gegensatz zu den anderen Parametern, für den Niederschlag nicht sinnvoll, einzelne punktuelle Schiffsmessungen mit Satellitenmessungen in einer Auflösung von etwa 50 km zu vergleichen. Da aber wegen des dafür notwendigen großen Aufwandes keine flächendeckenden in situ Daten von schiffsgebundenen Regenmessern vorhanden sind, bleibt letztlich nur die Möglichkeit, die Genauigkeit von Satellitenverfahren mit bodengebundenen Fernerkundungsverfahren zur Abschätzung des Niederschlags, insbesondere mit zeitlich und räumlich hochaufgelösten Radarmessungen, zu überprüfen.

Dabei ergibt sich eine wichtige Einschränkung, da die meisten Radarstationen über Land, oder aber vom Land aus in den küstennahen Gebieten der Ozeane (Smith et al., 1998) messen. Über Land liegen dabei in vielen Gebieten der Erde, wie z.B. Mitteleuropa, schon kontinuierlich flächendeckende Messungen vor (z.B. Meischner et al., 1997). Das für die Anwendung in dieser Arbeit entsprechend ausgewählte Verfahren wurde aber lediglich für die Ableitung der Regenrate über See entwickelt. Es kann daher nur auf Satellitenmessungen angewendet werden, die in einem Mindestabstand von 50 km von der Küste entfernt sind, um dadurch den Einfluß der Emissivität der Landoberfläche auf die jeweilige Messung zu minimieren. Dadurch wird die Anzahl der vorhandenen Vergleichsmessungen deutlich eingeschränkt, da über dem offenen Ozean nur gebiets- und zeitweise während bestimmter Feldexperimente schiffsgebundene Radarmessungen vorgenommen werden.

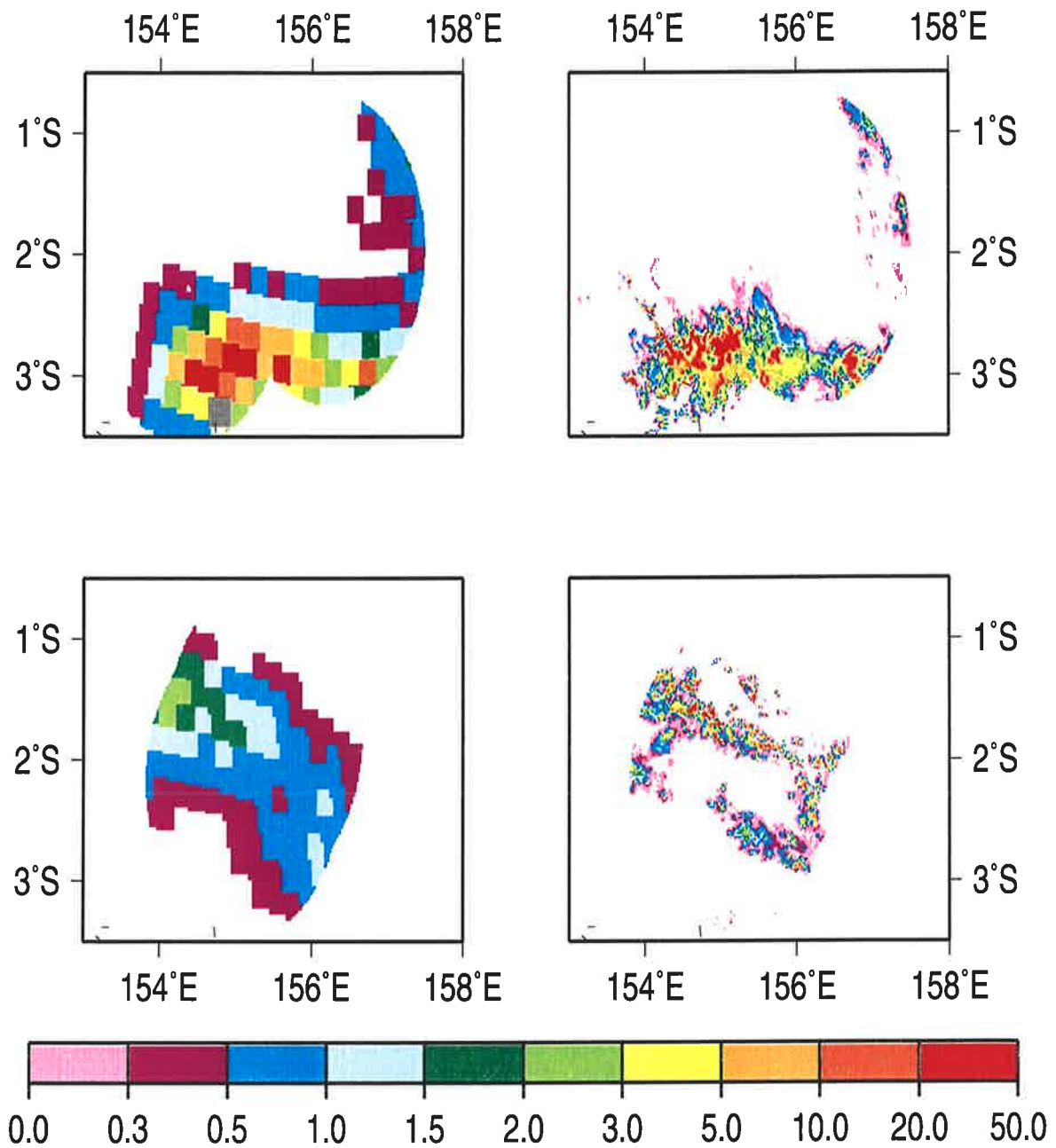
Für diese Arbeit wurden die beiden prominenten Datensätze des bereits in Kapitel 3 erwähnten Algorithm Intercomparison Project-3 (AIP-3) und des Precipitation Intercomparison Project-2 (PIP-2) herangezogen. Die Radarmessungen des AIP-3 wurden von Ebert und Manton (1998) auf monatlicher und instantaner Zeitskala schon mit verschiedenen PMW- und IR-Verfahren verglichen, während sich Smith et al. (1998) bei der Auswertung des PIP-2 Datensatzes auf instantane Vergleiche von mehreren PMW-Verfahren beschränkten. Daher sollen in diesem Abschnitt gezielt instantane Vergleichsmessungen zur Validation des verwendeten Niederschlagsalgorithmus von Bauer und Schlüssel (1993) detaillierter untersucht werden.

#### 4.1.1 Vergleich mit Radarmessungen des AIP-3

Die erste Studie bezieht sich auf die bis heute längste Zeitreihe kontinuierlicher Messungen von Validationsdaten über dem offenen Ozean. Diese AIP-3 Daten sind zeitlich und räumlich relativ hoch aufgelöst und daher für eine statistische Absicherung des verwendeten Niederschlagsalgorithmus sehr gut geeignet. Von November 1992 - Februar 1993 fand im tropischen Pazifik die intensive Meßphase der internationalen Kampagne TOGA/COARE (Tropical-Ocean Global-Atmosphere/Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) statt. Das Meßgebiet für die Niederschlagsmessungen erstreckte sich von 153° bis 158°E und von 0° bis 5°S, wobei die beiden genutzten Dopplerradars auf zwei, während dieser Zeit stationären Forschungsschiffen im Zentrum dieses Gebietes installiert waren. Details zu den Radarmessungen und deren Auswertung sind bei Short et al. (1996) nachzulesen.

Abbildung 3 zeigt zwei Vergleiche von instantanen Regenraten aus Radar- und SSM/I-Messungen. Zum Zeitpunkt des SSM/I-Überflugs am 23.11.1992 waren im Osten und insbesondere im Süden des Meßgebiets mehrere ausgedehnte Regenzellen vorhanden. Diese Struktur mit maximalen Regenraten von über 20 mm/h wird sowohl vom SSM/I als auch vom Radar wiedergegeben. Im Norden und Westen findet man ein größeres trockenes Gebiet, das ebenfalls von beiden Geräten erkannt wird. Dagegen verläuft am 9.2.1993 ein längliches Regenband mit kleineren Zellen von Südosten nach Nordwesten. Zwar wird die Struktur von regnenden und regenfreien Gebieten von beiden Geräten wiedergegeben, mit den Radarmessungen werden aber deutlich höhere Regenraten festgestellt. Während hier etwa 10 mm/h gemessen werden, zeigt die SSM/I-Messung nur maximale Regenraten von 3 bis 5 mm/h. Die beiden Beispiele zeigen stellvertretend sehr gut die auftretende Problematik beim Vergleich der Niederschlagsmessungen beider Instrumente. Durch die grobe räumliche Auflösung des SSM/I werden kleinskalige räumliche Inhomogenitäten nicht aufgelöst, sondern bei der Messung über das gesamte Radiometerblickfeld gemittelt und dabei geglättet (sogenannter "Beam-filling-Effekt"). Dadurch werden vom SSM/I am 9.2.1993 geringere Regenraten über eine größere Ausdehnung im Vergleich zur Radarmessung festgestellt. Dagegen zeigt der Vergleich bei einem räumlich ausgedehnten und homogenen Regengebiet wie am 23.11.1992 bessere Übereinstimmung.

Damit stellt sich die Frage, was kann und will man statistisch vergleichen? Während die Radarmessungen als 10-Minutenmittel in einer Auflösung von  $(2 \text{ km})^2$  vorlagen, konnten vom SSM/I bei in diesen Breiten maximal 1 - 2 Überflügen pro Tag nur ebensoviele Gebietsmittelwerte der Regenrate mit einer räumlichen Auflösung von etwa  $(50 \text{ km})^2$  abgeleitet werden. Für einen quantitativen Vergleich wurden daher folgende Vergleichsbedingungen festgelegt. Die hochaufgelösten Radardaten wurden in einem Umkreis von 25 km um die Mitte des jeweiligen SSM/I-Bildpunktes gemittelt. Dabei durfte der zulässige Zeitabstand zwischen Satelliten- und



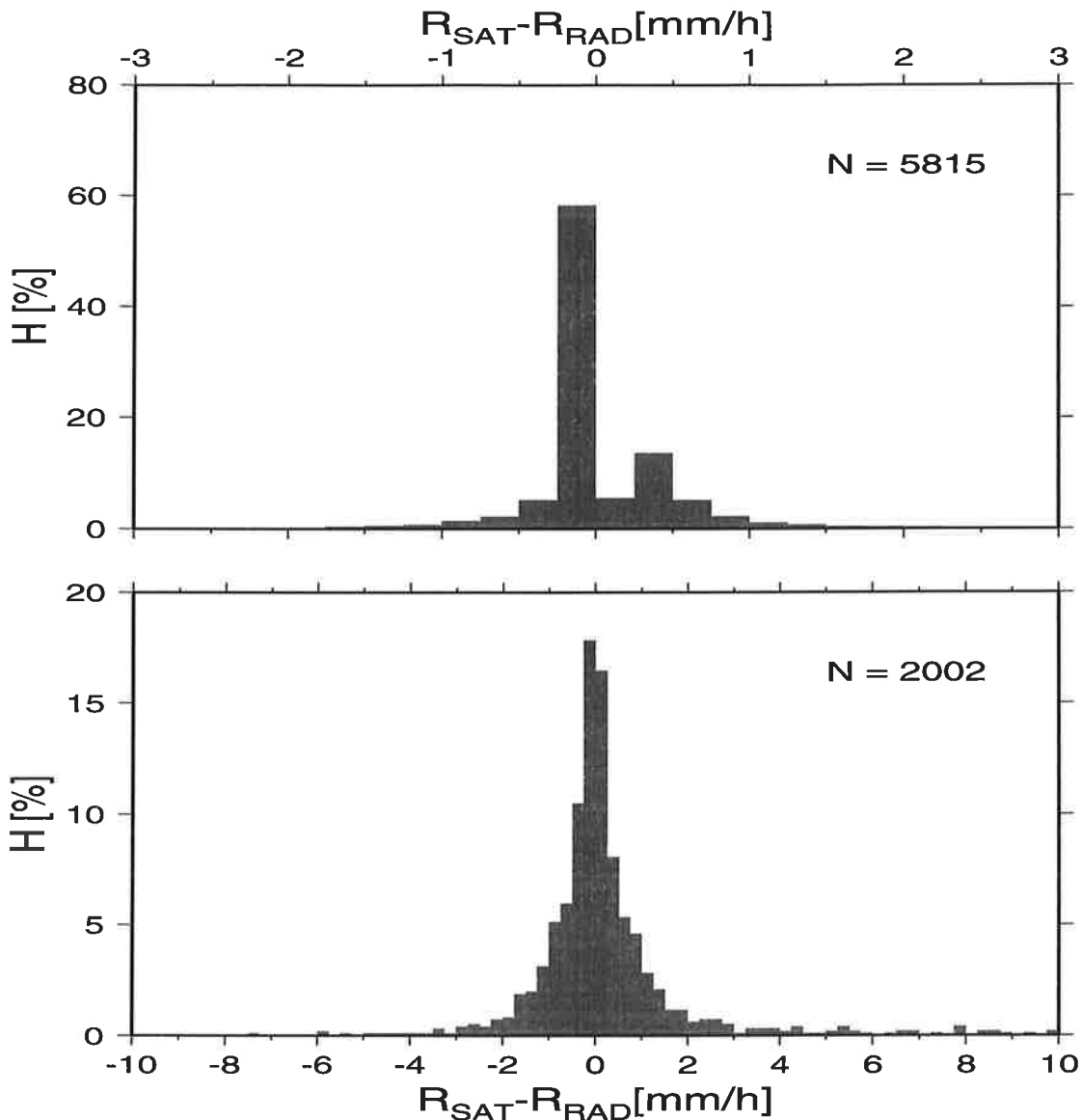
**Abbildung 3:** Regenraten in mm/h abgeleitet aus SSM/I (links) und schiffsgebundenen Radarmessungen (rechts) des AIP-3-Datensatzes für den 23. 11.1992, 22.41 Uhr Ortszeit (oben) und für den 9. 2.1993, 11.03 Uhr Ortszeit (unten).

Radarmessung höchstens 5 Minuten betragen. In Anbetracht der zeitlichen Variabilität des Niederschlags, gerade in einer konvektiven Klimaregion wie dem pazifischen Warmpool, erscheint dieses Zeitfenster recht hoch. Andererseits wird dadurch die Anzahl an Vergleichsmessungen erhöht und somit eine bessere statistische Auswertung erreicht. In jedem Fall beinhalten beide genannten Aspekte schon mögliche Fehlerquellen für derartige Vergleiche, die sich wie hier in einem Kompromiß lediglich minimieren, aber nicht ausschließen lassen.

Mit diesen Zuordnungskriterien konnten 115 SSM/I-Überflüge während der vier Monate ausgewertet werden, was insgesamt 11071 Vergleiche von SSM/I- und entsprechend gemittelten Radarregenraten ergab. Davon wurden 5256 niederschlagsfreie Situationen von beiden Meßinstrumenten erkannt. Die übrigen 5815 Situationen enthalten Ereignisse, in denen mindestens eine der beiden Messungen Regen anzeigte. Das entsprechende Histogramm der Differenzen (Abbildung 4, oben) zeigt für diesen Fall zwei auffällige Häufungen. In 3372 Situationen (etwa 60%) zeigt das Radar Regen an, der vom SSM/I nicht erkannt wurde. Da diese Regenraten aber überwiegend kleiner als 0.25 mm/h sind, fallen sie unter die Erkennungsschwelle des verwendeten SSM/I-Algorithmus von 0.3 mm/h. Die zweite Häufung von etwa 15% bei positiven Differenzen stellt die 441 Situationen dar, in denen zwar das SSM/I, aber nicht das Radar Regen erkannt hat. Ursache sind die hohen Flüssigwasser- und Eisgehalte in den hochreichenden tropischen Konvektionswolken, die wegen starker Aufwinde in diesen Gebieten nur teilweise ausfallen. Diese werden daher nicht vom nahe der Oberfläche messenden Radar, wohl aber vom Satellitenradiometer erfaßt und in Regenraten umgerechnet. Der Einfluß der beiden angesprochenen Aspekte unter klimatologischen Gesichtspunkten ist aber gering. Wie am kleinen systematischen Unterschied in dem unten diskutierten quantitativen Vergleich zu erkennen ist, spielen die hier genannten Differenzen in der Gesamtstatistik und somit bei der Bestimmung von Monatsmitteln nur eine unbedeutende Rolle.

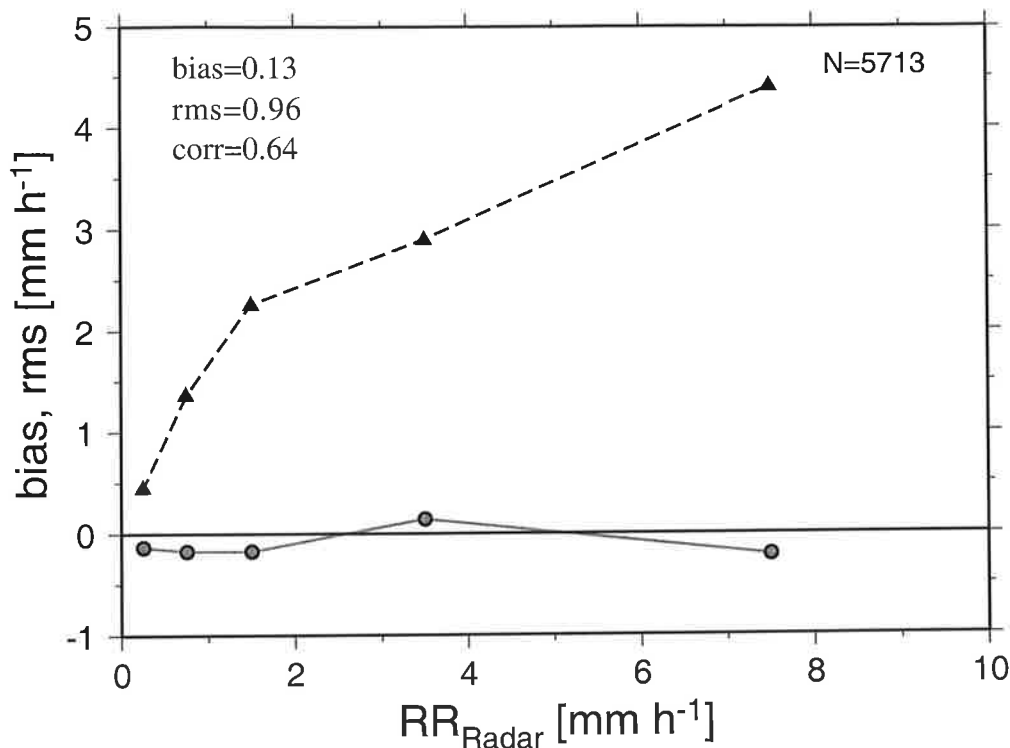
Die Häufigkeitsverteilung der Differenzen (Abbildung 2, unten) der verbleibenden 2002 Vergleichsmessungen, in denen sowohl durch das SSM/I- als auch durch das Radar Regen erkannt wird, ist normalverteilt, wobei etwa 70% der Differenzen geringer als 0.5 mm/h sind. Die geringe Anzahl an Differenzen über 2 mm/h kann größtenteils auf die fehlerhafte räumliche und zeitliche Zuordnung der verglichenen SSM/I- und Radarmessungen zurückgeführt werden.

Um die Unterschiede der beiden Messungen in Abhängigkeit der Regenrate näher zu untersuchen, wurden die Radarregenmessungen in 5 Klassen (< 0.5 mm/h, 0.5-1 mm/h, 1-2 mm/h, 2-5 mm/h, > 5 mm/h) eingeteilt und aus den dazugehörigen Satellitenmessungen systematische Unterschiede (bias) und rms berechnet. Da sich die Standardabweichung der aus SSM/I-Messungen instantan abgeleiteten Regenraten bei der räumlichen Mittelung über einen längeren Zeitraum reduziert, ist für klimatologische Betrachtungen der systematische Unterschied von Bedeutung. Abbildung 5 zeigt, daß dieser für alle Klassen erfreulich gering ist, während die Standardabweichung



**Abbildung 4:** Relative Häufigkeit der Differenzen der Regenraten in mm/h abgeleitet aus instantanen Radar- und SSM/I-Messungen für Situationen, die von mindestens einem Gerät als regnend erkannt wurden (oben) sowie für Situationen, in denen sowohl Radar als auch SSM/I Regen erkannt haben (unten).

chung mit der Regenrate ansteigt. Der Quotient aus Standardabweichung und Regenrate, der relative Fehler, bleibt jedoch für alle Klassen in etwa gleich. Betrachtet man alle 5815 regnende Situationen zusammen, so ergibt sich eine Korrelation von 0.64 und eine geringe systematische Überschätzung der SSM/I-Regenmessungen gegenüber dem Radar von 0.13 mm/h mit einer Standardabweichung von 0.96 mm/h. Diese ist damit etwas höher als die theoretische Genauigkeit von 0.5 mm/h nach Bauer und Schlüssel (1993), was zum Teil sicher auf die oben genannten Fehler bei der räumlichen und zeitlichen Zuordnung zurückzuführen ist. Die Ergebnisse stimmen mit Ebert und Manton (1998) sehr gut überein, die in ihrem Vergleich des PMW-Verfahrens von Bauer und Schlüssel (1993) auf der instantanen Zeitskala einen systematischen Unterschied von 0.08 mm/h, eine Standardabweichung von 0.82 mm/h und eine Korrelation von 0.66 angeben.



**Abbildung 5:** Bias (Kreise, durchgezogen) und rms (Dreiecke, gestrichelt) in Abhängigkeit der Regenrate in mm/h, abgeleitet aus instantanen SSM/I- und Radarmessungen des AIP-3 Datensatzes.

Die Fehler in der Regenabschätzung aus Radarmessungen gehen jedoch in die hier diskutierten Statistiken ebenfalls mit ein. Nach Fabry et al. (1992) hängen diese von der Entfernung des Meßvolumens vom Radar ab. So werden die Regenraten im Nahbereich bis 25 km häufig um 50% unterschätzt, während bei Entfernungen über 100 km Überschätzungen bis zu 100% auftreten können. Dies liegt daran, daß sich die Höhe des Meßvolumens mit der Entfernung vom Standort des Radars durch dessen Blickwinkel ändert und somit die Regenrate an zwei verschiedenen Orten des Meßgebiets aus Radarsignalen verschiedener Höhenschichten abgeleitet wird. Daher dürfen Abweichungen in den hier durchgeführten Vergleichen nicht notwendigerweise als ein Fehler in der Ableitung der Regenrate aus SSM/I-Messungen gewertet werden. Eine abschließende Bewertung der Genauigkeit des PMW-Verfahrens von Bauer und Schlüssel (1993) ließe sich daher auch nur in einem zusätzlichen Vergleich mit gegenwärtig nicht zur Verfügung stehenden flächendeckenden in situ Messungen der Regenrate über See durchführen.

#### 4.1.2 Vergleich mit Radarmessungen des PIP-2

Für eine weitere Validierung des Verfahrens zur Niederschlagsfernerkundung standen die Daten des zweiten Precipitation Intercomparison Project (PIP-2) zur Verfügung, das im Rahmen des WetNet Programmes der National Aeronautical and Space Administration (NASA) durchgeführt wurde (Smith et al., 1998). Speziell für den Vergleich von verschiedenen SSM/I PMW-Verfahren wurden in diesem Projekt Fallstudien von räumlich hochaufgelösten, individuellen Radarmessungen ausgewählt, so daß sich je nach Meßgebiet und Meßzeitpunkt 27 Fälle ergaben. Im Gegensatz zur vorherigen AIP-3 Studie handelt es sich hier nicht um kontinuierliche Daten eines Radars während eines wissenschaftlichen Feldexperimentes in einem bestimmten Gebiet, sondern um instantane Messungen verschiedener Geräte zu unterschiedlichen Jahreszeiten, die im Zeitraum zwischen 1987 - 1993 zwischen 60°N und 17°S über den Globus verteilt waren. Die insgesamt zugeordneten 118 SSM/I-Überflüge wurden je nach Radartyp in drei Klassen eingeteilt. Dabei wurde zwischen 18 landgestützten Radarmessungen über Land, 82 landgestützten Radarmessungen über dem küstennahen Ozean (Land-Ozean) und 18 Messungen über dem offenen Ozean unterschieden. Nach einer umfangreichen Qualitätsprüfung (Smith et al., 1998) reduzierten sich die Messungen auf 6 Vergleiche über Land, 43 über küstennahem Ozean und 7 über dem offenen Ozean. Die verbleibenden Radardaten wurden auf die räumliche Auflösung der jeweils dazugehörigen SSM/I-Messungen gemittelt, so daß für die Validation für alle Fälle letztlich gemeinsame Datensätze von Satelliten- und Radarmessungen in einem einheitlichen Gitter zur Verfügung standen. Weitere diesbezügliche Details sind bei Smith et al. (1998) nachzulesen.

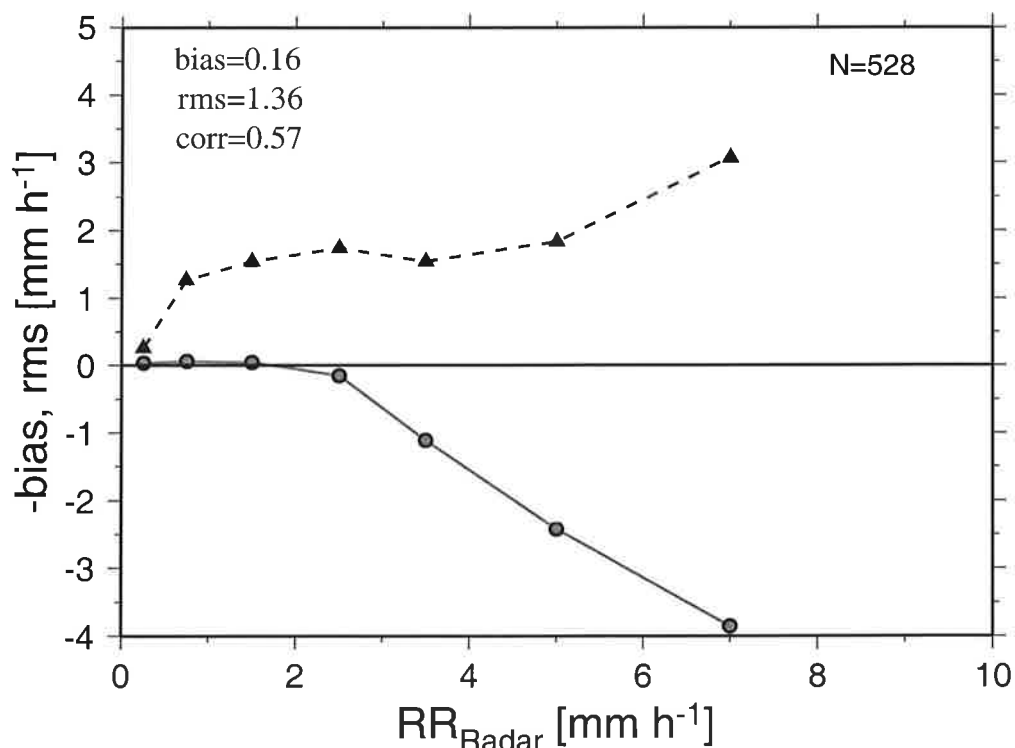
Alle als Land-Ozean und Ozean klassifizierten Radarmessungen wurden von Smith et al. (1998) zusammengefaßt und mit 20 auf die dazugehörigen SSM/I-Messungen angewendeten PMW-Verfahren statistisch verglichen. Generell sind die dabei aufgetretenen Differenzen deutlich höher, als in der AIP-3 Studie. Die systematischen Unterschiede der 20 Algorithmen schwanken zwischen 0.22 mm/h und 4.14 mm/h, während die Korrelationen nur für wenige Verfahren Werte über 0.3 erreichen. Der Algorithmus von Bauer und Schlüssel (1993) liegt dabei mit einem bias von 1.27 mm/h, einem rms von 4.12 mm/h und einer Korrelation von 0.18 im Mittelfeld. Ursache für die größeren Abweichungen ist in erster Linie der Vergleich der Satellitenmessungen mit Daten von landgestützten Radargeräten. Diese, in die Statistik von Smith eingehenden Messungen, sind für derartige Vergleiche eigentlich ungeeignet, da einerseits im Nahbereich des Radars die Emissivität der Landoberfläche die Satellitenmessungen verfälschen und andererseits die Genauigkeit der Radarmessungen in größerer Entfernung von der Küste abnimmt (Fabry et al., 1992).

Für eine Bewertung des verwendeten Bauer-Algorithmus wurde der PIP-2 Datensatz im Rahmen dieser Arbeit einem weiteren Vergleich unterzogen, in dem bezüglich der genutzten Radarmessungen etwas veränderte Einschränkungen vorgegeben wurden. Dabei wurde auf die als Land-



Ozean klassifizierten Messungen verzichtet und lediglich die Validationsdaten über dem offenen Ozean für den Vergleich zugelassen.

Die Radarregenmessungen wurden wiederum in Klassen ( $< 0.5$  mm/h,  $0.5-1$  mm/h,  $1-2$  mm/h,  $2-3$  mm/h,  $3-4$  mm/h,  $4-6$  mm/h,  $> 6$  mm/h) eingeteilt und aus den dazugehörigen Satellitenmessungen systematische Unterschiede und rms berechnet. Die feinere Klasseneinteilung wurde gewählt, um die Ergebnisse des Vergleiches weiter zu differenzieren. Abbildung 6 zeigt, daß die systematischen Unterschiede in den Klassen bis 3 mm/h durchgängig verschwindend gering sind. In diesen Größenordnungen liegen aber über 80% der Vergleichsmessungen. Erst bei höheren Regenraten findet man größere systematische Abweichungen bis zu 50%, wohingegen der rms nur in der höchsten Klasse auf über 2 mm/h ansteigt. Daß diese oberen Bereiche des Regenratenspektrums aber zahlenmäßig unbedeutend und damit statistisch nicht signifikant sind, zeigt auch die Gesamtstatistik aller 528 ausgewerteten Vergleichsmessungen. Dabei ergab sich mit  $0.16$  mm/h ein bias in der gleichen Größenordnung wie in der AIP-3 Studie, während der rms etwas höher und die Korrelation mit  $0.57$  geringfügig kleiner ist. Die im vorigen Abschnitt genannten Ursachen für die Abweichungen zwischen Radar- und Satellitenmessungen gelten auch in dieser Studie uneingeschränkt, wobei hier zusätzlich noch die unterschiedlichen Meßtechniken der einzelnen Radargeräte berücksichtigt werden müssen. Im Gegensatz zu den Ergebnissen bei Smith et al. (1998), zeigte dieser Vergleich aber, daß der Algorithmus von Bauer und Schlüssel (1993) für die Ableitung der Regenrate über dem offenen Ozean durchaus als gut geeignet bewertet werden darf.



**Abbildung 6:** Bias (Kreise, durchgezogen) und rms (Dreiecke, gestrichelt) in Abhängigkeit der Regenrate in mm/h abgeleitet aus instantanen SSM/I- und Radar-Messungen des PIP-2 Datensatzes.

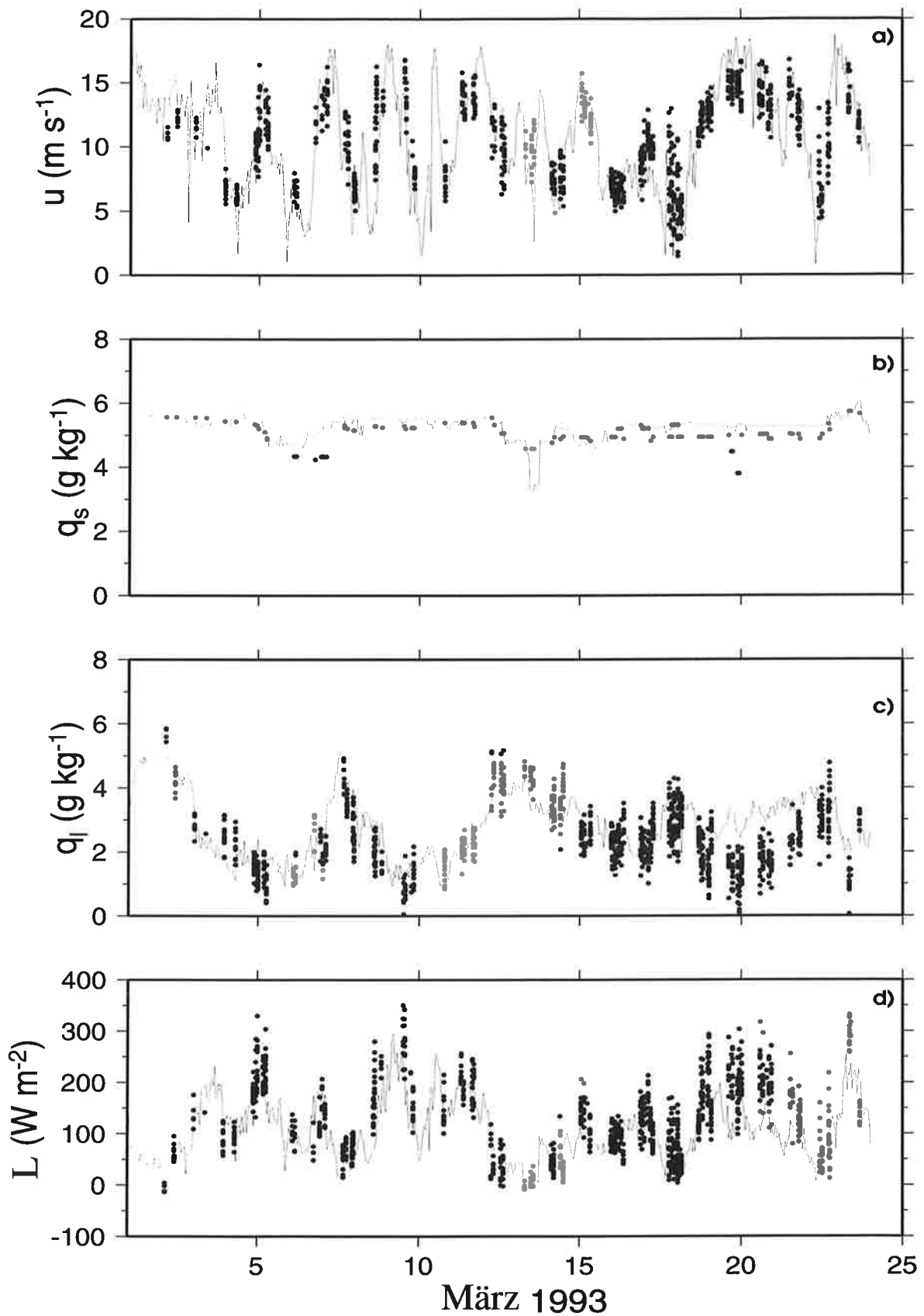
## 4.2 Verdunstung

Für die Überprüfung der Verfahren zur Ableitung der Bulk-Parameter und des latenten Wärmeflusses aus Satellitendaten, wurden die fernerkundeten Größen der Windgeschwindigkeit, der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft und der Meeresoberflächentemperaturen in mehreren Fallstudien entsprechenden Schiffsmessungen gegenübergestellt. Sowohl Satelliten- als auch in situ Messungen wurden mit der in Kapitel 3 beschriebenen Bulk-Methode kombiniert und die so ermittelten latenten Wärmeflüsse verglichen. Um eine möglichst große Anzahl an Vergleichsmessungen zu erhalten, wurden Stundenmittel aus den teilweise höher aufgelösten Schiffsmessungen berechnet, und dazu alle Satellitenmessungen in einem Zeitfenster von 30 Minuten und einem maximalen Abstand von 50 km zum Vergleich zugelassen. Da die Meeresoberflächentemperatur vom AVHRR nur in wolkenfreien Situationen und daher nicht für jeden Tag abgeleitet werden kann, wurden aus dem NOAA/NASA Pathfinder Datensatz berechnete 5-Tagesmittel der Meeresoberflächentemperaturen herangezogen. Die im Gegensatz zum Niederschlagsvergleich etwas weiter gefaßten Kriterien sind für die hier betrachteten meteorologischen Größen gerechtfertigt, denn deren zeitliche Variabilität ist wesentlich geringer als beim Niederschlag. Die vorher beschriebene Problematik der räumlichen und zeitlichen Zuordnung der unterschiedlichen Messungen bleibt allerdings bestehen.

### 4.2.1 Vergleich mit Schiffsmessungen während ARKTIS 93

Der erste Vergleich beschränkt sich auf polare Klimaregionen. Zur Untersuchung der Fernerkundungsverfahren unter diesen Bedingungen wurden Messungen meteorologischer Parameter des Forschungsschiffes *Valdivia* im europäischen Nordmeer genutzt. Die Daten wurden im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 318 "Klimarelevante Prozesse im System Ozean-Atmosphäre-Kryosphäre" während des wissenschaftlichen Feldexperimentes ARKTIS 93 gewonnen. Die *Valdivia* war während dieses Experimentes vom 28. Februar bis zum 25. März 1993 bei etwa 10°E zwischen 68° und 76°N in der Norwegischen- und der Grönland See eingesetzt.

In Abbildung 7 sind Zeitreihen der Windgeschwindigkeit, der spezifischen Feuchte an der Oberfläche, der bodennahen spezifischen Feuchte und des latenten Wärmeflusses aus Schiffs- und Satellitenmessungen dargestellt. Der zeitliche Verlauf der in situ Messungen wird von den fernerkundeten Bulk-Parametern recht gut wiedergegeben. Insbesondere die Variabilität in der Windgeschwindigkeit wird von den Satellitenmessungen nachvollzogen, wie z.B für den Zeitraum zwischen dem 18. und 22. März 1993 zu erkennen ist. In dieser Zeit zog ein Tiefdruckgebiet durch das Meßgebiet, in dessen Verlauf die Windgeschwindigkeit von 5 m/s auf über 18 m/s im Stundenmittel anstieg, um danach wieder auf das anfängliche Niveau zurückzugehen. Im Einzelfall sind die Abweichungen aber relativ hoch, was sich auch in einer Standardabweichung



**Abbildung 7:** Zeitserie der Windgeschwindigkeit (a), der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Oberfläche (b) der bodennahen spezifischen Feuchte (c) und des latenten Wärmeflusses (d), abgeleitet aus Satellitendaten (Punkte) sowie Vergleichsmessungen an Bord des Forschungsschiffes *Valdivia* (durchgezogene Linie) während des Experimentes ARKTIS 93 in der Grönlandsee.

chung von 2 m/s (vgl. Tabelle 5) für diesen Parameter niederschlägt. Bei der Bewertung des Ergebnisses muß allerdings auch berücksichtigt werden, daß während des Experimentes häufig mittlere Windgeschwindigkeiten über 15 m/s beobachtet wurden, die damit doppelt so hoch lagen wie das globale Mittel. Ebenfalls gut zu erkennen ist, daß die zeitliche Variabilität des latenten Wärmeflusses in diesem Beispiel durch die Dominanz der Windgeschwindigkeit in der Bulk-Formel bestimmt wird. Der Unterschied des fernerkundeten Wärmeflusses um den 20. März 1993 ist dagegen auf eine fehlerbehaftete Schiffsmessung zurückzuführen, da die infolge des Sturmes aufgewirbelte Gischt eine überhöhte Feuchtemessung der eingeflossenen trockenen Kaltluft verursachte.

**Tabelle 5:** Systematischer Fehler  $b$ , Standardabweichung  $\sigma$ , Mittelwert  $\bar{x}$  sowie relativer Fehler  $\sigma/\bar{x}$  aus 417 Vergleichen von Satelliten- und Schiffsmessungen des latenten Wärmeflusses  $L_E$ , der Windgeschwindigkeit  $u$ , der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft  $q_L$ , der spezifischen Feuchte an der Oberfläche  $q_S$  und der Ozeanoberflächentemperatur SST während ARKTIS 93.

Parameter	$b$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$
$L_E$ [W/m <sup>2</sup> ]	-2.40	26.32	106.19	0.24
$u$ [m/s]	0.46	2.00	10.39	0.19
$q_L$ [g/kg]	0.29	0.52	3.15	0.16
$q_S$ [g/kg]	-0.28	0.42	5.17	0.05
SST [°C]	-0.47	0.58	4.28	0.13

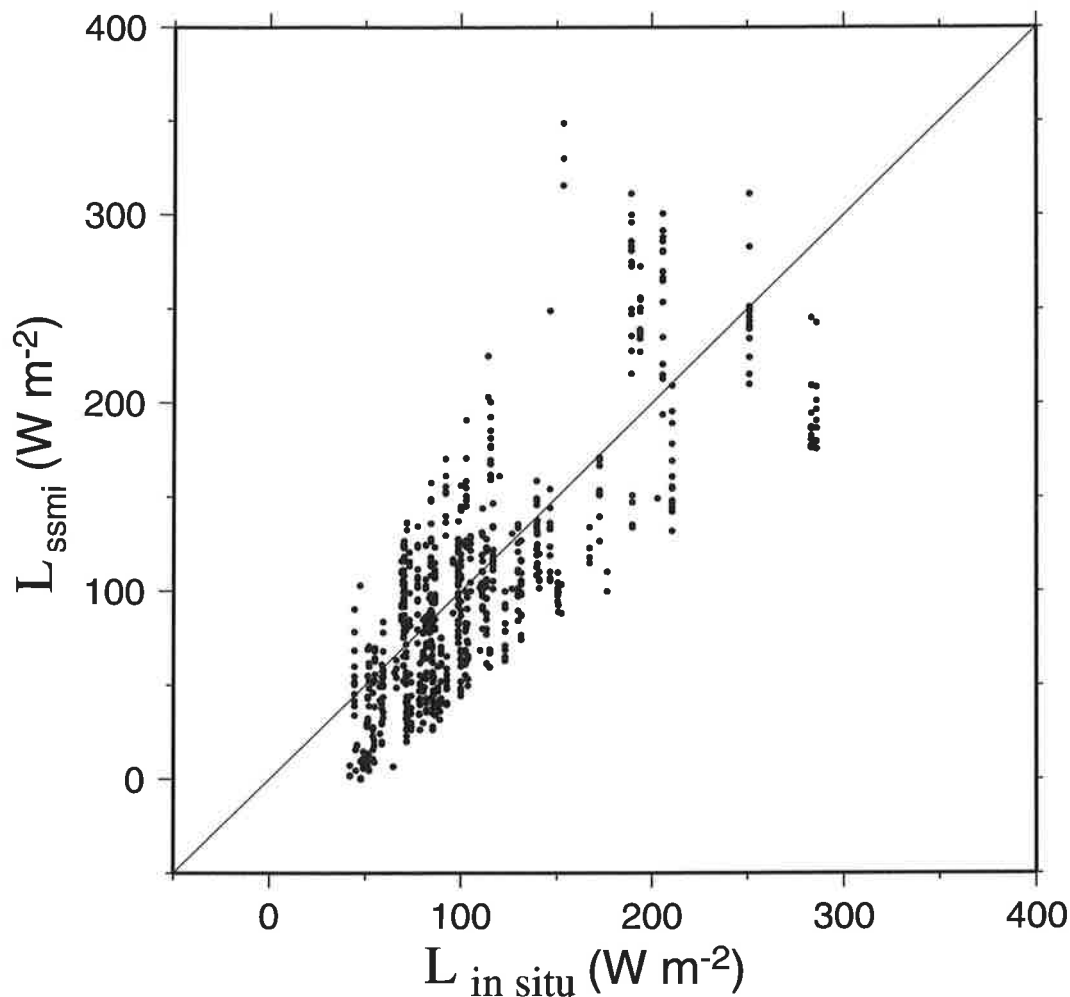
Die gefundenen systematischen Differenzen zwischen den Satelliten- und der Schiffsmessungen sowie die Standardabweichungen in den einzelnen Parametern in Tabelle 5 erscheinen zufriedenstellend. Die für Einzelmessungen geringe Standardabweichung von 26 W/m<sup>2</sup> für den latenten Wärmefluß hängt in erster Linie mit den Unterschieden in der Windgeschwindigkeit zusammen, die sich linear in die Bulk-Formel fortsetzen und daher stärker bemerkbar machen, als die beiden Feuchteparameter. Im Vergleich zu den anderen Fallstudien fällt der systematische Fehler für die Meeresoberflächentemperatur mit -0.47 °C hier allerdings relativ hoch aus. Dies bestätigt die von Cayula und Cornillon (1996) beschriebene systematische Unterschätzung des für den Pathfinder Datensatz verwendeten Fernerkundungsalgorithmus in höheren Breiten durch eine fehlerbehaftete Wolkenerkennung. Dieser Fehler hat aber nur einen unbedeutenden Einfluß bei der Ableitung des latenten Wärmeflusses aus Satellitendaten, da die daraus abgeleitete spezifische Feuchte an der Oberfläche hier mit dem geringsten relativen Fehler in die Parameterisierung des latenten Wärmeflusses eingeht.

#### 4.2.2 Vergleich mit Schiffsmessungen während TOGA/COARE

Messungen von Grenzschichtparametern mehrerer Forschungsschiffe im Warmpool des tropischen West-Pazifik während TOGA/COARE wurden für den Zeitraum November 1992 - Februar 1993 ausgewertet. Das betrachtete Meßgebiet reichte von 140°E bis 180°E und von 10°S bis 10°N und war damit wesentlich größer als für den Niederschlagsvergleich im gleichen Zeitraum. Diese Region ist durch extreme klimatische Bedingungen gekennzeichnet. Einerseits werden hier weltweit die höchsten Meeresoberflächentemperaturen mit teilweise mehr als 30°C gemessen. Als Folge davon befindet sich eine große Menge an Wasserdampf in der Atmosphäre und spezifische Feuchten der bodennahen Luft von mehr als 20 g/kg sind keine Seltenheit. Andererseits zeichnet sich der äquatoriale West-Pazifik aber auch durch die im Mittel niedrigsten Windgeschwindigkeiten über den Weltmeeren aus. Diese Fallstudie eignet sich daher sehr gut zur Überprüfung der betrachteten Fernerkundungsalgorithmen unter diesen extremen Bedingungen. Auf die Ergebnisse aus 2230 Vergleichsmessungen der Forschungsschiffe *Vickers*, *Moana Wave* und *Wecoma* soll hier näher eingegangen werden. Die Ergebnisse der statistischen Auswertungen sind in Tabelle 6 sowie in Abbildung 8 dargestellt. Der systematische Fehler bei der Ableitung des latenten Wärmeflusses ist mit 5.84 W/m<sup>2</sup> höher als in der polaren Fallstudie ist und auch die Standardabweichung weist einen vergleichsweise hohen Wert von 40 W/m<sup>2</sup> auf. Die Ursache dafür zeigt eine Betrachtung der einzelnen Bulk-Parameter. Dabei liegen die Fehler der aus AVHRR-Daten abgeleiteten Größen der spezifischen Feuchte an der Oberfläche und der Ozeanoberflächentemperatur in den erwarteten Bereichen. Die Windgeschwindigkeit und die spezifische Feuchte der bodennahen Luft tragen dagegen den größeren Teil zum Fehlerhaushalt des latenten Wärmeflusses bei. Auffällig sind dabei die recht hohen systematischen Überschätzungen der fernerkundeten Messungen.

**Tabelle 6:** Systematischer Fehler  $b$ , Standardabweichung  $\sigma$ , Mittelwert  $\bar{x}$  sowie relativer Fehler  $\sigma/\bar{x}$  aus Vergleichen von Satellitenmessungen und Messungen der Forschungsschiffe *Vickers*, *Moana Wave* und *Wecoma* des latenten Wärmeflusses  $L_E$ , der Windgeschwindigkeit  $u$ , der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft  $q_L$ , der spezifischen Feuchte an der Oberfläche  $q_S$  und der Ozeanoberflächentemperatur SST während TOGA/COARE.

Parameter	$b$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$
$L_E$ [W/m <sup>2</sup> ]	-5.84	40.18	105.30	0.38
$u$ [m/s]	0.87	1.88	4.57	0.41
$q_L$ [g/kg]	1.28	1.71	19.15	0.09
$q_S$ [g/kg]	0.15	0.95	25.46	0.03
SST [°C]	0.14	0.63	29.26	0.02



**Abbildung 8:** Vergleich von latenten Wärmeflüssen, abgeleitet aus in situ Messungen der Forschungsschiffe *Vickers*, *Moana Wave* und *Wecoma* sowie zugeordneten Satellitenmessungen von November 1992 bis Februar 1993 während des Experimentes TOGA/COARE im tropischen Westpazifik.

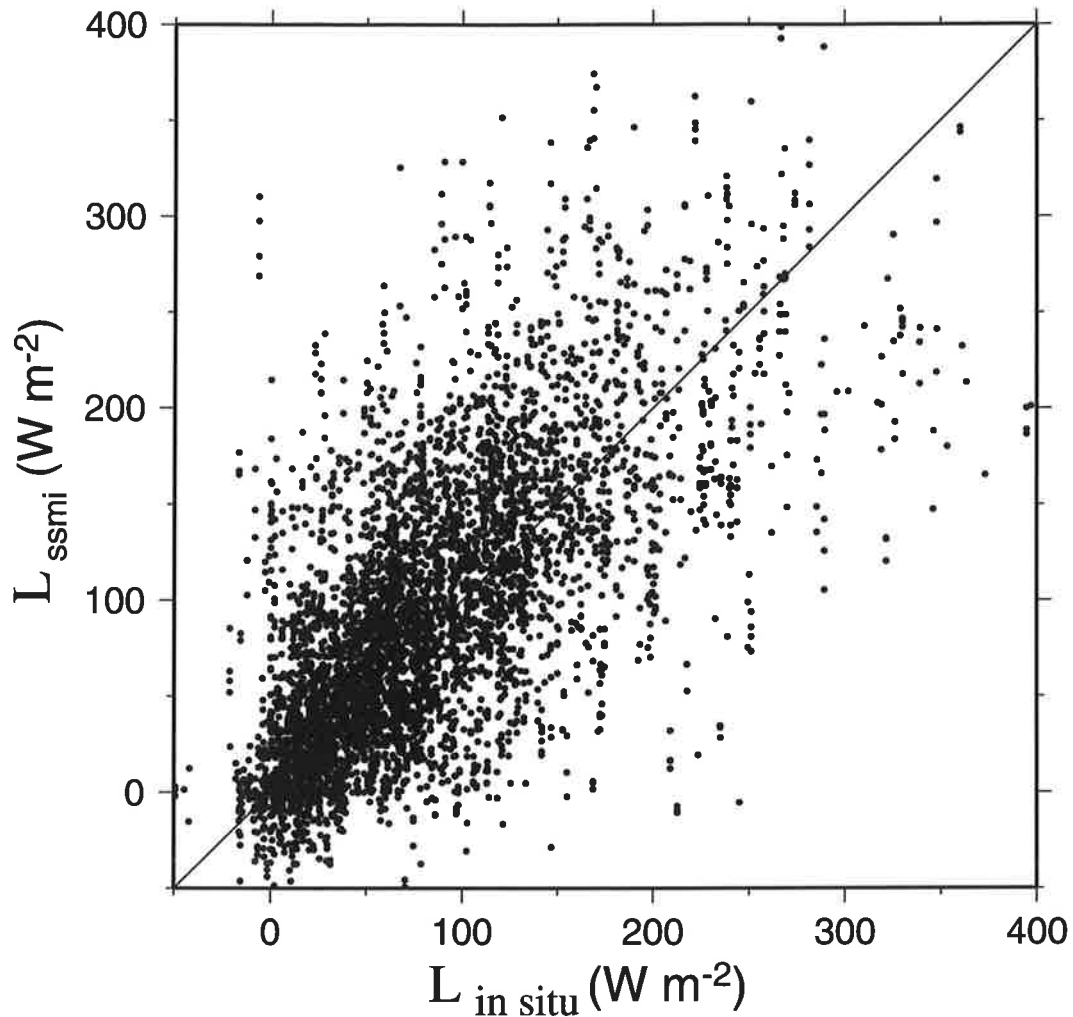
Die Überschätzung der bodennahen spezifischen Feuchte durch das SSM/I wurde dabei auch bei den hier nicht aufgeführten Stationen und für den gesamten betrachteten Zeitraum festgestellt. Dieser Aspekt steht im Zusammenhang mit der Vertikalstruktur der Wasserdampfverteilung in der Atmosphäre. Schulz et al. (1997) werteten Radiosondenaufstiege des Forschungsschiffes *Vickers* im Februar 1993 aus und fanden heraus, daß in dieser Region selbst in Höhen über 600 hPa noch sehr hohe relative Feuchten von mehr als 80% gefunden werden, und dies zu Fehlern bei der Anwendung des Fernerkundungsverfahrens zur Ableitung der spezifischen Feuchte führen kann. Ein Vergleich mit dem Verfahren von Schulz et al. (1993) brachte keine Verbesserung des Ergebnisses, da lediglich eine Korrelation von 0.39 zwischen spezifischer Feuchte und dem Wasserdampfgehalt in der Grenzschicht gefunden wurde, während diese in außertropischen Regionen größer als 0.95 ist. Eine ebenfalls durchgeführte Zeitreihenanalyse zeigt aber, daß die fernerkundeten latenten Wärmeflüsse durchaus im Bereich der aus in situ Messungen abgeleiteten Messungen liegen und deren Variabilität auch in dieser Region von den Satellitenmessungen wiedergegeben werden (Abbildung 8).

