

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts-Universität

Nr. 232

FERNERKUNDUNG DES
FLÜSSIGWASSERGEHALTES VON WOLKEN

von
Ute Hargens

DOI 10.3289/IFM_BER_232

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von

Institut für Meereskunde
Abteilung Maritime Meteorologie
Düsternbrooker Weg 20
2300 Kiel 1

ISSN 0341-8561

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Christian-Albrechts-Universität Kiel
als Dissertation angenommen.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
1 Einleitung	3
2 Flüssigwassergehalt von Wolken	7
2.1 Wolkenarten	7
2.2 Vertikale Verteilung des Wolkenwassers	8
2.2.1 Adiabatischer Flüssigwassergehalt	10
2.2.2 Parametrisierung des Wolkenwassergehaltes in Atmosphärenprofilen	12
3 Strahlungstransport	19
3.1 Grundlagen	19
3.2 Unterschiede in den Spektralbereichen	23
3.3 Verwendete Strahlungstransportmodelle	26
3.3.1 Mikrowellenbereich	26
3.3.2 Solarer und infraroter Spektralbereich	26
3.4 Einfluß von Wolken auf den Strahlungstransport	27
3.4.1 Mikrowellenbereich	28
3.4.1.1 Wassergehalt der Wolken	31
3.4.1.2 Wolkenhöhe und Wolkendicke	37
3.4.2 Infraroter Spektralbereich	40
3.4.3 Solarer Spektralbereich	42
4 Datenmaterial	45
4.1 Mikrowellenbeobachtungen	45
4.1.1 Satellitenradiometer	45
4.1.2 Bodengebundenes Radiometer	48
4.2 METEOSAT-Daten	49
4.3 Radiosondenaufstiege	50
5 Algorithmenentwicklung	52
5.1 Bestimmung des Flüssigwassergehaltes aus Mikrowellen- beobachtungen	52
5.1.1 Grundlagen und Methoden	52

5.1.2	Flüssigwasseralgorithmen	57
5.1.2.1	Algorithmen für die Satellitenradiometer	57
5.1.2.2	Algorithmus für das bodengebundene Radiometer	69
5.1.3	Einfluß von Regen auf die Bestimmung des Flüssigwassergehaltes	72
5.2	Einbeziehung von Satellitenbeobachtungen aus dem solaren und infraroten Spektralbereich in die Bestimmung des Flüssigwassergehaltes	76
5.2.1	Verwendung des Bedeckungsgrades aus dem solaren und infraroten Spektralbereich	77
5.2.2	Multispektrale Häufigkeitsverteilungen	79
6	Ergebnisse	85
6.1	Flüssigwassergehalte über der Nordsee	85
6.1.1	SSM/I-Messungen	85
6.1.2	Verifizierung der Ergebnisse aus SSM/I-Messungen durch die bodengebundenen Messungen während ICE'89	85
6.1.3	Einbeziehung von METEOSAT-Daten aus dem infraroten Spektralbereich	90
6.2	Flüssigwassergehalt über dem Atlantik	99
6.2.1	SMMR-Messungen	99
6.2.1.1	Monatsmittel	99
6.2.1.2	Verwendung des Bedeckungsgrades aus METEOSAT-Daten	100
6.2.2	SSM/I-Messungen	105
6.2.2.1	Monatsmittel	105
6.2.2.2	Vergleich mit den Ergebnissen eines Klimamodells	108
7	Schlußbemerkungen	120
	Literaturverzeichnis	123

Abstract

A method is presented to infer the cloud liquid water path over the ocean from a combination of passive microwave measurements with observations in the solar and infrared spectral range.

Algorithms were developed with simulated satellite data using radiative transfer calculations applied to about 3000 radiosonde ascents over the Atlantic Ocean. Since radiosonde profiles do not contain direct information about the cloud liquid water, clouds had to be parameterized. The cloud position was determined according to the relative humidity and a modified adiabatic liquid water content was calculated. Multiple regression analysis was used to relate the simulated brightness temperatures to the calculated cloud liquid water. The estimated retrieval accuracy is 0.03 kg/m^2 .

The cloud liquid water path over the North Sea during the International Cirrus Experiment 1989 was derived from measurements of the microwave radiometer SSM/I on board of the polar orbiting DMSP F8 satellite. Validation of the satellite-derived cloud liquid water path was accomplished through a comparison with measurements of a ground-based radiometer operating on board of the research vessel Poseidon during the experiment. The liquid water path values agree within the range of uncertainty caused by the different sampling characteristics of the observing systems.

Maps of monthly mean cloud liquid water path over the Atlantic Ocean were derived from SSM/I observations for different seasons. The results were used to test the cloud water simulated in the ECHAM climate model.

The spatial resolution of the microwave derived liquid water path was enhanced by considering the cloud cover within each microwave pixel. The cloud cover was estimated using coincident high resolution satellite observations in the solar and infrared spectral range.

The possibility to identify different cloud types using a combination of the informations from microwave, infrared and solar observations was examined by radiative transfer calculations. The main conclusion is that simultaneous microwave and infrared measurements enable the separation of dense cirrus and cirrus with underlying water clouds. A classification of clouds with respect to their top heights and liquid water path values was carried out using a combination of SSM/I-derived cloud liquid water path and simultaneously recorded Meteosat IR-data during the International Cirrus Experiment 1989.

Zusammenfassung

Die Arbeit beschäftigt sich mit der Fernerkundung des Flüssigwassergehaltes von Wolken über dem Ozean. Das entwickelte Verfahren basiert auf einer Kombination von Satellitenbeobachtungen im Mikrowellenbereich mit Daten aus dem solaren und infraroten Spektralbereich.

Als Grundlage werden die unterschiedlichen Strahlungseigenschaften der Wolken in den drei Spektralbereichen beschrieben. Insbesondere wird der Einfluß untersucht, den Wolken durch ihren Wassergehalt und ihre Höhe auf den Strahlungstransport im Mikrowellenbereich haben.

Die Algorithmen zur Bestimmung des Flüssigwassergehaltes der Wolken aus Mikrowellenmessungen werden auf der Basis multipler Regressionsrechnung aus Strahlungstransportrechnungen mit ca. 3000 gemessenen Atmosphärenprofilen abgeleitet. Da Radiosondendaten über die relative Feuchte zwar einen Hinweis auf die Existenz von Wolken geben können, aber keine direkten Messungen des Wassergehaltes enthalten, wird das Flüssigwasserprofil über einen modifizierten adiabatischen Ansatz parametrisiert.

Der Wolkenwassergehalt über der Nordsee wird für den Zeitraum des Internationalen Cirrus Experimentes 1989 (ICE'89) aus Messungen des Mikrowellenradiometers SSM/I auf dem polarumlaufenden Satelliten F8 der DMSP-Serie bestimmt. Eine Verifizierung erfolgt durch einen Vergleich mit den Ergebnissen der während des Experimentes an Bord von FS Poseidon durchgeführten Messungen mit einem bodengebundenen Mikrowellenradiometer. Trotz der Unterschiede in der räumlichen und zeitlichen Auflösung beider Datensätze zeigt sich eine gute Übereinstimmung, insbesondere für relativ homogene Wolkengebiete.

Monatsmittel des Wolkenwassergehaltes über dem Atlantik werden aus Messungen des SSM/I für 7 Monate aus verschiedenen Jahreszeiten erstellt. Diese bilden die Grundlage für einen Vergleich mit dem im Hamburger Klimamodell ECHAM erzeugten Wolkenwassergehalt.

Eine Verbesserung der räumlichen Auflösung des aus Mikrowellenmessungen abgeleiteten Wolkenwassergehaltes wird erreicht, indem die Ausdehnung der Wolken innerhalb der einzelnen Mikrowellenpixel berücksichtigt wird. Zur Bestimmung des Bedeckungsgrades der Mikrowellenpixel werden räumlich wesentlich höher aufgelöste Beobachtungen im solaren und infraroten Spektralbereich in die Auswertung miteinbezogen.

Die Möglichkeiten, die eine Kombination der Informationen aus den drei

Spektalbereichen zur Identifikation verschiedener Wolkentypen bietet, werden zunächst auf der Grundlage von Strahlungstransportrechnungen untersucht. Dabei zeigt sich, daß gleichzeitige Beobachtungen im Mikrowellenbereich und im Infraroten eine Unterscheidung zwischen optisch dicken Cirren und Cirren mit darunterliegenden Wasserwolken ermöglichen. Eine Klassifizierung der Wolken nach der Höhe der Obergrenzen und dem Wassergehalt wird mit Hilfe der Kombination des aus SSM/I-Messungen abgeleiteten Wolkenwassergehaltes mit gleichzeitigen METEOSAT-Daten aus dem Infraroten für mehrere Termine während des ICE'89 vorgenommen.

1 Einleitung

Wolken bilden eine wichtige Komponente im Klimasystem der Erde, denn sie beeinflussen ganz entscheidend die Strahlungsbilanz und damit den Energiehaushalt von Erde und Atmosphäre. Die Strahlungseigenschaften der Wolken werden maßgeblich durch ihren Wassergehalt bestimmt. So ist der Einfluß, den Wolken auf das Klima haben, Gegenstand zahlreicher Untersuchungen (z. B. Paltridge, 1980; Somerville und Remer, 1984; Betts und Harshvardhan, 1987). Bei einem Temperaturanstieg in der Troposphäre, verursacht z.B. durch eine CO₂-Zunahme, könnte der Wasserdampfgehalt und damit auch der Wolkenwassergehalt zunehmen. Wolken mit höherem Wassergehalt sind optisch dicker, woraus sowohl eine höhere Albedo im solaren Spektralbereich wie auch eine höhere Emissivität im Infraroten resultiert. Überwiegt nun die durch den Anstieg der Albedo verursachte Abkühlung die Erwärmung durch den Treibhauseffekt, ist eine negative Rückkopplung im Klimasystem die Folge. Neben einer Zunahme der optischen Dicke kann es aber auch zu einer Verlagerung der Wolken in höhere Schichten kommen, wo sie dann durch eine höhere Treibhauswirksamkeit zu einer positiven Rückkopplung führen (Wetherald und Manabe, 1988). Um die Wechselwirkung zwischen Wolken und Klima umfassend berücksichtigen zu können, wird in den neueren Klimamodellen der Wassergehalt als eine prognostische Variable behandelt (Roeckner et al. 1987; Mitchell et al., 1989). Die Modellrechnungen zeigen, daß es netto zu einer negativen Rückkopplung kommt, welche die CO₂-bedingte Erwärmung der Erdoberfläche um 50% und mehr verringern kann. Gleichzeitig ist zum besseren Verständnis der Wechselwirkungen die Kenntnis der globalen Verteilung und jahreszeitlichen Veränderung des Wolkenwassers notwendig. Direkte Messungen sind wegen des großen meßtechnischen Aufwandes aber nur sehr vereinzelt durchführbar und können damit keine flächendeckende Information geben. Einzig die passive Mikrowellenfernerkundung bietet eine Möglichkeit, den Wolkenwassergehalt relativ direkt und großräumig zu bestimmen.

Die Möglichkeit den Flüssigwassergehalt (LWP=Liquid Water Path) von Wolken aus Messungen im Mikrowellenbereich zu bestimmen, wurde bereits Mitte der 60er Jahre vorgestellt (z.B. Staelin, 1966). Erste Messungen wurden mit bodengebundenen Radiometern durchgeführt und zeigten vielversprechende Ergebnisse (Toong und Staelin, 1970; Decker und Dutton, 1972). Im Laufe der letzten zwei Jahrzehnte wurde eine ganze Reihe von Verfahren entwickelt,

mit denen der LWP aus den Beobachtungen von bodengebundenen Radiometern (z.B. Westwater, 1978; Westwater und Guiraud, 1980; Hogg et al., 1983; Hill, 1991) und von verschiedenen Mikrowellenradiometern an Bord einiger polarumlaufender Satelliten bestimmt werden kann. Voraussetzung bei der Fernerkundung vom Satelliten aus ist ein relativ konstantes Signal der Oberfläche, das sich deutlich von dem Signal des Wolkenwassers unterscheidet. Da diese Forderung nur für Wasseroberflächen erfüllt ist, bleiben die Verfahren auf die Fernerkundung des LWP über den Ozeanen beschränkt. So wurden Messungen des an Bord von Nimbus-5 eingesetzten *Nimbus-E Microwave Spectrometer* (NEMS) entweder alleine (Rosenkranz et al., 1972; Grody, 1976; Staelin et al., 1976) oder zusammen mit Messungen des ebenfalls auf diesem Satelliten operierenden *Electrically Scanned Microwave Radiometer* (ESMR) (Chang und Wilheit, 1979; Takeda und Natsuki, 1982) ausgewertet. Auch aus den Beobachtungen des *Scanning Microwave Spectrometer* (SCAMS) auf dem Satelliten Nimbus-6 wurde der Wolkenwassergehalt bestimmt (Rosenkranz et al., 1978; Grody et al., 1980). Für das *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR), das an Bord der Satelliten Seasat und Nimbus-7 eingesetzt war, wurden verschiedene Verfahren entwickelt (Wilheit und Chang, 1980; Chang und Milman, 1983; Prabhakara et al., 1983; Takeda und Liu, 1987), die dann auch in weiteren Untersuchungen Anwendung fanden (Njoku und Swanson, 1983; Curry et al., 1990; Lojou et al., 1991; Curry und Liu, 1992). Zur Zeit im Einsatz ist der *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) an Bord der *Satelliten aus dem Defense Meteorological Satellite Project* (DMSP). Auch für dieses Radiometer wurden inzwischen einige Auswerteverfahren entwickelt. So haben Alishouse et al. (1990a,b) multispektrale Algorithmen aus einem Vergleich mit LWP-Bestimmungen bodengebundener Mikrowellenradiometer abgeleitet. Petty und Katsaros (1990) und Greenwald et al. (1992) haben jeweils physikalische Verfahren entwickelt, die auf unterschiedlichen Approximationen der Strahlungstransportgleichung beruhen.

In der vorliegenden Arbeit werden die Algorithmen zur Bestimmung des LWP mittels einer multiplen Regressionsanalyse aus Strahlungstransportrechnungen mit gemessenen Atmosphärenprofilen abgeleitet. Besonderer Wert wird dabei auf eine realistische Parametrisierung des Flüssigwasserprofils in den Atmosphärenprofilen gelegt. Hierin besteht auch ein wesentlicher Unterschied zu den bereits existierenden Verfahren. Allgemein haben statistische Verfahren gegenüber physikalischen den Vorteil, die Informationen, die in

den Korrelationen der atmosphärischen Parameter untereinander enthalten sind, besser auszunutzen. So ist die Berücksichtigung realistischer Wolken praktisch nur bei statistischen Methoden möglich.

Eine Verifizierung des mit Fernerkundungsmethoden bestimmten Wolkenwassergehaltes gestaltet sich wegen der nahezu vollständig fehlenden Vergleichsmöglichkeiten mit in-situ Messungen schwierig. Flugzeuggetragene in-situ-Messungen des Wassergehaltes sind kostenintensiv und außerdem mit den aus Satellitenbeobachtungen abgeleiteten großräumigen Mittelwerten des LWP nur bedingt vergleichbar (Katsaros, 1990; Petty und Katsaros, 1992; Hill, 1992).

Eine Art von Verifizierung kann der Vergleich verschiedener Fernerkundungsverfahren bieten, wenn diese auf voneinander unabhängigen Meßmethoden basieren. So vergleichen Snider et al. (1980) die Ergebnisse von Messungen eines bodengebundenen Mikrowellenradiometers mit Absorptionmessungen des Mikrowellensendesignals eines Kommunikationssatelliten. Einen Vergleich des LWP aus Mikrowellenbeobachtungen mit dem aus Messungen der Reflektivität im solaren Spektralbereich haben Lojou et al. (1991) für Daten des SMMR auf Nimbus-7 und des VISSR (*Visible and Infrared Spin-Scan Radiometer*) auf GOES durchgeführt. Wegen der unterschiedlichen Strahlungseigenschaften von Wolken in den beiden Spektralbereichen lassen sich die Methoden allerdings nur im Bereich niedriger Wassergehalte miteinander vergleichen.

Eine Möglichkeit, den aus Mikrowellenmessungen von Satelliten bestimmten LWP zu verifizieren, bietet auch ein Vergleich mit gleichzeitigen bodengebundenen Mikrowellenbeobachtungen. Dabei werden zwar zwei Mikrowellenfernerkundungsverfahren miteinander verglichen, doch die bodengebundenen Messungen liefern eine direktere Bestimmung des LWP, weil sie keine Unsicherheiten durch die Reflexion an der Ozeanoberfläche enthalten. Alishouse et al. (1990) und Greenwald et al. (1992) verifizieren ihre aus SSM/I-Beobachtungen abgeleiteten Wassergehalte mit Messungen von vorwiegend auf kleinen Inseln stationierten Mikrowellenradiometern. Auch in der vorliegenden Arbeit wurde dieser Weg zur Verifizierung der Satellitenbeobachtungen gewählt. Grundlage dafür bilden die während des Internationalen Cirrus Experimentes 1989 an Bord des Forschungsschiffes Poseidon durchgeführten Mikrowellenmessungen.

Die Kombination von Mikrowellenbeobachtungen mit Daten aus dem solaren und infraroten Spektralbereich kann sowohl zu einer Verbesserung der räumlichen Auflösung des aus Mikrowellenmessungen bestimmten Wolkenwassergehaltes als auch zu einer umfassenden Beschreibung der Eigenschaften von Wolken genutzt werden. Bislang gibt es nur wenige Untersuchungen, die sich mit den Möglichkeiten dieser Kombination beschäftigen. So haben Pandey et al. (1983) aus Mikrowellenmessungen zusammen mit Beobachtungen der Höhe der Wolkenobergrenzen aus dem Infraroten ein Verfahren zur Bestimmung von Wolkentemperatur und -dicke entwickelt. Allerdings bleibt fraglich, ob eine Bestimmung der Wolkendicke ohne gleichzeitige Kenntnis des LWP überhaupt aussagekräftig ist (Yeh, 1984). Yeh und Liou (1983) verwenden eine Kombination von Beobachtungen im Infraroten und im Mikrowellenbereich, aus der sie Höhe, Dicke und Wassergehalt für bestimmte Wolkentypen herleiten. Die Bestimmung des LWP wird dabei auf niedrige Wolken mit einer Untergrenze nahe dem Erdboden beschränkt. In der vorliegenden Arbeit werden die Möglichkeiten, die eine Kombination der Beobachtungen aus allen drei Spektralbereichen zu einer Beschreibung der Wolken bietet, zunächst theoretisch untersucht. Dabei zeigt sich, daß diese Kombination zur Identifizierung verschiedener Wolkentypen genutzt werden kann, insbesondere wird dadurch eine Unterscheidung zwischen hochreichender konvektiver Bewölkung und optisch dicken Cirren ohne darunterliegende Wasserwolken ermöglicht. An einigen Beispielen wird anschließend aus der Kombination von Mikrowellenbeobachtungen des SSM/I und Daten aus dem Infrarotkanal von Meteosat eine Klassifizierung der Wolken nach der Höhe ihrer Obergrenze und ihrem Wassergehalt vorgenommen. Eine Verbesserung der vergleichsweise groben räumlichen Auflösung des aus Mikrowellenbeobachtungen bestimmten Wolkenwassergehaltes (ca. 40 km x 40 km) kann erreicht werden, wenn die Ausdehnung der Wolken innerhalb eines Mikrowellenpixels bekannt ist. Die Bestimmung der bewölkten Anteile der Mikrowellenpixel erfolgt aus den räumlich höher aufgelösten Satellitendaten im solaren und infraroten Spektralbereich.

2 Flüssigwassergehalt von Wolken

2.1 Wolkenarten

Wolken lassen sich bezüglich ihres Aussehens und ihrer Entstehung grob in zwei Gruppen einteilen, nämlich Schichtwolken ('Stratuswolken') und konvektive Wolken ('Cumuluswolken'):

Stratuswolken entstehen durch Abkühlung infolge langsamen Aufgleitens ausgedehnter Luftschichten z.B. im Bereich von Warmfronten, durch Abkühlung bei Kontakt mit einer kalten Oberfläche, durch Mischung feuchter, warmer Luft mit kühlerer oder durch Ausstrahlung einer feuchten Luftschicht unter einer Inversion. Die so entstandene Wolkenschicht kann eine horizontale Ausdehnung von Hunderten von Kilometern erreichen. Ihre vertikale Erstreckung beträgt einige hundert Meter und ist damit vergleichsweise gering. Stratocumuluswolken entstehen durch Turbulenz in den unteren Luftschichten, wobei die vertikale Ausdehnung der Wolke durch eine Inversion eingeschränkt wird. Sie sind ihrem Aussehen nach eher den Stratuswolken zuzuordnen. Stratus- und Stratocumuluswolken haben eine Lebensdauer von ca. 6-12 Stunden (Cotton und Anthes, 1989). Bei einer typischen Vertikalgeschwindigkeit von 0.1 ms^{-1} benötigt ein Wolkenpaket etwa 2 Stunden, um eine 700 m dicke Wolke von unten nach oben zu durchqueren. Der Wassergehalt dieser Wolken liegt typischerweise zwischen 0.05 und 0.25 gm^{-3} (Tab.2.1).

Cumuluswolken bilden sich durch Konvektion in instabil geschichteter Luft. Ihre vertikale und horizontale Ausdehnung sind von vergleichbarer Größenordnung. Die vertikale Erstreckung ist bestimmt durch die Dicke der instabilen Schicht und den Grad der Instabilität. Diese Wolken haben je nach vertikaler Mächtigkeit eine Lebensdauer zwischen 10 und 45 Minuten (Cotton und Anthes, 1989). Die Zeit, die ein Wolkenpaket benötigt, um von der Wolkenbasis bis zur Wolkenobergrenze zu gelangen, beträgt bei einer typischen Vertikalgeschwindigkeit von 3 ms^{-1} und einer Wolkendicke von 1500 m etwa 10 Minuten. Der Wassergehalt beträgt bei kleinen Cumuli typischerweise 0.3 gm^{-3} mit maximalen Werten von 1 gm^{-3} und bei Cumulus Congestus etwa 0.5 - 2.5 gm^{-3} (Tab.2.1). Bei Cumulonimben mit Lebensdauern von 45 Minuten bis zu mehreren Stunden erreicht die vertikale Ausdehnung mehrere Kilometer und die Vertikalgeschwindigkeit kann bis zu 30 ms^{-1} betragen. Der Wassergehalt

dieser Wolken liegt zwischen 1.5 und 4.5 gm^{-3} .

Tabelle 2.1: Zusammenstellung von in-situ Messungen des Wolkenwassergehaltes

Wolkentyp	LWC in gm^{-3}	Autoren
St	0.29 0.22 0.20 - 0.78 0.13	Diem (1948) Carrier et al. (1967) Singleton und Smith (1960) Hoffmann und Roth (1989)
Sc	0.09 0.10 - 0.40	Diem (1948) Slingo et al. (1982)
As	0.28	Diem (1948)
Ns	0.40 0.50	Diem (1948) Weickmann und aufm Kampe (1953)
Cu	0.32 0.27 0.54 0.43 0.26	Diem (1948) Warner und Squires (1958) Ackerman (1959) Durbin (1959) Hoffmann und Roth (1989)
Cu con	0.87	Diem (1948)
Cb	2.50	Weickmann und aufm Kampe (1953)

2.2 Vertikale Verteilung des Wolkenwassers

Die vertikale und auch die horizontale Verteilung des Wolkenwassers unterliegen großen räumlichen und zeitlichen Schwankungen. Diese Schwankungen hängen sowohl mit Änderungen der Anzahl der Wolkentropfen in einem Volumen als auch mit Änderungen der Tropfengrößenverteilung zusammen. Die Ballonmessungen, die Slingo et al. (1982) in nächtlichen Stratocumuluswolken durchgeführt haben, zeigen eine systematische Zunahme der Flüssigwasserdichte LWC (Liquid Water Content) mit der Höhe über der Wolkenbasis, wobei die maximalen Werte direkt unterhalb der Wolkenobergrenze erreicht werden. Die Zunahme des LWC wird dabei bewirkt durch ein Anwachsen des mittleren Tropfenradius bei etwa gleichbleibender Anzahl der Tropfen pro Volumen

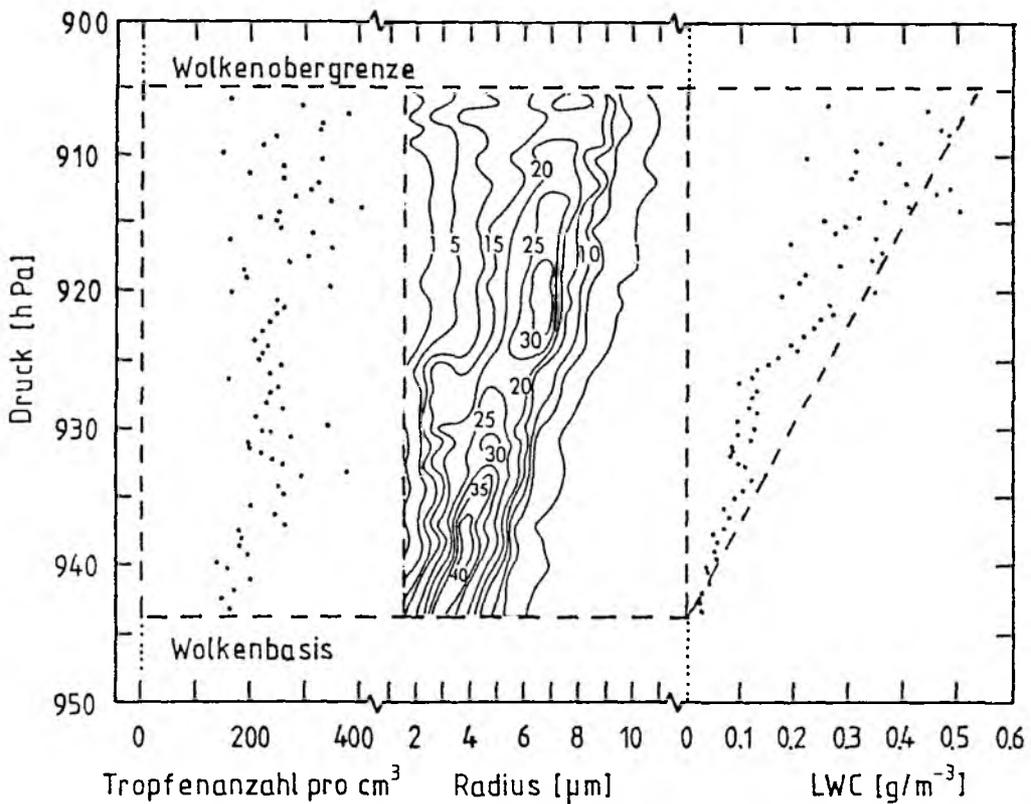


Abbildung 2.1: Profile der Tropfenanzahl, der Tropfengrößenverteilungen und des Flüssigwassergehaltes von Stratocumuluswolken. Die Tropfengrößenverteilungen sind dargestellt als Isolinien der prozentualen normierten Häufigkeit der Tropfengröße, wobei in jeder Höhe die Summe über die Werte der 1 μ m-Intervalle 100% beträgt (aus Slingo et al., 1982).

(Abb. 2.1). Horizontale Schwankungen des LWC sind dagegen verbunden mit Änderungen der Tropfenanzahl, wobei die Form des Tropfenspektrums unbeeinflusst bleibt. Ähnliche Ergebnisse zeigen auch die Flugzeugmessungen in Cumuluswolken von Warner (1955) und Squires (1958) und die Messungen von Hoffmann und Roth (1989) in Stratuswolken (Abb.2.2a). Hoffmann und Roth haben auch Flugzeugmessungen in regnenden Stratus- und Stratus-/Cumuluswolken durchgeführt und in diesen Fällen das Maximum des LWC im unteren Teil der Wolke gefunden (Abb. 2.2b). Während sich nichtregnende Stratus- und Cumulusbewölkung bezüglich der vertikalen Verteilung des Flüssigwassers nicht grundlegend unterscheidet, weisen Regenwolken also eine deutlich andere Struktur auf.

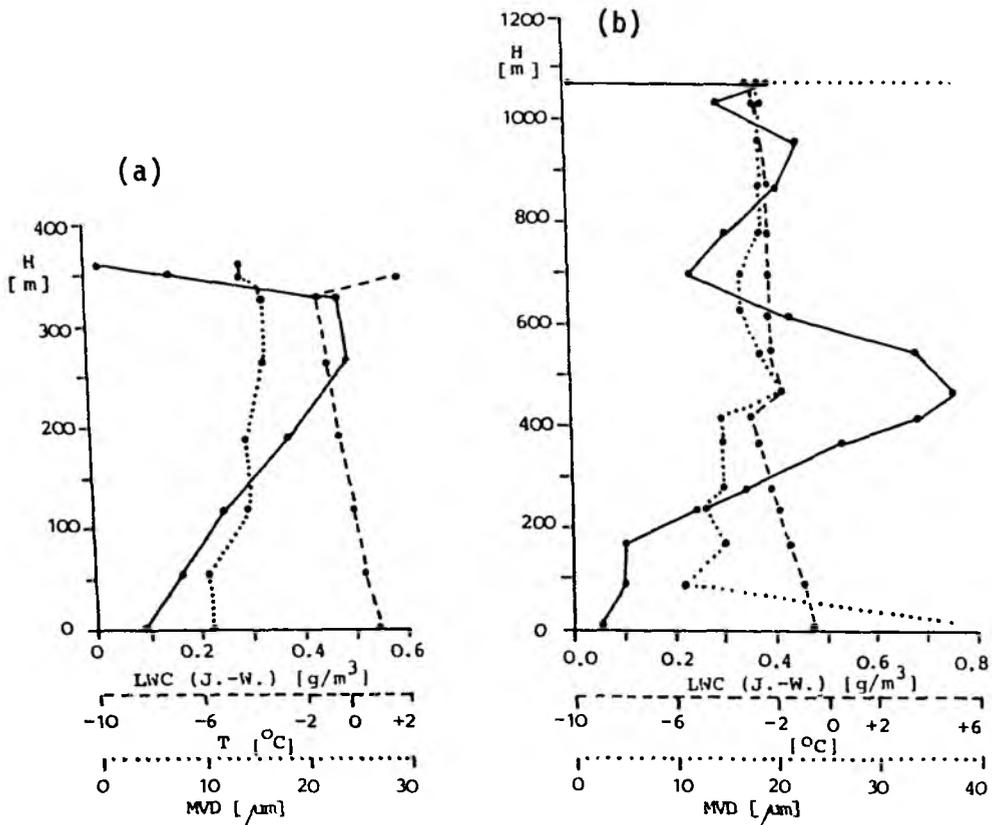


Abbildung 2.2: Profile des Flüssigwassergehaltes LWC, der Temperatur T und des Median-Tropfendurchmessers (a) für Stratuswolken ohne Regen und (b) für regnende Stratus-/Cumuluswolken (aus Hoffmann und Roth, 1989).

2.2.1 Adiabatischer Flüssigwassergehalt

Eine Möglichkeit zur modellartigen Beschreibung der vertikalen Verteilung des Flüssigwassers in einer Wolke bietet ein Ansatz, der von einer feuchta-diabatischen Anhebung eines Luftpaketes ausgeht. Die dabei kondensierende Menge Wasser bleibt in dem Luftpaket erhalten und wird als adiabatische Flüssigwasserdichte LWC_{adi} bezeichnet. Die adiabatische Flüssigwasserdichte $LWC_{adi}(h)$ in der Höhe h ist gegeben durch die Abnahme der spezifischen Sättigungsfeuchte q_s seit Einsetzen der Kondensation (vergl. Rogers und Yau, 1988):

$$(2.1) \quad LWC_{adi}(h) = - \int_{z_0}^h \rho(z) \frac{dq_s}{dz} dz$$

mit ϱ : Luftdichte [kg/m³]
 q_s : spezifische Sättigungsfeuchte [kg/kg]
 z_0 : Wolkenbasis = Kondensationsniveau [m]

Für einen feuchtadiabatischen Prozeß, bei dem die freiwerdende Kondensationswärme nur der Luft, nicht aber dem kondensierten Wasser in dem Luftpaket zu gute kommt, nimmt der 1. Hauptsatz mit der hydrostatischen Approximation folgende Form an:

$$(2.2) \quad -L dq_s = c_p dT + g dz$$

Damit ergibt sich :

$$(2.3) \quad LWC_{adi}(h) = \int_{z_0}^h \varrho(z) \frac{c_p}{L} \left(\frac{g}{c_p} + \frac{dT}{dz} \right) dz$$

oder

$$(2.4) \quad LWC_{adi}(h) = \int_{z_0}^h \varrho(z) \frac{c_p}{L} (\Gamma_d - \Gamma_s) dz$$

mit c_p : spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck [J kg⁻¹K⁻¹]
 L : spezifische Verdampfungswärme [J/kg]
 g : Schwerebeschleunigung [m/s²]
 Γ_d : trockenadiabatischer Temperaturgradient [K/m]
 Γ_s : feuchtadiabatischer Temperaturgradient [K/m]

Der feuchtadiabatische Temperaturgradient ist dabei gegeben durch:

$$(2.5) \quad \Gamma_s = \Gamma_d \frac{1 + \frac{L q_s}{R_L \bar{T}}}{1 + \frac{L q_s}{c_p E} \frac{dE}{dT}} = \Gamma_d \frac{1 + \frac{L q_s}{R_L \bar{T}}}{1 + \frac{L^2 q_s}{c_p R_V \bar{T}^2}}$$

mit E : Sättigungsdampfdruck [hPa]
 R_L : Gaskonstante für trockene Luft
 R_V : Gaskonstante für Wasserdampf

Dabei bestimmen sich der Sättigungsdampfdruck E und die Ableitung dE/dT aus der Clausius-Clapeyron-Gleichung:

$$\frac{dE}{dT} = \frac{L E}{R_v T^2}$$

Durch Integration von $LWC_{adi}(h)$ über die vertikale Erstreckung der Wolke erhält man den adiabatischen Flüssigwassergehalt LWP_{adi} dieser Wolke:

$$(2.6) \quad LWP_{adi} = \int_{z_0}^H LWC_{adi}(h) dh$$

mit H : Wolkenobergrenze

LWC_{adi} bildet eine theoretische Obergrenze für LWC , die nur durch Advektion von Flüssigwasser überschritten werden kann. Da in einer Wolke laufend trockenere Luft aus der Umgebung eingemischt und auf Kosten eines Teils des kondensierten Wassers gesättigt wird, bleibt der beobachtete LWC meistens niedriger als der LWC_{adi} . Nur selten z.B. in isolierten Aufwindschläuchen kann der LWC_{adi} erreicht werden. Auch Verluste durch Niederschlag und Gefrieren führen dazu, daß der LWC meist deutlich unter dem adiabatischen Wert liegt. So haben z.B. die Flugzeugmessungen von Warner (1955) gezeigt, daß der LWC in jeder Schicht einer Wolke kleiner als der adiabatische Wert ist, und daß das Verhältnis dieser beiden Größen mit der Höhe über der Wolkenbasis abnimmt (Abb. 2.3a).

2.2.2 Parametrisierung des Wolkenwassergehaltes in Atmosphärenprofilen

Zur Berücksichtigung von Wolken im Strahlungstransportmodell muß deren Wassergehalt und Tropfengrößenverteilung als Funktion der Höhe bekannt sein. Radiosondendaten können über die relative Feuchte einen Hinweis auf die Existenz von Wolken geben, sie enthalten aber keine direkten Messungen des Wassergehaltes. Wegen des großen meßtechnischen Aufwandes werden weder der Wolkenwassergehalt noch das Tropfenspektrum routinemäßig gemessen. Es ist daher notwendig, Profile des Flüssigwassers und der Tropfengrößenver-

teilung zu parametrisieren.

Für die Parametrisierung des Wolkenwassergehaltes in Atmosphärenprofilen gibt es unterschiedliche Ansätze. So werden Wolken in die Atmosphärenprofile eingefügt, wenn ein vorgegebener Wert der relativen Feuchte überschritten wird. In Abhängigkeit von der Höhe einer Wolke und ihrer vertikalen Ausdehnung wird dann auf den Wolkentyp und damit auf eine vorgegebene Flüssigwasserdichte geschlossen (z.B. Stephens, 1978; Liou und Zheng, 1984). Rosenkranz et al. (1972) unterscheiden an Hand des Temperaturgradienten zwischen Schichtwolken und konvektiven Wolken und geben für diese Wolkentypen LWC-Werte von 0.15 g/m^3 bzw. 0.6 g/m^3 vor. Schichtwolken werden identifiziert an einem Temperaturgradienten, der geringer ist als der pseudoadiabatische Gradient. Bei einer stärkeren Temperaturabnahme wird konvektive Bewölkung angenommen. Decker et al. (1978) parametrisieren den LWC als lineare Funktion der vertikalen Ausdehnung der Wolke. Bei allen diesen Ansätzen bleibt der LWC innerhalb einer Wolke konstant, was nicht mit der beobachteten vertikalen Verteilung des Wolkenwassers übereinstimmt (vergl. Abb.2.1-2.2). Zur Verwendung in einem Zirkulationsmodell bestimmt Slingo (1987) den LWC aus der Annahme, daß, sobald eine relative Feuchte von 85% überschritten wird, 1% des Wasserdampfes kondensiert. Dieser einfache Ansatz liefert allerdings zu niedrige LWC-Werte, wie der von Slingo durchgeführte Vergleich des modellierten langwelligen Strahlungsflusses mit Satellitenmessungen zeigt. Wei et al. (1989) verwenden einen auf die Hälfte reduzierten adiabatischen Wassergehalt ($\text{LWC}(h) = \text{LWC}_{\text{adi}}(h)/2$).

In dieser Arbeit wird zur Wolkenparametrisierung ein modifizierter adiabatischer Flüssigwassergehalt verwendet. Dabei dient die relative Feuchte in den Radiosondenaufstiegen als Indikator für die Existenz einer Wolke. So gelten Schichten, in denen die relative Feuchte mindestens 95% beträgt, als bewölkt. Für jede Schicht innerhalb der so definierten Wolke wird bei Temperaturen über -20°C der LWC_{adi} nach (2.4) berechnet. Beobachtungen zeigen, daß Wolken bei Temperaturen über -20°C noch zu großen Teilen aus unterkühltem Wasser bestehen, bei niedrigeren Temperaturen der Eisanteil aber sehr stark zunimmt (Pruppacher und Klett, 1978; Rogers und Yau, 1989). Bei der Berechnung des LWC_{adi} wird entsprechend der Modellvorstellung eines feuchtadiabatischen Prozesses anstelle des gemessenen Temperaturgradienten der feuchtadiabatische Temperaturgradient nach (2.5) verwendet. Zur Berück-

sichtigung der durch Einmischung ungesättigter Umgebungsluft, Niederschlagsbildung und Gefrieren verursachten LWC-Reduktion wird der LWC_{adi} anschließend nach dem von Warner (1955) angegebenen Verhältnis LWC/LWC_{adi} (Abb.2.3a) modifiziert. Dazu wurde an die Ergebnisse von Warner die folgende Funktion angepaßt (Abb. 2.3b):

$$(2.7) \quad \frac{LWC}{LWC_{adi}} = -0.145 \cdot \ln(\Delta h) + 1.239$$

mit Δh : Höhe über der Wolkenbasis [m]

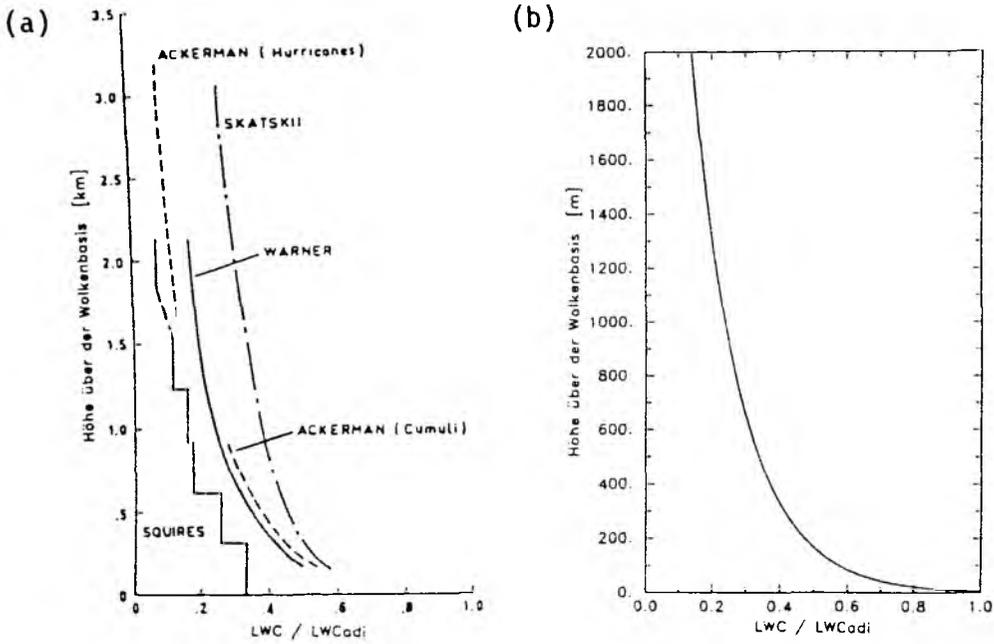


Abbildung 2.3: (a) Verhältnis der beobachteten mittleren Flüssigwasserdichte zum adiabatischen Wert in Abhängigkeit von der Höhe über der Wolkenbasis (aus Warner, 1970) und (b) Anpassung einer Funktion an die Ergebnisse von Warner (1955).

In der Abb. 2.4 sind für zwei Radiosondenaufstiege sowohl der LWC_{adi} als auch der modifizierte LWC_{adi} dargestellt. Während der LWC_{adi} annähernd linear mit der Wolkendicke zunimmt, ist diese Zunahme beim modifizierten LWC_{adi} geringer. Insbesondere bei Wolken mit einer großen vertikalen Erstreckung

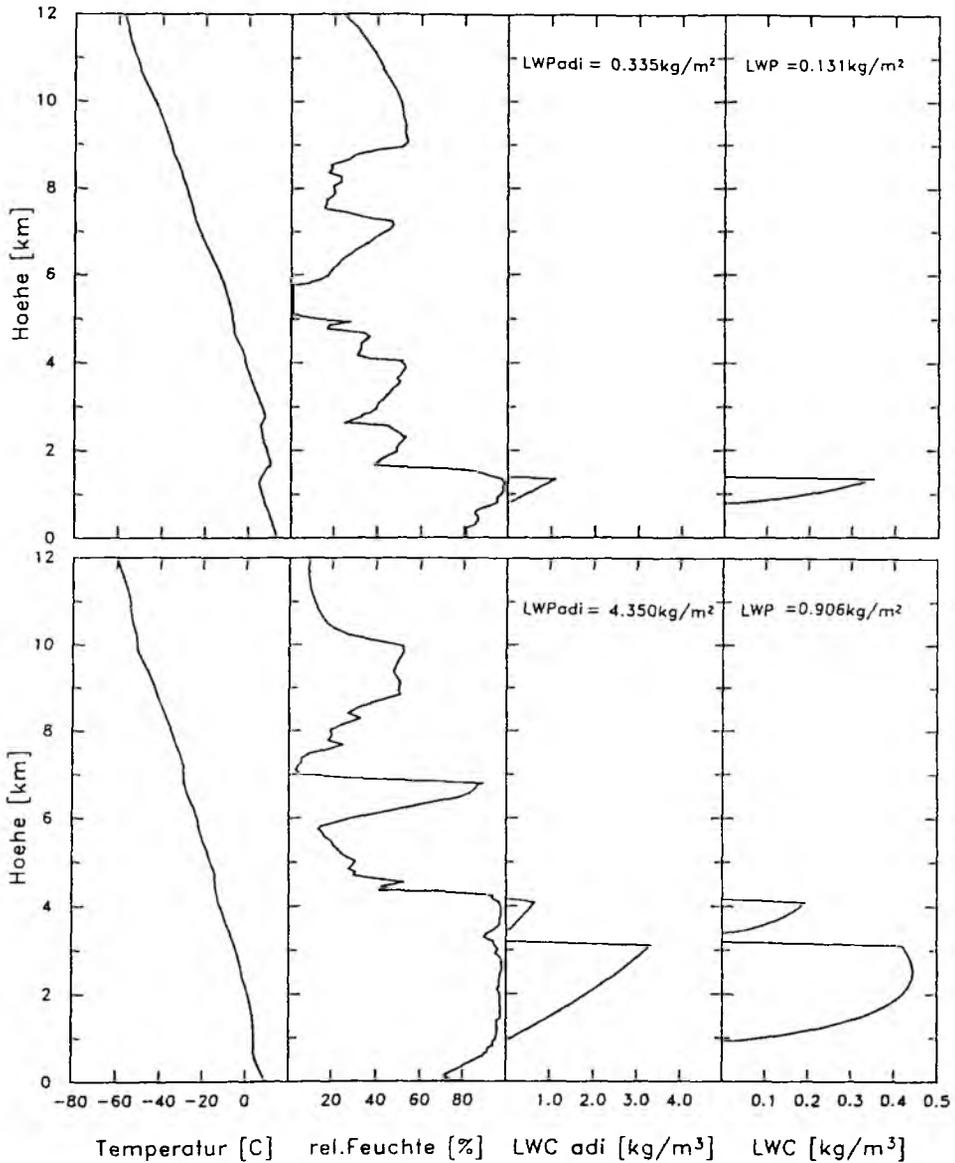


Abbildung 2.4: Profile von Temperatur, relativer Feuchte, adiabatischer und modifizierter adiabatischer Flüssigwasserdichte vom 29.9.1989 24 UT (oben) und 11.10.1989 18 UT (unten) über der Nordsee. Man beachte die Änderung der Abszissenskala für die Flüssigwasserdichten.

ergeben sich durch diese Modifizierung für den Flüssigwassergehalt Werte, die wesentlich niedriger sind als der LWP_{adi} . Die über den modifizierten LWC_{adi} parametrisierten Flüssigwasserprofile geben die vertikale Struktur der aus Flugzeugmessungen gewonnenen Profile für nichtregnende Wolken wieder (vergl. Abb.2.1 und 2.2). Dieser Ansatz ermög-

licht also eine realistische Beschreibung sowohl der Verteilung des Wolkenwassers als auch des vertikal integrierten Wertes LWP. Die Verwendung einer solchen realistischen Parametrisierung des Wolkenwassers erlaubt die Berücksichtigung der auch in der Natur vorhandene Korrelation zwischen dem Flüssigwasser- und dem Wasserdampfprofil. Damit kann diese Korrelation bei der Algorithmenentwicklung als zusätzliche Information ausgenutzt werden. Die modellierten Wolken für die Atmosphärenprofile des Meteor/Polarstern- und FGGE-Datensatzes (s.Kap.4.3) weisen eine exponentielle Häufigkeitsverteilung des LWP mit Werten zwischen 0.0 und 2.4 bzw. 2.8 kg/m^2 auf (Abb. 2.5). Eine solche Verteilung zeigen auch die mit verschiedenen Fernerkundungsmethoden gewonnenen Ergebnisse anderer Autoren (Kriebel, 1989; Curry et al., 1990).

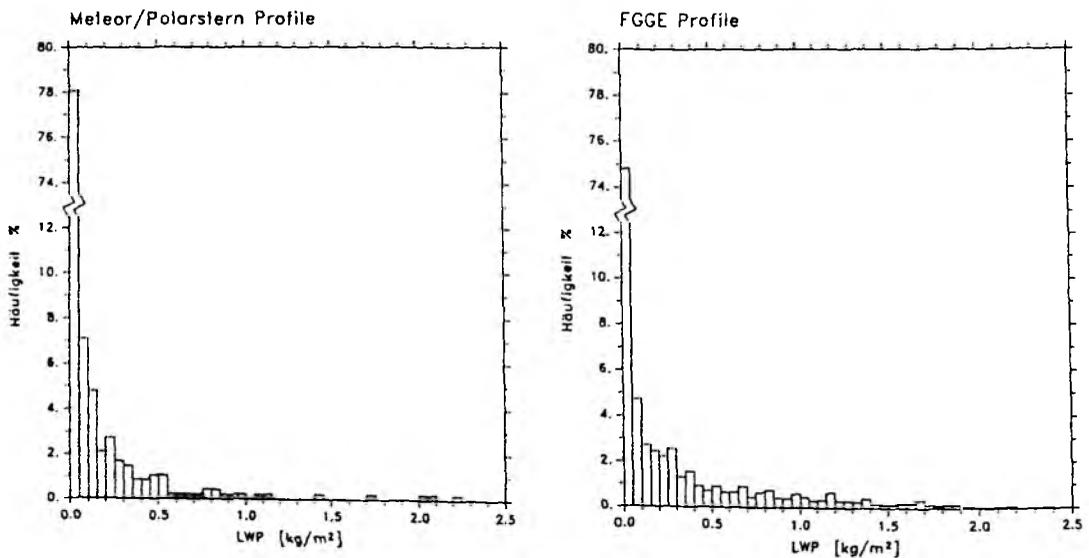


Abbildung 2.5: Häufigkeitsverteilungen des modifizierten adiabatischen Flüssigwassergehaltes für Meteor/Polarstern- (links) und FGGE-Profile (rechts).

