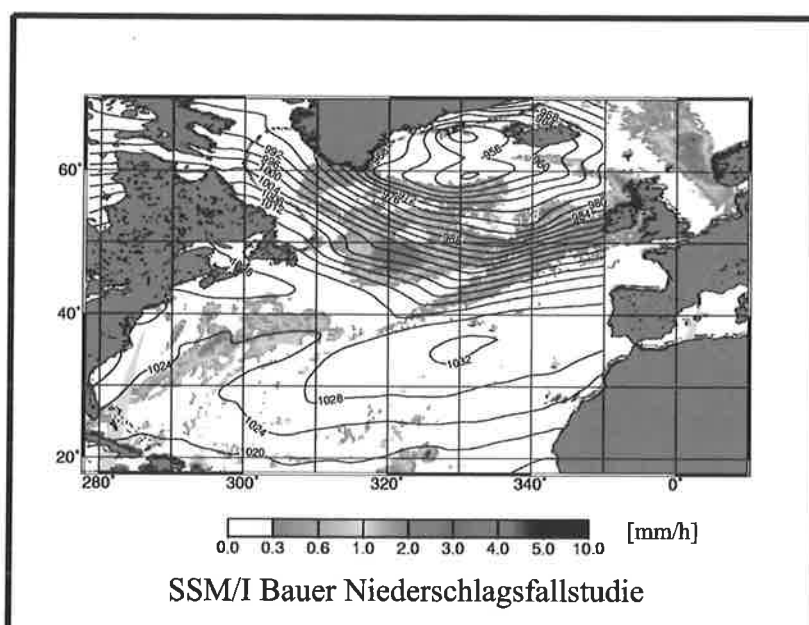




Max-Planck-Institut für Meteorologie

EXAMENSARBEIT Nr. 82



KOMPONENTEN DES WASSERKREISLAUFS IN ZYKLONEN AUS SATELLITENDATEN -NIEDERSCHLAGSFALLSTUDIEN-

von
Christian-Philipp Klepp

HAMBURG, Juli 2001

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades

Autor:

Christian-Philipp Klepp

Max-Planck-Institut
für Meteorologie

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

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

ISSN 0938-5177

ISSN 0938-5177

**Komponenten des Wasserkreislaufs
in Zyklonen aus Satellitendaten
-Niederschlagsfallstudien-**

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

vorgelegt von

Christian - Philipp Klepp

aus Hamburg

Hamburg 2001

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

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

Hamburg, den 02.05.2001

Prof. Dr. U. Bismayer
Dekan des Fachbereichs Geowissenschaften

Für
Amanda, Angela, Brigitte und Jürgen

Zusammenfassung

Aus Satellitendaten abgeleitete und durch Messungen validierte Fallstudien nordatlantischer Tiefdruckgebiete werden erstmals auf Niederschlagsraten und -verteilungen sowie andere wichtige Komponenten des atmosphärischen Wasserkreislaufes untersucht. Die Ergebnisse dokumentieren zum Teil erhebliche Fehler in der Niederschlagsverteilung in den Modellen und anderen Niederschlagsdatensätzen.

Drei polarumlaufende SSM/I Mikrowellenradiometer auf den DMSP Satelliten wurden genutzt, um nordatlantische Zyklonenfallstudien zu untersuchen. Um eine komplette Datenabdeckung des Nordatlantiks mit guter raum-zeitlicher Auflösung zu erhalten, wurde die Multi Satelliten Methode (MSM) entwickelt. Wichtige Komponenten des atmosphärischen Wasserkreislaufes wurden mit den SSM/I Bauer Algorithmen abgeleitet. Der untersuchte Schlüsselparameter ist die Niederschlagsrate. Diese Datensätze wurden mit in-situ SYNOP Schiffsmessungen validiert und mit VIS/IR Satellitendaten verglichen. Ferner wurde eine Vergleichsstudie mit verschiedenen SSM/I Niederschlagsalgorithmen (Bauer, Ferraro, Wentz, Wilheit), Klimatologien (GPCP, ISCCP, HOAPS) und Modellen (EZMW, REMO) durchgeführt.

Der Winterzeitraum ist durch häufige intensive Tiefdruckgebiete über dem Nordatlantik gekennzeichnet. Kaltfronten erstrecken sich häufig über viele tausend Kilometer und reichen bis weit nach Süden. Hinter der postfrontalen Subsidenz bilden sich häufig zahlreiche Schauer in der Kaltluft. Zum Teil bilden sich Wolkencluster, die mit schweren Niederschlagsereignissen einhergehen. Dies betrifft besonders die Region vor Neufundland, wo die kalte arktische Luftmasse über das warme Golfstromwasser advehiert wird. Diese kleinräumigen Cluster können sich in kürzester Zeit zu kleinskaligen Tiefdruckgebieten, ähnlich den Polar Lows, entwickeln. Diese sehr wetterintensiven Rückseitenzyklonen erreichen Durchmesser von 1500 km und produzieren in ihrer kurzen Lebensdauer schwere Niederschläge und hohe Windgeschwindigkeiten. Von allen getesteten Algorithmen ist ausschließlich der SSM/I Bauer Algorithmus sensitiv genug, diese Gebilde mit genügender Genauigkeit zu erkennen. Die Validation dieser Niederschläge mit in-situ SYNOP Daten belegt einwandfrei die Existenz dieser Gebilde, die von keinem der gestesteten Modelle erkannt werden. Dagegen ist die Übereinstimmung der Niederschlagserkennung und Niederschlagsraten bei Kalt- und Warmfronten sowie Zyklogensegebieten zwischen allen getesteten Algorithmen und Modellen gut. Die zusätzliche Auswertung der EZMW Druckfelder, sowohl der FG Daten als auch der Analyse-Daten, mit den in-situ SYNOP Druckdaten belegt die Existenz dieser kleinskaligen Rückseitenzyklonen. Der Modelldruck weicht ausschließlich in diesen Gebieten systematisch bis zu +16 hPa von den Messungen ab, und verhindert damit die Ausbildung kleinräumiger Tiefdruckgebiete. Eine Verbesserung der Modelle um diese Prozesse wird angeregt. Darüber hinaus wird mit der Multi Satelliten Methode erstmals aufgezeigt, wieviel Niederschlag aus einer Zyklone während ihres Lebenszyklus fällt.

Abstract

Satellite derived and ground validated data sets of rainfall and other important parameters during the passage of cyclones over the North Atlantic have been studied to give a deeper understanding of rainfall processes associated with frontal systems. The results have been compared to model results and other remote sensing data sets which turn out to exhibit large errors in some of the considered variables.

Three polar orbiting passive microwave Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) radiometers on board the DMSP satellites have been used for the remote sensing of North Atlantic cyclones. A Multi-Satellite-Technique (MST) was developed to receive a complete coverage of the North Atlantic twice a day. Cyclone and water balance parameters were derived using the algorithms of Bauer and Schlüssel where rainfall is the key parameter. These data sets have been validated with in-situ SYNOP data and VIS/IR satellite data and compared to the output of other SSM/I algorithms (Ferraro, Wilheit, Wentz), other data sets (GPCP, ISCCP) as well as model results (ECMWF T213 Analysis and REMO 1/6 degrees). As a starting point for the analysis the total rainfall amounts during the life cycle of cyclones are presented for several case studies. Further analysis shows that during the winter time very often intense storms with cold fronts propagating far south are occurring over the North Atlantic. The postfrontal subsidence behind the cold front is mostly well developed. Following upstream numerous showers are embedded in the cold air. Often clusters occur which produce heavy rain. Especially in the region off Newfoundland at 50° North, where very cold air within the cold air outbreaks is advected over the warm waters of the Gulfstream current, these heavily raining clusters can form into mesoscale storms of the second generation. These small but intense cyclones of 1500 km scale are characterized by very heavy precipitation and winds over the entire region. It is found that only the SSM/I rainfall algorithm of Bauer and Schlüssel in combination with the newly developed MST is sensitive enough to detect the correct pattern of rainfall. For validation SYNOP data from corresponding areas have been used. The comparison of the used SSM/I algorithm to output from models and other data sets listed above shows that only large frontal conditions are well represented in the models and the other remote sensing data sets. The investigation of the SYNOP in-situ measured pressure field in the small storm areas show deviations up to 16 hPa compared to the ECMWF model. This leads also to the conclusion that small scale Midatlantic cyclones are not well represented in the models but can be correctly investigated using the presented SSM/I based remote sensing technique. An improvement of parameterizations within the models is demanded for a better representation of those events. The total amount of rain within the lifecycle of individual cyclones is presented additionally.

INHALTSVERZEICHNIS

1	Einleitung	1
2	Satellitenradiometer	8
2.1	Überblick	8
2.2	SSM/I Mikrowellenradiometer	8
2.3	DMSP Optical Linescan System	11
2.4	AVHRR	12
2.5	METEOSAT / GOES	13
3	Fernerkundete Parameter	14
3.1	Überblick	14
3.2	Aus Algorithmen abgeleitete Parameter	16
3.2.1	Bodennahe Windgeschwindigkeit aus SSM/I Daten.....	16
3.2.2	Meeresoberflächentemperatur aus NOAA AVHRR Daten	17
3.2.3	Wasserdampfgehalt aus SSM/I Daten	17
3.2.4	Grenzschichtwasserdampfgehalt aus SSM/I Daten.....	18
3.2.5	Flüssigwasser und Eisgehalt aus SSM/I Daten	18
3.2.6	Niederschlag aus SSM/I Daten.....	19
4	Multi Satelliten Methode	21
4.1	Überblick	21
4.2	Multi Satelliten Methode	21
5	Komponenten des Wasserkreislaufs in Zyklonen	28
5.1	Überblick	28
5.2	Die Zyklonenfallstudien.....	32
5.2.1	Fallstudie vom 17. Februar 1997, Tief „Caroline“	32
5.2.2	Fallstudie vom 09. Februar 1997, Tief „Zacharia“	36
5.2.3	Fallstudie vom 14. Februar 1997.....	41
5.2.4	Fallstudie vom 24. Februar 1997, Tief „Heidi“	45
5.2.5	Fallstudie vom 19. Februar 1997, Tief „Daniela“	47
5.2.6	Fallstudie vom 23. Januar 1997	49
5.2.7	Fallstudie vom 24. Januar 1997	51
5.2.8	Fallstudie vom 14. März 1993, „Sturm des Jahrhunderts“	55
6	SSM/I Bauer Niederschlagsstudien	56
6.1	Überblick	56
6.2	SSM/I Bauer Niederschlagsfallstudien	57
6.2.1	Fallstudie vom 17. Februar 1997, Tief „Caroline“	57
6.2.2	Fallstudie vom 09. Februar 1997, Tief „Zacharia“ und „Ariane“	60
6.2.3	Fallstudie vom 14. Februar 1997.....	63
6.2.4	Fallstudie vom 24. Februar 1997, Tief „Heidi“	65
6.2.5	Fallstudie vom 19. Februar 1997, Tief „Daniela“	65
6.2.6	Fallstudie vom 23. Januar 1997	66
6.2.7	Fallstudie vom 24. Januar 1997.....	68
6.2.8	Fallstudie vom 14. März 1993, „Sturm des Jahrhunderts“	69
6.3	Vergleich der Fronten zwischen SSM/I und dem EZMW Modell	71
6.4	Vergleich mit der HOAPS Klimatologie.....	73

7	EZMW und REMO Modellvergleiche	74
7.1	Überblick	74
7.2	Vergleich der EZMW Niederschlagsfallstudien mit SSM/I Bauer	75
7.3	Vergleich der REMO Niederschlagsfallstudien mit SSM/I Bauer	85
7.4	Abgeleitete Parameter aus REMO	90
8	Niederschlagsklimatologie GPCP	93
8.1	Überblick	93
8.2	GPCP GPROF 4.0 Einzelüberflugsdaten	94
8.3	GPCP 1-Degree Daily Datensatz	99
9	SSM/I Algorithmenvergleich Ferraro und Wentz	103
9.1	Überblick	103
9.2	Niederschlagsvergleichsstudie SSM/I Ferraro - SSM/I Bauer	103
9.3	Niederschlagsvergleichsstudie SSM/I Wentz - SSM/I Bauer	108
10	Vergleich mit der Wolkenklimatologie ISCCP	112
10.1	Überblick	112
10.2	Fallstudie 14.03.1993 „Sturm des Jahrhunderts“	113
11	In-situ Validation	116
11.1	Überblick	116
11.2	Verteilung des Niederschlags aus in-situ Daten	117
	11.2.1 Wettercodes	117
	11.2.2 Niederschlagsklassen aus in-situ Beobachtungen	127
11.3	In-situ Validation der EZMW Bodendruckfelder	132
12	Niederschlagssummen vollständiger Zyklonesen	141
12.1	Überblick	141
12.2	Niederschlagssummen	141
13	Zusammenfassung und Ausblick	147
14	Literatur	150

1. EINLEITUNG

Die Ziele der Klimaforschung bestehen darin, die großen Steuerungsprozesse des Klimasystems der Erde besser zu verstehen, und die Wechselwirkungen der atmosphärischen, ozeanischen und lithosphärischen Subsysteme untereinander zu bestimmen. Dabei müssen alle raumzeitlichen Skalen berücksichtigt werden. Nur so ist es möglich, Klimavariabilitäten aufzudecken und tatsächliche Änderungen vorherzusagen. Auch der Einfluß menschlichen Handelns auf das Klima der Erde und dessen Auswirkungen auf den Klimatrend bilden Kernfragen der Klimaforschung. Für diese Ziele sind die Zeitskalen von Wochen bis Jahren von besonderer Bedeutung. Klima und Klimaveränderung sind der langjährige mittlere Zustand des Klimasystems der Erde. Das globale Klima der Erde entsteht durch das Zusammenwirken des Klimas der Subsysteme. Das regionale Klima wird wiederum durch unzählige Einzelereignisse gesteuert. Deren Kenntnis und physikalisch richtige Beschreibung ist die Grundvoraussetzung für die Kenntnis des Klimasystems der Erde.

Die zwei Hauptwerkzeuge der Klimaforschung - Messungen und Modellierung - müssen sich daher zur Wahrheitsfindung stets ergänzen. Die Modellierung, sowohl einzelner Komponenten als auch des gesamten Klimasystems, erfordert Validierungsdaten, an denen die Modelle auf ihre Qualität getestet werden können. Diese Datensätze entstehen durch Beobachtungsnetze an Land, im Ozean und der Atmosphäre sowie durch intensive Meßphasen in Feldexperimenten. Diese Datensätze bestehen aus einer Vielzahl von Punktmessungen. Die Anzahl der täglichen Routinemessungen über Land pro Flächeneinheit ist stark von der Bevölkerungsdichte abhängig. Nur sporadisch ist dagegen die Beobachtungsdichte über und in den Ozeanen. Die Positionen der in das Beobachtungsnetz meldenden Linienschiffe sind unregelmäßig verteilt und häufig existieren über tausende von Kilometern keine Wetterbeobachtungen. Bojendaten sind zumeist auf küstennahe Gewässer beschränkt.

Da die Erdoberfläche zu 70% von Ozeanen bedeckt ist und wesentliche Klimaprozesse von der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre abhängen, sind diese allein mit bodengebundenen Methoden nur sehr unvollständig zu erfassen. Daher ist eine globale Beobachtung der das Wetter beeinflussenden und damit das Klima der Erde steuernden Größen, mit hoher raumzeitlicher Auflösung in gleichbleibend hoher Qualität notwendig.

Von großem Wert sind daher Satelliten, die seit 1961 u.a. das Wetter der Erde in polarumlaufenden und geostationären Bahnen dokumentieren. Mit Hilfe der Fernerkundung besteht erstmals die Möglichkeit, große Areale der Erdoberfläche und das Wettergeschehen in der Atmosphäre innerhalb kürzester Zeit zu erfassen, und diese Beobachtungen unter den gleichen Voraussetzungen täglich mehrfach zu wiederholen. Dadurch ergibt sich z.B. die Möglichkeit, den Tagesgang der Wolkenbedeckung zu untersuchen, wandernde Tiefdruckgebiete zu studieren oder das globale

Abschmelzen von Gebirgsgletschern zu dokumentieren. Auf diese Weise wurden und werden weiterhin bislang unbekannte Prozesse entdeckt, die nach ihrer Validierung wiederum Eingang in Modelle finden und so die Klimamodelle in ihrer Güte verbessern.

Für das Verständnis des Klimasystems der Erde sind der Wasserkreislauf und die Energieflüsse zwischen dem Ozean und der Atmosphäre von entscheidender Bedeutung. Im WCRP (World Climate Research Programme) ist dazu die GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment) Feldkampagne eingerichtet worden. Untersucht werden Klimaänderungen im Hinblick auf ihre Auswirkungen auf den Wasserhaushalt sowie die Dynamik der Atmosphäre und der Ozeane im globalen sowie regionalen Maßstab.

Das Klima der mittleren Breiten wird durch die Westwindzone der allgemeinen Zirkulation geprägt. Zwischen 30° und 70° Nord entwickeln sich Zirkulationsformen, die durch zyklonal rotierende Wirbel gekennzeichnet sind. Die an der Polarfront gebildeten Tiefdruckgebiete wandern generell in der Strömung von West nach Ost über die Erde, wobei sie über den Ozeanen wesentlich intensiver in Erscheinung treten als über dem kontinental geprägten Festland. Die Zirkulation wird u.a. beeinflusst durch die Energiebilanz der folgenden Prozesse: Verdunstung von Wasser aus dem Ozean in die Atmosphäre, Konvektion, dynamisches Aufgleiten, Kondensation zu Wolkentröpfchen und anschließendes Ausregnen. Hinzu kommen die Wechselwirkungen der hydrosphärischen Komponenten mit der Strahlung. Je nach Wolkentyp oder auch in einer unbewölkten Atmosphäre wird solare und infrarote Strahlung unterschiedlich absorbiert und reflektiert. Im Falle einer Veränderung der Energiebilanz oder der geographischen Verteilung der genannten Komponenten durch Klimaänderungen wird dies wiederum auf das veränderte Klima einwirken. Solche Rückkopplungen können einen bestehenden Klimatrend entweder verstärken (positive Rückkopplung) oder abschwächen (negative Rückkopplung). Qualitativ sind die Wirkungen der Einzelkomponenten zumeist bekannt, die Quantifizierung dagegen steht noch aus.

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit umfaßt den gesamten Nordatlantik. In diesem Gebiet entstehen vor allem im Winterhalbjahr besonders intensive Zyklonen, die sehr ausgeprägte Wettererscheinungen aufweisen. Aufgrund ihrer Häufigkeit sind sie äußerst klimawirksam.

Zusätzlich stellt der Nordatlantik eine Schlüsselregion im Klimasystem der Erde dar. Die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre ist Motor für die Meeresströmungen. Im Nordatlantik ist der Golfstrom, dort auch nordatlantischer Strom genannt, die dominante Meeresströmung. Sie transportiert sehr warmes Meerwasser (bis 20° C) von der ostamerikanischen Küste nach Norden. Vor der Küste Labradors trifft das warme Wasser auf das kalte Wasser der Labradorsee und bildet große Gradienten in der Meeresoberflächentemperatur (SST, Sea Surface Temperature) aus. Es treten horizontale Temperaturgradienten von bis zu 15° C auf einer Distanz von 200 km auf. In dieser Region entstehen bevorzugt intensive Zyklonen. Das warme Wasser wird bis in

polare Regionen vor Spitzbergen transportiert, wo es durch Kaltluftausbrüche aus dem Inneren der Arktis und der Wechselwirkung mit dem Eis, bis auf den Gefrierpunkt abgekühlt wird. Durch Neueisbildung an der Wasseroberfläche steigen der Salzgehalt des Oberflächenwassers und die Dichte weiter an. Wie ein Wasserfall strömt der Wasserkörper in schmalen Schloten in die Tiefsee. Das Absinken des Wassers wirkt als Motor für ein ozeanisches Zirkulationsmuster, das auch "globales Förderband" genannt wird (Broecker und Peng, 1982). Diese thermohaline, dreidimensionale Zirkulation tauscht mit einer Umlaufzeit von 1000 Jahren Oberflächen- und Tiefenwasser der Ozeane aus. Damit ist eine Aufnahme atmosphärischer Gase, insbesondere von Sauerstoff und Kohlendioxyd in die Weltmeere verbunden (Meincke und Latif, 1995).

Seit einiger Zeit wird eine etwa zehnjährige Oszillation des Konvektionszentrums zwischen der Grönlandsee und der Labradorsee diskutiert, mit deutlichen Auswirkungen auf die Witterung in Europa. Außerdem stellte sich heraus, daß bereits geringe Variationen im Salzgehalt, der SST, der Niederschlagsintensität, oder der Verdunstung, in wenigen Jahrzehnten den Motor des globalen Förderbandes zum Stillstand bringen könnten (Rahmstorf und Willebrand, 1995). Dies würde für Europa weitreichende klimatische Folgen haben, z.B. mittlere Lufttemperaturen auf eiszeitlichem Niveau.

In den nordatlantischen Tiefdruckgebieten bilden sich häufig großräumige Niederschlagsgebiete mit hohen Windgeschwindigkeiten bis Orkanstärke aus. Der Kerndruck in sich rasch bildenden Zyklonen fällt teilweise innerhalb eines Tages um 60 hPa (Lemaitre et al., 1999; Miller und Petty, 1998). Derartig intensive Zyklonen werden nur über dem Ozean beobachtet (Sanders und Gyakum, 1980). Sie entstehen vor der amerikanischen Ostküste über dem warmen Golfstromwasser und ziehen bei rascher Vertiefung auf den Nordatlantik (Roebber, 1989). Sie verursachen intensivste meteorologische Erscheinungen und gefährden die Linienschiffahrt und die Fischerei und damit Menschenleben (Miller und Katsaros, 1992). Mit westlichen Windrichtungen treffen die atlantischen Tiefdruckgebiete auf das europäische Festland. Besonders im Winterhalbjahr erreichen sie gelegentlich Orkanstärke (Chen und Chen, 1998) und führen dann zu großen Schäden in bebautem und unbebautem Gelände, wie z.B. die Orkantiefs Vivian und Wiebke im Februar 1990 und Lothar im Dezember 1999, die auch auf dem Festland Menschenleben forderten (<http://www-imk.physik.uni-karlsruhe.de/~muehr/Sat/satasp.htm>). Ein besseres Verständnis der Prozesse und Parameter, welche die Zyklonen steuern, ist daher erforderlich.

Bisherige Untersuchungen des nordatlantischen Raumes beschäftigten sich überwiegend mit der statistischen Auswertung von Zyklonenzugbahnen und Zyklonenregimen (Blender et al., 1997; Blender und Schubert, 2000). Dabei wurden generell nur Monatsmittel abgeleitet. Es existieren nur wenige Arbeiten zu Fallstudien von Zyklonen über dem Nordatlantik. Diese stehen meist in engem Zusammenhang zu Meßkampagnen, wobei stichprobenartig Daten einzelner Zyklonen gesammelt wurden. Analysiert wurden neben Temperaturverteilungen und Profilen, die Druckverteilung in verschiedenen Höhen, um die Struktur der Zyklonen besser zu verstehen. Dabei

wurde das norwegische Frontenmodell von Bjerkness (Bjerknes, 1921; Bjerknes und Solberg, 1922) in Frage gestellt und modifiziert (Neiman und Shapiro, 1993; Neiman et al., 1993). Nennenswerte Studien sind das Storm Transfer and Response Experiment (Bond und Fleagle, 1985), die Arctic Cyclone Expedition (Shapiro et al., 1987), das Genesis of Atlantic Lows Experiment (Dirks et al., 1988), FRONTS'87 (Clough und Testud, 1988) und das Ocean Storms Program (Bond und Shapiro, 1991). Das Feldexperiment ERICA (Experiment on Rapid Intensifying Cyclones over the Atlantic) umfaßte erstmals die Analyse von Zyklongenese über dem Nordatlantik. Es wurden acht vollständige Zyklongenese beschrieben (Xiao et al., 2000). Die Daten wurden von Flugzeugen, Dropsonden, Radiosonden, Schiffen und Bojen gesammelt (Neiman und Shapiro, 1993). Hinzugezogen wurden Satellitendaten im sichtbaren und infraroten Spektralbereich zur Abschätzung von Wolkenausdehnungen und -verlagerungen sowie Temperaturen an der Wolkenobergrenze.

Die mittlere globale Niederschlagsmenge beträgt etwa 1000 mm/Jahr (Ahlheim, 1989), das entspricht einem latenten Wärmefluß von etwa 80 W/m^2 . Der Vergleich mit der mittleren globalen solaren Einstrahlung von etwa 240 W/m^2 zeigt die Bedeutung des Niederschlages für die globale Energiebilanz auf. Ein besseres Verständnis dieses räumlich und zeitlich stark variierenden Klimaparameters ist deshalb dringend erforderlich (Stewart et al., 1998).

Niederschlagsmessungen mit Regenschirmen unterliegen, abhängig von der Windgeschwindigkeit und Verdunstung, einem Meßfehler von 10 bis 50% bei flüssigen und 200 bis 500% bei festen Hydrometeoren (Ahlheim, 1989). Zudem ist die Erstellung von großräumigen Niederschlagsfeldern aus Punktmessungen problematisch. Vorhandene Niederschlagsklimatologien über Land weisen insbesondere in den Tropen und höheren Breiten größere Fehler auf (Rudolf et al., 1992). Inzwischen werden auch Radargeräte zur Niederschlagserkennung und Quantifizierung eingesetzt. Dabei wird die Proportionalität des reflektierten Radarsignals zum Größenspektrum der Regentropfen genutzt, welches seinerseits proportional zur Regenintensität ist. Die horizontale Reichweite von Radargeräten ist auf etwa 300 km beschränkt. Mit zunehmender Entfernung vom Gerät nimmt die Genauigkeit jedoch ab. Flächendeckende Niederschlagsmessungen sind deshalb nur im Radarverbundnetz möglich (Fabry et al., 1992). Vereinzelt Beobachtungen und Messungen von Niederschlägen über dem Ozean können somit zwar zur Validierung, nicht aber zur Erstellung von Niederschlagsklimatologien genutzt werden.

Zusätzlich treten die bislang nur unzureichend verstandenen Wolkenbildungs- und Niederschlagsprozesse in den Zyklonen der mittleren Breiten in den Vordergrund. Sie begründen einen Teil der existierenden Unzulänglichkeiten von Klimasimulationen und Wettervorhersage (IPCC, 1995).

Die einzige Möglichkeit zur Erstellung von Niederschlagsfeldern über dem Ozean besteht in der Nutzung von Satellitendaten. Die Bestimmung von Niederschlagsintensitäten und deren Verteilung mit Satelliten im solaren oder thermischen Spektralbereich ist problematisch, da das Radiometersignal kaum vom oberflächennah

auftretenden Niederschlag beeinflusst wird, sondern von der darüber liegenden Atmosphäre. Wolken, die im solaren Bereich stark reflektieren und im thermischen nur gering abstrahlen, weisen hohe optische Dicken auf. Niederschlag am Boden ist gekoppelt an Wolken mit hohen optischen Dicken. Die Fernerkundung von Helligkeitstemperaturen an der Wolkenobergrenze läßt so indirekt auf Niederschlag am Boden schließen (Arkin und Meisner, 1987; Adler und Negri, 1988; Barrett, 1970; Stout et al., 1979). Die Abschätzung der Niederschlagsareale mit dieser Methode ist mit großen Fehlern behaftet. Die quantitative Abschätzung der Niederschlagsintensität aus Infrarotdaten in Fallstudien ist nicht möglich (Bauer und Schlüssel, 1993c).

Eine wesentliche Verbesserung der Niederschlagsfernerkundung stellen die Satelliten dar, die im Mikrowellenbereich des elektromagnetischen Spektrums messen. Diese passive Mikrowellenstrahlung empfangenden Systeme werden aufgrund ihrer großen Wellenlänge im Milli- und Zentimeterbereich kaum von der Atmosphäre beeinflusst und können den Niederschlag direkt in den regnenden Wolkenschichten bestimmen (Hong et al., 1997). Diese Methode ist derzeit nur über den Ozeanen anwendbar, weil die Ozeanoberfläche, im Gegensatz zu den Landoberflächen, eine geringe homogene Emissivität aufweist, die den am Sensor empfangenen atmosphärischen Teil der Strahlung nicht wesentlich stört. Bei unbewölkter Atmosphäre ist die Gesamtemission über dem Ozean gering und die Polarisierung der Strahlung groß. Nimmt der Wasserdampf- bzw. Wolkenwassergehalt oder die Niederschlagsintensität zu, wird auch die Emissivität modifiziert. Die optische Dicke nimmt zu, die Helligkeitstemperaturen steigen an und die Polarisierung nimmt ab. Sogenannte Emissionsverfahren zur Niederschlagsableitung nutzen die wachsende Emissivität und die abnehmende Polarisierung aus (Wilheit et al., 1977). Mit diesem Verfahren können schwache Niederschläge direkt fernerkundet werden. Bei konvektiven, starken Niederschlägen vereisen die Wolken in größeren Höhen zunehmend. Es treten Streueffekte an großen Tropfen und Eisteilchen auf, die das Gesamtsignal wieder abschwächen. Wenn die Wolke stark vereist, dominiert die Streuung an Eisteilchen oberhalb der Regenschicht. Die Ableitung der Regenraten erfolgt dann wieder indirekt mit einem sogenannten Streuverfahren (Spencer et al., 1989). Die Übergänge zwischen den Bereichen ist kontinuierlich. Erfolgreich arbeiten Niederschlagsalgorithmen, die auch andere Frequenzbereiche ausnutzen, d.h. ein kombiniertes Emissions- und Streuverfahren darstellen (Bauer und Schlüssel, 1993 a,b). Damit ist quantitative Fernerkundung von Niederschlag über dem Ozean erstmals möglich.

In den Zyklonen der mittleren Breiten erfolgt der größte Teil des Energieaustausches zwischen Ozean und Atmosphäre. Jost (2000) gelang es, über dem Ozean eine globale Klimatologie des Süßwasserflusses, d.h. der Differenz aus Niederschlag und Verdunstung aus Mikrowellendaten, für den Zeitraum 1987 bis 1998 zu erstellen (HOAPS, Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and fluxes from Satellite data). Hierfür wurden Jahres-, Monats-, und Pentadenmittel berechnet.

Innerhalb einer Pentade können über dem Nordatlantik jedoch mehrere Zyklonen entstehen (Zhang et al., 1999). Das Einzelereignis kann daher mit dieser Methode

nicht untersucht werden. Wieviel Niederschlag jedoch aus einer Zyklone fällt, wie er in einer Zyklone verteilt ist und welche Variabilität die Niederschlagsverteilung in verschiedenen Zyklonen aufweist, ist nach wie vor nahezu unbekannt.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, mit einer geeigneten Methode erstmals aus Mikrowellendaten Fallstudien einzelner Zyklonen über dem Nordatlantik zu untersuchen. Die Auswertung von Daten aus Einzelüberflügen der SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) Mikrowellenradiometer an Bord der DMSP (Defense Marine Satellite Programme) Satelliten, liefert die zur Zeit besten Niederschlagsfelder über den Ozeanen und ist damit ein wertvolles Werkzeug für die Wetteranalysen und Vorhersagen (Bauer und Schlüssel, 1993 c). Die verwendeten Satelliten werden in Kapitel 2 vorgestellt. Zusätzlich zum Niederschlag werden Felder der Parameter Flüssigwasser und Eisgehalt der Wolken, Wasserdampfgehalt, Grenzschichtwasserdampf und bodennahe Windgeschwindigkeit sowie der Meeresoberflächentemperatur erstellt, um ein besseres Verständnis für die Komponenten des atmosphärischen Wasserkreislaufes in Zyklonen über dem Nordatlantik zu erhalten (Kap. 3).

Die Nutzung eines einzelnen polar umlaufenden Satelliten liefert über dem Nordatlantik eine unzureichende Datenabdeckung. Um eine sowohl zeitlich als auch räumlich möglichst homogene Datenabdeckung zu gewährleisten, wird in Kapitel 4 die Multi Satelliten Methode entwickelt. Diese nutzt für den Untersuchungszeitraum Januar und Februar 1997 drei SSM/I Radiometer und kombiniert deren Überflüge zu einem Satellitenprodukt. Dieser Untersuchungszeitraum wurde gewählt, da zeitgleich das in GEWEX eingebettete Feldexperiment FASTEX (Fronts and Atlantic Storm Track EXperiment) auf dem Nordatlantik stattfand. Für den zyklonenreichen Februar liegen daher viele zusätzliche Schiffsbeobachtungen, der in dieser Arbeit untersuchten Fallstudien, vor. In Kapitel 5 werden zehn Zyklonen als Fallstudien vorgestellt. Diese werden in Kapitel 6 auf ihre Niederschlagsverteilung und Intensität mit dem SSM/I Bauer Algorithmus, der in Kapitel 3 vorgestellt wird, untersucht. Ausgewählt wurden Fallstudien, die eine auffällige, konvektive Niederschlagsverteilung auf den kalten Rückseiten westlich der Zyklonen aufweisen. Äquivalente Wolkenstrukturen werden in Satellitenbildern im sichtbaren und infraroten Bereich dokumentiert. Diese Rückseitenniederschläge treten häufig in einem Gebiet um 50° Nord und 35° West auf. Dort trifft das warme, nordwärts fließende Golfstromwasser auf die polare Wassermasse. Zusätzlich trifft die in der Zyklonensezone vor der amerikanischen Ostküste nordostwärts advehierte, warme Luftmasse auf die Zone häufiger Kaltluftausbrüche, deren Ausgangsluftmassen häufig Temperaturen unter -35° C aufweisen.

Ein weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit, ist der Vergleich der SSM/I Bauer Niederschläge mit dem EZMW (Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage) Modell, der in Kapitel 7 vorgestellt wird. Zusätzlich wird das hochauflösende Modell REMO (REgional MOdell) zur Untersuchung hinzugezogen. Mit diesem Modell kann eine wesentlich bessere raumzeitliche Auflösung erzielt werden, die eine detaillierte Niederschlagsuntersuchung ermöglicht. Die teilweise erheblichen Unterschiede in der Niederschlagsverteilung und -intensität zwischen den Satelliten- und Modelldaten

erfordern in nordatlantischen Zyklonen eine Überprüfung der Ergebnisse des SSM/I Bauer Algorithmus.

Dazu wird in Kapitel 8 und 9 ein Algorithmenvergleich zwischen dem SSM/I Bauer Niederschlagsalgorithmus und der globalen Niederschlagsklimatologie GPCP (Global Precipitation Climatology Project) sowie den SSM/I Niederschlagsalgorithmen von Ferraro und Wentz durchgeführt. In Kapitel 10 wird zusätzlich die optische Dicke, der Wolkenoberkantendruck sowie die Wolkentypen der aus Satellitendaten abgeleiteten Wolkenklimatologie ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) in einer Fallstudie mit dem SSM/I Bauer Niederschlagsalgorithmus auf Plausibilität geprüft. Die so gewonnenen neuen Erkenntnisse über die Niederschläge in einzelnen Zyklonen erfordern eine unabhängige Überprüfung.

In Kapitel 11 erfolgt daher eine in-situ Validierung der Niederschläge, getrennt nach frontalen- und Rückseitenniederschlägen. Dazu wird zunächst untersucht, wieviele Schiffe in welcher Niederschlagsregion der Zyklone welchen Niederschlagstyp melden. Zusätzlich wird eine Einteilung der beobachteten in-situ Niederschläge in kalibrierte Regenklassen erstellt. Diese werden mit allen untersuchten Datensätzen verglichen. Die daraus resultierenden Ergebnisse erfordern eine zusätzliche Validierung des EZMW Modelldrucks mit den in-situ Druckdaten auf die korrekte Erkennung des Bodendruckfeldes im Modell.

Darüber hinaus wird in Kapitel 12 mit der Multi Satelliten Methode erstmals aufgezeigt, wieviel Niederschlag aus einer Zyklone während ihres Lebenszyklus fällt. Diese Untersuchungen werden sowohl für die gesamte Zyklone, als auch für deren Teilbereiche Kalt- und Warmfront, Rückseite sowie junge Zyklonesestadien durchgeführt. Dadurch kann die Bedeutung nordatlantischer Zyklonen für den Energie- und Wasserhaushalt herausgearbeitet werden.

2. SATELLITENRADIOMETER

2.1. Überblick

Für die Ableitung von räumlich und zeitlich stark variablen Parametern, wie Niederschlag, Wasserdampf oder Flüssigwasser in Zyklonenfallstudien, ist eine möglichst homogene und kontinuierliche Datenerfassung nötig. Dazu muß der Zeitabstand der aufeinander folgenden Messungen gering, und eine komplette Abdeckung des zu fernerkundenen Arealen gewährleistet sein. Die Daten müssen von hoher, gleichbleibender Qualität sein. Insbesondere über dem Ozean können diese Anforderungen nur von Satelliten erbracht werden.

Im Rahmen dieser Arbeit werden daher polarumlaufende Satelliten der DMSP (Defense Marine Satellite Program) Serie mit den SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) Mikrowellenradiometern zur Ableitung der Wasserhaushaltsparameter benutzt. Die geringe und homogene Emissivität der Ozeanoberfläche erlaubt die Ableitung von Atmosphärenparametern. Die permanente Anwesenheit von Wolken im Nordatlantik stört im Mikrowellenbereich nicht bei der Fernerkundung der Parameter.

Desweiteren werden Satelliten der NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) Serie genutzt, um im thermischen Infrarot (IR) die Ozeanoberflächentemperatur (SST) abzuleiten. Dazu wird die hohe Emissivität der Ozeanoberfläche im nahen Infrarotspektrum (NIR) ausgenutzt. Diese Methode setzt eine unbewölkte Atmosphäre voraus.

Im NIR und im sichtbarem Spektralbereich (VIS) werden die Wolkenstrukturen der Tiefdruckgebiete dargestellt. Dazu werden die geostationären Satelliten METEOSAT und GOES-8 (Geostationary Operational Environmental Satellites), sowie die polarumlaufenden NOAA AVHRR Radiometer genutzt.

2.2. SSM/I Mikrowellenradiometer

Das passive Mikrowellenradiometer SSM/I von Hughes Aircraft Industries ist Bestandteil des militärischen DMSP Satellitenprogramms der U.S. Air Force (Abb. 2. 1) und wurde entwickelt, um meteorologische Parameter wie Windgeschwindigkeit, Wolkenwasser, Wasserdampf, Niederschlag und Meereisverteilung global fernzuerkunden. Die Daten dieser Satellitenreihe sind inzwischen zur zivilen und wissenschaftlichen Nutzung freigegeben. Der erste DMSP Satellit F08 wurde im Juli 1987 von der NASA (National Aeronautics and Space Administration) mit einer Atlas E Rakete in eine sonnensynchrone, fast kreisförmig polarumlaufende Bahn in 833 km Höhe gebracht. Fünf weitere nutzbare Satelliten (F10, F11, F13, F14 und F15) liefern derzeit Daten. Die neuesten Satelliten F13 bis F15 wurden mit der Titan II Rakete der NASA in einen Orbit auf etwa 860 km Höhe gebracht (Weeks et al., 1996).



Abbildung 2.1: Der Militärsatellit DMSP (<http://www.ngdc.noaa.gov/dmsp/dmsp.html>).

Das SSM/I mißt linear polarisierte, thermische Strahlung im Mikrowellenbereich in sieben Kanälen (TB1 bis TB7) und vier Frequenzen, die vom Ozean, der Erdoberfläche und der Atmosphäre bei 19.35, 22.235, 37.0 und 85.5 GHz emittiert wird. Die technischen Daten der SSM/I Kanäle sind in Tabelle 2.1 zusammengefaßt. Die Umlaufperiode beträgt 102.4 Minuten. Das SSM/I tastet die Erdoberfläche konisch unter einem konstanten Winkel von 45° ab. Dies entspricht am Boden einem mittleren Zenitwinkel von 53.1° . Die Orbits erlauben die Erfassung der gesamten Erde mit Ausnahme von kleinen 2.4° umfassenden kreisförmigen Gebieten an den Polen (Wentz, 1991). Jeder Satellit tastet die Erdoberfläche im Bereich des Nordatlantiks zweimal täglich in einem absteigenden Orbit, morgens, und einem aufsteigenden Orbit, abends, ab (Abb. 2.2). Die räumliche Auflösung ist mit 13×15 km bei 85.5 GHz maximal und verringert sich bei 19.35 GHz auf 43×69 km bei einer Abtastbreite von 1394 km (Hollinger et al., 1987). Die Abtastgeometrie ist in Abbildung 2.3 veranschaulicht.

Kanal Nr.	Frequenz [GHz]	Polarisation	Räumliche Auflösung [km]		T_B Bereich [K]
			Along track	Cross track	
TB 1	19.35	vertikal	69	43	170 - 240
TB 2	19.35	horizontal	69	43	90 - 240
TB 3	22.235	vertikal	50	40	180 - 260
TB 4	37.0	vertikal	37	28	190 - 260
TB 5	37.0	horizontal	37	29	130 - 260
TB 6	85.5	vertikal	15	13	220 - 280
TB 7	85.5	horizontal	15	13	160 - 280

Tabelle 2.1: Technische Daten der Mikrowellenkanäle des SSM/I Radiometers mit dem jeweiligen Wertebereich der Helligkeitstemperaturen T_B in Kelvin.

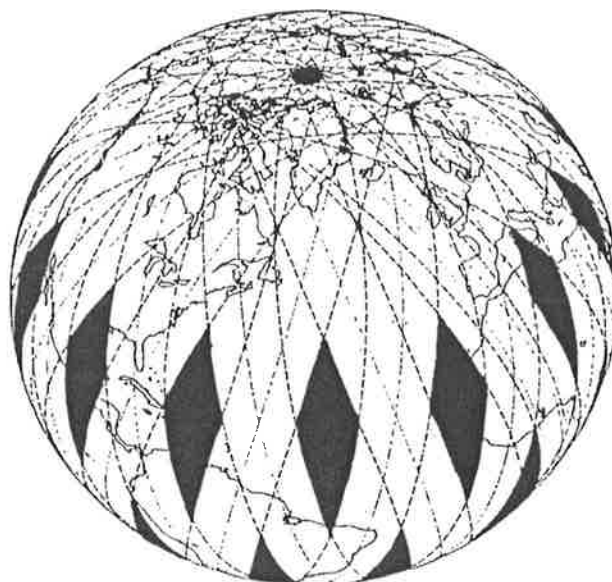


Abbildung 2.2: Tägliche Abdeckung jedes SSM/I Radiometers über dem Nordatlantik. Die Rauten stellen die innerhalb eines Tages nicht überflogenen Gebiete dar. Der kreisförmige 2.4° große Bereich am Nordpol wird niemals fernerkundet (Hollinger et al., 1987).

Das Radiometer mißt die am Sensor ankommende, emittierte, thermische Strahlung der abgetasteten Szene. Diese kann im Mikrowellenbereich als absolute Helligkeitstemperatur ausgedrückt werden. Das Signal wird räumlich gefiltert und in eine Antennentemperatur gewandelt. Zur FNMOC (Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center) Bodenstation in Monterey wird eine Radiometerspannung übertragen, die dort in sogenannte Sensorcounts umgerechnet werden. Danach erfolgt eine Umrechnung in Antennentemperaturen (TDR) im NESDIS (National Environmental Satellite, Data, and Information Service) Format. Diese Daten werden an Anwender weitergegeben (Kap. 4).

Die Zuverlässigkeit des Meßsystems SSM/I ist durch ständige Eichung an internen Schwarzkörpern und regelmäßigem Blick in den Weltraum gewährleistet. Die hohe Qualität der SSM/I Daten ist von Jost (2000) bei der Erstellung des HOAPS (Hamburg Ocean Atmospheric Parameters and Fluxes from Satellite Data) Datensatzes getestet worden. Von den insgesamt sechs operierenden SSM/I Radiometern konnten für die Untersuchungen in dieser Arbeit die Plattformen F10, F11 und F13 genutzt werden (Kap. 4).

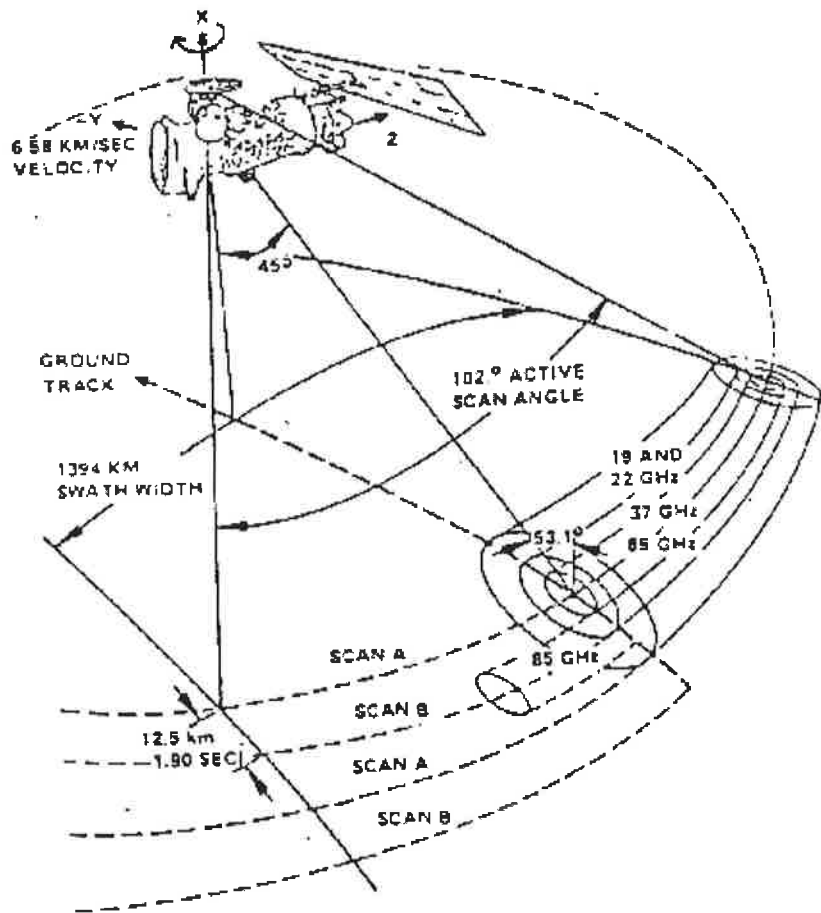


Abbildung 2.3: Die Abtastgeometrie des SSM/I Radiometers an Bord des DMSP Satelliten (Hollinger et al., 1990).

2.3. DMSP Optical Linescan System

Das auf den DMSP Satelliten installierte Optical Linescan System (OLS) ist ein abbildendes VIS/IR PMT (Photo Multiplier Tube) Teleskop mit 3000 km Scanbreite und einer Nadirauflösung von 2,7 km. Es wird verwendet, um Wolken und Wolkenoberkantentemperaturen zweimal täglich global fernzuerkunden. Nachts steht dabei nur das IR Produkt zur Verfügung. Das sichtbare Teleskop mißt bei 0,40 - 1,10 μm und 0,58 - 0,91 μm Wellenlänge, das infrarote bei 10,0 - 13,4 μm und 10,3 - 12,9 μm . Der sichtbare Sensor ist sensitiv für reflektierte Sonnenstrahlung von allen Oberflächen, Wolken, Mondlicht sowie für Brände, Polarlichter und nächtliche Städtebeleuchtung. Der IR Sensor ist sensitiv für die thermische Emission aller Oberflächen. Die OLS Bilder werden in Kapitel 6 zur Visualisierung der Wolkenstrukturen über dem Nordatlantik verwendet.

2.4. AVHRR

Das AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) ist ein abbildendes Radiometer, das in verschiedenen Versionen seit 1978 auf den Satelliten der NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) Serie fliegt (Karlsson, 1997). In dieser Arbeit werden die Daten der NOAA-12 und NOAA-14 Satelliten verwendet. Die Satelliten fliegen auf sonnensynchronen, polarumlaufenden Bahnen in Höhen zwischen 820 km und 860 km. Die Umlaufperiode beträgt 102 Minuten. Die spektralen Kanäle des AVHRR sind in Tabelle 2.2 zusammengefaßt. Kanal 1 mißt im solaren, sichtbaren Spektralbereich (VIS), Kanal 2 und 3 im nahen Infrarot (NIR) und die Kanäle 4 und 5 im Infraroten (IR). Alle Kanäle liegen in atmosphärischen Fensterbereichen, d.h. in Spektralbereichen hoher Durchlässigkeit der wolkenfreien Atmosphäre. Somit ist das AVHRR geeignet, um Oberflächentemperaturen und Wolken fernzuerkunden. Über dem Ozean kann im unbewölkten Fall die Ozeanoberflächentemperatur (SST) abgeleitet werden. Dazu dienen die Kanäle 4 und 5 (Kap. 5). Im bewölkten Fall dient das AVHRR zur Wolkenerkennung. In den Kanälen 1 und 2 erfolgt die Wolkenerkennung nur tagsüber (Saunders und Kriebel, 1988). Über die Wolkenoberkantentemperatur (CTT) kann in bestimmten Fällen zudem auf die Niederschlagsrate geschlossen werden. Je heller eine Wolke im Satellitenbild in der invertierten Darstellungsweise erscheint, desto höher reicht sie und desto kälter ist ihre CTT. Über Schwellwertverfahren wird so indirekt auf den Niederschlag geschlossen. Diese Verfahren sind jedoch ungenau und werden in dieser Arbeit nicht verwendet.

Kanal Nr.	Wellenlänge [µm]	Spektrum
1	0.58 - 0.68	VIS
2	0.725 - 1.1	NIR
3	3.55 - 3.93	NIR
4	10.3 - 11.3	IR
5	11.4 - 12.4	IR

Tabelle 2.2: Technische Daten der Kanäle des AVHRR Radiometers mit dem jeweiligen Wellenlängenbereich.

Die maximale räumliche Auflösung im Nadir beträgt 1.1 km und 5.6 km am Abtastrand pro Pixel. Die Daten werden jedoch mit reduzierter räumlicher Auflösung genutzt. Der Abtastwinkel beträgt 55.4° um den Nadir, die Abtastung der 2800 km breiten Scans erfolgt quer zur Flugrichtung. Eine permanente Eichung des Gerätes erfolgt durch interne Schwarzkörper und den Blick in den Weltraum. In dieser Arbeit wird das AVHRR zur Ableitung der SST sowie zur Wolkenerkennung benutzt (Kap. 5 und 6).

2.5. METEOSAT / GOES

Das globale Wettersatellitensystem besteht aus den oben genannten polarumlaufenden Satelliten und den geostationären Satelliten. Fünf geostationäre Satelliten ermöglichen die globale Fernerkundung der Erde mit hoher zeitlicher Auflösung. Für das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit, den Nordatlantik, werden die Satelliten METEOSAT (**METEOR**ological **SAT**ellite) der EUMETSAT (**EU**ropean organisation for the exploitation of **METE**rological **SAT**ellites) für Europa und den Ostatlantik sowie GOES-E (**Geostationary Operational Environmental Satellite - East**) für Nordamerika und den Westatlantik (Abb. 2.4) verwendet. Gewährleistet ist eine Datenabdeckung bis etwa 60° Nord. Nördlich davon werden die polarumlaufenden NOAA Satelliten genutzt. Kombinierte Satellitenbildprodukte aus geostationären und polarumlaufenden Radiometern führen zu Kompositaufnahmen des Nordatlantiks, wie sie in Kapitel 5 verwendet werden. Hauptbestandteil der geostationären Satelliten sind abbildende Radiometer im sichtbaren Teil des Spektrums, dem Wasserdampfkanal bei $6 \mu\text{m}$ sowie dem infraroten Spektralbereich. Die GOES Reihe besitzt zusätzliche Kanäle im IR Bereich. Die Gerätespezifikationen können unter <http://www.eumetsat.de/> und <http://rsd.gsfc.nasa.gov/goes/> eingesehen werden.

Geostationäre Satelliten befinden sich in einer Höhe von 35600 km und liefern seit 1977 meteorologische Daten. METEOSAT befindet sich über dem Äquator nahe dem Nullmeridian, GOES-E entsprechend westlich versetzt bei etwa 75° West.

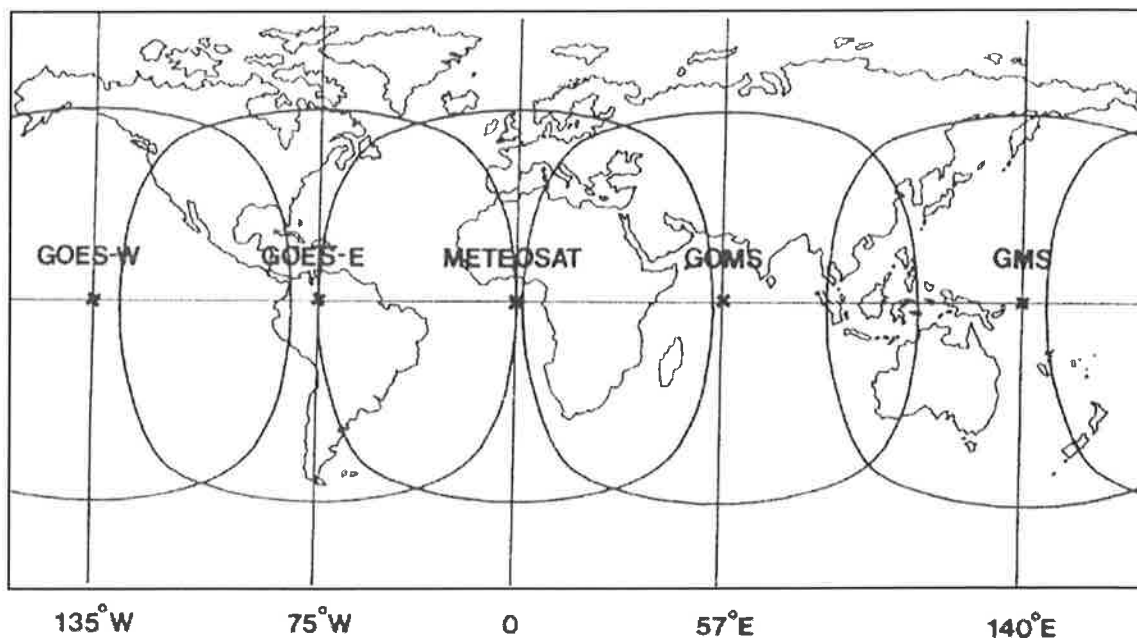


Abbildung 2.4: Die globale Datenabdeckung der Erde mit geostationären Satelliten. Der Nordatlantik wird durch die Satelliten GOES-E und METEOSAT abgedeckt (Quelle: EUMETSAT).

3. FERNERKUNDETE PARAMETER

3.1. Überblick

Die am Radiometer gemessene, emittierte Mikrowellenstrahlung stammt, je nach Emissivität, anteilig von Ozean- und Landoberflächen, Wasserdampf, Wolkentröpfchen, Eisteilchen und Aerosolen sowie mit vernachlässigbarer Intensität aus dem Weltraum und wird von der Atmosphäre selbst absorbiert, gestreut und reflektiert. Ihre Intensität ist abhängig vom verwendeten Frequenzbereich. Diese Proxidata werden in Helligkeitstemperaturen umgerechnet (Abb. 3.1). Sie dienen als Basis für die Entwicklung von Algorithmen, die die Helligkeitstemperaturen der verschiedenen Kanäle und Polarisationsrichtungen nutzen, um physikalische Parameter abzuleiten.

Die Theorie zur Inversion der Strahlungsübertragungsgleichung und Ableitung von Algorithmen zur Gewinnung physikalischer Parameter aus den Strahldichtemessungen am Außenrand der Atmosphäre ist in Bauer und Schlüssel (1993b), Schlüssel (1995) und Bauer (1992) hergeleitet.

In der vorliegenden Arbeit werden die Mikrowellenalgorithmen von Bauer und Schlüssel zur Ableitung des Gesamtwasserdampfgehaltes, Flüssigwassergehaltes und Eisgehaltes verwendet (Bauer und Schlüssel, 1993b). Der Grenzschichtwasserdampf wird mit dem Algorithmus von Schulz (1993) und die Windgeschwindigkeit nach Schlüssel und Luthardt (1991) abgeleitet. Für die Berechnung des Niederschlags stehen viele Algorithmen zur Verfügung.

Die Auswahl der verwendeten Niederschlagsalgorithmen dieser Arbeit, beruht auf den Ergebnissen der Projekte AIP (Algorithm Intercomparison Project), PIP (Precipitation Intercomparison Project), PIP-2 (WET NET Precipitation Intercomparison Project-2) und PIP-3. Alle verfügbaren Niederschlagsalgorithmen wurden in diesen Projekten auf ihre globale Anwendung auf Monatsmittelbasis getestet (Barret und Bellerby, 1992; Arkin und Xie, 1994; Ebert und Manton, 1996; Ebert et al., 1996; Negri et al., 1995; Smith, 1998; Smith et al., 1998). Als Referenz wird in dieser Arbeit der Bauer und Schlüssel Niederschlagsalgorithmus von 1993 verwendet, folgend als SSM/I Bauer bezeichnet. Die Ableitung des Niederschlags ist in Bauer (1992), Bauer und Schlüssel (1993b) und Schlüssel (1995) dokumentiert. Dieser Algorithmus wurde in den oben genannten Vergleichsprojekten zusammen mit den Niederschlagsalgorithmen von Ferraro (Ferraro und Marks, 1995; Ferraro, 1997; Ferraro et al., 1998; Ferraro und Smith, 1998), Wilheit (Wilheit et al., 1991) und Wentz (Wentz, 1997) als gut bewertet. Im globalen Monatsmittel zeigten diese Algorithmen ähnliche Ergebnisse, wobei regional auf zum Teil große Abweichungen hingewiesen wird. Bislang wurden die Algorithmen weder auf eine regionale Skala noch auf Fallstudien angewendet.

RADIATIVE TRANSFER EQUATION

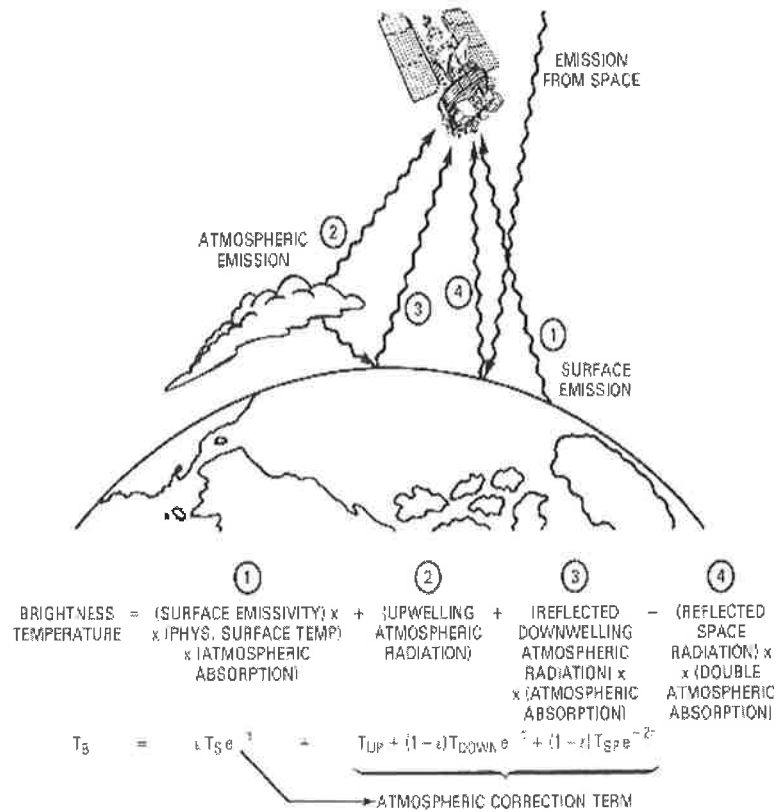


Abbildung 3.1: Schematische Darstellung der Strahlungsübertragungsgleichung zur Ableitung von physikalischen Parametern mit Mikrowellensatelliten nach Swift und Cavallieri (1985).

Die genannten Niederschlagsalgorithmen werden in dieser Arbeit erstmals auf ihre Einsatzfähigkeit für nordatlantische Niederschlagsfelder und Intensitäten in Zyklonenfallstudien geprüft (Kap. 6, 8 und 9). Die angewendeten Verfahren nutzen die niedrige, homogene Emissivität der Meeresoberfläche aus. Änderungen der Emissivität sind mit Änderungen des atmosphärischen Zustands verbunden. Über Land ist die Emissivität dagegen stark variabel, bedingt durch verschiedene Bodentypen und Feuchtezustände. Das abzuleitende atmosphärische Signal ist somit nur über dem Ozean eindeutig nutzbar. Alle Untersuchungen beschränken sich daher auf Ozeangebiete. Küstengewässer werden wegen des stark vom Land beeinflussten Emissionssignals bis 50 km Abstand vom Land für die Untersuchungen vernachlässigt.

Die Meeresoberflächentemperatur (SST) wird mit einem Verfahren von Walton (1988) aus AVHRR Satellitendaten bestimmt.

3.2. Aus Algorithmen abgeleitete Parameter

3.2.1. Bodennahe Windgeschwindigkeit aus SSM/I Daten

Die dynamische Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre wird durch die bodennahe Windgeschwindigkeit bewirkt. Sie wirkt indirekt mit dem Strahlungsfeld über dem Umweg der Aufrauung der Oberfläche und damit der Wellen und Schaumbildung (Brown, 1990). Bei Windstille weist die Ozeanoberfläche eine geringe und homogene Emissivität auf. Windinduzierte Rauigkeit und die mit zunehmender Windgeschwindigkeit auftretende Schaumbedeckung des Ozeans, verändern das Emissionsvermögen der Oberfläche stark. Dadurch verändert sich das Strahlungsfeld an der Meeresoberfläche, das mit dem Satelliten gemessen werden kann. Die so fernerkundete bodennahe Windgeschwindigkeit läßt jedoch keinen Rückschluß auf die Richtungsabhängigkeit zu. Verwendet werden die vertikal und horizontal polarisierten Kanäle bei 19 und 37 GHz. Der Algorithmus ist hinsichtlich des atmosphärischen Wasserdampfes und Flüssigwassers optimiert, und korrigiert deren störenden Einfluß auf die Ableitung der Windgeschwindigkeit. Die theoretische Genauigkeit des Algorithmus wird bei niederschlagsfreier Atmosphäre mit 1.4 m/s und bis 1 mm/h Niederschlag mit 1.6 m/s angegeben (Schlüssel, 1995).

Bei starken Niederschlägen wird das Windfeld aufgrund der zusätzlich durch den Niederschlag entstehenden Kapillarwellen beeinträchtigt (Guymer et al., 1981). In dieser Arbeit wurde zunächst der Windalgorithmus von Goodberlet et al. (1989) und Goodberlet (1992) angewendet, der später jedoch durch den von Schlüssel und Luthardt ersetzt wurde, da dieser auf Strahlungsübertragungsrechnungen beruht und genauere Ergebnisse liefert. Dabei werden die am Satelliten ankommenden Strahlendichten per Strahlungsübertragungsgleichung für vorgegebene Atmosphärenprofile und Oberflächenemissivitäten simuliert. Die windabhängige Emission der Meeresoberfläche wird dabei berücksichtigt. Die Genauigkeit in der Ableitung der Windgeschwindigkeit verbessert sich auf 1.4 m/s (Schlüssel und Luthardt, 1991) gegenüber 2 m/s bei Goodberlet et al. (1989). Die Verteilung der Windfelder zeigt, daß die Windgeschwindigkeit meistens unter 25 m/s liegt und in 70% der Fälle sogar unter 10 m/s. Der Algorithmus ist sensitiv für die horizontalen Polarisierungen der 19 und 37 GHz Kanäle (Tabelle 2.1) aus denen die Hauptinformation gewonnen wird. Gerade dort maskiert aber die Emission der Atmosphäre und die temperaturabhängige Änderung der Emission der Wasseroberfläche das Signal. Da die Maskierung des Signals aber beide Polarisierungen betrifft, werden jeweils die Differenzen der 19 und 37 GHz Kanäle gebildet. Die restlichen Terme und die Benutzung des 22 GHz Kanals (TB3) dienen der weiteren Atmosphärenkorrektur.

Dieser Algorithmus gilt für die Fernerkundung einer nicht regnenden Atmosphäre. Im Falle von Niederschlag sinkt die Differenz des 37 GHz Kanals (TB4-TB5) unter 55 K und die Helligkeitstemperatur bei 19 GHz (TB1) über 160 K. Der Windalgorithmus wird dann mit abgeänderten Koeffizienten angewendet.

Wenn TB4-TB5 unter 20 K fällt und TB1 größer als 190 K wird, kann keine Windgeschwindigkeit fernerkundet werden. Diese Bereiche werden in den Darstellungen ausgeblendet.

3.2.2. Meeresoberflächentemperatur aus NOAA AVHRR Daten

Zur Ableitung der Meeresoberflächentemperatur (SST) werden Daten der abbildenden AVHRR Radiometer der NOAA Serie genutzt. Der von NOAA und NASA abgeleitete SST Pathfinder Datensatz enthält globale Tagesmittel der SST mit einer räumlichen Auflösung von 9km^2 , die für diese Arbeit auf das Gebiet des Nordatlantiks reduziert wurden. Verwendet werden die AVHRR Kanäle 4 und 5 (Tab. 2.2) im atmosphärischen Fenster. Die Maskierung der die Meeresoberfläche verlassenden Strahlung durch Absorption des Wasserdampfes wird korrigiert, indem in zwei benachbarten Spektralbereichen gemessen wird, die beide transparent für die IR Strahlung sind, aber unterschiedlich starke Wasserdampfabsorption aufweisen (Walton, 1988). Die größte Schwierigkeit bei der Fernerkundung der SST besteht darin, daß IR Strahlung Wolken nicht durchdringen kann, und somit die SST nur im Fall einer wolkenfreien Atmosphäre fernerkundet werden kann. Insbesondere in den arktischen Regionen sowie in den großen Arealen entlang der bevorzugten Zyklonenzugbahnen auf dem Nordatlantik ist, besonders im Winterhalbjahr, die Atmosphäre nur selten unbewölkt. In diesem Fall geht in den Datensatz erneut die letzte an diesem Datenpunkt ermittelte SST ein, solange bis eine neuerliche Messung vorhanden ist. Dieses Verfahren ist deshalb möglich, weil die Variation der SST innerhalb einer Woche nur sehr gering ist. Selbst die Schwankung innerhalb eines Monats ist nur gering, wie in Kapitel 5 gezeigt wird. Die Abschätzungen über die SST unter Gebieten mit persistenter Bewölkung ist somit hinreichend.

Die fernerkundete SST ist nicht identisch mit der eigentlichen Wassertemperatur sondern repräsentiert die meist vorhandene kühle Haut des Ozeans, die von der Temperatur des Ozeans in einigen Dezimetern bis Metern Wassertiefe um einige Zehntel Grad abweichen kann (Schlüssel et al., 1990). Der Grund liegt in der geringen Eindringtiefe von nur Mikrometern der IR Strahlung in das Medium Wasser. Der Effekt der kühlen Haut kann innerhalb des Algorithmus berücksichtigt werden (Schlüssel, 1995). Die Genauigkeit der SST wird mit 0.5 bis 1 K angegeben (Schlüssel et al., 1987).

3.2.3. Wasserdampfgehalt aus SSM/I Daten

Der vertikal integrierte gesamte Säulengehalt des atmosphärischen Wasserdampfes ist in allen Kanälen gut mit den Helligkeitstemperaturen korreliert. Die abgeleiteten Werte sind von hoher Genauigkeit. Die Korrelation ist in den vertikal polarisierten Kanälen höher, da die Emission der Oberfläche weniger variabel ist als in den horizontal polarisierten Signalen. Am effektivsten ist der 22 GHz Kanal, die Helligkeitstemperaturen steigen bis etwa $3\text{g}/\text{cm}^2$ linear mit dem Wasserdampfgehalt an, darüber tritt Sättigung ein (Chang und Wilheit, 1979). Die Mikrowellenfernerkundung bietet hier einen wesentlichen Vorteil gegenüber dem IR Spektralbereich, da auch bei bewölkter Atmosphäre eine Fernerkundung möglich ist. Zusätzlich werden Effekte durch windinduzierte Rauigkeiten der Meeresoberfläche und die Extinktion durch Flüssigwasser berücksichtigt. In Fällen mit Niederschlägen größer $2\text{mm}/\text{h}$ sinkt die Zuverlässigkeit der abgeleiteten Wasserdampfsäule, weil sich die optische

Dicke der Wolken derart erhöht, daß nur noch wenig Information über den Wasserdampf durch die regnenden Wolken zum Sensor gelangt (Schlüssel und Emery, 1990). Eine weitere Einschränkung erfährt der Algorithmus bei niedrigen Wasserdampfwerten unterhalb von 1 g/cm^2 , die in solchen Fällen systematisch unterschätzt werden. Die Genauigkeit der Wasserdampfsäule wird mit 0.15 g/cm^2 angegeben (Schlüssel, 1995). Der Wertebereich schwankt üblicherweise zwischen 1 und 3.5 g/cm^2 .

3.2.4. Grenzschichtwasserdampfgehalt aus SSM/I Daten

Die Ableitung des integrierten Wasserdampfgehaltes der unteren 500 m der Atmosphäre ist möglich, weil der atmosphärische Wasserdampf die Strahlung frequenzabhängig verschieden stark modifiziert. Schlüssel (1989) zeigte, daß der Wasserdampf in der planetaren Grenzschicht weitgehend entkoppelt von der darüberliegenden Atmosphäre abgeleitet werden kann. Der aus dieser Information gewonnene Algorithmus stammt von Schulz (1993). Dazu wurde der Einfluß aller Parameter auf die Satellitenmessung simuliert. Der Algorithmus liefert für große Flüssigwassergehalte und damit große Wolkentröpfchen weniger zuverlässigen Ergebnisse, da dieser Effekt zu einer verstärkten Extinktion der Strahlung durch Streuung führt. Dies gilt auch für Bereiche mit intensivem Niederschlag. Um von den Helligkeitstemperaturen der verschiedenen Kanäle auf den Grenzschichtwasserdampf zu schließen, wurde eine multivariate Regressionsanalyse durchgeführt. Die Hauptinformation liegt dabei im vertikal polarisierten 19 GHz Kanal (TB1). Der 22 GHz Kanal (TB3) geht zur Trennung des Grenzschichtwasserdampfes von der darüberliegenden Atmosphäre in den Algorithmus ein. Darüber hinaus wird der vertikal polarisierte 37 GHz Kanal (TB4) zur Korrektur des Flüssigwassergehaltes benutzt (Schulz et al., 1993).

Der Wertebereich reicht von 0.1 bis 0.5 g/cm^2 mit den Minima an den Polen und den Maxima in den Tropen. Fluktuationen des Grenzschichtwasserdampfes auf der Tageskala fernzuerkunden ist möglich.

3.2.5. Flüssigwasser und Eisgehalt aus SSM/I Daten

Für die Parameter Flüssigwasser und Eisgehalt muß die Mehrfachstreuung der polarisierten Strahlung in die Strahlungsübertragungssimulation einbezogen werden (Weng und Grody, 1994; Weng et al., 1997a,b). Das auf der Matrix Operator Methode beruhende Strahlungstransportmodell wurde von Bauer (1992) entwickelt und auf die Herleitung des Algorithmus angewendet. Die Simulation der Strahlungsübertragung in den drei Testatmosphären wolkenlos, bewölkt und regnend führte zu dem Datensatz, der nach multivariater Analyse die Algorithmen für den Flüssigwassergehalt, Eisgehalt der Wolken und den Niederschlag ermöglicht (Bauer und Schlüssel, 1993d).

In diesen Algorithmen finden sämtliche Kanäle des SSM/I Verwendung. Der Fehler wird mit 15% angegeben (Schlüssel, 1995). Standardwerte liegen bei 0.09 g/cm^2 und einem Maximum von 1.19 g/cm^2 .

3.2.6. Niederschlag aus SSM/I Daten

Der in dieser Arbeit als Referenz verwendete Niederschlagsalgorithmus wurde von Bauer und Schlüssel (1993b) entwickelt. Es handelt sich um einen kombinierten Streu- und Emissionsalgorithmus. So muß bei hochreichender Bewölkung mit Eisteilchen in den oberen Wolkenstockwerken (Cirrusfelder) der Niederschlag am Boden indirekt bestimmt werden, da die darüber liegende Atmosphäre das Signal zu stark modifiziert. Dazu werden zusätzliche Annahmen über die vertikale Struktur der Atmosphäre getroffen. Diese Annahmen sind Bestandteil der Wolkenmodelle und finden so implizit Eingang in den Algorithmus. Bei wolkenloser, windstiller Atmosphäre ist das Strahlungsfeld in Richtung zum Satelliten über dem Ozean sehr stark polarisiert, die Emission gering und homogen. Die gemessenen Helligkeitstemperaturen sind gering. Bei Anwesenheit von Wolken und leichten Niederschlägen nimmt die Emission der Atmosphäre stark zu, die Helligkeitstemperaturwerte steigen an, die Polarisation nimmt ab. Optisch dünne Wolken und leichter Niederschlag werden damit fernerkundet. Dieses Verfahren ist das sogenannte Emissionsverfahren (Wilheit, 1986; Wilheit et al., 1977). Bei weiterem Anstieg der optischen Dicke der Wolken, zunehmendem Niederschlag und Bildung von Eisteilchen in den oberen Wolkenstockwerken und eventueller Ausbildung von Cumulonimben mit ausgedehnten Cirruschirmen, nehmen die Helligkeitstemperaturen durch den Effekt der Streuung wieder ab. Dieser Effekt wird zur Ableitung von Streualgorithmen genutzt (Spencer et al., 1989). Der Übergang zwischen dem Emissions- und Streuregime verläuft kontinuierlich, ist sehr variabel und frequenzabhängig (Petty, 1994). Durch die optisch dicke Atmosphäre im Streuregime wird die Fernerkundung des Niederschlages wieder indirekt (Abb. 3.2).

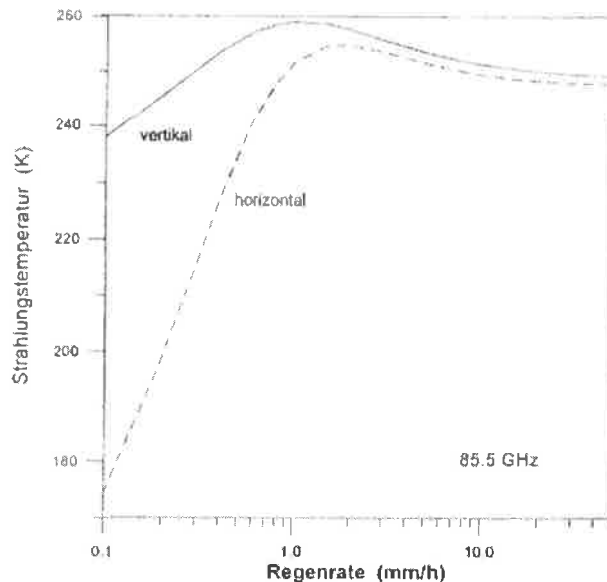


Abbildung 3.2: Die Änderung der emittierten Strahlungstemperatur mit der Intensivierung der Niederschlagsrate und damit Zunahme der optischen Dicke einer Modellatmosphäre, berechnet mit einem Strahlungstransportmodell (Bauer und Schlüssel, 1993c).