### 4.2.3 Vergleich mit global verteilten Schiffs- und Bojenmessungen

Für eine globale Absicherung der Fernerkundungsalgorithmen reichen die zuvor beschriebenen Fallstudien jedoch nicht aus. Daher wurde eine weitere Untersuchung mit global verteilten Messungen von Driftbojen sowie Routinebeobachtungen von Handels- und Wetterschiffen aus dem Beobachtungszeitraum von Juli 1987 - September 1987 durchgeführt. Im Gegensatz zu den zuvor erwähnten wissenschaftlichen Experimenten, werden die Daten auf Handelsschiffen immer mit unterschiedlich gewarteten und daher auch unterschiedlich genauen Meßgeräten gewonnen. Oftmals führen unterschiedliche Meßmethoden der verschiedenen Stationen zusätzlich zu schwer vergleichbaren Messungen, da über die Methoden im Einzelfall meist sehr wenig ausgesagt wird. Darüber hinaus wird die Windgeschwindigkeit vielfach auch aus der Beobachtung des Zustandes der Meeresoberfläche nach der Beaufort-Skala bestimmt, was bei Beaufort-Werten unter 6 zu einer Unterschätzung und bei Beaufort-Werten über 6 zu einer Überschätzung der Windgeschwindigkeit führt (da Silva et al., 1994).

Um aber einen möglichst großen und globalen Vergleichsdatensatz zu haben, kann man nicht generell auf die operationellen Routinebeobachtungen verzichten, sondern muß die genannten Umstände später bei der Interpretation der Daten und Ergebnisse berücksichtigen. Da der überwiegende Teil der Vergleichsmessungen von Handelsschiffen stammt, wurden hier zunächst weitere Auswahlkriterien festgelegt. Vergleiche, bei denen die in situ Beobachtung der Windgeschwindigkeit um mehr als 8 m/s oder die der spezifischen Feuchte um mehr als 5 g/kg von dem durch das SSM/I abgeleiteten Wert abweichen, wurden nicht berücksichtigt. Dies ist gerechtfertigt, weil die zu erwartende Standardabweichung etwa 2 - 2.5 m/s bzw. 1.5 - 1.8 g/kg beträgt und deshalb bei Annahme normalverteilter Abweichungen etwa 1% der Stichprobe verworfen wird (Schlüssel, 1995).

In Tabelle 7 und Abbildung 9 sind wiederum die Ergebnisse der Auswertung von 5177 verbleibenden Vergleichsmessungen dargestellt. Die systematischen Fehler sind für alle Einzelparameter vernachlässigbar. Dagegen sind die Standardabweichungen größer als erwartet, insbesondere bei den aus den AVHRR-Daten abgeleiteten Parametern. Ursache hierfür kann einerseits die Verwendung von 5-Tagesmittelwerten der fernerkundeten Meeresoberflächentemperaturen sein. Dadurch kann es zu einem Zeitunterschied zum eigentlichen Vergleichszeitpunkt von mehreren Stunden bis Tagen kommen, was bei einem globalen Vergleich von Einzelmessungen anscheinend zu größeren Fehlern führt. Andererseits wird die Meeresoberflächentemperatur auf verschiedenen Handelsschiffen nicht in einer einheitlichen Tiefe bestimmt, was entsprechend zu inkonsistenten in situ Messungen führt.



**Abbildung 9:** Vergleich von latenten Wärmeflüssen, abgeleitet aus global verteilten Schiffs- und Bojenmessungen des operationellen Meßnetzes sowie zeitlich und räumlich zugeordneten Satellitenmessungen im Zeitraum Juli 1987 bis September 1987.

Die Abweichung in der Windgeschwindigkeit von mehr als 2 m/s trägt auch hier wieder den größten Teil zum Fehlerhaushalt des latenten Wärmeflusses bei. Die dabei ermittelte Standardabweichung von  $57 \text{ W/m}^2$  erscheint auf den ersten Blick recht hoch, liegt aber niedriger als bei ähnlichen Untersuchungen mit anderen Fernerkundungsverfahren. So verglichen Crewell et al. (1991) fernerkundete Flüsse aus Daten des Mikrowellenradiometers SMMR (Scanning Multichannel Microwave Imager) mit Schiffsmessungen und kamen dabei auf eine Standardabweichung von  $73 \text{ W/m}^2$ .



**Tabelle 7:** Systematischer Fehler  $b$ , Standardabweichung  $\sigma$ , Mittelwert  $\bar{x}$  sowie relativer Fehler  $\sigma/\bar{x}$  aus Vergleichen von Satelliten- und global verteilten Schiffsmessungen des operationellen Meßnetzes des latenten Wärmefflusses  $L_E$ , der Windgeschwindigkeit  $u$ , der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft  $q_L$ , der spezifischen Feuchte an der Oberfläche  $q_S$  und der Ozeanoberflächentemperatur SST aus dem Zeitraum Juli bis September 1987.

Parameter	$b$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma/\bar{x}$
$L_E$ [ $W/m^2$ ]	9.93	57.81	103.61	0.37
$u$ [m/s]	-0.31	2.18	6.35	0.34
$q_L$ [g/kg]	-0.19	1.59	10.99	0.14
$q_S$ [g/kg]	-0.02	1.26	14.47	0.08
SST [ $^{\circ}C$ ]	-0.11	1.27	18.60	0.06

Es muß aber noch einmal betont werden, daß generell bei allen hier aufgeführten Vergleichen immer sowohl die Fehler der verwendeten Fernerkundungsverfahren, als auch die Fehler der Schiffs- und Bojenmessungen enthalten sind. Die Sensorgenauigkeit, die Position, die Wartung und die Eichung der Sensoren haben einen entscheidenden Einfluß auf die Güte der Vergleichsmessungen. Für die Auswertung von Bojenmessungen im subtropischen Nordatlantik vor der Küste Afrikas, gingen Moyer und Weller (1997) von Meßgenauigkeiten von 3% bei der Bestimmung der relativen Feuchte und von 6% bei der Windgeschwindigkeit aus und schlossen alleine daraus auf eine Ungenauigkeit von 17 - 24  $W/m^2$  bei der Ableitung des latenten Wärmefflusses. Dieser Punkt ist um so bedeutsamer, wenn der genutzte Datensatz größtenteils aus Beobachtungen von Handelsschiffen stammt und daher größere Meßfehler als bei wissenschaftlichen Feldexperimenten vorausgesetzt werden müssen. Geht man weiterhin von einem Fehler von mindestens 10% bei der räumlichen und zeitlichen Zuordnung der Vergleichsmessungen aus (Monaldo, 1988) und ordnet die dann verbleibende Standardabweichung zu gleichen Teilen den Satelliten- und in situ Messungen zu, so sollte sich der latente Wärmeffluß aus einzelnen Satellitenmessungen nach der in diesem Kapitel durchgeführten globalen Studie mit einer Genauigkeit von mindestens 30  $W/m^2$  fernerkunden lassen.

## 5 Globale Klimatologie des Süßwasserflusses

### 5.1 Operationelle Anwendung der Fernerkundungsverfahren

In diesem Abschnitt wird zunächst die Methodik der operationellen Anwendung der in Kapitel 3 erläuterten Fernerkundungsverfahren auf die Satellitendaten zur Erstellung globaler Felder der Verdunstung  $E$ , des Niederschlags  $P$  und des Süßwasserflusses  $E-P$  in unterschiedlicher räumlicher und zeitlicher Auflösung beschrieben.

Die als Tagesmittel in einer räumlichen Auflösung von  $(9 \text{ km})^2$  vorliegenden Ozeanoberflächentemperaturen des Pathfinder Datensatzes werden zunächst als 5-Tagesmittel (Pentaden) auf ein globales  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  Gitter gemittelt. Da in einem fünftägigen Zeitraum nicht alle Gebiete mindestens einmal wolkenfrei sind, bleiben auch nach dieser Mittelung noch Datenlücken. Diese Gitterboxen werden über eine abstandsgewichtete Interpolationstechnik aus den SST-Werten der angrenzenden Gitterboxen aufgefüllt. Falls in häufig bewölkten Regionen der Tropen oder höheren Breiten danach immer noch Lücken vorhanden sind, werden die für diese Gitterboxen entsprechend berechneten Monatsmittelwerte eingesetzt. Für die Bestimmung der instantanen Verdunstungsrate wird dann später die spezifische Sättigungsfeuchte aus dem SST-Pentadenwert der Gitterbox berechnet, in dem die geographischen Koordinaten der für die Bulk-Methode verwendeten SSM/I-Messung liegen.

Da die Mikrowellen-Fernerkundungsverfahren nur zur Anwendung über dem Ozean entwickelt wurden, müssen Messungen über Land und in Küstennähe mit einer leicht vergrößerten Land-See-Maske a priori ausgeschlossen werden. Daher werden schließlich nur SSM/I-Daten mit einem Mindestabstand von 50 km von der Küste weiterverarbeitet. Da dieser Abstand in der Größenordnung des Navigationsfehlers des SSM/I's liegt (Holliger et al., 1987), wird damit der Einfluß der Emissivität von Landoberflächen auf die Messung auf jeden Fall vermieden. Um zu vermeiden, daß einzelne fehlerbehaftete Satellitenmessungen die Klimatologien verfälschen, werden alle Daten einer einfachen Schwellwertprüfung unterzogen. Messungen, bei denen die Helligkeitstemperatur in einem der sieben SSM/I-Kanäle über 300 K oder unter 100 K liegen, werden danach ausgeschlossen.

Nachdem mit dem in Kapitel 3 erwähnten Verfahren von Cavalieri et al. (1991) die Einzelmessung bei einer totalen Eiskonzentration  $> 0\%$  als Eis oder im umgekehrten Fall als Wasser klassifiziert wurde, können aus den verbliebenen eisfreien Messungen die einzelnen Parameter instantan abgeleitet werden. Das Verfahren zur Bestimmung der Niederschlagsrate wird danach ohne weitere Einschränkung direkt angewendet.

Für die weitere Ableitung der Bulk-Parameter wird wie folgt verfahren: Falls die Polarisationsdifferenz der beiden Kanäle bei 37 GHz ( $\Delta_{37}$ ) unter 20 K liegt, wird die Situation als stark regnend eingeordnet und somit auf eine Anwendung aller Algorithmen verzichtet. Für die Windgeschwindigkeit wird das Verfahren für leicht regnende Fälle angewendet, falls  $20 \text{ K} < \Delta_{37} < 55 \text{ K}$  und  $160 \text{ K} < TB_2 < 190 \text{ K}$  gilt, in allen anderen Situationen das Verfahren für regenfreie Fälle.

Bei der Bestimmung der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft nach Schlüssel (1995), wird zusätzlich eine Korrektur von Chou et al. (1997) genutzt. Wenn in den Sommermonaten, insbesondere an den Westküsten der Kontinente, in hohen Breiten kontinentale und wärmere Luftmassen über eine kalte Meeresoberfläche strömen, kommt es zur Sättigung der Luft und zur Bildung von Nebel oder einer Stratusschicht. Chou et al. (1997) zeigten, daß unter diesen Bedingungen die spezifische Feuchte entweder mit der Höhe zunimmt oder aber zumindest langsamer abnimmt, als in den mittleren Vertikalprofilen und es daher bei der Anwendung von Fernerkundungsverfahren auf Mikrowellenmessungen zu einer systematischen Überschätzung der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft kommt. Die für diese Arbeit übernommene Korrektur von Chou et al. reduziert diesen systematischen Fehler, indem die aus der SST abgeleitete Sättigungsfeuchte als untere Grenze für den Wert der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft gesetzt wird.

Liegen nach den hier genannten Einschränkungen alle fernerkundeten Bulk-Parameter, also Windgeschwindigkeit, spezifische Feuchte der bodennahen Luft und spezifische Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche, als Einzelmessung vor, läßt sich mit der in Kapitel 3 beschriebenen Bulk-Methode der latente Wärmefluß, bzw. die Verdunstungsrate, bestimmen. Es muß noch einmal betont werden, daß Einzelmessungen der Verdunstung und des Niederschlags nur in leicht regnenden Situationen gemeinsam abgeleitet werden. In stark regnenden Situationen läßt sich nur die Regenrate ohne Einschränkung abschätzen.

Mit der beschriebenen Methodik werden alle Verfahren auf die vorliegenden SSM/I-Daten der Jahre 1987 - 1998 angewendet. Die abgeleiteten Größen werden monatlich gemittelt und auf regelmäßige geographische Gitter in einer räumlichen Auflösung von  $1^\circ \times 1^\circ$  und  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  projiziert. Aus der Differenz des Verdunstungs- und Niederschlagswertes wird danach für die beiden räumlichen Auflösungen der Monatsmittelwert des Süßwasserflusses berechnet. Insgesamt entsteht so eine 138-monatige globale Zeitreihe von Wasserhaushaltsparametern an der Ozeanoberfläche. Bei der räumlichen und zeitlichen Mittelung werden Gitterboxen als eisbedeckt markiert, falls mehr als 50% aller Einzelmessungen innerhalb dieser Gitterbox im betrachteten Zeitraum als nicht eisfrei deklariert wurden. Dadurch werden einerseits korrekte Messungen über Wasser in der Nähe der Eiskante verworfen und die Eisbedeckung des Ozeans unwesentlich vergrößert, andererseits werden

Messungen gerade an der Grenze Eis-Wasser oftmals vom Verfahren fehlerhaft als eisfrei klassifiziert. Da aber schon einzelne Fehlkennungen den zeitlichen und räumlichen Mittelwert deutlich verfälschen, scheint das eng gefaßte Kriterium sinnvoll zu sein.

Für klimatologische Betrachtungen wurden schließlich aus den Monatsmittelwerten der fernerkundeten Parameter ein- und mehrjährige saisonale und jährliche Mittelwerte gebildet. Die somit entstandene Klimatologie wird im folgenden als HOAPS (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data) Klimatologie bezeichnet.

## **5.2 Beschreibung der globalen Klimatologie des Süßwasserflusses**

### **5.2.1 Verteilung der klimatologischen Jahresmittelwerte**

Dieser Abschnitt beschreibt zunächst auf einer globalen Skala ausschließlich die klimatologischen Mittelwerte des Süßwasserflusses aus dem HOAPS Datensatz. Abbildung 10 zeigt die Verteilung der klimatologischen Jahresmittelwerte der spezifischen Feuchte an der Meeresoberfläche, der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft und der Windgeschwindigkeit. Abgeleitet aus diesen drei Bulk-Parametern sind in Abbildung 11 die Jahresmittelwerte der Verdunstung sowie des Niederschlags und des Süßwasserflusses als Differenz aus Verdunstung und Niederschlag dargestellt.

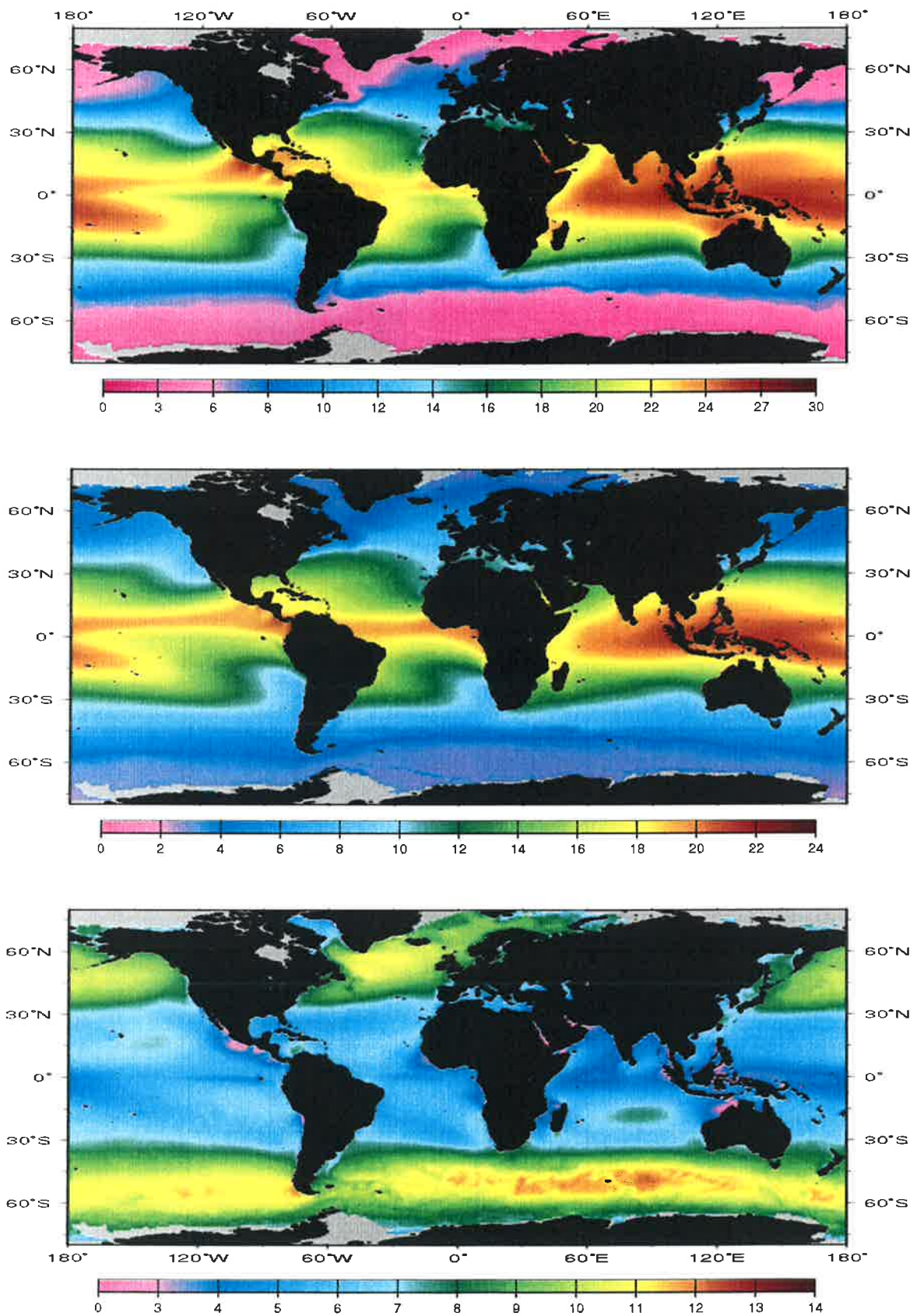
Die globale Verteilung des Jahresniederschlags wird von einem schmalen Band dominiert, das etwas nördlich des Äquators fast den gesamten Globus umspannt. Dort konvergieren die nördliche und südliche Zelle der Hadley Zirkulation, weswegen dieses Niederschlagsband auch als Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) bezeichnet wird. Die mittleren Niederschläge entlang der ITCZ liegen fast überall über 6 mm/d und erreichen in einigen Gebieten mehr als 10 mm/d. Dies entspricht etwa einer Jahressumme von 4 m/Jahr. Ähnlich hohe Niederschlagsraten werden in der Südpazifischen Konvergenzzone (SPCZ) erreicht, die sich von Indonesien über die Philippinen südöstlich in den Pazifik erstreckt. Weiterhin auffällig sind große relativ trockene Gebiete der Passatregionen bis etwa 30° nördlich und südlich der ITCZ, wo insbesondere an den Westküsten der Kontinente die Jahresniederschlagssummen unter 200 mm liegen. Im Indischen Ozean finden sich solche niedrigen Werte allerdings auch entlang der afrikanischen Ostküste am Horn von Afrika und vor der Arabischen Halbinsel. Außerhalb der Tropen lassen sich ebenfalls Niederschläge in der Größenordnung der ITCZ feststellen, denn auch im Nordpazifik entlang des Kuroshio- und im Nordatlantik entlang des Golfstroms beträgt die mittlere Regenrate teilweise über 10 mm/d. Aber auch unmittelbar vor der nordamerikanischen Westküste, vor der norwegischen Küste und entlang der Südwestküste Südamerikas sorgen Stauniederschläge in diesen, durch häufige Westwindwetterlagen gekennzeichneten Gebieten für regionale Maxima, die auch in der Verteilung des Süßwasserflusses deutlich werden.

Die globale Verteilung der Verdunstung zeigt deutlich das Zusammenwirken der drei dafür verantwortlichen Bulk-Parameter. Großflächig hohe Verdunstungsraten von 5-6 mm/d erkennt man in den Passatregionen der Nord- und Südhalbkugel. Diese werden dadurch verursacht, daß die Passatwinde mit etwa 7 m/s trockene Luft über warmes Wasser mit hohen Sättigungsfeuchten transportieren. Daß hohe Meeresoberflächentemperaturen für eine hohe Verdunstung alleine aber nicht ausreichen, zeigen die Gebiete der ITCZ. Dort wirken die niedrigen Windgeschwindigkeiten und die hohe Feuchtigkeit der bodennahen Luft einer hohen Verdunstung entgegen, so daß trotz spezifischer Sättigungsfeuchten von über 24 g/kg nur Verdunstungsraten von 1-2 mm/d erreicht werden. Dagegen zeigen die Gebiete mit hohen Windgeschwindigkeiten über 10 m/s im Nordpazifik, im Nordatlantik und entlang des Starkwindgürtels zwischen 40° und 60°S ebenfalls Verdunstungsraten von 1-3 mm/d, da dort die Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche nur maximal etwa 8 g/kg beträgt.

Die weltweit höchsten Verdunstungswerte mit bis zu 7 mm/d im Jahresdurchschnitt werden regional begrenzt entlang der warmen Meeresströmungen des Golf-, Kuroshio-, Agulhas- und Westaustralienstroms festgestellt, wohingegen entlang der relativ kühlen Meeresströmungen (Kalifornischer Strom, Humboldt Strom) mit entsprechend niedrigen Sättigungsfeuchten an den Westseiten der Kontinente auch in subtropischen Breiten nur etwa 2 mm/d verdunstet werden.

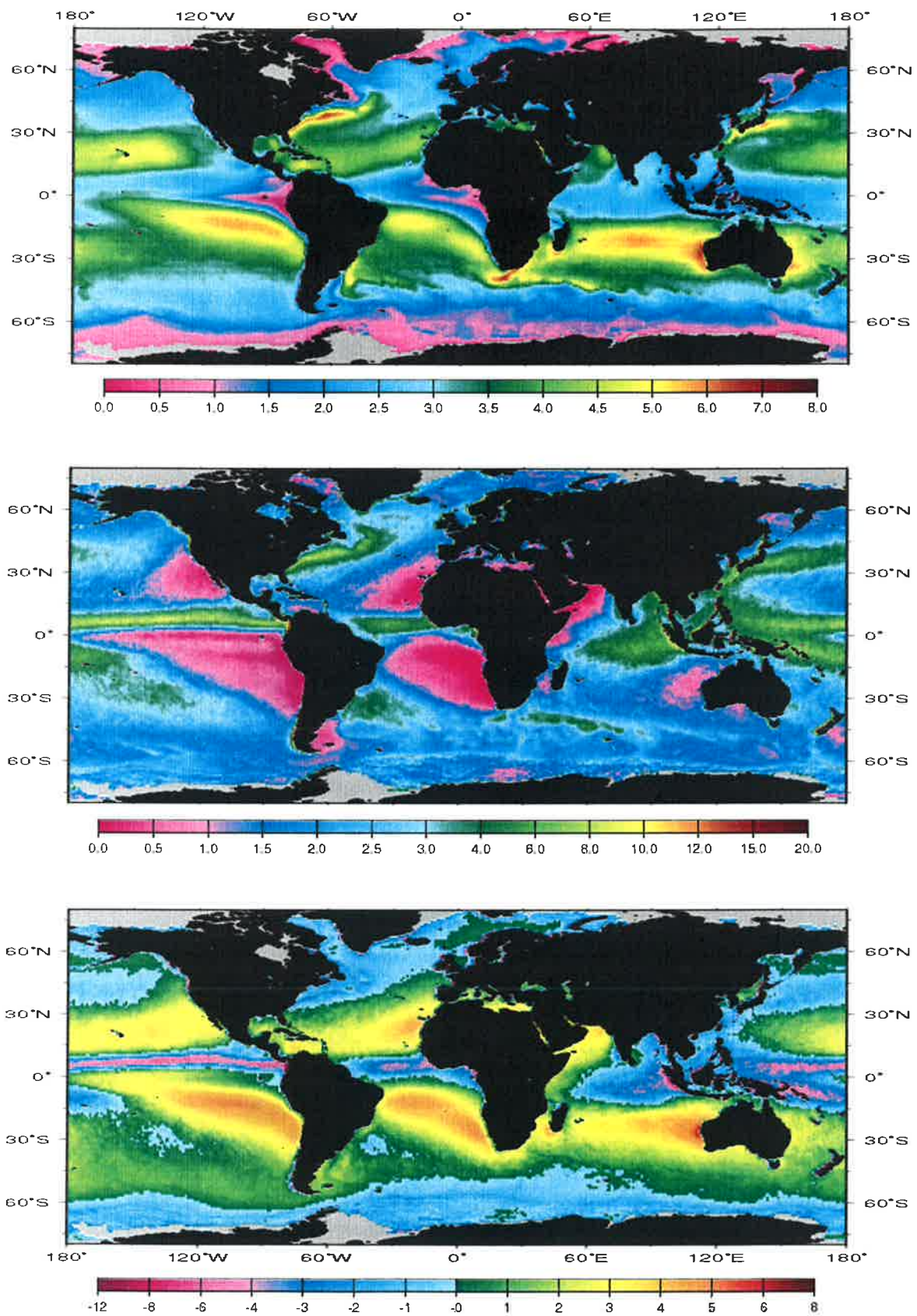
Wie in Abbildung 11 zu erkennen, zeigen die räumlichen Verteilungen des Niederschlags und der Verdunstung unterschiedliche Strukturen. Während die höchsten Niederschlagsraten in der ITCZ gefunden werden, liegen die höchsten Verdunstungsraten in den Gebieten, in denen hohe Meeresoberflächentemperaturen in Verbindung mit mittleren bis hohen Windgeschwindigkeiten vorherrschen. Da sich die globale Verteilung des Süßwasserflusses aus einer Überlagerung der Niederschlags- und Verdunstungsfelder ergibt, sind die meisten der oben genannten Phänomene dieser beiden Parameter auch dort wiederzuerkennen. Die Regionen, in denen die Verdunstungsrate die Niederschlagsrate übersteigt, weisen dabei einen positiven Süßwasserfluß auf und umgekehrt. Letzteres bedeutet für die Atmosphäre einen Nettoverlust an Feuchte bzw. Wasser an den Ozean.

Die größten negativen Frischwasserflüsse findet man innerhalb der ITCZ. Durch die hohen Niederschläge verliert die Atmosphäre dort bis zu 1.5 m Wasser im Laufe eines Jahres. Unmittelbar vor Zentralamerika steigt dieser Wert sogar auf über 2 m pro Jahr an. Dagegen zeigen die Gebiete mit hohem Niederschlag entlang des Golf- und Kuroshiostromes im Jahresmittel geringere negative Frischwasserflüsse, da dort hohe Verdunstungsraten einer höheren Negativbilanz entgegen wirken. Bezogen auf den Nordatlantik und den Golfstrom wird in Kapitel 7 noch ausführlicher auf dieses Phänomen eingegangen. Am Rande der ITCZ weist die Süßwasserbilanz meist einen starken räumlichen Gradienten auf. Die Nieder-



**Abbildung 10:** Klimatologische Jahresmittelwerte der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche in g/kg (oben), der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft in g/kg (Mitte) und der Windgeschwindigkeit in m/s (unten), abgeleitet aus Satellitendaten im Zeitraum Juli 1987 - Dezember 1998 in einer räumlichen Auflösung von  $1^\circ \times 1^\circ$ .





**Abbildung 11:** Klimatologische Jahresmittelwerte der Verdunstung E (oben), des Niederschlags P (Mitte) und des Süßwasserflusses E-P (unten) jeweils in mm/d, abgeleitet aus Satellitendaten im Zeitraum Juli 1987 - Dezember 1998 in einer räumlichen von Auflösung  $1^\circ \times 1^\circ$ .

schlagsrate nimmt mit zunehmender Breite sehr schnell ab, während die Verdunstung sehr stark zunimmt, so daß der Süßwasserfluß nördlich und südlich der ITCZ sehr bald stark positiv wird. Diese Gebiete, die dann bis etwa 30°N und 30°S reichen und daher fast die Hälfte der Erdoberfläche einnehmen, bilden sozusagen die Süßwasserquelle und damit den Hauptantrieb des atmosphärischen Wasserkreislaufs. Hohe Verdunstungsraten bei gleichzeitig extrem niedrigem Niederschlag sorgen dort für einen Nettogewinn von stellenweise mehr als 2 m/a für die Atmosphäre, wo diese Feuchtigkeit dann über die atmosphärische Zirkulation auf die Kontinente transportiert wird und als Niederschlag abregnet.

Polwärts des 30. Breitengrades wird der Süßwasserfluß infolge der abnehmenden Verdunstung wieder negativ, da gleichzeitig in den mittleren Breiten auch die Niederschlagsrate wieder zunimmt. Regionale negative Maxima findet man unmittelbar vor den Westküsten der Kontinente insbesondere vor Chile, vor Kanada und entlang der norwegischen Küste. Wegen der vergleichsweise hohen räumlichen Auflösung von  $1^\circ \times 1^\circ$  werden mit dem HOAPS Datensatz auch solche kleinskaligen Besonderheiten gut aufgelöst.

### **5.2.2 Saisonale Variabilität des Süßwasserflusses**

Zur Beschreibung der zeitlichen Variabilität des Süßwasserflusses sind in Abbildung 12 die globalen Verteilungen der Saisonmittel dieses Parameters dargestellt. Die großräumigen Strukturen sind dabei in allen Jahreszeiten recht ähnlich. Gut zu erkennen ist, daß der Jahresgang des Süßwasserflusses über den Weltmeeren in den niederen Breiten größtenteils durch die allgemeine Zirkulation geprägt wird. Dadurch bedingt ergibt sich die saisonale Verteilung durch die Verlagerung des schmalen Bandes der ITCZ mit stark negativen Flüssen sowie der damit gekoppelten angrenzenden Verdunstungsgebiete mit hohen positiven Süßwasserflüssen. Während die ITCZ in den Monaten Dezember-Februar (DJF) meist etwa entlang des Äquators verläuft und im Indischen Ozean und im Westpazifik im Zusammenhang mit einer gut ausgeprägten SPCZ teilweise bis 10°S reicht, verlagert sich dieses Band in den Monaten Juni-August (JJA) nach Norden und wird dabei auch deutlich breiter. Dadurch kommt es im südlichen Teil der pazifischen Inseln wie Malaysia und Neuguinea, vor Nordaustralien und um Madagaskar zu starken intersaisonalen Schwankungen des Süßwasserflusses zwischen hohen positiven Werten von 3-4 mm/d in den Wintermonaten und negativen Werten von bis zu 3 mm/d in den Sommermonaten der jeweiligen Hemisphäre.

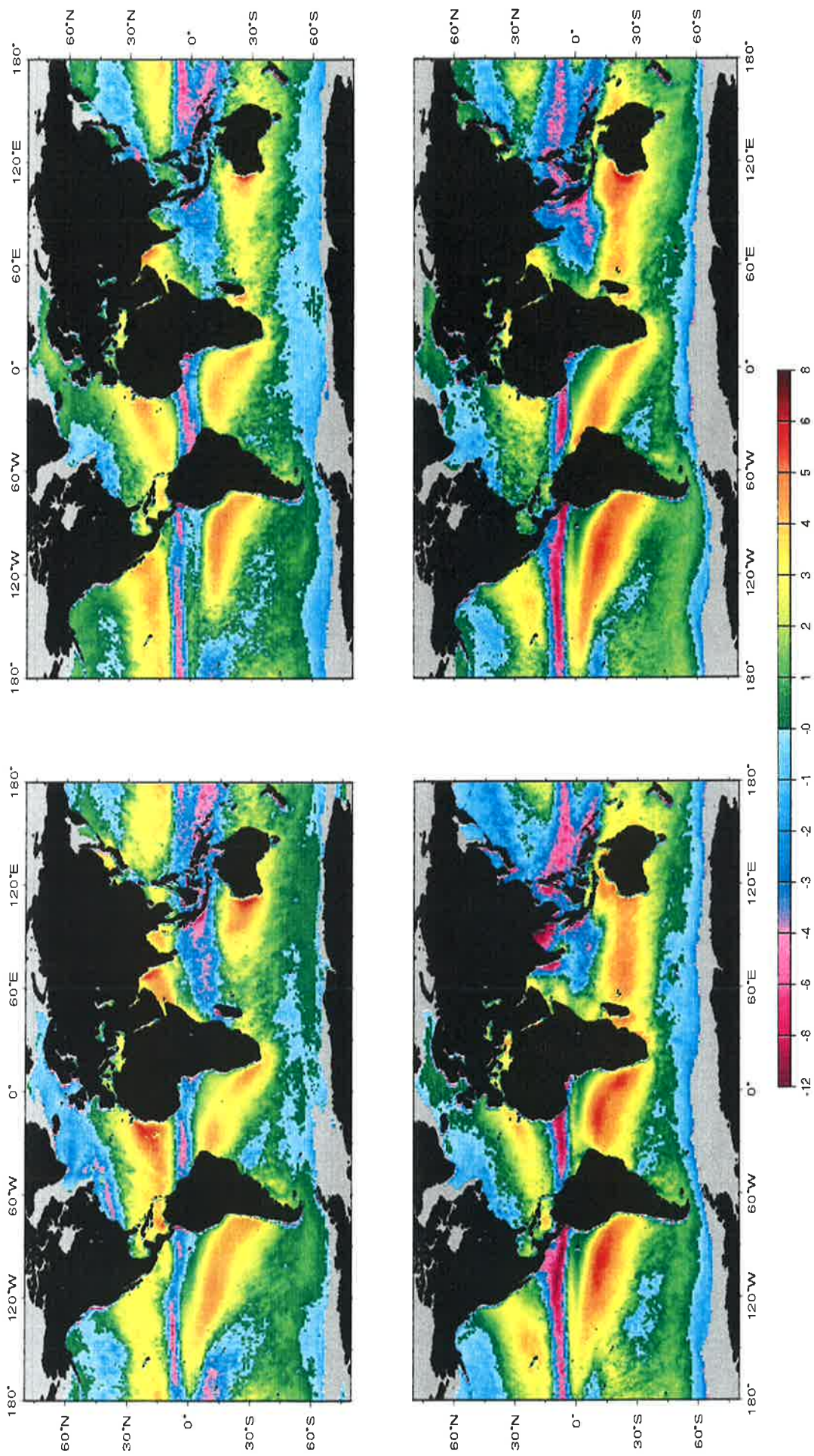
Die Ausdehnung des zonalen Bandes mit negativen Flüssen im Nordsommer und Nordherbst bis etwa 20°N im Indischen und Westpazifischen Ozean hängt mit dem asiatischen Sommermonsun zusammen. Dieses regionale Klimaphänomen führt zu hohen, zeitlich begrenzten Niederschlägen über Indien, Südostasien sowie den angrenzenden Ozeanen. In den Abbildungen erkennt man zwischen Mai und November vom indischen Subkontinent über den Golf von Bengalen bis zum Südchinesischen Meer sehr starke Niederschläge, die



dort in dieser Zeit für einen hohen negativen Süßwasserfluß von über 10 mm/d sorgen. Dagegen sind diese Gebiete in den restlichen Monaten des Jahres fast völlig niederschlagsfrei, was zu hohen positiven Flüssen führt. Mit Differenzen von teilweise über 15 mm/d zwischen den Sommer- und Wintermonaten ist der Golf von Bengalen somit die Region mit dem größten Jahresgang des Süßwasserflusses.

Die räumliche Verlagerung der ITCZ ist im äquatorialen Atlantik und Ostpazifik nicht ganz so stark ausgeprägt. Dagegen intensivieren sich die tropischen Niederschläge in diesen Meeresgebieten in den JJA-Monaten, wodurch dort mit bis zu 12 mm/d die höchsten negativen Süßwasserflüsse weltweit auftreten. Aber sowohl im Nordatlantik als auch im Ostpazifik gibt es ebenfalls Regionen, in denen der Jahresgang sehr stark variiert. Diese Gebiete beschränken sich weitgehend auf die Westküsten der Kontinente und sind flächenmäßig kleiner als im Indischen Ozean oder im Westpazifik. Um die Kapverdischen Inseln, im Golf von Guinea, um die Galapagos Inseln und insbesondere vor der zentralamerikanischen Westküste, wo ähnlich hohe saisonale Variabilitäten wie in den südostasiatischen Monsungebieten angetroffen werden, schwankt der Süßwasserfluß zwischen positiven Werten in den Wintermonaten und negativen Werten in den Sommermonaten der betreffenden Hemisphäre. Ganzjährig hohe positive Extremwerte findet man dagegen im Innern der subtropischen Absinkgebiete beider Hemisphären zwischen  $10^{\circ}$  und  $20^{\circ}$ , wobei jeweils in den Winterhemisphären die Flüsse verbreitet über 6 mm/d ansteigen.

Nördlich und südlich des 30. Breitengrades wird die jahreszeitliche Verteilung des Süßwasserflusses mehr von den kurzfristigen synoptischen Ereignissen bestimmt. Ein Jahresgang ist dadurch meist deutlich weniger ausgeprägt und in weiten Gebieten, insbesondere auf der Südhalbkugel, nicht festzustellen. Allerdings lassen sich in der Nordhemisphäre doch einige Auffälligkeiten beobachten. So finden sich in den DJF-Monaten fast im gesamten Nordatlantik negative Werte mit bis zu 5 mm/d über der Golfstromregion, was auf die in diesen Breiten extrem hohen Niederschläge zu dieser Zeit zurückzuführen ist. Die intersaisonalen Variabilitäten im Nordatlantischen Ozean werden in Kapitel 7 noch ausführlich diskutiert. Im Nordpazifik liegen die Werte im Nordwinter dagegen sehr viel niedriger. Anders als beim Jahresmittelwert, scheint insbesondere der Einfluß des Kuroshiostromes auf den Süßwasserfluß weitaus geringer zu sein, als der des Golfstromes im Nordatlantik. Unmittelbar entlang der japanischen Küste werden in dieser Jahreszeit sogar positive Flüsse gemessen. Die größten negativen Flüsse lassen sich von der japanischen Küste bis zum Golf von Alaska im gesamten Nordpazifik in Verbindung mit höheren Niederschlagsraten in den JJA-Monaten feststellen, wobei die Werte aber deutlich geringer sind, als über dem Nordatlantik im Nordwinter. Generell ist der Jahresgang des Süßwasserflusses in den Ozeanen der mittleren und höheren Breiten sehr viel moderater, als in den von der ITCZ beeinflussten Regionen der Tropen oder an den Rändern der angrenzenden Passatregionen.



**Abbildung 12:** Saisonale klimatologische Mittelwerte des Süßwasserflusses in mm/d, abgeleitet aus Satellitendaten im Zeitraum Juli 1987 - Dezember 1998 für die Winter- (DJF, oben links), Frühjahr- (MAM, oben rechts), Sommer- (JJA, unten links) und Herbstmonate (SON, unten rechts) in einer räumlichen Auflösung von  $1^\circ \times 1^\circ$ .

## 5.3 Einschränkungen der Klimatologie

Wie in Kapitel 2.2 beschrieben, standen zur Erstellung des HOAPS Datensatzes je Monat nur Daten eines, im Laufe des Zeitraumes Juli 1987 - Dezember 1998 mehrmals wechselnden, DMSP-Satelliten zur Verfügung. Dadurch bedingt, ergeben sich für diese Klimatologie zwei einschränkende Kriterien, die bei der Bewertung und Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden müssen. Zum einen liefern polar umlaufende Satelliten in den meisten Regionen nur eine tägliche Anzahl von 1-2 Messungen, was bei der räumlichen und zeitlichen Mittelwertbildung zu Fehlern führen kann. Dieser sogenannte Samplingfehler gewinnt bei der Fernerkundung von Parametern an Bedeutung, die mit einem bestimmten Tagesgang gekennzeichnet sind. Dies trifft bei den in dieser Arbeit über dem Ozean abgeleiteten Parametern für einige Regionen auf den Niederschlag zu. Zum anderen müssen Meßdaten der auf unterschiedlichen DMSP-Satelliten fliegenden Radiometer in den Überlappungszeiträumen miteinander verglichen werden, um eventuelle systematische Unterschiede zwischen den Messungen der einzelnen Geräte zu erkennen und daraus resultierende Abweichungen in den Zeitreihen zu interpretieren. Untersuchungen zu den beiden hier genannten Aspekten werden in den folgenden Abschnitten beschrieben.

### 5.3.1 Abschätzung des Samplingfehlers

Bei der Abschätzung des Samplingfehlers bei der Fernerkundung des Niederschlags wurde auf die Verwendung von Satellitendaten verzichtet, um mögliche systematische Fehler auszuschließen, die durch die Nutzung unterschiedlicher Radiometer entstehen und im folgenden Abschnitt beschrieben werden. Stattdessen werden zeitlich hochaufgelöste bodengebundene Niederschlagsmessungen betrachtet, die über einen längeren Zeitraum von einem Instrument gewonnen wurden.

Durch die schon in Kapitel 4 erwähnte Problematik der Verfügbarkeit von geeigneten Daten über dem Ozean, gestaltet sich die Untersuchung des Samplingfehlers mit in situ Messungen des Niederschlags als nahezu unmöglich. Es wurde daher wieder auf die in Kapitel 4.1.1 beschriebenen Radarmessungen im tropischen Westpazifik aus dem AIP-3 Datensatz von November 1992 bis Februar 1993 zurückgegriffen. Wegen der hohen räumlichen Variabilität des Niederschlags in dieser Region (siehe Abbildung 3) wurden die hochaufgelösten Radardaten räumlich auf eine  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  Gitterbox bei  $155^{\circ}\text{E}$ ,  $2^{\circ}\text{S}$  gemittelt und aus allen zur Verfügung stehenden Messungen Monatsmittelwerte des Niederschlags gebildet, die danach als Referenz dienen. Diesen wurden dann die Monatsmittelwerte gegenübergestellt, die nur aus zwei, vier oder sechs täglichen Radarmessungen gebildet wurden. Es sei explizit erwähnt, daß diese Zeitpunkte nicht regelmäßig über den gesamten Tag verteilt sind, sondern entsprechend der Überflugzeiten der verschiedenen DMSP-Satelliten ausgewählt wurden, die sich in dieser Region über den Vormittag (7 GMT, 9 GMT, 10 GMT) und Abend

(19 GMT, 21 GMT, 22 GMT) verteilen. Der sich daraus ergebende Unterschied zum Referenzmittelwert wird als theoretischer Samplingfehler definiert, der sich durch eine unterrepräsentierte Anzahl von lediglich zwei, vier oder sechs Satellitenmessungen des SSM/I bei der Ableitung des Monatsmittelwertes des Niederschlags ergeben würde.

Aus den in Tabelle 8 zusammengefaßten Ergebnissen läßt sich jedoch schwer eine eindeutige Aussage zur generellen Größenordnung des Samplingfehlers bei der Fernerkundung von Monatsmittelwerten des Niederschlags mittels polar umlaufender Satelliten treffen, was wohl in erster Linie an dem zu kurzen Zeitraum liegen dürfte. Zwar verringert sich der Samplingfehler im November 1992 bei der Nutzung von sechs Messungen von 20% auf 12%, im Januar und Februar 1993 scheint die Anzahl der täglichen Messungen jedoch nur eine geringe Bedeutung zu haben. In diesen beiden Monaten beträgt der Unterschied zum Referenzwert schon bei zwei Messungen nur etwa 0.3 mm/d und wird bei sechs täglichen Messungen nur geringfügig kleiner. Dagegen können zusätzliche Messungen, wie im Dezember 1992, sogar zu einer Verschlechterung des Ergebnisses führen. Allerdings werden die Referenzmittelwerte bis auf November 1992 auch von den aus sechs täglichen Messungen gebildeten Monatsmittelwerten generell unterschätzt. Dies hängt mit dem von Short et al. (1997) aus den AIP-3 Daten abgeleiteten mittleren Tagesgang des Niederschlags in dieser Region zusammen. Danach weist der Tagesgang etwa um 15 GMT ein eindeutiges Maximum auf, das von den ausgewählten Zeitpunkten der SSM/I-Überflüge nicht repräsentiert wird. Dadurch kann es auch bei sechs täglichen Messungen noch zu Unterschätzungen des Referenzwertes um etwa 10% kommen. In diesem Zusammenhang sei aber erwähnt, daß der Niederschlag über dem Ozean außerhalb der Tropen keinen ausgesprochenen Tagesgang aufweist und der Samplingfehler daher in mittleren und höheren Breiten deutlich geringer sein dürfte.

**Tabelle 8:** Monatsmittelwerte des Niederschlags in mm/d aus stündlichen sowie zwei, vier und sechs täglichen Messungen zu den jeweiligen Überflugzeiten der DMSP-Satelliten F11, F13 und F14 für eine  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  Gitterbox im Westpazifik bei  $155^{\circ}\text{E}$ ,  $2^{\circ}\text{S}$  abgeleitet aus Radardaten des AIP3-Datensatzes.

Monat]	Referenzwert aus stündlichen Messungen	9, 21 GMT	7, 19 GMT	7, 9, 19, 21 GMT	7, 9, 10, 19, 21, 22 GMT
11/92	5.40	6.44	6.69	6.57	6.08
12/92	7.36	6.80	5.14	5.97	6.41
01/93	4.64	4.95	4.56	4.76	4.40
02/93	3.22	3.01	2.90	2.95	3.00

Zur Verringerung des Samplingfehlers bei der Ableitung von Monatsmitteln des Niederschlags empfiehlt sich die Nutzung von mindestens zwei, besser aber drei polar umlaufender Satelliten. Wie vorher gezeigt, führen jedoch mehrere tägliche Messungen nicht immer zu einer wesentlich genaueren Ableitung des Monatsmittelwertes. Da dieser Parameter in der hier betrachteten Region teilweise einem starken Tagesgang aufweist, liegt der Samplingfehler auch bei sechs Messungen meist noch in der Größenordnung von 10%.

Abhilfe können unter Umständen zusätzliche Infrarotmessungen mit geostationären Satelliten schaffen, die in einer höheren zeitlichen Auflösung mindestens acht Messungen gleichmäßig über einen Tag verteilt liefern können. Mehrere Untersuchungen (Bauer und Schlüssel, 1993; Ebert et al., 1998) zeigen jedoch, daß diese Meßverfahren allein zu einer systematischen Überschätzung des Niederschlags führen. Daher wird oft versucht, Infrarot mit Mikrowellenmessungen zu kombinieren (Huffmann et al., 1997). Diese Problematik wird anhand eines Vergleichs mit derartigen Datensätzen in Kapitel 6.2 ausführlich diskutiert. Gerade in den Tropen dürften in Zukunft deutliche Verbesserungen dadurch erreicht werden, daß Daten der seit November 1997 im Rahmen der Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) im Einsatz befindlichen Mikrowellenradiometer TMI und Niederschlagsradar PR genutzt werden. Im Gegensatz zu den polar umlaufenden DMSP-Satelliten, fliegen diese Geräte auf einer nicht sonnensynchronen Umlaufbahn und liefern für Regionen zwischen 40°N und 40°S mehrmals täglich Messungen zu wechselnden Tageszeiten, so daß Abweichungen bei der Bestimmung von Monatsmittelwerten, die meist auf einen Tagesgang des Niederschlags zurückzuführen sind, im längerfristigen Mittel verringert werden.

Da im Rahmen dieser Arbeit bis auf einige wenige Monate lediglich Daten eines DMSP-Satelliten zur Verfügung standen, sind die hier ermittelten Ungenauigkeiten also auch bei der Nutzung von Monatsmittelwerten des HOAPS Datensatzes zu berücksichtigen. Seit 1996 sind jedoch mindestens drei SSM/I-Geräte zeitgleich im Einsatz, so daß sich der Samplingfehler zukünftig bei Verfügbarkeit dieser und der TRMM-Daten deutlich minimieren läßt.

### **5.3.2 Vergleich verschiedener SSM/I-Sensoren**

Die HOAPS Klimatologie wurde aus Daten verschiedener, baugleicher SSM/I-Radiometer gewonnen, die auf unterschiedlichen Umlaufbahnen die Erdoberfläche abtasten. Um dadurch bedingte systematische Unterschiede in den Zeitreihen der daraus abgeleiteten Parameter zu erkennen, sollen in diesem Abschnitt die Messungen aufeinanderfolgender Satelliten miteinander verglichen werden. Dies geschieht durch Gegenüberstellung von räumlich und zeitlich gemittelten Strahldichtemessungen sowie der daraus abgeleiteten Parameter während der Überlappungszeiträume der jeweiligen Sensoren.