Da die Wolken bei Temperaturen unter -20°C hauptsächlich aus Eisteilchen bestehen, wird für diese Schichten eine Eiswasserdichte IWC (Ice Water Content) berechnet. Die Eiswasserdichte liegt nach Messungen von Heymsfield (1977) typischerweise zwischen 0.001 und 0.3 g/m^3 . Untersuchungen von Heymsfield und Platt (1984) zeigen, daß die Temperatur der bestimmende

Faktor für den Eisgehalt einer Wolke ist. Eine von Liou (1986) durchgeführte Parametrisierung der von Heymsfield und Platt zusammengestellten Messungen des IWC als Funktion der Temperatur ergab die folgende Beziehung, die für Temperaturen unter -20°C gilt:

$$(2.8) \quad IWC = \exp [-7.6 + 4 \cdot \exp \{ -0.2443 \cdot 10^{-3} \cdot (|t| - 20)^{2.455} \}]$$

mit t : Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]

Die Größenverteilung der Wolkentropfen muß für die Strahlungstransportrechnungen ebenfalls vorgegeben werden. Die Beschreibung dieser Tropfenspektren kann durch eine modifizierte Gamma-Verteilung erfolgen (Deirmendjian, 1969):

$$(2.8) \quad n(r) = a r^{\alpha} \exp(-b r^{\gamma}) \quad , \quad b = \frac{\alpha}{\gamma r_c^{\gamma}}$$

mit $n(r)$: Anzahl der Tropfen pro m^3 und Radiusintervall

r : Tropfenradius [μm]

r_c : Moderadius der Verteilung [μm]

a, α, b, γ : positive Konstanten

Jeder Wolkenschicht wird in Abhängigkeit von der Phase des Wassers und gegebenenfalls vom LWC eine Tropfengrößenverteilung zugeordnet. Dabei werden für Wasserwolken die Tropfenspektren von Deirmendjian (1969, 1975) und für Eiswolken ein Spektrum von Ulaby et al. (1981) verwendet (Abb. 2.6). Die zur Beschreibung der Spektren durch die modifizierte Gammaverteilung notwendigen Parameter sind in Tabelle 2.2 angegeben.

Tabelle 2.2: Verteilungsparameter zur Beschreibung der in Abhängigkeit von LWC und Phase verwendeten Tropfenspektren nach der modifizierten Gamma-Verteilung.

Wolkentyp	Phase	LWC	rc	α	γ	Literatur
cu hum	Wasser	$< 0.2 \text{ gm}^{-3}$	4.0	6.0	1.0	C1 Deirmendjian, 1969
cu con	Wasser	0.2 - 0.4	6.0	4.0	1.0	C5 Deirmendjian, 1975
cb	Wasser	$> 0.4 \text{ gm}^{-3}$	20.0	2.0	1.0	C6 Deirmendjian, 1975
cs	Eis	-	40.0	6.0	0.5	Ulaby et al., 1981

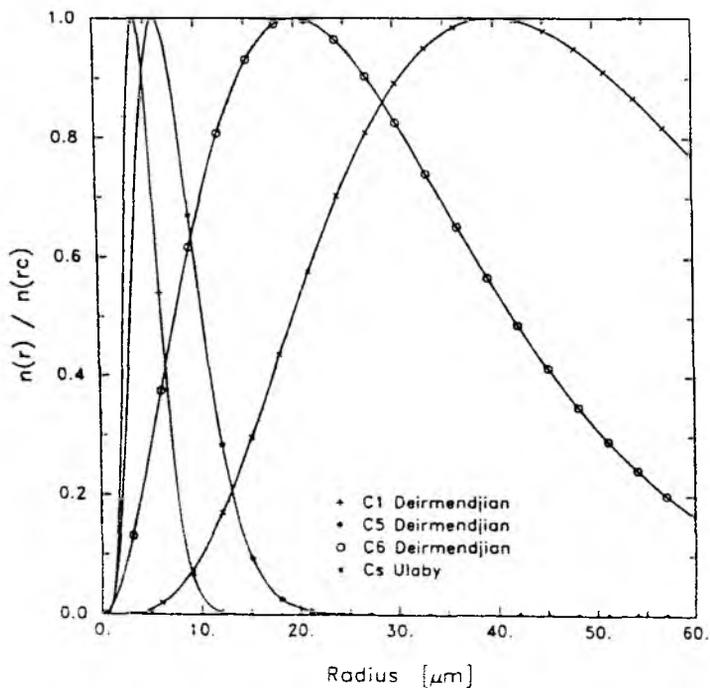


Abbildung 2.6: Normalisierte Tropfengrößenverteilungen für verschiedene Wolkentypen nach Deirmendjian (1969, 1975) und Ulaby et al. (1981).

3 Strahlungstransport

In dieser Arbeit werden Strahlungstransportrechnungen in den folgenden Spektralbereichen durchgeführt:

- solarer Bereich 0.1 - 4 μm
- Infrarotbereich 4 - 400 μm
- Mikrowellenbereich 1 - 300 GHz (30 cm - 1mm Wellenlänge)

Nach einer allgemeinen Beschreibung des Strahlungstransportes in der Atmosphäre erfolgt eine Darstellung der Unterschiede in den einzelnen Spektralbereichen.

3.1 Grundlagen

Die Intensitätsänderungen, die monochromatische elektromagnetische Strahlung beim Durchtritt durch ein absorbierendes, emittierendes und streuendes Medium erfährt, werden durch die Strahlungstransportgleichung beschrieben (z.B. Liou, 1980):

$$(3.1) \quad dI(\lambda) = -\sigma_e(\lambda) [I(\lambda) - J(\lambda)] ds$$

mit I	: Strahldichte	[W m ⁻² sr ⁻¹]
σ_e	: Volumenextinktionskoeffizient	[m ⁻¹]
J	: Quellenfunktion	[W m ⁻² sr ⁻¹]
s	: Weglänge	[m]
λ	: Wellenlänge	[μm]

Zur Vereinfachung der Schreibweise wird im weiteren die Abhängigkeit von der Wellenlänge nicht mehr explizit angegeben.

Der Extinktionskoeffizient beschreibt die Schwächung der Strahlungsintensität durch Absorption und Streuung. Er setzt sich additiv zusammen aus Streu- und Absorptionskoeffizienten, σ_s bzw. σ_a :

$$(3.2) \quad \sigma_e = \sigma_s + \sigma_a$$

Mit Hilfe der vertikalen optischen Dicke δ

$$(3.4) \quad \delta(z) = \int_z^{\infty} \sigma_e(z') dz'$$

ergibt sich für eine planparallele und horizontal homogene Atmosphäre die folgende Formulierung (z.B. Liou, 1980):

$$(3.3) \quad \cos\theta \frac{dI(\delta; \theta, \phi)}{d\delta} = I(\delta; \theta, \phi) - J(\delta; \theta, \phi)$$

mit θ : Zenitwinkel

ϕ : Azimutwinkel

Als Quellen der Strahlung in eine Richtung (θ, ϕ) können sowohl Streuung als auch Emission wirken. Die Streuung diffuser Strahlung in die Richtung (θ, ϕ) bildet eine dieser Quellen:

$$(3.5) \quad J_1(\delta; \theta, \phi) = \frac{\sigma_s}{\sigma_e} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \frac{1}{4\pi} P(\theta', \phi'; \theta, \phi) I(\delta; \theta', \phi') \sin\theta' d\theta' d\phi'$$

mit $P(\theta', \phi', \theta, \phi)$: Streuphasenfunktion (Anteil der aus Richtung (θ', ϕ') kommenden Strahlung, der in die Richtung (θ, ϕ) gestreut wird)

Als eine weitere Strahlungsquelle kommt für den solaren Spektralbereich die Steuung der direkten Sonnenstrahlung aus der Richtung (θ_0, ϕ_0) in die Richtung (θ, ϕ) hinzu:

$$(3.6) \quad J_{2a}(\delta; \theta, \phi) = \frac{\sigma_s}{\sigma_e} \frac{1}{4\pi} P(\theta_0, \phi_0; \theta, \phi) \pi F_0 e^{-\delta/\cos\theta_0}$$

mit F_0 : Solarkonstante $[W/m^2]$

Im Infrarot- und Mikrowellenspektralbereich ist stattdessen die Emission, die sich nach den Gesetzen von Kirchhoff und Planck bestimmt, eine weitere Quelle:

$$(3.7) \quad J_{2b}(\delta; \theta, \phi) = \frac{\sigma_a}{\sigma_e} B(T)$$

mit $B(T)$: Planckfunktion $[W m^{-2} \mu m^{-1}]$

Im Mikrowellenbereich gilt die Rayleigh-Jeans-Approximation der Planck-Funktion, d.h. die Schwarzkörperstrahlung steht in einem linearen Zusammenhang mit der Temperatur des Körpers, und die Strahldichte I läßt sich dann wie folgt durch eine äquivalente Strahlungstemperatur T_B ausdrücken:

$$(3.8) \quad I(\nu) = \frac{2 K_B \nu^2}{c^2} T_B(\nu)$$

mit ν : Frequenz	[1/s]
K_B : Boltzmann-Konstante	[J/kg]
c : Lichtgeschwindigkeit	[m/s]
T_B : äquivalente Strahlungstemperatur	[K]

Statt der Wellenlänge wird im Mikrowellenbereich meistens die Frequenz angegeben.

Die Integration der Strahlungstransportgleichung läßt sich für eine nicht-streuende Atmosphäre und eine glatte Oberfläche durchführen. Damit nimmt die Gleichung für die Strahlung am Oberrand der Atmosphäre folgende, anschauliche Form an (z.B. Francis et al, 1983):

(3.9)

$$T_B = \underbrace{\epsilon T_s e^{-\delta_\theta}}_I + \underbrace{(1-\epsilon) T_{sp} e^{-2\delta_\theta}}_{II} + \underbrace{\int_0^{\delta_\theta} T(z) e^{-\delta_\theta + \delta'_\theta(z)} d\delta'_\theta(z)}_{III} + \underbrace{(1-\epsilon) e^{-\delta_\theta} \int_0^{\delta_\theta} T(z) e^{-\delta'_\theta(z)} d\delta'_\theta(z)}_{IV}$$

mit $\delta_\theta = \delta / \cos \theta$

ϵ : spektrales Emissionsvermögen der Oberfläche	
T_s : Oberflächentemperatur	[K]
T_{sp} : Strahlungstemperatur des Weltraumes	[K]
$T(z)$: Temperatur in der Höhe z	[K]

Die vom Satelliten gemessene Mikrowellenstrahlung setzt sich also aus vier Anteilen zusammen:

- I Emission der Erdoberfläche in Richtung des Satelliten
- II Reflexion der Strahlung aus dem Weltall an der Erdoberfläche in Richtung des Satelliten
- III Emission der Atmosphäre in Richtung des Satelliten
- IV Reflexion der von der Atmosphäre nach unten emittierten Strahlung an der Erdoberfläche in Richtung des Satelliten

Die Beschreibung des Einflusses, den Wolken auf den Strahlungstransport haben, basiert auf folgenden Größen:

- Volumenextinktionskoeffizient σ_e
- Einfachstreueralbedo ω
- Streuphasenfunktion P

Der Volumenextinktionskoeffizient wird bestimmt von der Anzahl, der geometrische Form, der Größenverteilung und dem Brechungsindex der Wolkenpartikel und läßt sich darstellen als:

$$(3.10) \quad \sigma_e = \int_0^{\infty} Q_e(m, x) n(r) dr = \int_0^{\infty} \pi r^2 \xi_e(m, x) n(r) dr$$

- mit r : Radius des Teilches [m]
- $x=2\pi r/\lambda$: Mie-Parameter
- $n(r)$: Tropfengrößenverteilung (vergl. Kap. 2.2.2) [m^{-4}]
- m : Brechungsindex
- Q_e : Extinktionsquerschnitt [m^2]
- $\xi_e=Q_e/(\pi r^2)$: Extinktionseffizienz

Die Extinktionseffizienz gibt das Verhältnis des Exktinktionsquerschnittes eines kugelförmigen Wolkentropfens zu seinem geometrischen Querschnitt an. Entsprechende Gleichungen lassen sich auch aufstellen für den Absorptions- und Streukoeffizienten, σ_a und σ_s , dabei wird Q_e ersetzt durch Q_a bzw. Q_s . Der Extinktionsquerschnitt setzt sich additiv zusammen aus Absorptions- und Streuquerschnitt:

$$(3.11) \quad Q_e(m, r) = Q_a(m, r) + Q_s(m, r)$$

Die Integration des Volumenextinktionskoeffizienten über die vertikale Erstreckung der Wolke liefert die optische Dicke der Wolke:

$$(3.12) \quad \delta_{cl} = \int_{z_b}^{z_t} \sigma_e(z) dz$$

Die Einfachstreueralbedo beschreibt den Anteil an der Extinktion, der durch die Streuung verursacht wird:

$$(3.13) \quad \omega = \frac{\sigma_s}{\sigma_e}$$

Die Winkelverteilung der gestreuten Strahlung wird durch die Streuphasenfunktion P beschrieben. P ist außer vom Streuwinkel auch abhängig vom Tropfenradius, vom Brechungsindex und von der Wellenlänge der Strahlung.

P , σ_a , σ_s und σ_e lassen sich nach der Theorie von Mie (1908) berechnen (z.B. Liou, 1980).

3.2 Unterschiede in den Spektralbereichen

Die optischen Eigenschaften des Systems Erde/Atmosphäre und die Strahlungsquellen sind für die drei Spektralbereiche zum Teil sehr verschieden. Die wichtigsten Unterschiede sind:

Die Strahlungsquelle im Infrarot- und Mikrowellenspektralbereich ist die thermische Emission von Erde und Atmosphäre. Die Intensität der von Erde und Atmosphäre emittierten elektromagnetischen Strahlung liegt im Mikrowellenbereich um mehrere Größenordnungen unter der im Infraroten gemessenen. Im solaren Spektralbereich ist die Sonne die Hauptstrahlungsquelle.

Die Transparenz der Atmosphäre ist im Mikrowellenbereich vergleichsweise hoch (Abb.3.1). Insbesondere bei niedrigen Frequenzen wird dadurch auch die

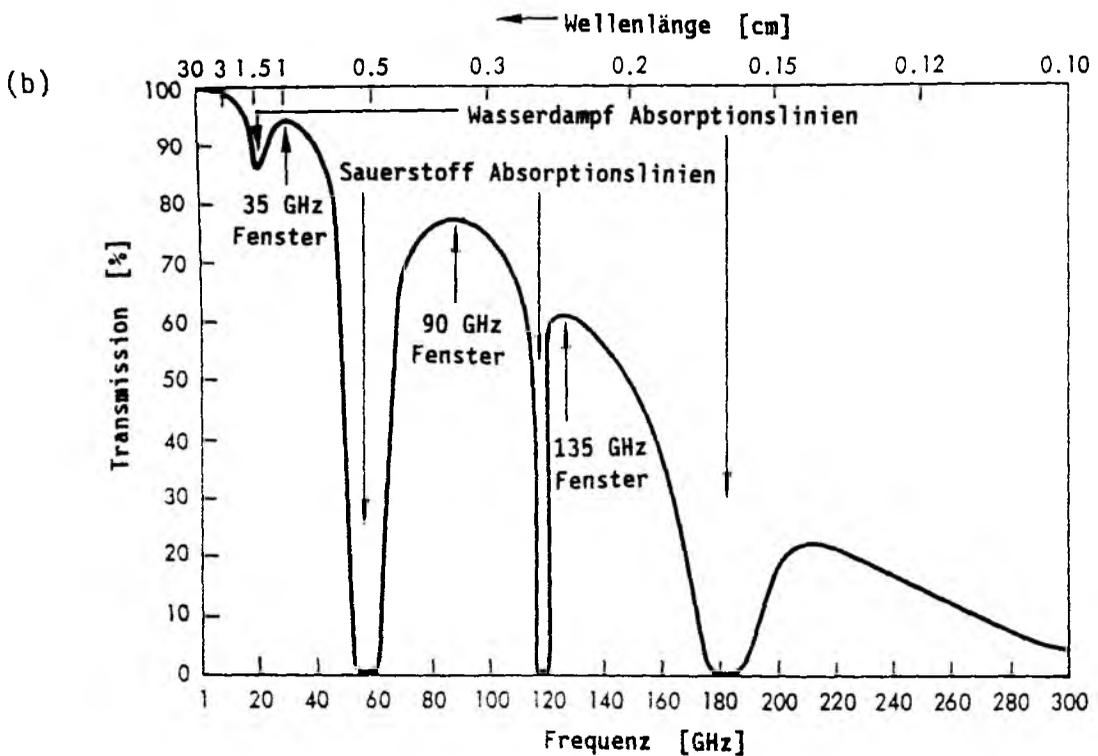
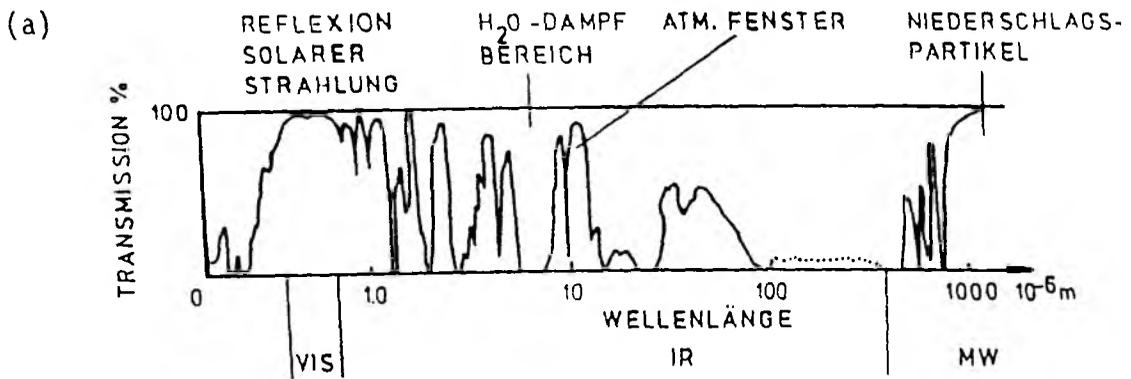


Abbildung 3.1: Vertikale Transmission der Atmosphäre (a) im Solar-, Infrarot- und Mikrowellenspektralbereich (Ruprecht, 1991, persönliche Mitteilung) und (b) für den Mikrowellenspektralbereich vergrößert dargestellt (nach Ulaby, 1981).

Fernerkundung von Oberflächeneigenschaften ermöglicht. Im Gegensatz zum solaren Bereich ist im Infrarot- und Mikrowellenbereich die Streuung an Gasen und Aerosolen vernachlässigbar.

Die optische Dicke der Wolken ist im Mikrowellenbereich wesentlich niedriger als in den anderen Spektralbereichen (Tab.3.1). Bei optischen Dicken von mehr als 10, wie sie im infraroten und solaren Spektralbereich schon bei vergleichsweise niedrigen Wassergehalten erreicht werden, bestimmen zunehmend nur noch die Eigenschaften in den oberen Bereichen der Wolke die Strahlung am Oberrand der Atmosphäre. Dagegen wird im Mikrowellenbereich, in dem die optische Dicke auch bei hohen Wassergehalten noch sehr niedrig bleibt, das Signal von der gesamten Wolke beeinflusst. Ebenso liefert die Mikrowellenfernerkundung auch bei mehreren Wolkenschichten noch Informationen aus allen Wolken, während im solaren und infraroten Spektralbereich die oberste Wolkenschicht im Signal dominiert und die tieferliegenden Wolken zum Teil nicht erkannt werden.

Tabelle 3.1: Optische Dicken einer Stratocumuluswolke mit verschiedenen Flüssigwassergehalten im solaren, infraroten und Mikrowellen-Spektralbereich.

LWP in kg/m ²	optische Dicke bei 0.55 µm	optische Dicke bei 11 µm	optische Dicke bei 37 GHz
0.01	2.81	1.39	0.002
0.1	28.12	13.92	0.021
1.0	281.21	139.21	0.213

Die Emmissivität der Erdoberfläche hängt in den Mikrowellen von der Oberflächenart, der Frequenz, der Polarisation und dem Blickwinkel ab. Im Infraroten kann die Erdoberfläche dagegen nahezu als schwarzer Strahler angesehen werden. Bei Landoberflächen schwankt die Emissivität in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte zwischen 0.8 und 0.95. Für eine Ozeanoberfläche beträgt die Emissivität nur etwa 0.5, so daß die effektive Ausstrahlung niedrig ist. Wolken erscheinen deshalb warm gegen den Ozean.

Die Erdoberfläche erscheint durch die größere Wellenlänge im Mikrowellenbereich glatter als im solaren und infraroten Spektralbereich. Dadurch ergibt sich bei der Reflexion an der Erdoberfläche eine teilweise Polarisation der ursprünglich unpolarisierten Strahlung.

3.3 Verwendete Strahlungstransportmodelle

3.3.1 Mikrowellenbereich

Im Mikrowellenbereich wird ein von Simmer (1991) entwickeltes Strahlungstransportmodell verwendet. In diesem Modell erfolgt die Lösung der Strahlungstransportgleichung über ein iteratives numerisches Verfahren (successive-order-of-scattering). Bei dieser Methode wird Mehrfachstreuung als eine Folge von nacheinander ablaufenden Einfachstreuprozessen aufgefaßt. Die Voraussetzung für die Anwendbarkeit dieses Verfahrens, nämlich eine geringe optische Dicke der Atmosphäre, ist im Mikrowellenbereich auch noch bei Niederschlag gegeben. Eine detaillierte Beschreibung des Mikrowellenstrahlungstransportmodells findet sich bei Simmer (1991).

Variable Parameter in diesem Modell sind u.a.:

- Vertikalprofil von Druck, Temperatur und Feuchte
- Frequenz und Polarisation
- Satellitenblickwinkel
- LWP und Wolkenober- und Untergrenze
oder
- Vertikalprofil des modifiziert-adiabatischen LWC (vergl.Kap.2.2.2)
- Regenrate
- Emission und Reflexion der Erdoberfläche

Emission und Reflexion können für den Ozean auch in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit berechnet werden. Während die Absorptions- und Streukoeffizienten nach der Mie-Theorie bestimmt werden, kann je nach Anwendungs- und Frequenzbereich zwischen der Rayleigh- und der Mie-Streuphasenfunktionen gewählt werden.

Mit dem Modell lassen sich sowohl die Strahldichten am Oberrand als auch am Unterrand der Atmosphäre simulieren.

3.3.2 Solarer und infraroter Spektralbereich

Die für den solaren (0.2 - 3.58 μm) und infraroten (4 - 400 μm) Spektralbereich verwendeten Strahlungstransportmodelle von Schmetz und Raschke (1981) beruhen beide auf der Zwei-Strom-Approximation. Mit diesem Verfahren werden

Strahlungsflußdichten, d.h. über den Halbraum integrierte Strahldichten, für eine planparallele Atmosphäre berechnet. Die Anisotropie bei der Reflexion an der Erdoberfläche kann also nicht berücksichtigt werden. Eine Beschreibung der verwendeten Modelle findet sich bei Schmetz (1981) und Schmetz und Raschke (1981).

Variable Parameter in den Modellen sind im solaren Spektralbereich:

- Vertikalprofile von Druck, Temperatur, Feuchte, CO₂-Gehalt und Ozongehalt,
- Aerosolprofil,
- Bodenalbedo,
- Sonnenzenitdistanz,
- LWP oder optische Dicke der Wolke,
- Obergrenze und geometrische Dicke der Wolke,

und im infraroten Spektralbereich:

- Vertikalprofile von Druck, Temperatur, Feuchte, CO₂-Gehalt und Ozongehalt,
- Bodentemperatur und Bodenemissivität,
- Satellitenzenitdistanz,
- LWP oder optische Dicke der Wolke,
- Obergrenze und geometrische Dicke der Wolke.

Die zum Vergleich benötigten Strahldichten ergeben sich aus der Beziehung:

$$(3.14) \quad L = \frac{M}{\pi}$$

L	: isotrope Strahldichte	[W m ⁻² sr ⁻¹]
M	: Strahlungsflußdichte	[W m ⁻²]

3.4 Einfluß von Wolken

Wolken beeinflussen durch Streuung, Absorption und Emission den Strahlungstransport in der Atmosphäre. Je nach Wellenlängenbereich dominieren unterschiedliche Prozesse.

3.4.1 Mikrowellenbereich

a) Extinktionskoeffizient

Die Rayleigh-Approximation gilt, wenn die Teilchengröße sehr viel kleiner als die Wellenlänge ist (Liou, 1980). Diese Bedingung ist zumindest für Wolken mit Teilchen kleiner als 0.1 mm und bei Frequenzen unter 40 GHz erfüllt (Abb.3.2). Im Bereich der Mikrowellen kann also zur Vereinfachung der Beschreibung von Streuung und Absorption durch Wolkentropfen die Rayleigh-Approximation angewendet werden. Für Wassertropfen ist im Bereich der Rayleigh-Approximation der Absorptionsquerschnitt sehr viel größer als der Streuquerschnitt, so daß Wolken hauptsächlich als Absorber wirken. Der Volumenextinktionskoeffizient σ_e ist dann gegeben durch die Summation der Absorptionsquerschnitte aller Teilchen in einem Einheitsvolumen der Wolke (vergl. (3.10)):

$$(3.15) \quad \sigma_e = \sum_{i=1}^N Q_a(r_i)$$

mit N : Anzahl der Teilchen im Einheitsvolumen

r_i : Radius des i -ten Teilchen

Mit der Rayleigh-Approximation für den Absorptionsquerschnitt

$$(3.16) \quad Q_a = \frac{8\pi^2}{\lambda} r^3 \operatorname{Im}\{-K\}$$

und der Definition für den Flüssigwassergehalt

$$(3.17) \quad LWC = \frac{4\pi}{3} \rho_w \sum_{i=1}^N r_i^3$$

folgt (Ulaby et al., 1981)

$$(3.18) \quad \sigma_e = \frac{6\pi}{\lambda \rho_w} \operatorname{Im}\{-K\} LWC \quad \text{mit} \quad \lambda = \frac{c}{\nu}$$

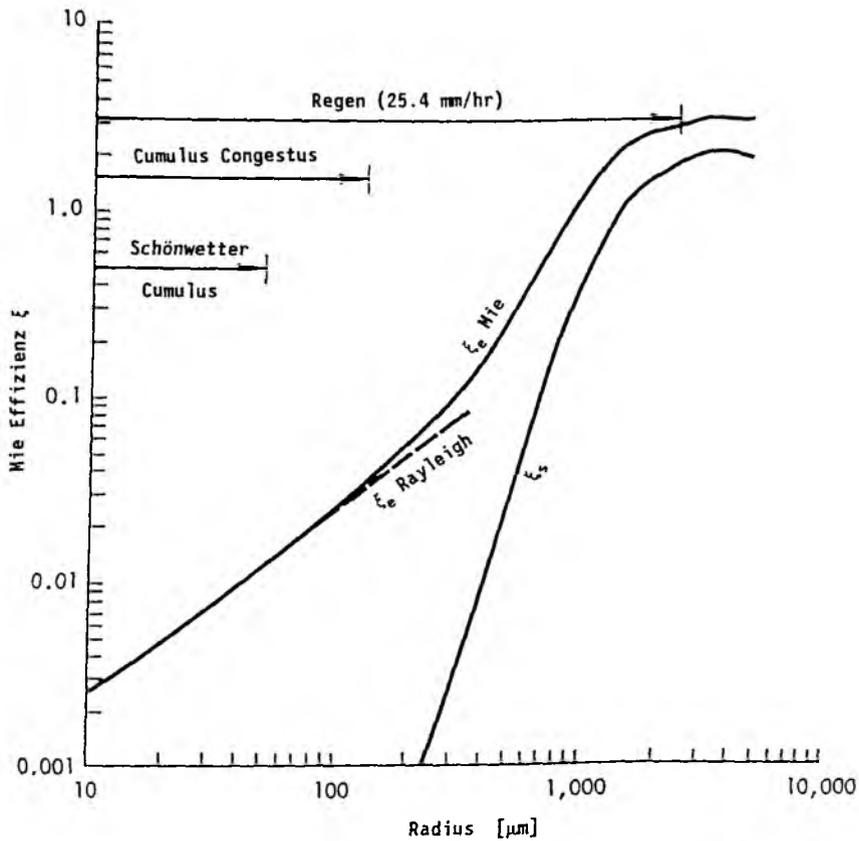


Abbildung 3.2: Extinktionseffizienz ξ_e und Streueffizienz ξ_s für Wassertropfen in Abhängigkeit vom Tropfenradius bei 30 GHz. Die horizontalen Pfeile geben den Bereich der typischen Tropfenradien an (nach Ulaby et al., 1981).

Dabei ist K eine Funktion des komplexen Brechungsindex n bzw. der komplexen dielektrischen Konstante für Wasser ϵ :

$$(3.19) \quad K = \frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} = \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \quad \text{mit} \quad \epsilon = n^2$$

Der Volumenabsorptionskoeffizient ist unter diesen Voraussetzungen also direkt abhängig vom LWC und von der Frequenz ν , aber nicht mehr vom Tropfenspektrum. Über die dielektrische Konstante ist σ_a zusätzlich auch von der Temperatur der Wolke abhängig. Für niedrige Frequenzen nimmt der Absorptionskoeffizient mit abnehmender Temperatur zu. Dieses Verhalten kehrt sich für Frequenzen oberhalb von etwa 80 GHz um (Abb.3.3a).

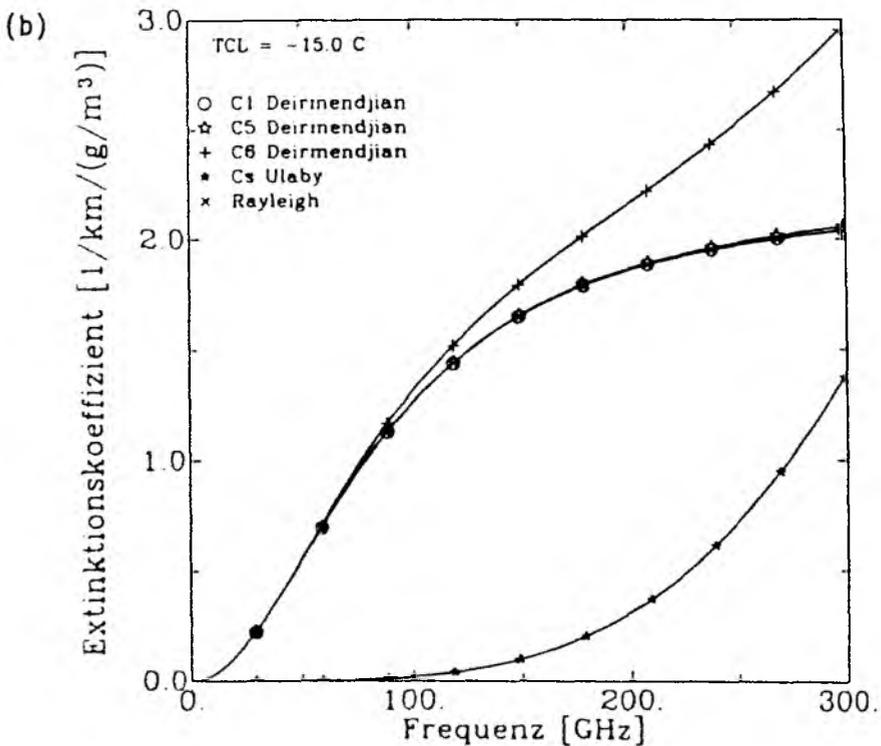
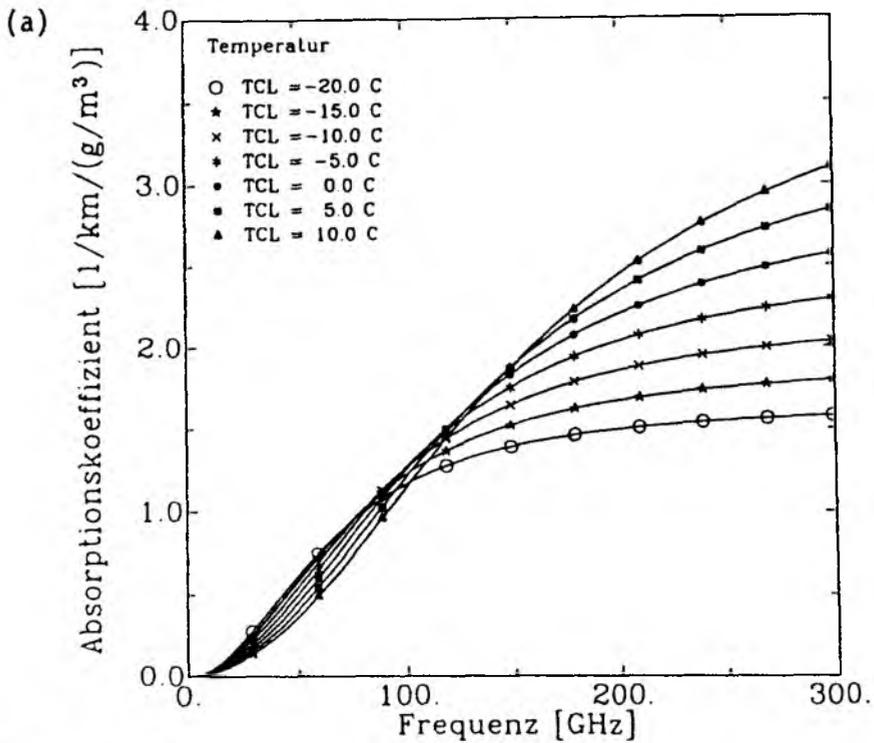


Abbildung 3.3: (a) Massenabsorptionskoeffizient von Wolken für verschiedene Temperaturen berechnet nach der Rayleigh-Approximation in Abhängigkeit von der Frequenz. (b) Massenextinktionskoeffizient für verschiedene Tropfenspektren (vergl. Tab.2.2) berechnet nach der Mie-Theorie und nach der Rayleigh-Approximation.

Ein Vergleich der nach der Mie-Theorie für verschiedene Tropfenspektren berechneten Extinktionskoeffizienten mit der Rayleigh-Approximation zeigt die gute Übereinstimmung im Frequenzbereich unter 80 GHz (Abb.3.3b). Der verschwindend geringe Einfluß von Eiswolken in den niedrigen Frequenzen wird an dem in Abb.3.3b ebenfalls eingezeichneten Extinktionskoeffizienten für Cirrus deutlich.

b) Phasenfunktion

Mie-Rechnungen zur Struktur der Phasenfunktion im Mikrowellenbereich zeigen, daß bei Wolken aller Art die Approximation durch Verwendung der Rayleigh-Phasenfunktion gerechtfertigt ist. Bei Niederschlag gilt dies nur für den niedrigen Frequenzbereich. Abb. 3.4 zeigt die Phasenfunktion in Abhängigkeit von Streuwinkel und Frequenz für Cumulus, Cumulus Congestus, Regen mit 10 mm/h und mit 50 mm/h (Simmer, 1991). Der Cumulus zeigt im gesamten Frequenzbereich das typische Bild der Rayleigh-Phasenfunktion mit identischen Maxima in Vorwärts- und Rückwärtsstreuung und einem Minimum bei einem Streuwinkel von 90° . Beim Cumulus Congestus deutet sich die leichte Zunahme der Vorwärtsstreuung (0°) auf Kosten der Rückwärtsstreuung (180°) mit der Frequenz bereits an. Bei den Regenspektren ist die Rayleigh-Phasenfunktion bis 50 GHz noch eine gute Näherung. Bei zunehmender Frequenz kommt es jedoch schnell zu einer kräftigen Zunahme der Vorwärtsstreuung. In den Strahlungstransportrechnungen wird bei Frequenzen unter 100 GHz für Wolken und leichten Regen die einfachere Rayleigh-Phasenfunktion verwendet.

Mit dem Strahlungstransportmodell wurden Empfindlichkeitsstudien für Wolken mit unterschiedlichen Flüssigwassergehalten, Obergrenzen und vertikalen Dicken durchgeführt. Dabei wurden i.a. Absorptions- und Streukoeffizient nach der Mie-Theorie berechnet und die Rayleigh-Phasenfunktion verwendet.

3.4.1.1 Wassergehalt der Wolken

Eine Wasserwolke über dem Ozean bewirkt im Frequenzbereich bis ca. 150 GHz eine Erhöhung der Strahlungstemperaturen am Oberrand der Atmosphäre (Abb.3.5). Dies resultiert aus der Zunahme der optischen Dicke der Atmosphäre durch die Wolke in Verbindung mit der niedrigen Emissivität des

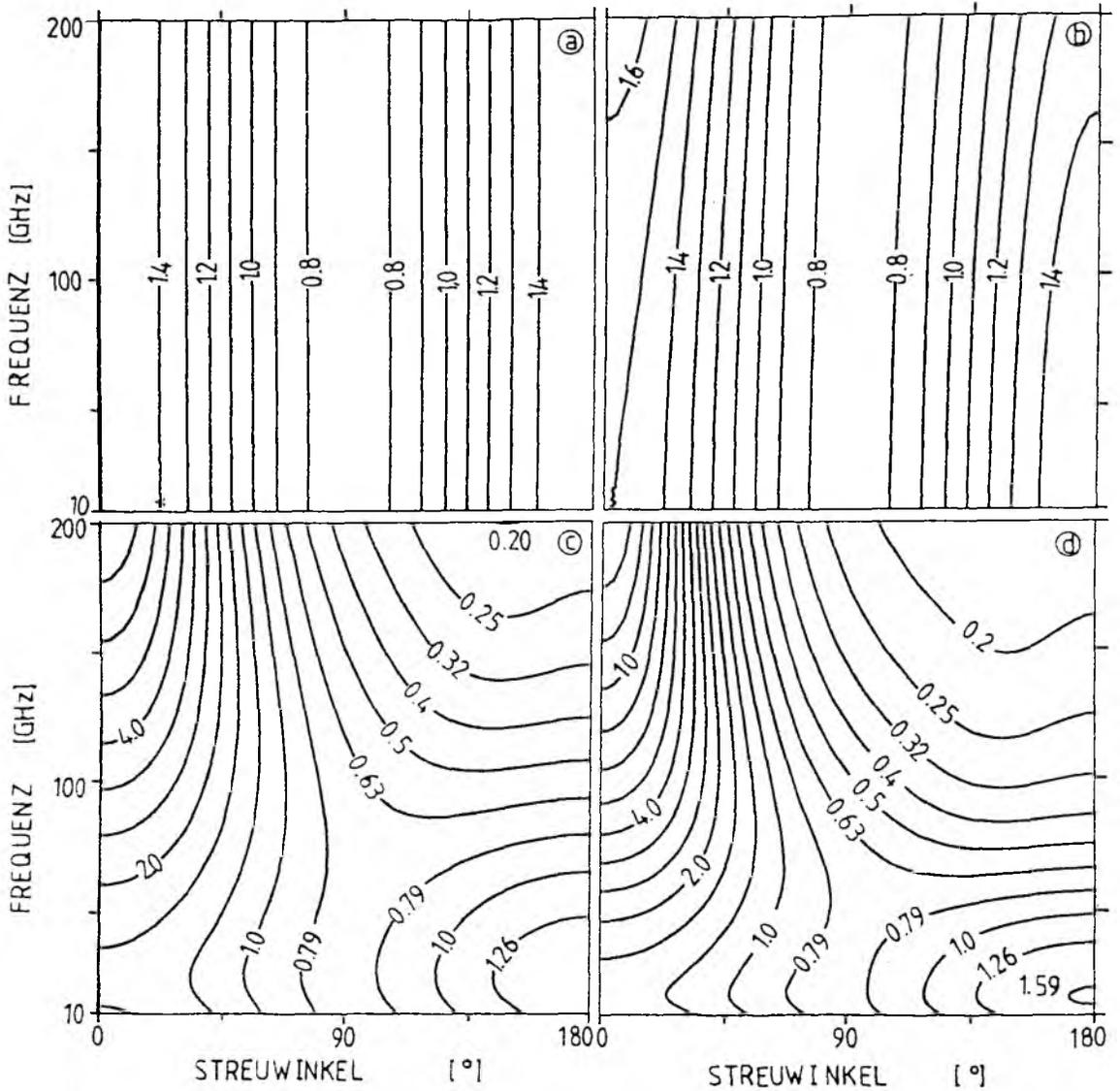


Abbildung 3.4: Phasenfunktion berechnet nach der Mie-Theorie in Abhängigkeit von Streuwinkel und Frequenz für (a) Cumulus, (b) Cumulus Congestus, (c) Regen mit 10 mm/hr und (d) 50 mm/hr mit Tropfenspektren nach Deirmendjian (1969, 1975) (aus Simmer, 1991).

Ozeans. Die Transmissivität der Atmosphäre bleibt auch bei Wolken noch so groß, daß das Ozeansignal nur wenig geschwächt wird. Bei höheren Frequenzen dagegen ist die optische Dichte der Atmosphäre sehr viel größer, so daß das Ozeansignal stärker geschwächt wird und die Strahlung überwiegend aus dem unteren Teil der Atmosphäre stammt. Eine Wolke bewirkt dann, daß die Emission in höheren und damit kälteren Schichten verlegt wird. In diesem Frequenzbereich reduziert eine Wolke also die Strahlungstemperaturen am

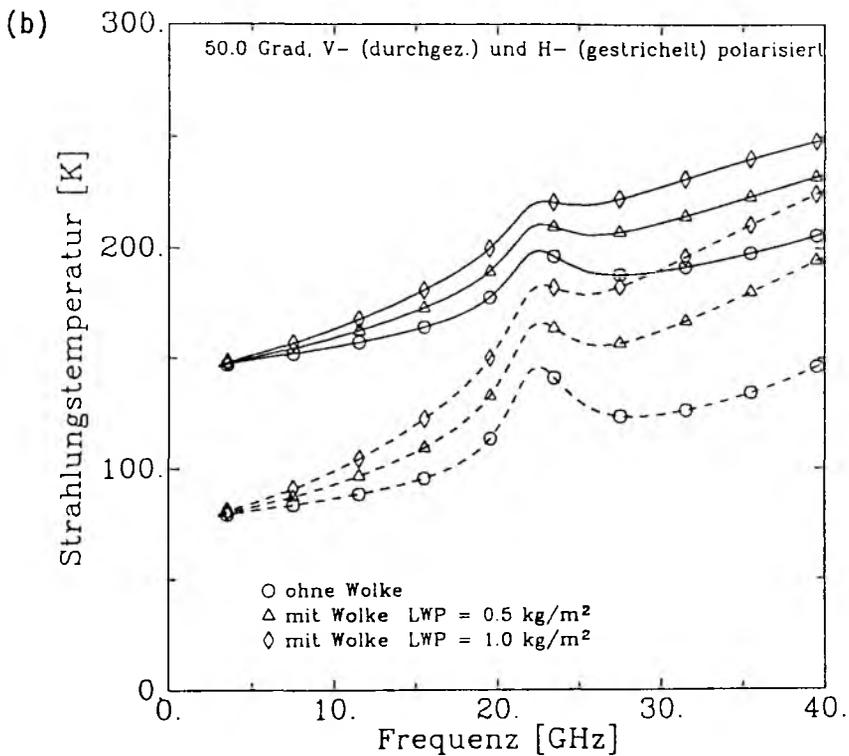
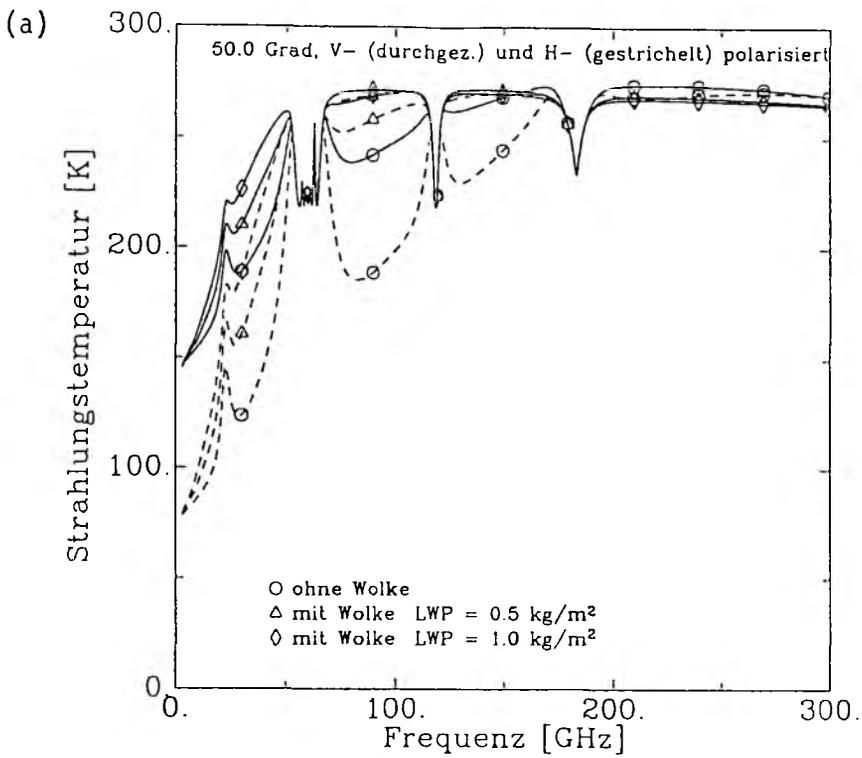


Abbildung 3.5: Modellierte Strahlungstemperaturen am Oberrand einer US-Standardatmosphäre bei 50° Blickwinkel für vertikale und horizontale Polarisation, (a) Frequenzbereich 0 - 300 GHz, (b) unterer Frequenzbereich 0 - 40 GHz. Dargestellt sind Strahlungstemperaturen für eine wolkenfreie Atmosphäre und für Wolken zwischen 2 und 3 km Höhe mit verschiedenen Flüssigwassergehalten.

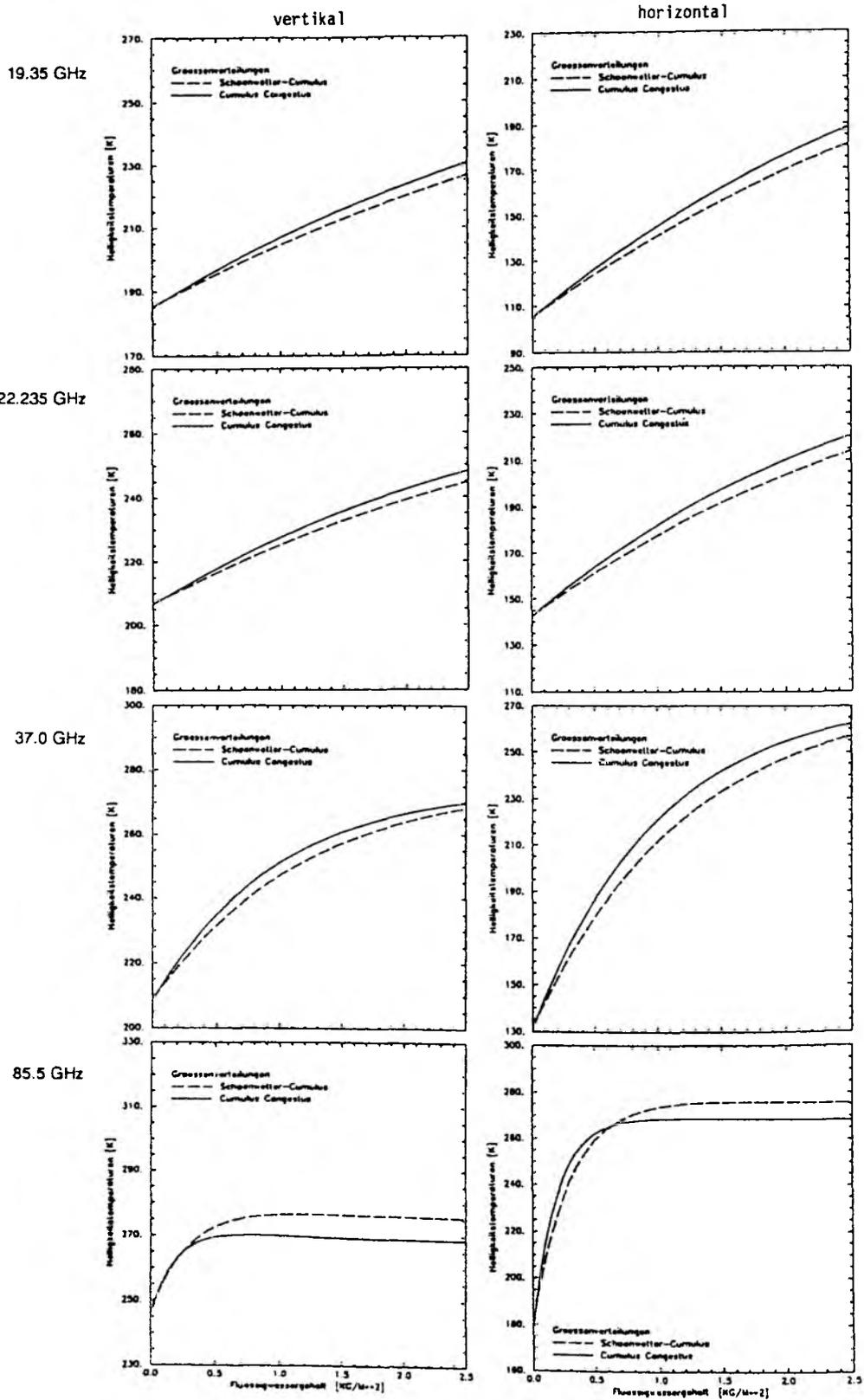


Abbildung 3.6: Abhängigkeit der Strahlungstemperatur am Oberrand der Atmosphäre vom Flüssigwassergehalt für eine Wolke zwischen 2 und 3 km Höhe mit unterschiedlichen Tropfenspektren nach Ulaby et al. (1981) bei 50° Blickwinkel in vertikaler (links) und horizontaler (rechts) Polarisation.