Mit einem Wolkenmodell wird zwischen wolkenfreier, bewölkter und regnender Atmosphäre unterschieden. Danach wird ein nichtlineares Regressionsverfahren angewendet, das eine Beziehung zwischen den Regenraten am Boden und der dazugehörigen Helligkeitstemperatur bei der jeweiligen Frequenz ermittelt. Die Sensitivität des Algorithmus liegt bei 0.3 mm/h. Darunter kann Niederschlag nicht fernerkundet werden. Die durchschnittlichen Regenraten liegen bei 2.1 mm/h, Maximalwerte bei 31 mm/h. Die Genauigkeit für instantane Niederschlagsraten liegt bei 0.5 mm/h. Die optimalen Eigenschaften dieses kombinierten Verfahrens zeigen sich im Vergleich zum rein streubasierten Ferraro Algorithmus oder dem rein emissons-basierten Wilheit Algorithmus (Kap. 9). Der Bauer und Schlüssel Algorithmus ist für die Anwendung über dem Ozean limitiert. Versuche der im Rahmen dieser Arbeit getesteten Niederschlagsdarstellung über Eis oder Land lassen allenfalls Niederschlag erkennen, lassen aber keine Aussage über die Niederschlagsmenge zu.

4. MULTI SATELLITEN METHODE

4.1. Überblick

Bisherige Untersuchungen von Zyklonenparametern aus SSM/I Mikrowellendaten bezogen sich auf langjährige Mittel, Monatsmittel oder Pentadenmittel, wie z.B. die in Hamburg erstellte dreizehnjährige Klimatologie HOAPS. In diese Klimatologie gehen ausschließlich die Daten eines einzelnen SSM/I Orbiters (F11) ein. Während in den hohen Breiten eine fast komplette Datenabdeckung gewährleistet ist, wird aufgrund der Scangeometrie in Richtung Äquator der nicht fernerkundete Bereich immer größer und erreicht am Äquator sein Maximum. Durch zahlreiche Überflüge bei der Untersuchung von Pentaden-, Monats- und Jahresmitteln ist eine fast globale Datenabdeckung mit einem Satelliten jedoch immer gewährleistet (Abb. 2.2).

In dieser Arbeit werden dagegen erstmals einzelne Zyklonenfallstudien über dem Nordatlantik mit SSM/I Satellitendaten untersucht. Dabei zeigt sich schnell, daß die bisherige Methode unter Verwendung eines einzelnen Satelliten an Grenzen stößt. Durch die geringe Anzahl nutzbarer Überflüge entstehen große Datenlücken, die eine korrekte Fernerkundung von Einzelzyklonen mit hinreichender Genauigkeit nicht zulassen. Um dennoch eine Untersuchung der Fallstudien zu ermöglichen, wird die Multi Satelliten Methode eingeführt, die im folgenden beschrieben wird.

4.2. Multi Satelliten Methode

Zyklonen über dem Nordatlantik erstrecken sich über Gebiete von mehreren tausend Kilometern Durchmesser, wobei Kaltfronten Längen von bis zu 7000 km erreichen können. Diese verlaufen häufig von Südwest nach Nordost über den gesamten Nordatlantik. Die SSM/I Radiometer tasten den Nordatlantik morgens und abends in je vier Umläufen ab. Die dabei nicht fernerkundeten Bereiche (Datenlücken) entstehen, bedingt durch die Scangeometrie, auf 55° Nord und wachsen schnell auf 1000 km Breite auf 20° Nord an. Es entstehen drei breite Datenlücken. Auf die ersten vier morgendlichen von Nordost nach Südwest laufenden Überflüge folgen zwölf Stunden später vier abendliche von Südost nach Nordwest laufende Überflüge. Die zu fernerkundenden Teile der Zyklone sind 12 Stunden später bereits aus dem Blickfeld des Sensors gezogen. Daher kann die tägliche Abdeckung des Globus mit einem Satelliten von 82% für die Fernerkundung einer Fallstudie nur zur Hälfte genutzt werden. Ein einzelner Satellit liefert deshalb zwei tägliche Fallstudien mit großen Datenlücken. Das verletzt aber die Grundforderung, Zyklonen mit hoher raumzeitlicher Kontinuität lückenlos in ihrer Genese zu untersuchen. Insbesondere stark variable Größen wie der Niederschlag können mit dieser Datenabdeckung nicht sinnvoll untersucht werden (Abb. 4.1). Zur Ableitung von Niederschlagssummen ganzer Zyklonen und zur detaillierten Untersuchung regnender Subsysteme ist eine wesentlich bessere raum-

zeitliche Auflösung der Zyklonen notwendig. Hinzu kommt, daß Daten zum Teil nicht korrekt oder gar nicht vom Satelliten zur Bodenstation übertragen werden. Dadurch entstehen Datenlücken oder Datenabschnitte, denen falsche geographische Koordinaten zugewiesen werden. Diese falsch georeferenzierten Daten können nicht zur Auswertung genutzt werden und bilden zusätzliche Datenlücken, die die Abdeckung des Nordatlantiks zusätzlich verringern, wie es in Abbildung 4.1 vor der Küste Südgrönlands zu sehen ist.

Um einerseits das Problem der großen räumlichen Datenlücken und andererseits die noch größeren Probleme durch die zeitliche Datenlücke von 12 Stunden zu beheben, ist in dieser Arbeit die Multi Satelliten Methode (MSM) entwickelt worden. Es existieren sechs nutzbare SSM/I Orbiter, der F08, F10, F11, F13, F14 und F15, deren Einsatzzeitraum und Datenabdeckung für den in dieser Arbeit untersuchten Zeitraum in Tabelle 4.1 dargestellt ist.

Satellit Nr.	Datenverfügbarkeit	Arbeitsrelevanter Datenausfall
F08	09. JUL 1987 - 30. DEZ 1991	nicht verwendet
F10	05. JAN 1991 - 14. NOV 1997	-----
F11	01. JAN 1992 - heute	18. FEB 1997 - 18. MAR 1997
F13	03. MAI 1995 - heute	-----
F14	08. MAI 1997 - heute	-----
F15	18. DEZ 1999 - heute	nicht verwendet

Tabelle 4.1: Datenverfügbarkeit und Datenlücken im Untersuchungszeitraum für alle verfügbaren SSM/I Satellitenplattformen.

Die bislang für die HOAPS Klimatologie benutzten F11 Daten stehen im Wentz Datenformat zur Verfügung. Dieses ist ein von der Firma Remote Sensing Inc. in den USA aufbereitetes Produkt, bei dem die Rohdaten auf falsche Geolokationen geprüft wurden und Datenlücken in Badloc Dateien vermerkt sind (Wentz, 1991). Die aufbereiteten Daten werden an Anwender verkauft. Die nach Wentz abgeleiteten Bildprodukte Windstärke, Gesamtwasserdampf, Flüssigwassergehalt und Niederschlag können auf der Remote Sensing Internet Webpage satellitenweise eingesehen werden (<http://www.ssmi.com>). Die Parameter liegen in globalen Karten als Einzelüberflüge, Monatsmittel und Jahresmittel, getrennt nach Satelliten vor.

Für den in dieser Arbeit untersuchten Zeitraum Januar und Februar 1997 sowie März 1993 werden die Daten der drei Satelliten F10, F11 und F13 benutzt. Für den Satelliten F11 existieren vom 18.02.1997 bis 18.03.1997 keine Daten (Tabelle 4.1). Datengrundlage ist das kostenlos erhältliche Produkt der NOAA NESDIS. Diese Daten enthalten, im Gegensatz zu den Wentz Daten, keine Kontrolle der Geolokationen und kein Protokoll der Datenlücken.



Abbildung 4.1: Geringe Datenabdeckung des Nordatlantiks bei Verwendung eines Satelliten, hier F11. Die homogen grauen Areale kennzeichnen die Datenlücken, die durch die Scangeometrie des Satelliten vorgegeben sind. Im Nordwesten ist zusätzlich eine Datenlücke erkennbar, die auf fehlende Datenübermittlung des Satelliten zurückzuführen ist. Dargestellt ist der Niederschlag in mm/h. Dunkle Küstenbereiche kennzeichnen Meereis.

Für die szenenweise Anwendung in dieser Arbeit ist die Überarbeitung der Daten, im Gegensatz zur operationellen Anwendung in HOAPS, nicht notwendig, da falsch georeferenzierte Daten oder Datenlücken bei Fallstudienanwendung eindeutig erkannt und aussortiert werden können.

Der Datenweg vom Satelliten zur Bodenstation und die Aufbereitung durch das FNMOC in das NOAA NESDIS Format ist in Kapitel 2.2 beschrieben. Die Temperature Data Records (TDR) sind tageweise nach absteigenden und aufsteigenden Orbits abgelegt. Der Header enthält jeweils Information über den Satelliten, das Datum, die Start- und Endzeit des Orbits. Fehlzeiten können hier bereits erkannt werden, da entweder die Anzahl der Datensätze pro Tag zu gering ist oder die Start- und Endzeiten der Dateien unplausibel sind. Die Daten liegen im Shared Processing Network Data Exchange Format vor, das in Hughes Aircraft (1986) beschrieben ist.

Diese Daten werden eingelesen und in kalibrierte Helligkeitstemperaturen umgerechnet. Die Methode zur Konvertierung kann in Wentz (1991) nachgelesen werden. Die NOAA NESDIS Daten werden kompatibel in das HOAPS Datenformat überführt, wo

sie anschließend für die HOAPS Klimatologie benutzt werden. Diese Prozedur erfolgt im Untersuchungszeitraum für alle drei Satelliten.

Auf dieser Basis werden die Überflüge nach auf- und absteigenden Orbits getrennt und in ein gemeinsames Multi-Satellitenprodukt überführt. Dazu ist die Kenntnis der Überflugszeiten der einzelnen Satelliten notwendig. Von Ost nach West beginnt im absteigenden Orbit, d.h. morgens, der F13 Satellit als erster die Fernerkundung des Nordatlantiks, gefolgt von F11 und F10. Die Überflugszeiten sind in Tabelle 4.2 dokumentiert.

Satellit	Überflug	Orbit 1	Orbit 2	Orbit 3	Orbit 4
F13	morgens	07:29	09:11	10:53	12:35
F13	abends	18:58	20:40	22:22	00:04
F11	morgens	09:50	11:32	13:14	14:56
F11	abends	21:19	23:01	00:43	02:25
F10	morgens	11:02	12:44	14:26	16:08
F10	abends	22:31	00:13	01:55	03:37

Tabelle 4.2: Überflugszeiten in UT der genutzten SSM/I Satelliten über dem Nordatlantik getrennt nach absteigenden Orbits (morgens) und aufsteigenden Orbits (abends) für einen Ort auf 45° Nord. Der erste Orbit überfliegt jeweils den Ostatlantik, der vierte Orbit den Westatlantik. Die Zeiten gelten für den Zeitraum Anfang 1997.

Jeder Satellit deckt mit vier aufeinanderfolgenden Überläufen den Nordatlantik ab. So ergibt sich bei drei Satelliten zweimal täglich ein kombiniertes Produkt aus 12 Überflügen. Ohne Datenlücken ergibt sich daher eine vollständige Datenabdeckung des Nordatlantik zweimal pro Tag in einem Zeitfenster von jeweils 08:39 Stunden. Jeder einzelne Satellit benötigt 5:06 Stunden zur lückenhaften Abdeckung des gesamten Nordatlantiks von Ost nach West. Die MSM wurde so optimiert, daß sich eine möglichst gute Satellitendatenabdeckung zum Zeitpunkt der synoptischen Termine 06, 09 und 12 UT morgens sowie 18, 21 und 00 UT abends ergibt. Das ermöglicht die unabhängige bodengebundene Validierung der Satellitendaten. Dafür wurde die F13 Plattform als Referenzsatellit gewählt. Aus Tabelle 4.2 ist ersichtlich, daß F13 mit seinen vier Überflügen um 07:29, 09:11, 10:53 und 12:35 morgens und 18:58, 20:40, 22:22 und 00:04 abends am besten mit den SYNOP Terminen der Schiffswettermeldungen (Kap. 11) übereinstimmt. Diese Angaben gelten jeweils für einen Ort auf 45° Nord und weichen für andere Breiten um wenige Minuten davon ab. Der im Abstand von 02:21 Stunden auf den F13 folgende Satellit F11 wird benutzt, um die beim F13 entstandenen Scanlücken aufzufüllen. Die verbleibenden datenlosen Gebiete werden wiederum mit dem 01:12 Stunden auf den F11 folgenden F10 Satelliten abgedeckt. Auf eine zeitliche Mittelung überlappender Scanbereichdaten zwischen den Satelliten

wurde verzichtet, da das F13 Zeitfenster Priorität zu den SYNOP Terminen hat. Daher wurde eine Technik gewählt, die zunächst die SYNOP entferntesten Termine des F10 nutzt. Darüber werden die Daten des F11 gelegt und über dieses Datenfeld wiederum die Daten des F13. Dieses Feld wird abgespeichert und dient anschließend zur Erstellung der Parameter, die aus SSM/I abgeleitet werden. Das so entstandene Datenfeld ist maximal zeithomogen bei einer räumlich homogenen Auflösung von 39×28 km. Die Auflösung wurde beibehalten, um eine möglichst hohe räumliche Auflösung zu den SYNOP Punktmessungen zu gewährleisten. Versuche mit einer Überführung der Daten in gröbere Gitter von 1° oder 2.5° zeigen, daß die wesentlichen Strukturen der abgeleiteten Parameter dennoch erhalten bleiben.

Im Unterschied zum HOAPS Datenfeld, mußte auf die satellitenabhängige Winkelkorrektur nach Fuhrhop und Simmer (1996) verzichtet werden, weil zum Zeitpunkt der Datenauswertung die Konstanten für den Satelliten F13 noch nicht vorlagen. Hierbei handelt es sich um die Korrektur des mittleren Zenitwinkels, der mit 53.1° angegeben ist und im Falle des F10 zwischen 52.5 und 53.8° schwankt, im Falle des F11 zwischen 53.2 und 53.6° . Im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte Untersuchungen zeigen jedoch, daß die Unterschiede im Bereich der mittleren Breiten so gering sind, daß die Winkelkorrektur für alle Satelliten in dieser Arbeit vernachlässigt werden kann, um einen konsistenten Datensatz zu erhalten. Die Helligkeitstemperaturen verändern sich bei Anwendung der Korrektur in den mittleren Breiten maximal um wenige Zehntel Grad. Die daraus abgeleiteten Produkte erfahren dadurch vernachlässigbare Änderungen, so daß auf eine nähere Darstellung verzichtet wird. Für den geplanten, mit der MSM erstellten Klimatologiedatensatz HOAPS-2, wird die Winkelkorrektur für alle Satelliten einfließen, da sich global betrachtet durchaus nennenswerte Abweichungen von den unkorrigierten Werten ergeben können.

Die Abbildung 4.2 zeigt die Einzelprodukte der Satelliten F10, F11 und F13 für jeweils zwei Scans über dem Nordatlantik. In der genannten Reihenfolge gehen diese Produkte in die MSM ein. Gut zu sehen ist die geringe zeitliche Variation des gezeigten Niederschlagsereignisses in mm/h. Zu erkennen ist einerseits die West-Ostdrift des Ereignisses von F13 zu F10 sowie die Veränderung des Niederschlages. Die Struktur des Ereignisses bleibt jedoch nahezu unverändert. Durch das Auffüllen der F13 Datenlücken durch F11 und F10 wird das Ereignis ohne auffällige Datenbrüche wiedergegeben. Im Idealfall ergibt sich so eine komplette Datenabdeckung, die in Abbildung 4.3 dargestellt ist. Auf diese Weise kann erstmals eine komplette und nahezu homogene Datenabdeckung des Nordatlantiks mit polarumlaufenden Satelliten gewährleistet werden. Eine Auswertung mit in-situ Meßdaten wird damit erstmals möglich.

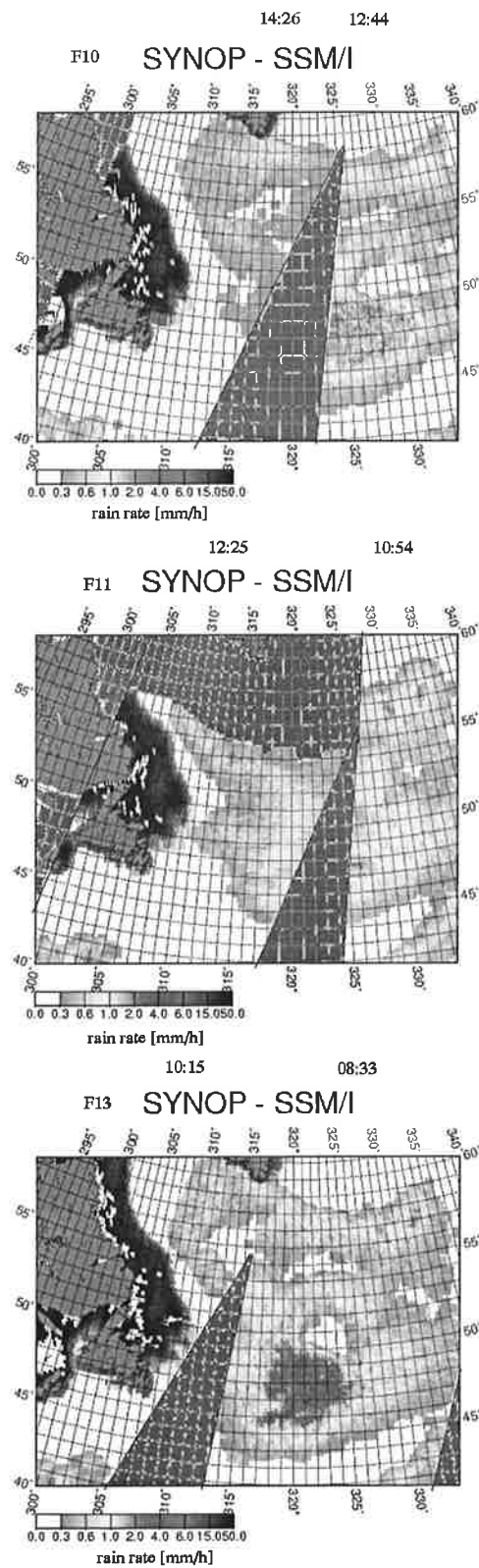


Abbildung 4.2: Orbits der Satelliten F10, F11 und F13 mit den ECT in UT. Aus diesen Einzelprodukten entsteht das MSM Produkt.

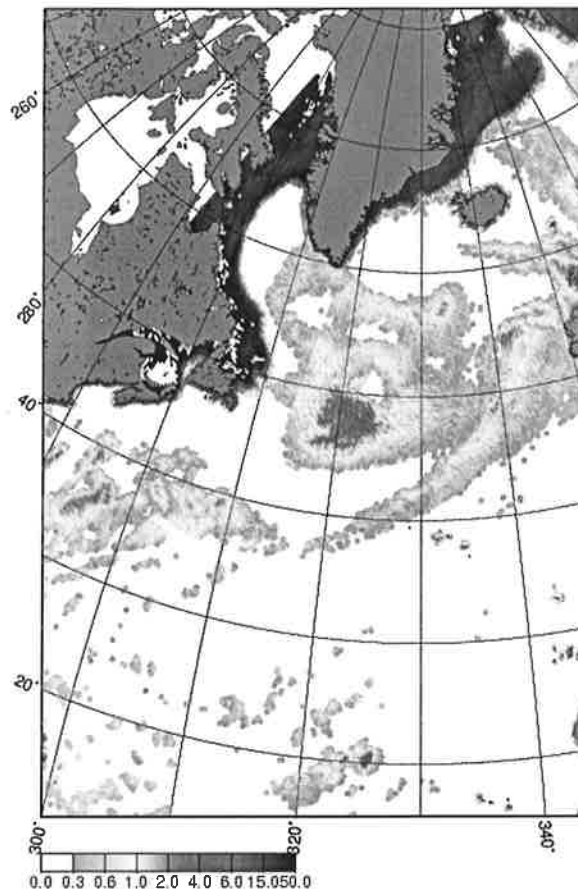


Abbildung 4.3: Das MSM Produkt bestehend aus den Einzelüberflügen der drei Satelliten F10, F11 und F13. Das Produkt enthält keine Datenlücken mehr und stellt den dargestellten Niederschlag in mm/h homogen dar. Der Vergleich zu Abbildung 4.1 zeigt, daß die MSM notwendig ist, um zeitlich homogene, flächendeckende Aussagen über den meteorologischen Zustand über dem Nordatlantik treffen zu können. Dunkle Küstenbereiche kennzeichnen das Meereis.

5. KOMPONENTEN DES WASSERKREISLAUFS IN ZYKLONEN AUS SATELLITENDATEN

5.1. Überblick

Mit der MSM können, wie in Kapitel 4 gezeigt wurde, erstmals komplette Zyklonen in Fallstudien fernerkundet werden. Erste Anwendungen der MSM auf abgeleitete Parameter, wie z.B. den Niederschlag, zeigen eine sehr auffällige Verteilung des Niederschlags in vielen Zyklonen. Die Abbildung 4.3 zeigt eine voll ausgebildete Zyklone auf dem Nordatlantik, eine in Zyklonogenese befindliche junge Zyklone vor Nova Scotia, zahlreiche subtropische Schauerzellen und ein Gewittercluster auf 20° Nord. Die Niederschlagsverteilung in der Zyklone über dem Nordatlantik zeigt eine intensiv regnende Kaltfront mit Kern vor Irland und eine Warmfront vor England. Auf der kalten Rückseite im Westen der Kaltfront kommt es hinter der postfrontalen Subsidenz zu stark konvektiven Niederschlägen, die ein Areal von mehreren tausend Kilometern Durchmesser bedecken. Das Zentrum dieser Rückseitenniederschläge bedeckt eine Fläche von einer Million Quadratkilometern und erreicht bis zu 5mm/h Niederschlag. Derartig starke Rückseitenniederschläge wurden bislang nicht beobachtet. Für die Untersuchungen wurden die Wintermonate Januar und Februar 1997 gewählt. Die in Abbildung 4.3 gezeigten Rückseitenniederschläge treten mit unterschiedlicher Intensität im Untersuchungszeitraum jedoch etwa alle drei Tage auf. Im Winterhalbjahr sind die Temperaturgegensätze zwischen Pol und Äquator am größten. Dadurch bilden sich an der Polarfront vermehrt Zyklonen, um die bestehenden Temperaturgradienten abzubauen. Das bedingt nicht nur eine größere Anzahl von Zyklonen, sondern auch intensiver ausgeprägte Wetterabläufe. Daher fand das im Rahmen von GEWEX durchgeführte Feldexperiment FASTEX im Januar und Februar 1997 auf dem Nordatlantik statt. Ziel war eine detaillierte Untersuchung der auftretenden Zyklonen und deren Wetterphänomene, insbesondere im Bereich des Landübergangs im östlichen Atlantik (Chalon und Joly, 1996; Joly et al., 1997). In Anlehnung an dieses Experiment wurde der Untersuchungszeitraum für die vorliegende Arbeit übernommen, da in dieser Zeit vermehrt in-situ Schiffswettermeldungen existieren und zusätzlich FASTEX Forschungsschiffe und Flugzeuge messend in nordatlantischen Zyklonen tätig waren.

Zehn Fallstudien, die diese auffälligen Rückseitenniederschläge in verschiedener Ausprägung zeigen, werden in der vorliegenden Arbeit detailliert auf Komponenten des Wasserkreislaufs, wie Gesamtwasserdampfverteilung, Gesamtflüssigwassergehalt, Eiswassergehalt und Grenzschichtwasserdampf untersucht. Zusätzlich werden die Parameter Bodendruckfeld, Windgeschwindigkeit, Ozeanoberflächentemperatur (SST) untersucht und IR/VIS Satellitenbilder genutzt. In Kapitel 6 wird die Verteilung und Intensität des Niederschlags über dem Nordatlantik aus fernerkundeten SSM/I Daten, mit dem SSM/I Bauer Algorithmus, detailliert für die in diesem Kapitel vorge-

stellten Fallstudien untersucht. Ziel ist es, die Existenz dieser Starkregenereignisse auf den kalten Rückseiten zu überprüfen. Zusätzlich wird gezeigt, ob diese Rückseitenniederschläge für den Nordatlantik ein typisches oder seltenes Phänomen sind.

Der Verlauf der Zyklonenzugbahnen für Januar und Februar 1997 ist in Abbildung 5.1 dargestellt. Nach einem zyklonenarmen Januar mit einem großräumigen Hochdruckgebiet über dem östlichen Nordatlantik, das eine Blockinglage in Europa verursachte und für relativ ruhiges Wettergeschehen im Ostteil des Atlantiks sorgte, war der Februar 1997 ein Monat intensiver Zyklonogenese mit häufigen Tiefdruckgebieten und ausgeprägten Wettererscheinungen. Von Ende Januar bis Ende Februar bildeten sich 13 intensive Tiefdruckgebiete, die das europäische Festland erreichten und dort den Wetterablauf bestimmten.

Ende Januar kam es zur Ausbildung zahlreicher Tiefdruckgebiete über dem Nordatlantik. Zyklonen in denen intensiv regnende Kaltluftrückseiten entstanden, ereigneten sich am 23. und 24. Januar 1997 und am 09., 14., 17., 19. und 24. Februar. Weitere Fälle, die hier nicht gezeigt werden, ereigneten sich im zusätzlich untersuchten Zeitraum November 1992 sowie Anfang Januar 1997. Zusätzlich wird eine Blizzard Fallstudie vom 14. März 1993 untersucht, die als „Sturm des Jahrhunderts“ im Osten der USA schwere Niederschläge verursachte, bevor sie auf den Nordatlantik hinauszog und dort mehrere Schiffe zum Sinken brachte, wobei mehrere Menschen starben. Auch dieser Sturm entwickelte eine stark regnende Rückseite. Die Fallstudien werden, beginnend mit den intensivsten Rückseitenniederschlägen, in nicht chronologischer Reihenfolge dargestellt und sind in Tabelle 5.1 zusammengefasst. Die Fallstudie 10 zeigt ein komplettes Zyklonogenesebeispiel.

Fallstudie	Datum	Orbit	Zyklonenbezeichnung
1	17.02.97	morgens	Caroline
2	09.02.97	morgens	Zacharia
3	09.02.97	abends	Zacharia
4	14.02.97	abends	keine
5	24.02.97	abends	Heidi
6	19.02.97	morgens	Daniela
7	23.01.97	morgens	keine
8	24.01.97	abends	keine
9	14.03.93	morgens	Sturm des Jahrhunderts
10	08.-10.02.97	alle	Ariane Zyklonogenesebeispiel

Tabelle 5.1: Datum, Zeit und Bezeichnungen der zehn untersuchten Fallstudien.

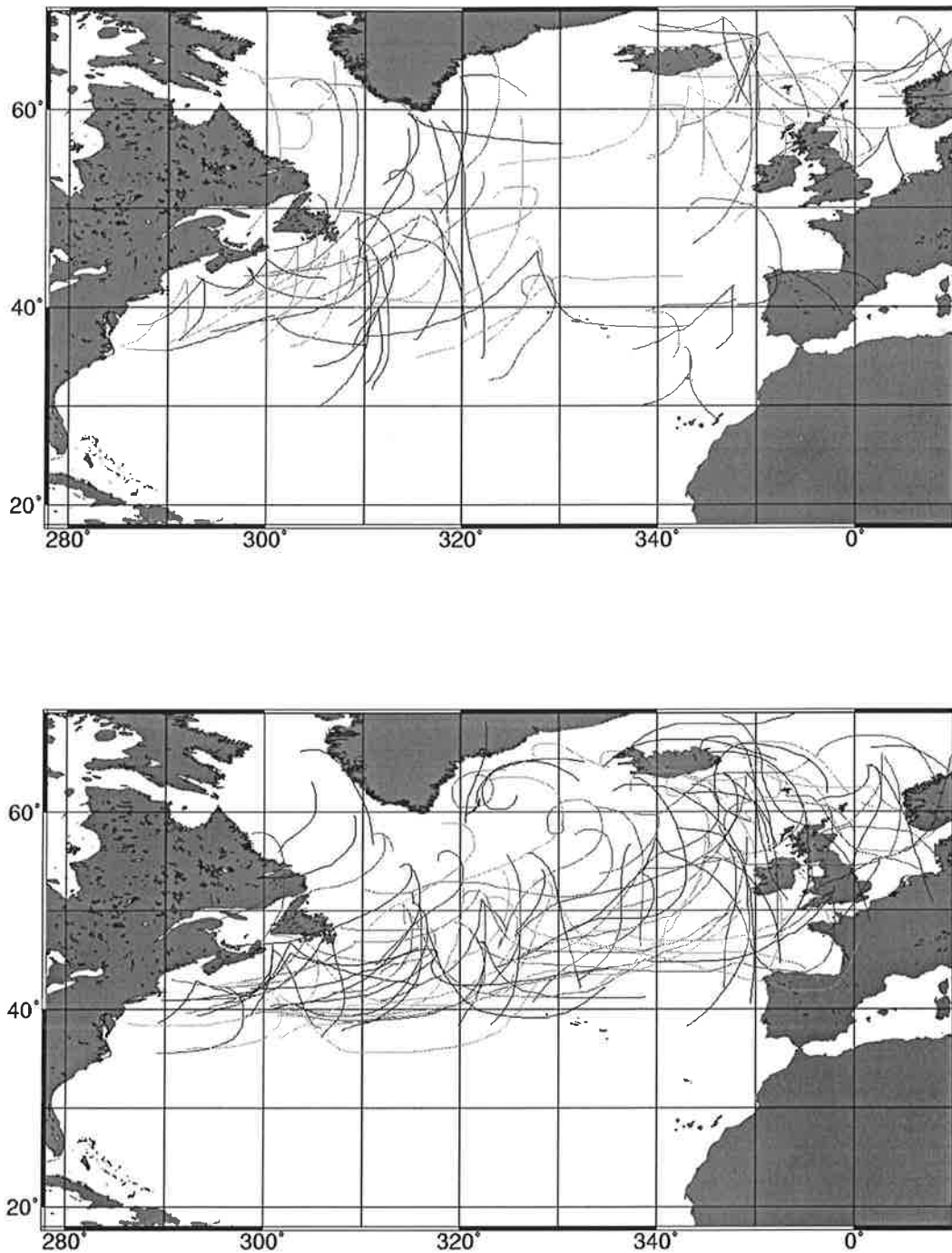


Abbildung 5.1: Verlauf der Zyklonenzugbahnen im Januar 1997 (oben) und Februar 1997 (unten). Auffällig ist die geringe Anzahl der Zyklonen im Ostatlantik aufgrund der blockierenden Lage des Hochdruckgebietes „York“ im Januar 1997.

Die aus SSM/I Daten abgeleiteten Parameter werden zusammen mit dem EZMW Bodendruckfeld für 06 oder 18 UT dargestellt, das in Kapitel 7 erläutert wird. Unrealistisch hohe SSM/I Werte entlang der nördlichen Küsten des Untersuchungsgebietes kennzeichnen die Bedeckung mit Meereis. Im 50 km Abstand von Küsten können ebenfalls unrealistische Werte auftreten. In beiden Fällen ist die inhomogene, stark variable Oberflächenemissivität Grund für die Fehlkennungen. Zum Teil lassen sich in diesen Gebieten jedoch stärkere Niederschläge erkennen, weshalb diese Gebiete nicht ausgeblendet wurden. Für eine Abschätzung der Niederschlagsintensität können diese Daten jedoch nicht verwendet werden.

Die Meeresoberflächentemperatur (SST), abgeleitet aus AVHRR Daten, variiert während eines Monats nur geringfügig. Dargestellt ist die SST für die vierte Pentade vom 15. bis 20. Februar 1997 (Abb. 5.2).

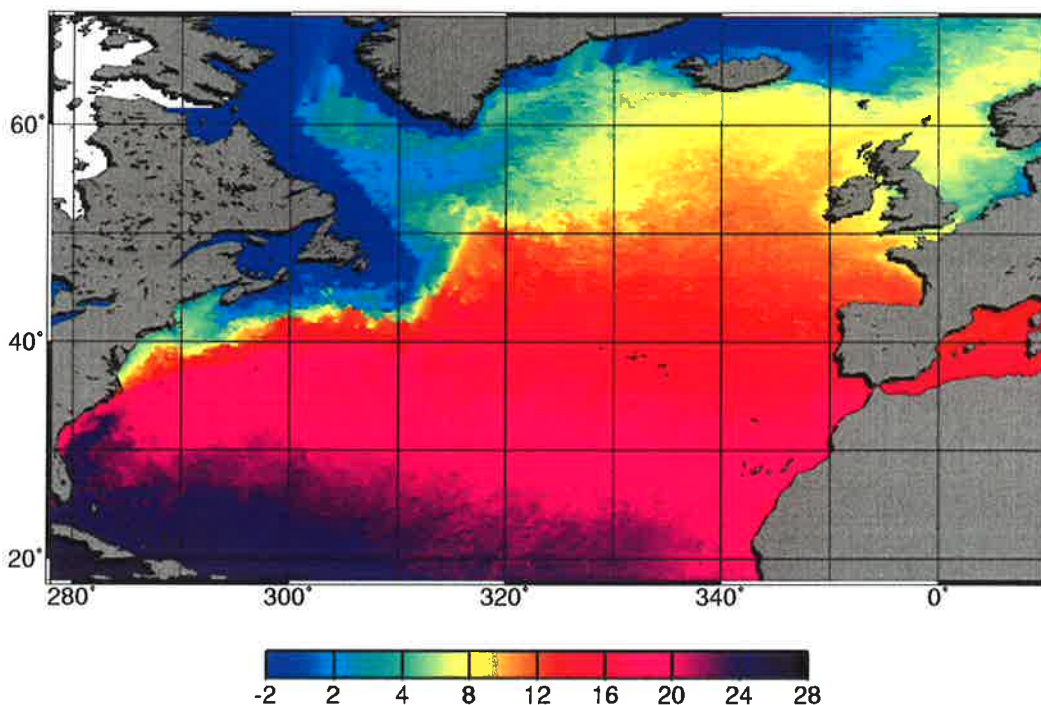


Abbildung 5.2: Verteilung der Meeresoberflächentemperatur (SST) für die vierte Pentade im Februar 1997 in °C.

Die SST kann nur im unbewölkten Fall fernerkundet werden. Vor Neufundland und Nova Scotia konnte die SST im Januar und Februar 1997 nur dreimal fernerkundet werden. Die Variabilität der SST innerhalb eines Monats ist jedoch so gering, daß die Unterschiede zwischen der Messung Anfang und Ende Februar fast vernachlässigt werden können. Die Verteilung zeigt deutlich, daß im Bereich der permanenten Zyklonengese vor der Ostküste Nordamerikas sowie im Gebiet zwischen 310° und 330° und 40° bis 50° Nord vor Neufundland, Gradienten von bis zu 12°C auf 200 km auftreten. Der in nordöstliche Richtung fließende Golfstrom trifft in diesem Gebiet auf die polaren Wassermassen. Der östliche Atlantik zeigt dagegen wesentlich geringere Temperatursprünge zwischen dem warmen und kalten Wasser.

5.2. Die Zyklonenfallstudien

5.2.1. Fallstudie vom 17. Februar 1997, Tief „Caroline“

Die voll ausgebildete Zyklone, die zur Entdeckung der sich explosiv entwickelnden Rückseiten führte, lag am 17.02.1997 mit Zentrum südwestlich von Island und wies einen Kerndruck unter 950 hPa auf. Die zugehörige Warmfront erstreckte sich von Island über Irland bis ins Mittelmeer. Eine stark ausgebildete Kaltfront erstreckte sich viele tausend Kilometer von Island bis 40° West, 40° Nord. Die Ausläufer dieser Kaltfront reichten bis zu den Bermuda Inseln. Die Kaltfront trennte die kalte Luft im Norden von der subtropischen Luftmasse und ist in diesem Bereich Teil der Polarfront. Auf der Rückseite wird unter hohen Windgeschwindigkeiten das Kaltluftreservoir aus Nordkanada über die Davisstraße auf die Labradorsee und schließlich auf den Nordatlantik advehiert. Die Ausgangsluftmasse weist eine Temperatur von -35° C auf (Berliner Wetterkarten, 1997). Die Wolkenstrukturen sind in der Satellitenbildsequenz vom 17.02.97 00, 06, 12 und 18 UT in der Abbildung 5.3 dokumentiert. Diese Kompositbilder setzen sich aus IR Daten der Satelliten GOES-E, METEOSAT und AVHRR zusammen (Kap. 2.3). Bereits im Wolkenfilm ist die Ausbildung der Rückseitenzyklone zwischen 06 und 18 UT südlich von Grönland auf 50° Nord deutlich erkennbar. Der Flüssigwassergehalt (Abb. 5.4 oben) zeigt Maxima in den konvektiven Gebieten. Diese befinden sich in der Kaltfront zwischen 55° Nord, 12° West und 44° Nord, 28° West, in der Rückseitenzyklone auf 50° Nord, 40°W sowie in den in Zyklonogenese befindlichen Schauergebieten vor der amerikanischen Ostküste, sowie in Schauerzellen in den subtropischen Gebieten im Atlantik auf 20° Nord, 38° West. Im Azorenhoch findet sich erwartungsgemäß nur sehr wenig Flüssigwassergehalt. Insgesamt schwankt der Wertebereich zwischen 0 und 2.5 g/cm². Der Eisgehalt (Abb. 5.4 unten) zeigt entsprechend seine Maxima in den Gebieten mit Konvektion oder Cirrusbewölkung. Das Maximum wird in der Rückseitenzyklone mit 1.3 mg/cm² erreicht. Die Verteilung des Wasserdampfes (Abb. 5.5 oben) zeigt die scharfe Trennung der kalten advehierten Luft aus der Labradorsee von der feuchtwarmen Subtropenluftmasse. Entlang dieser Luftmassengrenze verläuft die Polarfront. Die größten Wasserdampf-mengen treten im Zyklonogenesegebiet und im subtropischen Schauersystem auf. Der Grenzschichtwasserdampf (Abb. 5.5 unten) zeigt die gleiche Lage der Luftmassengrenze (Polarfront) und einen hohen Wasserdampfgehalt im Rückseitenbereich. Der Hauptwasserdampfanteil in der Grenzschicht liegt in der Rückseitenzyklone. Der Hauptanteil des Wasserdampfes konzentriert sich erwartungsgemäß in geringerer Höhe als in frontalen Systemen, wo die Konvektion in wesentlich größere Höhen reicht. In Bereichen mit Starkniederschlägen wird der Gesamt- und Grenzschichtwasserdampf stark durch das Niederschlagssignal beeinflusst. Das führt zum Teil zu erheblichen Unterschätzungen dieser Werte. Die Verteilung der Windgeschwindigkeit (Abb. 5.6) weist ein Maximum von über 25 m/s in der Rückseite der Zyklone auf und erreicht in den Kalmengebieten im Azorenhoch Null. In Regengebieten kann die Windgeschwindigkeit nicht mehr zuverlässig fernerkundet werden, diese Gebiete werden daher weiß ausgeblendet.

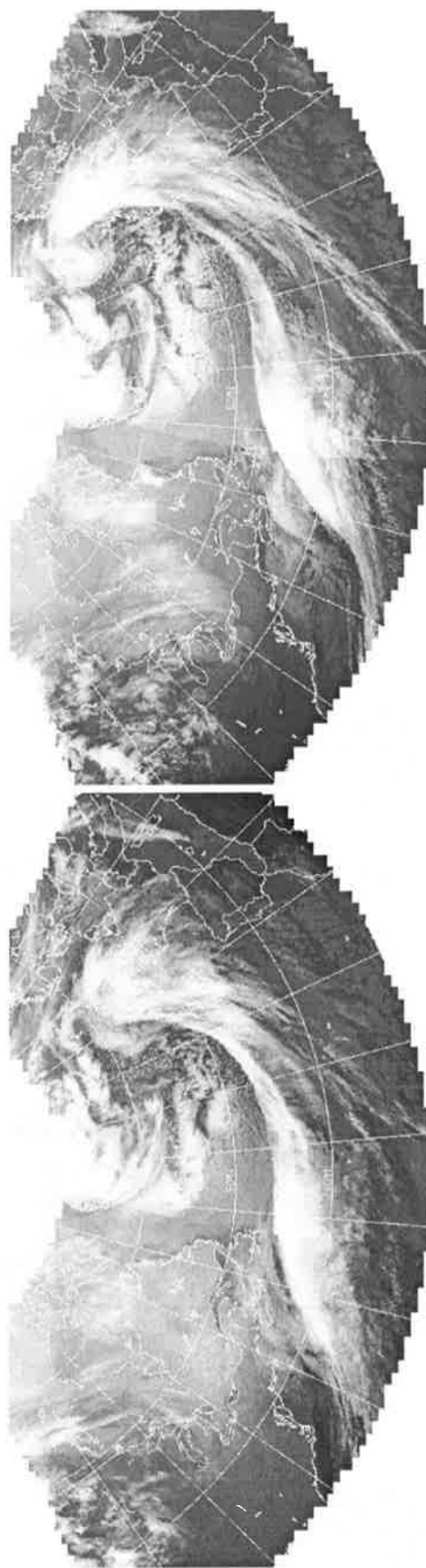
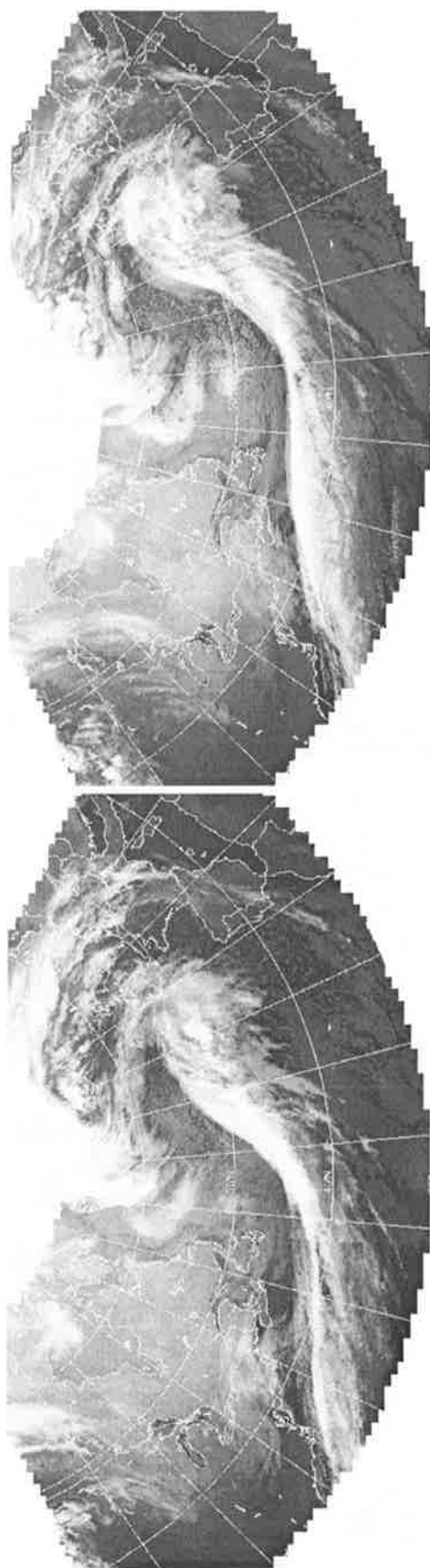


Abbildung 5.3: Die MOSAIC Satellitenbildsequenz im IR Spektrum vom 17.02.97 00, 06, 12 und 18 UT zeigt die Entwicklung der Zyklone „Caroline“ mit der Rückseitenzyklone (<http://www.cnrm.meteo.fr:8000/dbfastex/atlas/index.html>).

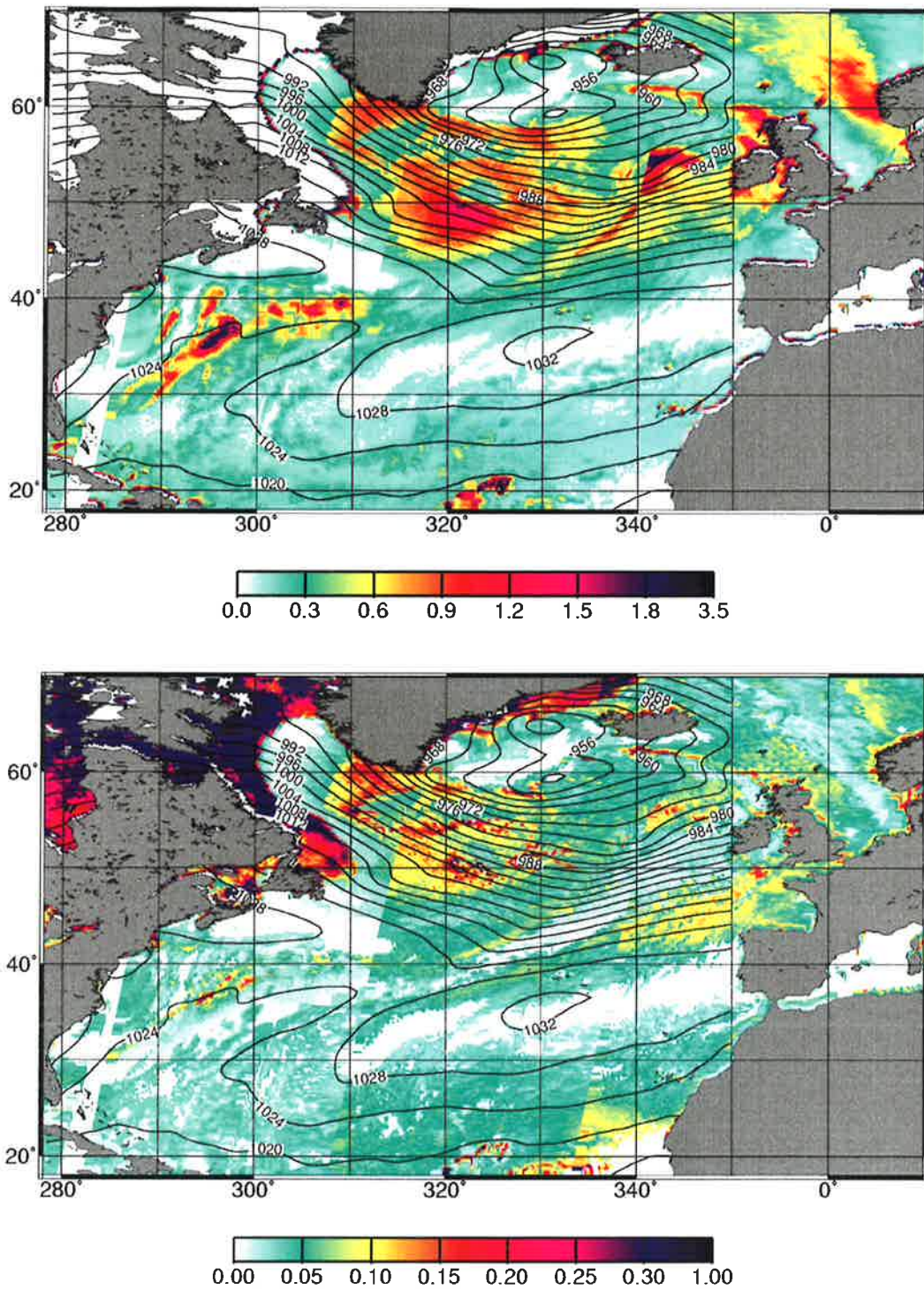


Abbildung 5.4: Die Verteilung des Flüssigwassergehaltes in g/cm^2 (oben) und des Eisgehaltes in mg/cm^2 (unten) der Fallstudie „Caroline“ vom 17.02.1997 morgens, abgeleitet aus SSM/I Daten mit den Algorithmen von Bauer und Schlüssel. Deutlich erkennbar ist der hohe Flüssigwasser- und Eisgehalt auf der kalten Rückseite der Zyklone.

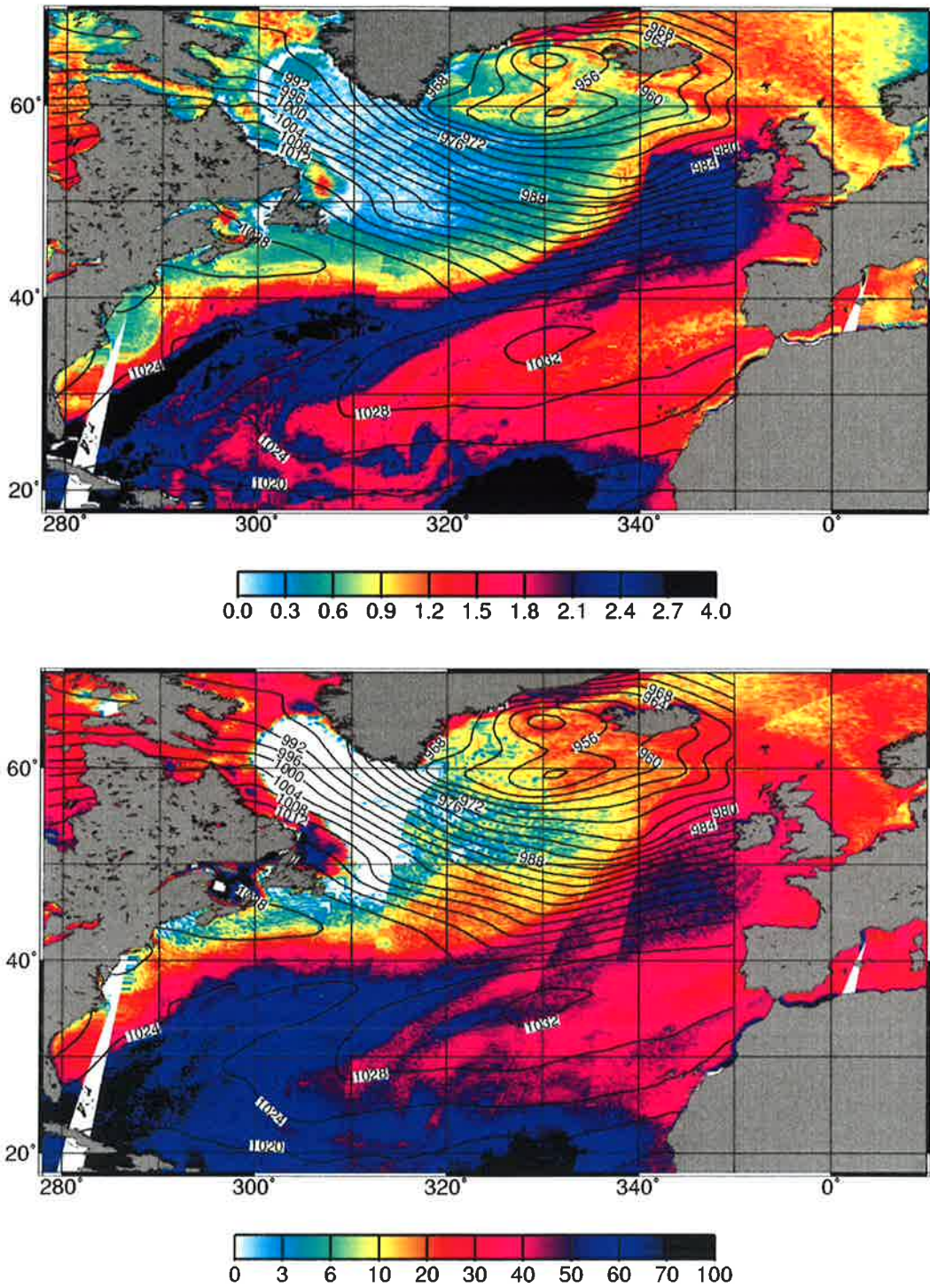


Abbildung 5.5: Die Verteilung des Gesamtwasserdampfes (oben) in g/cm^2 und des Grenzschichtwasserdampfes (unten) in mg/cm^2 der Fallstudie „Caroline“ vom 17.02.1997 morgens, abgeleitet aus SSM/I Daten mit den Algorithmen von Bauer und Schlüssel. Deutlich erkennbar ist die Polarfront, die die kalte Luft im Norden von der warmen im Süden trennt.

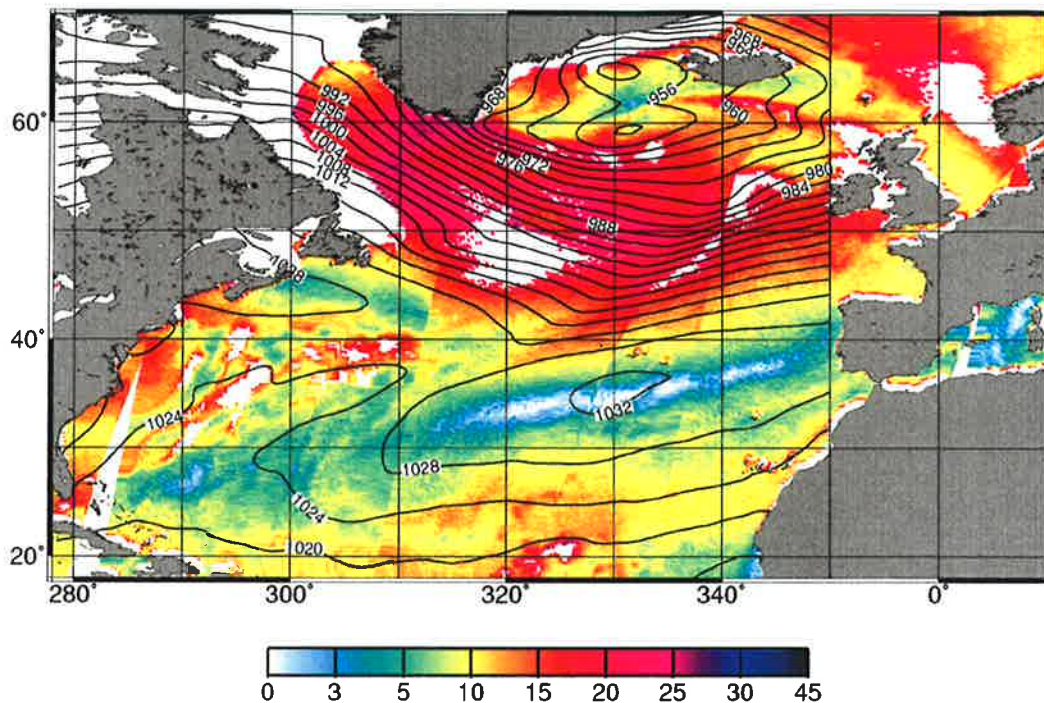


Abbildung 5.6: Die Verteilung der Windgeschwindigkeit in m/s der Fallstudie „Caroline“ vom 17.02.1997 morgens, abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Algorithmus von Schlüssel und Luthardt.

5.2.2. Fallstudie vom 09. Februar 1997, Tief „Zacharia“

Das Tief „Zacharia“ lag am 09.02.1997 mit seinem Zentrum auf 55° Nord, 30° West über dem Atlantik. Das schnell ostwärts ziehende Tiefdruckgebiet bildete eine langgestreckte Kaltfront aus, die direkt in das, in Zyklonese befindliche, neue Tiefdruckgebiet „Ariane“ vor der amerikanischen Ostküste übergang. Auf der Rückseite von „Zacharia“ wurde über der Labradorsee arktische Kaltluft advehiert, deren Ursprung Temperaturen von -30° C aufwies (Berliner Wetterkarten, 1997). Die zeitliche Genese der Wolkenstruktur im Infraroten ist in Abbildung 5.8 dargestellt. Am Abend lag das Zentrum der Zyklone schon bei Island. Der im IR Satellitenbild sichtbare Wolkencluster auf der kalten Rückseite bildet sich zwischen 06 und 12 UT aus und wandert mit der Strömung, im 18 UT Bild sichtbar, mit.

Die Überflüge der SSM/I Satelliten zeigen diese Situation im Gesamtwassergehalt und Eisgehalt in Abbildung 5.9 oben. Das Richtung Island ziehende Tief zeigt die ausgeprägte Kaltfront mit über 2 g/cm² Flüssigwassergehalt. Die Warmfront liegt über Island. Die langgestreckte Kaltfront geht in das junge Tiefdruckgebiet „Ariane“ vor der amerikanischen Ostküste über, und weist Flüssigwasserwerte von bis zu 3 g/cm²

auf. Die Rückseite des Tiefs „Zacharia“ zeigt eine Sekundärzyklone mit 1.8 g/cm^2 Flüssigwasser im Kern. Der Eiswassergehalt in Abbildung 5.9 unten, zeigt die konvektiv aktiven Gebiete von „Zacharia“ im Kern der Zyklone sowie in der Rückseitenzyklone.

Im Wasserdampfbild zeigt sich der scharfe Gradient der Polarfront. Die Frontalbereiche weisen die höchsten Wasserdampfkonzentrationen von über 4 g/cm^2 auf (Abb. 5.10 oben). Der Grenzschichtwasserdampf (Abb. 5.10 unten) zeigt, daß auf der kalten Rückseite der Wasserdampf anteilig an der Gesamtsäule in den niederen Stockwerken deutlich höhere Werte aufweist als in der oberen Atmosphäre. Das hängt damit zusammen, daß die Konvektion in der Kaltluft weniger hochreichend ist als in frontalen Gebieten.

Die Verteilung der Windgeschwindigkeit (Abb. 5.7) zeigt das Maximum bei Werten von 33 m/s nahe dem Kern der Zyklone. Die Randbereiche, der durch starken Regen ausgeblendete Gebiete, deuten auf Windgeschwindigkeiten von mehr als 25 m/s hin.

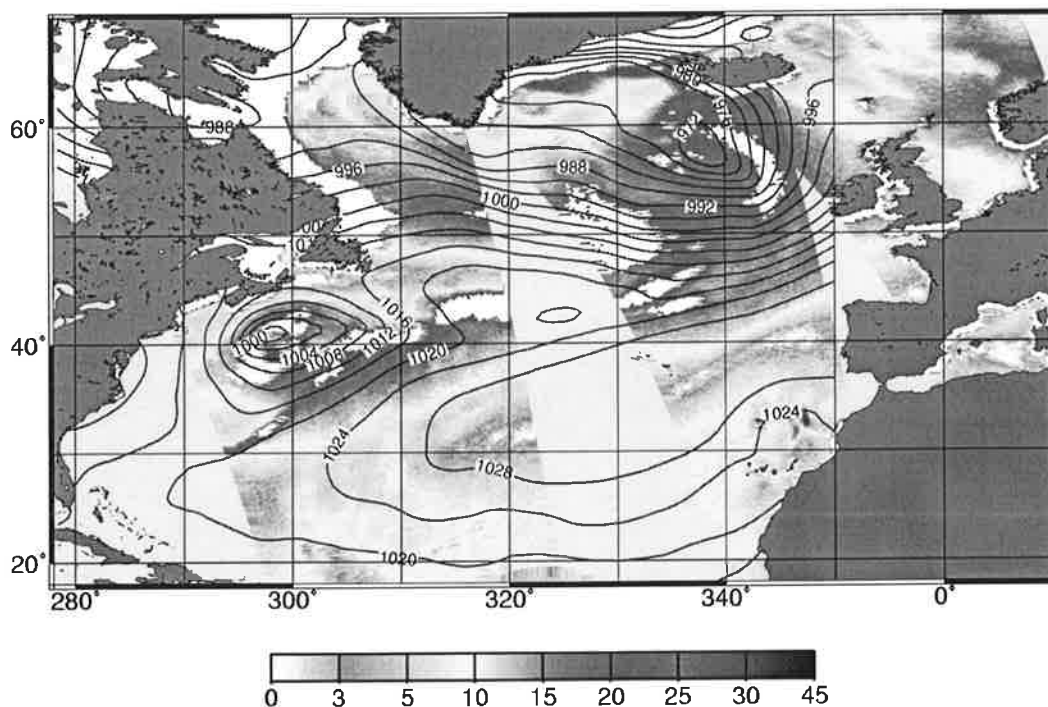


Abbildung 5.7: Die Verteilung der Windgeschwindigkeit in m/s der Fallstudie „Zacharia“ vom 09.02.1997 abends, abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Algorithmus von Schlüssel und Luthardt. Gebiete mit stärkerem Niederschlag können nicht zuverlässig bezüglich des Windes fernerkundet werden und sind deshalb ausgeblendet. Aufgrund fehlerhafter Satellitendaten konnte keine komplette Datenabdeckung erzielt werden. Die Datenlücken sind in grau dargestellt.

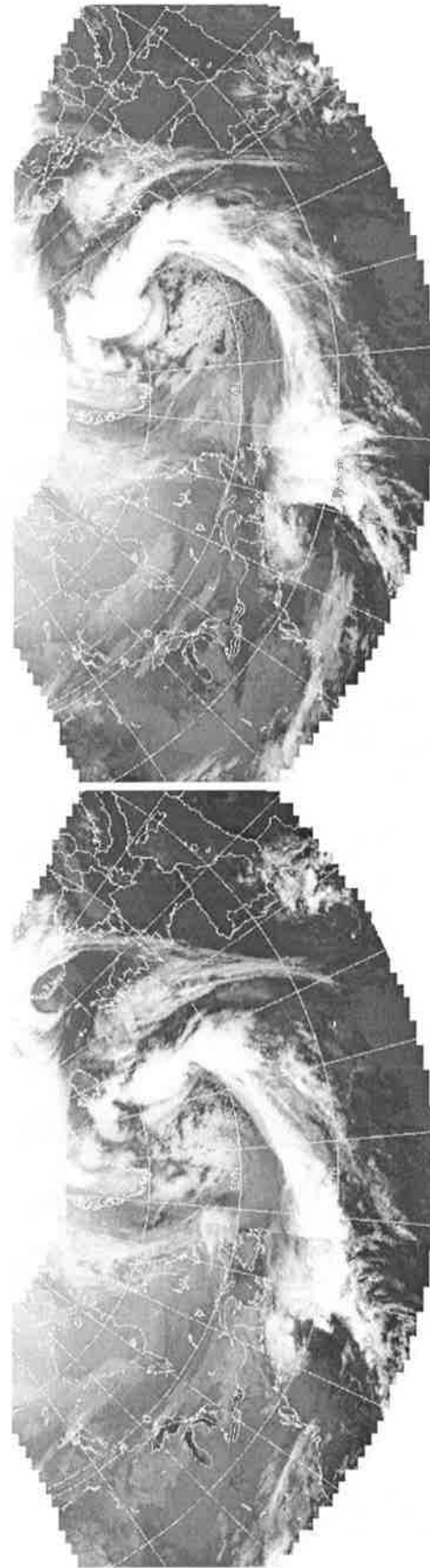
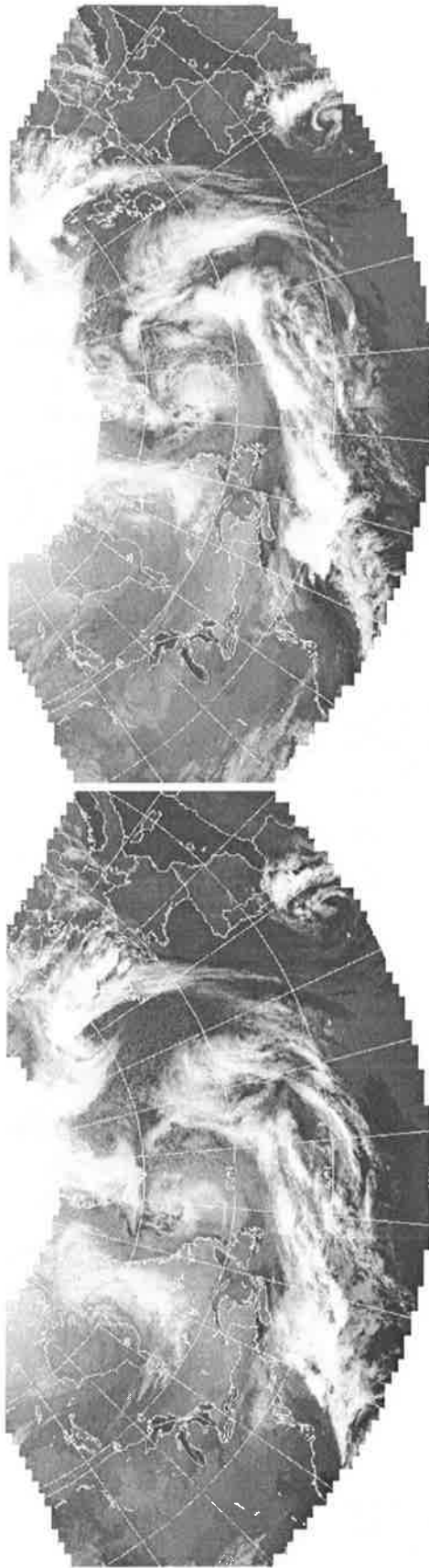


Abbildung 5.8: Die MOSAIC Satellitenbildsequenz im IR Spektrum vom 09.02.97 00, 06, 12 und 18 UT zeigt die Entwicklung der Zyklone „Zacharia“ mit der sich explosiv vertiefenden Rückseitenzyklone direkt hinter der postfrontalen Subsidenz (<http://www.cnrn.meteo.fr:8000/dbfastex/atlas/index.html>).

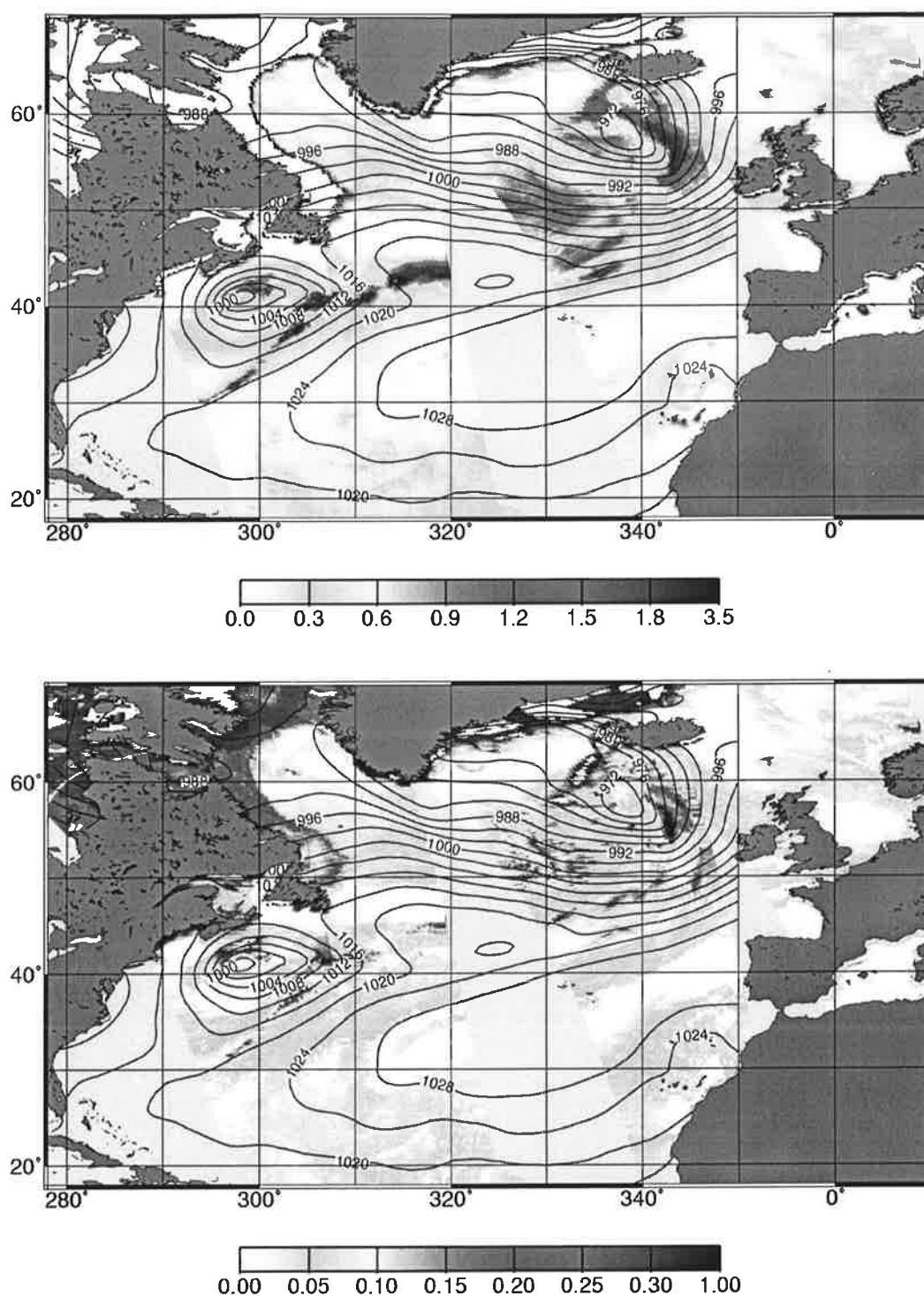


Abbildung 5.9: Die Verteilung des Flüssigwassergehaltes in g/cm^2 (oben) und des Eisgehaltes in mg/cm^2 (unten) der Fallstudie „Zacharia“ vom 09.02.1997 abends, abgeleitet aus SSM/I Daten mit den Algorithmen von Bauer und Schlüssel. Deutlich erkennbar ist der hohe Flüssigwasser- und Eisgehalt auf der kalten Rückseite der Zyklone direkt hinter der Kaltfront.

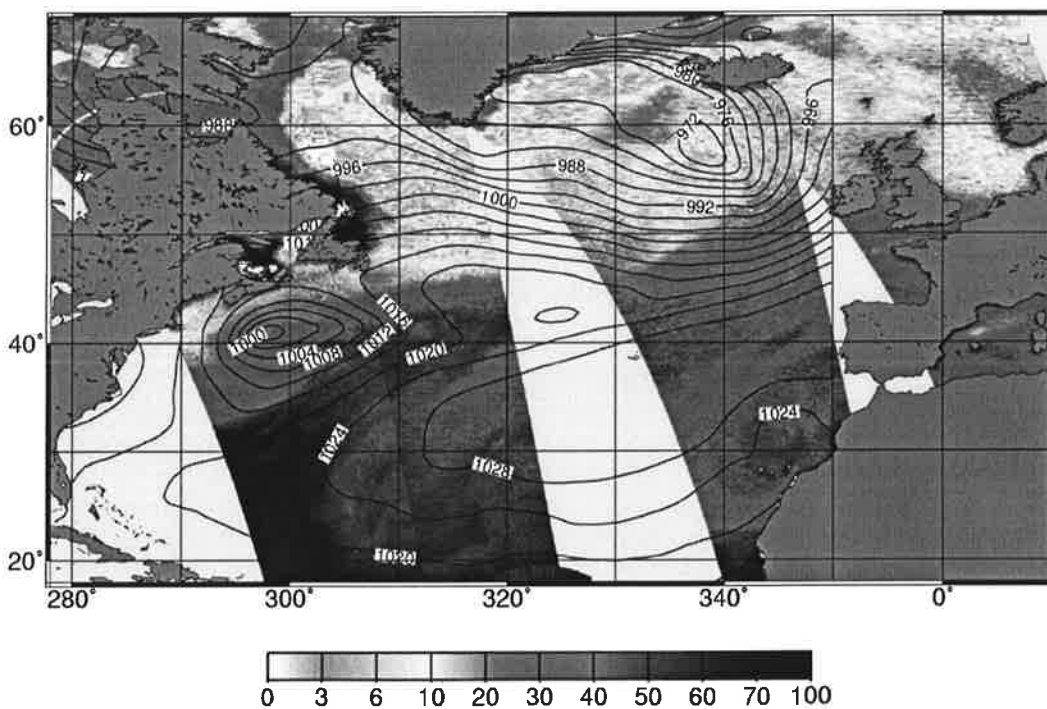
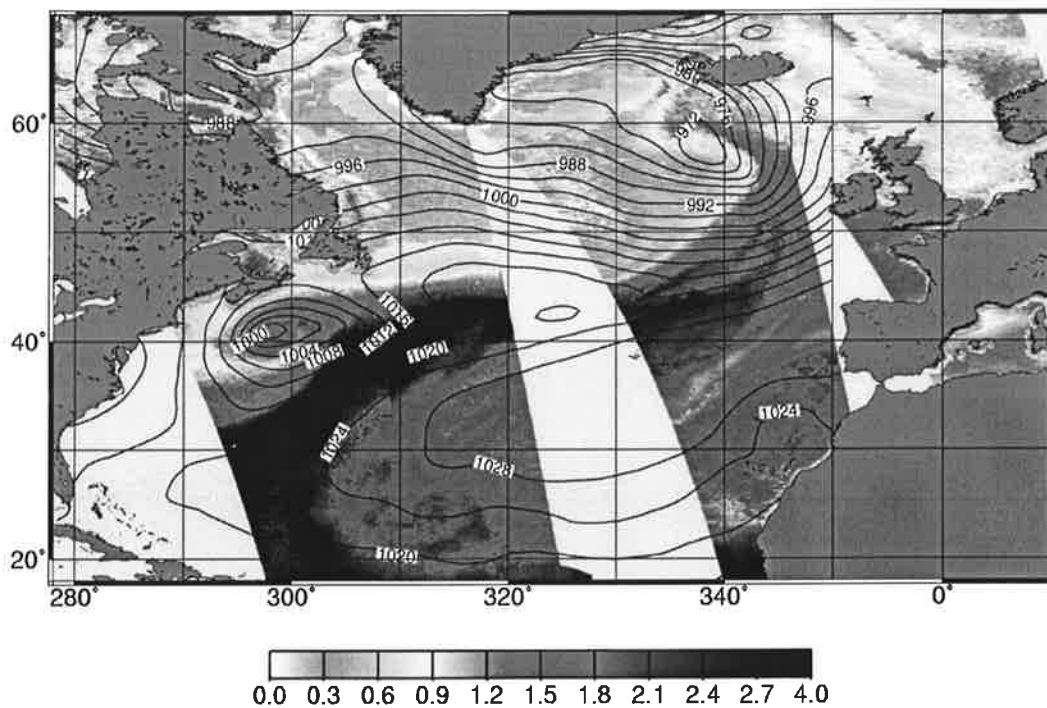


Abbildung 5.10: Die Verteilung des Gesamtwasserdampfes (oben) in g/cm^2 und des Grenzschichtwasserdampfes (unten) in mg/cm^2 der Fallstudie „Zacharia“ vom 09.02.1997 abends, abgeleitet aus SSM/I Daten mit den Algorithmen von Bauer und Schlüssel.

5.2.3. Fallstudie vom 14. Februar 1997

Am 14.02.1997 entwickelte sich auf dem Nordatlantik ein Tiefdruckgebiet, das mit seinem Kern morgens bei 50° Nord, 45° West lag. Der Wirbel zeigte eine noch schwach ausgeprägte Warmfront, aber eine desto deutlicher ausgeprägte Kaltfront, die bis in die Zyklogenezzone vor der amerikanischen Ostküste reichte. Die auf der Rückseite advehierte Kaltluft wurde weit nach Süden bis auf 30° Nord transportiert. Die rasch ablaufende Zyklogenez zeigt zwischen 12 und 18 UT eine starke Intensivierung. Der Kopf der Zyklone dringt in den Kaltluftbereich ein und zeigt eine stark ausgeprägte Sekundärwirbelstruktur, die in der MOSAIC Satellitenbildsequenz zu erkennen ist (Abb. 5.11).