Für diese Untersuchungen bezüglich der für die Klimatologie genutzten DMSP-Satelliten F08, F10 und F11 standen für die Monate Februar, Mai, August und November 1991 jeweils SSM/I-Messungen der auf DMSP-F08 und DMSP-F10 fliegenden Radiometer zur Verfügung. Für den Vergleich der Radiometer auf den Satelliten DMSP-F10 und DMSP-F11 wurden Messungen der Monate Februar, August und November 1992 sowie Januar 1993 verwendet. Gleichzeitig wurden im Hinblick auf zukünftige Anwendungen, Messungen der für die HOAPS Klimatologie noch nicht genutzten DMSP-Satelliten F13 und F14 im Januar 1999 mit Messungen des DMSP-F11 verglichen.

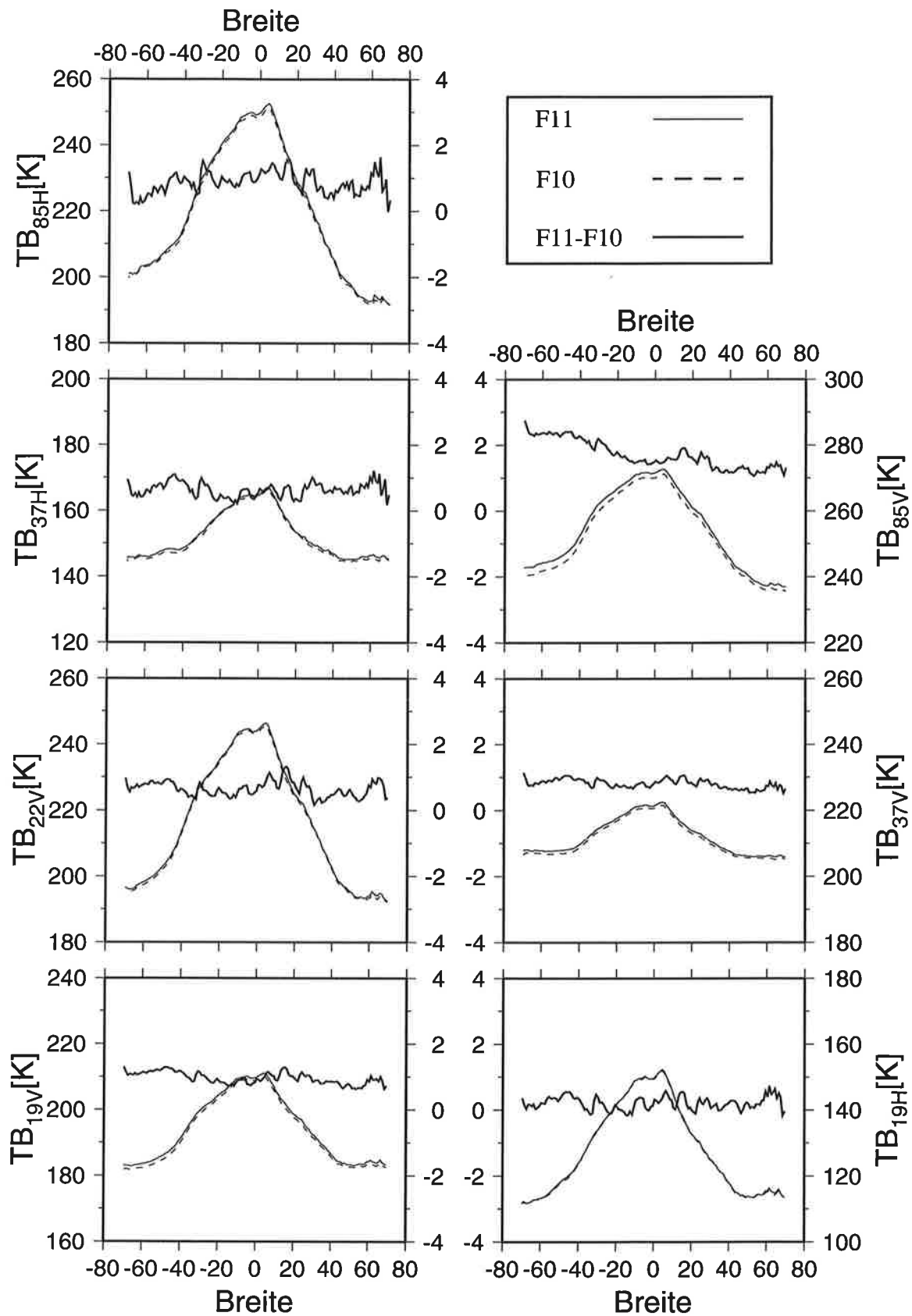
Wegen der unterschiedlichen Umlaufbahnen sind instantane Vergleichsmessungen zwischen den einzelnen Satelliten nicht möglich. Der Zustand der Atmosphäre kann sich durch die in einem derartigen Vergleich bedingte Zeitdifferenz von einigen Stunden zwischen den Messungen zweier Satelliten an einem Ort erheblich ändern. Insbesondere stark variierende Flüssigwassergehalte oder Niederschlagsraten haben dabei einen hohen Einfluß auf das Meßsignal und können das Ergebnis eines Vergleichs stark verfälschen. Daher wurden solche Situationen generell vom Vergleich ausgeschlossen und nur Messungen zugelassen, die zuvor nach einem einfachen Schwellwertverfahren von Stogryn et al. (1994) als regenfrei deklariert wurden. Die regenfreien Strahldichtemessungen wurden danach über dem Ozean mit einem Mindestabstand zur Küste von 50 km jeweils in allen sieben SSM/I-Frequenzen monatsweise auf ein globales  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  Gitter gemittelt und für die jeweiligen DMSP-Satelliten gitterboxweise miteinander verglichen.

Die Ergebnisse der Vergleiche sind in Tabelle 9 zusammengefaßt. Dabei ist die im rms wiedergegebene Breite der jeweiligen Verteilung der Differenzen von geringerer Bedeutung, da diese weitgehend durch den geänderten atmosphärischen Zustand zwischen den Zeitpunkten der verschiedenen Satellitenmessungen zu erklären ist. Größere Beachtung bei einem derartigen Vergleich finden jedoch die systematischen Unterschiede der mittleren Helligkeitstemperaturen, da sich daraus Aussagen über die jeweiligen Satelliten und Güte der Radiometer ableiten lassen. Im optimalen Fall sollte dieser bias, über einen längeren Zeitraum betrachtet, möglichst gering sein. Obwohl jedes SSM/I-Radiometer für sich stabile Strahldichtemessungen liefert (Colton und Poe, 1999), lassen sich zwischen den Messungen der verschiedenen Sensoren teilweise deutliche systematische Unterschiede feststellen. Während zwischen F08 und F10 nur geringe Unterschiede auftreten, sind die sonstigen Abweichungen unregelmäßig frequenz- und sensorabhängig und betragen zwischen wenigen  $1/10$  K und 1.6 K. Die größten Unterschiede sind im Vergleich von F11 mit F10 festzustellen, wobei mit dem Radiometer auf dem DMSP-F10 generell in allen Kanälen systematisch niedrigere Helligkeitstemperaturen gemessen werden. Bezieht man die Vergleiche F11-F13 und F11-F14 mit ein, so läßt sich insgesamt keine eindeutige Systematik ableiten. Während der Unterschied zwischen F11 und F13 in den ersten fünf Kanälen sehr gering ist, sind die mittleren Helligkeitstemperaturen des F14 bei diesen Frequenzen bis zu 0.94 K höher als beim F11 und damit nochmals höher, als die vom F10 gemessenen Werte.

**Tabelle 9:** Statistischer Vergleich von regenfreien Strahldichtemessungen in K bei den 7 Frequenzen verschiedener SSM/I Sensoren über dem eisfreien Ozean jeweils gemittelt auf ein globales  $1^\circ \times 1^\circ$  Gitter. Die Vergleiche der DMSP-Satelliten F08-F10 und F11-F10 beziehen sich auf Messungen aus vier Monaten (siehe Text) im Überlappungszeitraum, die der DMSP-Satelliten F11-F13 und F11-F14 auf Messungen im Januar 1999. Für die Kanäle TB6 und TB7 konnte zwischen F08 und F10 wegen des Ausfalls dieser Frequenzen auf dem DMSP-F08 ab 1989 kein Vergleich durchgeführt werden.

SSM/I Kanal		SSM/I Sensoren			
		F08 - F10	F11 - F10	F11 - F13	F11 - F14
TB1[K]	bias	0.02	0.98	-0.03	-0.41
	rms	1.36	0.89	0.87	0.86
TB2[K]	bias	0.07	0.25	-0.05	-0.26
	rms	2.34	1.56	1.50	1.43
TB3[K]	bias	0.04	0.68	0.27	-0.15
	rms	2.35	1.58	1.52	1.46
TB4[K]	bias	0.07	0.83	0.06	-0.94
	rms	1.15	0.76	0.74	0.71
TB5[K]	bias	-0.06	0.62	-0.05	-0.51
	rms	2.23	1.50	1.40	1.36
TB6[K]	bias		1.62	1.28	0.84
	rms		1.03	0.93	0.89
TB7[K]	bias		1.01	1.28	0.71
	rms		2.33	2.17	2.05

In Abbildung 13 sind die zonalen Mittelwerte der Helligkeitstemperaturen in den sieben Kanälen der DMSP-F10 und F11 sowie deren Differenzen beispielhaft für Januar 1993 dargestellt. Wie schon bei den in Tabelle 9 angegebenen globalen Werten, mißt das SSM/I auf dem DMSP-F11 auch im zonalen Mittel bei allen Frequenzen generell höhere Helligkeitstemperaturen. Auffällig ist dabei, daß diese Unterschiede je nach Kanal, unabhängig vom lateral variierenden Absolutwert der Helligkeitstemperatur, annähernd konstant bleiben. Auch bei allen anderen hier untersuchten Monaten und Satelliten ändern sich für die jeweiligen Kanäle die Differenzen zwischen den Messungen der verschiedenen Radiometer mit der Breite kaum und es bestehen diesbezüglich keine zonalen Abhängigkeiten. Daher kann man daraus schließen, daß es sich bei den festgestellten Unterschieden jeweils um einen



**Abbildung 13:** Zonale Mittelwerte von Strahllichtmessungen bei den sieben SSM/I-Frequenzen der Sensoren F11 (dünn, durchgezogen), F10 (dünn, gestrichelt) sowie der Differenz F11-F10 im Januar 1993.



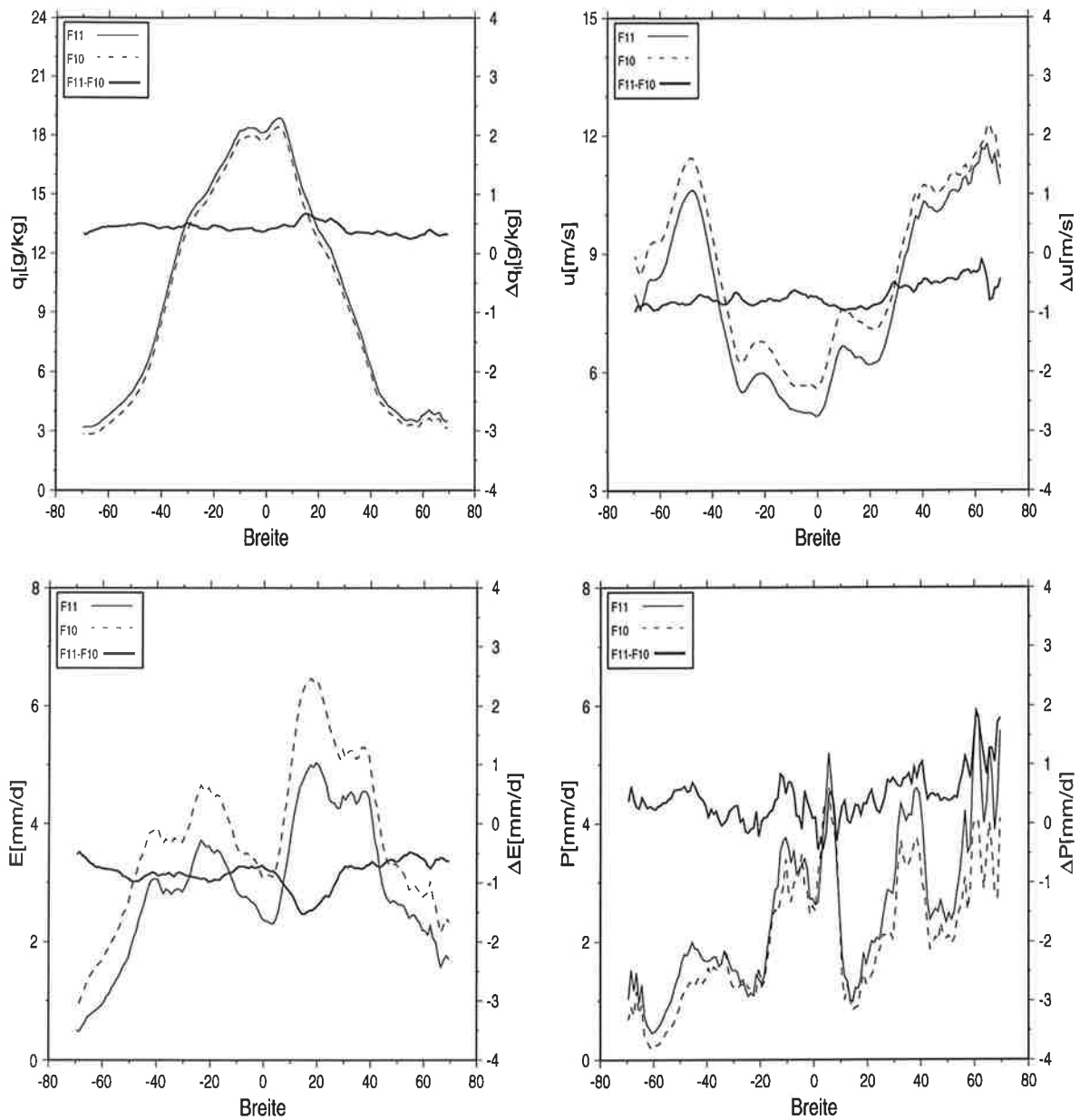
konstanten Offset handelt, der lediglich frequenz- und geräteabhängig ist. Mögliche Ursachen solcher Abweichungen sind unterschiedliche gerätespezifische Kalibrations- und Antennenkorrekturkoeffizienten der Radiometer sowie unterschiedliche Orbiteigenschaften der einzelnen Satelliten (Colton und Poe, 1999). Eine genaue Zuordnung ist nach dem Start des Satelliten aber nur schwer möglich. Zur Lösung dieses Problems schlägt Wentz (1991) daher generell eine Interkalibration aller SSM/I's mit den Messungen des ersten DMSP-Satelliten F08 vor. Dies hat zwar einerseits die gewünschte Minimierung der systematischen Unterschiede zwischen den verschiedenen Geräte zur Folge, setzt aber andererseits eine höhere Genauigkeit des DMSP-F08 gegenüber den anderen DMSP-Satelliten voraus, was a priori nicht unbedingt der Fall sein muß. In dieser Arbeit wird daher ein anderer Ansatz vorgeschlagen, auf den später noch näher eingegangen wird.

Zunächst wird hier die Bedeutung der gefundenen systematischen Abweichungen zwischen den einzelnen Radiometern für die Parameter der HOAPS Klimatologie näher erläutert. Um die Auswirkungen dieser Unterschiede bei der Anwendung der in Kapitel 3 beschriebenen Fernerkundungsverfahren auf die Strahldichtemessungen verschiedener SSM/I's zu quantifizieren, wurden für die oben genannten Monate Mittelwerte von Wasserhaushaltsparametern aus den Daten der einzelnen Satelliten abgeleitet, auf ein globales  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  Gitter gemittelt und wiederum gitterboxweise miteinander verglichen. Die daraus resultierenden global gemittelten Unterschiede der einzelnen Parameter sind für alle Radiometer in Tabelle 10 aufgeführt. Wie erwartet, sind die Abweichungen in der spezifischen Feuchte am geringsten, da für deren Ableitung ausschließlich niedrige SSM/I-Frequenzen genutzt werden, für die schon der Vergleich der Helligkeitstemperaturen in diesen Kanälen die geringsten Abweichungen zeigte. Bezüglich der abgeleiteten Windgeschwindigkeiten lassen sich jedoch höhere Differenzen feststellen. So werden mit dem DMSP-F10 um 0.74 m/s höhere Windgeschwindigkeiten festgestellt, als mit dem DMSP-F11, wohingegen dieser um 1.14 m/s höhere Windgeschwindigkeiten als der DMSP-F14 mißt. Diese Unterschiede sind auf die Abweichungen der Messungen in den Kanälen TB4 und TB5 bei 37 GHz (siehe Tabelle 9) zurückzuführen und machen sich auch bei der Ableitung der Verdunstung mit 0.90 mm/d und 0.57 mm/d deutlich bemerkbar. Dagegen wirken sich die größeren Temperaturdifferenzen in den Kanälen TB6 und TB7 bei der Ableitung des Niederschlags nicht so stark aus, da dort nur systematische Unterschiede von 0.2-0.3 mm/d festgestellt werden. Generell sind die Unterschiede der einzelnen Parameter beim Vergleich F11-F13 am geringsten und zwischen F11 und F10 sowie F11 und F14 am größten. Es muß aber betont werden, daß die Messungen des zur Erstellung der HOAPS Klimatologie am längsten genutzten DMSP-F11 (siehe Tabelle 4) mit Ausnahme der spezifischen Feuchte immer ziemlich in der Mitte der aus unterschiedlichen Satelliten abgeleiteten Bandbreite der einzelnen Parameter liegen.

**Tabelle 10:** Bias und rms aus Messungen verschiedener SSM/I Sensoren abgeleiteter und monatlich auf einem globalen  $1^\circ \times 1^\circ$  Gitter gemittelter Parameter: Der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft  $q_L$ , der Windgeschwindigkeit  $u$ , der Verdunstung  $E$  und des Niederschlags  $P$ . Die jeweiligen Vergleichsmonate sind analog zu Tabelle 9. Wegen des Ausfalls der Kanäle TB6 und TB7 auf dem F08 Sensor ab 1989 konnte bezüglich der Sensoren F08-F10 kein Niederschlagsvergleich durchgeführt werden.

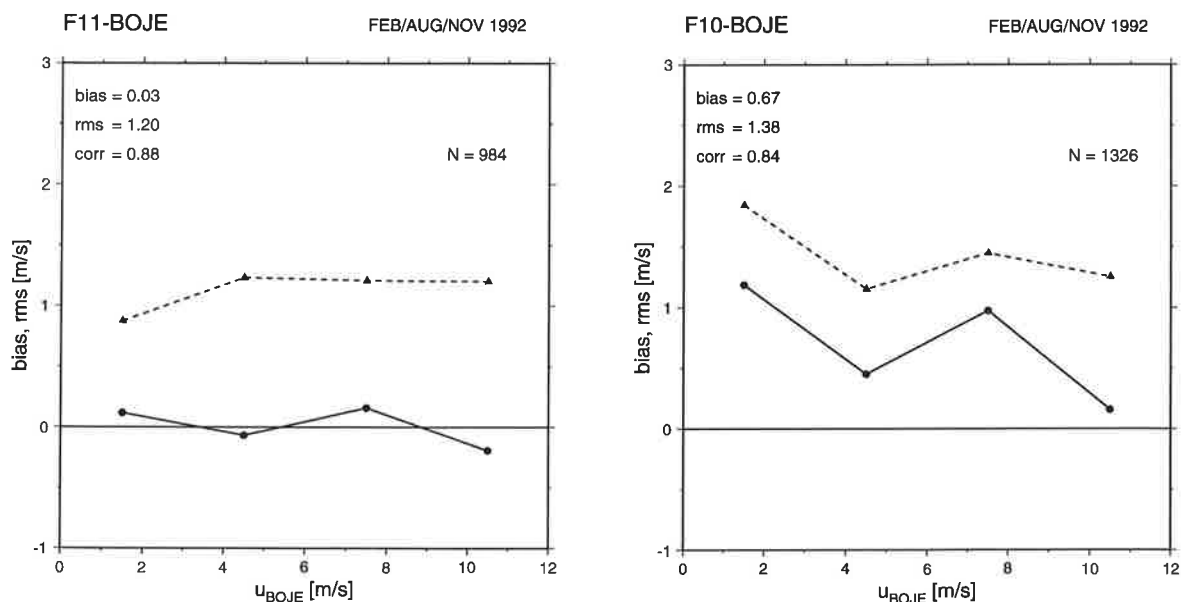
Parameter		SSM/I Sensoren			
		F08 - F10	F11 - F10	F11 - F13	F11 - F14
$q_L$ [g/kg]	bias	-0.01	0.44	0.02	-0.04
	rms	0.53	0.35	0.33	0.33
$u$ [m/s]	bias	-0.17	-0.74	-0.09	1.14
	rms	0.80	0.51	0.51	0.48
$E$ [mm/d]	bias	-0.09	-0.90	-0.05	0.57
	rms	0.77	0.54	0.95	0.58
$P$ [mm/d]	bias		0.33	-0.22	-0.20
	rms		1.39	1.26	1.24

Analog zu den zuvor betrachteten Strahldichtemessungen wurden auch hier die zonalen Mittel der einzelnen Parameter berechnet und für alle Satelliten und Monate verglichen. Dabei ergaben sich in allen hier betrachteten Vergleichsmonaten qualitativ ähnliche Ergebnisse. Die in Tabelle 10 angegebenen systematischen Unterschiede zwischen den fernerkundeten Parametern der einzelnen Radiometern bestätigen sich und zeigen insgesamt geringe zonale Abhängigkeit. Beispielhaft sind in Abbildung 14 die aus den Messungen des DMSP-F10 und F11 abgeleiteten zonalen Mittelwerte für Januar 1993 dargestellt. Die zonale Variabilität der Parameter wird von beiden Radiometern zwar gleich wiedergegeben, die einzelnen zonalen Mittelwerte weisen aber generell Unterschiede auf. Mit Ausnahme der Verdunstung, wo bei etwa  $10^\circ\text{N}$  etwas höhere Differenzen in der spezifischen Feuchte zu größeren Abweichungen bei der Verdunstung führen, sind diese Unterschiede mit der Breite nahezu konstant.



**Abbildung 14:** Zonale Mittelwerte der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft  $q_1$ , der Windgeschwindigkeit  $u$ , der Verdunstung  $E$  und des Niederschlags  $P$ , abgeleitet aus SSM/I-Messungen der Sensoren F11 (dünn, durchgezogen), F10 (dünn, gestrichelt) sowie der Differenz F11-F10 im Januar 1993.

Um also systematische Sprünge in den Zeitreihen der fernerkundeten Klimatologie an den Übergängen vom Meßzeitraum eines Satelliten zum anderen zu vermeiden, müßten die Messungen der einzelnen Radiometer eigentlich aufeinander abgestimmt werden. Für eine Interkalibration der unterschiedlichen Radiometermessungen und eine dafür notwendige genaue und statistisch abgesicherte Bestimmung der Offsetfaktoren der einzelnen SSM/I's reichen die im Rahmen dieser Arbeit zur Verfügung stehenden Daten von jeweils nur vier Monaten in den Überlappungszeiträumen der einzelnen Satelliten nicht aus. Ein weiterer Vergleich zwischen instantanen Messungen der DMSP-F11 und F10 sowie in situ Daten soll hier zumindest Aufschlüsse über die Genauigkeit dieser beiden Radiometer geben. Dafür standen Messungen der Windgeschwindigkeit von fünf Bojen während eines wissenschaftlichen Experiments (Subduction Experiment) im subtropischen Nordatlantik für den Zeitraum Juni 1991 bis Juni 1993 zur Verfügung (Moyer und Weller, 1997). Die Daten einer Boje bei 35°N, 22°W wurden stündlich gemittelt und mit F11- und F10-Messungen der Monate Februar, August und November 1992 verglichen. Dabei wurden analog zu Kapitel 4 nur Satellitenmessungen zum Vergleich zugelassen, die innerhalb eines Zeitfensters von 30 Minuten und einem räumlichen Abstand von 50 km von der Bojenmessung lagen. Die Gesamtergebnisse sowie die Statistik in Abhängigkeit der vier ausgewählten Windgeschwindigkeitsklassen sind in Abbildung 15 dargestellt. Es zeigt sich, daß die Bojen für alle Klassen niedrigere Werte liefern, als der F10. Der Gesamtbias liegt dabei mit 0.67 m/s etwa in der Größenord-



**Abbildung 15:** Bias (Kreise, durchgezogen) und rms (Dreiecke, gestrichelt) eines Vergleichs instantaner Bojenmessungen der Windgeschwindigkeit im subtropischen Nordatlantik mit Windgeschwindigkeiten, abgeleitet aus SSM/I-Messungen der Sensoren F10 und F11 im Zeitraum Februar, August und November 1992.

nung des F11-F10 Vergleichs aus Tabelle 10. Dagegen zeigen die Messungen des F11 für alle Klassen nur geringe systematische Abweichungen, was zu einem Gesamtbias von 0.03 m/s führt, während sich rms und Korrelationskoeffizient im Vergleich zu F10 nur geringfügig verändern. Dieser Vergleich bestätigt einerseits die oben genannten Ergebnisse, zeigt aber auch, daß mit den Messungen des F11 eine genauere Ableitung der Windgeschwindigkeit möglich ist, als mit dem F10. Auch wenn der betrachtete Zeitraum relativ kurz ist, deutet Abbildung 15 daraufhin, daß den aus Daten des F11 abgeleiteten Parametern des HOAPS Datensatzes im Zeitraum 1992-1998 vertraut werden darf. Dagegen sollten die Daten der DMSP-F08 (1987-1990) und F10 (1991) unter Vorbehalt genutzt werden.

Für die zukünftige Erstellung einer Klimatologie aus den Messungen mehrerer zeitgleich fliegender Satelliten, müssen die Daten der einzelnen SSM/I's über einen möglichst langen Zeitraum mit Bojenmessungen aus wissenschaftlichen Experimenten wie dem TOGA-TAO Bojenfeld (Hayes et al., 1991) oder dem Subduction Experiment (Moyer und Weller, 1997) verglichen werden. Als Vergleichsparameter scheint die Windgeschwindigkeit am geeignetsten, da dieser Parameter einerseits am empfindlichsten auf die systematischen Unterschiede der einzelnen SSM/I's reagiert (siehe Tabelle 10) und sich andererseits auch mit Bojen, im Vergleich zu anderen Parametern, recht genau messen läßt. Zunächst wird im Vergleich mit den Bojenmessungen das Radiometer ermittelt, mit dem die Windgeschwindigkeit am genauesten abgeleitet werden kann. Danach werden aus Vergleichen der Helligkeitstemperaturen dieses Referenzradiometers und der restlichen Geräte frequenz- und gerätespezifische Offsets bestimmt. Diese Offsets werden dann in den Helligkeitstemperaturen der jeweiligen Radiometer berücksichtigt, so daß letztlich alle SSM/I's auf die Messungen des Referenzradiometers geeicht sind und die hier gezeigten statistischen Fehler verringert werden.

Die in diesem Kapitel herausgearbeiteten Erkenntnisse über die systematischen Unterschiede zwischen den Messungen der verschiedenen SSM/I-Radiometer wurden bisher noch nicht in der HOAPS Klimatologie umgesetzt. Daher müssen die hier festgestellten Auswirkungen auf die Fernerkundung der Wasserhaushaltsparameter bei Studien der räumlich und zeitlich gemittelten Felder aus HOAPS berücksichtigt werden. Insbesondere bei der Interpretation der aus dem DMSP-F10 abgeleiteten Felder des Jahres 1991 sollte von Fall zu Fall entschieden werden, ob eventuelle Differenzen zu anderen Zeiträumen des Datensatzes, wie bei der Betrachtung der zonalen Mittelwerte hier, den systematischen Meßfehlern des Satelliten oder einer tatsächlichen Variabilität der Parameter zuzuordnen sind. Daher wurde bei den folgenden Vergleichen mit anderen Klimatologien in Kapitel 6 und bei der Anwendung des HOAPS Datensatzes auf die Untersuchung regionaler Klimaphänomene in Kapitel 7 größtenteils auf Messungen der Satelliten F08 und F10 verzichtet und überwiegend Daten des DMSP-F11 aus dem Zeitraum 1992-1998 verwendet.

## **6 Vergleich von HOAPS mit anderen Klimatologien**

Die im Rahmen dieser Arbeit aus Satellitendaten abgeleiteten mehrjährigen Zeitreihen werden in diesem Kapitel ausführlich mit bisher existierenden globalen Klimatologien verglichen, um im Bezug auf diese, die Genauigkeit der fernerkundeten Wasserhaushaltsparameter in HOAPS einschätzen zu können. Dafür wurden zwei jüngere, prominente Datensätze ausgewählt. Zum einen handelt es sich um eine am Southampton Oceanography Centre in Großbritannien erstellte klassische Klimatologie aus global verteilten in situ Messungen, in der sämtliche in HOAPS abgeleiteten Parameter enthalten sind. Darüber hinaus wurde der aus Satellitenmessungen abgeleitete Datensatz des Global Precipitation Climatology Projects speziell für einen Vergleich mit den globalen Niederschlagsfeldern in HOAPS herangezogen.

Im Gegensatz zu Kapitel 4 werden die verschiedenen Klimatologien in diesem Abschnitt auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen gegenübergestellt und die auftretenden Übereinstimmungen und Abweichungen sowie deren Ursachen, soweit möglich, diskutiert. In diesen Vergleichen soll herausgearbeitet werden, ob und in welcher Größenordnung sich aus HOAPS eventuelle Verbesserungen für die Klimaforschung ergeben.

### **6.1 Vergleich mit der SOC Air-Sea Flux Climatology**

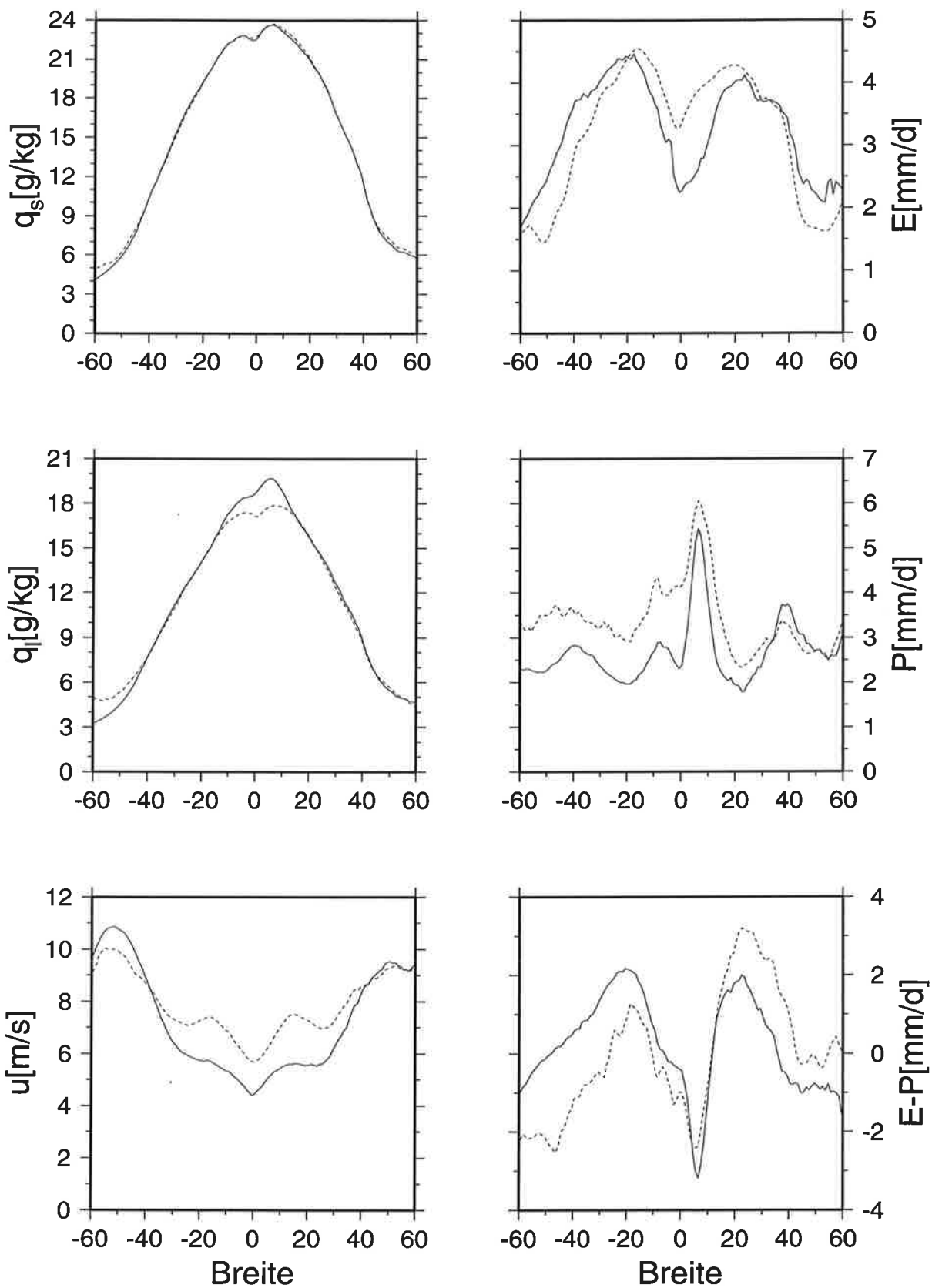
Basis der Southampton Oceanography Centre Air-Sea Flux Climatology, im folgenden als SOC bezeichnet, ist der globale Datensatz des Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset 1a (COADS 1a, Woodruff et al., 1993). COADS 1a besteht aus mehrjährigen Schiffs- und Bojenmessungen des operationellen meteorologischen Beobachtungsnetzes, die bereits in der Vergangenheit von mehreren Autoren zur Erstellung von in situ Klimatologien verwendet wurden (z.B. Oberhuber, 1988; da Silva et al., 1994). Verschiedene weitere Arbeiten haben in jüngster Zeit jedoch gezeigt, daß die in COADS 1a enthaltenen Meßdaten systematische Fehler aufweisen, da teilweise dieselben Parameter mit unterschiedlichen Methoden bestimmt wurden (z.B. Kent et al., 1993a). Diese Fehler wurden in einer Reihe zuvor entwickelter Korrekturverfahren (Kent und Taylor, 1991; Kent et al., 1991; Kent et al., 1993b) quantifiziert und bei der Erstellung der SOC Klimatologie berücksichtigt. Hier sei beispielsweise ein Verfahren zur Anpassung der auf vielen Stationen visuell beobachteten Windgeschwindigkeiten an Anemometermessungen der Windgeschwindigkeit erwähnt, das bei der Bestimmung der Energieflüsse eine Schlüsselrolle einnimmt (Kent und Taylor, 1997). Zusätzlich wurden Beobachtungen weiterer ausgewählter Schiffe bei SOC miteingebunden, die jährlich in einem Bericht der World Meteorological Organization (WMO) veröffentlicht werden (WMO Report 47, z.B. WMO, 1993) und im COADS 1a Datensatz bis dahin noch nicht vorhanden waren. Weitere Einzelheiten zu den angewendeten Korrekturen und Verfahren zur Erstellung der SOC Klimatologie sind bei Josey et al. (1999) nachzulesen.

Die SOC Daten lagen als globale monatliche Felder in einer räumlichen Auflösung von  $1^\circ \times 1^\circ$  für den Zeitraum Januar 1980 bis Dezember 1993 vor. Damit ergibt sich mit den ab Juli 1987 in der gleichen räumlichen und zeitlichen Auflösung existierenden Zeitreihen der HOAPS Klimatologie ein Vergleichszeitraum von maximal 6 1/2 Jahren. Um die systematisch unterschiedlichen Messungen verschiedener DMSP-Satelliten auszuschließen, wurden die in Kapitel 5.3.2 genannten Einschränkungen bei HOAPS berücksichtigt. Für quantitative Vergleiche wurden aus HOAPS daher nur die ab Januar 1992 mit SSM/I-Messungen des DMSP-F11 abgeleiteten Parameter zugelassen, so daß sich die meisten der hier durchgeführten Untersuchungen auf insgesamt nur 24 Monate beziehen.

### 6.1.1 Globaler Vergleich

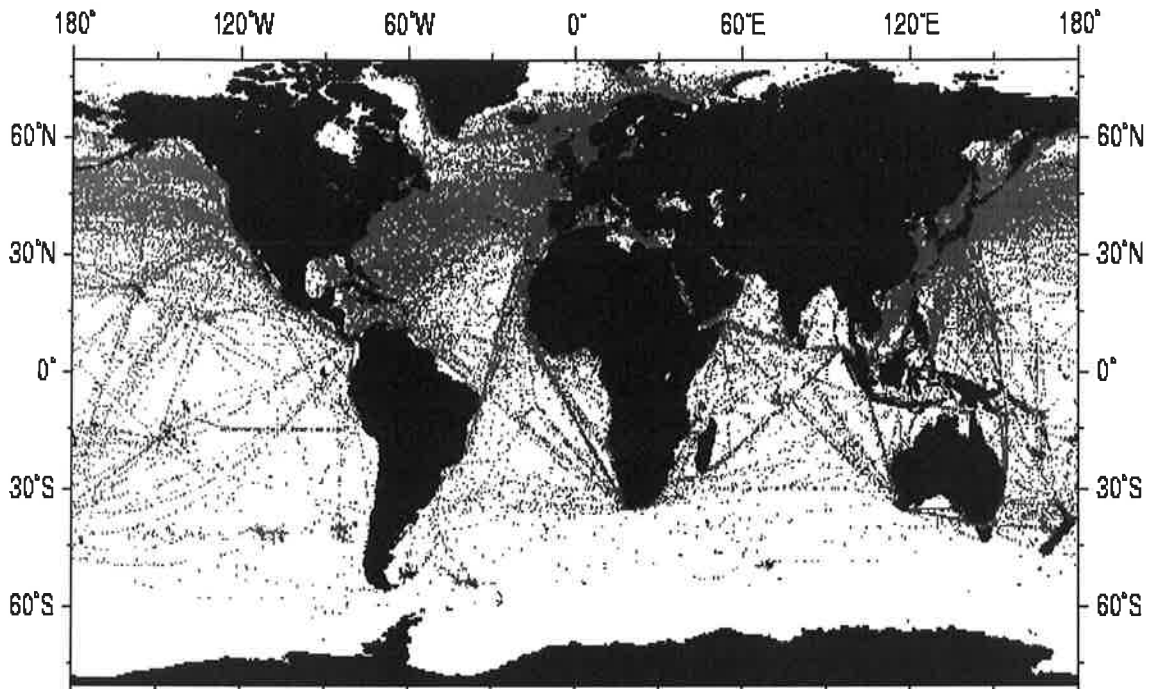
Die zonalen Mittelwerte der Wasserhaushaltsparameter aus HOAPS und SOC in Abbildung 16 zeigen für die beiden Feuchtegrößen nur für wenige Breitengrade Unterschiede zwischen beiden Klimatologien. Während für die spezifische Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche südlich von  $50^\circ\text{S}$  bei SOC minimal höhere Werte angegeben werden, lassen sich für die spezifische Feuchte der bodennahen Luft nur südlich von  $40^\circ\text{S}$  negative Differenzen und zwischen  $10^\circ\text{S}$  und  $10^\circ\text{N}$  positive Differenzen bis zu 2 g/kg zwischen HOAPS und SOC feststellen. Ansonsten zeigen diese beiden Parameter sehr gute Übereinstimmung. Dagegen erkennt man bei den restlichen Größen in Abbildung 16 auch in den zonalen Mittelwerten fast in allen Breiten teilweise deutliche Abweichungen, wenngleich die zonalen Profile der Parameter in beiden Klimatologien sehr ähnlich sind. Lediglich in der Windgeschwindigkeit, nördlich von  $30^\circ\text{N}$ , und in der Verdunstung zwischen  $20^\circ$  und  $40^\circ\text{N}$ , stimmen die Werte von HOAPS und SOC gut überein. Die geringen Unterschiede im Süßwasserfluß E-P zwischen  $20^\circ\text{S}$  und  $20^\circ\text{N}$  sind allerdings darauf zurückzuführen, daß bei SOC für die Verdunstung und den Niederschlag in diesen Breiten jeweils in der gleichen Größenordnung höhere Werte als bei HOAPS angegeben werden und sich diese Unterschiede in der Differenz beider Parameter aufheben.

Generell lassen sich aber in der Nordhemisphäre für alle Parameter bessere Übereinstimmungen in den zonalen Mittelwerten beider Klimatologien feststellen. Dies deutet daraufhin, daß die gefundenen Abweichungen mit der Anzahl der in die in situ Klimatologie eingehenden Schiffs- und Bojenmessungen zusammenhängen, die in der Südhemisphäre deutlich geringer ist (Woodruff et al., 1993). Eine weitere Diskussion über die Ursachen der in Abbildung 18 und Abbildung 19 dargestellten regionalen Differenzen der Jahresmittelwerte zwischen HOAPS und SOC kann daher nur zusammen mit der in Abbildung 17 gezeigten typischen globalen Verteilung von Messungen des operationellen Beobachtungsnetzes innerhalb eines Monats geführt werden. Jourdan und Gautier (1995) zeigten, daß die Genauigkeit zeitlich gemittelter Parameter in hohem Maße von der Anzahl der verwendeten Messungen abhängt. Beispielsweise werden für eine genaue Abschätzung des Monatsmittelwertes der Verdunstung mehr als 20



**Abbildung 16:** Zonale Mittelwerte der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Oberfläche  $q_s$ , der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft  $q_1$ , der Windgeschwindigkeit  $u$ , der Verdunstung  $E$ , der Regenrate  $P$  und des Süßwasserflusses  $E-P$  berechnet aus dem HOAPS Datensatz (durchgezogene Linie) und der SOC Klimatologie (gestrichelt) für den Zeitraum Januar 1992 - Dezember 1993.

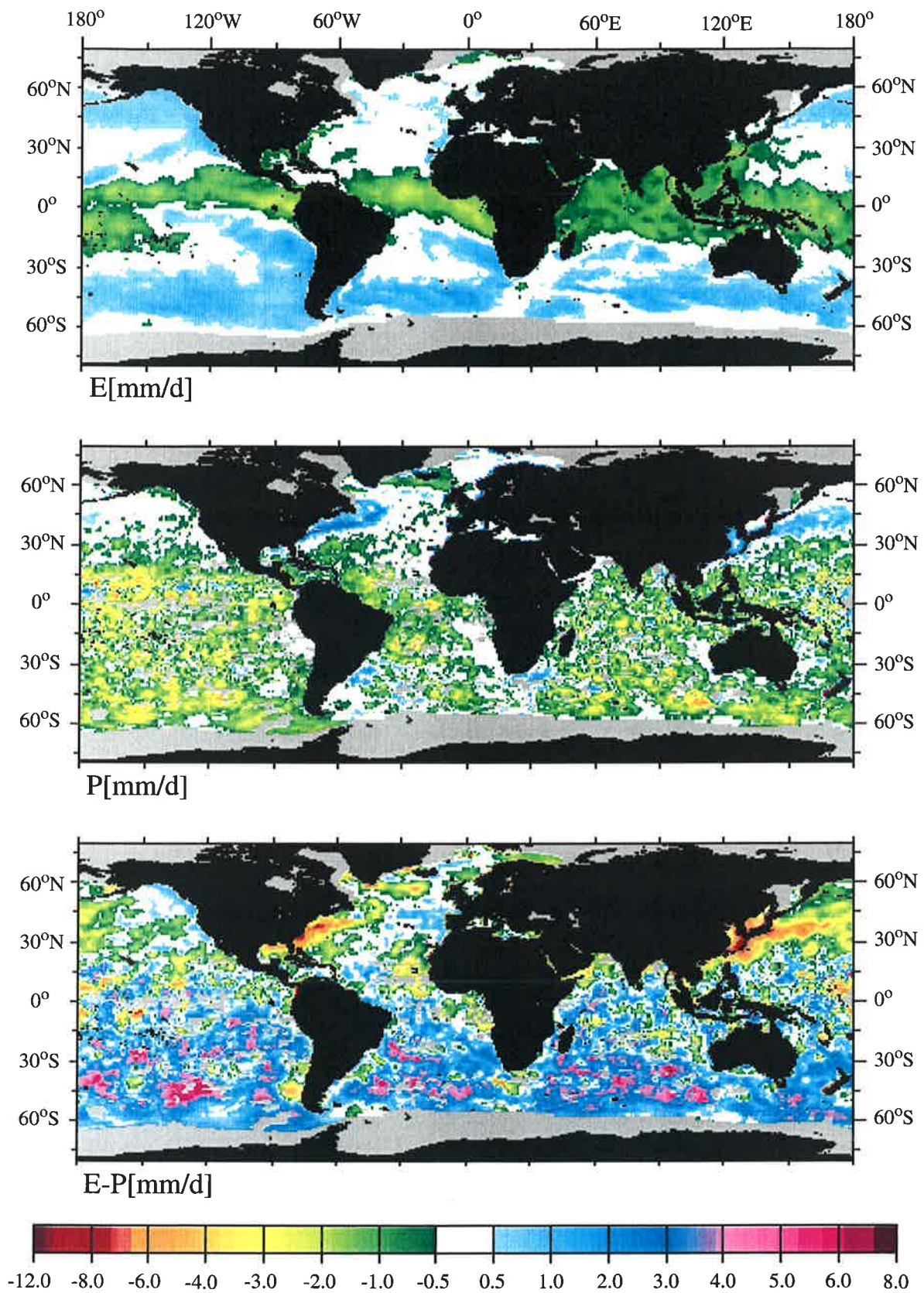




**Abbildung 17:** Typische globale Verteilung der Schiffs- und Bojenmessungen des operationellen Meßnetzes innerhalb eines Monats (hier für Juli 1992 dargestellt).

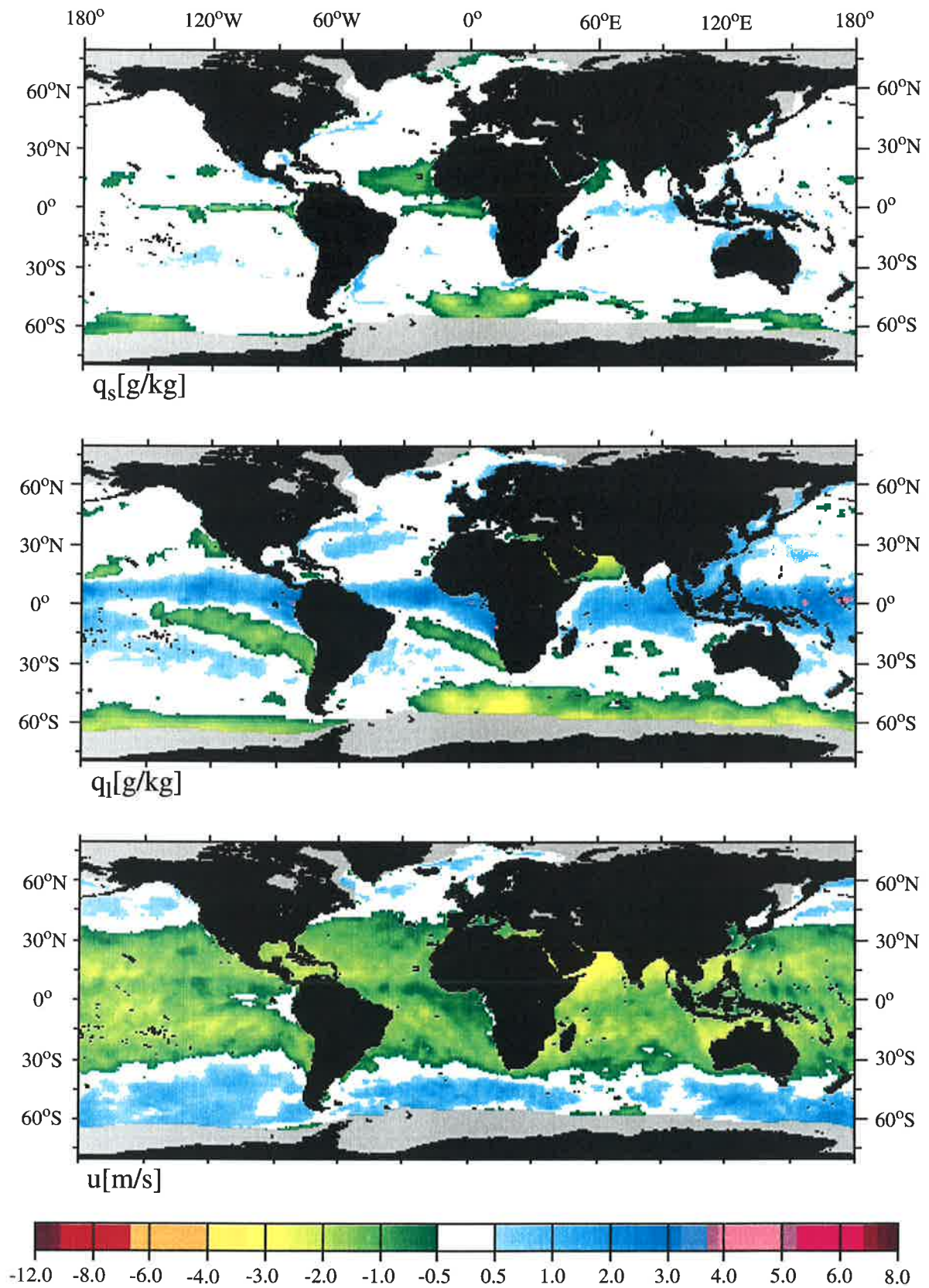
Messungen verteilt über den gesamten Monat vorausgesetzt (z.B. Luther und Harrison 1984; Taylor, 1984). Diese Vorgabe wird in HOAPS mit mindestens 1-2 täglichen Satellitenmessungen an jedem Ort des globalen Ozeans erfüllt. Abbildung 17 zeigt jedoch, daß diese Datendichte im operationellen Beobachtungsnetz typischerweise nur nördlich von 30°N und entlang der Hauptschiffahrtlinien vorhanden ist. Außerhalb davon liegen insbesondere in der Südhemisphäre, aber auch in weiten Teilen des nördlichen Indischen Ozeans und des subtropischen Nordpazifiks deutlich weniger Daten vor. Südlich von etwa 30°S sind nur noch vereinzelt Messungen innerhalb eines Monats vorhanden. Es muß daher davon ausgegangen werden, daß die aus in situ Messungen gemittelten Wasserhaushaltsparameter in der SOC Klimatologie in diesen Gebieten mit größeren Unsicherheiten behaftet sind.