Oberrand der Atmosphäre.

Die Abhängigkeit der Strahlungstemperatur vom Flüssigwassergehalt wird nun speziell für die SSM/I-Frequenzen untersucht. Bei den niedrigen Frequenzen zeigt sich eine deutliche Zunahme der Strahlungstemperatur mit dem LWP (Abb.3.6). Im 85.5 GHz Kanal dagegen wird bei LWP-Werten zwischen 0.5 und 1.0 kg/m^2 der Sättigungsbereich erreicht. Die größeren Tropfenradien im Cumulus Congestus führen bei den niedrigen Frequenzen wegen der Zunahme des Absorptionskoeffizienten zu einem kräftigeren Anstieg der Strahlungsintensität mit LWP. Bei 85.5 GHz wird dadurch schon bei niedrigerem LWP Sättigung erreicht und die Strahlungstemperatur im Sättigungsbereich bleibt geringer. Bei höheren LWP-Werten kommt es sogar zu einer leichten Abnahme der Strahlungstemperatur. Die Verwendung der Rayleigh-Approximation liefert Ergebnisse, die sich nur um wenige Zehntel Grad von den Berechnungen für das Tropfenspektrum des Schönwetter-Cumulus nach der Mie-Theorie unterscheiden. Die Streuung bewirkt für nichtregnende Wolken auch bei höheren Frequenzen nur relativ kleine Änderungen.

Bei Vernachlässigung der Streuung läßt sich die Änderung der Strahlungstemperatur in Abhängigkeit vom Wolkenwassergehalt getrennt für die drei wichtigsten Komponenten der Strahlungstransportgleichung (3.9) untersuchen (Abb.3.7). Bei niedrigen Frequenzen überwiegt die Zunahme der Emission der Wolke mit steigendem Flüssigwassergehalt bei weitem die Schwächung der vom Ozean emittierten Strahlung durch die zunehmende Absorption. Dieser Effekt ist bei horizontaler Polarisation stärker ausgeprägt, da wegen der niedrigeren Emissivität des Ozeans auch weniger Strahlung durch die Wolken absorbiert werden kann. Bei 85.5 GHz nehmen wegen der höheren optischen Dicke der Wolken sowohl die Emission als auch die Absorption der vom Ozean emittierten Strahlung sehr viel stärker zu. Wegen der ebenfalls höheren Emissivität des Ozeans gleichen sich beide Effekte jetzt aber fast aus. Mit zunehmendem LWP wird ein immer größerer Teil der von der Wolke und der darunterliegenden Atmosphäre in Richtung der Ozeanoberfläche emittierten und dort reflektierten Strahlung wieder von der Wolke absorbiert. Dies hat insgesamt eine leichte Abnahme der Strahlungstemperatur am Oberrand der Atmosphäre zur Folge.

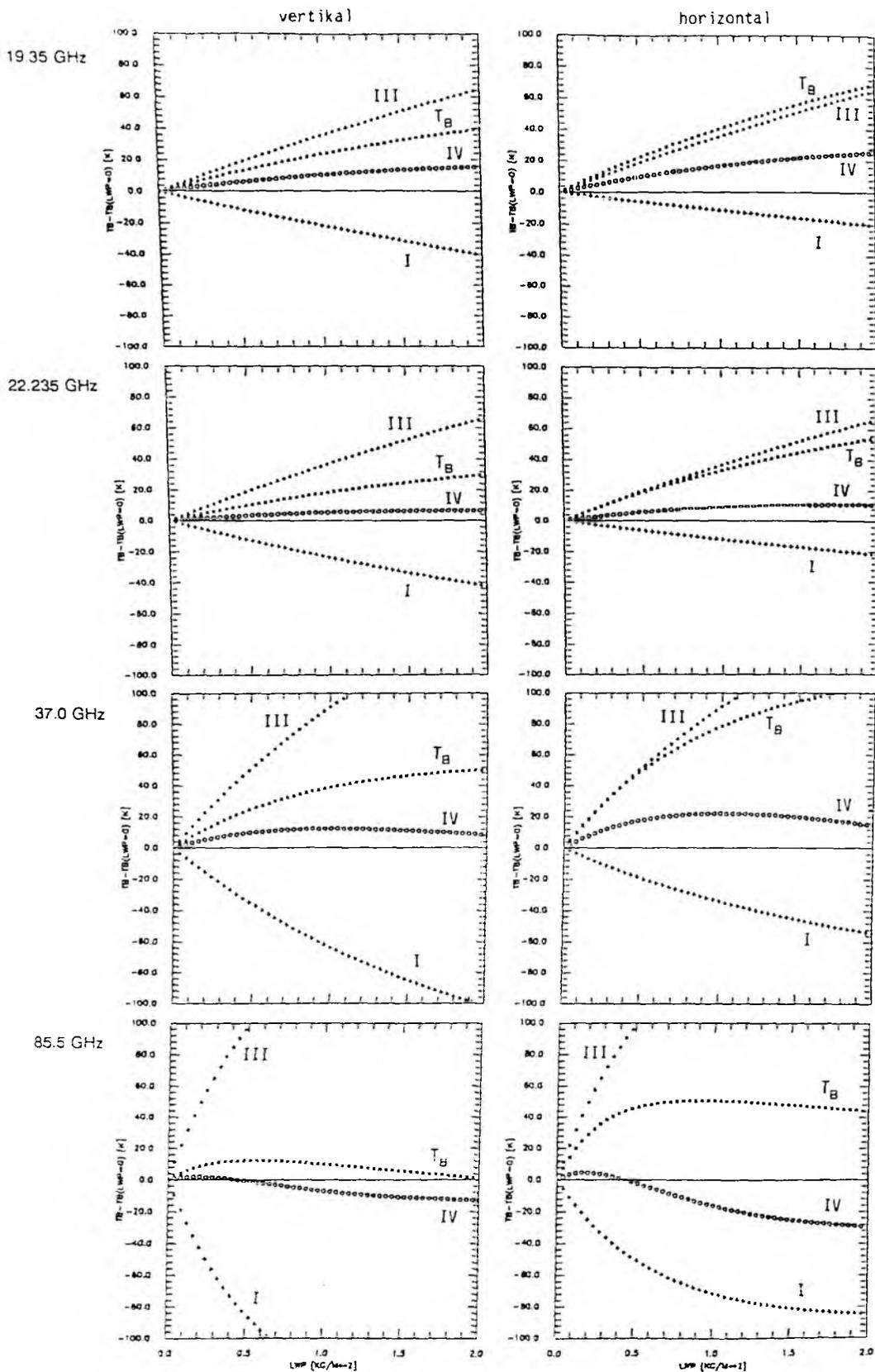


Abbildung 3.7: Änderung der Strahlungstemperatur am Atmosphärenoberrand $T_B(x)$ in Abhängigkeit vom LWP für eine Wolke zwischen 3 und 5 km Höhe bei 50° Blickwinkel in vertikaler (links) und horizontaler (rechts) Polarisation. Dargestellt sind außerdem die drei wichtigsten Komponenten der Strahlungstransportgleichung (+ Term I, * Term III und o Term IV aus Gl.(3.9)).

3.4.1.2 Wolkenhöhe und Wolkendicke

Die Strahlungstemperatur am Oberrand der Atmosphäre ändert sich bei gleichbleibendem Flüssigwassergehalt zusätzlich auch in Abhängigkeit von der Höhe und der geometrischen Dicke der Wolken. Bei der Höhenabhängigkeit der Strahlungstemperatur der Wolke $T_B = \epsilon \cdot T$ sind zwei Effekte zu berücksichtigen. Einmal die Abnahme der thermodynamischen Temperatur T der Wolke mit der Höhe und zum anderen die Temperaturabhängigkeit der Wolkenemissivität ϵ über den Absorptionskoeffizienten. Da sich die Temperaturabhängigkeit des Absorptionskoeffizienten (Abb.3.3) mit der Frequenz ändert, ist auch die Änderung der Strahlungstemperatur mit der Wolkenhöhe frequenzabhängig.

Die Änderung der drei wichtigsten Anteile der Strahlungstransportgleichung mit der Höhe der Wolkenobergrenze bei gleichbleibender Wolkendicke von 3 km ist in Abb.3.8 dargestellt. Für Frequenzen unterhalb von 30 GHz nimmt die Strahlungstemperatur am Oberrand der Atmosphäre mit der Wolkenhöhe zu. Der Grund dafür ist die starke Zunahme der Wolkenemissivität, die bei weitem die Abnahme der Wolkentemperatur überwiegt. Bei 37 GHz zeigt sich für niedrige Wolken ein ähnliches Verhalten, mit zunehmender Höhe beginnt aber eine Abnahme der Strahlungstemperatur, da dann der Effekt der Abnahme der thermodynamischen Temperatur dominiert. Für Frequenzen oberhalb von ca. 80 GHz verringert sich die Temperaturabhängigkeit des Absorptionskoeffizienten und kehrt sich schließlich sogar um. Dann bewirkt eine Zunahme der Wolkenhöhe eine Abnahme der Emission der Wolke. Dieser Effekt überwiegt den der Verringerung der Absorption der vom Ozean emittierten Strahlung. Insgesamt nimmt die Strahlungstemperatur am Oberrand der Atmosphäre bei diesen Frequenzen also mit zunehmender Wolkenhöhe ab.

Abb. 3.9 zeigt zusammenfassend die Änderung der Strahlungstemperatur mit der Höhe der Wolkenobergrenze und der Wolkendicke. Für alle Frequenzen bewirkt eine gleichzeitige Zu- oder Abnahme von Obergrenzenhöhe und Wolkendicke, bei der die Position des Wolkenmittelpunktes konstant bleibt, nur eine kleine Änderung der Strahlungstemperatur. Aus der Abb. 3.9 wird auch deutlich, daß die 37 GHz-Kanäle wegen ihrer geringen Abhängigkeit von der Wolkenhöhe zur Bestimmung des LWP am besten geeignet sind. In den 85 GHz-Kanälen kann dagegen eine höhere Strahlungstemperatur sowohl durch einen höheren LWP als auch durch eine niedrigere Wolkenobergrenze hervorgerufen

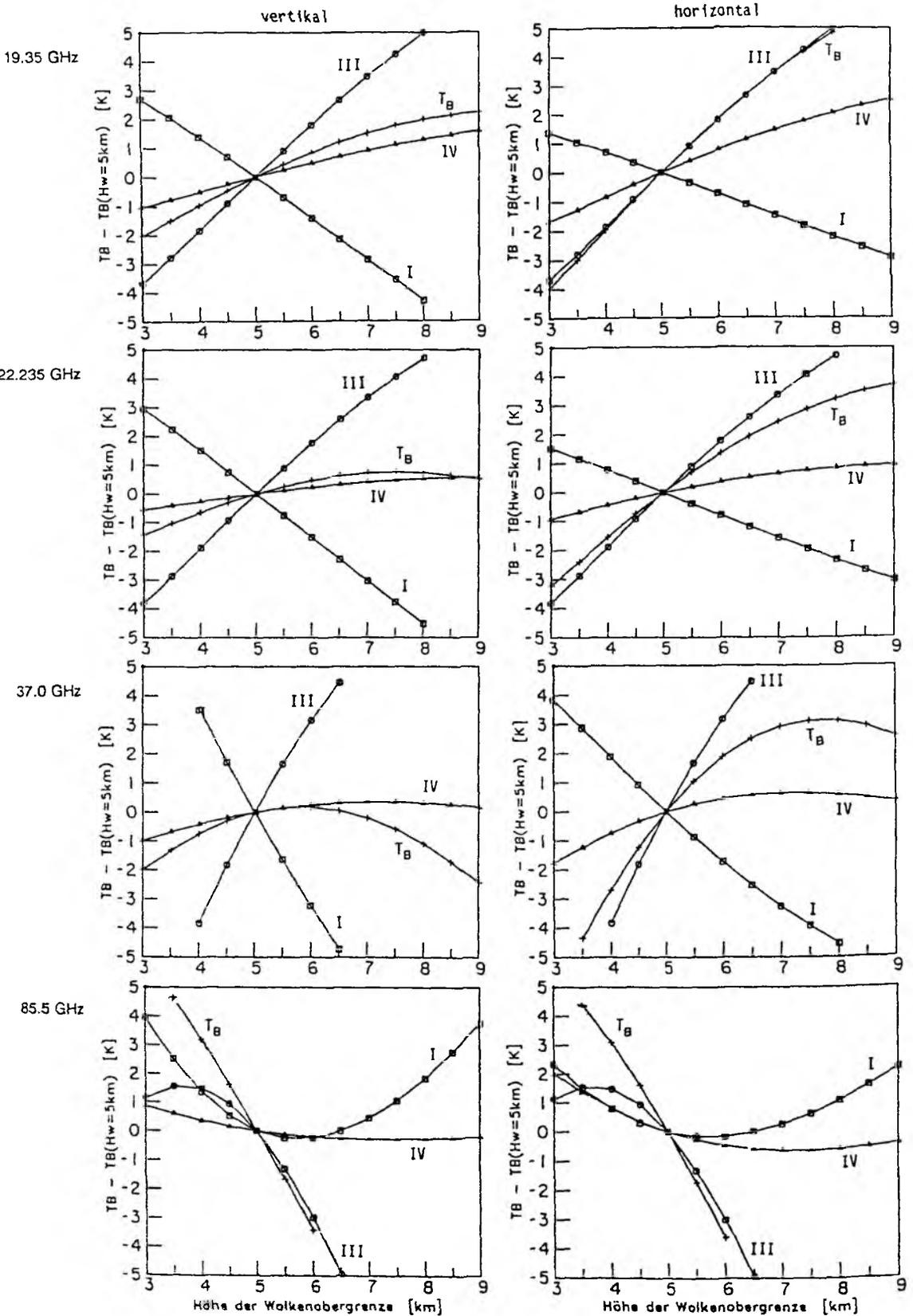


Abbildung 3.8: Abhängigkeit der Strahlungstemperatur am Atmosphärenoberrand T_B (+) von der Höhe der Wolkenobergrenze bei gleichbleibender Wolkendicke, $LWP = 0.5 \text{ kg/m}^2$, bei 50° Blickwinkel in vertikaler (links) und horizontaler (rechts) Polarisation. Dargestellt sind außerdem die drei wichtigsten Komponenten der Strahlungstransportgleichung (\square Term I, \circ Term III und Δ Term IV aus Gl.(3.9)).

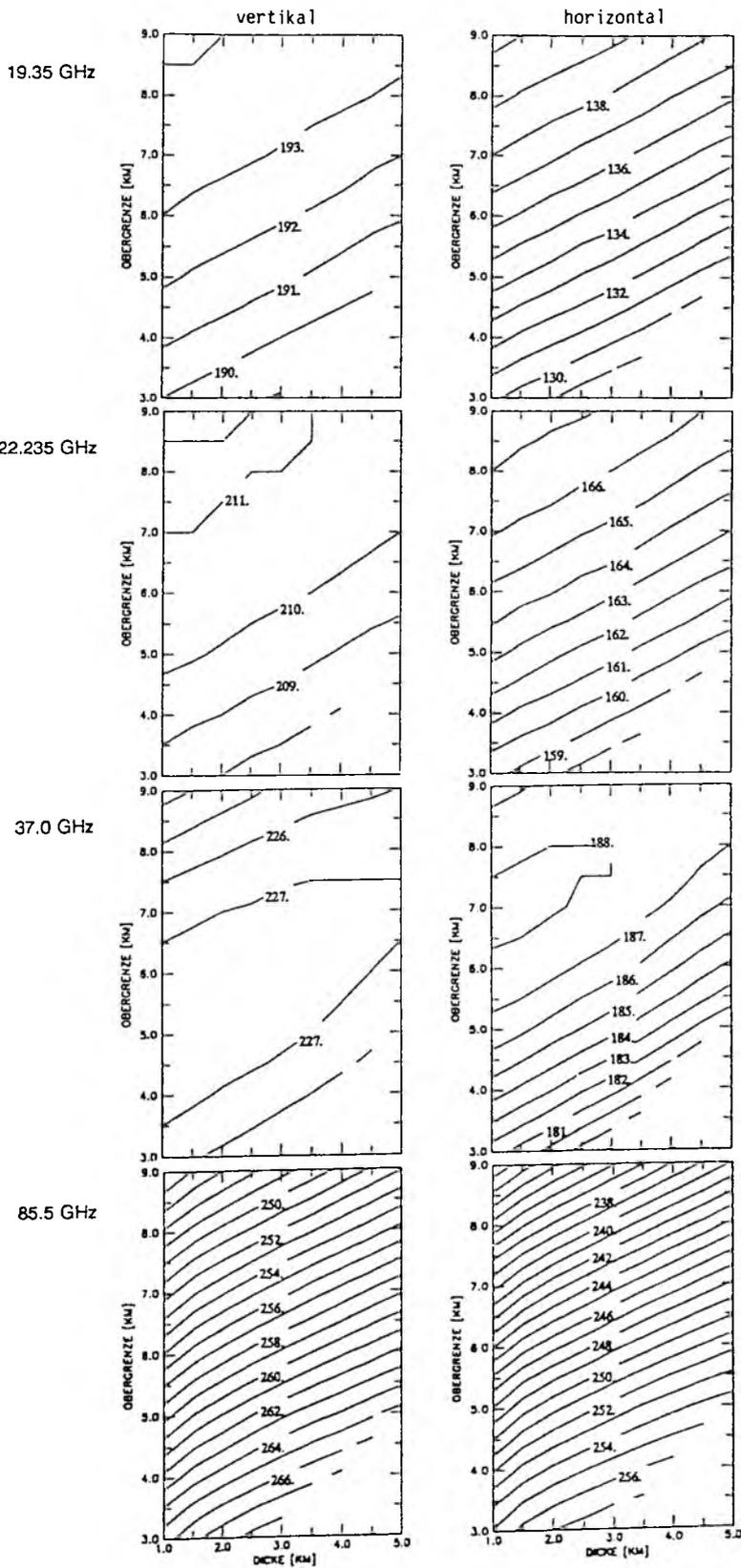


Abbildung 3.9: Abhängigkeit der Strahlungstemperatur am Oberrand der Atmosphäre von Wolkenobergrenze und Wolkendicke (LWP = 0.5 kg/m^2) bei 50° Blickwinkel in vertikaler (links) und horizontaler (rechts) Polarisation.

werden. Die Abhängigkeit der Strahlungstemperatur von Wolkenhöhe ändert sich auch mit Wolkenwassergehalt selber; bei niedrigem LWP ist auch die Höhenabhängigkeit gering.

Bei Verwendung sowohl der niedrigen als auch der höheren Frequenzen müßte sich zumindest für Wolken mit hohem Flüssigwassergehalt zusätzlich auch die Position der Wolkenmitte ableiten lassen. Die Untersuchungen mit Radiosondenprofilen, in denen der LWP nach (2.5) parametrisiert wurde, und den modellierten Strahlungstemperaturen zeigen jedoch keinen eindeutigen Zusammenhang. Daran wird deutlich, daß die Verwendung einer unrealistischen Wolkenparametrisierung, bei der eine Wolke mit konstantem LWC und zufällig festgelegter Ober- und Untergrenze vorgegeben und damit keine Rücksicht auf die natürliche Korrelation zwischen Wassergehalt, Wolkenobergrenze und Atmosphärenprofil genommen wird, einen gesuchten Zusammenhang nur vortäuschen kann. Bei der Algorithmenentwicklung müssen also möglichst realistische LWC-Profile verwendet werden, da sonst die eigentliche Information überdeckt werden kann.

Im Vergleich zur Abhängigkeit der Strahlungstemperatur am Oberrand der Atmosphäre vom Flüssigwassergehalt der Wolken ist der Einfluß der Wolkenhöhe nur von untergeordneter Bedeutung.

3.4.2 Infraroter Spektralbereich

Im infraroten Spektralbereich beeinflussen Wolken den Strahlungstransport hauptsächlich durch die Absorption bzw. Emission. Die Streuung an Wolkentropfen hat hingegen nur einen geringen Einfluß und kann deshalb vernachlässigt werden (Paltridge und Platt, 1976).

Die Wolken absorbieren die vom Erdboden emittierte Strahlung und strahlen gemäß dem Planckschen Gesetz entsprechend ihrer Temperatur aus.

Das Emissionsvermögen ϵ und die Transmission τ einer Wolke sind bei Vernachlässigung der Streuung gegeben durch:

$$(3.20) \quad \tau = e^{-\frac{\delta}{\cos \theta}} \quad , \quad \epsilon = 1 - \tau$$

Unter der Annahme einer vertikal homogenen Wolke gilt für die optische Dicke:

$$(3.21) \quad \delta = \int_{z_b}^{z_t} \sigma_a dz = \int_{z_b}^{z_t} k_a LWC dz = k_a LWP$$

Damit ergibt sich folgende Beziehung zwischen dem Emissionsvermögen und dem Wassergehalt:

$$(3.22) \quad \epsilon = 1 - e^{-\frac{k_a}{\cos \theta} LWP}$$

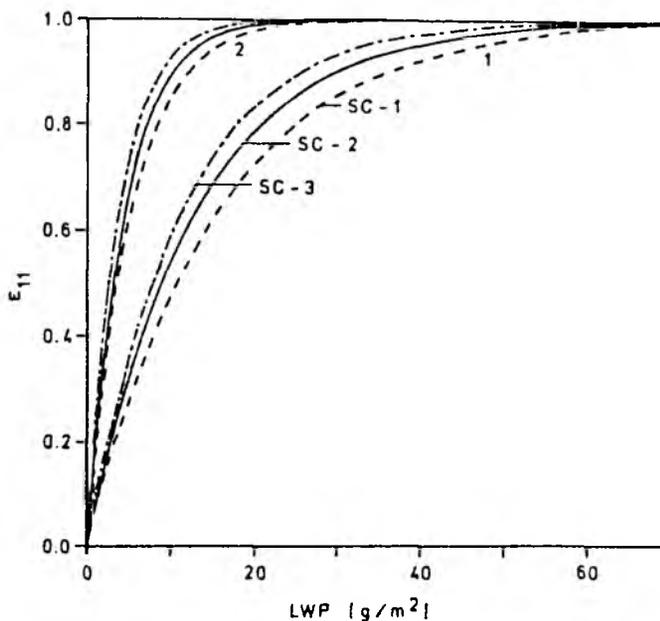


Abbildung 3.10: Emissionsvermögen einer Wolke bei $11\mu m$ in Abhängigkeit von LWP für verschiedene Tropfergrößenverteilungen bei 0° (1) und 70° (2) Satellitenzenitwinkel (aus Simmer, 1983).

Über den Absorptionskoeffizienten ist das Emissionsvermögen im Infraroten außer vom LWP auch noch von der Tropfengrößenverteilung und der Wellenlänge abhängig. Das Emissionsvermögen einer Wolke erreicht schon bei niedrigen Wassergehalten den Wert 1 (Abb.3.10). Der größte Teil der Wolken wirkt also im Infrarot als Schwarzkörper und die Strahlungstemperatur am Oberrand der

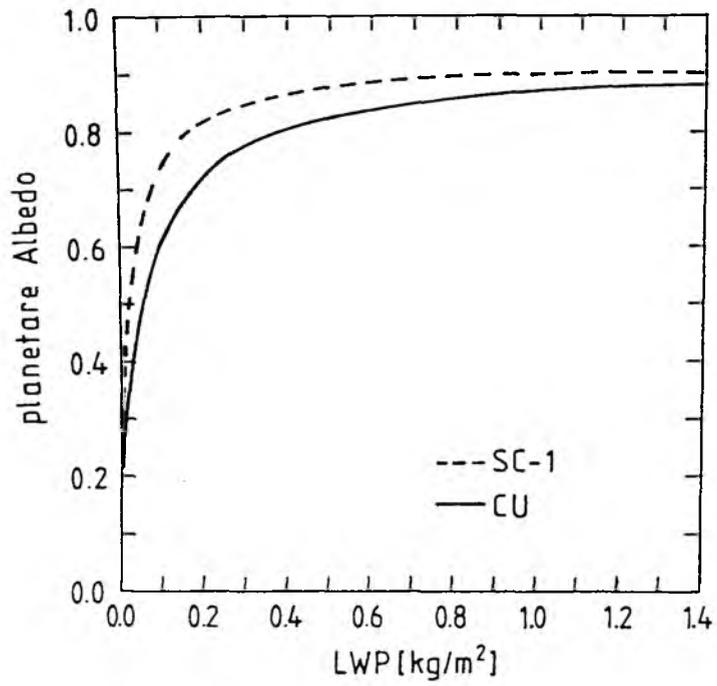


Abbildung 3.12: Planetare Albedo in Abhängigkeit von LWP für verschiedene Tropfengrößenverteilungen.

4 Datenmaterial

4.1 Mikrowellenbeobachtungen

4.1.1 Satellitenradiometer

In dieser Arbeit wurden Messungen der Mikrowellenradiometer SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*) und SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*) ausgewertet.

Das SSM/I befindet sich an Bord des polarumlaufenden Satelliten DMSP-F8 (*Defense Meteorological Satellite Program*), der bei seinem sonnensynchronen Orbit den Äquator jeweils um 6:12 und 18:12 Lokalzeit in aufsteigender bzw. absteigender Richtung überfliegt. Abb.4.1 zeigt die Scan-Geometrie des entgegen der Flugrichtung blickenden SSM/I.

Das SMMR war bis Juli 1987 auf dem ebenfalls polarumlaufenden Satelliten Nimbus-7 in Betrieb.

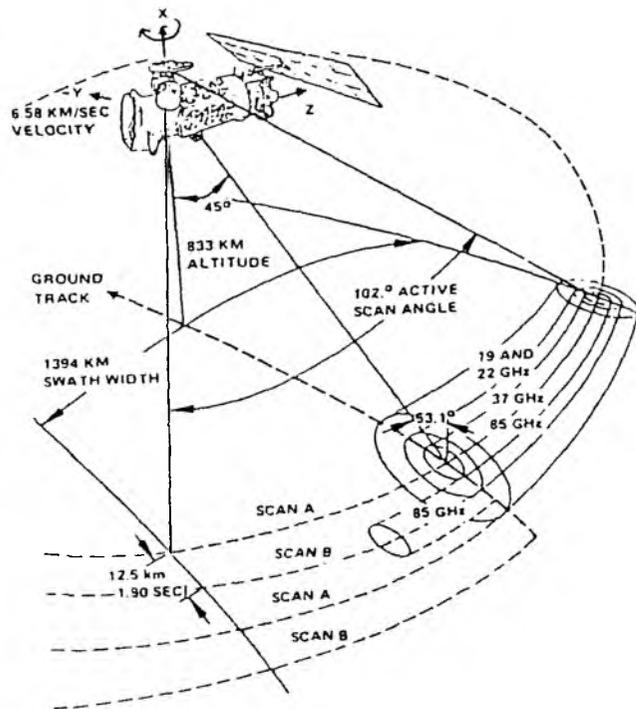
Das SSM/I hat einige Vorteile gegenüber dem SMMR. So ist die während jedes Scans vorgenommene Kalibration des SSM/I wesentlich zuverlässiger als die des SMMR, die aus Labormessungen gewonnen wurde (Swanson und Riley, 1980) und die sich während der Betriebszeit des Radiometers änderte (Wentz, 1988). Darüberhinaus zeigen die SMMR-Messungen systematische Unterschiede zwischen Tag- und Nachtwerten, die durch die unterschiedliche Erwärmung des Instruments verursacht werden (Crewell, 1991). Zum anderen ist die zeitliche und räumliche Überdeckung der Erde durch das SSM/I besser. Das SMMR war nur jeden 2. Tag in Betrieb und seine Scan-Breite war nur halb so groß wie die des SSM/I. SMMR-Daten wurden trotzdem verwendet, da wegen des Mittag-orbits von Nimbus-7 eine Kombination mit Messungen im solaren Kanal von METEOSAT möglich ist. Beide Radiometer haben Kanäle im Bereich der Wasserdampf-Absorptionslinie (19.35 und 22.235 GHz bzw. 18 und 21 GHz) und im atmosphärischen Fenster bei 37 GHz. SSM/I hat als erstes Radiometer zusätzlich auch zwei Kanäle bei 85.5 GHz, die eine bessere räumlich Auflösung bieten und besonders geeignet zur Regenerkennung sind (z.B. Spencer et al., 1989). Leider funktionierten diese Kanäle nur bis 1988 (vertikale Polarisation) bzw. bis 1990 (horizontale Polarisation). Das SMMR hat hingegen Kanäle bei den Frequenzen 6.6 und 10.7 GHz, die wegen der großen Transmission der Atmosphäre in diesen niedrigen Frequenzen besonders zur Fernerkundung der Erdoberfläche geeignet sind. In der Tabelle 4.1 sind die

wichtigsten Eigenschaften beider Radiometer aufgeführt. Detaillierte Beschreibungen finden sich für SSM/I bei Wentz (1988) und für SMMR bei Gloersen und Barath (1977).

Tabelle 4.1: Übersicht über die wichtigsten Eigenschaften der Mikrowellenradiometer SMMR und SSM/I.

Radiometer	SMMR	SSM/I
Satellit	Nimbus-7	DMSP-F8
in Betrieb	Okt. '78 - Juli '87	seit Juni 1987
Höhe des Orbits	955 km	833 km
Äquatorüberflug Lokalzeit	11:51 aufsteigend 23:51 absteigend	6:12 aufsteigend 18:12 absteigend
Satellitenblickwinkel	50°	53.3°
Scan-Breite	780 km	1394 km
Scan-Typ	konisch	konisch
Frequenzen [GHz]	6.6 10.7 18 21 37	19.35 22.235 37 85.5
Polarisation	VH VH VH VH VH	VH V VH VH
räuml. Auflösung		
6.6 GHz	171 km x 157 km	-
10.7 GHz	111 km x 94 km	-
18.0 GHz	68 km x 67 km	-
19.35 GHz	-	69 km x 43 km
21.0 GHz	60 km x 56 km	-
22.235 GHz	-	50 km x 40 km
37.0 GHz	35 km x 34 km	37 km x 29 km
85.5 GHz	-	15 km x 13 km

(a)



(b)

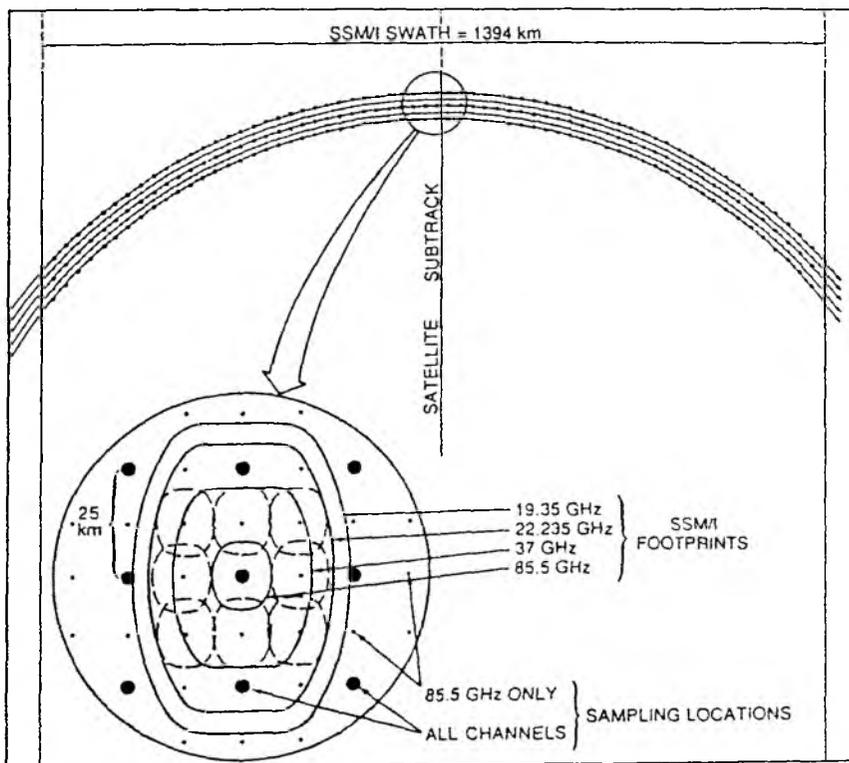


Abbildung 4.1: Orbit- und Scangeometrie des SSM/I (a) aus Hollinger et al. (1987) und (b) aus Spencer et al. (1989).

4.1.2 Bodengebundenes Radiometer

Zur Verifizierung der aus SSM/I-Daten abgeleiteten Wolkenwassergehalte wurden im Rahmen des ICE'89 (*Internationales Cirrus Experiment*) an Bord des Forschungsschiffes Poseidon Messungen mit einem bodengebundenen Mikrowellenradiometer durchgeführt. Das Radiometer wurde uns dankenswerterweise vom Meteorologischen Institut der Universität Hamburg zur Verfügung gestellt. Während des Experimentes wurde das Schiff in der zentralen Nordsee eingesetzt (vergl. Abb. 4.3c). Kontinuierliche Messungen des Mikrowellenradiometers liegen für den Zeitraum vom 1. bis 18. Oktober 1989 vor.

Das Radiometer mißt die Strahlungstemperatur bei 33 GHz, also im Bereich des atmosphärischen Fensters. Damit sind die Messungen in erster Linie ein Maß für den Wolkenwassergehalt. Das Instrument ist schwenkbar, so daß Beobachtungen bei verschiedenen Zenitwinkeln möglich sind. An Hand von Modellrechnungen wurde, um ein möglichst deutliches Signal zu erhalten, für die Messungen ein Zenitwinkel von 65° gewählt.

Die räumliche Auflösung der Radiometermessungen ist abhängig von der Entfernung der Wolke. Für Wolkenhöhen zwischen 500 m und 5000 m nimmt die Auflösung bei einem Öffnungswinkel von 3° Werte zwischen 30 und 300 m an. Die während des ICE'89 gemessenen Strahlungstemperaturen weichen über lange

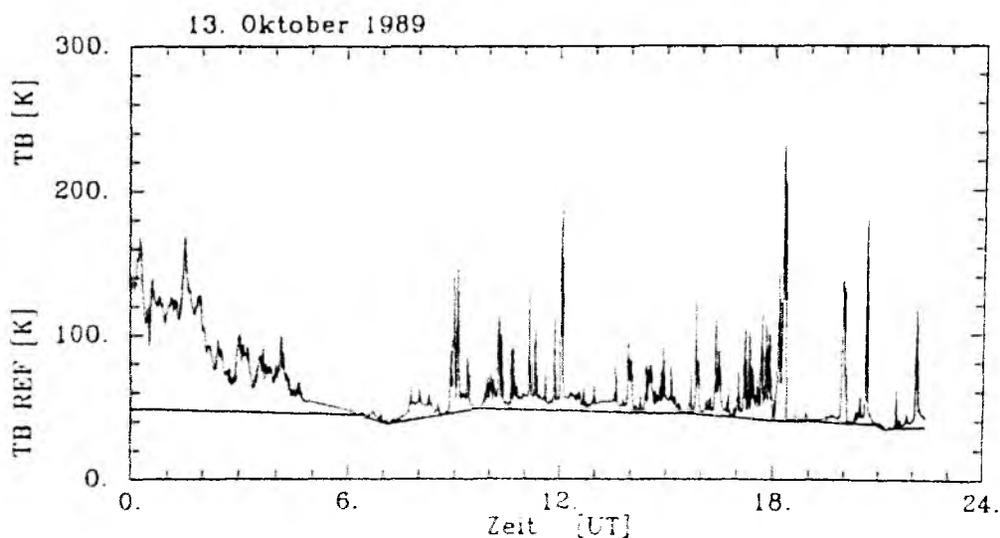


Abbildung 4.2: Mit dem bodengebundenen Radiometer gemessene Strahlungstemperatur bei 33 GHz für den 13. Oktober 1989. Ebenfalls eingezeichnet ist die wolkenfreie Referenztemperatur $T_{B \text{ Ref}}$ (dicke Linie).

Zeiträume von den theoretisch erwarteten Werten ab. Ein Grund dafür liegt in den Schwankungen der Eigentemperatur des Radiometers, die offensichtlich zu einer Beeinflussung des Meßsignals führen. Eine Auswertung des absoluten Radiometersignals ist also nicht möglich. Aus diesem Grund beruht die Auswertung auf der Differenz zwischen den Strahlungstemperaturen für eine wolkenfreie und eine bewölkte Atmosphäre. Die wolkenfreien Fälle wurden durch die verglichen mit den bewölkten Fällen wesentlich geringere Variabilität der Strahlungstemperatur identifiziert. Bei wolkenfreien Bedingungen wird das Radiometersignal nur noch vom Gesamtwasserdampfgehalt beeinflusst, dieser ändert sich aber vergleichsweise langsam. Die lineare Interpolation zwischen den als wolkenfrei identifizierten Zeiträumen liefert eine Referenztemperatur, von der angenommen wird, daß sie die wolkenfreie Atmosphäre repräsentiert. Abb.4.2 zeigt für den 13. Oktober 1989 die gemessene Strahlungstemperatur und die Referenztemperatur.

4.2 METEOSAT-Daten

Der geostationäre Satellit METEOSAT ist über dem Äquator bei 0° geographischer Länge positioniert. Das Radiometer von METEOSAT mißt in den folgenden drei Spektralbereichen:

- im solaren Bereich (0.4 - 1.1 μm)
- im thermischen Infrarotbereich (10.5 - 12.5 μm)
- im infraroten Bereich des Wasserdampfabsorptionsbandes (5.7 - 7.1 μm)

Die Erde wird alle 30 Minuten von Süden nach Norden und von Osten nach Westen abgetastet. Die räumliche Auflösung beträgt am Subsatellitenpunkt ca. 5 km im Infrarot- und Wasserdampfkanal und ca. 2.5 km im solaren Kanal. Über der Nordsee ist die Auflösung entsprechend schlechter mit ca. 10 km bzw. 5 km. Die Messungen liegen in Form von Grauwerten vor. Sie haben eine Auflösung von 64 Graustufen im solaren Kanal und von 256 Graustufen im Infrarotkanal.

In dieser Arbeit wurden Messungen von METEOSAT-2 aus dem Juli 1983 und von METEOSAT-4 aus dem Oktober 1989 verwendet. Die Kalibration des Infrarotkanals von METEOSAT-4 wies im Oktober 1989 eine starke Drift auf, so daß für die Umrechnung der Grauwerte in Strahldichten fast für jeden Tag neue Koeffizienten angegeben wurden.

4.3 Radiosondenaufstiege

Den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Strahlungstransportrechnungen liegen Radiosondenaufstiege aus dem Atlantik und der Nordsee zugrunde (Abb.4.3). Flüssigwasserprofile wurde nach dem modifizierten adiabatischen Ansatz (Kap.2.2.2) parametrisiert (Tab.4.2).

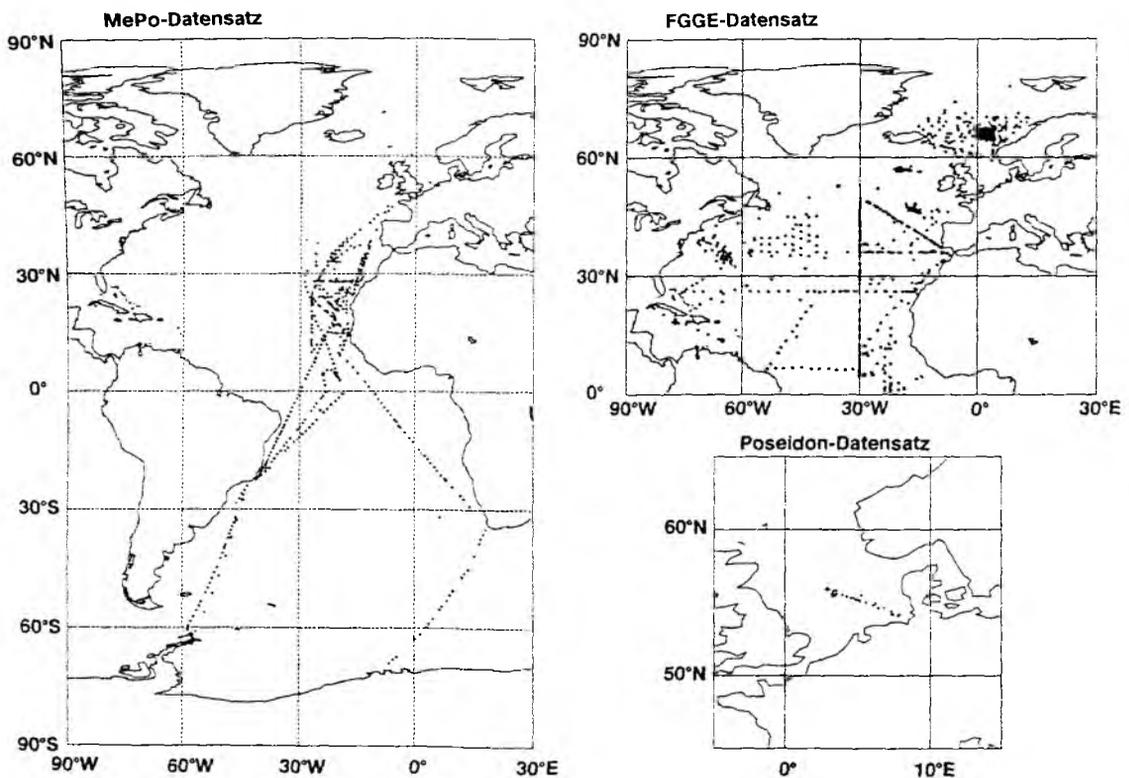


Abbildung 4.3: Position der Radiosondenaufstiege für den (a) Meteor/Polarstern-, (b) FGGE- und (c) Poseidon-Datensatz.

Die im Meteor/Polarstern-Datensatz (MePo) zusammengefaßten Aufstiege stammen von Reisen der Forschungsschiffe Meteor und Polarstern im gesamten Atlantik aus den Jahren 1982 bis 1986. Dieser Datensatz enthält keine Angaben über den Bodenwind. Deshalb wurden zwei Datensätze mit zufälligen Windgeschwindigkeiten erzeugt, die Normalverteilungen im Bereich 0-12 m/s bzw. 0-20 m/s entsprechen.

Der FGGE-Datensatz besteht aus Profilen, die während des *First GARP (Global Atmospheric Research Program) Global Experimentes* (FGGE) von April bis

Oktober 1979 im Bereich des Nordatlantik an Bord von Wetter- und Forschungsschiffen gemessen wurden. Zusätzlich zu den Aufstiegen wurden synoptische Beobachtungen durchgeführt. Aufstiegs- und Beobachtungstermine waren jeweils 0 und 12 UT.

Im Rahmen des ICE'89 (im September und Oktober 1989) wurden auf dem Forschungsschiff Poseidon in der zentralen Nordsee und auf der Insel Helgoland stündliche synoptische Beobachtungen und Radiosondenaufstiege sowohl zu den Terminen 0 und 12 UT als auch zeitgleich mit den Überflügen des DMSP durchgeführt (Fuhrhop et al., 1990).

Tabelle 4.2: Übersicht über die statistischen Eigenschaften des in den Atmosphärenprofilen parametrisierten Flüssigwassergehaltes. Für die modellierten Wolken gilt $0 < \text{LWP} \leq 0.5 \text{ kg/m}^2$ und für die modellierten Regenwolken $\text{LWP} > 0.5 \text{ kg/m}^2$. Mittelwert und Standardabweichung σ des LWP beziehen sich auf die Wolkenfälle. Der Gesamt-Datensatz setzt sich zusammen aus den FGGE-, Poseidon-, Helgoland- und den beiden Meteor/Polarstern-Datensätzen.

Datensatz	Anzahl	Anzahl mit Wolken	Anzahl mit Regen	LWP-Mittel in kg/m^2	$\sigma(\text{LWP})$ in kg/m^2
MePo	479	182	20	0.104	0.119
FGGE	1995	530	192	0.139	0.135
Poseidon	74	29	3	0.135	0.137
Helgoland	60	28	4	0.134	0.136
Gesamt	3087	951	239	0.126	0.130

5 Algorithmenentwicklung

5.1 Bestimmung des Flüssigwassergehaltes aus Mikrowellenmessungen

5.1.1 Grundlagen und Methoden

Grundlage für die Bestimmung des Flüssigwassergehaltes aus Mikrowellenmessungen ist eine zuerst von Staelin (1966) vorgestellte bispektrale Methode im niederfrequenten Bereich (Frequenzen unterhalb von 40 GHz). Die Methode beruht auf dem unterschiedlichen spektralen Verhalten der Absorption durch Wasserdampf und Flüssigwasser in diesem Frequenzbereich. Während der Wasserdampf eine Absorptionslinie bei 22.235 GHz hat, nimmt die Absorption durch Flüssigwasser kontinuierlich mit der Frequenz zu. Simultane Messungen der Strahlungstemperatur nahe der Wasserdampfabsorptionslinie und bei einer deutlich höheren, im Bereich des atmosphärischen Fensters gelegenen Frequenz erlauben somit die gleichzeitige Bestimmung des Gesamtwasserdampfgehaltes und des Wolkenwassers. Diese Methode wurde zunächst von Toong und Staelin (1970) bei der Fernerkundung vom Boden aus angewendet, bildete später aber auch die Grundlage für die Auswertung von Satellitenmessungen (z.B. Grody, 1976; Staelin et al., 1976). Voraussetzung bei der Fernerkundung vom Satelliten aus ist ein geringes und relativ konstantes Signal der Oberfläche. Da diese Forderung aber nur für Ozeanoberflächen ausreichend erfüllt ist, bleibt die Methode auf diesen Bereich beschränkt.

Die am Oberrand der Atmosphäre bei verschiedenen Frequenzen gemessenen Strahlungstemperaturen sind Funktionen zahlreicher geophysikalischer Variablen, von denen einige (z.B. Temperatur, Feuchte und Flüssigwasser) zusätzlich auch noch Funktionen der Höhe sind. Die Anzahl der Freiheitsgrade dieses Problems übersteigt also bei weitem die Anzahl der unterscheidbaren Messungen. Damit ist eine eindeutige Bestimmung der geophysikalischen Parameter aus der Strahlungstransportgleichung nicht möglich und eine Lösung kann nur durch Approximationen in der Strahlungstransportgleichung oder unter Verwendung statistischer Methoden erhalten werden. Ein von Wei et al. (1989) durchgeführter Vergleich mehrerer physikalischer und statistischer Methoden zur Bestimmung des LWP aus bodengebundenen Mikrowellenmessungen hat ergeben, daß die berechneten Wassergehalte zwar nicht stark voneinander abweichen, die statistischen Methoden aber genauere

Ergebnisse liefern.

In den meisten Arbeiten wird der Zusammenhang zwischen den zu bestimmenden Parametern und den Strahlungstemperaturen mit Hilfe einer multiplen Regressionsanalyse abgeleitet (z.B. Grody, 1976; Chang und Wilheit, 1970). Grundlage dafür bilden die Ergebnisse von Strahlungstransportrechnungen für verschiedene Atmosphären- und Erdoberflächenzustände; gleichzeitige Messungen von geophysikalischen Parametern und Strahlungstemperaturen existieren entweder gar nicht (z.B. beim LWP) oder nicht in ausreichendem Maße (z.B. beim Gesamtwasserdampfgehalt).

Die Vorgehensweisen der einzelnen Arbeitsgruppen bei der Ableitung der Algorithmen unterscheiden sich hauptsächlich in der vorgegebenen Form der Bestimmungsgleichung und in den statistische Eigenschaften der Eingangsdatensätze.

Für die vorzuziehende Form der Gleichungen werden sowohl physikalisch begründete als auch rein empirisch gewonnene Ansätze verwendet. Bei den physikalischen Ableitungen wird die Strahlungstransportgleichung durch verschiedene Approximationen in eine einfache Form gebracht, die explizit den Zusammenhang zwischen den gesuchten und den meßbaren Größen liefert (Grody et al., 1980; Takeda und Liu, 1987; Greenwald et al., 1992). Im Verlauf der Herleitung wird die Regressionstechnik erst später herangezogen. Physikalische Algorithmen kommen nicht ohne Zusatzinformationen über die geophysikalischen Parameter aus, die einen störenden Einfluß auf die Messungen haben (z.B. SST und Wind).