Die aus SSM/I Daten abgeleiteten Parameter beschränken sich auf einen Überflug des F10 Satelliten um 23 UT. Die fehlenden F10, F11 und F13 Orbits stehen wegen falscher Geolokationszuordnungen in den NOAA/NESDIS Daten nicht zur Verfügung. Dennoch kann die Zyklone im entscheidenden Bereich fernerkundet werden. Abbildung 5.12 oben zeigt die Verteilung des Gesamtflüssigwassers. Die Warm- und Kaltfronten weisen mit 2.5 g/cm^2 die größten Werte auf. Im Bereich der Kaltluft, südwestlich des Kerns, existiert ein großes Gebiet mit Flüssigwasserwerten bis zu 1.4 g/cm^2 . Dieses Gebiet ist identisch mit dem sekundären Wolkenwirbel in Abbildung 5.11.

Die Struktur in der Verteilung des Eisgehaltes in Abbildung 5.12 unten zeigt deutlich den aktiven Kern der Zyklone mit der nach Osten weisenden Warmfront und der Nord-Süd verlaufenden Kaltfront. Zusätzlich existiert Wolkeneis auf der Rückseite der Zyklone südlich des Kerns. Diese Gebiete lassen sich in Abbildung 5.11 eindeutig den Wolkenclustern zuweisen, die zwischen 18 UT und 00 UT entstehen.

Der Gesamtwasserdampf (Abb. 5.13 oben) zeigt in der Kaltfront einen starken Gradienten zwischen der Warmluft östlich der Front und der Kaltluft westlich der Front. Die Luftmasse weist südlich des Kerns relativ hohe Wasserdampf Werte von 1.5 g/cm^2 auf. In Richtung der Kaltluftadvektion trocknet die Luftmasse auf Werte um 0.7 g/cm^2 ab.

Relativ zur Gesamtwasserdampfsäule weist der Grenzschichtwasserdampf hohe Werte auf der kalten Rückseite auf (Abb. 5.13 unten). Im Bereich der aktiven Sekundärwirbelstruktur werden Werte von 30 mg/cm^2 erreicht. Der Einfluß der Zyklone auf den Grenzschichtwasserdampf wird erst nördlich des Kerns deutlich geringer.

Die Windgeschwindigkeit in Abbildung 5.14 zeigt ihre Maxima hinter der Kaltfront in der postfrontalen Subsidenz mit 26 m/s . Die weiße Zone entlang der Südküste Grönlands kennzeichnet die Meereisbedeckung. Gut zu erkennen sind die Kalmengebiete in den Subtropen westlich der Kanaren, wo im Einflußbereich der Hochdruckgebiete teilweise Windstille herrscht.

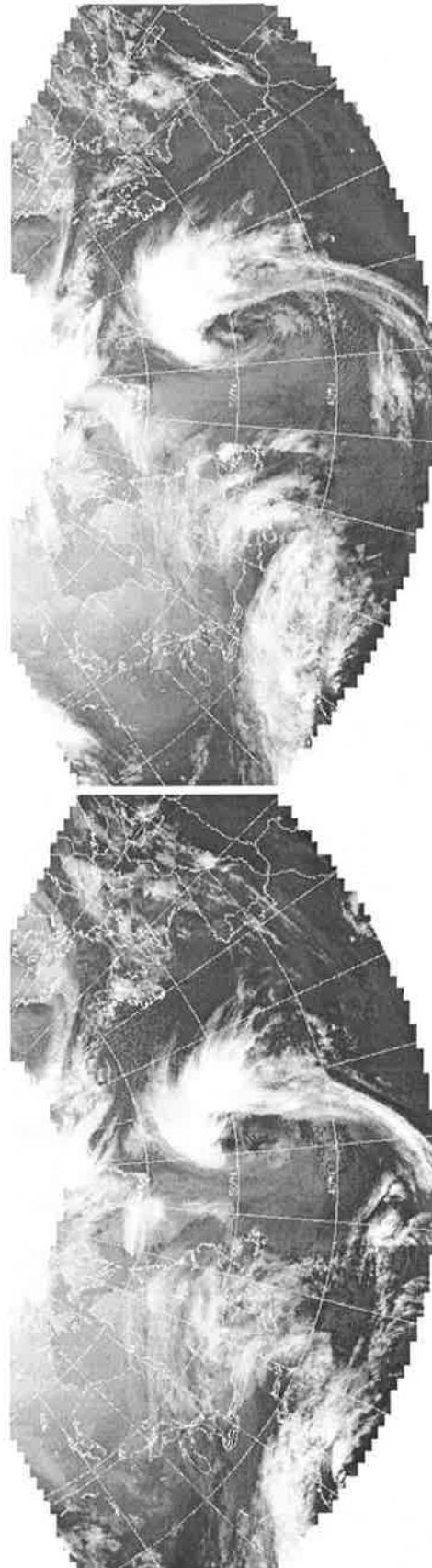
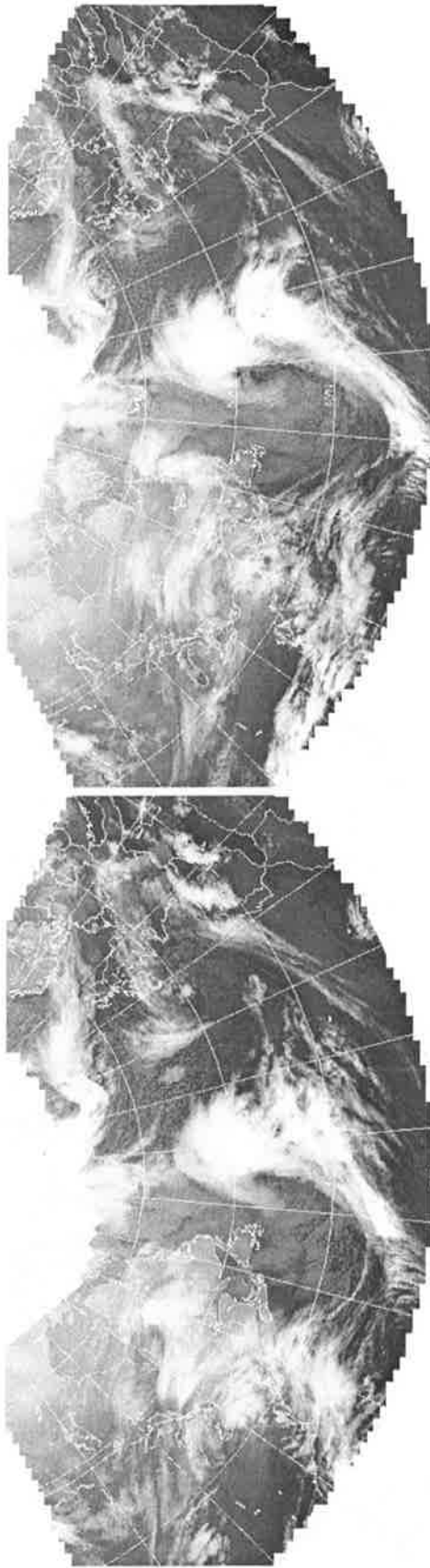


Abbildung 5.11: Die MOSAIC Satellitenbildsequenz im IR Spektrum vom 14.02.97 06, 12, 18 und 00 UT vom 15.02.97 zeigt die Entwicklung der namenlosen Zyklone bis zur Ausbildung der Sekundärwirbelstruktur um 18 UT am Kopf der Zyklone (<http://www.cnrn.meteo.fr:8000/dbfastex/atlas/index.html>).

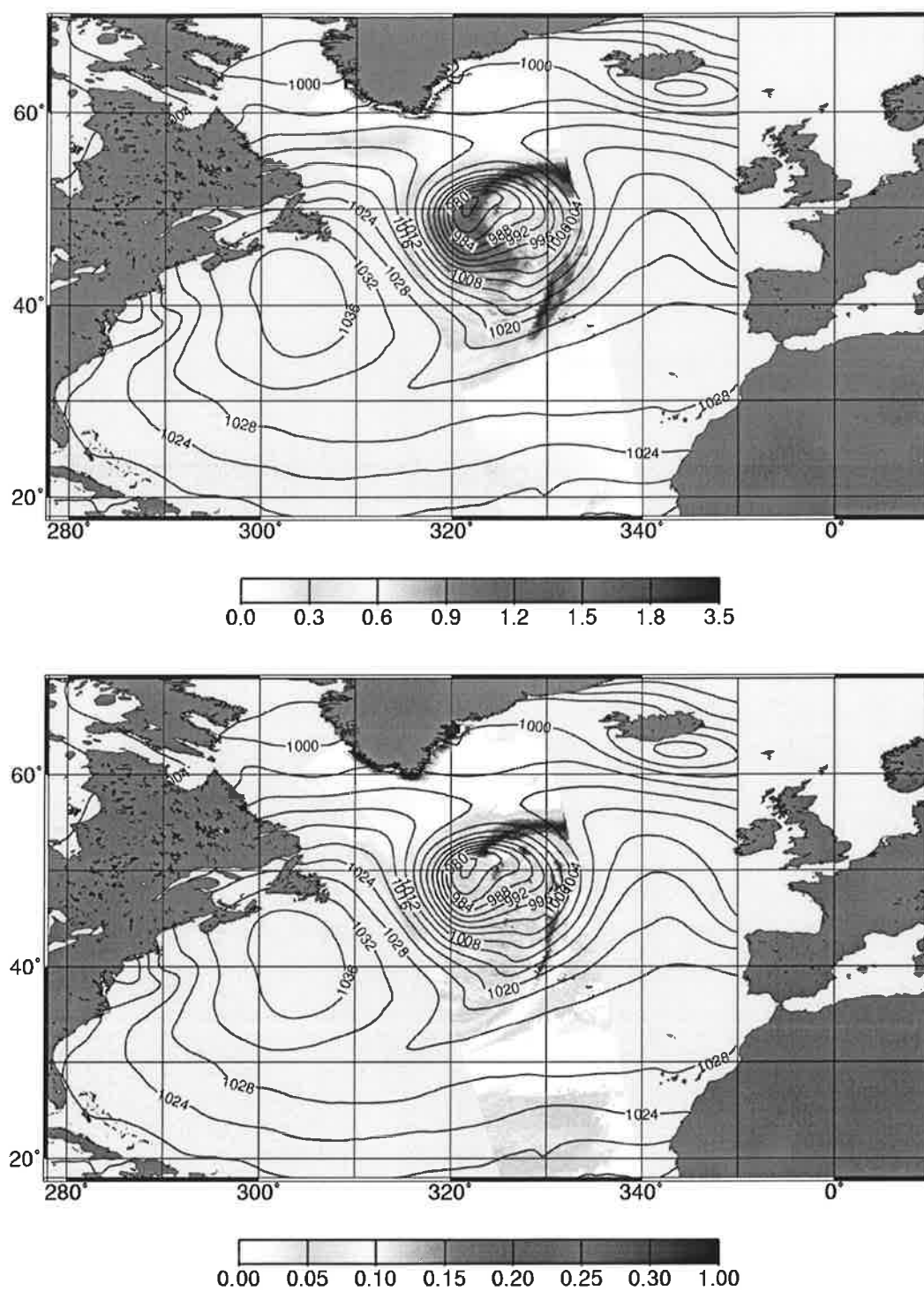


Abbildung 5.12: Die Verteilung des Flüssigwassergehaltes in g/cm^2 (oben) und des Eisgehaltes in mg/cm^2 (unten) der Fallstudie vom 14.02.1997 abends, abgeleitet aus SSM/I Daten mit den Algorithmen von Bauer und Schlüssel.

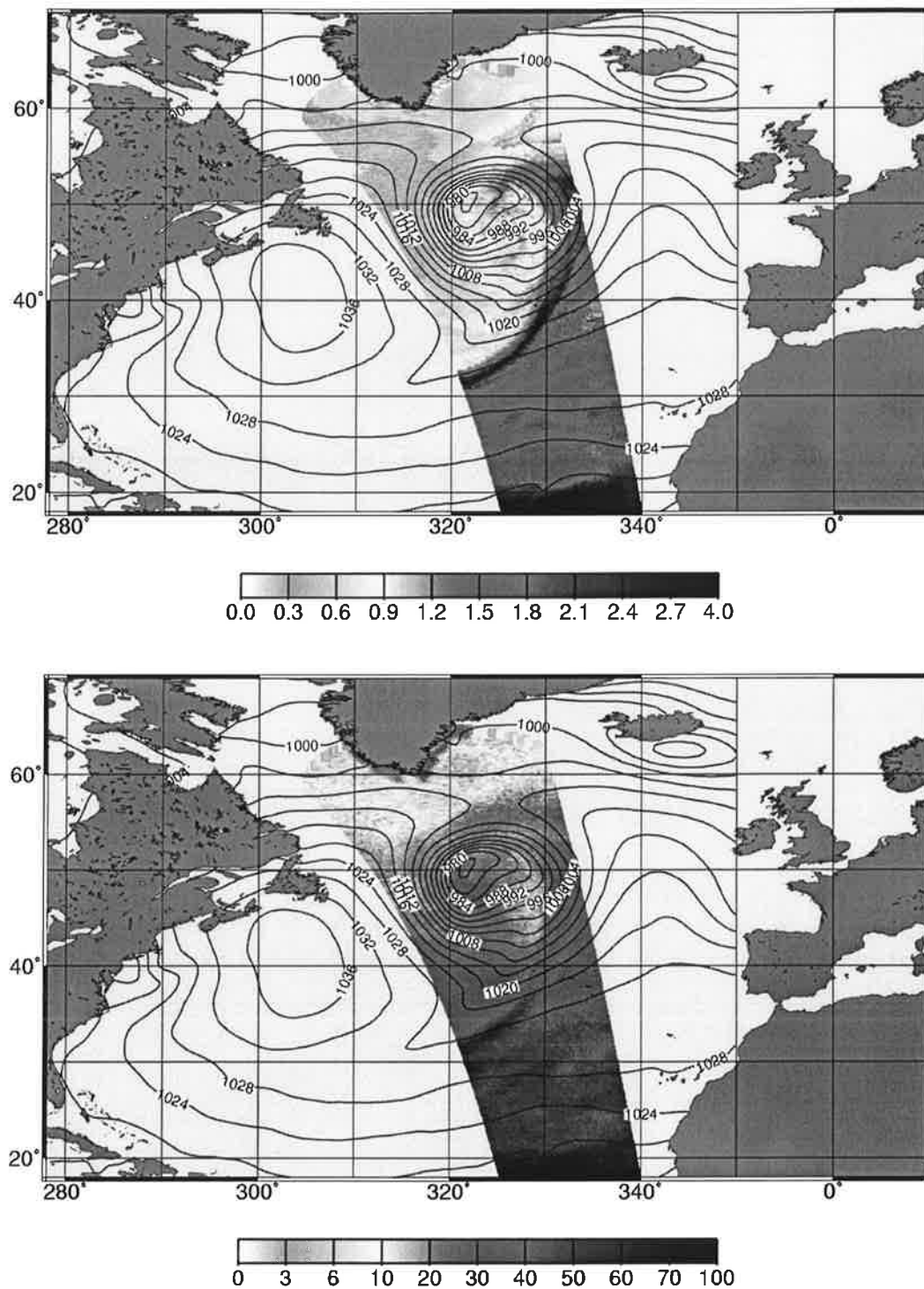


Abbildung 5.13: Die Verteilung des Gesamtwasserdampfes (oben) in g/cm^2 und des Grenzschichtwasserdampfes (unten) in mg/cm^2 der Fallstudie vom 14.02.1997 abends, abgeleitet aus SSM/I Daten mit den Algorithmen von Bauer und Schlüssel.

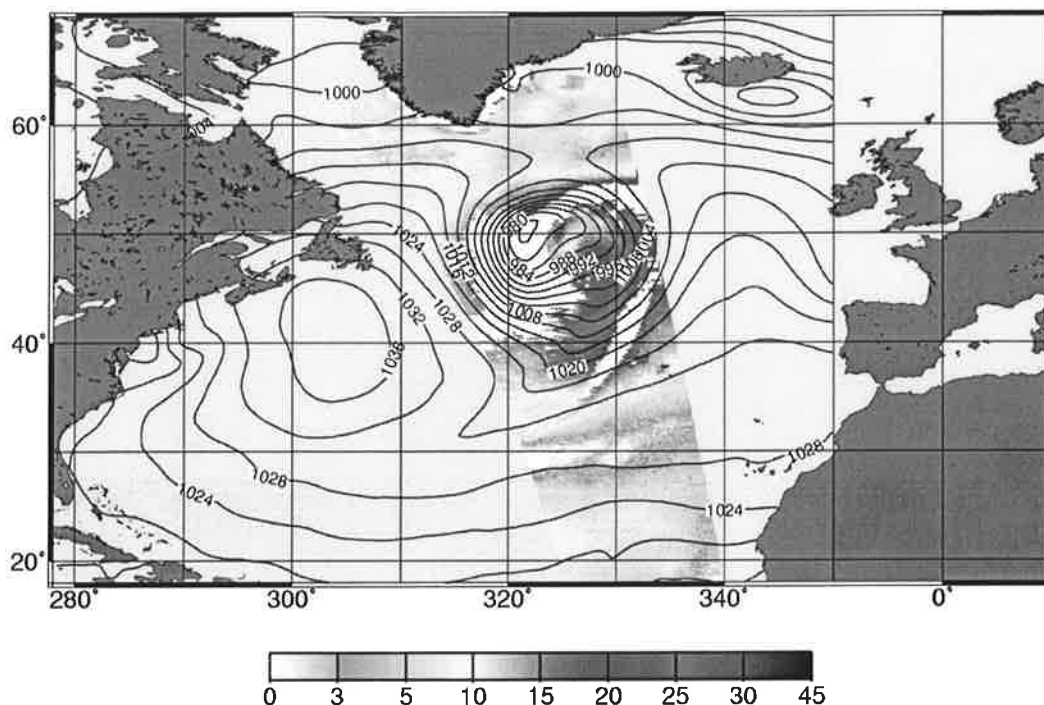
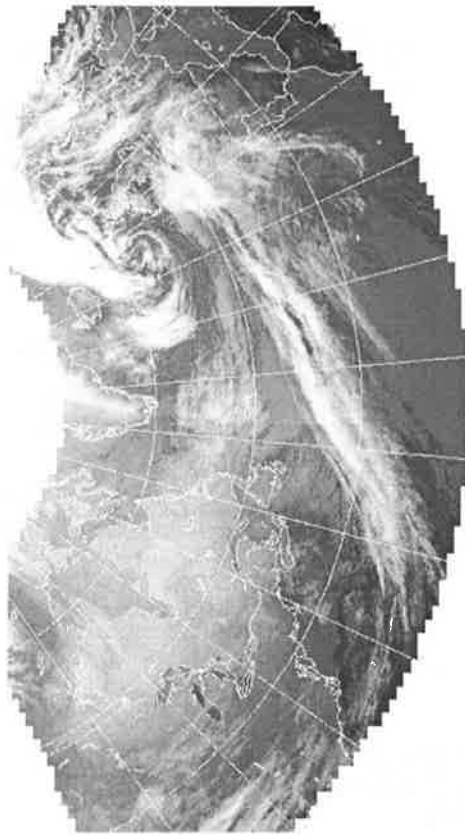


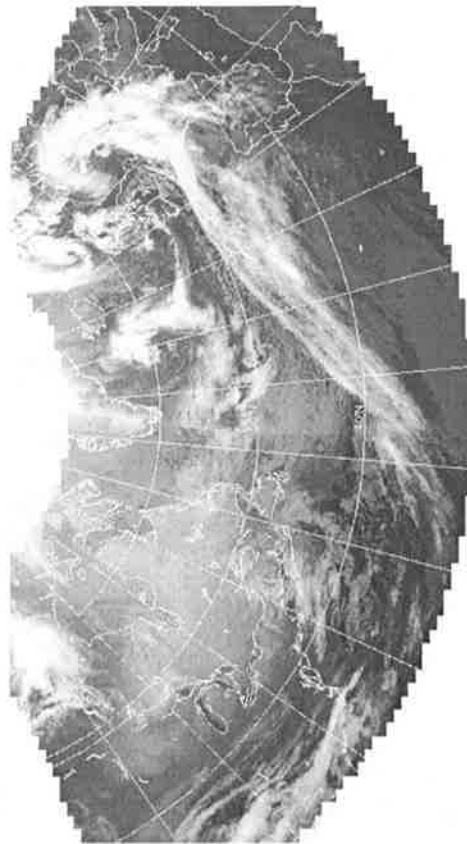
Abbildung 5.14: Die Verteilung der Windgeschwindigkeit in m/s der Fallstudie vom 14.02.1997 abends, abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Algorithmus von Schlüssel und Luthardt.

5.2.4. Fallstudie vom 24. Februar 1997, Tief „Heidi“

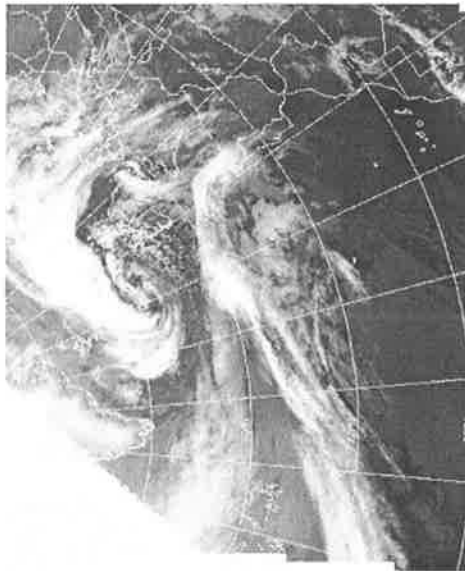
Hinter dem auf das europäische Festland abziehende Tiefdruckgebiet „Gisela“ lag am 24.02.97 auf dem Nordatlantik das in Zyklonogenese befindliche Tief „Heidi“. Sein Kern lag morgens auf 45° Nord, 30° West. Die junge Zyklone hatte eine vom Kern bis vor die Küste von Biscaya reichende Warmfront ausgebildet, die dort in die Kaltfront des Tiefs „Gisela“ überging. Die Kaltfront des Tiefs „Heidi“ erstreckte sich bis in den Zyklonogenesebereich vor der amerikanischen Küste auf 33° Nord, 65° West. Auf der Rückseite der Zyklone wurde Kaltluft von Neufundland advehiert, die Ausgangstemperaturen von -30° C aufwies (Berliner Wetterkarten, 1997). Die MOSAIC Satellitenbildsequenz in Abbildung 5.15 zeigt die Wolkenentwicklung der Zyklone vom 24.02.1997 zwischen 06 und 00 UT. Neben dem deutlich erkennbaren Tief über Europa, ist vor allem die langgestreckte Warm- und Kaltfront des Tiefs „Heidi“ markant ausgebildet. Der rasch ostwärts ziehende Kern der Zyklone erreicht abends bereits das Festland. Hinter der deutlich ausgeprägten Kaltfront ist die postfrontale Subsidenz gut ausgebildet. Im Kaltluftausbruch entstehen zahlreiche Wolkencluster, die im Infraroten dunkler erscheinen als die Kaltfront. Das deutet auf weniger hochreichende, konvektive Bereiche innerhalb der Kaltluft hin. Bemerkenswert sind die windstillen Gebiete vor der Ostküste der USA. Dort findet gewöhnlich permanente Zyklonogenese unter Ausbildung hoher Windgeschwindigkeiten statt (Abb. 5.16).



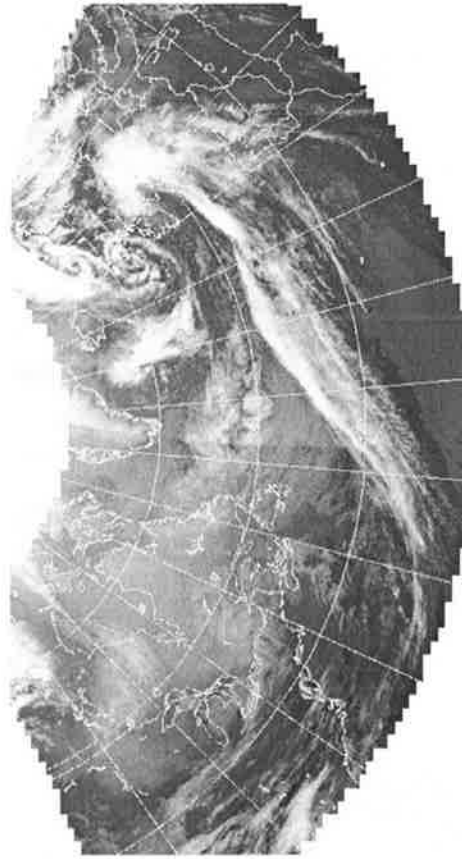
MOSAIC IR DATE: 9702241200



MOSAIC IR DATE: 9702250000



MOSAIC IR DATE: 9702240600



MOSAIC IR DATE: 9702241800

Abbildung 5.15: Die MOSAIC Satellitenbildsequenz im IR Spektrum vom 24.02.97 06, 12, 18 und 00 UT vom 25.02.97 zeigt die Entwicklung der Zyklone „Heidi“ bis zur Ausbildung der Sekundärzyklone auf der kalten Rückseite zwischen 18 und 00 UT (http://www.cnrn.meteo.fr:8000/dbfastex/atlas/FR_index.html).

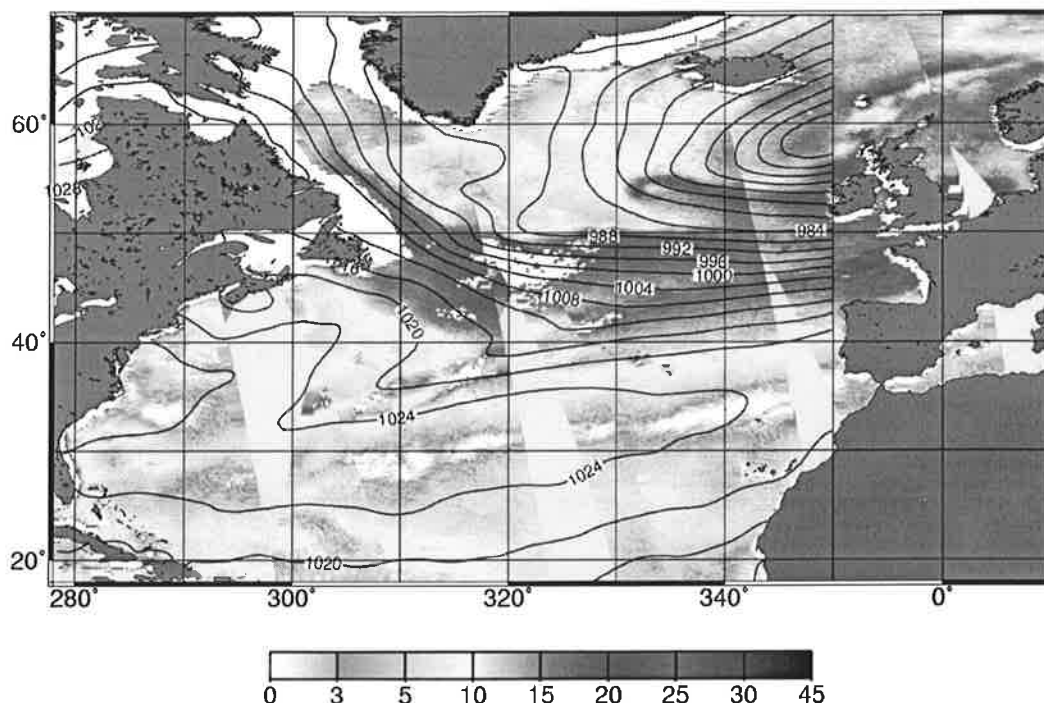


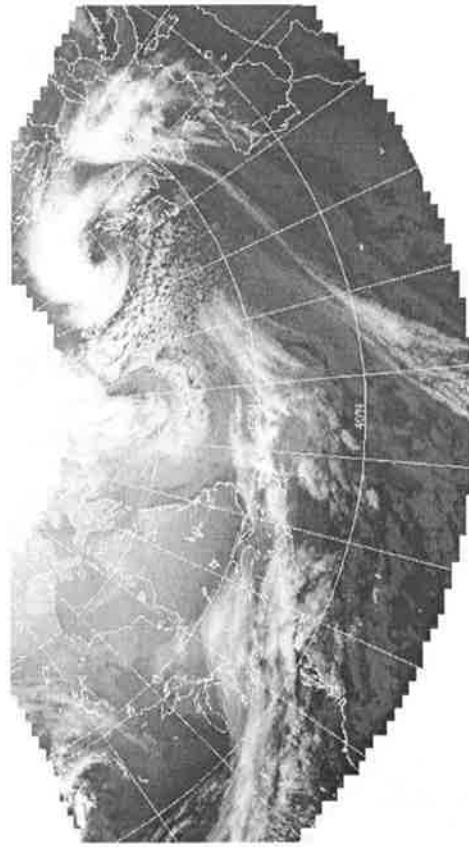
Abbildung 5.16: Die Verteilung der Windgeschwindigkeit in m/s der Fallstudie „Heidi“ vom 24.02.1997 abends, abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Algorithmus von Schlüssel und Luthardt. Gebiete mit stärkerem Niederschlag können nicht zuverlässig bezüglich des Windes fernerkundet werden und sind deshalb ausgeblendet.

5.2.5. Fallstudie vom 19. Februar 1997, Tief „Daniela“

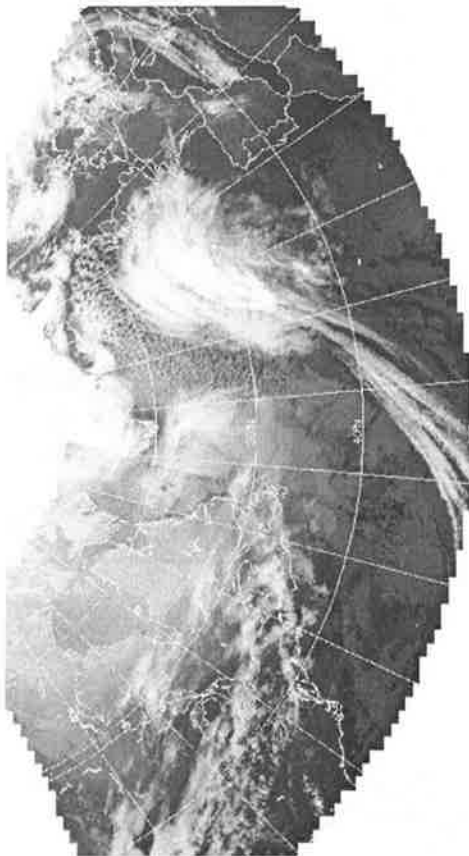
Am 19.02.1997 befanden sich die retrograd ziehenden Zyklolysereste des untersuchten Tiefs „Caroline“ über Südgrönland. Auf dem nördlichen Westatlantik ist ein großes Areal mit Kaltluft bedeckt. Das Folgetief „Daniela“ liegt mit seinem Kern vor Irland. Die Warmfront bedeckt weite Teile Englands und der Nordsee. Die schwach ausgeprägte Kaltfront reicht viele tausend Kilometer von Irland bis Kuba. Die schwach wetterwirksame Polarfront besitzt auf ihrer Rückseite eine breite postfrontale Subsidenz mit wolkenlosen Arealen. In der Kaltluft werden von Neufundland aus Wolkencluster advehiert, die sich ab 12 UT bei 50° Nord, 35° West in einer raschen Genese zur Rückseitenzyklone ausbilden (Abb. 5.17). Die Startluftmasse dieser Sekundärzyklone besaß Temperaturen von -30° C. Im IR Satellitenkompositbild treten die formierten Cluster deutlich in Erscheinung, während die tiefliegenden wärmeren Wolkenstraßen des Kaltluftausbruchs im IR Bild nicht zu sehen sind. Die Verteilung des Gesamtflüssigwassers zeigt die schwach ausgeprägte, kaum wetterwirksame Kaltfront. Mit weniger als 0.4 g/cm^2 ist nur wenig Niederschlag zu erwarten. In der postfrontalen Subsidenz fällt der Flüssigwassergehalt auf Null ab. Richtung Norden wachsen die Flüssigwasserwerte stetig an und erreichen morgens auf 50° Nord, 40° West das Maximum mit 1.1 g/cm^2 . Gut zu erkennen ist der aktive Kern und die Warmfront der Zyklone „Daniela“ nördlich von Irland (Abb 5.18).



MOSAIC IR DATE: 9702190600



MOSAIC IR DATE: 9702191800



MOSAIC IR DATE: 9702190000



MOSAIC IR DATE: 9702191200

Abbildung 5.17: Die MOSAIC Satellitenbildsequenz im IR Spektrum vom 19.02.97 00, 06, 12 und 18 UT zeigt die Entwicklung der Zyklone „Daniela“ bis zur Ausbildung der Sekundärwirbelstruktur gegen Mittag (http://www.cnrmm.meteo.fr:8000/dbfastex/atlas/FR_index.html).

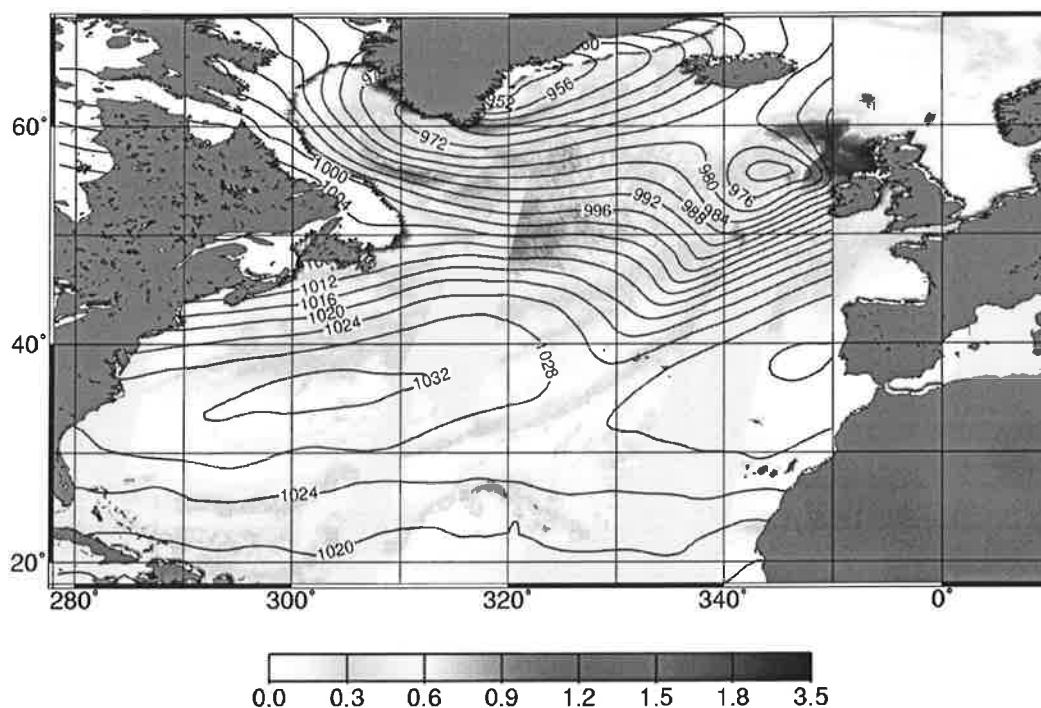
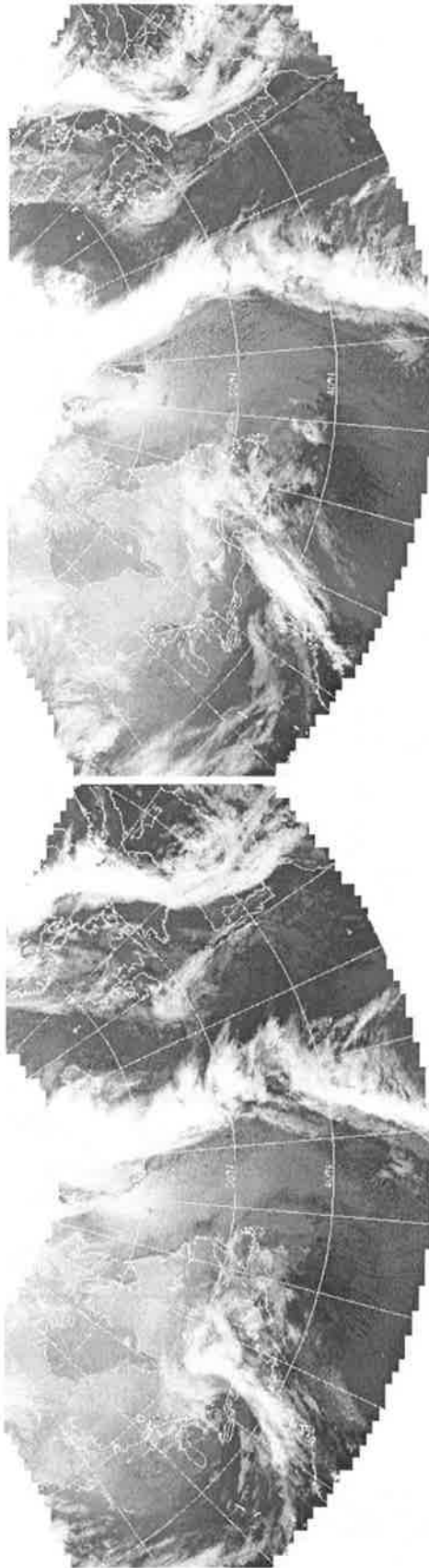


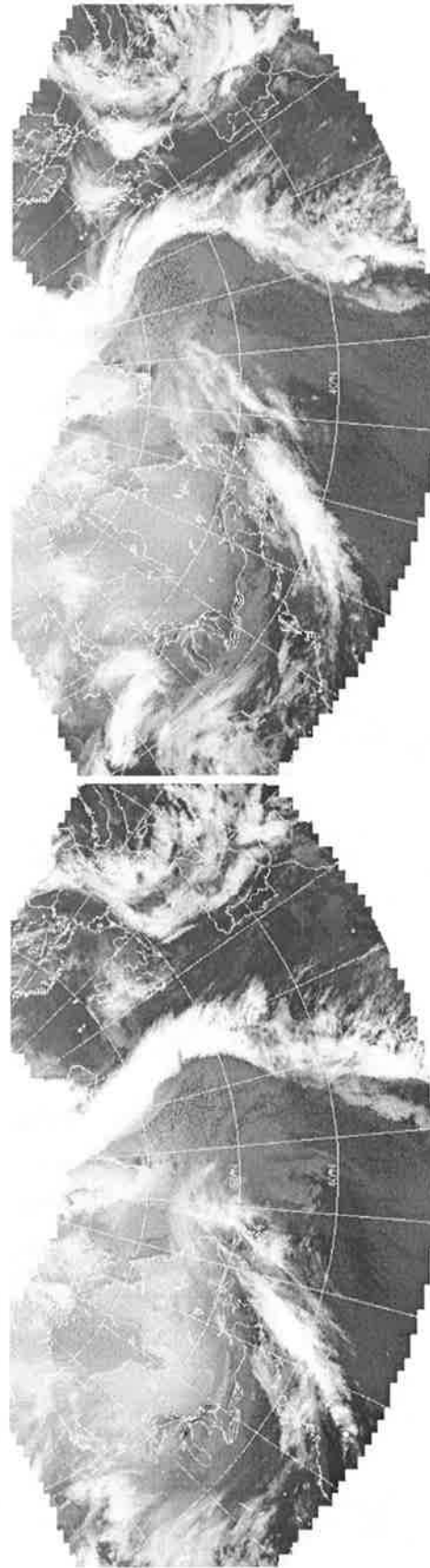
Abbildung 5.18: Die Verteilung des Flüssigwassergehaltes in g/cm^2 der Fallstudie „Daniela“ vom 19.02.1997 morgens, abgeleitet aus SSM/I Daten mit den Algorithmen von Bauer und Schlüssel.

5.2.6. Fallstudie vom 23. Januar 1997

Das Tiefdruckgebiet, das wesentlich zum Abbau der Blockinglage in Europa Ende Januar beitrug, lag am 23.01.1997 morgens mit seinem Kern über der Südküste Grönlands. Seine kurze Warmfront lag nördlich von Island über dem Eisrand. Die Kaltfront erstreckte sich nahezu senkrecht in einem leichten Bogen von Südgrönland bis auf 20° Nord. Die sehr wetterwirksame Luftmassengrenze zerfiel bei 30° Nord in zwei Teile. Der westliche Ast der Kaltfront bildete zu diesem Zeitpunkt eine neue Zyklone bei 30° Nord aus. Der westliche Atlantik wurde von Kaltluft dominiert, die bis auf 23° Nord vordringen konnte. Zu diesem Zeitpunkt entstand direkt an der amerikanischen Ostküste ein kleines aber intensives Tief, das seine langgestreckte Front bis nach Neufundland ausdehnte. Im Laufe des Tages spaltete sich in der Kaltluft ein Tropfen ab, der auf 50° Nord, 40° West zog und deutlich als kleinskaliges Wolkenband im IR MOASIC Komposit zu sehen ist (Abb. 5.19). Die synoptische Struktur der Atmosphäre wird gut in der Abbildung des Gesamtflüssigwassers wiedergegeben (Abb. 5.20). Große Flüssigwasserwerte finden sich entlang der gesamten Zyklone. Dabei werden im Bereich der Kaltfrontaufspaltung im Süden Werte größer 4 g/cm^2 erreicht (weiße Pixel in der primären Kaltfront). Die junge Zyklone vor Neufundland ist ebenfalls gut zu erkennen. Zwischen Neufundland und der kalten Rückseite der Zyklone bei Grönland existiert eine Verbindung, die durch ein Band erhöhten Flüssigwassers auffällt. Gut zu erkennen ist die sehr trockene Luftmasse über dem Festland Europas mit dem Hochdruckgebiet „York“, das für ein abblocken der Zyklonen sorgt.



MOSAIC IR DATE: 9701230600



MOSAIC IR DATE: 9701231800

MOSAIC IR DATE: 9701231200

Abbildung 5.19: Die MOSAIC Satellitenbildsequenz im IR Spektrum vom 23.01.97 00, 06, 12 und 18 UT zeigt die Entwicklung einer namenlosen Zyklone mit der geteilten Kaltfront im Süden und dem kleinskaligen Wolkenband bei 50° Nord, 40° West, das sich von der Zyklonogenese vor Neufundland abgespalten hat (http://www.cnrn.meteo.fr:8000/abfastex/atlas/FR_index.html).

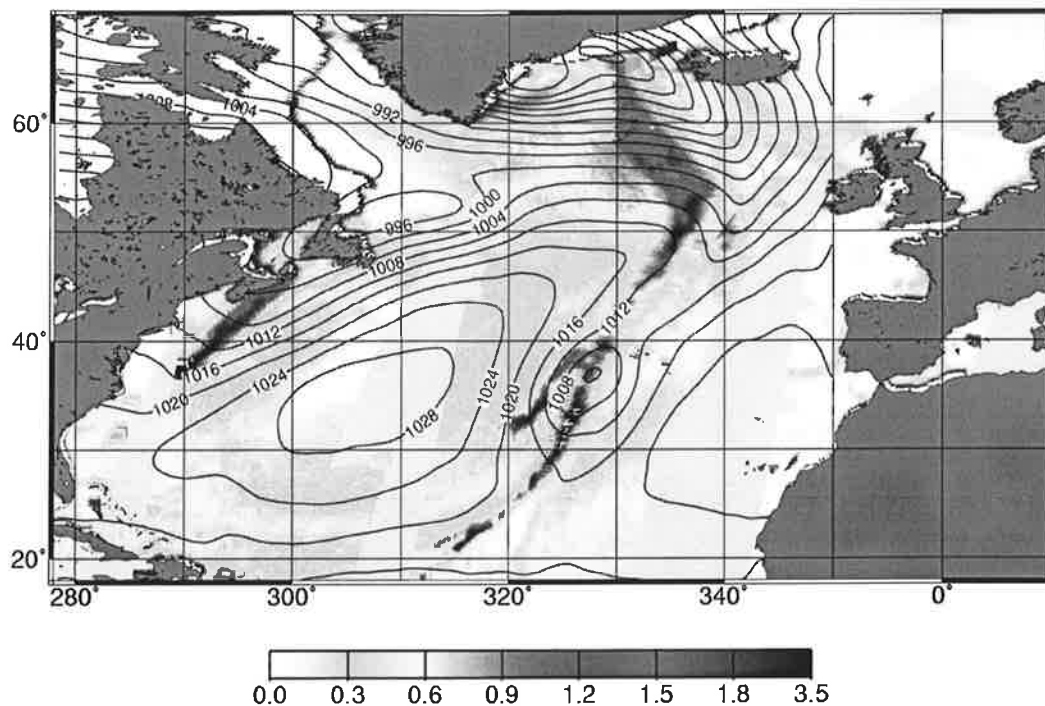
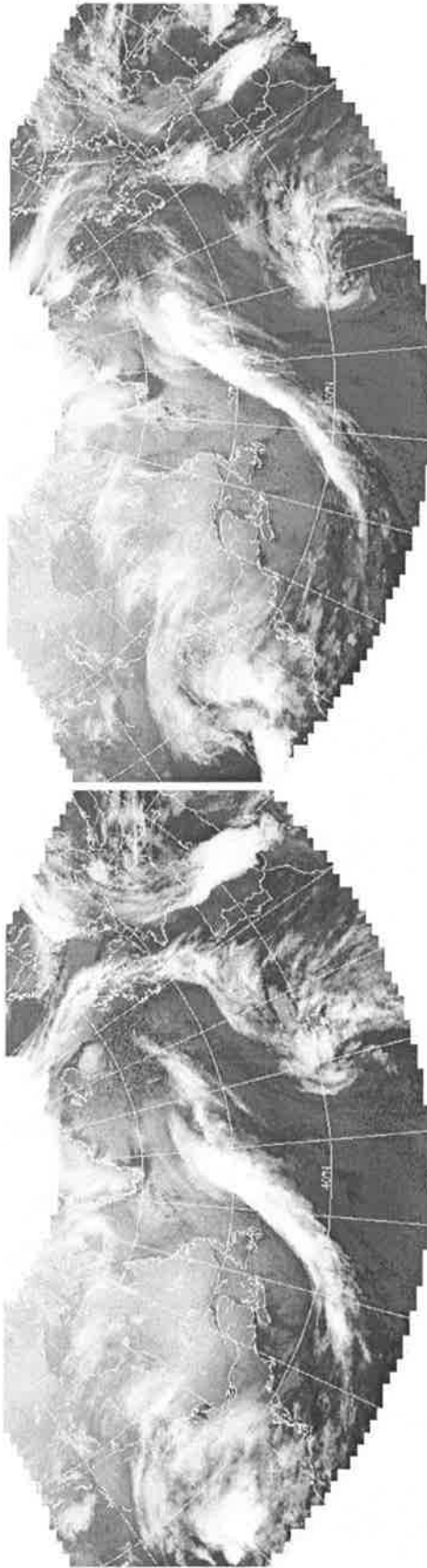


Abbildung 5.20: Die Verteilung des Flüssigwassergehaltes in g/cm^2 der Fallstudie vom 23.01.1997 morgens, abgeleitet aus SSM/I Daten mit den Algorithmen von Bauer und Schlüssel

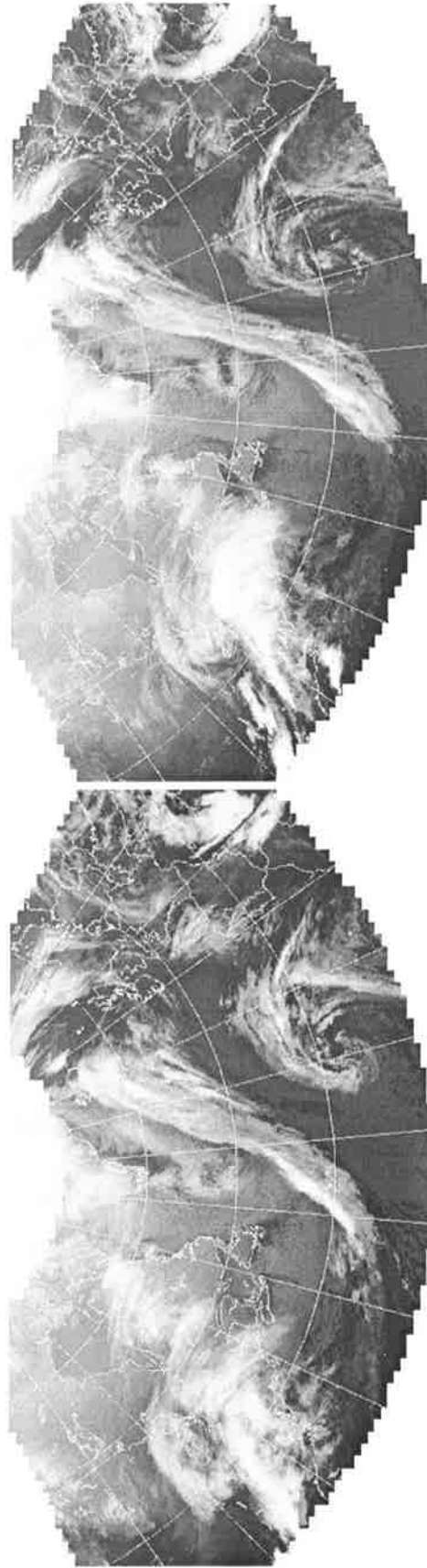
5.2.7. Fallstudie vom 24. Januar 1997

Das gegen die Blockinglage anlaufende Tief vom 24.01.1997 mit Kern zwischen Island und Grönland erstreckt seine Warmfront über der Nordsee. Die Kaltfront reicht von Island in einem weiten Bogen über Irland bis vor die Biscaya. Diese Fronten sind nur noch wenig wetterwirksam. Die Aufspaltung der Kaltfront im südlichen Atlantik war die finale Zyklogenese dieser alternden Zyklonenfamilie. Bis zum Abend hat sich daraus vor den Kanarischen Inseln eine gut ausgeprägte Wolkenspirale entwickelt, die einen aktiven Kern und eine gut ausgebildete Kaltfront zeigt, die bis auf 20° Nord wetterwirksam ist. Auf dem Nordatlantik ist die junge Zyklone, die vor Neufundland entstand, mit einer sehr aktiven Kaltfront sichtbar. Hinter der postfrontalen Subsidenz ist ab 18 UT im IR MOSAIC Komposit ein Wolkencluster von der Größe Islands erkennbar (Abb. 5.21).

Die in Zyklogenese befindliche Wolkenspirale nordwestlich der Kanaren ist im Flüssigwassergehalt gut zu identifizieren (Abb. 5.22). Hinter der Kaltfront des auf dem Atlantik liegenden Tiefs zeigt der Flüssigwassergehalt hinter der postfrontalen Subsidenz ein lokales Maximum. Dieses Gebiet entspricht dem Wolkencluster in Abbildung 5.21.



MOSAIC IR DATE: 9701241200



MOSAIC IR DATE: 9701250000

Abbildung 5.21: Die MOSAIC Satellitenbildsequenz im IR Spektrum vom 24.01.97 00, 06, 12 und 18 UT zeigt die Zyklolyse der Zyklone im Ostatlantik sowie die Zyklogenese der jungen Wolkenspirale vor den Kanaren und die aktive Zyklone vor Neufundland mit der ab 18:00 sich bildenden Clusterstruktur hinter der postfrontalen Subsidenz (http://www.cnrn.meteo.fr:8000/dbfastex/atlas/FR_index.html).

Im Gesamtwasserdampf (Abb. 5.23 oben) wird die Zweiteilung der Luftmassen auf dem Nordatlantik deutlich. Die langgestreckte Kaltfront trennt die feuchtwarme Subtropenluft von der Polarluft. Der Kaltluftausbruch aus der Davisstraße dominiert den Nordwesten. Sehr gut ist der in Zyklonogenese befindliche Tiefdruckwirbel nordwestlich der Kanaren zu erkennen. Die wenig wetterwirksame Warmfront reicht bis Spanien. Der Einfluß der Kaltfront ist bis in die Karibik auf 15° Nord erkennbar.

Der wesentliche Unterschied zwischen dem Gesamtwasser- und Grenzschichtwasserdampf zeigt sich im Gebiet des Wolkenclusters hinter der postfrontalen Subsidenz. Dort wird ein lokales Maximum im Grenzschichtwasserdampf erreicht (Abb. 5.23 unten).

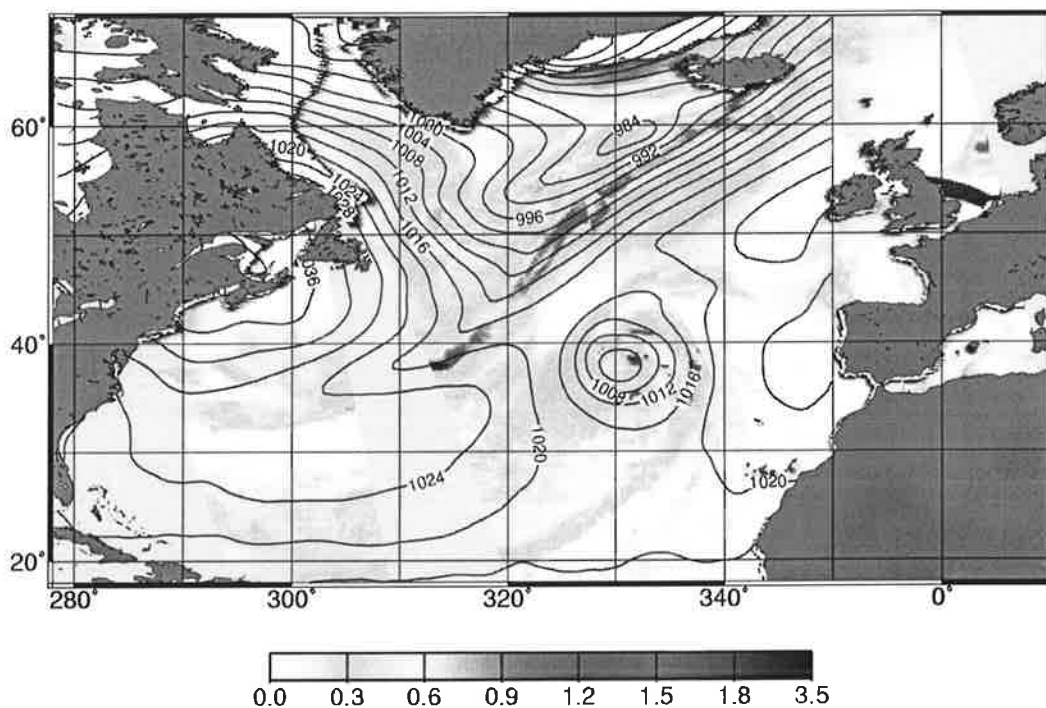


Abbildung 5.22: Die Verteilung des Flüssigwassergehaltes in g/cm^2 (oben) und des Eisgehaltes in mg/cm^2 (unten) der Fallstudie vom 24.01.1997 abends, abgeleitet aus SSM/I Daten mit den Algorithmen von Bauer und Schlüssel.

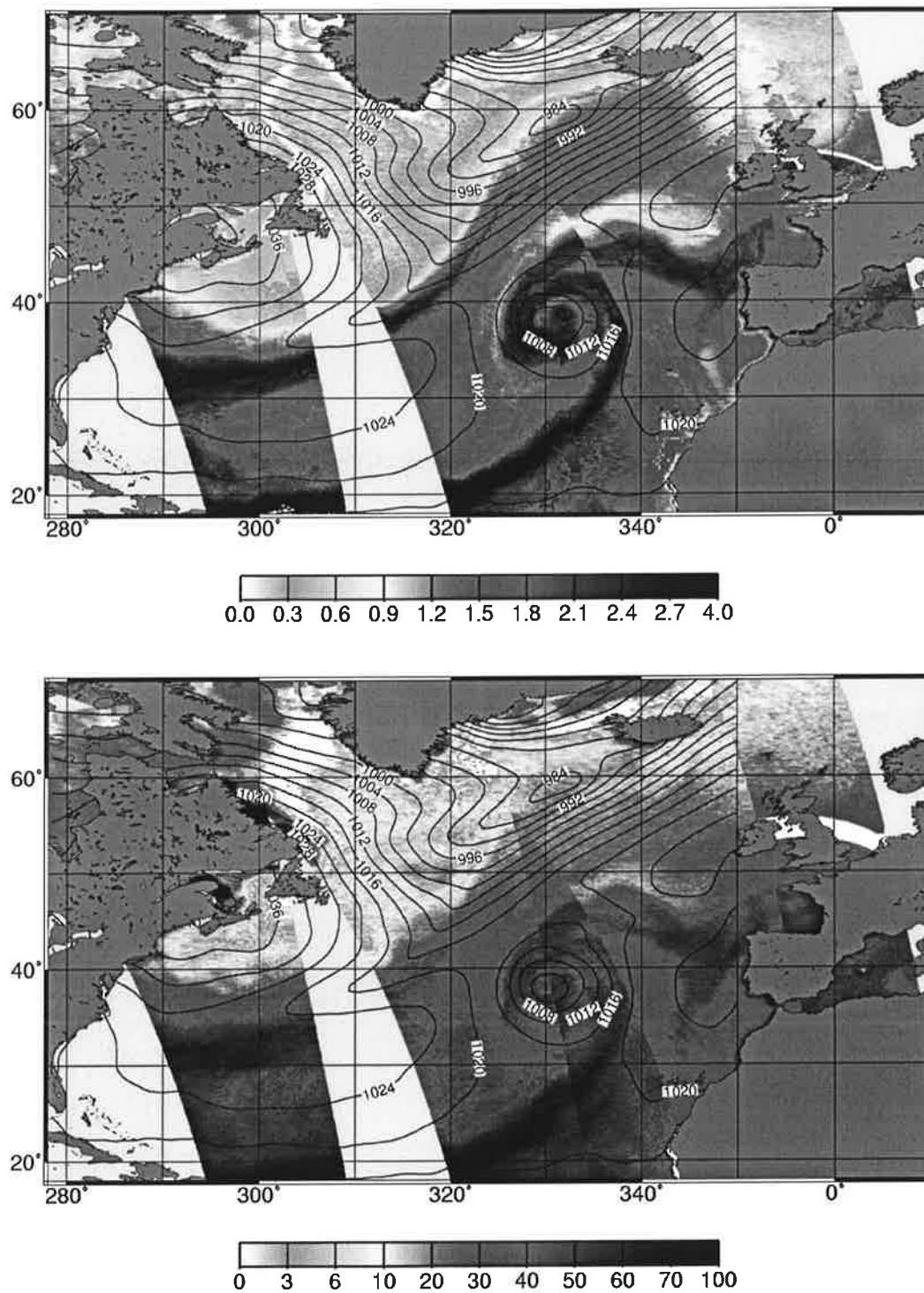


Abbildung 5.23: Die Verteilung des Gesamtwasserdampfes (oben) in g/cm^2 und des Grenzschichtwasserdampfes (unten) in mg/cm^2 der Fallstudie vom 24.01.1997 abends, abgeleitet aus SSM/I Daten mit den Algorithmen von Bauer und Schlüssel.

5.2.8. Fallstudie vom 14. März 1993, „Sturm des Jahrhunderts“

Am 12. März 1993 bildete sich über der östlichen USA ein Blizzard aus, der am 14. März auf den westlichen Atlantik zog und in den Oststaaten der USA für Wetterchaos sorgte. Der bis in den Golf von Mexico reichende Sturm, der als „Sturm des Jahrhunderts“ bekannt wurde, war das intensivste Zyklonenereignis der Region zwischen 1957 und 1996 (Dickinson et al., 1997). Das Satellitenbild in Abbildung 6.15 zeigt den Sturm am 14.03.93 00 UT. Zu diesem Zeitpunkt zog die Kaltfront auf den Atlantik, während das Starkregengebiet noch über dem Festland der Ostküste lag. Markant ist der extrem wetterwirksame Kern der Zyklone über Nova Scotia und die markante Kaltfront, die bis Kuba hinabreichte. Hinter der postfrontalen Subsidenz ist die noch über der Ostküste der USA liegende wetterwirksame kalte Rückseite der Zyklone gut zu erkennen. Der Sturm verursachte sehr starke Niederschläge über Land, wobei das gesamte Verkehrssystem der östlichen USA für Stunden zum Erliegen kam. Abbildung 5.24 zeigt den Gesamtwasserdampfgehalt der Zyklone, abgeleitet aus SSM/I Daten vom 14.03.93 12 UT. Die Kaltfront erstreckt sich von Nova Scotia bis Kuba und erreicht Werte von über 5 g/cm^2 . Auf der kalten Rückseite sinkt der Wasserdampfgehalt schnell auf Werte unter 1 g/cm^2 ab, wobei der Wasserdampf in stark regnenden Atmosphären durch die Maskierung des Signals stark unterschätzt wird. Der graue Bereich kennzeichnet Datenlücken, da für diesen Fall nur ein Satellit zur Verfügung stand.

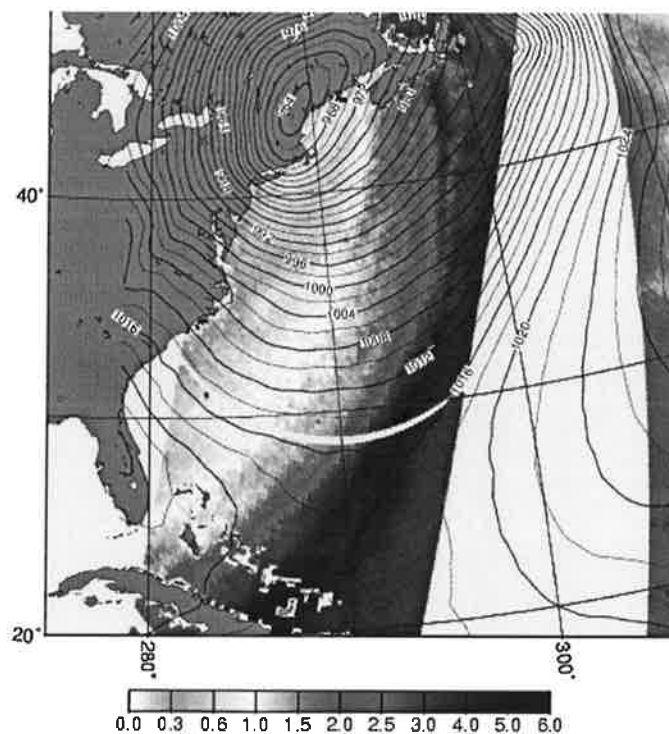


Abbildung 5.24: Gesamtwasserdampf in g/cm^2 abgeleitet aus SSM/I Daten vom 14.03.93 12 UT. Die Trennung der Warmluft im Osten von der Kaltluft im Westen erstreckt sich von Nova Scotia bis Kuba. Es standen nur die Daten des F11 Satelliten zur Verfügung. Die grauen Bereiche sind Datenlücken, da die MSM nicht angewendet werden konnte.

6. SSM/I BAUER NIEDERSCHLAGSSTUDIEN

6.1. Überblick

Einer der wichtigsten Schlüsselparameter zum Verständnis des Wasserhaushaltes ist der Niederschlag. Dieser Parameter wurde bislang relativ häufig bei der Betrachtung von Monatsmitteln oder langjährigen Klimatologien untersucht. So wurden in den Projekten AIP (Algorithm Intercomparison Project), PIP (Precipitation Intercomparison Project), PIP-2 (WET NET Precipitation Intercomparison Project-2) und PIP-3 20 Niederschlagsalgorithmen auf ihre globale Anwendung getestet (Barrett und Belterby, 1992; Arkin und Xie, 1994; Ebert und Manton, 1996; Ebert et al., 1996; Smith, 1998; Smith et al., 1998). Dabei schnitten die SSM/I Algorithmen von Bauer, Wentz, Ferraro und Wilheit jeweils gut ab. Zum Teil wurden die Algorithmen in diesen Projekten auch an regionalen unabhängigen Radarmessungen getestet. Diese Vergleiche fanden jedoch in tropischen Regionen statt. Daraus resultiert nicht zwangsläufig die korrekte Anwendung für Zyklonen der mittleren Breiten. Die Anwendungen bezogen sich grundsätzlich auf Ableitungen globaler Felder des Niederschlags im Monatsmittel. Dabei ergaben sich für die Algorithmen insgesamt recht gute Übereinstimmungen, allerdings mit regional teilweise erheblich abweichenden Ergebnissen (Jost, 2000).

Die Verteilung und Intensität des Niederschlags in einzelnen Zyklonen ist dagegen nahezu unbekannt. Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, den Niederschlag mit den Daten der in Kapitel 2 vorgestellten SSM/I Satelliten möglichst genau abzuleiten und die regionale Anwendbarkeit auf die mittleren Breiten zu gewährleisten. Das führt erstmals zu der Möglichkeit, Niederschlagsprozesse innerhalb einzelner Zyklonen besser zu verstehen und zusätzlich eine erste Näherung zu finden, wieviel Niederschlag aus einer Zyklone während ihres Lebenszyklus fällt.

Die Umsetzung dieses Zieles erfordert es, den für die mittleren Breiten genauesten Niederschlagsalgorithmus zu verwenden. Dazu wird zunächst im Unterkapitel 6.2 der SSM/I Bauer Algorithmus (Kap. 3) auf die Fallstudien aus Kapitel 5 angewendet, der in den AIP und PIP Vergleichsstudien als drittbester Niederschlagsalgorithmus, bezüglich seiner globalen Anwendung, bewertet wurde und für die HOAPS Klimatologie verwendet wird.

Die Fallstudienuntersuchung der zyklonalen Niederschläge wird in die Regionen Kaltfront, Warmfront, Rückseite und junge Zyklonogenese unterteilt und im weiteren getrennt diskutiert. Vergleichend werden NOAA AVHRR sowie DMSP OLS Satellitenbilder herangezogen, die die regnenden Wolkenstrukturen im Sichtbaren und nahen Infrarot zeigen.

Im Unterkapitel 6.3 werden die Frontenpositionen aus dem EZMW Druckfeld mit der Position der SSM/I Bauer Niederschlagsfelder für den Monat November 1992

verglichen. Es wird getestet, ob die Anzahl der Modellfronten in einem Monat mit der fernerkundeten Frontanzahl übereinstimmt und die Abweichung der Frontenlänge und Position überprüft. Zusätzlich werden im Unterkapitel 6.4 die Fallstudienresultate aus dem Unterkapitel 6.2 dem zehnjährigen Niederschlagsmittel aus der HOAPS Klimatologie gegenübergestellt.

Die Ergebnisse der Fallstudien aus dem SSM/I Bauer Niederschlagsalgorithmus werden in Kapitel 7 mit dem Niederschlag aus dem EZMW Modell für dieselben Termine, getrennt in die Niederschlagsregionen der Zyklone, verglichen.

6.2. SSM/I Bauer Niederschlagsfallstudien

6.2.1. Fallstudie vom 17. Februar 1997, Tief „Caroline“

Die Fallstudie vom 17.02.1997 morgens zeigt die Zyklone „Caroline“, die abgesehen vom jungen Zyklogenesestadium vor der Ostküste der USA und dem Schauerkomplex in den Tropen, den gesamten Nordatlantik einnimmt (Abb. 6.1). Das Doppelsystem von zwei regnenden Warmfronten, eine vor Norwegen und eine über England, ist mit Niederschlägen von bis zu 2.6 mm/h gut ausgebildet. Der kaum aktive Kern der Zyklone liegt westlich von Island. Aus der Warmfront bei Irland spaltet sich auf dem Atlantik die Kaltfront ab. Diese aktive Front regnet mit bis zu 3 mm/h im Kernbereich und reicht bis in die neue Zyklogenesezone im Osten. Das Regengebiet wird dabei immer schmaler und endet bei 38° Nord, 41° West. Hinter der Kaltfront ist die postfrontale Subsidenz gut ausgeprägt. In der Absinkzone ist es niederschlagsfrei. Von der Warmfront bei Irland spaltet sich eine sekundäre Kaltfront hinter der beschriebenen ab, die die postfrontale Subsidenz im Westen begrenzt.

Hinter dieser sekundären Kaltfront kommt es zu massiver Ausbildung von Wolkenclustern innerhalb des Kaltluftausbruches. Der Kaltluftausbruch ist sehr gut im Kanal 4 des AVHRR Satellitenbildes zu erkennen. Die Genese dieser Rückseitenzyklone ist in Abbildung 6.2 dokumentiert. Die beiden AVHRR Szenen sind von 04 UT, d.h. zur Zeit der Entstehung, und von 15 UT, dem Zeitpunkt des Reifestadiums. Um 04 UT ist auf der Rückseite ein mächtiger Wolkencluster bei 40° West, 50° Nord zu erkennen, der sich innerhalb von fünf Stunden zu der im SSM/I Bild gezeigten Rückseitenzyklone entwickelt. In der Kaltluft treten die üblichen offenen und geschlossenen Zellen sowie Wolkenstraßen mit relativ flacher Konvektion auf. Eingebettet in diese Strukturen, existieren am 17.02.97 zusätzlich drei auffällige Wolkenbänder aus konvektiven Wolkenclustern. Im AVHRR Kanal 4, 15 UT Satellitenbild, das fünf Stunden nach den SSM/I Überflügen aufgenommen wurde, ist diese Struktur aus drei Wolkenbändern, die den massiven Niederschlag im SSM/I Bild erzeugen, immer noch sehr gut erhalten (Abb. 6.2). Das südlichste dieser drei Wolkencluster verursacht das intensivste Niederschlagsereignis (Abb. 6.1). Im AVHRR Satellitenbild sind alle drei Wolkencluster stark konvektiv ausgebildet. Dadurch erreichen sie höhere Atmosphärenschichten als die umgebenden Kaltluftstrukturen. Gut zu erkennen sind die wolkenlosen

Areale zwischen den drei Wolkenbändern, die im SSM/I Niederschlagsbild entsprechend als niederschlagsfrei zugeordnet werden.

Der südlichste der drei Wolkencluster zeigt im Kern Starkregen von bis zu 4.7 mm/h. Die geographische Position, in der die Rückseitenniederschläge am 17.02.1997 auftreten, zeigt in allen weiteren Fallstudien die hier vorgestellt werden, im Gebiet zwischen 40° und 55° Nord und 25° bis 50° West, solche Starkregenereignisse in der Kaltluft. Der Struktur dieser Gebilde und Druckanalysen (Kapitel 11) zufolge, ist dieses Gebiet bevorzugt für die Ausbildung von sekundären, kleinskaligen aber wetterintensiven Rückseitenzyklonen. Der Existenzzeitraum der Starkniederschläge ist auf die Zeit begrenzt, in der das Gebilde in der Strömung im Großraum des genannten Gebietes verweilt. Im Falle des 17.02.1997 ist die Rückseitenzyklone für mindestens 14 Stunden ein äußerst intensives Starkregengebiet. Die Schiffsbeobachtungen zeigen, daß der Niederschlag in Form von heftigen Schauern ausfällt (Kapitel 11).

Das junge Zyklogensegebiet im Westen zeigt die typische langgestreckte Form, in der Warm- und Kaltfront sich entwickeln und noch nicht die typische Form angenommen haben. Kennzeichnend ist der intensiv regnende Kern der Zyklone mit 2.6 mm/h. Darüber hinaus existiert noch ein nicht frontengebundener Wolkencluster im tropischen Bereich bei 20° Nord, der mit bis zu 5.4 mm/h schauerartig regnet (Abb. 6.1).

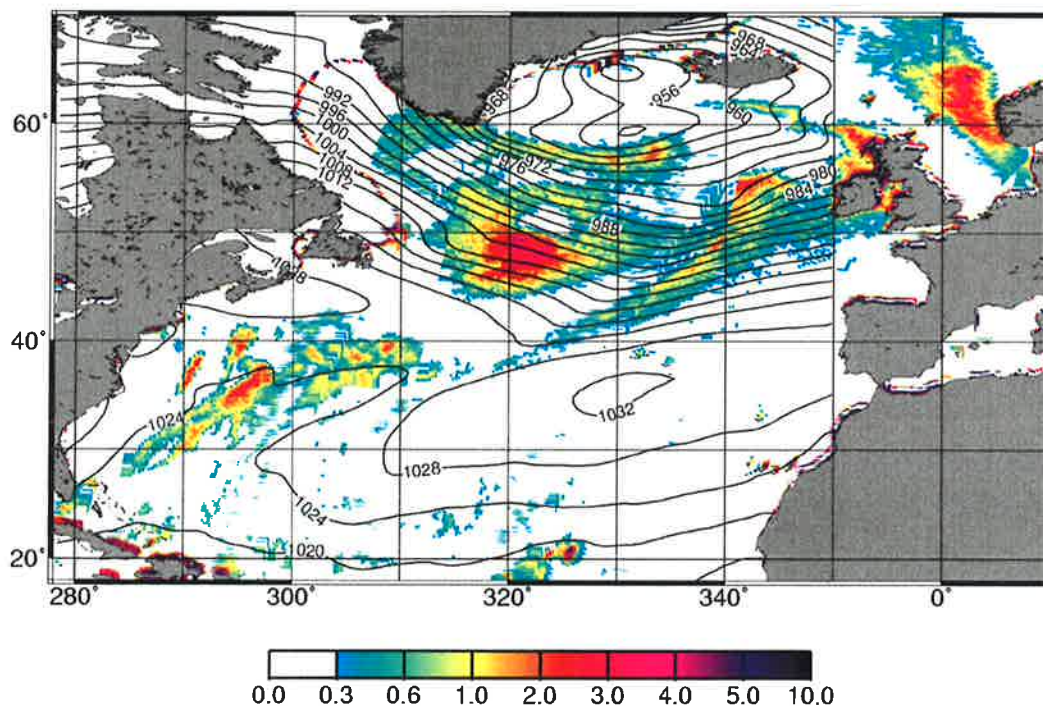


Abbildung 6.1: Niederschlag abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Bauer Algorithmus in mm/h für die Fallstudie vom 17.02.97 morgens „Caroline“. Gut zu erkennen ist die intensiv regnende Rückseite zwischen 43° und 55° Nord.