Die Verteilung der Verdunstung in Abbildung 18 zeigt kleinste Differenzen zwischen HOAPS und SOC im Nordatlantik, wo die in situ Datendichte maximal ist. Geringe Abweichungen im Jahresmittelwert der Verdunstung über dem Golfstrom sind durch die Unterschiede im Nordwinter zu erklären. Dagegen lassen sich große, zonal homogen verteilte Abweichungen über den tropischen Ozeanen und der gesamten südlichen Hemisphäre feststellen. Wie man in Abbildung 19 erkennt, sind die positiven Differenzen in den Tropen auf einen negativen bias von etwa 1.5 m/s in der Windgeschwindigkeit und einen positiven bias von teilweise 2-3 g/kg in der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft den beiden Klimatologien zurückzuführen. In der Südhemisphäre zeigt die Verdunstung in HOAPS dagegen höhere Werte als in SOC, was



**Abbildung 18:** Globale Differenzen (HOAPS-SOC) der Jahresmittelwerte der Verdunstung E, der Regenrate P und des Süßwasserflusses E-P für den Zeitraum Januar 1992 - Dezember 1993.





**Abbildung 19:** Globale Differenzen (HOAPS-SOC) der Jahresmittelwerte der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Oberfläche  $q_s$ , der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft  $q_l$  und der Windgeschwindigkeit  $u$  für den Zeitraum Januar 1992 - Dezember 1993.

durch einen zonal homogenen bias in der Windgeschwindigkeit von 2 m/s und einem negativen bias in der Größenordnung von -0.5 bis 4 g/kg in der spezifischen Feuchte verursacht wird. Die Unterschiede in diesen beiden Parametern auf der Südhalbkugel sind wahrscheinlich durch die geringe Datendichte der in situ Klimatologie bedingt, in der die analysierten Werte durch die Extrapolation in hohem Maße von den Regionen mit höherer Datendichte weiter nördlich beeinflusst werden.

Eine mögliche Erklärung für den tropischen bias in der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft könnte die in Kapitel 4.2.2 in einem Vergleich mit TOGA/COARE Daten festgestellte systematische Überschätzung des Parameters durch das Fernerkundungsverfahren im Zusammenhang mit der Vertikalstruktur des Wasserdampfes in dieser Region liefern. Das würde allerdings voraussetzen, daß die Bedingungen im pazifischen Warmpool als typisch für die gesamten Tropen angesehen werden können. Demgegenüber stehen allerdings die Ergebnisse von Schulz et al. (1997), die in einem Vergleich von fernerkundeten spezifischen Feuchten mit Messungen während des Central Equatorial Pacific Experiment (CEPEX) in einem weitaus größeren tropischen Gebiet gute Übereinstimmungen lieferten. Die hier gefundenen Abweichungen in der Windgeschwindigkeit können dagegen nicht erklärt werden. Bisher sind keine Vergleiche von fernerkundeten Windgeschwindigkeiten mit tropischen Experimentdaten bekannt, in denen ein bias in dieser Größenordnung festgestellt wurde und auch die Resultate in Kapitel 4.2.2 zeigen keine großen Unterschiede. Die in Kapitel 5.3.2 beschriebenen Vergleiche der aus SSM/I-Messungen abgeleiteten Windgeschwindigkeit mit Bojenmessungen aus dem IMET Datensatz (Moyer und Weller, 1997) weisen im Zeitraum 1991 bis 1993 ebenfalls keine größeren systematischen Unterschiede in den Monatsmittelwerten auf. Zusätzlich muß betont werden, daß die Beobachtungsdichte der in situ Messungen auch in den Tropen relativ gering ist und daher die Windgeschwindigkeits- und Feuchtwerte in SOC im Extrapolationsverfahren durch Beobachtungen in den Subtropen beeinflusst werden, was höhere Windgeschwindigkeiten und niedrigere Feuchten zur Folge hätte. Dies würde zumindest teilweise die zonal homogene Verteilung dieser Abweichungen erklären.

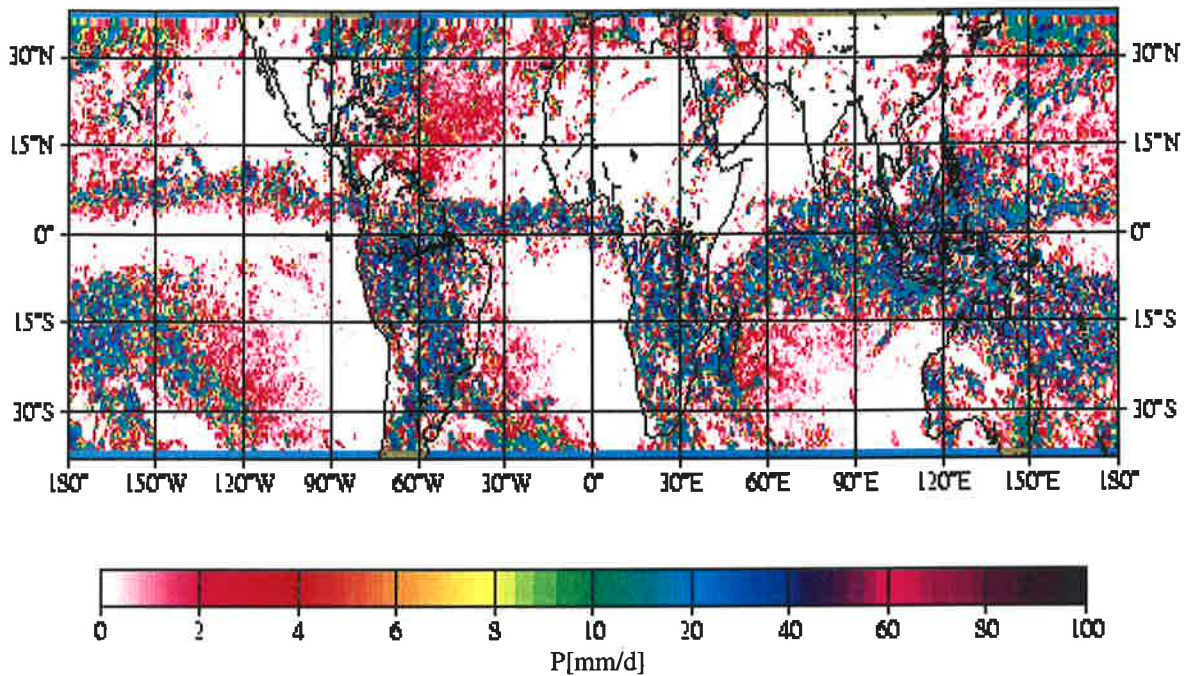
Wie man an den hohen Werten und der fleckigen Struktur der Differenzen erkennen kann, ist eine Abschätzung der Niederschlagsrate und dadurch bedingt auch des Süßwasserflusses aus in situ Daten nur dort sinnvoll, wo die Datendichte besonders hoch ist (Abbildung 18 Mitte und unten). Die Abweichungen zwischen beiden Klimatologien in der Südhemisphäre sind auf eine unrealistische Verteilung in SOC zurückzuführen, wohingegen die Jahresmittelwerte in HOAPS in Abbildung 11 glaubwürdig wiedergeben werden. Wegen der geringen Anzahl an Beobachtungen, bilden sich bei der Analyse der in situ Daten auf der gesamten Südhalbkugel Cluster mit hohen Regenraten, die verbreitet 2-3 mal höhere Niederschläge als bei HOAPS zeigen. Ähnlich hohe Differenzen erkennt man entlang der ITCZ, wo die Strukturen des Niederschlagsfeldes in SOC deutlich inhomogener als bei HOAPS sind und dadurch in unregelmäßigen Abständen

hohe positive und negative Differenzen zwischen HOAPS und SOC gefunden werden. Aber auch in den Gebieten mit hoher in situ Datendichte im Nordatlantik, über der Golfstromregion und über dem Kuroshiostrom im Nordpazifik zeigen sich auffällig hohe Abweichungen. Diese Differenzen sind auf die hohen Niederschlagsraten in HOAPS zurückzuführen, die in den Wintermonaten in dieser Region fast eben so hoch wie in den Tropen sind. Dagegen zeigt die SOC Klimatologie dort nur maximale Werte von 8 mm/d. Die hohen Werte in HOAPS scheinen aber nicht unrealistisch zu sein, wenn man zusätzlich unabhängige Datensätze betrachtet. Abbildung 20 zeigt erste Auswertungen der Messungen des Niederschlagsradars an Bord des TRMM Satelliten von Schulz et al. (2000). Aus Abschätzungen des Niederschlags für den Januar 1999 lassen sich dabei über dem Golfstrom bei 30°N, 60°W mit teilweise mehr als 20 mm/d im Monatsmittel ebenso so hohe Regenraten wie entlang der ITCZ feststellen.

Die Ursachen der Niederschlagsdifferenzen zwischen beiden Klimatologien in diesen Regionen sind daher eher in der bei SOC verwendeten Methode von Tucker (1961) zu suchen. Die Regenraten im operationellen Meßnetz werden nicht direkt gemessen, sondern mit dieser Methode aus den Beobachtungen des aktuellen Wetters nachträglich bestimmt. Auf die Tatsache, daß diese zweifelhafte Abschätzung sehr stark von der subjektiven Entscheidung des Beobachters an Bord eines Schiffes abhängt, soll hier nicht weiter eingegangen werden. Allerdings lassen sich damit nur Regenraten von maximal 2.7 mm/h ableiten, weswegen für die höheren tropischen Niederschlagsraten ein temperaturabhängiger Korrekturwert nach Dorman und Bourke (1978) addiert wird. Da eine solche Korrektur bei in situ Klimatologien außerhalb der Tropen nicht angewendet wird, kommt es bei SOC in Regionen mit hohen instantanen Regenraten von über 5 mm/h, wie über dem Golf- oder Kuroshiostrom, zu einer Unterschätzung des Niederschlags und zu einer Überschätzung des Süßwasserflusses.

Weitere Hinweise auf den engen Zusammenhang zwischen der Anzahl der in situ Messungen und der Genauigkeit der daraus abgeleiteten Klimatologie findet man in den zeitlichen Korrelationen der Monatsmittelwerte in HOAPS und SOC. Dazu wurden aus den 24 monatigen Zeitreihen zwischen Januar 1992 und Dezember 1993 an jeder Gitterbox der globalen 1°x1° Felder Korrelationskoeffizienten zwischen den Wasserhaushaltsparametern beider Klimatologien berechnet. Geht man für alle Parameter von einem unabhängigen Wert pro Quartal aus, so zeigt ein daraus folgender T-Test nach Sachs (1997), daß in dieser Analyse Korrelationen über 0.7 im 95%-Vertrauensintervall als statistisch signifikant angesehen werden können.

Abbildung 20 zeigt für die beiden Feuchteparameter fast in der gesamten Nordhemisphäre Korrelationen über 0.9. Aber auch auf der Südhalbkugel werden bis 40°S verbreitet signifikante Korrelationen gefunden, so daß die geringe Datendichte, bezüglich dieser beiden Größen, anscheinend nur innerhalb der ITCZ Auswirkungen auf die Genauigkeit der monatlichen Variabilität in Bezug auf HOAPS hat.

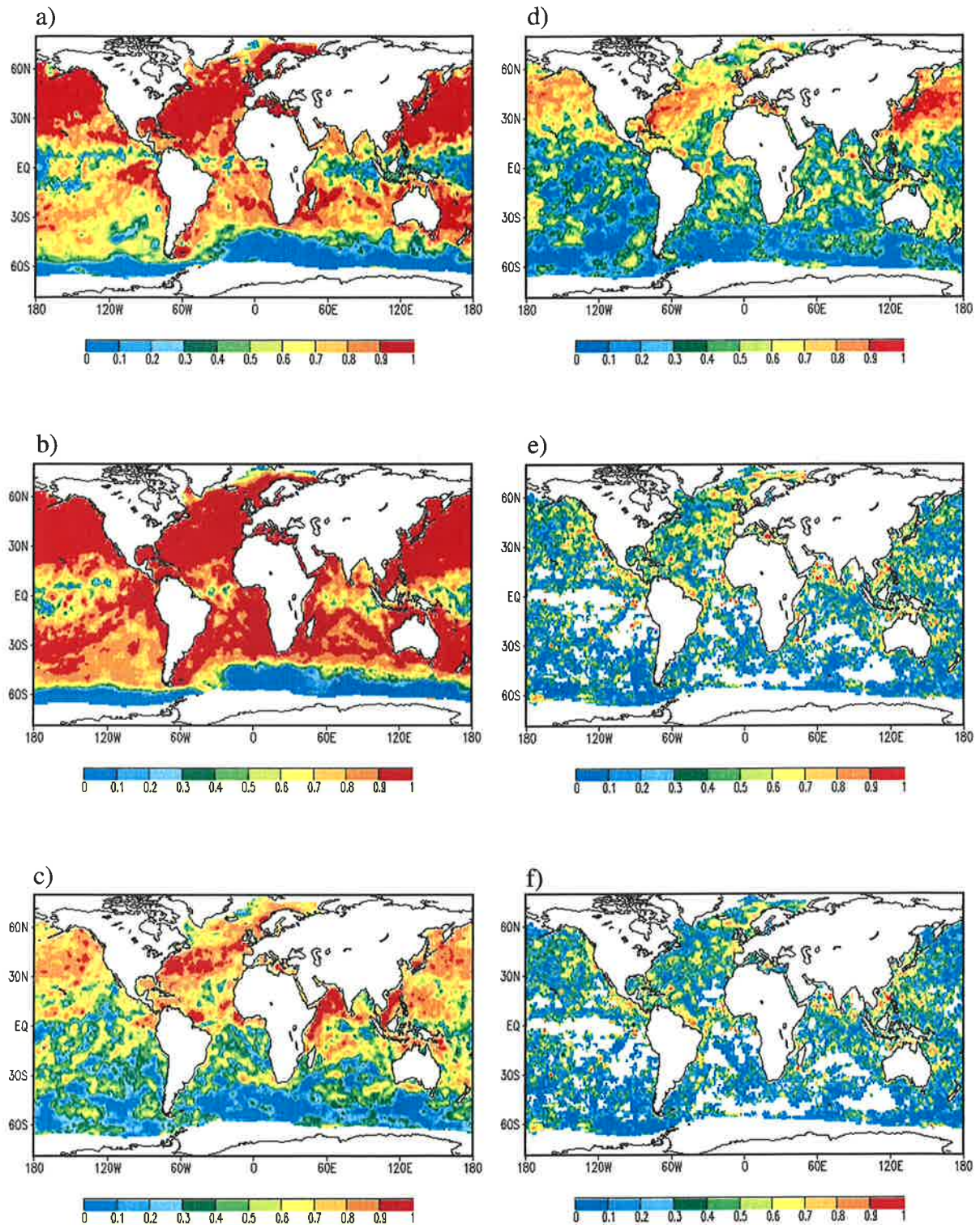


**Abbildung 20:** Monatliche Niederschlagsraten im Januar 1999, abgeleitet aus Messungen des Niederschlagsradars PR an Bord des sich zwischen 40°N und 40°S auf einer nicht sonnensynchronen Umlaufbahn befindlichen TRMM Satelliten (Schulz et al., 2000).

Die Korrelationen der Windgeschwindigkeit und der Verdunstung zeigen große Ähnlichkeiten mit der Verteilung der Anzahl von in situ Messungen während eines Monats (Abbildung 17). Signifikante Korrelationen zwischen HOAPS und SOC sind hier ausschließlich in den Gebieten mit hoher Datendichte im Nordatlantik und Nordpazifik sowie entlang der Hauptschiffahrtslinien auszumachen. Bezüglich des Niederschlags und des Süßwasserflusses lassen sich dagegen lediglich entlang der besonders stark befahrenen Küsten Europas und Nordamerikas Werte über 0.7 erkennen. Außerhalb davon werden kaum signifikante Korrelationen und auf der Südhalbkugel teilweise sogar negative Werte festgestellt.

In Tabelle 11 wurden für verschiedene Ozeanabschnitte regionale und globale Jahresmittelwerte der beiden Klimatologien berechnet. Auch hier zeigen sich lateral unterschiedliche Differenzen zwischen den Wasserhaushaltsparametern der HOAPS und SOC Klimatologie. Während die Feuchtwerte, mit Ausnahme der inneren Tropen, erst südlich von 30°S größere Abweichungen aufweisen, zeigen sich aufgrund der zuvor genannten Ursachen für die Windgeschwindigkeit, die Verdunstung und den Niederschlag schon in allen Regionen südlich von 30°N, einschließlich des Indischen Ozeans, Unterschiede in den Mittelwerten zwischen HOAPS und SOC. Die größten Abweichungen sind dabei im Niederschlag festzustellen, wo in SOC selbst im regionalen Mittel teilweise fast doppelt so hohe Werte wie bei HOAPS auftreten.





**Abbildung 21:** Zeitkorrelationen zwischen jeweils 24 Monatsmittelwerten aus HOAPS und SOC für die spezifische Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche (a), die spezifische Feuchte der bodennahen Luft (b), die Windgeschwindigkeit (c), die Verdunstung (d), die Regenrate (e) und den Süßwasserfluß (f) im Zeitraum Januar 1992 - Dezember 1993. Die weißen Flecken außerhalb der Land- und Eismaske zeigen bei e) und f) Gebiete mit negativen Korrelationen.

**Tabelle 11:** Regionale und globale HOAPS und SOC Mittelwerte (Zeitraum Januar 1992 - Dezember 1993) der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Oberfläche  $q_s$ , der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft  $q_l$ , der Windgeschwindigkeit  $u$ , der Verdunstung  $E$  und der Regenrate  $P$ .

Region	Klimatologie	$q_s$ [g/kg]	$q_l$ [g/kg]	$u$ [m/s]	$E$ [mm/d]	$P$ [mm/d]
Nordpazifik 60°-80°N	HOAPS	4.77	3.88	8.86	1.25	2.61
	SOC	4.93	3.12	7.68	1.27	2.27
Nordpazifik 30°-60°N	HOAPS	9.39	7.35	8.77	2.45	2.72
	SOC	9.63	7.50	8.66	2.20	2.86
Nordpazifik 10°-30°N	HOAPS	20.50	15.74	6.01	3.74	2.42
	SOC	20.61	15.61	7.33	4.11	3.90
Trop. Pazifik 10°S-10°N	HOAPS	22.91	18.65	5.07	2.58	3.56
	SOC	23.06	17.41	6.17	3.69	6.70
Südpazifik 10°-30°S	HOAPS	19.29	14.34	5.92	3.97	2.39
	SOC	19.20	14.24	7.12	4.16	4.49
Südpazifik 30°-60°S	HOAPS	8.93	6.63	9.46	2.88	2.26
	SOC	9.00	6.91	8.80	2.21	5.00
Nordatlantik 60°-80°N	HOAPS	5.27	4.08	9.16	1.67	2.32
	SOC	5.80	4.04	8.94	2.16	2.67
Nordatlantik 30°-60°N	HOAPS	11.58	8.85	8.59	3.03	3.25
	SOC	11.64	8.64	8.88	3.10	3.24
Nordatlantik 10°-30°N	HOAPS	19.81	15.16	5.95	3.66	1.48
	SOC	20.18	15.06	7.33	4.20	2.25
Trop. Atlantik 10°S-10°N	HOAPS	21.36	17.97	5.47	2.18	2.33
	SOC	21.92	16.64	6.40	3.69	3.84
Südatlantik 10°-30°S	HOAPS	15.78	11.45	6.55	3.80	1.77
	SOC	15.72	11.53	7.23	3.53	2.91
Südatlantik 30°-60°S	HOAPS	6.03	4.52	9.46	2.22	2.35
	SOC	6.73	5.75	8.80	1.61	3.81
Ind. Ozean 0°-25°N	HOAPS	23.83	18.43	4.56	2.83	2.85
	SOC	23.95	17.90	6.55	4.06	4.07
Ind. Ozean 0°-40°S	HOAPS	18.68	14.01	6.37	3.91	2.55
	SOC	18.68	13.79	7.48	4.20	4.32
Global 60°S-80°N	HOAPS	14.53	11.16	7.49	3.00	2.49
	SOC	14.93	11.33	7.90	3.17	4.15



Die besten Übereinstimmungen finden sich wiederum für alle Parameter im Nordatlantik und Nordpazifik jeweils zwischen 30° und 60°N. Hier zeigen sowohl die regionalen Mittelwerte des Niederschlags, als auch der Verdunstung annähernd die gleichen Werte, so daß auf dieser raumzeitlichen Skala zumindest in diesen Regionen ebenfalls nur geringe Abweichungen im nicht explizit aufgeführten Süßwasserfluß auftreten.

In den globalen Mittelwerten der beiden Feuchtegrößen, der Windgeschwindigkeit und der Verdunstung zeigen sich allerdings, trotz der größeren regionalen Abweichungen, kaum Unterschiede in den beiden Klimatologien. So ist beispielsweise der globale Mittelwert bei HOAPS mit 3.0 mm/d nur unwesentlich geringer als in SOC mit 3.17 mm/d. Bezüglich des Niederschlags machen sich die deutlichen Abweichungen auf der Südhalbkugel allerdings auch im globalen Mittelwert bemerkbar, wo in SOC mit 4.15 mm/d etwa 60% mehr Niederschlag als in HOAPS berechnet werden. Damit ist in der SOC Klimatologie der globale Mittelwert des Niederschlags um etwa 1 mm/d höher als die Verdunstung. Der daraus folgende negative globale Mittelwert des Süßwasserflusses über dem Ozean steht allerdings im Widerspruch zum allgemeinen Verständnis des Wasserkreislaufs des Systems Ozean-Atmosphäre, in dem über dem Ozean, als der Quelle des atmosphärischen Wasserkreislaufs, im globalen Mittel ein positiver Süßwasserfluß vorherrschen müßte. Dagegen zeigen die globalen Mittel in HOAPS vernünftige Werte mit einem positiven globalen Süßwasserfluß von etwa 0.5 mm/d. Das Verhältnis von Verdunstung und Niederschlag stimmt mit 1.20 dabei sehr gut mit der Klimatologie von Baumgartner und Reichel (1975) überein, die für dieses Verhältnis einen Wert von 1.12 angeben.

Insgesamt läßt sich aus den bisher durchgeführten Vergleichen zwischen HOAPS und SOC folgern, daß die aus in situ Daten abgeleiteten Monatsmittelwerte in SOC nur eingeschränkt auf Gebiete mit einer hohen Anzahl an Beobachtungen brauchbare Ergebnisse liefern, da südlich von 30°N innerhalb eines Monats teilweise nur einige wenige Einzelmessungen je Gitterbox zur Verfügung stehen. Dagegen werden die fernerkundeten Monatsmittelwerte der Wasserhaushaltsparameter in HOAPS je Gitterbox aus einer Anzahl von mehreren hundert Satellitenmessungen abgeschätzt. Durch diese räumlich und zeitlich homogen verteilte Anzahl an Messungen zeigen die fernerkundeten Felder in HOAPS realistischere Verteilungen, als in der SOC Klimatologie, was besonders beim Niederschlag und dadurch bedingt auch beim Süßwasserfluß deutlich wird.

### 6.1.2 Vergleich im Nordatlantik

Die Ergebnisse des vorherigen Abschnittes zeigen, daß die aus Schiffs- und Bojenmessungen erstellte SOC Klimatologie nur in einigen Regionen mit ausreichend hoher in situ Datendichte als Vergleichsdatensatz für HOAPS geeignet ist. Um quantitative Aussagen über die Genauigkeit der fernerkundeten Wasserhaushaltsparameter in HOAPS für verschiedene zeitliche Mittelungsintervalle abzuschätzen, wurde daher das Vergleichsgebiet auf den Nordatlantik zwischen  $30^{\circ}$  und  $50^{\circ}$ N eingeschränkt. Aus den 24-monatigen Zeitserien von Monatsmittelwerten beider Klimatologien wurden saisonale und jährliche Mittelwerte gebildet und diese danach in einer räumlichen Auflösung von  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  gitterboxweise miteinander verglichen. Die Ergebnisse dieser Untersuchung sind in Tabelle 12 zusammengefaßt.

Die beste Übereinstimmung zeigt sich wieder bei den beiden Feuchteparametern, wo die Korrelationen zwischen der HOAPS und SOC Klimatologie sowohl für Monatsmittel, als auch für längere Mittelungszeiträume generell über 0.95 liegen. Wie bereits in Abbildung 21 zu erkennen, zeigen die Monatsmittelwerte der Windgeschwindigkeit sowie des latenten Wärmeflusses und der Verdunstung im Nordatlantik ebenfalls hohe und im 95%-Vertrauensintervall signifikante Korrelationen über 0.8, die zweijährigen Saison- und Jahresmittelwerte sogar Korrelationen über 0.9. Die systematischen Unterschiede der drei Bulk-Parameter, der Verdunstung und des latenten Wärmeflusses liegen in der Größenordnung der in Kapitel 4 gezeigten Vergleiche mit Einzelmessungen. Dagegen ist der rms zwischen den Monatsmittelwerten von HOAPS und SOC für alle Parameter deutlich geringer, als in Kapitel 4 und nimmt bei größeren zeitlichen Mittelungsintervallen erwartungsgemäß weiter ab. So betragen die zufälligen Abweichungen der Monatsmittelwerte in HOAPS und SOC beim latenten Wärmefluß etwa  $20 \text{ W/m}^2$  und verringern sich bis auf  $10 \text{ W/m}^2$  im zweijährigen klimatologischen Mittel. Die Abweichungen im latenten Wärmefluß sind dabei zum größten Teil durch die Abweichungen in der Windgeschwindigkeit verursacht, bei der sich im Vergleich systematische und zufällige Unterschiede zwischen 0.5 und 1 m/s ergeben.

Größere Abweichungen lassen sich dagegen beim Niederschlag feststellen. Ursachen sind wiederum die vorher erwähnten Defizite in der Ableitung der Regenrate aus in situ Beobachtungen des aktuellen Wetters. Diese können im Vergleich der Monatsmittelwerte zu systematischen Unterschieden von über 50% führen, aber auch für längere Mittelungszeiträume, wie im zweijährigen DJF-Saisonmittelwert,  $1.09 \text{ mm/d}$  betragen. Die zufälligen Abweichungen in den Niederschlagswerten beider Klimatologien liegen auch im Nordatlantik zwischen 50% für Monatsmittel und etwa 30% im zweijährigen Mittelwert. Deswegen ist die SOC Klimatologie bezüglich des Niederschlags und des Süßwasserflusses nicht für einen Vergleich mit fernerkundeten Datensätzen geeignet. Um Aussagen über die Genauigkeit der zeitlich gemittelten Felder des Niederschlags und des Süßwasserflusses in HOAPS treffen zu können, müssen daher andere Datensätze herangezogen werden. Ein solcher Vergleich wird ausführlich im nächsten Abschnitt diskutiert.

**Tabelle 12:** Mittelwerte, Korrelationen, bias und rms eines statistischen Vergleichs zwischen HOAPS und SOC für die spezifische Sättigungsfeuchte an der Oberfläche  $q_s$ , die spezifische Feuchte der bodennahen Luft  $q_l$ , die Windgeschwindigkeit  $u$ , die Verdunstung  $E$ , den latenten Wärmefluß  $L$  und die Regenrate  $P$  für verschiedene zeitliche Mittelungsintervalle im Zeitraum Januar 1992 - Dezember 1993 zwischen  $30^\circ$  und  $50^\circ\text{N}$  im Nordatlantik.

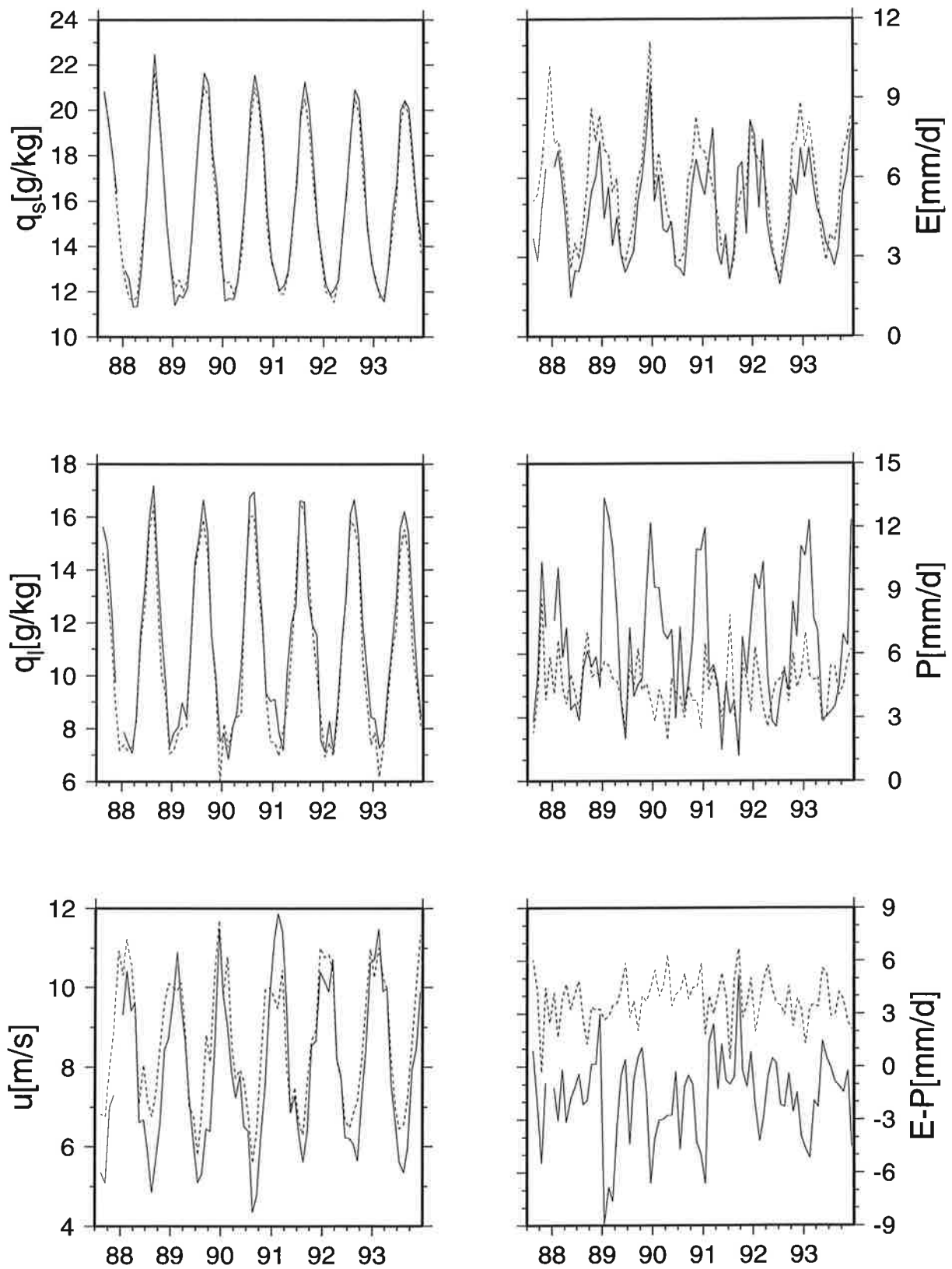
HOAPS - SOC		Januar 1993	Juli 1993	DJF- Saisonmittel 1992-1993	JJA- Saisonmittel 1992-1993	Jahresmittel 1992-1993
$q_s$ [g/kg]	Mittel	11.32	15.23	11.33	15.60	13.32
	Korr.	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
	bias	- 0.11	- 0.06	0.03	0.03	0.03
	rms	0.51	0.54	0.38	0.29	0.31
$q_l$ [g/kg]	Mittel	7.92	12.61	7.91	12.59	10.01
	Korr.	0.95	0.97	0.98	0.99	0.99
	bias	0.32	0.26	0.20	0.57	0.37
	rms	0.67	0.69	0.41	0.44	0.29
$u$ [m/s]	Mittel	9.69	6.67	9.68	6.44	8.09
	Korr.	0.89	0.84	0.97	0.97	0.95
	bias	- 0.57	- 0.38	- 0.76	- 0.58	- 0.63
	rms	0.87	0.99	0.35	0.62	0.44
$E$ [mm/d]	Mittel	4.13	1.97	4.16	2.11	3.45
	Korr.	0.87	0.79	0.95	0.89	0.96
	bias	- 0.09	- 0.04	- 0.10	- 0.27	- 0.21
	rms	0.94	0.70	0.56	0.36	0.35
$L$ [W/m <sup>2</sup> ]	Mittel	112.33	54.54	119.71	59.97	94.38
	Korr.	0.88	0.83	0.96	0.89	0.96
	bias	- 2.10	- 2.08	- 2.23	- 7.26	- 5.15
	rms	20.96	17.08	14.11	10.46	10.10
$P$ [mm/d]	Mittel	3.66	2.04	3.97	2.18	3.22
	Korr.	0.73	0.64	0.87	0.86	0.89
	bias	0.05	- 1.05	1.09	- 0.64	0.26
	rms	1.88	1.56	1.36	0.65	0.98

Wie in Kapitel 7.1 gezeigt wird, hat der Golfstrom sowohl für das Klima im gesamten Nordatlantik, als auch für den europäischen Kontinent eine große Bedeutung. Klepp und Bakan (2000) bestätigen in ihrer Studie, daß sich dort durch die großen Temperaturgegensätze zwischen dem warmen Ozean und der kalten Luft, die vom nordamerikanischen Kontinent hertransportiert wird, im Nordwinter häufig Zyklonen bilden. Diese ziehen danach quer über den Atlantik und beeinflussen später maßgeblich das Wettergeschehen in Europa. Wie in Abbildung 12 zu erkennen, weist die Golfstromregion darüber hinaus bezüglich des Süßwasserflusses einen starken Jahresgang auf und ist daher sehr gut geeignet, um die monatliche Variabilität der einzelnen Wasserhaushaltsparameter beider Klimatologien näher zu untersuchen.

Dazu wurden monatliche Gebietsmittelwerte einer  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  Region bei  $37.5^{\circ}N$ ,  $67.5^{\circ}W$  gebildet und die daraus resultierenden Zeitreihen beider Klimatologien verglichen. Im Gegensatz zu den globalen Studien in Kapitel 5.3.2 sind in dieser Region keine systematischen Sprünge in den aus Messungen der DMSP-Satelliten F08 (1987-1990), F10 (1991) und F11 (1992-1993) abgeleiteten Monatsmittelwerten der Wasserhaushaltsparameter zu erkennen (Abbildung 22). Die Untersuchung der Zeitreihen wurde daher auf 78 Monate (Juli 1987-Dezember 1993) und somit den gesamten Überlappungszeitraum zwischen HOAPS und SOC ausgedehnt.

Die Zeitreihen der Monatsmittelwerte in Abbildung 22 zeigen für alle Wasserhaushaltsparameter einen starken Jahresgang. Die beiden Feuchtegrößen unterscheiden sich dabei in den Sommer- und Wintermonaten um bis zu 10 g/kg, während die Windgeschwindigkeit im Winter mit bis zu 12 m/s etwa doppelt so hohe Werte wie im Sommer zeigt. Dadurch weist auch die Verdunstung einen starken Jahresgang mit etwa 3 mm/d in den Sommer- und bis zu 9 mm/d in den Wintermonaten auf. Diese hohe saisonale Variabilität der Bulk-Parameter und der Verdunstung wird in den Zeitreihen von beiden Klimatologien mit geringen Abweichungen gut wiedergegeben.

Dagegen lassen sich in den Zeitserien des Niederschlags große Abweichungen erkennen. Die hohen Niederschläge bei HOAPS von über 10 mm/d in den Wintermonaten werden bei SOC nicht erreicht, da mit der dort verwendeten Methode von Tucker (1961) die Regenrate nur bis maximal 2.6 mm/h für Einzelmessungen abgeschätzt werden kann. Dadurch ist auch bei den Monatsmittelwerten des Süßwasserflusses (E-P) kaum Übereinstimmung zwischen beiden Klimatologien festzustellen. Die durchgängig positiven Werte in SOC zwischen 3 und 6 mm/d weichen meist sogar im Vorzeichen von den Werten bei HOAPS ab. Dort lassen sich nur in den Sommermonaten geringe positive Süßwasserflüsse erkennen, während im Winter teilweise hohe negative Flüsse bis über 6 mm/d festgestellt werden.



**Abbildung 22:** Zeitserien von Monatsmittelwerten der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche  $q_s$ , der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft  $q_l$ , der Windgeschwindigkeit  $u$ , der Verdunstung  $E$ , der Niederschlagsrate  $P$  und des Süßwasserflusses  $E-P$  für eine  $5^\circ \times 5^\circ$  Region mit Zentrum bei  $37.5^\circ\text{N}$ ,  $67.5^\circ\text{W}$  aus HOAPS (durchgezogene Linie) und SOC (gestrichelt). Wegen des Meßausfalls an Bord des DMSP-F08 weist die HOAPS Zeitserie im Dezember 1987 eine Datenlücke auf.

Das wichtigste Fazit des Vergleichs zwischen HOAPS und der SOC Klimatologie lautet: Mit Ausnahme des Niederschlags und des Süßwasserflusses, bei denen aufgrund des ungenauen Verfahrens bei SOC keine zufriedenstellenden Vergleichsergebnisse festgestellt wurden, konnte die Genauigkeit der fernerkundeten Wasserhaushaltsparameter in HOAPS überprüft und quantifiziert werden. HOAPS zeigt in Regionen mit einer hohen Anzahl an in situ Messungen sowohl in den Mittelwerten, als auch in der monatlichen Variabilität dieser Parameter eine gute Übereinstimmung mit SOC. Außerhalb des Nordatlantiks, des Nordpazifiks und der Hauptschiffahrtslinien sinkt die Qualität der SOC Klimatologie mit der stark abnehmenden Anzahl an in situ Messungen. Da die Anzahl der Satellitenmessungen, im Vergleich zum Nordatlantik, jedoch überall nahezu konstant bleibt, ist die HOAPS Klimatologie im Hinblick auf globale Anwendungen des Datensatzes über dem Ozean besser geeignet, als die SOC Klimatologie.

## **6.2 Vergleich mit dem Global Precipitation Climatology Project (GPCP)**

Wie im vorherigen Abschnitt gezeigt wurde, sind globale Niederschlagsfelder aus dem operationellen Beobachtungsnetz für die Klimaforschung wenig geeignet, da einerseits das Verfahren Schwächen aufweist und andererseits die Anzahl der Beobachtungen, insbesondere auf der Südhalbkugel, für eine genaue Abschätzung der monatlichen Niederschlagsmenge zu gering ist. In den vorherigen Vergleichen konnten aus diesen Gründen nur eingeschränkte und qualitative Aussagen über die Güte der Niederschlagsfelder aus dem HOAPS Datensatz getroffen werden. Für einen weiteren Vergleich wurden daher die Niederschlagsdaten des Global Precipitation Climatology Project (GPCP) zum Vergleich herangezogen. Das GPCP wird seit 1986 vom World Climate Research Programme (WCRP) gefördert. Bis zum damaligen Zeitpunkt war es nicht möglich die Niederschlagsverteilung über der gesamten Erde hinreichend genau zu quantifizieren, da die bis dahin vorhandenen unterschiedlichen Meßmethoden und die daraus resultierenden Datensätze nicht über die notwendige Genauigkeit und/oder über keine globale Abdeckung verfügten (Huffmann et al., 1997). Ziel des GPCP war und ist es daher, monatliche Mittelwerte des Niederschlags auf einem globalen  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  Gitter für den Zeitraum Juli 1987 bis Dezember 2000 für weitere wissenschaftliche Untersuchungen, wie z.B. die Validation von globalen Klimamodellen oder hydrologischen Modellen, zur Verfügung zu stellen.

Die eigentliche Aufgabe des GPCP besteht darin, die Informationen über den Niederschlag aus unterschiedlichen Datenquellen so zu kombinieren, daß alle Vorteile und Stärken der einzelnen Meßmethoden für den bis heute längsten und genauesten Datensatz monatlicher Niederschlagsverteilungen genutzt werden (WCRP, 1990). Die Daten des GPCP eignen sich somit sehr gut zum Vergleich mit anderen Meßreihen des Niederschlags. In diesem Kapitel sollen daher die ebenfalls in einer räumlichen  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  Auflösung vorliegenden Niederschlagsklimatologien aus dem HOAPS Datensatz für den Zeitraum 1992 bis 1998 mit den Feldern der GPCP Version 1c über dem Ozean verglichen werden. Dazu werden zunächst die Einzelkomponenten und die Erstellung des GPCP Datensatzes zusammenfassend dargestellt. Im eigentlichen Vergleich werden danach die wesentlichen Gemeinsamkeiten und Unterschiede beider Klimatologien sowie der GPCP Einzelkomponenten diskutiert und daraus Aussagen über die Güte der Niederschlagsfelder der HOAPS Klimatologie abgeleitet.

### **6.2.1 Die Einzelkomponenten des GPCP Datensatzes**

Der GPCP Datensatz ist eine Kombination von Niederschlagsabschätzungen aus Satellitendaten und in situ Messungen der Regenrate. Die Einzelkomponenten, deren räumliche und zeitliche Abdeckung sowie die Referenzen sind in Tabelle 13 zusammengefaßt. Dabei werden sowohl dreistündliche Infrarotmessungen geostationärer Satelliten, als auch die Mikrowellenmessungen des polar umlaufenden SSM/I genutzt, die zwar in geringerer zeitlicher Auflösung

als die geostationären Daten vorliegen, aber dafür eine genauere Abschätzung des instantanen Niederschlags ermöglichen (Arkin und Xie, 1994; Ebert und Manton, 1998; Smith et al., 1998). Da das Gebiet zwischen 40°S und 40°N von den vier zur Verfügung stehenden geostationären Satelliten (Geostationary Operational Environmental Satellites GOES EAST und GOES WEST, USA; Geostationary Meteorological Satellite GMS, Japan; Meteorological Satellite METEOSAT, Europa) nicht komplett abgedeckt wird, werden diese Lücken zusätzlich durch Daten der ebenfalls im infraroten Spektralbereich messenden Radiometer der NOAA-Serie (National Oceanic and Atmospheric Administration) aufgefüllt. Die Ableitung von Niederschlagsraten aus den Infrarotmessungen erfolgt für die geostationären Daten nach der Methode von Arkin und Meisner (1987), dem sogenannten GOES Precipitation Index (GPI), die die gemessene Wolkenoberkantentemperatur in Beziehung zum Niederschlag setzt und einer ähnlichen Methode von Janowiak und Arkin (1991) für die Daten der polarumlaufenden Infrarotradiometer.

**Tabelle 13:** Beschreibung der Einzelkomponenten des GPCP Datensatzes

Meßgerät	Zeitliche Abdeckung	Räumliche Abdeckung	Referenz
Geostationäre IR-Radiometer	8 mal täglich	40°N-40°S (Land, Ozean)	Arkin und Meisner (1987)
Polar umlaufende IR-Radiometer	4 mal täglich	40°N-40°S (Land, Ozean)	Janowiak und Arkin (1991)
Polar umlaufende MW-Radiometer (Emissionsverfahren)	2 mal täglich	60°N-60°S (Ozean)	Wilheit et al. (1991)
Polar umlaufende MW-Radiometer (Streuverfahren)	2 mal täglich	60°N-60°S (Land, Ozean)	Ferraro et al. (1996)
Regenmesser	kontinuierlich	Global (Land)	Rudolf et al. (1996)

Die je nach geographischer Breite etwa zweimal täglich vorliegenden Daten des Mikrowellenradiometers SSM/I gehen über zwei verschiedene Algorithmen in den Datensatz ein. Wie in Kapitel 3 beschrieben, nutzt ein sogenanntes Emissionsverfahren (Wilheit et al., 1991) die geringe und homogene Emissivität des Ozeans, um lediglich aus den niederfrequenten Kanälen des Radiometers die Regenrate über See abzuleiten. Dagegen berücksichtigt das Streuverfahren von Ferraro et al. (1996) mit Hilfe der Messungen in den höheren Frequenzen auch Streu-

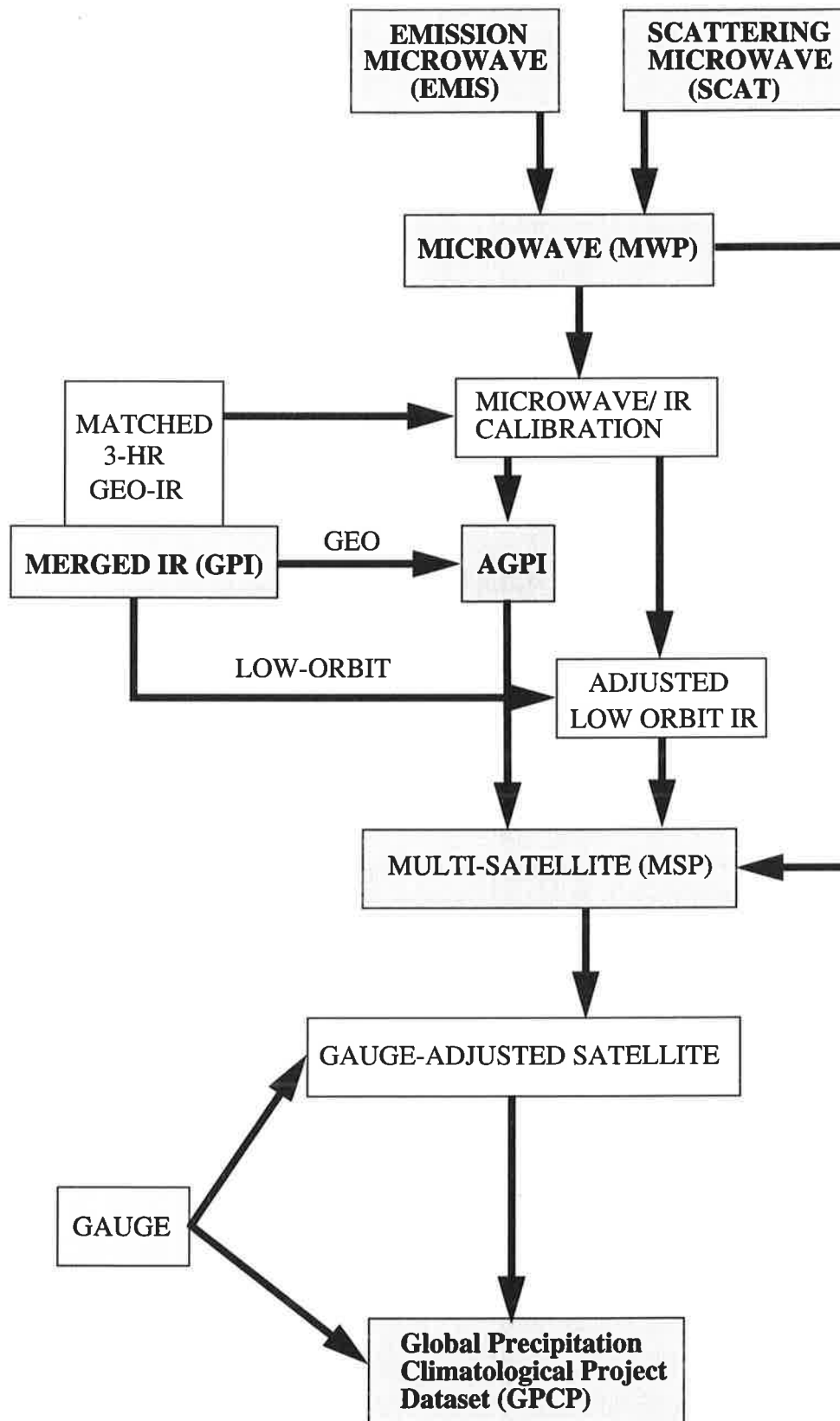


effekte in der Atmosphäre und kann sowohl über See als über Land angewendet werden. Zusätzlich stehen über Land Niederschlagsdaten aus einem weltweiten Netz an Regenmessern zur Verfügung, die vom Deutschen Wetterdienst (DWD) in Offenbach für den GPCP Datensatz aufbereitet werden (Rudolf et al., 1996).

Auf die Kombination der Einzelkomponenten zu den Niederschlagsfeldern des GPCP soll hier nur kurz, an Hand des Flußdiagramms in Abbildung 23, eingegangen werden. Die Methoden werden bei Huffmann et al. (1995, 1997) ausführlich beschrieben. Zunächst wird die instantane Regenrate aus den Mikrowellenmessungen mittels der beiden genannten Algorithmen von Wilheit und Ferraro abgeleitet. Danach wird aus diesen beiden Niederschlagsmessungen, entsprechend den zugrunde liegenden Verfahren EMIS und SCAT, ein gemeinsames Mikrowellenprodukt erstellt, das nachfolgend als MWP bezeichnet wird. Je Überflug des SSM/I werden die dazu räumlich und zeitlich korrelierten Infrarotmessungen (IR) der geostationären Satelliten mit dem MWP verglichen und aus dem Verhältnis der Niederschlagsabschätzungen beider Radiometer Koeffizienten gebildet. Bis zum nächsten SSM/I-Überflug werden mit diesem Koeffizienten sämtliche auf dem GPI basierende Abschätzungen der Regenrate nach der Methode von Adler et al. (1994) kalibriert. Das daraus resultierende Produkt, der sogenannte Adjusted GOES Precipitation Index (AGPI), spiegelt somit die Kombination der hohen zeitlichen Auflösung der Infrarotmessungen mit den genaueren, aber zeitlich geringer aufgelösten Mikrowellenmessungen wieder. Allerdings liegen die Daten des AGPI nur für die Regionen zwischen 40°S und 40°N vor, da in höheren Breiten eine Niederschlagsabschätzung aus Messungen geostationärer Satelliten nur noch mit großen Ungenauigkeiten möglich ist (Janowiak und Arkin, 1991). Die Niederschlagsraten in den Gebieten von 40° bis 60° nördlicher bzw. südlicher Breite beziehen sich daher ausschließlich auf die zweimal täglichen Messungen der SSM/I Radiometer im MWP.

Die Abschätzungen des MWP, AGPI und der polar umlaufenden Infrarotradiometer werden schließlich zum sogenannten Multisatellite Product (MSP) zusammengefaßt und danach monatlich für den hier vorliegenden Datensatz mit etwa 6700 global verteilten in situ Messungen über Land ein weiteres mal justiert (Rudolf et al., 1996). Mittlerweile wurde dieses Datennetz beim Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) des Deutschen Wetterdienstes auf etwa 40000 Stationen ausgebaut. Dieses Kalibrationsverfahren mit Regenmessern hat allerdings auf die hier betrachteten Niederschlagsraten über See keinen Einfluß, so daß sich dort das GPCP Gesamtprodukt vom MSP nicht unterscheidet.