Die empirischen Algorithmen basieren dagegen allein auf der bestmöglichen Korrelationen zwischen den Strahlungstemperaturen und den zu bestimmenden Parametern (z.B. Alishouse et al., 1991; Schlüssel und Emery (1988) für den Gesamtwasserdampfgehalt). Dabei können die Strahlungstemperaturen sowohl linear als auch in Form komplizierterer Funktionen eingehen. Chang und Wilheit (1979) haben durch eine sehr weitgehende Vereinfachung der Strahlungstransportgleichung einen logarithmischen Zusammenhang zwischen dem LWP und den Strahlungstemperaturen im Bereich zwischen 20 und 40 GHz abgeleitet. Ausgehend von der Annahme, daß die optische Dicke δ annähernd linear mit dem Wolkenwasser verknüpft ist, wird die Strahlungstransportgleichung (3.9) für eine Atmosphäre, die nur aus einer einzigen Schicht mit der

Temperatur T besteht, approximiert. Der Untergrund hat die Emissivität ϵ und ebenfalls die Temperatur T .

$$(5.1) \quad T_B = T (1 - (1-\epsilon) e^{-2\delta})$$

$$\ln(T - T_B) = \ln(T (1-\epsilon)) - 2\delta$$

Da der Unterschied zwischen den Strahlungstemperaturen und der thermodynamischen Temperatur von Atmosphäre und Untergrund wesentlich höher ist als die Änderungen der Strahlungstemperaturen, hängt der Algorithmus nicht entscheidend von T ab. Aus diesem Grund wird T auf einen festen Wert gesetzt, wobei sich $T = 280$ K als geeigneter Wert erwiesen hat. Wird die optische Dicke durch den LWP ausgedrückt, so ergibt sich:

$$(5.2) \quad LWP = f (\ln(280 - T_B))$$

Die als Eingangsparameter für die Strahlungstransportrechnungen benötigten Vertikalprofile von Druck, Temperatur und Feuchte, Wolkenmodelle und Oberflächenvariablen werden von den einzelnen Arbeitsgruppen auf verschiedene Weisen zusammengestellt und haben damit auch unterschiedliche Eigenschaften bezüglich der statistischen Verteilung der geophysikalischen Parameter und deren Korrelation untereinander. Die Güte der statistischen Algorithmen hängt aber entscheidend von der Repräsentativität des verwendeten Datensatzes ab. Beinhaltet der Eingangsdatensatz nur einen bestimmten Teil des Wertebereiches der Atmosphären- und Oberflächenvariablen, so wird der abgeleitete Algorithmus diesen Bereich zwar sehr gut reproduzieren können, für außerhalb liegende Situationen aber u.U. schlechte Ergebnisse liefern. Der Eingangsdatensatz muß also Beobachtungen aus allen Jahreszeiten und Klimaregionen umfassen, um somit ein möglichst weites Spektrum der Atmosphären- und Oberflächenzustände zu repräsentieren, oder eine künstlich erzeugte Kombination aller vorkommenden Werte der Variablen sein. Chang und Wilheit (1979) haben einen solchen synthetische Datensatz erzeugt. Dieser setzt sich aus allen Kombinationsmöglichkeiten verschiedener Standardatmosphären mit einer Reihe von Ozeanoberflächentemperaturen, Windgeschwindigkeiten, Wolkenwassergehalten und Wolkenhöhen zusammen. Der Datensatz umfaßt für jede geophysikalische Variable den maximal zu erwartenden Wertebereich

und läßt nur sehr geringe Korrelationen zwischen den Variablen zu, er schließt damit aber auch unrealistische Kombinationen ein. Die meisten anderen Autoren (z.B. Rosenkranz et al., 1972; Grody, 1972) haben dagegen mehr oder weniger umfangreiche Datensätze verwendet, die sich aus gemessenen Radiosondenaufstiegen und den dazugehörigen Oberflächenparametern zusammensetzen. Durch die Verwendung realistischer Atmosphärenprofile werden die natürlichen Variationen der atmosphärischen Parameter als zusätzliche Informationsquelle ausgenutzt.

Wolken wurden entweder zufällig verteilt in die Atmosphärenprofile eingefügt oder ihre Position wird über die relative Feuchte festgelegt (vergl. Kap.2.2.2). Bei diesen künstlich erzeugten Wolken wurde in den meisten Fällen die Flüssigwasserdichte der Wolken fest vorgegeben und die Variation des Wolkenwassers mit der Höhe wurde nicht berücksichtigt.

Die Vorgehensweise zur Ableitung der Algorithmen ist in einem Flußdiagramm (Abb.5.1) schematisch zusammengefaßt. Ausgangspunkt der Algorithmenentwicklung bilden die in Kap 4.3 beschriebenen 3087 gemessenen Atmosphärenprofile und die dazugehörigen, über den modifizierten adiabatischen Ansatz parametrisierten Flüssigwasserprofile (vergl. Kap 2.2.2). In der realistischeren Parametrisierung des Flüssigwasserprofils liegt ein wesentlicher Unterschied zu anderen Arbeiten. Mit diesem Datensatz wurden Strahlungstransportrechnungen für Frequenzen und Blickwinkel von SSM/I und SMMR durchgeführt. Mittels einer multiplen Regressionsanalyse lassen sich dann aus den modellierten Strahlungstemperaturen und den geophysikalischen Parametern Bestimmungsgleichungen für den Flüssigwassergehalt ableiten.

Nach diesem Schema lassen sich auch Algorithmen für andere geophysikalische Variablen, wie Gesamtwasserdampfgehalt, SST und Wind, ableiten.

Als Maß für die Güte einer Regressionsbeziehung werden die relative erklärte Varianz und der Standardfehler angegeben. Die relative erklärte Varianz gibt das Verhältnis der durch das Regressionsmodell erklärten Varianz zu der Varianz des Eingangsdatensatzes an.

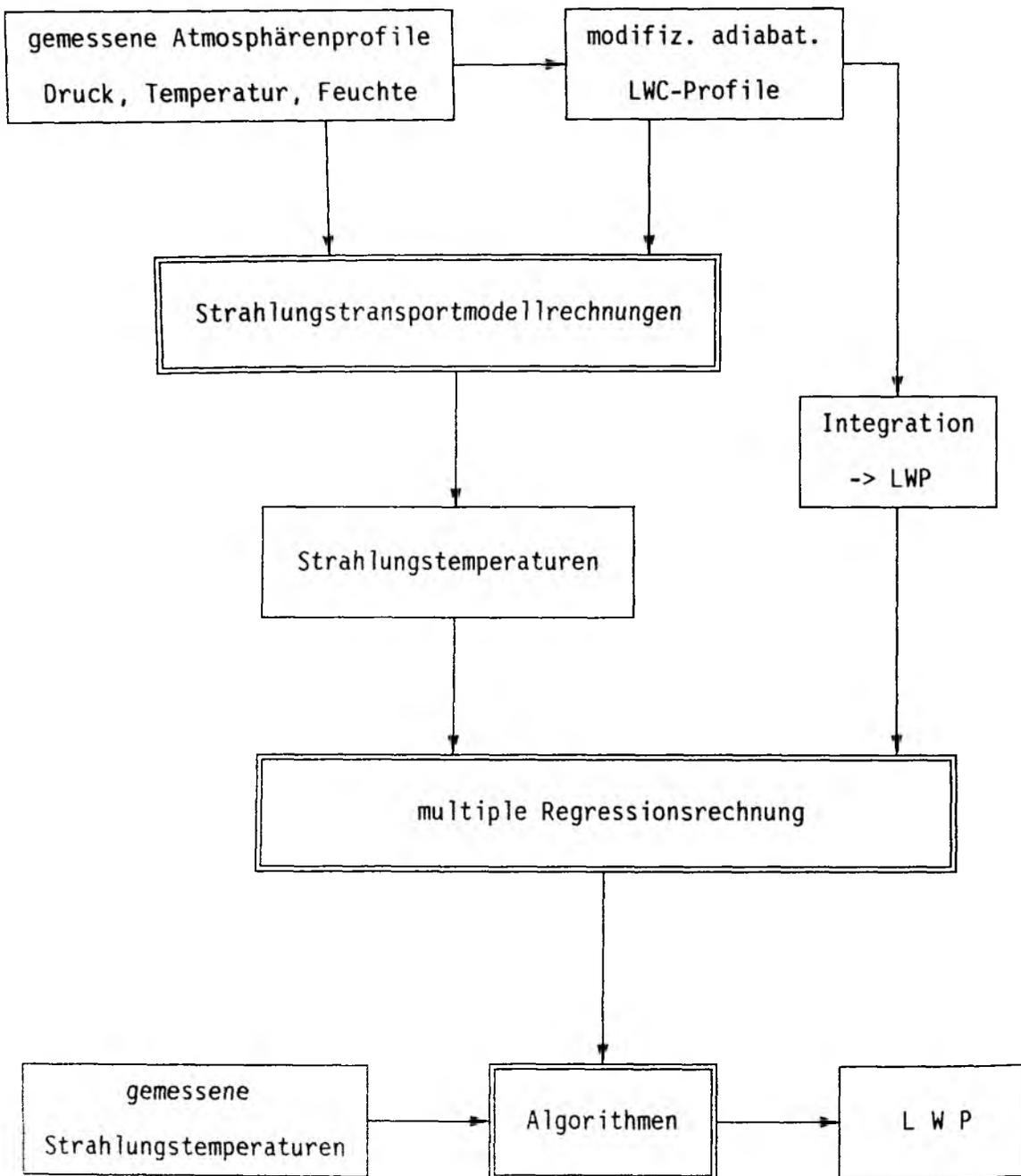


Abbildung 5.1: Flußdiagramm zur Entwicklung und Anwendung von Algorithmen für die Bestimmung des Flüssigwassergehaltes LWP aus Mikrowellenmessungen.

5.1.2 Flüssigwasseralgorithmen

5.1.2.1 Algorithmen für die Satellitenradiometer

a) SSM/I-Radiometer

Der Zusammenhang zwischen LWP und den Strahlungstemperaturen in allen SSM/I-Kanälen ist in Abb.5.2 für den Meteor/Polarstern-Datensatz dargestellt. Dabei zeigt sich, daß insbesondere bei zusätzlicher Kenntnis von W ein deutlicher Zusammenhang zwischen LWP und den Strahlungstemperaturen bei 37 GHz sowohl bei vertikaler als auch horizontaler Polarisation besteht. Erst bei sehr hohem LWP kommt es in beiden Kanälen zu einer Sättigung des Signals. In allen anderen Kanälen ist der Einfluß des LWP nicht von dem anderer geophysikalischer Parameter zu trennen.

Eine Korrelationsanalyse der simulierten Strahlungstemperaturen für SSM/I und der geophysikalischen Parametern LWP, W, SST und Wind zeigt ebenfalls, daß zwischen den 37 GHz Kanälen und dem LWP mit Abstand die höchste Korrelation herrscht (Tab.5.1a). Doch auch der Gesamtwasserdampfgehalt W beeinflusst die Messungen in diesen beiden Kanälen. Der Einfluß der Emissivität der Ozeanoberfläche, die in erster Linie durch die SST, aber auch durch den Wind bestimmt wird, ist dagegen gerade bei 37 GHz am geringsten. Außerdem besteht eine hohe Korrelation aller Kanäle untereinander. Wird der Nicht-linearität des Zusammenhanges zwischen den Strahlungstemperaturen bei 37 GHz und dem LWP durch Verwendung einer logarithmischen Beziehung nach (5.2) Rechnung getragen, so verbessert sich die Korrelation noch um etwa 10% (Tab.5.1b).

Nach dem oben beschriebenen Schema wurden verschiedene Algorithmen zur Bestimmung des LWP abgeleitet. Wie unsere Beobachtungen während des Internationalen Cirrus Experimentes 1989 zeigen, regnet es bereits kräftig aus Wolken, deren LWP höher als 1.0 kg/m^2 ist (vergl. Kap.5.1.3). Da bei regnenden Wolken wenig über das Verhältnis der Anteile von Wolkenwasser und Regen bekannt ist, kann für hohe LWP-Werte kein aussagekräftiger Algorithmus mehr abgeleitet werden. Daher werden bei der Ableitung nur Profile berücksichtigt, bei denen der LWP niedriger als 1.0 kg/m^2 ist. Bei der Anwendung der Algorithmen sind deshalb auch nur für diesen LWP-Bereich ver-

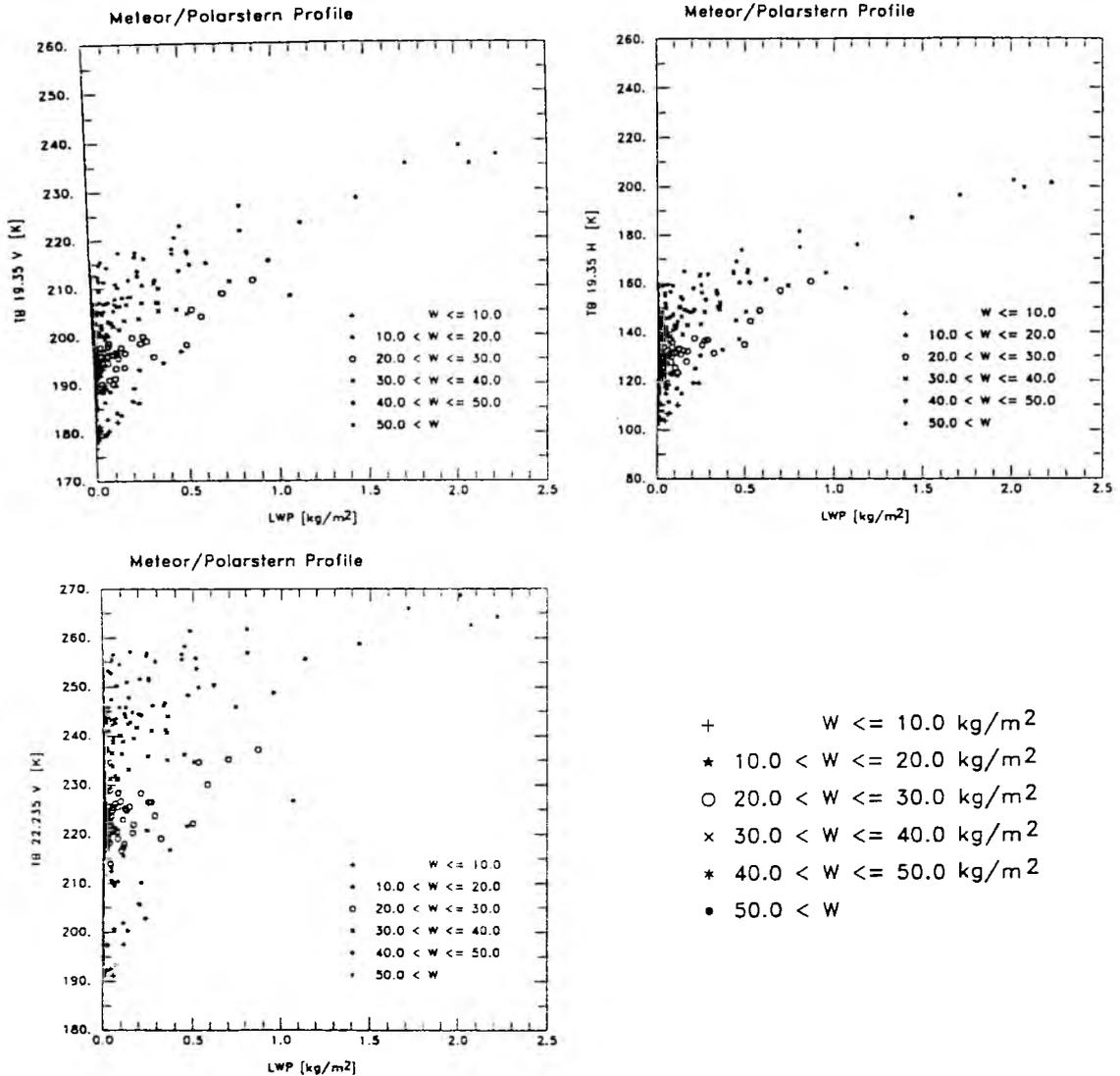


Abbildung 5.2a: Modellierte Strahlungstemperaturen für den Meteor/Polarstern-Datensatz in Abhängigkeit vom Flüssigwassergehalt bei 53.3° Blickwinkel, 19.35 GHz (oben) und 22.235 GHz (unten).

nünftige Ergebnisse zu erwarten. Um zu vermeiden, daß die Regression hauptsächlich von den am häufigsten vorkommenden niedrigen LWP-Werten beeinflusst wird, werden die Daten homogenisiert, d.h. sie werden in 50 LWP-Klassen eingeteilt, die durch Wichtung mit der inversen Klassenhäufigkeit alle die gleiche Anzahl von Messungen repräsentieren. Damit haben bei der Regression alle LWP-Intervalle das gleiche Gewicht.

In Tabelle 5.2 sind verschiedene LWP-Algorithmen zusammengefaßt. Ein Algorithmus, der nur die Strahlungstemperatur bei 37 GHz (vertikale Polari-

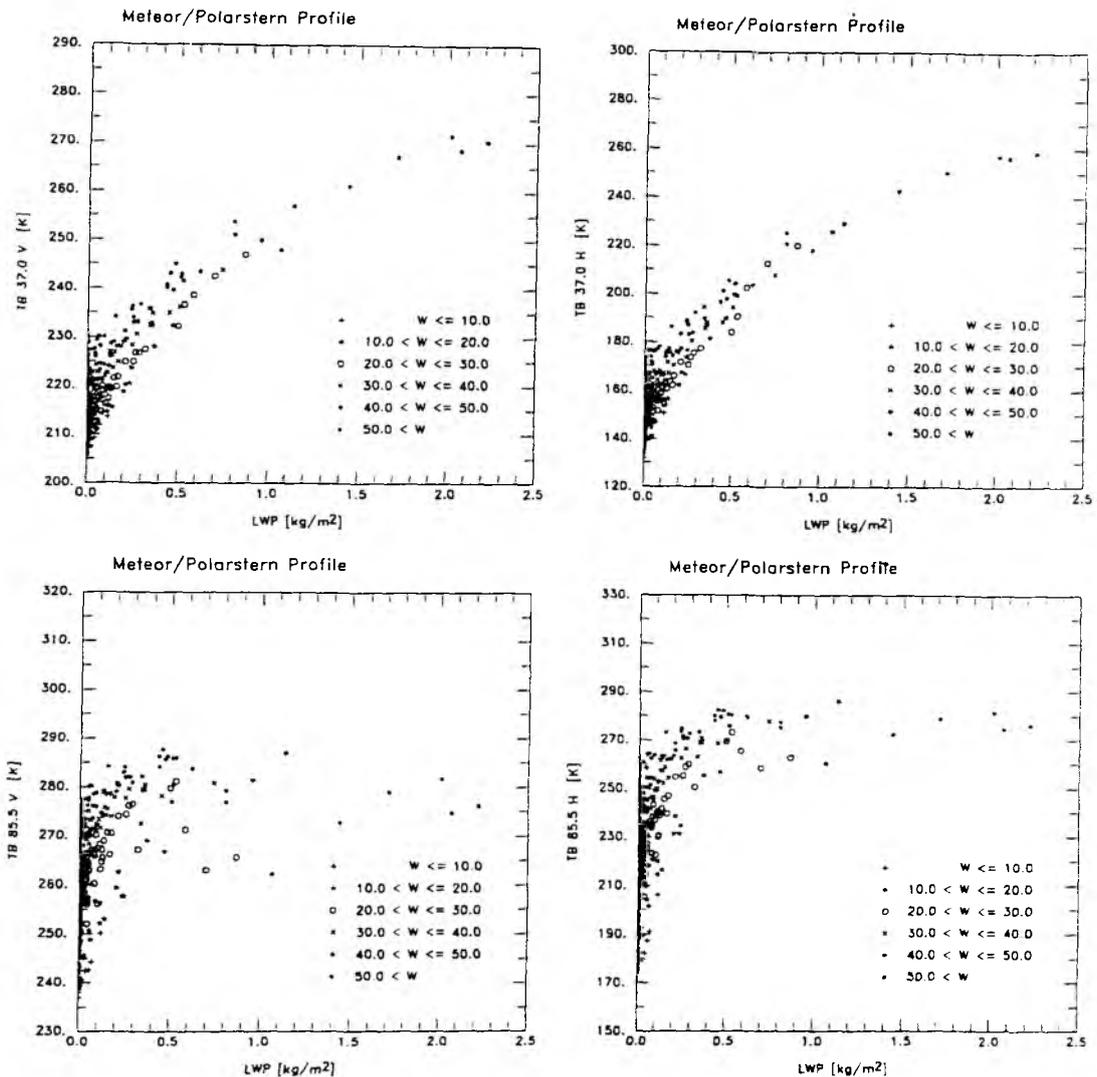


Abbildung 5.2b: wie Abb.5.2a jedoch für 37 GHz (oben) und 85.5 GHz (unten).

sation) enthält, erklärt also bereits 85.6% der Varianz und bestimmt den LWP mit einer Genauigkeit von 0.127 kg/m². Eine erhebliche Verbesserung ergibt sich, wenn durch Hinzunahme von TB_{22V} der Einfluß von W auf die LWP-Bestimmung mitberücksichtigt wird. Der Standardfehler beträgt dann nur noch 0.0287 kg/m². Die Einbeziehung weiterer Kanäle bringt keine wesentliche Verbesserung der Korrelation mehr. Dadurch werden zwar auch die Unsicherheiten, die durch Variationen der Emissivität der Ozeanoberfläche hervorgerufen werden, berücksichtigt, es werden durch mehr Kanäle aber auch mehr Fehlerquellen miteinbezogen.

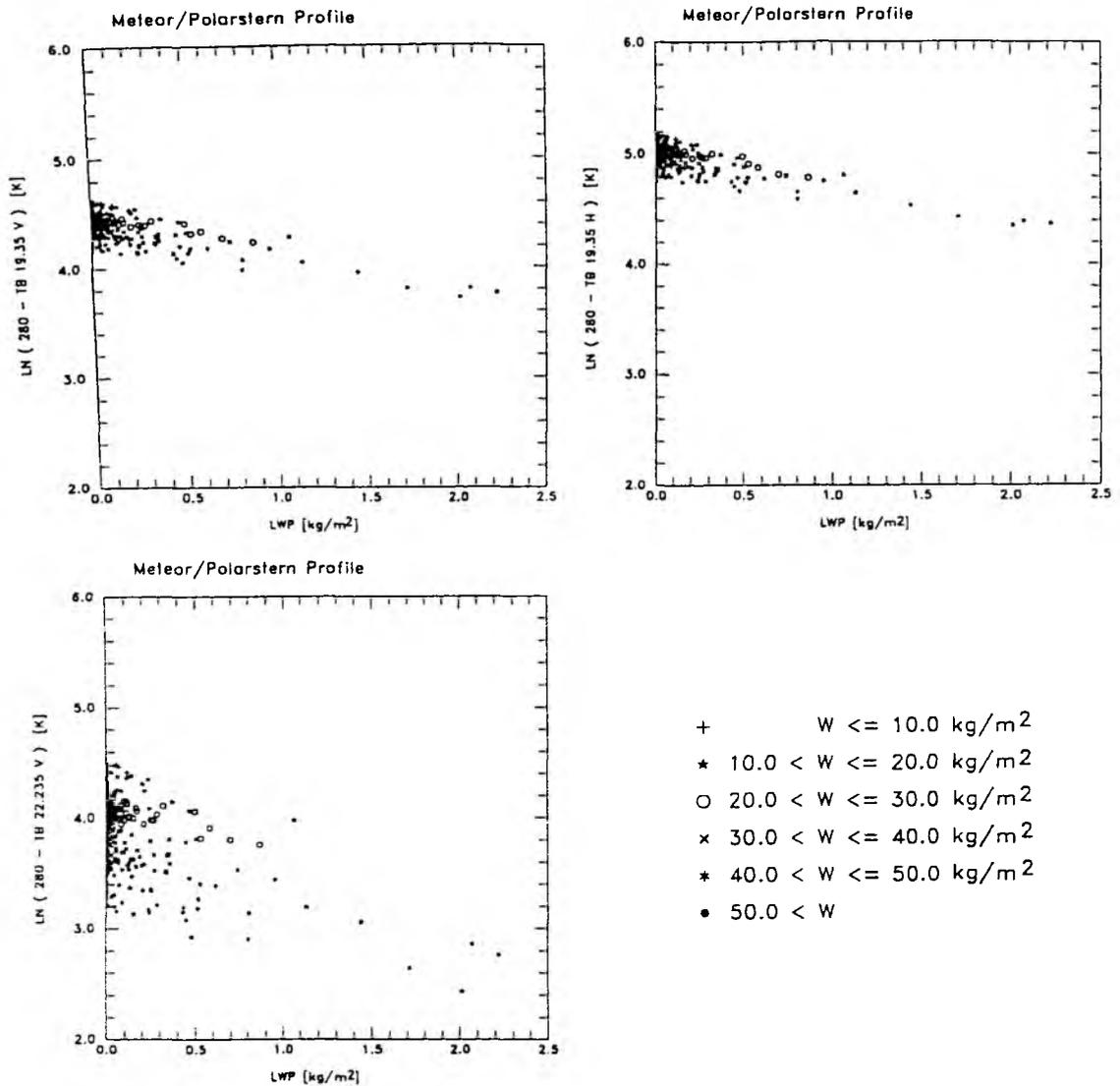


Abbildung 5.2c: Logarithmische Funktion der modellierten Strahlungstemperaturen für den Meteor/Polarstern-Datensatz in Abhängigkeit vom Flüssigwassergehalt bei 53.3° Blickwinkel, 19.35 GHz (oben) und 22.235 GHz (unten).

Aus theoretischen Untersuchungen ist zwar zu erwarten, daß die Bestimmung des LWP verbessert werden kann, wenn die Höhe der Wolkenmitte bekannt ist; bei Verwendung einer realistischeren Wolkenparametrisierung zeigt sich aber kein eindeutiger Zusammenhang zwischen Strahlungstemperaturen und Wolkenhöhe (vergl. Kap.3.4.1.2). Außerdem besteht lediglich die Möglichkeit, die Temperatur der Wolkenobergrenze aus gleichzeitigen Satellitenmessungen im infraroten Spektralbereich zu bestimmen. Hier nicht wiedergegebene Berechnungen haben gezeigt, daß eine zusätzliche Berücksichtigung der Wolkenobergrenze keine signifikante Verbesserung der Korrelation bringt.

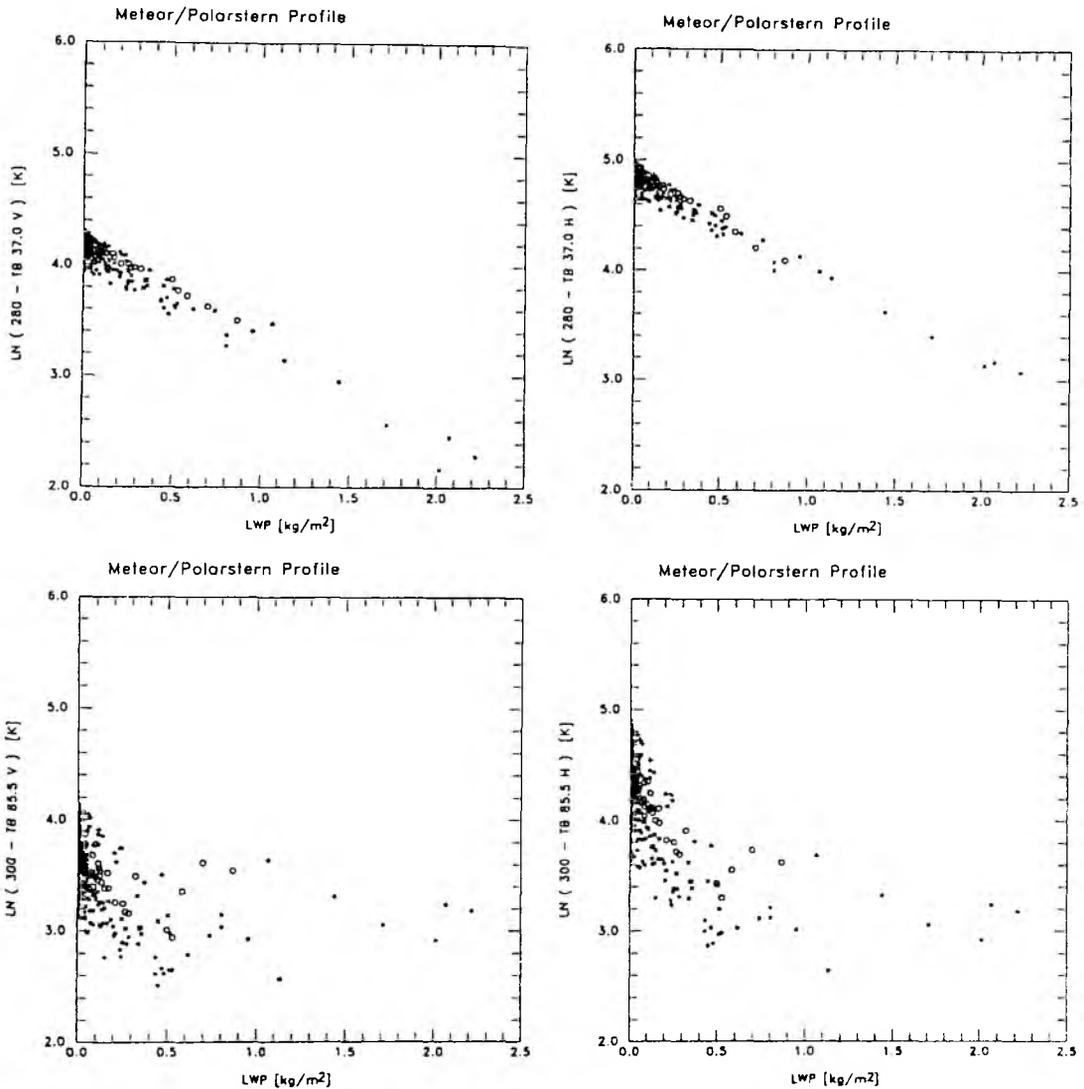


Abbildung 5.2d: wie Abb.5.2c jedoch für 37 GHz (oben) und 85.5 GHz (unten).

Zur Beurteilung der Güte der Regressionen werden die Algorithmen auf die simulierten Strahlungstemperaturen, die auch zu ihrer Ableitung benutzt wurden, angewendet und die Ergebnisse mit den modellierten Flüssigwassergehalten verglichen. Dabei wird keine Homogenisierung des Datensatzes vorgenommen. Um die Ungenauigkeiten der Radiometermessungen zu berücksichtigen, wurde entsprechend dem Rauschverhalten des SSM/I-Radiometers (Tab.5.3) ein zufälliger normalverteilter Fehler zu den simulierten Strahlungstemperaturen addiert ($\sigma = NE\Delta T$). Die Algorithmen (3), (4) und (5) liefern die besten Ergebnisse. Alle drei Algorithmen sind in der Lage den LWP auch bei der Anwendung auf regionale Datensätze ohne große systematische Fehler zu bestimmen (Tab.5.4). Da nur für ein Teil der ausgewerteten

Tabelle 5.1a: Korrelation in % zwischen meteorologischen Parametern und modellierten Strahlungstemperaturen für 3087 Atmosphärenprofile. Signifikant auf dem 99.9%-Niveau sind alle Korrelationen, die dem Betrag nach größer als 6% sind.

	LWP	W	SST	Wind	TB _{19V}	TB _{19H}	TB _{22V}	TB _{37V}	TB _{37H}	TB _{85V}
W	13.2									
SST	-13.0	76.7								
Wind	5.0	-10.5	-8.8							
TB _{19V}	51.7	89.9	65.3	-0.9						
TB _{19H}	59.0	83.8	55.0	15.0	98.1					
TB _{22V}	30.3	96.5	75.0	-6.6	96.3	91.8				
TB _{37V}	85.2	57.2	24.0	4.8	85.5	89.6	70.9			
TB _{37H}	87.3	49.2	16.3	18.6	80.3	87.2	64.1	98.7		
TB _{85V}	40.6	84.7	63.1	-1.8	92.5	90.2	91.7	80.0	74.4	
TB _{85H}	55.9	75.1	47.6	8.1	90.7	92.4	85.5	89.0	86.3	97.0

Tabelle 5.1b: Korrelation in % zwischen meteorologischen Parametern und einer logarithmischen Funktion der modellierten Strahlungstemperaturen nach Gl.(5.2).

	LWP	W	SST	Wind
$\ln(280-TB_{19V})$	-55.6	-88.5	-62.2	0.8
$\ln(280-TB_{19H})$	-63.4	-81.9	-51.8	-14.2
$\ln(280-TB_{22V})$	-32.2	-97.6	-71.9	6.7
$\ln(280-TB_{37V})$	-92.5	-48.4	-16.4	-4.8
$\ln(280-TB_{37H})$	-96.3	-21.0	15.3	-17.2

SSM/I-Messungen auch Beobachtungen der 85.5 GHz Kanäle existieren, werden die weiteren Untersuchungen auf die Algorithmen (3) und (4) beschränkt. Abb.5.3 zeigt für diese beiden Algorithmen die Streudiagramme für den gesamten Datensatz (vergl. Tab.5.4 für alle Profile mit $LWP \leq 1.0 \text{ kg/m}^2$). Im Vergleich zu den jeweiligen Standardfehlern unterscheiden sich die Ergebnisse der Algorithmen (3) und (4) nur wenig voneinander (Abb.5.4). Die hohen LWP-Werte über 1.0 kg/m^2 werden, wie zu erwarten war, nicht gut

Tabelle 5.2: Flüssigwasseralgorithmen für das SSM/I-Radiometer, LWP in kg/m^2 , angegeben sind ebenfalls die relative erklärte Varianz B in % und der Standardfehler RMS in kg/m^2 .

LWP-Algorithmen	B	RMS
(1) LWP = - 1.06541 · ln(280-TB _{37V}) + 4.55430	85.61	0.1270
(2) LWP = - 1.06678 · ln(280-TB _{37H}) + 5.25242	72.84	0.1086
(3) LWP = 3.99635 · 10 ⁻¹ · ln(280-TB _{22V}) - 1.40692 · ln(280-TB _{37V}) + 4.29930	97.24	0.0287
(4) LWP = 2.28522 · 10 ⁻³ · TB _{19V} + 4.92984 · 10 ⁻¹ · ln(280-TB _{22V}) - 1.85055 · ln(280-TB _{37V}) + 4.33686 · 10 ⁻¹ · ln(280-TB _{37H}) + 3.23216	97.30	0.0296
(5) LWP = 1.02133 · 10 ⁻³ · TB _{19V} + 4.69790 · 10 ⁻⁵ · TB _{19H} + 4.32159 · 10 ⁻¹ · ln(280-TB _{22V}) - 1.73982 · ln(280-TB _{37V}) + 4.50602 · 10 ⁻¹ · ln(280-TB _{37H}) + 1.34987 · 10 ⁻¹ · ln(300-TB _{85V}) - 1.50254 · 10 ⁻¹ · ln(300-TB _{85H}) + 3.31623	97.95	0.0296

reproduziert, in den meisten Fällen kommt es zu einer Unterschätzung. Die schlechte Anpassung der hohen Werte ist für die Qualität des Algorithmus jedoch nicht von Bedeutung, da bei der Auswertung der Satellitendaten die LWP-Werte über 1.0 kg/m^2 als Regen klassifiziert und daher nicht berücksichtigt werden.

Da sowohl Messungen als auch Modellrechnungen eine exponentielle Abnahme der Häufigkeit des LWP zu hohen Werten hin zeigen, kommt der korrekten Erfassung der niedrigen Flüssigwassergehalte eine besondere Bedeutung zu.

Tabelle 5.3: Rauschverhalten des SSM/I-Radiometers nach Hollinger et al. (1987).

Frequenz [GHz]	19.35	19.35	22.235	37.0	37.0	85.5	85.5
Polarisation	V	H	V	V	H	V	H
NEAT [K]	0.35	0.35	0.60	0.30	0.30	0.70	0.60

Tabelle 5.4: Güte der Algorithmen (3), (4) und (5) bei Anwendung auf verschiedene Datensätze mit LWP in kg/m^2 , B relative erklärte Varianz in %, RMS Standardfehler in kg/m^2 und N Anzahl der Profile. Wenn nicht anders angegeben, beziehen sich die Werte auf den Bereich $\text{LWP} \leq 1.0 \text{ kg/m}^2$.

Daten	N	Algorithmus (3)			Algorithmus (4)			Algorithmus (5)		
		RMS	Bias	B	RMS	Bias	B	RMS	Bias	B
alle	3087	0.035	-0.003	98.6	0.038	-0.007	98.5	0.043	-0.016	98.3
LWP ≤ 1.0	2987	0.030	-0.001	97.1	0.030	-0.006	97.3	0.031	-0.013	97.6
0.03-0.5	662	0.032	0.006	94.2	0.031	0.003	94.7	0.030	0.001	95.5
LWP = 0.0	1897	0.029	-0.004	-	0.029	-0.010	-	0.032	-0.019	-
MePo 0-12	472	0.031	-0.001	95.6	0.034	0.002	94.7	0.036	-0.012	95.5
MePo 0-20	472	0.038	0.013	94.1	0.034	0.003	94.7	0.034	-0.005	95.0
FGGE	1912	0.027	-0.005	98.1	0.028	-0.009	98.1	0.031	-0.015	98.3
Pos+Helg	131	0.019	0.003	98.7	0.015	-0.003	99.2	0.020	-0.011	99.2
20°S-20°N	579	0.033	-0.001	94.7	0.035	-0.010	95.1	0.038	-0.018	95.0
20°N-40°N	647	0.030	-0.001	95.3	0.031	-0.005	95.4	0.033	-0.014	95.9
40°N-60°N	1178	0.025	-0.008	98.3	0.026	-0.013	98.6	0.029	-0.018	98.7
60°N-80°N	428	0.027	0.008	98.8	0.027	0.006	98.8	0.026	-0.014	98.8

Eine Untersuchung des Verhaltens der Algorithmen (3) und (4) bei wolkenfreien Fällen ($\text{LWP}=0.0 \text{ kg/m}^2$) deckt systematische Abhängigkeiten vom Gesamtwasserdampfgehalt, von der SST und vom Wind an der Ozeanoberfläche auf (Oelke, 1992). Bei niedrigen Gesamtwasserdampfgehalten kommt es zu einer leichten Überschätzung des LWP sowohl bei (3) als auch bei (4). Bedingt durch die Korrelation zwischen W und SST zeigen die LWP-Schätzungen ein ähnliches Verhalten für niedrige Meeresoberflächentemperaturen. Zusätzlich neigt (4) bei hohen Werten von W bzw. SST zu einer Unterschätzung. Während

(3) mit zunehmender Windgeschwindigkeit von einer Unter- in eine Überschätzung des LWP übergeht, wird dieser Einfluß bei (4) durch die Berücksichtigung des windempfindlicheren 37 GHz-Kanals in horizontaler Polarisation deutlich verringert. Die beschriebenen systematischen Abweichungen bleiben in abgeschwächter Form auch noch bei Wolken mit niedrigen und mittleren Flüssigwassergehalten bestehen. Eine nachträgliche Korrektur der Abhängigkeit von Gesamtwasserdampfgehalt und Wind für den Algorithmus (3) führt zu einer Erhöhung der relativen erklärten Varianz um ca. 1% (Simmer, 1991). Diese Korrektur ist allerdings nur dann sinnvoll, wenn eine ausreichend genaue Bestimmung der beiden Größen aus dem Mikrowellensignal möglich ist. Für den Gesamtwasserdampfgehalt, der nach der Methode von Simmer (1991) mit einer hohen Genauigkeit von 1.4 kg/m^2 bestimmt werden kann, ist diese Bedingung erfüllt. Für den Wind wird dagegen nur eine befriedigende Genauigkeit von 1.3 m/s erzielt. Da eine Anwendung der Windkorrektur auf Satellitenmessungen aus der Nordsee zu einer Unterschätzung des LWP bei wolkenfreien Situationen führte, wird im weiteren nur die Wasserdampfkorrektur nach Simmer (1991) angewendet.

Der Landeinfluß macht sich in den 19 GHz Kanälen besonders bemerkbar. Durch ihre gröbere räumliche Auflösung werden die Messungen auch im Abstand von etwa 150 km von den Landflächen noch durch Nebenkeuleneffekte beeinflusst. Aus diesem Grund wird der für Landeinflüsse unempfindlichere Algorithmus (3) zur Auswertung der Satellitendaten verwendet.

Bevor die Algorithmen auf Satellitenmessungen angewendet werden können, müssen noch die systematischen Differenzen, die zwischen den modellierten und den gemessenen Strahlungstemperaturen bestehen, korrigiert werden. Für SSM/I wurden im Rahmen des ICE'89 solche Korrekturkoeffizienten aus gleichzeitigen Satellitenmessungen und Radiosondenaufstiegen abgeleitet (Simmer, 1991). Mit den Radiosondenprofilen und detaillierten synoptischen Beobachtungen wurden die SSM/I-Strahlungstemperaturen simuliert. Da keine direkten Messungen des LWP existierten, beschränkte sich der Vergleich der simulierten Werte mit den Messungen auf wolkenfreie Fälle. Die mittleren Unterschiede stimmen nur zum Teil mit den von Wentz angegebenen Werten überein (Tab.5.5). Da diese Unterschiede aber auch vom Strahlungstransportmodell abhängig sind, werden in dieser Arbeit die von Simmer bestimmten Korrekturen angewendet.

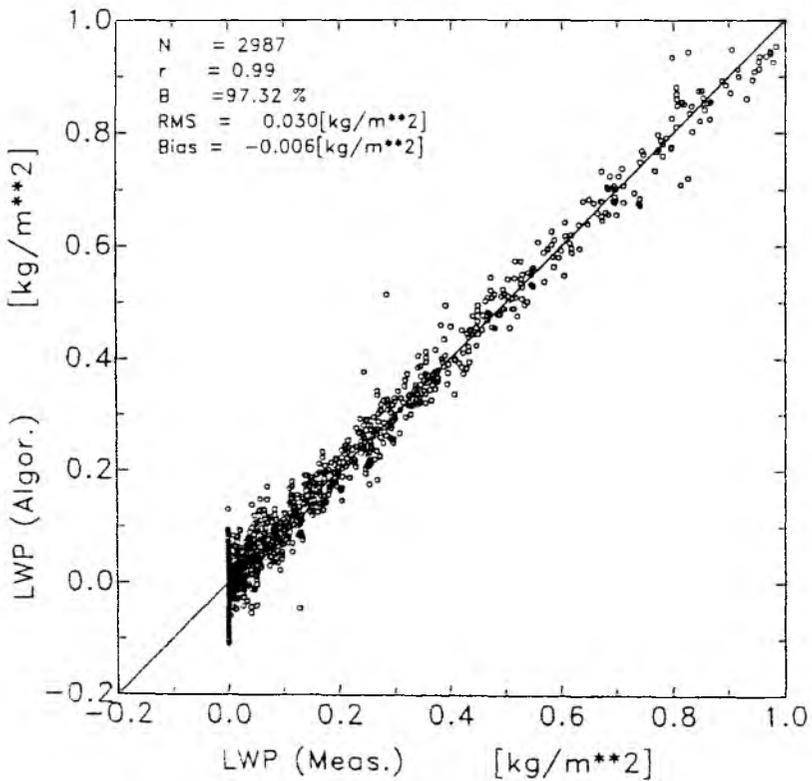
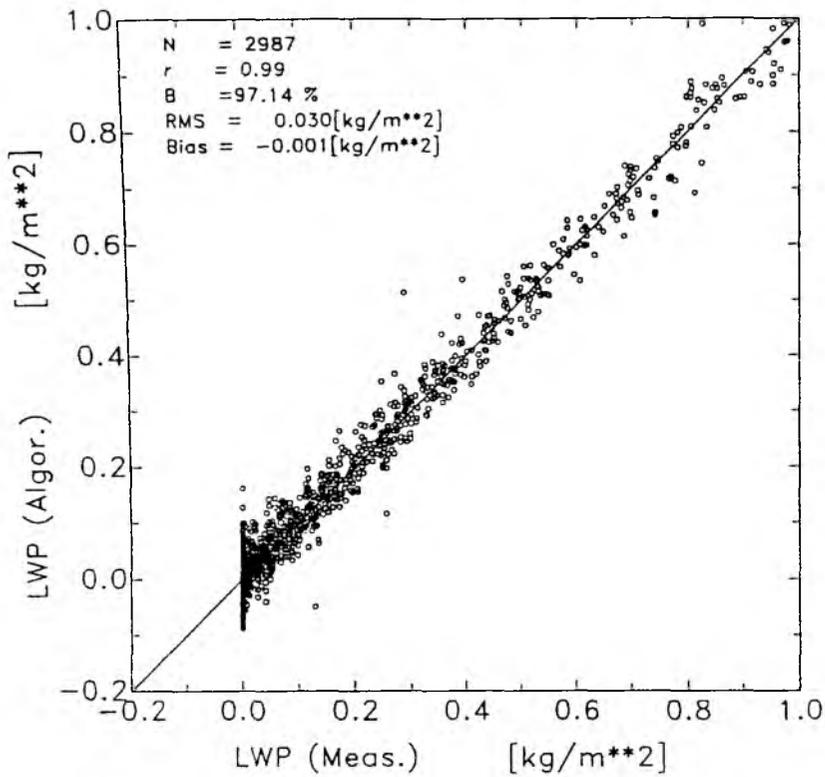


Abbildung 5.3: LWP berechnet mit Algorithmen **(3)** (oben) und **(4)** (unten) gegen LWP aus den Radiosondenprofilen, die auch zur Ableitung der Algorithmen verwendet wurden.

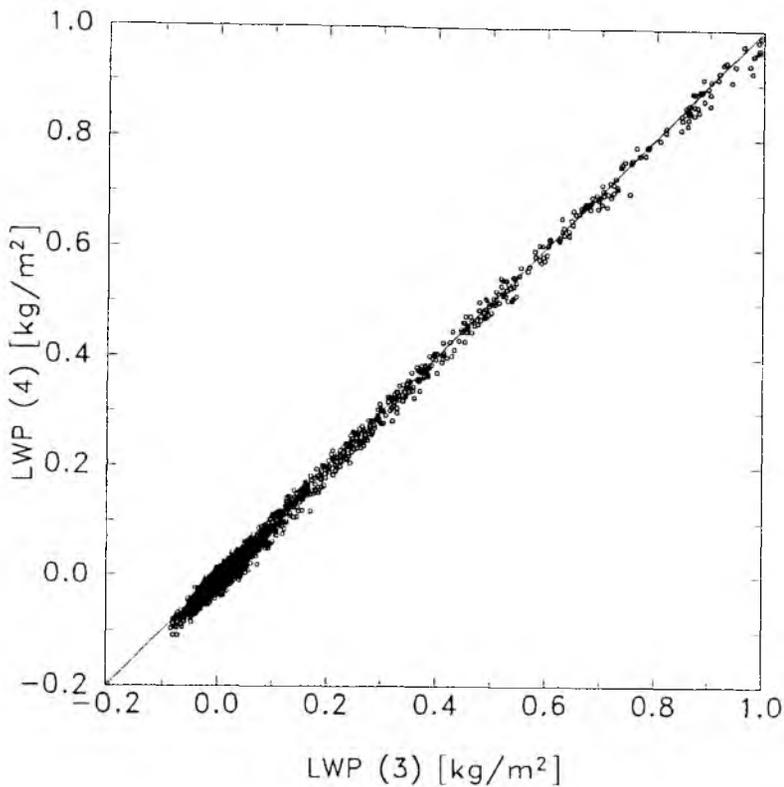


Abbildung 5.4: Streudiagramm der mit den Algorithmen (3) und (4) berechneten Flüssigwassergehalte.

Tabelle 5.5: Mittlere Differenzen zwischen SSM/I-Messungen und modellierten Strahlungstemperaturen während ICE'89. Positive Werte geben Überschätzungen des SSM/I gegenüber den Modellrechnungen an. Zum Vergleich sind die Werte nach Wentz (1988, 1991) angegeben (aus Simmer, 1991).

	TB _{19V}	TB _{19H}	TB _{22V}	TB _{37V}	TB _{37H}	TB _{85H}
ICE'89	+3.3	+2.7	+2.3	-1.8	-0.9	+5.4
Wentz, 1988	+2.0	+2.3	+2.7	-1.2	+0.7	-
Wentz, 1991	+2.0	+3.5	+1.3	-1.6	-0.2	-

Unter der Annahme, daß die systematischen Abweichungen der modellierten und gemessenen Strahlungstemperaturen in allen Kanälen durch die Korrektur auf höchstens 0.3 K reduziert werden können, ist der Algorithmus (3) in der Lage, den LWP mit einer Genauigkeit von 0.03 kg/m² zu bestimmen.

Die Genauigkeit der LWP-Bestimmung kann auch aus Ergebnissen des Algorithmus für wolkenfreie Fälle abgeschätzt werden. Für den Zeitraum des ICE'89 werden gleichzeitige Messungen im Infraroten zur Bestimmung der wolkenfreien Mikrowellenpixel verwendet (vergl. Kap.5.2.1 und Kap.6.1.3). Die Variabilität des LWP für diese wolkenfreien Beobachtungen von ca. 0.035 kg/m^2 ist ein Hinweis auf die Genauigkeit des LWP für den gesamten Bereich (Abb.5.5). Diese Abweichungen vom Nullwert haben ihre Ursache in den Schwankungen von Windgeschwindigkeit, SST und Wasserdampfgehalt.