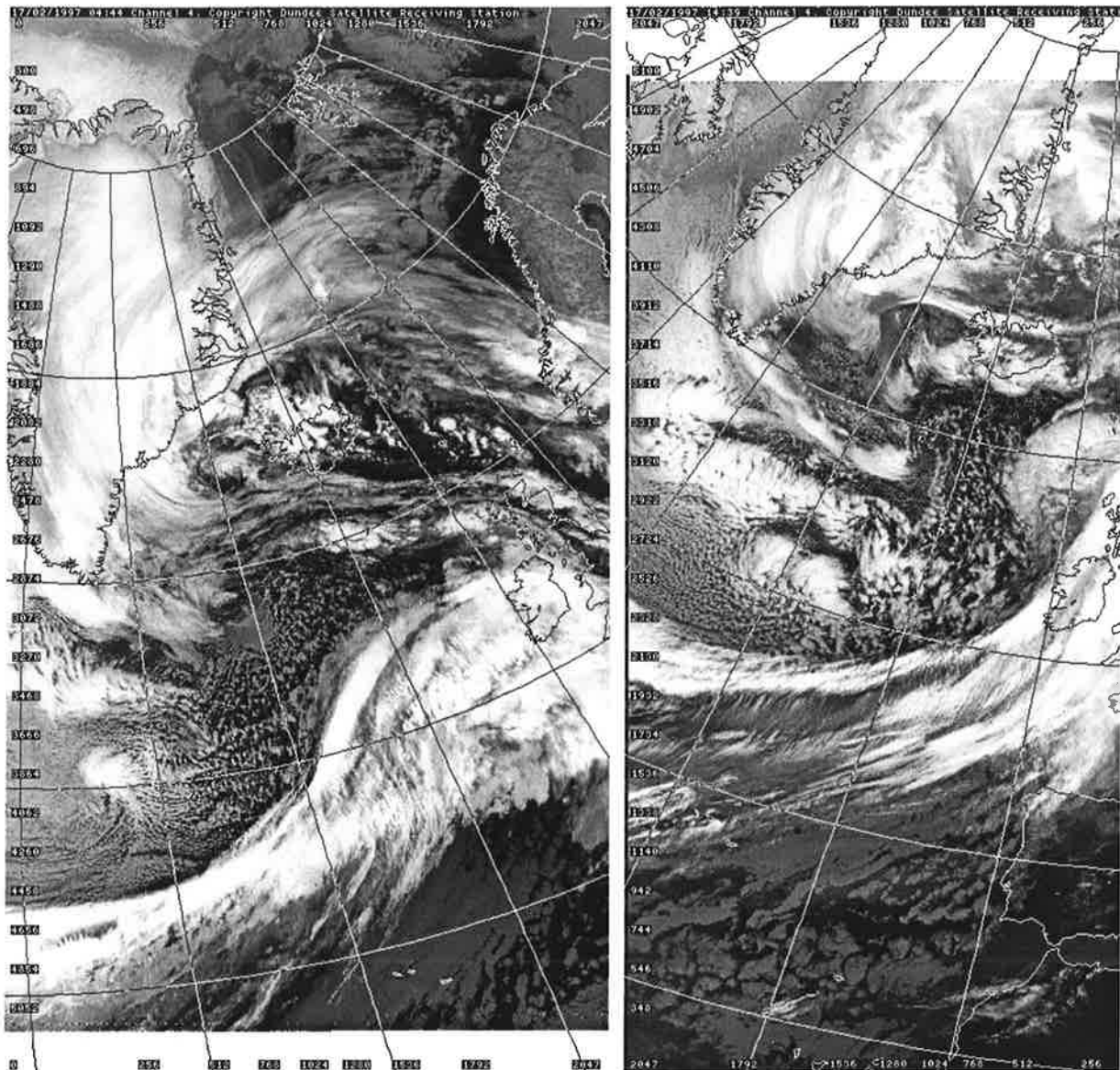


Abbildung 6.2: Die Entwicklung der stark regnenden Rückseitenzyklone des Muttertiefs „Caroline“ vom 17.02.1997. Die linke AVHRR Kanal 4 Aufnahme um 04 UT zeigt die Genese des Rückseitentiefs. Die fast kreisrunde Clusterstruktur ist deutlich kälter als die zellulare Umgebung mit Wolkenstraßen. Gut zu sehen ist die wolkenlose postfrontale Subsidenz. Die rechte AVHRR Kanal 4 Aufnahme ist von 15 UT. Die Clusterbildung ist vorangeschritten. Gut erkennbar ist die Entstehung der drei regnenden Wolkenbänder in der Kaltluft. Diese sind im SSM/I Niederschlagsbild gut wiederzuerkennen.

6.2.2. Fallstudie vom 09. Februar 1997, Tief „Zacharia“ und „Ariane“

Die Niederschlagsverteilung des Tiefs „Zacharia“ am 09.02.1997 ist in Abbildung 6.3 dargestellt. Während das Tief „Zacharia“ das Wettergeschehen auf dem Nordatlantik prägt, zieht das in Zyklolyse befindliche Tief „Yra“ morgens über England hinweg. Geringe Warmfrontniederschläge über der Nordsee und eine kaum aktive Kaltfront mit einer stärker regnenden Zelle vor der Biskaya kennzeichnen dieses Tief. Das vollausgeprägte Tief „Zacharia“ dagegen zeigt gut ausgebildete Niederschlagsgebiete. Der Kern liegt mit einem Starkregengebiet auf dem Nordatlantik. Die zugehörige Warmfront verläuft schwach regnend nach Süden. Vom Kern ausgehend, erstreckt sich die regnende Kaltfront bis direkt in die junge Zyklone „Ariane“ vor der amerikanischen Ostküste. Hinter der schwach ausgeprägten postfrontalen Subsidenz kommt es im Tagesverlauf zur immer stärkeren Ausbildung einer kalten Rückseitenzyklone, die mit bis zu 5.1 mm/h schauerartig regnet. Die Rückseitenzyklone ist eingebettet in offene und geschlossene Zellen und Wolkenstraßen des Kaltluftausbruches, die in der DMSP OLS Aufnahme gut zu erkennen sind (Abb. 6.5).

Die Entstehung dieser Rückseitenzyklone ist in Abbildung 6.4 dokumentiert. Dargestellt ist die Zyklogenese des jungen Tiefs „Ariane“. Die Bildung des Tiefs beginnt am 08.02.1997 morgens (Abb. 6.4 oben links). Man erkennt einzeln auftretende Schauergebiete, die im Laufe des Tages ein zusammenhängendes, aber noch unstrukturiertes Starkregengebiet bilden, das im Zentrum schwere Niederschläge von bis zu 23 mm/h aufweist (Abb. 6.4 oben rechts). Östlich des Starkregengebietes sind zwei Regenbänder erkennbar. Das südliche Regenband stellt die Verbindung zu der in Abbildung 6.3 gezeigten Kaltfront des Tiefs „Zacharia“ dar. Am 09.02.1997 morgens hat sich bereits eine Zyklonenstruktur im Tief „Ariane“ entwickelt (Abb. 6.4 mitte links). Das südliche Regenband hat sich intensiviert und eine stark regnende Verbindung zwischen der Warmfront des Tiefs „Ariane“ und der Kaltfront des Tiefs „Zacharia“ ausgebildet. Aus dem nörlichen Regenband hat sich innerhalb von 12 Stunden explosiv ein Rückseitentief hinter der Kaltfront der Zyklone „Zacharia“ gebildet (Abb. 6.4 mitte links und Abb.6.3 oben). Die intensiv regnende Rückseite zieht mit der Strömung nach Nordosten ab und ist in der Sequenz der Zyklogenese des Tiefs „Ariane“ vom 09.02.1997 abends bereits aus dem Bildausschnitt gezogen (Abb. 6.4 mitte rechts). Schiffe, die im Einzugsbereich der Rückseitenzyklone fahren, melden den ganzen Tag über „violent rain showers“ (Kap. 11). Am 09.02.97 abends intensivieren sich die Niederschläge des Rückseitentiefs (Abb. 6.3 unten). Am folgenden Tag zerfällt die Rückseite in zahlreiche kleinskalige Schauergebiete, die im Laufe des Tages ebenfalls zerfallen.

Das Tief „Ariane“ entwickelt sich noch bis zum 10.02.1997 morgens und zerfällt dann rasch, ohne zu einem großen Tiefdruckgebiet zu werden (Abb. 6.4 unten).

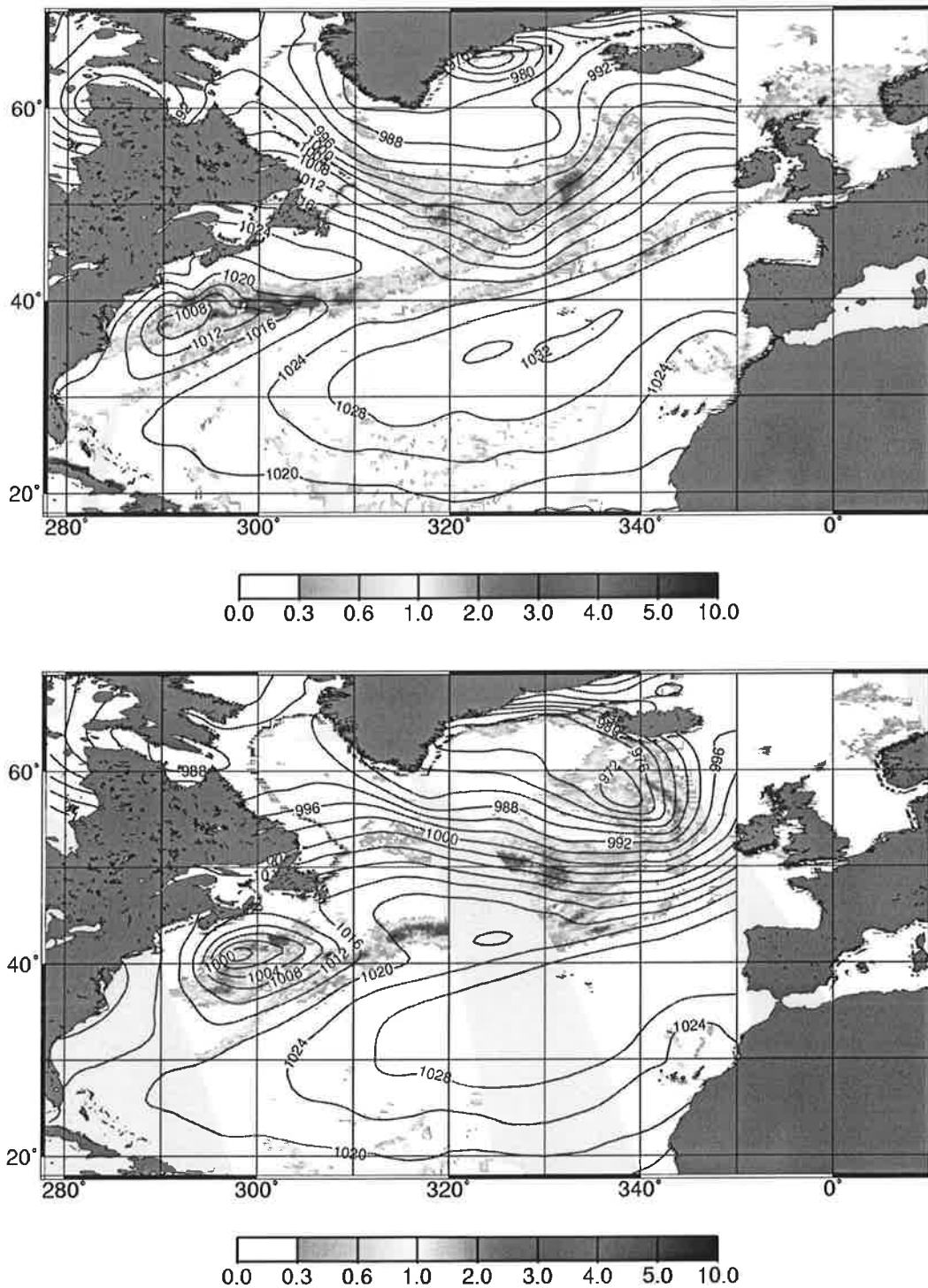
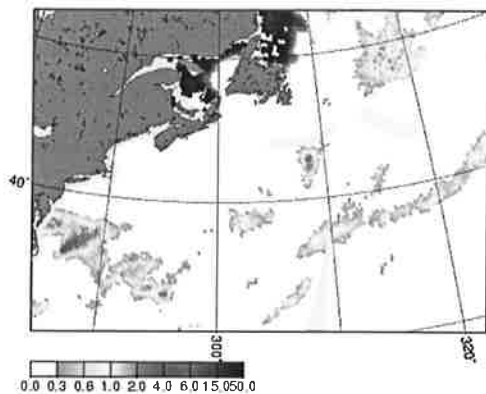


Abbildung 6.3: Niederschlag, abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Bauer Algorithmus in mm/h.

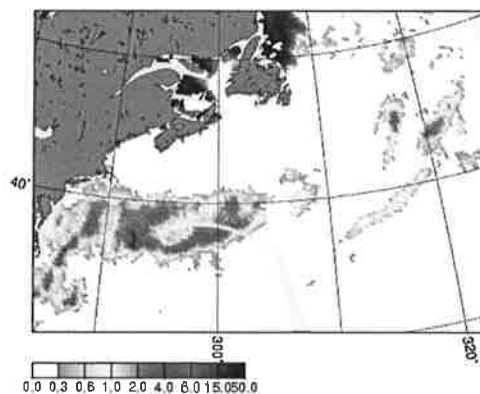
Oben: Fallstudie vom 09.02.97 morgens „Zacharia“.

Unten: Fallstudie vom 09.02.97 abends „Zacharia“.

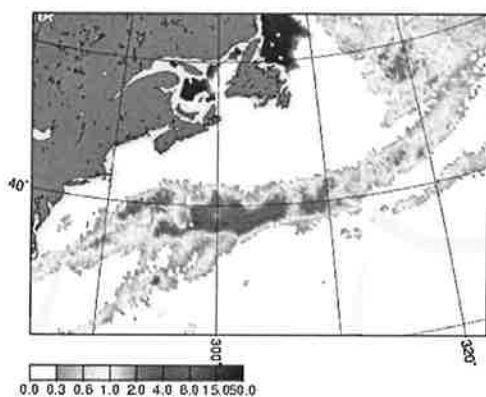
08.02.97 desc F11+F13 NESDIS



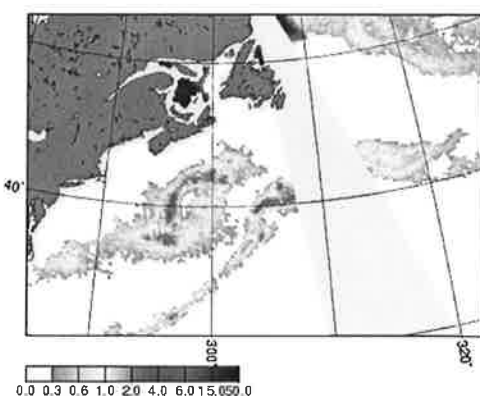
08.02.97 asc F11+F13 NESDIS



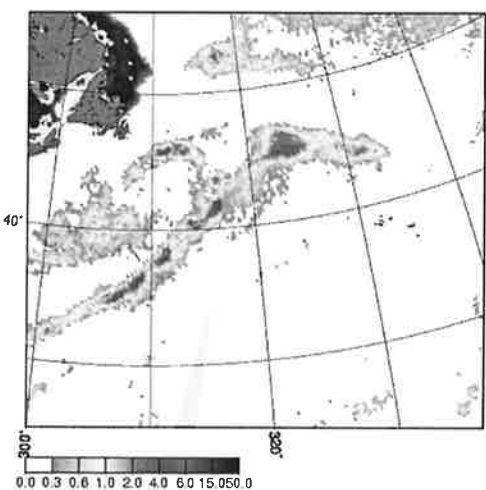
09.02.97 desc F11+F13 NESDIS



09.02.97 asc F11+F13 NESDIS



10.02.97 desc F11+F13 NESDIS



10.02.97 asc F11+F13 NESDIS

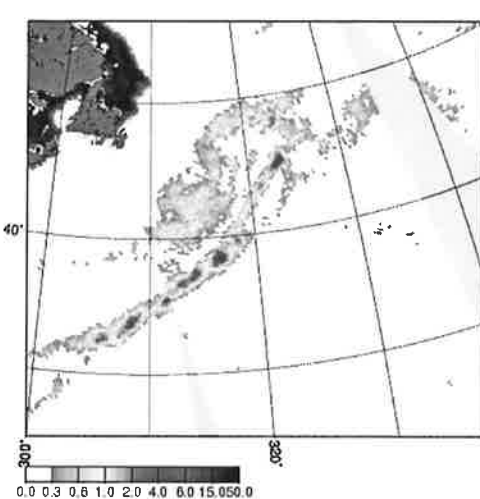


Abbildung 6.4: Niederschlag, abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Bauer Algorithmus in mm/h. desc = morgens, asc = abends. Zyklonensebeispiel der Zyklone „Ariane“ vom 08.02.1997 morgens bis zu 10.02.1997 abends. Am 09.02.1997 morgens entsteht das Rückseitentief der Zyklone „Zacharia“.

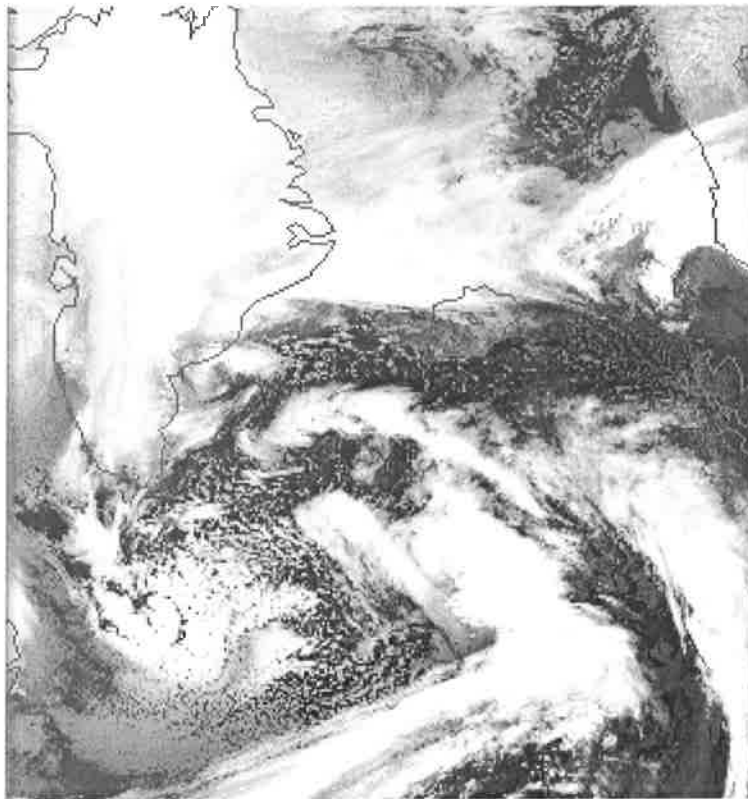


Abbildung 6.5: DMSP OLS Aufnahme im thermischen Infrarot vom 09.02.1997 um 08 UT. Zu späteren Zeitpunkten existieren keine Satellitenaufnahmen. Zu sehen ist das Tief „Zacharia“ mit der in Entwicklung befindlichen Rückseitenzyklone in der Kaltluft, die deutlich an der zellularen Struktur zu erkennen ist. Je heller die Wolken erscheinen, desto höher, respektive kälter, sind sie. Im Falle der Rückseitenzyklone erscheinen die Wolken sehr hell. Dies deutet auf eine starke Konvektion in diesem Gebiet hin.

6.2.3. Fallstudie vom 14. Februar 1997

Am 14.02.1997 beschränkt sich die Untersuchung mit den DMSP Satelliten wegen Datenausfall auf einen Einzelüberflug. Dieser zeigt einen großen Tiefdruckwirbel, der eine intensiv regnende Kaltfront ausgebildet hat, während die Warmfront östlich des Scans nicht fernerkundet werden kann. Im Laufe des Tages entwickelt diese Zyklone in der kalten Luftmasse der advehierten Polarluft aus der Davisstraße eine sekundäre Kaltluftzyklone. Diese ist, wie das AVHRR Satellitenbild zeigt, nicht so hochreichend wie der ebenfalls stark regnende Kern der Zyklone (Abb. 6.7). Die Rückseitenzyklone erreicht Niederschlagsraten von 5.5 mm/h (Abb.6.6). Die Spiralförmigkeit dieser Sekundärzyklone ist gut im Sichtbaren des AVHRR Kanal 2 Satellitenbildes zu erkennen (Abb. 6.7). Auf dieser Aufnahme sind die zellularen Strukturen des Kaltluftausbruches gut dokumentiert. Diese laufen südlich um die Sekundärzyklone herum und isolieren diese bis auf die nördliche Verbindung zum Primärtief vollständig. Schiffsmeldungen in der Sekundärzyklone melden den Regenschlüssel „very violent rain showers“.

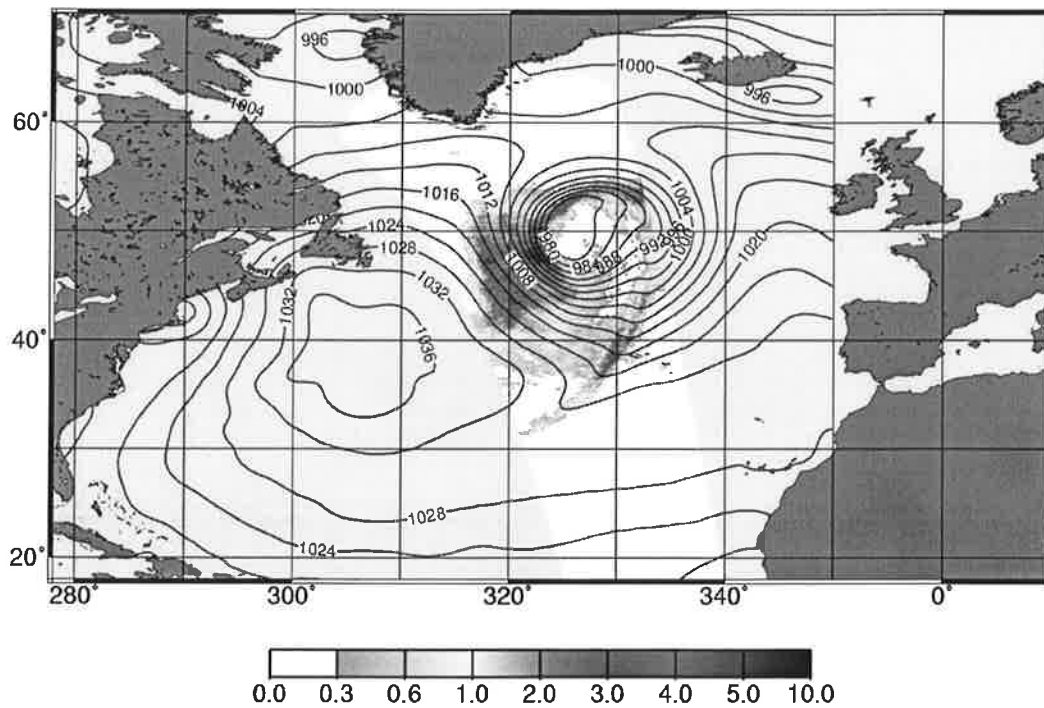


Abbildung 6.6: Niederschlag, abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Bauer Algorithmus in mm/h für die Fallstudie vom 14.02.97 abends.

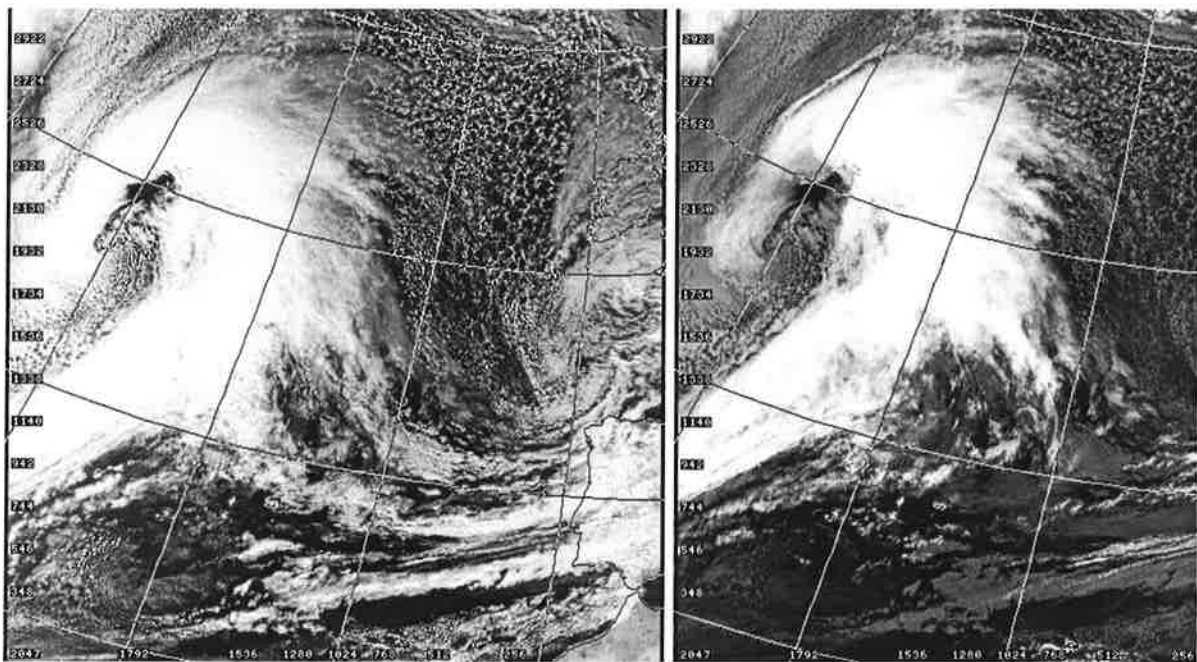


Abbildung 6.7: AHVRR Satellitenbilder vom 14.02.1997 15 UT. Das linke Bild zeigt den Kanal 2, mit der in Bildung befindlichen Rückseitenzyklone südlich des Kopfes der Primärzyklone. Die Kanal 4 Aufnahme verdeutlicht die konvektiv hochreichende Struktur dieser Rückseite. Die flachen Zellen der Kaltluft erscheinen dunkel gegenüber der kommaförmigen Rückseitenstruktur.

6.2.4. Fallstudie vom 24. Februar 1997, Tief „Heidi“

Am 24.02.1997 ist das nordwestlich vor England liegende Tief „Gisela“ kaum noch wetterwirksam für den Nordatlantik. Das Niederschlagsband zwischen Island und Irland kennzeichnet die Warmfront, während das schmale schwach regnende Band vor Irland den wenig aktiven Kaltluftbereich markiert. Auf dem Nordatlantik befindet sich das Tief „Heidi“. Das noch in Zyklogense befindliche Tief streckt seine schwach regnende Warmfront bis in die Biskaya. Die Kaltfront verläuft in entgegengesetzte Richtung und ist deutlich wetterwirksamer. Hinter der postfrontalen Subsidenz, nahe dem Kern der Zyklone existiert, ein stark regnender Wolkenkomplex. Dort fällt zu diesem Termin der meiste Niederschlag auf relativ kleinem Raum (Abb.6.8). Zu diesem Termin stehen weder OLS Daten noch AVHRR Szenen zur Verfügung.

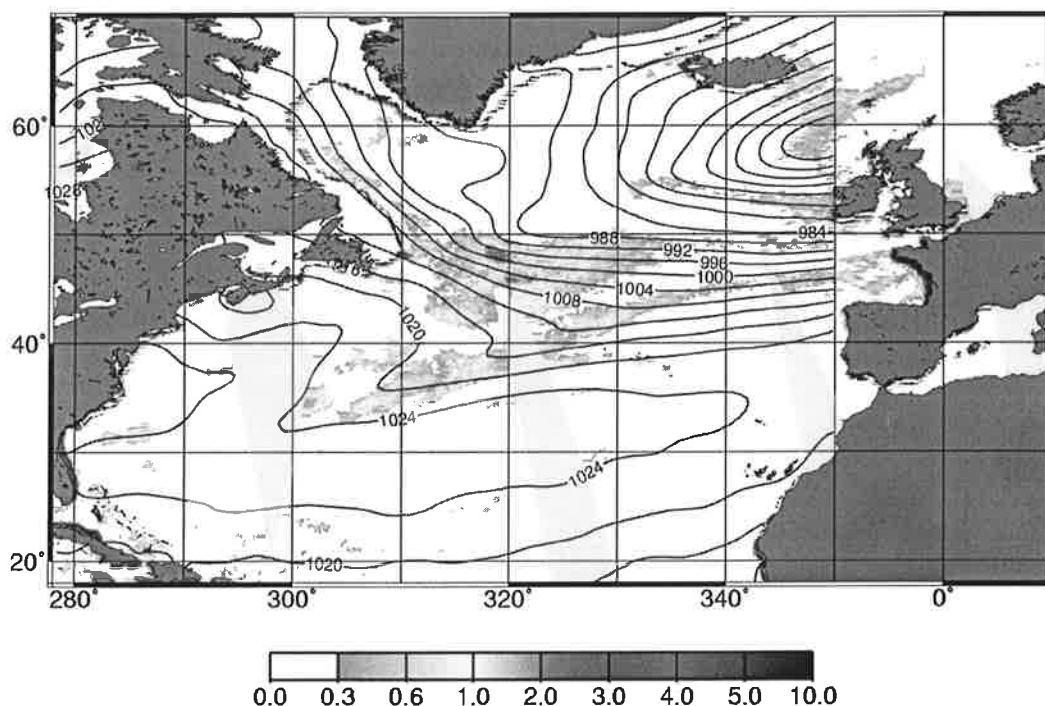


Abbildung 6.8: Niederschlag, abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Bauer Algorithmus in mm/h für die Fallstudie vom 24.02.97 abends.

6.2.5. Fallstudie vom 19. Februar 1997, Tief „Daniela“

Bemerkenswert ist die Niederschlagssituation am 19.02.1997. Das einzige wetterwirksame Tiefdruckgebiet auf der Wetterkarte ist das Tief „Daniela“. Sein Kern liegt vor Irland. Der Kern und die über England hinweglaufende Warmfront ist markant regnend. Die Kaltfront dagegen ist sehr schwach ausgebildet, aber dennoch bis in die Karibik an leichter Schauertätigkeit zu erkennen. Der Subsidenzbereich ist sehr groß. In der Region der Sekundärtiefdruckgebiete kommt es dann zur Ausbildung einer großen annähernd runden Wolkenstruktur, die in ihrem Kern stark mit bis zu 3.3 mm/h regnet. Der aktive Kern ist etwa so groß wie England. Erneut ist eine langgestreckte Struktur in der maximal regnenden Zone erkennbar, die an eine Komma-

struktur erinnert (Abb. 6.9). Zu diesem Termin stehen keine Satellitenbilder zur Verfügung.

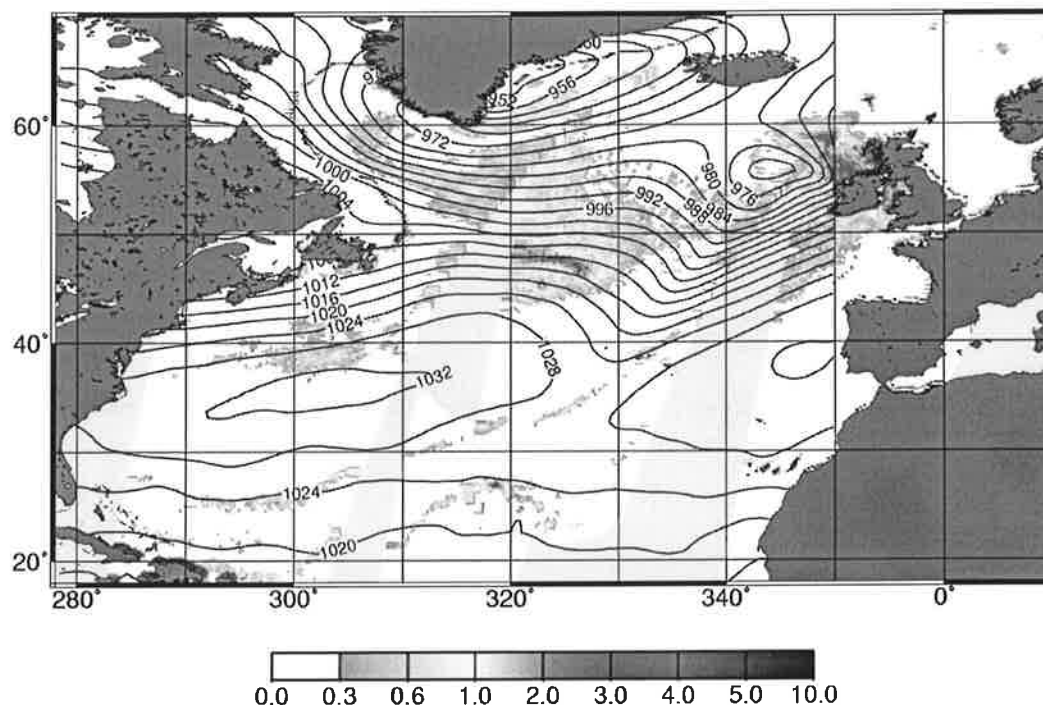


Abbildung 6.9: Niederschlag abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Bauer Algorithmus in mm/h für die Fallstudie vom 19.02.97 morgens „Daniela“.

6.2.6. Fallstudie vom 23. Januar 1997

Am 23.01.1997 befinden sich drei wetterwirksame Tiefdruckgebiete auf dem Nordatlantik. Das beherrschende Tief mit Kern südwestlich von Island, zeigt eine intensiv regnende Kaltfront, die vor Irland nach Westen umknickt und bis 20° Nord stark regnet. Auf 35° Nord zerfällt diese Front in zwei Teile, die beide intensiv mit bis zu 5.7 mm/h regnen. An dieser Stelle ist ein neues Tief am Entstehen. Das zweite Tief ist das in Zyklonogenese befindliche vor Nova Scotia. Auch hier werden bis 5 mm/h Regen erreicht. In der Kaltluft treten unzählige Schauer verschiedener Intensität auf der Rückseite der Zyklone südwestlich von Island auf. In der Region der Rückseitenzyklonen entsteht erneut ein kommaförmiges Wolkenband mit intensiver konvektiver Schauertätigkeit (Abb. 6.10). Das AVHRR Bild im sichtbaren Kanal 2 von 15 UT zeigt ein großes Wolkengebiet, das die gesamte Rückseitenregion überdeckt. Im infraroten Kanal 4 erkennt man dagegen die hochreichenden kalten Gebiete. Dort ist die kommarartige Struktur gut zu erkennen (Abb. 6.11).

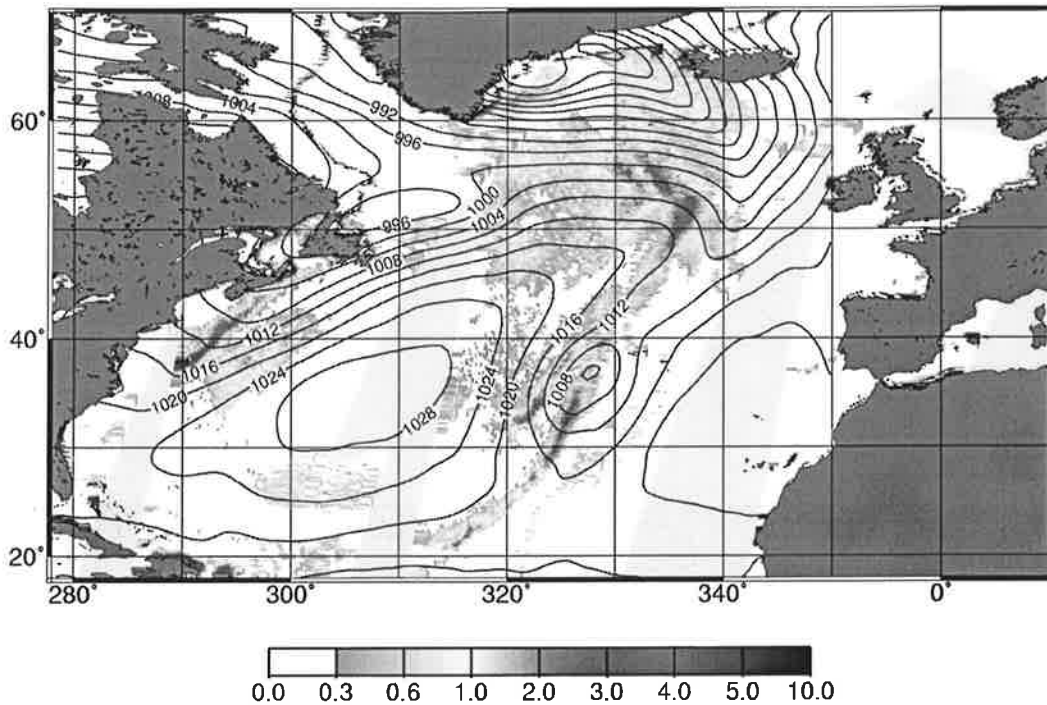


Abbildung 6.10: Niederschlag, abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Bauer Algorithmus in mm/h für die Fallstudie vom 23.01.97 morgens.

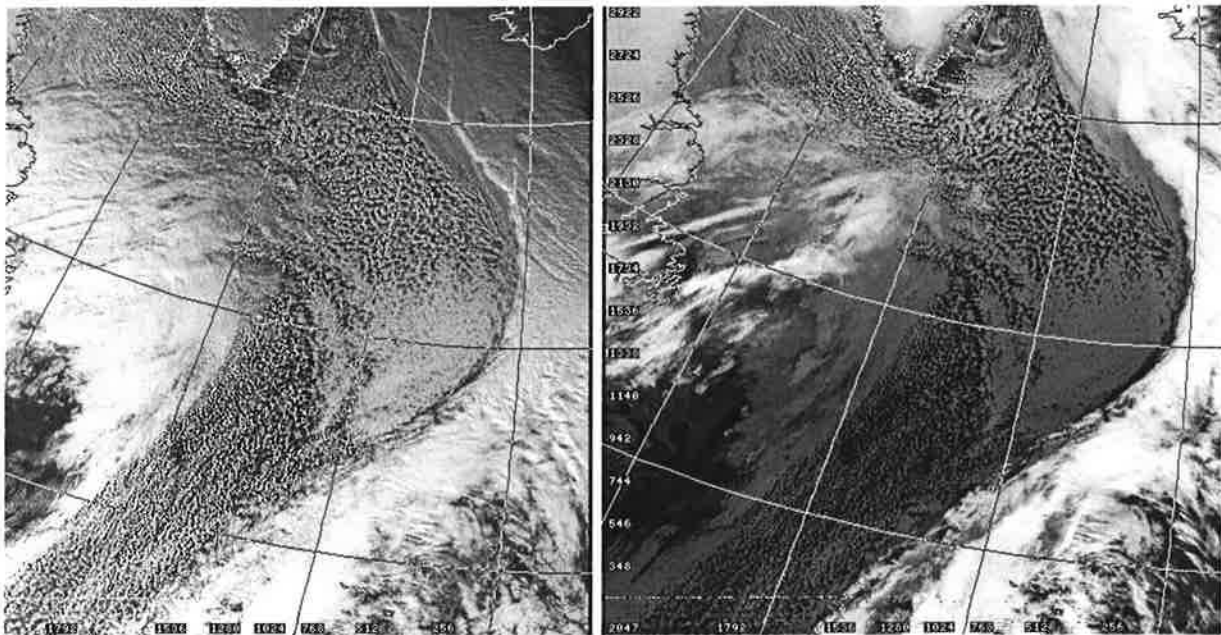


Abbildung 6.11: AHVRR Satellitenbilder vom 23.01.1997 15 UT. Das linke Bild zeigt den Kanal 2. Die Rückseitenzyklone ist im nahen Infrarot nur als großer weißer Wolkenschirm vor Neufundland zu sehen. Die Kanal 4 Aufnahme rechts verdeutlicht die konvektiv hochreichende Struktur dieser Rückseite. Die flachen zellularen Strukturen erscheinen dunkel gegenüber der regnenden Rückseitenstruktur. Hinter der stark ausgeprägten Kaltfront im Osten sind zahllose zellulare Schauerwolken zu erkennen.

6.2.7. Fallstudie vom 24. Januar 1997

Einen Tag später, am 24.01.1997, ist aus der Abspaltung der Kaltfront im Süden eine sehr markante und regnende Wolkenspirale entstanden. Das dominante Tief des Vortages ist in Zyklolyse befindlich und liegt bei Island. Die junge Zyklonogenese des Vortages ist nach Nordosten auf den Atlantik gezogen. Die stark regnende Kaltfront besitzt auf ihrer Rückseite ein Areal mit Schauertätigkeit, das in der Rückseitenzyklonenregion liegt (Abb. 6.12). Diese Rückseitenstruktur ist auf dem AVHRR Kanal 4 Bild von 15 UT bereits ansatzweise erkennbar. Die schmale Subsidenzzone hinter der Kaltfront geht direkt in eine Zone mit wirbelartiger Bewölkung über. Aus diesen Clustern entwickelt sich sieben Stunden später das Rückseitentief (Abb. 6.13).

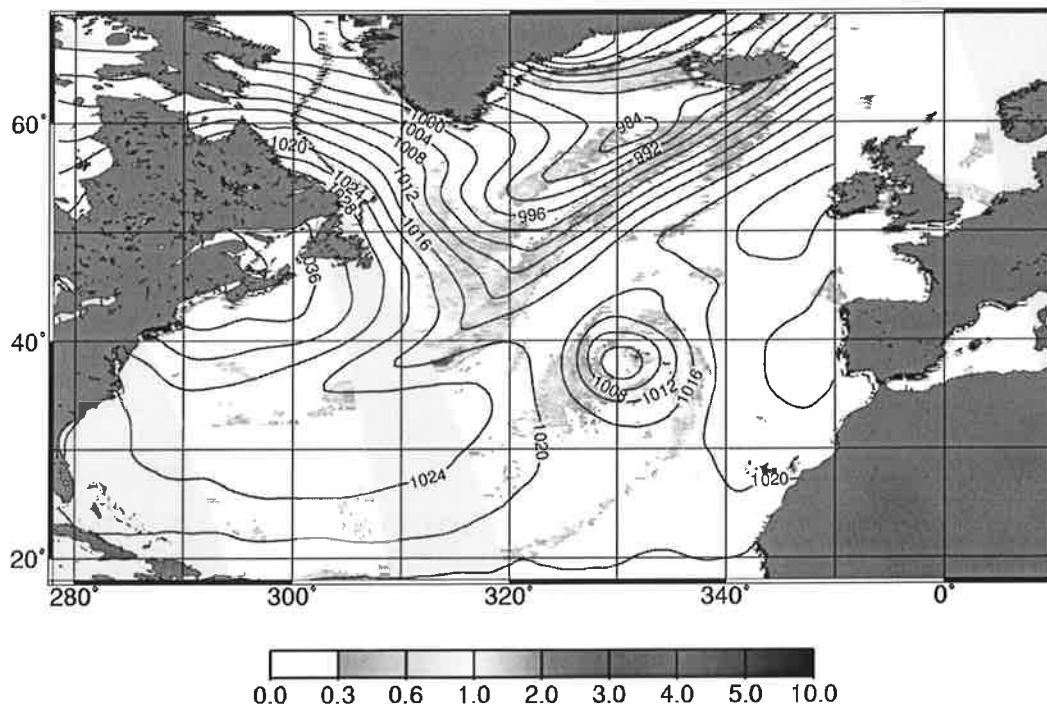


Abbildung 6.12: Niederschlag, abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Bauer Algorithmus in mm/h für die Fallstudie vom 24.01.97 abends „Heidi“.

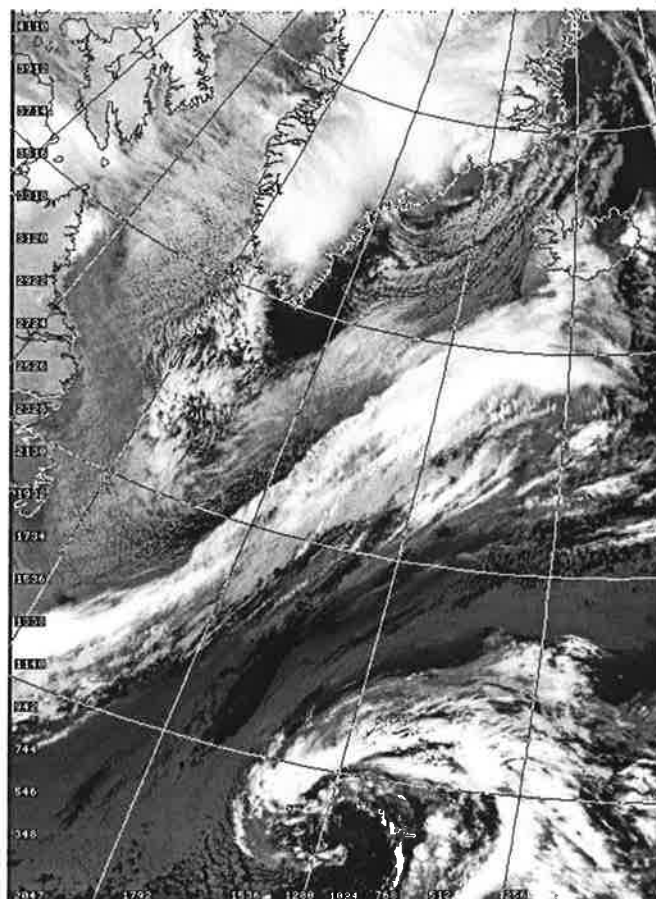


Abbildung 6.13: AHVRR Satellitenbild vom 24.01.1997 15 UT. Die Kanal 4 Aufnahme zeigt die konvektiv hochreichende Struktur dieser Rückseite etwa sechs Stunden vor der Fernerkundung durch SSM/I. Die flachen Kaltluftzellen erscheinen dunkel gegenüber der regnenden Rückseitenstruktur. Im Südosten ist die Genese des Tiefdruckwirbels zu sehen.

6.2.8. Fallstudie vom 14. März 1993, „Sturm des Jahrhunderts“

Der Blizzard vom 14.03.1993 an der Ostküste der USA zieht bis zum Mittag auf den Atlantik hinaus. Um 12 UT liegt der Kern der Zyklone mit heftigen Niederschlägen nördlich von Nova Scotia. Die Kaltfront erstreckt sich bis nach Kuba. Sie ist verhältnismäßig schmal und regnet bis zu 5 mm/h. Im südlichen Teil der Kaltfront bildet sich eine postfrontale Subsidenz aus, hinter der sich ein großflächiges Gebiet mit schweren Niederschlägen entwickelt. Diese Rückseite des Tiefs regnet im Zentrum bis zu 9.8 mm/h (Abb. 6.14). In diesem Gebiet waren zur Zeit des Tiefdurchgangs keine Schiffe vor Ort, weil eine Unwetterwarnung der US Behörden vorlag (Dickinson et al., 1997).

In Kapitel 10 wird dieses Ereignis mit ISCCP Satellitendaten verglichen. Die von SSM/I Bauer gezeigten Niederschläge sind plausibel, da die Bewohner der Ostküste der USA unter den Folgen der schwersten Schneestürme im Norden und Regenfällen

im Süden seit Jahrzehnten sowie den kompletten Zusammenbruch ihrer Mobilität litten (Dickinson et al., 1997). Derartige Niederschlagsmengen sind nicht aus einer schmalen Kaltfront zu erwarten. Das Satellitenbild zeigt die Situation der Zyklone bevor die Rückseite den Ozean erreicht hat. Die Kaltfront liegt bereits auf dem Atlantik. Deutlich ist über dem Festland der Ostküste das große Wolkengebiet zu erkennen, daß die verheerenden Niederschläge verursacht hat (Abb. 6.15).

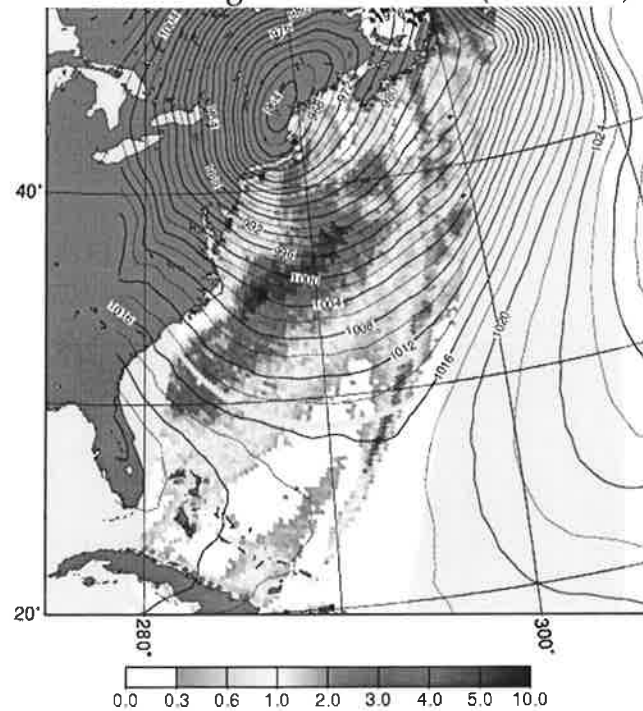


Abbildung 6.14: Niederschlag, abgeleitet aus SSM/I Daten mit dem Bauer Algorithmus in mm/h für die Fallstudie vom 14.03.93 morgens „Blizzard Sturm“.

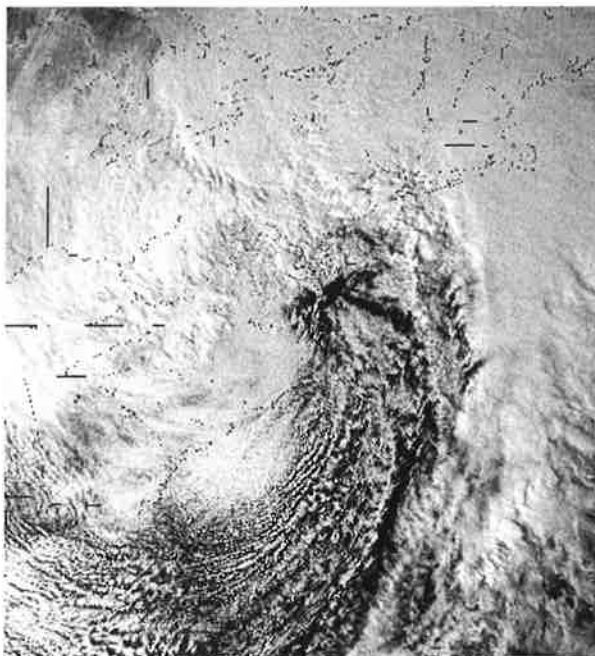


Abbildung 6.15: AVHRR Kanal 4 Aufnahme des Blizzardsturms vom 14.03.1993 00 UT. Die nördliche Küstenregion zeigt Nova Scotia. Die Kaltfront ist zu diesem Zeitpunkt gerade auf den Atlantik gezogen. Dahinter folgt die postfrontale Subsidenz. Die intensive Niederschlagszone ist als weißes Wolkengebiet über der Ostküste erkennbar. Ein Satellitenbild vom 14.03.1993 12 UT steht nicht zur Verfügung. Gut sichtbar ist die hochreichende Kaltfront und Rückseitenbewölkung über Land. Die Wolken der postfrontalen Subsidenz dagegen befinden sich deutlich tiefer.

6.3. Vergleich der Fronten zwischen SSM/I und mit EZMW Modell

Die aus SSM/I abgeleiteten Parameter Gesamtwasserdampf und Niederschlagsrate sind gute Indikatoren zum Lokalisieren von Fronten. Die Übereinstimmung der Positionen, Länge und Anzahl von Warm- und Kaltfronten sowie Okklusionen, sind eine wesentliche Voraussetzung, um Vergleiche und Aussagen zwischen dem EZMW Modell und den aus SSM/I abgeleiteten Parametern treffen zu können.

Dazu wurde ein Testdatensatz vom November 1992 herangezogen. Der November 1992 war ein Monat intensiver Zyklologese mit häufigen Stürmen auf dem Nordatlantik. Das betrachtete Gebiet umfaßt den gesamten Nordatlantik. Insgesamt bildeten sich 159 Fronten aus. Davon waren 64 gut ausgebildeten Zyklonenfronten zuzuweisen. 97 Fronten traten zwischen 30 und 60° Nord auf. 62 Fronten bewegten sich zwischen 60 und 80° Nord. Genutzt wurde das EZMW Bodendruckfeld von jeweils 06 und 18 UT. Diesem Druckfeld wurden Frontlinien zugewiesen. Mit den aus SSM/I abgeleiteten Parametern Niederschlag und Gesamtwasserdampf wurde genauso verfahren.

Die Untersuchung ergab eine sehr gute Übereinstimmung bezüglich der Anzahl der modellierten und fernerkundeten Warm- und Kaltfronten. Von 159 Fronten lagen 87 nicht weiter als 100 km auseinander. Zusätzlich wurde die Frontlänge zwischen EZMW und SSM/I verglichen. Von 64 gut ausgebildeten Zyklonenfronten lagen 59 innerhalb der 150 km Grenze. Die 5 verbleibenden konnten nicht fernerkundet werden, da die Warmfronten schon über dem Land lagen. Alle 32 Kaltfronten wurden zuverlässig innerhalb einer 150 km Spanne fernerkundet. Die detaillierten Ergebnisse der Untersuchung sind in Tabelle 6.1 für alle 159 Fronten und in Tabelle 6.2 für die 64 großen Zyklonenfronten aufgelistet. Darin wird zusätzlich noch zwischen Warmfronten/Okklusionen und Kaltfronten unterschieden.

Die Übereinstimmungen zwischen Frontpositionen und deren Längen zwischen EZMW und SSM/I sind so gut, daß die Werte, abgesehen von technischen Schwierigkeiten, als nahezu identisch betrachtet werden können. Probleme treten z.B. auf, wenn Fronten wegen des Landüberganges mit SSM/I nicht mehr fernerkundet werden können oder Datenlücken bestehen. Zudem werden junge Fronten, die bereits regnen, im EZMW Druckfeld noch nicht erkannt und umgekehrt ist es schwierig, nichtregnende Zyklolysefronten mit SSM/I fernzuerkunden. Diese dagegen zeigen sich noch deutlich im EZMW Druckfeld.

Abweichung (km)	Anzahl Fronten	Anzahl Kaltfronten	Fehlerursache	Fehlerquelle
0 - 10	25	13		
10 - 50	32	11		
50 - 100	30	8		
nicht erkannt	3	0	SSM/I Datenlücke	SSM/I
nicht erkannt	3	0	Zyklogenesefront	EZMW
nicht erkannt	28	0	Schwache Fronten	EZMW
nicht erkannt	19	0	Zyklolysefronten	SSM/I
nicht erkannt	1	0	Zyklogenese ohne Regen	SSM/I
nicht erkannt	18	0	Fronten über Land	SSM/I

Tabelle 6.1: Vergleich von 159 Fronten bezüglich ihrer Frontposition im EZMW Bodendruckfeld und der Position des Niederschlages aus SSM/I im November 1992.

Abweichung (km)	Anzahl Fronten	Anzahl Kaltfronten	Fehlerursache	Fehlerquelle
0 - 30	25	15		
30 - 70	20	11		
70 - 150	12	6		
nicht erkannt	2	0	SSM/I Datenlücke	SSM/I
nicht erkannt	0	0	Zyklogenesefront	EZMW
nicht erkannt	0	0	Schwache Fronten	EZMW
nicht erkannt	0	0	Zyklolysefronten	SSM/I
nicht erkannt	0	0	Zyklogenese ohne Regen	SSM/I
nicht erkannt	5	0	Fronten über Land	SSM/I

Tabelle 6.2: Vergleich von 64 Warm- und Kaltfronten bezüglich der Frontlänge im EZMW Bodendruckfeld und der erkennbaren Länge des Niederschlagsbandes aus SSM/I im November 1992.

6.4. Vergleich mit der HOAPS Klimatologie

Die Klimatologie HOAPS (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data) leitet u.a. aus SSM/I Daten globale Felder des Niederschlags ab (Jost et al., 1998; Jost et al., 1999; Jost, 2000; Bakan et al., 2000). Diese liegen u.a. als neunjährige Monatsmittel vor. Der Vergleich ist nicht unabhängig, da der gleiche Niederschlagsalgorithmus von Bauer wie in dieser Arbeit verwendet wird. Der Vergleich des neunjährigen Monatsmittels von Februar 1997 (Abb. 6.13) zeigt deutlich, daß die in dieser Arbeit gezeigten Rückseitenzyklonen mit ihren hohen Niederschlägen systematisch und häufig vorkommen. Das Niederschlagsband zieht sich von der ostamerikanischen Küste, dem Gebiet permanenter Zyklonogenese, bis in die Region vor Neufundland und knickt dann Richtung Davisstraße ab und endet dort. Dieses Gebiet ist identisch mit den in Kapitel 6.2 gezeigten heftig regnenden Rückseitenzyklonen.

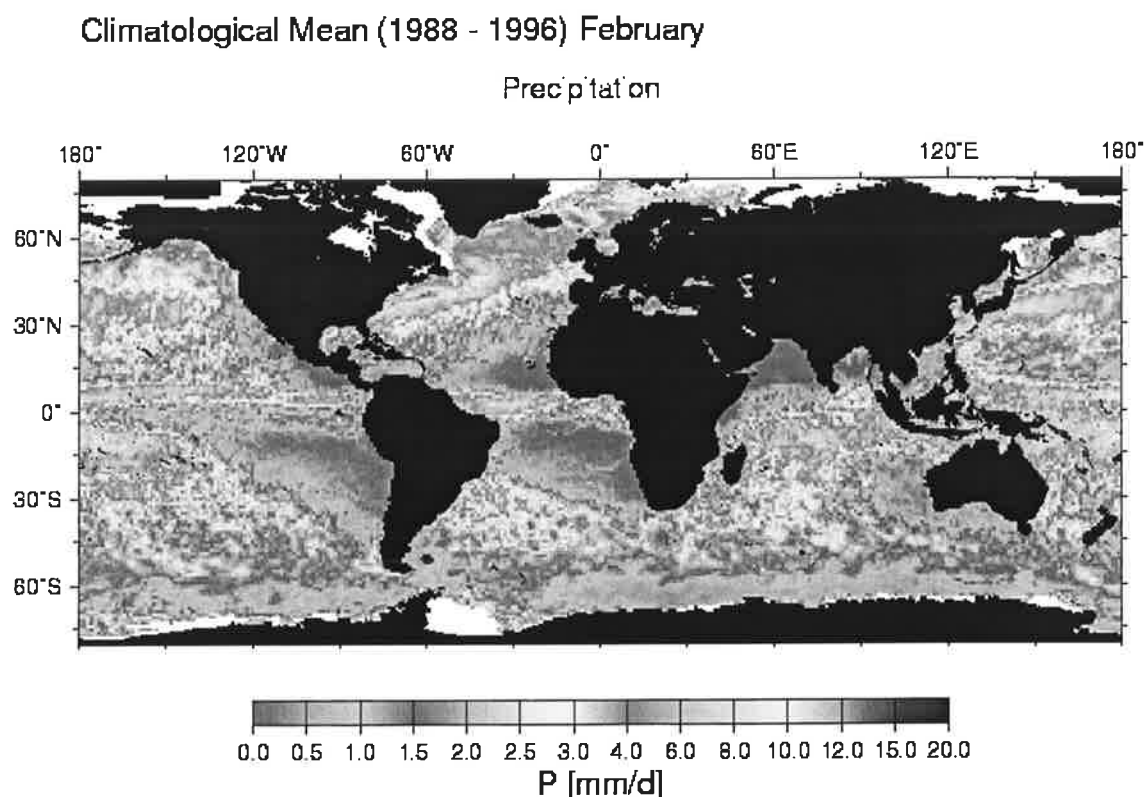


Abbildung 6.13: Klimatologisches Mittel von 1988 bis 1996 der HOAPS Klimatologie für Februar 1997. Die Niederschlagsanomalie vor Neufundland und im nordamerikanischen Zyklonogenesegebiet ist deutlich zu erkennen (Jost, 2000).

7. EZMW UND REMO MODELLVERGLEICHE

7.1. Überblick

Das operationelle EZMW (Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage) Modell sollte alle energetisch wichtigen Parameter richtig erfassen. Nur dann kann davon ausgegangen werden, daß die wichtigen Prozesse richtig wiedergegeben werden und zuverlässige Klimaläufe und Wettervorhersagen erstellt werden können. Die Überprüfung des Modells auf seine Güte erfolgt mit Messungen von hoher Qualität, die über dem Ozean nur von Satelliten geliefert werden können. Die in Kapitel 6 fernerkundeten Niederschlagsverteilungen und -intensitäten in nordatlantischen Zyklonen werden daher in diesem Kapitel mit den EZMW Niederschlägen derselben Fallstudien verglichen.

Die operationellen Aktivitäten des EZMW begannen 1979. Seitdem umfaßt das Archiv des Zentrums operationelle Analysen und Vorhersagen, die für die Wissenschaft für Studien, Vergleiche und Anwendungen von großer Bedeutung sind (ECMWF/WCRP, 1999). Auch in dieser Arbeit werden die Daten des Zentrums herangezogen, um die fernerkundeten Parameter mit dem Modell zu vergleichen. Das EZMW Modell zur Erstellung der operationellen Analysen unterliegt dabei stetigen Anpassungen und Veränderungen, bedingt durch neue Techniken bei der Erstellung von Analysen, der Datenassimilation und dem Einfügen neuer Meßsysteme in das Modell, sowie durch neue Beobachtungen, die bislang unbekannte Prozesse aufzeigen und z.B. Änderungen der Parameterisierungen zur Folge haben.

Aus Gründen endlicher Rechnerkapazitäten kann das operative, globale EZMW Modell nicht auf einem hochauflösenden zeitlichen und räumlichen Gitter erstellt werden. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit der Erstellung von Regionalmodellen wie z.B., das in dieser Arbeit verwendete **REgional MOdell (REMO)**. Diese können auf einem hochauflösenden Gitter mit hoher zeitlicher Auflösung räumlich begrenzte Gebiete, wie z.B. den Nordatlantik und dessen Wettergeschehen simulieren. Die Physik beruht dabei nahezu identisch auf der des globalen Modells. Diese Technik erlaubt die genauere Untersuchung von Prozessen und Phänomenen und damit auch einen genaueren Vergleich mit fernerkundeten Größen, so daß wiederum eine qualitative Verbesserung der regionalen Modelle angestrebt werden kann. Diese Verbesserungen können dann wiederum in das operationelle globale Modell fließen, um dieses stückweise in seiner Qualität und Vorhersage zu verbessern.

7.2. Vergleich der EZMW Niederschlagsfallstudien mit SSM/I Bauer

Das EZMW Zentrumsmodell wurde in mehreren Schritten in seiner räumlichen Auflösung verbessert. Die T106L19 Auflösung von 1987 wurde im September 1991 durch die T213L31 Auflösung abgelöst, die vertikal in 31 Schichten vom Boden bis in 30 km Höhe reicht. Die T213 bezieht sich auf eine räumliche Auflösung von 213 Wellen um einen Großkreis des Globus. Das Modellgitter besitzt mit 0.5620° eine horizontale Auflösung von etwa 60 km. Einbezogen wird die Orographie, drei Oberflächen und Bodenschichten für Vegetation und Abfluß, hohe, tiefe, mittelhohe und konvektive Wolken, stratiformer und konvektiver Niederschlag, Kohlendioxyd, Aerosol, Ozon, Sonnenwinkel, Diffusion, Boden- und Ozeanoberflächenrauigkeit, SST, Bodenfeuchte, Schneefall, Schneebedeckung und Schneeschmelze, solare und terrestrische Strahlung, atmosphärische- und Bodenreibung, Verdunstung und der sensible und latente Wärme fluß. Die für die Entstehung von Niederschlag im Modell u.a. verantwortliche Konvektion ist nach Tiedtke (1989) parameterisiert.

Verwendete Datenquellen sind Satelliten (SATOB, TOVS, SATEM), globale atmosphären Daten (AIREP, AMDAR, TEMP,PILOT), Ozeandaten (SYNOP/SHIP, PILOT/SHIP, TEMP/SHIP, DRIBU) und Landdaten (SYNOP). Etwa 40.000 Beobachtungsdaten fließen pro Analyse in das Modell ein (ECMWF/WCRP, 1999).

Die operationellen Analysen und Vorhersagen liegen gemäß der WMO (World Meteorological Organization) auf dem FM92 GRIB Code vor. Die GRIB Codedaten werden eingelesen und unter Verwendung von weiteren Routinen in plotfähige Datensätze umgewandelt, die die gleiche Darstellungsform wie die der SSM/I Daten ermöglichen. Die für diese Arbeit verwendeten EZMW Parameter sind in Tabelle 7.1 aufgelistet. Die abgeleiteten Produkte liefern globale Felder für die vier synoptischen Termine 00, 06, 12 und 18 UT. Das EZMW erstellt vier verschiedene Produkte, die First Guess Datensätze (FG), die Vorhersagen, die Analysen sowie neuerdings die ERA Daten (EZMW Re-Analysis).

Die First Guess Daten enthalten die sechsständigen Vorhersagen. Der GRIB Code Header enthält den jeweiligen Termin der Initialisierung, das dazugehörige Feld jeweils die sechsständige Prognose. Dabei ist zu beachten, daß der Niederschlag dem sechsständigen Integral von der Initialisierung bis zum Vorhersageende entspricht, der Bodendruck dagegen das Feld auf den Termin der Vorhersage darstellt. Die Vorhersage liefert zehntägige Prognosen vom Zeitpunkt der Initialisierung an, wobei die gerechneten Zeitintervalle der Prognosen zunächst sechsständlich, später 12-stündlich vorliegen und gegen Ende des Vorhersagezeitraumes nur noch 24-stündlich ausgegeben werden. Diese Daten sind wegen ihrer großen Ungenauigkeit für diese Arbeit nicht von Bedeutung.

Da das erste Zeitintervall der Vorhersage, die sechsständige Prognose, dem First Guess entspricht, wird die Vorhersage in dieser Arbeit nicht verwendet. Benutzt werden die First Guess Daten für alle sieben Parameter.

Die EZMW Analysen unterscheiden sich vom First Guess Datensatz durch eine Korrektur, die auf einer neuerlichen Assimilation von Eingangsdaten zum vorhergesagten Zeitpunkt beruhen. Die Eingangsdaten, z.B. SYNOP, werden dabei zur Korrektur der Analyse nicht gegen die Modellwerte des First Guess ausgetauscht, sondern mit Plausibilitätsroutinen geprüft und nach der Assimilation an das bestehende Feld angepaßt. Daraus entsteht ein optimiertes Datenfeld, die Analyse. Diese wird jedoch nur für wenige Parameter vom EZMW erstellt, so z.B. für den Bodendruck, der zur Kontrolle des First Guess in dieser Arbeit ebenfalls verwendet wird. Der Niederschlag wird in der EZMW Analyse nicht korrigiert, so daß der First Guess das einzig repräsentative Niederschlagsfeld des EZMW bildet. Für den sechsstündigen Gesamtniederschlag werden die Codes 142 und 143 addiert (Tabelle 7.1). Die Modellbezeichnungen stratiform und konvektiv sind nicht äquivalent zur synoptischen Bezeichnung. Eine getrennte Darstellung dieser Parameter ist somit nicht sinnvoll. Stratiformer Modellregen tritt ein, wenn die Gitterbox zu 100% bewölkt ist, konvektiver Modellregen dagegen fällt aus partiell bedeckten Gitterboxen. Die getrennte Darstellung der Codes 142 und 143 enthält keine meteorologische Aussage.

EZMW Parameter	Code	Einheit	Zeitraum
Gesamtwassersäule	136	kg/m ²	Jan/Feb97
Gesamtwasserdampfsäule	137	kg/m ²	Jan/Feb97
SST	139	K	Nov92, Jan/Feb97
Stratiformer Niederschlag	142	m Wasser	Nov92, Mar93, Jan/Feb97
Konvektiver Niederschlag	143	m Wasser	Nov92, Mar93, Jan/Feb97
Bodendruck auf NN ₀	151	Pa	Nov92, Mar93, Jan/Feb97

Tabelle 7.1: Die zur Verfügung gestellten und verwendeten Parameter aus den 6 stündigen EZMW First Guess Daten sowie deren Datenabdeckung. Der Code 151 steht zudem als Analyse zur Verfügung.

Die Abbildungen 7.1 bis 7.5 zeigen die Niederschlagsverteilung und Intensität für die Fallstudien aus Kapitel 5 und 6 für den FG Niederschlagsdatensatz des EZMW Modells. Die verfügbare Datenabdeckung reicht dabei von 10° bis 90° West und 10° bis 70° Nord. Die Abbildungen sind mit denen des SSM/I Bauer Algorithmus in Kapitel 6 zu vergleichen.

Es muß berücksichtigt werden, daß die SSM/I Daten instantane Messungen sind, während das Modell ein Niederschlagsintegral über 6 Stunden darstellt. Dadurch kann es im Modell, abhängig von der Verlagerungsgeschwindigkeit des Systems, zu Verschmierungseffekten des Niederschlages über ein größeres Gebiet als bei SSM/I kommen. Für die Niederschlagsrate im Modell kann dieser Effekt zu geringeren Wer-

ten als beim SSM/I führen. Untersuchungen mit den SSM/I Daten, bei denen der Niederschlag auf ein 1° und ein 2.5° Gitter gerechnet wurde, zeigten jedoch, daß grundsätzlich jede flache Verteilung wiedererkannt wird und sich lediglich die Peaks in ihrer Intensität verringern (nicht gezeigt). Diese Effekte gelten auch für das auf T213 gerechnete EZMW Modell. Die Auswertung des Niederschlagsvergleichs zwischen dem EZMW Modell und den SSM/I Bauer Daten zeigt für alle Fallstudien überraschend ähnliche Ergebnisse. In der Diskussion wird daher nicht mehr speziell auf alle zehn Fallstudien eingegangen.

Abbildung 7.1 oben zeigt das EZMW Niederschlagssystem der Zyklone „Caroline“ vom 17.02.1997 zwischen 06 und 12 UT. Der Verlauf der Fronten wird nahezu identisch zu den SSM/I Bauer Ergebnissen abgebildet. Der Vergleich zwischen dem tropischen Schauersystem, der jungen Zyklognese vor der amerikanischen Küste, dem Kern der Kaltfront in der Zyklone „Caroline“ oder dem Schauerband nahe dem Tiefdruckkern südwestlich Islands zeigt, daß SSM/I Bauer und das EZMW Modell zu nahezu identischen Aussagen über das Niederschlagsregime auf dem Nordatlantik kommen. Dies gilt sowohl für die Lage der Niederschlagssysteme als auch für deren Intensitäten. Das bestätigt auch die sehr gute Übereinstimmung der frontalen Niederschlagsbänder im SSM/I Bauer und EZMW Feld mit dem gezeigten EZMW Bodendruckfeld von 06 UT. Kleinskalige Schauer im subtropischen Bereich werden dagegen nur von SSM/I Bauer erkannt. Zu drastischen Unterschieden im Niederschlag kommt es dagegen auf der kalten Rückseite der Zyklone „Caroline“. Der Vergleich zwischen Abbildung 6.1 und 7.1 oben zeigt, daß die bei SSM/I Bauer stark regnende Rückseite im EZMW Modell fast vollständig fehlt. Die Niederschlagsintensitäten liegen mit maximal 0.9 und durchschnittlich 0.4 mm/h im Modell bis zu einem Faktor 10 unter den Abschätzungen von SSM/I Bauer. Der gesamte Rückseitenniederschlag wird im Modell als stratiform gekennzeichnet. Teile der Rückseitenstruktur sind dennoch, leicht nach Norden verschoben, erkennbar. Das Satellitenbild des AVHRR (Abb. 6.2) zeigt jedoch stark ausgeprägte, konvektive Wolkencluster in dieser Region.

Die für den 17.02.1997 gemachten Aussagen treffen für alle weiteren gezeigten Fälle zu. Die frontalen Situationen werden nahezu identisch abgebildet, sowohl die Positionen und Längen der Fronten als auch deren Niederschlagsintensität. Subtropische Schauergebiete werden vom Modell erkannt, sobald mehr als zwei Modellpixel betroffen sind. Die Niederschlagsverteilung in jungen Zyklonen vor der amerikanischen Küste wird dagegen häufig verschieden wiedergegeben. Die Niederschlagsintensitäten stimmen jedoch gut überein. Das liegt an der großen Dynamik dieser in Zyklognese befindlichen Tiefdruckgebiete. Innerhalb weniger Stunden verändern sie ihr Erscheinungsbild zum Teil erheblich, wie Abbildung 6.4 zeigt. Ein Integral über sechs Stunden kann dort zu großen Modellunsicherheiten in der Lage der Zyklone führen, die Intensitäten werden dagegen gut vom Modell erkannt.

Die kalten Rückseitenzyklonen mit ihren heftigen Niederschlägen sind dagegen über Zeiträume von bis zu 14 Stunden stabil. Sie wandern in dieser Zeit nur wenig in der Strömung mit und sind in ihrer Erscheinung quasistationär an ihre geographische Lage gebunden. Außerhalb des in Kapitel 6 beschriebenen Gebietes, das für die Bildung der Rückseitenzyklonen charakteristisch ist, wurden nur in Auflösung befindli-

che Schauerstrukturen fernerkundet. Diese Rückseitenzyklonen fehlen grundsätzlich im EZMW Modell. Teilweise wird die grobe Struktur der Zyklone, wie im Falle des 17.02.97, bruchstückartig erkannt. Die Niederschlagsintensitäten dagegen sind gegenüber dem SSM/I Bauer Algorithmus bis zu einem Faktor 10 zu niedrig. Häufig werden diese Rückseitentiefs vom Modell systematisch nicht erkannt, wie am Beispiel des 09.02.97 in Abbildung 7.2, und am 23. und 24.01.97 in Abbildung 7.4 gezeigt wird.

Untypisch sind die Fälle vom 14.02.1997 und 14.03.1993. Die Sekundärzyklone des Tiefs von 14.02.1997 liegt mit dem stark regnenden Gebiet direkt südwestlich am Kern der Hauptzyklone. Die Strukturen im Satellitenbild weisen das Gebilde als Rückseitentief aus (Abb. 6.7). Die starken Niederschläge des SSM/I Bauer Algorithmus weisen zusätzlich auf dessen Existenz hin. Im EZMW Modell enden die starken Niederschläge schon im Kern der Zyklone. Die Rückseite weist Niederschläge von maximal 1 mm/h auf (Abb. 7.1 unten), denen 5.5 mm/h bei SSM/I Bauer gegenüberstehen (Abb. 6.6). Schiffe in diesem Gebiet melden dagegen „very violent rain showers“ (Kap. 11).

Ein seltener Fall eines Rückseitenniederschlags vor der Ostküste der USA dokumentiert die Fallstudie vom 14.03.1993. Der Vergleich dieses Blizzard Sturmes bezüglich des Niederschlags zeigt drastische Unterschiede in der kalten Rückseite und gute Übereinstimmung in der Kaltfront. In der Kaltfront überschreitet das Modell sogar 10 mm/h Niederschlag. Dem stehen 7.7 mm/h im SSM/I Bauer Algorithmus gegenüber (Abb. 6.14 und 7.5). Die kalte Rückseitenluft, die der amerikanischen Ostküste „sintflutartige“ Regenfälle und Schnee brachte, existiert im Modell nicht. Im Modell existiert hinter der Kaltfront nur ein mit 0.3 mm/h nieselndes Gebiet der Größe Floridas. SSM/I Bauer zeigt dagegen auf der Rückseite maximal 9.9 mm/h Niederschlag. Das Rückseitenareal mit Niederschlägen größer 8 mm/h entspricht im SSM/I Bauer Algorithmus der Größe Floridas. Das Starkregengebiet bis 4.5 mm/h ist so groß, wie die gesamte Ostküste der USA. Angesichts der in Dickinson et al. (1997) beschriebenen Niederschläge in diesem Blizzard, muß die Niederschlagsverteilung und Intensität des EZMW Modell stark angezweifelt werden, während die Aussagen des SSM/I Bauer Algorithmus realistisch erscheinen.