Zusätzlich stehen in dem vorliegenden GPCP Datensatz sowohl für das MWP, als auch für den AGPI und das GPCP Gesamtprodukt für jede Gitterbox monatliche Standardfehler zur Verfügung, die nach einem aufwendigen Analyseverfahren von Huffmann et al. (1997) berechnet wurden und im weiteren Verlauf in den Vergleichen berücksichtigt werden. Im folgenden werden die Felder des GPCP Gesamtprodukts und der über See bedeutenden Einzelkomponenten



**Abbildung 23:** Kombination der Einzelkomponenten (grau unterlegt) zum Niederschlagsprodukt des Global Precipitation Climatological Project GPCP (leicht modifiziert nach Huffmann et al., 1997). Die im weiteren Verlauf näher untersuchten Einzelkomponenten sind fett hervorgehoben.

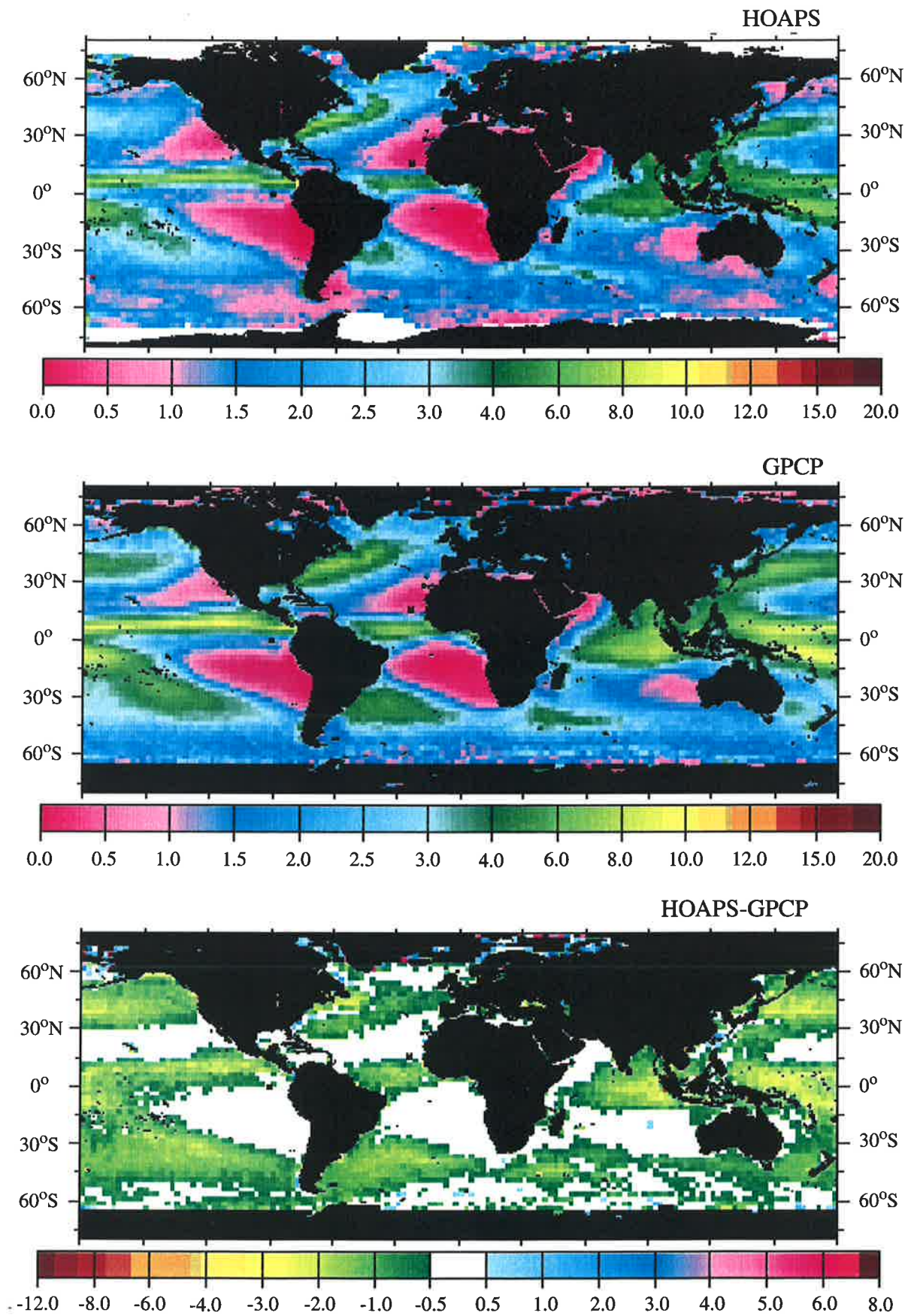
(EMISS, SCAT, MWP, GPI, AGPI) den  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  Niederschlagsfeldern aus HOAPS gegenübergestellt. Dabei werden zunächst auf der Basis von klimatologischen Jahresmittelwerten die wichtigsten qualitativen und quantitativen Unterschiede herausgearbeitet, bevor dann die monatlichen Anomalien der Felder in einer Korrelationsanalyse verglichen werden.

### 6.2.2 Vergleich klimatologischer Jahresmittelwerte

Abbildung 24 zeigt die klimatologischen Jahresmittelwerte des Niederschlags aus dem HOAPS und GPCP Datensatz sowie die Differenz aus beiden Produkten. Beide Klimatologien zeigen die erwarteten großräumigen Strukturen mit Maxima über dem Golf- und dem Kuroshiostrom, in den Tropen innerhalb der scharf abgetrennten ITCZ im Atlantik, im Pazifik und im Indischem Ozean sowie innerhalb der SPCZ und in den vom asiatischen Sommermonsun beeinflussten Regionen des Golf von Bengalen und im Südchinesischen Meer. Die trockenen Gebiete in den östlichen Teilen der subtropischen Ozeane und entlang der nordostafrikanischen Küste bis in die Arabische See werden ebenfalls von beiden Verteilungen wiedergegeben.

Obwohl die großräumigen Strukturen sehr ähnlich sind, finden sich im Detail doch deutliche Unterschiede zwischen beiden Klimatologien. Das Differenzenbild zeigt dabei verbreitet niedrigere Regenraten im HOAPS Datensatz. Die größten Unterschiede lassen sich in den Tropen entlang der SPCZ und ITCZ feststellen, wobei im westpazifischen Warmpool und im östlichen Indischen Ozean vom GPCP großflächig bis zu  $2.5 \text{ mm/d}$  mehr Niederschlag im Jahresmittel angegeben werden. Dies legt zunächst einmal die Vermutung nahe, daß die niedrige Anzahl von nur ein bis zwei täglichen Mikrowellenmessungen bei HOAPS, wie in Kapitel 5.3.1 beschrieben, zu einem Samplingfehler führt, der im GPCP durch die Nutzung der zeitlich höher aufgelösten Infrarotmessungen nicht vorhanden ist und dadurch dort die zeitlich gemittelten Niederschlagsraten genauer bestimmt werden können.

Allerdings finden sich auch außerhalb der von den geostationären Satellitenmessungen abgedeckten Gebiete, nördlich und südlich des  $40^\circ$  Breitengrades, deutliche Abweichungen. Während unmittelbar über dem Golfstrom, wo im Vergleich zwischen der HOAPS und SOC Klimatologie noch die größten Differenzen gefunden wurden, kaum Unterschiede festzustellen sind, werden südöstlich davon und vor Neufundland vom GPCP höhere Niederschlagsraten bestimmt, die sich entlang des  $45^\circ$  Breitengrades über den gesamten Nordatlantik fortsetzen. In den Gebieten des nordatlantischen Stormtracks, entlang  $55^\circ\text{N}$ , findet sich dagegen gute Übereinstimmung. Die Abweichungen im gesamten Nordpazifik zwischen  $45^\circ$  und  $60^\circ\text{N}$  betragen über dem Kuroshiostrom wiederum teilweise über  $2 \text{ mm/d}$  im Jahresdurchschnitt. Diese Unterschiede zwischen beiden Klimatologien in den mittleren Breiten lassen sich aber keineswegs auf einen möglichen Samplingfehler zurückführen, da dort ins GPCP Produkt ebenfalls nur

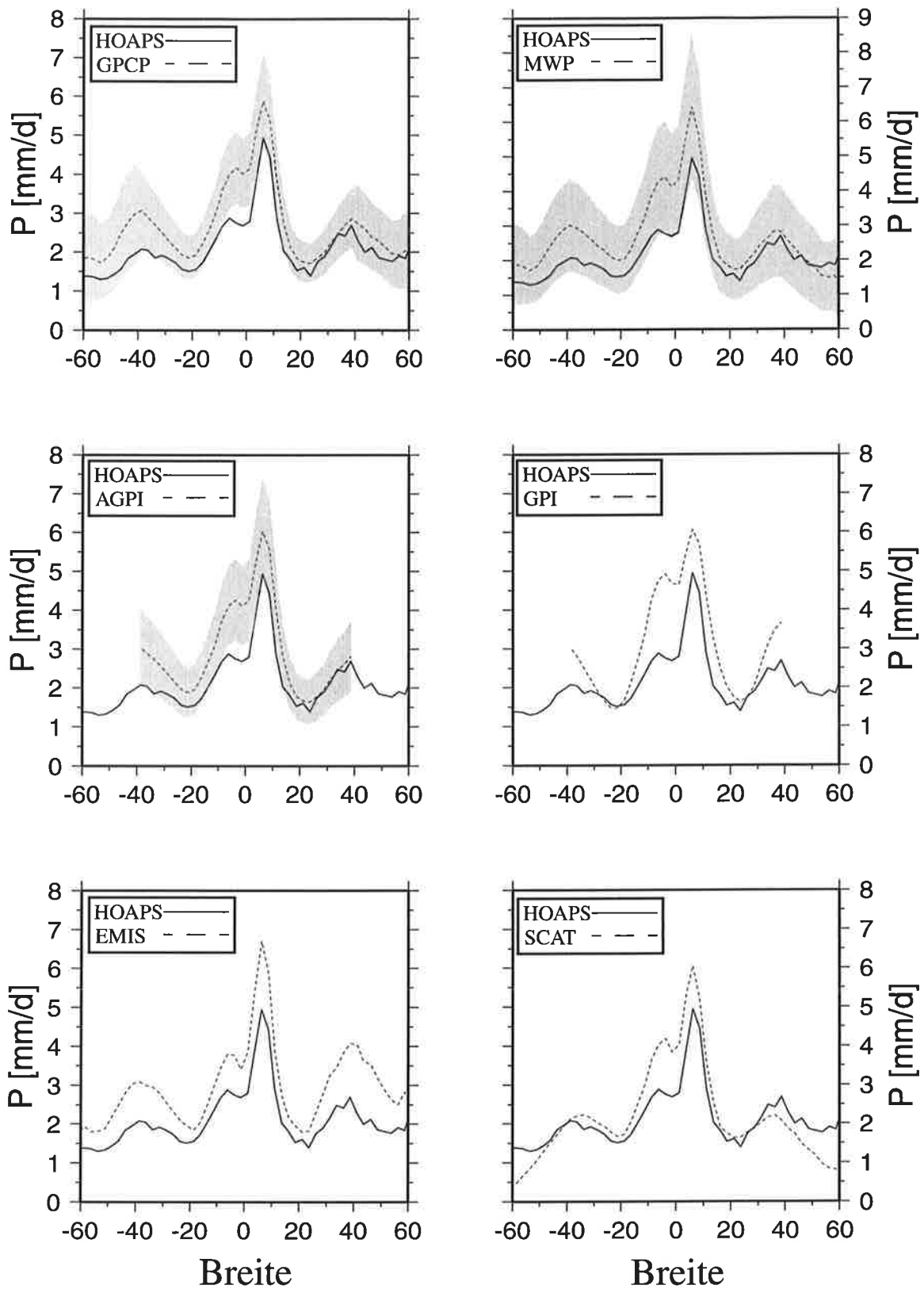


**Abbildung 24:** Globale Verteilung der klimatologischen Jahresmittelwerte (1992-1998) des Niederschlags aus HOAPS und dem GPCP Gesamtprodukt sowie deren Differenz in mm/d. Die räumliche Auflösung beträgt 2.5°x2.5°.

zweimal tägliche SSM/I-Messungen eingehen. Vielmehr deutet dies eher auf systematische Unterschiede in der Ableitung der Niederschlagsrate mittels der unterschiedlichen Mikrowellenalgorithmen im HOAPS und GPCP Datensatz hin, die dann entsprechend auch die Ursachen für die Abweichungen in den niederen Breiten sein könnten. Eine genaue Zuordnung der Ursachen kann aber nur nach einer detaillierten Betrachtung der GPCP Einzelkomponenten vorgenommen werden.

Die aus HOAPS und dem GPCP Gesamtprodukt sowie dessen Einzelkomponenten gebildeten zonalen Mittelwerte des Niederschlags sind in Abbildung 25 dargestellt. So weit vorhanden, wurden die in 6.3.1 beschriebenen Fehlerbereiche der Niederschlagsabschätzungen des GPCP Datensatzes ebenfalls zonal gemittelt und sind in den Abbildungen der jeweiligen Produkte angegeben. Die Profile zeigen bei allen Produkten den gleichen Verlauf mit einem deutlichen Maximum bei  $7.5^{\circ}\text{N}$ , das die mittlere Lage der ITCZ charakterisiert und bei HOAPS  $5\text{ mm/d}$  im Jahresmittel beträgt. Aber auch die weiteren lokalen Maxima bei  $10^{\circ}\text{S}$ ,  $40^{\circ}\text{S}$  und  $40^{\circ}\text{N}$  sowie die lokalen Minima bei  $20^{\circ}$  nördlicher und südlicher Breite und die Abnahme des zonalen Niederschlags zwischen dem  $40.$  und  $60.$  Breitengrad werden überall wiedergegeben.

Der GPCP Datensatz sowie dessen Einzelkomponenten zeigen jedoch in allen Breiten systematisch höhere Niederschläge als bei HOAPS. Es ist jedoch zu erkennen, daß die zonalen Mittelwerte von HOAPS, bis auf eine Zone zwischen  $0^{\circ}$  und  $10^{\circ}\text{S}$ , jeweils immer innerhalb der teilweise relativ breiten Fehlergrenzen der jeweiligen GPCP Produkte liegen. Die geringsten Abweichungen lassen sich insgesamt bei SCAT feststellen, welches auf dem Streuverfahren von Ferraro et al. (1996) beruht. Dort findet man zwischen  $20^{\circ}$  und  $40^{\circ}$  in beiden Hemisphären kaum Unterschiede und in noch höheren Breiten sogar geringere Werte als bei HOAPS. Diese geringen Differenzen wirken sich im GPCP Gesamtprodukt aber nur in der Nordhemisphäre jenseits des  $20.$  Breitengrades aus, wo im Vergleich zu HOAPS ebenfalls gute Übereinstimmungen vorhanden sind. In fast allen anderen geographischen Breiten sind die Abweichungen zwischen HOAPS und GPCP in der gleichen Größenordnung, wie sie auch schon im Vergleich zu EMIS sind, in dem die Regenrate mit dem Emissionsverfahren von Wilheit et al. (1991) aus SSM/I-Messungen abgeleitet wird. Dies deutet auf eine starke Gewichtung dieses Verfahrens bei der Erstellung des GPCP Niederschlagsproduktes hin. Lediglich zwischen  $10^{\circ}\text{S}$  und  $10^{\circ}\text{N}$  scheint sich im GPCP Produkt der Einfluß der zeitlich höher aufgelösten Infrarotmessungen des GPI bemerkbar zu machen. Durch die geostationären Satellitenmessungen werden die vom Emissionsverfahren bei  $7.5^{\circ}\text{N}$  bestimmten  $7\text{ mm/d}$  im Gesamtprodukt auf unter  $6\text{ mm/d}$  korrigiert. Dagegen betragen die Abweichungen zwischen dem GPI und HOAPS bei  $10^{\circ}\text{S}$  mehr als  $2\text{ mm/d}$ , wodurch dort auch im AGPI und im GPCP im Vergleich zu HOAPS  $50\%$  mehr Niederschlag angezeigt werden. Wie in Abbildung 24 deutlich zu erkennen ist, stehen diese Unterschiede in den zonalen Mittelwerten der inneren Tropen im Zusammenhang mit der Niederschlagsverteilung im westpazifischen Warmpool und im Indischen Ozean.



**Abbildung 25:** Zonale Mittelwerte des Niederschlags in mm/d für den Zeitraum Januar 1992 - Dezember 1998 berechnet aus dem GPCP Gesamtprodukt (oben links) und den GPCP Einzelkomponenten (jeweils gestrichelt) sowie jeweils durchgezogen die zonalen Mittelwerte, berechnet aus dem HOAPS Datensatz. Die im GPCP Datensatz angegebenen Fehlerbereiche der Einzelprodukte MWP und AGPI sowie des GPCP Gesamtproduktes sind grau unterlegt dargestellt (siehe Text).



Für eine Bewertung der Abweichungen zwischen HOAPS und dem GPCP Niederschlagsprodukt reichen die bisher gezeigten Ergebnisse nicht aus, da sowohl die unterschiedlichen Verfahren, als auch die unterschiedliche zeitliche Auflösung der Messungen für unterschiedliche Niederschlagsraten verantwortlich sein können. Zur weiteren Diskussion wurden daher die Ergebnisse des von Ebert und Manton (1998) im Rahmen des in Kapitel 4 beschriebenen Algorithm Intercomparison Project-3 (AIP-3) durchgeführten Vergleichs herangezogen. Ebert und Manton verglichen unter anderem die vier zur Erstellung des GPCP Datensatzes verwendeten Fernerkundungsverfahren sowie den für HOAPS genutzten Algorithmus von Bauer und Schlüssel (1993) mit Radarmessungen und leiteten daraus monatliche Niederschlagssummen ab. Das Meßgebiet lag im tropischen Westpazifik zwischen  $0^{\circ}$  und  $5^{\circ}\text{S}$  und damit genau in der Region, in der zwischen HOAPS und GPCP die größten Unterschiede festgestellt wurden. Die Ergebnisse dieses Vergleichs sind in Tabelle 14 zusammengefaßt.

Die geringsten systematischen und zufälligen Unterschiede im Vergleich zu den Radarmessungen weisen die drei Fernerkundungsverfahren auf, die die Niederschlagssumme aus Mikrowellendaten ableiten. Dabei zeigen die Verfahren von Wilheit et al. (1991) und Bauer und Schlüssel (1993) die genauesten Ergebnisse mit einem geringen bias von 2.1 mm bzw. -2.6 mm im Monatsmittel und einem für beide ähnlichen rms von etwa 50%. Dies bestätigt die vorher im Vergleich zu HOAPS festgestellten höheren Niederschlagsraten im EMIS Produkt, zeigt aber zugleich, daß diese Unterschiede zumindest durch Ungenauigkeiten beider Verfahren in der gleichen Größenordnung mit allerdings umgekehrten Vorzeichen zu erklären sind. Weiterhin kann man daraus ableiten, daß im Vergleich zu den zeitlich hochaufgelösten Radarmessungen die geringe Abtastrate von zwei täglichen Messungen durch die Mikrowellenradiometer zumindest mit diesen beiden Verfahren hier keine Auswirkungen auf die Ableitung der Monatssumme haben.

Die höhere zeitliche Auflösung der Infrarotmessungen zeigt sich lediglich in einem etwas höheren Korrelationskoeffizienten von 0.88 im Vergleich zu 0.76 (Bauer und Schlüssel, 1993) bzw. 0.80 (Wilheit et al., 1991), der aber letztlich nicht signifikant ist. Allerdings werden hier die großen Ungenauigkeiten der Infrarotverfahren bestätigt, da trotz der höheren Abtastrate mit dem GPI eine doppelt so hohe monatliche Niederschlagssumme bestimmt wurde, als mit den Radarmessungen. Diese Ungenauigkeiten machen sich auch in der aus Infrarot- und Mikrowellenmessungen kombinierten Monatssumme nach Adler et al. (1994) mit einer Überschätzung von über 30% bemerkbar. Da dieses Verfahren auch bei der Erstellung des GPCP Datensatzes angewendet wird, deuten die Ergebnisse von Tabelle 14 insgesamt daraufhin, daß die angesprochenen Unterschiede zwischen HOAPS und GPCP in erster Linie auf die Überschätzung des Niederschlags durch die im GPCP verwendeten Einzelverfahren zurückzuführen ist.

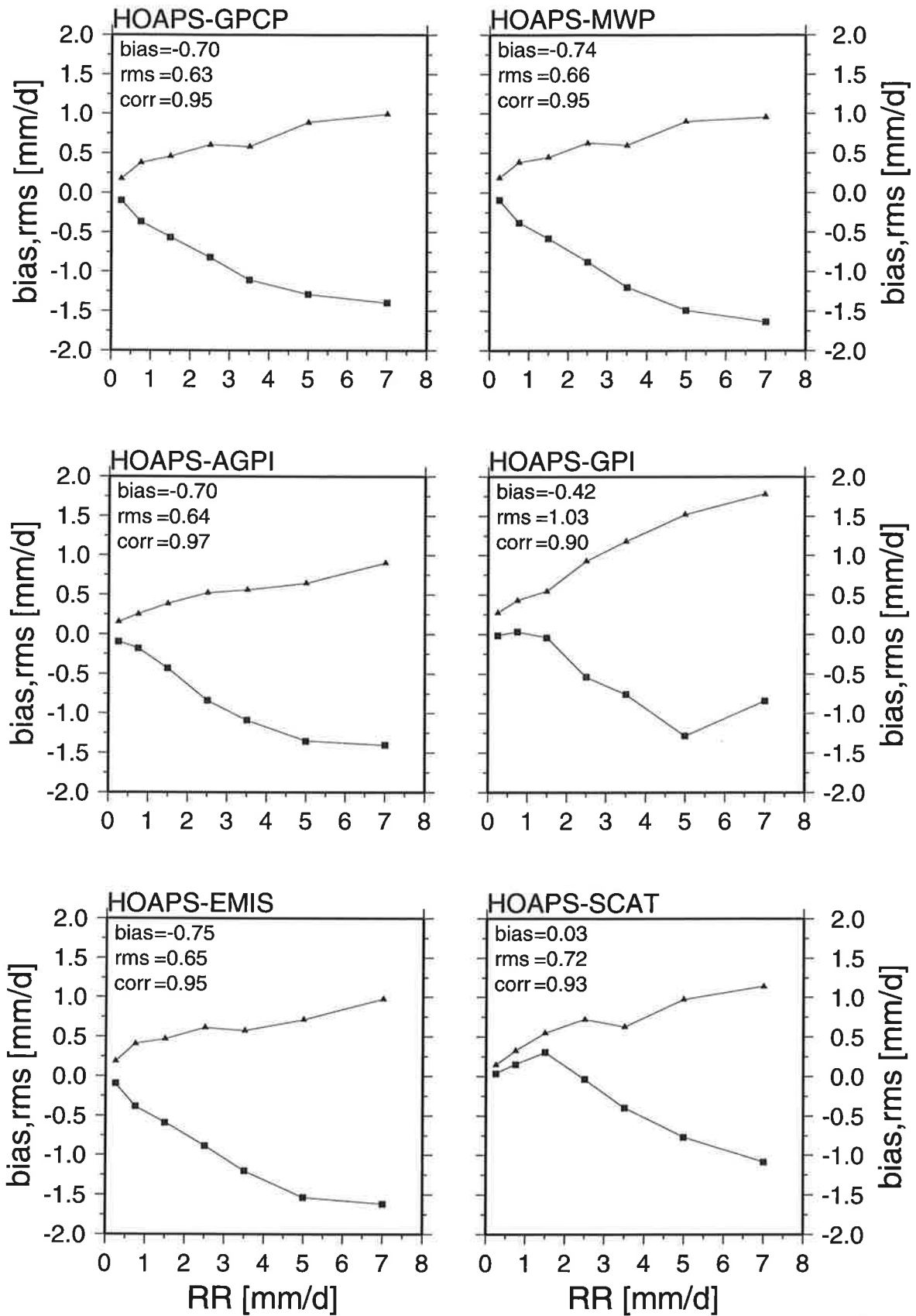
**Tabelle 14:** Mittelwerte, Korrelationen sowie bias und rms eines Vergleichs von Monatsmittelwerten des Niederschlags abgeleitet aus Satellitenmessungen mit verschiedenen Fernerkundungsverfahren und aus Radarmessungen im tropischen Westpazifik zwischen November 1992 und Februar 1993 im Rahmen des AIP-3 (aus Ebert und Manton, 1998)

<b>Algorithmus</b>	<b>Radar- mittelwert [mm]</b>	<b>Satelliten- mittelwert [mm]</b>	<b>bias [mm]</b>	<b>rms [mm]</b>	<b>Korr.</b>
GPI Arkin und Meisner, 1987	156.6	316.2	159.6	187.0	0.88
IR/SSMI gemischt Adler et al., 1994	156.6	205.8	49.2	118.9	0.87
Streu-Algorithmus Ferraro et al., 1996	156.6	185.9	29.3	130.0	0.79
Emissions-Algorithmus Wilheit et al., 1991	156.6	158.7	2.1	85.0	0.80
HOAPS-Algorithmus Bauer und Schlüssel, 1993	156.6	154.0	-2.6	76.6	0.76

In einer weiteren Untersuchung wurden die Jahresmittelwerte aus HOAPS mit dem GPCP und dessen Einzelkomponenten gitterpunktsweise verglichen. Die Auswertungen wurden dabei in Abhängigkeit von der Regenrate durchgeführt. Dazu wurden die Niederschläge bezüglich HOAPS in sieben Klassen (< 0.5 mm/d, 0.5-1 mm/d, 1-2 mm/d, 2-3 mm/d, 3-4 mm/d, 4-6 mm/d, > 6 mm/d) eingeteilt und über alle Gitterboxen aus den jeweils dazugehörigen GPCP Messungen bias und rms berechnet. Die Ergebnisse sind in Abbildung 26 dargestellt.

Der Vergleich zwischen HOAPS und dem GPCP Gesamtprodukt liefert einen Korrelationskoeffizienten von 0.95, einen bias von -0.70 mm/d sowie einen rms von 0.63 mm/d. Während der rms mit der Regenrate relativ wenig ansteigt und für alle Regenklassen unter 1 mm/d bleibt, fällt der bias sehr rasch und stetig ab und beträgt für hohe Regenraten fast -1.5 mm/d. Bezogen auf die Regenrate sind daher die systematischen Unterschiede relativ konstant. Dagegen ist im Vergleich mit dem GPI ein völlig anderer Verlauf festzustellen. Hier steigt der rms mit der Regenrate bis auf 1.8 mm/d an, was zu einem gesamten rms von über 1 mm/d führt. Der bias ist aber in den ersten drei Regenklassen verschwindend gering und fällt erst bei Regenraten über 2 mm/d ab. Dies zeigt, daß Infrarotmessungen bei niedrigen Regenraten zwar gute Ergebnisse liefern, aber bei den besonders in tropischen Regionen vorherrschenden höheren Regenraten





**Abbildung 26:** Bias (Quadrate) und rms (Dreiecke) insgesamt und in Abhängigkeit der Regenrate in mm/d aus dem Vergleich zwischen klimatologischen Jahresmittelwerten des HOAPS Datensatzes mit dem GPCP Gesamtprodukt (oben links) sowie mit dessen Einzelkomponenten für den Zeitraum Januar 1992 - Dezember 1998.

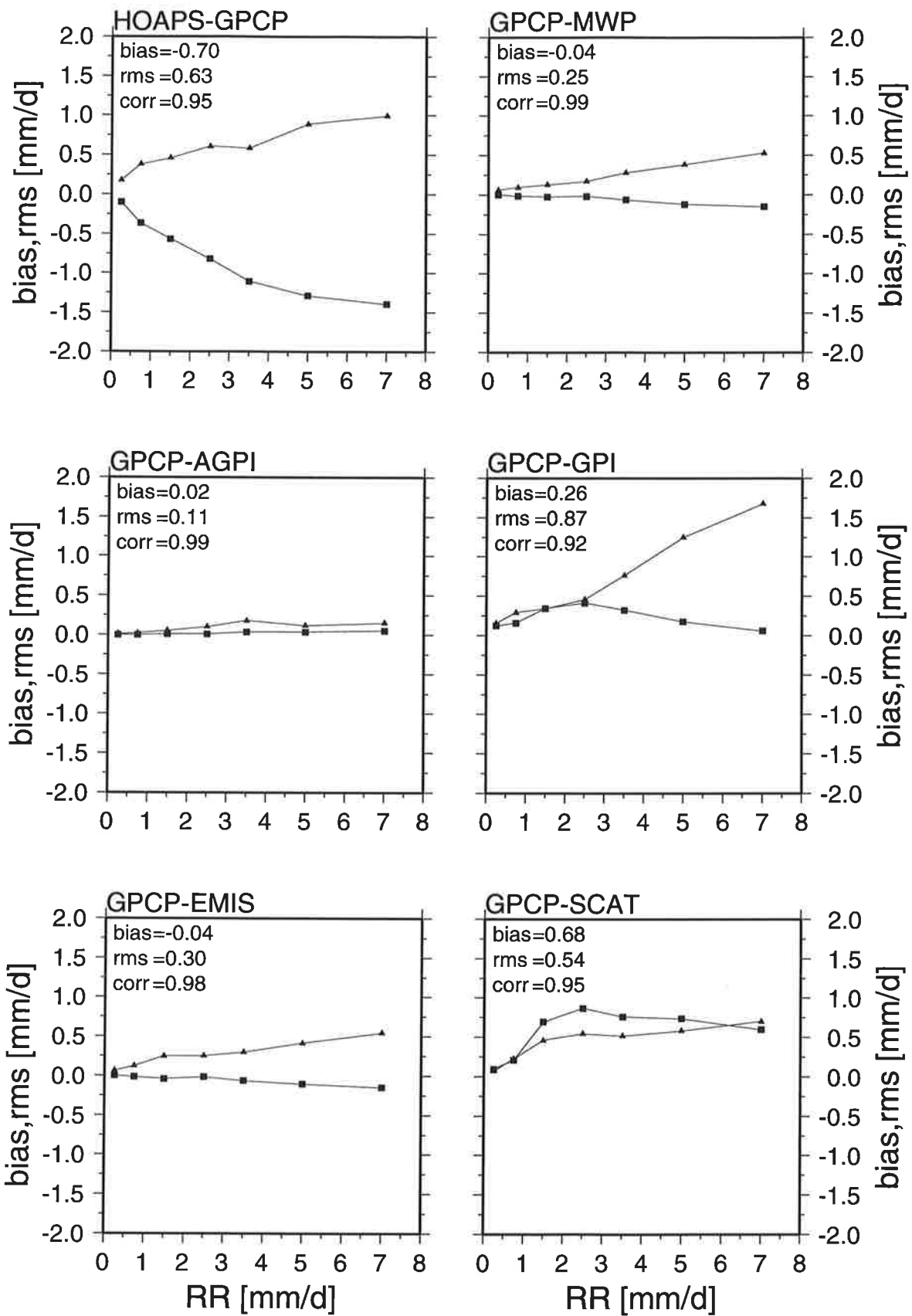
zu größeren Ungenauigkeiten führen. Der Vergleich zwischen HOAPS und SCAT unterscheidet sich nur im bias wesentlich von dem Vergleich mit dem Gesamtprodukt. Dieser ist bis 2 mm/d leicht positiv und fällt erst danach stetig bis auf etwa 1 mm/d ab. Der gesamte bias ist dadurch mit 0.03 am geringsten von allen Vergleichen. Die Ergebnisse bezüglich SCAT und GPI spiegeln sich aber kaum im GPCP Gesamtprodukt wieder. Sowohl im Verlauf von bias und rms in Abhängigkeit der Regenrate, als auch in den Gesamtergebnissen zeigt der Vergleich zwischen HOAPS und EMIS sowie zwischen HOAPS und GPCP fast identische Übereinstimmung und dementsprechend auch in den Vergleichen mit den Zwischenprodukten MWP und AGPI. Hier zeigt sich wiederum die starke Gewichtung des Emissionsverfahrens von Wilheit et al. (1993) bei der Ableitung des Niederschlags im GPCP.

Analog zur vorherigen Untersuchung wurden die Niederschläge des GPCP Gesamtproduktes mit dessen Einzelkomponenten selbst gitterpunktsweise verglichen, wobei die Einteilung in die sieben Niederschlagsklassen hier bezüglich des GPCP Gesamtproduktes erfolgte. Die Ergebnisse in Abbildung 27 bekräftigen die oben getroffene Aussage der Dominanz des Verfahrens von Wilheit et al. (1991). Der verschwindende bias von -0.04 mm/d im Vergleich von GPCP und EMIS bleibt fast für alle Regenklassen konstant, während sich lediglich in einem leicht ansteigenden rms bei höheren Regenraten die Abschätzungen der anderen Komponenten des GPCP bemerkbar machen. Wie der Vergleich zwischen GPCP und dem GPI zeigt, ist dies auf den dortigen stark ansteigenden rms bei hohen Regenraten zurückzuführen. Dies bestätigt sich auch in den fast identischen Zahlen der Gesamtergebnisse zwischen GPCP und EMIS einerseits und GPCP und dem MWP andererseits, wohingegen zwischen GPCP und dem AGPI, der die Infrarotmessungen nach der Kalibration mit dem MWP mit einschließt, der rms auch bei hohen Regenraten verschwindend gering ist.

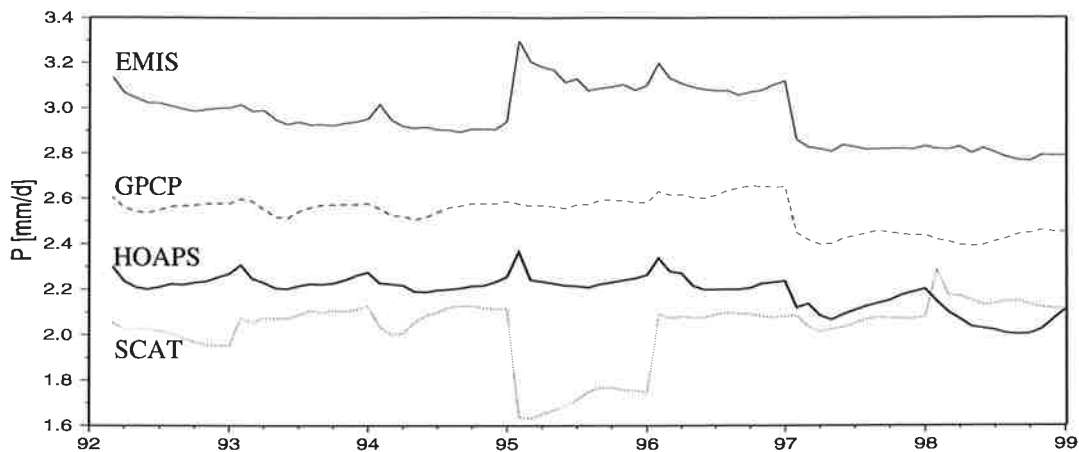
### **6.2.3 Vergleich von Monatsmittelwerten**

Ein analoger Vergleich der Monatsmittelwerte zwischen HOAPS und GPCP sowie mit dessen Einzelkomponenten brachte nur unwesentlich andere Ergebnisse, als der Vergleich der klimatologischen Jahresmittelwerte. Alle zuvor ermittelten systematischen Unterschiede lagen hier in der gleichen Größenordnung, wobei diese zwischen HOAPS und dem GPCP Gesamtprodukt allerdings einen geringen Jahresgang von etwa 0.2 mm/d mit etwas geringeren Abweichungen in den Wintermonaten aufweisen. Lediglich der rms ergab bei den monatlichen Vergleichen einen etwa doppelt so hohen Wert wie zuvor, während die Korrelationskoeffizienten mit 0.8 etwas niedriger waren. Diese beiden Aspekte sind jedoch nicht überraschend und bei einem deutlich kürzeren zeitlichen Mittelungszeitraum von einem Monat zu erwarten.

Die globalen monatlichen Mittelwerte der verschiedenen Niederschlagsprodukte weisen jedoch einige bemerkenswerte Besonderheiten auf. Die in Abbildung 28 dargestellten Zeitserien



**Abbildung 27:** Bias (Quadrate) und rms (Dreiecke) insgesamt und in Abhängigkeit der Regenrate in mm/d aus einem Vergleich zwischen klimatologischen Jahresmittelwerten des HOAPS Datensatzes mit dem GPCP Gesamtprodukt (oben links) sowie zwischen dem GPCP Gesamtprodukt und dessen Einzelkomponenten für den Zeitraum Januar 1992 - Dezember 1998.



**Abbildung 28:** Zeitserien des monatlichen globalen Niederschlags in mm/d aus HOAPS (fett, durchgezogen), dem GPCP Datensatz (gestrichelt) sowie den beiden aus SSM/I-Daten abgeleiteten GPCP Einzelkomponenten EMIS (dünn, durchgezogen) und SCAT (punktiert).

zeigen für das GPCP und EMIS wiederum generell höhere Werte, als bei HOAPS, während bei SCAT insgesamt etwas niedrigere Werte festzustellen sind. Darüber hinaus weisen die globalen monatlichen Mittelwerte bei HOAPS einen Jahresgang mit etwas höheren Niederschlägen im Nordwinter auf. Dieser Jahresgang ist auf die hohen saisonalen Winterniederschläge im Nordatlantik, insbesondere über dem Golfstrom zurückzuführen (siehe Abbildung 12). Dieser Befund steht allerdings im Kontrast zu den Ergebnissen bei Janowiak et al. (1998), die bei den globalen Mittelwerten des Niederschlags aus Reanalysedaten des National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) für den Zeitraum 1987 bis 1995 ausgeprägte Maxima im Nordsommer fand und diese mit den hohen Niederschlägen während des asiatischen Sommermonsuns erklärte. In der GPCP Zeitreihe ist jedoch keiner der genannten Jahresgänge festzustellen, wohingegen bei EMIS teilweise ein ähnlicher Jahresgang wie bei HOAPS zu erkennen ist.

Besonders auffällig sind auch die systematischen Sprünge der aus SSM/I-Messungen abgeleiteten Monatsmittelwerte im Januar 1995 (EMIS und SCAT), im Januar 1996 (SCAT) und im Januar 1997 (EMIS). Während sich die ersten beiden Sprünge im globalen Mittelwert des GPCP Gesamtproduktes nicht bemerkbar machen, wirkt sich der letzte Fall auch dort in einer Reduzierung dieses Wertes von 2.65 mm/d im Dezember 1996 auf 2.44 mm/d im Januar 1997 aus und bleibt danach auf diesem Niveau bis zum Ende des betrachteten Zeitraumes. Eine mögliche Ursache dieser systematischen Sprünge könnte eine Änderung in der Datenprozessierung oder die Verwendung von Messungen verschiedener SSM/I-Sensoren bei der Erstellung des GPCP Datensatzes sein (siehe Kapitel 5.3). Dies würde auch erklären, warum in der HOAPS Zeitreihe zu den genannten Terminen nur kleinere systematische Sprünge auftreten, aber ansonsten solche dramatischen Änderungen von einem Monat zum nächsten nicht festzu-

stellen sind, da in HOAPS der Niederschlag in dem hier betrachteten Zeitraum von 1992 bis 1998 ausschließlich aus Messungen eines SSM/I-Radiometers auf dem DMSP-Satelliten F11 abgeleitet wurde. Die Angaben in der Dokumentation des GPCP Datensatzes (Huffmann, 1999) widerlegen diese Vermutung jedoch zum Teil, da dort lediglich ein Wechsel vom DMSP-F11 auf DMSP-F13 im Januar 1996 beschrieben ist und dadurch auch nur der zweite Sprung in der SCAT Zeitreihe erklärbar wäre. Darüber hinaus sind bei Huffmann keine weiteren Änderungen im Datenverarbeitungsprozess des GPCP dokumentiert, die mit den auffälligen Terminen in Abbildung 28 in Zusammenhang stehen könnten. Da die hier festgestellten systematischen Sprünge in den Zeitreihen aber auf jeden Fall nicht durch natürliche Variabilitäten zu erklären sind, deuten sie eher auf Inkonsistenzen im GPCP Datensatz hin, deren Ursachen im Rahmen dieser Arbeit nicht eindeutig geklärt werden konnten.

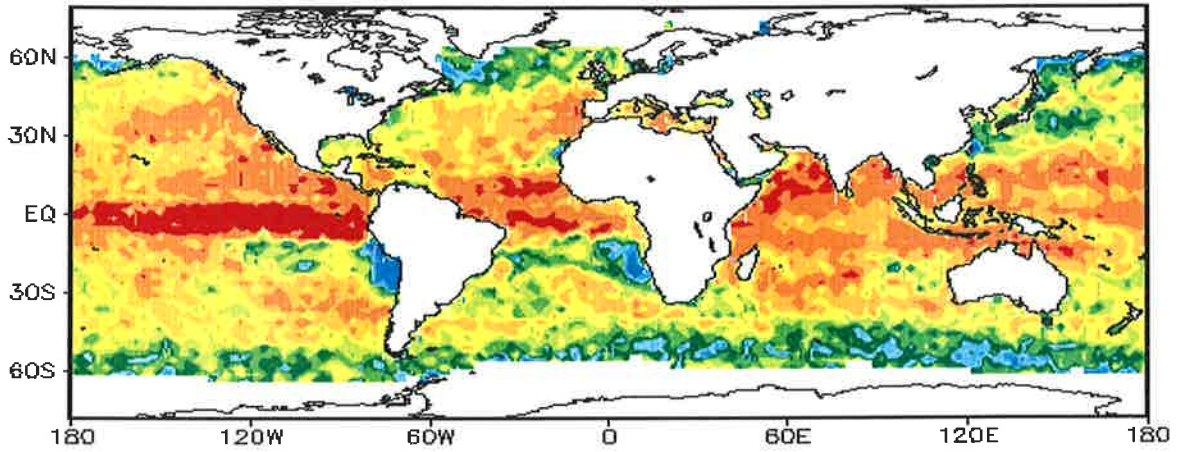
#### **6.2.4 Zeitliche Korrelation monatlicher Niederschlagsanomalien**

Die zeitliche Korrelation zwischen den HOAPS und GPCP Niederschlagsanomalien bezogen auf den Zeitraum Januar 1992 bis Dezember 1998 wurden für jede Gitterbox der globalen  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  Felder berechnet. Die Korrelationskoeffizienten sind zusammen mit den Korrelationen zwischen HOAPS und EMIS sowie zwischen GPCP und EMIS in Abbildung 29 a) - c) aufgetragen. Um die Signifikanz der Korrelationen zu bestimmen, wurde zunächst für jede Gitterbox mit einer Autokorrelationsanalyse die effektive Zeit zwischen zwei unabhängigen Stichproben bestimmt. Es zeigte sich, daß nach höchstens vier Monaten die Niederschlagsanomalien an jeder Gitterbox unabhängig voneinander sind. Ein zweiseitiger T-Test (z.B. Sachs, 1997) ergab schließlich aus der Anzahl der daraus folgenden Freiheitsgrade, daß Korrelationen größer als 0.45 im 95%- und Korrelationen größer als 0.58 im 99%-Vertrauensintervall als statistisch signifikant angesehen werden können.

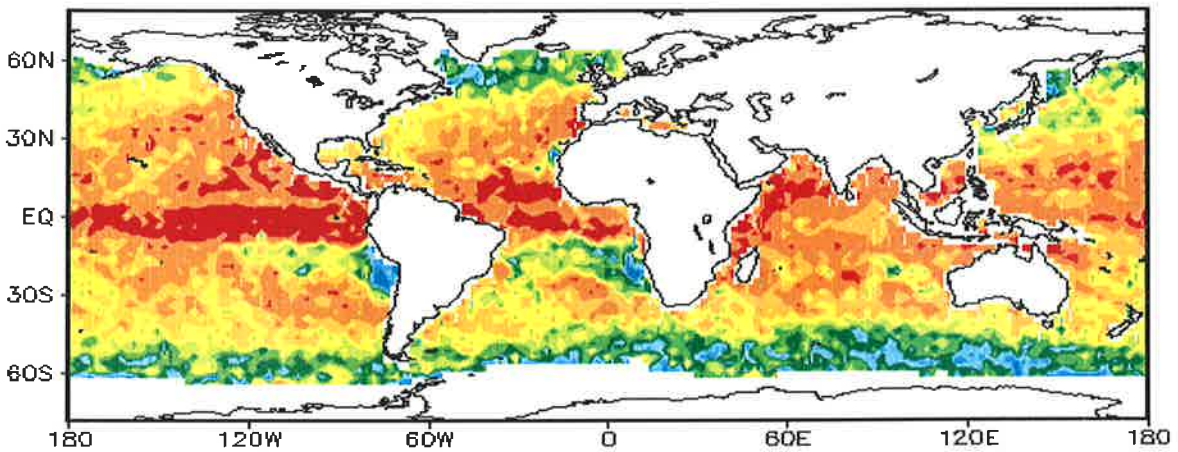
In Abbildung 29 a) erkennt man, daß die Korrelationen zwischen HOAPS und GPCP fast überall größer als 0.6 und somit mindestens im 99%-Vertrauensintervall signifikant sind. In den Regionen entlang des Äquators, in denen im Jahresmittel die höchsten Niederschlagssummen festgestellt werden, betragen die Werte teilweise sogar über 0.9. Lediglich kleinere Gebiete in den ariden Zonen vor Südamerika und dem südlichen Afrika, im Starkwindgürtel der Südhemisphäre zwischen  $40^{\circ}\text{S}$  und  $60^{\circ}\text{S}$  sowie in der Nordhemisphäre, in erster Linie über der Labradorsee und am arktischen Meereisrand, lassen sich Korrelationen unter 0.3 feststellen. Janowiak et al. (1998) fanden für den Zeitraum Juli 1987 bis Dezember 1995 zwischen GPCP und den NCEP-NCAR Modellniederschlägen dagegen nur in knapp der Hälfte des Gebietes zwischen  $60^{\circ}\text{S}$  und  $60^{\circ}\text{N}$  Korrelationen über 0.5 und nur selten Werte über 0.7.

Diese hohen Korrelationen zwischen den beiden Klimatologien bedeuten aber, daß die monatliche Variabilität in den Niederschlagsfeldern über dem globalen Ozean mit nur zwei täglichen

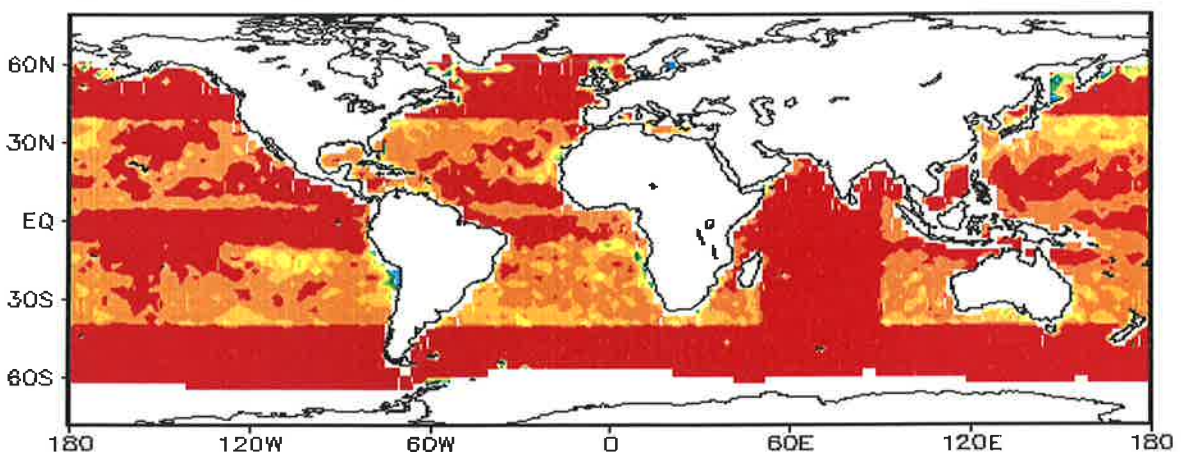
a) HOAPS (Bauer) - GPCP



b) HOAPS (Bauer) - EMIS (Wilheit)



c) GPCP - EMIS (Wilheit)



**Abbildung 29:** Zeitliche Korrelationen monatlich gemittelter Niederschlagsfelder im Zeitraum Januar 1992 - Dezember 1998 zwischen HOAPS und dem GPCP Gesamtprodukt (a), zwischen HOAPS und dem GPCP Emissionsprodukt (b) und zwischen dem GPCP Gesamtprodukt und dem GPCP Emissionsprodukt (c) in einer räumlichen Auflösung von  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ .



SSM/I-Messungen bei HOAPS fast ebenso gut wiedergegeben wird, wie in einer Kombination aus Mikrowellenmessungen mit zusätzlichen Infrarotmessungen geostationärer Satelliten im GPCP. Die Abbildungen 29 b) und 29 c) zeigen jedoch die starke Gewichtung des Emissionsalgorithmus von Wilheit et al. (1991) bei der Abschätzung des Niederschlags im GPCP. Das Korrelationsfeld zwischen HOAPS und EMIS zeigt annähernd die gleiche Verteilung wie zwischen HOAPS und GPCP und bestätigt, daß sich durch die Hinzunahme der zeitlich hochaufgelösten GPI Messungen kaum Verbesserungen für die Beschreibung der monatlichen Variabilität ergeben, da sich sonst die Korrelationen gegenüber Abbildung 29 a) geändert hätten. Der geringe, nicht signifikante Einfluß der anderen Einzelkomponenten GPI und SCAT wird direkt in Abbildung 29 c) deutlich, wo zwischen dem GPCP Gesamtprodukt und EMIS fast global Korrelationen über 0.8 zu finden sind. Bei höheren Breiten ab  $40^{\circ}$  ist kaum ein Beitrag des SCAT Produktes festzustellen, da die Werte durchweg weit über 0.9 liegen. Aber auch in weiten Teilen der Tropen und Subtropen werden zwischen GPCP und EMIS ebenso hohe Korrelationen festgestellt. Das deutet daraufhin, daß im verwendeten IR/SSM/I-Kalibrationsverfahren des GPCP die dreistündigen Infrarotmessungen durch wenige SSM/I-Messungen dominiert werden, so daß das daraus abgeleitete Produkt letztlich nicht aus zeitlich höher aufgelösten, unabhängigen Messungen besteht, sondern sich überwiegend durch eine Abbildung der halbtäglichen Mikrowellenmessungen aus EMIS ergibt und somit auch der Samplingfehler im GPCP nicht minimal sein sollte. Darüber hinaus fällt in Abbildung 29 c) ein Streifen mit hohen Korrelationen auf, der sich zwischen  $50^{\circ}$ E und  $80^{\circ}$ E über den gesamten Indischen Ozean erstreckt. Dieser Bereich wird im GPCP nicht durch geostationäre Satelliten, sondern durch zweimal tägliche Infrarotmessungen polar umlaufender Radiometer auf NOAA-Satelliten abgedeckt, was dort nach der Kalibration dieser Daten mit den SSM/I-Messungen letztlich zu einer weiteren Erhöhung der Korrelationen zwischen GPCP und dem nach Wilheit et al. (1991) aus Mikrowellenmessungen abgeschätzten EMIS Produkt führt.