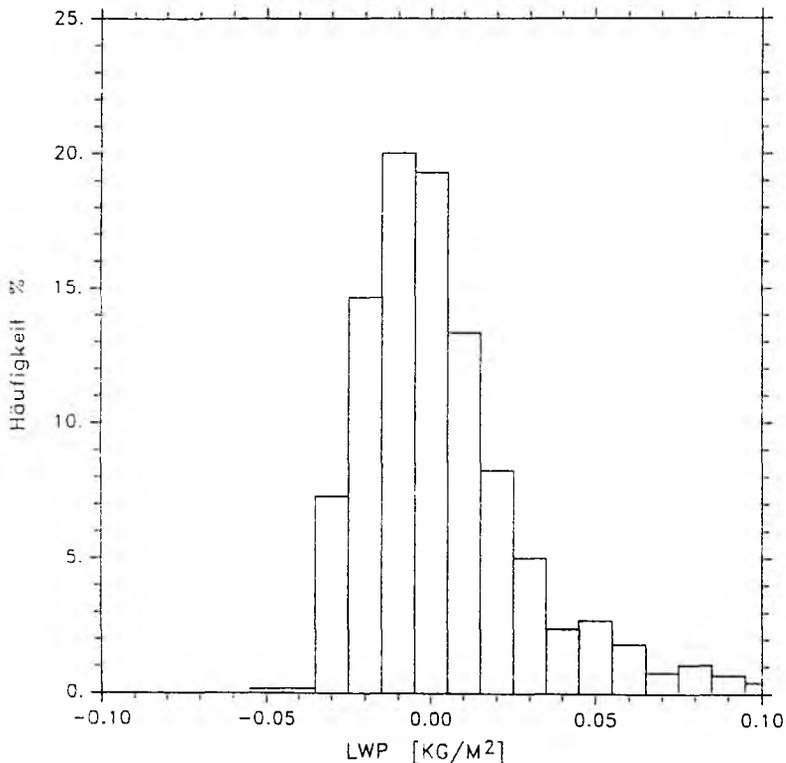


Abbildung 5.5: Häufigkeitsverteilung der aus SSM/I-Messungen bestimmten Flüssigwassergehalte für wolkenfreie Situationen während ICE'89 (Mittelwert 0.0066 kg/m^2 , Standardabweichung 0.0354 kg/m^2).

b) SMMR-Radiometer

Für das SMMR wurden in gleicher Weise Algorithmen abgeleitet. Ein Vergleich zwischen Satellitenmessungen aus dem Juli 1983 und modellierten Strahlungstemperaturen über dem Atlantik zeigt bei 18, 21 und 37 GHz systematische Unterschiede von mehr als 10 K (Abb.5.6), was je nach Algorithmus einen

Fehler für LWP von bis zu 0.3 kg/m^2 zur Folge hat. Da die Abweichungen in den drei Kanälen etwa von gleicher Größe sind, wurde ein Algorithmus ausgewählt, der nicht die Absolutbeträge der Strahlungstemperaturen verwendet, sondern auf den Temperaturdifferenzen zwischen zwei Kanälen basiert:

$$(5.3) \quad LWP = 0.02637 \cdot (TB_{37V} - TB_{18V}) + 0.00789 \cdot (TB_{21V} - TB_{18V}) - 0.94458$$

Dabei werden die Strahlungstemperaturen aus dem 18 GHz-Kanal als Korrektur für die Messungen im 21 und 37 GHz-Kanal verwendet (vergl. Abb.3.5b). Der Algorithmus erklärt 92.16% der Varianz und bestimmt den LWP mit einer Genauigkeit von 0.035 kg/m^2 . Einer Abweichung der gemessenen und simulierten Temperaturdifferenzen um 2 K entspricht bei diesem Algorithmus ein Fehler von 0.055 kg/m^2 .

Wegen der schlechten Kalibration des SMMR ist die Genauigkeit des berechneten LWP erheblich schlechter als für die SSM/I-Messungen.

5.1.2.2 Algorithmus für das bodengebundene Radiometer

Der Algorithmus zur Bestimmung des LWP aus den Messungen des bodengebundenen Radiometer wurde ebenfalls nach dem vorhergehend beschriebenen Schema abgeleitet. Da die gemessenen Strahlungstemperaturen starke Schwankungen aufweisen, wird der LWP aus der Differenz zwischen den Temperaturen für eine bewölkte und eine wolkenfrei Atmosphäre bestimmt (vergl. Kap. 4.1.2):

$$(5.4) \quad LWP = 0.0107575 \cdot (T_{B_{\text{mit Wolke}}} - T_{B_{\text{ohne Wolke}}}) - 0.0060178$$

Der Algorithmus erklärt 95.65 % der Varianz und liefert den LWP mit einer Genauigkeit von 0.022 kg/m^2 . Durch die Verwendung der Temperaturdifferenz ist die Auswertung der Messungen unabhängig von der absoluten Genauigkeit des Radiometers und gleichzeitig wird der störende Einfluß des Wasserdampfes auf das Signal bei 33 GHz ausgeschlossen. Bei Berücksichtigung der Unsicherheiten in der Bestimmung der Referenztemperatur aus den Radiometermessungen von ca. 4 K reduziert sich die Genauigkeit auf insgesamt 0.048 kg/m^2 .

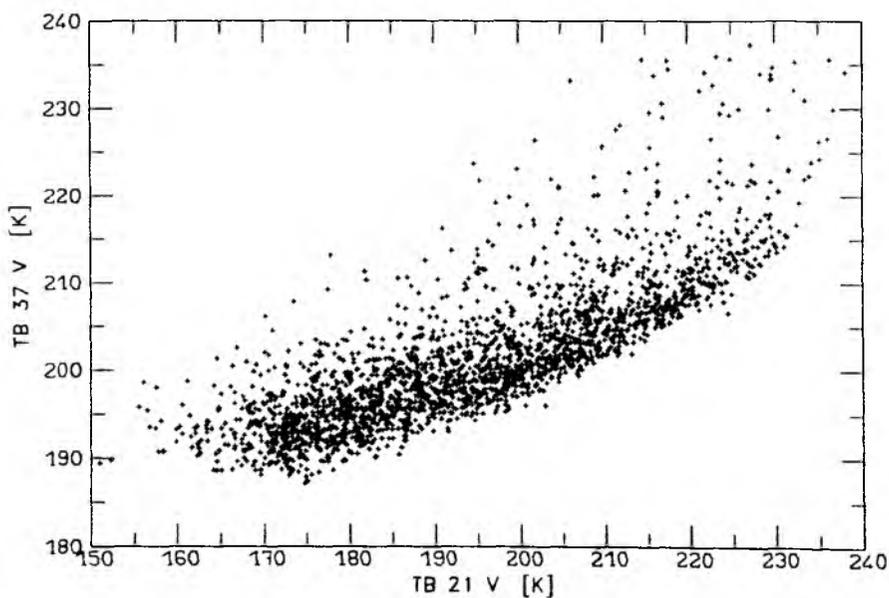
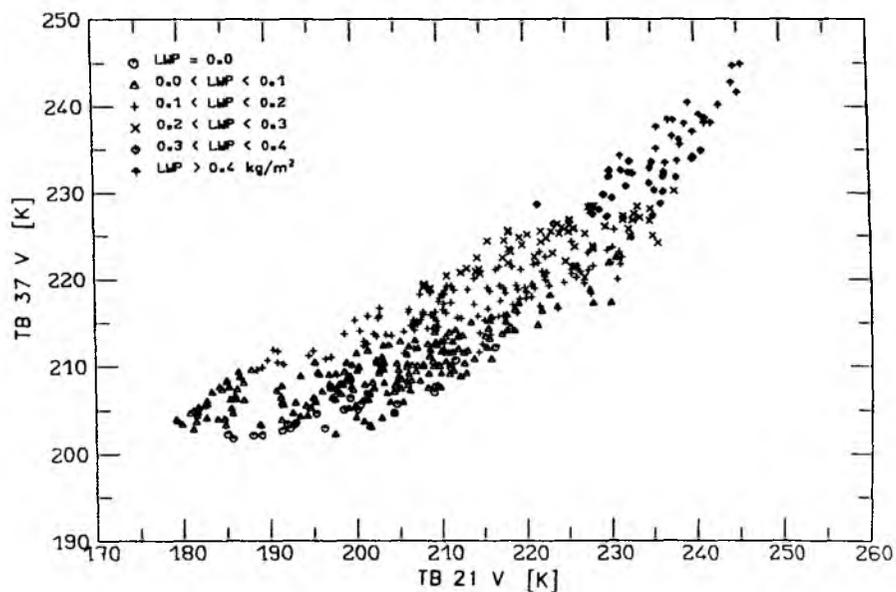


Abbildung 5.6a: Streudiagramme der Strahlungstemperaturen bei 21 und 37 GHz, vertikale Polarisation, 50° Blickwinkel, aus Modellrechnungen für die Meteor/Polarstern-Profile (oben) und aus SMMR-Messungen über dem Atlantik im Juli 1983 (unten).

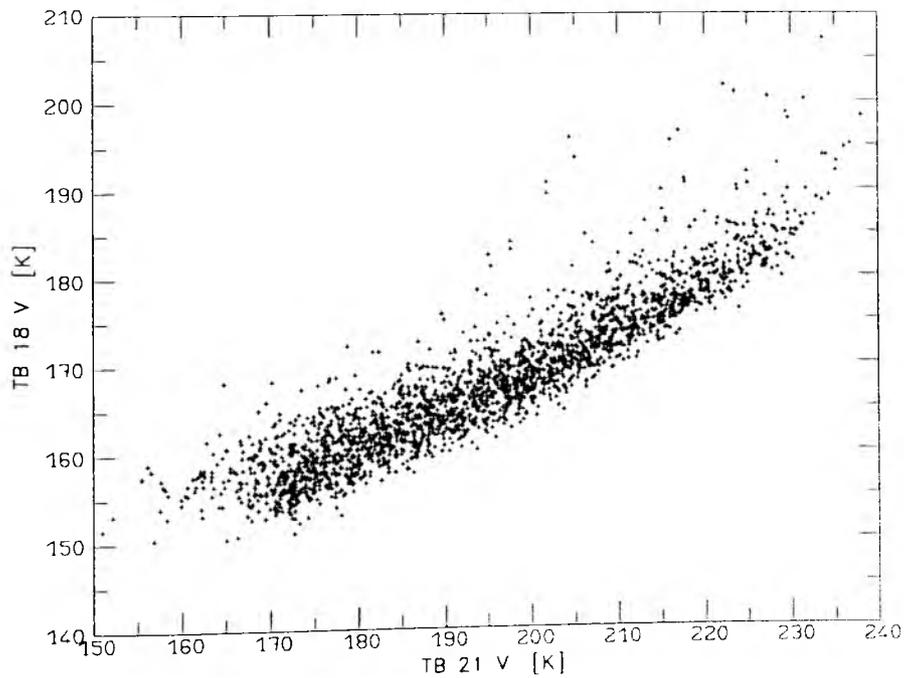
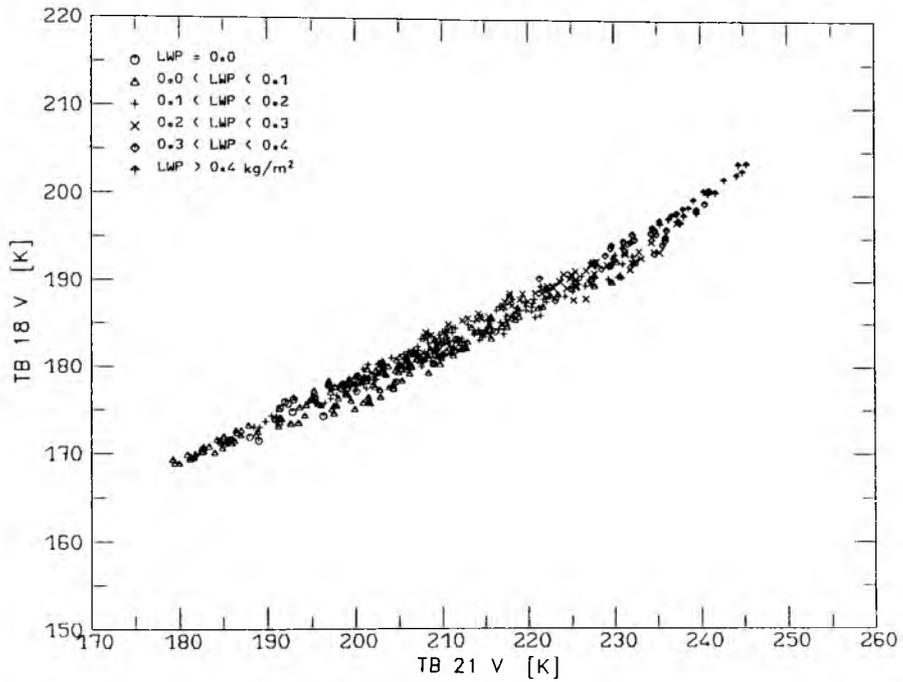


Abbildung 5.6b: Streudiagramme der Strahlungstemperaturen bei 18 und 21 GHz, vertikale Polarisation, 50° Blickwinkel, aus Modellrechnungen für die Meteor/Polarstern-Profile (oben) und aus SMMR-Messungen über dem Atlantik im Juli 1983 (unten).

5.1.3 Einfluß von Regen auf die Bestimmung des Flüssigwassergehaltes

Die Bestimmung des Wolkenwassergehaltes wird bei regnenden Wolken durch den dominanten Einfluß der Regentropfen auf das Mikrowellensignal erschwert. Bei niedrigen Regenraten kommt es im Frequenzbereich bis ca. 40 GHz zu einer kräftigen Erhöhung der Strahlungstemperatur am Oberrand der Atmosphäre. Die starke Emission der Regentropfen bewirkt dabei, daß die Strahlungstemperatur höher ist als es dem gesamten Flüssigwassergehalt von Wolke und Regen entspricht. Eine ebensolche Temperaturerhöhung kann aber auch durch eine sehr starke Zunahme des Wolkenwassergehaltes hervorgerufen werden. Für Mikrowellenmessungen in diesen Frequenzen ist eine Unterscheidung zwischen mächtigen nicht-regnenden Wolken und solchen, aus denen leichter Regen fällt, also nicht möglich. Bei höheren Regenraten führt die Verlagerung der Emission der Regensäule in höhere und damit kältere Atmosphärenschichten zu einer Abnahme der Strahlungstemperatur. Die Streuung an Regentropfen, die mit zunehmender Frequenz und Tropfengröße an Bedeutung gewinnt, verstärkt diese Temperaturabnahme (Abb.5.7).

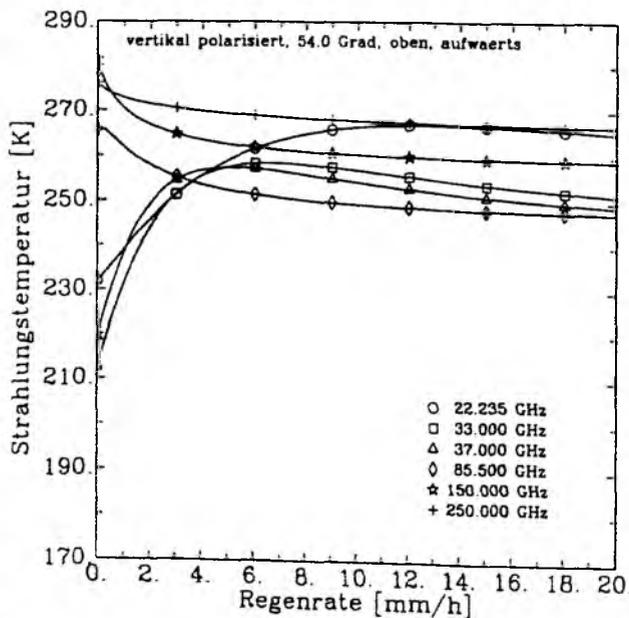


Abbildung 5.7: Vertikal polarisierte Strahlungstemperatur am Oberrand der Atmosphäre bei 54° Blickwinkel in Abhängigkeit von der Regenrate für verschiedene Frequenzen (aus Simmer, 1991).

Die Auswirkungen, die Regen auf den LWP-Algorithmus hat, wurde anhand von Strahlungstransportrechnungen an einer Modellwolke mit einem Wolkenwassergehalt von 0.5 kg/m^2 in der Schicht von 2 bis 3 km und einer Regensäule unterschiedlicher Regenrate von der Wolkenuntergrenze bis zur Erdoberfläche untersucht. Die Anwendung des LWP-Algorithmus auf die für verschiedene Regenraten modellierten Strahlungstemperaturen zeigt, daß es bei einer sehr niedrigen Regenrate von 0.1 mm/h zu einer leichten Überschätzung des LWP um ca. 5% relativ zum regenfreien Wert kommt. Bei einer Regenrate von 1 mm/h ist der berechnete LWP bereits um ca. 53% und bei 5 mm/h sogar um ca. 164% zu hoch. Eine weitere Zunahme der Regenrate führt wegen der abnehmenden Strahlungstemperaturen zu einem Rückgang der Überschätzung, die bei 10 mm/h ca. 150% und bei 30 mm/h ca. 83% beträgt.

Wegen der im Vergleich zu der Größe der Regengebiete groben räumlichen-Auflösung der Mikrowellendaten sind die Mikrowellenpixel im allgemeinen nur zu einem geringen Teil mit regnenden Wolken bedeckt. Dabei wird durch die Nichtlinearität des Zusammenhanges zwischen Regen und Strahlungstemperatur der Einfluß des Regens auf das Mikrowellensignal unterschätzt. Diese Unterschätzung wirkt der zuvor beschriebenen Überschätzung des LWP entgegen. Bedeckt das Regengebiet etwa $1/5$ eines bewölkten Mikrowellenpixels, so reduziert sich die Überschätzung des LWP bei einer Regenrate von 1 mm/h auf ca. 8% und bei 10 mm/h auf ca. 22%.

Bei Regen kommt es also zu einer Doppeldeutigkeit der Strahlungstemperaturen und der Einfluß von Wolken- und Regenwasser auf die Mikrowellenmessungen kann nicht getrennt werden.

Insbesondere bei der Berechnung von Monatsmittels des Wolkenwassergehaltes aus SSM/I-Messungen ist ein Ausschluß der durch Regen vorgetäuschten hohen LWP-Werte notwendig. Unter der Annahme, daß Wolken ab Überschreiten eines bestimmten Wassergehaltes einen größer werdenden Anteil an Regentropfen enthalten, kann ein LWP-Schwellenwert zur Unterscheidung zwischen regnenden und nicht-regnenden Wolken bestimmt werden. Mit dessen Hilfe können dann die durch Regen verfälschten Messungen herausgefiltert werden.

Ein solcher Schwellenwert für das Einsetzen von Regen wurde aus den Messungen des Wolkenwassergehaltes mit dem bodengebundenen Mikrowellenradiometer während des ICE'89 bestimmt. Grundlage dafür bildet ein Vergleich der

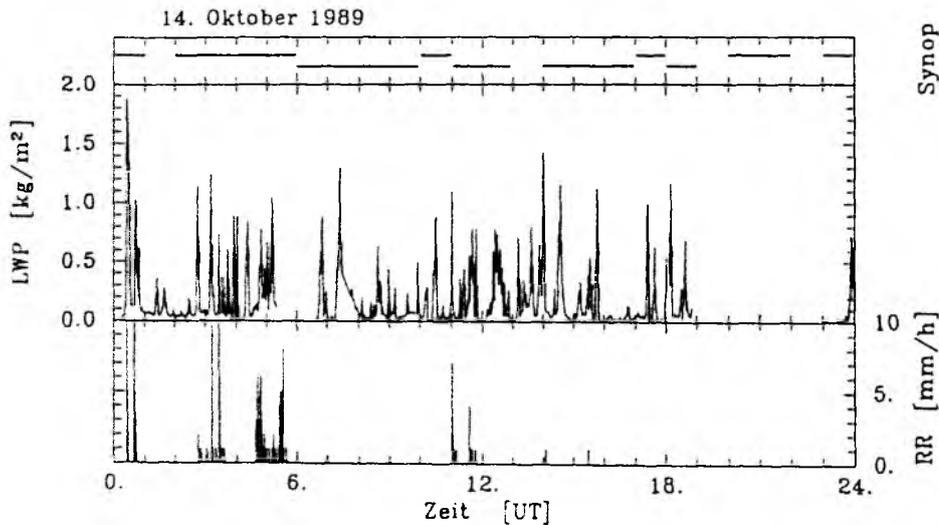
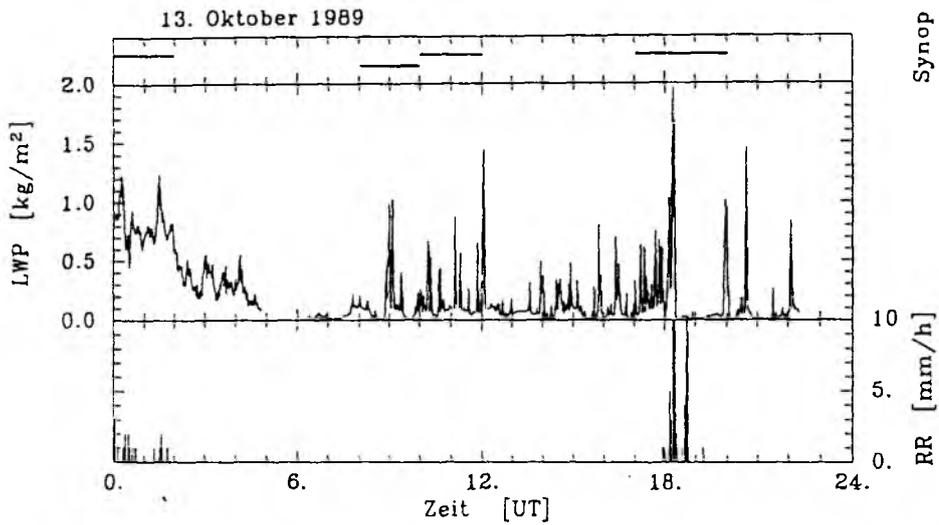
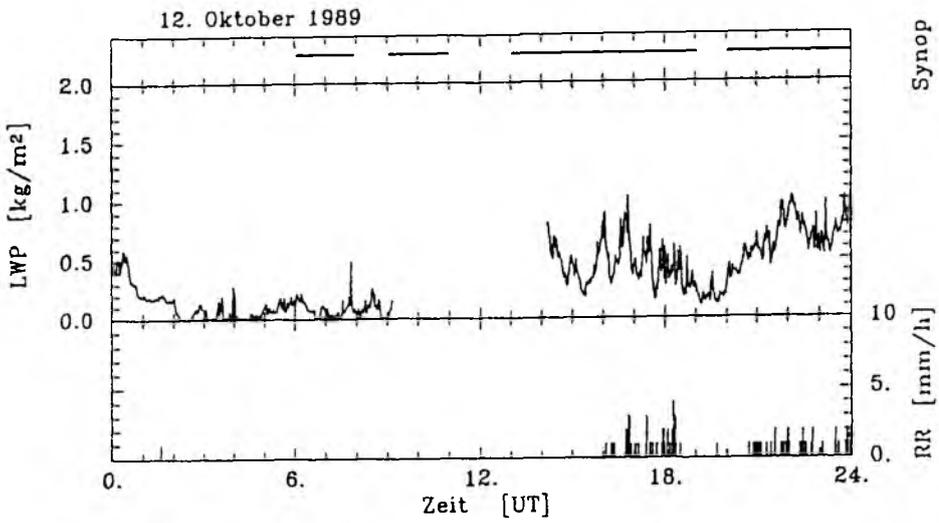


Abbildung 5.8: Aus den Messungen des bodengebundenen Mikrowellenradiometers abgeleitete Flüssigwassergehalte und Regenmessungen an Bord von FS Poseidon für den 12. bis 14. Oktober 1989. Markiert sind außerdem die Zeiten, zu denen in den stündlichen synoptischen Beobachtungen Niederschlag an der Station (oben) oder in deren Umkreis (unten) gemeldet wurde.

Radiometerdaten mit den Meldungen zweier Regenmesser und den stündlichen synoptische Beobachtungen, die im Rahmen diese Experimentes an Bord von FS Poseidon durchgeführt wurden. Als Beispiel sind diese Informationen für den Zeitraum 12. bis 14. Oktober 1989 in Abb.5.8 zusammengestellt. Da es nur um die Erkennung von Niederschlagsereignissen geht, nicht aber um eine quantitative Messung, wurden die Daten der beiden an verschiedenen Positionen auf dem Schiff installierten Regenmesser kombiniert dargestellt. Dadurch werden auch die nur von einem Regenmesser gemeldeten Regenfälle vollständig berücksichtigt. Der Vergleich zeigt, daß in den meisten Fällen, in denen die Regenmesser Niederschlag melden, der aus den Mikrowellenmessungen bestimmte LWP den Wert 0.5 kg/m^2 überschreitet. Durch die Trägheit der Regenmesser kann es dabei zu einer leichten zeitlichen Verschiebung kommen. Es zeigt sich bei dem Vergleich aber auch, daß der LWP diesen Wert oftmals auch dann überschreitet, wenn die Regenmesser keinen Niederschlag melden. Dabei ist zum einen zu berücksichtigen, daß insbesondere leichter Regen von den Regenmessern nicht erfaßt wird, im Mikrowellensignal aber bereits deutlich zu erkennen ist. Zum anderen werden die Mikrowellenmessungen bei einem Zenitwinkel des Radiometers von 65° auch durch den Niederschlag im Umkreis des Schiffes beeinflußt. Der Vergleich mit den Beobachtungen des Wettergeschehens zeigt, daß bei Wolkenwassergehalten von mehr als 0.5 kg/m^2 entweder Niederschlag an der Station oder im Umkreis gemeldet wurde. Nächtliche Beobachtungen bleiben dabei auf die Meldung von Niederschlag an der Station beschränkt.

An dem vorgestellten Beispiel wird deutlich, daß Wolken, deren Flüssigwassergehalt über 0.5 kg/m^2 liegt, sehr wahrscheinlich bereits einen großen Anteil von Regentropfen enthalten. Dieser LWP-Wert kann also als Schwellenwert zur Trennung von regnenden und nicht-regnenden Wolken angesehen werden.

Eine andere Möglichkeit für den Ausschluß von Regengebieten in den SSM/I-Messungen ist die Anwendung von Algorithmen zu Regenerkennung, wie sie z.B. von Wilheit et al. (1984), Spencer et al. (1989) und Simmer (1991) entwickelt wurden. Ein von Oelke (1992) durchgeführten Vergleich der mittels dieser Methoden identifizierten Regengebiete mit den berechneten Flüssigwassergehalten über dem Atlantik für den Oktober 1987 zeigt eine gute Übereinstimmung der Lage der Regengebiete mit den Regionen, in denen der LWP den Wert 0.5 kg/m^2 übersteigt. Mit dem Schwellenwert von 0.5 kg/m^2 wird ein

Großteil der Regenereignisse herausgefiltert, lediglich sehr leichter Regen und sehr kleinräumige Schauer werden nicht vollständig erkannt.

Unser Schwellenwert steht in Übereinstimmung mit den inzwischen von anderen Autoren abgeleiteten Werten. Curry et. al (1990) bestimmen Schwellenwerte für das Einsetzen von Regen aus Häufigkeitsverteilungen des Anteils der regnenden Wolken an der Gesamtbewölkung als Funktion des Flüssigwassergehaltes. Die regnenden Wolken werden dabei nach einem Kriterium von Petty und Katsaros (1990) aus der Differenz zwischen den vertikal und horizontal polarisierten Strahlungstemperaturen bei 37 GHz identifiziert. Sie geben als mittlere Schwellenwerte 0.35 kg/m^2 für mittelhohe und 0.5 kg/m^2 für niedrige Wolken an. Greenwald et al. (1992) verwenden bei der Berechnung von Monatsmitteln des Wolkenwassergehaltes aus SSM/I-Daten einen Schwellenwert von 0.5 kg/m^2 zur Abgrenzung zwischen regnenden und nicht-regnenden Wolken, sie machen jedoch keine Angaben dazu, auf welche Weise dieser Wert bestimmt wurde.

5.2 Einbeziehung von Satellitenbeobachtungen aus dem solaren und infraroten Spektralbereich in die Bestimmung des Flüssigwassergehaltes

Eine Kombination von Mikrowellenbeobachtungen mit Daten aus dem solaren und infraroten Spektralbereich kann sowohl zu einer Verbesserung der räumlichen Auflösung als auch zu einer umfassenden Beschreibung der Eigenschaften von Wolken führen.

Bei der räumlichen Überlagerung werden für jedes Mikrowellenpixel die dazugehörigen Pixel aus den Beobachtungen im Solaren und Infraroten bestimmt. Die Mikrowellenpixel werden dazu durch Kreise angenähert, deren Durchmesser der größeren Längsausdehnung der Pixel entspricht (vergl. Abb.4.1b). Da die Bestimmung des LWP hauptsächlich auf den Messungen im 37 GHz Kanal basiert, wird dessen räumliche Auflösung zugrunde gelegt. Die Ergebnisse werden anschließend in der Projektion, in der die Daten aus dem solaren und infraroten Kanal von METEOSAT vorliegen, dargestellt.

Wegen der zum Teil hohen Verlagerungsgeschwindigkeiten der Wolkensysteme und der großen zeitlichen Variabilität der einzelnen Wolken ist eine sehr genaue zeitliche Übereinstimmung der METEOSAT-Daten mit den Mikrowellen-

beobachtungen erforderlich. So benötigt z.B. ein Wolkensystem mit einer Zuggeschwindigkeit von 15 m/s etwa 28 Minuten, um eine Entfernung zurückzulegen, die dem Abstand der Mittelpunkte zwei benachbarter Mikrowellenpixel entspricht. Bei einer Zeitdifferenz von mehr als 15 Minuten kann es also schon zu erheblichen Unterschieden zwischen der Lage der Wolken im METEOSAT- und im Mikrowellenbild kommen. Da in dieser Untersuchung Beobachtungen eines polarumlaufenden und eines geostationären Satelliten kombiniert werden, bleibt die Anwendung der Verfahren auf einzelne Fallbeispiele beschränkt.

5.2.1 Verwendung des Bedeckungsgrades aus dem solaren und infraroten Spektralbereich

Eine Unsicherheit bei der LWP-Bestimmung aus Satellitenmessungen im Mikrowellenbereich ist die horizontale Inhomogenität des Wolkenwassergehaltes. Bei einer räumlichen Auflösung von etwa 37 km x 29 km können sich innerhalb eines Mikrowellenpixels Wolken mit sehr unterschiedlichem LWP und wolkenfreie Gebiete befinden. Für ein solches Pixel wird aber nur ein mittlerer LWP angegeben, der u.U. deutlich von dem der einzelnen Wolken abweichen kann. Bei nur teilweise wolkenbedeckten Pixels kommt es auf diese Weise stets zu einer Unterschätzung des mittleren Wassergehaltes des bewölkten Gebietes.

Außerdem verursacht die räumliche Inhomogenität der Wolken wegen des nichtlinearen Zusammenhanges zwischen LWP und Strahlungstemperaturen einen systematischen Fehler bei der LWP-Bestimmung aus Mikrowellenmessungen. Während der wahre LWP durch das arithmetische Mittel der verschiedenen LWP-Werte innerhalb des Mikrowellenpixels gegeben ist, liefert das Satellitenradiometer das arithmetische Mittel der Strahlungstemperaturen, die durch die verschiedenen LWP-Werte erzeugt werden. Wegen des nichtlinearen Zusammenhanges sind der aus den mittleren Strahlungstemperaturen berechnete LWP und der wahre LWP aber verschieden. Ausgehend von der größtmöglichen Inhomogenität, nämlich einem nur teilweise bewölkten Pixel, kann der Fehler in der LWP-Bestimmung abgeschätzt werden. Dazu wird beispielhaft der Algorithmus (1), der nur die Strahlungstemperatur bei 37 GHz (vertikale Polarisation) enthält, untersucht.

Die Werte in Tab.5.6 können als Obergrenze für die Unterschätzung angesehen werden, denn bei einer vollständigen Bedeckung des Pixels durch Wolken mit

Tabelle 5.6: Unterschätzung des aus SSM/I-Messungen bestimmten LWP für verschiedene Bedeckungsgrade des Mikrowellenpixels.

Wolkenbedeckung des Pixels	LWP der Wolke		
	0.2 kg/m ²	1.0 kg/m ²	2.0 kg/m ²
2/3	3%	17%	34%
1/2	6%	23%	42%
1/3	9%	28%	47%

unterschiedlichem LWP, wäre die prozentuale Unterschätzung bei den gleichen LWP-Differenzen nur etwa halb so groß.

Die erforderliche Verbesserung der räumlichen Auflösung des aus Mikrowellenmessungen abgeleiteten LWP kann durch die Einbeziehung von hochaufgelösten Beobachtungen des geostationären Satelliten METEOSAT im solaren und infraroten Spektralbereich erreicht werden. Der Bedeckungsgrad der Mikrowellenpixel wird aus zeitgleichen, räumlich wesentlich höher aufgelösten Daten aus dem Solar- und Infrarot-Kanal von METEOSAT bestimmt. Zur Unterscheidung zwischen bewölkten und wolkenfreien Gebieten und damit gleichzeitig zur Bestimmung des Bedeckungsgrades wird eine automatische Schwellenwertmethode nach Rudolph (1988) verwendet. Unter der vereinfachenden Annahme eines konstanten LWP für alle Wolken innerhalb eines Mikrowellenpixels wird dann der Wassergehalt der im Solaren und Infraroten identifizierten Wolken zurückgerechnet. Auch der systematische Fehler, der durch den nichtlinearen Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Strahlungstemperaturen in den Algorithmen entsteht, kann mit Hilfe des Bedeckungsgrades abgeschätzt und berücksichtigt werden.

Für eine verlässliche Wolkenerkennung sind Messungen aus dem infraroten und solaren Spektralbereich nötig. Bei der alleinigen Verwendung von Infrarot-Daten kann es zu einer Unterschätzung des Bedeckungsgrades durch nicht erkannte niedrige Bewölkung kommen. Damit ist die beschriebene Methode nur tagsüber anwendbar.

5.2.2 Multispektrale Häufigkeitsverteilungen

Die aus multispektralen Satellitenbeobachtungen gewonnenen Häufigkeitsverteilungen ermöglichen die Identifikation verschiedener Wolkentypen. Die Voraussetzung dafür ist, daß die Beobachtungen in den verwendeten Spektralbereichen jeweils andere Wolkeneigenschaften widerspiegeln, aus deren Kombination dann die Wolken erkannt und unterschieden werden können. Grundlage für die Interpretation der Häufigkeitsverteilungen bildet ein Vergleich mit den aus Strahlungstransportrechnungen für den Mikrowellenbereich und für den solaren und infraroten Spektralbereich erstellten Verteilungen.

Ausgehend von einer Standardatmosphäre für die mittleren Breiten im Sommer und einer Ozeanoberfläche als Untergrund wurden Modellrechnungen durchgeführt für ein Wolkenensemble, das sich aus den folgenden Variationen von LWP und Wolkenhöhe zusammensetzt:

- Der Wolkenwassergehalt wurde bei vorgegebener Tropfengrößenverteilung (C1) zwischen 0.005 und 1.0 kg/m^2 variiert.
(LWP= 0.005 , 0.01 , 0.03 , 0.05 , 0.1 , 0.15 , 0.2 , 0.25 , 0.5 , 1.0 kg/m^2)
- Die Höhe der Wolkenobergrenze wurde bei konstanter vertikaler Erstreckung (1 km) von 1 bis 12 km variiert.

Simuliert werden die Strahlungstemperaturen am Oberrand der Atmosphäre für die SSM/I Frequenzen und für den Infrarot-Kanal von METEOSAT und die planetare Albedo für den solaren Kanal von METEOSAT. Da die Simulationen teilweise mit Beobachtungen über der Nordsee für den Monat Oktober verglichen werden sollen, wird für METEOSAT ein Satellitenzenitwinkel von 64° und ein Sonnenzenitwinkel von 60° (12.00 Uhr GMT) angenommen.

Abb.5.9 zeigt jeweils bispektrale Darstellungen des Wolkenensembles, deren wichtigsten Eigenschaften im folgenden zusammengefaßt sind:

- Die planetare Albedo nimmt mit dem Wassergehalt der Wolken zu. Diese Zunahme ist am kräftigsten bei niedrigem LWP und verringert sich mit zunehmendem LWP sehr schnell. Die Abhängigkeit der planetaren Albedo von der Wolkenhöhe ist nur sehr gering.
- Die Infrarot-Strahlungstemperatur nimmt bei niedrigen Wassergehalten ebenfalls mit dem LWP zu, erreicht aber bereits bei einem LWP von etwa 0.03 kg/m^2 den Sättigungsbereich und wird dann nur noch durch die Obergrenztemperatur der Wolke bestimmt.

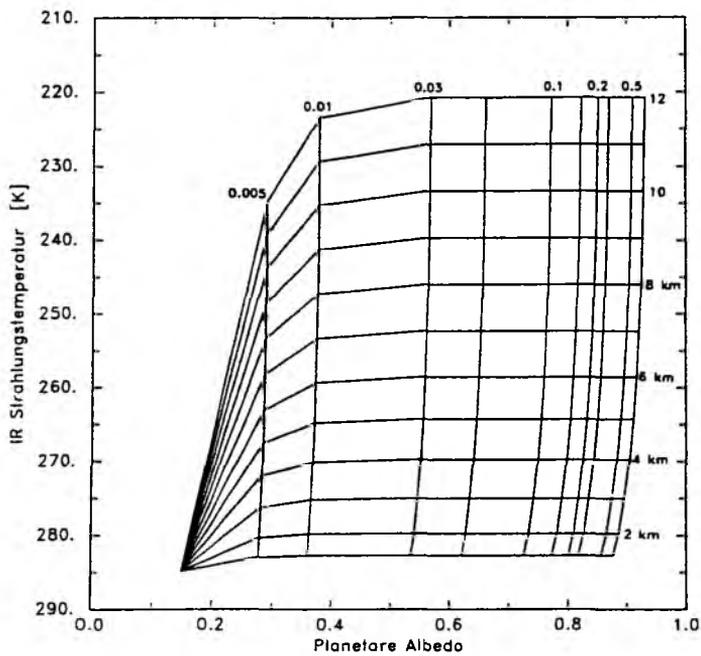


Abbildung 5.9a: Bispektrale Darstellung der Eigenschaften eines Wolkenensembles bezüglich der planetaren Albedo und der Strahlungstemperatur im Infraroten für die Meteosat-Kanäle. Das Wolkenensemble setzt sich aus Variationen von LWP und Wolkenhöhe bei konstanter Wolkendicke zusammen.

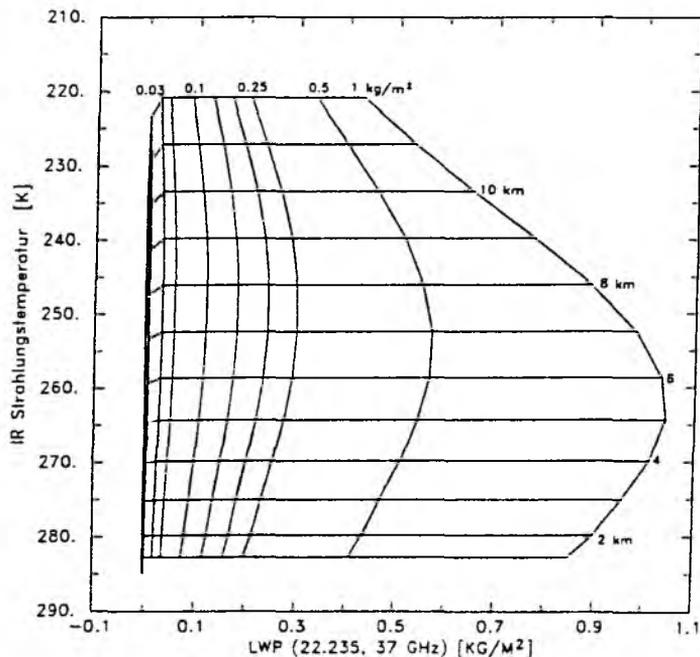


Abbildung 5.9b: Bispektrale Darstellung der Eigenschaften des Wolkenensembles bezüglich des aus den Strahlungstemperaturen bei 22.235 und 37 GHz berechneten LWP und der Strahlungstemperatur für den Infrarot-Kanal von Meteosat.

- Der aus den Strahlungstemperaturen bei 37 GHz und 22 GHz berechnete LWP ändert sich bei hohem Modell-LWP in Abhängigkeit von der Wolkenhöhe.

Eine ausführliche Untersuchung der bispektralen Wolkeneigenschaften im solaren und infraroten Spektralbereichen und deren Anwendung für die Wolkenerkennung findet sich bei Simmer (1983). Die folgende Darstellung beschränkt sich deshalb auf die zusätzlichen Informationen, die aus den Mikrowellenbeobachtungen gewonnen werden können.

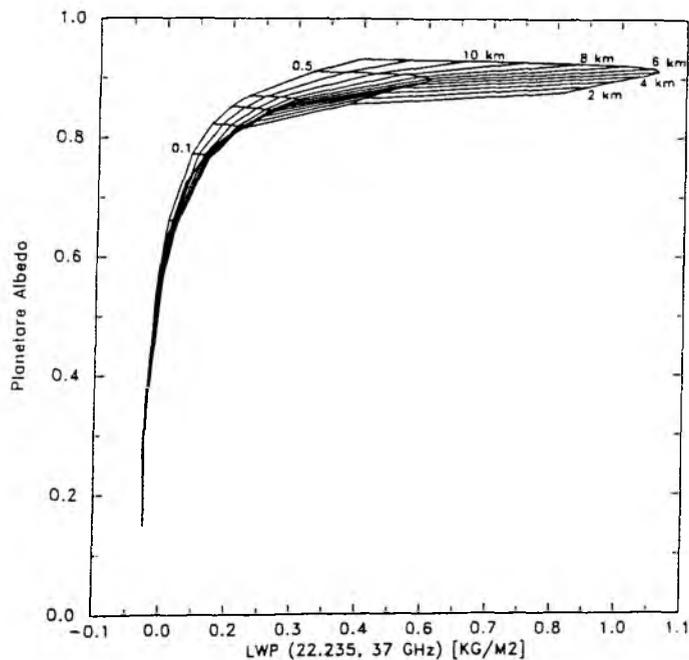


Abbildung 5.9c: Bispektrale Darstellung der Eigenschaften des Wolkenensembles bezüglich des aus den Strahlungstemperaturen bei 22.235 und 37 GHz berechneten LWP und der planetaren Albedo für den solaren Kanal von Meteosat.

In der Kombination von Infrarot- und Mikrowellenmessungen wird die bereits in Kap.3.4.1.2 untersuchte Höhenabhängigkeit der Strahlungstemperaturen bei 22 und 37 GHz und damit auch des daraus berechneten LWP deutlich. Modellrechnungen mit gemessenen Atmosphärenprofilen und den parametrisierten LWC-Profilen zeigen diese Höhenabhängigkeit allerdings nicht. Ein Grund dafür liegt darin, daß die vorgenommenen Variationen auch unrealistische Fälle beinhalten, z.B. das Vorkommen einer 1 km dicken Wolke mit einem LWP von 1.5 kg/m^2 und einer Obergrenze oberhalb von 6 km. Bei einer Variation der

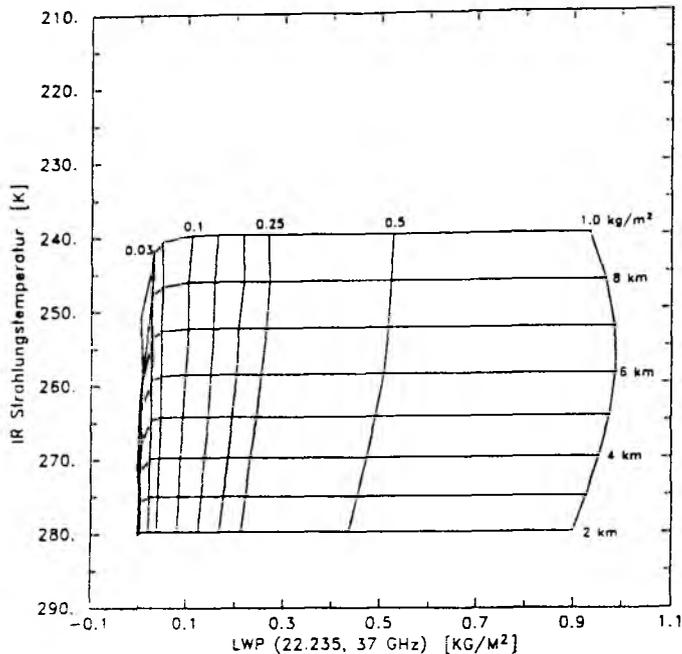


Abbildung 5.10: Bispektrale Darstellung der Eigenschaften eines Wolkenensembles bezüglich des aus den Strahlungstemperaturen bei 22.235 und 37 GHz berechneten LWP und der Infrarot-Strahlungstemperatur. Das Wolkenensemble setzt sich dabei zusammen aus der Variation von LWP und Wolkendicke bei konstanter Wolkenuntergrenze.

Wolkendicke von 1-8 km und gleichzeitig konstanter Wolkenuntergrenze von 1 km verringert sich die Höhenabhängigkeit des berechneten LWP (Abb.5.10).

Für Wasserwolken ermöglicht die Kombination des aus Mikrowellenbeobachtungen bestimmten LWP mit Infrarotmessungen eine Wolkenklassifizierung, die vergleichbar ist mit der Kombination von Messungen im solaren und infraroten Spektralbereich. Da zumindest bei niedrigen Flüssigwassergehalten ein eindeutiger Zusammenhang zwischen LWP und optischer Dicke besteht (Abb. 3.11), sind in diesem LWP-Bereich Beobachtungen von planetarer Albedo und LWP äquivalent. Da der Einfluß der Eisteilchen auf das Mikrowellensignal bei den verwendeten niedrigen Frequenzen vernachlässigbar ist, können Eiswolken dadurch identifiziert werden, daß sie zwar eine niedrige IR-Strahlungstemperatur aufweisen, aber kein Flüssigwasser enthalten. Damit ist auch eine Unterscheidung zwischen hochreichender konvektiver Bewölkung und optisch dicken Cirren ohne darunterliegende Wolken möglich.

Die kombinierte Darstellung von planetarer Albedo und dem aus Mikrowellen-

messungen abgeleiteten LWP (Abb.5.9c) verdeutlicht die große Empfindlichkeit der planetaren Albedo bei niedrigen LWP-Werten bis etwa 0.1 kg/m^2 . In diesem Bereich kann die Bestimmung des LWP aus Messungen im solaren Spektralbereich bessere Ergebnisse liefern als die Mikrowellenfernerkundung. Bei hohen Flüssigwassergehalten hat eine Änderung des LWP dagegen nur noch einen verschwindend geringen Einfluß auf die planetare Albedo; eine Bestimmung des LWP aus Messungen im solaren Spektralbereich ist dann also nicht mehr möglich (vergl. Abb.3.12). In Abb.5.11 ist der Fehler in der LWP-Bestimmung aus Mikrowellen- und Solarmessungen in Abhängigkeit vom Wassergehalt aufgetragen. Sind sowohl die Wolkenhöhe als auch das Tropfenspektrum bekannt, so liegt der Fehler bei der LWP-Bestimmung aus Mikrowellen unabhängig von LWP bei etwa 0.03 kg/m^2 , für Solarmessungen dagegen ist der Fehler für kleine LWP-Werte niedriger, nimmt aber mit dem LWP zu. Bei unbekanntem Tropfenspektrum wird diese Zunahme des Fehlers für die Solarmessungen sehr viel stärker. Der Fehler für die Mikrowellenmessungen bleibt für hohe LWP-Werte dagegen auch bei Unkenntnis der Wolkenhöhe vergleichsweise gering. Damit zeigt sich die Überlegenheit der Mikrowellenbeobachtungen für die Bestimmung des Wolkenwassergehaltes bei LWP-Werten über 0.06 kg/m^2 . Eine Kombination der Mikrowellenmessungen mit Beobachtungen im solaren Spektralbereich kann aber zu einer Verbesserung der Bestimmung sehr niedriger Flüssigwassergehalte beitragen.

Die Kombination der Messungen im Mikrowellenbereich mit denen aus dem Infraroten ermöglicht also eine tageszeitunabhängige Klassifizierung der Wolken nach deren Höhe, Phase und Flüssigwassergehalt bzw. optischer Dicke. Können zusätzlich auch Beobachtungen aus dem solaren Spektralbereich miteinbezogen werden, so wird eine Verbesserung der räumlichen Auflösung des aus den Mikrowellenbeobachtungen abgeleiteten LWP und der Wolkenklassifikation erreicht.

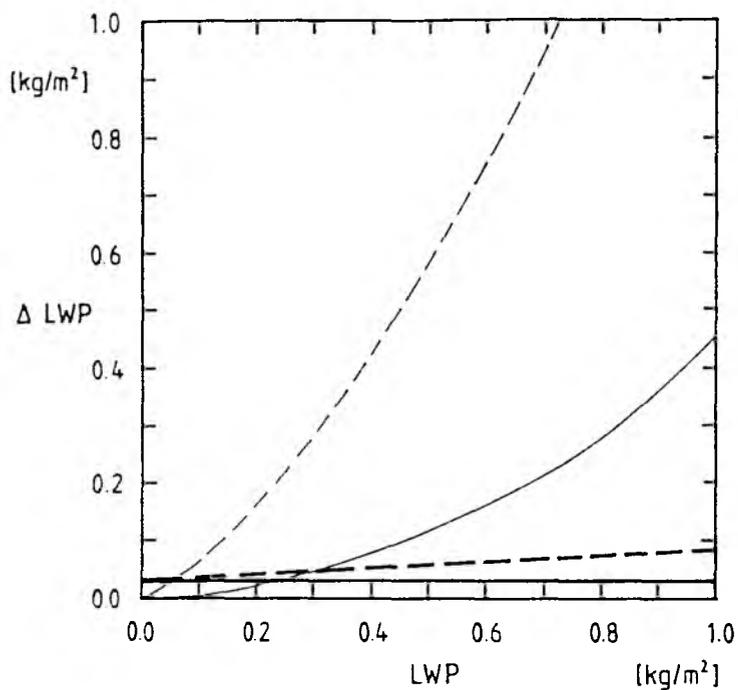


Abbildung 5.11: Fehler des Flüssigwassergehaltes ΔLWP bei der Bestimmung des LWP aus Mikrowellenbeobachtungen (dicke Linien) und aus Messungen der planetaren Albedo von Meteosat. Die durchgezogenen Linien gelten für a priori bekannte Tropfenspektren und Wolkenobergrenzen.