Die neu erstellten ERA-1 und ERA-40 Daten können im Rahmen dieser Arbeit nicht genutzt werden, da die ERA-1 Daten den Zeitraum von 1979 bis Februar 1993 umfassen (Gibson et al., 1997) und somit vor dem Untersuchungszeitraum dieser Arbeit enden. Die neuen ERA-40 Daten stehen bislang nicht zur Anwendung zur Verfügung. Erste Resultate ergeben jedoch, daß die ERA-40 Daten weniger Niederschlag über dem Nordatlantik aufweisen als die operationellen First Guess und Analysedaten, die in dieser Arbeit verwendet wurden (pers. Mitt., Arpe).

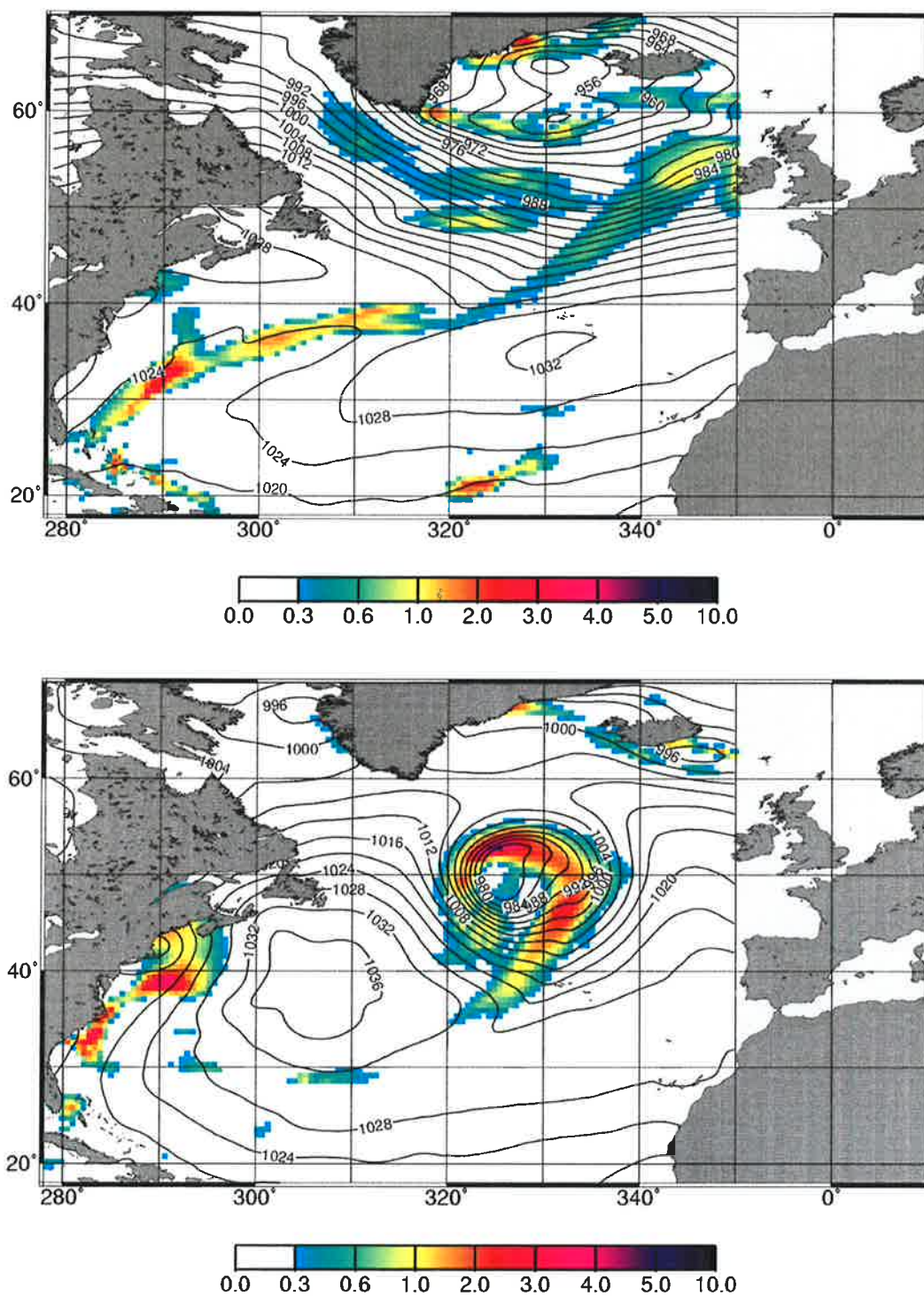


Abbildung 7.1: Niederschlagsverteilung, abgeleitet aus EZMW Modelldaten in mm/h.
 Oben: Fallstudie vom 17.02.97 morgens „Caroline“.
 Unten: Fallstudie vom 14.02.97 abends.

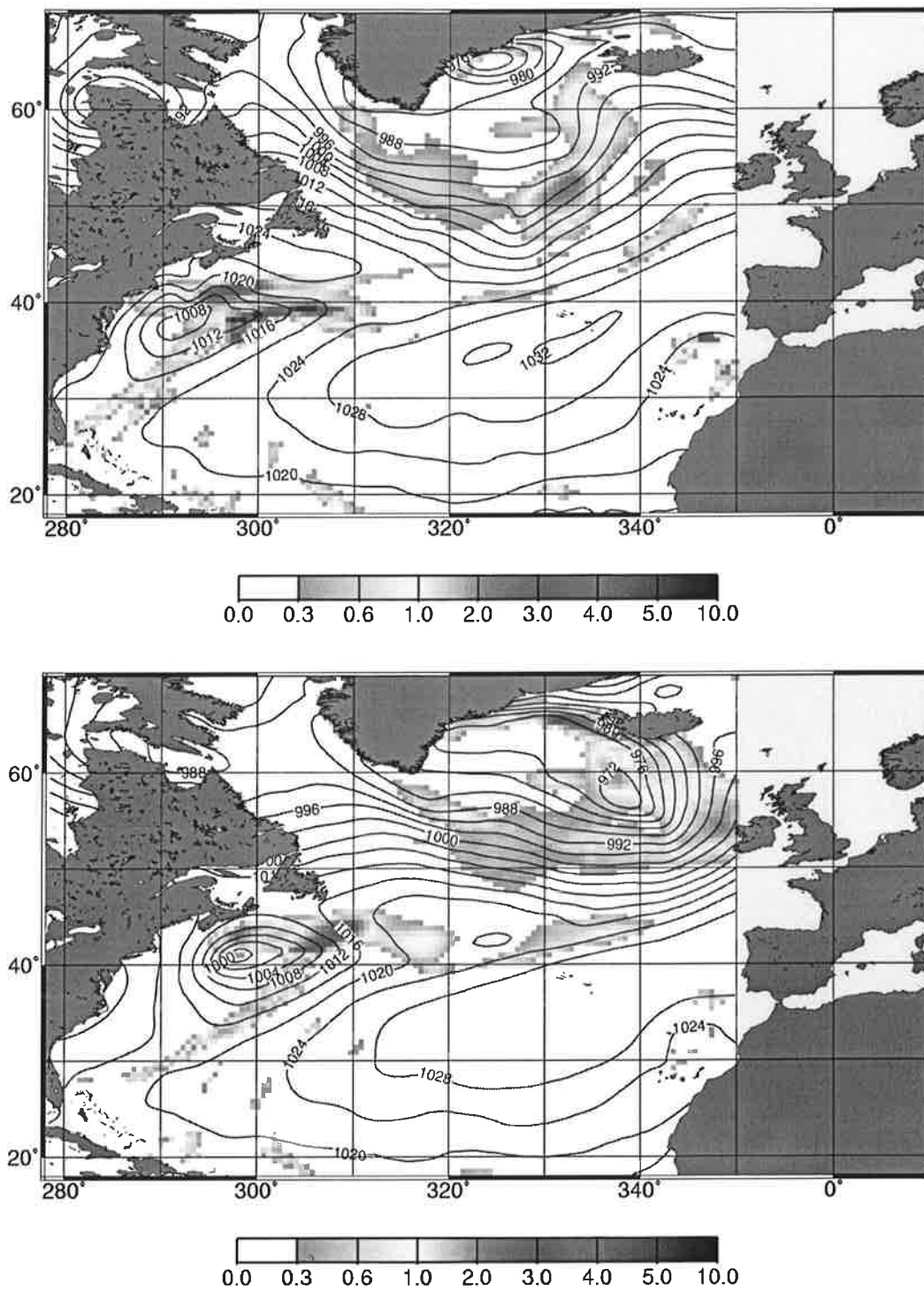


Abbildung 7.2: Niederschlagsverteilung, abgeleitet aus EZMW Modelldaten in mm/h.
Oben: Fallstudie vom 09.02.97 morgens „Zacharia“.
Unten: Fallstudie vom 09.02.97 abends „Zacharia“.

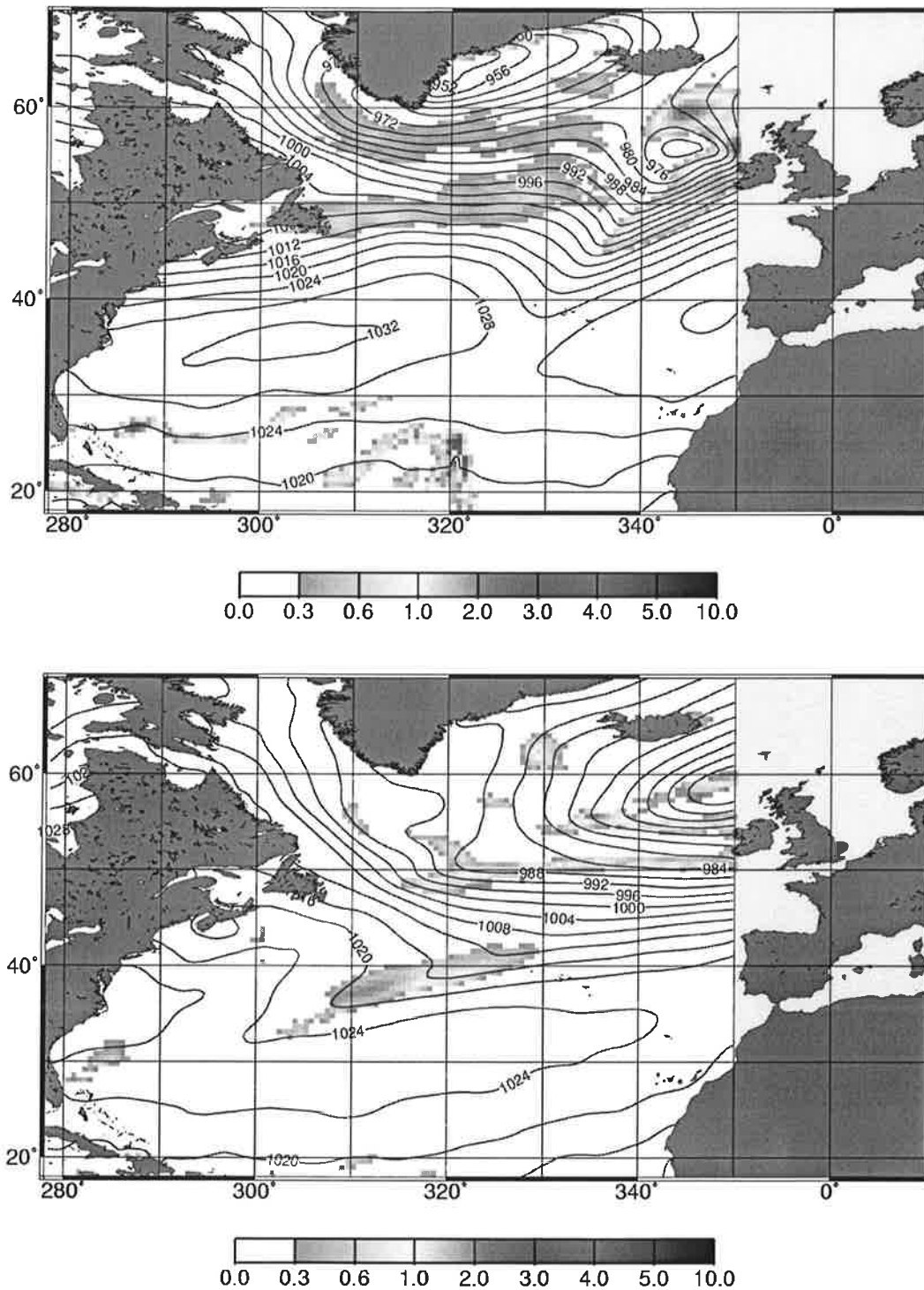


Abbildung 7.3: Niederschlagsverteilung, abgeleitet aus EZMW Modelldaten in mm/h.
Oben: Fallstudie vom 19.02.97 morgens „Daniela“.
Unten: Fallstudie vom 24.02.97 abends „Heidi“.

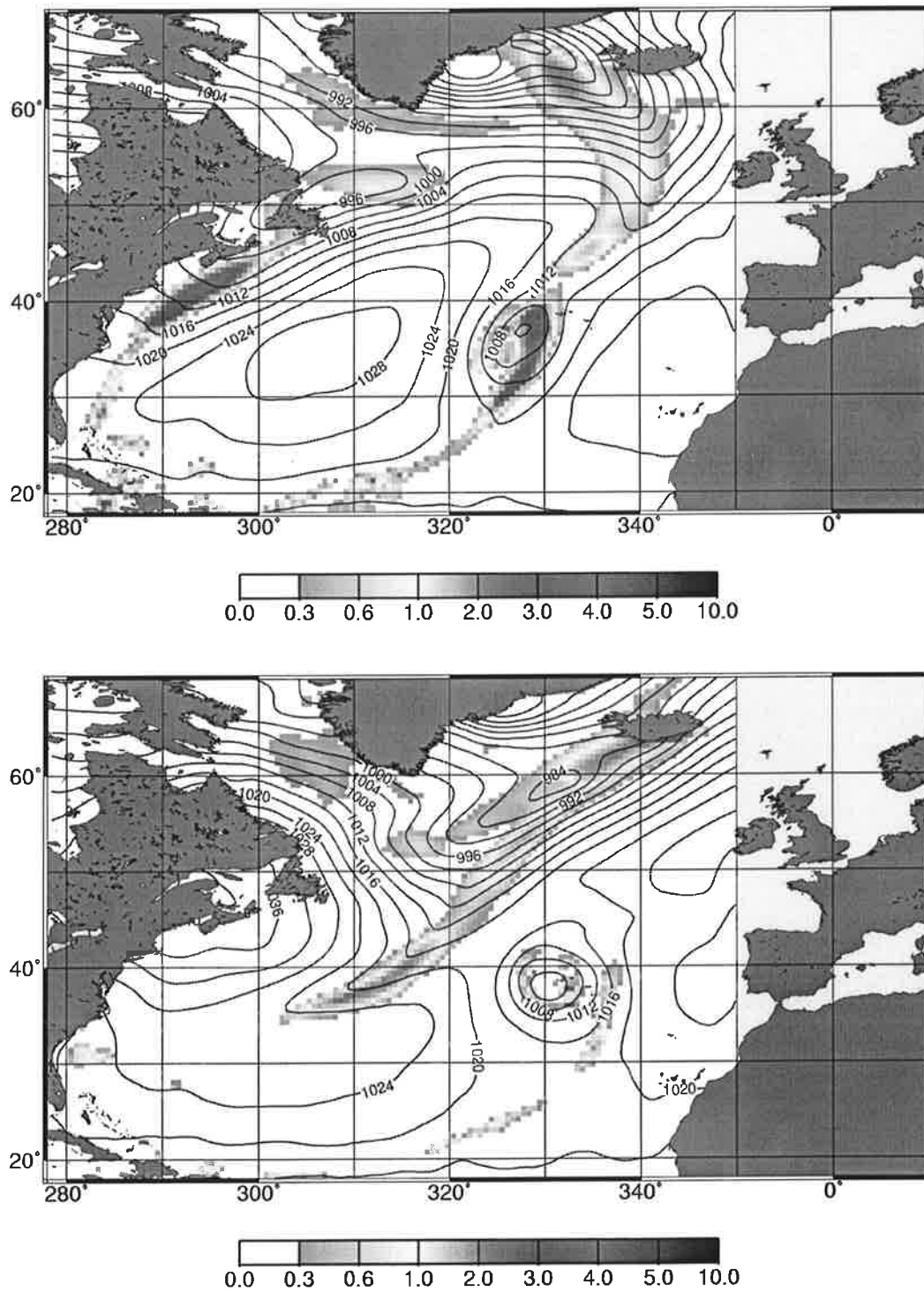


Abbildung 7.4: Niederschlagsverteilung, abgeleitet aus EZMW Modelldaten in mm/h.
 Oben: Fallstudie vom 23.01.97 morgens.
 Unten: Fallstudie vom 24.01.97 abends.

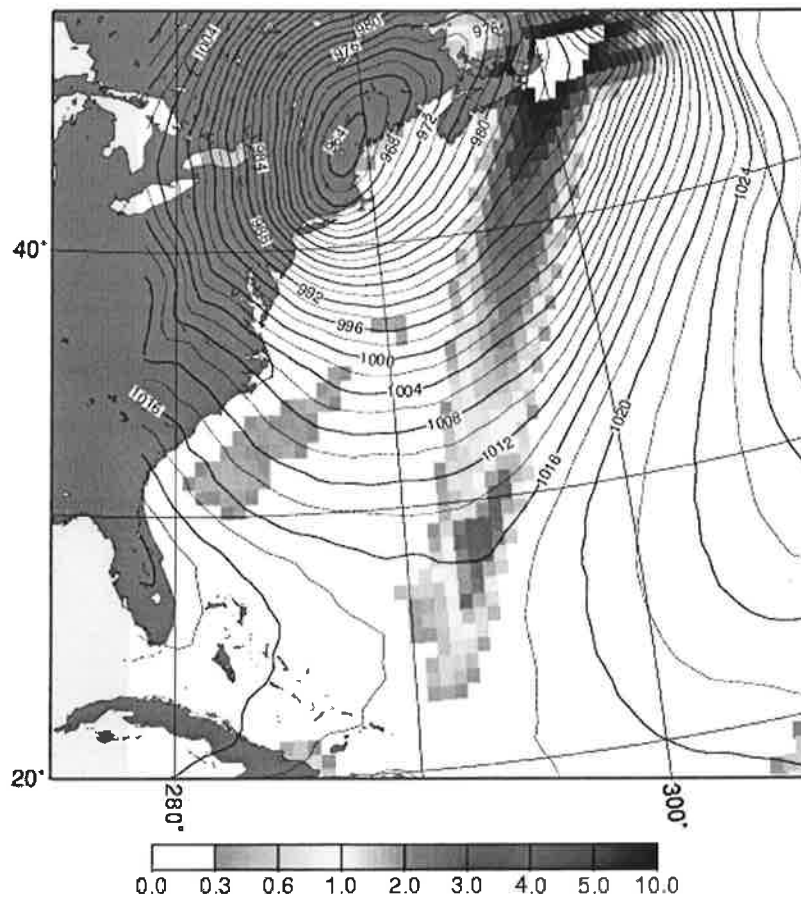


Abbildung 7.5: Niederschlagsverteilung, abgeleitet aus EZMW Modelldaten für den 14.03.1993 morgens.

Die großen Unterschiede im Rückseitenniederschlag und die guten Übereinstimmungen für alle frontalen Niederschläge zwischen SSM/I Bauer und dem EZMW Modell sind in Kapitel 6 und den Abbildungen 7.1 bis 7.5 dokumentiert. Diese Aussagen sind in Abbildung 7.6 zusätzlich qualitativ als Streudiagramm dargestellt. Für jeden Ort auf dem Nordatlantik, an dem eine dem Termin entsprechende Schiffsniederschlagsbeobachtung erfolgte, wurde die Niederschlagsmenge von SSM/I Bauer und dem Modell in mm/h verglichen. Für alle neun untersuchten Fallstudien ergaben sich 100 Schiffsniederschlagsmeldungen, die in Kapitel 11 beschreiben werden. Diese 100 Meßorte wurden in die Kriterien Kaltfront, Warmfront, kalte Rückseite und junge Zyklonogenese sowie subtropische Schauersysteme unterteilt. Abbildung 7.6 zeigt deutlich die zu erwartende Streuung der frontalen und zyklogenetischen Niederschläge um die Werte von SSM/I Bauer. Die Ergebnisse für den Kaltfrontenvergleich zeigen sehr gute Übereinstimmungen. Bei Niederschlagsmengen bis 3 mm/h sind die Ergebnisse fast identisch. Zu größeren Niederschlagsmengen wird die Streuung dann nicht unerwartet größer, bleibt aber plausibel. Gänzlich anders verhält sich der Vergleich bei den kalten Rückseitenzyklonen. Hier liegen fast alle Werte des EZMW Modells

nahe oder auf der Nulllinie. Die vom SSM/I Bauer Algorithmus postulierten Rückseitenniederschläge sind im EZMW Modell nicht existent.

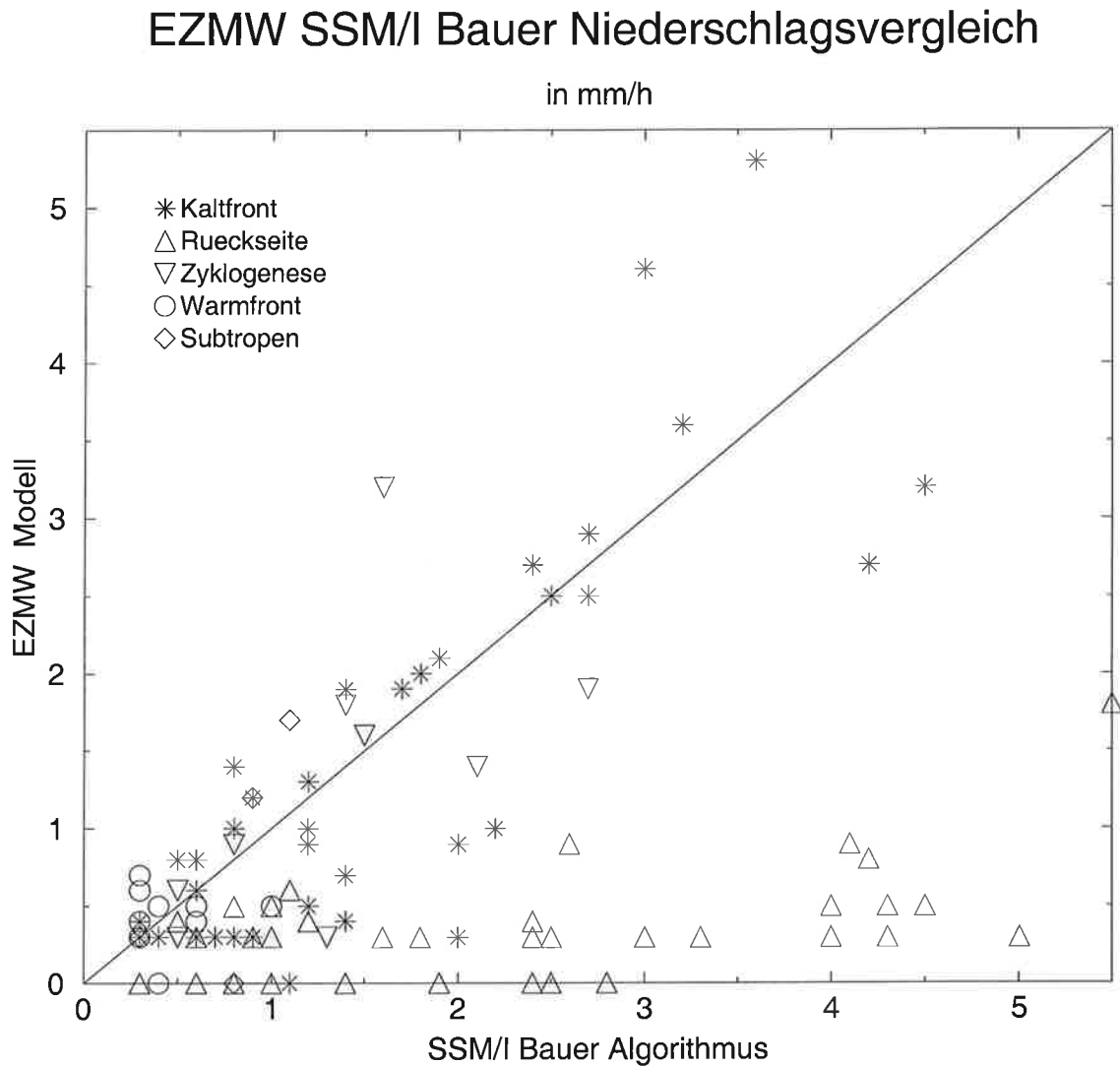


Abbildung 7.6: Vergleich von Niederschlagsraten zwischen dem SSM/I Bauer Algorithmus und dem EZMW Modell für die Stationen auf dem Nordatlantik, an denen unabhängige Schiffswettermeldungen vorliegen. Die Niederschlagsereignisse sind getrennt nach Kaltfront, Rückseitenzyklonen, Zyklonogenesegebieten, Warmfronten und subtropischen Schauer systemen. Datengrundlage bilden die in Kapitel 5 gezeigten Fallstudien.

7.3. Vergleich der REMO Niederschlagsfallstudien mit SSM/I Bauer

In diesem Unterkapitel wird der aus Satellitendaten abgeleitete SSM/I Bauer Niederschlag mit einem Regionalmodell verglichen. Dadurch ergibt sich die Möglichkeit zu prüfen, ob die Unterschiede zwischen SSM/I Bauer und dem EZMW Modell auf der ungleichen zeitlichen Auflösung beruhen. Wenn das Niederschlagsintegral über sechs Stunden im EZMW Modell oder die geringe räumliche Auflösung für das Ausbleiben der Rückseitenniederschläge verantwortlich wäre, sollte ein Regionalmodell in der Lage sein, durch eine höhere raumzeitliche Auflösung diese Niederschlagsprozesse zu erkennen.

Für diese Untersuchungen wird das dreidimensionale hydrostatische Modell REMO (REgional MOdell) benutzt (Jacob und Podzun, 1977). Es stammt aus dem EM (Europa Modell) (Majewski, 1977), das vom Deutschen Wetterdienst entwickelt wurde. Der dynamische Teil des Modells entspricht dem EM. Am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg wird das Modell mit der physikalischen Parameterisierung des ECHAM4 Klimamodells betrieben (Roeckner et al., 1996).

Für die in dieser Arbeit durchgeführten Simulationen wurde eine horizontale Auflösung von $1/6^\circ$ gewählt. Das entspricht 18.5 km. Das Gebiet der Bodenbibliothek umfaßt den gesamten Nordatlantik sowie die angrenzenden Kontinente mit 505×361 Gitterelementen ebenfalls in $1/6^\circ$ Auflösung. Die Bodenbibliothek enthält die Orographie, die Bodenrauhigkeit, die Bodenbedo, die Bodentypen, die Land-See-Maske, die Waldbedeckung, die Vegetationsbedeckung, die Feldkapazität des Bodens und den Blattflächenindex. Innerhalb dieses Gebietes wurde ein kleineres Gebiet von 241×181 Gitterelementen erzeugt, das über dem Nordatlantik variabel verschoben werden kann, um die zu untersuchenden Zyklonen optimal zu erfassen (Abb. 7.7).

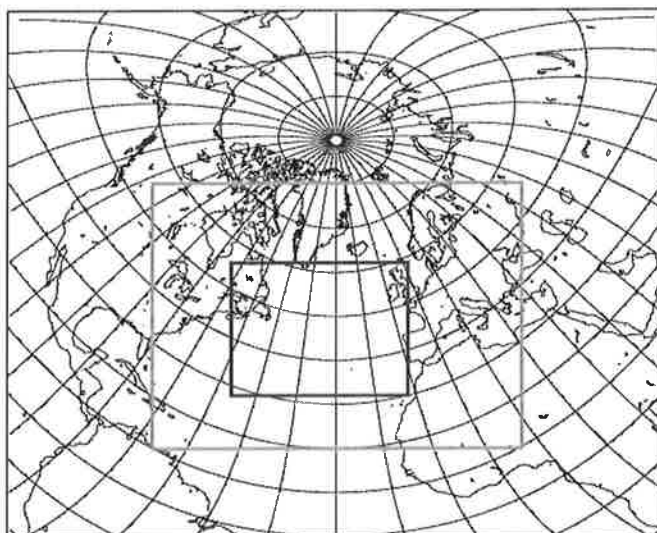


Abbildung 7.7: Die variable geographische Lage des kleinen Modellgebietes in dem die Zyklonen mit REMO simuliert werden (innerer Kasten) liegt innerhalb des grossen Bereichs für den die Bodenbibliothek vorliegt (äusserer Kasten).

Die vertikale Auflösung des Modells besteht aus 20 Schichten. Der Zeitschritt bei $1/6^\circ$ beträgt 60 Sekunden. Die Simulation der Zyklonen erfolgt unter Verwendung der EZMW Analysen in der T213 Auflösung als Rand- und Anfangsdaten.

Die physikalischen Parameterisierungen gemäß ECHAM4 umfassen die vertikale Diffusion, die Konvektion, ein prognostisches Wolkenschema und ein Bodenmodell. Bei der vertikalen Diffusion wird der turbulente Transport von Impuls, Wärme, Wasserdampf und Wolkenwasser für die Bodenschicht nach der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie berechnet. In der freien Atmosphäre wird der turbulente Transport mit einem turbulenten Diffusionsansatz berechnet. Der Austauschkoefizient hängt von der turbulenten kinetischen Energie ab (Brinkop und Roeckner, 1995). Die Konvektion wird nach Tiedtke (1991) parameterisiert. Das Massenschema berechnet den konvektiven Transport infolge hochreichender, flacher und mittelhoher Konvektion. Die Bewölkung wird durch ein Wolkenmodell parameterisiert, das auch den Einfluß von Entrainment und Detrainment auf die konvektiven Massenflüsse berücksichtigt. Die Berechnung des konvektiven Niederschlags erfolgt proportional zum Wolkenwassergehalt. Die Parameterisierung von Schichtwolken erfolgt nach einem prognostischen Wolkenschema, in dem eine Bilanzgleichung für das Wolkenwasser gelöst wird. Gemäß Sundquist (1978) wird eine horizontale Teilbedeckung, abhängig von der relativen Feuchte berechnet. Die Wahl der kritischen relativen Feuchte zur Bestimmung des Bedeckungsgrades erfolgt anhängig von der Höhe und der thermischen Stabilität.

Kondensation, Verdunstung und Niederschlagsbildung werden parameterisiert. Das Detrainment von Wolkenwasser der konvektiven Wolken geht als Quelle in die Bilanzgleichung für Wolkenwasser ein. Die Berechnung von Niederschlag im Modell hängt vom Phasenzustand des Wolkenwassers ab, er wird in eine flüssige und eine Eisphase unterteilt. Die Unterscheidung zwischen Wasser und Eis wird temperaturabhängig prognostiziert (Roeckner et al., 1992 und 1996). Das Bodenmodell erstreckt sich über 5 Schichten und berechnet den Wärme- und Wasserhaushalt des Bodens sowie die Schneebedeckung. Der Einfluß der Vegetation auf den Wasserhaushalt wird über eine Parameterisierung der Evapotranspiration der Pflanzen berücksichtigt (Roeckner et al., 1996, Ahrens et al., 1998).

In dieser Arbeit wird die höhere räumliche und zeitliche Auflösung von REMO gegenüber dem EZMW Modell genutzt. Der Niederschlagsvergleich zwischen SSM/I Bauer und REMO sollte dadurch besser ausfallen als der SSM/I Bauer EZMW Vergleich. Da aber die gleiche Physik verwendet wird und der Antriebsdatensatz der gleiche wie beim EZMW sind, wird sich keine unabhängige Niederschlagsverteilung im REMO einstellen können. Vielmehr ist zu erwarten, daß durch die Verwendung der besseren raumzeitlichen Auflösung die Strukturen und Intensitäten verbessert dargestellt werden. Wegen des hohen Rechenaufwandes des REMO, wurden für diese Arbeit von zehn Fallstudien nur vier mit REMO simuliert und zur Weiterverarbeitung zur Verfügung gestellt (Keup-Thiel, 2001). Die vier untersuchten Fallstudien sind vom 17.02, 09.02 morgens und abends und 14.02.1997. Der große Rechenaufwand zwang zur Reduzierung der untersuchten Fläche des Nordatlantiks. So wurde für die Dar-

stellung der REMO Ergebnisse um das Modellgebiet ein grauer Kasten gelegt und der verwendete geographische Rahmen aus Konsistenzgründen beibehalten.

Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 7.8 und 7.9 dargestellt. Wie erwartet, sind die grundsätzlichen Aussagen zwischen REMO und EZMW sehr ähnlich. Die REMO Ergebnisse wurden in stündlichen Intervallen ausgegeben. Die abgebildeten Ergebnisse stellen die Niederschlagssituation jeweils um 09 oder 21 UT dar. Das entspricht etwa der gemittelten Überflugszeit der SSM/I Satelliten, und der mittleren Zeit des Integrals der EZMW Vorhersagen. Das zusätzlich dargestellte Druckfeld ist, in Konsistenz zu allen anderen Abbildungen, jeweils das EZMW Bodendruckfeld von 06, bzw. 18 UT. Die REMO Fronten liegen jeweils zentral im Bereich der EZMW Fronten. Die Fronten sind, da auf den Termin gerechnet, entsprechend realistisch schmaler als im EZMW und die Intensitäten sind entsprechend höher. Es kommen im REMO aber keine im EZMW nicht existenten Niederschlagssysteme hinzu. Das bedeutet, daß auch im REMO die Bildung von Rückseitenzyklonen, wie bei SSM/I Bauer gezeigt, ausbleibt.

Die Konzentration der Niederschläge auf kleinere Gebiete läßt am 17.02.1997 im REMO Modell zwar Rückseitenniederschläge erkennen, jedoch liegen diese wie im EZMW zu weit nördlich und sind selbst im REMO noch mindestens um einen Faktor fünf zu klein (Abb. 7.8 oben). Das Regengebiet ist auch keineswegs zusammenhängend wie bei SSM/I Bauer sondern zerfällt in viele Zellen mit maximal 1.6 mm/h. Die durchschnittliche Regenrate überschreitet jedoch kaum 0.8 mm/h. Gleiches gilt für die Untersuchung der Fallstudie vom 09.02.1997 (Abb. 7.9). Am 14.02.1997 entwickelt sich eine längere und intensivere Kaltfront als im EZMW Modell (Abb. 7.8 unten). Die Rückseite entwickelt keine wesentlich andere Struktur als im EZMW und bleibt damit deutlich unter den von SSM/I Bauer fernerkundeten Niederschlägen.

Die Abbildung 7.10 zeigt qualitativ, wie in Abbildung 7.6, die Unterschiede zwischen SSM/I Bauer und REMO im Streudiagramm. Unterschieden wird nach Kaltfronten, Rückseitenzyklonen, jungen Zyklongenese, Warmfronten und subtropischen Schauergebieten. Kaltfronten, Warmfronten und Zyklongenese niederschläge werden von beiden Datensätzen konsistent wiedergegeben. Die Streuung um die SSM/I Bauerwerte ist selbst bei großen Niederschlagsmengen gering. Zum Teil werden Niederschlagsereignisse nicht erkannt oder liegen mehr als 100 km von der Schiffsmessung entfernt. Gegenteilige Ergebnisse gibt es beim Vergleich der Rückseitenzyklonen. Die mit REMO errechneten Niederschläge sind deutlich geringer als bei SSM/I Bauer. REMO errechnet maximal 1.4 mm/h und im Mittel 0.5 mm/h stratiformen Niederschlag im Gebiet der kalten Rückseiten. Die in diesem Gebiet auftretenden Starkniederschläge, die bei SSM/I Bauer beobachtet werden, treten im REMO Modell nicht auf. Subtropenschauer ereignen sich zumeist zu weit südlich und sind deshalb im REMO Gebiet nicht enthalten.

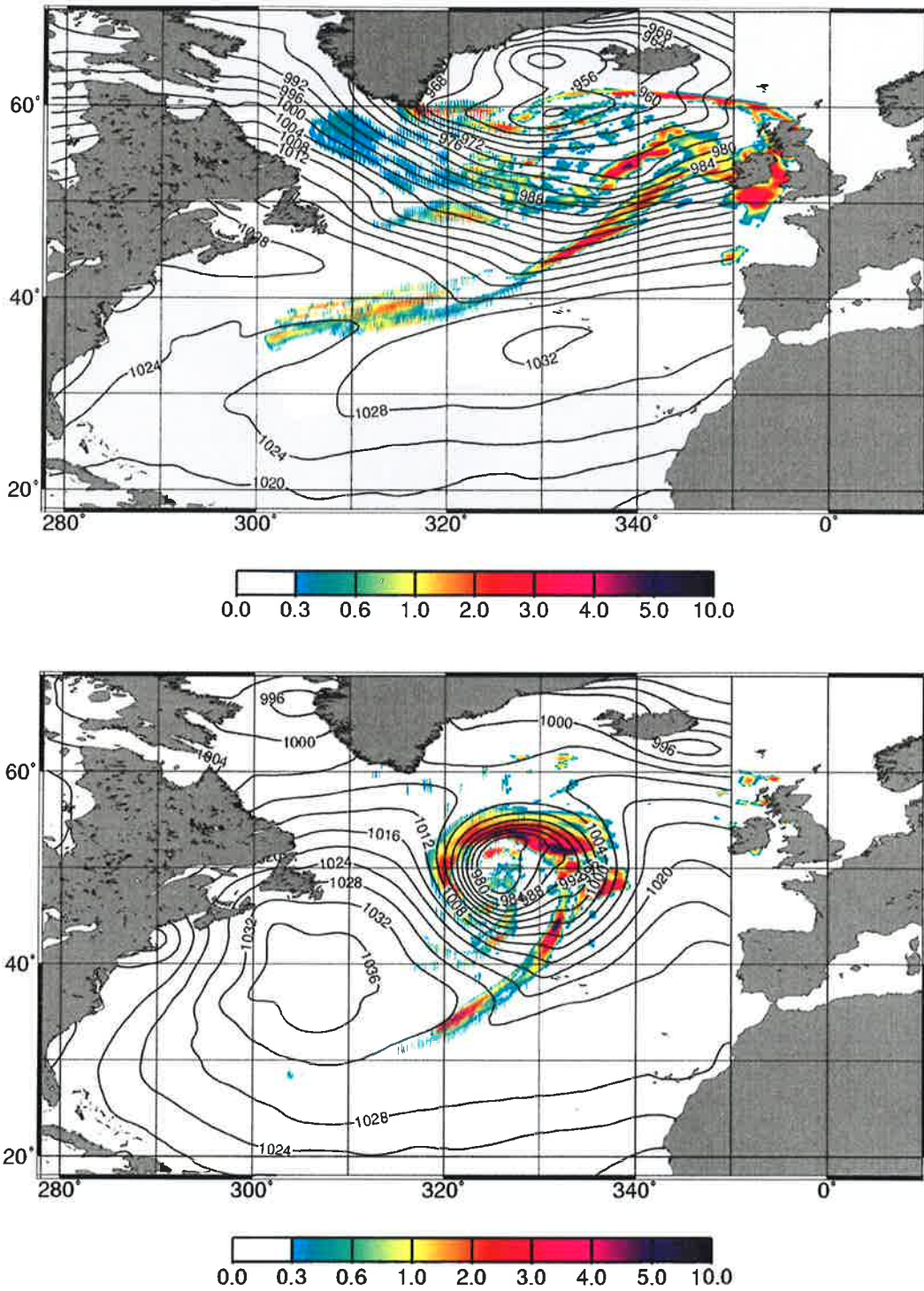


Abbildung 7.8: Niederschlagsverteilung, abgeleitet aus REMO Modelldaten in mm/h.
Oben: Fallstudie vom 17.02.97 morgens „Caroline“.
Unten: Fallstudie vom 14.02.97 abends.

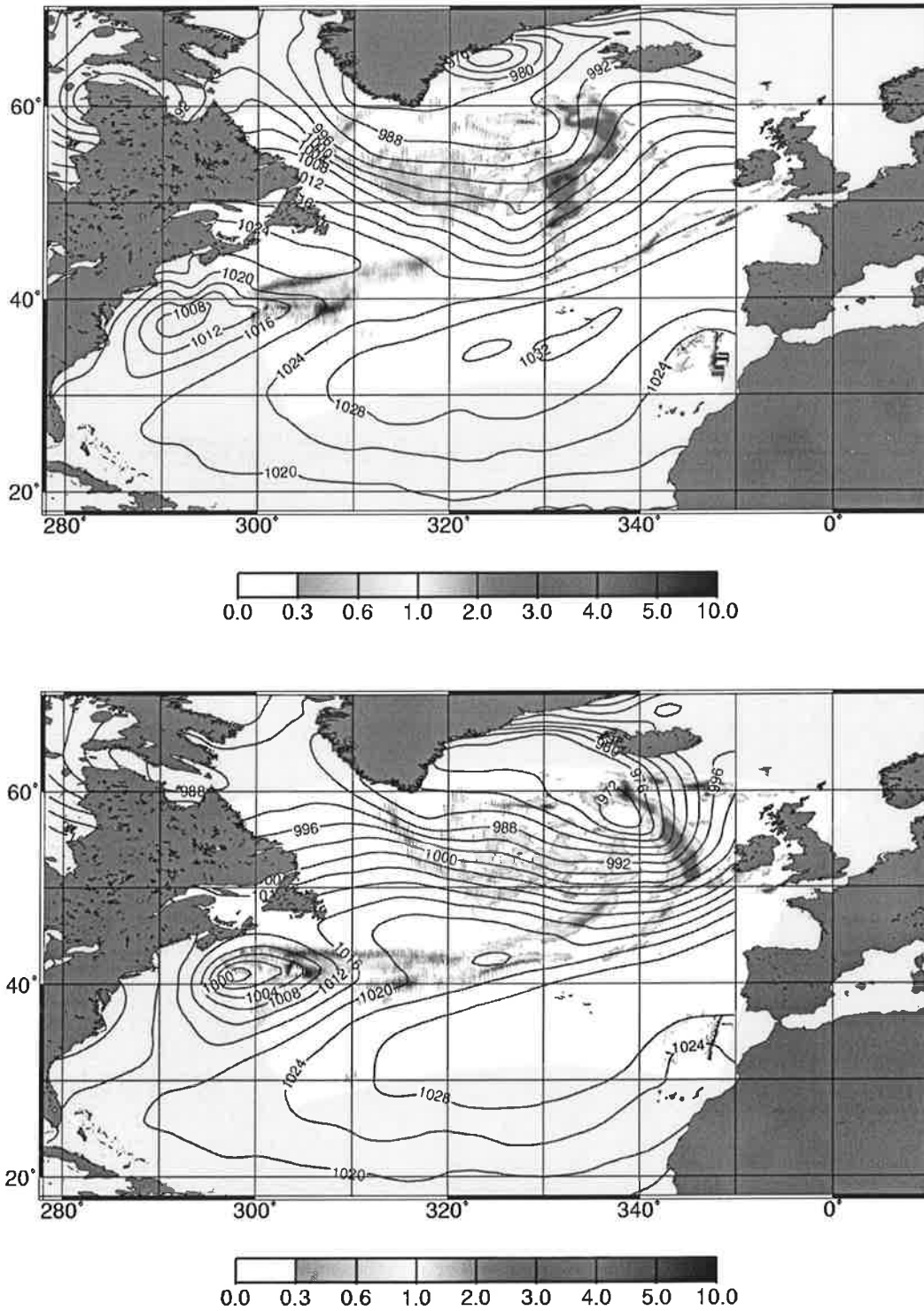


Abbildung 7.9: Niederschlagsverteilung, abgeleitet aus REMO Modelldaten in mm/h.
 Oben: Fallstudie vom 09.02.97 morgens „Zacharia“.
 Unten: Fallstudie vom 09.02.97 abends „Zacharia“.

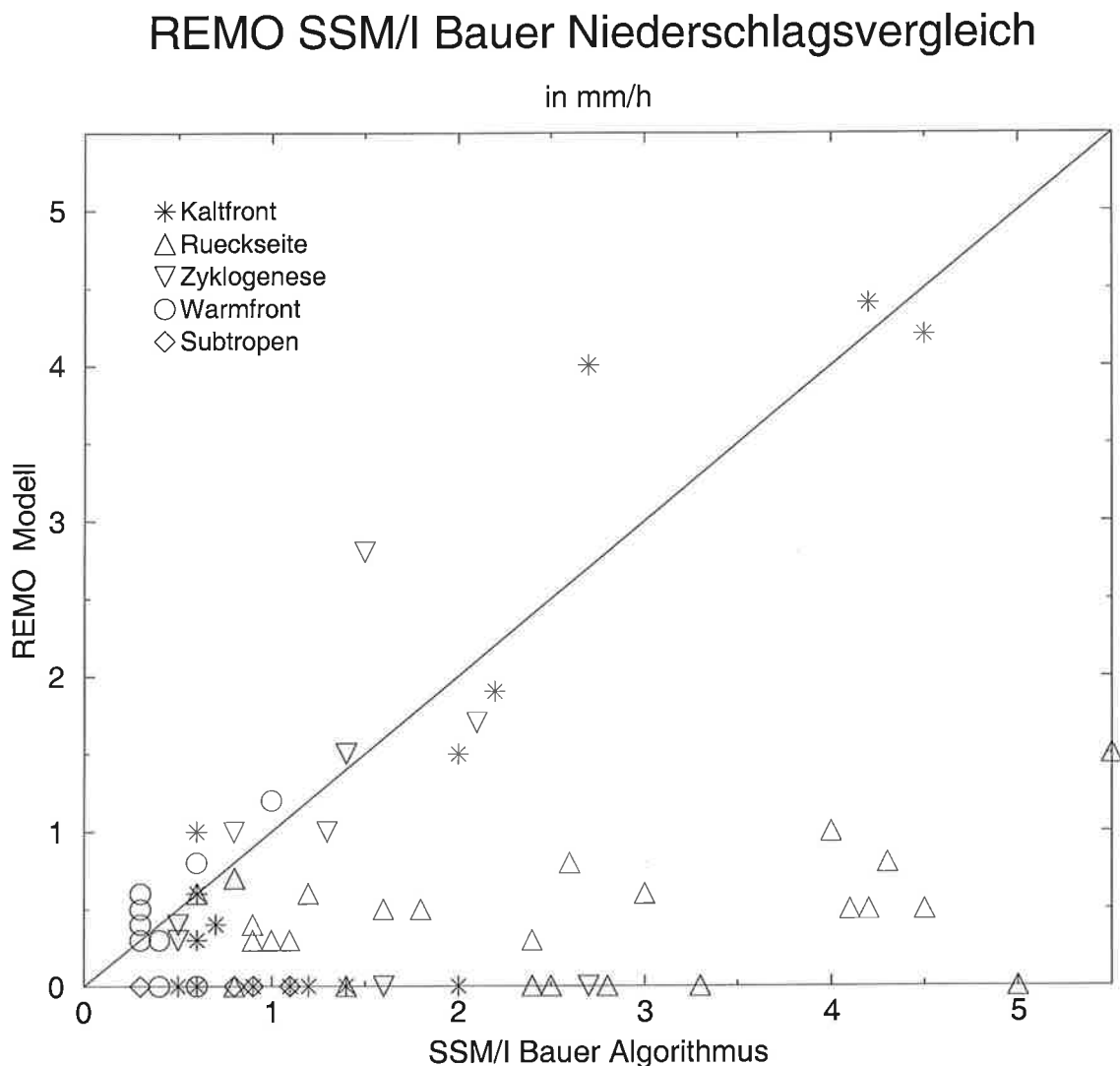


Abbildung 7.10: Vergleich von Niederschlagsraten zwischen dem SSM/I Bauer Algorithmus und dem EZMW Modell für die Stationen auf dem Nordatlantik, an denen unabhängige Schiffswettermeldungen vorliegen. Die Niederschlagsereignisse sind getrennt nach Kaltfront, Rückseitenzyklonen, Zyklonogenesegebieten, Warmfronten und subtropischen Schauer systemen. Datengrundlage bilden die in Kapitel 5 gezeigten Fallstudien.

7.4. Abgeleitete Parameter aus REMO

Für die Zyklone vom 17.02.97 „Caroline“ wurden weitere Parameter aus den REMO Daten erstellt. Das mit REMO erstellte Feld der Windrichtung, für den Zeitpunkt des SSM/I Überflugs über die intensiv regnende Rückseitenzyklone um 09UT, zeigt eine Konvergenzlinie auf der kalten Rückseite der Zyklone (Abb. 7.11). Die Lage der Konvergenzzone ist identisch mit der Position des Rückseitenregens bei SSM/I Bauer

(Abb. 6.1). Die Konvergenz im Windfeld deutet auf die Entstehung einer Rückseitenzyklone bei 50° Nord und 40° West hin, deren Niederschlags- und Druckfeld in der REMO Simulation deutlich unterschätzt wird (Abb. 7.8 oben).

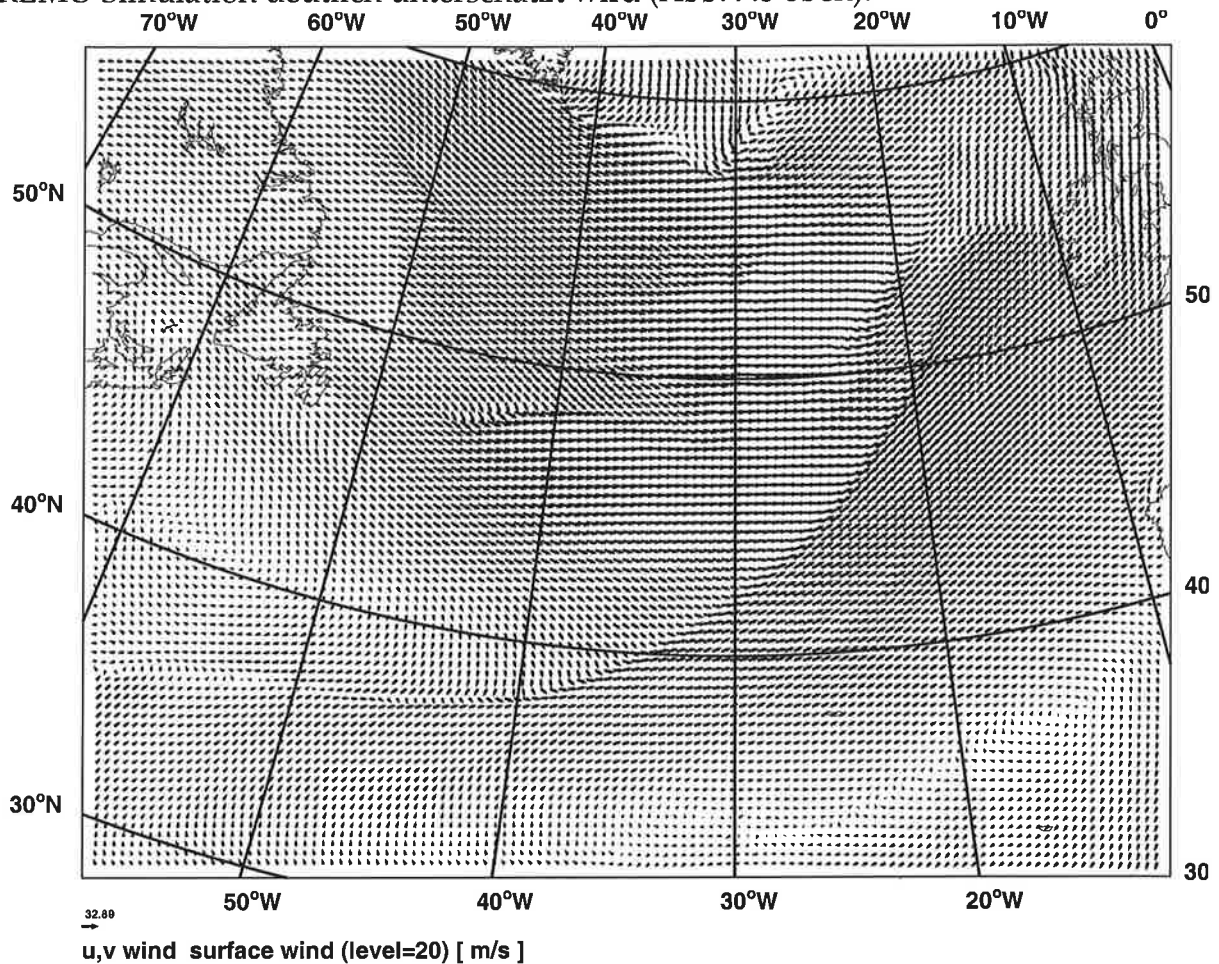


Abbildung 7.11: Konvergenzen im Feld der Windrichtung aus der REMO Simulation der Zyklone „Caroline“ vom 17.02.97 09UT.

Das Wasserdampfelfeld (Abb. 7.12 oben) zeigt eine leichte Überschätzung der Werte in der Kaltfront, die generell in den Modellen dokumentiert wird (Vesperini, 1998). Die Verteilung des Wasserdampfes ist dagegen nahezu identisch mit dem SSM/I Bauer Feld (Abb. 5.4 oben). Der aus REMO errechnete Gesamtflüssigwassergehalt (Abb. 7.12 unten) zeigt dagegen, wie der Niederschlag, eine deutlich zu geringe Konzentration auf der Rückseite des Tiefs, die der starken Konvergenz des Windfeldes widerspricht. Der Vergleich mit Abbildung 7.8 oben zeigt, daß der Niederschlag sowohl bei REMO als auch bei SSM/I Bauer strukturell eng an das Flüssigwasserfeld gekoppelt ist. Da das Modell keine zu SSM/I Bauer äquivalenten Flüssigwasserwerte liefert, muß der Niederschlag in REMO deutlich geringer ausfallen.

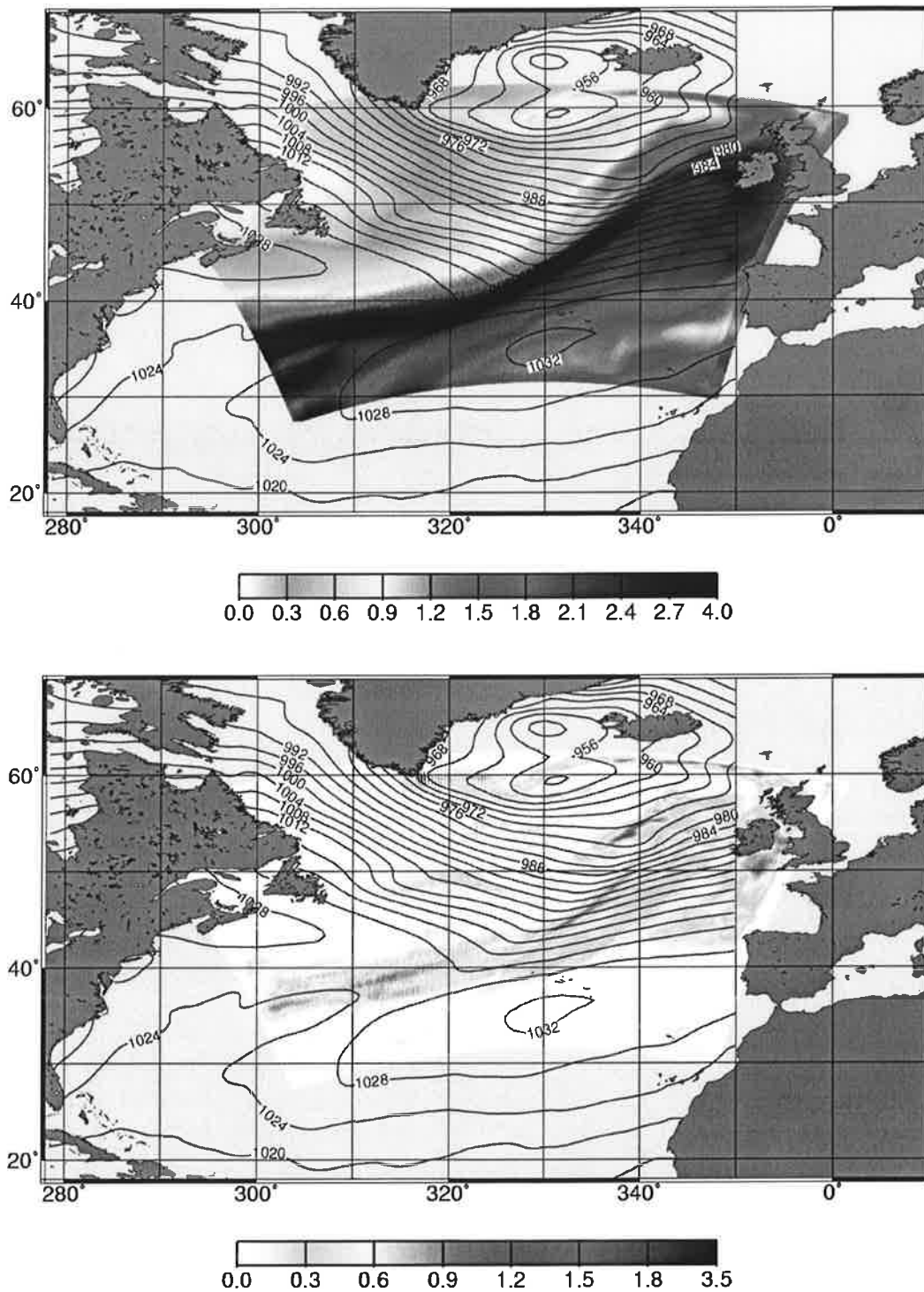


Abbildung 7.12: Gesamtwasserdampf, abgeleitet aus REMO Modelldaten in g/cm^2 (oben) und Flüssigwassergehalt in kg/m^2 (unten) der Zyklone „Caroline“ vom 17.02.97 09UT.

8. NIEDERSCHLAGSKLIMATOLOGIE GPCP

8.1. Überblick

Die in den Kapiteln 6 und 7 gezeigten Niederschlagsverteilungen und -intensitäten zeigen für alle frontalen Gebiete gute Übereinstimmungen zwischen den Modellen und den mit SSM/I Bauer fernerkundeten Daten. Die Rückseitenniederschläge werden dagegen von den Modellen nur unzureichend oder gar nicht erkannt. Daher sind weitere Vergleichsstudien notwendig, um zu zeigen, ob die Rückseitenniederschläge auf der Modellseite unterschätzt oder im SSM/I Bauer Algorithmus überschätzt werden. Da die getesteten Modelle diese Rückseitenniederschläge nicht liefern liegt es nahe, weitere u.a. SSM/I basierte Fernerkundungsdatensätze auf deren Niederschlagsverteilungen und -intensitäten für die in Kapitel 5 vorgestellten Fallstudien zu überprüfen. Dazu bietet sich das **Global Precipitation Climatology Project (GPCP)** an, das 1986 im Rahmen des **WCRP (World Climate Research Programme)** ins Leben gerufen wurde. GPCP entstand vor dem Hintergrund, daß die räumliche und zeitliche Verteilung des Niederschlages auf unserem Planeten, sowohl über dem Ozean als auch über Land, nur unzureichend bekannt war (Arkin und Xie, 1994). Die größte Schwierigkeit bei der Erstellung der GPCP Klimatologien besteht darin, daß derzeit der Niederschlag nicht global homogen fernerkundet werden kann, da über Land sehr viel größere Fehler in der Niederschlagserkennung auftreten als über den Ozeanen (Kap. 3). Die Kombination von Bodenmessungen und diversen Satellitendatensätzen in einen globalen Niederschlagsdatensatz ist das Ziel von GPCP (WCRP, 1986).

GPCP stellt verschiedene Datensätze für einen Zeitraum von 1986 bis heute zur Verfügung. Dazu gehören die klimatologischen Mittel sowie die Monatsmittelwerte auf einem 2.5 Gradgitter, die ausführlich für die HOAPS Klimatologie untersucht wurden (Jost, 2000). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird jedoch eine zeitliche Auflösung von Tagesmitteln und Einzelüberflügen zur Untersuchung von Zyklonenfallstudien benötigt. GPCP stellt auch diese Datensätze zur Verfügung. In den kombinierten Niederschlagsdatensätzen werden die Mikrowellenradiometer des SSM/I sowie die IR Sensoren der geostationären und der polar umlaufenden NOAA Satelliten über den Ozeanen genutzt. Über Land werden Regenmesser verwendet, die vom GPCC (**Global Precipitation Climatology Center**) des **Deutschen Wetter Dienstes (DWD)** ausgewertet werden (Rudolf, 1996). Die IR Daten der geostationären Satelliten besitzen zwar eine hohe zeitliche Auflösung, die Korrelation zwischen der Wolkenoberkanten-temperatur und der bodennahen Niederschlagsrate ist aber nicht optimal. Zwischen 40° Nord und 40° Süd wird diese Methode erfolgreich bei hochreichender Konvektion eingesetzt. Die Vor- und Nachteile des SSM/I wurden in Kapitel 2 eingehend erläutert. Regenmesser liefern brauchbare Daten, stehen aber nur über Land zur Verfügung. Die Überführung der genannten Datenquellen zum einheitlichen GPCP

Datensatz ist in Janowiak (1991), Huffman et al. (1995) und Huffman et al. (1997) dokumentiert.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden die SSM/I Bauer Daten mit den GPCP Daten verglichen und in Kapitel 11 mit in-situ Daten verifiziert. Die von GPCP angebotenen Einzelüberflugsdaten und Tagesdatensätze stehen unter <http://rsd.gsfc.nasa.gov/912/gpcp/> zur Verfügung und werden im folgenden kurz dargestellt.

8.2. GPCP GPROF 4.0 Einzelüberflugsdaten

Dieser Datensatz enthält ausschließlich SSM/I Daten. Für den betrachteten Zeitraum stehen allerdings nur zwei Satelliten zur Verfügung, d.h. der F11 Satellit wurde nicht berücksichtigt. Der Gridded Orbit-by-Orbit Precipitation Datensatz wurde mit dem Goddard **PRO**filng Algorithmus (GPROF) erstellt. Die Daten sind überflugsweise abgelegt. Der analysierte Zeitraum reicht von Juli 1987 bis heute (Kummerow und Giglio, 1994 a,b). GPROF ist ein Mehrkanal-Algorithmus der über dem Ozean den streubasierten Ferraro-Algorithmus (Ferraro und Marks, 1995) sowie den emissionsbasierten Wilheit-Algorithmus (Wilheit et al., 1991; Sharma et al., 1991) beinhaltet. Die in den Datenbanken angebotenen Aufschlüsselungen des Niederschlages nach konvektiven und stratiformen Anteilen sind bislang nicht prozessiert worden, so daß das angebotene Produkt der Gesamtniederschlag ist. In einem sogenannten Microwave Merger Verfahren werden die Emissions- und Streuanteile des Mikrowellensignales in ein kombiniertes Signal umgerechnet, das den Gesamtniederschlag angibt. Über dem Ozean ist der Anteil des Wilheit-Algorithmus gegenüber dem Ferraro-Algorithmus im Niederschlagssignal nach einer Untersuchung von Jost (2000) stark dominant. Der Vergleich zwischen dem GPCP GPROF 4.0 Datensatz und dem in dieser Arbeit verwendeten SSM/I Bauer-Algorithmus reduziert sich über dem Ozean somit zu einem reinen SSM/I Algorithmenvergleich.

Aus dem Ergebnis des Algorithm-Intercomparison-Projects (AIP-3) konnten Ebert und Manton (1996) keine Bevorzugung des von GPCP verwendeten Wilheit- oder des in dieser Arbeit verwendeten Bauer-Algorithmus ableiten. Die Untersuchung fand in tropischem Gebiet statt, und verglich Radar- und Satellitenmessungen. Bislang existieren keine weiteren Vergleiche auf Tagesbasis. Die in dieser Arbeit vorgestellten Ergebnisse vergleichen erstmals den GPCP Wilheit-Algorithmus mit dem Bauer-Algorithmus für den Stormtrack im Nordatlantik unter Validierung mit Schiffsmessungen des FASTEX Experimentes.

Um die komplette Datenabdeckung des Nordatlantiks wie in Kapitel 6 nutzen zu können, wird die in dieser Arbeit entwickelte Multi Satelliten Methode auch auf die GPCP GPROF 4.0 Daten angewendet. Die Ergebnisse zeigen, daß die frontalen Niederschläge sowohl in jungen Zyklonen als auch in den Warm- und Kaltfronten durchweg erkannt werden. Im Vergleich zu SSM/I Bauer werden sogar teilweise deutlich höhere Niederschläge fernerkundet (Abbildung 8.1 und 8.2). Da die Ergebnisse des

Niederschlagsvergleichs zwischen SSM/I Bauer und GPCP GPROF 4.0 für alle 10 untersuchten Fallstudien gleichermaßen gelten, werden hier stellvertretend die Fälle vom 17.02, 14.02 und 09.02.1997 vorgestellt.

Am 17.02.1997 werden in der Zylogenese vor der amerikanischen Ostküste die gleichen regnenden Strukturen erkannt wie bei SSM/I Bauer. Die Intensität der Niederschläge ist mit bis zu 6 mm/h bei GPCP gegenüber 3 mm/h bei SSM/I Bauer jedoch deutlich höher. Das tropische Schauersystem wird ebenfalls von beiden Datensätzen zuverlässig erkannt. Die Warmfront vor Norwegen weist bei SSM/I Bauer höhere Werte auf, dagegen sind die südlichen Ausläufer der Kaltfront bei GPCP schwächer ausgeprägt. Der Kopf der Kaltfront wird nahezu identisch abgebildet. Dagegen fehlt der Niederschlag in der kalten Rückseitenzyklone gänzlich (Abb. 8.1 oben). Gleiches gilt für die Daten der Fallstudie vom 09.02.1997 (Abb. 8.2).

Am 14.02.1997 wird die Zyklone von beiden Datensätzen erkannt (Abb. 8.1 unten). Es ergeben sich allerdings auch deutliche Unterschiede. So wird die Kaltfrontlage bei GPCP Richtung Südwest verschoben. Diese Interpretation paßt nicht zum EZMW Druckfeld. Dieses paßt jedoch identisch zum SSM/I Bauer, EZMW und REMO Niederschlag. Die Intensität der regnenden Kaltfront ist bei GPCP etwas höher als bei SSM/I Bauer. Die Rückseitenzyklone ist bei GPCP nur sehr schwach ausgeprägt. Die fernerkundeten Niederschläge liegen bei 0.6 mm/h. Diese Ergebnisse widersprechen den Schiffswettermeldungen aus Kapitel 11 und der Verteilung von SSM/I Bauer.

Im Streudiagramm (Abb. 8.3) ist die Niederschlagsintensität zwischen SSM/I Bauer und GPCP GPROF 4.0 aufgetragen. Kaltfronten, Warmfronten und Zylogenese werden in guter Übereinstimmung mit SSM/I Bauer fernerkundet. Nur sehr wenige Fälle werden nicht erkannt. Der Trend zur Überschätzung des Niederschlags durch GPCP GPROF 4.0 ist bei dem Warm- und Kaltfronten ersichtlich. Die untersuchten Zylogenesefälle streuen gleichmäßig um die SSM/I Bauer Werte. Die wenigen Werte für subtropische Schauer werden nahezu identisch in beiden Datensätzen wiedergegeben. Das Gegenteil läßt der Vergleich zwischen den Datensätzen für die kalten Rückseiten erkennen. Generell bleibt der SSM/I Bauer Niederschlag in den kalten Rückseiten der Zyklonen im GPCP GPROF 4.0 Datensatz systematisch unerkannt. In diesen Gebieten werden vom GPCP GPROF 4.0 Algorithmus maximal 0.5 mm/h Niederschlag ermittelt. Damit ist die konvektive Schaueraktivität bei GPCP um einem Faktor 10 geringer als beim SSM/I Bauer Datensatz.

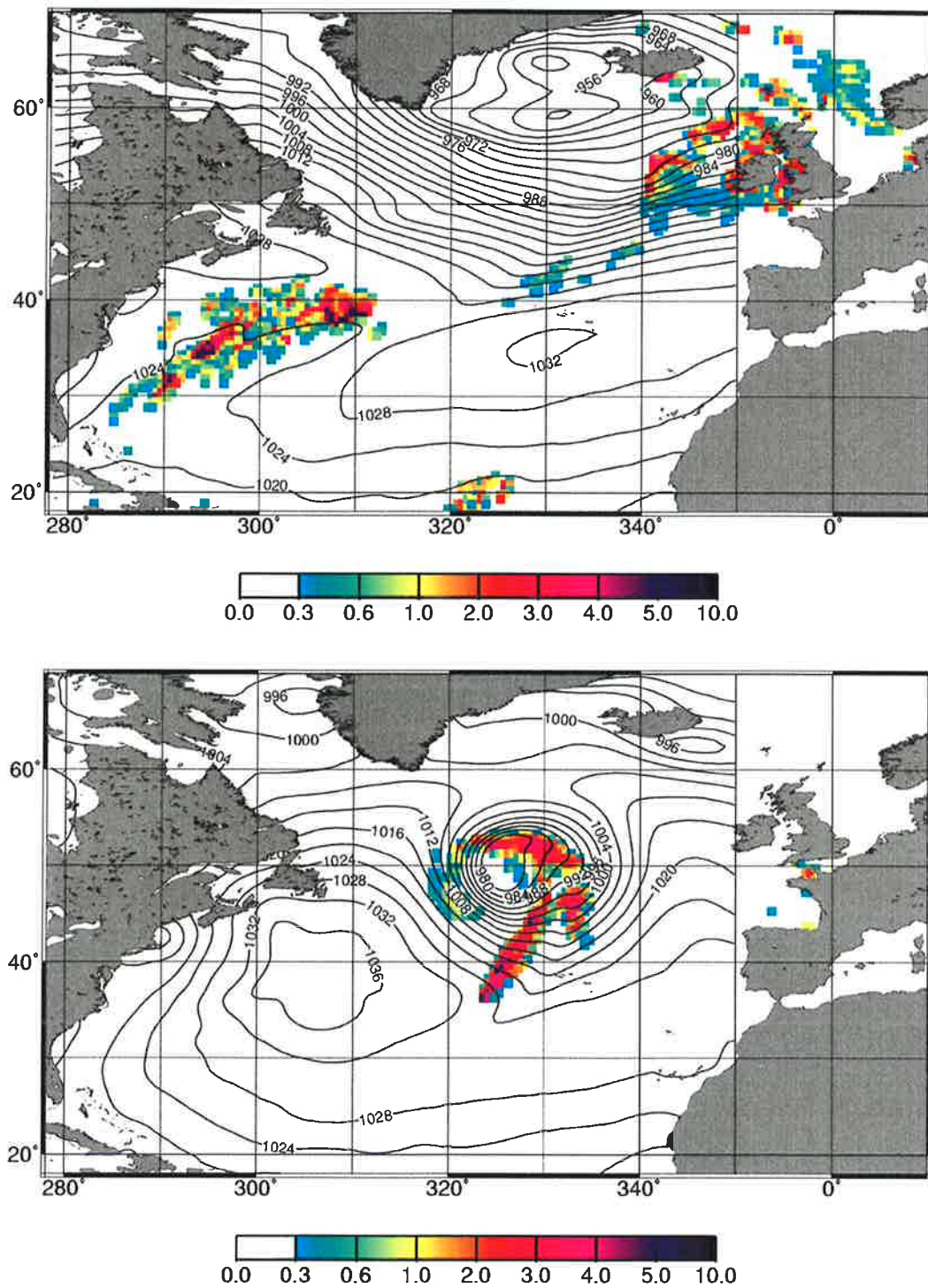


Abbildung 8.1: Niederschlagsverteilung, abgeleitet aus GPCP GPROF 4.0 Daten in mm/h.
 Oben: Fallstudie vom 17.02.97 morgens „Caroline“.
 Unten: Fallstudie vom 14.02.97 abends.

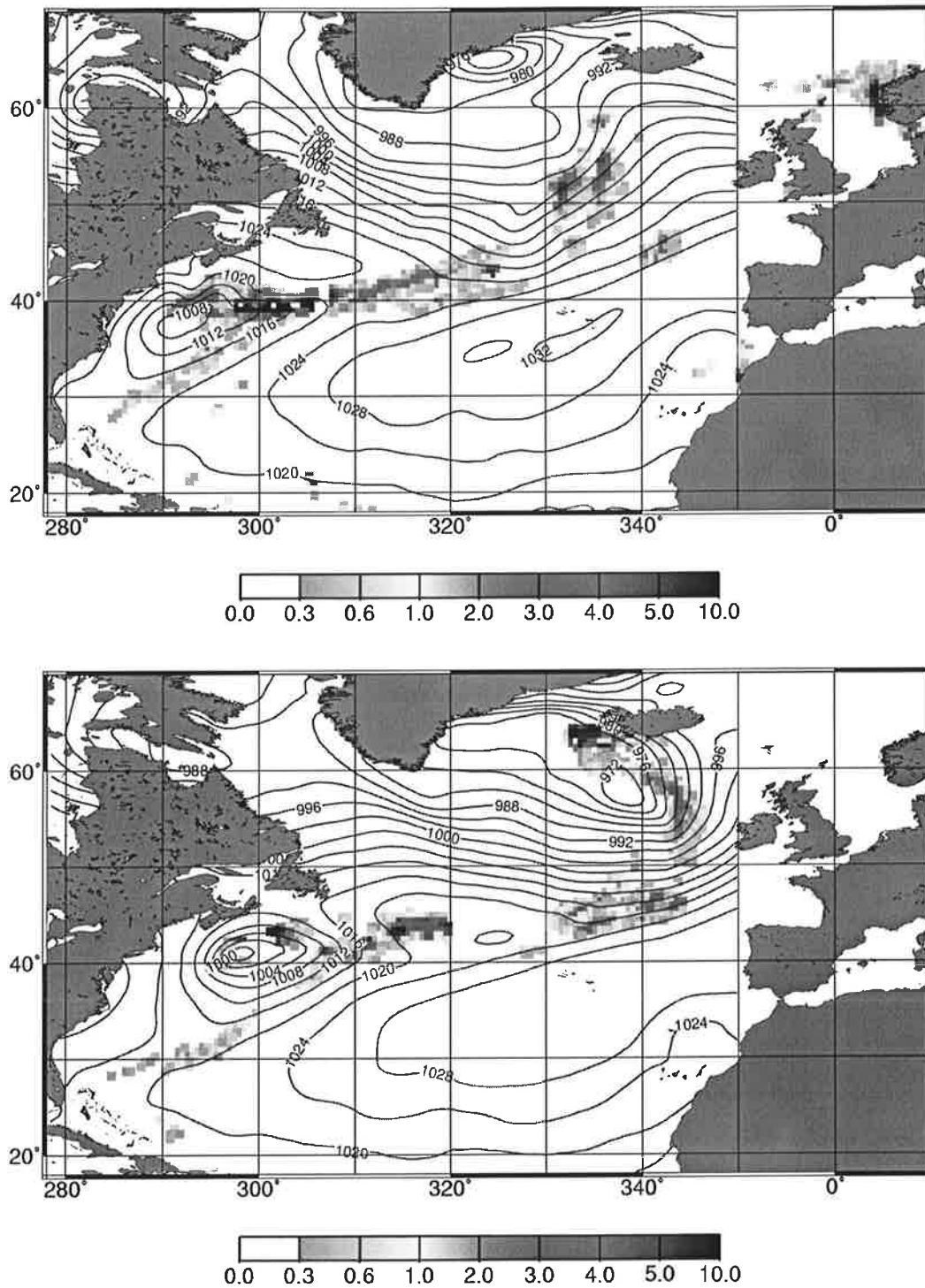


Abbildung 8.2: Niederschlagsverteilung, abgeleitet aus GPCP GPROF 4.0 Daten in mm/h.
Oben: Fallstudie vom 09.02.97 morgens „Zacharia“.
Unten: Fallstudie vom 09.02.97 abends „Zacharia“.