Aus den Ergebnissen dieses und der vorherigen Abschnitte läßt sich neben den festgestellten Inkonsistenzen im GPCP Datensatz zusammenfassen, daß das darin abgeleitete Niederschlagsprodukt im wesentlichen durch den dabei verwendeten Emissionsalgorithmus repräsentiert wird. Dadurch reduziert sich ein Vergleich zwischen HOAPS und GPCP überwiegend auf die Gegenüberstellung der zwei verschiedenen Mikrowellenverfahren von Bauer und Schlüssel (1993) und Wilheit et al. (1991), aus deren Genauigkeit sich letztlich die Güte der jeweiligen Klimatologie ergibt. Ebert und Manton (1998) zeigten jedoch, daß sich die beiden genannten Verfahren in ihrer Genauigkeit kaum unterscheiden. Da aus Mangel an unabhängigen Beobachtungsdaten über dem Ozean bisher keine weiteren Vergleiche von Monatsmitteln der beiden Verfahren möglich war, müssen die Ergebnisse von Ebert und Manton daher als einziges Kriterium dienen. Aus den Resultaten dieser Arbeit läßt sich daher folgern, daß die mit dem Verfahren von Bauer und Schlüssel (1993) aus konsistenten Messungen eines Mikrowellenradiometers abgeleiteten HOAPS Niederschlagsfelder über dem Ozean für Anwendungen in der Klimaforschung ebenso gut geeignet ist, wie der mit großem Aufwand aus mehreren Methoden und mit Hilfe verschiedener Radiometer kombinierte GPCP Datensatz.

## 7 Untersuchung regionaler Klimaprozesse

Abschließend werden in diesem Kapitel einige beispielhafte Anwendungen beschrieben, die das Potential des fernerkundeten HOAPS Datensatzes deutlich aufzeigen. Die Variabilität des Süßwasserflusses sowie der dafür bestimmenden atmosphärischen Wasserhaushaltsparameter werden im Zusammenhang mit regionalen Klimaprozessen näher untersucht. Die dabei stattfindenden Umsätze des Energie- und Wasseraustausches zwischen Ozean und Atmosphäre werden herausgearbeitet und liefern so ein verbessertes Verständnis der klimatologischen Bedeutung dieser Prozesse.

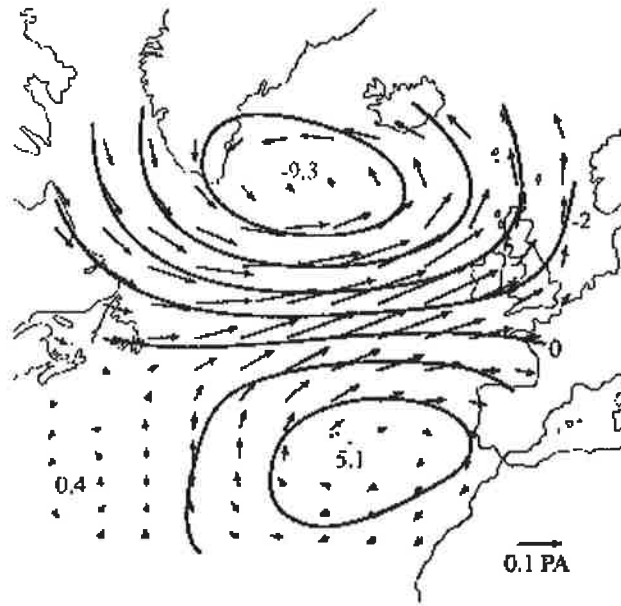
Als Beispiel wurden die wohl prominentesten regionalen Klimaphänomene ausgesucht, die Nordatlantische Oszillation (NAO) und die El Niño/Southern Oszillation (ENSO). Die beiden natürlichen Schwankungen sind deswegen so bekannt, weil von ihnen, neben den Auswirkungen auf das System Ozean-Atmosphäre, auch zahlreiche andere gesellschaftliche Bereiche beeinflusst werden und das Verstehen dieser Prozesse eine Vorhersage und damit eine Minderung negativer Einflüsse für den Menschen möglich macht. Auf die wichtigsten dieser Punkte wird bei der Beschreibung der Phänomene kurz eingegangen.

Obwohl man sich in der Klimaforschung Zeitreihen von mehreren Jahrzehnten wünscht, um insbesondere dekadische Variabilitäten und langfristige Trends zu erkennen, können auch kürzere Datensätze zum besseren Verständnis beitragen, wenn sie, wie bei HOAPS, im Gegensatz zu spärlich verteilten Schiffs- und Bojenmessungen aus zeitlich und räumlich relativ hoch aufgelösten und in sich konsistenten Messungen bestehen. Die hier beschriebenen Untersuchungen sind daher auf die interannualen und saisonalen Variabilitäten beschränkt. Da aber in dem auf den DMSP-Satelliten F11 beschränkten Untersuchungszeitraum von 1992-1998 für die beiden genannten Klimaphänomene dramatische Ereignisse stattfanden, lassen sich auch schon aus den diesbezüglichen Fallstudien viele Erkenntnisse ableiten.

### 7.1 Die Nordatlantische Oszillation (NAO)

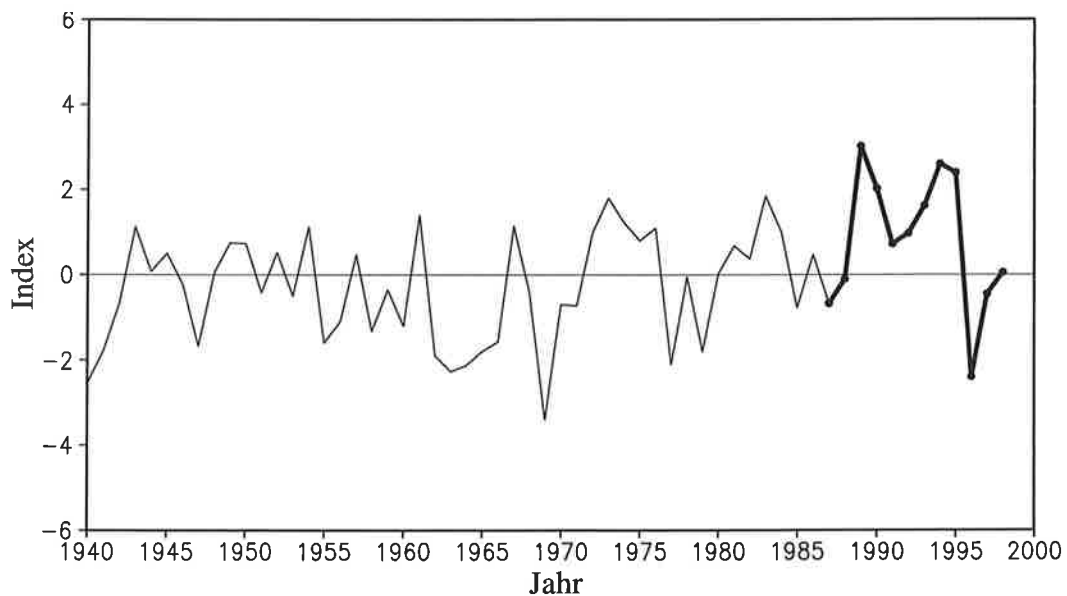
Die NAO ist der deutlich dominierende Anteil der großräumigen Variabilität der Luftdruckverteilung über dem Nordatlantik und charakterisiert eine meridionale Oszillation zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch (z.B. Hurrell, 1995a). Dabei gehen im allgemeinen negative Druckanomalien im Bereich des Islandtiefs mit positiven Anomalien im Bereich des Azorenhochs einher und umgekehrt (Abbildung 30). Obwohl dieses Phänomen während des gesamten Jahres beobachtet wird, sind die Amplituden und die räumlichen Abdeckungen während der Wintermonate am größten. In den Monaten Dezember bis März werden über ein Drittel der gesamten Varianz der jährlichen Luftdruckschwankungen beschrieben (z.B. Cayan, 1992). Die NAO läßt sich durch einen einfachen Index definieren, den sogenannte NAO Index.





**Abbildung 30:** Verteilung der Anomalien des Luftdrucks in Millibar und das Windstressfeld im Nordatlantik während hohem NAO Index (aus Mann und Drinkwater, 1994).

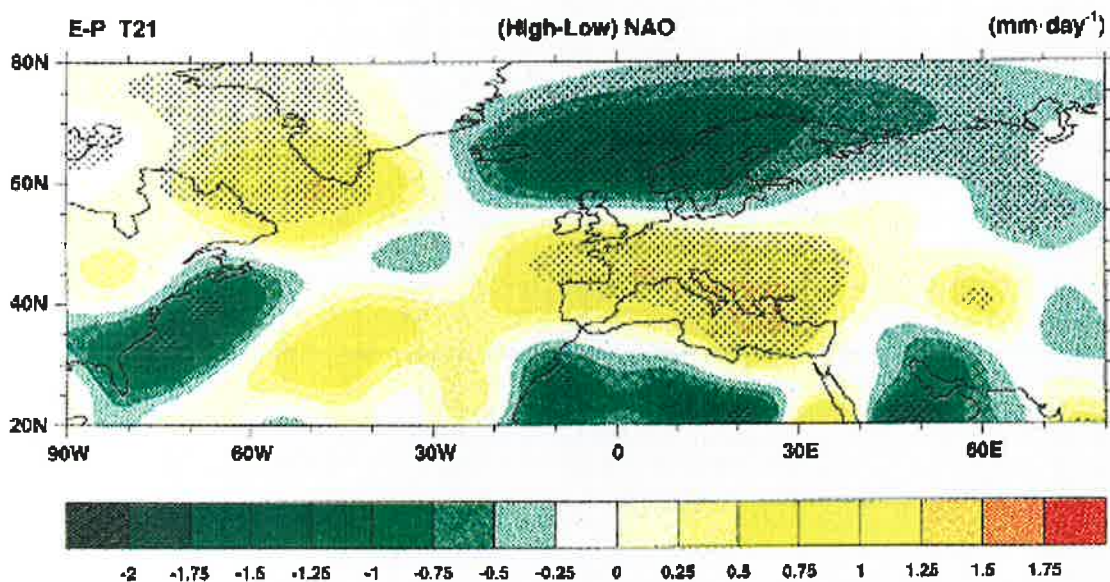
Dieser beschreibt die Differenz des Bodenluftdrucks zwischen Ponta Delgada/Azoren und Stykkisholmur/Island (Hurrell, 1995b). Die Luftdruckanomalien an jeder Station werden dabei mit der jeweiligen langjährigen (1964-1984) Standardabweichung normalisiert. Abbildung 31 zeigt die Variabilität des für die Wintermonate (Dezember-März) gemittelten NAO Index von 1940 bis heute.



**Abbildung 31:** Normalisierter NAO Index zwischen Stykkisholmur und Ponta Delgada jeweils gemittelt über die Wintermonate (Dezember - März) der Jahre 1940-1998 (siehe Text).

Positive NAO-Indizes charakterisieren Jahre mit häufigen Westwinden als Folge der Zunahme der Tiefdrucktätigkeit in den mittleren Breiten, während gleichzeitig das Azorenhoch über dem subtropischen Ostatlantik stärker ausgeprägt ist. Parker und Folland (1988) fanden heraus, daß in Phasen starker NAO die Temperaturen im größten Teil Europas durch die Zunahme der Westwinde und des daraus resultierenden stärkeren Einflusses des wärmenden Atlantiks relativ hoch sind. Umgekehrt sind in niedrigen Phasen die europäischen Winter kälter als normal, da sich dann das Sibirische Hochdruckgebiet bis nach Westeuropa ausdehnt.

Unmittelbare Einflüsse der NAO auf volkswirtschaftliche Bereiche zeigen sich im Zusammenhang mit den variierenden Zugbahnen der Tiefdruckgebiete und der daraus folgenden Niederschlagsverteilung über Europa. Hurrel (1995a, 1995b) verglich Analysedaten des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMW) mit dem NAO Index. Er stellte dabei fest, daß bei starker NAO die Winter in Mittel- und Osteuropa sowie im Mittelmeerraum trockener als normal waren, während von Island bis nach Skandinavien und Sibirien deutlich mehr Niederschlag fiel, als bei niedrigem Index (Abbildung 32).



**Abbildung 32:** Langjährige Verteilung der Wasserbilanz in mm/d im Nordatlantik als Differenz zwischen Wintern mit hoher und niedriger NAO, berechnet aus Analysedaten des ECMW (aus Hurrel, 1995b).

In den vergangenen Jahren mit hohem NAO Index wurden in den Alpen die niedrigsten Schneehöhen und die kürzesten Zeiten der Schneebedeckung in diesem Jahrhundert gemessen, was nicht ohne Auswirkungen auf die davon abhängigen Wirtschaftszweige wie z.B. den Tou-

rismus blieb (Beniston und Rebetez, 1996). Gleichzeitig minderten besonders trockene Winter den Ertrag der Olivenernte in Spanien und Portugal, während der höhere Niederschlag über Skandinavien zu einem starken Anwachsen der dortigen Gletscher führte (World Glacier Monitoring Service, 1994). Korrelationen von 40-jährigen Niederschlagsmessungen von Stationen in Skandinavien und im Mittelmeerraum zeigen, daß in Phasen schwacher NAO eine Umkehrung dieses Effektes eintritt und in diesen Jahren insbesondere auf der Iberischen Halbinsel und im Norden Marokkos überdurchschnittlich hohe Niederschläge auftreten (Hurrell, 1995b).

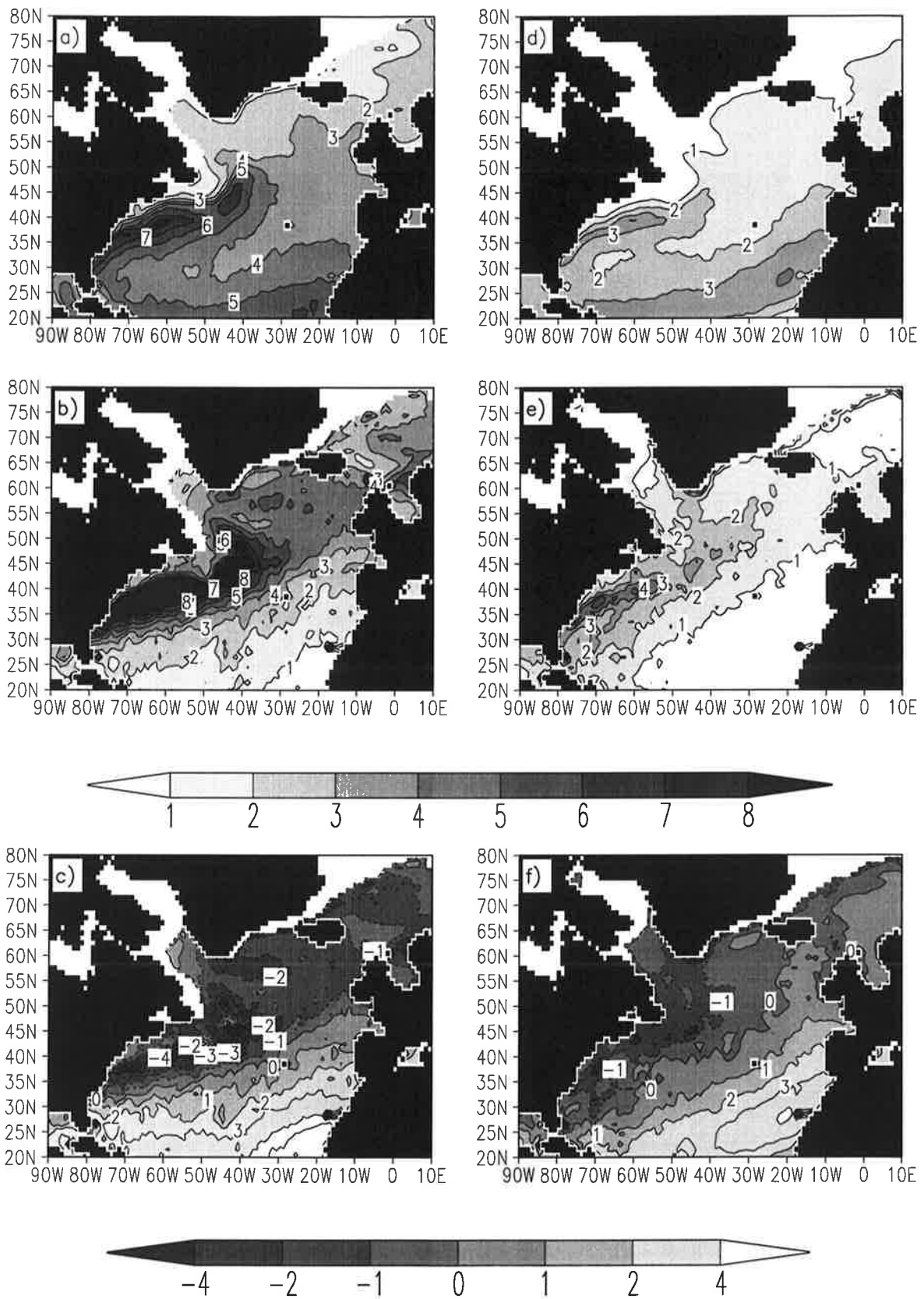
Obwohl die beschriebenen Phänomene der Nordatlantischen Oszillation seit längerem bekannt sind, werden die physikalischen Ursachen immer noch nicht vollständig verstanden. Neben der Weiterentwicklung der Klimamodelle sind dafür zusätzliche und insbesondere flächendeckende Beobachtungen im Nordatlantik notwendig. Die folgenden Abschnitte zeigen daher, daß aus dem im Rahmen dieser Arbeit erstellten Datensatz die atmosphärischen und ozeanischen Verhältnisse während unterschiedlicher Phasen der NAO bestimmt werden können, die Variabilität der Wasserhaushaltsparameter von fernerkundeten Messungen gut wiedergegeben wird und somit zur weiteren Aufklärung auf diesem Gebiet beigetragen werden kann.

### **7.1.1 Der mittlere Süßwasserfluß im Nordatlantik**

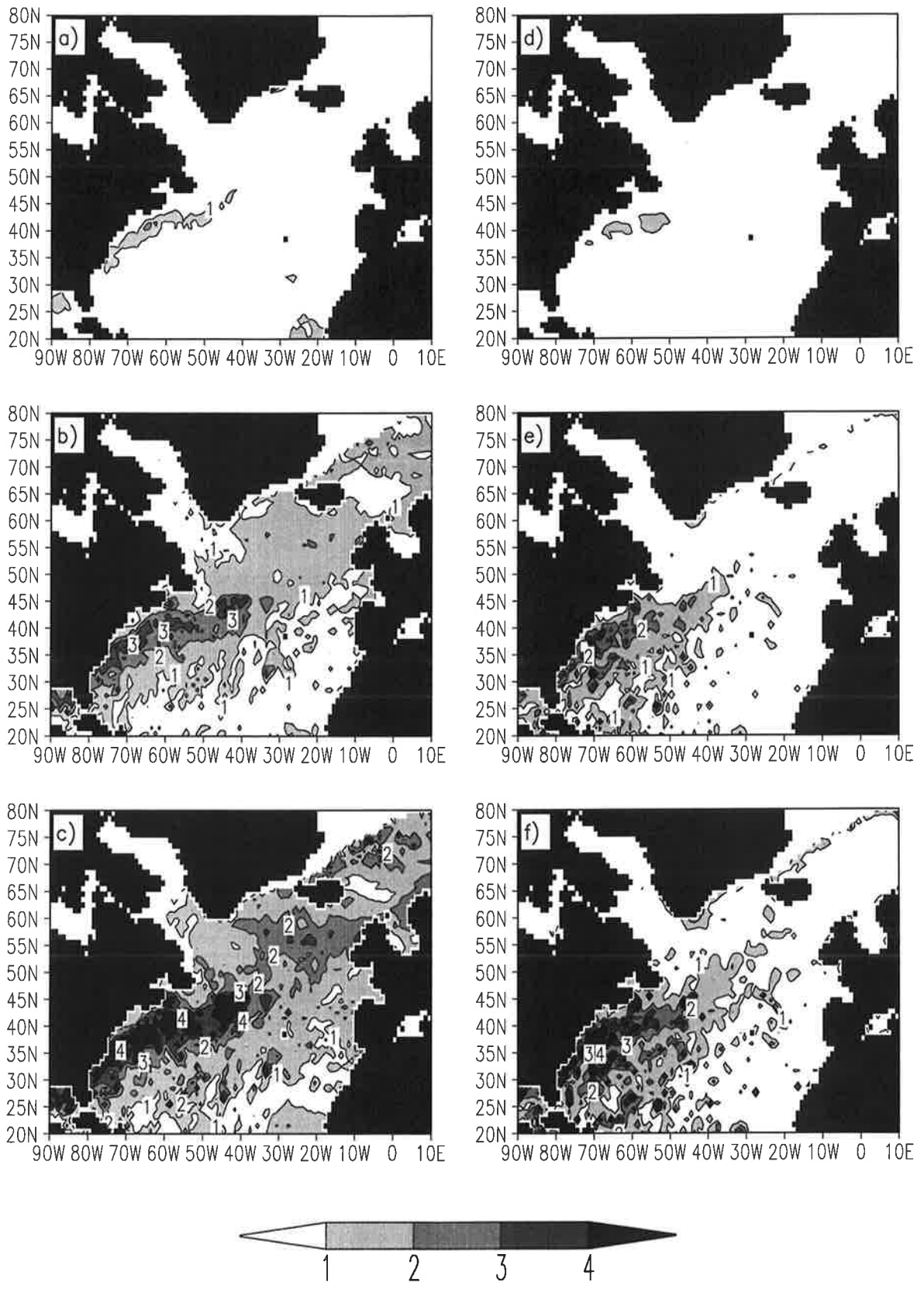
Dieser Abschnitt gibt einen kurzen Überblick über die mittlere Verteilung der fernerkundeten Wasserhaushaltsparameter aus dem HOAPS Datensatz sowie deren Varianz im Nordatlantik.

Abbildung 33 zeigt die klimatologischen Mittelwerte (07/1987-12/1997) der Verdunstung, des Niederschlags und deren Bilanz für die Winter- (Dezember-Februar) und Sommermonate (Juni-August). Die Verteilung der Verdunstung im Nordatlantik wird im wesentlichen durch den Golfstrom im Westen und die Passatwindzonen im Südosten bestimmt. Dort werden in beiden Jahreszeiten die höchsten Verdunstungsraten festgestellt, während in den nördlichen Gebieten deutlich geringere Raten gemessen werden. Generell fällt auf, daß die Werte im Winterquartal überall etwa doppelt so hoch wie im Sommer sind. Der Wertebereich reicht von unter 1 mm/d in den Sommermonaten im Bereich des Labradorstromes, wo relativ warme und feuchte Luft über das auch in dieser Jahreszeit kalte Wasser strömt, bis zu über 7 mm/d in den Wintermonaten in der Golfstromregion, wenn dort überwiegend Nordwestwinde kalte und trockene Luft aus dem Nordosten des amerikanischen Kontinents über das subtropisch warme Wasser führen.

Das Niederschlagsfeld im Nordatlantik läßt sich in drei große Regionen einordnen. Gut zu erkennen sind die ganzjährig ariden Gebiete der Absinkzonen vor den Küsten Afrikas, die sich mit Niederschlagsraten von weniger als 1 mm/d in den Sommermonaten bis in den Golf von Biskaya nach Norden ausdehnen. Auffällig ist auch der Bereich des Stormtracks, der Zugbahnen der Tiefdruckgebiete zwischen der Labradorsee und Nordeuropa, wo in den Wintermona-



**Abbildung 33:** Saisonales 10-Jahresmittel (07/87-12/97) der Verdunstung (a, d), der Regenrate (b, e) und der Wasserbilanz (c, f) über dem Nordatlantik ( $1^\circ \times 1^\circ$  Auflösung) während der Wintermonate (DJF, linke Seite) und Sommermonate (JJA, rechte Seite) in mm/d.



**Abbildung 34:** Varianz der Verdunstung (a, d), der Regenrate (b, e) und der Wasserbilanz (c, f) über dem Nordatlantik ( $1^\circ \times 1^\circ$  Auflösung) während der Wintermonate (DJF, linke Seite) und Sommermonate (JJA, rechte Seite) im Zeitraum 07/87-12/97 in mm/d.

ten mit 5-6 mm/d etwa dreimal so viel Niederschlag fällt, wie im Sommer. Die höchsten Regenraten werden aber in beiden Jahreszeiten wiederum über dem Golfstrom gemessen. Dort werden im Winter mit teilweise mehr als 11 mm/d ebenso hohe Niederschläge festgestellt, wie in den Starkregengebieten der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ). Der Wasserkreislauf Ozean-Atmosphäre ist demnach im Einflußbereich des Golfstroms ganzjährig und speziell im Bereich des Stormtracks in den Wintermonaten besonders intensiv, da dort zu diesen Zeiten sowohl Niederschlag als auch Verdunstung hohe Werte aufweisen.

Bezüglich des Süßwasserflusses, der Bilanz von Verdunstung und Niederschlag, läßt sich während des gesamten Jahres eine deutliche Zweiteilung erkennen. Im Winter dominiert nordwestlich einer Linie von Florida bis zur Iberischen Halbinsel der Niederschlag und dem Ozean wird bis zu 4 mm/d Süßwasser zugeführt, während südöstlich davon durch die sehr hohe Verdunstung über 3 mm/d Süßwasser an die Atmosphäre abgegeben wird. Diese Linie verschiebt sich in den Sommermonaten weiter nach Nordwesten, so daß dann der gesamte südliche und östliche Teil des Nordatlantiks aus der Sicht des Ozeans eine negative Wasserbilanz aufweist, während gleichzeitig das positive Maximum im Norden und Westen etwas geringer wird. Auf eine gesamte mittlere Saison hochgerechnet, finden sich somit in weiten Gebieten des Nordatlantiks sowohl in den Winter- als auch in den Sommermonaten positive und negative Süßwasserflüsse bis über 360 mm, was sich auch in der Verteilung des Salzgehaltes der ozeanischen Deckschicht bemerkbar macht (da Silva et al., 1994).

In Abbildung 34 ist die nach Abzug des Jahresgangs übriggebliebene Varianz der Verdunstung, des Niederschlags und des Süßwasserflusses im Nordatlantik wiederum für die Winter- und Sommermonate dargestellt. Es zeigt sich, daß die Verteilung der Varianzen dabei überwiegend durch kurzfristige synoptische Ereignisse bestimmt wird. Während die Verdunstung ganzjährig, mit Ausnahme der Golfstromregion, eine geringe Variabilität aufweist, treten beim Niederschlag und davon dominiert auch bei der Wasserbilanz entlang der nordamerikanischen Küste, insbesondere im Winter auch im Bereich des Stormtracks deutlich höhere Werte auf. Dies ist auf die dort zu diesen Zeiten hohe Anzahl der durchziehenden Tiefdruckgebiete zurückzuführen. Auch die Lage der maximalen Varianz des Niederschlags südöstlich von Labrador deutet daraufhin, da sich durch relativ häufige Kaltluftausbrüche aus den USA und Kanada in dieser Region im Winter kräftige Tiefdruckgebiete mit sehr hohen Niederschlägen bilden. Klepp und Bakan (2000) diskutierten eines dieser synoptischen Ereignisse und stellten dabei fest, daß insbesondere hinter der Kaltfront dieser Zyklonen starke Schauerniederschläge auftreten. Weiterhin auffällig ist das Gebiet östlich von Island, das sich durch eine in diesen Breiten ungewöhnlich niedrige Varianz des Niederschlags und daher auch des Süßwasserflusses in den Wintermonaten auszeichnet. Dieses Phänomen spiegelt sich auch im reduzierten Niederschlag in Abbildung 35 wieder und ist auf den bei Westwindwetterlage entstehenden Lee-Effekt von Island zurückzuführen.

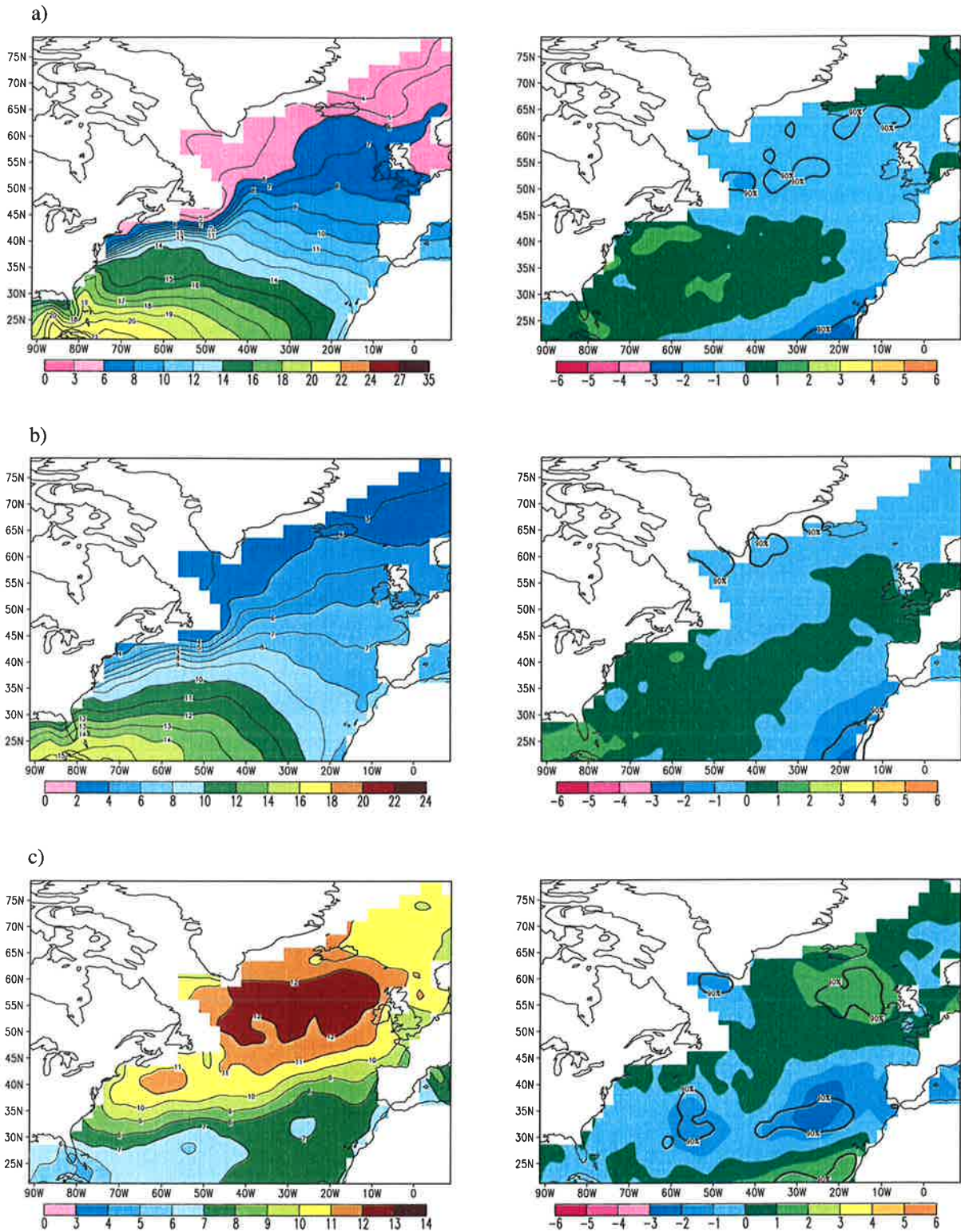
### 7.1.2 Fallstudie zweier Winter mit unterschiedlichem NAO Index

Wie in Abbildung 31 zu erkennen ist, gab es Anfang der neunziger Jahre eine Folge von mehreren Wintern mit sehr hohem NAO Index, bevor dieser innerhalb eines Jahres, im Winter 1995/96, auf den zweitniedrigsten Wert der letzten 60 Jahre zurückging, um danach in den Jahren 1997 und 1998 wieder stetig anzusteigen. Dieser rasche Wechsel des Vorzeichens im NAO Index im betrachteten Zeitraum 1992-1998 wurde in dieser Arbeit ausgenutzt, um in einer Fallstudie die Wasserhaushaltsparameter im Nordatlantik für Jahre mit starker und schwächerer NAO näher zu untersuchen. Dazu wurden in diesem Zeitraum die bezüglich des NAO Index extremsten Winter von Dezember 1993 - März 1994 (höchster NAO Index) und von Dezember 1995 - März 1996 (niedrigster NAO Index) gegenübergestellt. Die Untersuchungen in diesem und dem folgenden Abschnitt beziehen sich auf Daten mit einer räumlichen Auflösung von  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ .

Die Abbildungen 35 und 36 zeigen jeweils links die mittlere Verteilung der Wasserhaushaltsparameter im Nordatlantik im Winter 1993/94. Die räumlichen Strukturen der Verdunstung, des Niederschlags und der Wasserbilanz unterscheiden sich wenig von den bereits im vorherigen Abschnitt beschriebenen klimatologischen Mitteln mit den Extremwerten über dem Golfstrom und vor der afrikanischen Küste. Außerdem sind hier ebenfalls die drei Bulkparameter dargestellt. Die spezifische Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche und die spezifische Feuchte der bodennahen Luft weisen dabei die erwartete laterale Verteilung mit hohen Werten in den niederen und geringeren Werten in den hohen Breiten auf. Auffällig ist der hohe Gradient in beiden Parametern entlang der Küste des amerikanischen Kontinents über dem Golfstrom, wo auch die höchsten Verdunstungsraten festgestellt werden. Gut zu erkennen sind auch die relativ trockenen Luftmassen über dem kühlen Wasser des Kanarenstroms bei  $20^{\circ}W$ . Der dort stärker als im Westatlantik wehende Nordostpassat führt diese trockene Luft von den Wüstengebieten Nordafrikas heran und sorgt so unmittelbar vor der Küste für ebenfalls extrem hohe Verdunstung. Weiterhin heben sich die Starkwindgebiete des Stormtracks mit Windgeschwindigkeiten von über 12 m/s fast über dem gesamten Nordatlantik hervor.

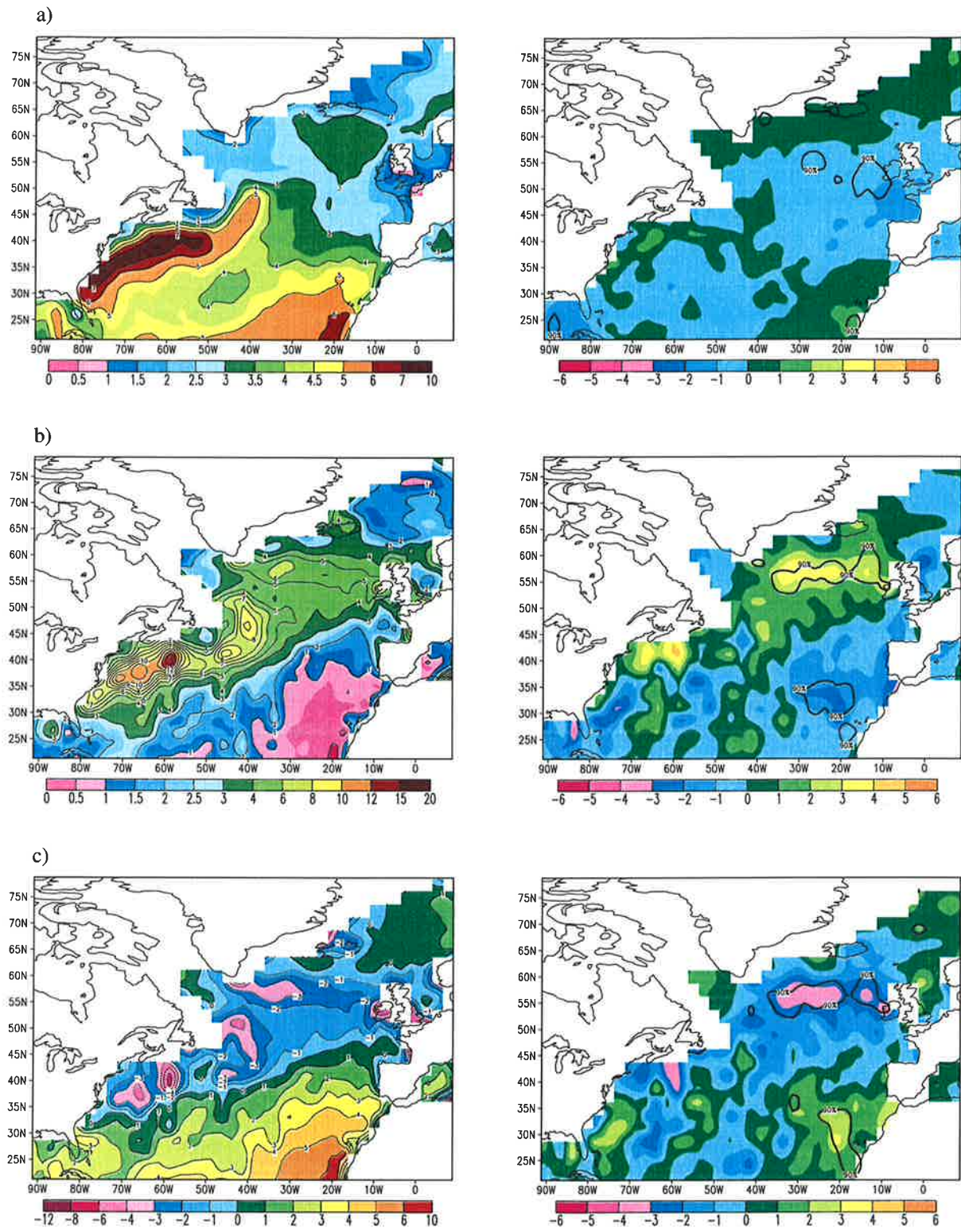
In den Abbildungen 35 und 36 sind jeweils rechts die Differenzen der Parameter zwischen den Wintern 1993/94 und 1995/96 (hoher NAO Index - niedriger NAO Index) mit den dazugehörigen 90%-Signifikanzlevel eines T-Tests (z.B. Sachs, 1997), dargestellt. Während bei den beiden Feuchtegrößen mit Ausnahme des südöstlichen Bereichs, wo signifikante Änderungen von mehr als 2 g/kg auftreten, fast im gesamten Nordatlantik nur geringe Differenzen festzustellen sind, treten bei den übrigen Parametern teilweise deutliche Unterschiede zwischen den beiden Jahren auf. Die Verteilung der Windgeschwindigkeit, der Regenrate und des Süßwasserflusses weisen dabei sowohl in der Differenzdarstellung als auch in deren Signifikanzen auffällig ähnliche Dipolstrukturen auf. Die maximalen Änderungen liegen bei den drei Parametern jeweils südlich von Island und bei den Azoren. Diese Dipolstruktur ist auch in Abbildung 30 zu erken-





**Abbildung 35:** DJFM-Mittelwerte (links) für einen Winter mit hohem NAO Index (Dezember 1993- März 1994) und DJFM-Differenzen (rechts) zwischen den Wintern 1993/94 (hohe NAO) und 1995/96 (niedrige NAO) der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche in g/kg (a), der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft in g/kg (b) und der Windgeschwindigkeit in m/s (c) sowie jeweils rechts als durchgezogene Linie die dazugehörigen 90%-Signifikanzlevel eines T-Tests.





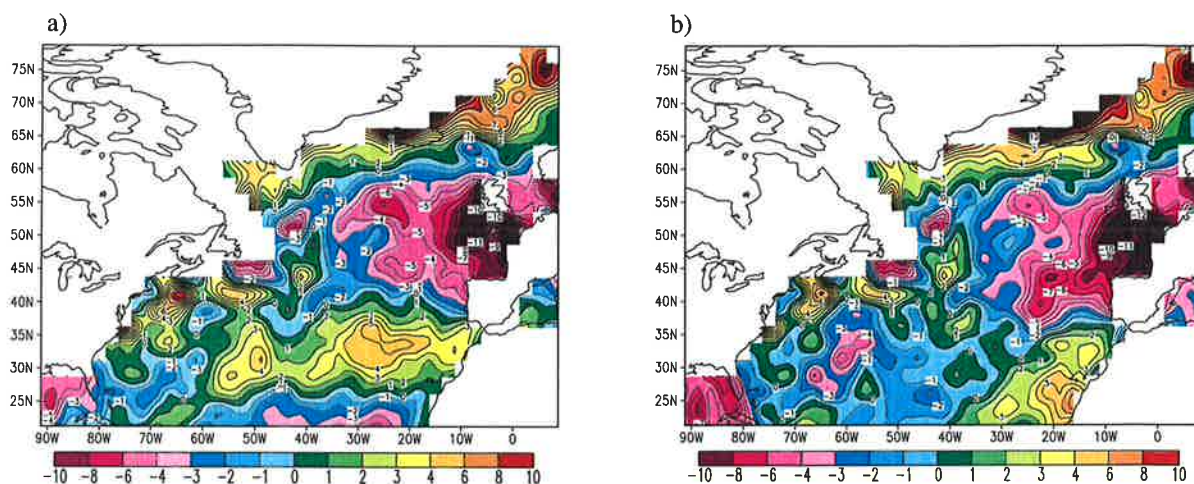
**Abbildung 36:** DJFM-Mittelwerte (links) für einen Winter mit hohem NAO Index (Dezember 1993- März 1994) und DJFM-Differenzen (rechts) zwischen den Wintern 1993/94 (hohe NAO) und 1995/96 (niedrige NAO) der Verdunstung in mm/d (a), der Regenrate in mm/d (b) und des Süßwasserflusses in mm/d (c) sowie jeweils rechts als durchgezogene Linie die dazugehörigen 90%-Signifikanzlevel eines T-Tests.

nen und deutet daher auf einen starken Zusammenhang mit der großräumigen Druckverteilung und somit der NAO hin. Die bei starker NAO größeren Druckunterschiede zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch und umgekehrt haben demnach Auswirkungen auf die Variabilität der Wasserhaushaltsparameter im Nordatlantik, die im folgenden quantifiziert werden.

Die Windgeschwindigkeit ist der Parameter, der bei Annahme von Geostrophie in erster Näherung direkt mit der Druckverteilung zusammenhängt. Die bei starker NAO mit über 1 m/s erhöhten Windgeschwindigkeiten im Gebiet des Stormtracks zwischen der Südspitze Grönlands und den Britischen Inseln sind offensichtlich direkt auf die dann höhere Tiefdruckdifferenz zurückzuführen. Dort werden auch großflächig höhere Niederschläge festgestellt, wobei das Maximum der Niederschlagsdifferenzen von 2-3 mm/d zwischen starker und schwacher NAO etwas weiter westlich liegt, als bei der Windgeschwindigkeit. Gleichzeitig sind im gesamten subtropischen Atlantik im Winter 1993/94 niedrigere Windgeschwindigkeiten zu erkennen. Die größten Unterschiede von 2 m/s werden bei etwa 25°W, 35°N festgestellt und lassen auf eine Verstärkung des dort befindlichen Azorenhochs bei schwächerer NAO schließen.

Die Verteilung der Niederschlagsdifferenzen südlich von 45°N zeigt im Bereich des Golfstroms eher eine diffuse Struktur signifikanter Maxima und Minima, wohingegen der gesamte östliche Teil bei schwächerer NAO deutlich trockener ist. In diesem Gebiet, das sich von der afrikanischen Küste über die Azoren bis zur Iberischen Halbinsel erstreckt, fallen dabei im Winter 1993/94 im Mittel 1-2 mm/d weniger Niederschlag als im Winter 1995/96 bei schwächerer NAO. Diese Beobachtungen decken sich qualitativ mit den auf Regenmessern basierenden Ergebnissen von Hurrell (1995 b) und sind um so bemerkenswerter, als daß der Betrag der Niederschlagsänderung zwischen einem Winter mit starker und schwacher NAO in der Größenordnung des langjährigen mittleren Winterniederschlags in dieser Region liegt.

Die Verteilung der Differenzen der Verdunstungsraten zwischen einem Winter mit hoher und schwächerer NAO weicht von den oben beschriebenen Parametern aber ab. Zum einen sind die absoluten Änderungen im gesamten Nordatlantik deutlich geringer als beim Niederschlag. Zum anderen erkennt man zwar vor der afrikanischen Küste bei starker NAO eine höhere Verdunstung, was dort allein auf die höheren Windgeschwindigkeiten zurückzuführen ist. Die signifikanten Gebiete mit 1-2 mm/d niedrigerer Verdunstung im Winter 1993/94 im Golf von Biskaya und bei den Britischen Inseln zeigen jedoch kaum Unterschiede in der Windgeschwindigkeit, deren größte Änderungen weiter nördlich und weiter südlich liegen. Ursachen und Erklärungen für dieses abweichende Muster bei der Verdunstung lassen sich aus Abbildung 37 ableiten. Dargestellt sind die prozentualen Änderungen zwischen beiden betrachteten Wintern für die Verdunstung, aber auch für die linear in die Bulkformel eingehende Differenz zwischen spezifischer Feuchte der bodennahen Luft und spezifischer Sättigungfeuchte an der Meeresoberfläche. Beide Verteilungen zeigen entlang der Eiskante im Norden, aber insbesondere in



**Abbildung 37:** Prozentuale Änderungen der Differenz zwischen spezifischer Feuchte der bodennahen Luft und spezifischer Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche (a) sowie der Verdunstung (b) zwischen den Wintern 1993/94 (hohe NAO) und 1995/96 (niedrige NAO).

der Region der größten Verdunstungsunterschiede westlich und südlich der Britischen Inseln, fast identische Strukturen und ähnliche prozentuale Änderungen. Bei starker NAO erhöht sich dort die spezifische Feuchte der bodennahen Luft, während gleichzeitig die spezifische Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche geringer wird (Abbildung 35), so daß die zwar geringen, aber entgegengesetzten Änderungen der einzelnen Feuchtegrößen eine deutliche Änderung der Feuchtedifferenz zur Folge haben. Da die Windgeschwindigkeiten in beiden Jahren im Mittel fast unverändert sind, sind die prozentualen Unterschiede in den Feuchtedifferenzen von über 11% in diesem Gebiet für die Verdunstung dominierend und verursachen bei schwächerer NAO höhere Verdunstungsraten in der gleichen prozentualen Größenordnung und umgekehrt. Dagegen wirken bei starker NAO die höheren Windgeschwindigkeiten im Stormtrack und geringere Windgeschwindigkeiten in den subtropischen Absinkgebieten den geringeren bzw. höheren Feuchtedifferenzen entgegen und bewirken dort somit geringere und nicht oder weniger signifikante Änderungen der Verdunstung zwischen den Wintern 1993/94 und 1995/96. Lediglich entlang der afrikanischen Küste, südlich von 30°N, ist die Änderung der Windgeschwindigkeiten bei fast unveränderter Feuchtedifferenz der entscheidende Parameter für die Zunahme der Verdunstung von starker zu schwacher NAO.

Die aus Verdunstung und Niederschlag resultierenden Änderungen in der Wasserbilanz zwischen beiden Jahren wird überwiegend von den quantitativ größeren Änderungen im Niederschlagsfeld dominiert. Neben einer Abnahme des Süßwasserflusses über dem südlichen Teil des Golfstroms von starker zu schwacher NAO, fällt insbesondere die mit dem meridionalen Druckfeld korrespondierende Dipolstruktur der Gebiete mit signifikanten Unterschieden im Osten des Nordatlantiks auf. Dabei werden dem Ozean entlang des Stormtracks bei etwa 55°N im gesamten Winter 1993/94 über 250 mm Süßwasser mehr zugeführt als im Winter 1995/96.

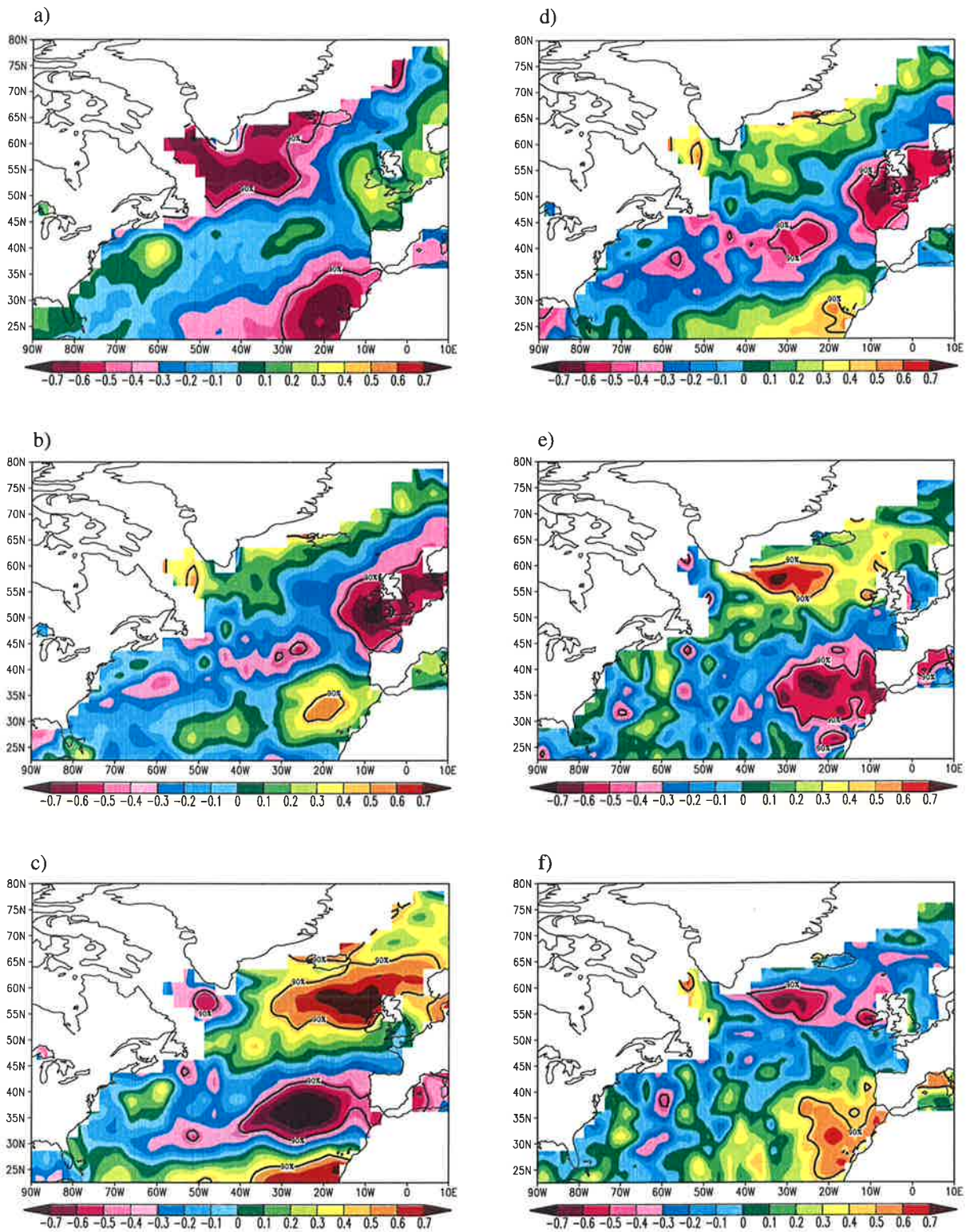


Gleichzeitig wird dem Seegebiet um die Azoren bis zur afrikanischen Küste etwa die gleiche Menge an Süßwasser entzogen. Diese Unterschiede liegen in der Größenordnung der saisonalen Mittel dieser Regionen und sind daher von großer Bedeutung.