6 Ergebnisse

6.1 Flüssigwassergehalt über der Nordsee

6.1.1 SSM/I-Messungen

Der Flüssigwassergehalt über der Nordsee wurde für den Zeitraum des ICE'89 aus SSM/I-Messungen bestimmt. Die Ergebnisse sind in Plattkartenprojektion auf einem Gitter dargestellt, dessen Gitterelemente ($1/6^\circ$ Breite x $1/3^\circ$ Länge) im Bereich der Nordsee in etwa die Größe der Mikrowellenpixel repräsentieren. Bei der Einordnung der Pixel in das Gitter wird berücksichtigt, daß der Informationsgehalt eines Pixels unter Umständen zu verschiedenen Anteilen auf benachbarte Gitterelemente verteilt werden muß. Als Beispiel werden die Wolkenwassergehalte für den 5. bis 7. Oktober 1989 vorgestellt (Abb.6.1). Am Morgen des 5. Oktober ist die Nordsee nahezu wolkenfrei. Im Laufe des Tages zieht laut Wetterkarte eine Front von Westen her in den Bereich der Nordsee. Diese Front ist am Abend als schmaler Streifen mit hohen Flüssigwassergehalten zu erkennen. Im Zentrum des Wolkenbandes erreicht der LWP Werte von über 0.5 kg/m^2 , was auf das Vorhandensein von Regen hindeutet. Diese Annahme wird durch die Regenmessungen an Bord von FS Poseidon bestätigt, wo während des Frontdurchganges etwa 1 mm Niederschlag gefallen sind. Das Wolkenband ist von der wolkenfreien Umgebung sehr scharf abgegrenzt. Am nächsten Tag folgt von Westen eine zweite Front, die ebenfalls sehr hohe LWP-Werte aufweist. Nach Durchzug der Fronten liegt die Nordsee im Bereich der aus Nordwesten einströmenden Kaltluft, in der sich kleinräumige konvektive Bewölkung bildet. Die horizontale Ausdehnung dieser Wolken ist klein verglichen mit der räumlichen Auflösung des Radiometers von ca. $37 \times 37 \text{ km}^2$. Da eine SSM/I-Messung also ein Mittel über bewölkte und wolkenfreie Gebiete darstellt, liegen die Wassergehalte am Abend des 6. Oktober nur bei maximal 0.15 kg/m^2 und am Morgen des 7. Oktober bei maximal 0.2 kg/m^2 .

6.1.2 Verifikation der Ergebnisse aus SSM/I-Messungen durch die bodengebundenen Messungen während ICE'89

Eine Verifikation der aus SSM/I-Messungen abgeleiteten Flüssigwassergehalte erfolgte durch einen Vergleich mit den Ergebnissen der während des ICE'89

an Bord von FS Poseidon durchgeführten Messungen des bodengebundenen Radiometer (vergl. Kap.4.1.2). Die Algorithmen zur Auswertung der Messungen beider Mikrowellenradiometer beruhen zwar auf demselben Strahlungstransportmodell, aufgrund der unterschiedlichen Meßgeometrie werden bei den bodengebundenen Beobachtungen aber die Unsicherheiten durch die Reflexion an der Meeresoberfläche ausgeschlossen. Vor dem kalten kosmischen Hintergrund mit einer nahezu konstanten Temperatur von ca. 2.7 K mißt das bodengebundene Radiometer direkt die von der Atmosphäre emittierte Strahlung. Wegen des direkteren Zusammenhanges zwischen Flüssigwassergehalt und Strahlungstemperatur können die bodengebundenen Mikrowellenmessungen also die Grundlage für die Verifizierung der Satellitenbeobachtungen bilden.

Während die Satellitenmessungen den LWP mit einer räumlichen Auflösung von etwa 37 km liefern, beträgt die Auflösung des bodengebundenen Radiometers etwa 100 m. Zur besseren Vergleichbarkeit werden deshalb die aus diesen Messungen bestimmten Zeitreihen des LWP über 40 Minuten gemittelt. Bei einer Windschwindigkeit von 15 m/s benötigt eine Wolke etwa 40 Minuten, um ein Mikrowellenpixel zu durchqueren. Der Verdeutlichung der Probleme, die durch die Unterschiede in der räumlichen und zeitlichen Auflösung der beiden Datensätze entstehen, dient ein qualitativer Vergleich der Ergebnisse für den 13. Oktober 1989 (Abb.6.2). Ein während der Nacht in östlicher Richtung über die Schiffsposition hinweg ziehendes Wolkenband tritt in beiden Beobachtungen deutlich durch hohe LWP-Werte hervor. Die bodengebundenen Messungen zeigen zum Morgen hin eine Abnahme des LWP. Zwischen 6:00 und 8:00 UT ist nahezu kein Wolkenwasser mehr im Blickfeld des Radiometers. Die dazugehörige SSM/I-Auswertung zeigt in Übereinstimmung mit den bodengebundenen Messungen, daß sich das Schiff zum Zeitpunkt des Satellitenüberfluges bereits hinter der Front in einer wolkenfreien Region befindet. Die sich im Laufe des Tages in der Kaltluft bildende konvektive Bewölkung ist in den bodengebundenen Beobachtungen durch eine sehr starke Variabilität des LWP gekennzeichnet. Der aus den Satellitendaten bestimmte LWP ist vergleichsweise gering, denn bei diesen, bezogen auf die räumliche Auflösung des SSM/I, kleinskaligen Wolken kann es zu einer systematischen Unterschätzung des mittleren LWP der nur teilweise bewölkten Mikrowellenpixel von bis zu 30% kommen (vergl. Kap.5.1.2.1).

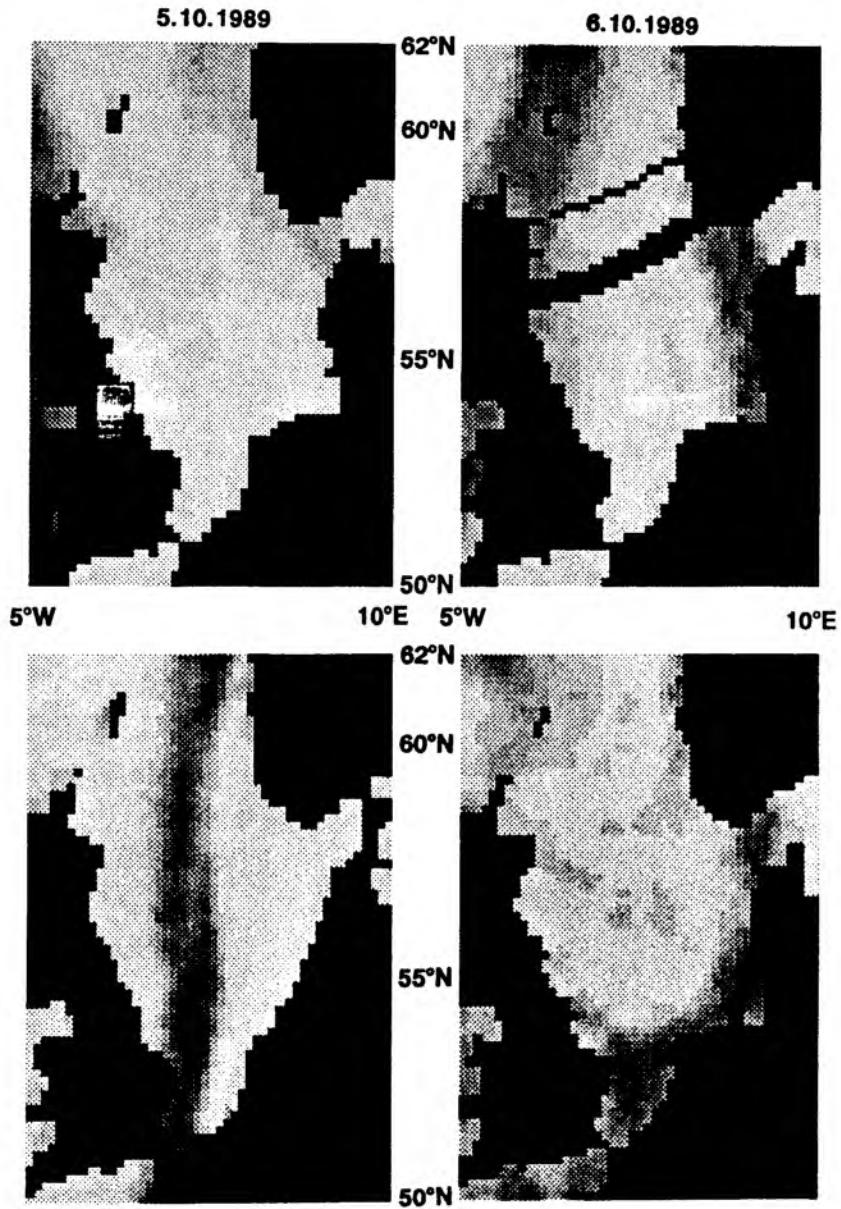


Abbildung 6.1a: Flüssigwassergehalt berechnet aus SSM/I-Messungen über der Nordsee für den 5. und 6. Oktober 1989, jeweils für den Morgen- (oben) und Abendüberflug (unten) des Satelliten (Grauwertskala s. Abb. 6.1b).

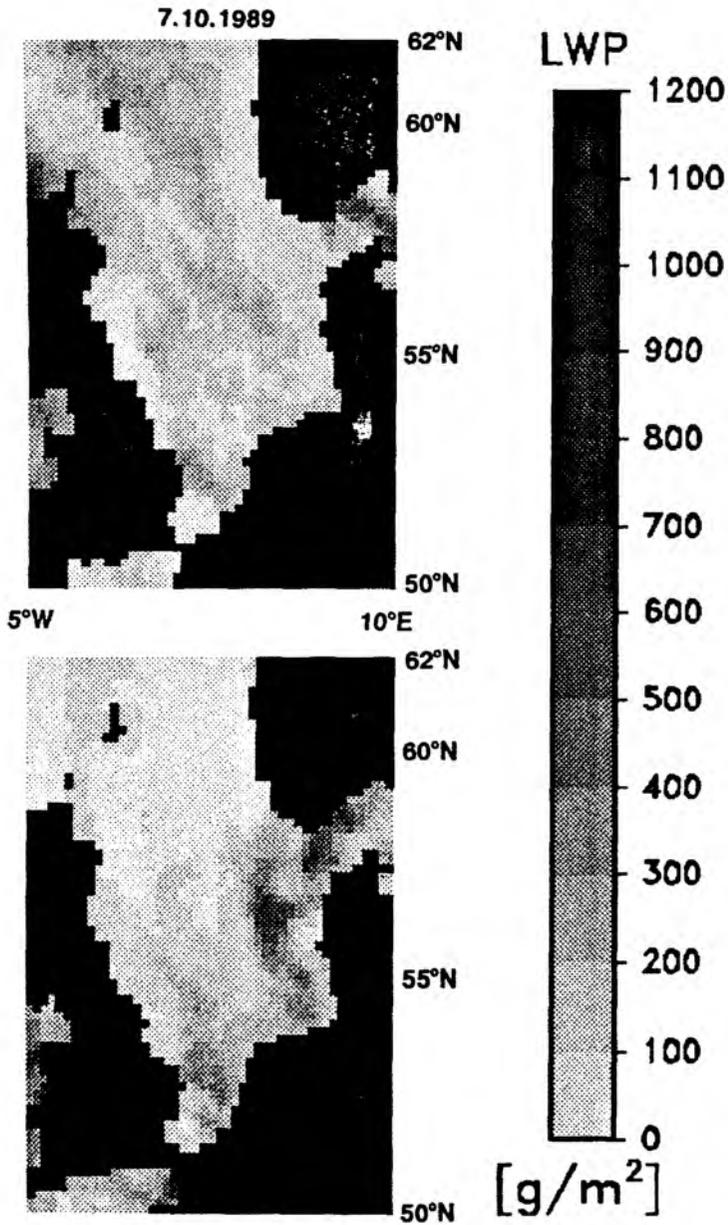


Abbildung 6.1b: Flüssigwassergehalt berechnet aus SSM/I-Messungen über der Nordsee für den 7. Oktober 1989, jeweils für den Morgen- (oben) und Abendüberflug (unten) des Satelliten.

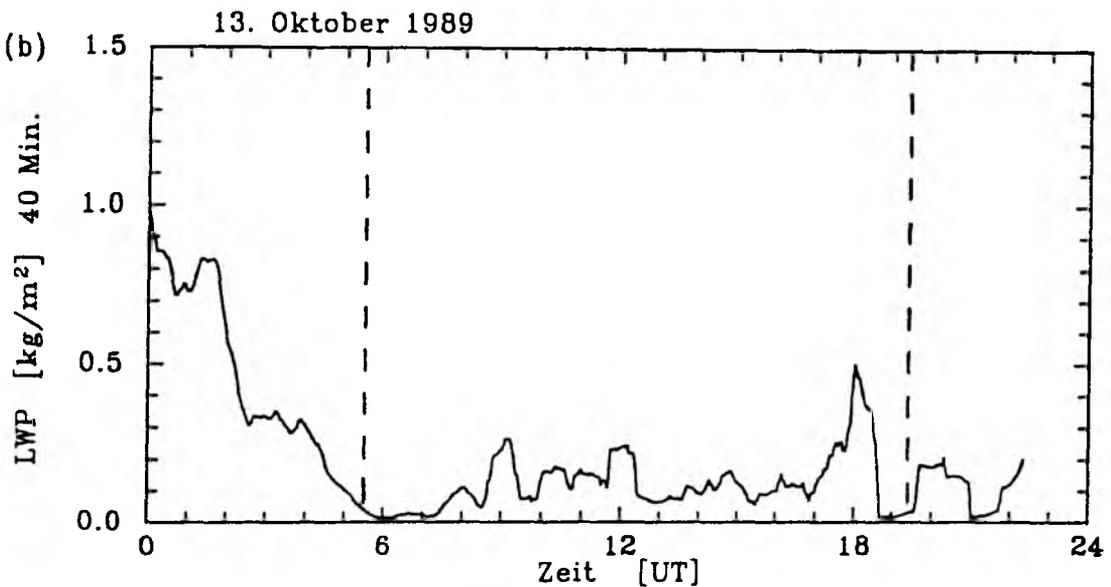
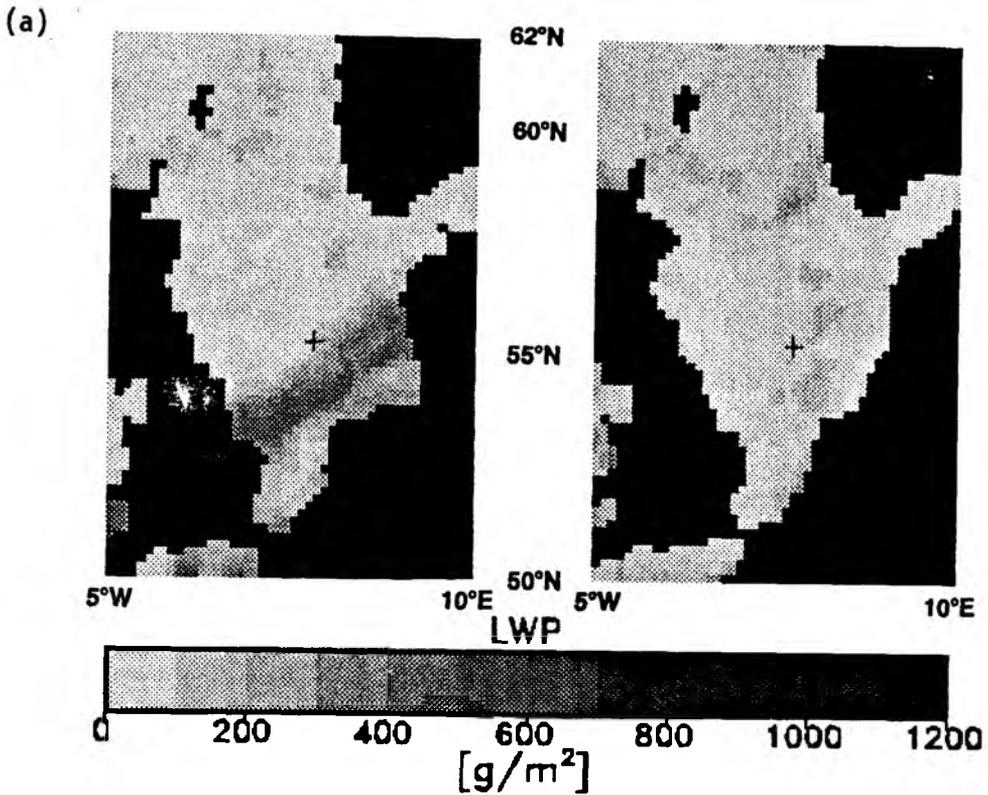


Abbildung 6.2: (a) LWP berechnet aus SSM/I-Messungen über der Nordsee für den Morgen- (links) und den Abendüberflug (rechts) des Satelliten am 13. Oktober 1989. (b) Zeitreihe des aus Messungen des bodengebundenen Radiometers bestimmten, über 40 Minuten gemittelten LWP an der Position von FS Poseidon für den 13. Oktober 1989. Die Position des Schiffes ist in (a) als schwarzes Kreuz eingezeichnet. Die Zeiten der Satellitenüberflüge sind in (b) durch gestrichelte Linien markiert.

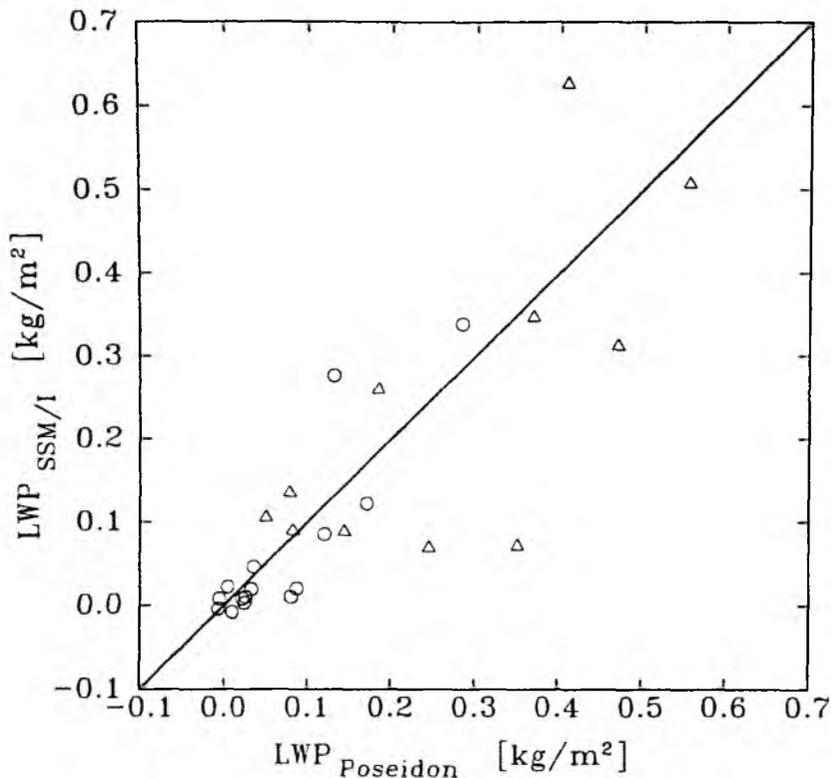


Abbildung 6.3: Vergleich der LWP-Werte aus SSM/I-Messungen und aus Messungen des bodengebundenen Radiometers auf FS Poseidon während ICE'89. Die Kreise symbolisieren homogene Wolken (RMS=0.048 kg/m², Bias=0.003 kg/m²), die Dreiecke kleinskalige Bewölkung (RMS=0.126 kg/m², Bias=0.028 kg/m²).

Da der Satellit die Nordsee höchstens zweimal am Tag überfliegt, gibt es für den Zeitraum des Experimentes insgesamt nur 26 Möglichkeiten für einen direkten Vergleich (Abb.6.3). Trotz der Unterschiede in der räumlichen und zeitlichen Auflösung beider Datensätze zeigt sich zumindest für relativ homogene, großflächige Wolkengebiete eine gute Übereinstimmung. Größere Abweichungen ergeben sich bei Wolken, deren horizontale Ausdehnung klein ist gegenüber der räumlichen Auflösung des SSM/I.

6.1.3 Einbeziehung von METEOSAT-Daten aus dem infraroten Spektralbereich

Die aus SSM/I-Messungen abgeleiteten Felder des Flüssigwassergehaltes über der Nordsee werden kombiniert mit möglichst gleichzeitigen METEOSAT-Daten (Tab.6.1). Da SSM/I-Messungen jeweils nur für etwa 5:00 und 19:00 Uhr Lokalzeit vorliegen, existieren wegen der zu diesen Zeiten im Oktober

Tabelle 6.1: Übersicht über die ausgewerteten Kombinationen von SSM/I- und Meteosat-Beobachtungen während ICE'89, Zeitangaben in UT.

Datum	SSM/I	Meteosat
1.10.89	18:23	18:23
2.10.89	4:25 18:23	4:23 18:23
5.10.89	5:30 19:23	5:23 19:23
6.10.89	5:15 19:10	5:23 19:23
7.10.89	5:05 19:00	4:53 18:53
8.10.89	4:50 18:45	4:53 18:53
9.10.89	4:35 18:30	4:23 18:23
10.10.89	18:20	18:23
13.10.89	5:27 19:23	5:23 19:23
14.10.89	5:15	5:23
17.10.89	4:35 18:30	4:23 18:23
18.10.89	4:23 18:20	4:23 18:23

herrschenden Dämmerung über der Nordsee keine Messungen im Solaren, so daß ausschließlich die Informationen aus dem infraroten (IR) Kanal von METEOSAT verwendet werden können.

Die Möglichkeiten, die eine Kombination von Mikrowellen- und Infrarotdaten zur Identifikation verschiedener Wolkentypen bietet, wird beispielhaft für

den 5. und 13. Oktober 1989 untersucht. Dazu wurden den Infrarot-Stahlungstemperaturen zunächst Isolinien des aus SSM/I-Daten berechneten LWP überlagert (Abb. 6.4). Die zeitlichen Unterschiede zwischen den Messungen der beiden Satelliten betragen maximal 7 Minuten (vergl. Tab. 6.1). Die höchsten Wolkenwassergehalte finden sich in den Zentren der schmalen Wolkenbänder, die am Abend des 5. und am Morgen des 13. Oktobers über der Nordsee liegen. Die Lage der LWP-Maxima stimmt aber durchaus nicht mit der Lage der niedrigsten IR-Temperaturen überein, was zeigt, daß die Höhe der Obergrenze keinen eindeutigen Schluß auf den Wassergehalt einer Wolke zuläßt. Niedrige Wolken (relativ warme IR-Temperaturen) mit LWP-Werten von mehr als 0.2 kg/m^2 sind am 13. Oktober über dem Ärmelkanal zu erkennen. Die durchbrochene Bewölkung, die am Morgen des 13. Oktobers noch über dem nördlichen Teil des Gebietes liegt und am Abend bereits die gesamte Nordsee überdeckt, ist charakterisiert durch sehr variable IR-Temperaturen, zeigt aber nur sehr geringe LWP-Werte, weil diese stets ein Mittel über ca. $37 \times 37 \text{ km}^2$ (16 bis 20 IR-Pixel), also bewölkte und wolkenfrei Gebiete, repräsentieren. Die niedrigen IR-Temperaturen und das gleichzeitige Fehlen eines LWP-Signals in einem großen Gebiet auf der Ostseite der Front, die am 5. Oktober die Nordsee von Westen her überquert, deutet auf das Vorhandensein von Cirren hin, da Eiswolken in den verwendeten Frequenzen einen vernachlässigbaren Einfluß auf die Mikrowellenstrahlung haben. Cirren sind auch am 13. Oktober zu finden und zwar morgens am nördlichen Rand des Wolkenbandes und abends westlich von Schottland.

Die Kombination der unterschiedlichen Informationsgehalte beider Spektralbereiche bietet also die Möglichkeit verschiedene Wolkentypen zu identifizieren. Dies läßt sich deutlich in den 2-dimensionalen Häufigkeitsverteilungen aus dem LWP und den IR-Temperaturen erkennen (Abb.6.5). Deutlich abgegrenzt ist für jeden Termin die Häufungszone der Ozeanpixel. Aber auch das Vorkommen der mittelhohen Wasserwolken und der Wasserwolken mit sehr hohen Obergrenzen oder darüberliegenden Cirren am 5. Oktober wird in den Histogrammen durch Häufungszonen repräsentiert. Auffällig ist der große Anteil der Cirrusbewölkung am Morgen des 5. Oktober. An Hand eines Vergleiches mit den in Kap.5.2 gezeigten modellierten Verteilungen läßt sich eine Unterteilung der Wolken bezüglich ihrer Obergrenze und ihres LWP vornehmen. Entsprechend der Häufungszonen werden 6 Wolkenklassen unterschieden (Tab.6.2). Ein entscheidender Vorteil gegenüber der Kombination

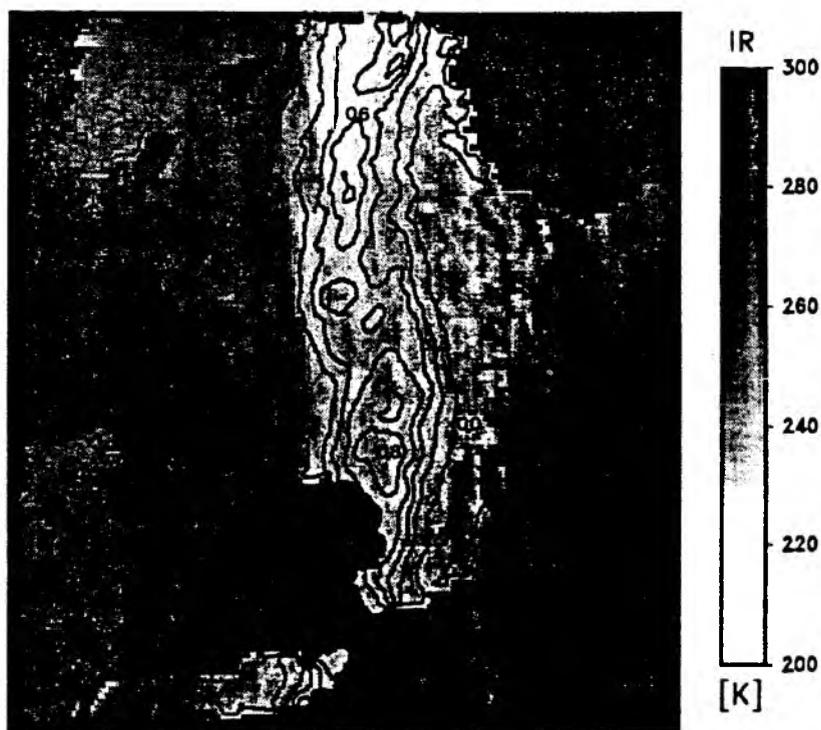


Abbildung 6.4a: METEOSAT-IR-Strahlungstemperaturen mit überlagerten Isolinen des aus SSM/I-Messungen berechneten LWP (in kg/m^2) für die Nordsee, 5. Oktober 1989, ca. 5:30 UT (oben) und 19:23 UT (unten). Der Abstand der Isolinen beträgt 0.2 kg/m^2 .

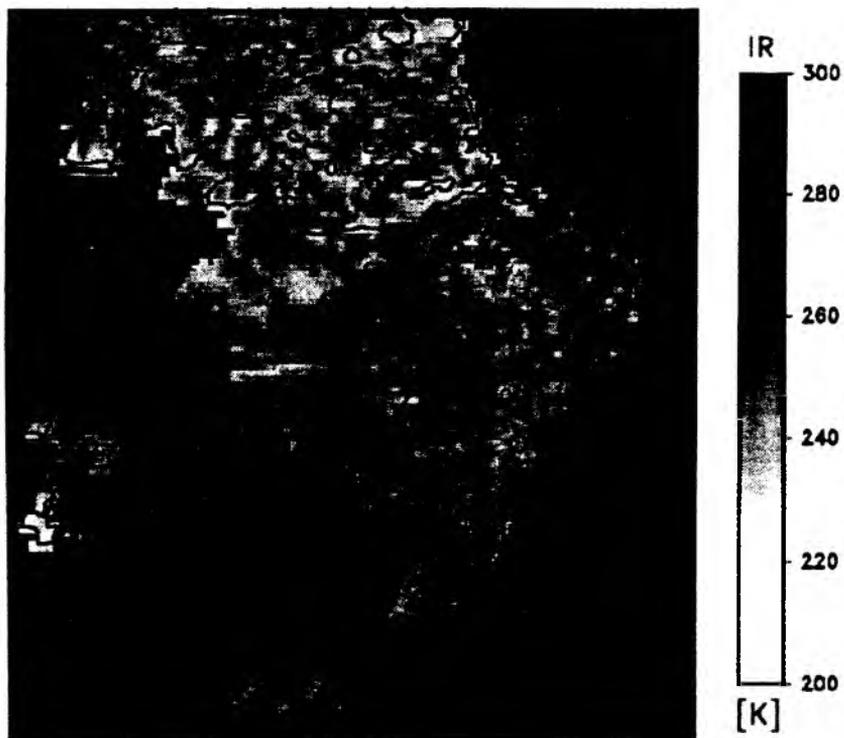
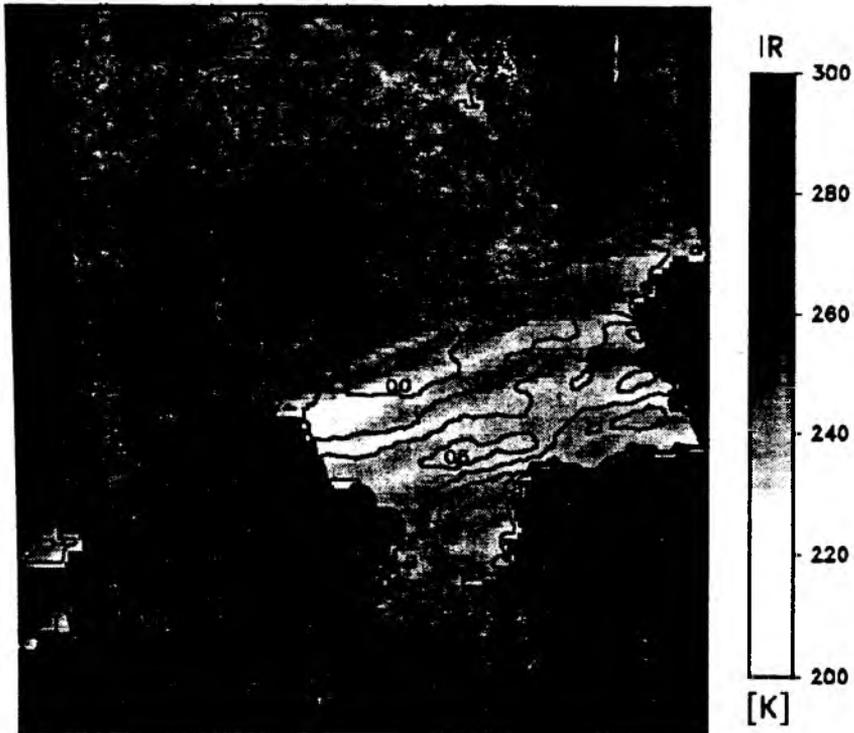


Abbildung 6.4b: METEOSAT-IR-Strahlungstemperaturen mit überlagerten Isolinien des aus SSM/I-Messungen berechneten LWP (in kg/m^2) für die Nordsee, 13. Oktober 1989, ca. 5:27 UT (oben) und 19:23 UT (unten). Der Abstand der Isolinien beträgt $0.2 \text{ kg}/\text{m}^2$.

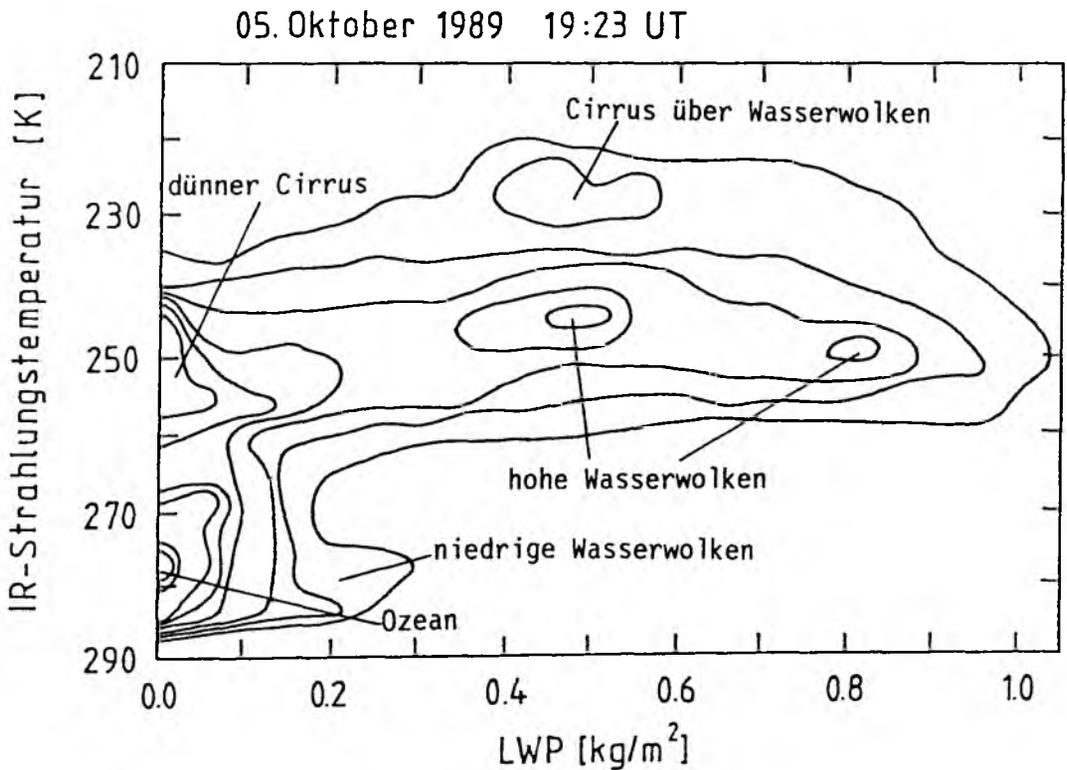
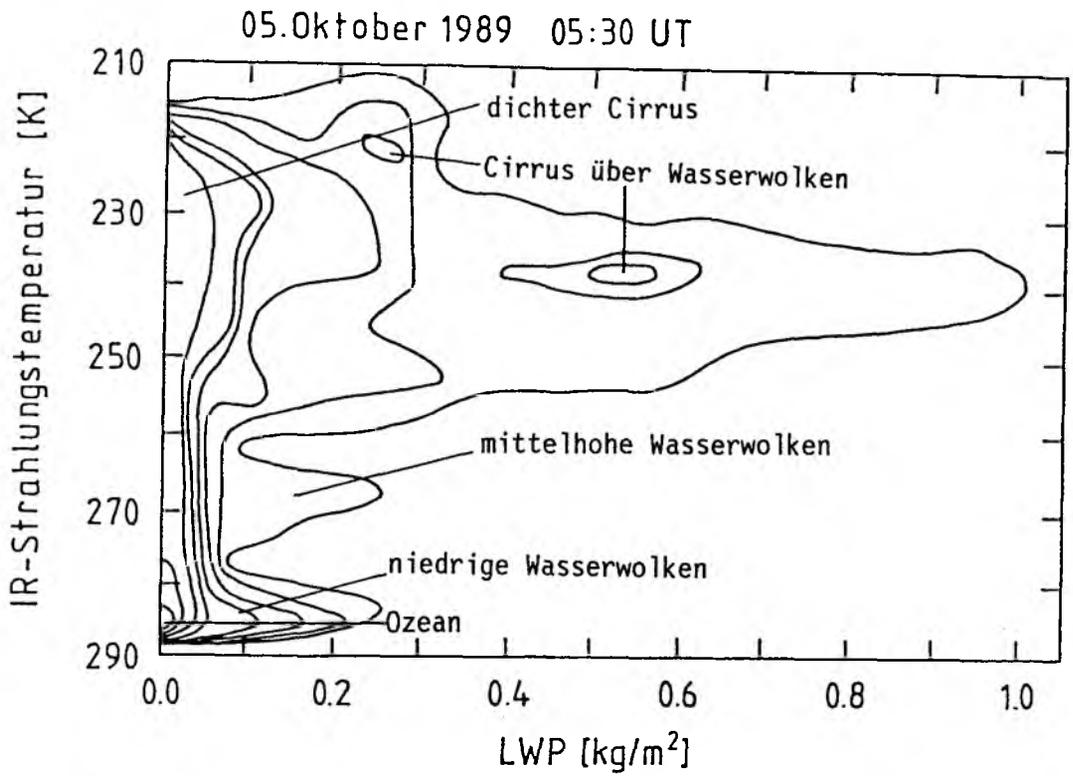


Abbildung 6.5a: 2-dimensionales Histogramm aus SSM/I-LWP und Meteosat-IR-Strahlungstemperaturen mit angedeuteter Wolkenklasseneinteilung, 5. Oktober 1989, 5:30 UT (oben) und 19:23 UT (unten). Die äußere Linie umfaßt den gesamten Meßbereich, die inneren Linien entsprechen den Häufigkeiten 10, 25, 50, 75, 100, 500, 800.

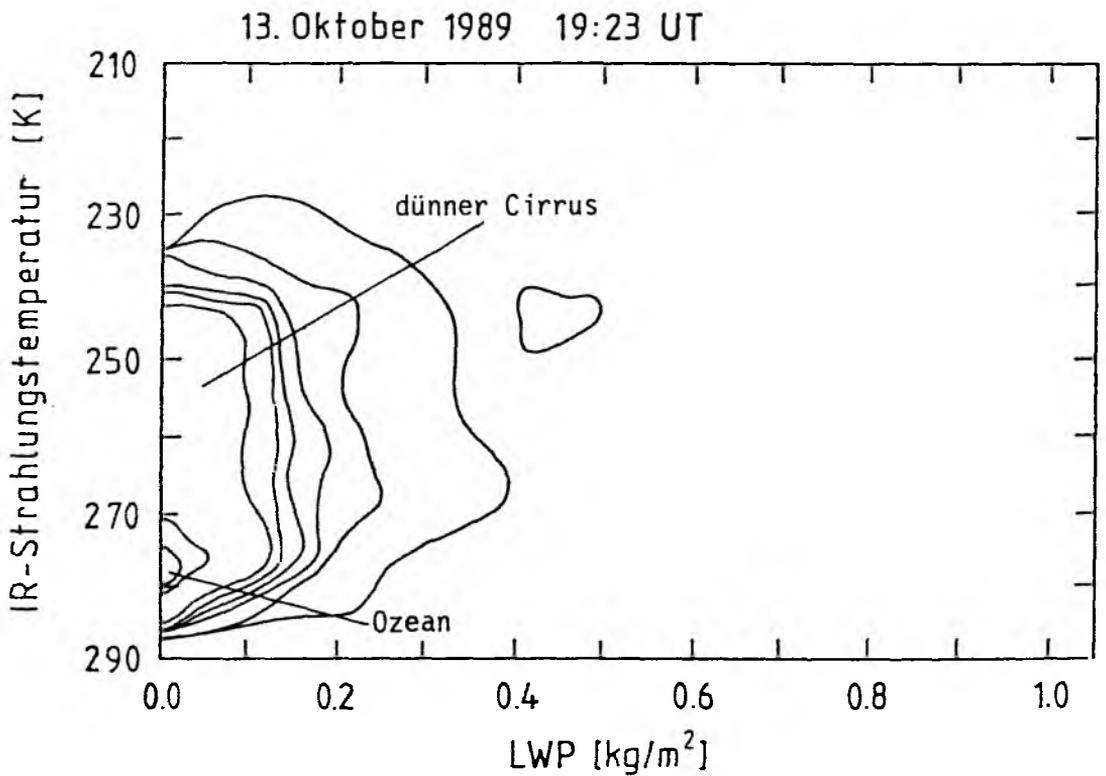
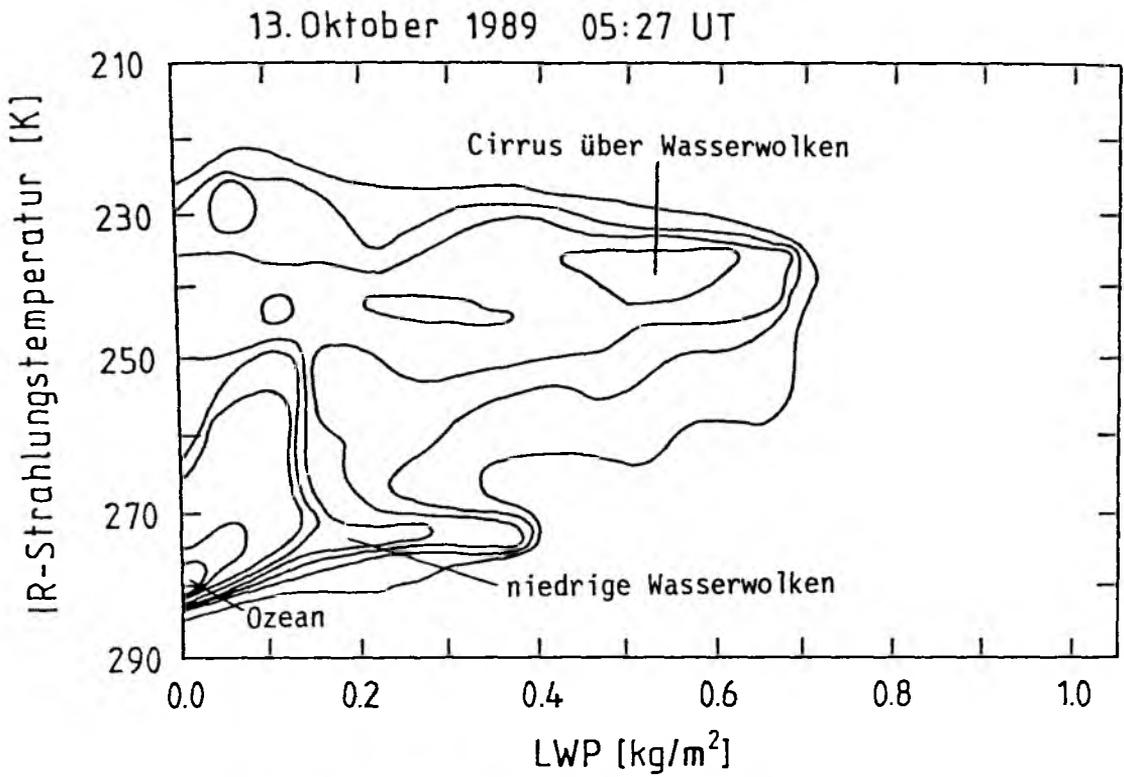
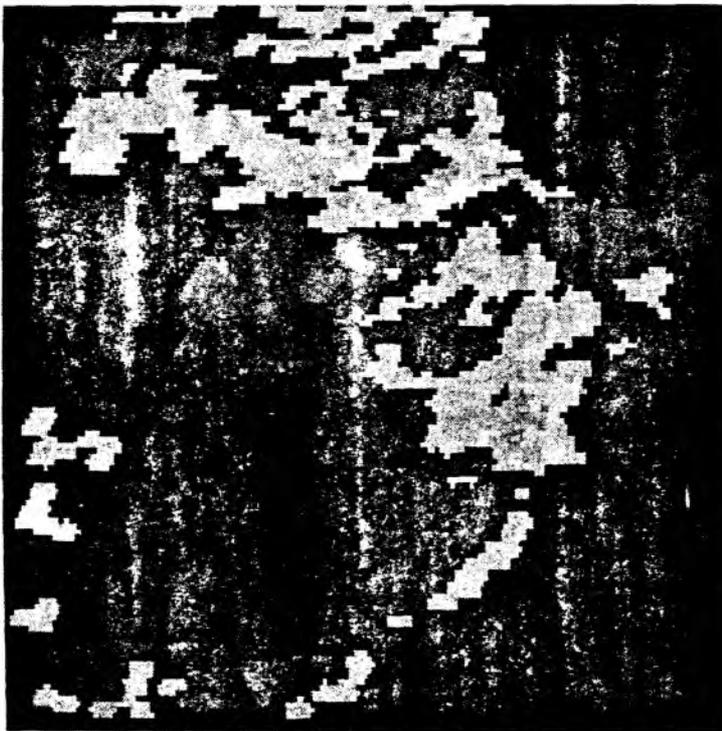


Abbildung 6.5b: 2-dimensionales Histogramm aus SSM/I-LWP und Meteosat-IR-Strahlungstemperaturen mit angedeuteter Wolkenklasseneinteilung, 13. Oktober 1989, 5:27 UT (oben) und 19:23 UT (unten). Die äußere Linie umfaßt den gesamten Meßbereich, die inneren Linien entsprechen den Häufigkeiten 10, 25, 50, 75, 100, 500, 800.



Ozean	dünnere Cirrus	dichtere Cirrus	niedrige Wasser- wolken	mittel- hohe Wasser- wolken	Cirrus über Wasser- wolken
-------	-------------------	--------------------	-------------------------------	--------------------------------------	-------------------------------------

Abbildung 6.6a: Verteilung der Wolkentypen über der Nordsee, 5. Oktober 1989, 5:26 UT (oben) und 19:23 UT (unten).



Ozean	dünnere Cirrus	dichtere Cirrus	niedrige Wasser- wolken	mittel- hohe Wasser- wolken	Cirrus über Wasser- wolken
-------	-------------------	--------------------	-------------------------------	--------------------------------------	-------------------------------------

Abbildung 6.6b: Verteilung der Wolkentypen über der Nordsee, 13. Oktober 1989, 5:27 UT (oben) und 19:23 UT (unten).

von Messungen aus dem infraroten und solaren Spektralbereich ist die Möglichkeit zwischen optisch dicken Cirren und Cirren mit darunterliegenden Wasserwolken bzw. hochreichender konvektiver Bewölkung differenzieren zu können.

Tabelle 6.2: Klasseneinteilung der Wolken bezüglich IR-Strahlungstemperatur und LWP.

Klasse	IR-Temperatur	LWP
Ozean	$274 \text{ K} \leq T$	$\leq 0.05 \text{ kg/m}^2$
durchbrochener Cirrus	$246 \text{ K} < T < 274 \text{ K}$	$\leq 0.05 \text{ kg/m}^2$
dichter Cirrus	$T \leq 246 \text{ K}$	$\leq 0.05 \text{ kg/m}^2$
niedrige Wasserwolken	$266 \text{ K} \leq T$	$> 0.05 \text{ kg/m}^2$
mittelhohe Wasserwolken	$246 \text{ K} < T < 266 \text{ K}$	$> 0.05 \text{ kg/m}^2$
Cirrus über Wasserwolken	$T \leq 246 \text{ K}$	$> 0.05 \text{ kg/m}^2$

Unter Verwendung der in Tabelle 6.2 dargestellten Klassifikation werden die Satellitenbilder rekonstruiert. Abb.6.6 zeigt die räumlichen Verteilungen der verschiedenen Wolkentypen über der Nordsee.

6.2 Flüssigwasser über dem Atlantik

6.2.1 SMMR-Messungen

6.1.1.1 Monatsmittel

Aus SMMR-Messungen wurde für den Juli 1983 der Flüssigwassergehaltes über dem Atlantik bestimmt. Die Ergebnisse sind auf einem geographischen Gitter mit einer Auflösung von $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ in Plattkartenprojektion dargestellt. Wegen der hohen räumlichen Variabilität des LWP wird zur besseren Darstellbarkeit ein Gaußsches Glättungsverfahren auf die Mittelwerte angewendet. Die Monatsmittel wurden getrennt für die Tag- und Nachtüberflüge des Satelliten bestimmt (Abb.6.7). Da das Radiometer nur an jedem zweiten Tag Daten liefert, können diese Monatsmittel nur aus etwa 15 Werten berechnet

werden. In beiden Auswertungen sind deutlich die hohen Werte im Bereich der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) und in den mittleren Breiten zu erkennen. Gebiete mit sehr niedrigem LWP befinden sich vor den Küsten der Südspitze Afrikas.

Insgesamt ist der LWP bei den Nachtüberflügen höher. Die Temperaturdifferenzen zwischen den Kanälen, auf denen die Auswertung der SMMR-Daten beruht, liegen für die Nachtwerte systematisch um etwa 1 bis 2 K über den Tagwerten. Dies hat zur Folge, daß der aus den Nachtmessungen berechnete LWP um etwa 0.03 bis 0.07 kg/m² höher ist. Die Ursache für diesen Unterschied kann sowohl in einem systematischen Fehler der SMMR-Messungen als auch in einem Tagesgang der Bewölkung liegen. So kann es durch die Aufheizung des Gerätes während der Tagüberflüge zu einer Überschätzung der Strahlungstemperaturen kommen (Crewell et al., 1991). Für den Juli 1983 sind allerdings, anders als für den von Schrader (1989) untersuchten Juni 1979, in den verwendeten Kanälen keine systematisch höheren Strahlungstemperaturen bei den Tagmessungen festzustellen.