GPCP GPROF 4.0 SSM/I Bauer Niederschlagsvergleich

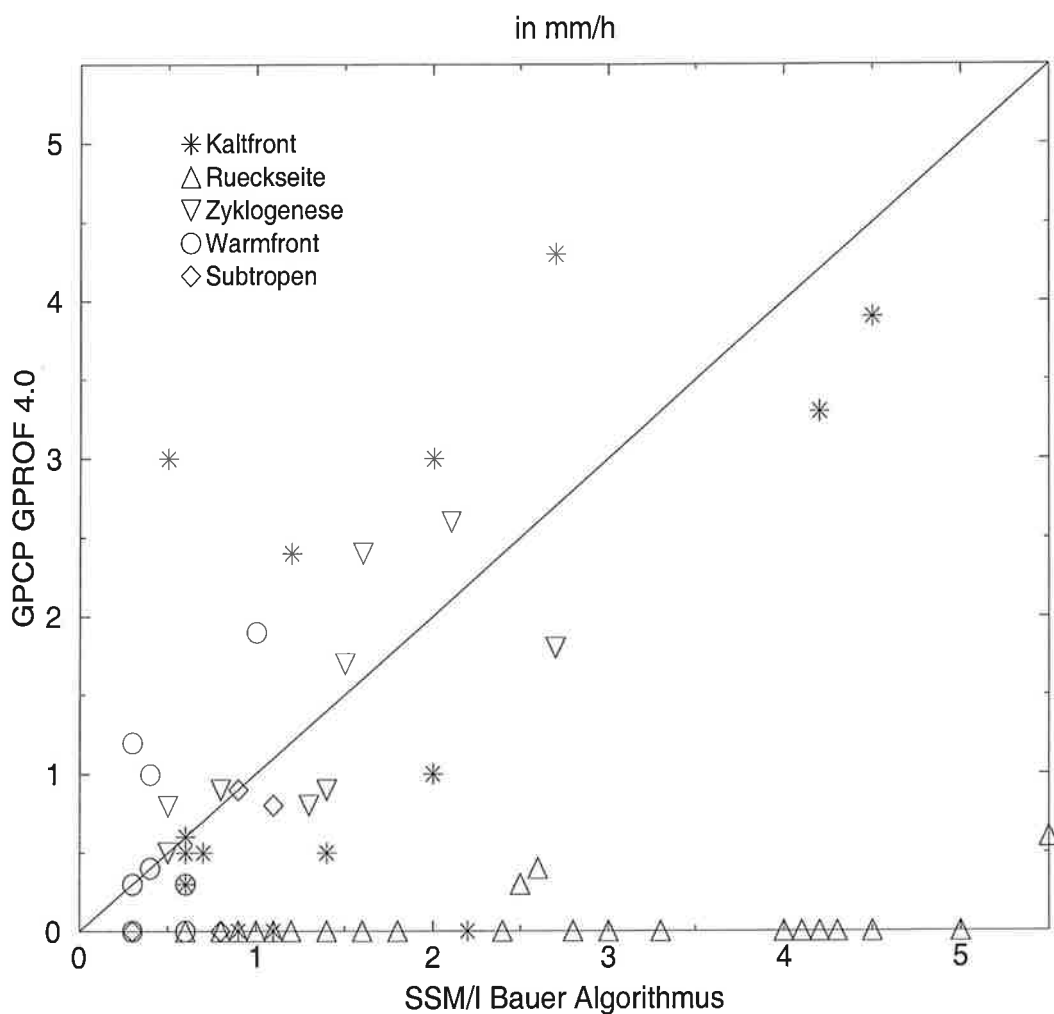


Abbildung 8.3: Vergleich von Niederschlagsraten zwischen dem SSM/I Bauer Algorithmus und dem GPCP GPROF 4.0 für die Stationen auf dem Nordatlantik an denen unabhängige Schiffswettermeldungen vorliegen. Die Niederschlagsereignisse sind getrennt nach Kaltfront, Rückseitenzyklonen, Zyklonenseitegebieten, Warmfronten und subtropischen Schauer systemen. Datengrundlage bilden die in Kapitel 5 gezeigten Fallstudien.

8.3. GPCP 1-Degree Daily Datensatz

Für diesen 1 Degree Daily (1DD) Tagesdatensatz werden acht mal täglich die geostationären und viermal täglich die polarumlaufenden IR Satelliten verwendet. Als zuverlässig gilt der Niederschlag zwischen 40° Süd und 40° Nord. Hier wird mit dem Threshold-Matched Precipitation Index (TMPI) eine, aus geostationären IR Daten, instantane Regenrate bestimmt und mit den IR Daten aus polar umlaufenden Satelliten abgeglichen. Dazu wird ein GPI (GOES-Precipitation Index) Algorithmus nach Arkin und Meisner (1987) verwendet, der die Helligkeitstemperatur an der Wolkenoberkante in Relation zur Niederschlagsrate setzt (Huffman et al., 1997). Für die IR Daten der polar umlaufenden Satelliten erfolgt die Bestimmung nach dem ähnlichen Verfahren von Janowiak und Arkin (1991). Zudem gehen die täglichen TOVS Daten (TIROS Operational Vertical Sounder) ein. Nur indirekt fließen die SSM/I Daten der Satelliten F10 und F13 im Zeitraum Januar und Februar 1997 unter Verwendung des GPROF 4.0 Algorithmus in den täglichen Niederschlagsdatensatz ein. Dieser Algorithmus verwendet für SSM/I über dem Ozean den emissionsbasierten Wilheit-Algorithmus (Wilheit et al., 1991) sowie den streubasierten Ferraro-Algorithmus (Ferraro et al., 1994). Die Mikrowellendaten finden derzeit aber nur als Kontrolldaten Eingang in den 1DD Datensatz. Über Land werden die im Meßnetz befindlichen Regenmesser verwendet. Aus diesen Daten entsteht ein sogenanntes Satellite-Gauge (SG) Produkt auf einem globalen 1° Gitter für den Zeitraum 1997-1999. Nördlich und südlich von 40° fällt die Qualität des GPCP 1DD deutlich ab, da nur noch die polar umlaufenden IR Sensoren verwendet werden können. Die Weiterführung des 1DD Datensatzes ist geplant. Zusätzlich sollen die Mikrowellendaten direkten Eingang in das Produkt finden und der Zeitraum verlängert werden. G. Huffman weist auf eine geringere Zuverlässigkeit der täglichen GPCP Daten für die Regionen nördlich und südlich von 40° hin, und verweist auf die zuverlässigeren GPCP Monatsmittel und klimatologischen Mittel (pers. Mitt. Arpe, 2000), wie sie im HOAPS Datensatz untersucht wurden. Somit existiert derzeit kein Datensatz, der mit ausreichender Qualität die täglichen globalen Niederschläge über den Ozeanen beschreibt. Die geringere Qualität der täglichen Daten könnte nach Huffman an der dominanten Verwendung des rein emissionsbasierten Wilheit-Algorithmus über dem Ozean für hohe nördliche Breiten liegen.

Der Tagesdatensatz des GPCP 1DD zeigt aufgrund der geringeren räumlichen Auflösung und der Nutzung verschiedener Datensätze über einen Tag hinweg eine geringere Niederschlagsintensität als SSM/I Bauer. Diese Niederschläge verteilen sich erwartungsgemäß wie beim EZMW über ein größeres Gebiet. Da das Zeitintervall viermal so lang ist wie beim EZMW Modell wird eine entsprechend große Fläche mit Niederschlag bedeckt. Da aber auch hier die dominanten Niederschlagsmengen durch räumliche Mittelung und längere Zeitintervalle nicht verloren gehen, ist die Übereinstimmung in den Zyklonesen und frontalen Gebieten zwischen SSM/I Bauer und GPCP 1DD gut. Der wesentliche Unterschied besteht aber auch in diesem Datensatz darin, daß die Rückseitenniederschläge nicht erkannt werden (Abb. 8.4 und 8.5).

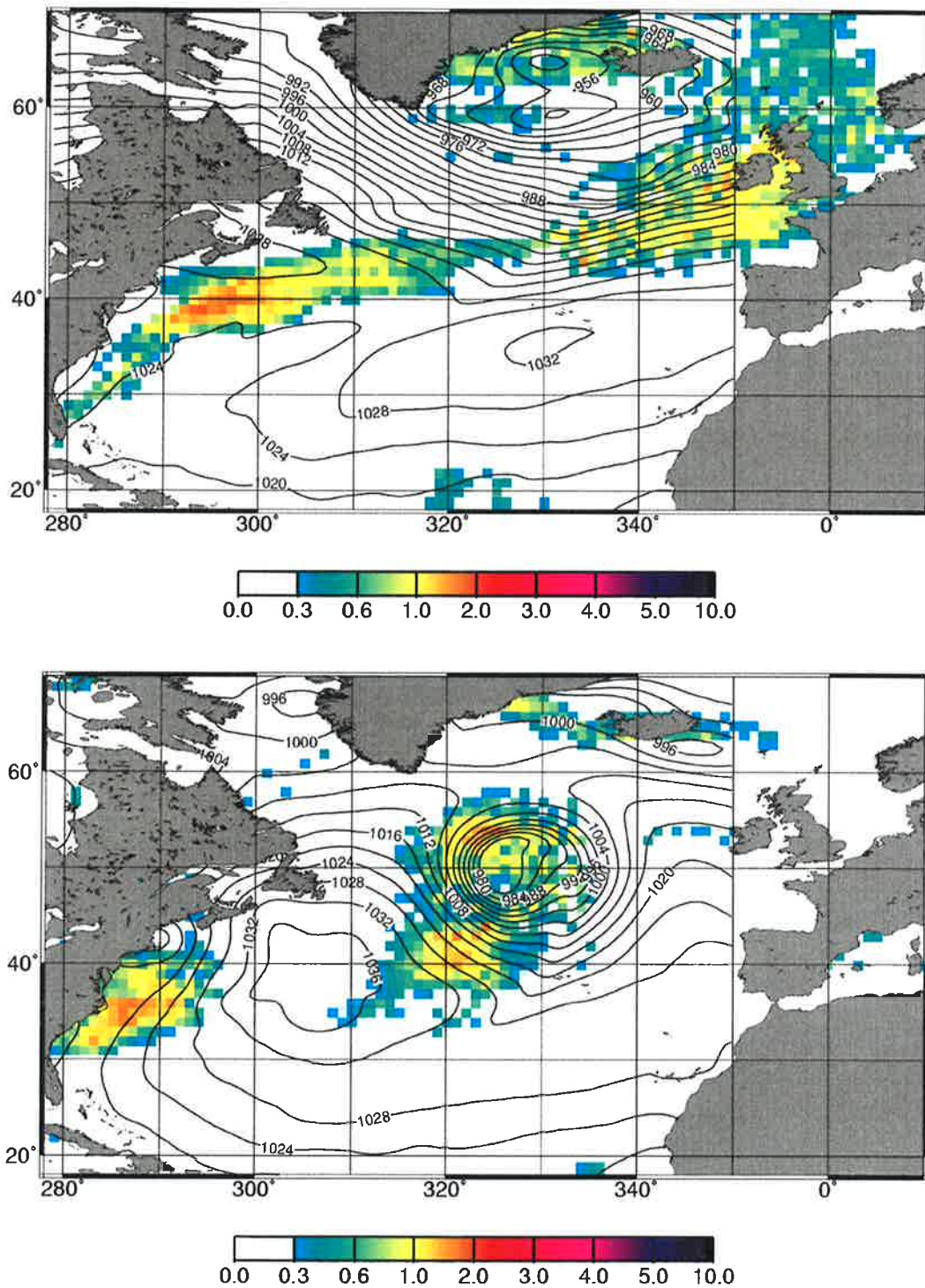


Abbildung 8.4: Niederschlagsverteilung, abgeleitet aus GPCP IDD Daten in mm/h.
 Oben: Fallstudie vom 17.02.97 „Caroline“.
 Unten: Fallstudie vom 14.02.97.

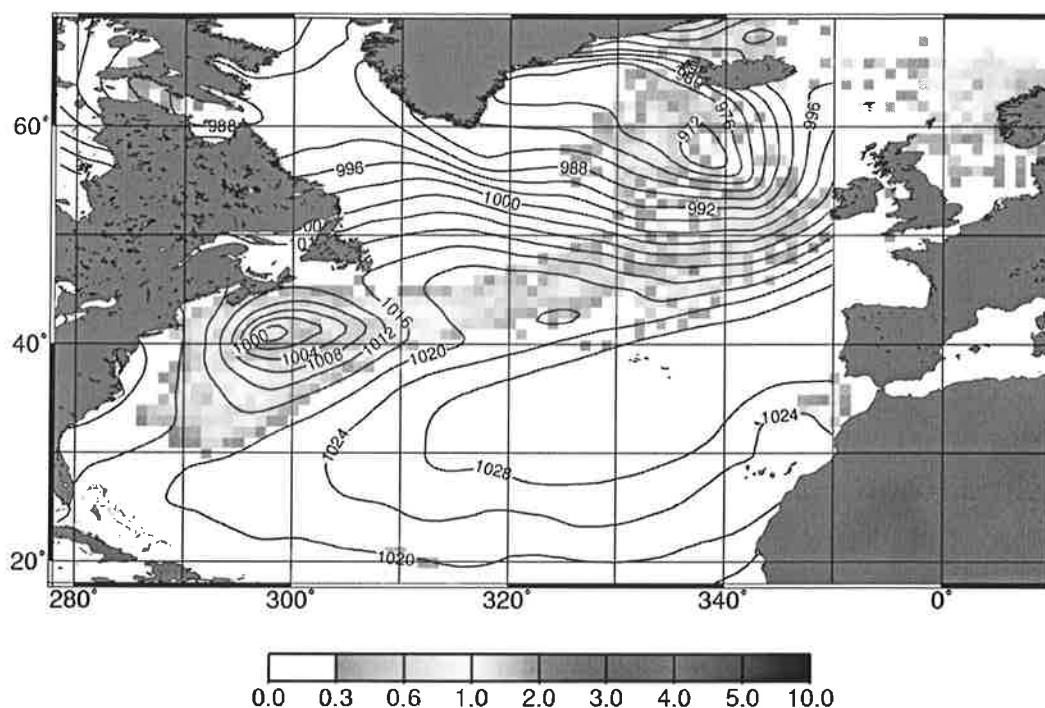


Abbildung 8.5: Niederschlagsverteilung, abgeleitet aus GPCP GPROF 4.0 Daten in mm/h für die Fallstudie vom 09.02.97 „Zacharia“.

Abbildung 8.6 zeigt den Vergleich des GPCP 1DD mit dem SSM/I Bauer-Datensatz als Streudiagramm, getrennt nach Kaltfronten, Rückseitenniederschlägen, Zyklogene- sen, Warmfronten und subtropischen Schauersystemen. Aufgrund der Mittelung der Daten über einen Zeitraum von 24 Stunden werden die Niederschlagsbereiche erheblich breiter. Die Niederschlagsintensität wird dadurch deutlich geringer. Das zeigt sich deutlich im Streudiagramm. Für geringe Intensitäten ist die Streuung um die SSM/I Bauer-Werte gegeben. Ab 2 mm/h wird die Korrelation dagegen immer geringer. Während die geringe Korrelation der Niederschlagsintensitäten bei den Kaltfronten auf die Mittelung im 1DD Datensatz zurückgeführt werden kann, liegt die niedrige Korrelation bei den kalten Rückseiten am Nichterkennen dieser regnenden Gebiete. Das wird in Abbildung 8.4 und 8.5 deutlich.

GPCP 1DD SSM/I Bauer Niederschlagsvergleich

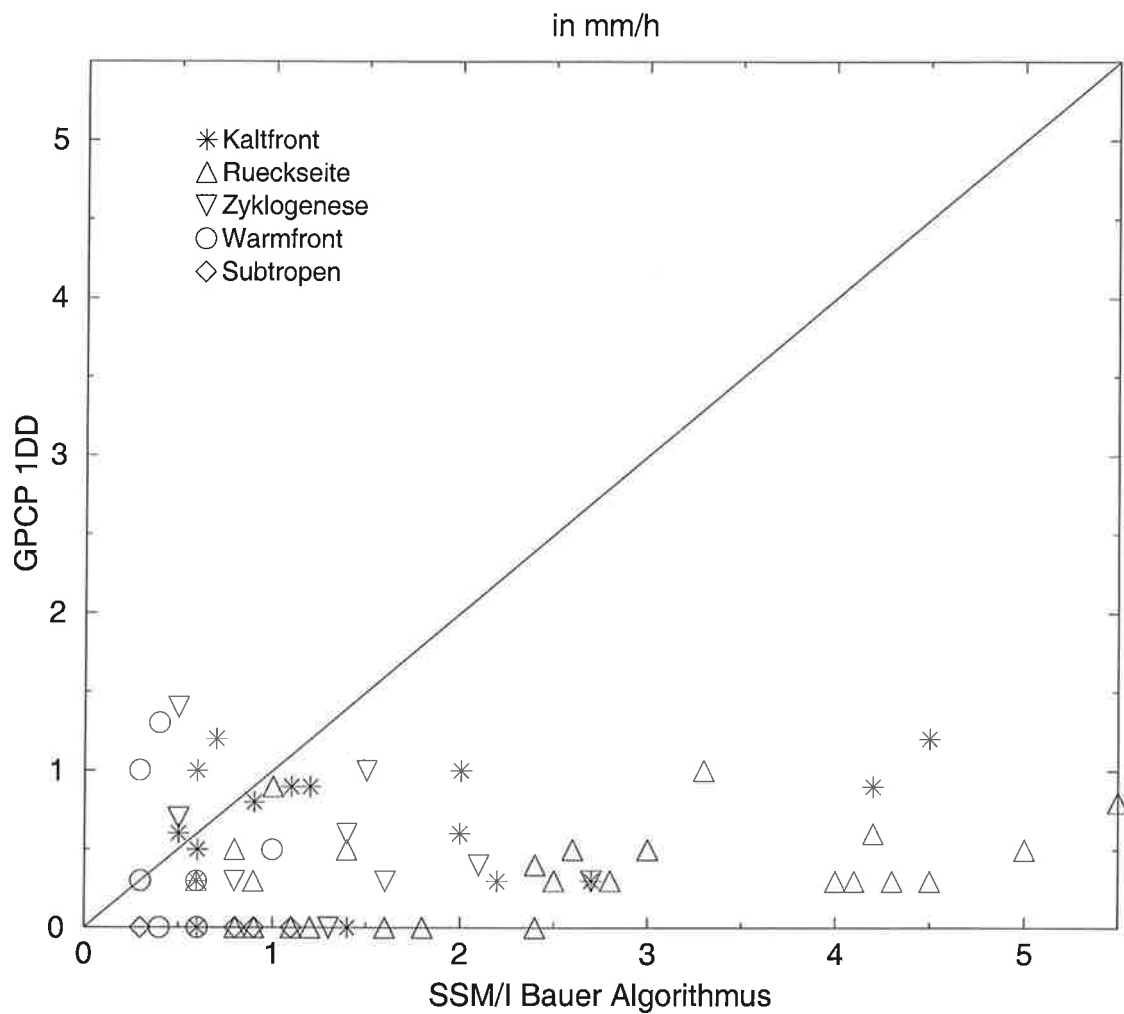


Abbildung 8.6: Vergleich von Niederschlagsraten zwischen dem SSM/I Bauer-Algorithmus und dem GPCP 1DD für die Stationen auf dem Nordatlantik, an denen unabhängige Schiffswettermeldungen vorliegen. Die Niederschlagsereignisse sind getrennt nach Kaltfront, Rückseitenzyklonen, Zyklgenesegebieten, Warmfronten und subtropischen Schauer systemen. Datengrundlage bilden die in Kapitel 5 gezeigten Fallstudien.

9. SSM/I ALGORITHMENVERGLEICH FERRARO UND WENTZ

9.1. Überblick

Aufgrund der großen regionalen Unterschiede im Niederschlag der kalten Rückseiten, die die Modelle EZMW und REMO sowie die Niederschlagsklimatologie GPCP im Vergleich zu SSM/I Bauer zeigen, ist ein weiterer Algorithmenvergleich für nordatlantische Tiefdruckgebiete notwendig. Die in Kapitel 3 genannten Niederschlagsalgorithmen von Ferraro und Wentz, die in den Vergleichsstudien der AIP und PIP Projekte für die globale Anwendung zusammen mit dem SSM/I Bauer Algorithmus am besten abgeschnitten haben, werden daher in dieser Arbeit auf ihre lokale Anwendbarkeit für nordatlantische Zyklonen in Fallstudien getestet und den SSM/I Bauer Ergebnissen aus Kapitel 6 gegenübergestellt. Die Ergebnisse werden stellvertretend für alle untersuchten Fallstudien für den 17.02, 14.02 und 09.02.1997 mit dem streubasierten SSM/I Ferraro Algorithmus im Unterkapitel 9.2 und für den emissionsbasierten SSM/I Wentz Algorithmus im Unterkapitel 9.3 vorgestellt.

9.2. Niederschlagsvergleichsstudie SSM/I Ferraro - SSM/I Bauer

Der Ferraro Algorithmus ist ein auf Streuung basierter Niederschlagsalgorithmus. Abgeleitet wurde er aus dem 85 GHz Kanal "Scattering Index" (SI), der von Grody (1991) entwickelt wurde. Grodys Ansatz beruht wiederum auf der Technik des Goddard SCATtering Algorithm (GSCAT) von Adler et al. (1994). Diese Algorithmen wurden zum Ferraro Algorithmus weiterentwickelt (Ferraro et al., 1996; Ferraro, 1997; Greene et al., 1997), der für die globale Land/Ozeannutzung erstellt wurde. Wegen der großen Gegensätze in der Emissivität der Oberflächen Land und Wasser wurde jedoch eine Teilung des Algorithmus in einen Ozeanteil und einen Landteil vorgenommen. In dieser Arbeit wird nur die Ozeankomponente getestet. Diese wurde durch einen Emissionsansatz nach Weng und Grody (1994) ergänzt. Der Scattering Index berechnet sich aus den 19V, 22V und 85V Kanälen des SSM/I. Überschreitet der SI Grenzwert 10K wird Niederschlag diagnostiziert (Grody, 1991). Es wird darauf hingewiesen, daß dieser Grenzwert lokal angepaßt werden kann, um die regnenden Flächen in ihrer Größe variabel gestalten zu können. Global kann dies jedoch zu Fehlern in der Regenerkennung führen. Zudem führte die Variation des Grenzwertes nicht zur Erkennung intensiverer Niederschlagsereignisse, sondern vergrößerte lediglich die Fläche geringer Niederschläge bis 0.5 mm/h. Die Methode wurde mit bodengebundenen Radarmessungen kalibriert (Ferraro und Marks, 1995). Der Algorithmus

wird auf maximal 35 mm/h Niederschlag durch ein Grenzwertverfahren begrenzt. Die Ableitung des Algorithmus kann in Ferraro (1997) nachgelesen werden.

Die Abbildungen 9.1 und 9.2 zeigen die Niederschlagsverteilung und Intensität des Ferraro Algorithmus mit der in Kapitel 4 eingeführten MSM für die Fallstudien vom 17.02.1997, 14.02.1997 und 09.02.1997 mit dem aus EZMW unterlegten Bodendruckfeld. Die vorgestellten Ergebnisse gelten für alle untersuchten Fallstudien und werden zusammenfassend in Abbildung 9.3 diskutiert.

Der SSM/I Ferraro Niederschlag zeigt im Gegensatz zu SSM/I Bauer große Unterschiede in der Verteilung und Intensität des Niederschlags. Am 17.02.1997 (Abb. 9.1 oben) erkennt SSM/I Ferraro nur sporadisch Niederschlag auf dem Nordatlantik, zusammenhängende Frontensysteme sind nicht erkennbar. Die Kaltfront ist nur im nördlichen Bereich des Kerns zu erkennen. Der restliche Frontenverlauf zeigt bei Ferraro keinerlei Niederschlag. Die Warmfront vor Skandinavien fehlt ebenfalls komplett. Auf dem südlichen Nordatlantik fehlen sämtliche Schauer. Die Zyklonogenese vor der amerikanischen Ostküste wird nur im Kern erkannt. Das regnende Gebiet ist etwa um Faktor 10 kleiner als bei SSM/I Bauer (Abb. 6.1). Die von Ferraro fernerkundeten Regenraten im Kern der Zyklonogenese sind dagegen identisch mit SSM/I Bauer. Der subtropische Schauerkomplex wird dagegen wie bei SSM/I Bauer erkannt. Die kalte Rückseite des Tiefs „Caroline“ wird bei Ferraro strukturell erkannt, jedoch sind die Intensitäten deutlich geringer. Im Kern der Rückseitenzyklone kommen dagegen einzelne Pixel mit bis zu 5.1 mm/h Niederschlag vor.

Am 14.02.97 wird die Zyklone strukturell von Ferraro erkannt (Abb. 9.1 unten). Die Fläche des Niederschlags wird jedoch deutlich unterschätzt. Die Rückseite wird mit 0.8 mm/h fernerkundet. Bei SSM/I Bauer ist der Niederschlag um einen Faktor 10 höher (Abb. 6.6).

Die Fallstudie vom 09.02.97 ist in Abbildung 9.3 dargestellt. Die Kaltfronten werden wie in den vorhergehenden Beispielen nur im Kern identisch zu SSM/I Bauer wiedergegeben und fehlen sonst fast vollständig. Am 09.02.97 morgens wird die Zyklonogenese in guter Übereinstimmung mit SSM/I Bauer erkannt (Abb. 6.3). Dagegen fehlen bei SSM/I Ferraro die kalte Rückseite sowie alle subtropischen Schauergebiete.

Das Streudiagramm in Abbildung 9.3 verdeutlicht anhand der zehn Fallstudien aus Kapitel 5, daß die Korrelation zwischen SSM/I Bauer und SSM/I Ferraro sehr gering ist. Zwar werden einige Datenpunkte im intensiv ausgeprägten Kern der Kaltfronten ähnlich zu SSM/I Bauer fernerkundet (Sterne), jedoch sind alle Datenpunkte in den kalten Rückseiten (Dreiecke) sowie die Warmfronten, Zyklonogenesen und Subtropenschauer mit deutlich geringeren Niederschlagsintensitäten fernerkundet. Häufig erkennt SSM/I Ferraro gar keinen Niederschlag. Dieser Vergleich zeigt auf, daß aus Satellitendaten abgeleitete Produkte kein einheitliches Bild von nordatlantischen Tiefdruckgebieten zeigen.

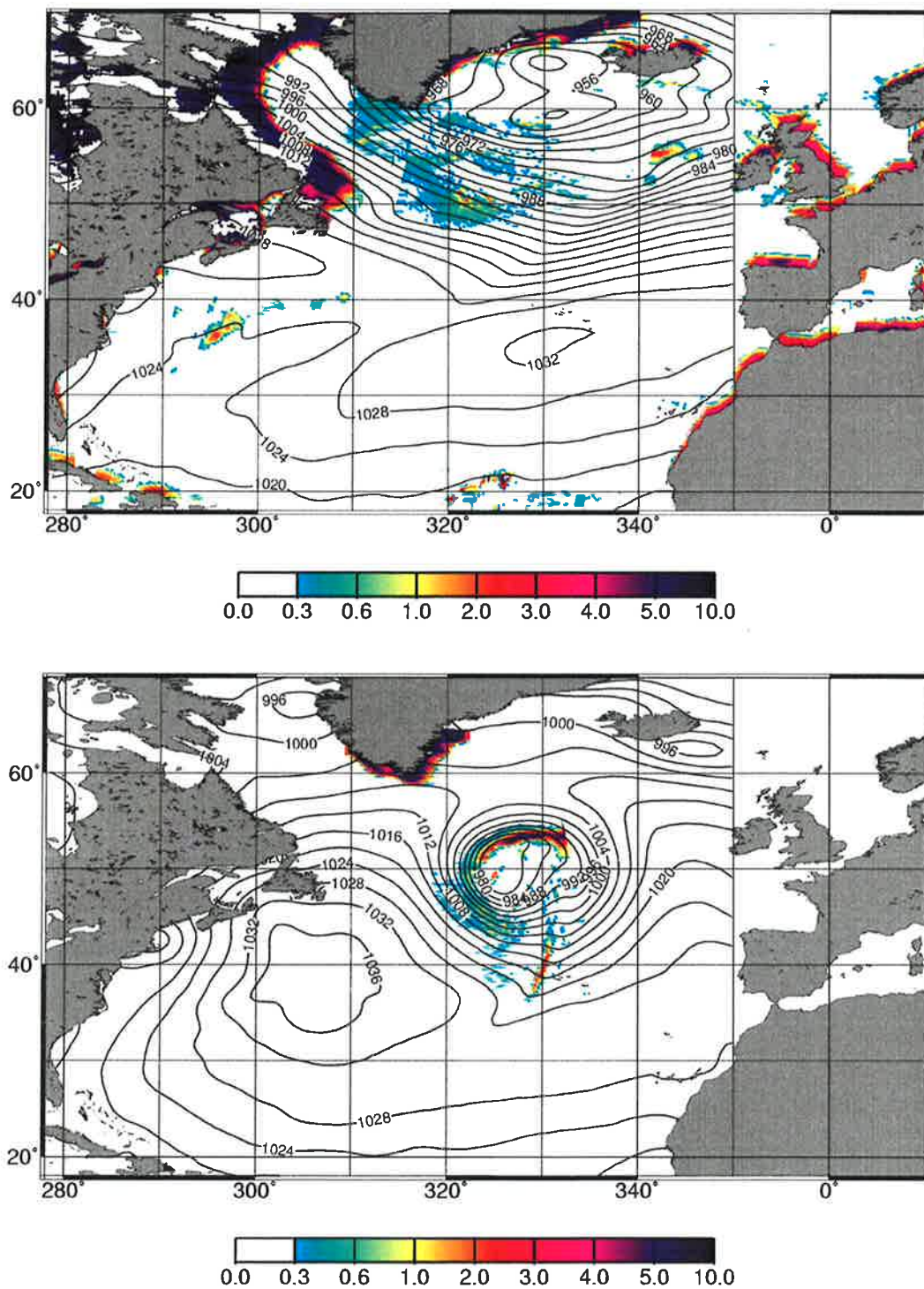


Abbildung 9.1: Niederschlagsverteilung des SSM/I Ferraro Algorithmus in mm/h.
Oben: Fallstudie vom 17.02.97 „Caroline“.
Unten: Fallstudie vom 14.02.97.

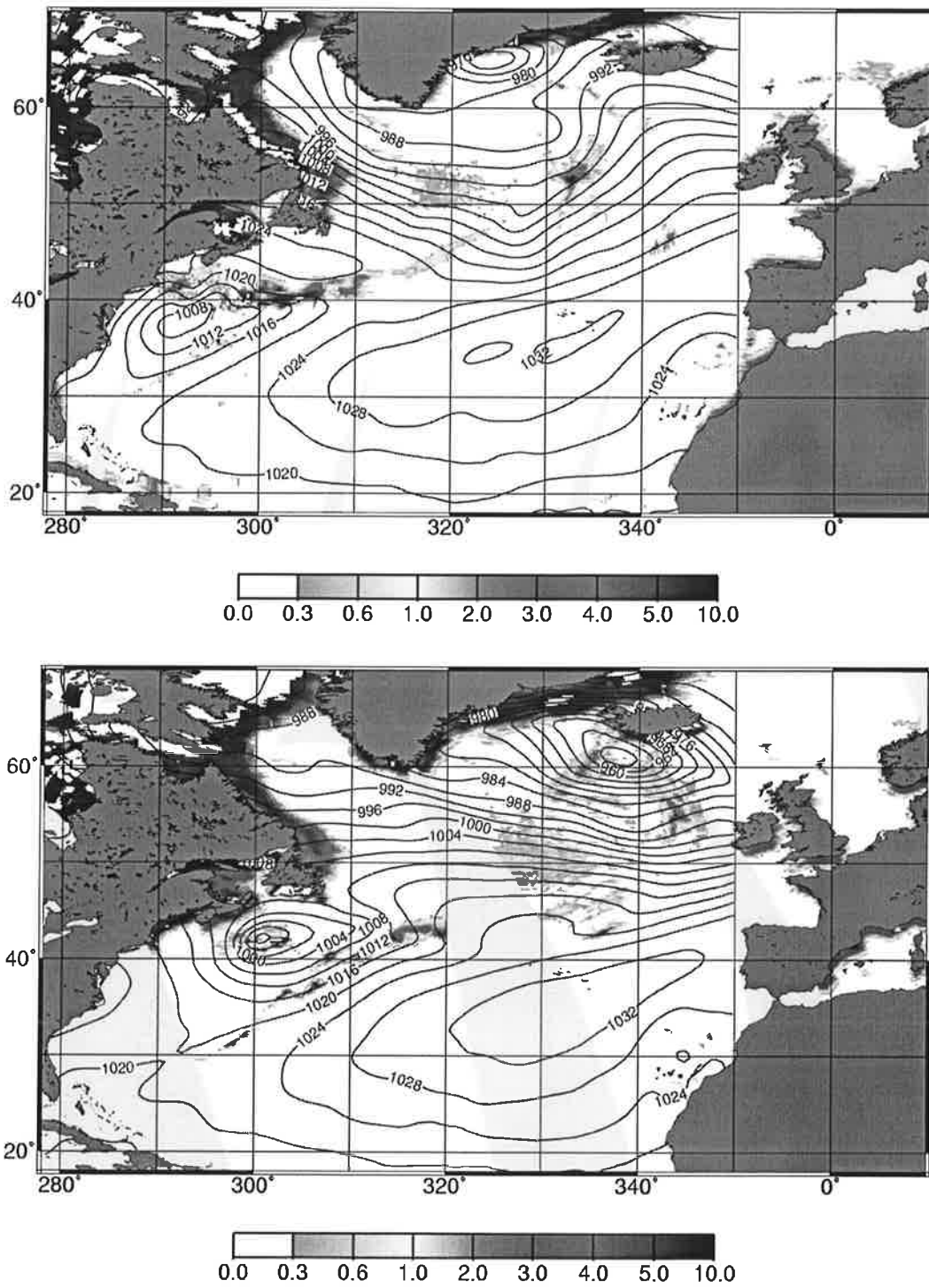


Abbildung 9.2: Niederschlagsverteilung des SSM/I Ferraro Algorithmus in mm/h.
 Oben: Fallstudie vom 09.02.97 morgens „Zacharia“.
 Unten: Fallstudie vom 09.02.97 abends „Zacharia“.

SSM/I Ferraro Bauer Niederschlagsvergleich

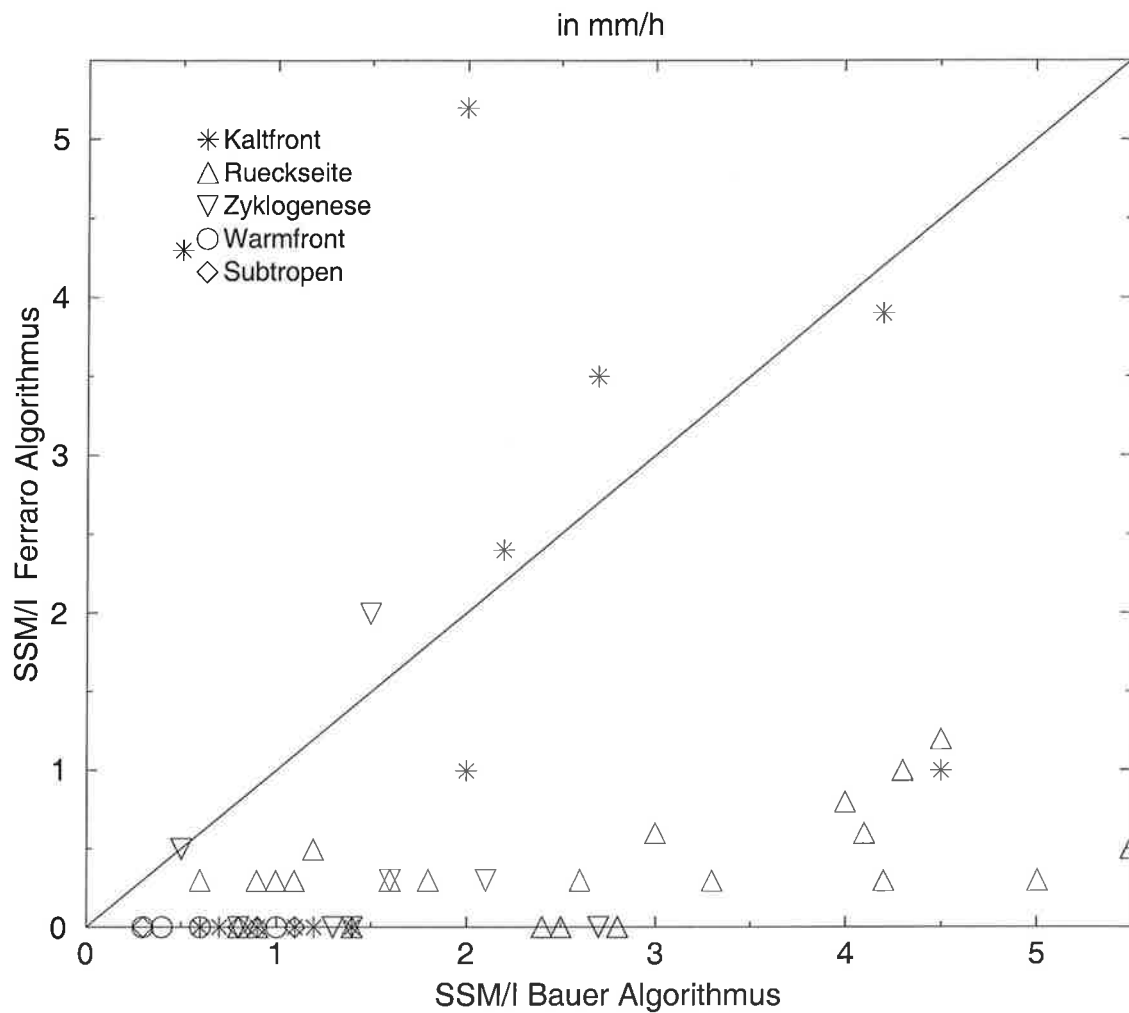


Abbildung 9.3: Vergleich von Niederschlagsraten zwischen dem SSM/I Bauer Algorithmus und dem SSM/I Ferraro Algorithmus für die unabhängige in-situ Schiffswettermeldungen vorliegen. Die Niederschlagsereignisse sind getrennt nach Kaltfront, Rückseitenzyklonen, Zyklonensegebieten, Warmfronten und subtropischen Schauersystemen. Datengrundlage bilden die in Kapitel 5 gezeigten Fallstudien.

9.3. Niederschlagsvergleichsstudie SSM/I Wentz - SSM/I Bauer

Der Quellcode des Wentz Algorithmus stand im Rahmen dieser Arbeit nicht zur Verfügung. Daher wurde für die Vergleichsstudien auf die fertigen Bildprodukte der Remote Sensing Homepage, die unter <http://www.ssmi.com> abgelegt sind, zurückgegriffen. Die Bildprodukte von Wentz liegen satellitenweise abgelegt vor, so daß für jede Fallstudie drei, allerdings lückenhafte, Bildprodukte existieren. Auf die Darstellung von 30 Szenen für 10 Fallstudien wird hier verzichtet. Exemplarisch werden für drei Fallstudien je zwei Satellitenprodukte von Wentz gezeigt. Da nur Bildprodukte vorliegen, müssen zur Bestimmung der Niederschlagsraten aus SSM/I Wentz, unter Nutzung eines feinmaschigen Gitters, für die in-situ Datenpositionen die Regenraten abgeschätzt werden. Dieses Verfahren besitzt aber eine hinreichende Genauigkeit, da primär nur gezeigt wird, wie gut der Wentz Datensatz die verschiedenen Niederschlagsregionen im Vergleich zu SSM/I Bauer beurteilt. Die MSM konnte für den Wentz Algorithmus aus oben genannten Gründen nicht verwendet werden.

Der Wentz Algorithmus ist ein vereinheitlichter Allwetter Ozean Algorithmus, mit dem aus den Helligkeitstemperaturen gleichzeitig die Windgeschwindigkeit, der Flüssigwassergehalt, der Gesamtwasserdampf und die Regenrate abgeleitet werden (Wentz, 1992; Wentz, 1997; Wentz und Spencer, 1998). Dieser Algorithmus ist eine direkte Kombination des „No-Rain“ Algorithmus von Wentz (1997) und einem neuen Regenalgorithmus. Dieser basiert auf Strahlungsübertragungsrechnungen und nutzt die physikalischen Zusammenhänge zwischen der am Sensor gemessenen Helligkeitstemperatur und den abgeleiteten Parametern. Die Herleitung des Algorithmus ist in Wentz (1997) diskutiert.

Die Abbildungen 9.4 und 9.5 zeigen die aus dem SSM/I Wentz Algorithmus abgeleitete Niederschlagsverteilung und -intensität. SSM/I Wentz zeigt am 17.02.97 eine gute Übereinstimmung aller frontalen Gebiete mit SSM/I Bauer (Abb. 6.1). Subtropenschauer werden von SSM/I Wentz nicht erkannt. Der wesentliche Unterschied zu den SSM/I Bauer Daten besteht aber wiederum in der Nichtexistenz der Rückseitenzyklone im Wentz Algorithmus (Abb. 9.4 oben).

Am 14.02.97 wird die spiralförmige Zyklone in guter Übereinstimmung mit SSM/I Bauer fernerkundet (Abb. 6.6). Teile der Rückseitenzyklone werden von SSM/I Wentz erkannt. Obwohl die Niederschlagsintensität auf der Rückseite ähnlich hohe Werte wie bei SSM/I Bauer aufweist, ist die Fläche gegenüber SSM/I Bauer deutlich kleiner (Abb. 9.4 unten).

Am 09.02.97 werden sehr gute Übereinstimmungen zwischen SSM/I Bauer und SSM/I Wentz für frontale Niederschläge erreicht. Die Rückseitenzyklone wird dagegen von Wentz nicht erkannt (Abb. 9.5 und 6.3). Alle weiteren, hier nicht gezeigten Fallstudien zeigen, daß nur die frontalen Gebiete übereinstimmend fernerkundet

werden. Rückseitenzyklonen und Subtropenschauer fehlen bei SSM/I Wentz gänzlich.

Das zeigt auch das Streudiagramm in Abbildung 9.6. Kaltfronten, Warmfronten und Zyklogenesebereiche zeigen eine geringe Streuung um die SSM/I Bauer Werte. Subtropenschauer und insbesondere Rückseitenzyklonen werden nicht erkannt (Dreiecke). Am 14.02.97 zeigen die SSM/I Wentz Werte auf der Rückseite der Spiralzyklone Werte über 1 mm/h. Dies ist der einzige belegte Fall, in dem SSM/I Wentz ansatzweise eine Rückseitenzyklone erkennt.

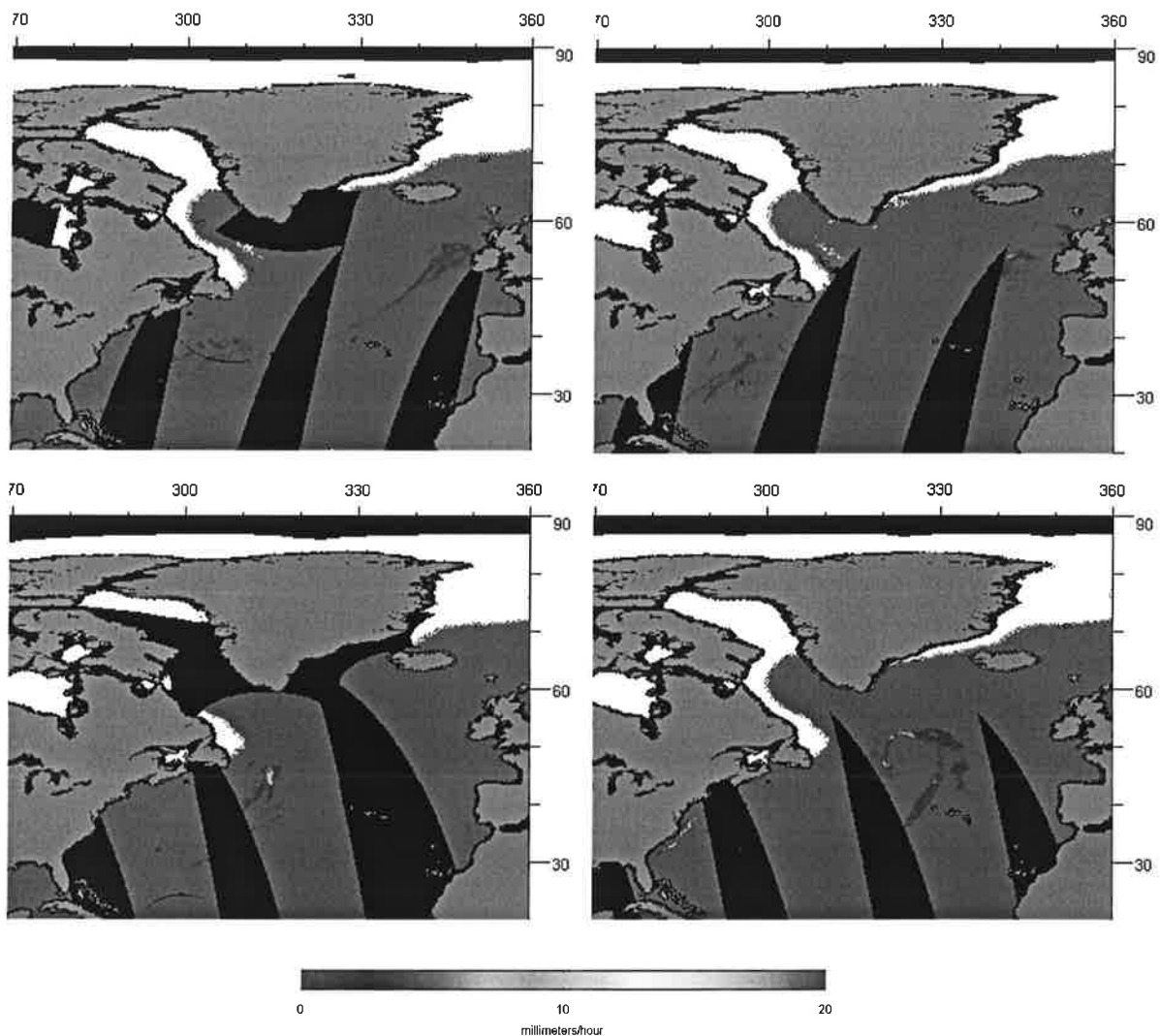


Abbildung 9.4: Niederschlagsverteilung des SSM/I Wentz Algorithmus in mm/h.

Oben: Fallstudie vom 17.02.97 „Caroline“, links F11, rechts F13.

Unten: Fallstudie vom 14.02.97, links F10, rechts F13.

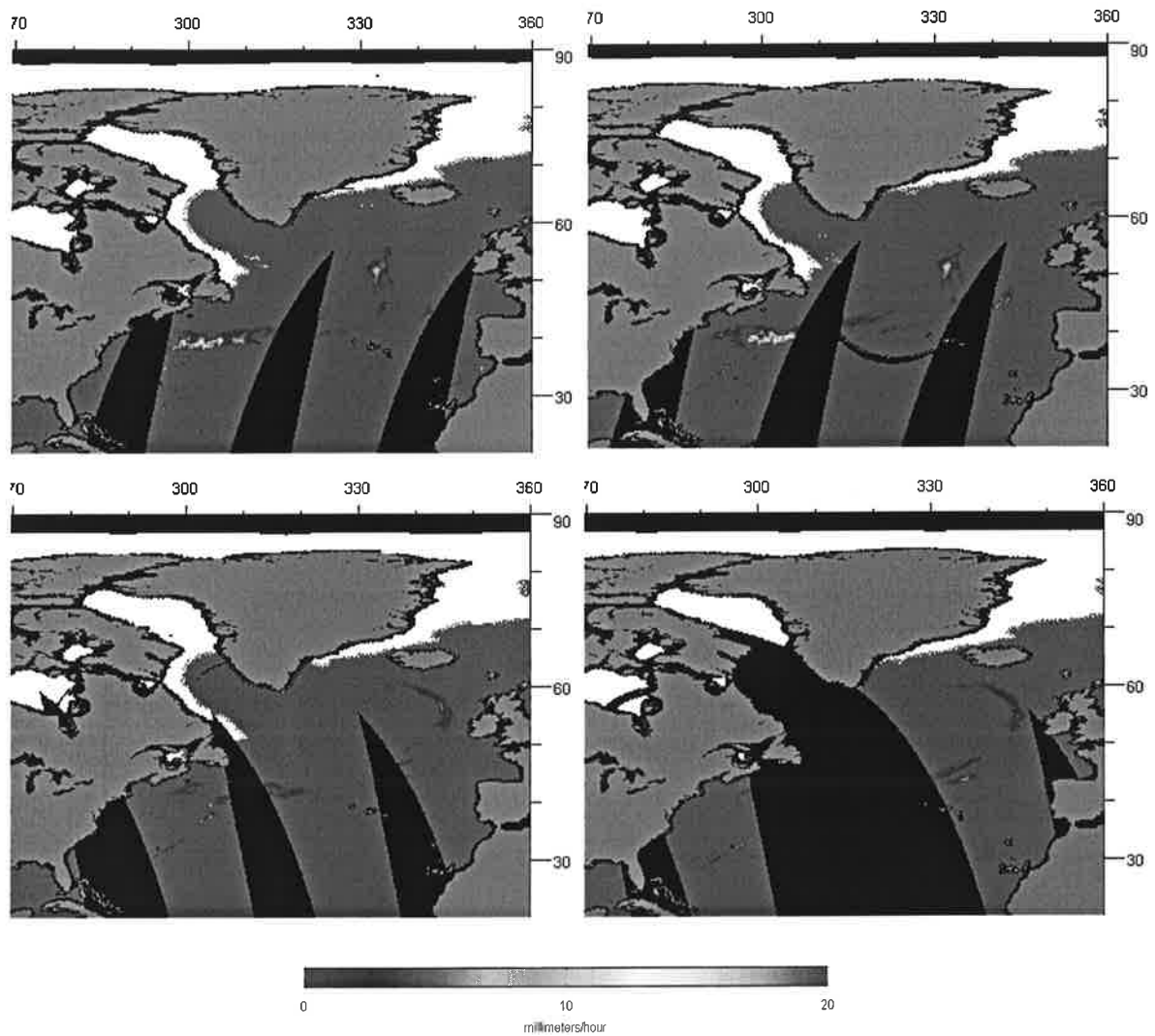


Abbildung 9.5: Niederschlagsverteilung des SSM/I Wentz Algorithmus in mm/h.
Oben: Fallstudie vom 09.02.97 „Zacharia“, morgens, links F11, rechts F13.
Unten: Fallstudie vom 09.02.97 „Zacharia“, abends, links F11, rechts F13.

SSM/I Wentz Bauer Niederschlagsvergleich

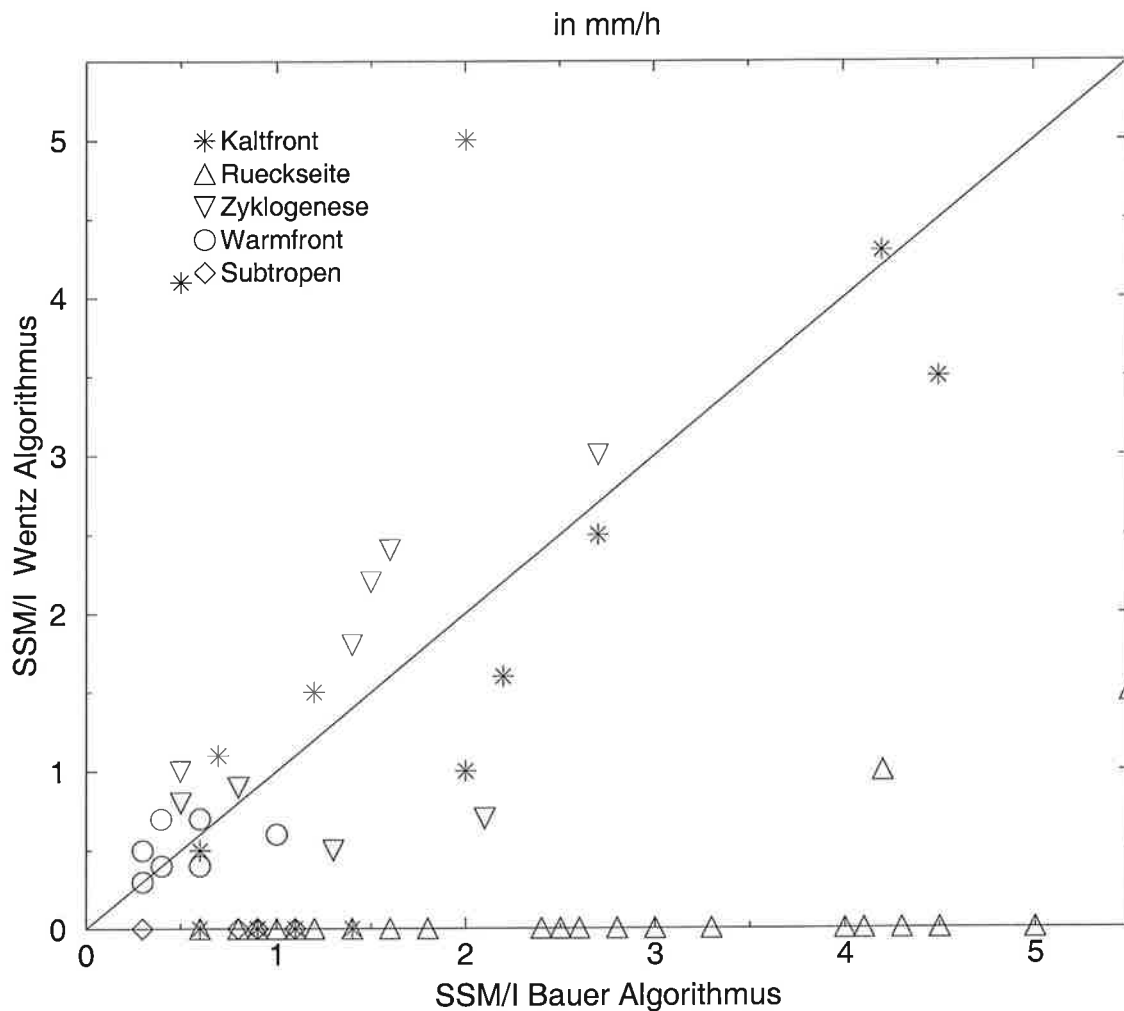


Abbildung 9.6: Vergleich von Niederschlagsraten zwischen dem SSM/I Bauer Algorithmus und dem SSM/I Wentz Algorithmus für die unabhängige in-situ Schiffswettermeldungen vorliegen. Die Niederschlagsereignisse sind getrennt nach Kaltfront, Rückseitenzyklonen, Zyklonensegebieten, Warmfronten und subtropischen Schauersystemen. Datengrundlage bilden die in Kapitel 5 gezeigten Fallstudien.

10. VERGLEICH MIT DER WOLKENKLIMATOLOGIE ISCCP

10.1. Überblick

Mit der aus Satellitendaten erstellten Wolkenklimatologie ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) kann die Fallstudie „Sturm des Jahrhunderts“ vom 14.03.1993 zusätzlich zum Niederschlagsvergleich aus Kapitel 6 und 7 auf die Parameter Wolkenoberkantendruck, optische Dicke und Wolkentypen untersucht werden. Dadurch entsteht die Möglichkeit, die kalte Rückseite der Zyklone auf die Existenz konvektiver Wolken und indirekt auf deren Niederschläge über hohe optische Dicken zu prüfen. Wie in Kapitel 7 gezeigt wurde, liefert das EZMW Modell auf der Rückseite dieser Zyklone keine Niederschläge. Die SSM/I Bauer Daten zeigen dagegen große Starkregenareale mit bis zu 9.8 mm/h Niederschlag hinter der Kaltfront. Derartig starke Niederschläge sollten einen eindeutigen Hinweis im Feld der optischen Dicke in den ISCCP Daten liefern (Lin und Rossow, 1997; Lin et al., 1998). Die Wolkentypen in diesem Gebiet müssten in den entsprechenden ISCCP Daten stark konvektiver Art sein. Dieser unabhängige Vergleich zwischen SSM/I Bauer, den Modellen und ISCCP kann nur für den Fall vom 14.03.1993 vorgestellt werden, da die benötigten ISCCP Daten nur bis Ende 1993 vorliegen.

ISCCP wurde als erstes Projekt des World Climate Research Programme (WCRP) im Jahre 1982 gegründet (Rossow und Schiffer, 1991). Die Hauptziele des ISCCP sind die Erstellung eines globalen, hochaufgelösten, kalibrierten Strahlungsdatensatzes, und darüber hinaus die Ableitung von Algorithmen und Techniken zur Bestimmung der physikalischen Eigenschaften von Wolken aus dem Strahlungsdatensatz. Verbesserungen der Parameterisierungen von Wolken in Klimamodellen sind ein langfristiges Ziel des ISCCP. Die resultierende, validierte globale Wolkenklimatologie trägt zum besseren Verständnis der Strahlungsbilanz der Erde bei, liefert Informationen zum hydrologischen Kreislauf, der Verteilung und Häufigkeit von Wolken und deren optischen Dicken (Han et al., 1998). Untersucht wurden die Wolkeneigenschaften bezüglich ihres Tagesganges, ihres saisonalen und jährlichen Verhaltens. Dabei konzentrierte sich die Arbeit zunächst auf die Strahlungsbilanz der Erde sowohl am Außenrand der Atmosphäre als auch am Boden. In der zweiten Phase von ISCCP gewann der Einfluß von Wolken auf den hydrologischen Zyklus stärkere Bedeutung. Dazu wurden zur ISCCP Analyse TOVS Daten hinzugezogen, um zusätzliche Informationen über die vertikale Schichtung von Temperatur und Feuchte der Atmosphäre zu bekommen (Kidwell, 1995). Die Erstellung des in dieser Arbeit genutzten ISCCP DX Datensatzes erfolgt in drei Schritten, der Wolkenerkennung, der Strahlungsanalyse und einer statistischen Analyse (Rossow et al., 1996; Stubenrauch et al., 1999). Genutzt werden die fünf geostationären VIS/IR Satelliten METEOSAT, GOES-W, GOES-E, INSAT und GMS sowie zwei polarumlaufende NOAA AVHRR VIS/IR

Satelliten. Im Wolkenerkennungsteil werden die sogenannten B3 Strahlungsdaten in vier Schritten mit mehreren Helligkeitstemperaturgrenzwertverfahren auf wolkenfreie und bewölkte Fälle pro Gitterbox untersucht und getrennt (Rossow und Garder, 1993a). Nach der Trennung werden die Daten auf Fehler und unplausible Helligkeitstemperaturen überprüft. Dieses Verfahren wird für die IR- und VIS-Daten getrennt angewendet. Abschließend werden die IR- und VIS-Daten auf ihre Konsistenz bei der Erkennung von Wolken oder wolkenfreiem Himmel geprüft. Die Wolkenverteilung wird im DX Datensatz mit einer räumlichen Auflösung von 30 km und einer zeitlichen Auflösung von drei Stunden dokumentiert (Rossow und Garder, 1993b). Zur Ableitung der optischen Dicke der Wolken und der Wolkenoberkantentemperatur im bewölkten Fall sowie der Ableitung der Bodenreflektivität und der Temperaturen im unbewölkten Fall, wird die gemessene Strahlung am Sensor mit simulierten Werten aus Strahlungsübertragungsrechnungen verglichen (Brest und Rossow, 1992). Dies bedingt, daß alle abgeleiteten Größen modellabhängig sind. Die Genauigkeit der abgeleiteten Größen hängt von der Wahl der Modellbodeneigenschaften im unbewölkten Fall ab, oder z.B. vom Modelleinfluß der Wolken untereinander im bewölkten Fall. Die Validierung der ISCCP Wolkenanalyse umfaßt daher drei Schritte, die Wolkenerkennung, die Wolkenquantifizierung und die Bestimmung ihrer Strahlungseigenschaften (Rossow und Schiffer, 1999). Im unbewölkten Fall wird die fernerkundete SST mit Bodenmessungen verglichen. Diese Technik erlaubt gleichzeitig die Eichung des Modells.

Lau und Crane (1997) verglichen den ISCCP Datensatz mit dem Standardsatz an Bodenbeobachtungen. Abgesehen von der Unterschätzung von niedrigen Wolken unter Cirrusschirmen östlich der Tiefdruckgebiete im ISCCP Datensatz ergaben sich für die mittleren Breiten sehr gute Übereinstimmungen in beiden Datensätzen. Die konvektiven Rückseitenniederschläge sollten sich daher indirekt in den ISCCP Daten abbilden.

10.2. Fallstudie 14.03.1993 „Sturm des Jahrhunderts“

Die Verwendung der ISCCP Datensätze optische Dicke, Wolkenoberkantendruck und Wolkentypen zum selben Zeitpunkt, setzt ein kombiniertes VIS/IR Produkt voraus. Dadurch kann der Vergleich mit den SSM/I Daten erst um 18 UT erfolgen. Zu diesem Zeitpunkt ist das Tief in den Abbildungen 6.14 und 6.15, 7.5 mit seinem Kern Richtung Nord-Nordost vor die Küste Neufundlands gezogen. Die Kaltfront verläuft immer noch von Neufundland bis Kuba. Hinter der Kaltfront ist eine gut ausgebildete postfrontale Subsidenz sichtbar. Die kalte Rückseite mit den in Abbildung 6.14 gezeigten Starkniederschlägen hat sich um 18 UT nordwärts verlagert und liegt südlich von Nova Scotia.

Der Wolkenoberkantendruck aus den ISCCP DX Daten zeigt deutlich die hochreichenden Wolken des Kerns nordöstlich von Neufundland und die bis Kuba und Haiti reichende Kaltfront. Hinter der Kaltfront ist die postfrontale Subsidenz sehr gut sichtbar (Abb. 10.1 links). Das konvektive, um 18 UT nach Norden abziehende Starkregengebiet (Abb. 6.14) ist gut am niedrigen Wolkenoberkantendruck zu erkennen, der

ähnliche Werte wie in der Kaltfront erreicht. Die Modelle EZMW T213 und ECHAM4 T106 unterschätzen niedrige und mittelhohe Wolken derart, daß sich die in Abbildung 7.5 gezeigten Rückseitenniederschläge nicht ausbilden. Die Vergleiche mit ECHAM4 T106 sind in Bauer (2000) abgebildet. Die Kaltfront wird dagegen in den Modellen überschätzt. Dies führt, wie in Abbildung 7.5 zeigt, im Vergleich zu SSM/I Bauer zu wesentlich höheren Modellniederschlägen, obwohl die diese ein sechsstündiges Integral abbilden und daher eine breitere Verteilung des Niederschlags zeigen. Den auf der kalten Rückseite vorkommenden stratiformen tiefliegenden Wolken im Modell stehen konvektive Wolken aus ISCCP gegenüber. Diese Unterschätzung im Modell könnte nach Bauer (2000) an Schwächen in der Konvektionsparameterisierung liegen. Danach unterscheidet das Konvektionsschema im Modell zwischen flacher und mittelhoher Konvektion. Pro Gitterbox und Zeitschritt wird jedoch nur eines der beiden Kriterien zugelassen. Das Modell neigt an dieser Stelle zur flachen, stratiformen Bewölkung ohne Niederschlag, was durch eine starke Überschätzung der Größe der postfrontalen Subsidenz im Modell begründet sein kann. Dahinter trocknet die Luft im Modell so stark ab, daß erneute Konvektion ausgeschlossen wird. Das widerspricht den Ergebnissen von ISCCP und den in dieser Arbeit validierten Niederschlägen von SSM/I Bauer.

Die optische Dicke in Abbildung 10.1 rechts, zeigt eine Verteilung optisch dicker Wolken, die der Struktur der Niederschläge aus SSM/I nahezu identisch ist (Abb. 6.14). Bei dem Vergleich der ISCCP Daten mit den Modellen zeigt sich erneut, daß zwar die frontalen Gebiete ähnliche Strukturen in der optischen Dicke aufweisen, die kalte Rückseite jedoch im Modell nur wenige, optisch dünne Wolken zeigt (Abb. 10.2 links). Das widerspricht der Verteilung der optischen Dicke, abgeleitet aus ISCCP Daten. Da die optische Dicke proportional zum Flüssigwassergehalt der Wolke ist, und dieser wiederum mit dem Niederschlag verknüpft ist, zeigen die Beobachtungen mit ISCCP und die SSM/I Bauer Niederschläge eine hohe Korrelation. Das Fehlen der optischen Dicken im Modell auf der kalten Rückseite wird durch den falschen Konvektionstyp im Modell erklärt.

Der Vergleich zwischen den aus ISCCP abgeleiteten Wolkentypen mit dem GOES Satellitenbild in Abbildung 6.15 und dem SSM/I Bauer Niederschlag (Abb. 6.14), zeigt plausible Übereinstimmungen. Die Richtung Norden gewanderte kalte Rückseite des Blizzards zeigt in Abbildung 10.2 rechts typische Rückseitenbewölkung. Diese ist gekennzeichnet durch mittelhohe Konvektion. Der inzwischen erneut auf das Festland gezogene Teil des Starkregengebietes aus Abbildung 6.14, zeigt eine homogene Bewölkung mit Cumulonimben, dem am stärksten konvektiv ausgeprägten Wolkentyp. Cumulonimben liefern grundsätzlich starke Regenfälle die, je nach Größe und Genese der Wolkencluster, anhaltend wolkenbruchartige Regenfälle verursachen können, wie in Abbildung 6.14 gezeigt wird. Die Modelle liefern in diesem Rückseitenbereich jedoch Stratocumulus statt Cumulonimben (Bauer, 2000).

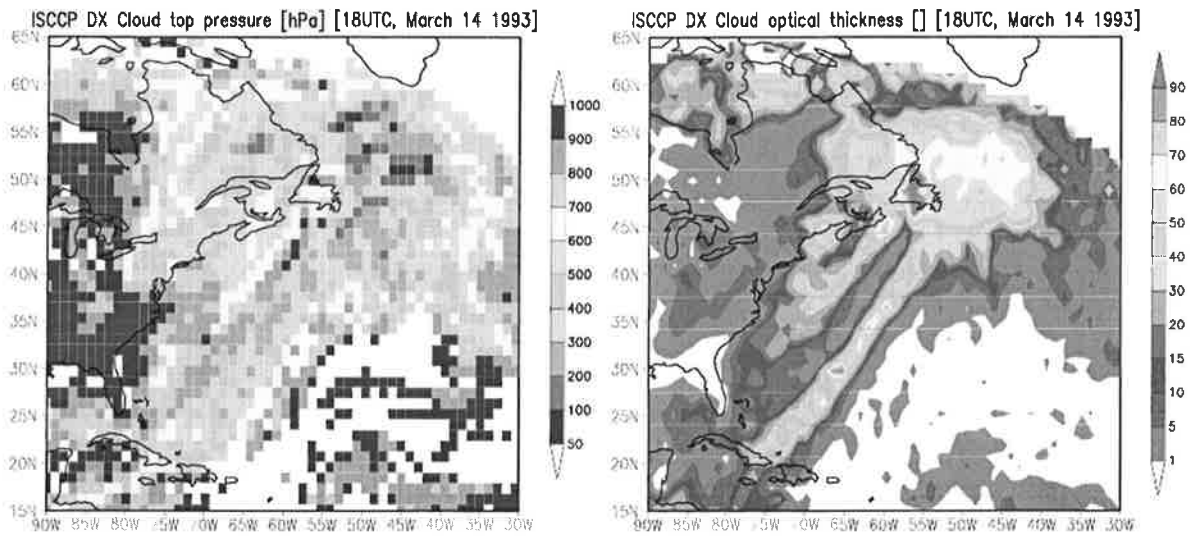


Abbildung 10.1: Der Wolkenoberkantendruck in hPa (links) und die optische Dicke (rechts), abgeleitet aus ISCCP DX Daten vom 14.03.1993 18 UT.

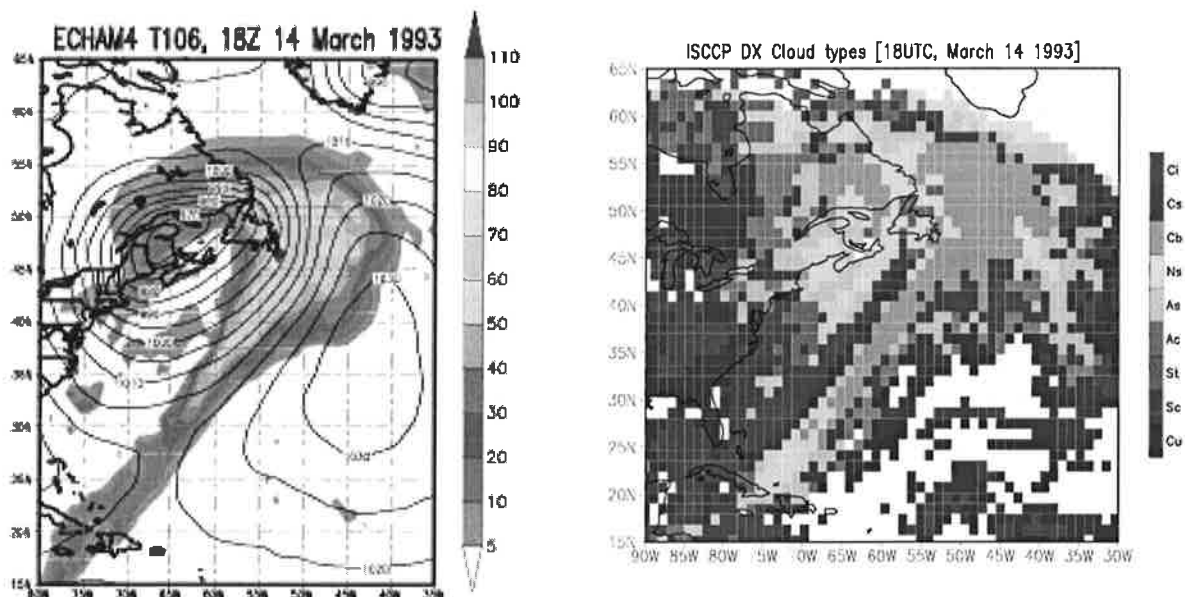


Abbildung 10.2: Optische Dicke des ECHAM4 Modells (links) und die Wolkentypenklassifizierung (rechts), abgeleitet aus ISCCP DX Daten für den 14.03.1993 18 UT.

11. IN-SITU VALIDATION

11.1. Überblick

Der Vergleich der Niederschlagsfallstudien zwischen den SSM/I Algorithmen und Modellen hat gezeigt, daß die abgeleiteten Niederschlagsraten nur für bestimmte Regionen innerhalb der Zyklonen übereinstimmen. So wurde bislang gezeigt, daß die Verteilung und Intensität des Niederschlags in Kalt- und Warmfronten und in Zyklonengene befindlichen Tiefdruckgebieten bezüglich aller Datensätze zufriedenstellend wiedergegeben wird. Dagegen wurden große Unterschiede in den kalten Rückseitengebieten westlich der Kaltfronten großer Zyklonen gefunden. Als einziger Datensatz zeigt SSM/I Bauer in diesen Gebieten großflächige, stark konvektive Niederschläge. In den Kapiteln 5 und 6 wurde gezeigt, daß diese Ereignisse in den AVHRR, OLS, METEOSAT und GOES Satellitenbildern grundsätzlich mit großräumigen Wolkenclustern einhergehen, die häufig die Struktur einer Rückseitenzyklone annehmen. Die Existenz dieser Wolkenstrukturen allein kann aber nicht belegen, ob es unter diesen Clustern zu Starkregenereignissen kommt. Ziel dieses Kapitels ist es zu zeigen, ob die ausschließlich bei SSM/I Bauer auftretenden Rückseitenniederschläge in dieser Ausprägung tatsächlich existieren.

Die betroffenen Gebiete befinden sich ausschließlich nördlich von 40° Nord in einer Region, die so weit vom Festland entfernt ist, daß größere Forschungsflugzeuge dieses Gebiet zwar erreichen können, deren Einsatzzeit vor Ort aber durch die benötigten An- und Abflugszeiten stark limitiert ist. Aus diesem Grund hat auch während FASTEX kein Forschungsflug in diesem Gebiet stattgefunden. Die im Forschungseinsatz befindlichen Großflugzeuge mit C-Band Radaren zur aktiven Fernerkundung von Niederschlag sind die propellergetriebenen Lockheed C-130 Hercules und die Lockheed P-3 Orion. Deren Einsatzradius läßt aber die Erkundung der Region auf 50° Nord, 35° West nicht zu.

Zur Validierung der Satellitendaten steht damit ausschließlich der Linienschiffsverkehr und die Forschungsschiffe des FASTEX Experiments auf dem Nordatlantik zur Verfügung.

In diesem Kapitel werden alle untersuchten Datensätze der Niederschlagsfallstudien mit in-situ Beobachtungen verglichen. Dazu werden die synoptischen Wetterschlüsselcodes (ww-Code) verwendet, die das Wetter zur Zeit der Beobachtung beschreiben. Daraus werden Karten der raumzeitlichen Wetter- und Niederschlagssituation auf dem Nordatlantik zu den synoptischen Terminen erstellt. Diese zeigen deutlich das Auftreten von Niederschlag in Abhängigkeit vom Ort innerhalb der Zyklonen. Quantitativ kann damit im Unterkapitel 11.2.1 gezeigt werden, ob der bei SSM/I Bauer gezeigte konvektive Rückseitenniederschlag tatsächlich beobachtet wird. Darüber hinaus wird im Unterkapitel 11.2.2 eine Zuordnung der ww-Codes in Niederschlagsklassen entwickelt. Mit den in allen Datensätzen gut übereinstimmenden

Niederschlagsraten der Regionen Kaltfront, Warmfront, junge Zyklongenese und subtropische Schauer werden die Niederschlagsklassen kalibriert und auf die Rückseitenniederschläge angewendet.

Im Unterkapitel 11.3 wird zusätzlich der Bodendruck des EZMW Modells mit dem in-situ gemessenen Bodendruck verglichen, um zu prüfen, ob die Entstehung der Rückseitenniederschläge im Modell durch nicht erkannte kleinräumige Tiefdruckgebiete verhindert wird.