### **7.1.3 Zeitliche Korrelation der Wasserhaushaltsparameter mit der NAO**

Zur statistischen Absicherung der oben genannten Zusammenhänge zwischen der Variabilität der Wasserhaushaltsparameter und der Nordatlantischen Oszillation wurde der Vergleichszeitraum auf mehrere Jahre ausgedehnt. Dabei wurden die Monatsmittelwerte der einzelnen Parameter wiederum für die Wintermonate (Dezember-März) für den Zeitraum 1992-1998 an jedem Gitterpunkt mit dem jeweiligen monatlichen Wert des NAO Index korreliert. Um Aussagen über die statistische Signifikanz der Korrelationen zu treffen, wurde eine Methode von Sachs (1997) angewendet. Zur Ableitung der Abhängigkeiten innerhalb der Zeitserien einzelner Parameter wurde zunächst an jedem Gitterpunkt die Zeit zwischen zwei unabhängigen Monatsmittelwerten bestimmt. Dabei stellte sich heraus, daß für alle Parameter im gesamten Nordatlantik die Autokorrelationen der einzelnen Zeitserien sehr schnell, nach spätestens drei Monaten, verschwinden. Für hier beschriebene Untersuchungen wurde daher von zwei unabhängigen Werten je Winter ausgegangen, so daß für den siebenjährigen Zeitraum insgesamt 14 unabhängige Werte zur Verfügung standen. Ein danach durchgeführter zweiseitiger T-Test nach Sachs (1997) ergab, daß bei einer daraus resultierenden Anzahl von 12 effektiven Freiheitsgraden, Korrelationen über 0.457 im 90% Vertrauensintervall statistisch signifikant sind.

In Abbildung 38 sind die Korrelationen der einzelnen Wasserhaushaltsparameter mit dem NAO Index zusammen mit dem 90%-Signifikanzniveau dargestellt. Die Ergebnisse der Fallstudie zweier Winter mit unterschiedlichem NAO Index werden für den mehrjährigen Untersuchungszeitraum im wesentlichen bestätigt. Signifikante Korrelationen findet man für fast alle Parameter im Bereich des nordatlantischen Stormtracks entlang des 55. Breitengrades und im Bereich der Azoren. Die Felder der Windgeschwindigkeit, des Niederschlags und des Süßwasserflusses weisen dabei eine ähnliche Dipolstruktur wie die großräumige mittlere Luftdruckverteilung im Nordatlantik auf (Abbildung 30). Außerhalb dieser Regionen lassen sich für die meisten Parameter keine signifikanten Korrelationen feststellen. Mit Ausnahme der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft, wo entlang der Eiskante verbreitet Werte von -0.6 auftreten, finden sich lediglich noch für die Verdunstung hohe negative Korrelationen von unter -0.6 südwestlich der Britischen Inseln und in der Nordsee. Diese sind wiederum ausschließlich auf die Abnahme der Differenz zwischen Sättigungsfeuchte an der Ozeanoberfläche und spezifischer Feuchte der bodennahen Luft zurückzuführen. Positive Korrelationen vor der afrikanischen Küste weisen dagegen auf eine generelle Zunahme der Verdunstung durch höhere Windgeschwindigkeiten bei hohem NAO Index hin.

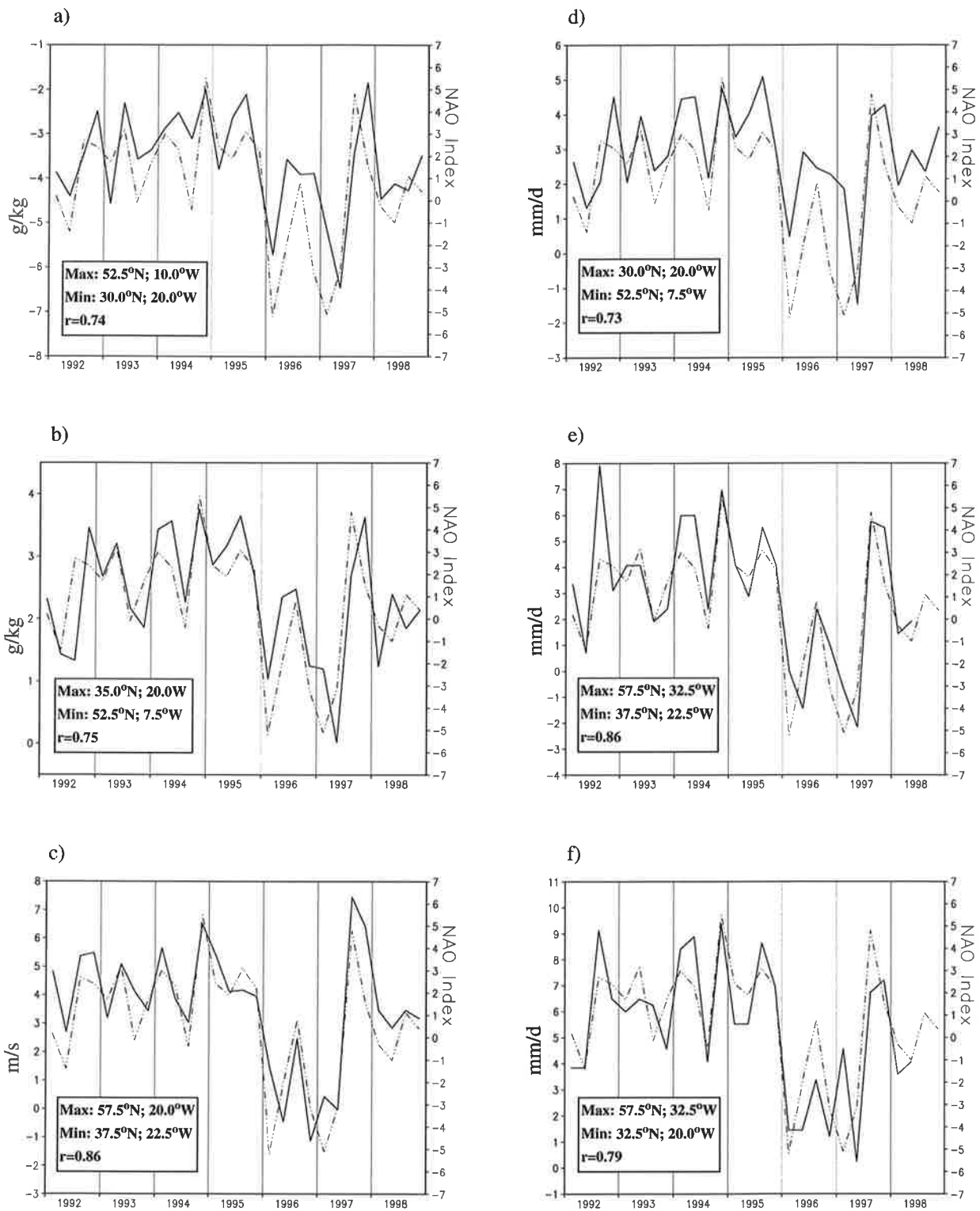


**Abbildung 38:** Zeitkorrelationen der Monatsmittelwerte der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft (a), der Differenz zwischen spezifischer Feuchte der bodennahen Luft und spezifischer Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche (b), der Windgeschwindigkeit (c), der Verdunstung (d), der Regenrate (e) und des Süßwasserflusses (f) mit dem NAO Index für die Wintermonate (Dezember-März) der Jahre 1992-1998. Die durchgezogene Linie bezeichnet jeweils den 90%-Signifikanzlevel.

Die sowohl flächenmäßig als auch quantitativ größten Korrelationen zeigt das Feld der Windgeschwindigkeit. Die hohen Werte von über 0.7 im Seegebiet zwischen Island und den Britischen Inseln bedeuten eine Zunahme der Windgeschwindigkeit in Jahren mit hohem NAO Index durch verstärkte Tiefdrucktätigkeit in diesem Gebiet. Gleichzeitig findet man durch die abnehmenden Winde im Bereich des Azorenhochs negative Korrelationen in der gleichen Größenordnung. In diesen Gebieten zeigt die Windgeschwindigkeit die höchsten Korrelationen mit dem NAO Index, was allerdings aufgrund der oben erwähnten direkten Beziehung zwischen Wind und Luftdruck nicht überrascht.

Bezüglich des Niederschlags lassen sich in den sieben Jahren größere signifikante Zusammenhänge mit der Nordatlantischen Oszillation feststellen, als in der vorherigen Fallstudie zweier Winter. Demnach besteht für die Variabilität der Niederschlagsverteilung fast im gesamten südöstlichen Atlantik zwischen den Azoren und der Iberischen Halbinsel sowie im westlichen Mittelmeer ein Zusammenhang mit der NAO. Das negative Vorzeichen der Korrelationen bedeutet dabei negative Niederschlagsanomalien bei starker NAO und bestätigt somit die oben genannten Auswirkungen der Nordatlantischen Oszillation auf diese Gebiete. Dagegen fällt die Region größter positiver Niederschlagskorrelationen nicht mit den Gebieten hoher Korrelationen bezüglich der Windgeschwindigkeit zusammen, sondern liegt etwas weiter westlich, während die restlichen Gebiete der Tiefdruckbahnen bis nach Skandinavien für diesen Zeitraum keine Signifikanz zeigen.

Die durchgeführte Korrelationsanalyse ergab, daß es im Nordatlantik große ausgezeichnete Gebiete gibt, in denen die Variabilitäten der einzelnen Wasserhaushaltsparameter unmittelbar mit der Nordatlantischen Oszillation zusammenhängen. Dabei sind diese Gebiete keineswegs ausschließlich auf die Regionen der größten Luftdruckanomalien bei Island oder den Azoren beschränkt, sondern je nach Parameter sehr viel weiter ausgedehnt oder räumlich verlagert. Dies zeigt eine Untersuchung der lokalen zeitlichen Variabilität an bestimmten Orten des Nordatlantiks. Dazu wurden, je nach Parameter, die beiden Gitterpunkte ausgewählt, an denen die höchsten positiven und negativen Korrelationen gefunden wurden. Die monatlichen Differenzen zwischen den beiden Gitterpunkten sind für alle Parameter zusammen mit dem NAO Index in Abbildung 39 als Zeitserie dargestellt. Es ist gut zu erkennen, daß der zeitliche Verlauf und die Amplitude der meridionalen Luftdruckdifferenzen auch von den Variabilitäten der absoluten Differenzen der Parameter zwischen den beiden jeweils ausgewählten Orten etwa in der gleichen Größenordnung wiedergegeben wird. Insbesondere wird der Übergang vom hohen zum niedrigen NAO Index 1996 und die Rückkehr zu höheren Indizes ab 1997 bei allen Parametern nachvollzogen. Die jeweiligen Korrelationen der beiden Zeitserien schwanken zwischen 0.73 für die Verdunstung und 0.86 für die Windgeschwindigkeit und den Niederschlag.



**Abbildung 39:** Zeitserien des NAO Index (strichpunktiert) und der Differenzen (durchgezogen) zwischen den Gitterboxen mit höchster und niedrigster Korrelation aus Abbildung 38 für die spezifische Feuchte der bodennahen Luft (a), die Differenz zwischen spezifischer Feuchte der bodennahen Luft und spezifischer Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche (b), die Windgeschwindigkeit (c), die Verdunstung (d), die Regenrate (e) und den Süßwasserfluß (f) für die Wintermonate (Dezember-März) 1992-1998. Die Korrelationen zwischen beiden Zeitserien sind zusammen mit den geographischen Positionen der verwendeten Gitterboxen jeweils in der Legende angegeben.

## 7.2 Das El Niño/Southern Oscillation-Phänomen (ENSO)

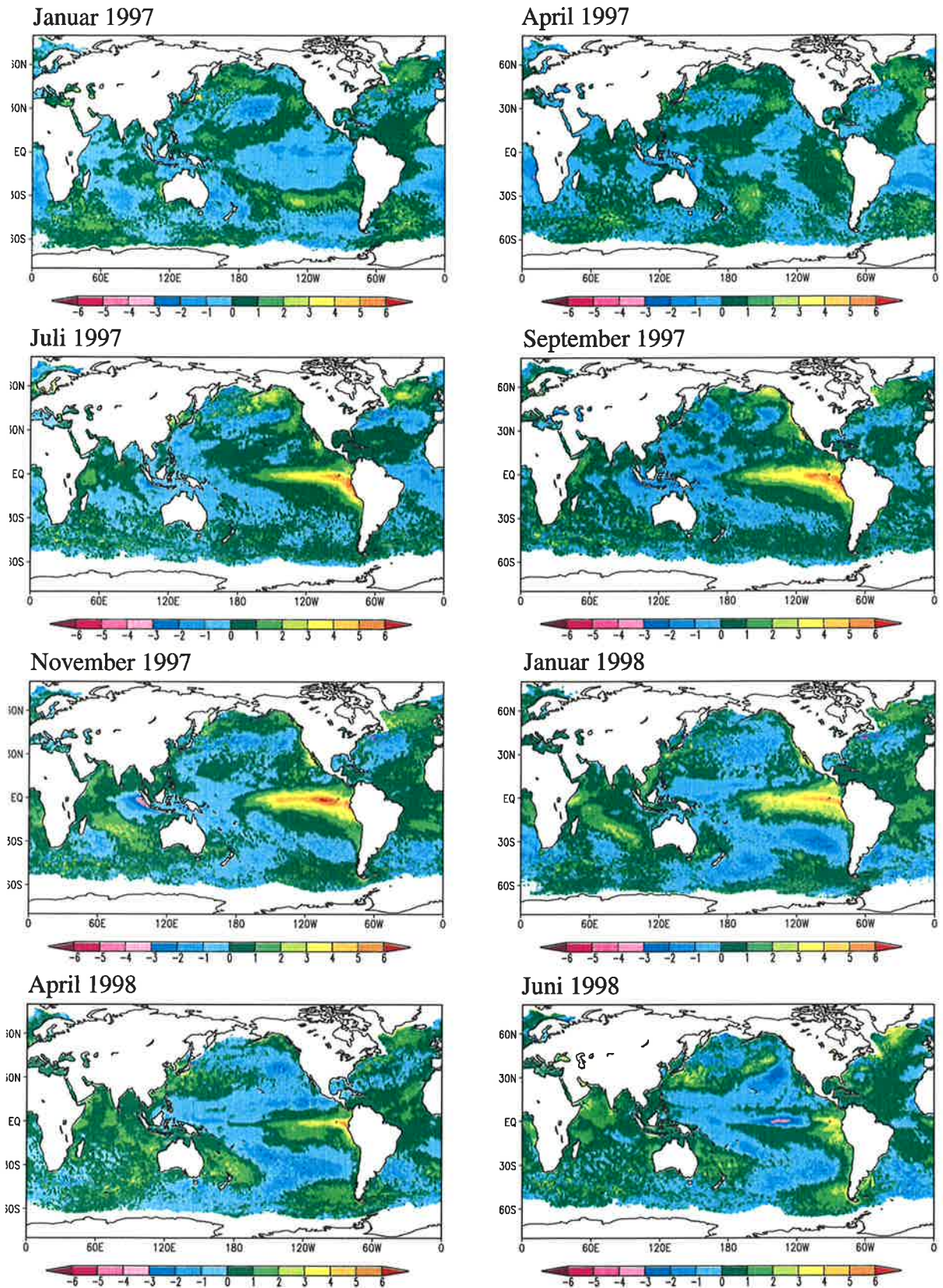
Schon im vorigen Jahrhundert beobachteten peruanische Fischer die alljährliche saisonale Erwärmung des Ozeans entlang der Küsten Perus und Ecuadors um die Weihnachtszeit. Sie gaben daher diesem Phänomen, das für sie durch die Wanderung der Fische in kühlere Gewässer das Ende der Fangsaison bedeutete, den Namen "El Niño", das Christkind. Heute bezeichnet man mit El Niño nur noch die alle 2-7 Jahre (im Mittel 4 Jahre) auftretende besonders starke Erwärmung der ozeanischen Deckschicht, die fast den gesamten tropischen Pazifik umfaßt.

In Abbildung 40 ist dieses Phänomen an der Verteilung der monatlichen Anomalien der Meeresoberflächentemperatur während des letzten El Niño 1997/98 sehr gut zu erkennen. Im Januar 1997 findet man im äquatorialen Pazifik noch negative Anomalien von 1-2°C, aber schon im April beginnt sich die Meeresoberfläche an der südamerikanischen Küste zu erwärmen. Diese Erwärmung dehnt sich im Laufe des Jahres zungenförmig entlang des Äquators aus. Bei der maximalen Ausdehnung im November 1997 reicht diese großskalige Erwärmung bis zur Datumsgrenze bei 180°W, also mehr als 10000 km weit und umspannt somit ein Viertel des Erdumfangs am Äquator. Zu diesem Zeitpunkt findet man bei etwa 100°W maximale positive Anomalien von mehr als 5°C, die im Laufe des darauffolgenden Jahres aber wieder zurückgehen. Die danach im Juni 1998 auftretende Umkehrung der vorherigen Erwärmung in negative Anomalien von über 3°C bei 120°W wird La Niña genannt und ist häufig nach einem El Niño zu beobachten. Aber auch der globale Charakter dieses Phänomens ist in dieser Abbildung zu erkennen. Zum Höhepunkt des El Niño hat sich der südliche und westliche Indische Ozean ebenfalls stark erwärmt, während sich der östliche Teil des Indischen Ozeans und große Gebiete des Nord- und Südpazifiks abgekühlt haben. Weitere Einzelheiten sowie eine theoretische Beschreibung des Phänomens findet man bei Philander (1990).

El Niño ist eng mit der sogenannten Southern Oscillation (SO) verknüpft, eine atmosphärische Erscheinungsform, die bereits in den zwanziger Jahren von Walker (1923) beschrieben wurde. Ähnlich wie die NAO kann man die SO als eine Art Luftdruckschaukel (Glantz et al., 1991) verstehen, wobei die Zentren des Tiefdrucks über Indonesien und des Hochdrucks über dem Südpazifik zu finden sind (Trenberth und Shea, 1987). Die Oszillation läßt sich mit den entgegengesetzten Variationen des Luftdrucks in Darwin in Nordaustralien (12.4°S, 130.9°E) und Tahiti im Südpazifik (17.5°S, 149.6°W) beschreiben, deren Jahresmittelwerte mit -0.79 korrelieren (Trenberth, 1984). Wenn der Luftdruck über dem Südpazifik höher als normal ist, ist er über Indonesien und Nordaustralien niedriger und umgekehrt, wobei letzteres eine verminderte Druckdifferenz und damit eine Abschwächung der Passatwinde über dem Pazifik bedeutet.

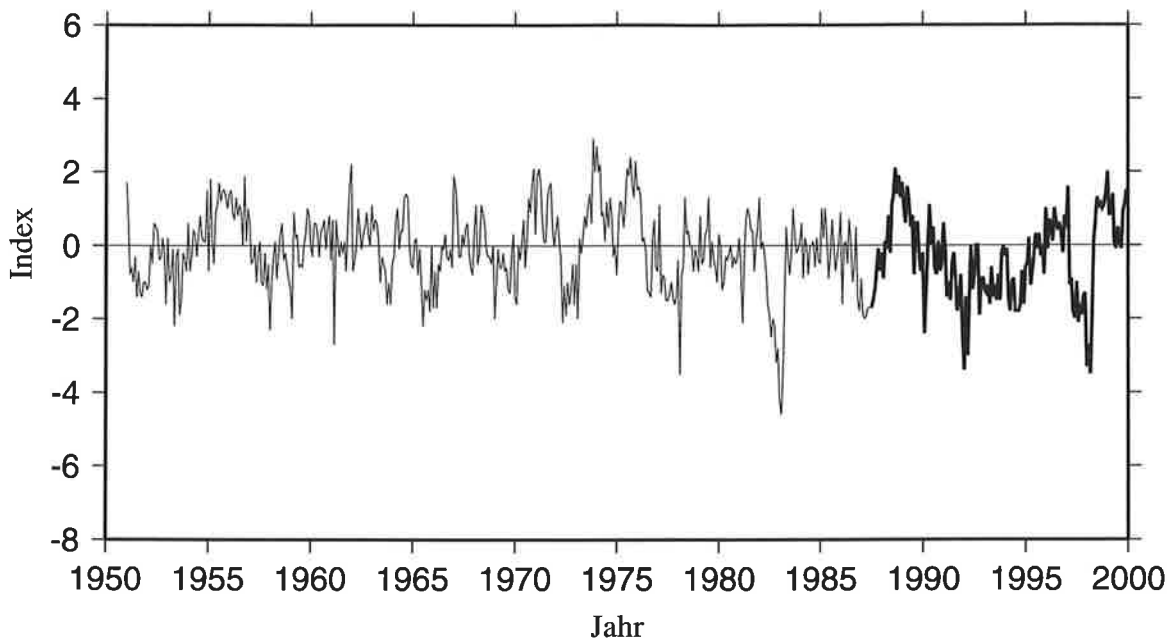
Beide Stationen lassen sich zusammen zum sogenannten Southern Oscillation Index (SO Index) kombinieren, der die monatlich gemittelte Luftdruckdifferenz zwischen Tahiti und Dar-





**Abbildung 40:** Monatliche Anomalien der Meeresoberflächentemperatur in °C während des letzten El Niño Ereignisses 1997/98 (berechnet aus dem NOAA-AVHRR Ocean Pathfinder Datensatz).

win angibt (Abbildung 41). Für die in dieser Arbeit verwendeten Indizes wurden die monatlichen Luftdruckanomalien beider Stationen nach Trenberth (1984) mit den langjährigen Standardabweichungen der jeweiligen Zeitserie normalisiert.



**Abbildung 41:** Zeitreihe der monatlichen Werte des Southern Oscillation Index (Differenz der normalisierten Luftdruckanomalien zwischen Tahiti und Darwin) für die Jahre 1950-1999.

Bjerknes (1966) war es, der als erster die Verbindung zwischen El Niño und der Southern Oscillation erkannte. Er vermutete die Ursachen eines El Niño weniger in den lokalen Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre entlang der südamerikanischen Küste, sondern in einer Abnahme der östlichen Winde entlang des Äquators. Bei Annahme einer Erwärmung des etwa 20°C kalten Ostpazifiks würde sich die Temperaturdifferenz im Vergleich zum 30°C warmen Westpazifik verringern, was zu einer Reduktion des Druckgradienten in der Atmosphäre führt. Die daraus resultierende Abschwächung der Passatwinde würde wiederum einen reduzierten Auftrieb kälteren Wassers im Ostpazifik nach sich ziehen und somit die anfängliche Anomalie verstärken. Diese Art der positiven Rückkopplung zwischen Ozean und Atmosphäre macht die großskalige Erwärmung um mehrere Grad im Ostpazifik erst möglich.

Trenberth und Hoar (1996) untersuchten diesen Zusammenhang zwischen Ozean und Atmosphäre und verglichen langjährige Zeitserien (1951-1995) von Monatsmittelwerten der Meeresoberflächentemperatur (SST) mit dem SOI in einer umfangreichen Korrelationsanalyse miteinander. Sie fanden im 45-jährigen Untersuchungszeitraum sehr signifikante Korrelationen zwischen der SST und dem SOI, die in der Region 120°W bis 180°W und 5°N bis 10°S am größten waren und bestätigten somit, daß El Niño Ereignisse mit negativen Anomalien im SOI und somit abgeschwächten Passatwinden über dem Pazifik zusammenfallen.

Wegen dieser engen Verbindung zwischen El Niño und der Southern Oscillation spricht man heute im allgemeinen vom El Niño/Southern Oscillation-Phänomen (ENSO). ENSO Ereignisse haben klimatische Auswirkungen, die weit über den pazifischen Raum hinausreichen, was den globalen Charakter dieser regionalen Klimaschwankung unterstreicht. Ropelewski und Halpert (1986, 1987) führten umfangreiche Untersuchungen auf diesem Gebiet durch und verglichen weltweite Temperatur- und Niederschlagsanomalien im Zusammenhang mit ENSO Ereignissen. Sie stellten fest, daß insbesondere Australien, Indonesien, Süd- und Ostafrika, und Indien, aber auch der Nordosten Südamerikas oder der Südwesten der USA zu diesen Zeiten unter Dürre oder großer Trockenheit zu unterschiedlichen Jahreszeiten leiden. Gleichzeitig ist es in diesen Gebieten und auch im Nordwesten der USA, in Kanada und in Alaska deutlich wärmer, während es im Südosten der USA und in Nordmexiko kälter als normal ist. Dagegen ist beispielsweise der Nordwesten Südamerikas in den Wintermonaten von besonders heftigen Regenfällen und Überschwemmungen betroffen.

Es erscheint klar, daß diese extremen Klimaschwankungen auch Auswirkungen auf die Volkswirtschaften der genannten Länder haben. Vorsichtige Schätzungen der weltweiten Schäden durch Dürren, Buschfeuer oder Überschwemmungen während des El Niño Ereignisses 1982/83 beliefen sich auf mehr als 8 Milliarden US\$ (NOAA, 1994). Nach Wilhite et al. (1987) sollen aber allein die Ernteverluste in den USA in diesem Jahr schon über 10 Milliarden US\$ betragen haben. Angesichts dieser Zahlen ist der Wunsch der betroffenen Regierungen nach einer möglichst genauen Vorhersage von ENSO Ereignissen und somit einer Reduzierung dieser Kosten nur allzu verständlich.

Im Rahmen des Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) Experimentes wurden in den letzten Jahren auf diesem Gebiet große Fortschritte erzielt. In diesem Projekt wurden in den Jahren 1985-1994 umfangreiche Beobachtungsdaten aus Schiffs- und Bojenmessungen im pazifischen Raum gesammelt, um gemeinsam mit Studien gekoppelter Ozean-Atmosphärenmodelle die beteiligten Prozesse und Mechanismen des ENSO-Phänomens zu verstehen und somit zu einer genaueren Vorhersage zu gelangen (WCRP, 1995). Trotz des großen Aufwandes konnte durch diese konventionellen Meßmethoden keine zeitliche und räumliche Abdeckung des gesamten Gebietes gewährleistet werden. Hochaufgelöste globale Beobachtungen aus Satellitendaten, wie die in dieser Arbeit vorgestellte HOAPS Klimatologie, können hier einerseits als Modelleingangsparameter zu einer weiteren Verbesserung führen, lassen sich jedoch andererseits auch zu weiteren Untersuchungen der Zusammenhänge zwischen Ozean und Atmosphäre während ENSO Ereignissen verwenden, aus denen sich möglicherweise auch neue Erkenntnisse für Modelle ableiten lassen. Erste Ergebnisse solcher Untersuchungen werden in den folgenden Abschnitten zunächst anhand einer Fallstudie zweier aufeinanderfolgender Jahre mit unterschiedlichem SO Index beschrieben, bevor der Untersuchungszeitraum wieder auf die Jahre 1992-1998 ausgedehnt wird.

### 7.2.1 Fallstudie zweier Jahre mit unterschiedlichem SO Index

Die Zeitserie des SO Index in Abbildung 41 zeigt nach durchgängig negativen Werten zu Beginn der neunziger Jahre für 1996 bis einschließlich Februar 1997 positive Werte, bevor der Index innerhalb eines Monats von 1.6 auf -1.1 im März 1997 abnimmt. Diese Abnahme setzt sich danach weiter fort und im März 1998 wurde nach den Monaten Januar-März 1983 der zweitniedrigste SO Index der letzten 50 Jahre aufgezeichnet. Bis zum Juli 1998 steigen die monatlichen Werte wieder stetig bis auf 1.3 an und bleiben danach im positiven Bereich. Dieser rasche Wechsel zwischen Phasen mit hohem und niedrigem Index, der auch das El Niño Ereignis 1997/98 charakterisiert, soll hier ausgenutzt werden, um den Zusammenhang und die Wechselwirkungen zwischen den atmosphärischen Wasserhaushaltsparametern und dem Southern Oszillation Index näher zu untersuchen. Dazu wurden die Mittelwerte der Parameter (spezifische Sättigungsfeuchte an der Ozeanoberfläche, spezifische Feuchte der Grenzschicht, Windgeschwindigkeit, Verdunstung, Regenrate und Süßwasserfluß) für den Zeitraum März 1996-Februar 1997 (hoher SO Index) den Mittelwerten des Zeitraums März 1997- Februar 1998 (niedriger SO Index) gegenübergestellt und verglichen.

In den Abbildungen 42 und 43 sind jeweils links die Mittelwerte der Parameter für den Zeitraum mit hohem SO Index und rechts deren Differenzen zum Zeitraum mit niedrigem SO Index sowie die wieder durch einen T-Test bestimmten Gebiete mit signifikanten Unterschieden durch die 90%-Signifikanzlinie dargestellt. Die Verteilungen der Mittelwerte und Differenzen der beiden Feuchteparameter in Abbildung 42 weisen dabei große Gemeinsamkeiten auf. Neben der lateralen Abnahme vom Äquator zu höheren Breiten fällt im mittleren Feld des Jahres mit hohem SO Index besonders der zonale Gradient zwischen Ost- und Westpazifik auf. Während im Bereich des westpazifischen Warmpools bei Meeresoberflächentemperaturen von über 30°C großräumig Sättigungsfeuchten von über 24 g/kg und spezifischen Feuchten der bodennahen Luft von mehr als 20 g/kg gemessen werden, findet man über dem kalten Humboldtstrom entlang der südamerikanischen Küste lediglich Werte von 12-14 g/kg bzw. 8-12 g/kg.

Die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre wird unmittelbar aus den Differenzen der Feuchteparameter zwischen den Jahren mit hohem und niedrigem SO Index deutlich. Die Änderungen der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Ozeanoberfläche weisen wegen des Zusammenhangs über die Magnusformel die erwartete Struktur der SST-Anomalien aus Abbildung 40 auf. Aber auch bei der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft zeigen sich völlig analoge signifikante Änderungsmuster. Während des El Niño Ereignisses 1997/98 mit niedrigem SO Index liegen die Werte der beiden Feuchtegrößen im gesamten äquatorialen Pazifik zwischen 70°W und 170°E um 3-4 g/kg über denen des Vorjahres. Die maximalen Erhöhungen findet man mit über 5 g/kg vor der ecuadorianischen und peruanischen Küste, was in diesem Gebiet einer relativen Änderung von über 30% entspricht. Dagegen verringern sich im Westpa-

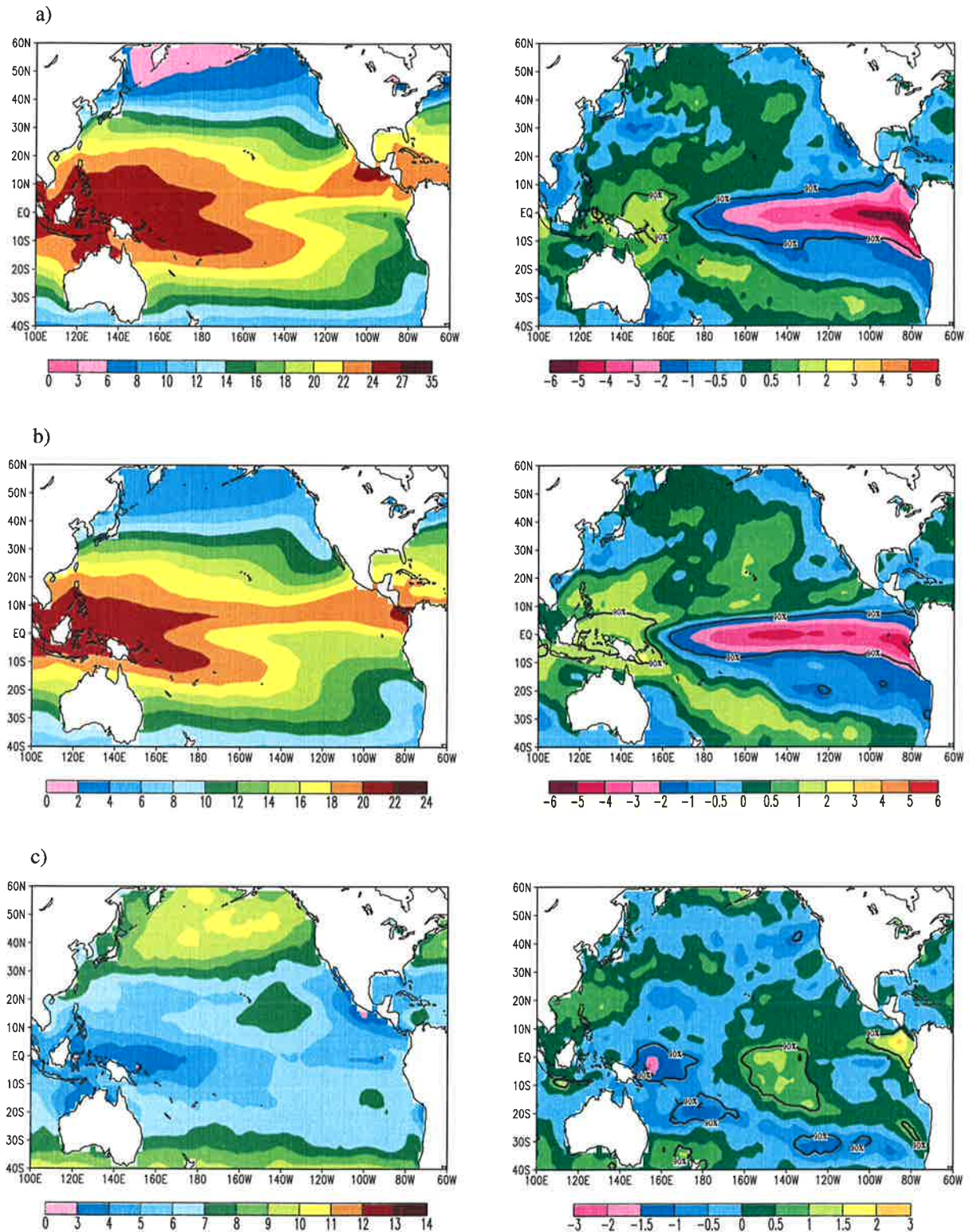


zifik die Feuchtwerte signifikant um 1-2 g/kg, so daß der Ost-West Gradient während des El Niño Ereignisses insgesamt sowohl direkt an der Ozeanoberfläche als auch in den untersten 500 Metern der atmosphärischen Grenzschicht stark reduziert wird.

Die Abbildung 42 zeigt eine signifikante Abnahme der Windgeschwindigkeit in den Passatregionen und vor der südamerikanischen Küste für 1997 und damit eine Bestätigung der oben genannten These von Bjerknes. Als Folge des reduzierten Druckgradienten ist die Windgeschwindigkeit während eines El Niño zwischen 120° und 170°W und zwischen 5°N und 20°S um über 1 m/s und am Äquator zwischen 80° und 100°W sogar um 2 m/s signifikant niedriger. Dagegen nimmt die Windgeschwindigkeit östlich von Neuguinea, wo normalerweise im Jahresmittel weltweit die niedrigsten Werte gemessen werden, um etwa 50% auf 5 m/s zu. Diese Ergebnisse lassen auf eine Änderung der großräumigen Zirkulation über dem Pazifik innerhalb der beiden Jahre schließen. Allerdings lassen sich aus den hier genutzten SSM/I-Daten keine Angaben über die Windrichtungen ableiten. In diesem Zusammenhang können aber Scatterometer, wie das auf dem NASA Satelliten ADEOS I fliegende NSCAT (Bentamy et al., 1999), weitere wichtige Erkenntnisse liefern.

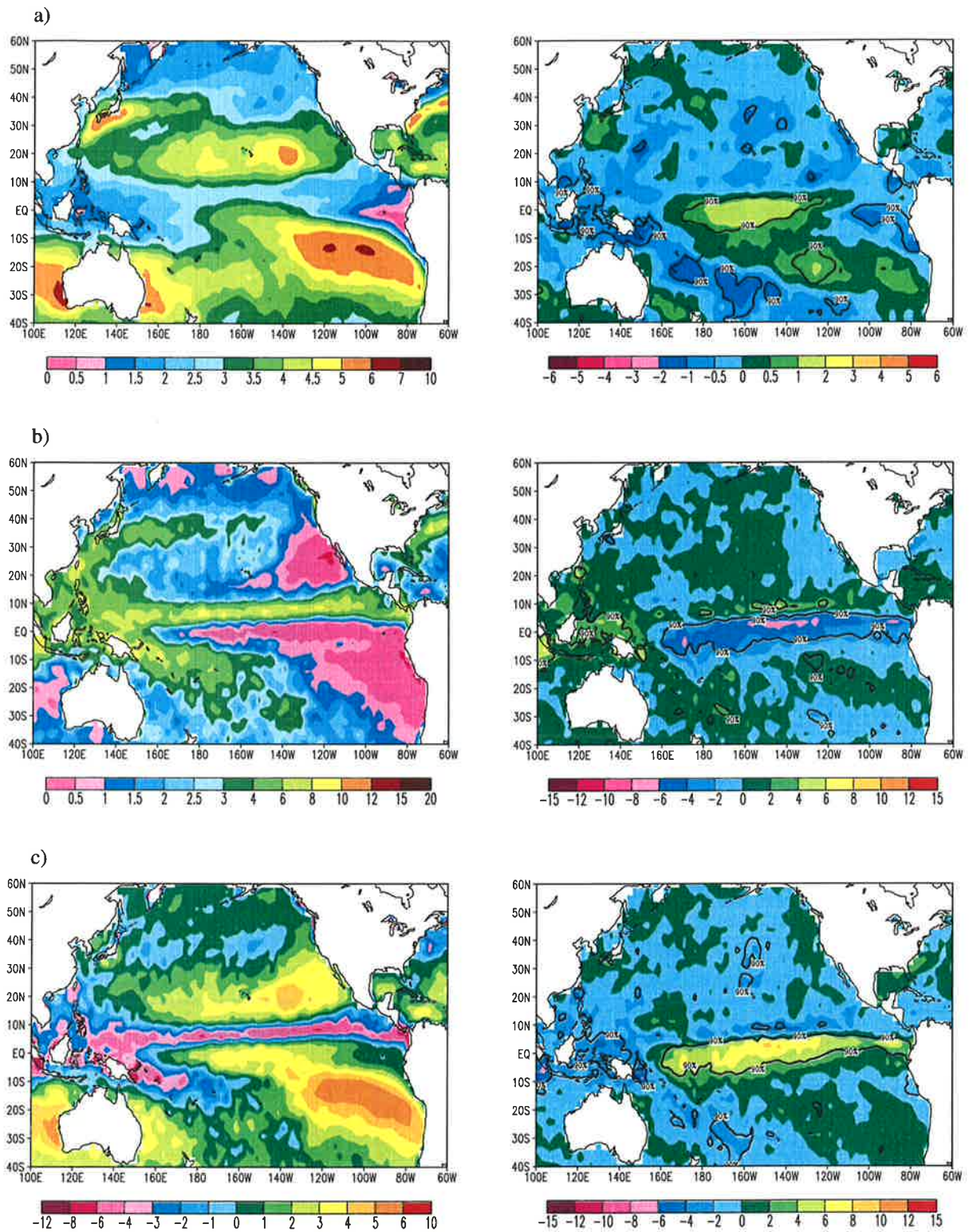
Die Änderungen der Feuchteparameter und der Windgeschwindigkeit während des El Niño Jahres haben auch Einfluß auf die Verdunstung. Im Jahr mit hohem SO Index 1996 zeigt sich die erwartete Verteilung mit hohen Verdunstungsraten von 5-6 mm/d in den Passatregionen der Nord- und Südhemisphäre sowie niedrigere Werte zwischen 2-3 mm/d im pazifischen Warmpool und innerhalb der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) und weniger als 1 mm/d vor der peruanischen Küste. Während in der Nordhemisphäre 1997 kaum signifikante Änderungen festzustellen sind, ist die Verdunstung in den Passatregionen der Südhalbkugel als Folge der dort reduzierten Windgeschwindigkeiten deutlich geringer. Größte signifikante Unterschiede von 2 mm/d findet man entlang des Äquators zwischen 130° und 180°W. Das bedeutet im Vergleich zum Vorjahr eine Verringerung um etwa 50%. Dagegen werden während des El Niño 1997/98 im westpazifischen Warmpool und entlang der ITCZ aufgrund der dort höheren Windgeschwindigkeiten auch signifikant höhere Verdunstungsraten gemessen. Die größten relativen Änderungen um bis zu 100% findet man jedoch im Ostpazifik entlang der peruanischen Küste. Da sich in dieser Region die mittlere Windgeschwindigkeit in den beiden Jahren kaum verändert, verursacht dort allein die gegenüber dem Vorjahr um 5°C höhere Meeresoberflächentemperatur eine um 1-2 mm/d höhere Verdunstung.

Die auffälligsten Auswirkungen der großflächigen Erhöhung der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Pazifik während eines El Niño zeigen sich beim Niederschlag und dadurch bedingt auch beim Süßwasserfluß. Die Niederschlagsverteilung zeigt für 1996 große regenarme Gebiete mit weniger als 1 mm/d Niederschlag im gesamten Ostpazifik und entlang des Äquators bis zu einer Länge von 180°W. Dagegen werden in der Südpazifischen Konvergenz-



**Abbildung 42:** Jahresmittelwerte März 1996 - Februar 1997 (hoher SO Index, linke Seite) der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche in g/kg (a), der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft in g/kg (b) und der Windgeschwindigkeit in m/s (c) sowie die Differenz zu den Jahresmittelwerten März 1997 - Februar 1998 (hoher minus niedriger SO Index, rechte Seite). Die durchgezogenen Isolinien geben jeweils den 90%-Signifikanzlevel an. Die räumliche Auflösung der Felder beträgt  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ .





**Abbildung 43:** Jahresmittelwerte März 1996 - Februar 1997 (hoher SO Index, linke Seite) der Verdunstung in mm/d (a), der Regenrate in mm/d (b) und des Süßwasserflusses in mm/d (c) sowie die Differenz zu den Jahresmittelwerten März 1997 - Februar 1998 (hoher minus niedriger SO Index, rechte Seite). Die durchgezogenen Isolinien geben jeweils den 90%-Signifikanzlevel an. Die räumliche Auflösung der Felder beträgt  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ .

zone (SPCZ) und im Warmpool etwa 6-8 mm/d Niederschlag im Jahresmittel gemessen. Entlang der ITCZ von 5°N bis 10°N finden sich quer über den Pazifik sogar Regenraten von bis zu 10 mm/d. Während des El Niño 1997/98 dehnt sich dieser schmale Streifen aus und verschiebt sich dabei deutlich nach Süden, wodurch sich der Niederschlag entlang 10°N um 2-4 mm/d verringert. Zwischen der südamerikanischen Küste und 160°E sowie 5°N bis 5°S werden in einem Gebiet, in dem im Vorjahr kaum Niederschlag gefallen ist, jetzt bis zu 8 mm/d im Jahresdurchschnitt gemessen. Diese dramatischen Änderungen werden durch die verstärkte Konvektion aufgrund der höheren Meeresoberflächentemperaturen hervorgerufen, wodurch große Mengen an Wasserdampf in die Atmosphäre gelangen, in der Höhe kondensieren und als Starkniederschlag wieder ausfallen. Dagegen erkennt man im Westpazifik und entlang der SPCZ nur noch Regenraten von 2-3 mm/d, also 50% weniger als im Vorjahr, da hier der umgekehrte Effekt eintritt und die niedrigeren Wassertemperaturen zu weniger Konvektion und somit zu weniger Niederschlag führen.

Die mittlere Verteilung des Süßwasserflusses wird zum einen von den großen ariden Gebieten in den Subtropen des Ostpazifiks bestimmt. Dort dominiert die Verdunstung, wodurch dem Ozean im Mittel Süßwasser entzogen wird und die Salinität in der ozeanischen Deckschicht somit sehr hoch ist. Dabei sind sowohl die flächenmäßige Ausdehnung als auch die Werte bis zu 6 mm/d auf der Südhalbkugel deutlich höher als auf der Nordhalbkugel. Zum anderen findet man in der ITCZ entlang 5°N und im Westpazifik zwischen 10°S und 20°N hohe negative Süßwasserflüsse, die stellenweise sogar 6-8 mm/d erreichen. Die signifikanten Änderungen im Süßwasserfluß zwischen 1996 und 1997 werden eindeutig von den Änderungen der Niederschlagsverteilung bestimmt. Im gesamten Westpazifik bleibt die Wasserbilanz zwar negativ, dem Ozean werden jedoch durch den geringeren Niederschlag 1997 nur 30-50% der Süßwassermenge des Vorjahres zugeführt. Dagegen zeigen sich im subtropischen Ostpazifik und im Nordpazifik kaum signifikante Unterschiede zwischen den beiden Jahren. Die hohen positiven Flüsse in den Passatregionen bleiben somit auch 1997 erhalten. In einem Streifen zwischen der südamerikanischen Küste und 160°E sowie 5°N bis 5°S, in dem 1997 800% mehr an Niederschlag fällt, kehrt sich das Vorzeichen der Wasserbilanz innerhalb eines Jahres um. Während dem Pazifik in diesem Gebiet zwischen März 1996 und Februar 1997 noch bis zu 1400 mm Süßwasser entzogen werden, werden in den 12 Monaten danach etwa 1500 mm zugeführt. Hochgerechnet auf das gesamte Gebiet wurden innerhalb des zweijährigen Zeitraums jährlich etwa  $1.8 \times 10^{16}$  kg Wasser mit unterschiedlichen Vorzeichen zwischen Ozean und Atmosphäre ausgetauscht, so daß die riesigen Änderungen dieser Umsätze auch die thermohaline Zirkulation des pazifischen Ozeans in diesem Zeitraum entscheidend beeinflussen dürften.



### 7.2.2 Zeitliche Korrelation der Wasserhaushaltsparameter mit der SO

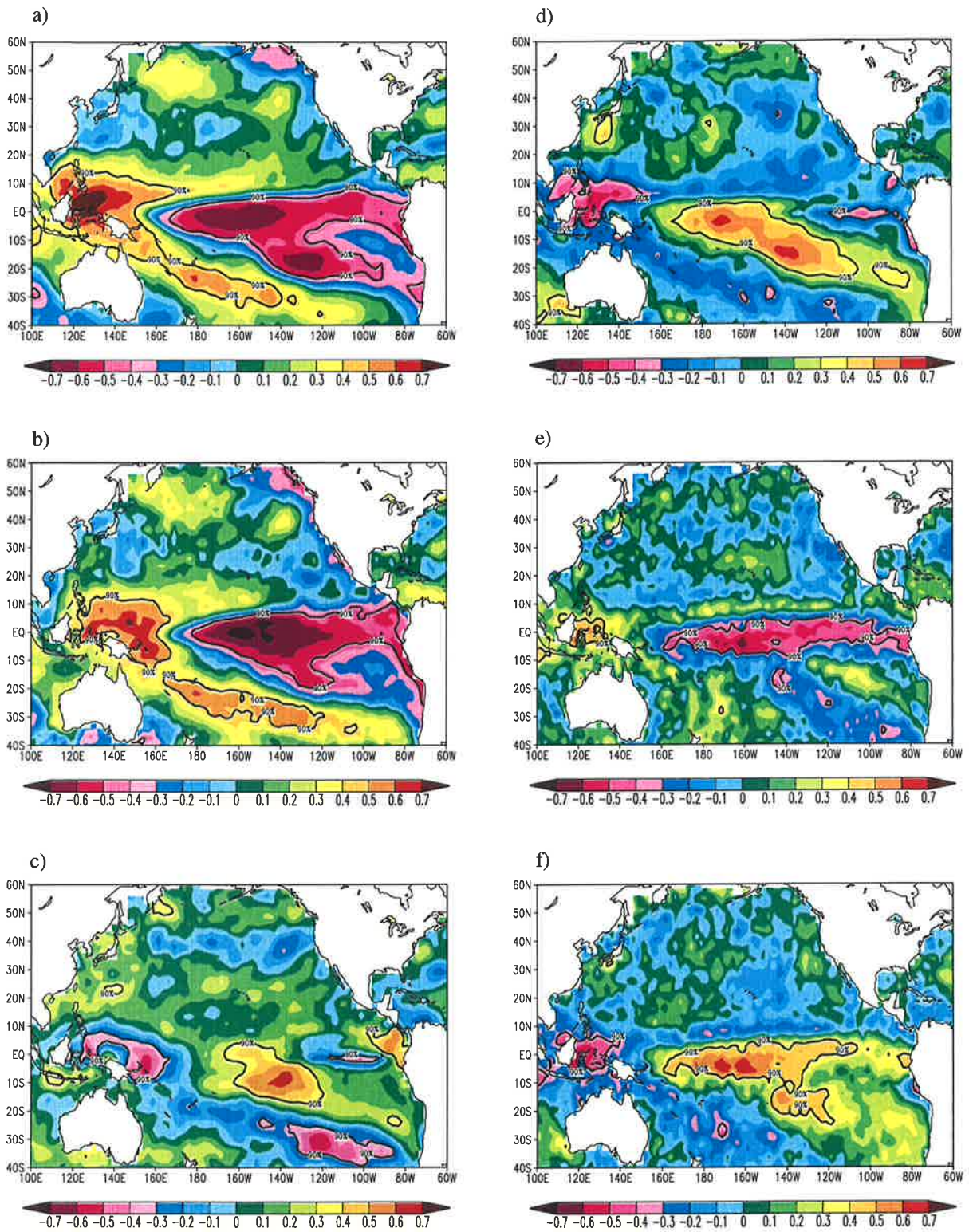
Analog zum Kapitel 7.1.3 wurden die Untersuchungen des statistischen Zusammenhangs zwischen den Wasserhaushaltsparametern und dem ENSO-Phänomen auch hier auf einen sieben-jährigen Zeitraum 1992-1998 ausgedehnt. Die monatlichen Mittelwerte wurden allerdings für alle Monate an jedem Gitterpunkt mit dem SO Index korreliert, da die Wechselwirkungen im Gegensatz zur Nordatlantischen Oszillation nicht nur verstärkt in einer Jahreszeit auftreten, sondern über das gesamte Jahr verteilt sind.