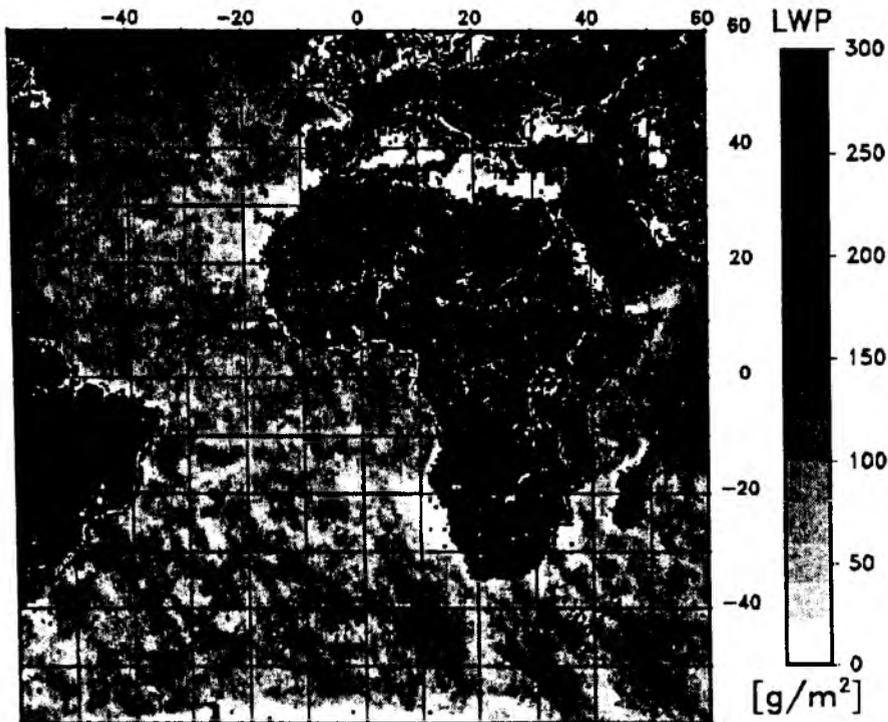
Ein Tagesgang in der Bewölkung kann durch eine tageszeitliche Änderungen des Bedeckungsgrades und durch Schwankungen des Wassergehaltes der einzelnen Wolken verursacht werden. Beobachtungen zeigen zwar einen Tagesgang des LWP bei maritimem Stratocumulus mit hohen Werten am frühen Morgen und niedrigen Werten am späten Nachmittag (z.B. Albrecht et al., 1988; Blaskovic et al., 1991; Hignett, 1991; Minnis et al., 1992; Oelke, 1992), die Differenzen zwischen den LWP-Werten zu den Überflugzeiten des Satelliten (ca. 0 und 12 Uhr Lokalzeit) sind allerdings geringer. Ein vergleichbarer Tagesgang wurde auch für den Bedeckungsgrad aus Beobachtungen geostationärer Satelliten für den tropischen Atlantik und Pazifik nachgewiesen (Minnis und Harrison, 1983; Saunders, 1985).

Um allerdings genauere Aussagen darüber machen zu können, inwieweit die systematischen Unterschiede im LWP zwischen den Tag- und Nachtbeobachtungen diesen Tagesgang wiedergeben oder durch systematische Fehler in den SMMR-Messungen begründet sind, ist die Auswertung eines umfangreicheren Datensatzes und eine verlässliche Kalibration des Radiometers notwendig.

6.2.1.2 Verwendung des Bedeckungsgrades aus METEOSAT-Daten

Die räumliche Auflösung des aus SMMR-Messungen bestimmten LWP wird durch zusätzliche Informationen über die Verteilung der Wolken innerhalb der ein-

July, 1983 day



July, 1983 night

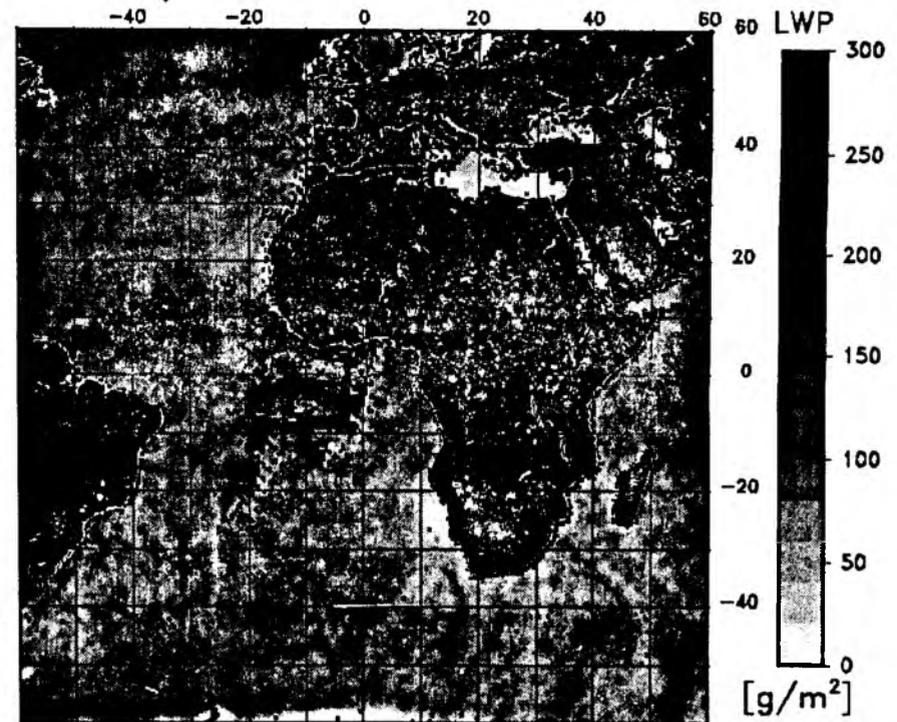


Abbildung 6.7: Mittelwerte des Flüssigwassergehaltes LWP berechnet aus SMMR-Messungen im Juli 1983, getrennt für (a) Tag- und (b) Nachtüberflüge von Nimbus-7. Kontinente und Gebiete ohne Daten sind schwarz eingefärbt.

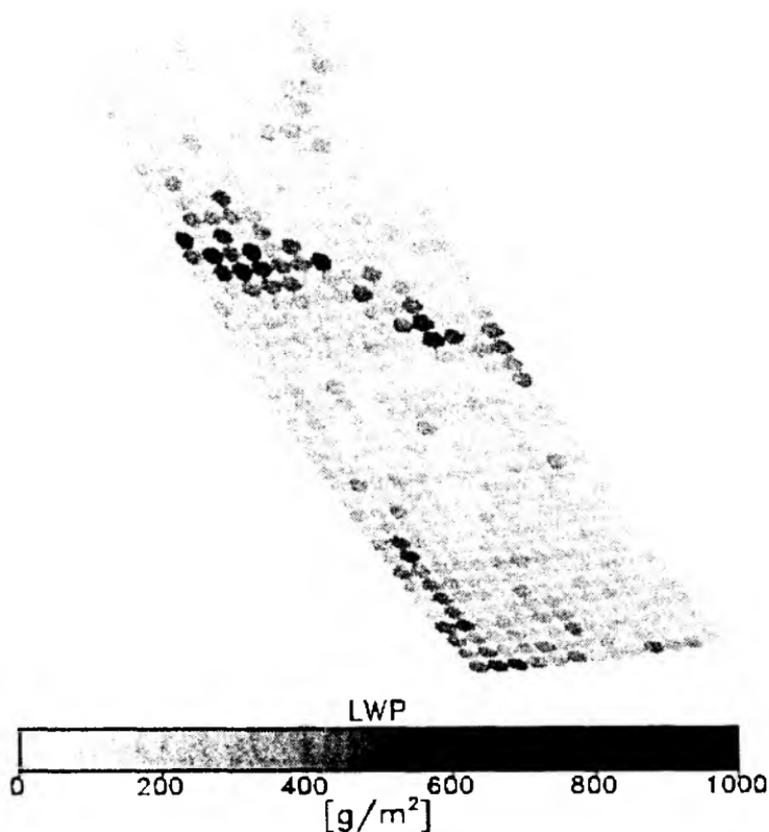


Abbildung 6.8: LWP berechnet aus SMMR-Messungen vom 27. Juli 1983, ca. 13:35 UT. Das umrahmte Gebiet zeigt den Bereich von 24°S - 48°S und 27°W - 10°W .

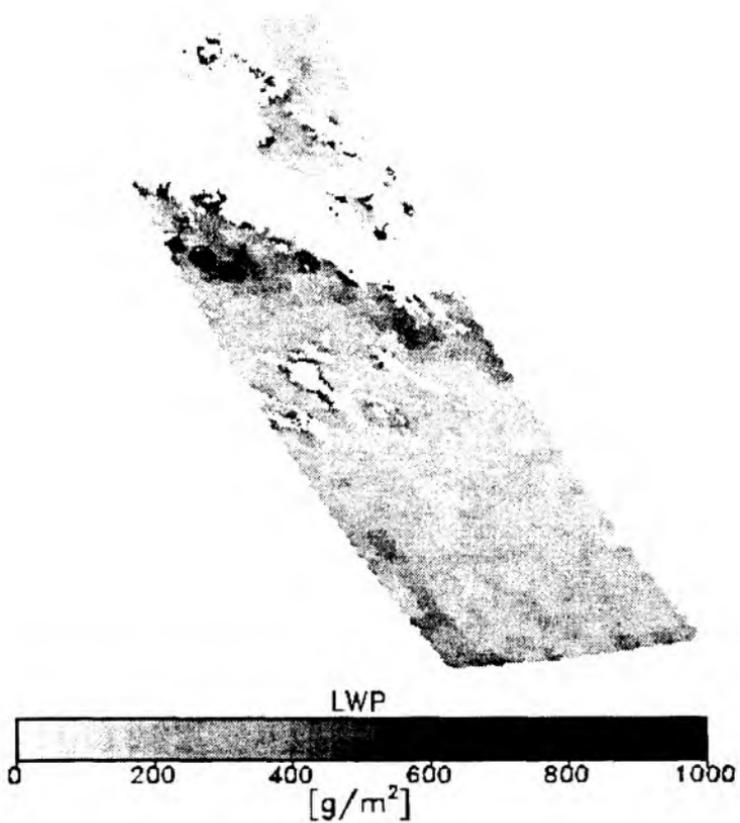


Abbildung 6.10: Flüssigwassergehalt der im VIS- und IR-Kanal von METEOSAT erkannten Wolken (Bereich und Zeit wie Abb.6.8).

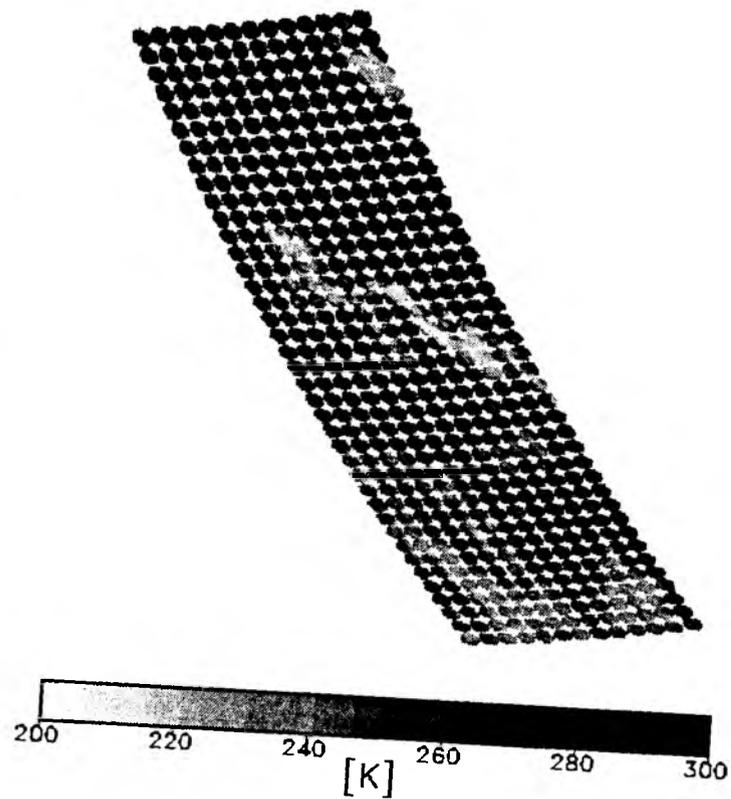
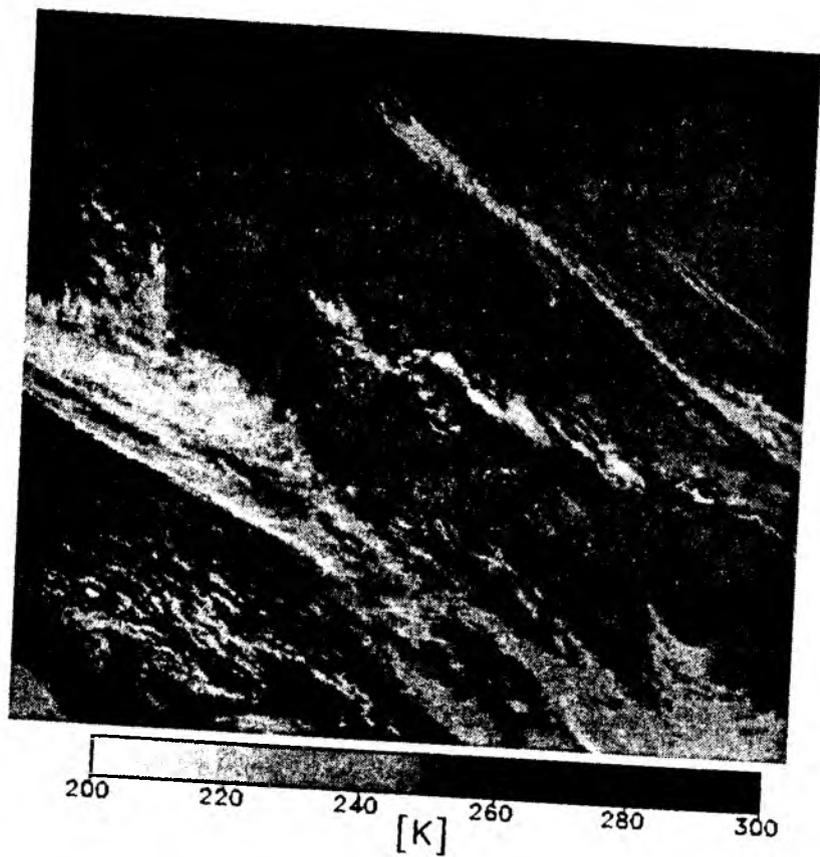


Abbildung 6.9a: IR-Strahlungstemperaturen von METEOSAT für das gesamte Testgebiet (links) und innerhalb der Mikrowellenpixel (rechts) (Bereich und Zeit wie Abb. 6.8).

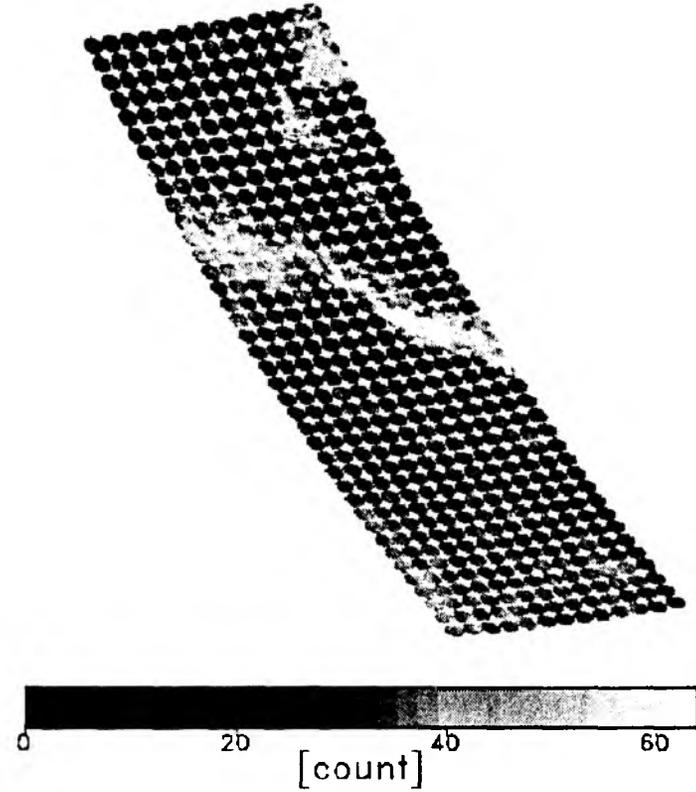
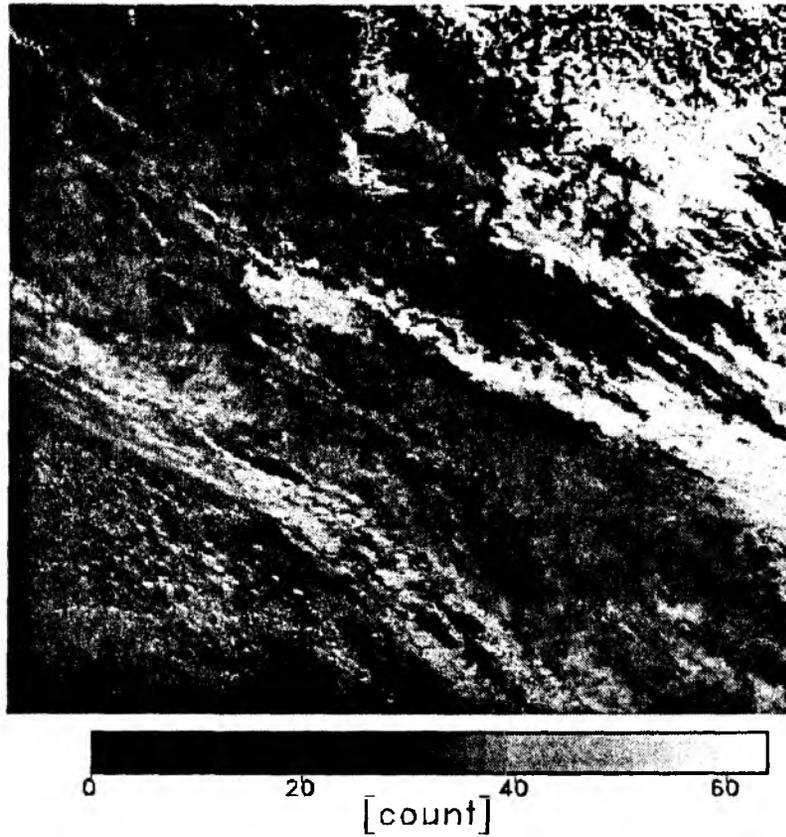


Abbildung 6.9b: VIS-Grauwerte von METEOSAT für das gesamte Testgebiet (links) und innerhalb der Mikrowellenpixel (rechts) (Bereich und Zeit wie Abb. 6.8).

zelen Mikrowellenpixel verbessert. Dazu werden die SMMR-Beobachtungen mit zeitlich gut übereinstimmenden METEOSAT-Daten kombiniert.

Für einen Teil eines Überfluges von Nimbus-7 über den Südatlantik wurde der LWP aus SMMR-Daten berechnet (Abb.6.8). Die räumliche Ausdehnung der Mikrowellenpixel wird dabei durch Kreise angedeutet, die bei der Darstellung in der Projektion, in der die METEOSAT-Daten vorliegen, zu Ellipsen deformiert werden. Abb.6.9 zeigt die Infrarot-Strahlungstemperaturen und die Grauwerte aus dem solaren Kanal einmal für das gesamte Gebiet und einmal nur innerhalb der Mikrowellenpixel. Dabei wird die unterschiedliche räumliche Auflösung der Beobachtungen besonders deutlich. Ein Vergleich der Abbildungen aus den drei Spektralbereichen zeigt den unterschiedlichen Informationsgehalt. Während die Wolkengebiete im Norden, in der Mitte und im Süden des Gebietes durch hohe IR-Temperaturen und hohe Grauwerte im Solaren gekennzeichnet sind, zeigt nur das mittlere Gebiet auch einen hohen LWP. Zur Unterscheidung zwischen bewölkten und wolkenfreien Gebieten wurden die von Rudolph (1988) für den solaren und infraroten Kanal von METEOSAT bestimmten Schwellenwerte verwendet. Unter der Annahme, daß alle Wolken innerhalb eines Mikrowellenpixels den gleichen LWP haben, wurde dann der LWP für die aus den Daten im Infraroten und Solaren identifizierten Wolken zurückgerechnet (Abb.6.10). Die am Rand der Wolkengebiete vereinzelt auftretenden unrealistisch hohen LWP-Werte sind auf den Zeitunterschied der SMMR- und METEOSAT-Messungen von ca. 12 Min. zurückzuführen.

Da der LWP-Algorithmus für die SMMR-Daten auf einem linearen Zusammenhang zwischen den Strahlungstemperaturen und dem Wassergehalt beruht, kann durch die räumliche Inhomogenität des Wolkenwassergehaltes innerhalb der Mikrowellenpixel ein systematischer Fehler, wie er in Kap.5.1.2.1 beschrieben wird, bei der LWP-Bestimmung gar nicht erst entstehen.

6.2.2 SSM/I-Messungen

6.2.2.1 Monatsmittel

Aus SSM/I-Daten wurden Monatsmittel des Wolkenwassergehaltes über dem Atlantik für Januar 1989, Februar 1989, März 1989, August 1990, September 1990, Oktober 1987 und Oktober 1989 berechnet. Diese Monatsmittelwerte

setzen sich zusammen aus täglichen Messungen, die jeweils morgens und abends erfolgen. Die Ergebnisse sind auf einem geographischen Gitter mit einer Auflösung von $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ in Plattkartenprojektion dargestellt (Abb. 6.11 - 6.17). Wegen der hohen räumlichen Variabilität des LWP wird zur besseren Darstellbarkeit ein Gaußsches Glättungsverfahren auf die Mittelwerte angewendet.

Die Monatsmittel zeigen Übereinstimmungen der Verteilung des Wolkenwassers mit den Hauptmerkmalen der allgemeinen Zirkulation. So tritt deutlich die ITCZ mit ihren hohen LWP-Werten von teilweise über 0.22 kg/m^2 hervor. Auch ihre jahreszeitliche Verlagerung von ca. 2°S - 5°N im Nordwinter auf ca. 5°N - 12°N im August ist zu erkennen. Hohe Wolkenwassergehalte sind ebenfalls über den warmen Ozeanströmungen Golf- und Brasilstrom zu finden. Die warmen Wassertemperaturen führen zu einer Labilisierung der darüberliegenden Luftmasse und fördern dadurch die Entstehung von Quellwolken. Die Zugbahnen der Tiefdruckgebiete spiegeln sich in den hohen LWP-Werten in den Westwindzonen beider Hemisphären wider. Insbesondere auf der Südhemisphäre treten die subtropischen Hochdruckgebiete durch niedrige LWP-Werte ($<0.08 \text{ kg/m}^2$) in Erscheinung. Minimale Wolkenwassergehalte finden sich über den kalten Ozeanströmungen (Kanaren-, Benguela-, Falkland- und Humboldtstrom) und über den Auftriebsgebieten vor den Westküsten des Afrikanischen und des Südamerikanischen Kontinents. Dort bewirken die niedrigen Wassertemperaturen eine Stabilisierung der Luftmasse, wodurch die Bildung konvektiver Bewölkung unterdrückt wird.

Die zeitliche Variabilität des Wolkenwassers (Abb. 6.11 - 6.17, jeweils rechts) zeigt eine ähnliche Struktur und Größenordnung wie der Monatsmittelwert. Während die Standardabweichung in den Tropen und Subtropen meistens niedriger als das LWP-Mittel ist, nimmt sie in den mittleren Breiten zumindest gleich hohe Werte an. Die hohe Variabilität des LWP in den Westwindzonen wird verursacht durch den steten Wechsel zwischen wolkenfreien Gebieten und der zu den durchziehenden Frontensystemen gehörenden Bewölkung.

In den Monaten Januar bis März 1989 sind die hohen Wolkenwassergehalten im Bereich des Golfstroms und der wandernden Tiefdruckgebiete auf ein schmales Band konzentriert. Nördlich davon breitet sich ein Gebiet mit sehr niedrigen Flüssigwassergehalten aus. Wie der Vergleich mit Wetterkarten und Satellitenbildern aus dem solaren und infraroten Spektralbereich zeigt,

herrscht in diese Gebiet kleinskalige Bewölkung vor. Außerdem bestehen die Wolken bei den niedrigen Lufttemperaturen zu einem größeren Teil aus Eisparkeln. Deutlich ist in diesen Monaten das Meereisgebiet in der Labradorsee und an den Küsten von Neufundland und Grönland zu erkennen. Das Eisgebiet ist durch unrealistisch hohen Werte des LWP und einen starken Gradienten an der Eiskante gekennzeichnet. Das Gebiet mit sehr niedrigen LWP-Werten vor der Nordwestafrikanischen Küste ist wegen der niedrigen Ozeanoberflächentemperaturen (vergl. Isemer und Hasse, 1987) in diesen Monaten am weitesten ausgedehnt.

Im August 1990 erstreckt sich nördlich von 50°N ein von den durchziehenden Frontensystemen beeinflusstes Gebiet mit mittelhohen LWP-Werten (0.1-0.2 kg/m²). Ursache dafür ist das in diesem Sommer weit nach Norden reichende, ausgedehnte Subtropenhoch, an dessen Nordseite die Tiefdruckgebiete in einer zonalen Strömung über den Atlantik geführt wurden.

Im September 1990 sind nördlich der ITCZ zwei kräftige LWP-Maxima zu erkennen, die von den Wolkensystemen der beiden nacheinander aufgetretenen Wirbelstürme *Isidore* und *Josephine* erzeugt wurden.

Der Oktober 1987 hat sehr hohe LWP-Werte im Bereich des Golfstroms und niedrige Werte nördlich von 50°N. Im Oktober 1989 liegt ein Gebiet mit hohem LWP südlich von Grönland, während im Bereich des Golfstroms nur mittlere LWP-Werte zu finden sind. Der Vergleich der beiden Oktobermittel zeigt die große Variabilität des LWP von Jahr zu Jahr. Insbesondere im nördlichen Nordatlantik zeigen sich große Unterschiede. Wie den Wetterkarten zu entnehmen ist, bewirkt im Oktober 1987 ein Trog über dem östlichen Nordamerikanischen Kontinent, daß die Tiefdruckgebiete entlang der Küste nach Norden geführt werden. Mit einer zonalen Strömung gelangen sie dann von Neufundland nach Mitteleuropa. Im Gegensatz dazu werden die Tiefdruckgebiete im Oktober 1989 durch das in diesem Monat stärker ausgeprägte Azorenhoch wesentlich weiter nach Norden geführt.

Um zu gewährleisten, daß die Monatsmittel nur das Wolkenwasser nicht aber das Regenwasser enthalten, wurde eine Obergrenze des LWP von 0.5 kg/m² festgesetzt. Dabei wird davon ausgegangen, daß Wolken, deren LWP diesen Wert überschreitet, bereits einen großen Anteil von Regentropfen enthalten. Da über das Verhältnis der Anteile von Regen- und Wolkenwasser in regnenden Wolken keine Informationen vorliegen, wird bei der Berechnung der Monatsmittel für die als Regen identifizierten Fälle ein LWP von 0.5 kg/m² ange-

nommen (vergl. Kap.5.1.3). Bei einer Berücksichtigung auch der hohen LWP-Werte über 0.5 kg/m^2 in der Berechnung des Monatsmittels bleibt die Struktur des LWP-Feldes erhalten und lediglich in Gebieten mit maximalen LWP-Werten (ITCZ und Westwindzonen) erhöht sich das Monatsmittel um bis zu 0.1 kg/m^2 (Oelke, 1992).

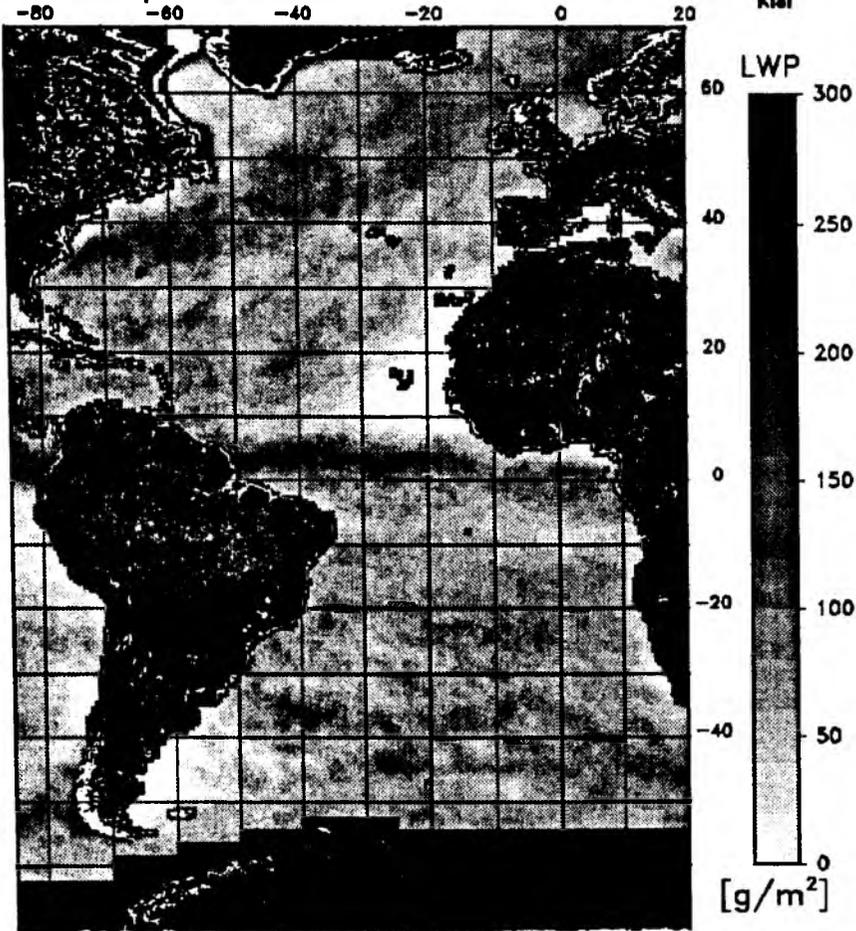
Häufigkeitsverteilungen des LWP zeigen einen exponentiellen Abfall zu hohen Werten hin, deshalb wird der Mittelwert ebenfalls von der korrekten Erfassung des Nullwertes beeinflusst. Eine Untersuchung von Oelke (1992) zeigt, daß der hier verwendete Algorithmus den Nullwert in wolkenfreien Situationen mit dem angegebenen Standardfehler von 0.029 kg/m^2 reproduzieren kann. Die wolkenfreien Gebiete wurden dabei unter Verwendung eines Datensatzes des ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*) identifiziert. Da die Häufigkeitsverteilung des LWP in wolkenfreien Fällen einer Normalverteilung um den Nullwert entspricht, müssen auch die unphysikalisch erscheinenden negativen LWP-Werte in die Bildung des Monatsmittels miteinbezogen werden. Ein Nullsetzen dieser Werte würde zu einer systematischen Überschätzung des LWP führen. Der Monatsmittelwert für den gesamten Atlantik würde sich aber nur um etwa 1% erhöhen (Oelke, 1992).

6.2.2.2 Vergleich mit den Ergebnissen eines Klimamodells

Zur besseren Beschreibung der Wechselwirkungen zwischen Wolken und Klima wird in den heutigen Klimamodellen der Wolkenwassergehalt als eine prognostische Variable behandelt. Die aus SSM/I-Messungen abgeleiteten großräumigen Felder des LWP bieten eine gute Vergleichsmöglichkeit für den im Modell erzeugten Wolkenwassergehalt.

Das Hamburger Klimamodell (ECHAM-T42) basiert in seiner Grundstruktur auf dem Wettervorhersagemodell des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW). Diese sogenannte ECHAM-Version (Roeckner et al., 1989) unterscheidet sich vom gegenwärtigen operationellen EZMW-Modell unter anderem durch eine geringere Auflösung und Modifikationen der Modellierung von Wolken und Strahlungsprozessen. Für die Berechnung von Wolken- und Niederschlagsprozessen wurde der Wolkenwassergehalt als prognostische Variable eingeführt (Sundquist, 1978). Die Bilanzgleichung enthält außer den advektiven Transporten als Quellen- und Senkenprozesse Kondensation, Verdunstung und Niederschlagsbildung durch Autokonversion in Wasserwolken

January, 1989



January, 1989

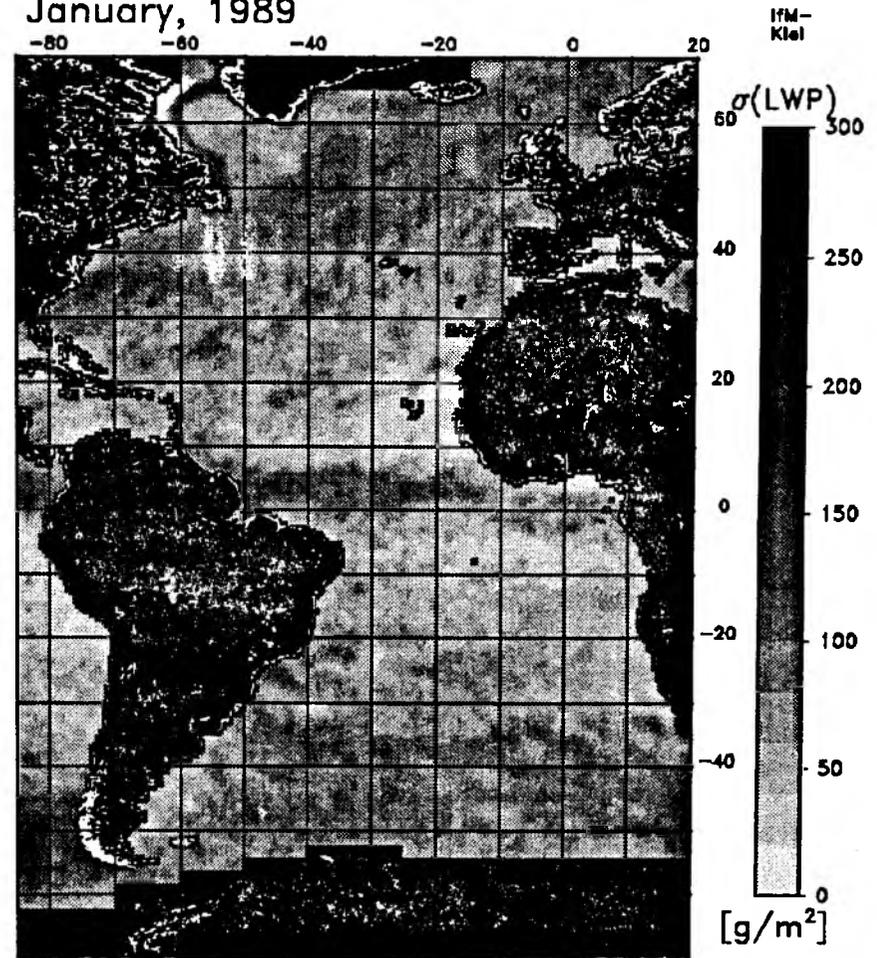


Abbildung 6.11: Mittelwert (links) und Standardabweichung (rechts) des Wolkenwassergehaltes berechnet aus den SSM/I-Messungen im Januar 1989 für alle Überflüge des DMSP.

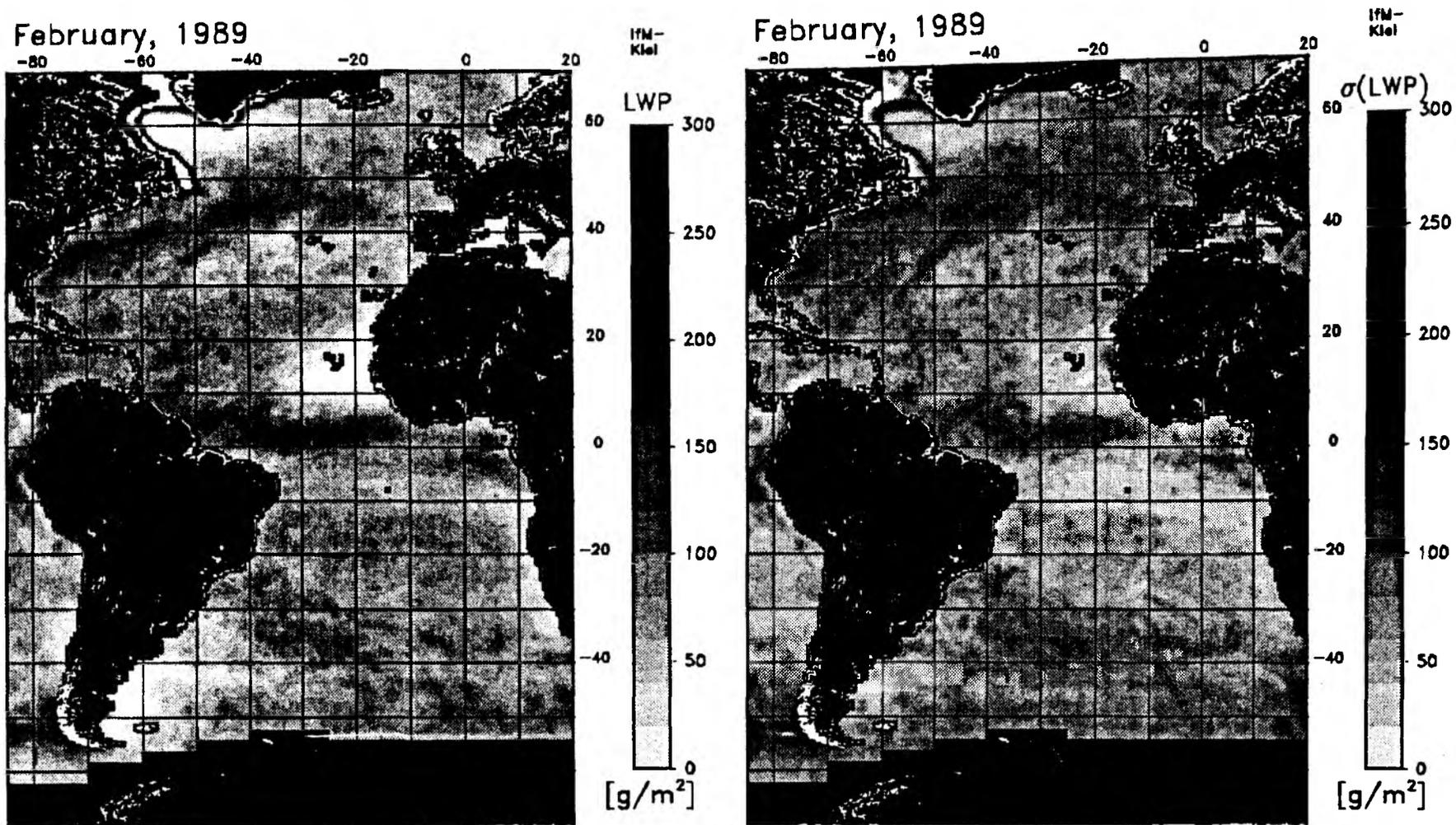
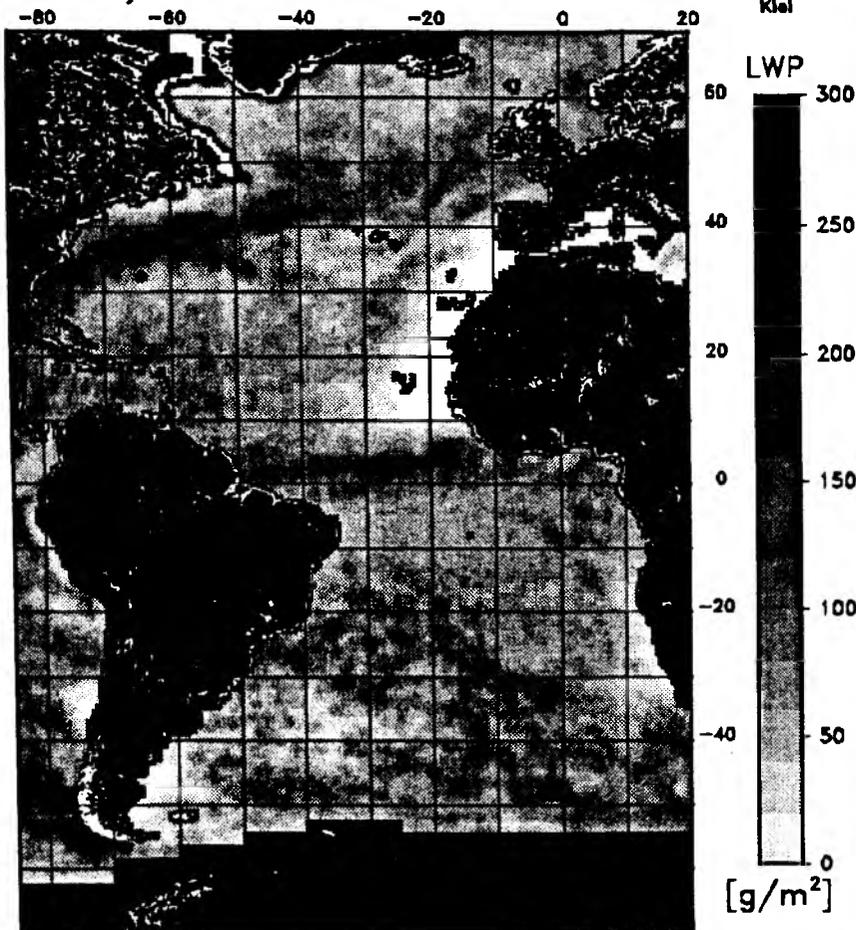


Abbildung 6.12: Mittelwert (links) und Standardabweichung (rechts) des Wolkenwassergehaltes berechnet aus den SSM/I-Messungen im Februar 1989 für alle Überflüge des DMSP.

March, 1989



March, 1989

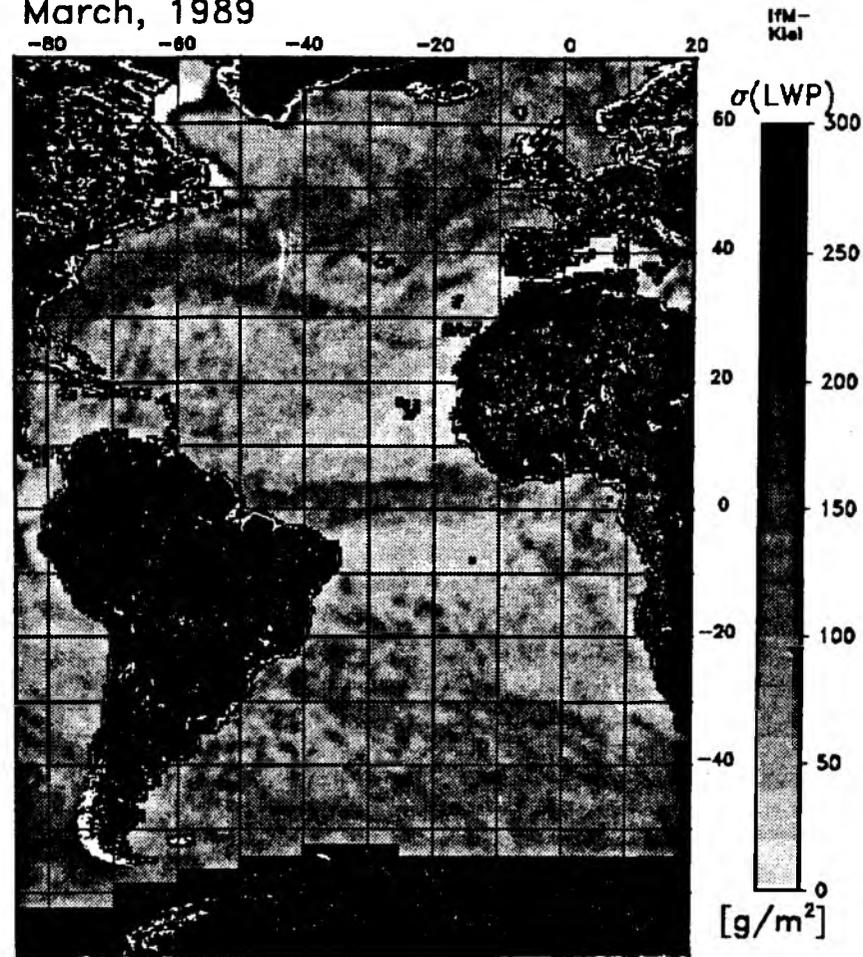
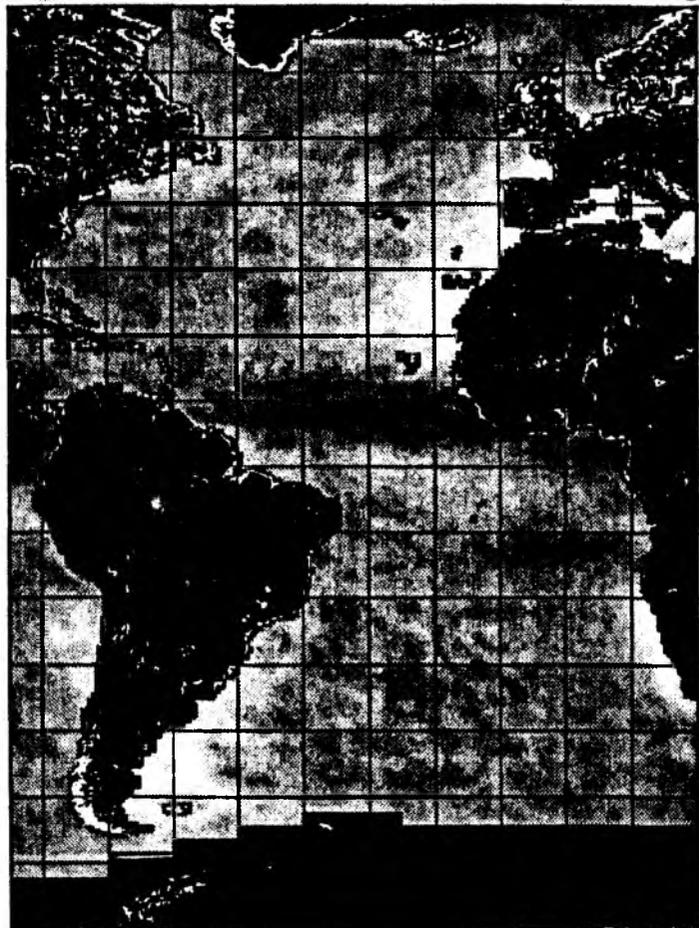


Abbildung 6.13: Mittelwert (links) und Standardabweichung (rechts) des Wolkenwassergehaltes berechnet aus den SSM/I-Messungen im März 1989 für alle Überflüge des DMSP.

August, 1990

-80 -60 -40 -20 0 20



August, 1990

-80 -60 -40 -20 0 20

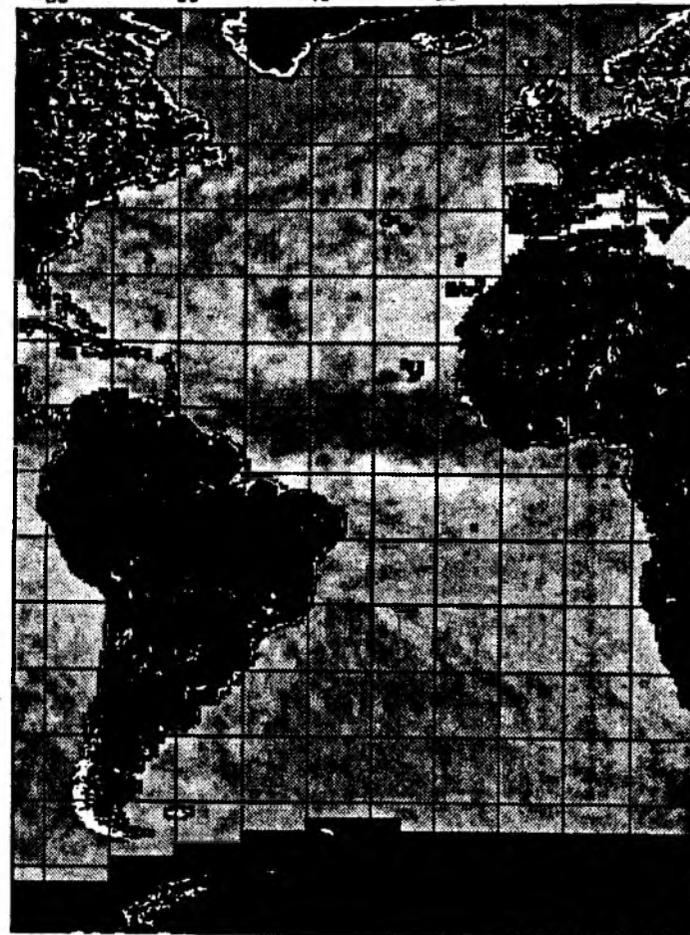
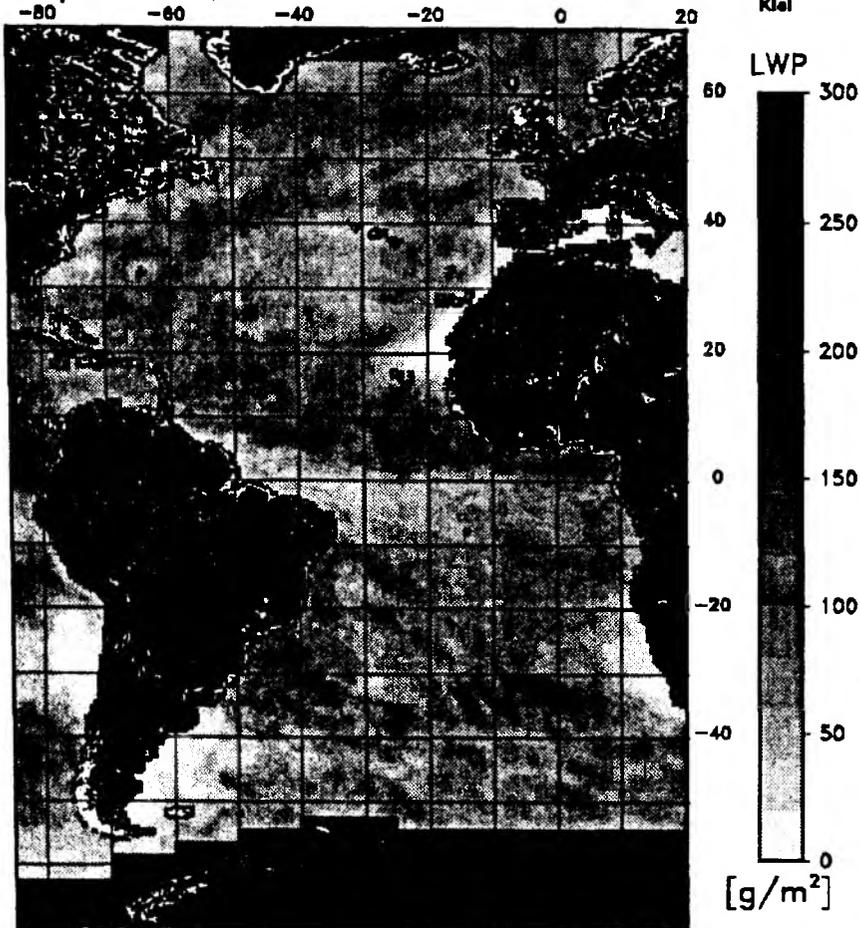


Abbildung 6.14: Mittelwert (links) und Standardabweichung (rechts) des Wolkenwassergehaltes berechnet aus den SSM/I-Messungen im August 1990 für alle Überflüge des DMSP.