11.2. Verteilung des Niederschlags aus in-situ Daten

11.2.1. Wettercodes

Der Niederschlag ist der Parameter mit der größten raumzeitlichen Variabilität. Nach Bellon und Austin (1896) treten bei Schaueraktivität häufig Situationen auf, bei denen z.B. zwei 100 km entfernte Schiffe mit Regenmessern ausgerüstet auf bis zu 100% Unterschied in der monatlichen Regensumme kommen könnten. Einen Schauer mit einer durchschnittlichen Regendauer von acht Minuten an einem Ort auf dem Ozean inklusive seiner Regenmenge in-situ zu dokumentieren, ist sicherlich nur stichprobenartig durch die zufällige Anwesenheit eines Schiffe möglich. Die meisten Niederschlagsereignisse auf den Ozeanen werden daher in-situ unbeobachtet bleiben.

Die Validierung der Fernerkundungsdaten durch in-situ Niederschlagsmeldungen sollte jedoch prinzipiell für Fallstudienvergleiche möglich sein. Dabei ergibt sich jedoch ein zusätzliches Problem. Die Linienschiffahrt meldet zu den Standardzeiten um 00, 06, 12 und 18 UT den üblichen Satz an synoptischen Daten (SYNOP) in das weltweite Beobachtungsnetz. Größen wie Temperatur oder Druck sind dabei direkt zur Validation nutzbar, weil z.B die Messung einer konkreten Lufttemperatur zum SYNOP Termin an einem bestimmten Ort mit der modellierten Temperatur an diesem Ort direkt vergleichbar ist. Das gilt nicht für den Niederschlag. Diese Größe ist ohne die Verwendung von Regenmessern nur schwer abschätzbar. Abgesehen von zum Teil erheblichen Fehlern bei der Bestimmung der Niederschlagsmenge durch Regenmesser, ist der Niederschlag vom Schiff aus oft nur beobachtbar und tritt nicht am Ort der Schiffsposition auf. Der Schluß auf die Niederschlagsmenge ist daher vor Ort kaum möglich, zumal die meteorologisch nicht vorgebildete Besatzung eines Linienschiffes die Temperatur oder den Druck korrekt ablesen kann, nicht jedoch die Wolkentypenerkennung oder den Rückschluß von beobachtetem Niederschlag auf dessen Menge in mm/h zu leisten vermag. Die Einteilung in Wetterschlüssel wie z.B. „leichter Nieselregen“ oder „sehr starke Schauer mit Graupel“ ist dagegen möglich. Diese ww-Wettercodes werden in das Beobachtungsnetz gemeldet.

Die für die vorliegende Arbeit relevanten ww-Niederschlagscodes sind in Tabelle 11.1 zusammengefaßt. Alle weiteren Codes, die in den Abbildungen erscheinen, weisen auf einen niederschlagslosen Wetterverlauf hin. Die am häufigsten auftretenden Codes sind 01, 02 und 03. Sie bezeichnen Wolkenauflösung, unverändertes Wetter, und Wolkenbildung jeweils ohne Niederschlag.

ww	Wetter an der Station	ww	Wetter an der Station
15	Precipitation within sight (near)	78	Isolated starlike snow crystals
16	Precipitation within sight (far away)	80	Rain shower(s), slight
20	Drizzle or snow grains	81	Rain shower(s), moderate or heavy
21	Rain (not freezing)	82	Rain shower(s), violent
25	Shower(s) of rain	83	Shower(s) of rain and snow mixed, slight
26	Shower(s) of rain or snow	84	Shower(s) of rain and snow, moderate or heavy
50	Slight drizzle	86	Snow shower(s), moderate or heavy
51	Drizzle, not freezing, continuous	87	Shower(s) of snow or small hail
52	Moderate drizzle	88	Shower(s) of rain and snow, moderate or heavy
53	Drizzle, not freezing, continuous	89	Shower(s) of hail, or rain, heavy
55	Heavy drizzle	90	Shower(s) of hail, or rain, heavy, thunder
56	Drizzle, freezing, slight	98	Thunderstorm
57	Drizzle, freezing, moderate or heavy	153	Drizzle, not freezing, heavy
60	Rain, slight	162	Rain, not freezing, moderate
61	Rain, continuous	163	Rain, not freezing, heavy
62	Rain, moderate	173	Snow, heavy
63	Rain, moderate, continuous	180	Showers or intermittent rain
68	Rain or drizzle and snow, light	185	Snow shower(s) or intermittent snow, slight
71	Continuous fall of snowflakes	186	Snow shower(s) or snow, moderate
72	Intermittent snowflakes, moderate	---	-----

Tabelle 11.1: 39 in den Fallstudien beobachtete ww-Niederschlagscodes (nach EZMW BUFR, Tabelle 020012). Ab ww 100 melden automatische Wetterstationen.

Die globalen synoptischen Meßdaten werden beim EZMW in Datenarchive eingespeichert, die im EZMW BUFR Report beschrieben sind. Diese fließen in das EZMW Modell und stehen Anwendern zur Verfügung. Mit diesem Datensatz werden in dieser Arbeit Karten erstellt, die die Verteilung von Schiffen auf dem Nordatlantik und deren Wettermeldungen mit der Uhrzeit der Messung in UT zeigen (Abb. 11.1 bis 11.4). Dabei wurden alle verfügbaren Schiffswettermeldungen berücksichtigt. Jeder Punkt entspricht einer Schiffsmeldung. Die Skala trennt die niederschlagsfreien Wettermeldungen in hell von den Niederschlagsmeldungen, die je nach Intensität der Niederschläge dunkler werdend dargestellt sind. Die obere Zahl gibt den Wetterbeobachtungscode „ww“ an, die untere Zahl die Zeit der Beobachtung. Zusätzlich wird

das zeitliche entsprechende EZMW Bodendruckfeld im Isolinienabstand von 4 hPa dargestellt. Offenkundig ist die große Anzahl heller Meßpunkte. Nur wenige Meldungen pro Fallstudie erfassen Niederschlag. Das liegt an der geringen Dichte der Messungen, der Konzentration der Schiffe in küstennahen Gewässern und an der Tatsache, daß die Schiffsroutenberatung der Wetterdienste den Linienverkehr häufig um große Tiefdruckgebiete herumlenkt. So erklärt sich z.B. die geringe Meßdichte vor der nordamerikanischen Ostküste bei Nova Scotia, wo die permanente Zyklogenese für hohe Windgeschwindigkeiten und starken Seegang sorgt. Dagegen befinden sich Forschungsschiffe häufig in Regionen, die die Linienschiffahrt vermeidet. Am FASTEX Experiment waren die Schiffe KNORR, AEGIR, SUROIT und V. BUGAEV beteiligt, die im Bereich der Rückseitenzyklonen zwischen 40° und 55° Nord und 30° bis 50° West starke Niederschläge und hohe Windgeschwindigkeiten gemessen haben (<http://www.cnrn.meteo.fr:8000/dbfastex/ftxinfo/ftxoliop/iop17.html>). Die große Anzahl von 40 Beobachtungen in den Rückseitenzyklonen stammt größtenteils von den FASTEX Forschungsschiffen und weist daher eine hohe Qualität auf.

Der Vergleich dieser ww-Code Karten mit dem Niederschlag, abgeleitet aus SSM/I Bauer (Kap. 6.2), EZMW (Kap. 7.2), REMO (Kap. 7.3), GPCP GPROF 4.0 (Kap. 8.2), GPCP 1DD (Kap. 8.3), SSM/I Ferraro (Kap. 9.2) und SSM/I Wentz (Kap. 9.3) zeigt, daß die meisten frontalen Niederschläge in allen Datensätzen erkannt werden. In Gebieten mit großräumigem Niederschlag existieren keine Schiffsmessungen ohne Niederschlagsmeldungen. Auf den kalten Rückseiten ist der Niederschlag häufig auf zahlreiche kleinräumige Schauerzellen begrenzt. Dort ist die Erfassung von Niederschlag, wie Bellon und Austin (1986) feststellten, eher zufällig. In den Rückseitenzyklonen hinter der postfrontalen Subsidenz tritt der von SSM/I Bauer postulierte Niederschlag jedoch clusterartig in Gebieten von über 1000 km Durchmesser und Zeiträumen von bis zu 14 Stunden auf. Diese Starkniederschläge sollten, sobald ein Schiff im betreffenden Gebiet eine Wettermeldung absetzt, erkannt werden.

Dieses ist der Fall, wie die Abbildung 11.5 zeigt. In dieser Ausschnittszene aus Abbildung 6.3 unten überfliegt der Satellit F13 am 09.02.1997 um 18:58 den 45. Breitengrad Richtung Norden. Die Szene zeigt die intensiv regnende Rückseite des Tiefs „Zacharia“. Die ww-Code Meldungen von 18 UT zeigen die plausible Niederschlagsstruktur des SSM/I Bauer Algorithmus auf. Drei Wettermeldungen ohne Niederschlag im Südosten (ww-Code 2) werden von SSM/I Bauer als niederschlagsfrei erkannt. Sechs weitere Wettermeldungen über Niederschlag werden alle vom SSM/I Bauer als regnend erkannt. Die beiden südlichen Regenbänder gehören zur Kaltfront. Der ww-Code Niederschlag innerhalb der Kaltfront wird als leichter (ww=60), mäßiger Regen (ww=63) und Nieselregen (ww=53) am Rande der Kaltluftzyklone beschrieben. Der Rückseitenregen befindet sich als großes Regengebiet im Norden. In diesem Starkregengebiet werden die ww-Codes 90 (starke Regen-/Hagelschauer) und 88 (starke Regen/Graupelschauer) gemeldet. Diese ww-Codes stehen in guter Übereinstimmung zum SSM/I Bauer Algorithmus.

SYNOP WW

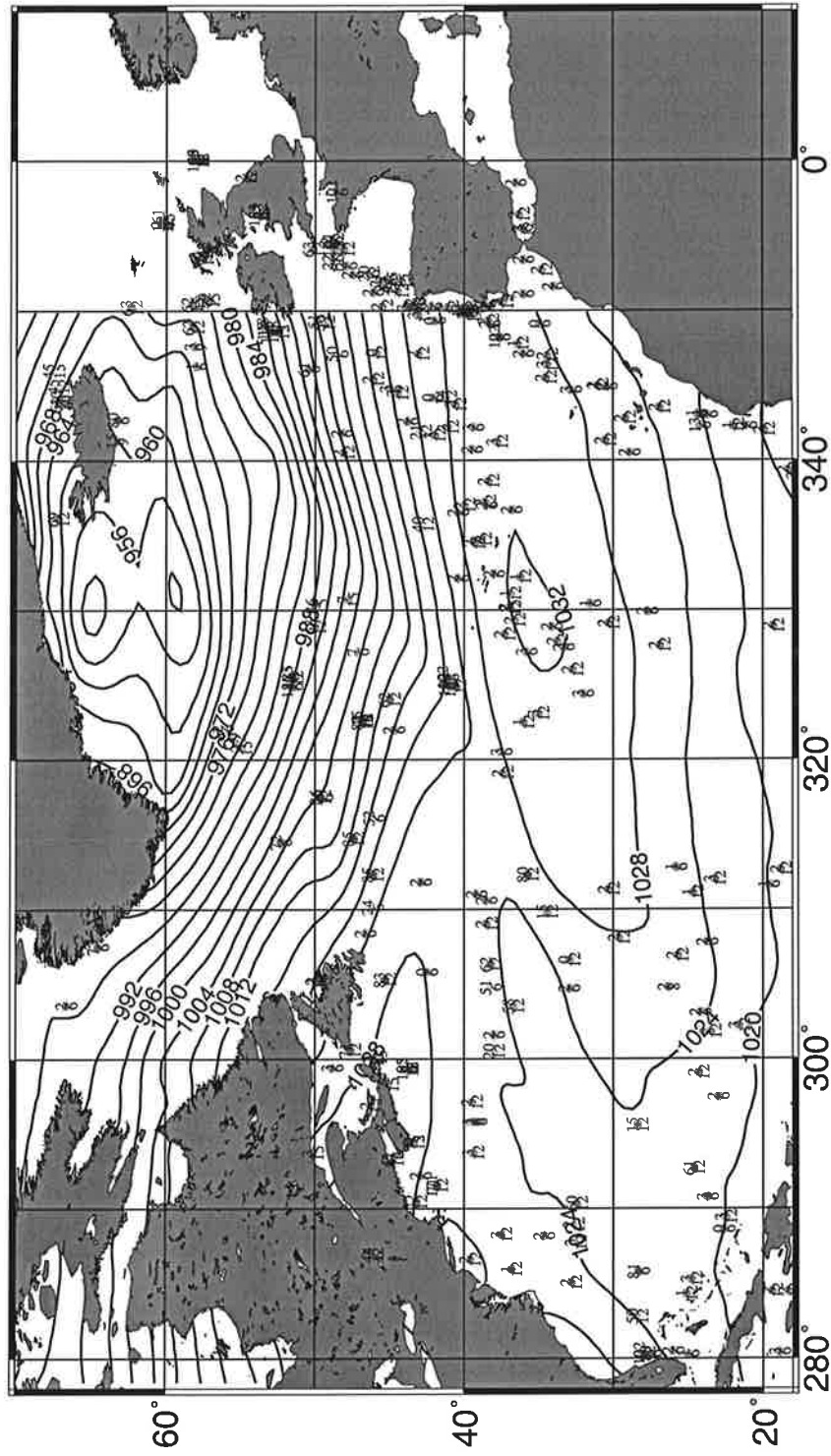


Abbildung 11.1: In-situ ww Schiffsmeldungen vom 17.02.97 04-16 UT. Helle Punkte: Niederschlagsfrei, dunkler werdend zunehmende Niederschlagsintensität. Obere Zahl: ww-Code, untere Zahl: Zeit der Messung in UT.

SYNOP WW

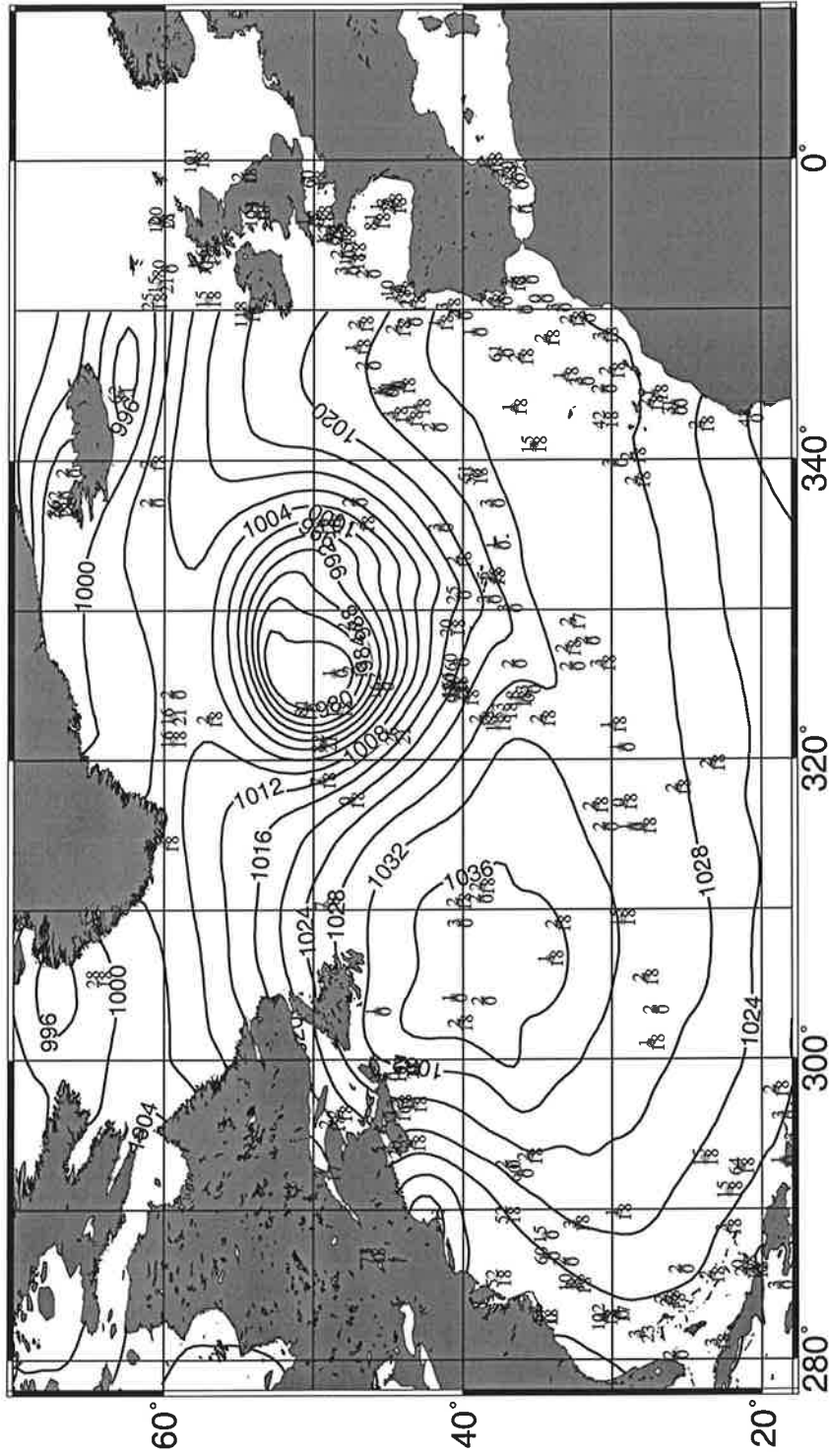


Abbildung 11.2: In-situ ww Schiffsmeldungen vom 14.02.97 18-00 UT. Helle Punkte: Niederschlagsfrei, dunkler werdend zunehmende Niederschlagsintensität. Obere Zahl: ww-Code, untere Zahl: Zeit der Messung in UT.

SYNOP WW

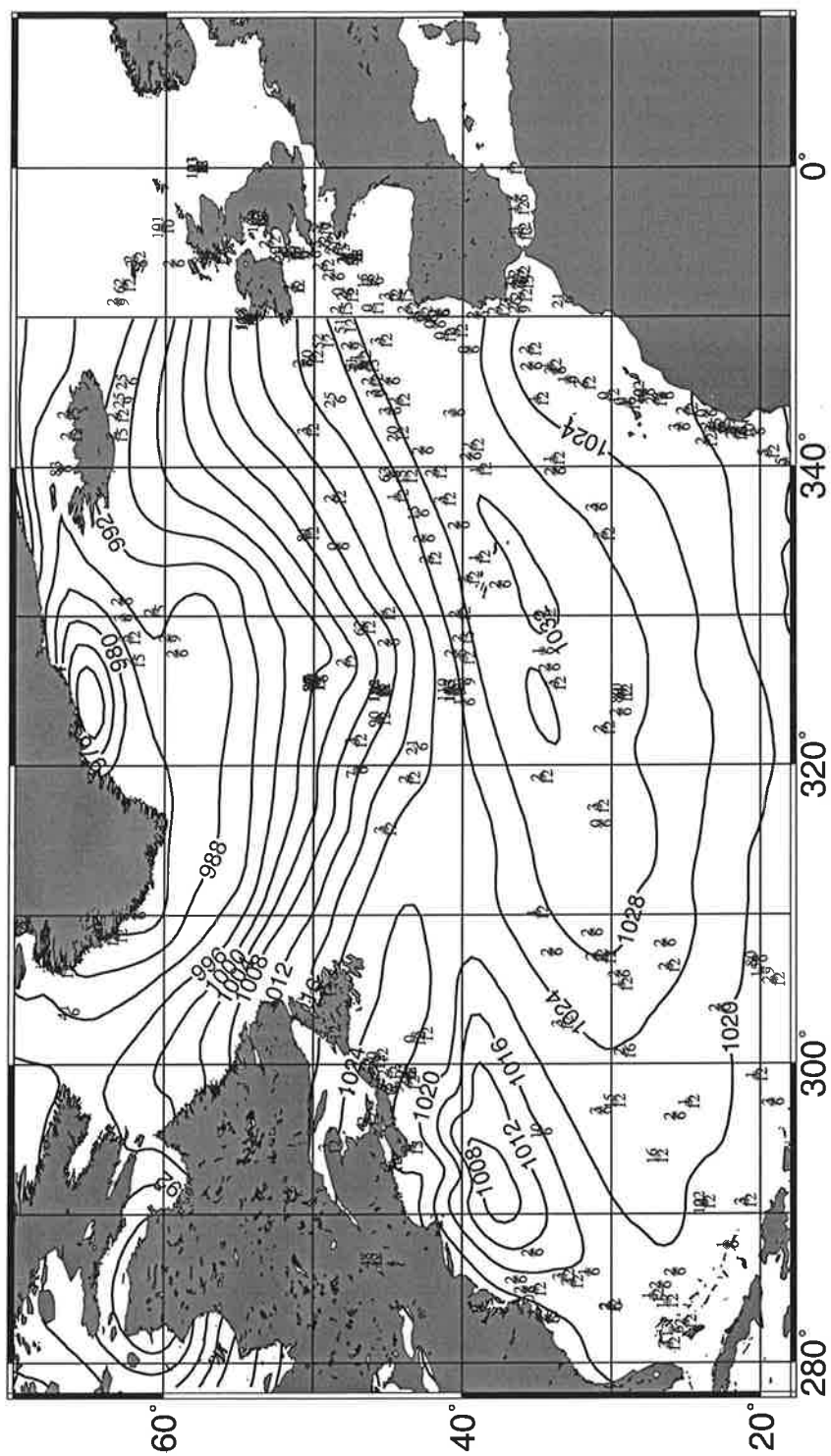


Abbildung 11.3: In-situ ww Schiffsmeldungen vom 09.02.97 06-12 UT. Helle Punkte: Niederschlagsfrei, dunkler werdend zunehmende Niederschlagsintensität. Obere Zahl: ww-Code, untere Zahl: Zeit der Messung in UT.

SYNOP DRUCK

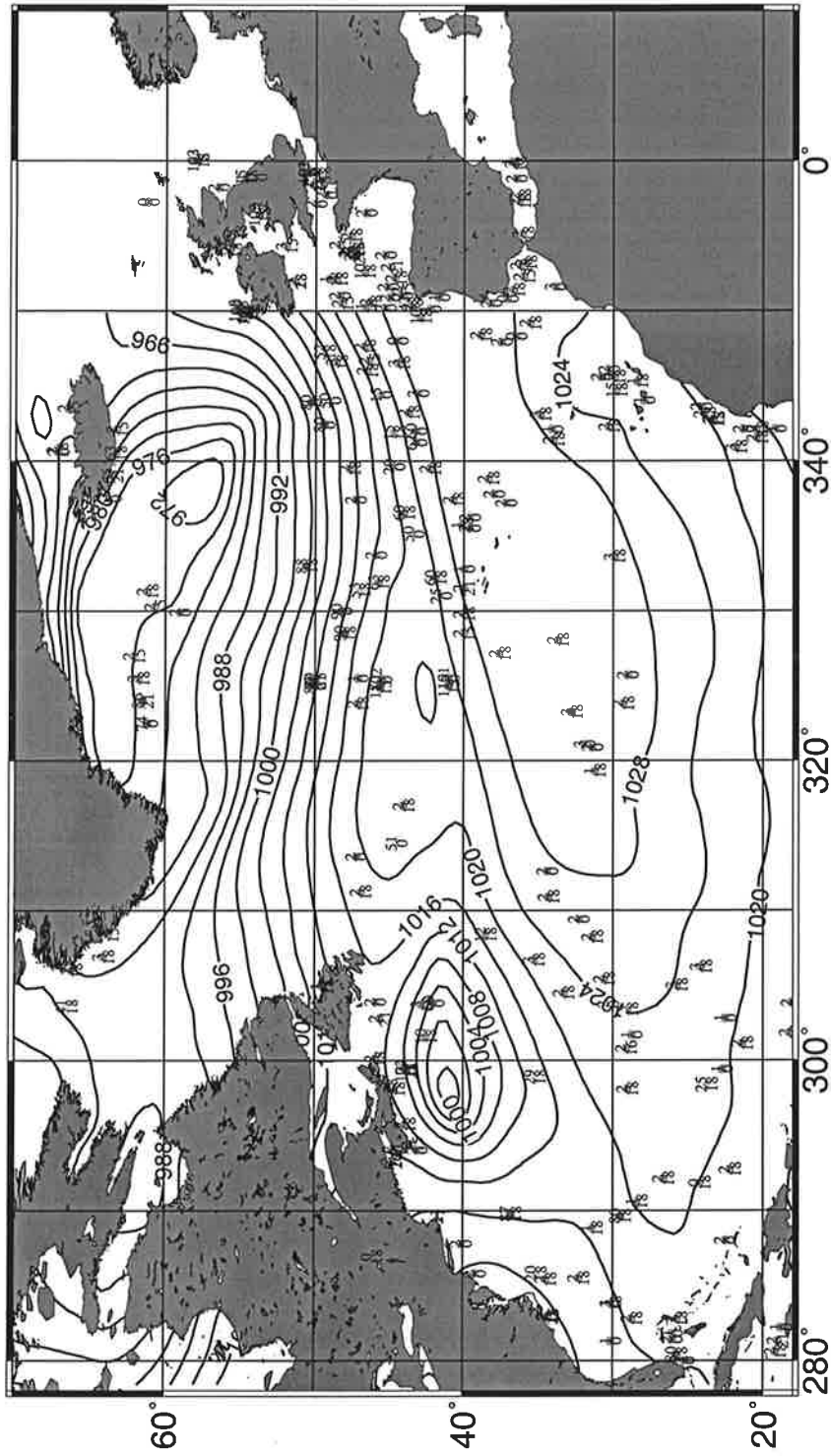


Abbildung 11.4: In-situ ww Schiffsmeldungen vom 09.02.97 15-00 UT. Helle Punkte: Niederschlagsfrei, dunkler werdend zunehmende Niederschlagsintensität. Obere Zahl: ww-Code, untere Zahl: Zeit der Messung in UT.

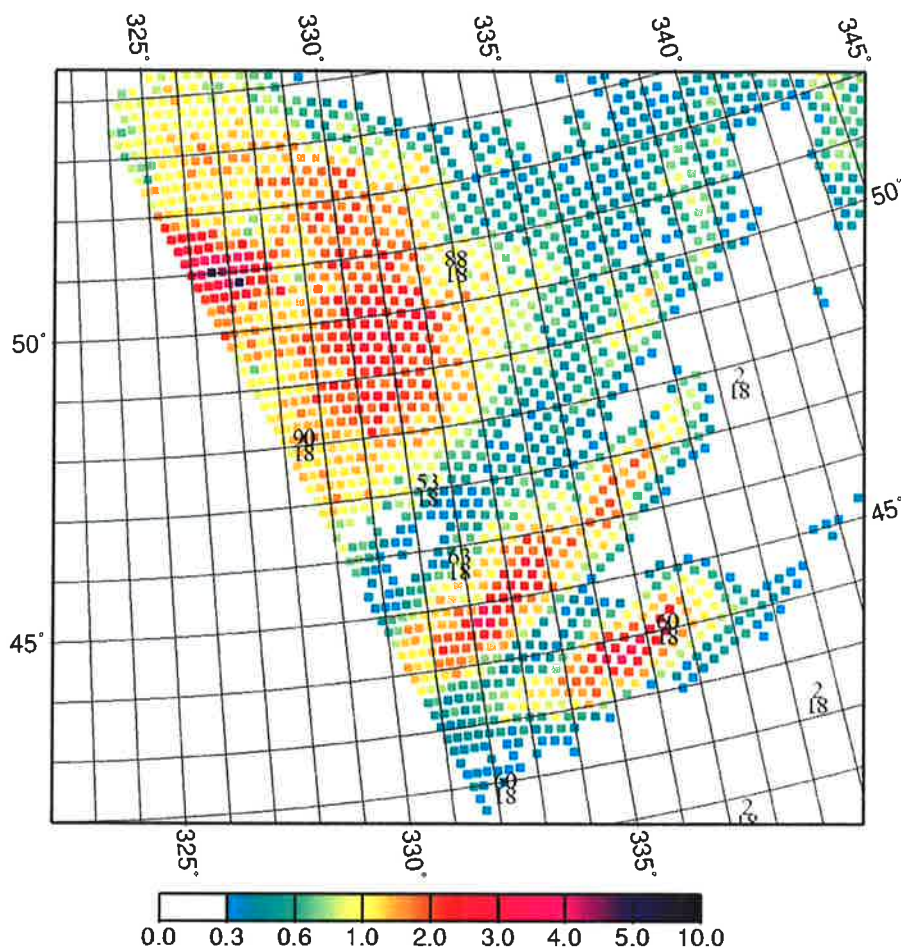


Abbildung 11.5: SSM/I Bauer Niederschlagsrate vom 09.02.97 18:58 UT für einen Scan des F13 Satelliten (farbig) in mm/h. Unterlegt sind die ww Schiffsmeldungen von 18 UT, die obere Zahl gibt den ww-Code an, die untere Zahl die Zeit der Beobachtung. Der ww-Code 2 bedeutet „niederschlagsfrei“. Diese Vergleiche können mit den Abbildungen aus Kapitel 6 bis 11 und 13.1 bis 13.4 für alle Fallstudien gewonnen werden.

Alle anderen SSM/I und Modelldatensätze zeigen in dieser Region keinen Niederschlag (Kap. 7 bis 9). Berücksichtigt man zusätzlich die leichte Drift des Systems von West nach Ost innerhalb einer Stunde Zeitversatz zwischen dem SSM/I Orbit und den ww-Code Meldungen, erhöht sich die Plausibilität der SSM/I Bauer Niederschlagswerte. Der in Abbildung 11.5 gezeigte Niederschlagvergleich kann mit den Abbildungen aus den Kapiteln Kapitel 6 bis 9 und den ww-Code Abbildungen aus diesem Kapitel für jede Fallstudie gewonnen werden. Alle Einzelvergleiche der 10 Fallstudien kommen zu sehr ähnlichen Ergebnissen. In den kalten Rückseiten der Zyklonen wird von Schiffen vor Ort starker Niederschlag gemeldet, der nur von SSM/I Bauer plausibel erkannt wird. Alle anderen SSM/I- und Modelldatensätze zeigen diese Niederschläge nicht.

Nur etwa 1/10 aller untersuchten synoptischen Wettermeldungen auf dem Nordatlantik melden Niederschlag. Für alle untersuchten Fallstudien reduziert sich die

Anzahl der Niederschlagsbeobachtungen auf 101 Fälle. Tabelle 11.2 zeigt die Verteilung der 101 ww-Code Niederschlagsmeldungen abhängig von der untersuchten Region. Diese 101 Niederschlagsmeldungen verteilen sich auf 40 Beobachtungen in den kalten Rückseiten der Tiefs, 37 in den Kaltfronten, 11 in Warmfronten, 9 im Zyklonensegebiet und 4 in Subtropenschauern. Danach sind „starke Schauer“ der dominante Niederschlagstyp in den Rückseitenzyklonen. In 17 von 40 Fällen wird diese Form des Niederschlags gemeldet, das entspricht 43% aller Fälle. Je 15% der Fälle werden als „mäßiger Regen“ und „leichte Schauer“ beschrieben. 65% der Fälle sind eindeutig konvektiven Niederschlagstypen zuzuordnen, in 23% aller Fälle wird nur „Regen“ gemeldet. In 12% der Fälle wird „Nieseln“ beobachtet. Diese Auswertung der 101 ww-Niederschlagsmeldungen zeigt bereits eindeutig, daß die stark regnenden Rückseitentiefs tatsächlich existieren. Die Verteilung des ww-Niederschlags in Kaltfronten ist ähnlich. 49% von 37 Fällen werden eindeutig als konvektiv schauerartig gemeldet. In 35% der Fälle wird „Regen“, zumeist in Form von „Starkregen“ beobachtet. In 16% der Fälle wird „Nieseln“ gemeldet. In 64% der beobachteten Warmfronten fällt der Niederschlag in Form von „Nieseln“. In 27% tritt „leichter Regen“ auf. Junge Zyklonensestadien werden meist nur am Rand beobachtet, da die Linienschiffahrt diese permanenten Schlechtwettergebiete vor der amerikanischen Nordostküste meidet. Beobachtet werden alle Arten von Schauern, Gewittern und Regen. In drei Fällen wird „Nieseln“ gemeldet.

Niederschlagstyp	Kaltfront (37)	Rückseite (40)	Zyklonense (9)	Warmfront (11)	Subtropen (4)
Gewitterschauer			1		
starke Schauer	6	17	1		
starker Regen	2				
moderate Schauer		3			2
moderater Regen	6	6	1		
leichte Schauer	12	6	1	1	2
leichter Regen	5	3	2	3	
Nieseln	6	5	3	7	

Tabelle 11.2: Anzahl der 101 Niederschlagsbeobachtungen in Abhängigkeit der Region. Dominante Niederschlagstypen der Region sind fett hervorgehoben.

In Abbildung 11.6 werden die Niederschlagsintensitäten aller getesteten Satelliten- und Modelldatensätze aus den Kapiteln 6 bis 9 für die Positionen, die in Tabelle 11.2 gezeigten 101 Niederschlagsbeobachtungen verglichen. Zusammenfassend wird darin der Vergleich der Niederschlagsdatensätze, getrennt in die Regionen Kalt- und Warmfront, Zyklonensezonen und Rückseitenzyklonen, für alle Datensätze gegen SSM/I Bauer aufgezeigt. Evident ist die gute Übereinstimmung der Regenerkennung und

Niederschlagsintensität für alle Regionen mit der zu erwartenden Streuung um die SSM/I Bauer Werte. Diese Aussage gilt jedoch nicht für die Rückseitenniederschläge. Diese werden nur von SSM/I Bauer erkannt (Abb. 11.6 unten links). Die ww-Code-meldungen aus Tabelle 11.2 zeigen bestätigend zu den SSM/I Bauer Ergebnissen, daß in dieser Region in 65% aller Niederschlagsbeobachtungen konvektive Schauer gemeldet werden, die in 43% der Fälle sogar als „intensive Niederschlagsereignisse“ beobachtet wurden. Die Niederschlagsbeobachtungen in den kalten Rückseiten bestätigen somit den SSM/I Bauer Algorithmus.

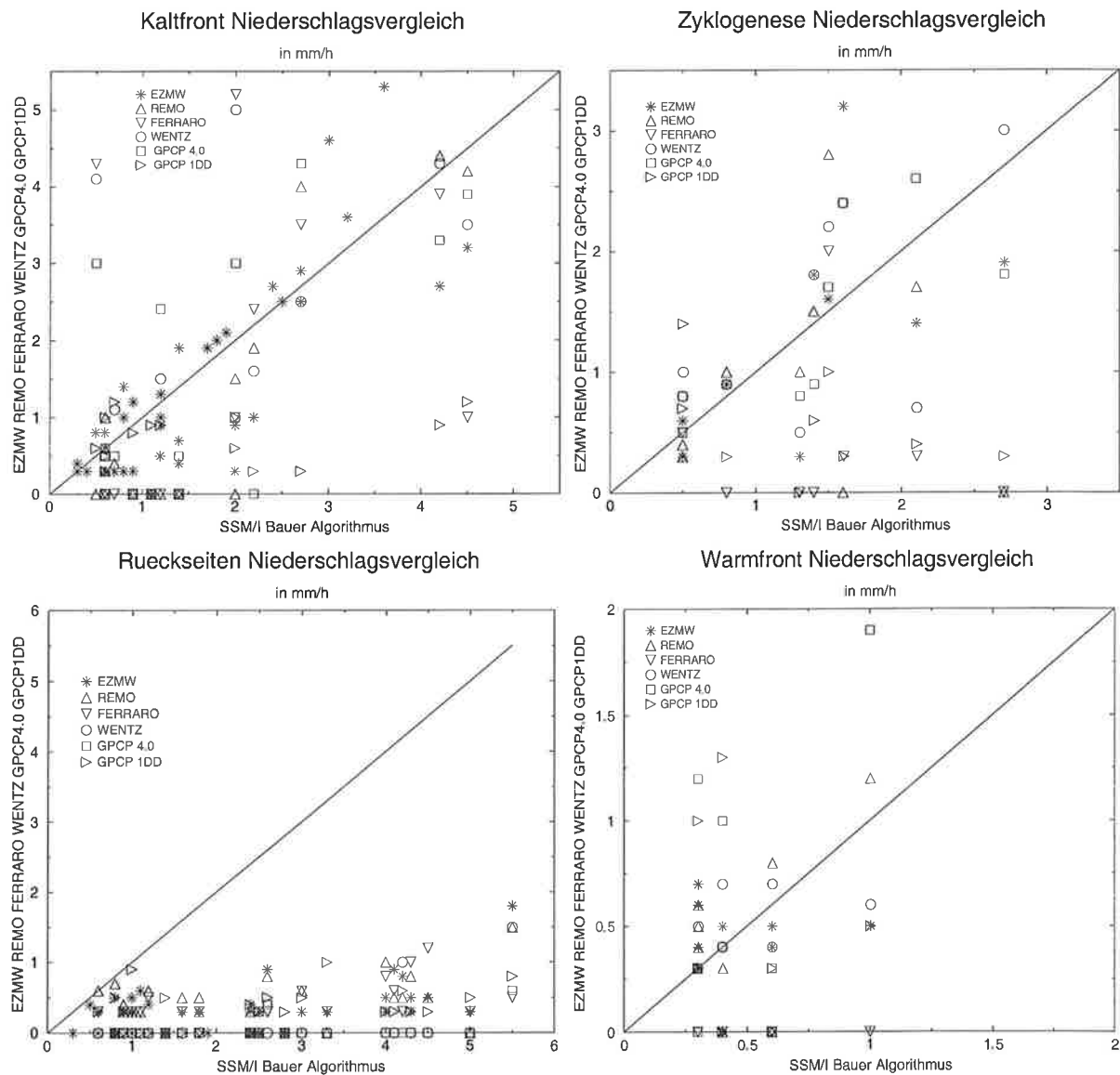


Abbildung 11.6: Absoluter Niederschlagsvergleich in mm/h zwischen SSM/I Bauer, den sechs aus Kapitel 7 bis 9 getesteten Datensätzen, getrennt in die Zyklonenbereiche Kaltfront (oben links), Zyklgenese (oben rechts), Rückseitenzyklonen (unten links) und Warmfronten (unten rechts).

11.2.2. Niederschlagsklassen aus in-situ Beobachtungen

Um zu einer qualitativen Abschätzung der Niederschlagsintensitäten des SSM/I Bauer Algorithmus zu kommen, werden diesem Unterkapitel Niederschlagsklassen aus den beobachteten ww-Codes erstellt. Diese werden unter Ausschluß der SSM/I Bauer Werte mit den sechs gegen SSM/I Bauer gestesteten Modell- und Satellitendatensätzen für die Regionen Kalt- und Warmfront und Zyklogensegebiete kalibriert und anschließend auf die SSM/I Bauer Werte angewendet. Diese Methode erlaubt eine unabhängige Abschätzung der Qualität der SSM/I Bauer Werte für alle getesteten Regionen.

Die bisherige Abschätzung der Regenmenge in mm/h aus den ww-Codes wird mit einem Algorithmus von Tucker (1961) bestimmt und in verschiedenen Klimatologien angewendet. Dieser Algorithmus läßt für die mittleren Breiten einen maximalen Niederschlag von 2.7 mm/h zu.

Die Auswertungen aller in dieser Arbeit untersuchten Datensätze auf instantane Niederschläge zeigen jedoch, daß diese Obergrenze unrealistisch niedrig gewählt ist (Abb. 11.6). Aus diesem Grund wird der Tucker Algorithmus in dieser Arbeit nicht verwendet. Um dennoch eine Abschätzung der Regenrate aus den ww-Codes im mm/h zu erhalten, wird in dieser Arbeit eine Einteilung der ww-Codes in Regenklassen erarbeitet. Für die Erstellung der ww-Regenklassen werden die SSM/I Bauer Niederschlagsdaten nicht berücksichtigt, da sonst kein unabhängiger Vergleich möglich wäre. In die Kalibrierung der ww-Code Niederschlagsklassen gehen ebenfalls aus den anderen untersuchten Datensätzen keine Rückseitenniederschläge ein. Damit verbleiben zur Kalibrierung die Kalt- und Warmfront sowie Zyklogeneseniederschläge der Modelldatensätze EZMW und REMO, sowie die aus Satellitendaten gewonnenen Niederschläge von SSM/I Ferraro, SSM/I Wentz, GPCP GPROF 4.0 und GPCP 1DD. Da diese Datensätze für diese Regionen zu teilweise sehr ähnlichen Ergebnissen kommen, und die Intensität der Niederschläge das gesamte Spektrum abdeckt, kann davon ausgegangen werden, daß die daraus gewonnenen ww-Code Niederschlagsklassen auch für die kalten Rückseiten und die SSM/I Bauer Daten gültig sind.

Dazu wird vorausgesetzt, daß der Niederschlagsmittelwert aller sechs verwendeten Datensätze, für den eine ww-Code Niederschlagsmeldung zur Verfügung steht, repräsentativ für den tatsächlichen Niederschlag ist. Für diesen Vergleich können nur ww-Codes verwendet werden, die Niederschlag enthalten. Das reduziert den verwendbaren Teil des SYNOP Datensatzes für die zehn untersuchten Fallstudien auf 101 Fälle. Die Einteilung des ww-Codes in Niederschlagsklassen wurde anhand von 37 Kaltfrontstationen, 11 Warmfrontstationen, 9 Zyklogenesestationen und 4 Subtropenschauerstationen kalibriert. Der in den sechs Datensätzen für diese Regionen und Stationen ermittelte Niederschlag variierte zwischen 0.3 und 6 mm/h. Da sich der SSM/I Bauer Niederschlag in den Rückseitenzyklonen ebenfalls in dieser Größenordnung befindet und die Art der Niederschlagsbildung sich prinzipiell nicht von der in Kaltfronten oder Subtropengewittern unterscheidet, wird die Einteilung der Regenklassen ebenfalls für die Rückseitenzyklonen Gültigkeit haben. Von den 101 Nieder-

schlagsmeldungen entfallen 40 auf Rückseitenzyklonen. Es werden sieben ww-Niederschlagsklassen eingeführt, die in Tabelle 11.3 dargestellt sind. Diese beinhalten die 39 beobachteten Niederschlagscodes aus Tabelle 11.1.

Niederschlagsklasse	R (mm/h)	ww-Codes
leichtes Nieseln	bis 0.3	50,51,78
moderates Nieseln	bis 0.6	20,52,53
starkes Nieseln	bis 1.0	55,56,57,153
leichter Regen (Schauer)	bis 2.0	16,26,60,61,68,71,72,80,83,87,98,180,185,186
moderater Regen (Schauer)	bis 3.0	15,21,25,62,63,84,86,88,162,173
starker Regen (Schauer)	bis 4.0	81,89,163
sehr starke Schauer	ab 5.0	82,90

Tabelle 11.3: Einteilung der 39 beobachteten ww-Niederschlagsmeldungen aus Tabelle 11.1 in sieben kalibrierte Regenklassen (R) im mm/h. Diese Niederschlagsklassen sind von den SSM/I Bauer Werten unabhängig.

Die so aus den Beobachtungen gewonnenen ww-Niederschlagsklassen werden gegen alle sieben getesteten Niederschlagsdatensätze in Streudiagrammen, getrennt in die Regionen Kalt- und Warmfront, Zyklonogenese und Rückseitenniederschläge, aufgetragen (Abb. 11.7). Dadurch entsteht die Möglichkeit, den SSM/I Bauer Algorithmus unabhängig mit den SYNOP Daten und den anderen Testdatensätzen zu vergleichen.

Der jeweilige Niederschlagswert der sieben getesteten Datensätze zur in-situ Niederschlagsklasse ist von einer Vielzahl von unbekanntem Variablen abhängig. Die Abweichungen von den in-situ Werten liegen u.a. an verschiedenen Kriterien der Algorithmen und Modelle für die Niederschlagsbildung und dessen Intensität. Zum Teil ist die Gleichzeitigkeit der Beobachtung mit der Satellitenmessung nicht ideal gewährleistet und die räumlich identische Abbildung derselben Regenereignisse aufgrund der größeren Auflösung der Datensätze relativ zur Beobachtung fraglich. Zusätzlich ist die Beurteilung des Niederschlags vor Ort und die Einteilung in den entsprechenden ww-Code subjektiv vom Beobachter abhängig. Es kann daher nicht erwartet werden, daß jede Einzelmessung den in-situ Wert identisch abbildet. Diese Unsicherheiten der Messung, Beobachtung und Modellierung führen zu den zum Teil großen Unterschieden in der Bewertung der Niederschläge. Jedoch sollten die Regenereignisse in der jeweiligen Region im Mittel über mehrere Messungen in erster Näherung innerhalb der in-situ Niederschlagsklassen liegen.

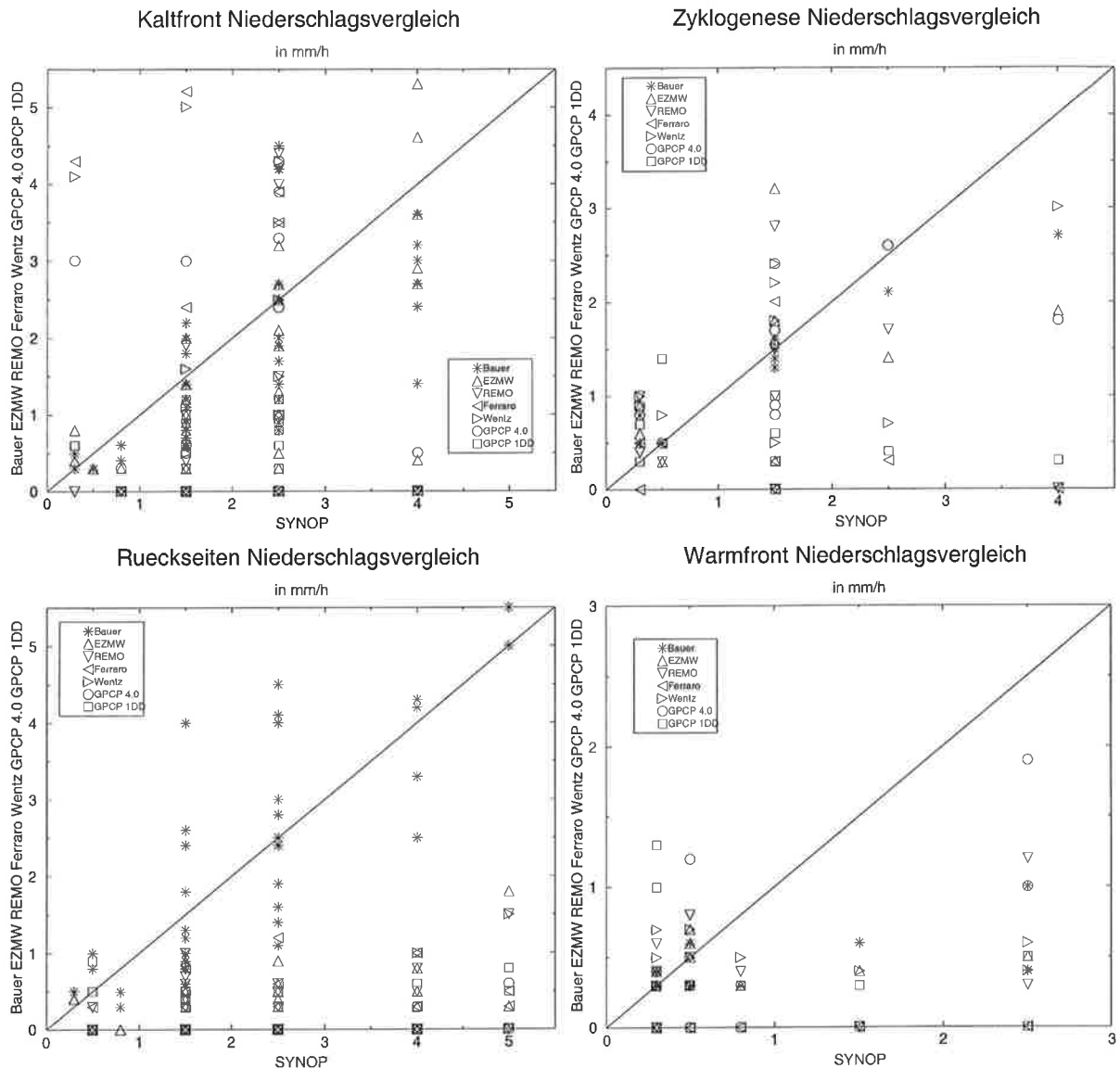


Abbildung 11.7: In-situ Niederschlagsvalidierung in mm/h mit den sieben aus Kapitel 6 bis 9 getesteten Datensätzen, getrennt in die Zyklonenbereiche Kaltfront (oben links), Zyklongenese (oben rechts), Rückseitenzyklonen (unten links) und Warmfronten (unten rechts).

Daß dies für die 101 niederschlagsmeldenden Stationen der Fall ist, zeigt Abbildung 11.7. Die Niederschlagswerte der sieben Testdatensätze, verglichen mit den in-situ Niederschlagsklassen für die Regionen Kalt- und Warmfront sowie für Bereiche mit Zyklongenese, zeigen die erwartete Streuung um die in-situ Niederschlagsklassen. Für geringe Niederschlagswerte bis 1.5 mm/h liefern alle Algorithmen und Modelle sehr ähnliche Ergebnisse. Bei größeren Niederschlagsmengen kommt es zu einer leichten Unterschätzung in allen Datensätzen, wobei SSM/I Bauer und das EZMW Modell jeweils am dichtesten an den in-situ Klassen liegen. Die relativ hohen in-situ Nieder-

schlagswerte in den Warmfronten werden von allen Datensätzen stark unterschätzt. Es ist jedoch möglich, daß diese Fehler an einer Überschätzung der Niederschlagsraten bei der in-situ Beobachtung liegen, da typische Warmfrontniederschläge selten 2 bis 3 mm/h erreichen. Alle verwendeten Niederschlagsalgorithmen und Modelle liefern im Kalt- und Warmfront- sowie Zyklonensebereich plausible Niederschlagsmengen.

Zu einer gegenteiligen Aussage führt die Untersuchung der Rückseitenniederschläge in Zyklonen mit der oben beschriebenen Methode. Abbildung 11.7 unten links zeigt deutlich, daß lediglich die SSM/I Bauer Werte um die in-situ Niederschlagsklassen streuen. Alle anderen Datensätze zeigen systematisch geringere Werte. Um die tatsächlichen Abweichungen der Testdatensätze von den in-situ Werten zu beschreiben, wurden jeweils alle in einer in-situ Niederschlagsklasse liegenden Werte gemittelt. Das Ergebnis ist in Abbildung 11.8 dargestellt. Zusätzlich zum Mittelwert wurde für die SSM/I Bauer Daten die Standardabweichung und der mittlere Fehler des Mittelwertes berechnet, um die Güte des Mittelwertes zu testen. Diese Ergebnisse sind in Tabelle 11.4 dargestellt.

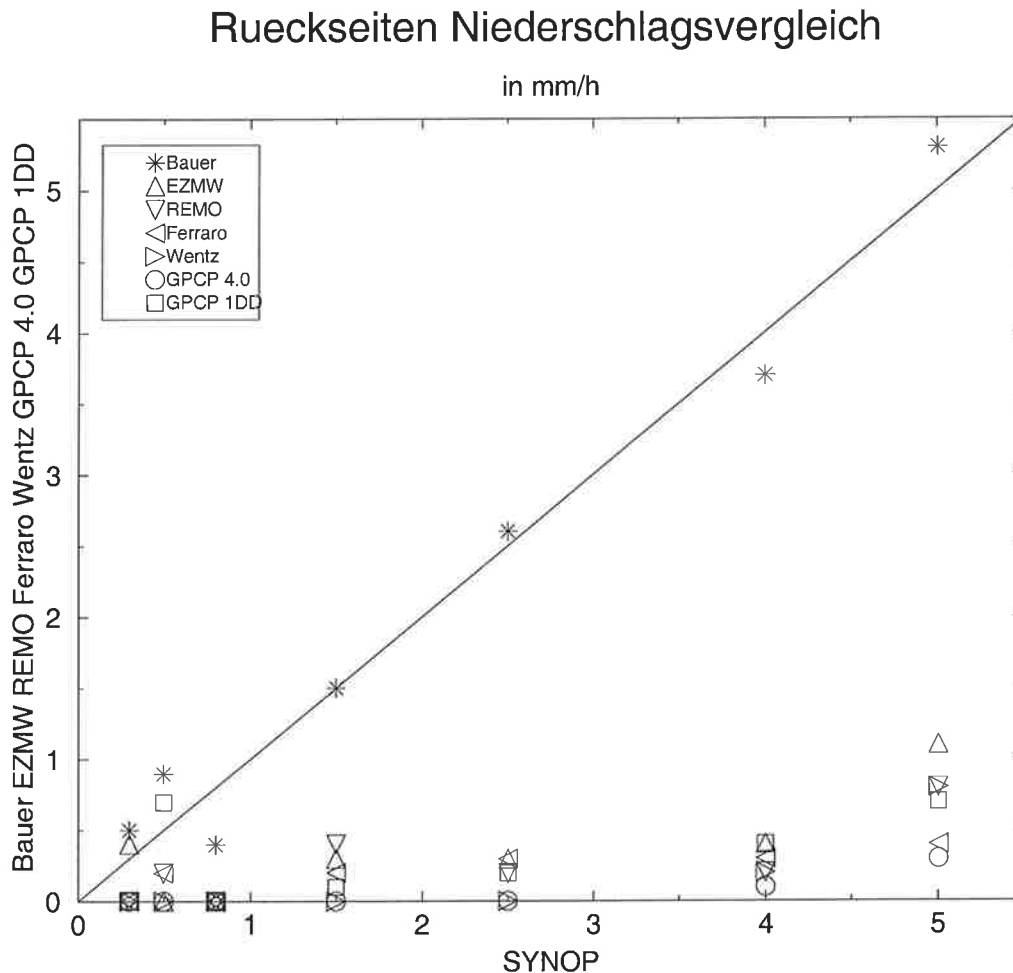


Abbildung 11.8: In-situ Niederschlagsvalidierung in mm/h mit den sieben aus Kapitel 6 bis 9 getesteten Datensätzen für die Rückseitenzyklonen. In jeder in-situ Niederschlagsklasse wurde der Mittelwert des Testdatensatzes gebildet.

Die Mittelwerte der SSM/I Bauer Niederschläge (Sterne) zeigen, daß die in-situ Beobachtungen mit großer Genauigkeit fernerkundet werden. Die Standardabweichung beträgt maximal 1.04 mm/h, der mittlere Fehler des Mittelwertes nur maximal 0.36 mm/h. Bei GPCP GPROF 4.0, Wentz und Ferraro kommen gar keine Rückseitenniederschläge vor. Das Tagesmittel GPCP 1DD zeigt vereinzelt Werte bis 0.7 mm/h. Das bedeutet nicht, daß GPCP 1DD teilweise Rückseitenniederschläge erkennt, sondern daran, daß der nur grob aufgelöste Tagesmittelniederschlag über ein größeres Areal verteilt ist. Das REMO Modell zeigt die lokal konzentrierte Rückseitenniederschlagsmenge des EZMW Modells. Diese zeigt keine Ähnlichkeit mit den in-situ Beobachtungen. Maximal erreicht REMO im Mittel 0.8 mm/h. Das EZMW Modell zeigt teilweise die Strukturen der Starkniederschläge, jedoch liegen die Intensitäten bei maximal 1.1 mm/h.

Niederschlagsklasse	R (mm/h)	R_{MW} (mm/h)	MW_{Bauer} (mm/h)	σ_{Bauer} (mm/h)	ΔMW_{Bauer} (mm/h)
leichtes Nieseln	0 - 0.3	0.3	0.5	0	0
moderates Nieseln	0.4 - 0.6	0.5	0.9	0.14	0.1
starkes Nieseln	0.7 - 1.0	0.8	0.4	0.14	0.1
leichter Regen (Schauer)	1.1 - 2.0	1.5	1.5	1.04	0.29
moderater Regen (Schauer)	2.1 - 3.0	2.5	2.6	1.10	0.32
starker Regen (Schauer)	3.1 - 4.9	4	3.7	0.80	0.36
sehr starke Schauer	ab 5.0	5	5.3	0.36	0.25

Tabelle 11.4: Statistik der 40 in-situ validierten SSM/I Bauer Niederschlagswerte für die Region Rückseitenzyklonen. R zeigt die 7 in-situ Regenklassen, R_{MW} den verwendeten Mittelpunkt der Regenklasse aus Abbildung 13.8. MW_{Bauer} zeigt den Mittelwert aus SSM/I Bauer, σ_{Bauer} dessen Standardabweichung und ΔMW_{Bauer} den mittleren Fehler des Mittelwertes, jeweils in mm/h.

Die von SSM/I Bauer gezeigten Starkniederschläge in den kalten Rückseiten der Zyklonen sind somit real-existent, und können nur mit dem SSM/I Bauer Algorithmus erfaßt werden. Dieser Algorithmus liefert insgesamt die präzisesten Felder der Niederschlagsverteilung über dem Nordatlantik sowie eine hohe Qualität der Niederschlagsintensitäten für alle Regionen innerhalb der Zyklonen.

Die in den AIP und PIP Vergleichstudien als gut bewerteten und in dieser Arbeit erstmals auf ihre lokale Anwendung für nordatlantische Zyklonen getesteten SSM/I Niederschlagsalgorithmen von Ferraro, Wentz und Wilheit (GPCP) stellen entweder rein streu- bzw. rein emissionsbasierte Algorithmen dar. Im globalen Monatsmittel ergeben diese Algorithmen ähnliche Aussagen über die Niederschlagsverteilung. Jedoch fanden diese Vergleichsprojekte auch große regionale Abweichungen in der Bewer-

tung der globalen Niederschlagsfelder. Es konnte gezeigt werden, daß der streubasierte Ferraro Algorithmus die konvektiven Niederschläge zum Teil besser beschreibt als die rein emissionsbasierten Algorithmen. Dagegen zeigen die emissionsbasierten Algorithmen bessere Niederschlagsfelder in stratiformen und leicht konvektiven Gebieten der Zyklonen. Der in der vorliegenden Arbeit verwendete SSM/I Bauer Niederschlagsalgorithmus ist der einzige getestete Algorithmus, der ein kombiniertes Emissions- und Streuverfahren zur Ableitung der Niederschläge verwendet. In Gebieten mit räumlich stark variierenden Konvektionsbedingungen, wie z.B. in Zyklonen, liefert ein solcher kombinierter Algorithmus wesentlich präzisere Ergebnisse. Zu einer ähnlichen Aussage kam bereits G. Huffman (pers. Mitt. K. Arpe) vom GPCP nach einer Teilvorstellung der in dieser Arbeit gezeigten Ergebnisse (Klepp und Bakan, 2000). Demnach werden die, mit dem emissionsbasierten Niederschlagsalgorithmus von Wilheit abgeleiteten Niederschlagsverteilungen und -intensitäten im GPCP GPROF 4.0 Datensatz nördlich und südlich von 40° als zu gering und in ihrer Struktur fraglich bezeichnet. Auch McCollum und Krajewski (1998) diskutieren Fehlerquellen, die durch die Nutzung eines rein emissionsbasierten Algorithmus für alle Niederschlagstypen auftreten.

Auf die Gründe der stark abweichenden Modell-Rückseitenniederschläge wird im Abschnitt 11.3 eingegangen.

11.3. In-situ Validation der EZMW Bodendruckfelder

Die Struktur der Niederschläge und der zugehörigen Wolkenfelder in den kalten Rückseiten der Zyklonen deutet auf eine kleinskalige Zyklonenbildung in Form von Sekundärzyklonen hin. Oft zeigen die Wolkenbänder und Cluster, wie in Kapitel 6 gezeigt, sogar kommaartige Strukturen. Die Ausbildung sekundärer, kleinräumiger Tiefdruckgebiete sollte im gemessenen in-situ Bodendruckfeld nachweisbar sein. Das Bodendruckfeld des EZMW ist in jeder Darstellung der in dieser Arbeit gezeigten Datenfelder enthalten. Es ist somit naheliegend, anhand der in-situ Bodendruckdaten, das EZMW Bodendruckfeld auf kleinskalige Tiefdruckgebiete hinter der postfrontalen Subsidenz zu testen.

Um ein Maß für die Anwendbarkeit des Vergleichs zwischen den Druckdifferenzen, den in-situ Daten und den EZMW Daten zu bekommen, muß das gesamte Druckfeld auf dem Nordatlantik auf seine Anomalien untersucht werden. Dazu stehen ausreichend Daten zur Verfügung, da sämtliche Schiffsmeldungen im Direktvergleich genutzt werden können. Im Gegensatz zu den SSM/I Daten, kann der Vergleich der Druckdaten zeitgleich für den gesamten Nordatlantik durchgeführt werden. Die Abbildungen 11.9 bis 11.11 zeigen für den 17.02.97 06 UT, 09.02.97 18 UT und 15.02.97 00 UT die EZMW FG Datendruckfelder in einem Isolinienabstand von 1 hPa zur maximalen Auflösung von Druckgebilden. Diese Daten stammen aus dem gleichen Datensatz wie die Niederschlagsfelder. Unterlegt sind zusätzlich sämtliche verfügbaren in-situ Druckdaten aus den Schiffwettermeldungen.

SYNOP WW

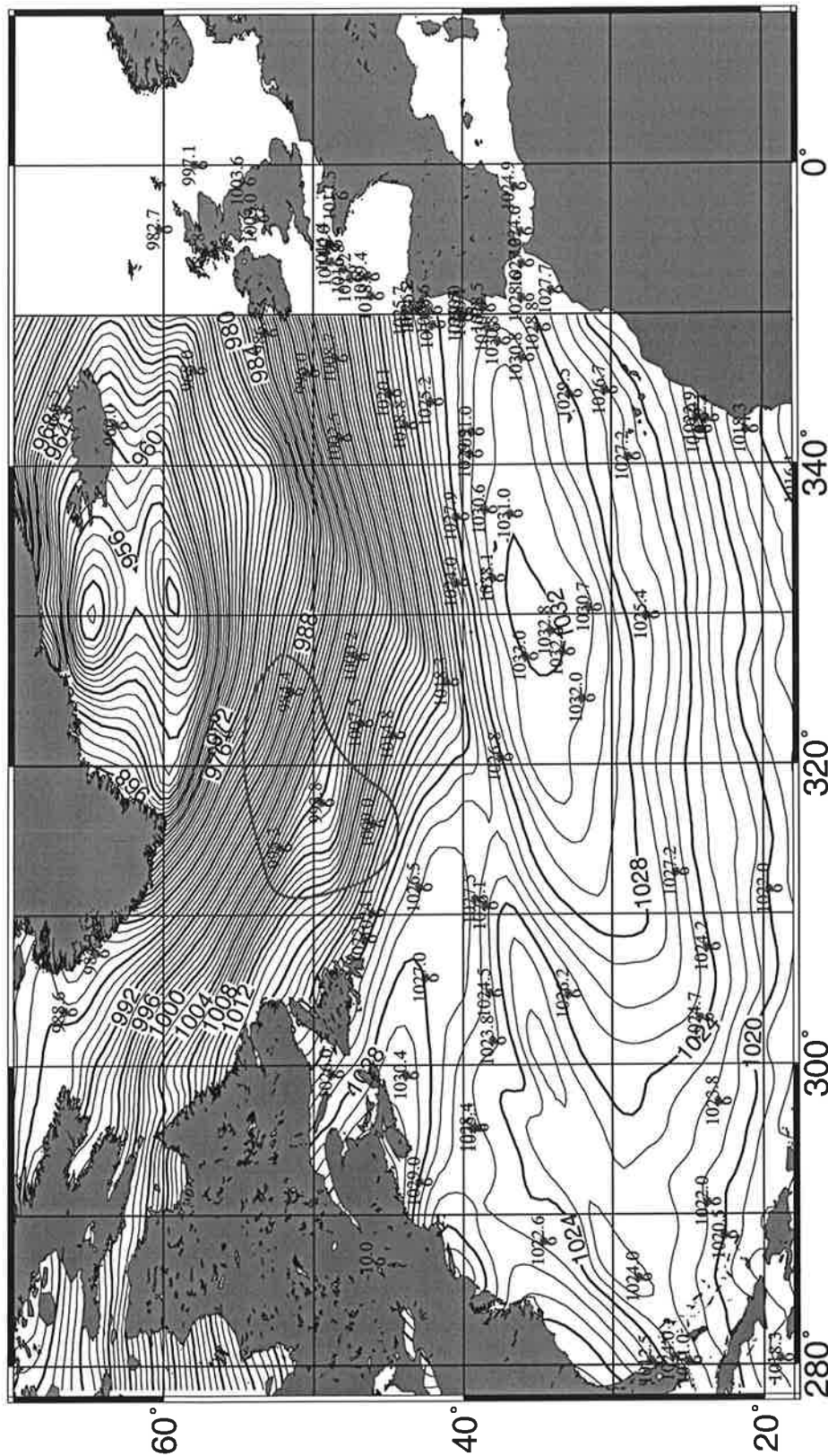


Abbildung 11.9: Vergleich der in-situ Druckdaten mit dem EZMW Druckfeld für den 17.02.97 06 UT. Die obere Zahl zeigt den in-situ Druck in hPa, die untere Zahl den Zeitpunkt der Messung.

SYNOPT WW

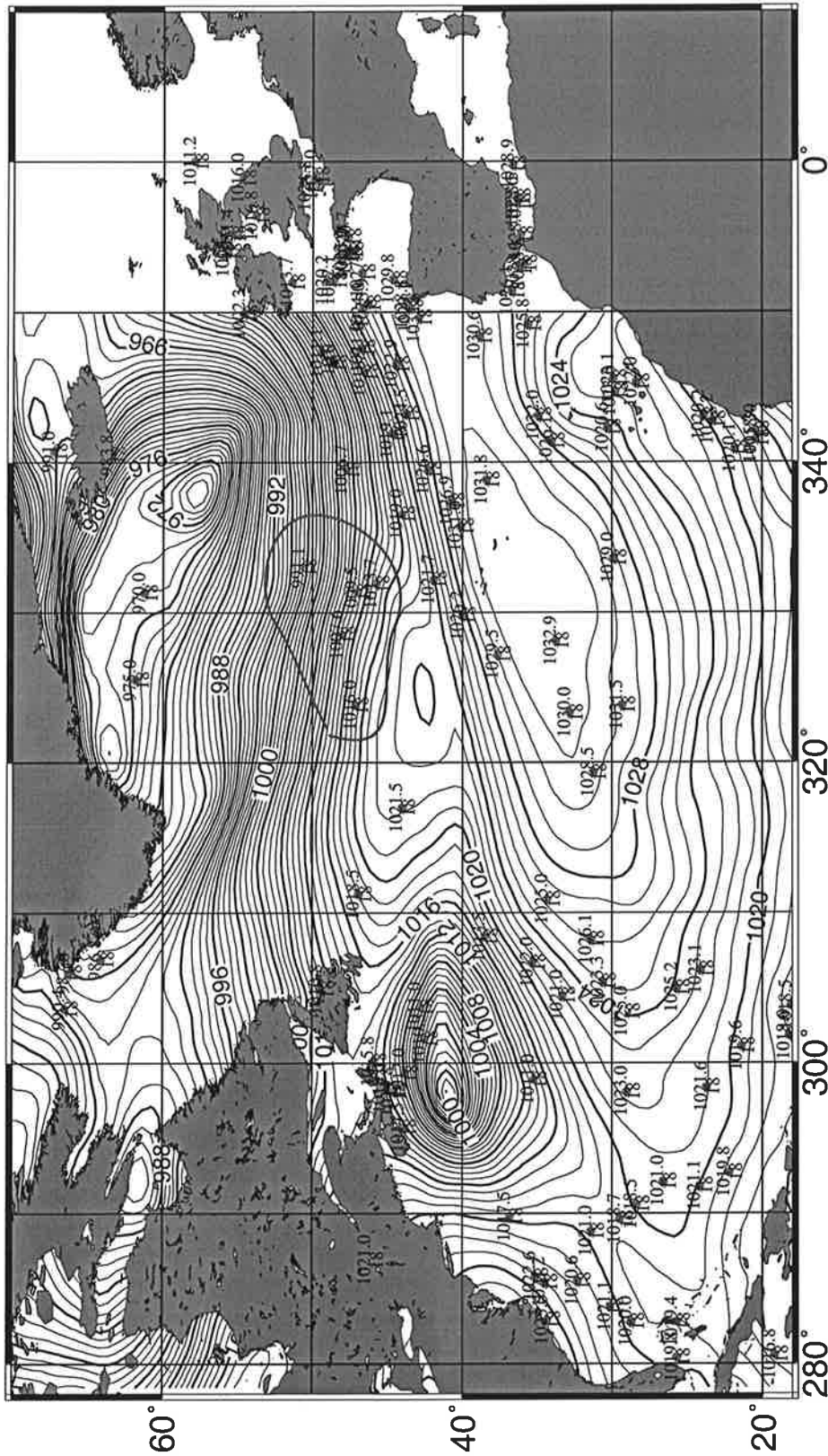


Abbildung 11.10: Vergleich der in-situ Druckdaten mit dem EZMW Druckfeld für den 09.02.97 18 UT. Die obere Zahl zeigt den in-situ Druck in hPa, die untere Zahl den Zeitpunkt der Messung.

SYNOP WW

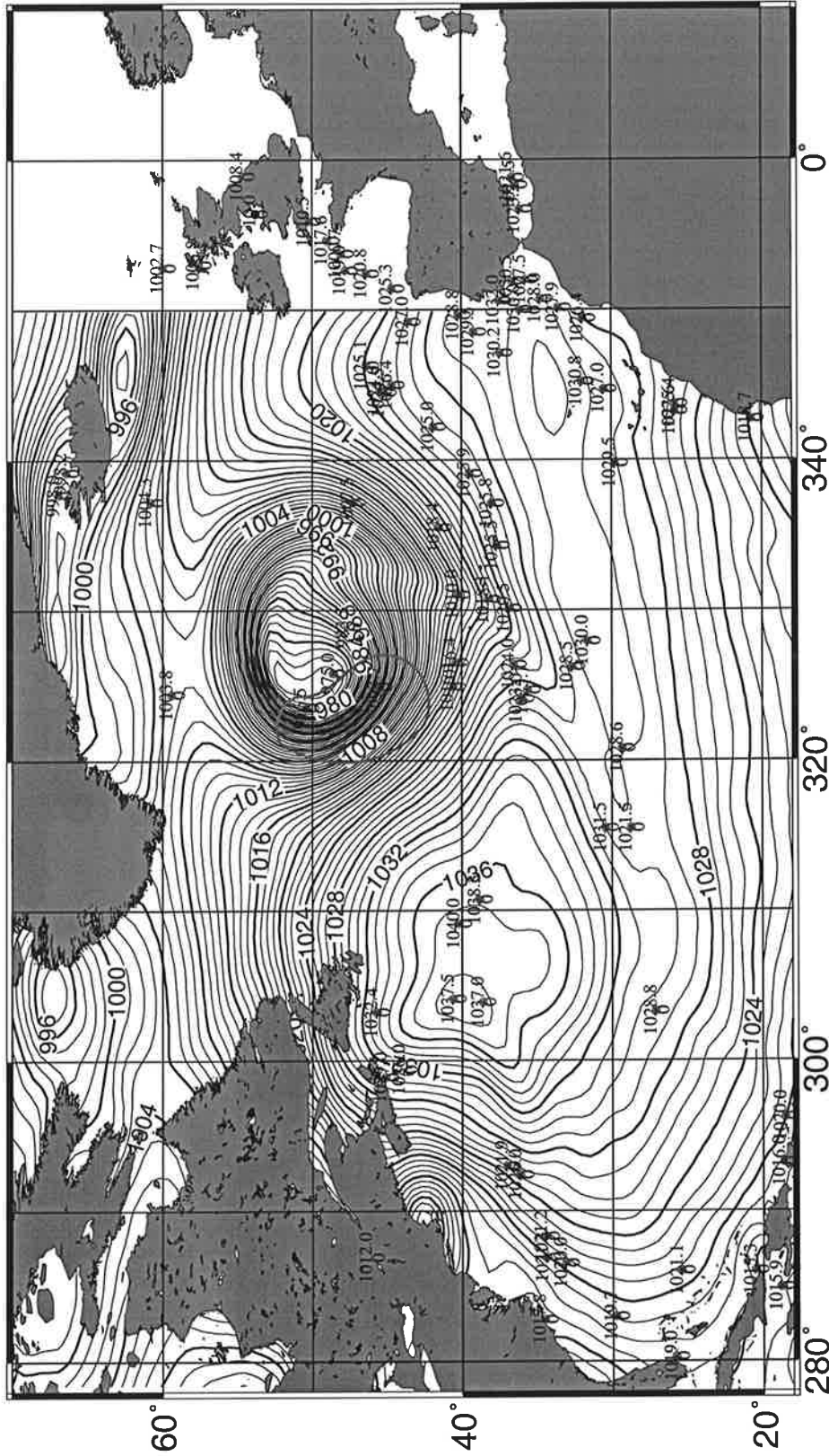


Abbildung 11.11: Vergleich der in-situ Druckdaten mit dem EZMW Druckfeld für den 15.02.97 00 UT. Die obere Zahl zeigt den in-situ Druck in hPa, die untere Zahl den Zeitpunkt der Messung.

Zur qualitativen Überprüfung wurden die Modell- und in-situ Datensätze der Fallstudien auf Druckanomalien getestet. Exemplarisch für alle Fallstudien zeigt die Abbildungen 11.12 die Druckabweichungen für den 17.02.97 06 UT und den 09.02.97 18 UT. Für alle Fallstudien gilt, daß der Vergleich zwischen den EZMW Druckdaten und den in-situ Daten innerhalb einer 3 hPa Toleranz für alle Regionen mit Ausnahme der Rückseitenzyklonen gut ist. Diese Toleranz wurde gewählt, da möglicherweise nicht alle Schiffe den reduzierten Bodendruck, sondern einen in Beobachterhöhe abgelesenen Druck melden. Leicht fehlerhafte Druckmeldungen durch ungenaues Ablesen sowie die Anpassung des Modelldruckfeldes an die in-situ Daten führt zusätzlich zu Differenzen zwischen den Datensätzen. Eine Toleranz von 3 hPa entspricht einer Höhendifferenz von 24 m, die maximal tolerierbar sein sollte. Falls Abweichungen von mehr als 3 hPa vorkommen, sollten entweder vereinzelte vorkommende, korrupte Meßdaten oder Modellfehler in der Anpassung der in-situ Messungen an das Modelldruckfeld vorliegen. Letzteres ist nur plausibel nachweisbar, wenn mehrere benachbarte in-situ Druckmessungen systematisch mit mehr als 3 hPa vom Modelldruck abweichen.