Eine zunächst wiederum durchgeführte Autokorrelationsanalyse ergab für diesen Zeitraum im Pazifik parameterabhängige Ergebnisse für die Zeit zwischen zwei unabhängigen Monatsmittelwerten (Tabelle 15). Somit ist auch die Anzahl der Freiheitsgrade im 84 Monate umfassenden Zeitraum und der für das 90%-Vertrauensintervall relevante Korrelationskoeffizient von Parameter zu Parameter unterschiedlich. Diese Zeitperioden der Autokorrelationen reichen von einem halben Jahr für die spezifische Feuchte an der Meeresoberfläche, bis zu 3 Monaten für die Windgeschwindigkeit, wodurch für die in diesem Abschnitt beschriebene Untersuchung bei letztgenanntem Parameter schon Korrelationen über 0.317 als statistisch signifikant auf dem 90% Niveau angesehen werden können.

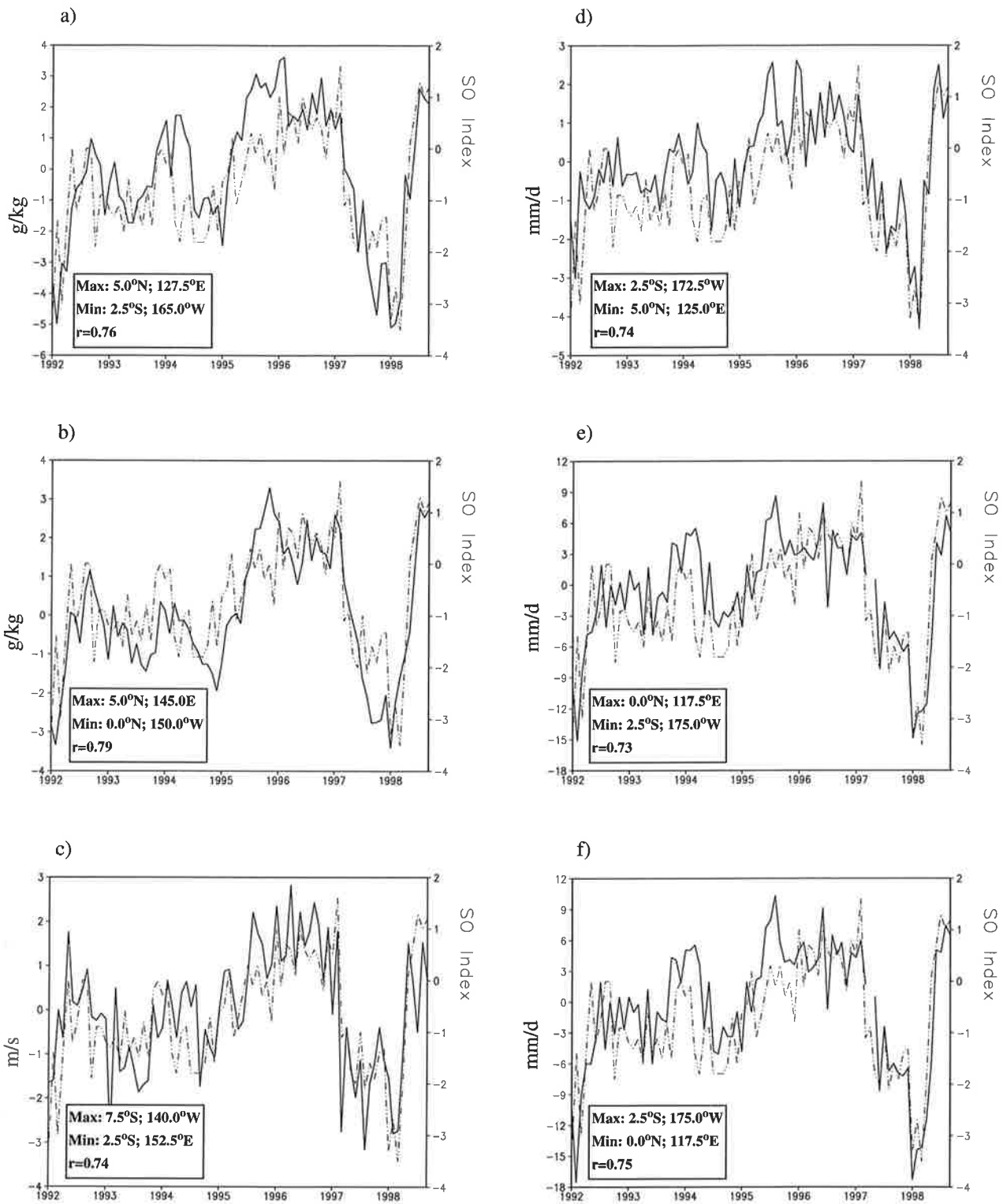
**Tabelle 15:** Zeit  $\tau$  (in Monaten) zwischen zwei unabhängigen Monatsmittelwerten, Anzahl  $f$  der daraus resultierenden Freiheitsgrade für den Untersuchungszeitraum 1992-1998 und Korrelationskoeffizienten  $r$  für das 90% Vertrauensintervall für verschiedene Wasserhaushaltsparameter im Pazifik.

Parameter	$\tau$	$f$	$r_{90\%}$
Spezifische Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche	6	12	0.457
Spezifische Feuchte der bodennahen Luft	5	14	0.426
Feuchtedifferenz	4	18	0.378
Windgeschwindigkeit	3	26	0.317
Verdunstung	3	26	0.317
Niederschlag	4	19	0.369
Süßwasserfluß	4	19	0.369

Die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre im Zusammenhang mit ENSO Ereignissen lassen sich anhand der Abbildung 44 zusammenfassen. Dargestellt sind die Korrelationen zwischen dem monatlichen SO Index und den fernerkundeten Monatsmittelwerten der



**Abbildung 44:** Zeitkorrelationen der monatlichen Mittelwerte der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft (a), der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche (b), der Windgeschwindigkeit (c), der Verdunstung (d), der Regenrate (e) und des Süßwasserflusses (f) mit dem SO Index für den Zeitraum 1992-1998. Die durchgezogene Linie bezeichnet jeweils den 90%-Signifikanzlevel.



**Abbildung 45:** Zeitserien des SO Index (strichpunktiert) und der Differenzen (durchgezogen) zwischen den Gitterpunkten mit höchster und niedrigster Korrelation aus Abbildung 44 für die spezifische Feuchte der bodennahen Luft (a), die spezifische Sättigungfeuchte an der Meeresoberfläche (b), die Windgeschwindigkeit (c), die Verdunstung (d), die Regenrate (e) und den Süßwasserfluß (f) für den Zeitraum 1992-1998. Die Korrelationen zwischen beiden Zeitserien sind zusammen mit den geographischen Positionen der verwendeten Gitterpunkte jeweils in der Legende angegeben.

Wasserhaushaltskomponenten im Pazifik. Die stärksten Zusammenhänge sind jeweils durch die Isolinie des 90%-Signifikanzniveaus herausgehoben und lassen sich in zwei große Gebiete einteilen. Während sich das eine Gebiet vom westpazifischen Warmpool bei 5°N, 130°E südöstlich bis zu etwa 35°S, 130°W erstreckt, reicht die zweite Region von der südamerikanischen Küste entlang des Äquators bis etwa 160°E. Diese beiden Gebiete zeichnen sich dadurch aus, daß sich dort die atmosphärischen Parameter bei unterschiedlichem SO Index entgegengesetzt verändern. Die Korrelationen erreichen in beiden Gebieten großräumig für alle Parameter Werte von über 0.6 mit unterschiedlichem Vorzeichen, für die beiden Feuchteparameter sogar Werte über 0.7.

Wie oben bereits erwähnt, deuten die hohen positiven Korrelationen um Malaysia und Indonien darauf hin, daß die dortigen negativen Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen bei niedrigem SO Index für eine Verminderung der Konvektion und dadurch für geringere Feuchtwerte an der Oberfläche und in der atmosphärischen Grenzschicht sowie für eine Abnahme der Niederschlagsintensitäten sorgen. Gleichzeitig führen die Erwärmungen des Ost- und Zentralpazifiks zu einer dortigen Zunahme der konvektiven Ereignisse und daraus resultierend, zu einer Erhöhung der Feuchte und Niederschlagsrate, wie sich an den negativen Korrelationen erkennen läßt. Dadurch ändern sich die großräumigen Luftdruckverteilungen im gesamten äquatorialen Pazifik und es kommt zu einer Reduzierung des zonalen Druckgradienten. Daraus folgend, zeigen positive Korrelationen eine Abnahme der Windgeschwindigkeiten und somit auch eine geringere Verdunstung in den Passatregionen des Ostpazifiks bei niedrigem SO Index. Die Abschwächungen der Passat- und äquatorialen Ostwinde bedingen wiederum einen reduzierten Auftrieb kälteren Tiefenwassers und sorgen somit für eine Verstärkung des El Niño Ereignisses.

Zur Verdeutlichung der wechselseitigen Änderungen der atmosphärischen Parameter zwischen den beiden Gebieten wurden wiederum die lokalen zeitlichen Variabilitäten an den Orten mit höchster und niedrigster Korrelation untersucht, die gleichzeitig als Dipole des jeweiligen Korrelationsfeldes betrachtet werden können. Die monatlichen Differenzen der Wasserhaushaltskomponenten zwischen diesen Punkten sind zusammen mit dem SO Index für die Jahre 1992 bis 1998 in Abbildung 45 dargestellt. Die jeweiligen Zeitserien stimmen sehr gut mit dem Verlauf des SOI überein, wobei die ausgewählten Orte von Parameter zu Parameter unterschiedlich sind. Die gute Übereinstimmung ist auch an den jeweils hohen Korrelationen zu erkennen, die zwischen 0.73 für den Niederschlag und 0.79 für die spezifische Sättigungsfeuchte an der Meeresoberfläche liegen. Insbesondere das ENSO Ereignis 1997/98 läßt sich in allen Zeitserien sehr gut nachvollziehen. Der dramatische Rückgang des SOI von leicht positiven Werten Anfang 1997 bis auf unter -3 Ende 1997 und der Anstieg in den darauffolgenden Monaten auf das vorherige Niveau wird in den Differenzen zwischen den jeweiligen Gitterpunkten für alle Parameter wiedergegeben, wobei deren Amplituden zu den Änderungen des SOI proportional

sind. So ändert sich beispielsweise die Differenz zwischen den lokalen Süßwasserflüssen im Zentralpazifik bei 2.5°S, 175°W und im westpazifischen Warmpool bei 0°N, 117.5°E von 5 mm/d Anfang 1997 bis auf etwa -16 mm/d zum Höhepunkt des El Niño im November 1997. Mit steigendem SO Index dreht sich das Vorzeichen der Differenz danach erneut. Ende 1998 wird im Zentralpazifik wieder ein um 5 mm/d höherer Süßwasserfluß, als im westpazifischen Warmpool beobachtet. Ähnliche Oszillationen sind für alle Parameter festzustellen, weswegen der von Glantz et al. (1991) im Zusammenhang mit der Southern Oscillation geprägte Begriff der Luftdruckschaukel, durchaus auf alle hier betrachteten Größen übertragbar ist.

Die signifikanten Variabilitäten der Wasserhaushaltskomponenten im Zusammenhang mit ENSO-Ereignissen beschränken sich also nicht nur auf die Gebiete der anfänglichen Störungen vor der südamerikanischen Küste, sondern lassen sich im gesamten süd-pazifischen Raum bis nach Südostasien feststellen. Die am stärksten beeinflussten Gebiete liegen dabei entlang des Äquators im Zentralpazifik und im westpazifischen Warmpool. In anderen Gebieten der Erde zeigen die hier vorgestellten Anwendungen des fernerkundeten HOAPS Datensatzes dagegen kaum signifikante Auswirkungen des El Niño/Southern Oscillation-Phänomens.

Die Analyse der beiden regionalen Klimaprozesse in diesem Kapitel hat gezeigt, daß der hier vorgestellte HOAPS Datensatz sehr gut für modellunabhängige Studien des Wasserkreislaufs über dem Ozean geeignet ist. Durch die räumlich und zeitlich hohe Auflösung des Datensatzes ist es einerseits möglich, die Variabilität der Wasserhaushaltsparameter auf unterschiedlichen Zeitskalen flächendeckend zu untersuchen, um somit die dabei beteiligten Prozesse und die quantitativen Umsätze besser zu verstehen.

Solch ein Datensatz kann andererseits auch direkt für Modellrechnungen von Nutzen sein. Janowiak et al. (1998) verglichen siebenjährige Zeitserien (1988-95) von Niederschlagsfeldern der NCEP-NCAR Reanalyse und des GPCP im Zusammenhang mit dem EL Niño/Southern Oscillation-Phänomen. Sie bestätigten dabei im wesentlichen die in diesem Kapitel genannten Strukturen der räumlichen und zeitlichen Variabilität des Niederschlags während eines El Niño. Trotz der guten qualitativen Übereinstimmung der Niederschlagsverteilungen des NCEP-NCAR und des GPCP, fanden Janowiak et al. (1998) in den Reanalysedaten jedoch deutlich geringere Niederschlagsanomalien während der verschiedenen El Niño Phasen. Sie führten diese großen quantitativen Unterschiede auf die fehlende Berücksichtigung von Niederschlagsbeobachtungen in der Reanalyse zurück und schlossen daraus, daß die Assimilation von Niederschlagsabschätzungen aus Satellitendaten zukünftig zu einer deutlichen Verbesserung der NCEP-NCAR Reanalysefelder des Niederschlags führen würde. Da neben dem Niederschlag auch noch weitere Parameter, wie z.B. der für den Antrieb von Ozeanmodellen wichtige Parameter des Süßwasserflusses, in HOAPS enthalten sind, kann der hier vorgestellte Beobachtungsdatensatz daher auch für Klimamodelle von großem Nutzen sein.



## 8 Schlußfolgerungen und Ausblick

Die in dieser Arbeit aus Satellitendaten abgeleitete Klimatologie des Süßwasserflusses HOAPS (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data) stellt der Klimaforschung die bisher längste globale Zeitserie von Wasserhaushaltsparametern über dem Ozean zur Verfügung. Die Klimatologie entstand durch die Anwendung von in jüngster Vergangenheit entwickelter Fernerkundungsverfahren auf Daten des Mikrowellenradiometers SSM/I und des Infrarotradiometers AVHRR. HOAPS enthält 12-jährige Zeitserien (1987-1998) der spezifischen Sättigungsfeuchte an der Ozeanoberfläche, der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft, der Windgeschwindigkeit, aber auch des latenten Wärmeflusses, der Verdunstung, des Niederschlags und des Süßwasserflusses in verschiedenen räumlichen und zeitlichen Mittelungsintervallen. In diesem Schlußabschnitt sollen noch einmal die wichtigsten Erkenntnisse der vorherigen Kapitel zusammengefaßt und ein kurzer Ausblick auf zukünftige Nutzungsmöglichkeiten des Datensatzes gegeben werden.

Die verwendeten Einzelverfahren zur Fernerkundung der Wasserhaushaltsparameter wurden zunächst mit Messungen wissenschaftlicher Feldexperimente in einzelnen Regionen und mit globalen Schiffsbeobachtungen unter quasi instantanen Bedingungen verglichen. Dabei wurde ihre Gültigkeit für den globalen Einsatz im wesentlichen bestätigt. Demnach können Einzelereignisse des latenten Wärmeflusses mit einer Genauigkeit von mindestens  $30 \text{ W/m}^2$  aus Satellitenmessungen abgeschätzt werden. Ein Vergleich mit Radarmessungen zweier Experimente ergab für die aus SSM/I-Messungen instantan abgeleiteten Regenraten Genauigkeiten zwischen 0.96 und 1.36 mm/h bei verschwindend geringen systematischen Unterschieden. Im Vergleich zu anderen Mikrowellenverfahren, die von Smith et al. (1998) sowie Ebert und Manton (1998) in umfangreichen Studien getestet wurden, darf der für HOAPS verwendete Algorithmus von Bauer und Schlüssel (1993) damit als durchaus zufriedenstellend für die Konstruktion einer derartigen Klimatologie bewertet werden.

Zur Demonstration der Unterschiede der HOAPS Klimatologie zu herkömmlichen Klimatologien wurden die monatlichen, saisonalen und klimatologischen Mittelwerte der fernerkundeten Wasserhaushaltsparameter mit der auf COADS Daten basierenden SOC Klimatologie verglichen. Mit Ausnahme des tropischen Warmpools, wo möglicherweise eine Überschätzung der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft durch das verwendete Fernerkundungsverfahren zu einer Unterschätzung des fernerkundeten latenten Wärmeflusses führt, sind die Abweichungen zwischen beiden Klimatologien meist durch eine zu geringe in situ Datendichte in SOC zu erklären, da die zur Abschätzung eines Monatsmittelwertes notwendigen 20 Einzelmessungen (Taylor, 1984) nur in den stark befahrenen Gebieten der Nordhemisphäre oder entlang der Hauptschiffahrtslinien vorliegen.

Eine Einschränkung des Vergleichsgebietes auf den Nordatlantik ergab dagegen eine sehr gute Übereinstimmung zwischen HOAPS und SOC mit durchweg signifikanten, hohen Korrelationen, die für die einzelnen Bulk-Parameter größer als 0.9 sind. Die zufälligen Abweichungen im latenten

Wärmeﬂuß schwanken zwischen  $20 \text{ W/m}^2$  für Monatsmittelwerte und  $10 \text{ W/m}^2$  für klimatologische Mittelwerte und sind in erster Linie auf die Unterschiede in der Windgeschwindigkeit von etwa  $0.5\text{-}1 \text{ m/s}$  zurückzuführen.

Am Beispiel des Nordatlantiks zeigte sich, daß die fernerkundeten Wasserhaushaltsparameter aus HOAPS mit bisherigen Klimatologien auf allen zeitlichen Skalen, in Regionen mit einer hohen Anzahl an in situ Messungen, gut vergleichbar sind und die monatliche Variabilität der meteorologischen Größen dabei gut wiedergegeben wird. Südlich von etwa  $30^\circ\text{N}$  nimmt die Qualität klassischer Klimatologien wie SOC wegen der geringeren Zahl von in situ Messungen deutlich ab. Da aber in jedem Gebiet des weltweiten Ozeans die Satellitenmessungen mit einer zeitlich und räumlich nahezu homogenen Anzahl vorliegen, kann somit als ein wichtiges Ergebnis dieser Arbeit gefolgert werden, daß der hier vorgestellte HOAPS Datensatz gegenüber bisherigen Klimatologien eine deutliche Verbesserung darstellt. Dies gilt besonders für die globale Verteilung des Süßwasserflusses und des Niederschlags, wo darüber hinaus erhebliche Unsicherheiten durch die aus Wetterbeobachtungen abgeschätzten in situ Regenraten in SOC bestehen. Im einzelnen zeigen sich diese Verbesserungen in HOAPS vor allem bei großräumigen Anwendungen beider Datensätze, wie z.B. der Bilanzierung des Wasserhaushaltes in einzelnen Ozeanbecken oder auf globaler Skala. Dabei ergab sich in letzterem Fall aus den SOC Daten aus der Differenz von Verdunstung und Niederschlag eine negative Wasserbilanz für den Ozean, was im Widerspruch zu den bisherigen Kenntnissen des Wasserkreislaufs steht, nach denen im globalen Mittel von einer positiven Süßwasserbilanz über den Ozeanen ausgegangen wird.

Bezüglich der Niederschlagsklimatologie hat der Vergleich zwischen HOAPS und dem GPCP Datensatz gezeigt, daß die globale Bestimmung des Niederschlags über dem Ozean trotz flächendeckender Satellitenbeobachtungen immer noch ein schwieriges Unterfangen ist. Dabei besteht bei HOAPS eine große Unsicherheit darin, daß die Regenraten maximal aus zwei täglichen Messungen polar umlaufender Satelliten an einem Ort abgeleitet werden. Dieses kann bei der zeitlichen Mittelung einen Samplingfehler in der Größenordnung von  $10\%\text{-}20\%$  (s. Kapitel 5.3.1) zur Folge haben.

Im GPCP Niederschlagsprodukt versucht man dieses Problem zu lösen, indem zeitlich hochaufgelöste Infrarotmessungen geostationärer Satelliten mit den Mikrowellenmessungen polar umlaufender Satelliten kombiniert werden. Die ausführlichen Untersuchungen in dieser Arbeit zeigen aber, gemeinsam mit den Ergebnissen von Ebert und Manton (1998), daß die Einzelverfahren des GPCP teilweise zu größeren systematischen Fehlern bei der Ableitung des Niederschlags führen, als das Verfahren von Bauer und Schlüssel (1993). Dabei wurden beispielsweise beim GPI, im Vergleich zu Radarmessungen, Überschätzungen von über  $100\%$  festgestellt. Die aus der deswegen notwendigen Kalibration des GPI mit Mikrowellendaten folgende starke Gewichtung des genutzten Verfahrens von Wilheit et al. (1991) im GPCP Gesamtprodukt zeigt, daß eine Verringerung des

Samplingfehlers bei der Abschätzung der globalen Niederschlagsfelder durch die Kombination von SSM/I- und Infrarotmessungen angezweifelt werden darf. Darüber hinaus weisen systematische Sprünge in den Zeitreihen des GPCP Datensatzes auf größere Inkonsistenzen als in der HOAPS Klimatologie hin. Bei der Auswahl eines geeigneten Niederschlagsproduktes für klimatologische Anwendungen über See scheint daher der HOAPS Datensatz, zumindest für den Zeitraum 1992-1998, als mindestens gleichwertig.

Eine noch genauere Abschätzung des Niederschlags über dem Ozean kann in Zukunft aus Mikrowellenmessungen mehrerer gleichzeitig fliegender und aufeinander abgestimmter SSM/I-Radiometer erreicht werden. Die in Kapitel 4 durchgeführten Vergleiche mit im Rahmen von TOGA/COARE gewonnenen schiffsgebundenen Radarmessungen des AIP-3 zeigen, daß der Mikrowellenalgorithmus von Bauer und Schlüssel (1993) dafür gut geeignet ist. Um aber weitere notwendige Studien zur statistischen Absicherung durchführen zu können, wären zusätzliche Feldexperimente zur Gewinnung von flächendeckenden Vergleichsmessungen des Niederschlags über dem offenen Ozean äußerst wünschenswert. Darüber hinaus sollten Messungen ähnlicher Radiometer, die seit November 1997 im Rahmen der Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) auf nicht sonnensynchronen Satelliten im Einsatz sind, genutzt werden. Damit läßt sich in den Tropen der Samplingfehler bei der räumlichen und zeitlichen Mittelung der Niederschlagsabschätzungen weiter verringern, ohne dabei auf die deutlich ungenaueren Infrarotverfahren zurückgreifen zu müssen.

In zwei Anwendungsbeispielen wurde das Potential des HOAPS Datensatzes für die Analyse der regionalen Klimaphänomene der Nordatlantischen Oszillation und der El Niño/Southern Oscillation deutlich aufgezeigt. Obwohl dafür letztlich nur sieben Jahre der gesamten Zeitreihe genutzt werden konnten, fanden in diesem relativ kurzen Zeitraum sowohl bezüglich der Nordatlantischen Oszillation als auch bezüglich der El Niño/Southern Oscillation jeweils zwei extreme, unmittelbar aufeinanderfolgende Ereignisse statt. Da der HOAPS Datensatz damit fast die gesamte Bandbreite der jemals aufgezeichneten NAO und SO Indizes abdeckte, ließen sich aus der Analyse der Wasserhaushaltsparameter einige bemerkenswerte Erkenntnisse für die Verteilung des Süßwasserflusses im Nordatlantik bzw. im Zentralpazifik ableiten.

Bei der Untersuchung der NAO zeigen die Differenzen der Mittelwerte des Niederschlags zwischen den beiden Wintern 1993/94 (hoher NAO Index) und 1995/96 (niedriger NAO Index) in erster Linie eine Reduzierung des Niederschlags im nördlichen Nordatlantik bei einer gleichzeitigen Zunahme in subtropischen Breiten vor der iberischen und der nordwestafrikanischen Küste. Da die quantitativen Änderungen in der Verdunstung wesentlich geringer sind, werden die Änderungen des Süßwasserflusses zwischen beiden Wintern von den jeweiligen Niederschlagsverteilungen dominiert. Diese Ergebnisse sind mit Analysedaten des EZMWF und langjährigen in situ Beobachtungen von Hurrell (1995a, 1995b) qualitativ in guter Übereinstimmung.



Bei der Untersuchung der SO im Zentralpazifik bekräftigen die Differenzen zwischen den Jahresmittelwerten aller Wasserhaushaltsparameter 1996 (hoher SO Index) und 1997 (niedriger SO Index) den engen Zusammenhang mit den positiven SST-Anomalien des El Niño. Es kommt zu einer auffälligen Verschiebung des Niederschlagsbandes der ITCZ nach Süden und damit zu entsprechenden Niederschlagsanomalien. Gleichzeitig treten deutlich schwächere Passatwinde auf, so daß es zu einem reduzierten Auftrieb von kühlerem Tiefenwasser und somit zu einer positiven Rückkopplung mit noch höheren SST-Anomalien kommt. Dadurch dehnen sich die anfänglich kleinskaligen Änderungen der Parameter vor dem südamerikanischen Kontinent bis zum Höhepunkt des El Niño über den gesamten äquatorialen Pazifik aus.

Bei beiden untersuchten Klimaprozessen zeigten die Felder des Süßwasserflusses in HOAPS ausgezeichnete Gebiete mit deutlichen Variabilitäten in einer Größenordnung von mehreren 100 mm, die im Vergleich zu den langjährigen Mittelwerten signifikant sind und auch eine Änderung in der Verteilung des Salzgehaltes der ozeanischen Deckschicht und somit der thermohalinen Zirkulation zur Folge haben. In den jeweils durchgeführten Zeitreihenanalysen der fernerkundeten Wasserhaushaltsparameter ergaben sich signifikante Korrelationen mit dem NAO bzw. mit dem SO Index. Dabei konnte man erkennen, daß beide Klimaphänomene entscheidenden Einfluß auf die räumliche Verteilung der Wasserhaushaltsparameter und deren Variabilität haben und diese in der HOAPS Klimatologie gut wiedergegeben werden.

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, daß der fernerkundete globale HOAPS Datensatz sehr gut für modellunabhängige Untersuchungen des Wasserkreislaufs über dem Ozean, wie z.B. auch Studien im Zusammenhang mit dem asiatischen Sommermonsun, und damit zur Validation von Modellergebnissen geeignet ist. Andererseits kann HOAPS wegen der hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung konsistenter Messungen auch zur Initialisierung von Ozeanmodellen verwendet werden. Eine operationelle Fortführung mit den angesprochenen Verbesserungen und ein bereits geplanter Ausbau der Zeitreihe auf einen Zeitraum von mindestens 20 Jahren ist daher unbedingt zu befürworten.

Neben dem Ausbau der Zeitreihen ist zusätzlich eine Erweiterung der HOAPS Klimatologie um die Strahlungsflußkomponenten wünschenswert. Hierzu können der aus Messungen des SSM/I abgeschätzte langwellige Nettostrahlungsfluß (Schlüssel et al., 1995) und der nach Staylor (1980) abgeleitete kurzwellige Nettostrahlungsfluß genutzt werden, der im Rahmen des Surface Radiation Budget (SRB) vom NASA Langley Research Center veröffentlicht wird. Damit stünde der Klimaforschung ein räumlich und zeitlich hochaufgelöster Beobachtungsdatensatz des Netto-Energieflusses an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre zur Verfügung, der es erlauben würde, globale Studien des vollständigen Energie- und Wasserkreislaufs über dem Ozean durchzuführen und der somit das Wissen um die dabei beteiligten Prozesse erheblich vertiefen würde.

## 9 Danksagung

Die vorliegende Dissertation wurde von Prof. Dr. Peter Schlüssel angeregt. Ich danke ihm für die Möglichkeit zur Durchführung und die vielen Hilfestellungen insbesondere in der Anfangsphase dieser Arbeit.

Bei Herrn Dr. Jörg Schulz möchte ich mich besonders herzlich bedanken. Er hat mir in der entscheidenden Phase sehr geholfen und mit zahlreichen Diskussionen und motivierenden Anregungen maßgeblich zu einem guten Gelingen dieser Arbeit beigetragen. In mehreren gemeinsamen Projekten im Rahmen internationaler Konferenzen verhalf er mir darüberhinaus zu vielen wissenschaftlichen und persönlichen Erfahrungen, die ich als zusätzliche Motivation empfand.

Herrn Dr. Stephan Bakan danke ich für die Begutachtung und die sehr gute Betreuung. Seine ständige Gesprächsbereitschaft und kritischen Hinweise in intensiven Diskussionen waren für den Fortgang der Arbeit immer hilfreich und motivierend.

Für die Betreuung und die Begutachtung danke ich Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl, der mir alle formalen Freiheiten bei der Durchführung gewährte.

Mein besonderer Dank gilt Frau Barbara Zinecker für das äußerst sorgfältige Korrekturlesen der Endfassung.

Herr Dr. Hans Luthardt wußte auf alle Fragen und Probleme bei der Textverarbeitung eine Lösung.

Herr Dr. Heinz-Dieter Hollweg und Herr Dr. Stefan Ewald halfen mit konstruktiven Bemerkungen bei der Durchsicht der Rohfassung.

Herr Dr. Gottfried Kruspe begeisterte mich auch für die praktischen Seiten der Meteorologie. Bei zwei Schiffsexperimenten in der Arktis durfte ich von seinen jahrelangen Experimentierfahrungen auf See und einer daraus resultierenden Gelassenheit lernen.

Allen ehemaligen und derzeitigen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der Arbeitsgruppe "Physikalische Prozesse der Atmosphäre" des Max-Planck-Instituts für Meteorologie und des Meteorologischen Instituts der Universität Hamburg danke ich für ein angenehmes Arbeitsklima.

Die vorliegende Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Verbundprojektes "Fernerkundung von hydro-meteorologischen Parametern durch Mikrowellenradiometrie (HYPAM)" finanziell unterstützt.

## 10 Literaturverzeichnis

Adler, R. F., G. J. Huffman und P. R. Keehn, 1994: Global rain estimates from microwave-adjusted geosynchronous IR data, *Remote Sensing Review*, **11**, 125-152.

Arkin, P. A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud amount and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array, *Monthly Weather Review*, **107**, 1382-1387.

Arkin, P. A. und B. N. Meisner, 1987: The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982-1984, *Monthly Weather Review*, **115**, 51-74.

Arkin, P. A. und P. Xie, 1994: The Global Precipitation Climatology Project: First algorithm intercomparison project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **75**, 401-419.

Bauer, P. und P. Schlüssel, 1993: Rainfall, total water, ice water, water vapor over sea from polarized microwave simulations Special Sensor Microwave/Imager data, *Journal of Geophysical Research*, **98**, 20737-20759.

Bauer, P., L. Schanz, R. Bennartz und P. Schlüssel, 1998: Outlook for combined TMI-VIRS algorithms for TRMM: Lessons from the PIP and AIP projects, *Journal of Atmospheric Science*, **55**, 1714-1729.

Baumgartner, A. und E. Reichel, 1975: The World Water Balance, Mean Annual Global, Continental and Marine Precipitation, Evaporation and Runoff, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam - Oxford - New York, 179 pp.

Bellon, A. und G. L. Austin, 1986: On the relative accuracy of satellite and raingage rainfall measurements over midlatitudes during daylight hours, *Journal of Applied Meteorology*, **25**, 1712-1724.

Beniston, M. und M. Rebetez, 1996: Regional behavior of minimum temperatures in Switzerland for the period 1979-1993, *Theoretical Applied Climatololgy*, **53**, 231-243.

Bentamy, A., P. Queuffeulou, Y. Quilfen und K. Katsaros, 1999: Ocean surface wind fields estimated from satellite active passive micowave instruments, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **37**, 2469-2486.

- Berg, W. und R. Chase, 1992: Determination of mean rainfall from the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) using a mixed lognormal distribution, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **9**, 129-141.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, **18**, 620-829.
- Bunker, A. F., 1976: Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean, *Monthly Weather Review*, **104**, 1122-1140.
- Bunker, A. F., 1988: Surface energy fluxes of the South Atlantic Ocean, *Monthly Weather Review*, **116**, 809-823.
- Cavalieri, D. J., P. Gloersen und W. J. Campbell, 1984: Determination of sea ice parameters with the Nimbus-7 SMMR, *Journal of Geophysical Research*, **89**, 5355-5369.
- Cavalieri, D. J., J. P. Crawford, M. R. Drinkwater, D. T. Eppler, R. R. Farmer, L. D. Jentz und C. C. Wackermann, 1991: Aircraft active and passive microwave validation of sea ice concentration from Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave/Imager, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 21989-22008.
- Cayan, D. R., 1992: Variability of latent and sensible heat fluxes estimated using bulk formulae, *Atmosphere-Ocean*, **30**, 1-42.
- Cayula, J.-F. und P. Cornillon, 1996: Cloud detection from a sequence of SST images. *Remote Sensing of the Environment*, **55**, 80-88.
- Chahine, M.T., 1992: The hydrological cycle and its influence on climate, *Nature*, **359**, 373-380.
- Chou, S.-H., R. M. Atlas, C.-L. Shie und J. Ardizzone, 1995: Estimates of surface humidity latent heat fluxes over oceans from SSM/I data, *Monthly Weather Review*, **123**, 2405-2425.
- Chou, S.-H., C.-L. Shie, R. M. Atlas und J. Ardizzone, 1997: Air-sea fluxes retrieved from Special Sensor Microwave/Imager data, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 12705-12726.
- Colton, M. C. und G. A. Poe, 1999: Intersensor calibration of DMSP SSM/I's: F8 to F14, 1987-1997, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **37**, 418-439.

Crewell, S., E. Ruprecht und C. Simmer, 1991: Latent heat flux over the North Atlantic Ocean - A case study, *Journal of Applied Meteorology*, **30**, 1627-1635.

Da Silva, A. M., C. C. Young und S. Levitus, 1994: Atlas of Surface Marine Data 1994, Vol. 1, Algorithms and Procedures, U. S. Department of Commerce, 74 pp.

Dorman, C. E. und R. H. Bourke, 1978: A temperature correction for Tucker's ocean rainfall estimates, *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, **104**, 765 - 773.

Ebert, E. E., 1996: Results of the 3rd Algorithm Intercomparison Project (AIP-3) of the Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Revision 1. BMRC Research Rep. No. 55, 299 pp. [Available from Bureau of Meteorology Research Centre, GPO Box 1289K, Melbourne, Australia 3000.]

Ebert, E. E. und A. J. Manton, 1998: Performance of satellite rainfall estimations algorithms during TOGA/COARE, *Journal of Atmospheric Science*, **55**, 1537-1557.

Emery, W., Y. Yu und G. Wick, 1994: Correcting infrared satellite estimates of the sea surface temperature for atmospheric water vapor attenuation, *Journal of Geophysical Research*, **99**, 5219-5236.

Fabry, F., G.L. Austin und D. Tees, 1992: The accuracy of rainfall estimates by radar as a function of range, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **118**, 435-453.

Ferraro, R. R. und G. F. Marks, 1995: The development of SSM/I rain rate retrieval algorithms using ground based radar measurements, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**, 755-770.

Ferraro, R. R., F. Wang, N. C. Grody und A. Basist, 1996: An eight-year time series of rainfall, clouds, water vapor, snow cover, and sea ice derived from SSM/I measurements. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 891-905.

Fuhrhop, R. und C. Simmer, 1996: SSM/I brightness temperature corrections for incident angle variations, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **13**, 246-254.

Glantz, M., R. Katz und N. Nicholls, 1991: Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies. Cambridge University Press, Cambridge.

Gloersen, P. und D. J. Cavalieri, 1986: Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration from microwave radiances, *Journal of Geophysical Research*, **91**, 3913-3919.

Goodberlet, M. A., C. T. Swift und J. C. Wilkerson, 1989: Remote sensing of oceans surface winds with the Special Sensor Microwave/Imager, *Journal of Geophysical Research*, **94**, 14547-14555.

Hayes, S. P., L. J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi und K. Takeuchi, 1991: TOGA-TAO: A moored array for real-time measurements in the tropical Pacific Ocean, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **72**, 339-347.

Hollinger, J. P., R. Lo, G. Poe, R. Savage und J. Pierce, 1987: Special Sensor Microwave/Imager User's Guide, Naval research Laboratory, Washington, DC, 177 pp.

Huffman, G. J., R. F. Adler, B. Rudolf, U. Schneider und P. R. Keehn, 1995: Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain gauge analysis, and NWP model precipitation information, *Journal of Climate*, **8**, 1284-1295.

Huffman, G. J., R. F. Adler, P. A. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, R. J. Joyce, A. McNab, B. Rudolf, U. Schneider und P. Xie, 1997: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation data set, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 5-20.

Huffman, G. J., 1999: GPCP Version 1C combined precipitation data set documentation, SSAI and Laboratory for Atmospheres, NASA Goddard Space Flight Center.

Hurrell, J. W., 1995a: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation, *Science*, **269**, 676-679.

Hurrell, J. W., 1995b: Transient eddy forcing of the rotational flow during northern winter, *Journal of Atmospheric Science*, **52**, 2286-2301.

Isemer, H.-J. und L. Hasse, 1987: The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 2, Air-Sea Interactions, Springer-Verlag, 252 pp.

Isemer, H.-J. und L. Hasse, 1991: The scientific Beaufort equivalent scale: Effects on wind statistics and climatological air-sea estimates in the North Atlantic Ocean, *Journal of Climate*, **4**, 819-836.

Janowiak, J. E. und P. A. Arkin, 1991: Rainfall variations in the tropics during 1986-1989. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 3359-3373.

Janowiak, J. E., A. Gruber, C. R. Kondragunta, R. E. Livezey und G. J. Huffman, 1998: A comparison of the NCEP-NCAR reanalysis precipitation and the GPCP rain-gauge-satellite combined data set with observational error considerations, *Journal of Climate*, **11**, 2960-2979.

Jones C., P. Peterson und C. Gautier, 1999: A new method for deriving ocean surface specific humidity air temperature: an artificial neural network approach, *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 1229-1245.

Josey, S. A., E. C. Kent und P. K. Taylor, 1999: New insights into the ocean heat budget closure problem from analysis of the SOC air-sea flux climatology, *Journal of Climate*, **12**, 1856-2880.

Jourdan, D. und C. Gautier, 1995: Comparison between global latent heat flux computed from multisensor (SSM/I and AVHRR) and from in situ data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**, 46-72.

Jourdan, D., P. Peterson und C. Gautier, 1997: Oceanic freshwater budget and transport as derived from satellite radiometric data, *Journal of Physical Oceanography*, **27**, 457-467.

Kent, E. C. und P. K. Taylor, 1991: Ships observing marine climate: A catalogue of the voluntary observing ships participating in the VSOP-NA. World Meteorological Organization, Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 25, 123 pp.

Kent, E. C., P. K. Taylor, B. S. Truscott und J. S. Hopkins, 1991: The accuracy of ship's meteorological observations - Results of the VSOP-NA. World Meteorological Organisation, Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 26, 86 pp.

Kent, E. C., P. K. Taylor, B. S. Truscott und J. S. Hopkins, 1993a: The accuracy of voluntary observing ships meteorological observations - Results of the VSOP-NA, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **10**, 591-608.

Kent, E. C., R. J. Tiddy und P. K. Taylor, 1993b: Correction of marine air temperature observations for solar radiation effects, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **10**, 900-906.

Kent, E. C. und P. K. Taylor, 1997: Choice of a Beaufort equivalent scale, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **14**, 228-242.

Klepp, C. und S. Bakan, 2000: Satellite derived energy and water cycle components in North Atlantic cyclones, *Physics and Chemistry of the Earth*, **25**, 65-68.



Latif, M., T. P. Barnett, M. A. Cane, M. Flügel, N. E. Graham, H. von Storch, J. S. Xu und S. E. Zebiak, 1994: A review of ENSO prediction studies. *Climate Dynamics*, **9**, 167-179.

Lee, T. H., J. E. Janowiak und P. A. Arkin, 1991: Atlas of Products From the Algorithm Inter-comparison Project 1: Japan and Surrounding Oceanic Regions, June-August 1989, University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 131 pp.

Liu, W. T., K. B. Katsaros, und J. A. Businger, 1979: Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapour including the molecular constraints at the interface, *Journal of Atmospheric Science*, **36**, 9, 1722-1735.

Liu, W. T. und P. P. Niiler, 1984: Determination of monthly mean humidity in the atmospheric surface layer over ocean from satellite data, *Journal of Physical Oceanography*, **14**, 1451-1457.

Liu, W. T., 1986: Statistical relation between monthly mean precipitable water surface-level humidity over global oceans, *Monthly Weather Review*, **114**, 1591-1602.

Liu, W. T., 1988: Moisture and latent heat flux variabilities in the tropical Pacific derived from satellite data, *Journal of Geophysical Research*, **93**, 6749-6760. and plates on 6965-6968.

Liu, W. T., W. Tang, und P. P. Niiler, 1991: Humidity profiles over the ocean, *Journal of Climate*, **4**, 1023-1034.

Liu, W. T., W. Tang, und F. J. Wentz, 1992: Precipitable water and surface humidity over global oceans from Special Sensor Microwave/Imager and European Center for Medium Range Weather Forecasts, *Journal of Geophysical Research*, **97**, C2, 2251-2264.

Liu, Q., C. Simmer und E. Ruprecht, 1997: Estimating longwave net radiation at sea surface from the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), *Journal of Applied Meteorology*, **36**, 919-930.

Luther, D. S. und D. E. Harrison, 1984: Observing long-period fluctuations of surface winds in the tropical Pacific: Initial results from island data. *Monthly Weather Review*, **112**, 285-302.

Mann, K. H. und K. F. Drinkwater, 1994: Environmental influences on fish and shellfish production in the Northwest Atlantic, *Environmental Reviews*, **2**, 16-32.

Meischner, P., C. Collier, A. Illingworth, J. Joss, W. Reu, 1997: Advanced weather radar systems in Europe: The COST 75 Action, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 7, 1411-1430.

Monaldo, F.M., 1988: Expected differences between buoy and radar altimeter estimates of wind speed and significant wave height and their implications on buoy-altimeter comparisons, *Journal of Geophysical Research*, **93**, 2285-2302.

Moyer K. A. und R. A. Weller, 1997: Observations of surface forcing from the subduction experiment: A comparison with global model products and climatological data sets, *Journal of Climate*, **10**, 2725-2742.

NOAA, 1994: El Niño and Climate Prediction - Reports to the Nation on Our Changing Planet. A publication of the University Corporation for Atmospheric Research pursuant to National Oceanic and Atmospheric Administration Award No. NA 27GP0232-01. UCAR (Boulder, CO).

Oberhuber, J. M., 1988: An atlas based on the "COADS" data set: The budgets of heat, buoyancy, and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean, Max-Planck Institute for Meteorology, Report No. 15, 28 pp.

Parker, D. E. und C. K. Folland, 1988: The nature of climatic variability, *Meteorological Magazine*, **117**, 201-210.

Philander, S. G. H., 1990: El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation, Academic Press, San Diego, 293 pp.

Reynolds, R. W., 1993: Impact of Mount Pinatubo aerosols on satellite-derived sea surface temperatures, *Journal of Climate*, **6**, 768-774.

Reynolds, R. W. und T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *Journal of Climate*, **7**, 929-948.

Ropelewski, C. F. und M. S. Halpert, 1986: North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño-Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, **114**, 2352-2362.

Ropelewski, C. F. und M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño-Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, **115**, 1606-1626.

Rudolf, B., 1993: Management and analysis of precipitation on a routine basis. Proc. Internat. WMO/IAHS/ETH SYMP. on Precip. and Evap., Slovak Hydromet. Inst., Bratislava, Sept. 1993, 1, 69-76.

Rudolf, B., H. Hauschild, W. R uth und U. Schneider, 1996: Comparison of raingauge analyses, satellite-based precipitation estimates and forecast model results. *Advanced Space Research*, **18**, 53-62.

Ruprecht, E. und T. Jung, 1997: Anwendung neuronaler Netze zur Ableitung hydro-meteorologischer Parameter, Arbeitsbericht zum Fördervorhaben RU 357/5-1 der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Gruppenantrag Fernerkundung hydro-meteorologischer Parameter durch Mikrowellenradiometrie, 113-126.

Sachs, L., 1997: Angewandte Statistik 8. Auflage, Springer-Verlag Heidelberg, 885 pp.

Schanz, L. und P. Schlüssel, 1997: Atmospheric back radiation in the tropical Pacific: Intercomparison of in-situ measurements, simulations satellite retrievals, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **63**, 217-226.

Schlüssel, P., 1989: Satellite-derived low-level atmospheric water vapour over content from synergy of AVHRR with HIRS, *International Journal of Remote Sensing*, **10**, 705-721.

Schlüssel, P. und W. J. Emery, 1990: Atmospheric water vapour over oceans from SSM/I measurements, *International Journal of Remote Sensing*, **11**, 753-766.

Schlüssel, P. und H. Luthardt, 1991: Surface wind speeds over the North Sea from Special Sensor Microwave/Imager observations, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 4845-4853.

Schlüssel, P., 1995: Passive Fernerkundung der unteren Atmosphäre und der Meeresoberfläche aus dem Weltraum. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Reihe A: Meteorologie, No. 20, Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg, Meteorologisches Institut, 174 pp.

Schlüssel, P., L. Schanz und G. Englisch, 1995: Retrieval of latent heat flux and longwave irradiance at the sea surface from SSM/I and AVHRR measurements, *Advanced Space Research*, **16**, 107-116.

Schulz, J., P. Schlüssel und H. Gra l, 1993: Water vapour in the atmospheric boundary layer over oceans from SSM/I measurements, *International Journal of Remote Sensing*, **14**, 2773-2789.

Schulz, J., J. Meywerk, S. Ewald und P. Schlüssel, 1997: Evaluation of satellite-derived latent heat fluxes, *Journal of Climate*, **10**, 2782-2795.

Schulz, J., L. Schanz und P. Bauer, 2000: Persönliche Mitteilung.

Short, D. A., P. A. Kucera, B. S. Ferrier, J. C. Gerlach, S. A. Rutledge und O. W. Thiele, 1997: Shipboard radar rainfall patterns within the TOGA/COARE IFA, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 2817-2836.

Smith, S. D., 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature, *Journal of Geophysical Research*, **92**, 2859-2874.

Smith, S. D., 1989: Water vapor flux at the sea surface, *Boundary Layer Meteorology*, **47**, 277-293.

Smith, E., X. Xiang, A. Mugnai und G. I. Tripoli, 1994: Design of an inversion-based precipitation profile retrieval algorithm using an explicit cloud model for initial guess microphysics, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **54**, 53-78.

Smith, E., J. Lamm, R. Adler, J. Alishouse, K. Aonashi, E. Barrett, P. Bauer, W. Berg, A. Chang, R. Ferraro, J. Ferriday, S. Goodman, N. Grody, C. Kidd, C. Kummerow, G. Liu, F. Marzano, A. Mugnai, W. Olson, G. Petty, A. Shibata, R. Spencer, F. Wentz und T. Wilheit, 1998: Results of the WetNet PIP-2 project, *Journal of Atmospheric Science*, **55**, 1483-1536.

Staylor, W. F., 1995: Description of the Staylor method, SRB Guide Document.

Stogryn, A. P., C. T. Butler und T. J. Bartolac, 1994: Ocean surface wind retrievals from special sensor microwave/imager data with neural networks, *Journal of Geophysical Research*, **99**, 981-984.

Taurat, D. , 1996: Windfelder über See unter Verwendung von Satellitendaten und Druckanalysen, Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg, Reihe A, Nr. 22.

Taylor, P. K. , 1984: The determination of surface fluxes of heat and water by satellite microwave radiometry and in situ measurements. Large Scale Oceanographic Experiments and Satellites, C. Gautier and M. Fieux, Eds., Reidel, 288 pp.

Trenberth, K. E., 1984: Signal versus noise in the Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, **112**, 326-332.

Trenberth, K. E. und D. J. Shea, 1987: On the evolution of the Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, **115**, 3078-3096.

Trenberth, K. E. und T. J. Hoar, 1996: The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: Longest on record, *Geophysical Research Letters*, **23**, 57-60.

Tucker, G. B., 1961: Precipitation over the North Atlantic Ocean, *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, **87**, 147 - 158.

Von Storch, H. und F. W. Zwiers, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, ISBN O 521 450713.

Walton, C. C., 1988: Nonlinear multichannel algorithms for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data, *Journal of Applied Meteorology*, **27**, 115-124.

Walker, G. T., 1923: Correlation in seasonal variations of weather. VIII: A preliminary study of world weather, *Mem. Indian Meteorology Departement*, **24**, 75-131.

WCRP, 1990: Global Precipitation Climatology Project: Implementation and data management plan. WMO/TD-No. 367, WMO, Geneva, Switzerland, 47 pp.

WCRP, 1995: Proceedings of the International Scientific Conference on the Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) Programme (Melbourne, Australia, 2-7 April, 1995) WMO/TD-No. 717, WMO, Geneva, Switzerland, 911 pp.

Weng F, R. Ferraro und N. C. Grody, 1994: Global precipitation estimations using Defense Meteorological Satellite Program F10 and F11 special sensor microwave imager data, *Journal of Geophysical Research*, **99**, 14493-14502.

Wentz, F. J., 1975: A two-scale scattering model for foam-free sea microwave brightness temperatures, *Journal of Geophysical Research*, **80**, 3441-3446.

Wentz, F. J., 1986: New algorithms for microwave measurements of ocean winds: Applications to SeaSat the Special Sensor Microwave Imager, *Journal of Geophysical Research*, **91**, 2289-2307.

Wentz, F. J., 1991: User's manual SSM/I antenna temperature geophysical tapes, Tech. Rep. 120191, Remote Sensing Systems, Santa Rosa, California.

Wentz, F. J., 1994: User's manual SSM/I-2 geophysical tapes, Tech. Rep. 070194, Remote Sensing Systems, Santa Rosa, California.

Wentz, F. J., 1997: A well calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/imager, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 8703-8718.

Wilheit, T. A., T. C. Chang und L. S. Chou, 1991: Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometry measurements using probability functions, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **8**, 118-136.

Wilhite, D. A., D. A. Wood und S. J. Meyer, 1987: Climate-related impacts in the United States during the 1982-83 El Niño, *Climate Crisis*, 75-78, UNEP (Nairobi) and NCAR (Boulder, CO).

WMO, 1993: International list of selected, supplementary and auxiliary ships. WMO Report No. 47, WMO, Geneva.

Woodruff, S. D., S. J. Lubker, K. Wolter, S. J. Worley und J. D. Elms, 1993: Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) release 1a: 1980-92, *Earth System Monitor*, **4**(1), 4-8.

World Glacier Monitoring Service (WGMS), Glacier Mass Balance Bulletin No. 3, 1992-1993, (Zürich, 1994).

Xie, P. und P.A. Arkin, 1996: Analysis of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions, *Journal of Climate*, **9**, 840-858.