September, 1990



September, 1990

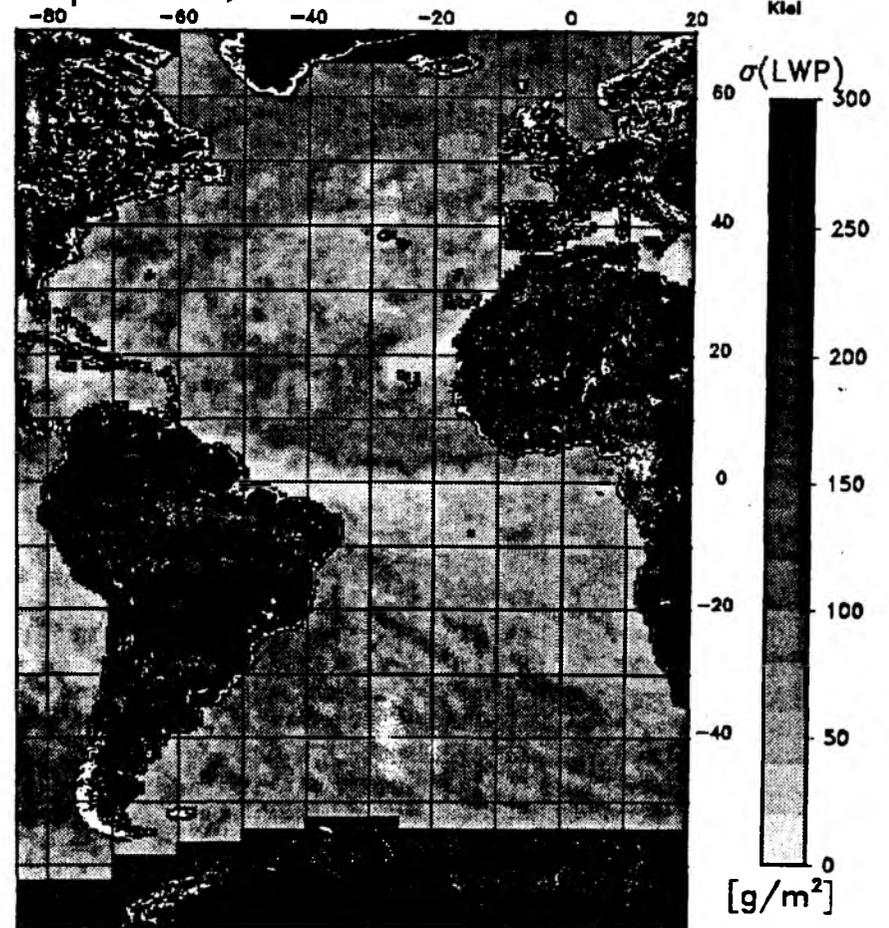
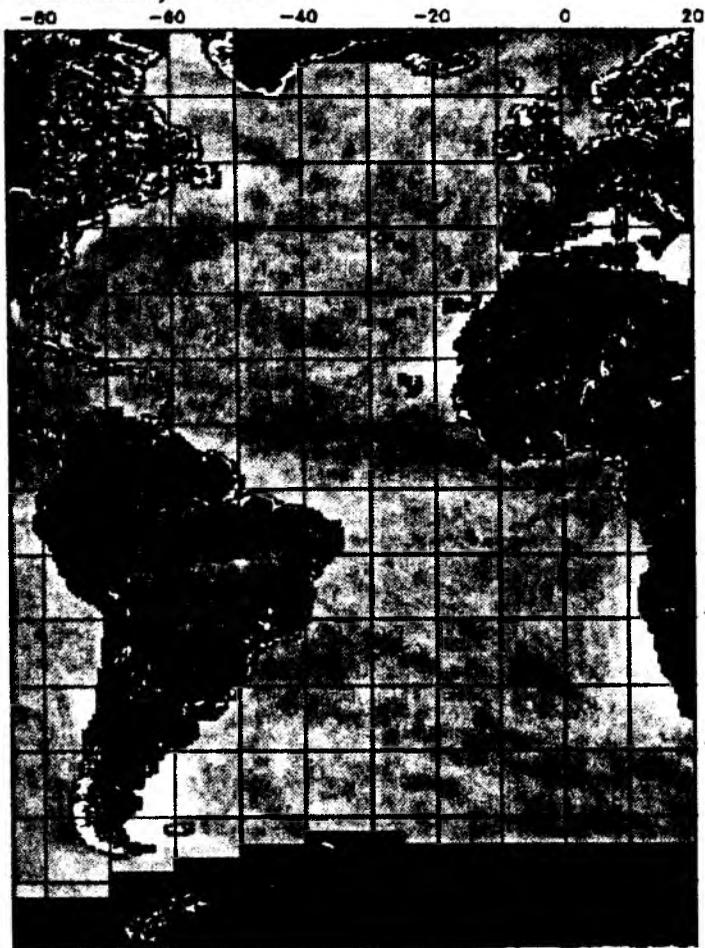


Abbildung 6.15: Mittelwert (links) und Standardabweichung (rechts) des Wolkenwassergehaltes berechnet aus den SSM/I-Messungen im September 1990 für alle Überflüge des DMSP.

October, 1987



October, 1987

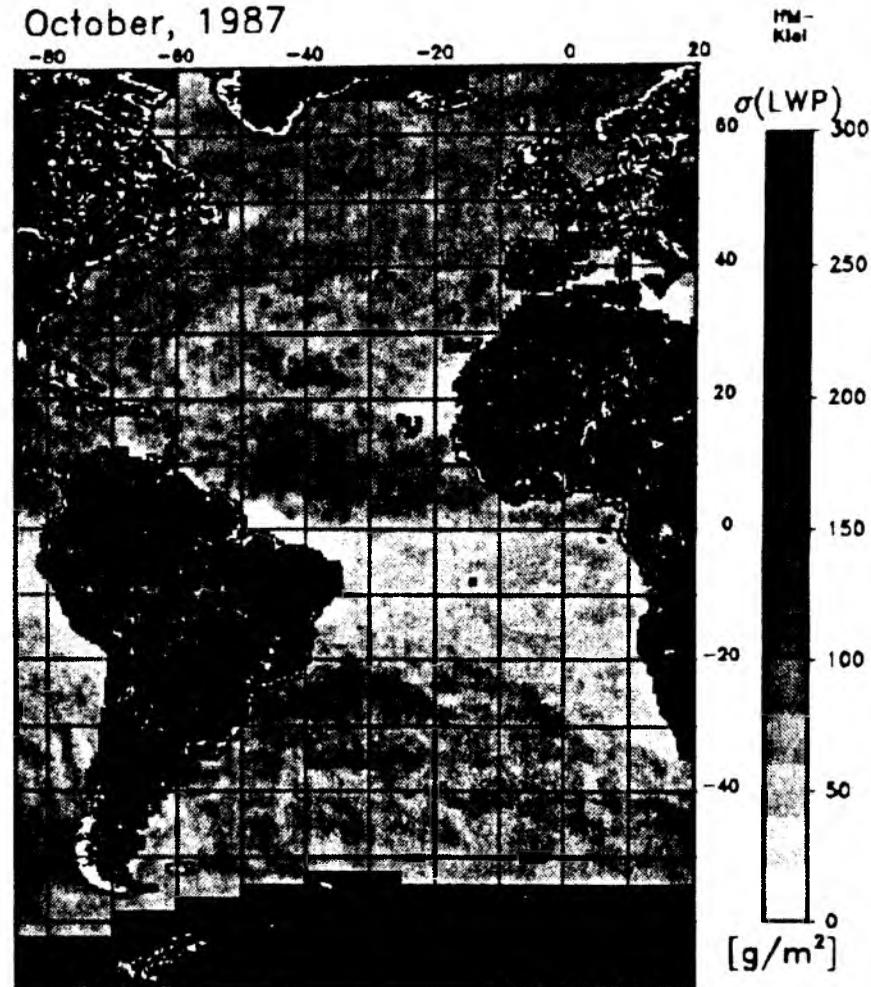


Abbildung 6.16: Mittelwert (links) und Standardabweichung (rechts) des Wolkenwassergehaltes berechnet aus den SSM/I-Messungen im Oktober 1987 für alle Überflüge des DMSP.

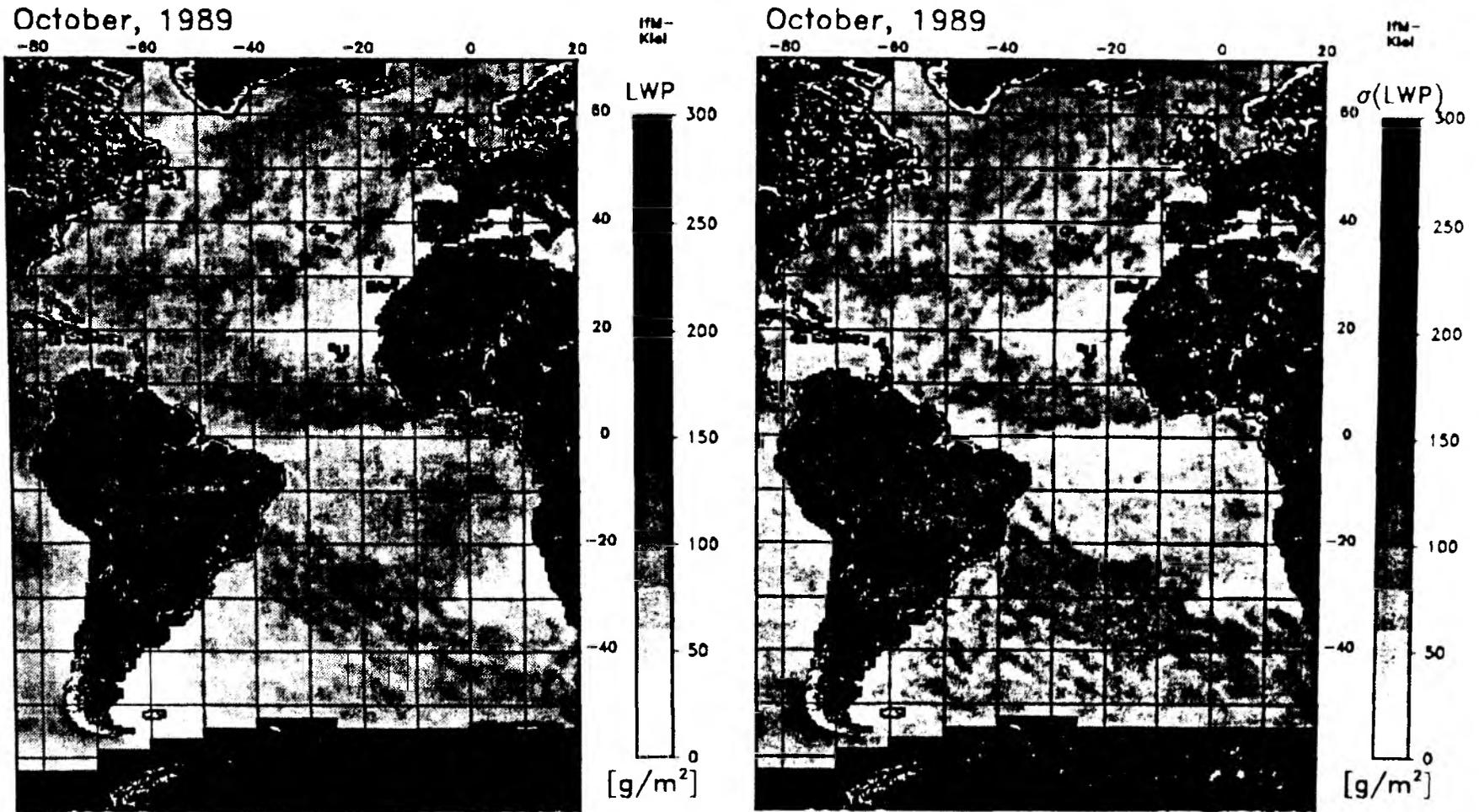


Abbildung 6.17: Mittelwert (links) und Standardabweichung (rechts) des Wolkenwassergehaltes berechnet aus den SSM/I-Messungen im Oktober 1989 für alle Überflüge des DMSP.

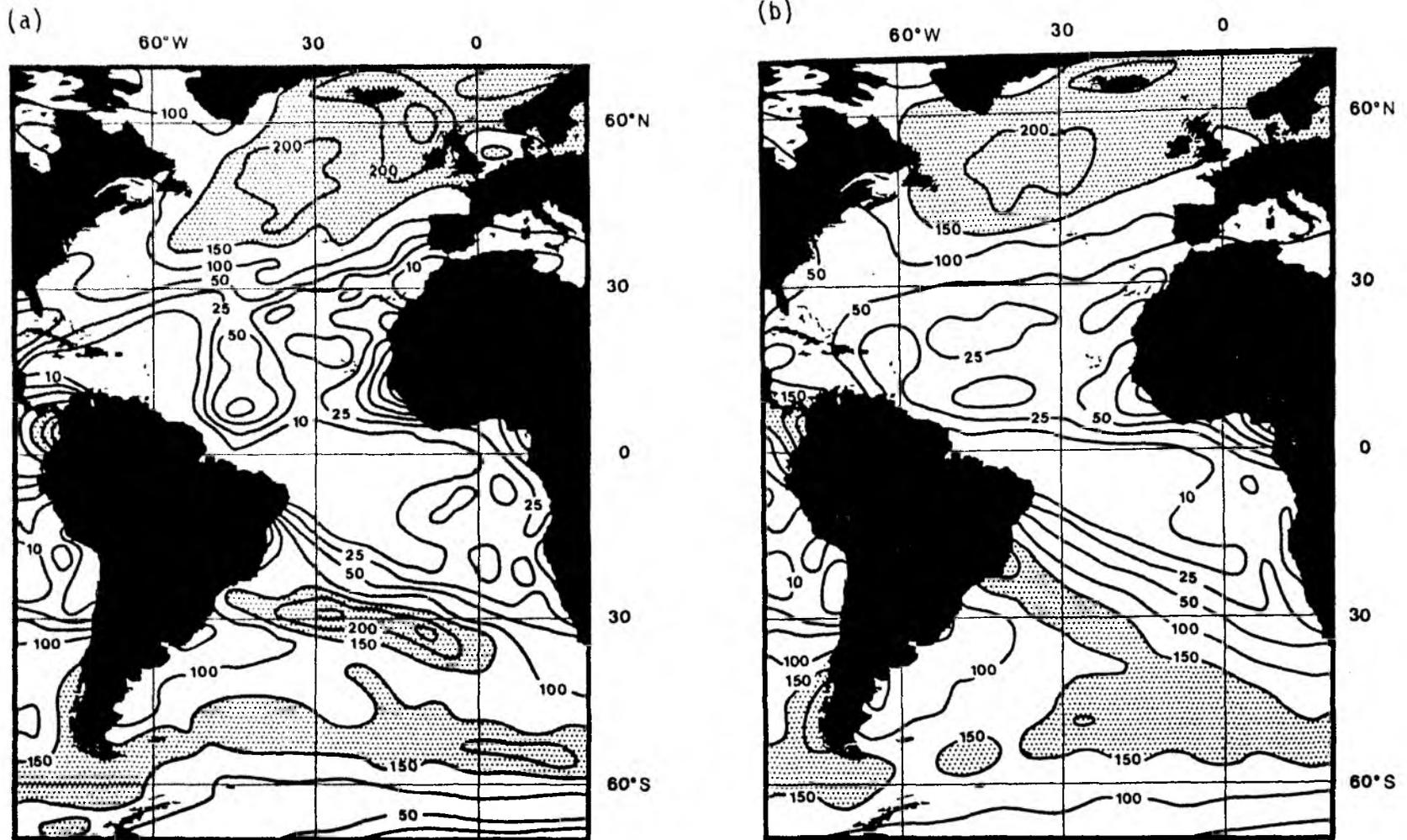


Abbildung 6.18: Im Klimamodell erzeugter Wolkenwassergehalt in g/m^2 (a) für den Oktober 1987 und (b) für einen über 10 Jahre gemittelten klimatologischen Oktober.

bzw. Sedimentation in Eiswolken. Die optischen Eigenschaften der Wolken werden als Funktion des Wolkenwassergehaltes und der Wolkendicke parametrisiert (Stephens, 1978). Die freien Parameter im Wolkenmodell wurden aufgrund der besser bekannten Strahlungsflüsse an die globalen Mittelwerte von ERBE (*Earth Radiation Budget Experiment*) angepaßt. Das Modell wurde über einen Zeitraum von 10 Jahren mit vorgeschriebener Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung (1979-1988) integriert. Dabei wurden Simulationen sowohl mit der klimatologischen SST (10-Jahresmittel) für jeden Monat als auch mit der in dem jeweiligen Jahr beobachteten SST durchgeführt.

Das Oktobermittel für 1987 wird verglichen mit dem im Hamburger Klimamodell ebenfalls für diesen Monat erzeugten LWP (Abb.6.18a). Der Vergleich zeigt, daß die groben Strukturen beider LWP-Felder zwar übereinstimmen, die Wassergehalte in der ITCZ aber z.B. im Klimamodell stark unterschätzt werden. Die vom Klimamodell produzierten hohen Werte nördlich von 40°N sind in den Mikrowellenbeobachtungen nicht wiederzufinden. Diese Unterschiede lassen sich nicht allein durch die Variabilität des LWP von Jahr zu Jahr erklären, wie ein Vergleich mit dem über 10 Jahre gemittelten klimatologischen Oktober zeigt (Abb.6.18b). Auch im langjährigen Mittel ist der im Klimamodell simulierte LWP in der ITCZ zu niedrig und es deutet sich eine systematische Überschätzung in den höheren Breiten des Nordatlantiks an. Ein Vergleich des aus SSM/I-Messungen abgeleiteten Gesamtwasserdampfgehaltes mit dem im Klimamodell für Oktober 1987 erzeugten zeigt eine gute Übereinstimmung sowohl der Strukturen als auch der Absolutwerte (Abb.6.19). Die Hydrologie im Klimamodell ist also realistisch wiedergegeben und die Ursachen für die Unterschiede im LWP werden somit im Wolkenschema liegen. Ein möglicher Grund für die Unterschiede ist die Anpassung der noch freien Parameter im Wolkenschema durch den Vergleich der simulierten Strahlungsflüsse mit ERBE-Messungen. Da sich die optischen Eigenschaften von Wolken im solaren und infraroten Spektralbereich bei hohen Wassergehalten nur noch sehr wenig ändern, bleibt in diesem Bereich ein relativ großer Spielraum für die Parametereichung. Hinzu kommt, daß durch den nichtlinearen Zusammenhang zwischen der planetaren Albedo und dem LWP auch die räumliche Verteilung des Wassers innerhalb einer Wolke von Bedeutung ist (Roeckner et al., 1991). So ist die Albedo einer Wolke maximal, wenn das Wolkenwasser gleichmäßig über das Wolkengebiet verteilt ist. Bei gleichem, über die Fläche gemitteltem LWP nimmt die Wolkenalbedo stark ab, wenn das Wolken-

wasser nur in einem kleinen Gebiet konzentriert ist. Dies ist eine typische Situation in den Tropen. Da im Klimamodell eine gleichmäßige räumliche Verteilung des Wolkenwassers angenommen wird, kommt es durch die Anpassung der simulierten Albedo an Messungen zu einer Unterschätzung des Wassergehaltes in den Tropen.

Die großen Differenzen in den mittleren und höheren Breiten können nur zu einem kleinen Teil dadurch erklärt werden, daß der Eisanteil der Wolken von den Mikrowellenmessungen nicht erfaßt wird, im Klimamodell aber enthalten ist.

Eine Unsicherheit der Mikrowellenbeobachtungen liegt in der Unterscheidung zwischen Regen und Wolkenwasser. Doch, wie bereits erwähnt, führt die zusätzliche Berücksichtigung der LWP-Werte über 0.5 kg/m^2 lediglich in Gebieten mit ohnehin hohen Wassergehalten zu einer weiteren Erhöhung. Die dadurch entstehende Zunahme des LWP um etwa 25% reicht bei weitem nicht aus, um die Differenzen zwischen Mikrowellenbeobachtungen und Klimamodell von über 100% zu erklären.

October, 1987

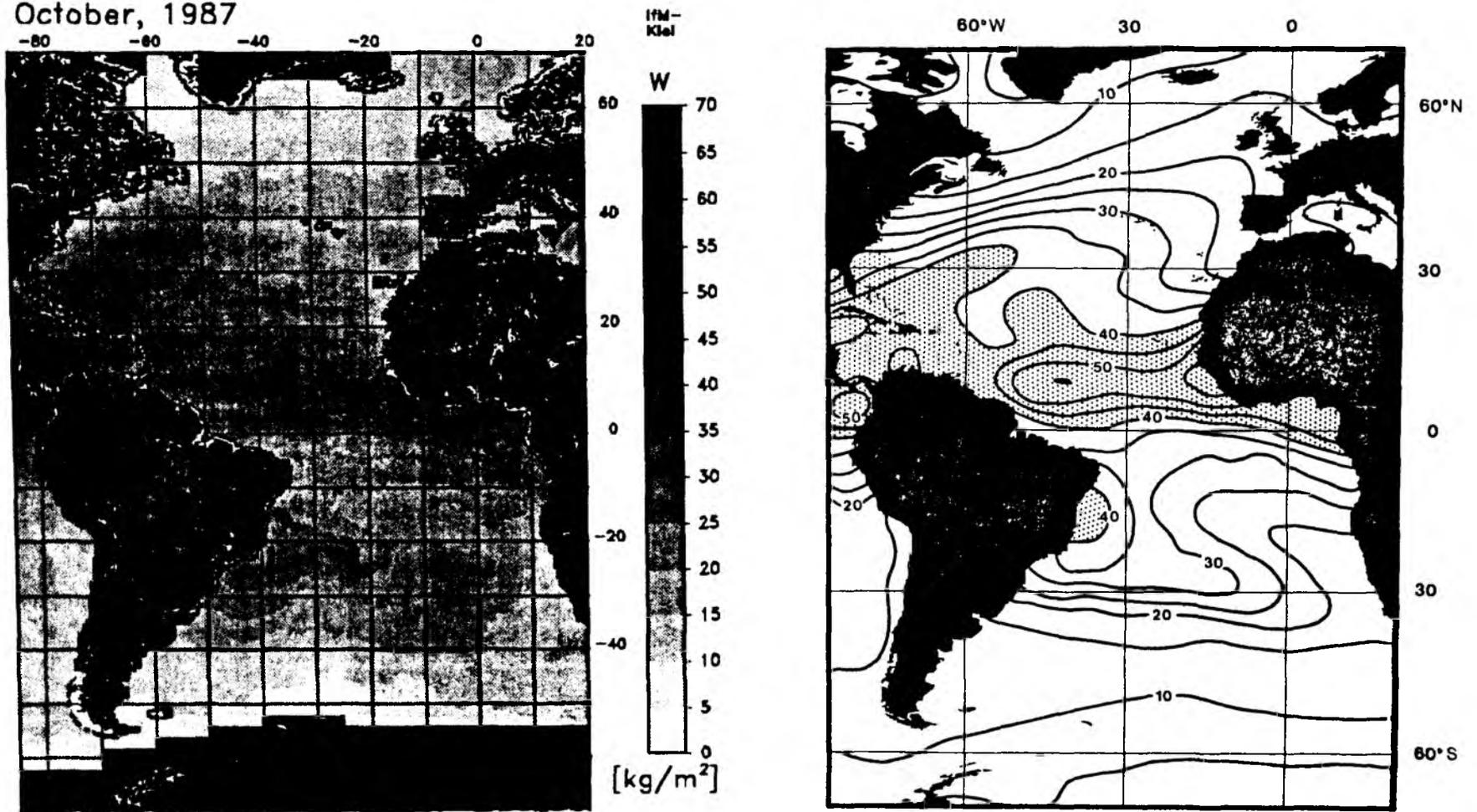


Abbildung 6.19: Mittelwert des Gesamtwasserdampfgehaltes berechnet aus den SSM/I-Messungen im Oktober 1987 für alle Überflüge des DMSP (links). Im Klimamodell erzeugter Gesamtwasserdampfgehalt in kg/m^2 für den Oktober 1987 (rechts).

7 Schlußbetrachtung

Das vorgestellte Verfahren zur Bestimmung des Flüssigwassergehaltes von Wolken basiert auf der Auswertung von Satellitenbeobachtungen im Mikrowellenbereich. Der dafür entwickelte Algorithmus ist in der Lage den LWP mit einer Genauigkeit von etwa 0.03 kg/m^2 zu bestimmen. Darüberhinaus wurden die Möglichkeiten aufgezeigt, die eine Kombination von Mikrowellenmessungen mit Beobachtungen aus dem solaren und infraroten Spektralbereich zur detaillierten Beschreibung von Wolken bietet. So läßt sich zum einen durch die Einbeziehung der Daten aus dem Solaren und Infraroten in die Bestimmung des Wolkenwassergehaltes dessen räumliche Auflösung deutlich verbessern. Zum anderen wurde gezeigt, daß eine Kombination der Informationen aus allen drei Spektralbereichen zur Identifikation verschiedener Wolkentypen eingesetzt werden kann. Insbesondere wird eine Unterscheidung zwischen hochreichender konvektiver Bewölkung und optisch dicken Cirrus-Schirmen ohne tieferliegende Wolken ermöglicht. Voraussetzung für diese Kombination ist eine sehr gute zeitliche Übereinstimmung der verschiedenen Satellitenmessungen, da es sonst wegen der zum Teil hohen Verlagerungsgeschwindigkeiten der Wolken zu erheblichen Unterschieden in deren Position kommen kann. Bislang mußten Beobachtungen von verschiedenen Satelliten kombiniert werden, so daß die Anwendung dieser Verfahren auf einzelne Fallbeispiele beschränkt blieb.

Sobald Satelliten zur Verfügung stehen, die gleichzeitig Messungen aus allen drei Spektralbereichen liefern, lassen sich die aufgezeigten Möglichkeiten der Kombination voll ausgeschöpft und die vorgestellten Verfahren können operationell eingesetzt werden. Dies wird z.B. der Fall sein, sobald das Vorhaben verwirklicht wird, die NOAA-Satelliten zusätzlich mit dem Mikrowellenradiometer AMSU (*Advanced Microwave Sounding Unit*) auszustatten. Inzwischen besteht die Aussicht, entsprechende Daten von dem polarumlaufenden Satelliten MOS (*Marine Observing Satellite*) zu beziehen.

Eine verbesserte Anwendungsmöglichkeit der vorgestellten Verfahren hat sich nunmehr dadurch ergeben, daß es durch einen zusätzlich DMSP-Satelliten jetzt auch SSM/I-Messungen zur Mittagszeit gibt. Somit können nun auch Meteosat-Daten aus dem Solaren in eine Auswertung der SSM/I-Daten miteinbezogen werden. Dies ermöglicht eine detailliertere Wolkenklassifizierung;

denn es hat sich gezeigt, daß die vielversprechende Kombination von Beobachtungen aus dem Mikrowellenbereich mit Infrarot-Daten noch verbessert werden kann bei Hinzunahme von Messungen aus dem Solaren. Bereits bestehenden Methoden zur Wolkenklassifizierungen, die ausschließlich auf einer Kombination der Informationen aus dem solaren und infraroten Spektralbereich beruhen, können damit um die Mikrowellenkomponente ergänzt werden, so daß ein genaueres Bild von der Bewölkungsstruktur erlangt wird. Darüberhinaus kann der aus Mikrowellenbeobachtungen abgeleitete LWP als Ergänzung der während der Nacht fehlenden solaren Reflexionsmessungen dienen, um die optische Dicke der Wolken abzuschätzen und deren Phase zu bestimmen (z.B. für den ISCCP-Datensatz).

Wenn die angestrebte Kombination von Messungen aus allen drei Spektralbereichen abgeschlossen ist, kann der LWP über dem Ozean auch großräumig mit einer besseren räumlichen Auflösung als bisher bestimmt werden.

Bereits jetzt können die aus Mikrowellenmessungen abgeleiteten Wolkenwassergehalte die Grundlage bilden für eine quantitative Verifikation der Wolkenparametrisierung in einem Klimamodell. Anstelle der Justierung der freien Parameter durch Anpassung der simulierten Strahlungsflüsse an ERBE-Messungen bietet die Mikrowellenfernerkundung die Möglichkeit eines direkten Vergleiches des mikrophysikalischen Parameters LWP.

Um eine weitere Möglichkeit zu haben, den aus Mikrowellenmessungen von Satelliten bestimmten LWP zu verifizieren, wurden im Rahmen ASTEX (*Atlantic Stratocumulus Transition Experiment*, 26.5.-27.6.1992) an Bord des Forschungsschiffes Valdivia Messungen mit einem bodengebundenen Mikrowellenradiometer durchgeführt. Diese Daten, die gleichzeitig auch zu einer Verifizierung des Strahlungstransportmodells (Simmer, 1991) dienen, werden gegenwärtig noch ausgewertet.

Gleichzeitige Beobachtungen in den drei Spektralbereichen sind außerdem geeignet für einen Vergleich der unterschiedlichen Verfahren zur LWP-Bestimmung. Neben der dargestellten Nutzung von Mikrowellenbeobachtungen wurden, z.B. von Kriebel et al. (1989), Verfahren entwickelt, den Wassergehalt der Wolken aus deren Reflektivität im Solaren und Emissivität im Infraroten abzuleiten. Ein Vergleich dieser Methoden ist allerdings, wie bereits ausgeführt, nur für niedrige Flüssigwassergehalte sinnvoll.

Die Kombination von Mikrowellenmessungen mit Daten aus dem infraroten und solaren Spektralbereich ermöglicht eine genauere Beschreibung der strahlungswirksamen Parameter der Bewölkung und liefert damit einen wichtigen Beitrag zum besseren Verständnis der klimabestimmenden Eigenschaften von Wolken.

Literaturverzeichnis

- Ackerman, B., 1959: The variability of the water contents of tropical cumuli. *J. Meteor.*, 16, 191-198.
- Albrecht, B.A., D.A. Randall, and S. Nicholls, 1988: Observations of marine stratocumulus during FIRE. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69, 618-626.
- Alishouse, J.C., S. Snyder, J. Vongsathorn, and R.R. Ferraro, 1990: Water vapor and cloud water validation. In: J.P. Hollinger (ed.) *DMSR Special Sensor Microwave/Imager, Calibration/Validation Report*. Naval Research Laboratory, Washington, D.C., 7.1-7.24.
- Alishouse, J.C., J.B. Snider, E.R. Westwater, C.T. Swift, C.S. Ruf, S.A. Snyder, J. Vongsathorn, and R.R. Ferraro, 1990: Determination of cloud liquid water content using the SSM/I. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 28, 817-822.
- Betts, A.K., Harshvardhan, 1987: Thermodynamic constraint on the cloud liquid water feedback in climate models. *J. Geophys. Res.*, 92, D7, 8483-8485.
- Blaskovic, M., R. Davis, and J.B. Snider, 1991: Diurnal Variation of marine stratocumulus over the San Nicolas Island during July 1987. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1469-1478.
- Carrier, L.W., G.A. Cato, and K.J. von Essen, 1967: The backscattering and extinction of visible and infrared radiation by selected major cloud models. *Appl. Optics*, 6, 1209-1216.
- Chang, A.T.C., and A.S. Milman, 1982: Retrieval of ocean surface and atmospheric parameters from multichannel microwave radiometer measurements. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, GE-20, 217-224.
- Chang, A.T.C., and T.T. Wilheit, 1979: Remote sensing of atmospheric water vapor, liquid water, and wind speed at the ocean surface by passive microwave techniques from the Nimbus-5 satellite. *Radio Science*, 14, 793-802.
- Chylek, P., 1978: Extinction and liquid water content of fogs and clouds. *J. Atmos. Sci.*, 35, 296-300.
- Cotton, W.R., and R.A. Anthes, 1989: *Storm and cloud dynamics*. International Geophysics Series, 44, Academic Press, San Diego, 880p.
- Crewell, S., E. Ruprecht, and C. Simmer, 1991: Latent heat flux over the North Atlantic Ocean - a case study. *J. Appl. Meteor.*, 30, 1627-1635.
- Curry, J.A., C.D. Ardeel, and L. Tian, 1990: Liquid water content and precipitation characteristics of stratiform clouds as inferred from satellite microwave measurements. *J. Geophys. Res.*, 95, D10, 16659-16671.

- Curry, J.A., and G. Liu, 1992: Assessment of aircraft icing potential using satellite data. *J. Appl. Meteor.*, 31, 605-621.
- Decker, M.T., and E.J. Dutton, 1970: Radiometric observations of liquid water in thunderstorm cells. *J. Atmos. Sci.*, 27, 785-790.
- Decker, M.T., E.R. Westwater, and F.O. Guiraud, 1978: Experimental evaluation of ground-based microwave radiometric sensing of atmospheric temperature and water vapor profiles. *J. Appl. Meteor.*, 17, 1788-1795.
- Deirmendjian, D., 1969: Electromagnetic scattering on spherical polydispersions. American Elsevier, 290p.
- Deirmendjian, D., 1975: Far-infrared and submillimeter wave attenuation by clouds and rain. *J. Appl. Meteor.*, 14, 1584-1593.
- Diem, M., 1948: Messungen der Größe von Wolkenelementen II. *Meteor. Rundschau*, 1, 261-273.
- Dietrich, G., K. Kalle, W. Krauss und G. Siedler, 1975: Allgemeine Meereskunde. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 593 S.
- Durbin, W.G., 1959: Droplet sampling in cumulus clouds. *Tellus*, 11, 202-212.
- DWD, 1987: Allgemeine Meteorologie. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst (DWD), Nr.1, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, 181 S.
- Francis, C.R., D.P. Thomas, and E.P.L. Windsor, 1983: The evaluation of SMMR retrieval algorithms. In: *Satellite Microwave Remote Sensing*, T.D. Allen (Ed.), Ellis Horwood Limited, Chichester, 481-498.
- Fuhrhop, R., E. Ruprecht, C. Simmer und D. Wagner, 1990: ICE International Cirrus Experiment Report 89. Institut für Meereskunde an der Christian-Albrecht-Universität, Kiel, 55 S.
- Gloersen, P. and F.T. Barath, 1977: A scanning multichannel microwave radiometer for Nimbus-G and Seasat-A. *IEEE J. Ocean. Engineer.*, OE-2, 172-178.
- Greenwald, T., G.L. Stephens, T.H. Vonder Haar, and D.L. Jackson, 1992: A physical retrieval of cloud liquid water over the global oceans using SSM/I observations. (submitted to *J. Geophys. Res.*)
- Grody, N.C., 1976: Remote sensing of atmospheric water content from satellites using microwave radiometry. *IEEE Trans. Ant. Prop.*, AP-24, 155-162.
- Grody, N.C., A. Gruber, and W.C. Shen, 1980: Atmospheric water content over the tropical Pacific derived from the Nimbus-6 Scanning Microwave Radiometer. *J. Appl. Meteor.*, 19, 986-996.

- Heymsfield, A.J., 1977: Precipitation development in stratiform ice clouds: A microphysical and dynamic study. *J. Atmos. Sci.*, 34, 367-381.
- Heymsfield, A.J., and C.M.R. Platt, 1984: A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content. *J. Atmos. Sci.*, 41, 846-855.
- Hill, G.E., 1991: Measurement of atmospheric liquid water by a ground-based single-frequency microwave radiometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 8, 685-690.
- Hill, G.E., 1992: Further comparisons of simultaneous airborne and radiometric measurements of supercooled liquid water. *J. Appl. Meteor.*, 31, 397-401.
- Hignett, P., 1991: Observations of diurnal variation in a cloud-capped marine boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1474-1482.
- Hoffmann, H.-E., and R. Roth, 1989: Cloudphysical parameters in dependence on height above cloud base in different clouds. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 41, 247-254.
- Hogg, D.C., F.O. Guiraud, J.B. Snider, M.T. Decker, and E.R. Westwater, 1983: A steerable dual-channel microwave radiometer for measurements of water vapor and liquid in the troposphere. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22, 789-806.
- Rollinger, J.P., R. Lo, G. Poe, R. Savage, and J. Peirce, 1987: Special Sensor Microwave/Imager user's guide. Naval Research Laboratory, Washington, D.C., 120p.
- Isemer, H.-J., and L.Hasse, 1987: The bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean, vol. 1: Observations, Springer Verlag, Heidelberg.
- Katsaros, K.B., 1990: In-situ measurements for validation of microwave data: Problems, accuracies. In: R.A. Vaughan (ed.) *Microwave Remote Sensing for Oceanographic and Marine Weather-forecast Models*, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, 217-237.
- Kriebel, K.T., 1989: Cloud liquid water path derived from AVHRR data using APOLLO. In: *J. Remote Sens.*, 10, 723-729.
- Liou, K.-N., 1980: An introduction to atmospheric radiation. Academic Press, New York, 392p.
- Liou, K.-N., 1986: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: a global perspective. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1167-1199.
- Liou, K.-N., and Q. Zheng, 1984: A numerical experiment on the interactions of radiation, clouds and dynamic processes in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1513-1535.
- Lojou, J.Y., R. Frouin, and R. Bernard, 1991: Comparison of Nimbus-7 SMMR and GOES-1 VISSR atmospheric liquid water content. *J. Appl. Meteor.*, 30, 187-198.

- Mie, G., 1908: Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metalllösungen. *Annalen der Physik*, 25, 377-445.
- Minnis, P., and E.F. Harrision, 1984: Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES-data. Part I: analysis method. *J. Appl. Meteor.*, 23, 993-1011.
- Minnis, P., P.W. Heck, D.F. Young, C.W. Fairall, and J.B. Snider, 1992: Stratocumulus cloud properties derived from simultaneous satellite and island-based instrumentation during FIRE. *J. Appl. Meteor.*, 31, 317-339.
- Mitchell, J.F.B., C.A. Senior, W.J. Ingram, 1989: CO₂ and climate: a missing feedback? *Nature*, 341, 132-134.
- Möller, F., 1973: Einführung in die Meteorologie, Band 2. Bibliographisches Institut, Mannheim, 223p.
- Njoku, E.G., and L. Swanson, 1983: Global measurements of sea surface temperature, wind speed and atmospheric water content from satellite microwave radiometry. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1977-1987.
- Oelke, C., 1992: Mikrowellenfernerkundung des Wolkenwassergehaltes über dem Atlantik mit Satellitendaten. Diplomarbeit am Institut für Meereskund an der Christian-Albrechts-Universität Kiel, 90p.
- Paltridge, G.W., 1980: Cloud-radiation feedback to climate. *Qart. J. R. Met. Soc.*, 106, 895-899.
- Paltridge, G.W., and C.M.R. Platt, 1976: Radiative processes in meteorology and climatology. Elsevier, Amsterdam, 318p.
- Pandey, P.C., E.G. Njoku, and J.W. Waters, 1983: Inference of cloud temperature and thickness by microwave radiometry from space. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22, 1894-1898.
- Petty, G.W., and K.B. Katsaros, 1990: New geophysical algorithms for the Special Sensor Microwave Imager. Fifth Conf. on Satellite Meteor. and Oceanography, London., Amer. Meteor. Soc., 247-251.
- Petty, G.W., and K.B. Katsaros, 1992: Nimbus-7 SMMR precipitation observations calibrated against surface radar during TAMEX. *J. Appl. Meteor.*, 31, 489-505.
- Prabhakara, C., I. Wang, A.T.C. Chang, and P. Gloersen, 1983: A statistical examination of Nimbus-7 SMMR data and remote sensing of sea surface temperature, liquid water content in the atmosphere and surface wind speed. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 2023-2037.
- Pruppacher, H.R., and J.D Klett, 1978: Microphysics of clouds and precipitation. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 714 p.

- Roeckner, E., L. Dümenil, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, and U. Schlese, 1989: The Hamburg version of the ECMWF model (ECHAM). In: G.J. Boer (ed.), Research activities in atmospheric and oceanic modelling CAS/JSC working group on numerical Experimentation, 13, 7.1-7.4.
- Roeckner, E., M. Rieland, and E. Kemp, 1991: Modelling of cloud and radiation in the ECHAM model. ECMWF/WCRP-workshop clouds, radiative transfer and the hydrological cycle, 199-222.
- Roeckner, E., U. Schlese, J. Bierkamp, and P. Loewe, 1987: Cloud optical feedbacks and climate modelling. *Nature*, 329, 138-140.
- Rogers, R.R., and M.K. Yau, 1989: A short course in cloud physics. Int. series in natural philosophy, Pergamon Press, Oxford, 293 p.
- Rosenkranz, P.W., F.T. Barath, J.G. Blinn III, E.J. Johnston, W.B. Lenoir, D.H. Staelin, and J.W. Waters, 1972: Microwave radiometric measurements of atmospheric temperature and Water from an aircraft. *J. Geophys. Res.*, 77, 5833-5844.
- Rosenkranz, P.W., D.H. Staelin, and N.C. Grody, 1978: Typhoon June (1975) viewed by a scanning microwave spectrometer. *J. Geophys. Res.*, 83, C4, 1857-1868.
- Rudolph, E., 1988: Bestimmung der Bewölkung über dem Atlantik aus Satellitendaten. Diplomarbeit am Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel, 75p.
- Saunders, R.W., 1985: Monthly mean cloudiness observed from Meteosat-2. *J. Appl. Meteor.*, 24, 114-127.
- Schlüssel, P., and W.J. Emery, 1990: Atmospheric water vapour over oceans from SSM/I measurements. *Int. J. Remote Sensing*, 11, 753-766.
- Schmetz, J., 1981: Strahlungseigenschaften von Wolken. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Heft 30.
- Schmetz, J., and E. Raschke, 1981: An approximate computation of infrared radiative fluxes in a cloudy atmosphere. *PAGEOPH*, 119, 248-258.
- Schrader, M., 1989: Bestimmung des Gesamtwasserdampfgehaltes aus Mikrowellenbeobachtungen vom Satelliten aus. Diplomarbeit am Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel, 92 p.
- Simmer, C., 1983: Wolkenerkennung aus bispektralen Häufigkeitsverteilungen. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Heft 38, 80 p.
- Simmer, C., 1991: Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen. Habilitationsschrift am Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel, 314 p.

- Singleton, F., and D.F. Smith, 1960: Some observations of drop size distribution in low layer clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 86, 454-467.
- Slingo, A., R. Brown, and C.L. Wrench, 1982: A field study of nocturnal stratocumulus; III. High resolution radiative and microphysical observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 145-165.
- Slingo, J.M., 1987: The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 899-927.
- Snider, J.B., F.O. Guiraud, and D.C Hogg, 1980: Comparison of cloud liquid content measured by two independent ground-based systems. *J. Appl. Meteor.*, 19, 577-579.
- Sommerville, R.C.J., and L.A. Remer, 1984: Cloud optical thickness feedbacks in the CO₂ climate problem. *J. Geophys. Res.*, 89, D6, 9668-9672.
- Spencer, R.W., H.M. Goodman, and R.E. Hood, 1989: Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6, 254-273.
- Squires, P., 1958: The spatial variation of liquid water and droplet concentration in cumuli. *Tellus*, 10, 372-380.
- Staelin, D.H., 1966: Measurements and interpretation of the microwave spectrum of the terrestrial atmosphere near 1-centimeter wavelength. *J. Geophys. Res.*, 71, 2875-2881.
- Staelin, D.H., K.F. Künzi, R.L. Pettyjohn, R.K.L. Poon, R.W. Wilcox, and J.W. Waters, 1976: Remote sensing of atmospheric water vapour and liquid water with the Nimbus-5 microwave spectrometer. *J. Appl. Meteor.*, 15, 1204-1214.
- Stephens, G.L., 1978: Radiation profiles in extended water clouds. I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, 35, 2111-2122.
- Sundqvist, H., 1978: A parametrisation scheme for nonconvective condensation including prediction of cloud water content. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 104, 677-690.
- Swanson, P.N., and A.L. Riley, 1980: The Seasat Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR): Radiometric calibration algorithm development and performance. *IEEE J. Ocean. Engineer.*, OE-5, 116-124.
- Takeda, T., and G. Liu, 1987: Estimation of atmospheric liquid-water amount by Nimbus-7 SMMR data: A new method and its application to the western North-Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 931-946.
- Takeda, T., and S. Natsuki, 1982: Estimation of liquid water amount in an extended cloud by Nimbus-5 microwave data. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 1153-1164.

- Toong, H.D., and D.H. Staelin, 1970: Passive microwave spectrum measurements of atmospheric water vapor and clouds. *J. Atmos. Sci.*, 27, 781-784.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore, and A.K. Fung, 1981: Microwave remote sensing, active and passive, Vol. I: Fundamentals and radiometry. Addison Wesley Publ., 456 p.
- Warner, J., 1955: The water content of cumuliform cloud. *Tellus*, 7, 449-457.
- Warner, J., 1970: On steady-state one-dimensional models of cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 27, 1035-1040.
- Warner, J., and P. Squires, 1958: Liquid water content and the adiabatic model of cumulus development. *Tellus*, 10, 390-394.
- Wei, C., H.G. Leighton, and R.R. Rogers, 1989: A comparison of several radiometric methods of deducing path-integrated cloud liquid water. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6, 1001-1012.
- Weickmann, H.K., and H.J. Aufm Kampe, 1953: Physical properties of cumulus clouds. *J. Meteor.*, 10, 204-211.
- Wentz, F.J., 1988: User's Manual, SSM/I Antenna Temperature Tapes, RSS Technical Report 032588, Remote Sensing Systems, 1101 College Ave., Suite 220, Santa Rosa, CA 95404, 24 p.
- Wentz, F.J., 1991: Measurements of oceanic wind vector using satellite microwave radiometers. Technical Report 051591, Remote Sensing Systems, 1101 College Ave., Suite 220, Santa Rosa, CA 95404, 33 p.
- Westwater, E.R., 1978: The accuracy of water vapor and cloud liquid determination by dual-frequency ground-based microwave radiometry. *Radio Science*, 13, 677-685.
- Westwater, E.R., and F.O. Guiraud, 1980: Ground-based microwave radiometric retrieval of precipitable water vapor in the presence of clouds with high liquid content. *Radio Science*, 15, 947-957.
- Wetherald, R.T., and S. Manabe, 1988: Cloud feedback processes in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1397-1415.
- Wilheit, T.T., and A.T.C. Chang, 1980: An algorithm for retrieval of ocean surface and atmospheric parameters from the observations of the Scanning Multichannel Microwave Radiometer. *Radio Science*, 15, 525-544.
- Wilheit, T.T., J.R. Graves, J.A. Gatlin, D. Han, B.M. Krupp, A.S. Milman, and E.S. Chang, 1984: Retrieval of ocean surface parameters from the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) on the Nimbus-7 Satellite. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, GE-22, 133-143.

- Yeh, H.Y., 1984: Comments on "Inference of cloud temperature and thickness by microwave radiometry from space". J. Climate Appl. Meteor., 23, 1579.
- Yeh, H.Y., and K.N. Liou, 1983: Remote sounding of cloud parameters from a combination of infrared and microwave channels. J. Climate Appl. Meteor., 22, 201-213.

Diese Arbeit wurde vom Bundesministerium für Forschung und Technologie im Rahmen des nationalen Forschungsprogrammes 'Strahlung und Wolken' gefördert (Förderkennzeichen 07KF1113).

Die Radiosondendaten wurden vom Deutschen Wetterdienst (FGGE-Datensatz) und vom Alfred-Wegener-Institut (Forschungsfahrten von FS Meteor und FS Polarstern) bereitgestellt.

Das Mikrowellenradiometer wurde vom Meteorologischen Institut der Universität Hamburg zur Verfügung gestellt.