Generell halten sich nur wenig Schiffe in den Schlechtwettergebieten mit niedrigem Luftdruck auf. Dagegen befinden sich die meisten Schiffe in Gebieten mit einem Luftdruck über 1013 hPa. Von 72 Schiffsmeldungen am 17.02.97 06 UT liegen 92% innerhalb der 3hPa Toleranz mit dem Modell. Bei sechs Stationsmeldungen liegt der gemessene Druck über der Toleranz. Bei vier Schiffsmeldungen weicht der Druck sogar bis 4.1, 7.2, 8.5 und 10.4 hPa vom Modelldruck ab. Auffällig ist, daß der Modelldruck in diesen vier Fällen höher ist als der in-situ Druck. Die Positionen dieser Schiffe zeigen, daß die erheblich geringeren gemessenen Drücke nicht auf zufälligen Fehlern seitens der Schiffe beruhen, sondern systematisch auf die Region der Rückseitentiefs beschränkt ist. Die vier Stationen sind in Abbildung 11.9 mit einem Kreis gekennzeichnet. Der Vergleich mit dem SSM/I Bauer Niederschlagsfeld (Abb. 6.1) zeigt, daß die vier Positionen der Druckanomalien identisch mit der regnenden Struktur der Rückseitenzyklone sind. Daraus folgt, daß der Niederschlag im EZMW aufgrund der fehlenden Ausbildung der zyklonalen Struktur im Modell nicht auftreten kann. Die in dieser Region auftretenden wetterintensiven Sekundärzyklonen werden in allen Fallstudien grundsätzlich nicht vom Modell erkannt. Die maximale Druckabweichung wird bei der Fallstudie vom 14.02.97 erreicht. Am Rande der Sekundärzyklone mißt ein Schiff einen um 16 hPa niedrigeren Druck als im Modell (Kreis in Abb. 11.11). In der weiteren Region befindliche Schiffe zeigen Abweichungen bis zu 8 hPa. Am 09.02.97 18 UT (Abb. 11.10 und 11.12) sind ebenfalls ausschließlich in der Rückseitenzyklone große Abweichungen im Druckfeld zu beobachten. So ist der Bodendruck im Zentrum des Rückseitentiefs im Modell um 7.9 hPa zu hoch. Im Umkreis dieser Messung ist der Modelldruck um 5.6, 5.2, 4.5, 4.3, 3.8 und 2.7 hPa zu hoch (Kreis in Abb. 11.10).

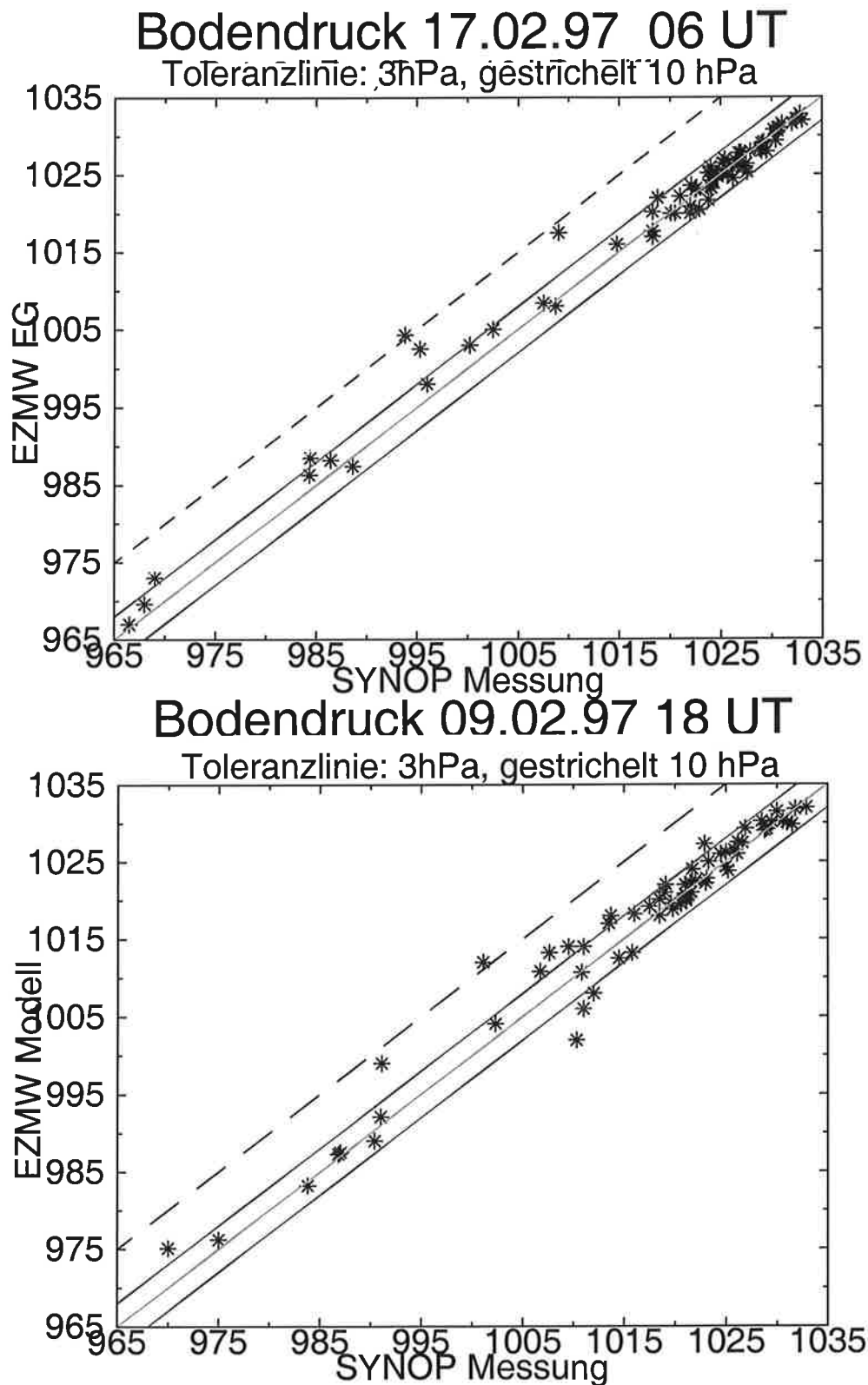


Abbildung 11.12: Streudiagramm der in-situ Bodendruckwerte gegen den Bodenmodell-
druck des FG-Datensatzes in hPa, für den 17.02.97 06 UT (oben) und den 09.02.97 18 UT.

Das EZMW stellt für den Bodendruck aus den EZMW FG Daten zusätzlich einen Analysedatensatz zur Verfügung. Dieser beruht auf einer Korrektur des FG Datensatzes bezüglich der in-situ Daten. Dieser Datensatz wurde somit speziell auf die SYNOP Daten angepaßt um ein realistischeres Feld als die FG Daten zu erhalten. Das korrigierte Analysebodendruckfeld für den 17.02.97 ist in Abbildung 11.13 dargestellt. Für den Niederschlag gibt es keine solche Analyse. In diesem Datensatz sollten die Abweichungen des FG Datensatzes in der Region des Rückseitentiefs weitgehend minimiert sein. Abbildung 11.14 zeigt das Streudiagramm der korrigierten Analyse für den 17.02.97 gegenüber den FG-Daten in Abbildung 11.12 oben. Die Abweichungen des korrigierten Analysedatensatzes sind kleiner geworden. Zwei Werte liegen jedoch immer noch außerhalb der Toleranz. Diese sind in Abbildung 11.13 mit einem Kreis hervorgehoben. Direkt in der starkregnenden Rückseitenzyklone ist der Modelldruck trotz korrigierter Analyse um 7.6 bzw. 5.5 hPa zu hoch. Gegenüber dem EZMW FG Datensatz ist eine etwas stärkere Krümmung der Isobaren zu erkennen, die jedoch viel zu gering ausfällt, um ein eigenständiges Tief im Druckfeld zu erzeugen. Wenn diese Druckanomalie in der Analyse um 7.6 hPa vertieft würde, entstünde an dieser Stelle ein Tiefdruckgebiet im Modell (Abb. 11.13).

Somit werden zwei Modelldefizite bezüglich der Rückseitenzyklonen dokumentiert. Einerseits der fehlende Niederschlag und andererseits die fehlende Entstehung der beschriebenen kleinräumigen Tiefdruckgebiete. Beide Prozesse sind miteinander gekoppelt. Die Niederschlagsbildung im Modell setzt die Entstehung eines Tiefdruckgebietes voraus. Damit kann ein Hinweis darauf geliefert werden, weshalb der Niederschlag im Modell fehlt. Die Frage, weshalb die plausiblen Druckwerte der Schiffsmeldungen in den Rückseiten zwar Eingang in das Modell finden, jedoch zu keiner entsprechenden Druckanomalie führen, muß auf der Seite der Modellierung beantwortet werden.

SYNOP WW

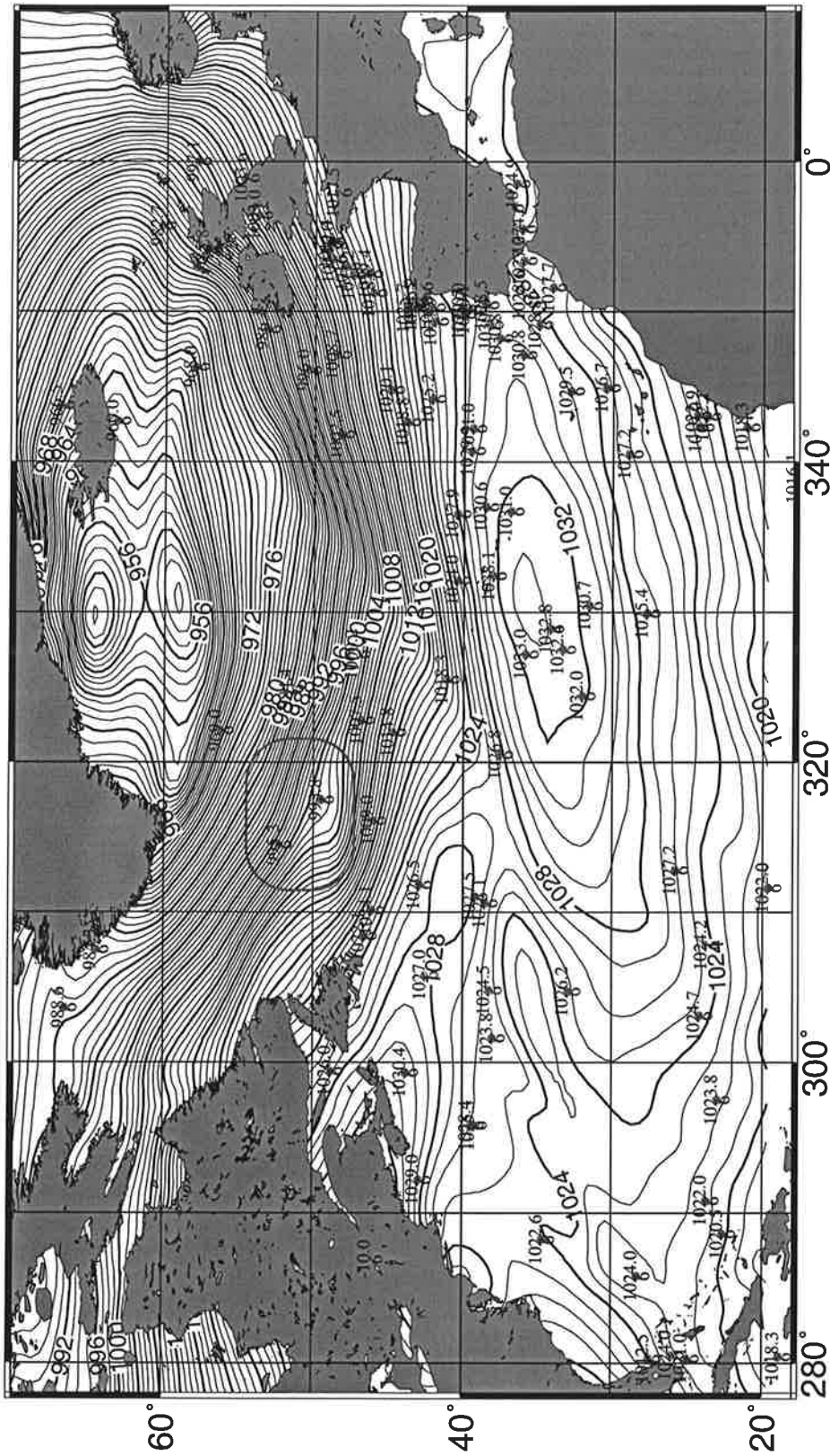


Abbildung 11.13: Vergleich der in-situ Druckdaten mit dem korrigierten Analyse EZMW Druckfeld für den 17.02.97 06UT. Die obere Zahl zeigt den in-situ Druck in hPa, die untere Zahl den Zeitpunkt der Messung.

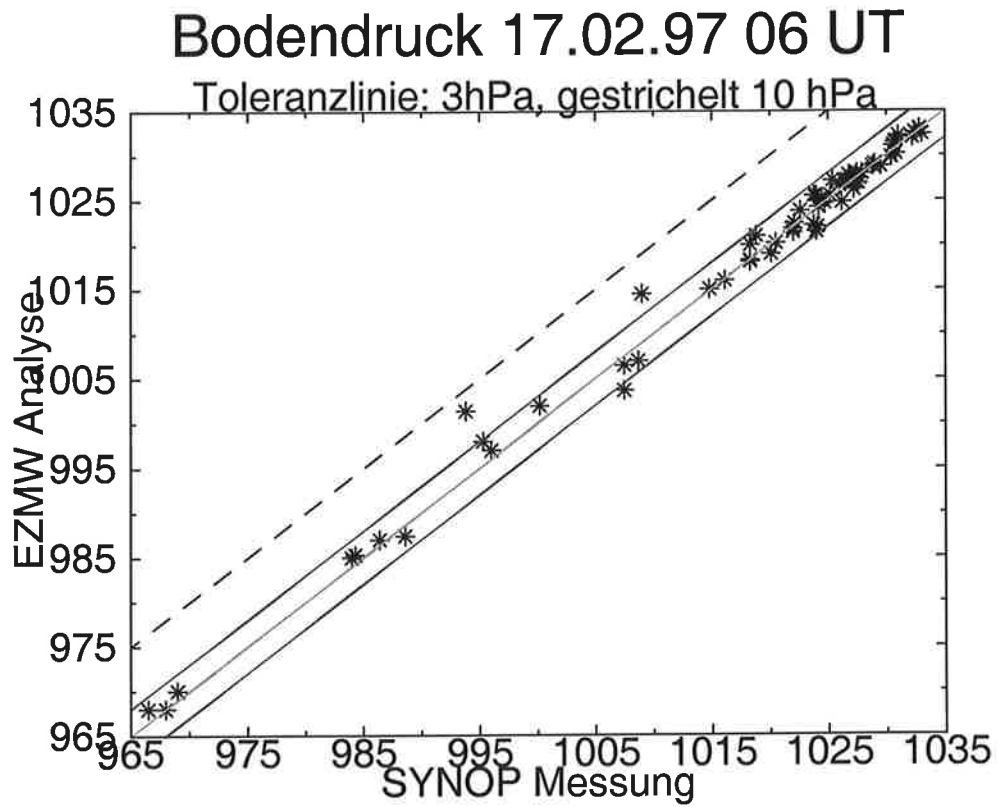


Abbildung 11.14: Streudiagramm der in-situ Bodendruckwerte gegen den Bodenmodell-
druck der korrigierten EZMW Analyse in hPa für den 17.02.97 06 UT.

12. NIEDERSCHLAGSSUMMEN VOLLSTÄNDIGER ZYKLOGENESEN

12.1. Überblick

Die vorangegangenen Kapitel haben gezeigt, daß der SSM/I Bauer Niederschlagsalgorithmus von allen getesteten Datensätzen am besten geeignet ist, um nordatlantische Zyklonen und deren Niederschlagsareale und -intensitäten zu beschreiben. Mit diesem Algorithmus besteht damit erstmals die Möglichkeit, Niederschlagssummen nordatlantischer Zyklonen abzuleiten. Diese können für die instantanen Überflüge der Satelliten fallstudienweise, sowie für den gesamten Lebenszyklus einer Zyklone als Integral über alle instantanen Niederschlagsereignisse der Zyklone, gebildet werden. Daraus ergibt sich eine Abschätzung, wieviel Wasser aus einer Zyklone während ihres Lebenszyklus ausregnet. Zusätzlich wird die Fläche der regnenden Zyklone ermittelt, sowie die mittlere und maximale Niederschlagsrate. Daraus wird ersichtlich, zu welchem Zeitpunkt während der Genese der Tiefdruckgebiete der meiste Niederschlag ausfällt, wann die Zyklone ihre größte Ausdehnung erreicht und ob die größte Flächenausdehnung mit der maximalen Niederschlagsrate korreliert ist.

12.2. Niederschlagssummen

Für die Untersuchung der Niederschlagssummen wird die in den Kapiteln 5 bis 9 untersuchte Zyklone „Caroline“ gewählt. Sie stellt eine für den Winterzeitraum typische, intensive Zyklone dar und ist repräsentativ für die untersuchten Fallstudien vom Januar und Februar 1997 sowie November 1992. Die Entwicklung des Tiefs „Caroline“ begann am 13.02.97 als Schauercluster vor der Küste Floridas (Abb. 12.1 oben links). Innerhalb der nächsten Tage fand eine typische intensive Zyklonogenese vor der amerikanischen Ostküste statt, die am 16.02.97 abends in der vollausgebildeten Zyklone endete. Am 17.02.97 erreichte die Zyklone ihr Reifestadium (Abb. 12.2 oben links), das als Fallstudie in der vorliegenden Arbeit ausführlich untersucht wurde (Kap. 5 und 6). Am Abend des 18.02.97 befand sich die Zyklone bereits in Zyklolyse. Während die meisten Tiefdruckgebiete nach ihrem Reifestadium das europäische Festland erreichen und daher nicht weiter fernerkundet werden können, zog das Tief „Caroline“ retrograd Richtung Südgrönland und löste sich dort auf (Abb. 12.2 unten rechts). Diese Besonderheit führt zu der Möglichkeit, die komplette Zyklolyse ebenfalls in die Niederschlagssummen mit einbeziehen zu können. Ähnlich intensiv ausgeprägte Zyklonen traten im Untersuchungszeitraum etwa alle drei Tage auf, deren Zyklolyse jedoch wegen des Landüberganges nicht beobachtet werden konnte. Der Bildung der Niederschlagssummen liegen für das Tief „Caroline“ insgesamt 18 Fallstudien vom 13.02. bis 21.02.1997 zugrunde (Abb. 12.1 und 12.2; der 21.02.97 wird nicht gezeigt).

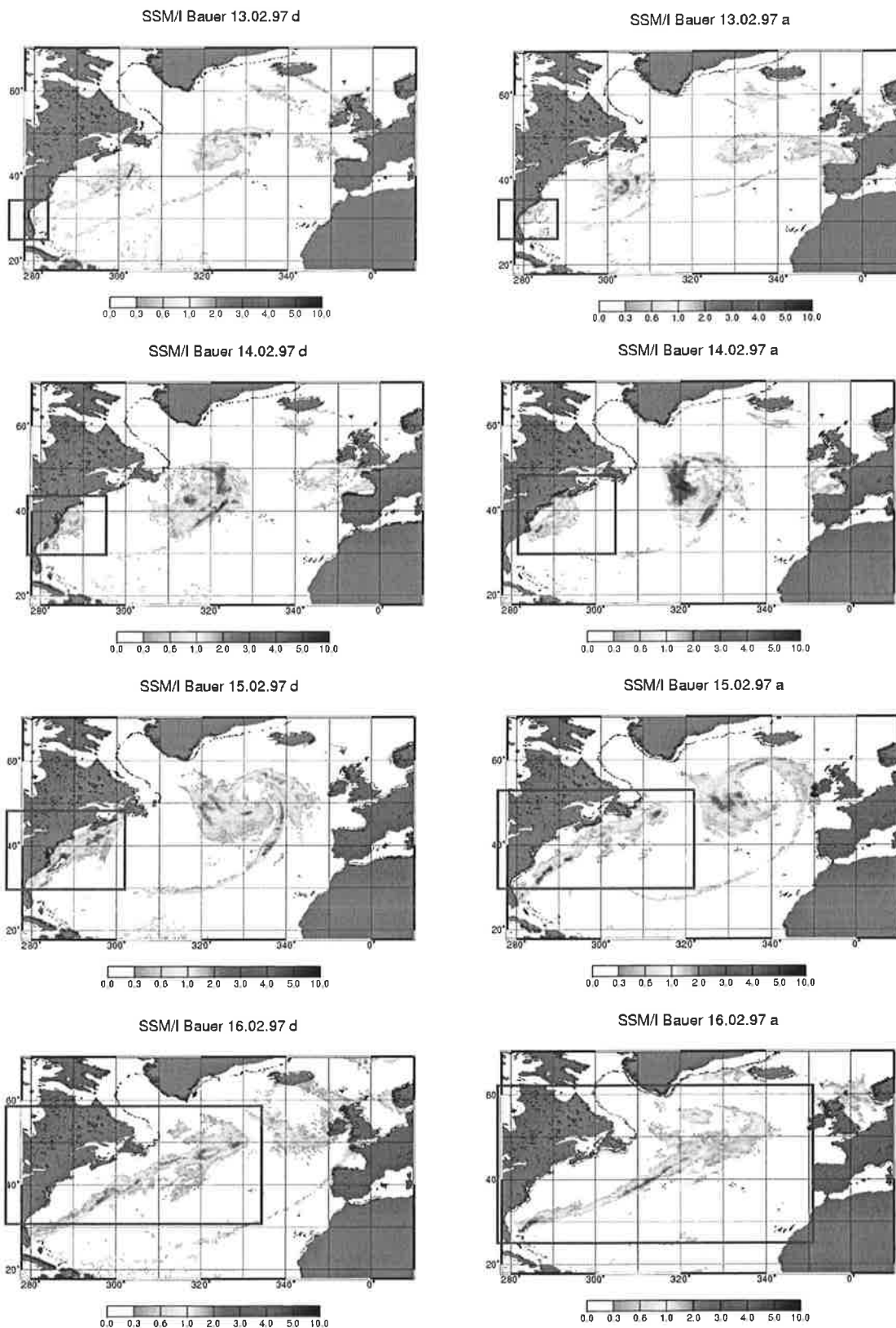


Abbildung 12.1: Zyklogenese des Tiefdruckgebietes „Caroline“ vom 13.02. bis 16.02.97. Die untersuchte Zyklone ist umrandet. Abgebildet ist der Niederschlag in mm/h.

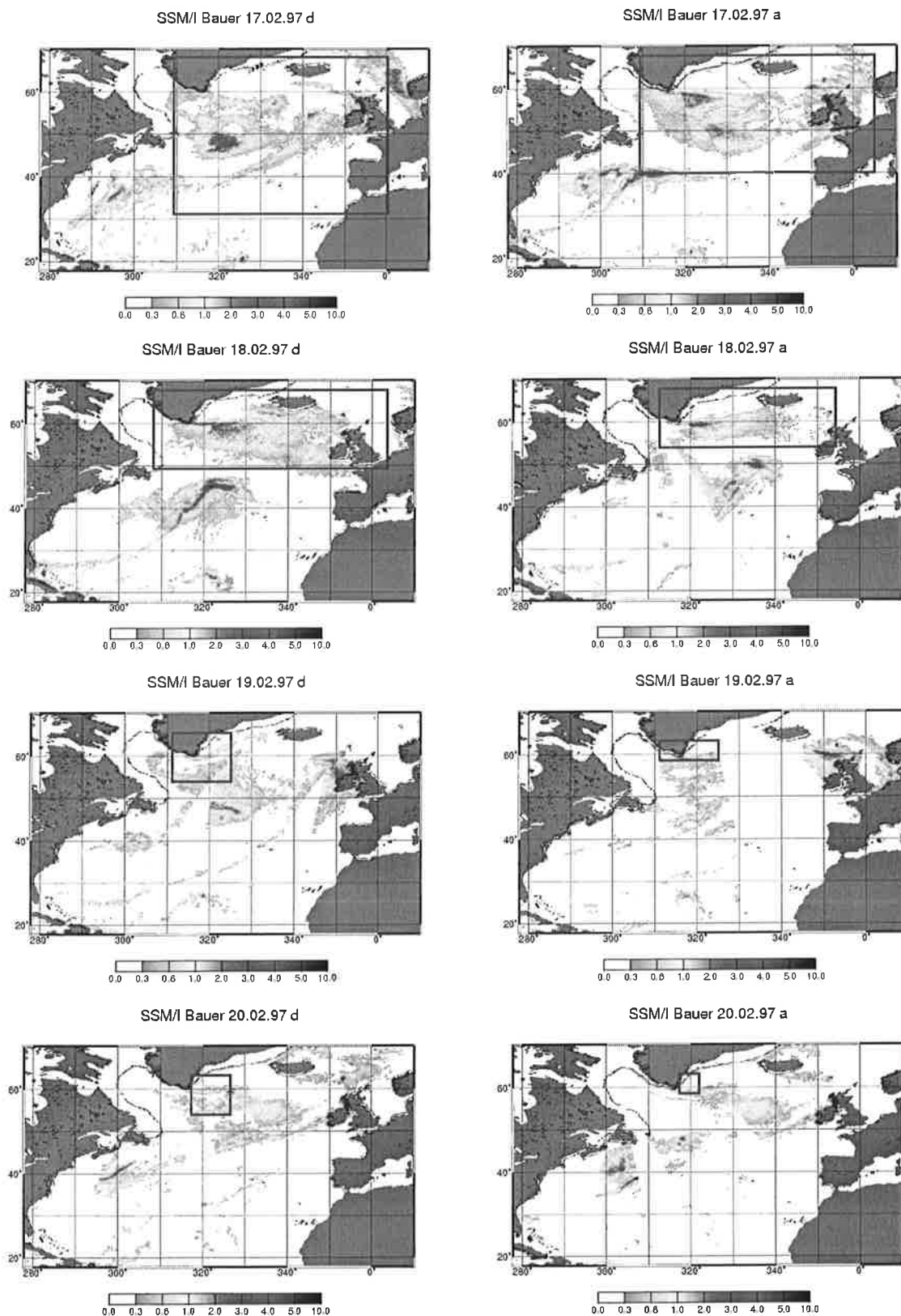


Abbildung 12.2: Reifestadium und Zyklolyse des Tiefdruckgebietes „Caroline“ vom 17.02. bis 20.02.97. Die untersuchte Zyklone ist umrandet. Abgebildet ist der Niederschlag in mm/h.

Für die Berechnung der Niederschlagssummen aus den 18 Einzelfallstudien wurden Küstenniederschläge im Abstand von 50 km von der Küste ausgeblendet. Für die instantanen Niederschlagssummen der Einzelfallstudien wurde das jeweils zur Zyklone gehörende Areal ermittelt und darin die Summe der Niederschläge für alle Pixel sowie die Anzahl der Niederschlag beinhaltenden Pixel gebildet. Die Niederschlagspixel beinhalten eine Fläche von 1073 km². Die Niederschlagssumme wird mit der Pixelgröße multipliziert. Die Anzahl der Niederschlagspixel multipliziert mit der Pixelgröße ergibt die regnende Fläche der Zyklone. Zusätzlich wird die mittlere und maximale Niederschlagsrate ermittelt. Zur Bildung der Gesamtsumme des Niederschlags während des Lebenszyklus der Zyklone wird vorausgesetzt, daß der Niederschlag zwischen 2 aufeinanderfolgenden Messungen konstant ist. Diese Notwendigkeit ergibt sich aus der Tatsache, daß nur alle 12 Stunden eine neue Fallstudienmessung der Zyklone erfolgen kann. Die Ergebnisse für die Zyklone „Caroline“ sind in Tabelle 12.1 dargestellt.

Tag/ Parameter	Niederschlags- summe (E+08 m ³ /h)	Niederschlags- areal (E+03 km ²)	Niederschlags- mittelwert (mm/h)	Niederschlags- maximum (mm/h)
13.2.97 m	0.1784	30.044	0.6	1.1
13.2.97 a	6.2485	652.384	1.0	3.0
14.2.97 m	8.6092	799.385	1.1	4.0
14.2.97 a	10.7527	1182.446	0.9	4.0
15.2.97 m	24.9038	2035.481	1.2	14.3
15.2.97 a	24.7402	2494.720	1.0	5.5
16.2.97 m	34.9141	4032.330	0.9	3.7
16.2.97 a	29.4662	3662.150	0.8	3.3
17.2.97 m	54.6911	6223.400	0.8	5.0
17.2.97 a	61.1573	6160.090	1.0	5.1
18.2.97 m	50.3242	5485.180	0.9	4.9
18.2.97 a	12.4369	1482.886	0.8	5.0
19.2.97 m	2.0981	246.790	0.9	4.8
19.2.97 a	3.2476	406.667	0.8	3.5
20.2.97 m	2.5382	305.805	0.8	2.4
20.2.97 a	1.9226	290.783	0.7	2.2
21.2.97 m	1.6903	216.746	0.8	2.9
21.2.97 a	0.1420	24.679	0.6	0.9

Tabelle 12.1: Niederschlagssumme, -areal, -mittelwert und -maximum des kompletten Lebenszyklus der Zyklone „Caroline“ vom 13.02. bis 21.02.97.

Zusätzlich sind die Niederschlagssummen in Tabelle 12.2 für das Reifestadium am 17.02.97 morgens, getrennt in die Regionen Rückseite, Kalt- und Warmfront, berechnet worden.

17.2.97 m	Niederschlags- summe (E+ ⁰⁸ m ³ /h)	Niederschlags- areal (E+ ⁰³ km ²)	Niederschlags- mittelwert (mm/h)	Niederschlags- maximum (mm/h)	Prozentualer Niederschlags- anteil
Rückseite	32.5992	3591.331	0.9	5.0	60%
Kaltfront	13.5409	1893.845	0.7	3.3	25%
Warmfront	8.5510	738.224	0.7	1.4	15%

Tabelle 12.2: Niederschlagssumme, -areal, -mittelwert und -maximum des Reifestadiums der Zyklone „Caroline“ vom 17.02.97, untergliedert in die Teilbereiche kalte Rückseite, Kalt- und Warmfront.

Diese Ergebnisse sind in Abbildung 12.3 visualisiert. Die Niederschlagssumme in 10^8 m³/h (Abb. 12.3 oben links) zeigt einen relativ kontinuierlichen Anstieg der Regenmenge vom 13.02. morgens, mit 17,8 Millionen Kubikmetern pro Stunde, bis zum 16.02.97 morgens, mit 3.5 Milliarden Kubikmetern pro Stunde. Am Abend des 16.02.97 nimmt die Regenmenge leicht ab. Zu diesem Zeitpunkt wird die Zyklonogenese beendet, das Tief zieht von der amerikanischen Ostküste auf den Atlantik und erreicht am 17.02.97 morgens das Reifestadium mit 5.5 Milliarden Kubikmetern pro Stunde Niederschlag. Zu diesem Zeitpunkt ist die Kalt- und Warmfront deutlich ausgeprägt. Sie regnen mit 1.3 Milliarden bzw. 860 Millionen Kubikmetern pro Stunde. Wesentlich auffälliger ist die kalte Rückseite der Zyklone „Caroline“, die zu diesem Zeitpunkt voll ausgebildet ist und eine Niederschlagsmenge von 3.3 Milliarden Kubikmetern pro Stunde aufweist. Damit trägt die in den Modellen nicht auftretende Rückseite der Zyklone am 17.02.97 morgens mit 60% zum Gesamtniederschlag bei. Die Kaltfront liefert dagegen nur 25%, die Warmfront sogar nur 15% des Gesamtniederschlags. Am 17.02.97 abends erreicht die Zyklone ihre größte instantane Niederschlagsmenge mit 6.1 Mrd. m³/h. Diese Wassermenge fällt auf ein Areal von 6.1 Millionen km². Am 18.02.97 nimmt die Niederschlagsmenge mit der Zyklolyse des Tiefs rasch ab und erreicht am 19.02.97 morgens einen Wert von 200 Millionen m³/h. Dieser Wert strebt bis zum 21.02.97 abends langsam gegen Null. Insgesamt fallen während des Lebenszyklus $3.9 \text{ E}+11 \text{ m}^3$ Wasser innerhalb von 8 Tagen aus der Zyklone. Das entspricht einem Wasseräquivalent des achtfachen Inhaltes des Bodensees oder der homogenen Bedeckung der Bundesrepublik Deutschland mit 1.09 m Wasser. Das Niederschlagsareal ist mit der Niederschlagssumme korreliert. Große Niederschlagssummen verteilen sich auf ein entsprechend großes Gebiet (Abb. 12.3 oben rechts). Dagegen ereignen sich die intensivsten Niederschläge pro Pixel nicht im Reifestadium der Zyklone sondern während der Zyklonogenese (Abb. 12.3 unten links und rechts). Der maximale Niederschlagswert während der Zyklonogenese ereignet sich am 15.02.97 morgens, vor der amerikanischen Ostküste. Dort ist auch der Mittelwert des Niederschlags mit 1.2 mm/h am größten.

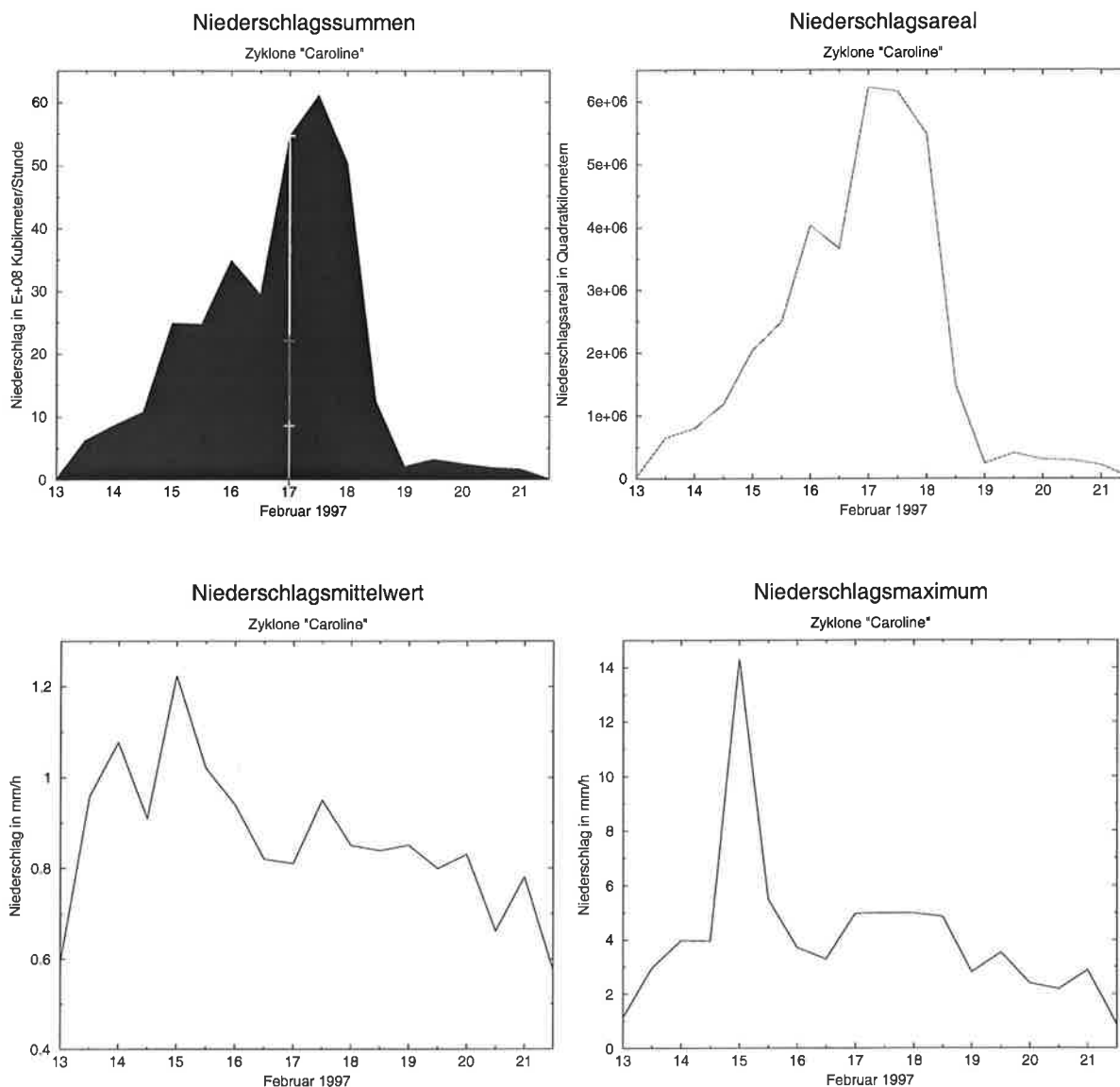


Abbildung 12.3: Die Niederschlagssumme (oben links), das Niederschlagsareal (oben rechts), der Niederschlagsmittelwert (unten links) und das Niederschlagsmaximum (unten rechts) der kompletten Zyklogenese des Tiefdruckgebietes „Caroline“ vom 13.02. bis 21.02.1997. Der Balken in der Niederschlagssumme (oben links) zeigt am 17.02.97 morgens anteilig den Beitrag der Rückseite zum Gesamtniederschlag (oben), der Kaltfront (Mitte) und der Warmfront (unten). Die Rückseitenzyklonen liefern während ihrer kurzen Lebensdauer einen Beitrag von 60% zum Gesamtniederschlag der Zyklone zu diesem Zeitpunkt.

Dieses Verhalten zeigen alle untersuchten Zyklonen. Vor der amerikanischen Ostküste treten bei der Bildung der Zyklonen die größten Niederschlagsraten auf, während beim späteren Reifestadium auf dem Nordatlantik die Regenraten selten 5 mm/h überschreiten. Dagegen sind dort entsprechend große Areale vom Niederschlag betroffen.

13. ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

In der vorliegenden Arbeit wurden erstmals mit Satellitendaten Fallstudien nordatlantischer Zyklonen vollständig auf ihre Niederschlagsverteilung und -intensität sowie andere Komponenten des atmosphärischen Wasserkreislaufs untersucht. Die Verteilung und Intensität des Schlüsselparameters Niederschlag über dem Ozean war in einzelnen Zyklonen bislang nahezu unbekannt. Die Ergebnisse zeigen die Bedeutung der Untersuchung von Fallstudien zum Prozeßverständnis und als Ergänzung zu den Langzeitstudien auf. Es konnte gezeigt werden, daß einzelne Prozesse, die während der Zyklogese einzelner Tiefdruckgebiete stattfinden, bislang zum Teil nur unzureichend verstanden wurden. Die aus den Satellitendaten gewonnenen Erkenntnisse wurden mit unabhängigen in-situ Daten validiert. Der Vergleich mit den getesteten Modellen des EZMW und REMO hat gezeigt, daß abhängig von der betrachteten Region innerhalb einer Zyklone, große Areale mit konvektiven Starkniederschlägen systematisch unerkannt bleiben. Es konnte zusätzlich nachgewiesen werden, daß die erheblichen Niederschlagsmengen, die im Modell unerkannt blieben, in diesen Regionen durch kleinskalige Tiefdruckgebiete in der Kaltluft westlich des Tiefdrucksystems verursacht werden. Daher wird eine Überarbeitung der zur Entstehung von Zyklonen relevanten Routinen in den Modellen angeregt. Im folgenden werden die wichtigsten Erkenntnisse dieser Arbeit zusammengefaßt, weitere Anwendungsmöglichkeiten der entwickelten Methoden genannt und die sich ergebenden Konsequenzen diskutiert.

Um die Zielsetzung dieser Arbeit zu erreichen, wurde die Multi Satelliten Methode (MSM) entwickelt. Diese nutzt die Überlagerung mehrerer SSM/I Satelliten, deren Daten in ein kombiniertes Produkt mit größtmöglicher raumzeitlicher Auflösung überführt werden. Dadurch ergibt sich erstmals die Möglichkeit, den gesamten Nordatlantik innerhalb weniger Stunden, ohne Datenlücken, zweimal täglich fernzuerkunden. Dieses Verfahren wird in der Neuauflage der satellitengestützten Klimatologie des Süßwasserflusses HOAPS-2 Eingang finden. Mit der Verwendung aller verfügbaren SSM/I Satellitenplattformen wird das erstellte Produkt wesentlich genauere Aussagen über die globalen Energie- und Wasserbilanzen liefern können. Dieser Datensatz könnte auch für Fallstudien angewendet werden. Es könnten globale Tages-, Pentaden- und Monatskarten aller Energie- und Wasserhaushaltsparameter erstellt werden. Deren Animation, die in der vorliegenden Arbeit für die Tagesdaten des Februar 1997 bereits realisiert wurde, zeigt die Wetterabläufe anhand der einzelnen Parameter mit hoher Genauigkeit. Eine Ausweitung auf globale Felder würde erstmals detaillierte Kenntnisse der Zyklonenparameter über dem Pazifik und der Südhalbkugel liefern. Zusätzlich könnte der Süßwasserfluß, d.h. die Bilanz aus Niederschlag und Verdunstung, für einzelne Zyklonen abgeleitet werden.

Desweiteren kann die entwickelte Methode verwendet werden, um kleinskalige Polar Low Tiefdruckgebiete, z.B. in der Framstraße, zu untersuchen. Dazu soll zunächst das

während des ARKTIS'93 Feldexperimentes aufgetretene intensive Polar Low vom März 1993 untersucht werden. Zusätzlich können mit dieser Methode auch Wirbelstürme, z.B. Hurrikane und Taifune detailliert untersucht werden. Zur Zeit ist die sinnvolle Ableitung der Parameter auf die Ozeangebiete beschränkt. Mit der Entwicklung von Algorithmen, die ebenfalls über Land zuverlässige Niederschlagsraten aus SSM/I Daten liefern, könnten globale Felder zur Wettervorhersage genutzt werden und Eingang in die Klimamodelle finden.

Der aus den AIP und PIP Studien als zuverlässig hervorgegangene SSM/I Bauer Algorithmus liefert für alle im Bodendruckfeld des EZMW Modells erscheinenden Fronten mit großer Genauigkeit die zugehörigen Niederschläge. Der Vergleich mit den Modellen EZMW und REMO zeigt eine gute Übereinstimmung bei der Niederschlagserkennung. Zusätzlich erkennt SSM/I Bauer Niederschläge in jungen Stadien der Zyklonogenese vor der Ostküste Nordamerikas sowie vereinzelte Schauerereignisse in den Subtropen. Zusätzlich treten auf der kalten Rückseite, westlich der Kaltfronten intensiver Zyklonen, häufig große Areale mit Starkniederschlägen bis 6 mm/h auf. Diese konvektiven Ereignisse beschränken sich auf ein etwa 1500 km großes Gebiet um 50° Nord und 35° West vor der Küste Neufundlands. In diesem Gebiet trifft das warme Golfstromwasser auf den polaren Wasserkörper aus der Davisstraße. Anhand der SST wurde gezeigt, daß in diesem Gebiet große Temperaturgradienten von bis zu 10°C auf 200 km auftreten. Zusätzlich trifft dort häufig relativ warme Luft der nach Norden vorstoßenden Luftmassen, die vor der amerikanischen Ostküste für permanente Zyklonogenese sorgt, auf meist aus polaren Regionen Kanadas advehierte Kaltluftausbrüche. Diese Wetterlagen sorgen für große Energieumsätze zwischen dem Ozean und der Atmosphäre. In den AVHRR Satellitenbildern wurden die zu diesen Starkniederschlägen gehörigen Wolkencluster gezeigt. Diese formieren sich zum Teil zu kleinskaligen Tiefdruckgebieten die in der Größenordnung von Polar Lows oder Kommaclouds liegen. In diesen Gebieten zeigen die Modelle und alle weiteren getesteten SSM/I Niederschlagsalgorithmen keine nennenswerten Niederschläge. Dagegen konnte im REMO Windrichtungsfeld eine starke Konvergenz im Bereich des SSM/I Bauer Rückseitenniederschlags gezeigt werden. Das deutet auf ein im Modell nicht realisiertes kleinskaliges Tiefdruckgebiet hin. Eine Untersuchung der Parametrisierungen und Prozesse zur Zyklonen- und Niederschlagsentstehung im EZMW Modell könnte eine bessere Modellierung der Tiefdruckgebiete über dem Nordatlantik zur Folge haben. Die Auflösung des T213 EZMW Modells kann für ein Nichterkennen von 1500 km großen Zyklonen nicht verantwortlich sein. Möglicherweise wird die Ausbildung der sich explosiv entwickelnden Zyklonenrückseiten im Modell unterdrückt, weil zu große in-situ gemeldete relative Druckänderungen innerhalb von 6 Stunden im Modell nicht zugelassen werden. Der in-situ gemessene Bodendruck ist in dieser Region um bis zu 16 hPa niedriger als im Modell. Da diese Rückseitenniederschläge aber instantan bis zu 60% des Gesamtniederschlags der Zyklone ausmachen, ist diese Unterschätzung für den Energie- und Wasserhaushalt der Zyklonen in den Modellen bedeutend. Dies könnte auch die teilweise erheblichen Fehlprognosen von Orkanen im Modell erklären, die zum Teil sogar das europäische Festland erreichen und zu starken Zerstörungen führen. Ein erheblicher Teil der $3.9 \text{ E}+11 \text{ m}^3$ Wasser, die aus einer typischen Zyklone während des Winterzeitraums ausregnen,

entfallen somit auf die konvektiven Areale hinter der Kaltfront. Eine systematische Unterschätzung dieser Niederschlagsprozesse in den Modellen führt zu einer Unterschätzung von bis zu 3×10^{12} W an Verdunstungswärme. Dabei sind die in der Wolke verbleibenden Wolkentröpfchen nicht eingerechnet. Für die Gesamtniederschlags-summe der Zyklonen bedeutet dies eine Unterschätzung der Regenmenge im Modell von bis zu 30%.

Die Stärke des SSM/I Bauer Niederschlagsalgorithmus ist die kombinierte Berücksichtigung der Streu- und Emissionsregime zur Ableitung des Niederschlags. Im Gebiet der Rückseitenniederschläge meldeten die Forschungsschiffe des FASTEX Experiments sowie einige Linienschiffe in 80% aller Fälle konvektive Niederschläge. In 43% der Fälle wurden sogar Starkniederschläge beobachtet. Für die korrekte Fernerkundung der 40 in-situ beobachteten Rückseitenniederschläge, ist nur der SSM/I Bauer Algorithmus sensitiv genug. Die mit Fehlern behaftete Anwendung reiner Streu- oder Emissionsalgorithmen zur Ableitung globaler Niederschlagsfelder unter unterschiedlichsten atmosphärischen Bedingungen wird im GPCP Projekt bereits diskutiert.

Es konnte einheitlich für alle getesteten Datensätze gezeigt werden, daß die bisherige Ableitung von Niederschlagsintensitäten aus den „ww“ in-situ Beobachtungen zu starken Unterschätzungen in der Niederschlagsbestimmung führt. Die in der vorliegenden Arbeit entwickelten „ww“-Niederschlagsklassen liefern eine wesentlich genauere Abschätzung des beobachteten Niederschlags für nordatlantische Zyklonen. Der Ausbau der vorliegenden Datenreihe in eine umfangreiche globale Statistik könnte zusätzlich den Einbau der in-situ beobachteten Niederschläge in die Modelle ermöglichen. Der Modellniederschlag könnte mit den global kalibrierten in-situ Niederschlagsklassen auf seine Plausibilität kontrolliert und gegebenenfalls korrigiert werden.

Um die Prozesse, die zur Bildung dieser intensiven kleinskaligen Tiefdruckgebiete auf dem Nordatlantik führen, besser zu verstehen, müßte ein Feldexperiment vor Ort Untersuchungen durchführen. Dazu wären Schiffs- und Flugzeugmessungen sowie Bojenfelder notwendig. Die Überprüfung, ob die großen SST und Lufttemperaturgradienten in diesem Gebiet zusammen mit der Wirbelstruktur der Atmosphäre oder dem Landeinfluß von Neufundland als Wetterscheide für die Bildung dieser Zyklonen in Frage kommen, kann nur ein Feldexperiment klären.

Zusätzlich könnten Linienflugzeuge auf den Nordatlantikrouten dazu verwendet werden, um mit C-Band Radargeräten die nordatlantischen Niederschläge zu erkunden. Die Verwendung des TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) Satelliten kann derzeit für die Erkundung des Nordatlantiks nicht verwendet werden, da dieser Satellit nur bis 30° Nord Daten liefert. Untersuchungen der Niederschlagsverteilung und -intensität mit den TRMM Produkten zeigen aber gute Übereinstimmungen mit den aus SSM/I Bauer abgeleiteten Daten. Dies gilt ebenso für die Auswertung von Niederschlagsintensitäten aus Radardaten und Regensammlern, die während des Orkans „Lothar“ gemessen wurden.

14. LITERATUR

Adler, R., Negri, A., 1988: A satellite infrared technique to estimate tropical and stratiform rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, **27**, 30-51.

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

Ahlheim, K., (Hrsg.), 1989: Wetter und Klima. *Mannheim Lexikonverlag*, 304pp.

Ahrens, B., Karstens U., Rockel B., Stuhlmann, R., 1998: On the validation of the atmospheric model REMO with ISCCP data and precipitation measurements using simple statistics. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **68**, 127-142.

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

Arkin, P., Xie, P., 1994: The Global Precipitation Climatology Project: first Algorithm Intercomparison Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **75**(3), 401-419.

Arpe, K., 2000: persönliche Mitteilung.

Bakan, S., Jost, V., Fennig, K., 2000: Satellite derived water balance climatology for the North Atlantic: First results. *Physics and Chemistry of the Earth (B)*, **25**, 121-128.

Barrett, E., 1970: The estimation of monthly rainfall from satellite data. *Monthly Weather Review*, **98**, 322 - 327.

Barrett, E., Bellerby, T., 1992: The application of satellite infrared and passive microwave rainfall estimation techniques to Japan: results from the first GPCP algorithm intercomparison project. *Meteorological Magazine*, **121**(1435), 34-46.

Bauer, P., 1992: Wasserdampf, Gesamtwasser und Niederschlagsrate aus Daten passiver Mikrowellenradiometer über dem Ozean. *Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften. Universität Hamburg, DLR Forschungsbericht*.

Bauer, P., Schlüssel, P., 1993 a: Comparisons of global rainfall estimations derived from SSM/I measurements and a general circulation model. *Proceedings IGARSS' 93*, 1015-1017.

Bauer, P., Schlüssel, P., 1993 b: Rainfall, total water, ice water and water vapour over sea from polarized microwave simulations and Special Sensor Microwave/Imager data. *Journal of Geophysical Research*, **98** (D11), 20737-20759.

Bauer, P., Schlüssel, P., 1993 c: Globale Niederschlagserfassung mit Satellitendaten. *Die Geowissenschaften*, **12**, 413 - 418.

Bauer, P., Schlüssel, P., 1993 d : Global retrieval of cloud liquid water and precipitation over sea from SSM/I measurements. In: *Keevallik, Sirje and Karner, Olavi (eds.), IRS '92: Current Problems in Atmospheric Radiation, Hampton, VA, A. Deepak Publishing, 1993, 61-64.*

Bauer, S., 2000: Validation of clouds in the ECHAM4 model, using a dynamical adjustment technique. *Dissertation, Universität Hamburg, 143pp.*

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

Berliner Wetterkarten, 1997: Amtsblatt des Instituts für Meteorologie, Universität Berlin.

Bjerknes, J., 1921: On the structure of moving cyclones. *Geophysical Publications*, **1**, 1-8.

Bjerknes, J., Solberg, H., 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geophysical Publications*, **3**, 1-18.

Blender, R., Fraedrich, K., Lunkeit, F., 1997: Identification of cyclone tracks in the North Atlantic. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **123**, 727-741.

Blender, R., Schubert, M., 2000: Cyclone tracking in different spatial and temporal resolutions. *Monthly Weather Review*, **128**, 377-384.

Bond, N., Fleagle, R., 1985: Structure of a cold front over the ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **111**, 739-759.

Bond, N., Shapiro, M., 1991: Research aircraft observations of the mesoscale and microscale structure of a cold front over the eastern Pacific Ocean. *Monthly Weather Review*, **119**, 3080-3094.

Brest, C., Rossow, W., 1992: Radiometric calibration and monitoring of NOAA AVHRR data for ISCCP. *International Journal of Remote Sensing*, **13**, 235-273.

- Brinkop, S., Roeckner, E., 1995: Sensitivity of a general circulation model to parameterisations of cloud turbulence interactions in the atmospheric boundary layer. *Tellus*, **47A**, 197-220.
- Broecker, W., Peng, T., 1982: *Tracers in the Sea*. Palisades, New York.
- Brown, R., 1990: Surface fluxes and remote sensing of air-sea interaction in: Geenaert, G., Plant, W.: *Surface Waves and Fluxes*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, **I**, 7-27.
- Chalon, J., Joly, A., 1996: Fastex: un programme d'étude des tempêtes Atlantiques et des systèmes nuageux associés. *La Météorologie*, **8**(16), 41-48.
- Chang, A., Wilheit, T., 1979: Remote sensing of atmospheric water vapor, liquid water, and wind speed at the ocean surface by passive microwave techniques from NIMBUS 5 satellite. *Radio Science*, **14**, 793-802.
- Chen, J., Chen, T., 1998: The semiannual variation in the atmospheric hydrologic processes. *Journal of Geophysical Research*, **103**(D4): 3761-3766.
- Clough, S., Testud, J., 1988: The FRONTS 87 Experiment and mesoscale frontal dynamics project. *WMO Bulletin*, **37**, 276-281.
- Dickinson, M., Bosart, L., Bracken, W., Hakim, G., Schutz, D., Bredick, M., Tyle, K., 1997: The March 1993 superstorm cyclogenesis: Incipient phase, synoptic and convective scale flow interaction and model performance. *Monthly Weather Review*, **125**, 3041-3072.
- Dirks, R., Kuettner, J., Moore, J., 1988: Genesis of Atlantic Lows Experiment (GALE): An Overview. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **69**, 148-160.
- Ebert, E., Manton, M., Arkin, P., Allam, R., Holpin, G., Gruber, A., 1996: Results from the GPCP algorithm intercomparison program. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**(12): 2875-2887.
- Ebert, E., Manton, A., 1996: Results of the 3rd Algorithm Intercomparison Project (AIP-3) of the Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Revision 1. *BMRC Research Report*, **55**, 299pp.
- ECMWF/WCRP Level III-A global atmospheric data archive, 1999: The description of the ECMWF forecasting system and the corresponding archive, Reading, 78pp.

ECMWF BUFR: ww-Codes, in: *ECMWF Meteorological Bulletin M1.4/4: BUFR User Guide and Reference Manual*.

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

Ferraro, R., Grody, N., Marks, G., 1994: Effects on the surface conditions on rain identification using the SSM/I. *Remote Sensing Review*, **11**, 195-209.

Ferraro, R., Marks, G., 1995: The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using ground-based radar measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**(4), 755-770.

Ferraro, R., Weng, F., Grody, N., Basist, A., 1996: An eight-year (1987-1994) time series of rainfall, clouds, water vapor, snow cover, and sea ice derived from SSM/I measurements. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**(5), 891-905.

Ferraro, R., 1997: Special Sensor Microwave Imager derived global rainfall estimates for climatological applications. *Journal of Geophysical Research*, **102**(D14), 16715-16735.

Ferraro, R., Kusselson, S., Colton, M., 1998: An introduction to passive microwave remote sensing and its applications to meteorological analysis and forecasting. *National Weather Digest*, **22**(3), 11-23.

Ferraro, R., Smith, E., Berg, W., Huffman, G., 1998: A screening methodology for passive microwave precipitation retrieval algorithms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **55**(9), 1583-1600.

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

Gibson, J., Kallberg, P., Uppala, S., Hernandez, A., Nomura, A., Serrano, E., 1997: ECMWF Re-Analysis, 1: ERA Description. *Project Report Series, ERA*, Reading, 72pp.

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

Goodberlet, M., 1992: Improved retrievals from the DMSP wind speed algorithm under adverse weather conditions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**, 5, 1076-1077.

Greene, J., Morrissey, M., Ferraro, R., 1997: Verification of a scattering-based algo-

rithm for estimating rainfall over the open ocean. *Theoretical and Applied Climatology*, **56**(1-2): 33-44.

Grody, N., 1991: Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave/imager (SSM/I). *Journal of Geophysical Research*, **96**, 7423,7435.

Guymer, T., Businger, J., Jones, L., Stewart, R., 1981: Anomalous wind estimates from the Seasat scatterometer. *Nature*, **294**, 735-737.

Han, Q., Rossow, W., Chou, J., Welch, R., 1998: Global survey of the relationships of cloud albedo and liquid water path with droplet size using ISCCP. *Journal of Climate*, **11**(7), 1516-28.

Hong, Y., Wilheit, T., Russell, W., 1997: Estimation of monthly rainfall over oceans from truncated rain-rate samples: application to SSM/I data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **14**(5), 1012-1022.

Hollinger, J., Lo, R., Poe, G., Savage, R., Peirce, J., 1987: Special Sensor Microwave / Imager. *User's Guide*, Naval Research Laboratory, Washington, DC.

Hollinger, J., Peirce, J., Poe, G., 1990: SSM/I instrument evaluation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **28**, 781-790.

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

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

Hughes Aircraft, 1986: Special Sensor Microwave / Imager (SSM/I) data requirements document. *Department of the Air Force*, Headquarters, Februar 1986.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 1995: Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate and an Evaluation of the IPCC IS 92 Emission Scenarios. Editor.: Houghton et al., Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Jacob, D., Podzun, R., 1977: Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vienna, **63**, 119-129.

- Janowiak, J., Arkin, P., 1991: Rainfall variations in the tropics during 1986-1989. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 3359-3373.
- Janowiak, J., 1991: The reliance on operational weather satellites for the production of a global precipitation climatology. *Global and Planetary Change*, **4**(1-3), 93-98.
- Joly, A., Jorgensen, D., Shapiro, M., Thorpe, A., Bessemoulin, P., Browning, K., et.al 1997: The Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment (FASTEX): scientific objectives and experimental design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**(9), 1917-1940.
- Jost, V., Schulz, J., Bakan, S., 1998: A new satellite-derived freshwater flux climatology (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data). *International WOCE Newsletter*, **32**, 20 und 25,26
- Jost, V., Schulz, J., Bakan, S., 1999: A new satellite-derived freshwater flux climatology: Hamburg ocean atmosphere parameters and fluxes from satellite data. In: *Conference on the TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (COARE)*, Boulder, Colorado, USA, 7-14 July 1998, COARE-98. World Meteorological Organization, TD **940**, 205-206.
- Jost, V., 2000: HOAPS: Eine neue Klimatologie des Süßwasserflusses an der Meeresoberfläche abgeleitet aus Satellitendaten. *Dissertation, Universität Hamburg*, 133pp.
- Karlsson, K., 1997: An introduction to remote sensing in meteorology. SMHI, Norrköping, Sweden, 315pp.
- Keup-Thiel, E., 2001: Simulation of cyclones over the North Atlantic ocean with the Regional Model REMO. Submitted to *Physics and Chemistry of the Earth*.
- Kidwell, K., 1995: NOAA Polar Orbiter Data Users Guide (TIROS-N, NOAA-6, NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9, NOAA-10, NOAA-11, NOAA-13 and NOAA-14). *Technical Report*, **304**. National Oceanic and Atmospheric Administration, NESDIS, Washington, DC.
- Klepp, C., Bakan, S., 2000: Satellite derived energy and water cycle components in North Atlantic cyclones. *Physics and Chemistry of the Earth (B)*, **25**, 65-68.
- Kummerow, C., Giglio, L., 1994a: A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part 1: Algorithm description. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 3-18.

Kummerow, C., Giglio, L., 1994b: A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part 2: Applications to SSM/I data. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 19-34.

Lau, N., Crane, M., 1997: Comparing satellite and surface observations of cloud patterns in synoptic-scale circulation systems. *Monthly Weather Review*, **125**, 3172-3189.

Lemaitre, Y., Protat, A., Scialom, G., 1999: Dynamics of a 'bomb-like' deepening secondary cyclone from airborne Doppler radar. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**(560 Part B), 2797-2818.

Lin, B., Rossow, W., 1997: Precipitation water path and rainfall rate estimates over oceans using special sensor microwave imager and International Satellite Cloud Climatology Project data. *Journal of Geophysical Research*, **102**(D8), 9359-9374.

Lin, B., Wielicki, B., Minnis, P., Rossow, W., 1998: Estimation of water cloud properties from satellite microwave, infrared and visible measurements in oceanic environments. Part 1: Microwave brightness temperature simulations. *Journal of Geophysical Research*, **103**(D4), 3873-3886.

Majewski, D., 1977: Operational regional prediction. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **63**, 89-104.

McCollum, J., Krajewski, W., 1998: Investigations of error sources of the Global Precipitation Climatology Project emission algorithm. *Journal of Geophysical Research*, DC, **103**(D22), 28711-28719.

Meincke, J., Latif, M., 1995: Die Rolle des Ozeans im Klimasystem. *Geographische Rundschau*, Westermann Verlag, Braunschweig, **2**, 90-104.

Miller, D., Katsaros, K., 1992: Satellite derived surface latent heat fluxes in a rapidly intensifying marine cyclone. *Monthly Weather Review*, **120**, 1093-1107.

Miller, D., Petty, G., 1998: Moisture patterns in deepening maritime extratropical cyclones. Part I: Correlation between precipitation and intensification. *Monthly Weather Review*, **126**(9), 2352-2368.

Negri, A., Nelkin, E., Adler, R., Huffman, G., Kummerow, C., 1995: Evaluation of passive microwave precipitation algorithms in winter time midlatitude situations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**(1), 20-32.

Neiman, P., Shapiro, M., 1993: The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part 1: Frontal cyclone evolution and thermodynamic air sea interaction. *Monthly Weather*

Review, **121**, 2153 - 2176.

Neiman, P., Shapiro, M., Fedor, L., 1993: The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part 2: Mesoscale structure and diagnostics. *Monthly Weather Review*, **121**, 2177-2199.

Petty, G., 1994: Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part II: Algorithm implementation. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **54**(1-4), 101-121.

Rahmstorf, S., Willebrand, J., 1995: The role of temperature feedback in stabilizing the thermohaline circulation. *Journal of Physical Oceanography*. **25**, 787-805.

Roebber, P., 1989: On the statistical analysis of cyclone deepening rates. *Monthly Weather Review*, **117**, 2293-2298.

Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Brinkop, S., Dümenil, L., 1992: Simulation of the present day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report*, **93**, 10/92.

Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM4: model description and simulation of the present day climate. *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report* **218**, 9/96.

Rossow, W., Schiffer, R., 1991: ISCCP cloud data products. *Bulletin of the American Meteorological Society*. **72**, 2-20.

Rossow, W., Garder, L., 1993a: Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP. *Journal of Climate*, **6**, 2341-2369.

Rossow, W., Garder, L., 1993b: Validation of ISCCP cloud detections. *Journal of Climate*, **6**, 2370-2393.

Rossow, W., Walker, A., Beuschel, D., Roiter, M., 1996: International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): Documentation of a new cloud data set. *WMO/TD-No. 737*, WMO, Geneva, 115pp. or <http://isccp.giss.nasa.gov/documents.html>.

Rossow, W., Schiffer, R., 1999: Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**(11), 2261-2287.

Rudolf, B., Hauschild, H., Reiß, M., Schneider, U., 1992: Comparison of monthly precipitation analysis derived from conventional measurements, satellite estimates and model results. *Proceedings ISY'92*, 157 - 162.

Rudolf, B., 1996: Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, **196**, M.G.A. (1996), 403-432.

Sanders, F., Gyakum, J., 1980: Synoptic-dynamic climatology of the „bomb“. *Monthly Weather Review*, **108**, 1589-1606.

Saunders, R., Kriebel, K., 1988: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, **9**, No.1, 123-150.

Schlüssel, P., Shin, H., Emery, W., Grassl, H., 1987: Comparison of satellite derived sea surface temperatures with in situ skin measurements. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 2859 -2874.

Schlüssel, P., 1989: Satellite derived low level atmospheric water vapor over content from synergy of AVHRR with HIRS. *International Journal of Remote Sensing*, **11**, 753-766.

Schlüssel, P., W.J. Emery, 1990: Atmospheric water-vapor over oceans from SSM/I measurements. *International Journal of Remote Sensing*, **11**(5), 753-766.

Schlüssel, P., Emery, W., Graßl, H., Mammen, T., 1990: On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, DC, **95**(C8), 13341-13356.

Schlüssel, P., Luthardt, H., 1991: Surface wind speeds over the North Sea from special sensor microwave/imager observations. *Journal of Geophysical Research*, DC, **96**(C3): 4845-4853.

Schlüssel, P., 1995: Passive Fernerkundung der unteren Atmosphäre und der Meeresoberfläche aus dem Weltraum. *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg*, Reihe A, **20**, 87-99.

Schulz, J., 1993: Fernerkundung des latenten Wärmeflusses an der Meeresoberfläche, *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg*, Reihe A, **4**, 29-50.

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

Shapiro, M., Fedor, L., Hampel, T., 1987: Research aircraft measurements of a polar low over the Norwegian Sea. *Tellus*, **39A**, 272-306.

Sharma, A., Chang, A., Wilheit, T., 1991: Estimation of the diurnal cycle of oceanic precipitation from SSM/I data. *Monthly Weather Review*, **119**(9), 2168-2175.

Smith, E., 1998: Second Precipitation Intercomparison Project (PIP-2). *Journal of the Atmospheric Sciences*, **55**(9), 1481-1731.

Smith, E., Lamm, J., Adler, R., Bauer, P., Ferraro, R., Kummerow, C., Mugnai, A., Petty, G., Wentz, F., Wilheit, T., 1998: Results of WetNet PIP-2 Project. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **55**(9), 1483-1536.

Spencer, E., Goodman, H., Hood, R., 1989: Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **6**, 254 - 274.

Stewart, R., Szeto, K., Reinking, R., Clough, S., Ballard, S., 1998: Midlatitude cyclonic cloudsystems and their features affecting larger scales and climate. *Review Geophysics*, in press.

Stout, J., Martin, D., Sidkar, D., 1979: Estimating GATE rainfall with geosynchronous satellite images. *Monthly Weather Review*, **107**, 585 - 598.

Stubenrauch, C., Rossow, W., Scott, N., Chedin, A., 1999: Clouds as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP). Part III: Spatial heterogeneity and radiative effects. *Journal of Climate*, **12**(12), 3419-3442.

Sundquist, H., 1978: A parameterisation scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **104**, 677-690.

Swift, C., Cavallieri, D., 1985: Passive-microwave remote sensing for sea ice research, *EOS*, **66**, 1210-1212.

Tiedtke, M., 1989: A comprehensive massflux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, **117**, 1779-1800.

Tiedtke, M., 1991: Aspects of cumulus parameterizations. Seminar proceedings: *Tropical and Extratropical Interactions*, 1190, ECMWF, Reading.

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

Vesperini, M., 1998: Humidity in the ECMWF model: monitoring of operational analyses and forecasts using SSM/I observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological*

Society, **124**(548 Part B), 1313-1327.

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

WCRP, 1986: Report of the workshop on global large scale precipitation data sets for the World Climate Research Programme, WCP-111, WMO/TD **94**, 45pp.

Weeks, L., DeLorenzo, R., Baker, N., Bohlson, J., Boucher, D., 1996: Defense Meteorological Satellite Program technical review. In: *POES Users' Symposium*, June 10 - 12, 1996 und <http://psbsgi1.nesdis.noaa.gov:8080/EBB/ml/nic103.html>.

Weng, F., Grody, N., 1994: Retrieval of cloud liquid water using the special sensor microwave/imager (SSM/I). *Journal of Geophysical Research*, **99**, 25535-25551.

Weng, F., Grody, N., Ferraro, R., Basist, A., Forsyth, D., 1997a: Cloud liquid water climatology from the Special Sensor Microwave/Imager. *Journal of Climate*, **10**(5), 1086-1098.

Weng, F., Grody, N., Ferraro, R., Zhao, Q., Chen, C., 1997b: Global cloud water distribution derived from Special Sensor Microwave Imager/Sounder and its comparison with GCM simulation. *Advances in Space Research*, **19**(3), 407-411.

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

Wentz, F., 1992: Measurements of oceanic wind vector using satellite microwave radiometers. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-30**, 960-972.

Wentz, F., 1997: A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/imager. *Journal of Geophysical Research*, DC, **102**(C4), 8703-8718.

Wentz, F., Spencer, R., 1998: SSM/I rain retrievals within a unified all-weather ocean algorithm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **55**(9), 1613-1627.

Wilheit, T., Chang, A., Rao, M., Rodgers, E., Theon, J., 1977: A satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over oceans. *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 551 - 560.

Wilheit, T., 1986: Some comments on passive microwave measurement of rain. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **67**(10), 1226-1232.

Wilheit, T., Chang, A., Chiu, L., 1991: Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurements using probability distribution function. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **8**, 118-136.

Xiao, Q., Zou, X., Kuo, Y., 2000: Incorporating the SSM/I derived precipitable water and rainfall rate into a numerical model: A case study for the ERICA IOP-4 cyclone. *Monthly Weather Review*, **128**(1), 87-108.

Zhang, D., Radeva, E., Gyakum, J., 1999: A family of frontal cyclones over the western Atlantic Ocean. Part II: Parameter studies. *Monthly Weather Review*, **127**(8), 1745-1760.

Danksagung

Die vorliegende Dissertation wurde im Rahmen des Sonderforschungsbereichs SFB 512 „Tiefdruckgebiete und Klimasystem des Nordatlantiks“, TP C1 erstellt.

Für die Begutachtung und Betreuung danke ich Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl.

Für die sehr motivierende Betreuung und viele „konstruktive Beschimpfungen“ danke ich besonders Herrn Dr. Stephan Bakan.

Herrn Dr. Olaf Krüger danke ich für anregende Diskussionen.

Für die Bereitstellung zahlloser Gigabytes an Daten bedanke ich mich bei Dr. Klaus Arpe, Dr. Elke Keup-Thiel und Dr. Stefan Bauer.

Frau Barbara Zinecker danke ich ganz herzlich für das „In-Situ“ Lesen der Arbeit.

Herrn Dipl.-Met Frank Paul danke ich für stundenlange E-Mails, Onlinehilfen und die Leoniden.

Mein ganz besonderer Dank geht an 3+4, für die unermüdliche „Demoralisierung“ wann immer ich sie brauchte.

Mein größter Dank gilt meiner Verlobten, Frau Dipl.-Geol. Angela Engelhardt, und meinen Eltern, Jürgen und Brigitte Klepp, für die unermüdliche Unterstützung und ihr Verständnis in der entbehrungsreichen Zeit des Zusammenschreibens.

- EXAMENSARBEIT Nr. 59**
August 1998
Variability on decadal scales in Pacific sea surface temperatures and atmosphere ocean interaction in the coupled general circulation model ECHAM4/OPYC3
Andreas Bacher
- EXAMENSARBEIT Nr. 60**
August 1998
Development of a Process-Based Model to Derive Methane Emissions from Natural Wetlands for Climate Studies
Bernadette Walter
- EXAMENSARBEIT Nr. 61**
Dezember 1998
On the benefit of the adjoint technique for inversion of the atmospheric transport employing carbon dioxide as an example of a passive tracer
Thomas Kaminski
- EXAMENSARBEIT Nr. 62**
Januar 1999
Modellierung der Chemie der globalen Strato- und Troposphäre mit einem drei-dimensionalen Zirkulationsmodell
Benedikt Steil
- EXAMENSARBEIT Nr. 63**
Januar 1999
Ocean-atmosphere interactions on decadal timescales
Stephan Venzke
- EXAMENSARBEIT Nr. 64**
März 1999
Modes of Variability as Simulated by a Global Climate Model
Axel Timmermann
- EXAMENSARBEIT Nr. 65**
Juli 1999
Numerical Simulation of Scavenging Processes in Explosive Volcanic Eruption Clouds
Christiane Textor
- EXAMENSARBEIT Nr. 66**
Juli 1999
Grobstruktursimulation - eine Methode zur Berechnung turbulenter atmosphärischer Strömungen
Andreas Chlond
- EXAMENSARBEIT Nr. 67**
Dezember 1999
Satellitengestützte Abschätzung der Einflüsse von kühler Haut und Schaumbedeckung des Ozeans auf den globalen CO₂-Fluß zwischen Ozean und Atmosphäre
Stefan Ewald
- EXAMENSARBEIT Nr. 68**
Februar 2000
Die direkte Strahlungswirkung von Aerosolteilchen auf ein Klimamodell
Anke Maria Allner
- EXAMENSARBEIT Nr. 69**
Februar 2000
Räumliche und zeitliche Variabilität von Wasserisotopen im polaren Niederschlag
(Spatial and Temporal Variability of Water Isotopes in Polar Precipitation)
Martin Werner
- EXAMENSARBEIT Nr. 70**
März 2000
Bestimmung des turbulenten Impulsflusses mit Hilfe von Doppler- und Interferometriemessungen eines Radar-RASS-Systems
Lutz Hirsch
- EXAMENSARBEIT Nr. 71**
Mai 2000
Entwicklung und Test eines massenerhaltenden semi-Lagrangischen Transportverfahrens auf einer Kugel
Markus Peter Olk
- EXAMENSARBEIT Nr. 72**
Mai 2000
Quantification of Natural Climate Variability in Paleoclimatic Proxy Data Using General Circulation Models: Application to Glacier Systems
Bernhard K. Reichert

EXAMENSARBEIT Nr. 73 Mai 2000	Validation of Clouds in the ECHAM4 Model Using a Dynamical Adjustment Technique Hans-Stefan Bauer
EXAMENSARBEIT Nr. 74 Juni 2000	The Dynamical Link Between the Troposphere and Stratosphere and its Potential to Affect Climate Judith Perlwitz
EXAMENSARBEIT Nr. 75 Juli 2000	Fernerkundung von Eis- und Mehrschichtbewölkung über Meeresuntergrund aus Messungen rückgestreuter Solarstrahlung Claudio Costanzo
EXAMENSARBEIT Nr. 76 Juli 2000	Large-scale SST variability in the midlatitudes and in the tropical Atlantic Dietmar Dommenges
EXAMENSARBEIT Nr. 77 Juli 2000	HOAPS: Eine neue Klimatologie des Süßwasserflusses an der Meeresoberfläche abgeleitet aus Satellitendaten Volker Jost
EXAMENSARBEIT Nr. 78 September 2000	The potential influence of natural climate variability and uncertainty in the design of optimal greenhouse gas emission policies Victor Ocaña
EXAMENSARBEIT Nr. 79 Oktober 2000	Messungen des Reflexionsvermögen der Meeresoberfläche im infraroten Spektralbereich mit dem "Ocean Atmosphere Sounding Interferometer System" (OASIS) Lars Fiedler
EXAMENSARBEIT Nr. 80 November 2000	Vertikalmessungen der Aerosolextinktion und des Ozons mit einem UV-Raman-Lidar Volker Matthias
EXAMENSARBEIT Nr. 81 Dezember 2000	Photochemical Smog in Berlin-Brandenburg: An Investigation with the Atmosphere-Chemistry Model GESIMA Susanne E. Bauer
EXAMENSARBEIT Nr. 82 Juli 2001	Komponenten des Wasserkreislaufs in Zyklonen aus Satellitendaten –Niederschlagsfallstudien- Christian-Philipp Klepp